

Ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα και επίδραση της κλιματικής μεταβολής στην εξέλιξή τους. Εφαρμογή στην περιοχή της Κρήτης.

Αριστείδης Γ. Κουτρούλης

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



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ
ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΑΡΑΚΤΙΑΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

Επιβλέπων Καθηγητής: Ιωάννης Κ. Τσάνης

Χανιά, Δεκέμβριος 2010

Το παρών αντίγραφο της διατριβής παρέχεται υπό την προϋπόθεση ότι οιοσδήποτε συμβουλεύεται 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.

Περίληψη

Η κλιματική αλλαγή αναμένεται να αυξήσει το ρίσκο από πλημμύρες ενώ παράλληλα θα επιφέρει μεγαλύτερα διαστήματα ξηρασίας με αυξανόμενη συχνότητα. Η Μεσόγειος έχει χαρακτηριστεί ως μία από τις κύριες «εστίες» κλιματικής αλλαγής, ενώ παρουσιάζεται αρκετά ευάλωτη στις επιπτώσεις της. Μία από τις μεγαλύτερες ανησυχίες είναι η αύξηση της συχνότητας των ακραίων γεγονότων σε σχέση με τις σημερινές συνθήκες.

Η παρούσα Διδακτορική διατριβή αποσκοπεί στην μελέτη των ακραίων υδρομετεωρολογικών φαινομένων στην περιοχή της Κρήτης. Αρχικά γίνεται μία αναφορά για τα φαινόμενα των πλημμυρών και της ξηρασίας εστιάζοντας στον Ευρωπαϊκό και Μεσογειακό χώρο, περιγράφοντας τις σχετικές κλιματικές τάσεις. Στη συνέχεια εξετάζεται η μελέτη του κλίματος μέσω των κλιματικών μοντέλων καθώς και η μέχρι σήμερα εξέλιξη τους. Ακολουθεί η ανάλυση της εποχικότητας των πλημμυρικών φαινομένων και των υδρολογικών χαρακτηριστικών στην Κρήτη με τη χρήση στατιστικών διανυσμάτων. Σε επόμενο στάδιο γίνεται μία προσπάθεια ολοκληρωμένης μελέτης πλημμυρικών επεισοδίων καθώς και ανάπτυξης μιας απλοϊκής μεθόδου εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής. Η μεθοδολογία εφαρμόζεται στο πλημμυρικό γεγονός της 13^{ης} Ιανουαρίου 1994 στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου. Ακολούθως, η μελέτη της χωροχρονικής εξέλιξης της ξηρασίας για την περίοδο 1970-2000 γίνεται με την χρήση δεικτών ξηρασίας και εισάγεται ένας νέος δείκτης ο οποίος σκοπό έχει την απεικόνιση της σχετικότητας των συνθηκών ξηρασίας σε γειτονικές υδρολογικές λεκάνες. Στη συνέχεια εξετάζεται η ικανότητα των περιοχικών κλιματικών μοντέλων υψηλής ανάλυσης στην αναπαράσταση κλιματικών παραμέτρων για την περιοχή της Κρήτης. Εξετάζονται και εφαρμόζονται βέλτιστες μεθοδολογίες διόρθωσης σφαλμάτων μεροληψίας και τα αποτελέσματα χρησιμοποιούνται για την μελέτη της επίδρασης της κλιματικής μεταβολής στις πλημμύρες και τις ξηρασίες και την εξαγωγή γενικευμένων τάσεων. Τα αποτελέσματα της μελέτης αποσκοπούν στην βελτίωση της κατανόησης των μηχανισμών που διέπουν τα ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα καθώς και η προαγωγή της στρατηγικής παρακολούθησης και πρόγνωσή τους.

... αφιερωμένη στους γονείς και τη σύζυγο μου

με αγάπη και σεβασμό...

Ευχαριστίες

Φτάνοντας στο τέλος μιας πολυετούς ερευνητικής προσπάθειας θα ήθελα να ευχαριστήσω όσους μου πρόσφεραν αμείωτη συμπαράσταση σε όλη αυτή την πορεία.

Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Ιωάννη Τσάνη που μου προσέφερε το κίνητρο, τις βάσεις και την συνεχή υποστήριξη καθ' όλη την διάρκεια του έργου.

Σε αυτή τη προσπάθεια, είχα την συμπαράσταση των φίλων και συνεργατών του Εργαστηρίου Διαχείρισης Υδατικών Πόρων και Παράκτιας Μηχανικής. Ευχαριστώ τους Ιωάννη Δαλιακόπουλο και Μανώλη Γρυλλάκη για την υποστήριξή τους στην ανάπτυξη εφαρμογών στη Matlab, τον Κωνσταντίνο Σειραδάκη για την τεχνική υποστήριξη και τους Σωτήρη Τσιτσιλώνη και Αγγελική Βροχίδου για την συμπαράσταση και υποστήριξή τους.

Τις πιο θερμές μου ευχαριστίες στον κ. Μαρίνο Κριτσωτάκη που υποστήριξε την μελέτη με την παροχή πρωτογενών δεδομένων και πολύτιμων συμβουλών.

Τέλος το μεγαλύτερο ευχαριστώ οφείλω στους γονείς μου που στήριξαν όλες τις κατά καιρούς αποφάσεις μου και την σύζυγο μου με περιμένει πάντοτε υπομονετικά και με υποδέχεται με χαμόγελο...

Πολυτεχνείο Κρήτης, 2010

Αριστείδης Γ. Κουτρούλης

Λίστα σχετικών δημοσιεύσεων

Σχετικές δημοσιεύσεις σε διεθνή περιοδικά (Journal articles):

- Tsanis, I.K., **Koutroulis A.G.**, Daliakopoulos, I.N., D. Jacob., “Severe Climate-Induced Water Shortage and Extremes in Crete”, *Climatic Change Letters*, 2010 (submitted, under review).
- **Koutroulis, A.G.**, Tsanis, I.K., Daliakopoulos I.N., “Seasonality of floods and their hydrometeorologic characteristics in the island of Crete”, *Journal of Hydrology*, In Press, Corrected Proof, Available online 22 April 2010, ISSN 0022-1694, doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.04.025.
- **Koutroulis, A.G.**, Tsanis, I.K., “A method for estimating flash flood peak discharge in a poorly gauged basin: Case study for the 13-14 January 1994 flood, Giofyros basin, Crete”, *Journal of Hydrology*, 385, 150-164, 2010.
- **Koutroulis A.G.**, Vrochidou A., Tsanis I.K., “Spatial and temporal characteristics of droughts for the island of Crete”, *Journal of Hydrometeorology*, 2010 (in press) doi: 10.1175/2010JHM1252.1.
- E. Gaume, V. Bain, P. Bernardara, O. Newinger, M. Barbuc, A. Bateman, L. Blaškovičová, G. Blöschl, M. Borga, A. Dumitrescu, J. Garcia, A. Irimescu, S. Kohnova, **A. Koutroulis**, L. Marchi, S. Matreata, V. Medina, E. Preciso, D. Sempere-Torres, G. Stancalie, J. Szolgay, I. Tsanis, D. Velasco, A. Viglione, A collation of data on European flash floods, *Journal of Hydrology*, Volume 367, Issues 1-2, 70-78, 2009.

Σχετικές δημοσιεύσεις σε συνέδρια με κριτές (Peer-reviewed conference proceedings):

- **Koutroulis A.G.**, I.K. Tsanis, V. Kotroni, and K. Lagouvardos. Lightning activity, rainfall and flash flooding. Occasional or interrelated events? A case study in the island of Crete. Vol. 12, PLINIUS12-7, 12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Corfu Island Greece, September 2010
- Tsanis, I.K. and **A.G. Koutroulis**. Hazards from a changing climate in the Island of Crete, Greece., Conference on Integrated River Basin Management under the Water Framework Directive, 26th to 28th April 2010, Le Nouveau Siècle, Lille, France.
- Tsanis, I.K., I.N. Daliakopoulos, **A.G. Koutroulis**, and Daniela Jacob., Future Trends of Water Availability in the Island of Crete. EGU2010-9488, Vienna 2010.
- **Koutroulis A.G.**, I.K. Tsanis, Daniela Jacob, Philip Lorenz, and Jens H. Christensen., Severe Climate Induced Flash Floods and Droughts in Crete. EGU2010-9240, Vienna 2010.

- Tsanis, I.K., **A.G. Koutroulis**, I.N. Daliakopoulos, and E.G. Grillakis., Studying the hydro-meteorological extremes. The benefits from the European Flash Flood research oriented HYDRATE project. EGU2010-8744, Vienna 2010.
- **Koutroulis A.G.**, A.K. Vrohidou, Tsanis, I.K., and Daniela Jacob., Meteorological drought patterns and climate change for the island of Crete. EGU2010-8782, Vienna 2010.
- Huijgevoort, M.J.H., Rakovec, O., Wanders, N., Haddeland, I., **Koutroulis, A.**, Horácek, S., Machlina, A., Horvát, O., Candel Pérez, M., Jódar Bermúdez, J., Hisdal, H., Novický, O., Navarro, V., Tsannis, I., Fendeková, M., Tallaksen, L.M. & van Lanen, H.A.J. (2009) Drought assessment using local and large scale data for WATCH test basins. Presentation at WB4 Workshop, 30 September 2009, Isegran, Norway / WATCH General Assembly, Focus Group Test Basins, 5 Nov 2009.
- **Koutroulis, A.G.** and I. K. Tsanis, Seasonality analysis of hydrological characteristics and flash flood events in Greece, EGU2009, Vienna, April 20-21, 2009.
- Tsanis, I.K. and **Koutroulis A.G.**, A simple method of estimating flash flood peak discharge in a poorly gauged basin, EGU2009, Vienna, April 20-21, 2009.
- **Koutroulis A. G.**, Ioannis K. Tsanis, Translating the global water cycle and climate change signals to basin-scale water resources applications. Case study: the island of Crete, Coping with Climate change in integrated Watershed Management, 30 July 2008, Kerkrade, Netherlands.
- Tsanis, I.K., **Koutroulis, A.**, Daliakopoulos, I., Michaelides, S., "Storm analysis and precipitation distribution of the flash flood in Almyrida basin, Crete", EGU2008 Session IS31-Flash floods: observations and analysis of atmospheric and hydrological controls, EGU, Vienna, Austria, 13-18 April 2008.
- Tsanis, I.K.; Daliakopoulos, I., **Koutroulis, A.**; Flash flood reconstruction in an ungauged watershed: the case of Almyrida basin, Crete, Greece, Floodrisk 2008: The European Conference on Flood Risk Management, Research into Practice, 30 September – 2 October 2008, Oxford, UK

Σχετικές Τεχνικές Εκθέσεις σε Ευρωπαϊκά Ερευνητικά Προγράμματα:

- Henny A.J. van Lanen, Lena M. Tallaksen, Miriam Fendekova, Martin Hanel, Anne F. van Loon, Oldřich, Rakovec, Stanislav Horaček, Oliver Horvat, Andrej Machlina, Marjolein H.J. van Huijgevoort, Ioannis Tsanis, **Aristeidis Koutroulis**, Ladislav Kašparek, Oldřich Novicky & Hege Hisdal. WATCH Technical Report: PROPAGATION OF DROUGHT THROUGH THE HYDROLOGICAL CYCLE (2010).
- Fulco Ludwig, Miguel Candel, Jesús Carrera, Miriam Fendekova, Ingjerd Haddeland, Stanislav Horacek, Jorge Jódar, **Aristeidis Koutroulis**, Vicente Navarro, Ioannis Tsanis. WATCH Technical Report Number 10: Preliminary Water Assessment Reports of the test basins of the WATCH Project, (2009).

Πίνακας Περιεχομένων

Περίληψη.....	3
Ευχαριστίες	5
Λίστα σχετικών δημοσιεύσεων	7
Πίνακας Περιεχομένων	9
Λίστα εικόνων.....	14
Λίστα πινάκων.....	20
1. Εισαγωγή.....	23
1.1. Γενική τοποθέτηση του θέματος	23
Πλημμύρες	23
Ξηρασία.....	25
Κλιματική αλλαγή	26
1.2. Επιστήμη μελέτης του κλίματος.....	28
1.3. Αντικειμενικοί στόχοι της εργασίας.....	31
1.4. Διάρθρωση εργασίας.....	32
1.5. Πρωτότυπα σημεία.....	33
1.6. Περιοχή μελέτης.....	34
2. Εποχικότητα πλημμυρικών φαινομένων και υδρολογικών χαρακτηριστικών	37
2.1. Μεθοδολογία	40
2.1.1. Τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας	40
2.1.2. Εποχικότητα	42
2.2. Δεδομένα	44
2.3. Αποτελέσματα	45
2.3.1. Ανάλυση σε επίπεδο γεγονότος.....	45
2.3.2. Τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που σχετίζονται με πλημμυρικά γεγονότα στην περιοχή της Κρήτης.....	47
2.3.3. Εποχικότητα μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης.....	52
2.3.4. Εποχικότητα μέσης μηνιαίας απορροής.....	54
2.3.5. Εποχικότητα μέγιστης ετήσιας βροχόπτωσης	56
2.3.6. Εποχικότητα μέγιστης ετήσιας παροχής	56
3. Ολοκληρωμένη μελέτη πλημμυρικών επεισοδίων	59

3.1.	Μεθοδολογία	63
3.1.1.	Εξαγωγή πλεγμάτων πιθανών χωροχρονικών πεδίων βροχόπτωσης	63
3.1.2.	Εμπειρικός προσδιορισμός πλημμυρικής αιχμής	64
3.1.3.	Προσδιορισμός πλημμυρικής αιχμής από γεωμετρικά χαρακτηριστικά και παραμέτρους διατομών	65
3.1.4.	Υδρολογική και υδραυλική προσομοίωση	66
3.1.4.1.	Μέθοδος απωλειών «Deficit and Constant».....	66
3.1.4.2.	Μέθοδος διαδικασίας απορροής «ModClark»	67
3.1.5.	Βαθμονόμηση	68
3.2.	Εφαρμογή στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου	70
3.2.1.	Περιγραφή περιοχής μελέτης	70
3.3.	Δεδομένα πεδίου	73
3.4.	Αποτελέσματα	75
3.4.1.	Συνοπτική Μετεωρολογική Ανάλυση	75
3.4.2.	Υδρολογική ανάλυση	80
3.4.2.1.	Ανάλυση ευαισθησίας	80
3.4.2.2.	Βαθμονόμηση και εκτίμηση παραμέτρων	84
3.4.3.	Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής μέσω υδρολογικής και υδραυλικής προσομοίωσης	87
3.4.4.	Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής μέσω μεταπλημμυρικών δεδομένων	91
3.4.5.	Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής μέσω εμπειρικής μεθόδου	94
3.5.	Λογική εμπειρικής μεθόδου	97
4.	Χωροχρονική ανάλυση ξηρασίας.....	99
4.1.	Δεδομένα	104
4.2.	Μεθοδολογία	107
4.2.1.	Ο δείκτης ξηρασίας SPI.....	107
4.2.2.	Μέθοδος χωρικής παρεμβολής IDW	108
4.2.3.	Ο δείκτης ξηρασίας SN-SPI	111
4.2.3.1.	Ευαισθησία στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «ξηρής» υδρολογικής λεκάνης Α	113
4.2.3.2.	Ευαισθησία στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «υγρής» υδρολογικής λεκάνης Γ	115
4.3.	Αποτελέσματα	116
5.	Κλιματική μεταβολή και επιπτώσεις σε πλημμύρες και ξηρασίες.....	127
5.1.	Δεδομένα	131
5.2.	Μεθοδολογία επεξεργασίας αποτελεσμάτων κλιματικών μοντέλων	133

5.2.1.	Έλεγχος απόδοσης και στάθμιση	133
	F1 – μέτρο κατανομής πυκνότητας πιθανότητας	134
	F2 – μέτρο ικανότητας αναπαράστασης εποχικότητας ετήσιου κύκλου.....	136
5.2.2.	Διόρθωση σφαλμάτων μεροληψίας.....	137
5.2.2.1.	Διόρθωση σφαλμάτων μεροληψίας σε μηνιαίου χρονικού βήματος βροχόπτωσης και θερμοκρασίας και ημερήσιου βήματος θερμοκρασίας.....	138
5.2.2.2.	Διόρθωση σφαλμάτων μεροληψίας σε ημερήσιου χρονικού βήματος δεδομένα βροχόπτωσης.....	139
5.3.	Αποτελέσματα	142
5.3.1.	Βροχόπτωση	142
	Αξιολόγηση της μεθόδου στάθμισης της μηνιαίας βροχόπτωσης.....	149
5.3.2.	Θερμοκρασία	156
	Αξιολόγηση της μεθόδου στάθμισης της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας	163
5.3.3.	Δυνητική Εξατμισοδιαπνοή.....	169
5.4.	Επιπτώσεις κλιματικών τάσεων στις πλημμύρες	171
5.5.	Επιπτώσεις κλιματικών τάσεων στην ξηρασία.....	175
6.	Συμπεράσματα και προτάσεις για μελλοντική έρευνα	179
6.1.	Περίληψη και βασικά συμπεράσματα	179
	Εποχικότητα πλημμυρικών φαινομένων και υδρολογικών χαρακτηριστικών	179
	Ολοκληρωμένη μελέτη πλημμυρικών επεισοδίων	182
	Χωροχρονική ανάλυση ξηρασίας.....	183
	Κλιματική μεταβολή και επιπτώσεις σε πλημμύρες και ξηρασίες	185
6.2.	Προτάσεις για μελλοντική έρευνα	191
6.3.	Προτάσεις για εφαρμογές σχετικά με τα ερευνητικά αποτελέσματα.....	194
7.	Βιβλιογραφία.....	197
8.	Παραρτήματα	213
8.1.	Παράρτημα Α - ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΠΟΡΡΟΗΣ – Clark UH	213
8.2.	Παράρτημα Β - ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ HEC-RAS	217
8.3.	Παράρτημα Γ - Δημιουργία χρονοσειρών θερμοκρασίας για τις κύριες υδρολογικές λεκάνες της Κρήτης	222
8.3.1.	Καταχώρηση και συμπλήρωση δεδομένων σε ημερήσιο και μηνιαίο βήμα	222
8.4.	Παράρτημα Δ - Δημιουργία χρονοσειρών δυνητικής εξατμισοδιαπνοής για τις κύριες υδρολογικές λεκάνες της Κρήτης με την μέθοδο Blaney – Criddle.....	227

Λίστα εικόνων

Εικόνα 1-1: Κινητός μέσος όρος 5-ετίας κόστους πλημμυρών στην Ευρώπη με βάση τις τιμές του 2006. Η γκρίζα γραμμή απεικονίζει το μέσο ετήσιο κόστος για την περίοδο 1970-2006, (Barredo, 2009).....	23
Εικόνα 1-2: Περιστατικά ξηρασίας για τα κράτη μέλη της ΕΕ κατά την διάρκεια των 20 τελευταίων ετών. Τα έτη 2009 και 2010 πιθανώς να παρουσιάζουν ελλιπή στοιχεία. Πηγή: European Topic Center.....	26
Εικόνα 1-3: Προβαλλόμενες μεταβολές για το σενάριο εκπομπών A1B και την περίοδο 2071-2100 σε σχέση με την περίοδο 1961-1990 (α) αριστερά – στην μέση ετήσια θερμοκρασία σε °C, (β) δεξιά – ετήσια βροχόπτωση σε ποσοστό. Μέσοι όροι συνόλου περιοχικών μοντέλων προγράμματος ENSEMBLES (Van der Linden and Mitchell, 2009).....	27
Εικόνα 1-4: Προβαλλόμενη μεταβολή στην κλιματολογία (Θερμοκρασία, βροχόπτωση, εποχικότητα) για το σενάριο εκπομπών A1B και την περίοδο 2071-2100 σε σχέση με την περίοδο 1961-1990 (Van der Linden and Mitchell, 2009).....	28
Εικόνα 1-5: Παραδείγματα των περιοχών εφαρμογής RCMw. Μερικοί από αυτά είναι ήδη σε εφαρμογή (π.χ. NARCCAP, CLARIS, ENSEMBLES, RGMIP), ενώ μερικά έχουν προταθεί. (Πηγή: Rummukainen, 2010).....	29
Εικόνα 2-1: Τοποθεσία βροχομετρικών και υδρομετρικών σταθμών στην Κρήτη που χρησιμοποιούνται για την ανάλυση εποχικότητας των υδρολογικών χαρακτηριστικών.	45
Εικόνα 2-2: Μηνιαία κατανομή πλημμυρικών επεισοδίων στην Κρήτη (1997-2007).....	46
Εικόνα 2-3: Χωρική κατανομή και αριθμός πλημμυρικών επεισοδίων (1990-2007) για το νησί της Κρήτης Μέγιστη ημερήσια βροχόπτωση περιόδου επαναφοράς 100 ετών (Η περίοδος επαναφοράς μέγιστης ημερήσιας βροχόπτωσης 100ετίας υπολογίστηκε με βάση την κατανομή Log-Pearson Type III και η μέθοδος χωρικής παρεμβολής που χρησιμοποιήθηκε είναι η IDW.).....	47
Εικόνα 2-4: Χωρική κατανομή τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας πλημμυρικών επεισοδίων για την περίοδο 1990-2007 στην περιοχή της Κρήτης.	50
Εικόνα 2-5: Εποχικότητα τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας πλημμυρικών επεισοδίων για την περίοδο 1990-2007 στην περιοχή της Κρήτης.	51
Εικόνα 2-6: Σύνηθες καθεστώς πίεσης στον ευρύτερο Ευρωπαϊκό χώρο που παρατηρείται για την πλειονότητα των πλημμυρικών επεισοδίων.	51
Εικόνα 2-7: Εποχικότητα μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης στην περιοχή της Κρήτης για την περίοδο 1973-1995. Το επάνω σχήμα (α) και το κάτω σχήμα (β) απεικονίζουν την εποχικότητα και την συχνότητα του πρωτεύοντος μεγίστου (S_{max}), και του δευτερεύοντος μεγίστου (S_{2max}), της μηνιαίας βροχόπτωσης κατά την περίοδο 1973-2005, αντίστοιχα.....	52
Εικόνα 2-8: Κατανομή βροχομετρικών σταθμών με παρόμοια εποχικότητα (α) πρωτεύοντος μεγίστου μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης και (β) δευτερεύοντος μεγίστου μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης. Οι συχνότητες παρουσιάζονται χωριστά για τους σταθμούς που βρίσκονται τοποθετημένοι υψομετρικά χαμηλότερα των 200m και χωριστά άνω των 200m, αντίστοιχα.....	53
Εικόνα 2-9: Εποχικότητα και συχνότητα του (α) πρωτεύοντος μεγίστου (S_{max}), και (β) του δευτερεύοντος μεγίστου (S_{2max}) μέσης μηνιαίας απορροής για την περίοδο 1970-2002. Οι περιοχές με γκρι απόχρωση αντιστοιχούν σε καρστικούς γεωλογικούς σχηματισμούς.	55

Εικόνα 2-10: Κατηγοριοποίηση υδρολογικών λεκανών με παρόμοια εποχικότητα (α) πρωτεύοντος μεγίστου μέσης μηνιαίας απορροής και (β) δευτερεύοντος μεγίστου μέσης μηνιαίας απορροής. Οι συγχότητες παρουσιάζονται χωριστά για τις υδρολογικές λεκάνες οπού το μέσο υψόμετρο τους βρίσκεται χαμηλότερα των 550m και χωριστά άνω των 550m, αντίστοιχα.	55
Εικόνα 2-11: Εποχικότητα μέγιστης ημερήσιας κατ' έτος βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2005 αναφορικά με (α) την εποχικότητα που προσδιορίσθηκε από ολόκληρη την περίοδο ανάλυσης (33 χρόνια), (β) τα τρία μέγιστα γεγονότα (3 χρόνια) (γ) το μέγιστο γεγονός (1 χρόνο). Η κατεύθυνση των διανυσμάτων αντιπροσωπεύει τη μέση εποχικότητα εμφάνισης ακραίας βροχόπτωσης σε ένα υδρολογικό έτος και το μέγεθος του διανύσματος υποδηλώνει την συχνότητα εμφάνισης.....	57
Εικόνα 2-12: Εποχικότητα μέγιστης ημερήσιας κατ' έτος απορροής (πλημμυρική αιχμή) για την περίοδο 1970-2000 αναφορικά με (α) την εποχικότητα που προσδιορίσθηκε για τα 15 μέγιστα γεγονότα από ολόκληρη την περίοδο ανάλυσης (30 χρόνια), (β) τα τρία μέγιστα γεγονότα (3 χρόνια) (γ) το μέγιστο γεγονός (1 χρόνο). Η κατεύθυνση των διανυσμάτων αντιπροσωπεύει τη μέση εποχικότητα εμφάνισης ακραίας απορροής σε ένα υδρολογικό έτος και το μέγεθος του διανύσματος υποδηλώνει την συχνότητα εμφάνισης.	58
Εικόνα 3-1: Τοποθεσία και διαθέσιμα υδρομετεωρολογικά δεδομένα για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου.	71
Εικόνα 3-2: Χάρτες μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους και βροχόπτωσης προκαλούμενης από νέφη θερμικής ανάπτυξης με βάση τα 6-ωρα δεδομένα ECWMF 40 years reanalysis και εικόνες από τον μετεωρολογικό δορυφόρο METEOSAT για την πλημμύρα στις 13 Ιανουαρίου 1994.....	76
Εικόνα 3-3: Χάρτες μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια του εδάφους και βροχόπτωσης προκαλούμενης από νέφη θερμικής ανάπτυξης με βάση τα 6-ωρα δεδομένα ECWMF 40 years reanalysis και εικόνες από τον μετεωρολογικό δορυφόρο METEOSAT για την πλημμύρα στις 13 Ιανουαρίου 1994.....	77
Εικόνα 3-4: Χωρική κατανομή αθροιστικής ημερήσιας βροχόπτωσης ως προϊόν χωρικής παρεμβολής μεταξύ 53 βροχομετρικών σταθμών με βάση τη μέθοδο Inverse Distance Weighting για τις 13, 14 και 15 Ιανουαρίου 1994.....	78
Εικόνα 3-5: Υδρολογική λεκάνη ποταμού Γιοφύρου, ορεινός όγκος Ψηλορείτη και αθροιστική ημερήσια βροχόπτωση κατά το πλημμυρικό επεισόδιο στις 14 Ιανουαρίου 1994.	79
Εικόνα 3-6: Ωριαία βροχόπτωση στο βροχογράφο της Αγ. Βαρβάρας (συνολική βροχόπτωση 182,8mm σε υψόμετρο 570m) και στο βροχογράφο του Ηρακλείου (συνολική βροχόπτωση 28,4mm σε υψόμετρο 40m).	79
Εικόνα 3-7: Υδρογραφήματα για 3 επεισόδια βροχής που χρησιμοποιήθηκαν για υδρολογική ανάλυση.	84
Εικόνα 3-8: Συσχέτιση μέσης έντασης βροχόπτωσης (mm/h) σε επίπεδο επεισοδίου με τις παραμέτρους CR και R για τα γεγονότα που χρησιμοποιήθηκαν στην βαθμονόμηση και εκτίμηση των παραμέτρων αυτών για το πλημμυρικό γεγονός.	87
Εικόνα 3-9: Προσομοίωση πλημμυρικού υδρογραφήματος στη θέση Φοινικιά του ποταμού Γιοφύρου μέσω του υδρολογικού μοντέλου HEC-HMS και όρια αβεβαιότητας. Το εγκατεστημένο σταθμήμετρο καταστράφηκε σε επίπεδο χαμηλής απορροής, πιθανώς από μεγάλα επιπλέοντα αντικείμενα που συνήθως μεταφέρονται από το μέτωπο του πλημμυρικού κύματος (Pierson, 1986).	88
Εικόνα 3-10: Τρισδιάστατη απεικόνιση πλημμυρικού κύματος με τρίωρο χρονικό βήμα. Η ανώτερη διατομή αντιστοιχεί στην τοποθεσία Φοινικιά και η κατώτερη διατομή αντιστοιχεί στην εκβολή του Γιοφύρου.	90
Εικόνα 3-11: Γεωμετρία πλημμυρικής διατομής του γεγονότος (διατομή ελέγχου) της 14 ^{ης} Ιανουαρίου 1994 στην τοποθεσία Φοινικιά.....	91

Εικόνα 3-12: Καμπύλη ύψους ροής – απορροής για την διατομή της Φοινικιάς (τα γκρίζα τρίγωνα αποτελούν μετρημένες τιμές)	92
Εικόνα 3-13: Συνολικός όγκος απορροής γεγονότος VT (m^3) σε συνάρτηση με την βροχόπτωση και το τετράγωνο της τυπικής της απόκλισης, με επίπεδο εμπιστοσύνης της παρεμβολής 95%.....	94
Εικόνα 3-14: Συνολικός όγκος απορροής γεγονότος VT (m^3) σε συνάρτηση με το γινόμενο της μέγιστης απορροής και της χρονικής διάρκειας, με επίπεδο εμπιστοσύνης της παρεμβολής 95%.	95
Εικόνα 3-15: Διακύμανση πλημμυρικής αιχμής σε σχέση με την χρονική διάρκεια του επεισοδίου και την τυπική απόκλιση της συνολικής βροχόπτωσης (75,7mm) για (α) χρονική διάρκεια γεγονότος 19h και (β) τυπική απόκλιση χρονοσειράς βροχόπτωσης 4,5mm.....	98
Εικόνα 4-1: Υποθετική περιοχή αποτελούμενη από τρεις υδροκρίτες Α, Β και Γ.....	101
Εικόνα 4-2: Χρονοσειρές μηνιαίας βροχόπτωσης για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες της	
Εικόνα 4-1	102
Εικόνα 4-3: Μηνιαία χρονοσειρά δείκτη SPI48 (48μηνη χρονική κλίμακα) για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες.....	103
Εικόνα 4-4: Περιοχή μελέτης, 130 βασικότερες υδρολογικές λεκάνες Κρήτης.....	104
Εικόνα 4-5: Διάγραμμα ετήσιας βροχόπτωσης για τις τρεις υδρολογικές λεκάνες.....	105
Εικόνα 4-6: Μέση ετήσια βροχόπτωση σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την περίοδο 1973-2004 και τοποθεσία των βροχομετρικών σταθμών.	110
Εικόνα 4-7: Μηνιαία χρονοσειρά δείκτη SN-SPI48 (48μηνη χρονική κλίμακα) για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες.....	112
Εικόνα 4-8: Ευαισθησία SN-SPI στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «Ξηρής» υποθετικής λεκάνης Α για (α) λεκάνη Α, (β) λεκάνη Β και (γ) λεκάνη Γ.	114
Εικόνα 4-9: Ευαισθησία SN-SPI στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «Υγρής» υποθετικής λεκάνης Γ για (α) λεκάνη Α, (β) λεκάνη Β και (γ) λεκάνη Γ.	116
Εικόνα 4-10: 12, 24 και 48μηνη (ανώτερο, μεσαίο και κατώτερο μέρος) κλίμακα SPI για a) Ταυρωνίτη, β) Γεροπόταμο και γ) Πετρά για την περίοδο 1973-2004.	118
Εικόνα 4-11: 12, 24 και 48μηνη (ανώτερο, μεσαίο και κατώτερο μέρος) κλίμακα SPI και SN-SPI για a) Ταυρωνίτη, β) Γεροπόταμο και γ) Πετρά για την περίοδο 1973-2004.	119
Εικόνα 4-12: 12, 24 και 48μηνη (ανώτερο, μεσαίο και κατώτερο μέρος) κλίμακα SPI και SN-SPI για Ταυρωνίτη και Πετρά για την περίοδο 1973-2004.....	121
Εικόνα 4-13: Χάρτης συνθηκών ακραίας ξηρασίας σε ποσοστό χρόνου της 30-ετίας 1973-2004 για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών με βάση τον δείκτη SN-SPI.....	123
Εικόνα 4-14: Χάρτης συνθηκών ακραίας ξηρασίας σε ποσοστό χρόνου της 30-ετίας 1973-2004 για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών με βάση τον δείκτη SPI.	124
Εικόνα 4-15: Ποσοστό επιφάνειας Κρήτης με συνθήκες ξηρασίας (-1<SN-SPI≤ 0, -1,5<SN-SPI≤ -1, -2<SN-SPI≤ -1,5 και SN-SPI≤ -2/ ήπια, μέτρια, έντονη, ακραία ξηρασία, αντίστοιχα) για την περίοδο 1973-2004, και για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών του SN-SPI.....	125
Εικόνα 5-1: Πλεγματική διαφοροποίηση μοντέλων ENSEMBELS στην Κρήτη.	132
Εικόνα 5-2: Σχηματική αναπαράσταση των παραγόντων των εξισώσεων 5-2 έως 5-4.	135
Εικόνα 5-3: Στατιστική διόρθωση σε συνθετικό σύνολο δεδομένων ημερήσιας βροχόπτωσης. α) pdf προσομοιωμένης ημερήσιας βροχόπτωσης (συνεχής γραμμή), pdf καταγεγραμμένης ημερήσιας βροχόπτωσης (διακεκομμένη γραμμή), β) Cdfs εξαγόμενες από την ενσωμάτωση των αντίστοιχων pdfs του σχήματος (α), γ) Εξίσωση μεταφοράς εξαγόμενη γραφικά από (β) με την επίλυση : καταγεγραμμένη-cdf(y)= προσομοιωμένη-cdf(x) (συνεχής γραμμή), δ) Ιστόγραμμα του συνθετικού συνόλου δεδομένων που δίνεται από την συντεταγμένη x των ομοιόμορφα κατανεμημένων σημείων από την pdf που συμβολίζεται με συνεχή γραμμή σε (α) υπέρθεση στην ίδια pdf (λεπτή συνεχής	

γραμμή), ιστόγραμμα μετασχηματισμένων δεδομένων $f(x)$ υπερτιθέμενα στην διακεκομμένη pdf από (α) (την ίδια διακεκομμένη γραμμή).....	141
Εικόνα 5-4: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη βροχόπτωση στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι πρώτους μήνες του ημερολογιακού έτους	143
Εικόνα 5-5: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη βροχόπτωση στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι τελευταίους μήνες του ημερολογιακού έτους	144
Εικόνα 5-6: Ετήσιος κύκλος βροχόπτωσης για τα ENSEMBLE RCMs συγκρινόμενα με την καταγεγραμμένη βροχόπτωση (OBS) στην Κρήτη (περίοδος 1973-2000).....	146
Εικόνα 5-7: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM μηνιαίας βροχόπτωσης (1973-2000)	149
Εικόνα 5-8: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM ετήσιας βροχόπτωσης (1973-2000)	150
Εικόνα 5-9: Χρονοσειρά ετήσιας βροχόπτωσης για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.....	151
Εικόνα 5-10: Χρονοσειρά ετήσιας βροχόπτωσης βασιζόμενη στα διορθωμένα – σταθμισμένα αποτελέσματα ENSEMBLES (μπλε γραμμή). Η πράσινη γραμμή απεικονίζει την σταθμισμένη χρονοσειρά και η κόκκινη την καταγεγραμμένη βροχόπτωση για την περιοχή της Κρήτης.....	152
Εικόνα 5-11: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble μηνιαίας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2000.....	152
Εικόνα 5-12: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble ετήσιας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2000.....	153
Εικόνα 5-13: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της ετήσιας βροχόπτωσης. Η ευθεία μαύρη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση ενώ οι υπόλοιπες αποτελούν τα διορθωμένα αποτελέσματα των εκάστοτε 10 RCMs.	153
Εικόνα 5-14: Τάση ετήσιας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2099 βάσει των αποτελεσμάτων Ensembles για τις 130 βασικές Y. Λεκάνες της Κρήτης.....	154
Εικόνα 5-15: Χωρική κατανομή σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης (α) μέση ετήσια καταγεγραμμένη βροχόπτωση 1973-2000, (β) μεταβολή βροχόπτωσης για την περίοδο 2010-2039 σχετικά με 1973-2000, (γ) μεταβολή βροχόπτωσης για την περίοδο 2040-2069 σχετικά με 1973-2000 και (δ) μεταβολή βροχόπτωσης για την περίοδο 2070-2099 σχετικά με 1973-2000.	155
Εικόνα 5-16: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη μέση θερμοκρασία στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι πρώτους μήνες του ημερολογιακού έτους	157
Εικόνα 5-17: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη μέση θερμοκρασία στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι τελευταίους μήνες του ημερολογιακού έτους	158
Εικόνα 5-18: Ετήσιος κύκλος μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας για τα ENSEMBLE RCMs συγκρινόμενα με την καταγεγραμμένη βροχόπτωση (OBS) στην Κρήτη (περίοδος 1973-2000)	160
Εικόνα 5-19: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM μηνιαίας θερμοκρασίας (1973-2000)	163
Εικόνα 5-20: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM ετήσιας θερμοκρασίας (1973-2000)	164
Εικόνα 5-21: Χρονοσειρά μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.....	164

Εικόνα 5-22: Χρονοσειρά μέσης ετήσιας θερμοκρασίας βασιζόμενη στα διορθωμένα – σταθμισμένα αποτελέσματα ENSEMBLES (πορτοκαλί γραμμή). Η μαύρη γραμμή απεικονίζει την σταθμισμένη χρονοσειρά και η κόκκινη την καταγεγραμμένη μέση θερμοκρασία για την περιοχή της Κρήτης.	165
Εικόνα 5-23: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble μηνιαίας θερμοκρασίας για την περίοδο 1973-2000.	166
Εικόνα 5-24: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble ετήσιας θερμοκρασίας για την περίοδο 1973-2000.	166
Εικόνα 5-25: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας. Η ευθεία μαύρη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση ενώ οι υπόλοιπες αποτελούν τα διορθωμένα αποτελέσματα των εκάστοτε 10 RCMs.	167
Εικόνα 5-26: Χωρική κατανομή σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης (α) μέση ετήσια καταγεγραμμένη θερμοκρασία 1973-2000, (β) θερμοκρασιακή μεταβολή για την περίοδο 2010-2039 σχετικά με 1973-2000, (γ) θερμοκρασιακή μεταβολή για την περίοδο 2040-2069 σχετικά με 1973-2000 και (δ) θερμοκρασιακή μεταβολή για την περίοδο 2070-2099 σχετικά με 1973-2000.	168
Εικόνα 5-27: Χρονοσειρά ετήσιας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής ETo για την περιοχή της Κρήτης βάσει των αποτελεσμάτων θερμοκρασίας ENSEMBLES.	169
Εικόνα 5-28: Χρονοσειρά μηνιαίας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής ETo για την περιοχή της Κρήτης βάσει των αποτελεσμάτων θερμοκρασίας ENSEMBLES.	170
Εικόνα 5-29: Όμβριες καμπύλες για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου για την περίοδο 1973-1999(α) και για τρεις μελλοντικές περιόδους (β) 2013-2039, (γ) 2043-2069 και (δ) 2073-2099.	172
Εικόνα 5-30: Όμβριες καμπύλες (Intensity frequency curves-IDF) 6ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης για παρελθούσα και μελλοντικές περιόδους.	173
Εικόνα 5-31: Υδρογραφήματα προσομοίωσης του πλημμυρικού γεγονότος του 1994 και πιθανών μελλοντικών γεγονότων για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου.	174
Εικόνα 5-32: 12, 24 και 48μηνη κλίμακα SN-SPI (α) και SPI (β) για Ταυρωνίτη και Πετρά για την περίοδο 2010-2099.	176
Εικόνα 5-33: Ποσοστό επιφάνειας Κρήτης με συνθήκες ξηρασίας (-1<SN-SPI≤ 0, -1,5<SN-SPI≤ -1, -2<SN-SPI≤ -1,5 και SN-SPI≤ -2/ ήπια, μέτρια, έντονη, ακραία ξηρασία, αντίστοιχα) για την περίοδο 2010-2099, και για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών του SN-SPI.	177
Εικόνα 6-1: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της ετήσιας βροχόπτωσης. Η ευθεία μαύρη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση, ενώ η μπλε περιοχή απεικονίζει το εύρος διακύμανσης των διορθωμένων αποτελεσμάτων των 10 RCMs (μέγιστο και ελάχιστο για την εκάστοτε χρονική στιγμή).	185
Εικόνα 6-2: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας. Η διακεκομμένη κόκκινη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση, ενώ η μπλε περιοχή απεικονίζει το εύρος διακύμανσης των διορθωμένων αποτελεσμάτων των 10 RCMs (μέγιστο και ελάχιστο για την εκάστοτε χρονική στιγμή).	185
Εικόνα 6-3: Διαγράμματα διασποράς με ιστογράμματα κατανομής μεταξύ της μεταβολής της θερμοκρασίας ΔΤ και αντίστοιχη μεταβολή της βροχόπτωσης ΔΡ για τις τρεις μελλοντικές περιόδους αναφοράς: (α)2013-2039, (β)2043-2069 και (γ)2073-2099.	187
Εικόνα 6-4: Κανονική κατανομή ετήσιας βροχόπτωσης και θερμοκρασίας (αριστερά) και μεταβολή εποχικότητας βροχόπτωσης και θερμοκρασίας (δεξιά) για παρελθούσα και μελλοντικές περιόδους, βάσει των αποτελεσμάτων των ENSEMBLES RCMs.	188
Εικόνα 8-1: Ορισμός σημείου καμπής υδρογραφήματος κατά Clark (1945).	216
Εικόνα 8-2: Στοιχειώδης όγκος αναφοράς για την εξαγωγή εξισώσεων συνέχειας και ορμής.	217
Εικόνα 8-3: Ροή εντός βασικού καναλιού και πλημμυρικών κοιτών.	220

Εικόνα 8-4: Τοποθεσία σταθμών μέτρησης θερμοκρασίας EMY σχετικά με τον χρόνο λειτουργίας τους.....	222
Εικόνα 8-5: Περίοδος λειτουργίας θερμομετρικών σταθμών EMY	223
Εικόνα 8-6: Συντελεστής συσχέτισης των διαφόρων μεθόδων παρεμβολής.	224
Εικόνα 8-7: Κύριες λεκάνες Κρήτης (130) και κεντροειδή τους κατανεμημένα με βάση το μέσο υψόμετρο της εκάστοτε λεκάνης.....	226
Εικόνα 8-8: Μέση υπερ-ετήσια θερμοκρασία κύριων λεκανών Κρήτης (1955-2004).....	226
Εικόνα 8-9: Πλεγματική διακριτοποίηση ENSEMBLES στην περιοχή της Κρήτης.	227
Εικόνα 8-10: Καταγεγραμμένη ETo (Penman-Monteith) - εκτιμημένη ETo (Blaney-Cridle).....	228

Λίστα πινάκων

Πίνακας 2-1: Ταξινόμηση καιρικών συστημάτων σύμφωνα με τους Hess and Brezowsky Grosswetterlagen (HB-GWL) Πηγή: Brown, 2007.....	41
Πίνακας 2-2: Τύπος κυκλοφορίας, περίοδος ανάλυσης, μέγιστη βροχόπτωση και μέση πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας των πλημμυρικών γεγονότων.....	49
Πίνακας 3-1. Αποτέλεσματα ανάλυσης ευαισθησίας για το γεγονός 11-12 Ιανουαρίου 1995 με συνολική επιφανειακή βροχόπτωση 16,0mm.....	82
Πίνακας 3-2. Αποτέλεσματα ανάλυσης ευαισθησίας για το γεγονός 11-12 Ιανουαρίου 1995 με συνολική επιφανειακή βροχόπτωση 16,0mm.....	83
Πίνακας 3-3. Αποτέλεσματα βαθμονόμησης μοντέλου 8 γεγονότων βροχής-απορροής.....	86
Πίνακας 3-4. Διακύμανση απορροής για διάφορα ύψη ροής και συντελεστές τραχύτητας n_1 και n_2	93
Πίνακας 3-5. Υδρολογικά χαρακτηριστικά γεγονότων βροχής-απορροής για προσδιορισμό πλημμυρικής αιχμής μέσω εμπειρικής μεθόδου. Η πλημμυρική αιχμή του της ξαφνικής πλημμύρας (γεγονός 9) υπολογίσθηκε μέσω υδρολογικής προσομοίωσης.	96
Πίνακας 4-1. Ετήσια βροχόπτωση (mm) για τις τρεις υδρολογικές λεκάνες.....	106
Πίνακας 4-2. Όρια τιμών SPI για κατηγοριοποίησης συνθηκών ξηρασίας.	108
Πίνακας 4-3. Παράδειγμα διαφοροποίησης μεταξύ δεικτών SPI και SN-SPI.	120
Πίνακας 5-1. Λίστα ENSEMBLES RCMs και πληροφορίες σχετικά με την περίοδο ανάλυσης και την πλεγματική τους διαφοροποίηση.....	132
Πίνακας 5-2. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F1.....	145
Πίνακας 5-3. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F1.....	145
Πίνακας 5-4. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F2.....	147
Πίνακας 5-5. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F2.....	147
Πίνακας 5-6. Τελικές σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με τα μέτρα F1 και F2.	148
Πίνακας 5-7. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση των ENSEMBLES RCMs σχετικά με τα μέτρα απόδοσης F1 και F2.....	148
Πίνακας 5-8. Αποτέλεσματα μέσου όρου (M.O.) συντελεστή διασποράς (CV), ελάχιστης και μέγιστης τιμής ετήσιας βροχόπτωση για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.....	150
Πίνακας 5-9. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F1.....	159
Πίνακας 5-10. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F1.....	159
Πίνακας 5-11. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F2.....	161
Πίνακας 5-12. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F2.....	161

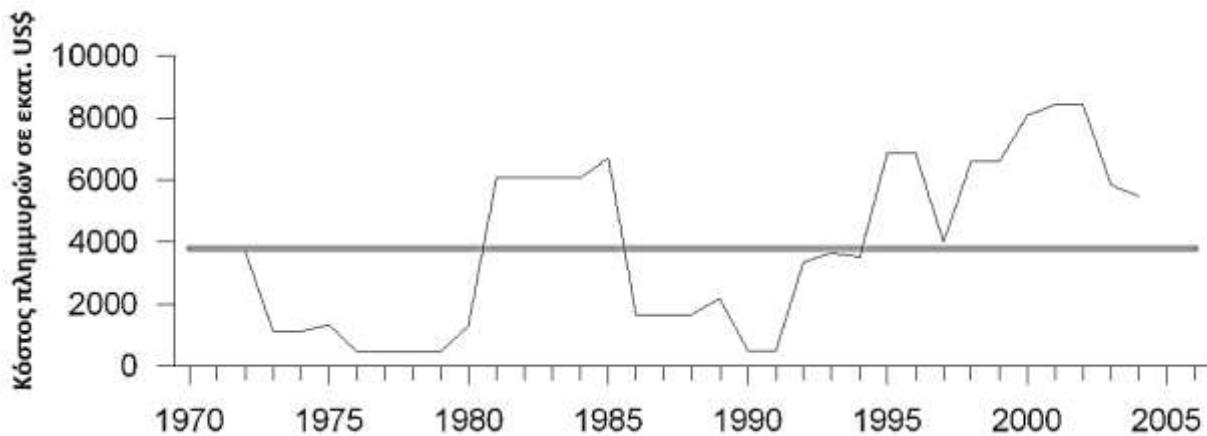
Πίνακας 5-13. Τελικές σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με τα μέτρα F1 και F2.	162
Πίνακας 5-14. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία των ENSEMBLES RCMs σχετικά με τα μέτρα απόδοσης F1 και F2.	162
Πίνακας 8-1. Στοιχεία θερμομετρικών σταθμών (η μέση υπερετήσια θερμοκρασία προκύπτει από τις συμπληρωμένες χρονοσειρές 50ετίας)	223
Πίνακας 8-2. Αποτελέσματα απλής και πολλαπλής γραμμικής παρεμβολής σε μηνιαία βάση.....	225
Πίνακας 8-3. Αποτελέσματα <i>pi</i> για το σύνολο των μοντέλων ENSEMBLES.	228

1. Εισαγωγή

1.1. Γενική τοποθέτηση του θέματος

Πλημμύρες

Σε ολόκληρη την Ευρώπη, αλλά ειδικότερα στις Μεσογειακές και Αλπικές περιοχές, εκδηλώνονται κάθε έτος έντονα πλημμυρικά γεγονότα με σημαντικές επιπτώσεις τόσο σε ανθρώπινες ζωές όσο και σε υποδομές. Τις τελευταίες δεκαετίες το κόστος των πλημμυρών στην Ευρώπη έχει αυξηθεί σημαντικά (Munich Re, 2005; Barredo, 2009). Σε μεγάλο βαθμό, αυτή η αυξητική τάση μπορεί πιθανώς να αποδοθεί σε ανθρωπογενείς παράγοντες όπως η προοδευτική αστικοποίηση στις κοίτες πλημμυρών. Στην **Εικόνα 1-1** παρουσιάζεται ο κινητός μέσος όρος 5-ετίας του κόστους πλημμυρών στην Ευρώπη με βάση τις τιμές του 2006. Λαμβάνοντας υπόψη τιμές βάσης του 2006, το συνολικό κόστος των πλημμυρών της περιόδου 1970-2006 ανήλθε σε 140 εκατ. \$, με μέσο ετήσιο κόστος 3,8 εκατ. \$ (Barredo, 2009).



Εικόνα 1-1: Κινητός μέσος όρος 5-ετίας κόστους πλημμυρών στην Ευρώπη με βάση τις τιμές του 2006. Η γκρίζα γραμμή απεικονίζει το μέσο ετήσιο κόστος για την περίοδο 1970-2006, (Barredo, 2009).

Το ερώτημα εάν η κλιματική αλλαγή επιδρά στην εκδήλωση πλημμυρικών γεγονότων δεν έχει απαντηθεί ακόμα, εφόσον η φυσική μεταβλητότητα και η μακροπρόθεσμη εμμονή καθιστά δύσκολη την διάκριση οποιασδήποτε τάσης σχετικά με τα ακραία καιρικά γεγονότα που είναι, εξ ορισμού, σπάνια (Kundzewicz et al., 2005; 2006). Στο μέλλον, η επίδραση της

αλλαγής του κλίματος είναι πιθανό να γίνει περισσότερο έκδηλη. Με την αύξηση στις συγκεντρώσεις αερίων του θερμοκηπίου και την επακόλουθη άνοδο της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, ο υδρολογικός κύκλος θα ενταθεί, και τα ακραία γεγονότα βροχόπτωσης αναμένονται για να γίνουν συχνότερα και εντονότερα (Beniston et al., 2007; Christensen and Christensen, 2003; Semmler and Jacob, 2004). Λόγω των αυξημένων χειμερινών θερμοκρασιών, λιγότερα κατακρημνίσματα θα «αποθηκεύονται» υπό την μορφή χιονιού, για μικρότερο χρονικό διάστημα. Το γεγονός αυτό θα αυξήσει πιθανώς τον πλημμυρικό κίνδυνο σε πολλές περιοχές της Ευρώπης (Kundzewicz et al., 2006).

Έντονα μετεωρολογικά γεγονότα που προξενούν ξαφνικές πλημμύρες εμφανίζονται συχνότερα σε ορεινές περιοχές με έντονη μορφολογία (Tsanis et al., 2008). Οι ξαφνικές πλημμύρες είναι σχετικά σπάνιες σε τοπικό επίπεδο, αλλά σε πανευρωπαϊκή κλίμακα εμφανίζονται ολοένα και συχνότερα, σύμφωνα με στατιστικά στοιχεία, πράγμα που θα μπορούσε επίσης να είναι ένας δείκτης του ότι τα ακραία κλιματικά γεγονότα αυξάνονται σε συχνότητα και δριμύτητα. Κατά συνέπεια, οι ξαφνικές πλημμύρες στην Ευρώπη είναι ένας από τους πιο καταστρεπτικούς φυσικούς κινδύνους από την άποψη της απώλειας ανθρώπινης ζωής, με 433 θύματα στην περίοδο μεταξύ 1994 και 2004 και μέσο όρο 35 ανά έτος. Αναφορικά, η ξαφνική πλημμύρα της 10/11/2001 στην Αλγερία προκάλεσε 886 θύματα. Το 2005, ξαφνικές πλημμύρες στη Ρουμανία και τη Βουλγαρία προκάλεσαν περισσότερα από 100 ανθρώπινες απώλειες. Το κόστος των ξαφνικών πλημμυρών κυμαίνεται σε αρκετά εκατ. €, με μέσο όρο περίπου 1 εκατ. € ανά έτος. Κατά συνέπεια, ο πλημμυρικός κίνδυνος αυξάνεται συνεχώς τόσο σε δριμύτητα όσο και σε συχνότητα, μέσω των επιδράσεων της κλιματικής μεταβολής και της αυξανόμενης ευπάθειας των πλημμυρικών κοιτών λόγω της αστικοποίησης. Ο συνδυασμός της εκτενούς μελέτης των διεργασιών του φαινομένου των ξαφνικών πλημμυρών, η εφαρμογή της πρόγνωσης, των συστημάτων προειδοποίησης και των κοινοτικών προγραμμάτων αυτοβοήθειας (community self-help programs) είναι ένας από τους περισσότερο αποτελεσματικούς τρόπους για το μετριασμό του κινδύνου ξαφνικών πλημμυρών και, σε πολλές περιπτώσεις, αποδεικνύεται ως ο μόνος προσιτός τρόπος για μια βιώσιμη προοπτική.

Ξηρασία

Σε παγκόσμια κλίμακα, οι ξηρασίες εμφανίζουν τις εντονότερες επιπτώσεις από οποιαδήποτε άλλη φυσική καταστροφή (Hewitt, 1997). Στην Ευρώπη, η λεκάνη της Μεσογείου θεωρείται μια από τις επιρρεπείς σε ξηρασία περιοχές. Το σύστημα επηρεάζεται έντονα από το μεσογειακό ημιάγονο κλίμα. Οι ξηροί χειμώνες σχετίζονται με τις καιρικές συνθήκες υψηλών βαρομετρικών πιέσεων, την ηπειρωτική μετατόπιση αέρα και την υψηλή σταθερότητα των αντικυκλώνων. Οι καιρικές συνθήκες των θερμών καλοκαιρινών περιόδων συνδέονται με το «φράγμα» υψηλού βαρομετρικού στην ηπειρωτική Ευρώπη και Μεσόγειο και την σταθερή καιρική κατάσταση. Βάσει ιστορικών στοιχείων μακροχρόνιων καταγραφών και μίας στατιστικής ανακατασκευής των θερμοκρασιών της Ευρώπης, προκύπτει μια αναθεώρηση για τα τελευταία 500 έτη (Juckes et al., 2007). Η μεταβλητότητα της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, τόσο σε ετήσια κλίμακα όσο και σε επίπεδο δεκαετίας, είναι μεγάλη. Πιο συγκεκριμένα, πριν από το 1900 οι χειμερινές αλλά και οι μέσες ετήσιες θερμοκρασίες ήταν χαμηλότερες. Οι μέγιστες καλοκαιρινές θερμοκρασίες παρατηρούνται γύρω από το 1800 και μετά το 1990. Σημαντικότερη αύξηση καλοκαιρινών θερμοκρασιών παρατηρείται για την δυτική και κεντρική πλευρά της Μεσογείου. Η ανάλυση της μεσογειακής περιοχής παρουσιάζει μια αυξητική τάση της ξηρασίας που προκαλείται από τα θερμότερα καλοκαίρια και τους ξηρότερους χειμώνες κατά τις τελευταίες του 20^{ου} αιώνα (Korner et al., 2005).

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων 30 ετών, η συχνότητα και η ένταση των ξηρασιών έχουν αυξηθεί σε πανευρωπαϊκό επίπεδο (IPCC, 2001; Guha-Sapir et al., 2004), με συνολικό κόστος που προσεγγίζει τα 100 δις. €. Μια από τις χειρότερες ξηρασίες εμφανίστηκε το 2003 επηρεάζοντας το ένα τρίτο της Ευρώπης και πάνω από 100 εκατομμύρια πολίτες. Μεταξύ 1976 και 2006, ο αριθμός ανθρώπων και περιοχών που πλήγθηκαν από ξηρασία αυξήθηκε κατά σχεδόν 20%, και το ετήσιο μέσο κόστος έχει τετραπλασιάσει. Η **Εικόνα 1-2** παρουσιάζει μια επισκόπηση των περιστατικών ξηρασίας στα κράτη μέλη της ΕΕ κατά την διάρκεια των 20 τελευταίων ετών. Μεταξύ των συχνότερα επηρεασθεισών χωρών είναι Κύπρος, Ισπανία, Γαλλία, Ουγγαρία και Γερμανία.

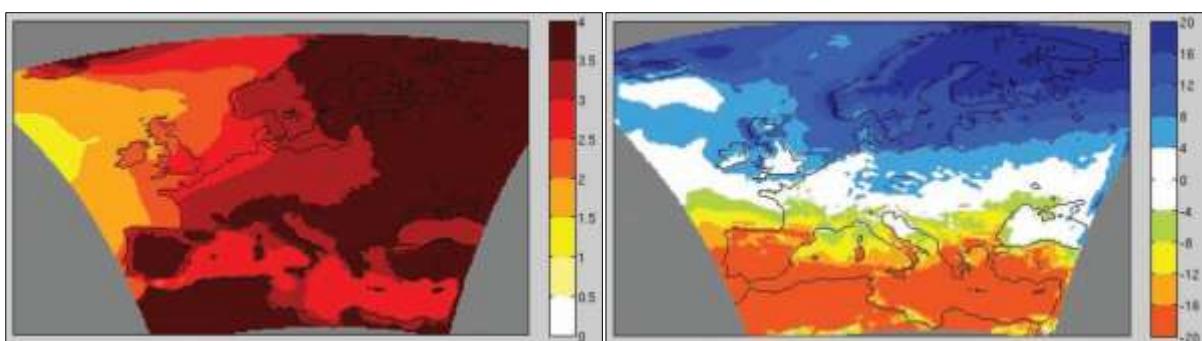
Χώρα	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	Διάρκεια χρόνια
Αυστρία																						5
Βέλγιο																						5
Βουλγαρία																						5
Κύπρος																						15
Τσεχία																						6
Δανία																						4
Εστονία																						2
Φιλανδία																						2
Γαλλία																						9
Γερμανία																						7
Ελλάδα																						8
Ουγγαρία																						8
Ιρλανδία																						0
Ιταλία																						5
Λάτβια																						0
Λιθουανία																						4
Λουξεμβούργο																						0
Μάλτα																						5
Πολωνία																						5
Πορτογαλία																						7
Ρουμανία																						2
Σλοβακία																						3
Σλοβενία																						6
Ισπανία																						9
Σουηδία																						5
Ολλανδία																						2
Αγγλία																						5
Χώρες σε ξηρασία	9	8	8	7	7	10	6	6	3	5	6	4	7	16	4	11	11	4	1	0	1	

Εικόνα 1-2: Περιστατικά ξηρασίας για τα κράτη μέλη της ΕΕ κατά την διάρκεια των 20 τελευταίων ετών. Τα έτη 2009 και 2010 πιθανώς να παρουσιάζουν ελλιπή στοιχεία. Πηγή: European Topic Center.

Κλιματική αλλαγή

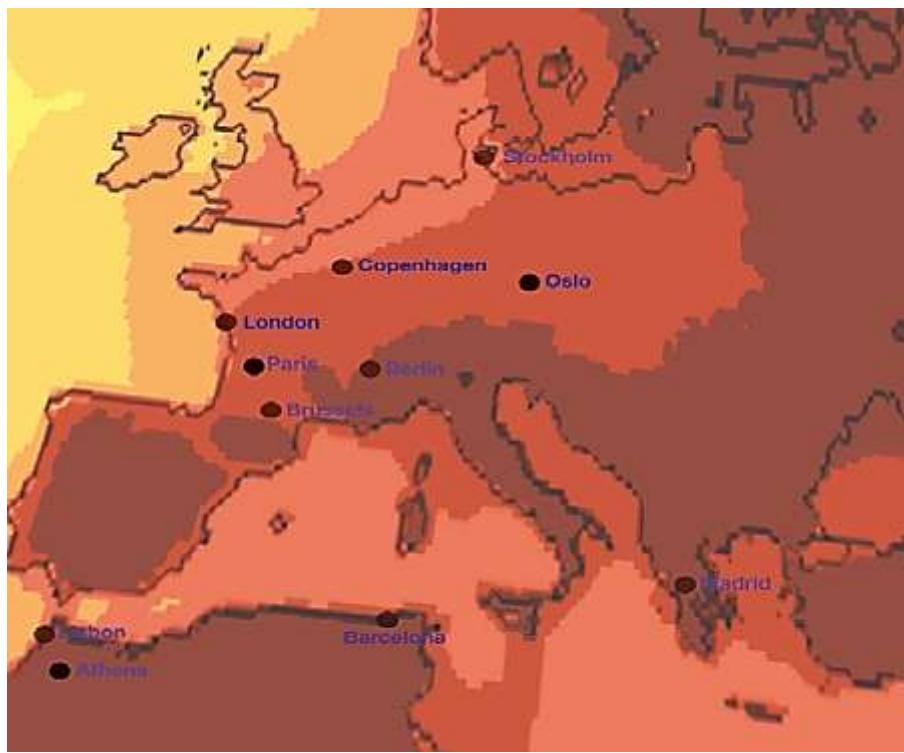
Η γνώση του κλίματος και του καιρού είναι πάντα σημαντική για τον άνθρωπο, δεδομένου ότι όλες οι δραστηριότητες και η ζωή στη γη εξαρτώνται από αυτόν. Κατά την διάρκεια του τελευταίου αιώνα αναγνωρίστηκε ότι η ανθρώπινη δραστηριότητα επηρεάζει τη σύνθεση της ατμόσφαιρας, και στη συνέχεια ότι το κλίμα (σε παγκόσμιο και τοπικό επίπεδο), αλλάζει επίσης. Η παγκόσμια μέση θερμοκρασία σήμερα είναι κατά 0.7°C υψηλότερη από την προβιομηχανική περίοδο και αποτελεί το βασικό μέτρο αυτής της αλλαγής (Van der Linden και Mitchell, 2009). Κατά την διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας η συνάφεια μεταξύ των αυξανόμενων συγκεντρώσεων των ανθρωπογενών αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα και των παρατηρηθεισών αλλαγών στη θερμοκρασία έχει στοιχειοθετηθεί επιστημονικά, παρόλο που πολλοί βλέπουν με σκεπτικισμό το όλο θέμα.

Οι επιδράσεις από την αλλαγή του κλίματος στα φυσικά και ανθρώπινα συστήματα παρατηρούνται καθημερινά τόσο σε τοπική όσο και σε παγκόσμια κλίμακα. Τα πιθανά μελλοντικά σενάρια δείχνουν ότι αυτές οι επιδράσεις μπορούν να αυξηθούν, ειδικά εάν οι ανθρωπογενείς εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου συνεχίζουν να αυξάνονται ανεξέλεγκτα. Στην **Εικόνα 1-3** παρουσιάζονται οι προβαλλόμενες μεταβολές για το σενάριο εκπομπών A1B και την περίοδο 2071-2100 σε σχέση με την περίοδο 1961-1990 για την μέση ετήσια θερμοκρασία και αθροιστική βροχόπτωση στην περιοχή της Ευρώπης (Van der Linden and Mitchell, 2009). Επίσης, στην **Εικόνα 1-4** απεικονίζεται η μεταβολή στις κλιματολογικές συνθήκες για την ίδια περίοδο για μερικές από τις μεγαλύτερες Ευρωπαϊκές πόλεις. Μερικές από αυτές τις μελλοντικές επιδράσεις είναι ήδη αναπόφευκτες, λόγω της διάρκειας ζωής των εκπομπών και της φύσης του κλιματικού συστήματος. Κατά συνέπεια υπάρχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την ανάπτυξη στρατηγικών προσαρμογής και μετριασμού των επιπτώσεων. Η Ευρωπαϊκή Κοινότητα έχει θέσει ως στόχο τον περιορισμό της ανθρωπογενούς αύξησης της θερμοκρασίας κάτω από το επίπεδο +2°C σε σχέση με την προβιομηχανική εποχή (Commission of the European Communities, 2009), ενώ η σύμβαση-πλαίσιο των Ηνωμένων Εθνών περί των κλιματικών αλλαγών (United Nations Framework Convention on Climate Change – UNFCCC) στοχεύει στην αποτροπή επικινδύνων ανθρωπογενών παρεμβάσεων στο κλιματικό σύστημα.



Εικόνα 1-3: Προβαλλόμενες μεταβολές για το σενάριο εκπομπών A1B και την περίοδο 2071-2100 σε σχέση με την περίοδο 1961-1990 (α) αριστερά – στην μέση ετήσια θερμοκρασία σε °C, (β) δεξιά – ετήσια βροχόπτωση σε ποσοστό. Μέσοι όροι συνόλου περιοχικών μοντέλων προγράμματος ENSEMBLES (Van der Linden and Mitchell, 2009).

Εκτενέστερη αναφορά της επίδρασης της κλιματικής αλλαγής στα ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα παρουσιάζεται στην εισαγωγή του 5^{ον} κεφαλαίου.



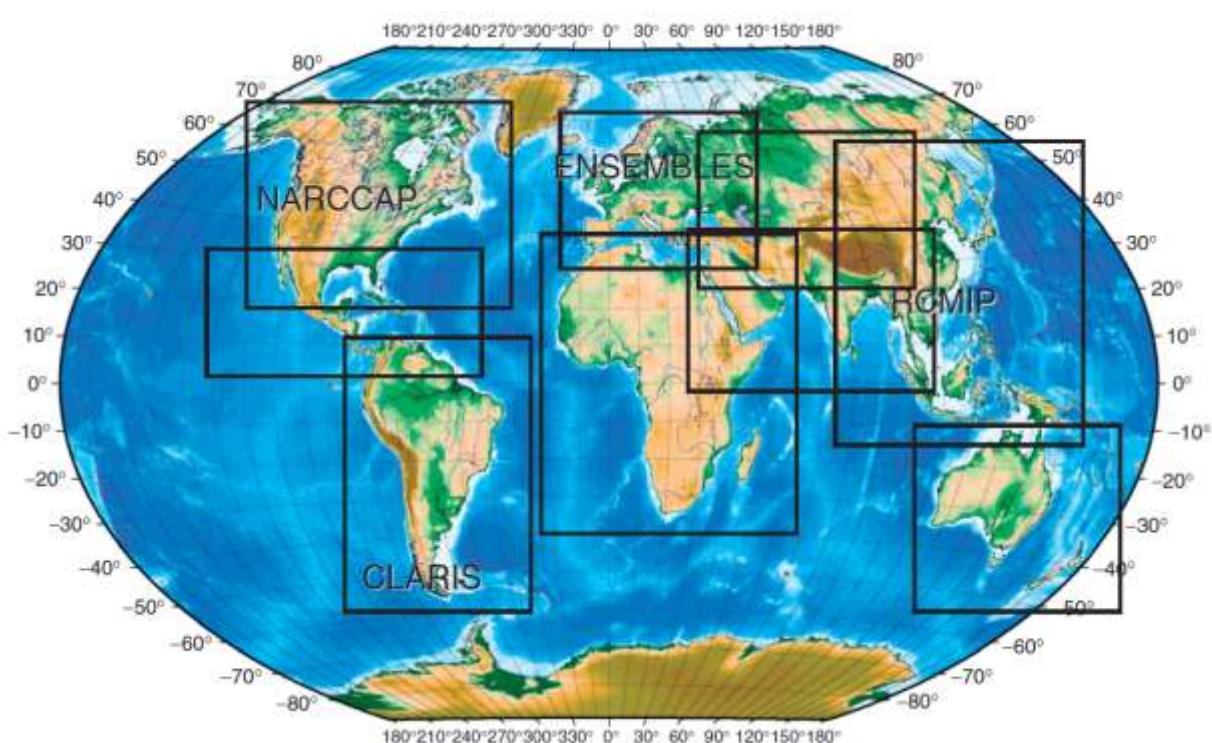
Εικόνα 1-4: Προβαλλόμενη μεταβολή στην κλιματολογία (Θερμοκρασία, βροχόπτωση, εποχικότητα) για το σενάριο εκπομπών A1B και την περίοδο 2071-2100 σε σχέση με την περίοδο 1961-1990 (Van der Linden and Mitchell, 2009).

1.2. Επιστήμη μελέτης του κλίματος

Τα παγκόσμια κλιματικά μοντέλα (Global Circulation Models - GCMs) αποτελούν θεμελιώδη εργαλεία για την κατανόηση του κλίματος. Είναι μαθηματικά μοντέλα γενικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και αναπαράστασης του κλιματικού συστήματος, που βασίζονται σε φυσικούς νόμους όπως η διατήρηση της μάζας, της ενέργειας και της ορμής. Το κλιματικό σύστημα χαρακτηρίζεται από ένα ευρύ φάσμα χωρικών και χρονικών κλιμάκων. Συνεπώς, τα GCMs μπορούν να αναπαράγουν αποτελεσματικά τα μεγάλης κλίμακας χαρακτηριστικά γνωρίσματα του κλίματος όπως η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και του ωκεανού. Η τυπική τους χωρική ανάλυση (πλέγμα) είναι στην καλύτερη περίπτωση περίπου 100-200km (Meehl et al., 2007). Η χωρική πλεγματική ανάλυση των παγκόσμιων κλιματικών μοντέλων δεν είναι αρκετά λεπτομερής προκειμένου να εκτιμηθούν οι επιπτώσεις της αλλαγής του κλίματος σε τοπική κλίμακα. Η εφαρμογή GCMs πολύ

υψηλής χωρικής ανάλυσης θα έδινε αρκετά πιο ρεαλιστικά αποτελέσματα σε συνθήκες τοπικής κλίμακας (Mizuta et al., 2006). Οι εφαρμογές GCMs αυτού του είδους δεν είναι ακόμα εφικτές λόγω του υψηλού υπολογιστικού κόστους.

Τα περιοχικά κλιματικά μοντέλα (Regional climate models - RCMs) είναι μια συμπληρωματική ερευνητική μέθοδος, που επιτρέπει λεπτομερέστερη μελέτη των διαδικασιών και της προσομοίωσης των τοπικών συνθηκών. Κατά συνέπεια παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για τις μελέτες επιπτώσεων και στις στρατηγικές προσαρμογής. Τα RCMs δεν αποτελούν νεοσύντατη έννοια. Είναι μοντέλα περιορισμένης χωρικής έκτασης τους που χρησιμοποιούνταν ανέκαθεν στην καιρική πρόγνωση (numerical weather prediction - NWP). Οι πρωτοποριακές προσπάθειες εφαρμογής τους στην μελέτη του κλίματος ξεκίνησαν από τους Dickinson (et al., 1989) και Giorgi (et al., 1989). Η εξέλιξη τους ήταν ραγδαία τα επόμενα χρόνια (Giorgi and Mearns; 1991; McGregor, 1997; Giorgi and Mearns; 1999; Wang et al., 2004; Christensen et al., 2007). Σήμερα, η εφαρμογή των RCMs διεξάγεται διεθνώς και καλύπτει τις περισσότερες γεωγραφικές περιοχές της υφηλίου (**Εικόνα 1-5**).



Εικόνα 1-5: Παραδείγματα των περιοχών εφαρμογής RCMw. Μερικοί από αυτά είναι ήδη σε εφαρμογή (π.χ. NARCCAP, CLARIS, ENSEMBLES, RGMIP), ενώ μερικά έχουν προταθεί.
(Πηγή: Rummukainen, 2010)

Το κίνητρο πίσω από την εφαρμογή των RCMs είναι η έννοια του καταβιβασμού κλίμακας (downscaling). Η τεχνική του downscaling μπορεί σε γενικές γραμμές να εφαρμοστεί για την βελτίωση οποιονδήποτε στοιχείων, ανεξάρτητα από την ανάλυσή τους. Οι δύο κύριες τεχνικές downscaling είναι γνωστές ως στατιστικός καταβιβασμός και δυναμικός καταβιβασμός. Η πρώτη περιλαμβάνει την εύρεση των στατιστικών σχέσεων μεταξύ των κλιματικών μεταβλητών μεγάλης κλίμακας (π.χ., μέση πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας) και τοπικών μεταβλητών (όπως η θερμοκρασία ή η βροχόπτωση). Υπάρχει πληθώρα μεθόδων στατιστικού καταβιβασμού (Christensen et al., 2007). Ο δυναμικός καταβιβασμός με τη χρήση RCMs (Christensen et al., 2007) στηρίζεται στην ίδιες αρχές (φυσικές και δυναμικές) των θεμελιωδών διεργασιών του κλίματος, όπως και στα GCMs. Υπάρχουν περαιτέρω προσεγγίσεις δυναμικού καταβιβασμού όπως η χρήση GCMs με μεταβλητή πλεγματική διακριτοποίηση (Fox-Rabinovitz, 2008; Lal, 2008). Σε αυτήν την περίπτωση, η διακριτοποίηση γίνεται πυκνότερη στην περιοχή ενδιαφέροντος αλλά έχει μεγαλύτερο υπολογιστικό κόστος από την αμιγή εφαρμογή ενός GCM ή ενός RCM. Η βασική παραδοχή στην εφαρμογή των RCMs είναι ότι τα κλιματικά δεδομένα μεγάλης κλίμακας χρησιμοποιούνται ως οριακές συνθήκες που «οδηγούν» την εφαρμογή του RCM σε μία συγκεκριμένη, περιορισμένη έκταση. Τα στοιχεία που χρησιμοποιούνται ως οριακές συνθήκες καθορίζονται στα πλευρικά όρια του RCM και συχνά στην διεπιφάνεια θάλασσας και ατμόσφαιρας. Το βασικό σύνολο οριακών συνθηκών περιέχει μεταβλητές όπως θερμοκρασία, υγρασία, και κυκλοφορία (άνεμοι), καθώς επίσης και τη θερμοκρασία θαλάσσιας επιφάνειας και το θαλάσσιο πάγο. Η ακριβής επεξεργασία των οριακών συνθηκών αποτελεί καίριο ζήτημα στις εφαρμογές RCMs.

1.3. Αντικειμενικοί στόχοι της εργασίας

Οι αντικειμενικοί στόχοι της εργασίας επικεντρώνονται στην μελέτη των ακραίων υδρομετεωρολογικών φαινομένων στην περιοχή της Κρήτης και επιμερίζονται ως εξής:

- Καλύτερη κατανόηση συνθηκών εμφάνισης και εποχικότητας εκδήλωσης πλημμυρικών γεγονότων στην περιοχή της Κρήτης.
- Εφαρμογή μεθοδολογίας εκτενούς μελέτης πλημμυρών με στόχο την κατανόηση των βασικών αιτιών δημιουργίας και διεργασιών εξέλιξής τους.
- Ανάπτυξη μεθόδου απλοϊκής εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής.
- Μελέτη της χωροχρονικής εξέλιξης της ξηρασίας στην Κρήτη.
- Ανάπτυξη νέου δείκτη ξηρασίας για βελτιωμένη σχετική χωρική πληροφορία συνθηκών ξηρασίας μεταξύ υδρολογικών λεκανών.
- Βέλτιστη αξιοποίηση της μέχρι σήμερα πιο εξελιγμένης πληροφορίας σχετικά με την πιθανή μελλοντική εξέλιξη των κλιματικών συνθηκών και εξαγωγή γενικευμένων τάσεων.
- Μελέτη της επίδρασης πιθανών μελλοντικών κλιματικών τάσεων στα ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα.

1.4. Διάρθρωση εργασίας

Μέχρι το σημείο αυτό έχει γίνει μία γενική τοποθέτηση σχετικά με τα ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα και την κλιματική αλλαγή κυρίως για την περιοχή της Ευρώπης. Αναπτύχθηκαν, επίσης, μερικά καίρια θέματα στην επιστήμη της μελέτης του κλίματος και αναφέρθηκαν οι αντικειμενικοί στόχοι της εργασίας. Στην συνέχεια του παρόντος κεφαλαίου αναφέρονται τα πρωτότυπα σημεία που προέκυψαν από αυτή καθώς και η σύντομη περιγραφή της περιοχής μελέτης. Στο 2^ο κεφάλαιο αναπτύσσεται η προσέγγιση της μελέτης εποχικότητας των μετεωρολογικών και υδρολογικών χαρακτηριστικών που σχετίζονται με πλημμυρικά φαινόμενα στην περιοχή μελέτης. Το 3^ο κεφάλαιο παρουσιάζει την εφαρμογή μίας ολοκληρωμένης μεθοδολογίας μελέτης πλημμυρικού γεγονότος σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης και αναπτύσσεται μία νέα μέθοδος εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής. Το 4^ο κεφάλαιο επικεντρώνεται στην χωροχρονική ανάλυση του φαινομένου της ξηρασίας στην Κρήτη και παρουσιάζεται η εφαρμογή ενός νέου δείκτη ξηρασίας για βελτιωμένη χωρική συσχέτιση συνθηκών μεταξύ γειτονικών υδρολογικών λεκανών. Στο κεφάλαιο 5 παρουσιάζεται η επεξεργασία των αποτελεσμάτων περιοχικών κλιματικών μοντέλων για την περιοχή μελέτης και η εξαγωγή γενικευμένων τάσεων πιθανής κλιματικής μεταβολής. Επίσης στο ίδιο κεφάλαιο μελετάται η επίδραση της αλλαγής του κλίματος στα ακραία υδρομετεωρολογικά γεγονότα των πλημμυρών και της ξηρασίας. Τέλος στο 6^ο κεφάλαιο παρατίθενται τα τελικά συμπεράσματα και οι προτάσεις για επέκταση της έρευνας.

1.5. Πρωτότυπα σημεία

Τα πρωτότυπα σημεία της εργασίας εστιάζονται στους τομείς της βασικής έρευνας, της εφαρμοσμένης έρευνας και της ανάπτυξης εφαρμογών, ως εξής:

ΒΑΣΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ:

- Συνδυασμός τεχνικών για την μελέτη της εποχικότητα των υδρομετεωρολογικών χαρακτηριστικών πλημμυρικών γεγονότων στην Κρήτη (1990 – 2007).
- Εφαρμογή συνδυασμού μεθόδων για την λεπτομερή μελέτη πλημμυρικού γεγονότος και την βέλτιστη εκτίμηση της αβεβαιότητας.
- Ανάπτυξη μίας νέας απλοϊκής μεθόδου υπολογισμού της πλημμυρικής αιχμής
- Ανάπτυξη ενός νέου δείκτη για την απεικόνιση σχετικής κατάστασης συνθηκών ξηρασίας γειτονικών περιοχών.

ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΕΡΕΥΝΑ:

- Μελέτη χωροχρονικής εξέλιξης της μετεωρολογικής ξηρασίας στην Κρήτη (1973-2000).
- Επεξεργασία και ανάλυση στοιχείων κλιματικής αλλαγής βασικών παραμέτρων (βροχής, θερμοκρασίας) από τα πιο σύγχρονα κλιματικά μοντέλα και εξαγωγή γενικευμένων τάσεων.
- Μελέτη επιπτώσεων κλιματικής αλλαγής σε ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα.

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΕΦΑΡΜΟΓΩΝ:

- Ανάπτυξη εφαρμογής επεξεργασίας αποτελεσμάτων κλιματικών μοντέλων μορφής NetCDF σε γλώσσα προγραμματισμού Matlab.
- Ανάπτυξη εφαρμογής διόρθωσης σφαλμάτων μεροληψίας αποτελεσμάτων κλιματικών μοντέλων σε γλώσσα προγραμματισμού Matlab.

1.6. Περιοχή μελέτης

Το νησί της Κρήτης καταλαμβάνει έκταση 8.265km^2 με περίπου 600.000 κατοίκους και αποτελεί το 6,3% της συνολικής έκτασης της Ελλάδος. Το μέσο υψόμετρο είναι 482m και η μέση κλίση 228m/km. Το έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο διαμορφώνει πλήθος υδρολογικών λεκανών (130 υδρολογικές λεκάνες με έκταση πάνω από 5km^2) με ρέματα εποχικής ροής και καρστική γεωλογία. Το κλίμα είναι τυπικό Μεσογειακό με το 40% των συνολικών ετήσιων κατακρημνισμάτων να εκδηλώνεται κατά την διάρκεια του χειμώνα και ελάχιστη βροχόπτωση κατά την καλοκαιρινή περίοδο. Η μέση ετήσια βροχόπτωση κυμαίνεται από 440mm στην περιοχή της Ιεράπετρας μέχρι περισσότερο από 2000mm στο οροπέδιο Ασκύφου και η επίδραση της έντονης ορογραφίας αυξάνει την συχνότητα και την ένταση της βροχόπτωσης (ορογενής βροχόπτωση), (Naoum and Tsanis, 2004; Koutroulis and Tsanis, 2010). Η μέση ετήσια θερμοκρασία αυξάνεται κατά $1,5^\circ\text{C}$ από δυτικά προς ανατολικά και κατά 1°C από βόρεια προς νότια. Η μέση ετήσια δυνητική εξατμισοδιαπνοή κυμαίνεται μεταξύ 1370mm και 1570mm. Κατά μέσο όρο, το 70% της βροχόπτωσης εξατμίζεται, 19% διηθείται και το υπόλοιπο 11% απορρέει (Naoum and Tsanis, 2004). Η βροχόπτωση και η απορροή είναι αυξημένη στο βόρειο τμήμα του νησιού λόγω της επικρατούσας βορειοδυτικής κίνησης των ατμοσφαιρικών συστημάτων στην ευρύτερη περιοχή που συντελεί στις αυξημένες βροχοπτώσεις. Γενικά, το δυτικό τμήμα της Κρήτης δέχεται αυξημένη βροχόπτωση σε σχέση με το ανατολικό (Naoum and Tsanis, 2004).

Η περιοχή πλήττεται από έντονα επεισόδια βροχόπτωσης που προξενούν ξαφνικές πλημμύρες με καταστρεπτικές επιπτώσεις σε ανθρώπινες ζωές, περιουσίες και υποδομές. Κατά την περίοδο 1990-2007 καταγράφηκαν 49 τέτοια γεγονότα ποικίλης έντασης και εποχικότητας. Τα περισσότερα γεγονότα καταγράφονται στο δυτικό μέρος του νησιού, αλλά μεγάλης έντασης πλημμύρες αναφέρονται και στο ανατολικό μέρος.

Το νησί της Κρήτης έχει ταξινομηθεί ως μια από τις περισσότερο επιρρεπείς περιοχές ξηρασίας της Ελλάδας. Οι κατά τόπους διαφορετικές πολιτικές και οι διαφωνίες μεταξύ των τεσσάρων νομαρχιακών διαμερισμάτων και των περισσότερων από 100 δήμων του νησιού, καθώς επίσης και η μη ορθολογική διαχείριση των υδατικών πόρων, έχουν δημιουργήσει μια δημόσια πεποίθηση ότι οι υδάτινοι πόροι είναι ανεπαρκείς (Manios και Tsanis, 2006). Τα πιθανά ανανεώσιμα υδατικά αποθέματα φτάνουν τα 2650Mm^3 . Η πραγματική χρήση νερού για το 2010 προσδιορίζεται στα 440Mm^3 (16% των πιθανών ανανεώσιμων αποθεμάτων και

6% της συνολικής ετήσιας βροχόπτωσης). Η κύρια χρήση νερού αντιστοιχεί στην άρδευση, με ένα υψηλό ποσοστό 83,3% της συνολικής κατανάλωσης. Η οικιακή χρήση, συμπεριλαμβανομένου του τουρισμού, καλύπτει το 15,7% και η βιομηχανική χρήση το 1% της συνολικής κατανάλωσης (Region of Crete, 2002). Η ασύμμετρη χωρική κατανομή της βροχόπτωσης, αν και κοινό χαρακτηριστικό σε πολλές μεσογειακές περιοχές, έχει σημαντικό αντίκτυπο στις απαιτήσεις νερού που συνδέονται με τις εντατικές γεωργικές δραστηριότητες και τη τουριστική βιομηχανία (Tsanis και Naoum, 2003). Σύμφωνα με εκτιμήσεις (επικοινωνία με Διεύθυνση Υδάτων Περιφέρειας Κρήτης) η μελλοντική ζήτηση σε 20 χρόνια από σήμερα αναμένεται να διαμορφωθεί σε 550Mm^3 , λαμβάνοντας υπόψη 3% ετήσια άνοδο στον τουρισμό και 8% αύξηση αρδευόμενων εκτάσεων.

2. Εποχικότητα πλημμυρικών φαινομένων και υδρολογικών χαρακτηριστικών

Ο χρόνος εκδήλωσης και το μέγεθος της πλημμύρας χρησιμοποιείται στη τοπική, εποχιακή και περιοχική εκτίμηση περιόδων επαναφοράς για τον υπολογισμό τιμών σχεδιασμού που απαιτούνται από την εφαρμοσμένη μηχανική (Cunderlik et al., 2004a; Ouarda et al., 2006). Σε ευρύτερη χωρική κλίμακα, τα υδρολογικά χαρακτηριστικά όπως βροχόπτωση και απορροή απεικονίζουν τους τοπικούς μηχανισμούς του κλίματος και επομένως η εποχικότητα των πλημμυρικών γεγονότων συνδέεται έντονα με τους μηχανισμούς που καθοδηγούν το κλίμα κάθε περιοχής. Η γνώση των καιρικών τύπων (ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας) που σχετίζονται με ακραία γεγονότα βροχής και απορροής μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με την πρόγνωση των πλημμυρών και να αποτελέσει μια μη-κατασκευαστική προσέγγιση για τον μετριασμό των επιπτώσεων. Ειδικά για την περίπτωση των γεγονότων όπως οι ξαφνικές πλημμύρες, που είναι σπάνια προβλέψιμες και έχουν συνήθως καταστρεπτικές συνέπειες, η κατανόηση του «πώς» και «πότε», μπορεί να αποτελέσει πληροφορία εξαιρετικά σημαντική για τη πολιτική προστασία.

Τα καταιγιδοφόρα γεγονότα συχνά συνδέονται με την ανάπτυξη ατμοσφαιρικών συστημάτων χαμηλού βαρομετρικού. Στην περιοχή της Μεσόγειου αυτά τα συστήματα πλησιάζουν από τρεις κύριες κατευθύνσεις που μπορούν κατά προσέγγιση να διακριθούν σε Δυτικά (Δ), Νοτιοδυτικά (ΝΔ) και Βορειοδυτικά (ΒΔ). Σύμφωνα με τους Barry και Chorley (2003), τα χαμηλά βαρομετρικά που εισέρχονται στη Μεσόγειο από τον Ατλαντικό Ωκεανό (από δυτικά) και τα βαροκλινή κύματα από την οροσειρά του Ατλαντα (από νοτιοδυτικά) αποτελούν το 9% και το 17% των συστημάτων χαμηλής πίεσης, αντίστοιχα. Τα υπόλοιπα 74% προέρχονται από τις Άλπεις και τα Πυρηναία όρη (από βορειοδυτικά). Η ταξινόμηση αυτή που αναφέρεται στην βιβλιογραφία από τους Barry και Chorley (2003) και οι επιπτώσεις της κάθε κατηγορίας είναι καλά τεκμηριωμένες. Γενικά, μια μέθοδος ταξινόμησης συστημάτων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας μπορεί να είναι ένας αλγόριθμος ή μια έννοια (concept) που χρησιμοποιείται για τον καθορισμό συγκεκριμένου τύπου και την αναγνώριση χαρακτηριστικών στον τύπο αυτό. Για το σκοπό αυτό μπορούν να εφαρμοστούν πληθώρα τεχνικών (αλγορίθμων) με διαφορετικές παραλλαγές, όπως η χρήση διάφορων κριτηρίων

απόστασης, ποικίλο αριθμό τύπων, διαφορετικά χωρικά διαστήματα και χρονική διακριτοποίηση ή παραμέτρους εισόδου. Οι τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας μπορούν να θεωρηθούν ως κινητήριες δυνάμεις των υδρολογικών υποσυστημάτων που διαμορφώνουν μαζί το σύνθετο υδρολογικό σύστημα ενός υδροκρίτη (Van de Griend και Seyhan, 1984), και έτσι ο προσδιορισμός των κυρίαρχων τύπων μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε ένα γενικότερο υδρολογικό πλαίσιο.

Η εποχικότητα των πλημμυρών μπορεί να περιγραφεί αποτελεσματικά με τη χρήση κατευθυντικών διανυσμάτων ή αλλιώς στατιστικών προσανατολισμού (Mardia, 1972 και Fisher, 1993). Οι Bayliss και Jones (1993), περιέγραψαν την εποχικότητα των πλημμυρών στη Μεγάλη Βρετανία με τη βοήθεια των δεικτών εποχικότητας που προέκυψαν από στατιστικές προσανατολισμού. Οι Castellarin et al. (2001) συσχέτισαν εποχιακούς δείκτες βροχόπτωσης και εκδήλωσης πλημμυρών με την σχετική εδαφική διαπερατότητα υδρολογικών λεκανών σε ένα περιοχικό μοντέλο για την μελέτη υδρολογικών λεκανών που δεν διέθεταν υδρολογικές μετρήσεις (ungagged). Οι Cunderlik και Ouarda (2009) μελέτησαν τις τάσεις στο συγχρονισμό και το μέγεθος των εποχιακών μέγιστων πλημμυρικών γεγονότων σε ολόκληρο τον Καναδά λαμβάνοντας υπόψη τον κατευθυντικό χαρακτήρα και την πολυμορφία των πλημμυρικών περιστατικών. Οι Magilligan και Graber (1996) χρησιμοποίησαν τις κατευθυντική στατιστική για να εκφράσουν μερικούς από τους υδροκλιματικούς και γεωμορφολογικούς μηχανισμούς της πλημμυρογένεσης στη Νέα Αγγλία με σκοπό την διάκριση ομάδων υδρολογικών λεκανών με παρόμοια συμπεριφορά στην υδρολογική απόκριση. Κατά συνέπεια η διανυσματική – κατευθυντική στατιστική είναι μία κατάλληλη μέθοδος για τον εντοπισμό τοπικών υδρολογικών καθεστώτων και την περιγραφή μερικών υδρο-κλιματικών μηχανισμών που σχετίζονται με την εμφάνιση των πλημμυρών.

Το αντικείμενο της μελέτης είναι η επικέντρωση σε συγκεκριμένα εποχιακά και κλιματικά χαρακτηριστικά που δύνανται να συνδέονται με ακραία φαινόμενα βροχόπτωσης και απορροής στο νησί της Κρήτης. Για το λόγο αυτό εντοπίσθηκαν και αναλύθηκαν μετεωρολογικά χαρακτηριστικά μεγάλης και μικρότερης κλίμακας που προηγούνται των ακραίων φαινομένων. Η άμεση συσχέτιση των καιρικών φαινομένων μεγάλης και μικρής κλίμακας, με τη γένεση πλημμυρικών φαινομένων δεν είναι αρκετά ξεκάθαρη (π.χ. αν και ένας μεγάλος αριθμός καταιγίδων που δημιουργούν πλημμύρες έχουν συμβεί κάτω από μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικά συστήματα, η ύπαρξη των συστημάτων αυτών δεν είναι από μόνη της ένδειξη για εκδήλωση πλημμύρας). Πιθανές συσχετίσεις μεταξύ ακραίων

ημερήσιων και μηνιαίων βροχοπτώσεων με μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα επιτρέπει την καλύτερη κατανόηση της διαδικασίας εμφάνισης πλημμύρας. Ο καθορισμός της εποχικότητας και της έκτασης της εμφάνισης πλημμυρών, άρα και των περιόδων και περιοχών υψηλής πλημμυρικής επικινδυνότητας στο νησί της Κρήτης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ένα βασικό αλλά αποτελεσματικό στοιχείο μετριασμού του κίνδυνου. Παράλληλα, οι πληροφορίες αυτές μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως ένα απλοποιημένο σύστημα προειδοποίησης πλημμύρας, βασισμένο στον υπολογισμό κατωφλίων κρίσιμου ύψους βροχόπτωσης όπως έδειξαν οι Martina et al., (2006) και Norbiato et al., (2008).

Η μελέτη αυτή είναι πρωτότυπη επειδή συνδυάζει ένα σύνολο μεθόδων για την μελέτη των χαρακτηριστικών της εμφάνισης πλημμυρών στην περιοχή της Κρήτης. Επιπλέον, σε μία από τις τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν έγινε μία μικρή τροποποίηση με σκοπό την ομοιομορφία και την ευκολότερη αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Επίσης παρουσιάζονται τα πλεονεκτήματα της πολύπλευρης προσέγγισης του θέματος της εποχικότητας των πλημμυρικών γεγονότων. Η ανάλυση που παρουσιάζεται στοχεύει σε μια καλύτερη κατανόηση των ακραίων γεγονότων στην Κρήτη.

2.1. Μεθοδολογία

2.1.1. Τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας

Ένα ευρέως χρησιμοποιούμενο σύστημα ταξινόμησης τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας για τις Ευρωπαϊκές κλιματολογικές συνθήκες αναπτύχθηκε από τους Baur et al. (1944). Το αποκαλούμενο Grosswetterlagen και αργότερα HB-GWL σύστημα ταξινόμησης από τους Hess και Brezowsky βασίζεται στην παρατήρηση μεγάλης κλίμακας όπως την τοποθεσία των ημι-μόνιμων κέντρων πίεσης (π.χ. τους πόλους της Βόρειο-Ατλαντικής ταλάντωσης - North Atlantic Oscillation / NAO), την τοποθεσία και έκταση των μετωπικών ζωνών και την παρουσία κυκλωνικών ή αντι-κυκλωνικών συνθηκών. Από την εισαγωγή της, αυτή η μέθοδος ταξινόμησης έχει αναθεωρηθεί (Hess και Brezowsky, 1952, 1969 και 1977) και ενημερωθεί (Gerstengabe et al., 1999) και οι παραλλαγές της χρησιμοποιούνται συχνά στη βιβλιογραφία (π.χ. Caspary 1995 και 1996). Ο **Πίνακας 2-1** παρουσιάζει την τρέχουνσα ταξινόμηση HB-GWL που μειώνει τις αρχικές 30 κατηγορίες σε 11. Έχοντας κατά νου την έμφυτη αβεβαιότητα οποιασδήποτε προσέγγισης ταξινόμησης της σύνθετης και δυναμικής μετεωρολογίας μεγάλης κλίμακας (Yarnal και White, 1987 Bardossy και Caspary, 1990, Yarnal, 1993), το σύστημα HB-GWL θεωρείται ως το καλύτερο διαθέσιμο (James, 2007) και επομένως χρησιμοποιήθηκε σε αυτήν την μελέτη.

Πίνακας 2-1: Ταξινόμηση καιρικών συστημάτων σύμφωνα με τους Hess and Brezowsky Grosswetterlagen (HB-GWL) Πηγή: Brown, 2007

HBGWT	GWL	Definition	HBGWT	GWL	Definition
01 West	Wa	Anticyclonic Westerly	06 North	HB	High over the British Isles
	Wz	Cyclonic Westerly		TrM	Trough over Central Europe
	WS	South-Shifted Westerly	07 NEast	NEa	Anticyclonic North-Easterly
	WW	Maritime Westerly (Block E.Europe)		NEz	Cyclonic North-Easterly
02 SWest	SWa	Anticyclonic South-Westerly	08 East	HFa	Scandinavian High, Ridge Central Europe
	SWz	Cyclonic South-Westerly		HFz	Scandinavian High, Trough Central Europe
03 NWest	NWa	Anticyclonic North-Westerly		HNFa	High Scandinavia – Iceland, Ridge Central Europe
	NWz	Cyclonic North-Westerly		HNFz	High Scandinavia – Iceland, Trough Central Europe
04 HighCE	HM	High over Central Europe	09 SEast	SEa	Anticyclonic South-Easterly
	BM	Zonal Ridge across Central Europe		SEz	Cyclonic South-Easterly
05 LowCE	TM	Low over Central Europe	10 South	SA	Anticyclonic Southerly
06 North	Na	Anticyclonic Northerly		SZ	Cyclonic Southerly
	Nz	Cyclonic Northerly		TB	Low over the British Isles
	HNa	Icelandic High, Ridge C. Europe		TrW	Trough over Western Europe
	HNz	Icelandic High, Trough C. Europe	11 U	U	Transition (no distinct type)

2.1.2. Εποχικότητα

Η εποχικότητα μιας υδρολογικής χρονοσειράς μπορεί να περιγραφεί αποτελεσματικά με τη χρήση διανυσματικής-κατεύθυντικής στατιστικής (Mardia, 1972, Fisher, 1993, Magilligan και Graber, 1996). Σύμφωνα με τους Bayliss και Jones (1993), Burn (1997) και Cunderlik *et al.*, (2004b) η ιουλιανή ημερομηνία ενός περιστατικού στον ετήσιο υδρολογικό κύκλο μπορεί να μετασχηματιστεί σε:

$$\theta_i = (\text{Julian Date})_i \left(\frac{2\pi}{365} \right) \quad (2-1)$$

όπου θ_i είναι η γωνία σε ακτίνια. Η ιουλιανή ημερομηνία ορίζεται ως ημέρα 1 για την 1^η Ιανουαρίου και ημέρα 365 για την 31^η Δεκεμβρίου.

Το εκτιμούμενο διάνυσμα έχει μέγεθος $r_i = 1$ και κατεύθυνση θ_i ακτίνια. Για ένα δείγμα n γεγονότων τα επιμέρους διανύσματα μπορούν να αθροιστούν προκειμένου να υπολογιστούν οι συντεταγμένες x - και y - της μέσης ημερομηνίας εκδήλωσής του (Burn, 1997):

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos(\theta_i) \quad (2-2)$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin(\theta_i) \quad (3-2)$$

Η μέση κατεύθυνση των ημερομηνιών δίνονται από την σχέση (Burn, 1997):

$$\bar{\theta} = \tan^{-1} \left(\frac{\bar{y}}{\bar{x}} \right) \quad (3-4)$$

Ενώ το κατευθυντικό διάνυσμα ενός μοναδικού γεγονότος έχει μοναδιαίο μέγεθος, το μέσο διάνυσμα \bar{r} , των γεγονότων n , μπορεί να οριστεί ως το μέτρο της μεταβλητότητας της ημερομηνίας του περιστατικού γύρω από τη μέση ημερομηνία (Burn, 1997).

$$\bar{r} = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2} \quad (3-5)$$

Επομένως, το \bar{r} κυμαίνεται από μηδέν, σε περίπτωση υψηλής μεταβλητότητας ή ομοιόμορφης κατανομής στο υδρολογικό έτος, μέχρι την μονάδα, σε περίπτωση υψηλής κανονικότητας ή σε περίπτωση που όλα τα γεγονότα εμφανίζονται την ίδια ημέρα.

Μια άλλη προσέγγιση βασίζεται στο δείκτη S_{max} που εισάγεται από την Parajka (et al., 2009) και περιγράφει την μακροπρόθεσμη εποχικότητα των μέσων μηνιαίων χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης και της απορροής. Η μέθοδος υπολογίζει τη συχνότητα με την οποία το μέσο μηνιαίο μέγιστο ενός δεδομένου έτους εμφανίζεται στον ίδιο μήνα με το μακροπρόθεσμο μέσο μηνιαίο μέγιστο σε μία συγκεκριμένη υδρολογική χρονοσειρά. Για N έτη μέσων μηνιαίων τιμών, το S_{max} υπολογίζεται σε έτη:

$$S_{max} = \sum_{i=1}^N P(M = m_i) \quad (3-6)$$

όπου το M είναι ο μήνας του μακροπρόθεσμου μεγίστου και m_i είναι ο μήνας του μηνιαίου μεγίστου στο έτος i . Αντίστοιχα το S_{2max} είναι το μέσο μηνιαίο δευτεροβάθμιο μέγιστο των ετών N . Η εποχικότητα μπορεί να εκφραστεί ως διάνυσμα όπως και ο δείκτης Burn, με την κατεύθυνση να αντιπροσωπεύει το μήνα M (Ιανουάριος = Ανατολικά, Απρίλιος = Βόρια Ιούλιος = Δυτικά και Οκτώβριος = Νότια) και το μέγεθος να παρουσιάζει τη συχνότητα του S_{max} ή του S_{2max} .

Σε αυτό το σημείο, εισάγεται μια τροποποίηση της προσέγγισης, εξάγοντας τους ομαλοποιημένους δείκτες S_{max} και S_{2max} , οι οποίοι δεν εξαρτώνται από τον αριθμό ετών N για ένα αρκετά μεγάλο σύνολο δεδομένων:

$$\bar{S}_{max} = \frac{\sum_{i=1}^N P(M = m_i)}{N} \quad (3-7)$$

Το \bar{S}_{max} παίρνει τις τιμές από $1/N$ (τείνει σε 0 για τα αρκετά μεγάλα σύνολα δεδομένων), εάν κανένα ετήσιο μέγιστο δεν εμφανίζεται στον ίδιο μήνα με το μακροπρόθεσμο μέγιστο, και στην μονάδα, εάν όλα τα ετήσια μέγιστα εμφανίζονται στον ίδιο μήνα. Επομένως, το \bar{S}_{max} μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μέτρο μεταβλητότητας ενός γεγονότος όπως ακριβώς και το μέτρο \bar{r} στην μέθοδο του Burn.

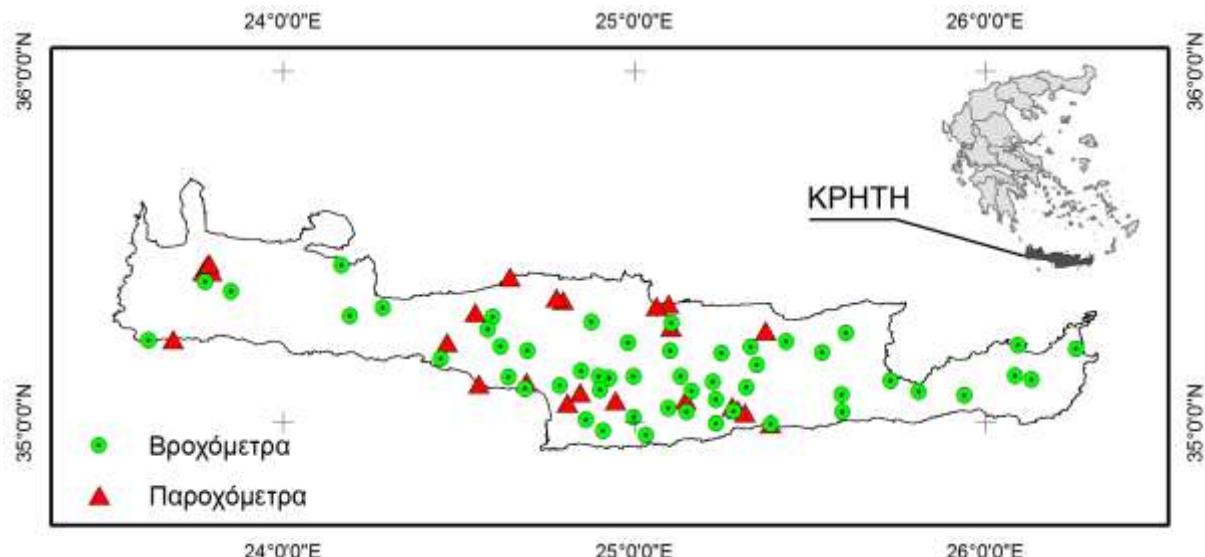
2.2. Δεδομένα

Δεδομένα ημερήσιας και μηνιαίας βροχόπτωσης παραχωρήθηκαν από την Υπηρεσία Υδάτων της περιφέρειας Κρήτης για 67 σταθμούς καταγραφής. Οι σταθμοί καλύπτουν κυρίως τη ανατολική πλευρά του νησιού λόγο του παλαιότερα υψηλότερου επιπέδου γεωργικής δραστηριότητας σε σχέση με το δυτικό μέρος. Από το σύνολο των σταθμών, 14 από αυτούς λειτούργησαν για μικρή περίοδο, από 4 έως 10 έτη, και αποκλείστηκαν από την ανάλυση, ενώ οι υπόλοιποι διέθεταν ικανοποιητικές μετρήσεις για 28 έως 32 έτη. Το απόλυτο υψόμετρο των σταθμών κυμαίνεται από λίγα μέτρα στην περιοχή του Ηρακλείου, μέχρι 905m στην περιοχή του Λασιθίου στην ανατολική Κρήτη.

Μετρήσεις μέσης μηνιαίας απορροής ήταν διαθέσιμες από 22 σταθμήμετρα, ενώ δεδομένα πλημμυρικής αιχμής καταγράφηκαν σε 14 από αυτά. Οι αντίστοιχες καταμετρημένες υδρολογικές λεκάνες έχουν έκταση από 22 μέχρι 500km^2 , με μέσο όρο τα 123km^2 . Το μέσο απόλυτο υψόμετρο των λεκανών κυμαίνεται από 300 έως 1100m με μέσο όρο τα 640m. Η περίοδος καταγραφής όλων των σταθμών ήταν κατ' ελάχιστο 16 χρόνια (για την περίοδο 1970 -2002) με μέσο όρο τα 28 χρόνια.

Συνεπώς, η ανάλυση βροχόπτωσης βασίστηκε σε χρονοσειρές μέσης μηνιαίας και μέγιστης ημερήσιας τιμής της περιόδου 1973-2005, από 53 σταθμούς. Ομοίως η ανάλυση απορροής βασίστηκε σε δεδομένα μέσης μηνιαίας τιμής από 22 σταθμούς και μέγιστης ετήσιας απορροής από 15 σταθμούς. Η τοποθεσία των βροχομετρικών και σταθμημετρικών σταθμών παρουσιάζεται στην Εικόνα 2-1. Η εποχικότητα μελετήθηκε στο πλαίσιο της χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας καθώς και στην χρονική στιγμή εκδήλωσης και το μέγεθος του εκάστοτε γεγονότος.

Στοιχεία για 49 πλημμυρικά γεγονότα ανακτήθηκαν σε συνεργασία με την Υπηρεσία Πολιτικής Προστασίας της περιφέρειας Κρήτης για την περίοδο 1990-2007 και χρησιμοποιήθηκαν για να την δημιουργία χαρτών χωρικής κατανομής πλημμυρικών γεγονότων σε επίπεδο δημοτικών διαμερισμάτων.



Εικόνα 2-1: Τοποθεσία βροχομετρικών και υδρομετρικών σταθμών στην Κρήτη που χρησιμοποιούνται για την ανάλυση εποχικότητας των υδρολογικών χαρακτηριστικών.

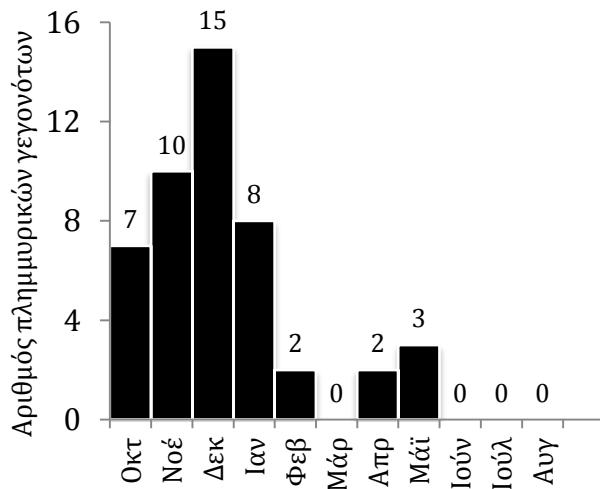
Η Υπηρεσία Πολιτικής Προστασίας είναι αρμόδια για την καταγραφή της τοποθεσίας, της ημερομηνίας, του κόστους των επιπτώσεων καθώς και άλλων πληροφοριών των πλημμυρικών γεγονότων στην περιφέρεια Κρήτης. Δεδομένα για μερικά από τα 49 γεγονότα χρησιμοποιήθηκαν για τον εμπλουτισμό μιας πανευρωπαϊκής βάσης δεδομένων, έναν «ευρωπαϊκό άτλαντα» ξαφνικών πλημμυρών κατά τη διάρκεια μιας πρόσφατης προσπάθειας συλλογής στοιχείων ξαφνικών πλημμυρών στα πλαίσια του ευρωπαϊκού χρηματοδοτούμενου ερευνητικού ευρωπαϊκού προγράμματος HYDRATE (CN: 037024), (Gaume et al., 2009).

2.3. Αποτελέσματα

2.3.1. Ανάλυση σε επίπεδο γεγονότος

Η ανάλυση σε επίπεδο γεγονότος των 49 πλημμυρών της περιόδου 1997 – 2007 παρουσιάζεται στην Εικόνα 2-2. Περί το 30% των γεγονότων λαμβάνουν χώρα κατά το μήνα Δεκέμβριο. Σχετικά με την εποχικότητα εκδήλωσης, περισσότερο από το 50% εμφανίζονται την χειμερινή περίοδο, ενώ περί το 40% κατά το φθινόπωρο. Οι φθινοπωρινές πλημμύρες

έχουν συνήθως μεγαλύτερη ένταση λόγω της μεγαλύτερης έντασης της βροχόπτωσης και του ημερολογιακού χρόνου εκδήλωσης σχετικά με την ξηρή καλοκαιρινή περίοδο. Η πρόωρη εμφάνιση και η απροσδόκητη φύση των γεγονότων του φθινοπώρου βρίσκουν μερικές φορές τις τοπικές αρχές (αρμόδιες για τον καθαρισμό των ρεμάτων και την αφαίρεση της παρόχθιας βλάστησης) απροετοίμαστες, καταλήγοντας σε πλημμύρες κυρίως λόγω της παρεμπόδισης της ροής των ρευμάτων.

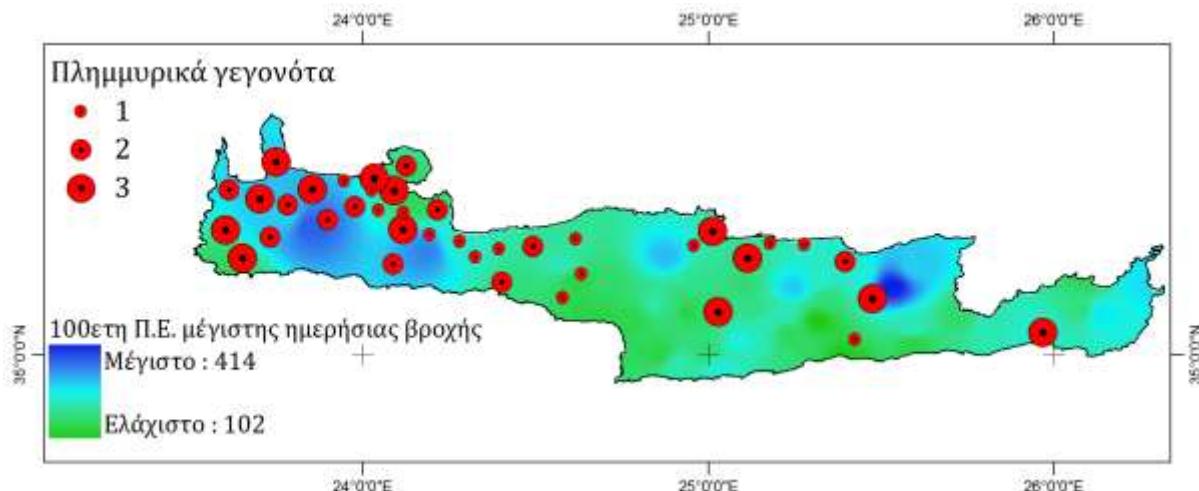


Εικόνα 2-2: Μηνιαία κατανομή πλημμυρικών επεισοδίων στην Κρήτη (1997-2007).

Όσον αφορά τη χωρική κατανομή των γεγονότων στην Κρήτη, το 66% αναφέρθηκαν στη δυτική Κρήτη, ενώ το υπόλοιπο 34% στην ανατολική (Εικόνα 2-3). Η υψηλότερη βροχόπτωση στο δυτικό μέρος του νησιού μπορεί να αποδοθεί στο τοπικό βορειοδυτικό (ΒΔ) και νοτιοδυτικό (ΝΔ) καθεστώς ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που κυριαρχεί καθώς και στο μεγαλύτερο μέσο υψόμετρο και την απότομη μορφολογία.

Στοχεύοντας σε μια πιο λεπτομερή ανάλυση σε επίπεδο δημοτικού διαμερίσματος, ο αριθμός γεγονότων συσχετίστηκε με την ημερήσια βροχόπτωση περιόδου επαναφοράς 100 ετών, το μέσο υψόμετρο, τη μέση κλίση και τη μέση κατεύθυνση κλίσης. Καμία σημαντική τάση δεν παρατηρήθηκε μέσω αυτής της ανάλυσης. Μια ανάλυση σε επίπεδο υδρολογικών λεκανών θα μπορούσε να οδηγήσει σε χρησιμότερα αποτελέσματα αλλά δεν ήταν εφικτή λόγω έλλειψης στοιχείων. Στην Εικόνα 2-3 παρουσιάζονται ο αριθμός των πλημμυρικών

γεγονότων και το ύψος ημερήσιας βροχόπτωσης περιόδου επαναφοράς 100 ετών ανά δήμο, όπου φαίνεται καθαρά ότι τα πλημμυρικά φαινόμενα δε συσχετίζονται με τη μέγιστη ημερήσια βροχόπτωση. Αυτό αποτελεί μία πρώτη ένδειξη ότι αν και η έντονη βροχόπτωση είναι ο βασικότερος γενεσιοναργός παράγοντας των πλημμυρών, το φαινόμενο είναι σύνθετο και εξαρτάται από αρκετούς επιπλέον παράγοντες.



Εικόνα 2-3: Χωρική κατανομή και αριθμός πλημμυρικών επεισοδίων (1990-2007) για το νησί της Κρήτης Μέγιστη ημερήσια βροχόπτωση περιόδου επαναφοράς 100 ετών (Η περίοδος επαναφοράς μέγιστης ημερήσιας βροχόπτωσης 100ετίας υπολογίστηκε με βάση την κατανομή Log-Pearson Type III και η μέθοδος χωρικής παρεμβολής που χρησιμοποιήθηκε είναι η IDW.)

2.3.2. Τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που σχετίζονται με πλημμυρικά γεγονότα στην περιοχή της Κρήτης

Η μετεωρολογική ανάλυση εστιάστηκε στους τύπους ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και το συνοπτικό υπόβαθρο έντονης, τοπικής βροχόπτωσης στην περιοχή της Κρήτης. Οι συνθήκες ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας για τα γεγονότα πριν από το 2002 καθορίστηκαν με βάση την υποκειμενική ταξινόμηση HB-GWT, βάσει των δεδομένων (κατάλογοι ταξινόμησης) που παραχωρήθηκαν από το ερευνητικό πρόγραμμα COST 733 (Huth et al., 2008), εστιάζοντας στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου (ορίζεται ως περιοχή 10 στα πλαίσια του προγράμματος COST 733 συμπεριλαμβανομένων των Βαλκανίων, την νοτιοανατολική Ευρώπη και την Ιταλία μεταξύ 34N - 49N και 7E - 30E). Η ατμοσφαιρική κυκλοφορία για τα

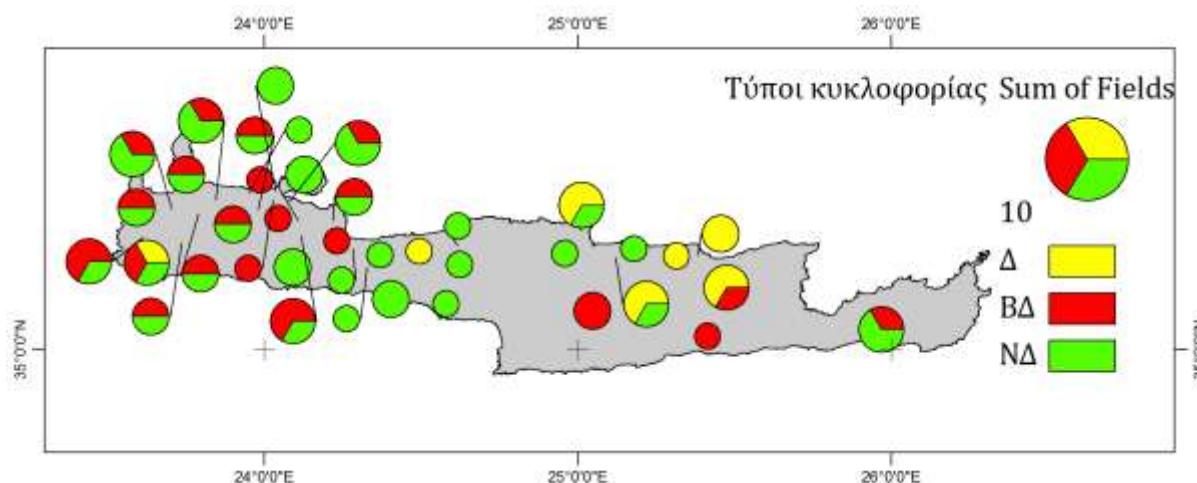
γεγονότα μετά το 2002 ταξινομήθηκε υποκειμενικά βάσει της συνοπτικής μετεωρολογικής ανάλυσης των δεδομένων NCEP/NCAR (Reanalysis Project, Kistler et al., 2001). Επιπλέον, η συνοπτική ανάλυση επεκτάθηκε και για τα γεγονότα πριν του 2002 προκειμένου να ελεγχθεί η ομοιογένεια ταξινόμησης. Δορυφορικές μετεωρολογικές εικόνες METEOSAT χρησιμοποιήθηκαν για την υποστήριξη των αποτελεσμάτων της ταξινόμησης και τον εντοπισμό του χρόνου και του χώρου γένεσης και εκδήλωσης των καταιγίδων. Εικόνες υψηλής ανάλυσης ορατού φάσματος χρησιμοποιήθηκαν για χρονικές περιόδους με ηλιακό φως και υπεριώδους φάσματος για τις νυχτερινές περιόδους, με σκοπό τον εντοπισμό της τροχιάς κίνησης καταιγιδοφόρων νεφελωδών σχηματισμών (Ottenbacher et al., 1997). Οι μετεωρολογικές εικόνες σε 30λεπτο χρονικό βήμα παραχωρήθηκαν από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Εξερεύνησης Μετεωρολογικών Δορυφόρων (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites) EUMETSAT.

Οι τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας 22 καταιγίδων (**Πίνακας 2-2**) που προκάλεσαν την εκδήλωση πλημμυρών σε 49 περιοχές της Κρήτης, κατά τη διάρκεια της περιόδου του 1990-2007, εντοπίστηκαν μέσω του συνδυασμού της ανάλυσης τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας μεγάλης κλίμακας, της κίνησης των νεφελωδών σχηματισμών από τις δορυφορικές εικόνες METEOSAT και της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης. Ο **Πίνακας 2-2** περιέχει τις πληροφορίες για τον τύπο κυκλοφορίας σύμφωνα με την ανωτέρω ανάλυση, τις μέγιστες καταγραμμένες βροχοπτώσεις, και τη μέση ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας, στην βόρεια, κεντρική και νότια Ευρώπη κατά τη διάρκεια του εκάστοτε γεγονότος.

Πίνακας 2-2: Τύπος κυκλοφορίας, περίοδος ανάλυσης, μέγιστη βροχόπτωση και μέση πίεση στην επιφάνεια της θάλασσας των πλημμυρικών γεγονότων.

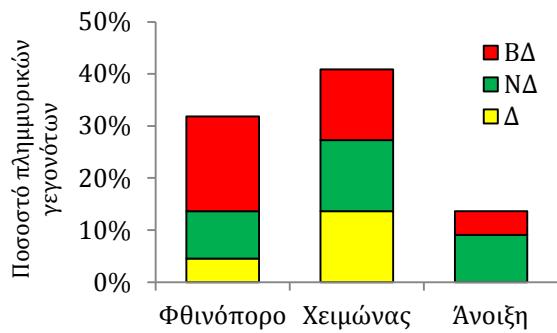
A/A	Περίοδος ανάλυσης	Τύπος κυκλοφορίας	Κυκλοφορία	Μέγιστη βροχόπτωση (mm)	Κυκλοφορία Βόρειας Ευρώπης	Χαμηλό βαρομετρικό Βόρειας Ευρώπης (hPa)	Υψηλό βαρομετρικό Κεντρικής Ευρώπης (hPa)	Χαμηλό βαρομετρικό Νότιας Ευρώπης (hPa)
1	1-10/11/1991	W	Κυκλωνική	40	Κυκλωνική	985	1.021	1.015
2	10-15/1/1994	W	Κυκλωνική	180	Κυκλωνική	982	1.024	1.009
3	19-21/10/1997	N	Κυκλωνική	140	Κυκλωνική	1.000	1.021	1.009
4	1-7/1/1999	SW	Κυκλωνική	200	Κυκλωνική	991	1.024	1.009
5	5-12/12/1999	W	Κυκλωνική	40	Κυκλωνική	982	1.030	1.015
6	12-23/01/2000	SW	Κυκλωνική	280	Κυκλωνική	1.018	1.030	1.018
7	17-23/04/2000	SW	Κυκλωνική	78	Μη διαθέσιμο	1.003	1.015	1.006
8	3-9/12/2000	SW	Κυκλωνική	270	Κυκλωνική	997	1.027	1.018
9	13-17/01/2001	HighCE	Κυκλωνική	240	Μη διαθέσιμο	1.018	1.033	1.009
10	1-5/11/2001	NW	Κυκλωνική	173	Κυκλωνική	1.003	1.030	1.009
11	1-9/12/2001	W	Κυκλωνική	350	Κυκλωνική	1.015	1.033	1.003
12	1-13/01/2002	NW	Κυκλωνική	80	Κυκλωνική	997	1.039	1.012
13	7-13/09/2002	NW	Κυκλωνική	35	Κυκλωνική	1.021	N/A	1.012
14	23-29/01/2003	NW	Κυκλωνική	200	Αντικυκλωνική	1.003	1.030	1.003
15	27-31/05/2003	SW	Κυκλωνική	160	Μη διαθέσιμο	N/A	N/A	1.000
16	3-7/10/2004	E	Κυκλωνική	115	Κυκλωνική	991	1.033	1.012
17	3-16/11/2004	SW	Κυκλωνική	90	Κυκλωνική	1.003	1.027	1.012
18	16-21/12/2004	NW	Κυκλωνική	120	Κυκλωνική	988	1.007	997
19	26-31/5/2005	NW	Κυκλωνική	100	Κυκλωνική	1.009	1.024	1.009
20	13-17/09/2005	NW	Κυκλωνική	53	Κυκλωνική	994	1.018	1.006
21	1-4/11/2005	NW	Κυκλωνική	15	Κυκλωνική	994	1.027	1.018
22	9-20/10/2006	SW	Κυκλωνική	200	Κυκλωνική	1.009	1.024	1.006

Σύμφωνα με την ταξινόμηση τα περισσότερα από τα καιρικά συστήματα που εμφανίζονται στη Μεσόγειο και διέρχονται από την περιοχή της Κρήτης έχουν κατευθύνσεις ΝΔ, ΒΔ και Δ. Η **Εικόνα 2-4** παρουσιάζει τη χωρική κατανομή των τύπων κυκλοφορίας που σχετίζονται με τα πλημμυρικά γεγονότα της περιόδου του 1990 – 2007.



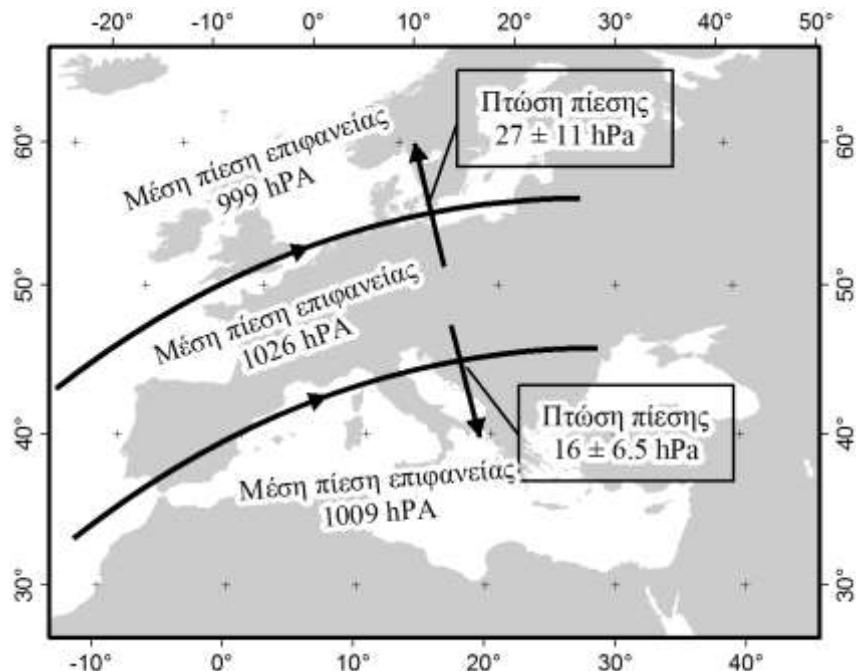
Εικόνα 2-4: Χωρική κατανομή τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας πλημμυρικών επεισοδίων για την περίοδο 1990-2007 στην περιοχή της Κρήτης.

Υπάρχει έντονη διαφοροποίηση στη προέλευση αυτών των συστημάτων κατά τη σύγκριση της δυτικής Κρήτης με το υπόλοιπο νησί. Λόγω του εμποδίου που δημιουργείται από την έντονη ορεογραφία της δυτικής Κρήτης (Λευκά Όρη), το δυτικό μέρος του νησιού πλήργεται συνήθως από τα βορειοδυτικά (ΒΔ) και νοτιοδυτικά (ΝΔ) συστήματα βαρομετρικού χαμηλού, ενώ τα δυτικής (Δ) προέλευσης συστήματα διέρχονται φθάνοντας στο μέσο του νησιού, όπου συναντούν το δεύτερο ορεογραφικό εμπόδιο, το όρος της Ίδης. Όσον αφορά την εποχικότητα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η **Εικόνα 2-5** δείχνει ότι τα περισσότερα γεγονότα δυτικής προέλευσης εμφανίζονται κατά τη διάρκεια του χειμώνα ενώ οι κυρίαρχοι τύποι κυκλοφορίας κατά τη διάρκεια του φθινοπώρου είναι βορειοδυτικοί και νοτιοδυτικοί. Για την πλειοψηφία των γεγονότων παρατηρείται ένα πανομοιότυπο καθεστώς στη βαρομετρική πίεση πάνω από την Ευρώπη. Αυτή η πανομοιότυπη κατάσταση μπορεί να περιγραφεί ως ρεύμα χαμηλών πιέσεων πάνω από τη νότια Ευρώπη (Μεσογειακή) που συνδυάζονται με τις υψηλές πιέσεις πάνω από την κεντρική Ευρώπη και χαμηλές πιέσεις πάνω από τη βόρεια Ευρώπη.



Εικόνα 2-5: Εποχικότητα τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας πλημμυρικών επεισοδίων για την περίοδο 1990-2007 στην περιοχή της Κρήτης.

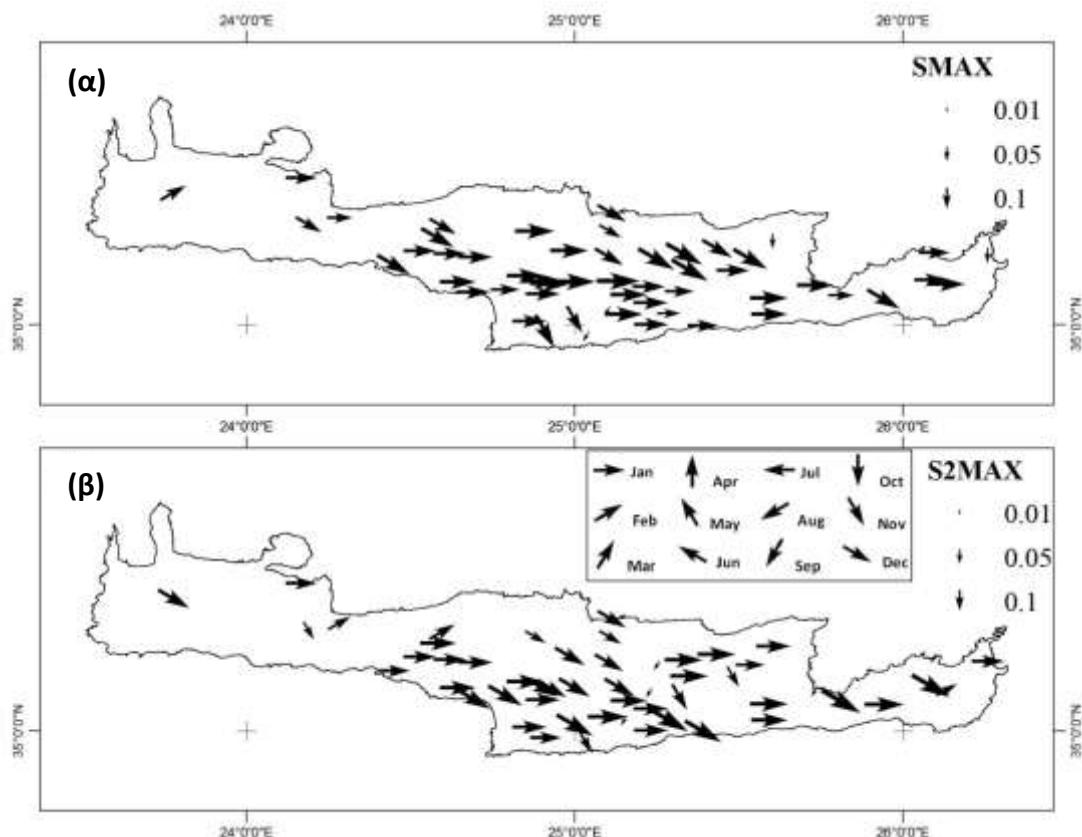
Τα χαμηλά βαρομετρικά συστήματα κινούνται κυκλωνικά προς τα ανατολικά διασχίζοντας τη Μεσόγειο και τη βόρεια Ευρώπη (Εικόνα 2-6). Στις περισσότερες περιπτώσεις παρατηρείται μία μέση πτώση πίεσης $16 \pm 6.5 \text{ hPa}$ από την κεντρική στη νότια Ευρώπη και $27 \pm 11 \text{ hPa}$ από την κεντρική στη βόρεια Ευρώπη. Αυτά τα χαμηλά βαρομετρικά προκαλούν βροχοπτώσεις υψηλής έντασης σύντομης διάρκειας που διασχίζουν το νησί της Κρήτης, και ευθύνονται για την εμφάνιση πλημμυρικών φαινομένων.



Εικόνα 2-6: Σύνηθες καθεστώς πίεσης στον ευρύτερο Ευρωπαϊκό χώρο που παρατηρείται για την πλειονότητα των πλημμυρικών επεισοδίων.

2.3.3. Εποχικότητα μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης

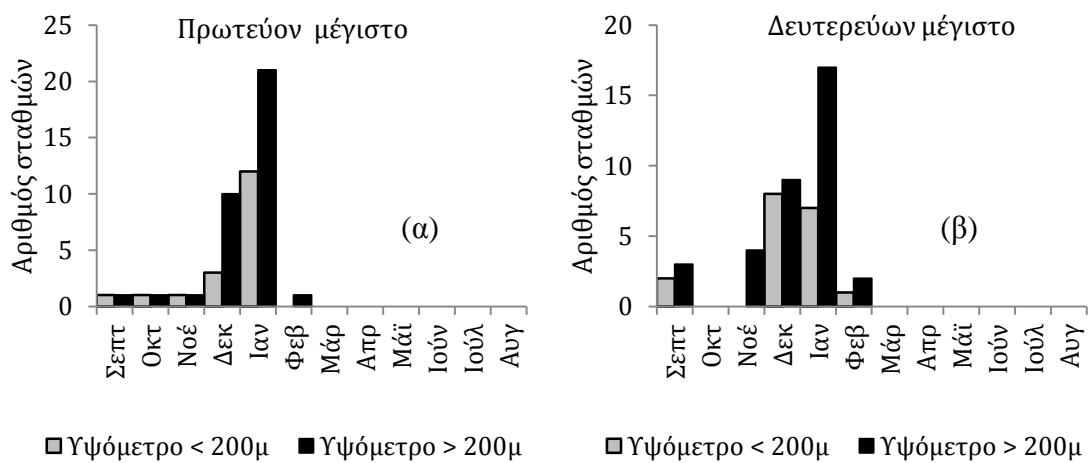
Η εποχιακή εκδήλωση της μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης παρουσιάζεται στην **Εικόνα 2-7**. Τα μέγιστα της μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης (**Εικόνα 2-7α**) γενικά εμφανίζονται κατά τη διάρκεια του χειμώνα με εξαίρεση το κεντρικό-νότιο μέρος της Κρήτης (πεδιάδα Μεσσαράς) όπου εμφανίζονται το Νοέμβριο και το Σεπτέμβριο. Για δύο σταθμούς στη βορειοανατολική Κρήτη, το μέγιστο της μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης είναι τον Οκτώβριο, ενώ στο κεντρικό μέρος, εμφανίζεται τον Ιανουάριο και το Δεκέμβριο. Παρατηρείται ότι το μέγιστο του Δεκεμβρίου παρουσιάζεται έντονα στο κεντρικό βόρειο τμήμα του νησιού. Μία περιοχή «έντονου» (μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης) μέγιστου Ιανουαρίου παρατηρείται στα κεντρικά υψίπεδα. Η ανάλυση του \bar{S}_{max} δείχνει ότι κατά μέσον όρο (σε 53 σταθμούς βροχόπτωσης) τα μέσα μηνιαία μέγιστα είναι 0,26 και στο 40% των σταθμών αυτών τα μέσα μηνιαία μέγιστα συμπίπτουν σε 10 από τα 32 έτη (1973-2005).



Εικόνα 2-7: Εποχικότητα μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης στην περιοχή της Κρήτης για την περίοδο 1973-1995. Το επάνω σχήμα (a) και το κάτω σχήμα (b) απεικονίζουν την εποχικότητα και την συχνότητα των πρωτεύοντος μεγίστων (S_{max}), και των δευτερεύοντος μεγίστων (S_{2max}), της μηνιαίας βροχόπτωσης κατά την περίοδο 1973-2005, αντίστοιχα.

Επίσης, το δευτερεύων ή αλλιώς δευτεροβάθμιο μέγιστο (**Εικόνα 2-7β**) της μακροπρόθεσμης μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης παρατηρείται γενικά κατά τη διάρκεια του χειμώνα, εποχιακά κοντά στο πρωτεύων μακροπρόθεσμο μέσο μηνιαίο μέγιστο. Παρατηρείται μια εξαίρεση για έξι σταθμούς που βρίσκονται στην ανατολική Κρήτη για τους οποίους το δευτεροβάθμιο μέγιστο της μακροπρόθεσμης μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης εμφανίζεται κατά τη διάρκεια του Σεπτεμβρίου, αλλά με χαμηλή συχνότητα. Η αξιολόγηση της συχνότητας του S_{2max} παρουσιάζει ελαφρώς πιο «αδύναμη» εποχικότητα σχετικά με το S_{max} . Κατά μέσον όρο το S_{2max} είναι ίσο με 0,25 ενώ 34% των σταθμών έχουν S_{2max} άνω του 0,3.

Ο αριθμός βροχομετρικών σταθμών με παρόμοια μηνιαία μέση εποχικότητα παρουσιάζεται στην **Εικόνα 2-8**. Το αριστερό και δεξιό διάγραμμα παρουσιάζει την εποχικότητα του πρωτοβάθμιου και δευτεροβάθμιου μεγίστου της μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης, αντίστοιχα. Οι συχνότητες υπολογίζονται χωριστά για δύο ομάδες σταθμών, σύμφωνα με το υψόμετρό τους. Η **Εικόνα 2-8** δείχνει ότι οι σταθμοί που βρίσκονται σε απόλυτο υψόμετρο κάτω από 200m παρουσιάζουν τα μέγιστα τους συνήθως τον Ιανουάριο (12 σταθμοί) και τα δευτεροβάθμια μέγιστα τους συνήθως το Δεκέμβριο (8 σταθμοί).



Εικόνα 2-8: Κατανομή βροχομετρικών σταθμών με παρόμοια εποχικότητα (a) πρωτεύοντος μεγίστου μηνιαίας βροχόπτωσης και (b) δευτερεύοντος μεγίστου μηνιαίας βροχόπτωσης. Οι συχνότητες παρουσιάζονται χωριστά για τους σταθμούς που βρίσκονται τοποθετημένοι υψομετρικά χαμηλότερα των 200m και χωριστά άνω των 200m, αντίστοιχα.

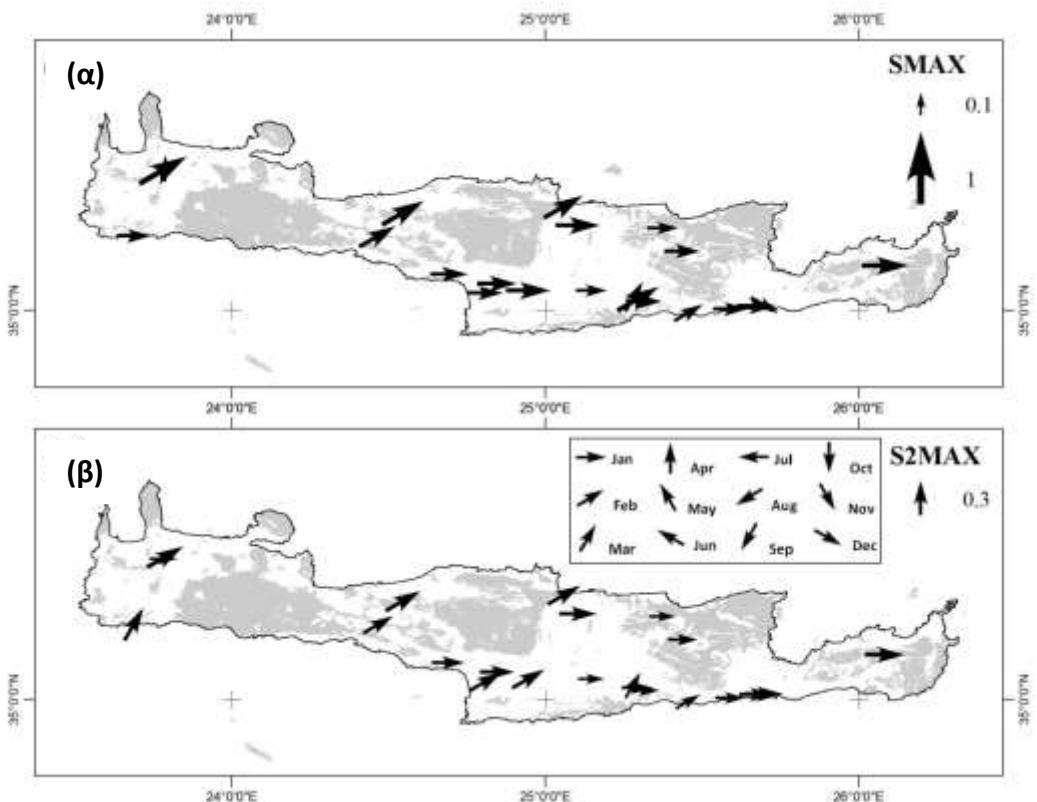
Οι σταθμοί που βρίσκονται επάνω από 200m απόλυτο υψόμετρο εμφανίζουν τα πρωτοβάθμια και δευτεροβάθμια μέγιστα τους γενικά τον Ιανουάριο.

Συνολικά, η εποχικότητα της μακροπρόθεσμης μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης στην περιοχή της Κρήτης παρουσιάζει μία σαφή χρονική κατανομή που χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση των πρωτοβάθμιων και δευτεροβάθμιων μεγίστων το χειμώνα καθώς και ένα τυπικό θερινό ελάχιστο. Μόνο 6 από τους 53 σταθμούς βρίσκονται σε απόλυτο υψόμετρο επάνω από 700m και κανένας επάνω από 1000m ενώ το ανάγλυφο της Κρήτης κυμαίνεται 0 έως 2500m. Είναι προφανές ότι υπάρχει μια έλλειψη μετρήσεων στα μεγάλα υψόμετρα καθώς επίσης και στο δυτικό μέρος της Κρήτης.

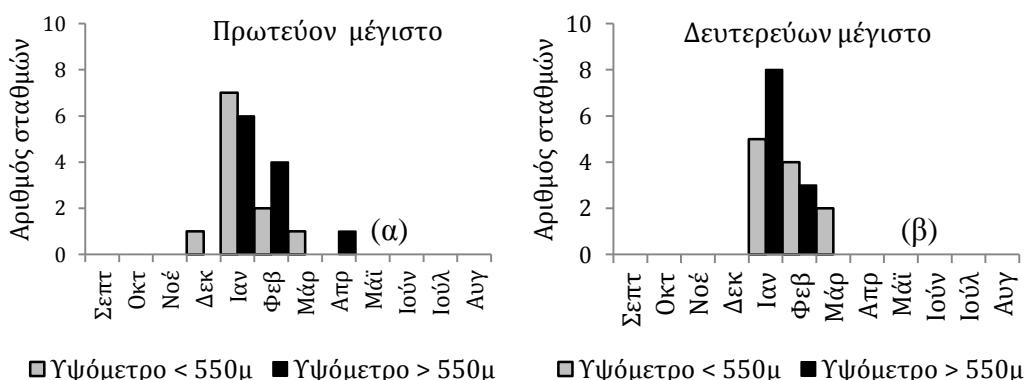
2.3.4. Εποχικότητα μέσης μηνιαίας απορροής

Η εποχικότητα της μέσης μηνιαίας απορροής παρουσιάζεται στην **Εικόνα 2-9**. Η χωρική μεταβλητότητα στην εποχικότητα απορροών παρουσιάζει διαφοροποίηση σε σύγκριση με την βροχόπτωση, η οποία είναι μια συνέπεια της σύνθετης δυναμικής της διεργασίας της απορροής. Αυτό οφείλεται στους διάφορους υδροφόρους σχηματισμούς και εγκλείσματα περίπλοκης χωρικής κατανομής και ιδιοτήτων που συμβάλλουν στη διαδικασία απορροής των υδρολογικών λεκανών. Σε ολόκληρη την έκταση της Κρήτη, η μέγιστη μηνιαία απορροή τείνει να εμφανίζεται κατά τη περίοδο του Ιανουαρίου μέχρι Φεβρουάριο, ενώ η μέγιστη μηνιαία βροχόπτωση εμφανίζεται κατά τη περίοδο Δεκεμβρίου μέχρι Ιανουάριο. Αυτή η χρονική διαφορά μπορεί να εξηγηθεί λαμβάνοντας υπόψη την παρουσία των καρστικών ιδιοτήτων των υδροφόρων σχηματισμών που συμβάλλουν με τις υψηλές ανοιξιάτικες εκφορτίσεις, κυρίως στο δυτικό μέρος του νησιού. Παρόμοια αποτελέσματα παρουσιάζει το δευτεροβάθμιο μέγιστο της μακροπρόθεσμης μέσης μηνιαίας απορροής (**Εικόνα 2-9β**).

Οι υδρολογικές λεκάνες με παρόμοια μηνιαία μέση εποχικότητα παρουσιάζονται στην **Εικόνα 2-10**. Οι υδρολογικές λεκάνες με μέσο απόλυτο υψόμετρο μεγαλύτερο από 550m παρουσιάζουν μεταγενέστερη εποχικότητα απορροής έναντι λεκανών με χαμηλότερο μέσο απόλυτο υψόμετρο. Όπως υποδεικνύεται από τη διαφορά στις τιμές του \bar{S}_{max} , αυτή η συμπεριφορά μπορεί να αποδοθεί στους κυρίαρχους καρστικούς σχηματισμούς των λεκανών μεγαλύτερου υψομέτρου.



Εικόνα 2-9: Εποχικότητα και συχνότητα των (a) πρωτεύοντος μεγίστου (S_{max}), και (β) των δευτερεύοντος μεγίστου (S_{2max}) μέσης μηνιαίας απορροής για την περίοδο 1970-2002. Οι περιοχές με γκρι απόχρωση αντιστοιχούν σε καρστικούς γεωλογικούς σχηματισμούς.



Εικόνα 2-10: Κατηγοριοποίηση υδρολογικών λεκανών με παρόμοια εποχικότητα (a) πρωτεύοντος μεγίστου μέσης μηνιαίας απορροής και (β) δευτερεύοντος μεγίστου μέσης μηνιαίας απορροής. Οι συχνότητες παρουσιάζονται χωριστά για τις υδρολογικές λεκάνες οπού το μέσο νυφόμετρο των βρίσκεται χαμηλότερα των 550m και χωριστά άνω των 550m, αντίστοιχα.

2.3.5.Εποχικότητα μέγιστης ετήσιας βροχόπτωσης

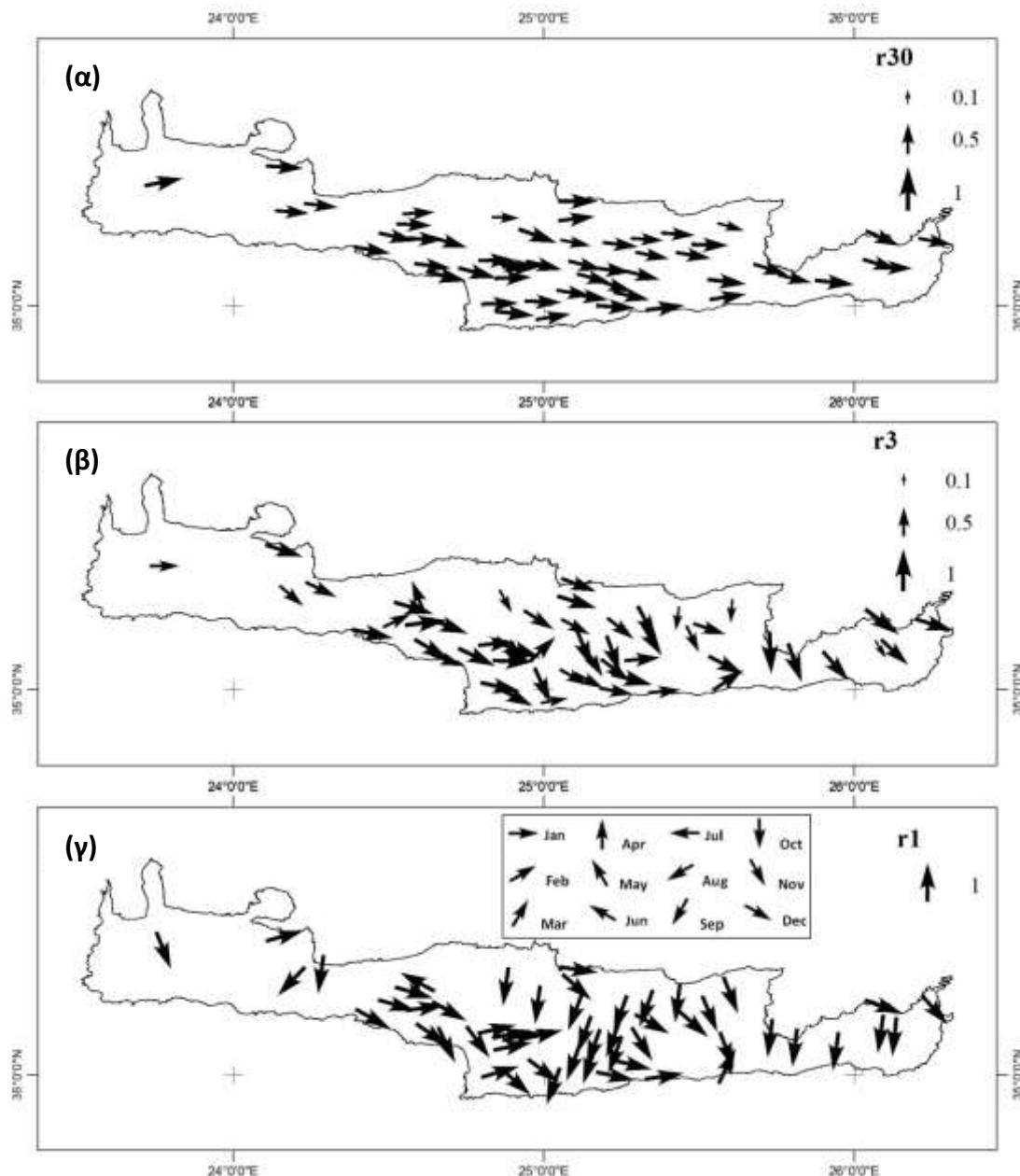
Προκειμένου να μελετηθεί η αλλαγή της εποχικότητας σε σχέση με το μέγεθος των ακραίων γεγονότων, ο δείκτης εποχικότητας Burn (\bar{r} , $\bar{\theta}$) υπολογίστηκε χωριστά για διαφορετικό αριθμό μεγαλύτερων ετήσιων μέγιστων τιμών. Στην παρούσα μελέτη, ο δείκτης εποχικότητας Burn του μεγαλύτερου ακραίου γεγονότος (\bar{r}_1 , $\bar{\theta}_1$) συγκρίθηκε με την εποχικότητα των γεγονότων που υπολογίστηκαν για τα δύο (\bar{r}_2 , $\bar{\theta}_2$), τρία (\bar{r}_3 , $\bar{\theta}_3$), πέντε (\bar{r}_5 , $\bar{\theta}_5$), δέκα (\bar{r}_{10} , $\bar{\theta}_{10}$), και 30 (\bar{r}_{30} , $\bar{\theta}_{30}$) (πλήρης χρονοσειρά) ετήσια μέγιστα βροχόπτωσης και απορροής. Στη συνέχεια η αλλαγή στην εποχικότητα αξιολογήθηκε με τη σύγκριση της μεταβλητότητας (\bar{r}) και της διαφοράς στη μέση ημερομηνία εκδήλωσης των περιστατικών.

Η χωρική κατανομή της εποχικότητας της καταγεγραμμένης μέγιστης ημερήσιας βροχόπτωσης στην Κρήτη παρουσιάζεται στην **Εικόνα 2-11**. Ο δείκτης Burn των ετήσιων μεγίστων υπολογίστηκε για το σύνολο των δεδομένων (**Εικόνα 2-11α**), για τα τρία μεγαλύτερα μέγιστα (**Εικόνα 2-11β**) και για το μεγαλύτερο μέγιστο (**Εικόνα 2-11γ**), αντίστοιχα. Ο δείκτης Burn, \bar{r}_{30} , που υπολογίστηκε από όλα τα γεγονότα στην περίοδο 1973-2005 παρουσιάζει ομοιόμορφη χρονική κατανομή εκδήλωσης προς τα τέλη του Δεκεμβρίου-αρχές-Ιανουαρίου, σε ολόκληρη την περιοχή της Κρήτης. Αυτό το ισχυρό καθεστώς εποχικότητας έχει χαμηλή μεταβλητότητα στη μέση ημερομηνία εκδήλωσης του περιστατικού. Ο μέσος δείκτης (\bar{r}_{30} , $\bar{\theta}_{30}$) για όλους τους σταθμούς είναι 0,68, γύρω από την 29^η Δεκεμβρίου. Η εποχικότητα των τριών μεγαλύτερων μεγίστων βροχόπτωσης παρουσιάζει μεγαλύτερη χωρική μεταβλητότητα (**Εικόνα 2-11β**). Η μεταβλητότητα στη μέση ημερομηνία του περιστατικού (\bar{r}_3) είναι ελάχιστα ισχυρότερη με ένα μέσο $\bar{r}_3=0,74$ γύρω από ένα $\bar{\theta}_3$ 3^{ης} Δεκεμβρίου. Τέλος, η εποχικότητα των μεγαλύτερων μεγίστων παρουσιάζει μεγαλύτερη χωρική μεταβλητότητα (**Εικόνα 2-11γ**) με ένα μέσο $\bar{\theta}_1$ της 17^{ης} Νοεμβρίου.

2.3.6.Εποχικότητα μέγιστης ετήσιας παροχής

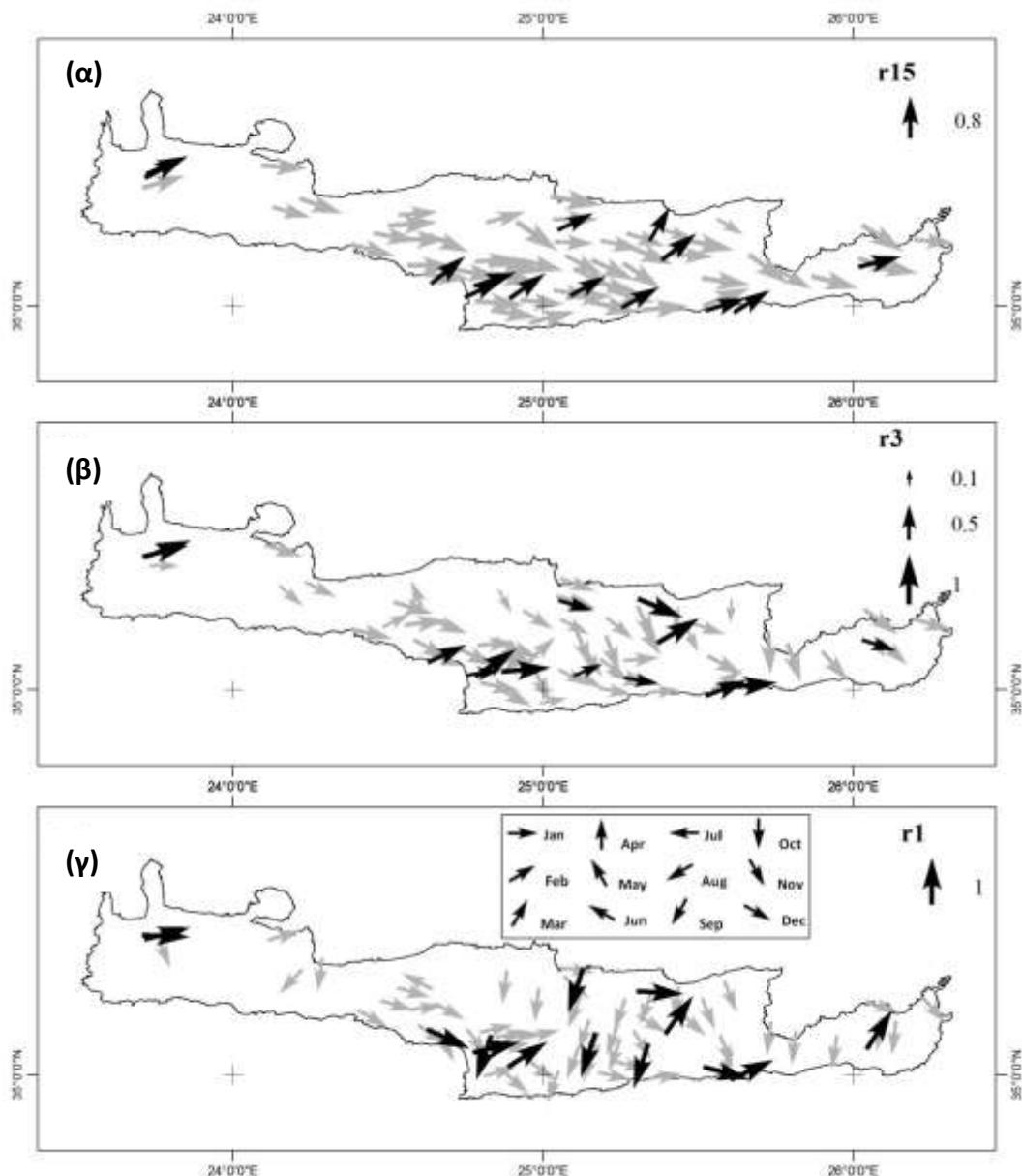
Η χωρική κατανομή της εποχικότητας της μέγιστης ημερήσιας καταγεγραμμένης απορροής παρουσιάζεται στην **Εικόνα 2-12**. Είναι σαφές ότι παρουσιάζεται πιο ομοιογενές χωρική κατανομή σε σχέση με την μέγιστη ημερήσια βροχόπτωση που οφείλεται στις ομοιότητες

στους μηχανισμούς της διαδικασίας απορροής των υδρολογικών λεκανών, όπως της απορροής από την τήξη του χιονιού κατά τη διάρκεια έντονης βροχόπτωσης σε συνδυασμό με τις εκφορτίσεις των καρστικών πηγών και τα κορεσμένα εδάφη. Η «ισχυρή» εποχικότητα αντιπροσωπεύεται από μια τιμή $\bar{r}_{15}=0,81$, γύρω από $\bar{\theta}_{15}$ 29^η Ιανουαρίου.



Εικόνα 2-11: Εποχικότητα μέγιστης ημερήσιας κατ' έτος βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2005 αναφορικά με (α) την εποχικότητα που προσδιορίσθηκε από ολόκληρη την περίοδο ανάλυσης (33 χρόνια), (β) τα τρία μέγιστα γεγονότα (3 χρόνια) (γ) το μέγιστο γεγονός (1 χρόνο). Η κατεύθυνση των διανυσμάτων αντιπροσωπεύει τη μέση εποχικότητα εμφάνισης ακραίας βροχόπτωσης σε ένα υδρολογικό έτος και το μέγεθος του διανύσματος υποδηλώνει την συχνότητα εμφάνισης.

Η μεταβλητότητα στη μέση ημερομηνία εκδήλωσης των τριών μεγαλύτερων περιστατικών (\bar{r}_3) είναι ελάχιστα μια πιο «αδύναμη» με ένα μέσο $\bar{r}_3=0,75$ γύρω από $\bar{\theta}_3$ 8^{ης} Ιανουαρίου, ενώ το μεγαλύτερο μέγιστο απορροής (\bar{r}_1) παρουσιάζεται $\bar{\theta}_1$ στις 10 Δεκεμβρίου. Τα γκρίζα βέλη στην **Εικόνα 2-12** παρουσιάζουν τη σχετικότητα της εποχικότητας (χρονική διαφορά) μεταξύ της μέγιστης βροχόπτωσης και μέγιστης απορροής.



Εικόνα 2-12: Εποχικότητα μέγιστης ημερήσιας κατ' έτος απορροής (πλημμυρική αιχμή) για την περίοδο 1970-2000 αναφορικά με (α) την εποχικότητα που προσδιορίσθηκε για τα 15 μέγιστα γεγονότα από ολόκληρη την περίοδο ανάλυσης (30 χρόνια), (β) τα τρία μέγιστα γεγονότα (3 χρόνια) (γ) το μέγιστο γεγονός (1 χρόνο). Η κατεύθυνση των διανυσμάτων αντιπροσωπεύει τη μέση εποχικότητα εμφάνισης ακραίας απορροής σε ένα υδρολογικό έτος και το μέγεθος του διανύσματος υποδηλώνει την συχνότητα εμφάνισης.

3. Ολοκληρωμένη μελέτη πλημμυρικών επεισοδίων

Ως ξαφνικές πλημμύρες ορίζονται οι πλημμύρες που εξελίσσονται σε μικρό χρονικό διάστημα μετά από έντονες γενεσιουργές καταιγίδες, με την στάθμη σε διάφορα τμήματα του υδρογραφικού δικτύου να φτάνει σε εξαιρετικά υψηλά επίπεδα εντός λεπτών ή μερικών ωρών, αφήνοντας μικρά περιθώρια προειδοποίησης και αντίδρασης (Borga et al., 2007; Collier, 2007). Η δριμύτητα των καταιγίδων που οφείλονται για τις ξαφνικές πλημμύρες καταγράφεται ελλιπώς μέσω των συμβατικών δικτύων βροχομετρικών σταθμών (Norbiato et al., 2007). Η ελλιπής γνώση αυτού του φαινομένου προέρχεται από το γεγονός ότι, στις περισσότερες περιπτώσεις των ξαφνικών πλημμυρών, η χωροχρονική διακύμανση της βροχόπτωσης και των κατά τόπους απορροών είναι άγνωστη για τις περισσότερες υδρολογικές λεκάνες ενδιαφέροντος (Creutin και Borga, 2003). Ο αριθμός βροχομετρικών σταθμών στις ελλιπώς μετρημένες υδρολογικές λεκάνες δεν είναι επαρκής για να περιγράψει πλήρως τα χωροχρονικά υδρομετεωρολογικά χαρακτηριστικά των γεγονότων. Επιπλέον κατά τη διάρκεια της διεργασίας της ξαφνικής πλημμυρογένεσης, τα σταθμήμετρα συνήθως καταστρέφονται από την σφοδρότητα του πλημμυρικού κύματος. Αυτό καθιστά κάθε μεθοδολογία ανάλυσης σχεδόν μοναδική και συνδεμένη με μερικά πρόσθετα χαρακτηριστικά της υδρολογικής λεκάνης, με αποτέλεσμα η γενίκευση μίας μεθοδολογίας να είναι δύσκολη και μη εφαρμόσιμη σε διαφορετικές τοποθεσίες.

Διάφορες μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί προκειμένου για τη μελέτη των ξαφνικών πλημμυρών σε ελλιπώς ή καθόλου καταγεγραμμένες υδρολογικές λεκάνες. Μία υδρολογική λεκάνη χαρακτηρίζεται ως μη καταγεγραμμένη (*ungauged*) όταν οι υδρολογικές καταγραφές είναι ανεπαρκείς για τον υπολογισμό των απαραίτητων υδρολογικών μεταβλητών στις κατάλληλες χωρικές και χρονικές κλίμακες, και όταν δεν διαθέτουν αποδεκτή ακρίβεια για πρακτικές εφαρμογές. Υπάρχουν διάφορες τεχνικές που μπορούν να εφαρμοστούν για την μελέτη των ξαφνικών πλημμυρών σε μη καταγεγραμμένες υδρολογικές λεκάνες όπως οι λεγόμενες «έμμεσες» μέθοδοι εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής, οι μέθοδοι προσομοίωσης διεργασίας βροχής – απορροής με τη χρήση μοντέλων, καθώς και οι εμπειρικές μέθοδοι. Ο Gaume (2006), αναφέρεται στον προσδιορισμό της πλημμυρικής αιχμής ως στοιχείο «κλειδί» της μεταπλημμυρικής έρευνας και της περαιτέρω υδρολογικής ανάλυσης και κάνει μια εκτενή

αναφορά σε διάφορες έμμεσες μεθόδους εκτίμησης, συζητώντας την ακρίβεια των εκτιμήσεων.

Οι μέθοδοι που παρουσιάζονται, ποικίλουν μεταξύ εκείνων που βασίζονται στην εξίσωση Manning-Strickler όπως τις μεθόδους «slope-area» και «slope-conveyance», τις μη-παραμετρικές μεθόδους όπως του κρίσιμου βάθους (critical depth) και της «υπερ-ανύψωσης» (super-elevation) σε μαιάνδρους και μπροστά από εμπόδια, την εκτίμηση της ταχύτητας ροής μέσω οπτικών πολυμέσων και τον έλεγχο της διεργασίας βροχής – απορροής μέσω της «օρθολογικής-μεθόδου» (rational method) ή της προσομοίωσης. Ο Gaume (et al. 2009), απαριθμεί τις διάφορες μεθόδους εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής που χρησιμοποιήθηκε για 550 τεκμηριωμένα γεγονότα ξαφνικών πλημμυρών σε επτά Ευρωπαϊκές περιοχές. Αυτή η κατηγοριοποίηση περιλαμβάνει την εκτίμηση μέσω της εξίσωσης Manning-Strickler, την παρέκταση της βαθμονομημένης σχέσης στάθμης-παροχής, την υδραυλική μονοδιάστατη και δυσδιάστατη προσομοίωση και την άμεση καταγραφή των μετρητικών οργάνων, με τις δύο πρώτες να είναι δημοφιλέστερες. Οι Webb και Jarrett (2002), παρουσιάζουν μια ιδιαίτερα συνοπτική αναθεώρηση των μαθηματικών και υδρολογικών παραδοχών που υπόκεινται στις ευρέως χρησιμοποιημένες μεθόδους «slope-area», «step-backwater», και «critical-depth». Ο Bathurst (1990), δοκίμασε τρεις τεχνικές καταγραφής πλημμυρικής αιχμής σε ορεινές υδρολογικές λεκάνες καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι η εκτίμηση της πλημμυρικής αιχμής με τις μεθόδους «slope-area» και «critical-depth» έχει περιορισμένη ακρίβεια. Ο Costa (1987), συνδύασε τις μέγιστες τιμές απορροής πλημμυρικών γεγονότων γειτονικών υδρολογικών λεκανών με έκταση από 0,39 έως 370km² στις ΗΠΑ μέσω της έμμεσης μεθόδου «slope-area». Η μέθοδος «slope-area» για τον υπολογισμό της απορροής βασίζεται στην υιοθέτηση μιας εξίσωσης ομοιόμορφης-ροής (εξίσωση ενέργειας Bernoulli) που χρησιμοποιεί τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του καναλιού διέλευσης της ροής, τα προφίλ της επιφάνειας ροής και τους συντελεστές τραχύτητας Manning. Η παραδοχή ομοιόμορφης-ροής και η εξίσωση Manning χρησιμοποιήθηκαν από τον Gaume (et al. 2004) για την εκτίμηση της πλημμυρικής αιχμής διάφορων διατομών κατά τη διάρκεια της ξαφνικής πλημμύρας της 12^{ης} και 13^{ης} Νοεμβρίου 1999 του ποταμού Aude στη Γαλλία.

Περεταίρω, υδρολογικά μοντέλα ποικίλης πολυπλοκότητας εφαρμόζονται με σκοπό την λεπτομερέστερη αναπαράσταση των πλημμυρικών γεγονότων σε μη καταγεγραμμένες υδρολογικές λεκάνες (Sangati et al., 2009, Bonnifait et al., 2009, Bloschl et al., 2008, Reed et al., 2007, Bohorquez et al., 2008).

Εντούτοις, εμπειρικές μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί και εφαρμοσθεί σε υδρολογικές λεκάνες ελλιπούς καταγραφής. Οι εμπειρικές μέθοδοι μπορούν να είναι αρκετά σημαντικές και εύχρηστες, λαμβάνοντας υπόψη τους περιορισμούς εφαρμογής, συγκρινόμενες με εναλλακτικές παραδοσιακές μεθόδους. Ο Wharton (1992, et al., 1989), εφάρμοσε μια εναλλακτική τεχνική προσδιορισμού πλημμυρικής αιχμής σε υδρολογικές λεκάνες ελλιπούς καταγραφής, που αναπτύχθηκε πρώτα από την Αμερικανική υπηρεσία γεωλογικών ερευνών (US Geological Survey). Η μέθοδος «channel-geometry» είναι βασισμένη στην υπόθεση ότι το μέγεθος και η γεωμετρία της διατομής των καναλιών σε συγκεκριμένη θέση απεικονίζει τη διαδικασία απορροής κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας. Η μέθοδος μπορεί να εφαρμοστεί όταν έχουν καθοριστεί συγκεκριμένες σχέσεις για μία περιοχή και τα μόνα διαθέσιμα στοιχεία είναι το πλάτος ή η επιφάνεια των διατομών. Συγκεκριμένες διαδικασίες πρέπει να ακολουθηθούν για ακριβείς και συνεπείς μετρήσεις κατά τη διάρκεια της μεταπλημμυρικής έρευνας στο πεδίο. Ο Nasri (et al., 2004), παρουσίασε μια γεωμορφολογική πρότυπη μεθοδολογία για να προβλέψει τη μορφή και τον όγκο των υδρογραφημάτων των πλημμυρών σε μικρές ημιάγονες ορεινές υδρολογικές λεκάνες. Το μοντέλο του στηρίχθηκε σε μία εξίσωση που καθορίζει την «ενεργή» βροχόπτωση μιας καταιγίδας (το μέρος της βροχόπτωσης που φθάνει σε ένα κανάλι ροής ως άμεση απορροή) από τη συνολική βροχόπτωση (συνολική καταγεγραμμένη βροχόπτωση σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης) και μια εξίσωση μεταφοράς βασισμένη στον πληρέστερο πιθανό καθορισμό του συστήματος επιφανειακής απορροής. Βροχομετρικές παρατηρήσεις υψηλής χρονικής διακριτοποίησης (5min) χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο. Η μοντελοποίηση της διαδικασίας απορροής ήταν αρκετά ικανοποιητική και βασίστηκε στα χαρακτηριστικά του συστήματος επιφανειακής απορροής, που μπορούν εύκολα να εξαχθούν από χάρτες και ιστορικά στοιχεία καταγεγραμμένης απορροής.

Οι λεπτομερείς και καλά οργανωμένες μεταπλημμυρικές έρευνες ξαφνικών πλημμυρών στο πεδίο παρέχουν πολύτιμες πληροφορίες για την κατανόηση των διεργασιών του γεγονότος. Οδηγίες για την διαδικασία μεταπλημμυρικής έρευνας παρέχονται από τον Marchi (et al., 2009), περιγράφοντας και εφαρμόζοντας τη διαδικασία μελέτης μιας ξαφνικής πλημμύρας στη δυτική Σλοβενία. Οι πλημμυρικές αιχμές και η σχετική αβεβαιότητα υπολογίστηκαν για 22 διατομές χρησιμοποιώντας την μέθοδο «slope-conveyance» που αποδείχθηκε πλέον χρήσιμη και απλή. Ο Pruess (et al., 1998), παρουσίασε τη μεθοδολογία και τους περιορισμούς από 15 πραγματογνωμοσύνες προσδιορισμού πλημμυρικής αιχμής ακραίων ξαφνικών πλημμυρών, κατά μήκος ορεινών ρεμάτων στο νοτιοδυτικό Κολοράντο, χρησιμοποιώντας

τη μέθοδο «step-backwater». Τριάντα επιλεγμένες σημαντικές πλημμύρες στις ΗΠΑ αναλύθηκαν από τους Costa και Jarrett (2008) στοχεύοντας στην ακριβέστερη εκτίμηση των μέγιστων απορροών χρησιμοποιώντας τις καλύτερες διαθέσιμες πρακτικές. Η κυρίαρχη μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε ήταν η μέθοδος «slope-area» για τα 21 από τα συνολικά γεγονότα. Για το υπόλοιπο των γεγονότων χρησιμοποιήθηκαν άμεσες μετρήσεις από σταθμηγράφους, η μέτρηση παροχής οχετών, η παρεμβολή και επέκταση καμπυλών στάθμης-παροχής, καθώς επίσης και συνδυασμός των ανωτέρω. Η μελέτη κάνει μια εκτενή έκθεση στα σφάλματα και την αβεβαιότητα που ενσωματώνονται κατά τον προσδιορισμό της πλημμυρικής αιχμής.

Η εκτίμηση των πλημμυρικών αιχμών χωρίς άμεσες μετρήσεις με τη χρήση οργάνων είναι, προ πάντων, ένα θέμα της ορθής κρίσης εφαρμοσμένης μηχανικής (Gaume, 2004 και 2006). Οι εμπειρικές σχέσεις πρέπει να χρησιμοποιηθούν με σύνεση και οι εκτιμήσεις πρέπει να γίνουν κατ' ελάχιστο σε δύο ή τρεις διατομές για κάθε κανάλι ροής προκειμένου για την μείωση της αβεβαιότητας (Gaume, 2004 και 2006).

Τα σφάλματα στην εκτίμηση πλημμυρικών αιχμών μπορούν να περιορισθούν μέσω της προσεκτικής υδραυλικής και εργαστηριακής ανάλυσης (NRC, 1999). Η ακρίβεια εκτίμησης της μέγιστης παροχής βασισμένη στη μέθοδο «slope-area» σε μικρούς απότομους υδροκρίτες στις ΗΠΑ αξιολογήθηκε από τον Jarrett (1987) με την εξέταση της επίδρασης των διάφορων παραμέτρων όπως ο συντελεστής τραχύτητας, η γεωμετρία της διατομής, και η ασταθής φύση των μεγάλων παροχών, που οδηγούν στην υπερεκτίμηση της μέγιστης παροχής μέχρι 100% ή και περισσότερο. Ο Dottori (et al., 2009), παρουσίασε μια προσέγγιση δυναμικής καμπύλης στάθμης-απορροής για την έμμεση εκτίμηση της απορροής, βασισμένη στις ταυτόχρονες μετρήσεις στάθμης σε δύο παρακείμενες διατομές. Οι μελετητές σύγκριναν τις διάφορες προσεγγίσεις που περιγράφονται στη βιβλιογραφία, εξέτασαν τη σημαντική αβεβαιότητα που παρήγθη στην επέκταση των καμπυλών στάθμης-απορροής πέρα από τα όρια καταγραφής, και παρουσίασαν τη βελτίωση στην εκτίμηση της απορροής χρησιμοποιώντας την προτεινόμενη προσέγγισή τους. Προκειμένου να αποφευχθούν σημαντικά λάθη και να μειωθεί η αβεβαιότητα, απαραίτητο είναι να χρησιμοποιηθούν διάφορες πηγές πληροφορίας που θα επιτρέψουν στην επαλήθευση μέσω διαφορετικών προσεγγίσεων (Gaume και Borga, 2008). Ο σκοπός της παρούσας μελέτης είναι η σύγκριση μεταξύ διάφορων παγιωμένων μεθόδων για τον προσδιορισμό της πλημμυρικής αιχμής όταν οι διαθέσιμες πληροφορίες για ένα πλημμυρικό γεγονός είναι περιορισμένες.

3.1. Μεθοδολογία

3.1.1. Εξαγωγή πλεγμάτων πιθανών χωροχρονικών πεδίων βροχόπτωσης

Η προσέγγιση της αναδημιουργίας πιθανών χωροχρονικών πεδίων βροχόπτωσης συνδυάζει τη μέθοδο Thiessen, την παρέκταση της ωριαίας διακύμανσης της βροχόπτωσης καταγεγραμμένης από βροχογράφους σε ημερήσιου βήματος καταγραφές (από βροχόμετρα) και την παραγωγή πλεγματικής μορφής δεδομένων χρησιμοποιώντας την υπόθεση της πολλαπλασιαστικής χωροχρονικής διαχωριστικότητας όπως παρουσιάζεται από τους Woods και Sivapalan (1999). Επομένως η ωριαία κατανομή της βροχόπτωσης στους σταθμούς με τις χαμηλότερες βροχοπτώσεις δεν αναμένεται να επηρεάζει σημαντικά το υδρογράφημα. Ο μετασχηματισμός γίνεται με την εισαγωγή του δείκτη A για κάθε έναν από τους ημερήσιους σταθμούς καταγραφής. Ο δείκτης A συσχετίζει την ημερήσια βροχόπτωση κάθε σταθμού με την αθροιστική ημερήσια βροχόπτωση του σταθμού που διαθέτει ωριαία στοιχεία. Ο δείκτης A ορίζεται ως:

$$A_j^{x_k} = \frac{P_j^{x_k}}{P_j^{x_0}} \quad (3-1)$$

όπου, $P_j^{x_k}$ είναι η συνολική ημερήσια βροχόπτωση του σταθμού x_k ($k=1$ ως n για n βροχόμετρα ημερήσιου βήματος καταγραφής) την ημέρα j και $P_j^{x_0}$ είναι η συνολική ημερήσια βροχόπτωση του σταθμού x_0 την ημέρα j . Ο δείκτης A αντικατοπτρίζει τη συσχέτιση της συνολικής ποσότητας της βροχόπτωσης μεταξύ των σταθμών x_0 και x_k , εντός περιόδου μίας ημέρας. Οι ωριαίες εκτιμήσεις για τον σταθμό x_k εξάγονται από τον πολλαπλασιασμό του εκάστοτε δείκτη $A_j^{x_k}$ για κάθε ημερήσιο σταθμό καταγραφής x_k με την ωριαία χρονοσειρά της βροχόπτωσης του σταθμού x_0 . Σε επόμενο στάδιο, εφαρμόζεται η μέθοδος των Woods και Sivapalan (1999) με τον διαχωρισμό της χωρικής και χρονικής μεταβλητότητας σε δύο διαφορετικούς όρους. Οι διαφορετικές αναπαραστάσεις ωριαίας βροχόπτωσης διαφορετικής έντασης και χρονισμού αναπαράγονται τη χωροχρονική μεταβλητότητα. Στη συνέχεια η μέση ή κατανεμημένη ωριαία βροχόπτωση στην υδρολογική λεκάνη προσδιορίζεται από την μέθοδο Thiessen (Thiessen, 1911) ή από άλλες μεθόδους

χωρικής παρεμβολής, όπως η IDW (Inverse Distance Weighted - Shepard, 1968), η μέθοδος Kriging (Matheron, 1965), καθώς και άλλες. Η προτεινόμενη μεθοδολογία λαμβάνει υπόψη τη χωρική κατανομή της βροχόπτωσης λόγω της τοπογραφίας (π.χ. ορογενής βροχόπτωση) ή την τοπικότητα των μετεωρολογικών φαινομένων. Υπάρχουν περιορισμοί εφαρμογής της τεχνικής σχετικά με το μέγεθος της υδρολογικής λεκάνης δεδομένου ότι η χωρική δομή των έντονων καταιγίδων εξαρτάται από τα τοπικά μετεωρολογικά χαρακτηριστικά και την τοπογραφία, αλλά γενικά η απόσταση της συσχέτισης μεταξύ των μετρημένων εντάσεων βροχόπτωσης βρίσκεται μεταξύ 10 και 20km σε ωριαίο χρονικό βήμα (Lebel, 1987).

3.1.2. Εμπειρικός προσδιορισμός πλημμυρικής αιχμής

Προκειμένου να ανακτηθούν ελλιπή στοιχεία απορροής, έγινε μια προσπάθεια συσχέτισης του συνολικού όγκου απορροής σε βάση γεγονότος με τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης και της εκάστοτε μέγιστης απορροής. Η προτεινόμενη νέα μέθοδος δεν χρησιμοποιεί άμεσα τα εδαφολογικά χαρακτηριστικά και τη διαδικασία διήθησης κατά τη διάρκεια της απορροής αλλά συγκρίνει το συνολικό όγκο V_T (m^3) απορροής κατά τη διάρκεια ενός ενιαίου γεγονότος με τη συνολική βροχόπτωση P_T (mm) που το προκαλεί, τη τυπική απόκλιση της χρονοσειράς βροχόπτωσης (σ_P in mm) και τη διάρκειας D (hr) του γεγονότος. Όταν ο συνολικός όγκος απορροής V_T (m^3) για έναν ικανοποιητικό αριθμό μετρημένων γεγονότων συσχετίσθει με το γινόμενο του τετραγώνου της συνολικής βροχόπτωσης P_T και της τυπικής απόκλισης σ_P , η σχέση τους μπορεί να αντιπροσωπευθεί μέσω μιας εξίσωσης γραμμικής συμμεταβολής:

$$V_T = \alpha P_T^2 \sigma_P \quad (3-2)$$

όπου α είναι ένας συντελεστής χαρακτηριστικός για τη συγκεκριμένη υδρολογική λεκάνη. Η εξίσωση (3-2) εκφράζει ότι το μέσο ποσοστό ροής κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας είναι ανάλογο προς το προϊόν της συνολικής βροχόπτωσης και της τυπικής απόκλισης (έντασης βροχόπτωσης) ενώ ο συντελεστής της αναλογικότητας α αφορά τα χαρακτηριστικά της λεκάνης. Η μη γραμμικότητα της μέγιστης απορροής Q_{peak} με το συνολικό όγκο εκφράζεται ως:

$$Q_{peak} D = \beta V_T^\gamma \quad (3-3)$$

όπου D είναι η διάρκεια γεγονότος σε δευτερόλεπτα, και β και γ είναι συντελεστές σχετικοί με τα χαρακτηριστικά της λεκάνης. Λόγω της περιορισμένης διαθεσιμότητας στοιχείων χρησιμοποιήθηκε ένας αριθμός μη πλημμυρικών καταγεγραμμένων γεγονότων για την εκτίμηση των συντελεστών της εξίσωσης (3-3).

Οι μέγιστες απορροές των διαθέσιμων γεγονότων βροχής-απορροής πρέπει να καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα συνθηκών απορροής για βέλτιστη επικύρωση της μεθόδου. Συνδυάζοντας της εξισώσεις (3-2) και (3-3) απαλείφεται ο όρος V_T :

$$Q_{peak} = \frac{1}{D} \delta (P^2 \sigma_p)^\gamma \quad (3-4)$$

όπου $\delta = \beta \alpha^\gamma$. Δεδομένων των συντελεστών που σχετίζονται με τα χαρακτηριστικά της υδρολογικής λεκάνης και της χρονοσειράς μέσης ωριαίας βροχόπτωσης, η μέγιστη απορροή κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας μπορεί να προσδιορισθεί από την εξίσωση (3-4).

3.1.3. Προσδιορισμός πλημμυρικής αιχμής από γεωμετρικά χαρακτηριστικά και παραμέτρους διατομών

Ελλείψει καταγεγραμμένων στοιχείων, η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων μπορεί να βασιστεί στην εκτίμηση της παρατηρηθείσας μέγιστης απορροής από μια συγκεκριμένη διατομή εάν τα γεωμετρικά και υδραυλικά χαρακτηριστικά της διατομής σε συνδυασμό με τη στάθμη ροής είναι διαθέσιμα. Η διατομή μπορεί να χωρισθεί σε δύο μέρη, το πρώτο θεωρείται το κύριο κανάλι ροής και το δεύτερο ο αγωγός διέλευσης της πλημμύρας. Με την χρήση της εξίσωσης (3-5) (Streeter and Benjamin, 1988) η συνολική απορροή προσδιορίζεται:

$$Q = (K_1 + K_2) \sqrt{S} \quad (3-5)$$

όπου Q η συνολική απορροή σε m^3/s , $K_i = \frac{1}{n_i} A_{ij} R_{ij}^{2/3}$, S είναι η κλίση της γραμμής ενέργειας

κατά μήκος της ροής, A_{ij} η εκάστοτε επιφάνεια της διατομής i για στάθμη ροής j , R_{ij} η υδραυλική ακτίνα, και n_i ο συντελεστής τραχύτητας ($i=1$ για το βασικό κανάλι ροής και $i=2$ για τον αγωγό διέλευσης της πλημμύρας).

3.1.4. Υδρολογική και υδραυλική προσομοίωση

Τα μοντέλα προσομοίωσης που αναπτύχθηκαν από το Αμερικάνικο Σώμα Μηχανικών του Στρατού (U.S. Army Corps of Engineers) και συγκεκριμένα το κέντρο εφαρμοσμένης υδρολογικής μηχανικής (Hydrologic Engineering Center - HEC), εφαρμόστηκε για την προσομοίωση και τη χαρτογράφηση της πλημμύρας. Η υδρολογική ανάλυση χωρίσθηκε σε τέσσερα στάδια: α) η εξαγωγή των χαρακτηριστικών της υδρολογικής λεκάνης (HEC-GeoHMS), β) η προσομοίωση της διαδικασίας βροχής – απορροής (HEC-HMS), γ) η υδραυλική προσομοίωση του πλημμυρικού κύματος (HEC-RAS) και δ) η χαρτογράφηση και η απεικόνιση του πλημμυρικού επιπέδου (HEC-GeoRAS). Οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για την υδραυλική προσομοίωση της ασταθούς ροής περιγράφονται στο Παράρτημα B. Στο μοντέλο HEC-HMS η μέθοδος «Deficit and Constant» χρησιμοποιήθηκε σαν μέθοδος υπολογισμού εδαφικών απωλειών, η μέθοδος «ModClark» για την προσομοίωση της διαδικασίας της απορροής εντός της λεκάνης και η μέθοδος «Recession» για την προσομοίωση της βασικής ροής (HEC, 2001). Για την αναπαράσταση της βροχόπτωσης δημιουργήθηκαν πλεγματικής μορφής χωρικά δεδομένα διακριτικής ικανότητας 1km^2 , μέσω της μεθόδου που περιγράφηκε στην ενότητα 3.1.1 και χωρικής παρεμβολής IDW. Η υδραυλική προσομοίωση έγινε μέσω του μοντέλου HEC-RAS με τη χρήση της γενικευμένης μεθόδου της ασταθούς ροής που βασίζεται στις εξισώσεις της συνέχειας και διατήρησης ορμής.

3.1.4.1. Μέθοδος απωλειών «Deficit and Constant»

Η «Deficit and Constant» είναι ένα ημι-συνεχές μοντέλο των απωλειών βροχόπτωσης (HEC, 2000). Η λογική του μοντέλου αυτού είναι ότι το μέγιστο πιθανό ποσοστό απώλειας βροχόπτωσης, f_c (mm/h), είναι σταθερό κατά τη διάρκεια ενός γεγονότος και η αρχική απώλεια μπορεί να «ανακτηθεί» μετά από μια παρατεταμένη περίοδο ανομβρίας. Ένα αρχικό έλλειμμα (απώλειες), I_d (mm), αντιπροσωπεύει την αποθήκευση ύδατος στην υδρολογική λεκάνη λόγω παρεμπόδισης ροής και κατακόρυφης διείσδυσης. Η αποθήκευση λόγω παρεμπόδισης είναι συνέπεια της απορρόφησης της βροχόπτωσης λόγο της επιφανειακής κάλυψης, συμπεριλαμβανομένης της φυτοκάλυψης του υδροκρίτη. Η αποθήκευση διείσδυσης

είναι συνέπεια της κατά τόπους διείσδυσης στον υδροκρίτη όπου το νερό αποθηκεύεται προσωρινά και στη συνέχεια κατεισδύει ή εξατμίζεται. Η απώλεια αυτή εμφανίζεται πριν από την έναρξη της απορροής. Καμία απορροή δεν εμφανίζεται έως ότου η συσσωρευμένη βροχόπτωση στη διαπερατή περιοχή υπερβεί τον «ανακτημένο» αρχικό όγκο απωλειών. Κατά συνέπεια, εάν p_t είναι η μέση χωρική βροχόπτωση σε (mm/h) κατά τη διάρκεια ενός χρονικού διαστήματος t σε $t+\Delta t$, η περίσσεια, pe_t (mm/h), κατά τη διάρκεια του διαστήματος αυτού δίνεται από:

$$pe_t = \begin{cases} 0 & \text{if } \sum p_i < I_d \\ p_t - f_c & \text{if } \sum p_i > I_d \text{ and } p_t > f_c \\ 0 & \text{if } \sum p_i > I_d \text{ and } p_t < f_c \end{cases} \quad (3-6)$$

3.1.4.2. Μέθοδος διαδικασίας απορροής «ModClark»

Το τροποποιημένο μοντέλο Clark (ModClark) στο λογισμικό HEC-HMS είναι ένα κατανεμημένο παραμετρικό μοντέλο στο οποίο η χωρική μεταβλητότητα των χαρακτηριστικών και διαδικασιών εξετάζονται αναλυτικά (Kull και Feldman, 1998; Peters και Easton, 1996). Αυτό το μοντέλο λαμβάνει λεπτομερώς υπόψη τις διακυμάνσεις στο χρόνο απορροής από κάθε σημείο του υδροκρίτη μέχρι την έξοδό του. Ο αλγόριθμος ModClark είναι μια τροποποίηση του μοναδιαίου υδρογραφήματος Clark (Παράρτημα A) προκειμένου για να αναπαραστήσει την επίδραση της χωρικά κατανεμημένης βροχόπτωσης (Clark, 1945). Η προσομοίωση της διαδικασίας βροχής- απορροής μέσω του μοντέλου ModClark λαμβάνει λεπτομερώς υπόψη την επιφανειακή απορροή και την αποθήκευση στην υδρολογική λεκάνη. Η αποθήκευση περιγράφεται με τον ίδιο τρόπο όπως και στο μοντέλο Clark. Η απορροή υπολογίζεται μέσω μιας πλεγματικά κατανεμημένης θεώρησης του χρόνου απορροής $t_{cell} = t_c (d_{cell} / d_{max})$ (HEC, 2000), όπου t_c είναι ο χρόνος συγκέντρωσης της υπολεκάνης που είναι συνάρτηση του μήκους και της κλίσης της, d_{cell} είναι ο χρόνος απορροής από το εκάστοτε κελί προς την έξοδο της λεκάνης και d_{max} είναι η απόσταση ροής από το πιο απομακρυσμένο κελί σχετικά με την έξοδο. Η μέθοδος απαιτεί τον προσδιορισμό ενός συντελεστή αποθήκευσης, R , όπου ο R αποτελεί μια έκφραση τόσο της μεταφοράς όσο και της ελάττωσης της περίσσειας βροχόπτωσης κατά την μεταφορά του ύδατος προς την έξοδο της λεκάνης. Ο συντελεστής αποθήκευσης R υπολογίζεται ως η τιμή της απορροής στο

σημείο καμπής στην δεξιά πλευρά (πλευρά μετά την αιχμή απορροής) του υδρογραφήματος διαιρεμένη προς την κλίση στο σημείο καμπής. Η διαδικασία απορροής περιγράφεται από την εξίσωση:

$$Q(t) = [(\Delta t / (R + 0,5\Delta t))I(t)] + [1 - (\Delta t / (R + 0,5\Delta t))Q(t-1)] \quad (3-7)$$

όπου $Q(t)$ είναι η απορροή τη χρονική στιγμή t , Δt είναι το χρονικό βήμα, R είναι ο συντελεστής αποθήκευσης, $I(t)$ είναι η μέση αποθήκευση τη χρονική στιγμή t και $Q(t-1)$ είναι η απορροή κατά την προγενέστερη χρονική στιγμή ($t-1$).

Η διαδικασία αποστράγγισης της υδρολογικής λεκάνης κατά την εκθετική μείωση της απορροής μετά από έντονο γεγονός, προσομοιάζεται από την μέθοδο εκθετικής υποχώρησης βασικής ροής (recession base-flow method) στο μοντέλο HEC-HMS (Chow et al., 1988; Linsley et al., 1982). Η μέθοδος αυτή καθορίζει τη σχέση της βασικής ροής Q , οποιαδήποτε στιγμή t , σε μια αρχική τιμή όπως:

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (3-8)$$

όπου Q_0 είναι η αρχική τιμή της βασικής ροής και k είναι μια σταθερά εκθετικής μείωσης που καθορίζεται ως ο λόγος της βασικής ροής τη χρονική στιγμή t προς την τιμή της βασικής ροής μία ημέρα πριν. Στο μοντέλο HEC-HMS οι παράμετροι της μεθόδου είναι η αρχική ροή, η σταθερά μείωσης και το κατώτατο όριο απορροής. Οι παράμετροι εκτιμώνται εύκολα εάν είναι διαθέσιμα καταγεγραμμένα στοιχεία απορροής.

3.1.5.Βαθμονόμηση

Οι δείκτες βαθμονόμησης οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν προκειμένου να ελεγχθεί η αποδοτικότητα του μοντέλου χωρίζονται σε δύο βασικές κατηγορίες ανάλογα με τη λογική της προσομοίωσης. Η πρώτη ομάδα είναι οι δείκτες οι οποίοι ελέγχουν την απόκλιση των αποτελεσμάτων από τις πραγματικές τιμές της απορροής, σε χρονική κλίμακα γεγονότος:

Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής - Peak Flow Error % (PFE):

$$diff(Q)[\%] = \frac{Q_{obs_{max}} - Q_{sim_{max}}}{Q_{obs_{max}}} \cdot 100 \quad (3-9)$$

Χρονικό σφάλμα διαφοράς φάσης πλημμυρικής αιχμής - Phase Error (PE):

$$diff(\tau)[h] = \tau_{obs} - \tau_{sim} \quad (3-10)$$

Σφάλμα συνολικού όγκου γεγονότος - Volume error % (VE):

$$diff(V)[\%] = \frac{|V_{obs} - V_{sim}|}{V_{obs}} \cdot 100 \quad (3-11)$$

όπου, $Q_{obs_{max}}$, $Q_{sim_{max}}$ είναι η μέγιστη τιμή καταγεγραμμένης και προσομοιωμένης απορροής για κάθε γεγονός βροχής – απορροής, τ_{obs} , τ_{sim} η χρονική στιγμή της μέγιστης καταγεγραμμένης και προσομοιωμένης απορροής και V_{obs} , V_{sim} ο συνολικός όγκος απορροής του καταγεγραμμένου και προσομοιωμένου γεγονότος, αντίστοιχα.

Η δεύτερη ομάδα δεικτών ελέγχει την απόκλιση των αποτελεσμάτων από τις πραγματικές τιμές της απορροής, στην χρονική κλίμακα προσομοίωσης:

Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(i)} - Q_{sim(i)})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(i)} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (3-12)$$

Συντελεστής συσχέτισης- Coefficient of correlation:

$$r = \left[\frac{\sum_{i=1}^n [(Q_{obs(i)} - \overline{Q_{obs}})(Q_{sim(i)} - \overline{Q_{sim}})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(i)} - \overline{Q_{obs}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim(i)} - \overline{Q_{sim}})^2}} \right]^{0.5} \quad (3-13)$$

Explained Variance – επεξηγούμενη διακύμανση:

$$EV = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left[(Q_{sim(i)} - Q_{obs(i)}) - \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (Q_{sim(i)} - Q_{obs(i)}) \right]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs(i)} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (3-14)$$

Root Mean Square Error (RMSE) – Μέσο τετραγωνικό σφάλμα:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim(i)} - Q_{obs(i)})^2}{N}} \quad (3-15)$$

Μέσο απόλυτο σχετικό σφάλμα - Average Absolute Percent Errors:

$$AAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \left| \frac{(Q_{sim(i)} - Q_{obs(i)})}{Q_{obs(i)}} \right| \quad (3-16)$$

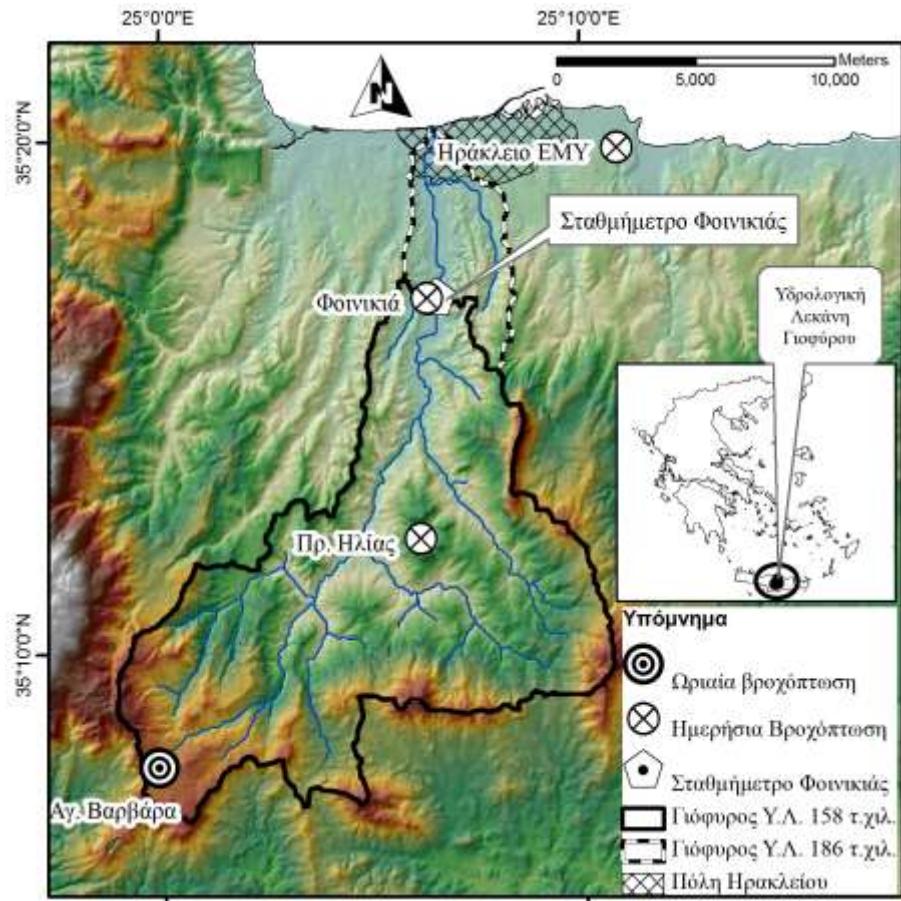
όπου, $Q_{obs(i)}$, $Q_{sim(i)}$ η καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη τιμή της απορροής κατά το χρονικό βήμα i , $\overline{Q_{obs}}$, $\overline{Q_{sim}}$ η μέση καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη παροχή κάθε γεγονότος (Marsigli et al., 2002) και N ο αριθμός των παρατηρήσεων.

3.2. Εφαρμογή στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου

3.2.1.Περιγραφή περιοχής μελέτης

Η υδρολογική λεκάνη του ποταμού Γιόφυρου βρίσκεται στο κεντρικό–βόριο τμήμα της Κρήτης (**Εικόνα 3-1**) με συνολική έκταση 186km^2 μέχρι την εκβολή στο Κρητικό πέλαγος και έκταση 158km^2 μέχρι το σταθμήμετρο της Φοινικιάς που βρίσκεται 6km ανάτη κατά μήκος του ποταμού. Το νότιο μέρος της λεκάνης μπορεί να χαρακτηριστεί ως τραχιά ημιορεινή έκταση, ενώ, η βόρεια περιοχή παρουσιάζει ηπιότερες κλίσεις. Από γεωλογική σκοπιά, κατά μήκος της κοίτης του Γιοφύρου συναντώνται τεταρτογενείς αλλουβιακές αποθέσεις χαλαρών αργιλοαμμωδών ιζημάτων και κροκαλοπαγών με μικρά πάχη. Εν συνεχείᾳ στα άνω τμήματα της λεκάνης υπάρχουν λευκές και ανοικτόφαιες μάργες οι οποίες εξελισσόμενες καταλήγουν σε ψαμμιτικές μάργες, καστανές άμμους και κατά θέσεις σε ασβεστιτικούς ψαμμίτες. Οι σχηματισμοί αυτοί, οι οποίοι περικλείουν επίσης εκτεταμένα στρώματα γύψου, αποτελούν τη βάση της λεκάνης και καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα αυτής. Σε περιορισμένη έκταση συναντώνται μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, στρώματα φλύσχη και ασβεστόλιθοι. Λόγω της γεωλογικής δομής και σύστασης της λεκάνης καθώς και της μορφολογίας και βλάστησης, η απορροή των όμβριων υδάτων είναι άμεση. Η υδρολογική

λεκάνη έχει μεσογειακό κλίμα, επομένως, ο ποταμός Γιόφυρος παρουσιάζει εποχιακή ροή κατά τη διάρκεια της υγρής χειμερινής περιόδου (τυπικά από τον Οκτώβριο μέχρι τον Μάρτιο), όπου και εκδηλώνεται η πλειοψηφία της μέση ετήσιας βροχόπτωσης των 827mm (Ganoulis, 2003). Οι χρήσεις γης στη λεκάνη του Γιοφύρου είναι κυρίως αμπελώνες, ελιές και καλλιεργήσιμα εδάφη, οι οποίες είναι επίσης παρούσες κατά μήκος του υδρογραφικού συστήματος. Εντούτοις, ο τουρισμός και η επέκταση της πόλης του Ηρακλείου έχει προκαλέσει μια έντονη αύξηση της ανάπτυξης στο βόρειο τμήμα της λεκάνης, κατά μήκος του ποταμού και της ακτογραμμής. Λόγω της άναρχης δόμησης και της απουσίας προγραμματισμού, τα φυσικά κανάλια διέλευσης του νερού αντικαθίστανται προοδευτικά με κατασκευές, με αποτέλεσμα την συνεχή μείωση της ικανότητας διήθησης (Ganoulis, 2003). Αυτό επιτρέπει στις ξαφνικές πλημμύρες που προκαλούνται από έντονες καταιγίδες να έχουν ακόμα εντονότερες επιπτώσεις, κυρίως στην έξοδο της λεκάνης.



Εικόνα 3-1: Τοποθεσία και διαθέσιμα υδρομετεωρολογικά δεδομένα για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου.

Στις 13 Ιανουαρίου 1994 και γύρω στις 15:00, η ένταση της ελαφριάς βροχόπτωσης που είχε διαποτίσει το έδαφος της λεκάνης του Γιοφύρου κατά τη διάρκεια των προηγούμενων ημερών, άρχισε να αυξάνεται. Φθάνοντας σε μια τιμή μέγιστης 5ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης 123mm στις 21:00 η καταιγίδα υποχώρησε τελικά στις 24:00, διαρκώντας σχεδόν 9 ώρες. Έως εκείνη την ώρα, η προκύπτουσα ξαφνική πλημμύρα είχε καταστροφικές επιπτώσεις σχεδόν σε ολόκληρη την έκταση της λεκάνης. Πολλά σπίτια που βρίσκονταν κοντά στην έξοδο της λεκάνης πλημμύρισαν, αφήνοντας 49 ανθρώπους άστεγους. Σχετικά με την δριμύτητας της βροχόπτωσης, η τιμή της μέγιστης αθροιστικής 5ωρης βροχόπτωσης για περίοδο επαναφοράς 100 ετών του κοντινού μετεωρολογικού σταθμού (Ηράκλειο EMY στην **Εικόνα 3-1**) ήταν 98mm σύμφωνα με τη κατανομή Gumbel (Ganoulis, 2003). Η μέγιστη αθροιστική 5ωρη βροχόπτωση των 123mm που καταγράφηκε στο νότιο τμήμα της λεκάνης (σταθμός Αγ. Βαρβάρας στην **Εικόνα 3-1**), ξεπερνάει κατά πολύ την αντίστοιχη τιμή 98mm (για περίοδο επαναφοράς 100 ετών) του πεδινού σταθμού της EMY στο Ηράκλειο. Μια από τις δυσμενέστερες επιπτώσεις της πλημμύρας ήταν η ζημία που προκλήθηκε στις εγκαταστάσεις του σταθμού επεξεργασίας αστικών απόβλητων της πόλης που βρισκόταν υπό κατασκευή κατά την διάρκεια της πλημμύρας. Πολλές από τις δεξαμενές καταστράφηκαν εντελώς από την σφοδρότητα του πλημμυρικού κύματος (Ganoulis, 2003). Η διακύμανση της στάθμης κατά τη διάρκεια του γεγονότος δεν καταγράφηκε λόγο της καταστροφής του μοναδικού σταθμηγράφου στη θέση Φοινικιά.

Στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος HYDRATE (CN: 037024) έγινε μια προσπάθεια συλλογής στοιχείων ξαφνικών πλημμυρών, ένα πρώτο βήμα για την δημιουργία μιας πανευρωπαϊκής βάσης δεδομένων, περιέχοντας πάνω από 550 τεκμηριωμένα γεγονότα (Gaume et. al., 2009). Το γεγονός του 1994 στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου ήταν ένα από τα 22 πλημμυρικά γεγονότα ανά την Ελλάδα που ανακτήθηκαν στοιχεία, για τον εμπλουτισμό αυτής της βάσης δεδομένων. Από άποψη μεγέθους ξαφνικών πλημμυρών και υπό το πρίσμα μιας πανευρωπαϊκή και διεθνούς προοπτικής (Gaume et. al., 2009), η πλημμύρα του 1994 (στον Γιόφυρο) χαρακτηρίζεται από μία μέτρια τιμή μοναδιαίας πλημμυρικής αιχμής (unit peak discharge) της τάξης του $1,9\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ ($300\text{m}^3/\text{s}/158\text{km}^2$). Λόγο έλλειψης βροχομετρικών καταγραφών λεπτομερούς χρονικής και χωρικής ανάλυσης, η τιμή της μοναδιαίας πλημμυρικής αιχμής μπορεί να ήταν αρκετά μεγαλύτερη.

Από το 1994 και έπειτα, έχουν διεξαχθεί αρκετές μελέτες σχετικά με την ξαφνική πλημμύρα στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου. Οι περισσότερες από αυτές εστίασαν στην εκτίμηση

των υδρολογικών παραμέτρων της λεκάνης, έτσι ώστε να προσδιοριστούν τα βέλτιστα μέτρα πρόληψης, και οι υπόλοιπες στόχευαν στην προσομοίωση του γεγονότος. Λόγω έλλειψης στοιχείων καταγραφής αυτές οι μελέτες δεν κατάφεραν να επικυρώσουν τα αποτελέσματα της προσομοίωσης αλλά, μάλλον εμπειρικά, υπολόγισαν το συνολικό όγκο απορροής. Πρέπει να σημειωθεί ότι οι εκτιμήσεις της πλημμυρικής αιχμής στις μελέτες αυτές ποικίλουν σημαντικά από $300\text{m}^3/\text{s}$ μέχρι $600\text{m}^3/\text{s}$ (Ganoulis, 2003; Barboudakis, 1998).

3.3. Δεδομένα πεδίου

Η μελέτη των ξαφνικών πλημμυρών απαιτεί βροχομετρικές εκτιμήσεις με υψηλή χωρική διακριτοποίηση (1km^2 ή λιγότερο) και λεπτομερή χρονική κλίμακα (15 – 30min, ακόμα και λιγότερο σε περίπτωση ορεινών και αστικών περιοχών) (Borga et al., 2008, McCain και Shroba, 1979). Η πλημμυρική έρευνα σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης προϋποθέτει υψηλής ανάλυσης δεδομένα, ιδιαίτερα για την εφαρμογή των πιο απαιτητικών υδρολογικών μοντέλων που έχουν πρόσφατα αναπτυχθεί.

Από τα τρία όργανα καταγραφής της βροχόπτωσης στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου, το ένα λειτουργεί σε ωριαίο βήμα (βροχογράφος ταινίας) και τα δύο υπόλοιπα σε ημερήσιο (βροχόμετρα) (**Εικόνα 3-1**). Οι σταθμοί αυτοί βρίσκονται εγκατεστημένοι κατά μήκος του κύριου άξονα της λεκάνης που ακολουθεί το βασικό υδρογραφικό δίκτυο (νότο προς βορρά). Κατά μήκος αυτής της κατεύθυνσης η τοπογραφία μεταβάλλεται σημαντικά από υψόμετρο 570m, όπου βρίσκεται ο βροχογράφος της Αγ. Βαρβάρας που κατέγραψε συνολικά 182,8mm για το γεγονός της 14^{ης} Ιανουαρίου του 1994, μέχρι την επιφάνεια της θάλασσας. Ο σταθμός του Προφήτη Ηλία (380m υψόμετρο) κατά την ίδια περίοδο κατέγραψε συνολικά 43,9mm, ενώ ο σταθμός της Φοινικιάς (40m υψόμετρο) 37,7mm. Χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία εξαγωγής πλεγμάτων πιθανών χωρο-χρονικών πεδίων βροχόπτωσης, όπως περιγράφηκε σε προηγούμενο υποκεφάλαιο, εξάχθηκαν πλεγματικής μορφής δεδομένα βροχόπτωσης ωριαίου βήματος και χωρικής διακριτοποίησης 1km^2 . Η συνολική επιφανειακή βροχόπτωση στην λεκάνη εκτιμήθηκε σε $P_{total} = 75,7\text{mm}$. Ένας σταθμηγράφος είναι εγκατεστημένος στο βόρειο τμήμα της λεκάνης, στη θέση Φοινικιά, περίπου 6km ανάντη της εκβολής στη θάλασσα (**Εικόνα 3-1**). Στην ίδια τοποθεσία τα γεωμετρικά δεδομένα της διατομής ήταν διαθέσιμα,

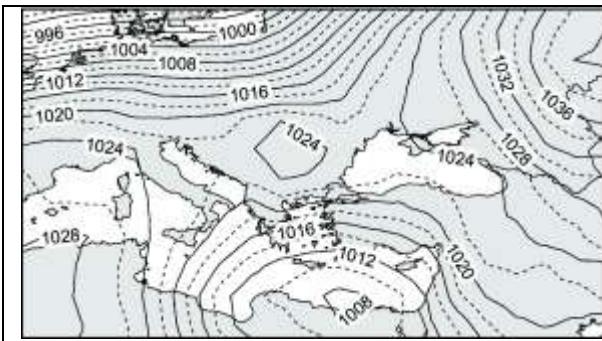
καθώς και το μέγιστο ύψος της πλημμύρας του 1994. Ο σταθμηγράφος (καταγραφικής ταινίας) καταστράφηκε τις πρώτες ώρες της πλημμύρας.

Μετεωρολογικά δεδομένα ERA-40 (τα δεδομένα ERA-40 είναι μία επανα-ανάλυση μετεωρολογικών παρατηρήσεων από το Σεπτέμβριο του 1957 μέχρι τον Αύγουστο του 2002 από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμης Καιρικής Πρόγνωσης - Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) – σε συνεργασία με πλήθος ινστιτούτων - Uppala et. al., 2005) χρησιμοποιήθηκαν για την συνοπτική μετεωρολογική ανάλυση. Επιπλέον, υψηλής ανάλυσης ορατού φάσματος μετεωρολογικές εικόνες του δορυφόρου METEOSAT 4 κατά τη διάρκεια της ημέρας και υπέρυθρου φάσματος κατά την διάρκεια της νύχτας χρησιμοποιήθηκαν για την ανίχνευση καταιγιδοφόρων νεφώσεων και την χωρο-χρονική εξέλιξη της καταιγίδας (Ottenbacher et. Al., 1997). Οι μετεωρολογικές δορυφορικές εικόνες παραχωρήθηκαν από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Εξερεύνησης Μετεωρολογικών Δορυφόρων (EUMETSAT).

3.4. Αποτελέσματα

3.4.1. Συνοπτική Μετεωρολογική Ανάλυση

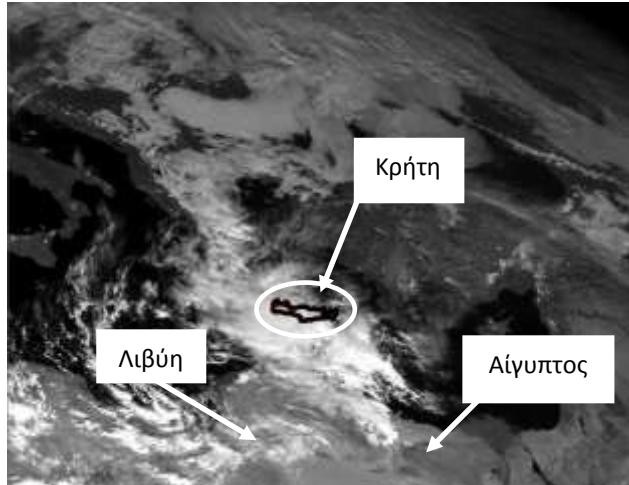
Η μετεωρολογική ανάλυση εστιάζεται στο συνοπτικό υπόβαθρο καταστάσεων έντονης τοπικής βροχόπτωσης στην περιοχή Κρήτη. Στις 13 Ιανουαρίου 1994 ένα έντονο βαρομετρικό χαμηλό στην νότιο-ανατολική Μεσόγειο κινήθηκε προς ανατολή διασχίζοντας το νησί της Κρήτης. Η ανάλυση πιέσεων σε επίπεδο επιφάνειας θάλασσας εμφανίζει μια περιοχή χαμηλής πίεσης στις 12:00 UTC της 13^{ης} Ιανουαρίου (**Εικόνα 3-2**) πάνω από την ανατολική Μεσόγειο. Η περιοχή ελάχιστης πίεσης 1010 hPa εμφανίστηκε στις 12:00 UTC της 13^{ης} Ιανουαρίου στην περιοχή της Αιγύπτου, κινούμενη προς βορρά. Η πίεση του βαρομετρικού ελαττώνεται σε 1007hPa και επικεντρώνεται ακριβώς νότια της Κρήτης στις 00:00 UTC της 14^{ης} Ιανουαρίου, προκαλώντας εξαιρετικά υψηλή βροχόπτωση στην κεντρική Κρήτη και ως εκ' τούτου το πλημμυρικό γεγονός στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου. Ισχυρές βροχοπτώσεις κατακόρυφης μεταφοράς «convective» με 6ωρη ένταση μέχρι και 45mm (00:00 UTC 14/1/1994) παρατηρήθηκαν κατά το διήμερο 13 - 14 Ιανουαρίου 1994 (**Εικόνα 3-2** και **Εικόνα 3-3**) σύμφωνα με τα στοιχεία ERA-40 της ECMWF. Η μέση επιφανειακή ημερήσια βροχόπτωση στην Κρήτη υπολογίστηκε προκειμένου να ελεγχθεί η συσχέτιση με τα δεδομένα ERA-40. Η εκτίμηση της επιφανειακής βροχόπτωσης μέσω χωρικής παρεμβολής με τη μέθοδο IDW βασίστηκε σε δεδομένα 53 βροχομετρικών σταθμών (**Εικόνα 3-4**) και στη συνέχεια συσχετίσθηκε με την χωρική κατανομή της βροχόπτωσης από τα δεδομένα ERA-40. Η μέση ημερήσια επιφανειακή βροχόπτωση για τις 14 Ιανουαρίου 1994 με βάση την καταγραφή των βροχομετρικών σταθμών εκτιμήθηκε σε 61,5mm ενώ με βάση τα δεδομένα ERA-40 εκτιμήθηκε σε 12,3mm, καταλήγοντας σε μια σημαντική υποεκτίμηση. Για τις 13 Ιανουαρίου η μετρημένη βροχόπτωση ήταν 20mm ενώ από τα δεδομένα ERA-40 1,5mm και για τις 15 Ιανουαρίου η μετρημένη και ERA-40 βροχόπτωση ήταν 9mm και 3,3mm, αντίστοιχα. Η σύγκριση με τα δεδομένα ERA-40 (Uppala et. al., 2005), αποδεικνύει την υποεκτίμηση σε σχέση με την μετρημένη βροχόπτωση λόγο της έλλειψης της πληροφορίας της επίδρασης της μορφολογίας του εδάφους στην διεργασία της βροχόπτωσης (ορογενής βροχόπτωση).



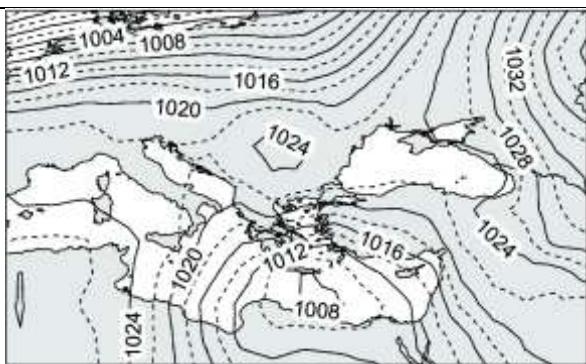
Μέση πίεση σε επίπεδο θάλασσας στις 1200 UTC 13/1/1994 (hPa)



Επαγωγική βροχόπτωση στις 1200 UTC (mm) 13/1/1994



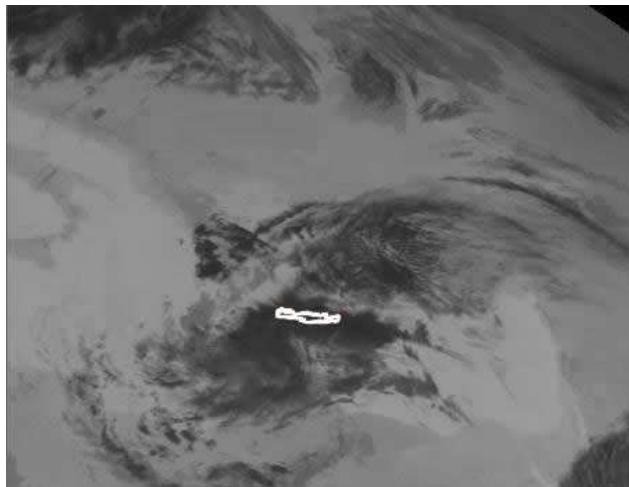
Υψηλής ανάλυσης ορατό METEOSAT 4 - 12:00 UTC 13/1/94



Μέση πίεση σε επίπεδο θάλασσας στις 1800 UTC 13/1/1994 (hPa)

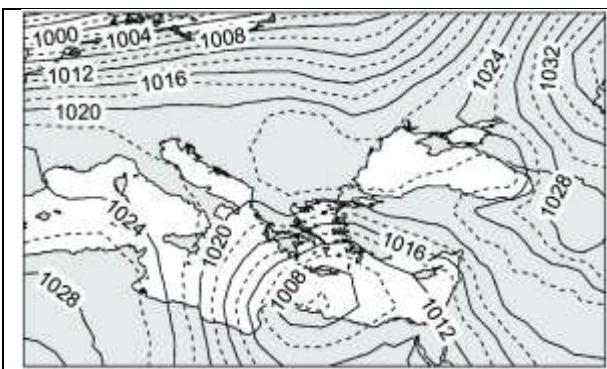


Επαγωγική βροχόπτωση στις 1800 UTC (mm) 13/1/1994



Υπεριώδες METEOSAT 4 - 18:00 UTC 13/1/94

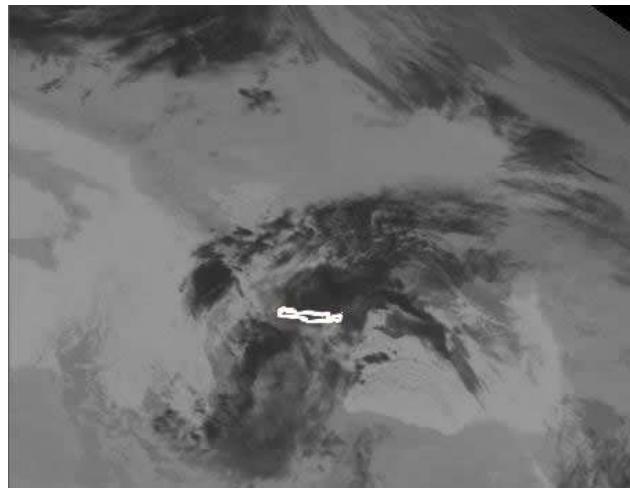
Εικόνα 3-2: Χάρτες μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια των εδάφους και βροχόπτωσης προκαλούμενης από νέφη θερμικής ανάπτυξης με βάση τα 6-ωρα δεδομένα ECWMF 40 years reanalysis και εικόνες από τον μετεωρολογικό δορυφόρο METEOSAT για την πλημμύρα στις 13 Ιανουαρίου 1994.



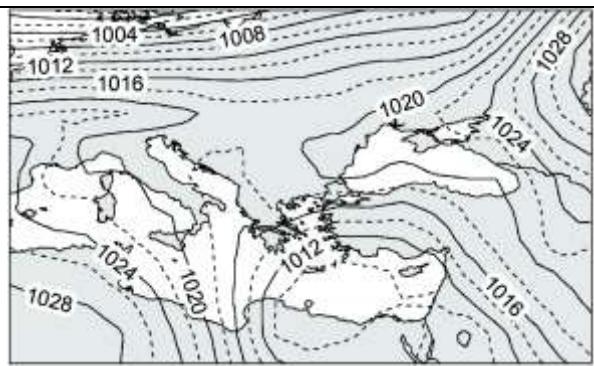
Μέση πίεση σε επίπεδο θάλασσας στις 0000 UTC 14/1/1994 (hPa)



Επαγωγική βροχόπτωση στις 0000 UTC (mm) 14/1/1994



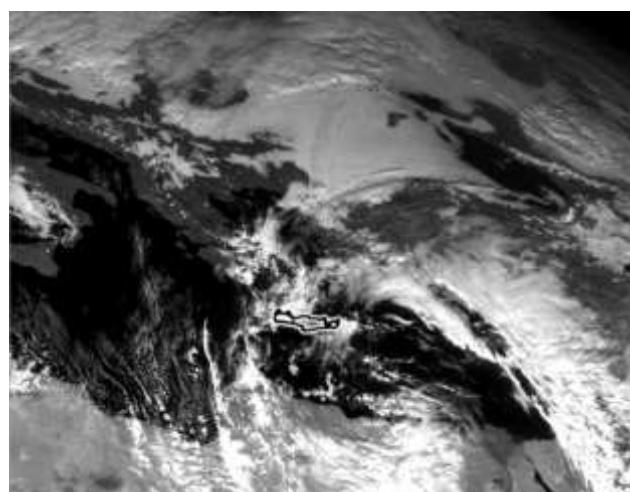
Υπεριώδες METEOSAT 4 - 00:00 UTC 14/1/94



Μέση πίεση σε επίπεδο θάλασσας στις 1200 UTC 14/1/1994 (hPa)

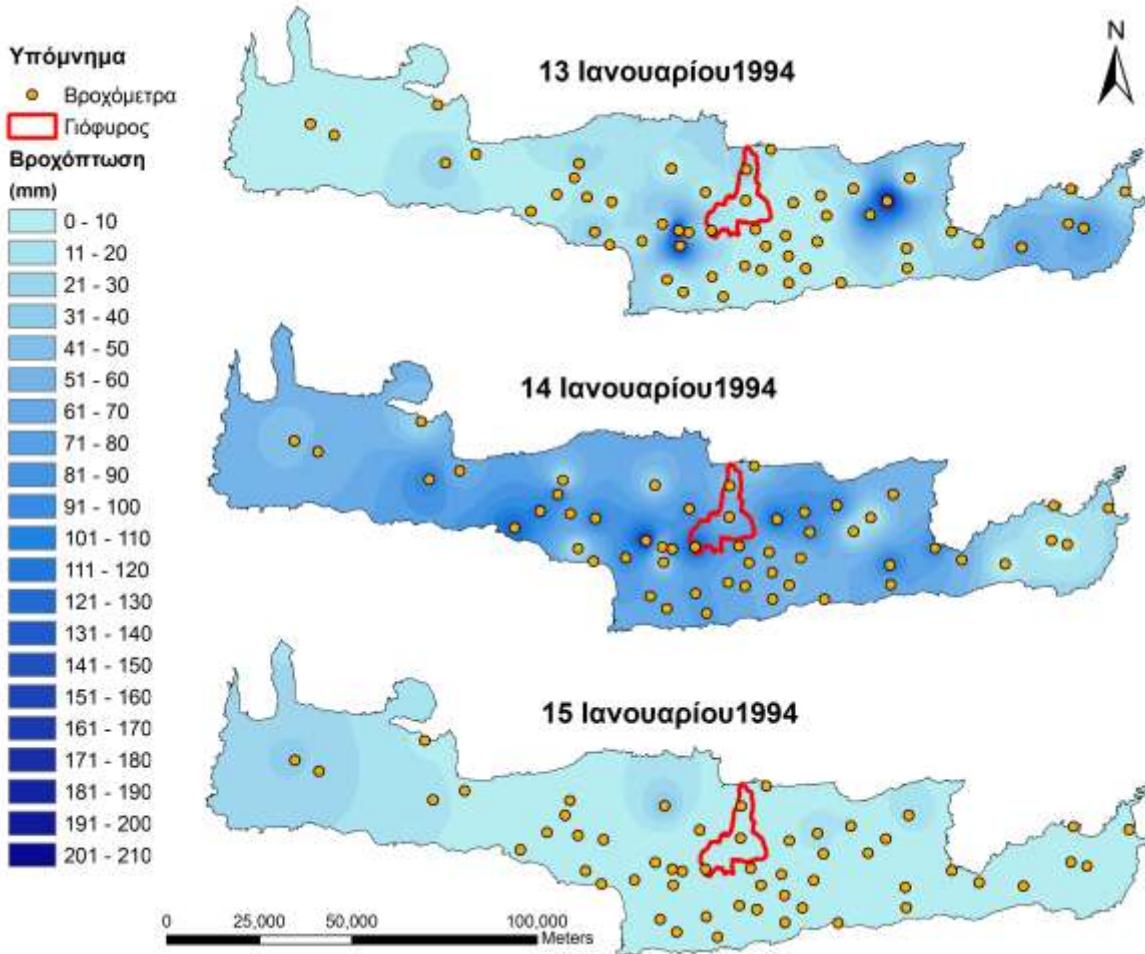


Επαγωγική βροχόπτωση στις 1200 UTC (mm) 14/1/1994



Υψηλής ανάλυσης ορατό METEOSAT 4 - 12:00 UTC 14/1/94

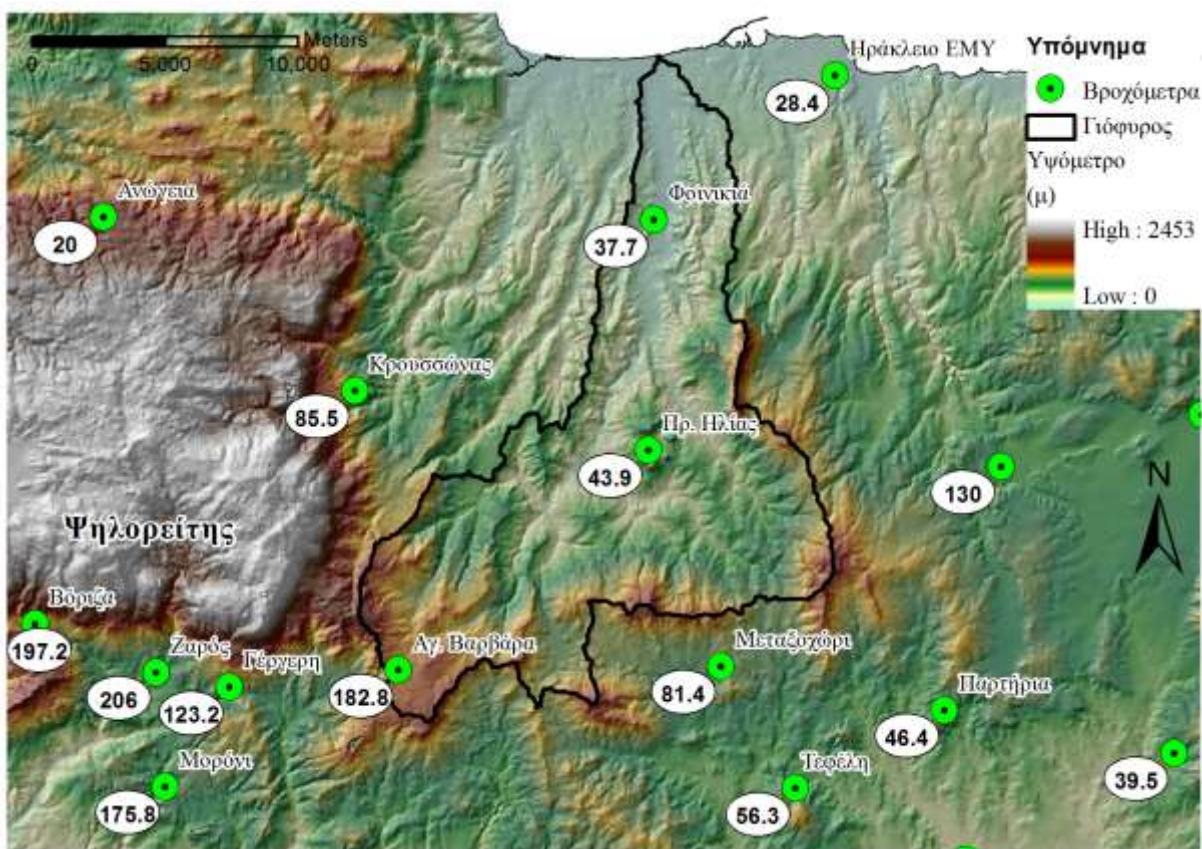
Εικόνα 3-3: Χάρτες μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια των εδάφους και βροχόπτωσης προκαλούμενης από νέφη θερμικής ανάπτυξης με βάση τα 6-ωρα δεδομένα ECWMF 40 years reanalysis και εικόνες από τον μετεωρολογικό δορυφόρο METEOSAT για την πλημμύρα στις 13 Ιανουαρίου 1994.



Εικόνα 3-4: Χωρική κατανομή αθροιστικής ημερήσιας βροχόπτωσης ως προϊόν χωρικής παρεμβολής μεταξύ 53 βροχομετρικών σταθμών με βάση τη μέθοδο Inverse Distance Weighting για τις 13, 14 και 15 Ιανουαρίου 1994.

Η υπό μελέτη ξαφνική πλημμύρα ήταν αποτέλεσμα ισχυρούς καταιγίδας που προκάλεσε ισχυρή ορογενή βροχόπτωση, βασιζόμενοι στο γεγονός ότι η αθροιστική βροχόπτωση στο σταθμό της Αγ. Βαρβάρας στο νοτιότερο και υψημετρικά μεγαλύτερο μέρος της λεκάνης ήταν περίπου πενταπλάσια (182,8mm με μέγιστη ωριαία ένταση 37mm/h) σε σχέση με αυτή που καταγράφηκε από τους άλλους δύο σταθμούς εντός της λεκάνης (**Εικόνα 3-5**). Στην πραγματικότητα, ο σταθμός της ΕΜΥ, ανατολικά της εκβολής της λεκάνης κατέγραψε λιγότερο από 28,4mm βροχής με μέγιστη ένταση 7,8mm/h (**Εικόνα 3-6**). Οι θερμές αέριες μάζες με υψηλό σημείο δρόσου και με κατεύθυνση κυκλοφορίας από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά (ανάλυση σε 500hPa) παρουσιάζοντας υψηλή θετική σχετική περιδίνηση εμποδίστηκαν από την έντονη μορφολογία του όρους Ψηλορείτης (**Εικόνα 3-5**). Οι αέριες

μάζες υποχρεώθηκαν σε ανοδική κίνηση με αποτέλεσμα την πτώση της θερμοκρασίας τους και κατά συνέπεια την δημιουργία βροχόπτωσης υψηλής έντασης.



Εικόνα 3-5: Υδρολογική λεκάνη ποταμού Γιοφύρου, ορεινός όγκος Ψηλορείτη και αθροιστική ημερήσια βροχόπτωση κατά το πλημμυρικό επεισόδιο στις 14 Ιανουαρίου 1994.



Εικόνα 3-6: Ωριαία βροχόπτωση στο βροχογράφο της Αγ. Βαρβάρας (συνολική βροχόπτωση 182,8mm σε υψόμετρο 570m) και στο βροχογράφο του Ηρακλείου (συνολική βροχόπτωση 28,4mm σε υψόμετρο 40m).

3.4.2. Υδρολογική ανάλυση

Ένα ψηφιακό μοντέλο εδάφους κλίμακας 1:10 000 (**Εικόνα 3-1**) χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή των ορίων του υδροκρίτη και του υδρογραφικού δικτύου μέσω του λογισμικού HEC-GeoHMS. Στη συνέχεια, τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της λεκάνης εισάχθηκαν στο λογισμικό υδρολογικής προσομοίωσης HEC-HMS. Όσον αφορά τα υπόλοιπα απαιτούμενα στοιχεία του λογισμικού HEC-HMS, όπως φυσικές παράμετροι της υδρολογικής λεκάνης, εκτιμήθηκαν μέσω της διαδικασίας της βαθμονόμησης καταγεγραμμένων γεγονότων βροχής-απορροής καθώς και με τη χρήση δεδομένων χρήσεων γης, εδαφολογικά και γεωλογικά, τα οποία παραχωρήθηκαν από την Διεύθυνση Υδάτων της Περιφέρειας Κρήτης. Ωριαίου χρονικού βήματος πλεγματικά δεδομένα βροχόπτωσης, χωρικής διακριτοποίησης 1km^2 εξάχθηκαν σύμφωνα με την μεθοδολογία της ενότητας 3.1.1. Η προσομοίωση της διαδικασίας βροχής-απορροής έγινε για την έκταση (158km^2), οριζόμενη ανάντη του σταθμημέτρου της Φοινικιάς (**Εικόνα 3-1**). Η υδραυλική προσομοίωση εστιάστηκε στην περιοχή κατάντη του σταθμημέτρου μέχρι την έξοδο της λεκάνης (για μία απόσταση περίπου 6km), όπου και εκδηλώθηκαν οι εντονότερες επιπτώσεις της πλημμύρας.

3.4.2.1. Ανάλυση ευαισθησίας

Για μια επιτυχή προσομοίωση της πλημμύρας του 1994, η βαθμονόμηση του μοντέλου βασίστηκε στην προσομοίωση οκτώ γεγονότων βροχής-απορροής διαφορετικής έντασης, προγενέστερα και μεταγενέστερα της πλημμύρας του 1994. Αυτά τα γεγονότα αντλήθηκαν από δύο χρονικές περιόδους (από το 1981 ως το 1995) με αθροιστική επιφανειακή βροχόπτωση μέχρι $74,4\text{mm}$. Τα γεγονότα αυτά ήταν τα μόνα επαρκώς καταγεγραμμένα τα οποία ανακτήθηκαν και μπορούσαν να υποστηρίξουν τις ελάχιστες απαιτήσεις της προσομοίωσης. Πριν την βαθμονόμηση, ένα από αυτά τα γεγονότα (11-12 Ιανουαρίου 1995) χρησιμοποιήθηκε για τον έλεγχο της ευαισθησίας στις παραμέτρους του υδρολογικού μοντέλου. Ο **Πίνακας 3-1** και ο **Πίνακας 3-2** περιέχουν τα αποτελέσματα της ανάλυσης ευαισθησίας βασιζόμενοι στα σφάλματα συνολικού όγκου, μεγέθους και χρόνου εκδήλωσης πλημμυρικής αιχμής.

Οι παράμετροι ρυθμός κατείσδυσης - Constant rate (CR), συντελεστής αποθήκευσης Clark - Clark storage coefficient (R), ποσοστό αδιαπέρατης επιφάνειας – impervious (I) και αρχικών απωλειών - initial deficit (ID), ήταν αυτές που επηρέαζαν εντονότερα τα αποτελέσματα της προσομοίωσης. Η τιμή των αρχικών απωλειών κυμαίνεται ανάλογα με τις συνθήκες εδαφικής υγρασίας κάθε γεγονότος. Το εύρος τιμών που ελέγχθηκε ήταν από 5mm μέχρι 14mm για το γεγονός συνολικής βροχόπτωσης 16mm Η ανάλυση ευαισθησίας αυτής της παραμέτρου έδωσε σφάλμα πλημμυρικής αιχμής από 28,5% μέχρι -24,1% και συνολικού όγκου από 40,1% μέχρι 3,0%. Ο χρόνος της πλημμυρικής αιχμής δεν επηρεάστηκε από αυτή την παράμετρο (**Πίνακας 3-1**, πρώτη γραμμή). Η παράμετρος ρυθμός κατείσδυσης – CR εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες των εδαφών της υδρολογικής λεκάνης, τις χρήσεις γης και τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης (π.χ. ένταση). Διάφορες τιμές CR ελέγχθηκαν κατά την ανάλυση ευαισθησίας που κυμάνθηκαν από 1,5 μέχρι 6 mm/h, λαμβανομένων υπόψη των εδαφικών ιδιοτήτων και των χρήσεων γης της υδρολογικής λεκάνης του Γιοφύρου. Τα αποτελέσματα δίνουν μια διακύμανση του σφάλματος πλημμυρικής αιχμής από 68,2% μέχρι -6,9%, του σφάλματος όγκου απορροής από 74,5% μέχρι 14,1% και χρονικού σφάλματος πλημμυρικής αιχμής 1 ώρας για τιμές CR από 1,0 μέχρι 2,5 mm/h (**Πίνακας 3-1**, μεσαία γραμμή). Η παράμετρος του ποσοστού αδιαπερατότητας καθορίζεται από τις χρήσεις γης και τα εδαφολογικά χαρακτηριστικά, έτσι, η υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου μπορεί να χαρακτηρισθεί αδιαπέρατη σε ποσοστό 5%. Για τον έλεγχο της επίδρασης της παραμέτρου εξετάσθηκε ένα εύρος τιμών από 1% μέχρι 10%, δίνοντας σφάλμα πλημμυρικής αιχμής από -54,3% μέχρι 32,1% και σφάλμα όγκου από -36,9% μέχρι 46,4%, χωρίς να επηρεάζεται ο χρόνος της πλημμυρικής αιχμής (**Πίνακας 3-1**, κατώτερη γραμμή). Η παράμετρος του συντελεστή αποθήκευσης Clark (R) περιγράφει την «εξασθένιση» της περίσσειας βροχόπτωσης κατά τη διάρκεια της απορροής από ένα σημείο της λεκάνης προς την εκβολή. Ελέγχθηκε ένα εύρος τιμών από 2,5 έως 7 ώρες δίνοντας ένα σφάλμα πλημμυρικής αιχμής από 20,6% μέχρι -47,9% και σφάλμα όγκου από 24,6% μέχρι -0,7% (**Πίνακας 3-2**, μεσαία γραμμή).

Πίνακας 3-1. Αποτελέσματα ανάλυσης εναισθησίας για το γεγονός 11-12 Ιανουαρίου 1995 με συνολική επιφανειακή βροχόπτωση 16,0mm

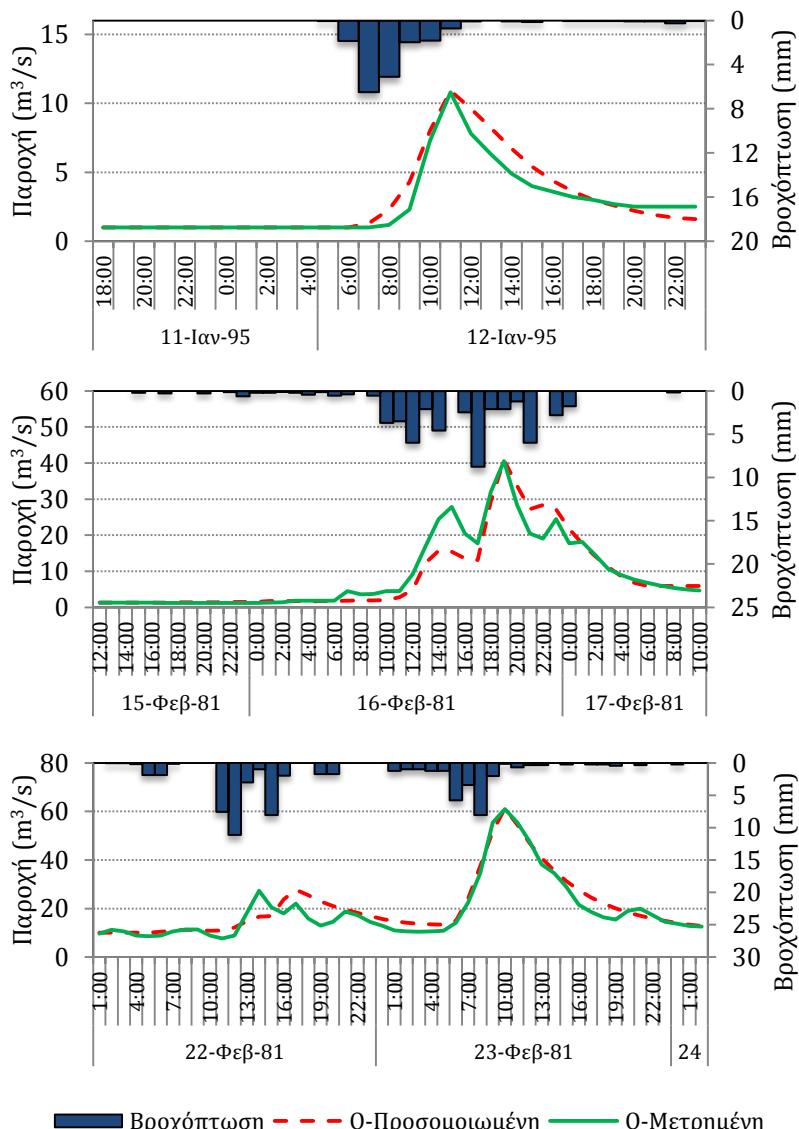
Παράμετρος = Αρχική απώλεια (Initial deficit), Σταθερές τιμές: Ρυθμός κατείσδυσης (Constant Rate) 5,7mm/h, Αδιαπέρατη επιφάνεια (Impervious) 5%, Χρόνος συγκέντρωσης Clark (Clark Time of Concentration) 3,45h, Συντελεστής αποθήκευσης Clark (Clark Storage Coefficient) 3,7h, Σταθερά μείωσης (Recession Constant) =0,99, Λόγος ρυθμού βασικής ροής (Baseflow Threshold Ratio) =0,14										
Αρχική απώλεια (mm) 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14										
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	40,1%	36,7%	32,9%	28,3%	23,8%	19,0%	14,4%	10,3%	6,5%	3,0%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	28,5%	24,5%	19,4%	13,6%	7,7%	1,8%	-4,9%	-11,3%	-17,4%	-24,1%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Παράμετρος = Ρυθμός κατείσδυσης, Σταθερές τιμές: Αρχική απώλεια =10,3mm, Αδιαπέρατη επιφάνεια 5%, Χρόνος συγκέντρωσης Clark 3,45h, Συντελεστής αποθήκευσης Clark 3,7h, Σταθερά μείωσης =0,99, Λόγος ρυθμού βασικής ροής =0,14										
Ρυθμός κατείσδυσης (mm/h)	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	74,5%	71,0%	66,9%	62,0%	55,8%	48,3%	39,4%	30,6%	22,6%	14,1%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	68,2%	63,8%	58,3%	52,6%	46,3%	38,3%	28,5%	18,2%	6,9%	-6,9%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
Παράμετρος = Αδιαπέρατη επιφάνεια, Σταθερές τιμές: Αρχική απώλεια =10,3mm, Ρυθμός κατείσδυσης 5,7mm/h, Χρόνος συγκέντρωσης Clark 3,45h, Συντελεστής αποθήκευσης Clark 3,7h, Σταθερά μείωσης =0,99, Λόγος ρυθμού βασικής ροής =0,14										
Αδιαπέρατη επιφάνεια (%)	1%	2%	3%	4%	5%	6%	7%	8%	9%	10%
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	-36,9%	-16,6%	-1,5%	10,0%	19,0%	26,8%	32,8%	38,1%	42,5%	46,4%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	-54,3%	-35,0%	-20,0%	-8,0%	1,8%	10,0%	16,9%	22,3%	27,5%	32,1%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Πίνακας 3-2. Αποτελέσματα ανάλυσης εναισθησίας για το γεγονός 11-12 Ιανουαρίου 1995 με συνολική επιφανειακή βροχόπτωση 16,0mm

Παράμετρος = Χρόνος συγκέντρωσης Clark , Σταθερές τιμές: Αρχική απώλεια=10,3mm, Ρυθμός κατείσδυσης 5,7mm/h, Αδιαπέρατη επιφάνεια 5%, Συντελεστής αποθήκευσης Clark 3,7h, Σταθερά μείωσης =0,99, Λόγος ρυθμού βασικής ροής =0,14										
Χρόνος συγκέντρωσης Clark (ώρες)	0,5	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	6,6%	12,2%	15,9%	17,9%	19,2%	19,4%	19,1%	18,4%	17,4%	16,3%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	1,8%	6,1%	0,9%	2,7%	2,7%	-0,9%	1,8%	-4,9%	-0,9%	-4,9%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	-2	-2	-2	-1	-1	0	0	1	1	1
Παράμετρος = Συντελεστής αποθήκευσης Clark , Σταθερές τιμές: Αρχική απώλεια=10,3mm, Ρυθμός κατείσδυσης 5,7mm/h, Αδιαπέρατη επιφάνεια 5%, Χρόνος συγκέντρωσης Clark 3,45h, Σταθερά μείωσης =0,99, Λόγος ρυθμού βασικής ροής =0,14										
Συντελεστής αποθήκευσης Clark (ώρες)	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5	7
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	24,6%	22,7%	20,3%	17,5%	14,6%	11,7%	8,8%	5,6%	2,1%	-0,7%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	20,6%	12,9%	5,3%	-2,9%	-11,3%	-18,7%	-25,6%	-33,3%	-42,1%	-47,9%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Παράμετρος = Σταθερά μείωσης , Σταθερές τιμές: Αρχική απώλεια=10,3mm, Ρυθμός κατείσδυσης 5,7mm/h, Αδιαπέρατη επιφάνεια 5%, Χρόνος συγκέντρωσης Clark 3,45h, Συντελεστής αποθήκευσης Clark 3,7h, Λόγος ρυθμού βασικής ροής =0,14										
Σταθερά μείωσης	0,01	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,99
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	7,0%	9,6%	11,7%	12,9%	14,3%	15,0%	16,1%	17,0%	17,9%	19,0%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	-6,9%	-4,9%	-3,8%	-2,9%	-1,9%	-0,9%	0,0%	0,0%	0,9%	1,8%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Παράμετρος = Λόγος ρυθμού βασικής ροής , Σταθερές τιμές: Αρχική απώλεια=10,3mm, Ρυθμός κατείσδυσης 5,7mm/h, Αδιαπέρατη επιφάνεια 5%, Χρόνος συγκέντρωσης Clark 3,45h, Συντελεστής αποθήκευσης Clark 3,7h, Σταθερά μείωσης =0,99										
Λόγος ρυθμού βασικής ροής	0,01	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Σφάλμα συνολικού όγκου (%)	19,0%	19,0%	19,0%	19,0%	20,0%	22,8%	26,6%	30,8%	35,2%	39,6%
Σφάλμα πλημμυρικής αιχμής (%)	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%	1,8%
Χρονικό σφάλμα αιχμής (ώρες)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

3.4.2.2. Βαθμονόμηση και εκτίμηση παραμέτρων

Μετά την ανάλυση ευαισθησίας, η προσομοίωση της διαδικασίας βροχής-απορροής πραγματοποιήθηκε για τα οκτώ καταγεγραμμένα γεγονότα υπολογίζοντας τις βέλτιστες υδρολογικές παραμέτρους του μοντέλου, χρησιμοποιώντας τους δείκτες στις εξισώσεις (3-9) έως (3-16). Τα προσομοιωμένα και καταγεγραμμένα υδρογραφήματα με τα αντίστοιχα βροχομετρικά δεδομένα τριών αντιπροσωπευτικών (από άποψη του μέγιστου εύρους απορροής) εκ' των οκτώ γεγονότων, παρουσιάζονται στην (**Εικόνα 3-7**).



Εικόνα 3-7: Υδρογραφήματα για 3 επεισόδια βροχής που χρησιμοποιήθηκαν για υδρολογική ανάλυση.

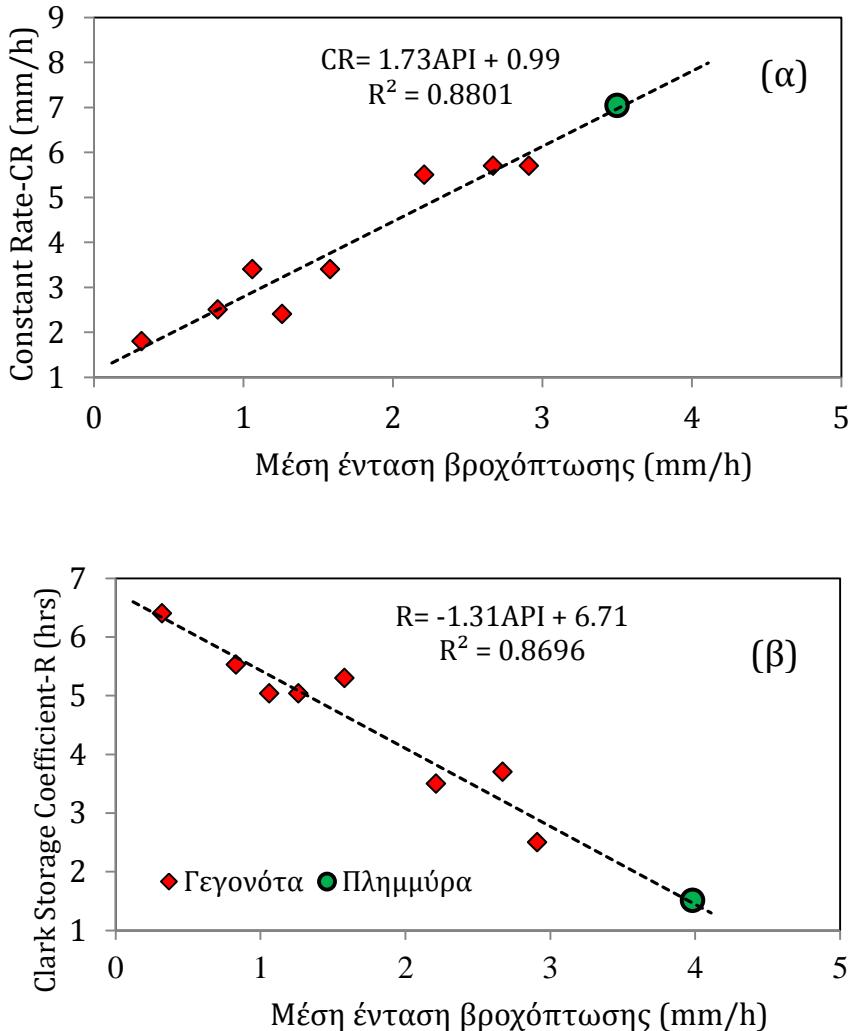
Η βαθμονόμηση βασίστηκε στην ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων του συνολικού όγκου απορροής (VE) της εξίσωσης (3-11), της τιμής της πλημμυρικής αιχμής (PFE) της εξίσωσης (3-9), του χρόνου της πλημμυρικής αιχμής (PE) της εξίσωσης (3-10) και την βέλτιστη απόδοση των δεικτών των εξισώσεων (3-12) μέχρι (3-16). Η διαδικασία της βαθμονόμησης είχε ως αποτέλεσμα τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών παραμέτρων της υδρολογικής λεκάνης που αναπαριστούν τις φυσικές ιδιότητες του εδάφους (π.χ. κατάσταση εδαφικής υγρασίας) και των χρήσεων γης. Η τιμή των αρχικών απωλειών κυμάνθηκε από 3,9 μέχρι 37mm (**Πίνακας 3-3**) και χρησιμοποιήθηκε ως παράμετρος προσαρμογής. Η μέγιστη απώλεια για την λεκάνη (μέγιστη εδαφική χωρητικότητα) εκτιμήθηκε σε 91mm και το ποσοστό αδιαπέρατης επιφάνειας σε 5% βάση γεωλογικών και εδαφολογικών χαρτών καθώς και χρήσεων γης. Η παράμετρος του ρυθμού κατείσδυσης CR κυμάνθηκε από 2,5 μέχρι 5,5mm/h σύμφωνα με την μέση ένταση βροχόπτωσης (average precipitation intensity - API). Όλα τα γεγονότα με υψηλή ένταση βροχόπτωσης παρουσίασαν υψηλές τιμές ρυθμού κατείσδυσης. Η **Εικόνα 3-8α** παρουσιάζει τη συσχέτιση του ρυθμού κατείσδυσης με την μέση ένταση βροχόπτωσης για όλα τα γεγονότα. Ο χρόνος συγκέντρωσης για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου εκτιμήθηκε μέσω της εξίσωσης του Kirpich (Kirpich, 1940) ως $t_c = 0.0078(L^{0.77} / S^{0.385}) = 3,45$ ώρες, όπου L είναι το μήκος της μέγιστης μισγάγγειας και S είναι η κλίση του βασικού καναλιού ροής. Η τιμή του R κυμάνθηκε από 2,5 μέχρι 5,5 ώρες ανάλογα με την τιμή της μέσης έντασης βροχόπτωσης (γεγονότα εντονότερης βροχόπτωσης προκαλούν γρηγορότερη απόκριση στην απορροή – μικρότερες τιμές του R). Η **Εικόνα 3-8β** παρουσιάζει τη συσχέτιση του χρόνου συγκέντρωσης με την μέση ένταση βροχόπτωσης για όλα τα γεγονότα. Η βασική-αρχική ροή ήταν γνωστή από τα καταγεγραμμένα υδρογραφήματα και η σταθερά μείωσης και το κατώτατο όριο απορροής βαθμονομήθηκαν σε 0,99 και 0,14, αντίστοιχα. Η βαθμονόμηση των οκτώ γεγονότων (**Πίνακας 3-3**) κατέληξε σε ένα μέσο $R^2 = 0,99$ και μηδενικό σφάλμα στο χρόνο της πλημμυρικής αιχμής για όλα τα γεγονότα. Το μέσο σφάλμα στον συνολικό όγκο απορροής ήταν 7,9% και της πλημμυρικής αιχμής 0,18%, με μέση τιμή του δείκτη Nash-Sutcliff (Nash and Sutcliffe, 1970) = 0,78. Συνολικά, η βαθμονόμηση του μοντέλου βάση των ανωτέρω αποτελεσμάτων μπορεί να χαρακτηρισθεί επιτυχής.

Πίνακας 3-3. Αποτελέσματα βαθμονόμησης μοντέλου 8 γεγονότων βροχής-απορροής.

Γεγονός	Περίοδος	Όγκος (m ³)	Μέση ένταση βροχής (mm/h)	Βροχή ^{**} (mm)	Αρχικές απώλειες I_d (mm)	Πλημμυρική αιχμή (m ³ /s)	PFE (%)	PE (h)	Nash- Sutcliff	VE (%)	RMSE	AAPE (%)	R ²	EV (%)
1	30–31 Ιαν 1993	33.812	0,83	2,5	3,9	2,3	0%	0	0,90	-1,9%	0,19	22,0%	0,99	90,5%
2*	11–12 Ιαν 1995	180.579	2,67	16,0	10,3	10,8	1,8%	0	0,90	13,4%	0,96	16,5%	0,99	91,7%
3	13–14 Ιαν 1995	151.577	0,32	10,4	11,0	10,0	- 4,2%	0	0,69	18,5%	1,10	17,4%	0,99	82,2%
4	29-31 Ιαν 1994	482.020	1,26	26,4	9,1	9,5	0,0%	0	0,88	13,1%	0,90	28,4%	1,00	90,5%
5	14–15 Ιαν 1995	408.760	2,91	32,0	8,0	20,1	- 2,0%	0	0,88	13,0%	1,60	16,6%	1,00	93,0%
6	7-8 Φεβ 1994	834.502	1,06	21,8	5,1	20,3	0,0%	0	0,53	3,2%	3,07	26,9%	0,98	53,2%
7*	15-17 Φεβ 1981	1.394.986	2,21	53,1	5,0	40,5	1,7%	0	0,74	-5,4%	3,51	27,0%	1,00	88,5%
8*	22-24 Φεβ 1981	3.333.347	1,58	74,4	37,0	61,0	4,1%	0	0,70	9,2%	3,93	15,3%	0,98	92,9%
Μέσες τιμές							0,2%	0	0,78	7,9%	1,91	21,3%	0,99	85,3%

* Γεγονότα που παρουσιάζονται στην **Εικόνα 3-7**.

** Η συνολική μέση επιφανειακή βροχόπτωση στην λεκάνη.

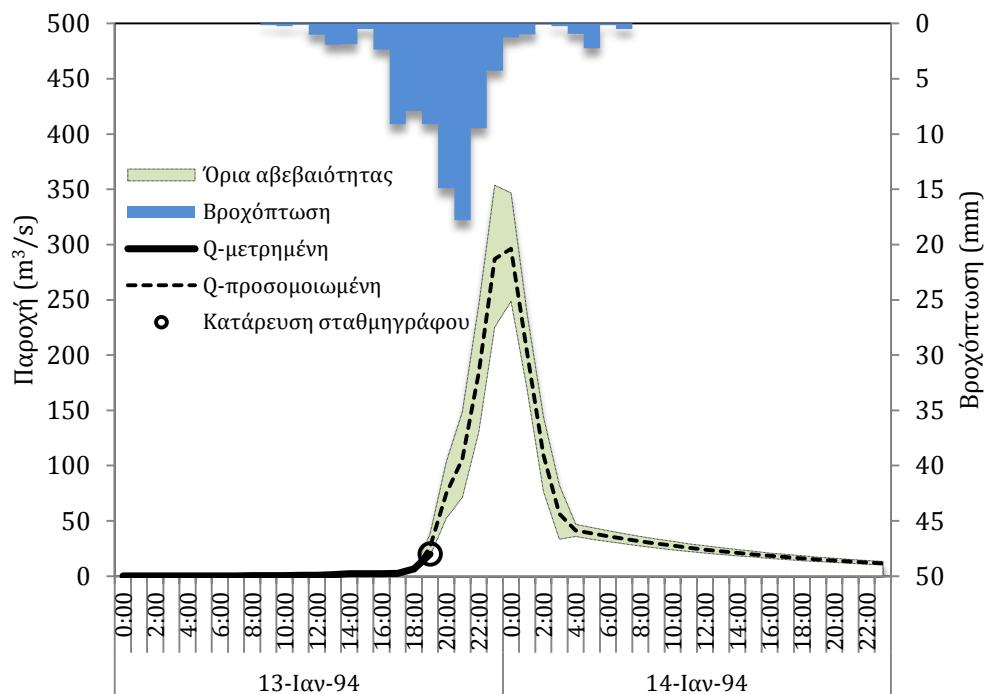


Εικόνα 3-8: Συσχέτιση μέσης έντασης βροχόπτωσης (mm/h) σε επίπεδο επεισοδίου με τις παραμέτρους CR και R για τα γεγονότα που χρησιμοποιήθηκαν στην βαθμονόμηση και εκτίμηση των παραμέτρων αυτών για το πλημμυρικό γεγονός.

3.4.3. Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής μέσω υδρολογικής και υδραυλικής προσομοίωσης

Πλεγματικά δεδομένα βροχόπτωσης ωριαίου χρονικού βήματος και χωρικής διακριτοποίησης 1km² εξήχθηκαν από τις καταγραφές των τριών βροχομετρικών σταθμών της υδρολογικής λεκάνης του Γιοφύρου. Εξετάσθηκε η επίδραση της παραμέτρου των αρχικών απωλειών (ID)

και αποδείχθηκε ότι η επίδρασή της στα αποτελέσματα (υδρογράφημα) ήταν ελάχιστη. Για την υδρολογική προσομοίωση της πλημμύρας του 1994 η τιμή των αρχικών απωλειών τέθηκε σε 8mm, χρησιμοποιούμενη ως παράμετρος προσαρμογής στο καταγεγραμμένο υδρογράφημα, μέχρι τη χρονική στιγμή της κατάρρευσης του σταθμηγράφου (**Εικόνα 3-9**). Η παράμετρος του ρυθμού κατείσδυσης (CR) βάση της συσχέτισης που παρουσιάζεται στην **Εικόνα 3-8α** εκτιμήθηκε σε 7,1mm/h και η παράμετρος του συντελεστή αποθήκευσης R σε 1,5h βάση της **Εικόνα 3-8β**. Το προσομοιωμένο υδρογράφημα καθώς και η καταγεγραμμένη παροχή μέχρι την κατάρρευση του σταθμηγράφου φαίνονται στην **Εικόνα 3-9**. Ο συνολικός όγκος του πλημμυρικού γεγονότος εκτιμήθηκε και $5,2\text{Mm}^3$ και η πλημμυρική αιχμή $296 \text{ m}^3/\text{s}$. Η μέγιστη ένταση της βροχόπτωσης καθώς και το κέντρο μάζας του βροχογραφήματος παρατηρήθηκε στις 20:00 της 13^{ης} Ιανουαρίου 1994, ενώ η πλημμυρική αιχμή βάση των αποτελεσμάτων της προσομοίωσης στις 24:00 (**Εικόνα 3-9**).

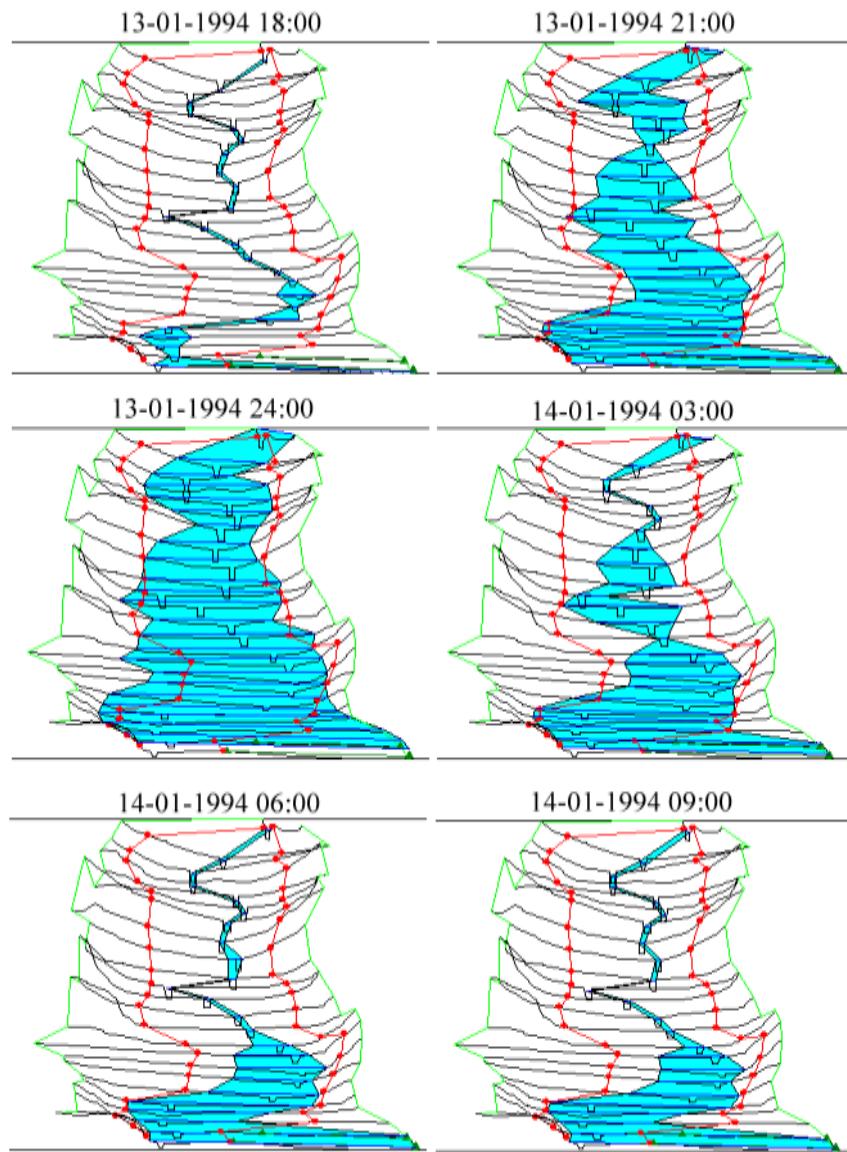


Εικόνα 3-9: Προσομοίωση πλημμυρικού υδρογραφήματος στη θέση Φοινικιά του ποταμού Γιοφύρου μέσω του υδρολογικού μοντέλου HEC-HMS και όρια αβεβαιότητας. Το εγκατεστημένο σταθμήμετρο καταστράφηκε σε επίπεδο χαμηλής απορροής, πιθανώς από μεγάλα επιπλέοντα αντικείμενα που συνήθως μεταφέρονται από το μέτωπο του πλημμυρικού κύματος (Pierson, 1986).

Σύμφωνα με τις καταγραφές των βροχομέτρων και την μετεωρολογική ανάλυση, υψηλές τιμές βροχόπτωσης παρατηρήθηκαν στο νότιο μέρος, ενώ μέτριες έως χαμηλές στα κεντρικά και βόρεια της υδρολογικής λεκάνης. Τα αποτελέσματα της μεταπλημμυρικής έρευνας πεδίου επιβεβαιώνουν τη χρονική στιγμή της πλημμυρικής αιχμής μέσω μαρτυριών αυτόπτων μαρτύρων. Σε μία προσπάθεια να εξετασθεί η μετάδοση της αβεβαιότητας των παραμέτρων CR και R στο εξαγόμενο υδρογράφημα και την πλημμυρική αιχμή, η προσομοίωση έγινε για ένα σετ από αυτές τις παραμέτρους με διακύμανση της τιμής τους από -10% έως 10%. Επιπλέον, για την εκτίμηση της επίδρασης της χωροχρονικής αβεβαιότητας στην κατανομή της βροχόπτωσης δημιουργήθηκαν διαφορετικά σετ πλεγμάτων πιθανών χωροχρονικών πεδίων βροχόπτωσης, με $\pm 40\%$ διακύμανση στην ένταση και ± 1 ώρα διαφορά φάσης. Ένα σύνολο 343 διαφορετικών συνδυασμών παραμέτρων και πιθανών πεδίων βροχόπτωσης δοκιμάστηκαν για την υδρολογική προσομοίωση, καταλήγοντας σε ένα σύνολο πιθανών υδρογραφημάτων. Η επίδραση των παραμέτρων CR και R και της χωροχρονικής διακύμανσης της βροχόπτωσης στο εξαγόμενο υδρογράφημα παρουσιάζεται στην **Εικόνα 3-9**, εντός της περιοχής αβεβαιότητας. Τα όρια αβεβαιότητας καθορίζονται από το σύνολο των 343 πιθανών υδρογραφημάτων. Η τιμή της πλημμυρικής αιχμής παρουσιάζει γραμμικό ρυθμό ελάττωσης με την αύξηση του συντελεστή αποθήκευσης (R) (συντομότερος χρόνος απόκρισης της υδρολογικής λεκάνης). Ο ρυθμός ελάττωσης εκφράζεται από την εξίσωση $PeakFlow = -43.79R + 361.91$ λαμβάνοντας υπόψη ένα σταθερό ρυθμό κατείσδυσης $CR = 7,1 \text{mm/h}$ και τιμές του R μεταξύ 1,35 και 1,65h. Επιπλέον, τιμή της πλημμυρικής αιχμής ελαττώνεται γραμμικά με την αύξηση του ρυθμού κατείσδυσης (CR) (υψηλότερες τιμές κατείσδυσης). Ο ρυθμός ελάττωσης εκφράζεται από την εξίσωση $PeakFlow = -26.28CR + 504.03$ για $R=1,5\text{h}$ και τιμές του CR μεταξύ 7,1 και 8,9mm/h.

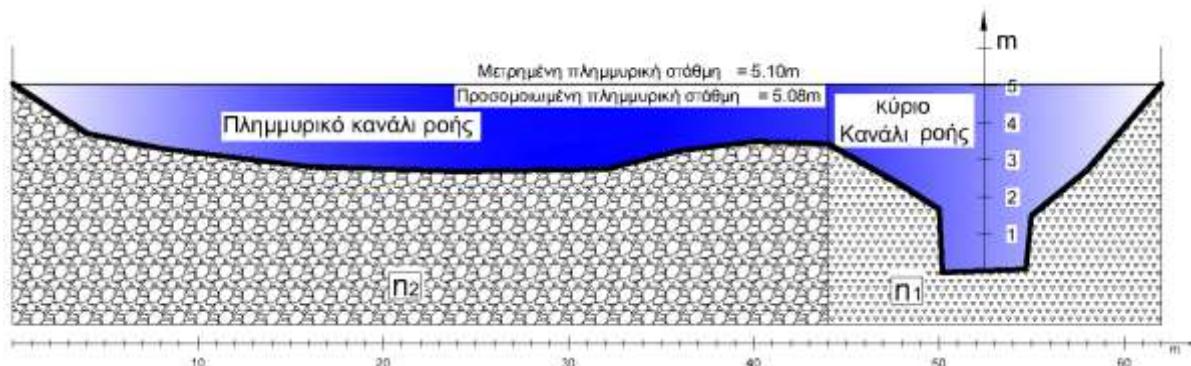
Το λογισμικό HEC-RAS χρησιμοποιήθηκε για υδραυλική προσομοίωση προκειμένου να επιβεβαιωθεί το πλημμυρικό ύψος στην διατομή ελέγχου (διατομή με καταγεγραμμένο μέγιστο ύψος της πλημμύρας του 1994) και να προσομοιωθεί το πλημμυρικό κύμα. Η υδραυλική προσομοίωση εστιάστηκε στην περιοχή κατάντη του σταθμημέτρου της Φοινικιάς μέχρι την εκβολή της λεκάνης (**Εικόνα 3-1**). Το υδρογράφημα της υδραυλικής προσομοίωσης χρησιμοποιήθηκε ως στοιχείο εισόδου στο υδραυλικό μοντέλο και οι τα γεωμετρικά (τοπογραφικά) χαρακτηριστικά της περιοχής εξάχθηκαν από το Ψηφιακό Ανάγλυφο Εδάφους (DTM) της περιοχής και την αποτυπωμένη διατομή ελέγχου. Στην

Εικόνα 3-10 παρουσιάζεται μια τρισδιάστατη αναπαράσταση του πλημμυρικού κύματος σε 3ωρο χρονικό βήμα.



Εικόνα 3-10: Τρισδιάστατη απεικόνιση πλημμυρικού κύματος με τρίωρο χρονικό βήμα. Η ανώτερη διατομή αντιστοιχεί στην τοποθεσία Φοινικιά και η κατώτερη διατομή αντιστοιχεί στην εκβολή του Γιοφύρου.

Η προσομοιωμένη πλημμυρική στάθμη «συμφωνεί» με την καταμετρημένη για την διατομή ελέγχου, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 3-11**.



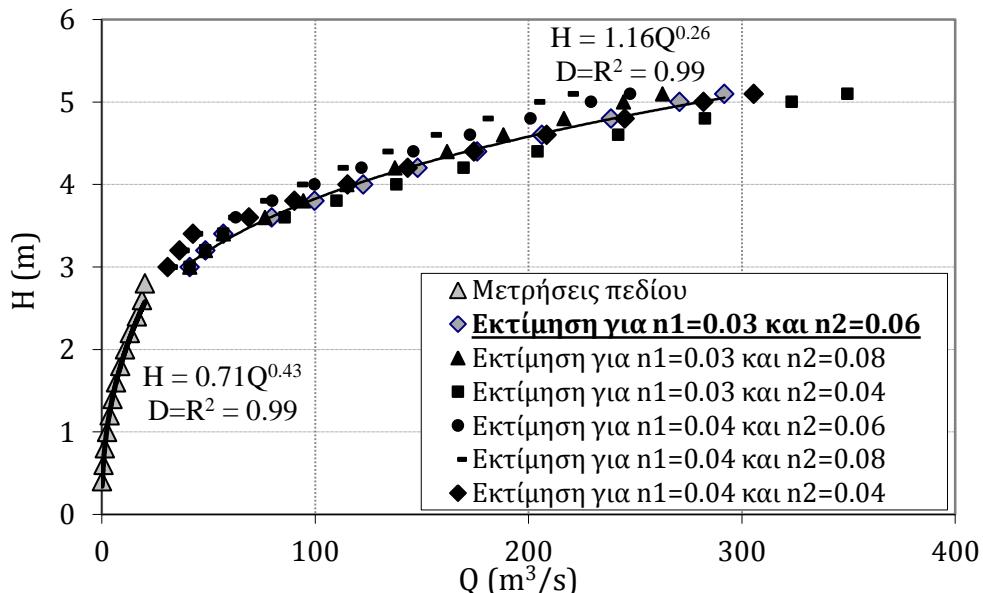
Εικόνα 3-11: Γεωμετρία πλημμυρικής διατομής του γεγονότος (διατομή ελέγχου) της 14^{ης} Ιανουαρίου 1994 στην τοποθεσία Φοινικιά.

Η μέγιστη τιμή της μέσης ταχύτητας ροής στην διατομή ελέγχου εκτιμήθηκε σε 3,62m/s. Επιπλέον, εξετάστηκε η διάδοση της αβεβαιότητας μέσω του υδραυλικού μοντέλου. Το σύνολο των 343 υδρογραφημάτων εισήχθηκε στο υδραυλικό μοντέλο, δίνοντας 343 εκδοχές πλημμυρικής στάθμης στην διατομή ελέγχου, με ελάχιστο τα 4,96m και μέγιστο τα 5,19m. Η μέγιστη ταχύτητα ροής κυμάνθηκε από 3,47 m/s μέχρι 3,77 m/s.

3.4.4. Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής μέσω μεταπλημμυρικών δεδομένων

Λόγο έλλειψης καταγεγραμμένων δεδομένων απορροής, η εκτίμηση των αποτελεσμάτων βασίσθηκε, επιπλέον, σε μία έμμεση μέθοδο εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής για τα δεδομένα της διατομής ελέγχου (Εικόνα 3-11). Η διατομή αυτή βρίσκεται στο σημείο που ήταν εγκατεστημένος ο σταθμηγράφος, κατά την διάρκεια της πλημμύρας. Η εξίσωση (3-5) εφαρμόσθηκε με κλίση γραμμής ενέργειας (S) ίση με 0,003m/m, όπως αυτή υπολογίσθηκε από την τοπογραφία της περιοχής. Ο Γιόφυρος είναι ένα φυσικό κανάλι ροής με τα αρκετά συμμετρικά χαρακτηριστικά και χαμηλή έως μέτρια βλάστηση. Οι πλημμυρικές κοίτες, κατά τη διάρκεια του χειμώνα, καλύπτονται από χαμηλή εποχική βλάστηση σε συνδυασμό με την παρουσία πυκνών θάμνων και καλαμιών. Η βιβλιογραφία (Arcement και Schneider, 1989; Chow et al., 1988) υποδεικνύει τιμές συντελεστού τραχύτητας - $n_1 = 0,03$ για το βασικό κανάλι ροής (πετρώδες κανάλι με χαμηλή βλάστηση) και για το πλημμυρικό τμήμα του

καναλιού τιμές - n_2 από 0,04 (μικρά φυσικά εμπόδια, ήπιες αναβυθίσεις και χαμηλή βλάστηση) μέχρι 0,08 (σημαντικά φυσικά εμπόδια, αρκετά ακανόνιστη τοπογραφία και πυκνή θαμνώδης βλάστηση). Η καταγεγραμμένη καμπύλη ύψους ροής – απορροής ήταν διαθέσιμη για ύψος ροής μέχρι 2,8m. Οι τιμές της απορροής για ύψος ροής από 3,0m έως 5,1m υπολογίσθηκαν μέσω της εξίσωσης (3-5), (Εικόνα 3-12).



Εικόνα 3-12: Καμπύλη ύψους ροής – απορροής για την διατομή της Φοινικιάς (τα γκρίζα τρίγωνα αποτελούν μετρημένες τιμές).

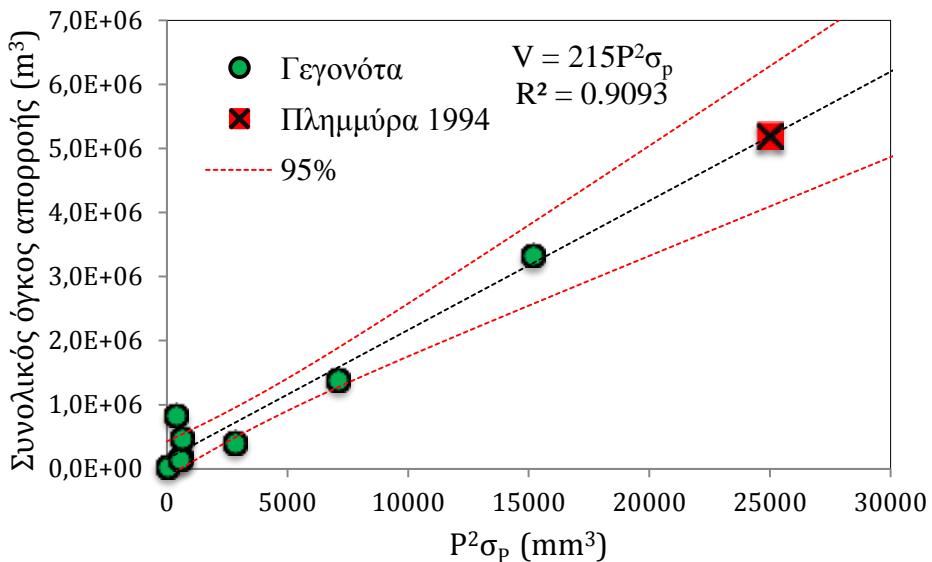
Ο συντελεστής τραχύτητας είναι η πιο σημαντική παράμετρος της εξίσωσης (3-5). Για το λόγο αυτό ελέγχθηκε η ευαισθησία της εξαγόμενης τιμής συνολικής απορροής για διάφορες τιμές του n_1 από 0,03 μέχρι 0,04 και του n_2 από 0,04 μέχρι 0,08. Ο **Πίνακας 3-4** περιέχει τις παραμέτρους της εξίσωσης (3-5) για διάφορα ύψη ροής μέχρι τα 5,1m. Βάσει των αποτελεσμάτων η απορροή διακυμάνθηκε από $220m^3/s$ για $n_1= 0.04$ και $n_2= 0.08$ μέχρι $350m^3/s$ για $n_1= 0.03$ και $n_2= 0.04$ (**Πίνακας 3-4**). Η πιο ρεαλιστική τιμή της αιχμής για το γεγονός του 1994 εκτιμήθηκε σε $292m^3/s$ για $n_1= 0.03$ και $n_2= 0.06$. Η εκτίμηση αξιολογείται αρκετά καλή σχετικά με τα αποτελέσματα του υδρολογικού μοντέλου.

Πίνακας 3-4. Διακύμανση απορροής για διάφορα ύψη ροής και συντελεστές τραχύτητας n_1 και n_2 .

h (m)	A₁ (m²)	A₂ (m²)	P₁ (m)	P₂ (m)	R₁ (m²/m)	R₂ (m²/m)	n₁ =	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04
							n₂ =	0,04	0,04	0,06	0,06	0,08	0,08
3	19,63	0	15,9	0	1,23	0	0,003	41,2	30,9	41,2	30,9	41,2	30,9
3,2	22,28	0	17,03	0	1,31	0	0,003	48,6	36,4	48,6	36,4	48,6	36,4
3,4	25,14	0	18,17	0	1,38	0	0,003	56,9	42,7	56,9	42,7	56,9	42,7
3,6	28,18	20,61	18,84	38,57	1,5	0,53	0,003	85,8	69,0	79,6	62,8	76,5	59,7
3,8	31,3	28,5	19,23	40,23	1,63	0,71	0,003	110,0	90,3	99,7	79,9	94,5	74,8
4	34,48	36,59	19,63	40,85	1,76	0,9	0,003	138,2	115,2	122,6	99,7	114,9	92,0
4,2	37,74	44,8	20,03	41,49	1,88	1,08	0,003	169,6	143,4	148,1	121,8	137,4	111,1
4,4	41,07	53,13	20,43	42,1	2,01	1,26	0,003	204,4	174,5	176,0	146,2	161,9	132,0
4,6	44,46	61,57	20,82	42,73	2,14	1,44	0,003	242,1	208,5	206,3	172,6	188,3	154,7
4,8	47,92	70,13	21,23	43,36	2,26	1,62	0,003	282,8	245,2	238,7	201,1	216,7	179,0
5	51,46	78,81	21,97	44,58	2,34	1,77	0,003	323,4	282,0	270,8	229,4	244,5	203,1
5,1	53,25	83,2	21,82	44,3	2,44	1,88	0,003	349,6	305,6	291,8	247,8	262,9	218,9

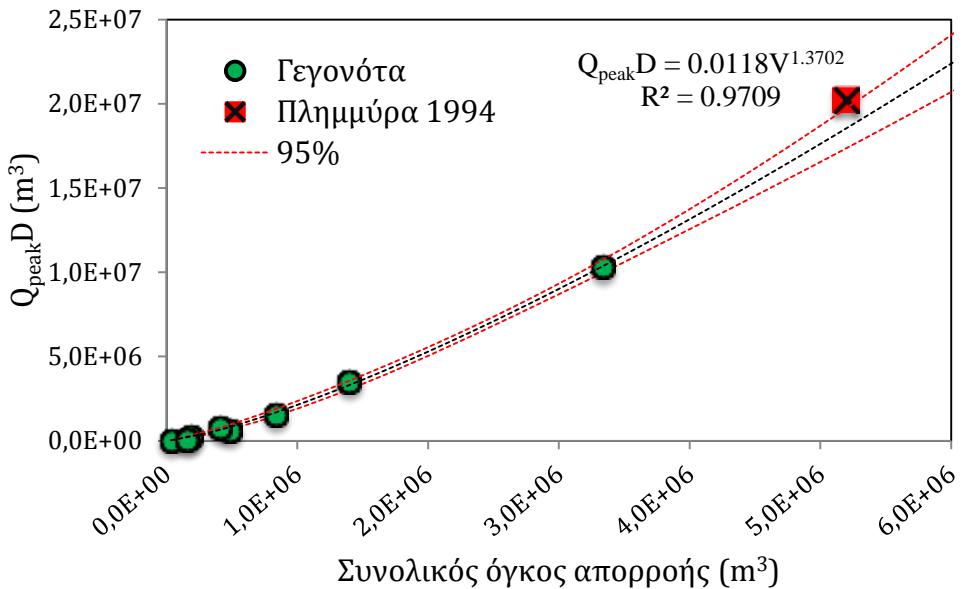
3.4.5. Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής μέσω εμπειρικής μεθόδου

Ένας αριθμός καταγεγραμμένων μη πλημμυρικών γεγονότων βροχής-απορροής χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση της παραμέτρου δ της εξίσωσης (3-4). Ο **Πίνακας 3-5** περιέχει τα υδρολογικά χαρακτηριστικά των γεγονότων. Όταν ο συνολικός όγκος απορροής V_T (m^3) για έναν ικανοποιητικό αριθμό μετρημένων γεγονότων συσχετίσθει με το γινόμενο του τετραγώνου της συνολικής του βροχόπτωσης P_T και της τυπικής απόκλισης σ_P , προκύπτει μια γραμμική συμμεταβολή που περιγράφεται από την εξίσωση (3-2) με $\alpha = 215$ ως χαρακτηριστική σταθερά για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου (**Εικόνα 3-13**). Η επέκταση της ευθείας γραμμικής παρεμβολής συναντάει το σημείο με τα χαρακτηριστικά της ξαφνικής πλημμύρας του 1994.



Εικόνα 3-13: Συνολικός όγκος απορροής γεγονότος V_T (m^3) σε συνάρτηση με την βροχόπτωση και το τετράγωνο της τυπικής της απόκλισης, με επίπεδο εμπιστοσύνης της παρεμβολής 95%.

Επιπλέον, όταν ο συνολικός όγκος απορροής V_T (m^3) των ίδιων γεγονότων συσχετίσθει με το γινόμενο της πλημμυρικής αιχμής Q_{peak} και της διάρκειας του γεγονότος (**Εικόνα 3-14**) προκύπτει μια εκθετική συσχέτιση που περιγράφεται από την εξίσωση (3-3) με $\beta=0,0118$ και $\gamma=1,3702$ σαν σταθερές παραμέτρους για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου.



Εικόνα 3-14: Συνολικός όγκος απορροής γεγονότος V_T (m^3) σε συνάρτηση με το γινόμενο της μέγιστης απορροής και της χρονικής διάρκειας, με επίπεδο εμπιστοσύνης της παρεμβολής 95%.

Η απαλοιφή του V_T από τις δύο ανωτέρω εξισώσεις καταλήγει σε μία τιμή του $\delta=18,5$ και συνεπώς στην εξίσωση (3-17). Δεδομένων των σταθερών παραμέτρων και της χρονοσειράς βροχόπτωσης ο υπολογισμός της αναμενόμενης μέγιστης απορροής για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου μπορεί να γίνει εμπειρικά με τη χρήση αυτής της εξίσωσης.

$$Q_{peak} = \frac{18.5}{D} (P_T^2 \sigma_P)^{1.3702} \quad (3-17)$$

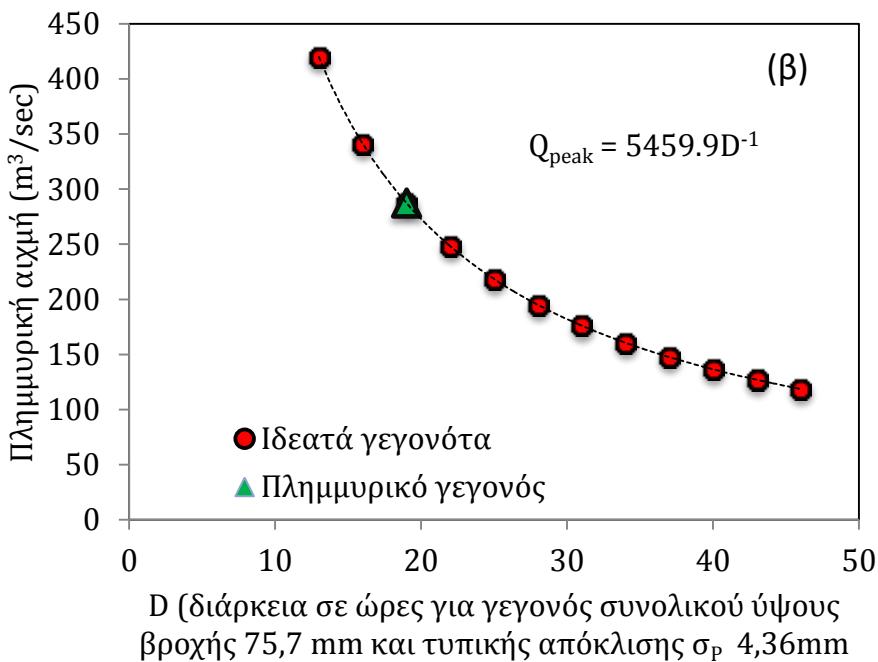
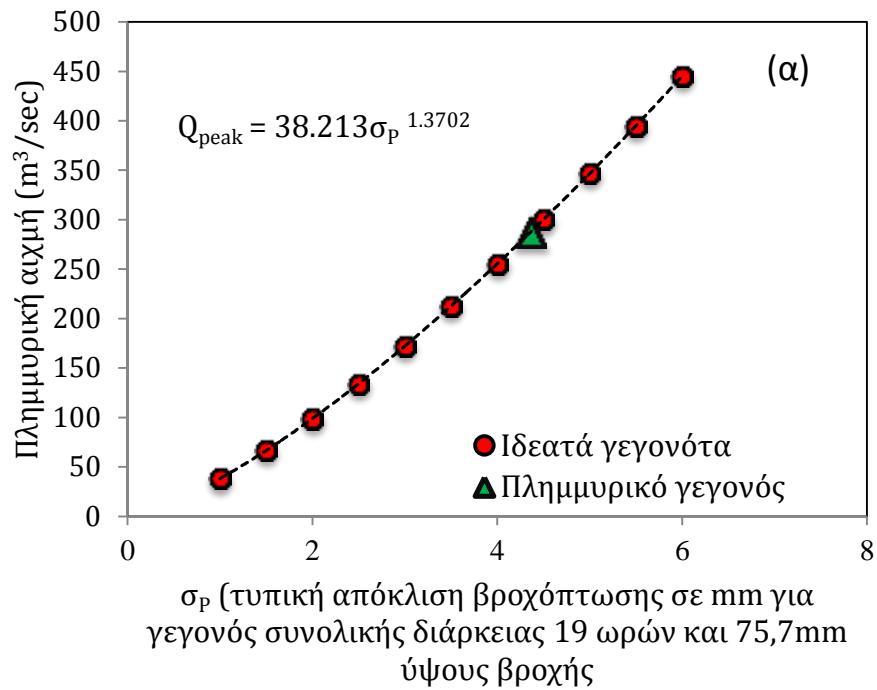
Βάσει της εξίσωσης (3-17) υπολογίσθηκε η τιμή της πλημμυρικής αιχμής της ξαφνικής πλημμύρας του 1994 σε $287 m^3/s$, αρκετά κοντά στην εκτίμηση της υδρολογικής προσομοίωσης. Ο **Πίνακας 3-5** περιέχει τις εκτιμήσεις της μέγιστης απορροής με τη χρήση της εμπειρικής μεθόδου. Η εμπειρική μέθοδος παρουσιάζει μικρότερο σφάλμα σε υψηλότερες τιμές παροχής (εύρος ενδιαφέροντος λειτουργίας). Γεγονότα με χαμηλή τυπική απόκλιση βροχόπτωσης δεν αναπαριστούνται ικανοποιητικά από την προσέγγιση, όπως φαίνεται από τον **Πίνακας 3-5** και την **Εικόνα 3-13**.

Πίνακας 3-5. Υδρολογικά χαρακτηριστικά γεγονότων βροχής-απορροής για προσδιορισμό πλημμυρικής αιχμής μέσω εμπειρικής μεθόδου. Η πλημμυρική αιχμή του της ξαφνικής πλημμύρας (γεγονός 9) υπολογίσθηκε μέσω υδρολογικής προσομοίωσης.

Γεγονός	Περίοδος	Συνολικός ογκός απορροής (m ³)	Συνολική βροχόπτωση (mm)	Τυπική απόκλιση χρονοσειράς βροχόπτωσης (mm)	Διάρκεια βροχόπτωσης (h)	Συντελεστής απορροής	Πλημμυρική αιχμή (m ³ /s)	Εκτίμηση πλημμυρικής αιχμής (m ³ /s)
1	30– 31 Ιαν 1993	33.812	2,5	0,59	3	0,09	2,3	0,0
2	11 – 12 Ιαν 1995	180.579	16,0	2,24	6	0,07	10,8	5,2
3	13 – 14 Ιαν 1995	151.577	10,4	4,67	2	0,09	10,0	13,0
4	29 – 31 Ιαν 1994	482.020	26,4	0,87	17	0,12	9,5	2,0
5	14 – 15 Ιαν 1995	408.760	32,0	2,74	11	0,08	20,1	24,8
6	7 – 8 Φεβ 1994	834.502	21,8	0,76	21	0,24	20,1	0,8
7	15 – 17 Φεβ 1981	1.394.986	53,1	2,51	24	0,17	40,5	40,4
8	22 – 24 Φεβ 1981	3.333.347	74,4	2,74	47	0,28	61,0	58,6
9	(ΞΠ) 13 – 14 Ιαν 1994	5.195.000	75,7	4,36	19	0,43	296	287,4

3.5. Λογική εμπειρικής μεθόδου

Βασιζόμενοι στα υδρολογικά χαρακτηριστικά της ξαφνικής πλημμύρας του 1994 (P_T , σ_P , D , V_T) εξετάσθηκε η ορθολογικότητα της εμπειρικής εξίσωσης (3-4) και κατά συνέπεια (3-17). Η συνολική διάρκεια του γεγονότος ήταν $D = 19$ ώρες, η συνολική μέση επιφανειακή βροχόπτωση $P_T = 75,5\text{mm}$, η τυπική απόκλιση της χρονοσειράς της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης $\sigma_P = 4,36\text{mm}$ και ο συνολικός όγκος απορροής βασιζόμενοι στην υδρολογική προσομοίωση εκτιμήθηκε $V_T = 5,20\text{Mm}^3$. Υποθέτοντας ένα σύνολο ιδεατών γεγονότων με ίδια συνολική μέση επιφανειακή βροχόπτωση με την πλημμύρα του 1994 αλλά διαφορετική τυπική απόκλιση της χρονοσειράς της, με διακύμανση από 1 μέχρι 6mm (αυξανόμενη ανά 0,5mm), η αναμενόμενη πλημμυρική αιχμή σύμφωνα με την εμπειρική μέθοδο κυμαίνεται μεταξύ 50 και $450\text{m}^3/\text{s}$ (**Εικόνα 3-15α**). Η **Εικόνα 3-15α** παρουσιάζει την αναμενόμενη πλημμυρική αιχμή γεγονότων με παρόμοια συνολική βροχόπτωση με αυτό του 1994 αλλά με διαφορετική χρονική κατανομή της βροχόπτωσης, εκφραζόμενη από την τυπική απόκλιση. Γεγονότα βροχόπτωσης με υψηλότερη τυπική απόκλιση προκαλούν υψηλότερη πλημμυρική αιχμή. Θεωρώντας την ίδια ποσότητα συνολικής βροχόπτωσης και αυξάνοντας την τυπική απόκλιση κατά 20% που αντιστοιχεί σε 4πλάσια ένταση βροχόπτωσης κατά τη 2ωρη διάρκεια της μέγιστης έντασης που παρατηρήθηκε στο γεγονός του 1994, η πλημμυρική αιχμή εκτιμάται σε $365\text{m}^3/\text{s}$. Επίσης, θεωρώντας ένα σύνολο ιδεατών γεγονότων με ίδια τυπική απόκλιση στη χρονοσειρά της βροχόπτωσης, αλλά διαφορετική διάρκεια γεγονότος με διακύμανση από 13 έως 46h (αυξανόμενη ανά 3h), η αναμενόμενη πλημμυρική αιχμή κυμαίνεται μεταξύ 430 και $120\text{m}^3/\text{s}$. (**Εικόνα 3-15β**). Συνεπώς, γεγονότα ίδιας τυπικής απόκλισης βροχόπτωσης αλλά συντομότερης διάρκειας αναμένεται να καταλήξουν σε γεγονότα απορροής υψηλότερης πλημμυρικής αιχμής.



Εικόνα 3-15: Διακύμανση πλημμυρικής αιχμής σε σχέση με την χρονική διάρκεια του επεισοδίου και την τυπική απόκλιση της συνολικής βροχόπτωσης (75,7mm) για (α) χρονική διάρκεια γεγονότος 19h και (β) τυπική απόκλιση χρονοσειράς βροχόπτωσης 4,5mm

4. Χωροχρονική ανάλυση ξηρασίας

Ένα από τα λιγότερο κατανοητά φαινόμενα που συνδέεται με το κλίμα και επιδρά στην κοινωνία, το περιβάλλον και την οικονομία μεγάλων περιοχών της γης, είναι η ξηρασία (Rossi et al., 1992). Στην βιβλιογραφία, δίνονται πολλοί ορισμοί της ξηρασίας αλλά η έννοια του υδατικού ελλείμματος είναι η κεντρική ιδέα σε κάθε ορισμό της ξηρασίας: «Η ξηρασία είναι μια απρογραμμάτιστη-τυχαία έντονη μείωση της διαθεσιμότητας υδατικών πόρων (σε σύγκριση με την κανονική κατάσταση) που επεκτείνεται κατά μήκος μιας σημαντικής χρονικής περιόδου σε μια μεγάλη περιοχή» (Rossi, 2000). Εντούτοις, όλες οι απόψεις φαίνεται να συμφωνούν στο ότι η ξηρασία χαρακτηρίζεται από μια σημαντική μείωση της διαθεσιμότητας νερού που προκαλείται από ένα έλλειμμα στην βροχόπτωση κατά τη διάρκεια μιας σημαντικής περιόδου για μια μεγάλη περιοχή. Τα αποτελέσματα και οι επιδράσεις της ξηρασίας συχνά έχουν συσσωρευτικό χαρακτήρα, αργά κατά τη διάρκεια μιας αξιόλογης χρονικής περιόδου και η εμφάνισή τους μπορεί να καθυστερήσει για χρόνια μετά από τη λήξη του γεγονότος, έτσι σχεδόν πάντα οι επιπτώσεις γίνονται αντιληπτές σε μεταγενέστερο στάδιο. Η ξηρασία είναι ένα αντικειμενικό φαινόμενο όπως είναι και η αρχή και το τέλος της. Το πρωτεύον θέμα είναι η περιγραφή και η ποσοτικοποίηση του φαινομένου. Λόγω αυτού, η ξηρασία συχνά χαρακτηρίζεται ως «υφέρπων φαινόμενο» (Tannehill, 1947).

Υπάρχουν σημαντικές παραλλαγές των επιδράσεων της ξηρασίας μεταξύ διαφορετικών περιοχών λόγω των διαφορετικών οικονομικών, κοινωνικών και περιβαλλοντικών χαρακτηριστικών. Ως εκ τούτου, προσδιορίζονται διαφορετικοί τύποι ξηρασίας (AMS, 2004). Η μετεωρολογική ξηρασία καθορίζεται συνήθως από την απόκλιση της βροχόπτωσης από το «κανονικό» ή μέσο όρο και τη διάρκεια της ξηράς περιόδου ενώ η γεωργική ξηρασία αναφέρεται σε καταστάσεις στις οποίες η εδαφική υγρασία δεν είναι πλέον επαρκής για να υποστηρίξει τις καλλιεργητικές ανάγκες μιας περιοχής, εστιάζοντας σε χαρακτηριστικά όπως η έλλειψη βροχόπτωσης, η διαφορά μεταξύ δυνητικής και πραγματικής εξατμισοδιαπνοής και η εδαφική υγρασία. Η υδρολογική ξηρασία σχετίζεται με την επίδραση των περιόδων χαμηλής βροχόπτωσης στην κατάσταση των επιφανειακών ή υπογείων υδάτων (Wilhite, 2000). Παρά το γεγονός ότι η βροχόπτωση είναι ο πρωταρχικός παράγοντας που ελέγχει την ξηρασία, άλλοι παράγοντες όπως οι υψηλές θερμοκρασίες ή οι ξηροί άνεμοι, συμβάλλουν στην ενίσχυση της έντασής της. Η δριμύτητα της ξηρασίας εξαρτάται από το βαθμό

ελλείμματος υγρασίας, τη διάρκεια του φαινομένου και την χωρική έκταση του φαινομένου. Οι επιδράσεις ξηρασίας εμφανίζονται αρχικά στη γεωργία που είναι επιρρεπής στη μείωση της εδαφικής υγρασίας και την υψηλή εξατμισοδιαπνοή. Κατά τη διάρκεια εκτεταμένων ξηρών περιόδων, η εδαφική υγρασία μειώνεται αρκετά γρήγορα. Αφ' ετέρου, οι επιφανειακοί και υπόγειοι υδατικοί πόροι είναι αυτοί που επηρεάζονται τελευταίοι (Sönmez et al., 2005).

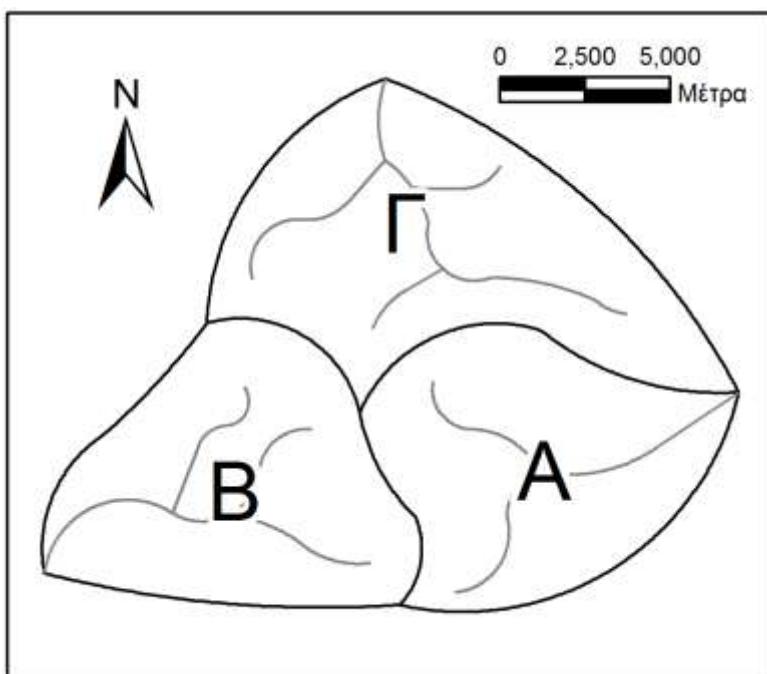
Οι δείκτες ξηρασίας είναι αξιόλογα «εργαλεία» για την ανίχνευση, τον έλεγχο και την αξιολόγηση των γεγονότων ξηρασίας στον χρόνο και το χώρο. Στη διεθνή βιβλιογραφία συμπεριλαμβάνεται μεγάλος αριθμός μελετών που δοκιμάζουν την αποδοτικότητα και την αποτελεσματικότητα των διαφόρων δεικτών ξηρασίας, σχετικά με την ικανότητα ανίχνευσης και παρακολούθησης του φαινομένου καθώς και την περιοχική ανάλυση. (Palmer, 1965; McKee et al., 1993; Meyer et al., 1993). Ο δείκτης SPI (Standardized Precipitation Index, McKee et al., 1993) και ο δείκτης PDSI (Palmer Drought Severity Index, Palmer, 1965) είναι οι συνηθέστερα χρησιμοποιημένοι, μεταξύ των δεικτών ξηρασίας. Στην πραγματικότητα, ο υπολογισμός των δεικτών ξηρασίας βασίζεται σε ένα μεγάλο εύρος πρωτογενών δεδομένων όπως βροχόπτωση, απορροή, χιονόπτωση και σε άλλους δείκτες που μετασχηματίζουν τα εκτενή σύνολα δεδομένων σε μια κατανοητή εικόνα. Ως εκ τούτου, οι τιμές των δεικτών ξηρασίας είναι μονοσήμαντοι αδιάστατοι αριθμοί, καθιστώντας τους χρησιμότερους από τα πρωτογενή δεδομένα στην διαδικασία της λήψης αποφάσεων.

Η εφαρμογή του δείκτη SPI καλύπτει ένα σημαντικό μέρος πολλών μελετών που έχουν πραγματοποιηθεί κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών (Bonaccorso et al., 2003; Loukas and Vasiliades, 2004; Wu et al., 2007). Ο Bacanli (et al., 2008) υπέθεσε ότι όταν αυξάνεται η περίοδος ανάλυσης (χρονικό διάστημα) η ξηρασία παρατηρείται λιγότερο αλλά διαρκεί περισσότερο. Σύμφωνα με τη μελέτη τους, ο SPI για χρονικές κλίμακες 3 και 6 μηνών παρουσιάζει την εποχιακή παραλλαγή των συνθηκών, ενώ οι κλίμακες 9 και 12 μηνών παρουσιάζουν την ξηρασία μέσης διάρκειας και η μακροπρόθεσμη ξηρασία περιγράφεται χρησιμοποιώντας 24μηνη και 48μηνη κλίμακα ανάλυσης. Είναι, επίσης, δυνατό να εξαχθεί μια περιεκτική εικόνα σχετικά με το μέγεθος, τη διάρκεια και το χωρικό χαρακτήρα της ξηρασίας, όπως αναφέρεται από τους Tsakiris και Vangelis (2004).

Η ανάλυση που βασίζεται σε μικρές χρονικές κλίμακες (λιγότερο από 12 μήνες), είναι ενδεικτική της γεωργικής ξηρασίας (Yamoah et al., 2000) και είναι μικρότερου ενδιαφέροντος λόγω της μειωμένης οικονομικής σημασίας της μη αρδευόμενης γεωργίας της

περιοχής μελέτης. Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιούνται μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες ανάλυσης (πάνω από 12 μήνες), δεδομένου ότι είναι καταλληλότερες για την μελέτη της υδρολογικής και μετεωρολογικής ξηρασίας (Hayes et al., 1999; Komuscu, 1999).

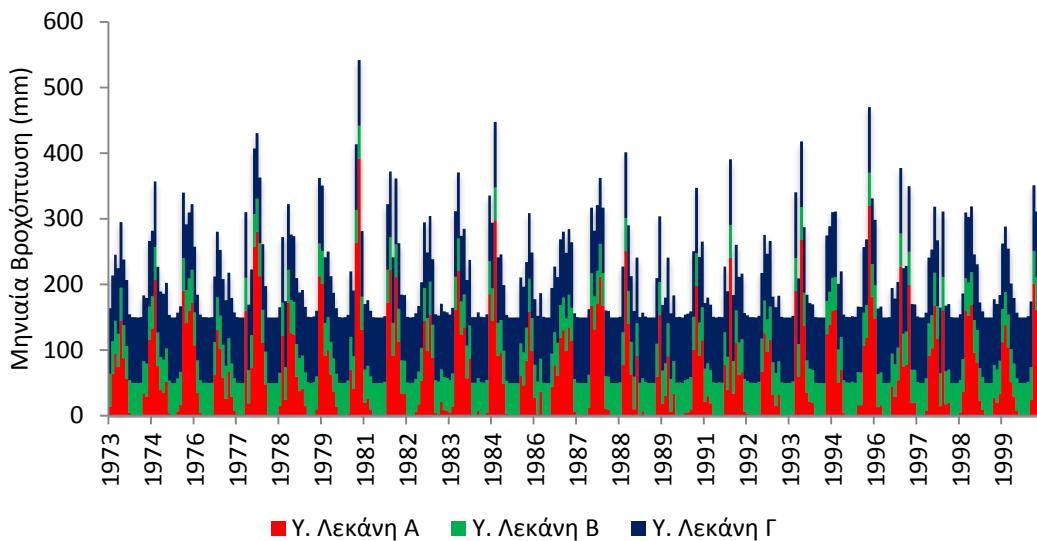
Παρόλο που ο δείκτης SPI χρησιμοποιείται ευρέως για την αξιολόγηση της ξηρασίας, υπάρχουν μερικοί περιορισμοί κατά την εφαρμογή του στην ικανότητα αναπαράστασης της σχετικής χωρικής πληροφορίας σε γειτονικές περιοχές (π.χ. σε γειτονικές υδρολογικές λεκάνες). Για παράδειγμα θεωρούνται τρεις υποθετικοί υδροκρίτες A, B και Γ (**Εικόνα 4-1**) με μέση ετήσια βροχόπτωση 720, 1320 και 1920mm, αντίστοιχα, για την χρονική περίοδο 1970-2000.



Εικόνα 4-1: Υποθετική περιοχή αποτελούμενη από τρεις υδροκρίτες A, B και Γ.

Αυτή η διαφορετική κατανομή στην βροχόπτωση θα μπορούσε να οφείλεται στο μεγαλύτερο υψόμετρο της υδρολογικής λεκάνης Γ (ορεινή) σε σχέση με την μέσου υψομέτρου λεκάνη B (ημιορεινή) και την χαμηλού υψομέτρου λεκάνη A (πεδινή), ή στις επικρατούσες τοπικές συνθήκες ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, προερχόμενης από ΒΔ και κινούμενης προς ΝΑ με αποτέλεσμα υψηλά ποσοστά ορογενούς βροχόπτωσης στην ΒΔ πλευρά της περιοχής και χαμηλή βροχόπτωση στην λεκάνη A, λόγω της επίδρασης του φαινομένου της «σκιάς βροχόπτωσης» (rain shadow). Για αυτήν την υποθετική κατάσταση θεωρούμε πανομοιότυπη

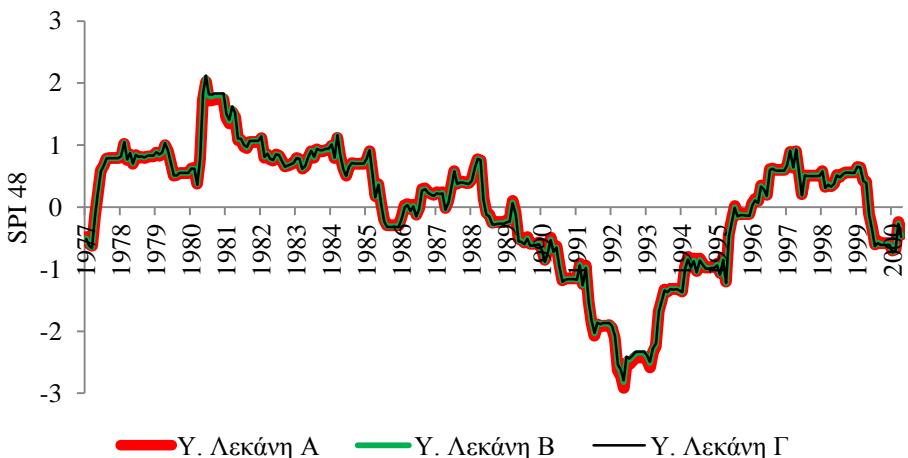
διακύμανση της βροχόπτωσης και για τις τρεις υδρολογικές λεκάνες, που παρουσιάζεται στην **Εικόνα 4-2**. Οι υδρολογικές λεκάνες Α, Β και Γ μπορούν να χαρακτηρισθούν ως ξηρή, κανονική και υγρή, αντίστοιχα. Η μηνιαία χρονοσειρά βροχόπτωσης για τις λεκάνες Β και Γ προκύπτουν ύστερα από την πρόσθεση ενός σταθερού ποσού 50 και 100mm, αντίστοιχα, στην χρονοσειρά της λεκάνης Α.



Εικόνα 4-2: Χρονοσειρές μηνιαίας βροχόπτωσης για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες της **Εικόνα 4-1**

Οι μηνιαίες χρονοσειρές του SPI 48 (48μηνη χρονική κλίμακα ανάλυσης) παρουσιάζονται στην **Εικόνα 4-3**, οι οποίες είναι ακριβώς οι ίδιες, παρουσιάζοντας την απόκλιση της βροχόπτωσης από την μέση τιμή της για κάθε λεκάνη. Σε αυτό το σημείο παρουσιάζεται ο περιορισμός του δείκτη SPI όταν χρησιμοποιείται για να παρέχει πληροφορίες για την σχετική κατάσταση μεταξύ γειτονικών υδρολογικών λεκανών μιας περιοχής. Η δριμύτητα της ξηρασίας κατά την περίοδο 1990 – 1995 παρουσιάζεται πονομοιότυπη και για τις τρεις υποθετικές λεκάνες, παρόλο που η λεκάνη Γ λαμβάνει αρκετά υψηλότερα ποσά βροχόπτωσης σε σχέση με τις λεκάνες Β και Α. Πιο συγκεκριμένα, η τιμή του SPI 48 για τον Σεπτέμβριο του 1993 είναι -2,4 και για τις τρεις λεκάνες παρά το γεγονός ότι οι λεκάνες Γ και Β δέχονται 3πλάσια και 2πλασια βροχόπτωση, αντίστοιχα, κατά την αντίστοιχη προγενέστερη 48μηνη περίοδο (Οκτώβριος 1989 – Σεπτέμβριος 1993). Το συγκεκριμένο παράδειγμα παρουσιάζει τους περιορισμούς της εφαρμογής του δείκτη SPI σχετικά με την αναπαράσταση της χωρικής – σχετικής κατάστασης των υδατικών πόρων μιας περιοχής. Αν και η περίοδος 1990 - 1995

παρουσιάζεται έντονα ξηρή και για τις τρεις υποθετικές λεκάνες, η περίσσεια νερού από την υγρή λεκάνη Γ θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για να καλύψει την έλλειψη της ξηρής λεκάνης Α.



Εικόνα 4-3: Μηνιαία χρονοσειρά δείκτη SPI48 (48μηνη χρονική κλίμακα) για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες.

Η πρόσφατα νιοθετημένη ευρωπαϊκή οδηγία σχετικά με την διαχείριση των υδάτων 2000/60/EC (WFD, 2000), θεσπίζει ένα νέο θεσμικό πλαίσιο, δίνοντας κατευθύνσεις για κοινή προσέγγιση, στόχους, αρχές, ορισμούς και μέτρα διαχείρισης των υδάτων στην Ευρώπη (Mylopoulos και Kolokytha, 2008). Το κεντρικό χαρακτηριστικό γνώρισμα της οδηγίας είναι η χρήση των υδρολογικών λεκανών ως βασική μονάδα για όλες τις ενέργειες προγραμματισμού και διαχείρισης (Gaiser et al., 2008). Αυτή η προσέγγιση σε κλίμακα υδρολογικής λεκάνης υιοθετήθηκε για την παρούσα μελέτη, σε μία προσπάθεια βελτίωσης των πληροφοριών και της αξιολόγησης της ξηρασίας, με σκοπό την παροχή βελτιωμένων και ολοκληρωμένων πληροφοριών για την διαχείριση των υδατικών πόρων, υπό το πρίσμα της υπό εφαρμογής οδηγίας.

Ο στόχος της μελέτης είναι η εισαγωγή ενός τροποποιημένου δείκτης ξηρασίας, μια παραλλαγή του δείκτη SPI, που ονομάζεται Χωρικά Κανονικοποιημένος SPI και συμβολίζεται ως SN-SPI (Spatially Normalized Standardized Precipitation Index), ο οποίος επιτρέπει τη σύγκριση μεταξύ υδρολογικών λεκανών με τη διαφορετική μέση ετήσια βροχόπτωση. Επιπλέον, η μελέτη στοχεύει στην χωροχρονική ανάλυση των περιστατικών ξηρασίας στην Κρήτη.

4.1. Δεδομένα

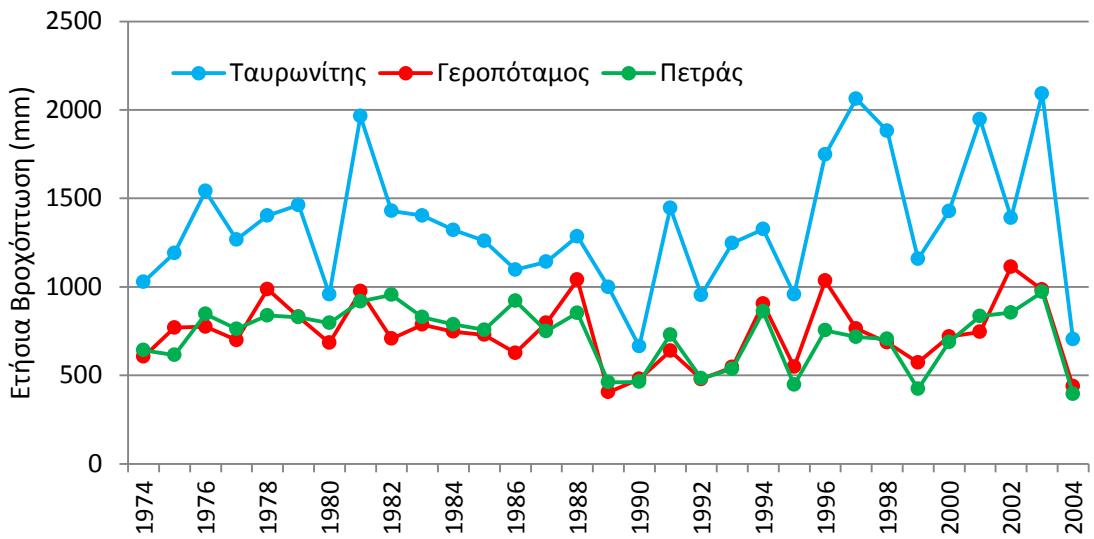
Μηνιαίες χρονοσειρές βροχόπτωσης παραχωρήθηκαν από την Διεύθυνση Υδάτων της Περιφέρειας Κρήτης για 67 σταθμούς στης Κρήτης. Οι σταθμοί καλύπτουν κυρίως το ανατολικό και κεντρικό μέρος του νησιού. Από το σύνολο των δεδομένων, 14 βροχομετρικοί σταθμοί λειτούργησαν για μικρή περίοδο από 4 έως 10 χρόνια και αποκλείστηκαν, ενώ οι υπόλοιποι διέθεταν ικανοποιητικές μετρήσεις για περίπου 30 έτη και χρησιμοποιήθηκαν για την μελέτη της ξηρασίας. Το απόλυτο υψόμετρο των σταθμών κυμαίνεται από την επιφάνεια της θάλασσας (στην περιοχή του Ηρακλείου – κεντρική Κρήτη) μέχρι 905m (στην περιοχή του Λασιθίου – ανατολική Κρήτη), (Region of Crete, 2009).

Χρονοσειρές μηνιαίας βροχόπτωσης για τις 130 βασικότερες υδρολογικές λεκάνες της Κρήτης εξάχθηκαν μέσω της μεθόδου χωρικής παρεμβολής (IDW). Η προτεινόμενη μεθοδολογία ανάλυσης συνθηκών ξηρασίας εφαρμόστηκε στις 130 λεκάνες αλλά για λόγους απεικόνισης παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα για τρεις από αυτές, που βρίσκονται στο ανατολικό, κεντρικό και δυτικό μέρος του νησιού (**Εικόνα 4-4**).



Εικόνα 4-4: Περιοχή μελέτης, 130 βασικότερες υδρολογικές λεκάνες Κρήτης.

Τα δεδομένα καλύπτουν μια 30ετή περίοδο από το 1973 μέχρι το 2004. Η μέση ετήσια βροχόπτωση για τις τρεις αντιπροσωπευτικές υδρολογικές λεκάνες παρουσιάζονται στον **Πίνακας 4-1** και διαγραμματικά στην **Εικόνα 4-5**.



Εικόνα 4-5: Διάγραμμα ετήσιας βροχόπτωσης για τις τρεις υδρολογικές λεκάνες.

Πίνακας 4-1. Ετήσια βροχόπτωση (mm) για τις τρεις υδρολογικές λεκάνες.

Υδρολογικό έτος	Ταυρωνίτης	Γεροπόταμος	Πετράς
1973 - 1974	1028	606	642
1974 - 1975	1191	770	615
1975 - 1976	1541	775	846
1976 - 1977	1267	699	762
1977 - 1978	1403	987	838
1978 - 1979	1462	830	828
1979 - 1980	958	684	796
1980 - 1981	1964	975	918
1981 - 1982	1429	707	955
1982 - 1983	1403	787	828
1983 - 1984	1321	747	788
1984 - 1985	1260	729	757
1985 - 1986	1097	627	921
1986 - 1987	1141	796	750
1987 - 1988	1285	1040	853
1988 - 1989	998	405	461
1989 - 1990	664	479	463
1990 - 1991	1446	638	730
1991 - 1992	954	478	483
1992 - 1993	1247	546	536
1993 - 1994	1326	905	861
1994 - 1995	958	548	447
1995 - 1996	1747	1035	754
1996 - 1997	2063	764	717
1997 - 1998	1881	685	705
1998 - 1999	1158	572	423
1999 - 2000	1428	719	688
2000 - 2001	1946	745	835
2001 - 2002	1390	1113	855
2002 - 2003	2092	984	971
2003 - 2004	704	438	395
Μέσος όρος	1347	736	723
Τυπική απόκλιση	369	185	168

4.2. Μεθοδολογία

4.2.1. Ο δείκτης ξηρασίας SPI

Ο δείκτης κανονικοποιημένης βροχόπτωσης (Standardized Precipitation Index), γνωστός ως SPI, εφαρμόζεται ολοένα και περισσότερο για την μελέτη του φαινομένου. Ο δείκτης προσφέρει την ικανότητα αξιολόγησης συνθηκών ξηρασίας σε ένα ευρύ φάσμα από χρονικές κλίμακες, ενώ επιτρέπει και την σύγκριση μεταξύ ξηρών και υγρών περιόδων σε διάφορες τοποθεσίες. Επιπλέον, βασίζεται μόνο σε δεδομένα βροχόπτωσης, έτσι ώστε η ξηρασία να μπορεί να αξιολογηθεί ακόμα και όταν δεν είναι διαθέσιμα αρκετά υδρομετεωρολογικά στοιχεία (Bonaccorso et al., 2003).

Υπάρχει μια γενική θεώρηση για το γεγονός ότι ο SPI που υπολογίζεται για μικρές χρονικές κλίμακες (3 ή 6 μήνες) περιγράφει τα γεγονότα ξηρασίας που έχουν επιπτώσεις στη γεωργία, ενώ για μεγαλύτερες (12, 24 ή 48 μήνες) περιγράφει τα αποτελέσματα του ελλείμματος βροχόπτωσης σε διάφορες παραμέτρους σχετικές με τους υδατικούς πόρους (εδαφική υγρασία, απορροή, υπόγεια ύδατα, αποθέματα φραγμάτων). Η παρούσα μελέτη εστιάζεται περισσότερο στα αποτελέσματα της ανάλυσης ξηρασιών μεγάλης χρονικής κλίμακας (48 μήνες).

Ο δείκτης SPI αναπτύχθηκε από τον McKee (et al. 1993). Στην αρχική του έκδοση, η βροχόπτωση για μια μακρά περίοδο σε έναν σταθμό προσαρμόζεται σε μία κατανομή πιθανότητας τύπου γάμμα, η οποία στη συνέχεια μετασχηματίζεται σε μια κανονική κατανομή έτσι ώστε η μέση τιμή του SPI να είναι μηδέν. Συνεπώς οι τιμές του δείκτη είναι οι κανονικοποιημένες αποκλίσεις των μετασχηματισμένων συνόλων βροχόπτωσης από το μέσο όρο. Η κατανομή τύπου γάμμα καθορίζεται από την συχνότητα ή εξίσωση κατανομής πιθανότητας:

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad \text{για } x > 0 \quad (4-1)$$

Όπου α είναι μία παράμετρος μορφής της εξίσωσης ($\alpha > 0$), β παράμετρος κλίμακας ($\beta > 0$), x είναι η ποσότητα βροχόπτωσης ($x > 0$) και $\Gamma(\alpha)$ είναι η εξίσωση γάμμα. Θετικές τιμές του SPI

υποδεικνύουν βροχόπτωση μεγαλύτερη από τη μέση τιμή, ενώ αρνητικές τιμές το αντίθετο. Οι περίοδοι ξηρασίας αναπαριστούνται από σχετικά μεγάλες αρνητικές αποκλίσεις.

Συγκεκριμένα, το εύρος του SPI που χαρακτηρίζει μια ξηρή κατάσταση είναι αυθαίρετο και χωρίζεται σε τέσσερις κατηγορίες: ήπια ξηρασία ($0 > SPI > -0,99$), μέση ξηρασία ($-1,0 > SPI > -1,49$), έντονη ξηρασία ($-1,5 > SPI > -1,99$) και ακραία ξηρασία ($SPI < -2,0$). Η έναρξη μιας περιόδου ξηρασίας θεωρείται όταν ο δείκτης SPI παίρνει αρνητικές τιμές και το πέρας όταν ο SPI γίνεται πάλι θετικός (McKee et al., 1993). Τα όρια του SPI σχετικά με την κατηγοριοποίηση των συνθηκών ξηρασίας δίνονται στον **Πίνακας 4-2**.

Πίνακας 4-2. Όρια τιμών SPI για κατηγοριοποίησης συνθηκών ξηρασίας.

Τιμές SPI	Κατηγορία
2,0 ή μεγαλύτερος	Ακραία υγρασία
1,5 μέχρι 1,99	Έντονη υγρασία
1,0 μέχρι 1,49	Μέση υγρασία
0 μέχρι 0,99	Ήπια υγρασία
0 μέχρι -0,99	Ήπια ξηρασία
-1 μέχρι -1,49	Μέση ξηρασία
-1,5 μέχρι -1,99	Έντονη ξηρασία
-2,0 ή μικρότερος	Ακραία ξηρασία

4.2.2. Μέθοδος χωρικής παρεμβολής IDW

Η μέθοδος χωρικής παρεμβολής βαρών αντίστροφης απόστασης - IDW (Inverse Distance Weighting) (Wei και McGuinness, 1973) χρησιμοποιείται συχνά για την χωρική εκτίμηση ελλιπών περιβαλλοντικών δεδομένων. Η IDW έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως σε πολλούς διαφορετικούς τομείς, όπως την υδρολογία, και τις γεωεπιστήμες (Ware et al., 1991; Ashraf et al., 1997; Cheng, 1998) και εφαρμόζεται συνήθως για τον υπολογισμό της μέσης βροχόπτωσης (Chang et al., 2005).

Παρόλο που η μέθοδος IDW μπορεί να χαρακτηριστεί ως αρκετά παλαιωμένη, οι πιο πρόσφατες τεχνικές παρεμβολής βροχόπτωσης (π.χ. Teegavarapu, 2009) δεν έχουν κατορθώσει να βελτιώσουν εντυπωσιακά τα αποτελέσματά της. Ο Palmer (et al., 2009)

συνέκρινε τα αποτελέσματα των τεχνικών παρεμβολής «ordinary kriging», «regression kriging» και IDW με αποτέλεσμα παρόμοιες αποδόσεις, ακρίβεια και σφάλματα μεροληγίας στις προβλέψεις (αραιές και απόμακρες παρατηρήσεις). Αξιολογήσεις της αβεβαιότητας που συνδέονται με τις διάφορες τεχνικές παρεμβολής που είναι διαθέσιμες στα περισσότερα λογισμικά Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (GIS) υποδεικνύουν ότι οι τεχνικές kriging, IDW, τα πολύγωνα Thiessen και οι παρεμβολές τριγωνισμού, έχουν σχεδόν ίδιες αποδόσεις (Siska and Hung 2005). Επιπλέον, η τεχνική kriging απαιτεί ορθή κρίση, και αξιόλογη εμπειρία, σε σύγκριση με την τεχνική IDW που αποτελεί μια πιο υποτυπώδη προσέγγισή (Palmer et. al., 2009). Αναμφισβήτητα, μπορεί να αποδειχθεί ότι οι στατιστικές μέθοδοι παρεμβολής όπως η πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση, η βέλτιστη παρεμβολή και η τεχνική kriging αποδίδουν καλύτερα από την IDW, αλλά μόνο εάν η πυκνότητα των δεδομένων είναι ικανοποιητική (Ahrens, 2006). Ενώ οι υπάρχουσες γεωστατιστικές μέθοδοι όπως η kriging είναι γνωστό ότι παρέχουν καλύτερα αποτελέσματα χωρικής παρεμβολής της βροχόπτωσης (Tabios και Salas, 1985), ο βαθμός πολυπλοκότητας και η υπολογιστική ισχύς που απαιτούν δεν δικαιολογούν τη χρήση τους για δίκτυα υψηλής ανάλυσης (Dirks et al., 1998).

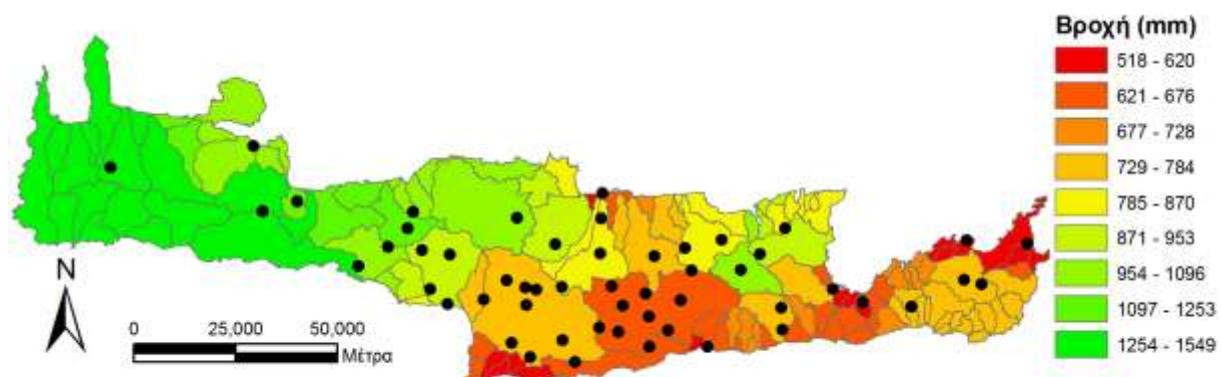
Στην παρούσα μελέτη, η χωρική παρεμβολή των στοιχείων σημειακής βροχόπτωσης έγινε με την μέθοδο IDW που περιλαμβάνει την πολλαπλή παρεμβολή, μια διαδικασία απόδοσης τιμών σε σημεία του χώρου όπου δεν υπάρχουν δεδομένα με τη χρήση των γνωστών τιμών από το διάσπαρτο σύνολο των σημείων που διαθέτουν δεδομένα (Shepard, 1968). Μια γενική μορφή υπολογισμού τις τιμής u για ένα δεδομένο σημείο x με την χρήση της IDW αποδίδεται από την εξίσωση παρεμβολής:

$$u(x) = \frac{\sum_{k=0}^N w_k(x) u_k}{\sum_{k=0}^N w_k(x)} \quad (4-2)$$

$$w_k(x) = \frac{1}{d(x, x_k)^p} \quad (4-3)$$

όπου το x είναι το σημείο παρεμβολής (ανθαίρετο σημείο), x_k είναι το παρεμβαλλόμενο σημείο (με γνωστή τιμή), d είναι μια δεδομένη απόσταση από το γνωστό σημείο στο

άγνωστο σημείο, N είναι ο συνολικός αριθμός των γνωστών σημείων που χρησιμοποιούνται στην παρεμβολή και p είναι ένας θετικός πραγματικός αριθμός, αποκαλούμενος ως παράμετρος δύναμης. Στην **Εικόνα 4-6** παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της μεθόδου IDW βασιζόμενοι σε δεδομένα από 53 βροχομετρικούς σταθμούς στην Κρήτη, μέσω του λογισμικού ArcView GIS, λόγω του σχετικά διάσπαρτου δικτύου σταθμών (ιδιαίτερα στο δυτικό μέρος του νησιού) και της σχετικά μικρής απαιτούμενης υπολογιστικής ισχύος της μεθόδου. Η χωρική παρεμβολή έγινε σε πλεγματική διακριτοποίηση 100m για όλη την επιφάνεια της Κρήτης σε μηνιαίο χρονικό βήμα για την περίοδο 1973-2004. Στη συνέχεια τα αποτελέσματα της χωρικής παρεμβολής σταθμιστήκαν σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για τον υπολογισμό των δεικτών SPI και SN-SPI.



Εικόνα 4-6: Μέση ετήσια βροχόπτωση σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την περίοδο 1973-2004 και τοποθεσία των βροχομετρικών σταθμών.

4.2.3. Ο δείκτης ξηρασίας SN-SPI

Ο νέος δείκτης που αναπτύχθηκε αποκλειστικά στα πλαίσια της παρούσας μελέτης ονομάζεται SN-SPI (Spatially Normalized – SPI). Στόχος του νέου τροποποιημένου δείκτη SN-SPI είναι η ικανότητα σύγκρισης γεγονότων ξηρασίας μεταξύ διαφορετικών γειτονικών περιοχών με διαφορετική μέση ετήσια βροχόπτωση. Η διαδικασία περιλαμβάνει την κανονικοποίηση των τιμών SPI μέσω της ενσωμάτωσης των τιμών βροχόπτωσης στους υπολογισμούς. Ο υπολογισμός του SN-SPI βασίζεται σε μία διαδικασία που περιλαμβάνει δύο βήματα. Το πρώτο βήμα είναι η κανονικοποίηση του δείκτη SPI σύμφωνα με τη σχετική μέση βροχόπτωσης, βάσει ενός συνόλου συντελεστών (a_i, b_i) που ικανοποιούν τις εξισώσεις:

$$\frac{\overline{P}_i}{\overline{P}_{all}} = a_i \quad (4-4)$$

$$\frac{\overline{P}_{all}}{\overline{P}_i} = b_i \quad (4-5)$$

όπου \overline{P}_i είναι η μέση μηνιαία βροχόπτωση της κάθε υδρολογικής λεκάνης i , και \overline{P}_{all} η μέση μηνιαία βροχόπτωση του συνόλου των υδρολογικών λεκανών. Δεδομένων των a_i και b_i το SPI'_i για κάθε λεκάνη i υπολογίζεται μέσω:

$$SPI'_i = SPI_i \cdot a_i \text{ if } SPI_i > 0 \quad (4-6)$$

$$SPI'_i = SPI_i \cdot b_i \text{ if } SPI_i < 0 \quad (4-7)$$

Με την παραπάνω διαδικασία η χρονοσειρά του SPI_i κάθε λεκάνης i μετασχηματίζεται κατάλληλα ώστε να περιέχει την πληροφορία της σχετικής μέσης βροχόπτωσης μεταξύ του συνόλου των υδρολογικών λεκανών προς ανάλυση, καταλήγοντας στο ενδιάμεσο αποτέλεσμα των χρονοσειρών SPI'_i . Το δεύτερο βήμα περιλαμβάνει την επαναφορά της κλίμακας του ενδιάμεσου αποτελέσματος SPI'_i στην αρχική κλίμακα του SPI_i , βάσει των συντελεστών c και d όπου υπολογίζονται:

$$\frac{\max(SPI_i)}{\max(SPI'_i)} = c \quad (4-8)$$

$$\frac{\min(SPI_i)}{\min(SPI'_i)} = d \quad (4-9)$$

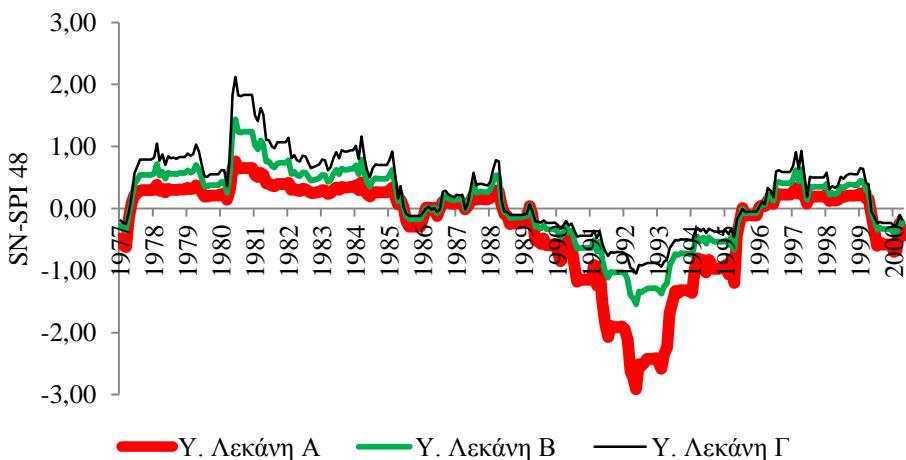
όπου $\max(SPI_i)$ είναι η μέγιστη τιμή του SPI για το σύνολο των υδρολογικών λεκανών, $\min(SPI_i)$ η αντίστοιχη ελάχιστη τιμή, $\max(SPI'_i)$ η μέγιστη τιμή του τροποποιημένου $SPI = SPI'_i$ για το σύνολο των υδρολογικών λεκανών και $\min(SPI'_i)$ η αντίστοιχη ελάχιστη τιμή του SPI'_i . Δεδομένων των c και d ο υπολογισμός του $SN - SPI$ γίνεται από τις εξισώσεις:

$$SN - SPI_i = SPI'_i \cdot c, \text{ av } SPI'_i > 0 \quad (4-10)$$

$$SN - SPI_i = SPI'_i \cdot d, \text{ av } SPI'_i < 0 \quad (4-11)$$

με αποτέλεσμα ο $SN - SPI$ έχει την ίδια κλίμακα με τον αρχικό SPI , δίνοντας την δυνατότητα σύγκρισης.

Οι χρονοσειρές του τροποποιημένου δείκτη SN-SPI υπολογίσθηκαν για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες του αρχικού παραδείγματος. Η εφαρμογή του δείκτη SN-SPI τροποποιεί τα αποτελέσματα του δείκτη SPI ώστε να περιλαμβάνεται η πληροφορία της σχετικής βροχόπτωσης μεταξύ των τριών υποθετικών υδρολογικών λεκανών, όπως φαίνεται στο διάγραμμα της **Εικόνα 4-7**, σε σύγκριση με αυτό στην **Εικόνα 4-3**.



Εικόνα 4-7: Μηνιαία χρονοσειρά δείκτη $SN - SPI_{48}$ (48μηνη χρονική κλίμακα) για τις τρεις υποθετικές υδρολογικές λεκάνες.

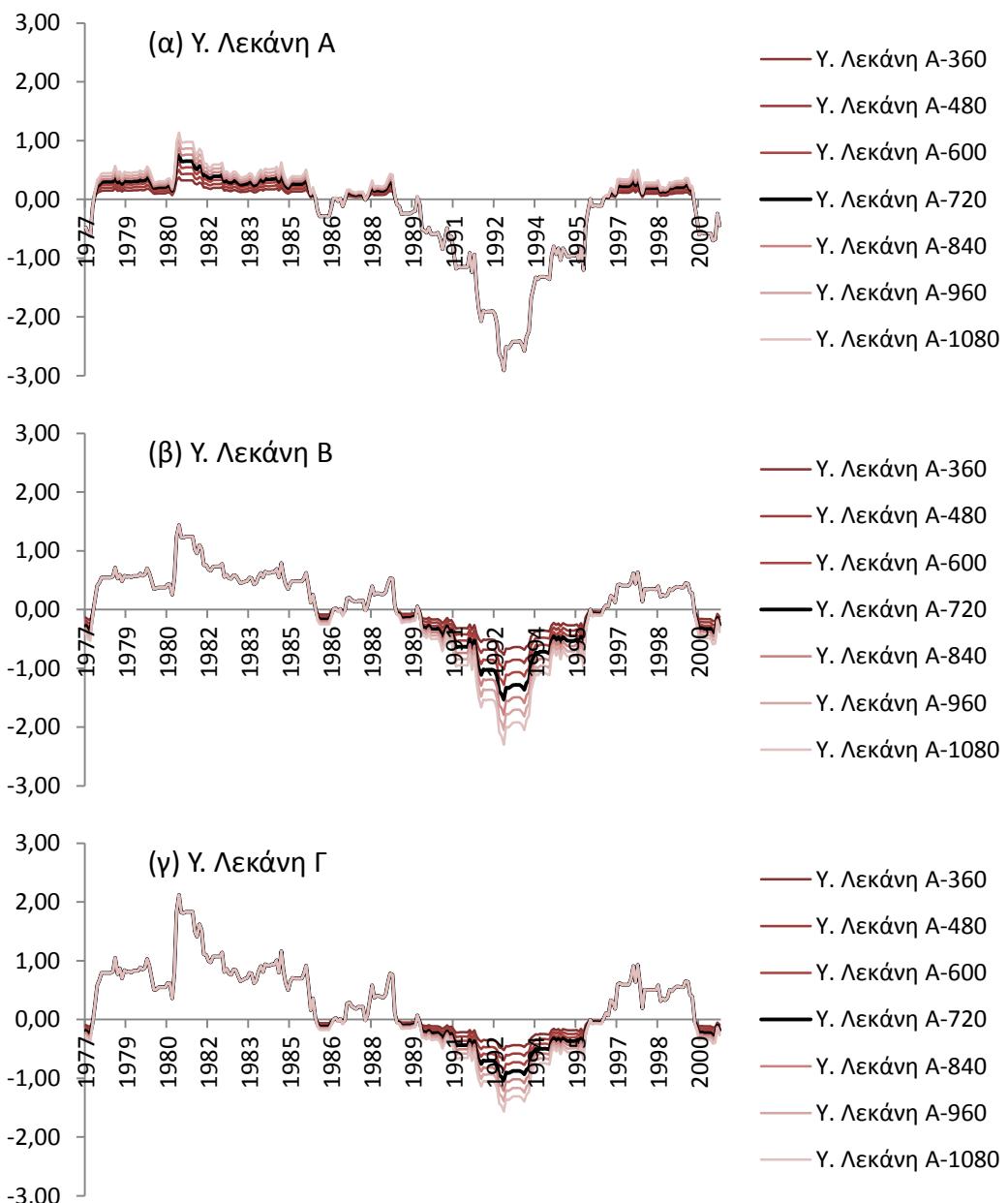
Η σύγκριση των ξηρών, υγρών και κανονικών συνθηκών των λεκανών είναι πιο αντιπροσωπευτική μέσω του δείκτη SN-SPI, υπό το πρίσμα της διαχείρισης ων υδάτινων πόρων, παρουσιάζοντας το προτέρημα του νέου τροποποιημένου δείκτη. Ο δείκτης SN-SPI λαμβάνει υπόψη τη χωρική μεταβλητότητα της βροχόπτωσης. Είναι μάλλον προφανές ότι η ευαισθησία της μεταβλητότητας της βροχόπτωσης απεικονίζεται στα αποτελέσματα του δείκτη, που οδηγεί σε μερικούς περιορισμούς σχετικά με την εφαρμογή του.

Η ευαισθησία του SN-SPI στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης, ελέγχθηκε για το παράδειγμα των τριών υποθετικών λεκανών Α, Β και Γ (**Εικόνα 4-1**) με μέση ετήσια βροχόπτωση 720, 1320 και 1920mm, αντίστοιχα, για την περίοδο 1970-2000. Η χρονική κλίμακα που επιλέχθηκε ήταν η 48μηνη. Αντίστοιχα αποτελέσματα προκύπτουν και για μικρότερες χρονικές κλίμακες.

4.2.3.1. Ευαισθησία στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «ξηρής» υδρολογικής λεκάνης Α

Θεωρώντας διαφορετικές τιμές μέσης ετήσιας βροχόπτωσης για την υδρολογική λεκάνη Α, με διακύμανση από -360mm (-50%) μέχρι +360mm (+50%) σε σχέση με την αρχική 720mm, υπολογίσθηκαν οι χρονοσειρές του SN-SPI για τις λεκάνες Α, Β και Γ, όπως παρουσιάζεται στην **Εικόνα 4-8**. Υψηλότερη βροχόπτωση για την λεκάνη Α (1080, 960 και 840mm) δίνει υψηλότερες τιμές SN-SPI για την ίδια λεκάνη, ενώ χαμηλότερη βροχόπτωση δίνει χαμηλότερες τιμές SN-SPI, για την υγρή περίοδο γύρω από το 1981 όπως φαίνεται στην **Εικόνα 4-8a**. Οι τιμές της ξηρής περιόδου (1990 -1996) της λεκάνης Α δεν επηρεάζονται λόγω του ότι η κανονικοποίηση των χαμηλών τιμών βασίζεται στην «ξηρή» λεκάνη Α. Αφού οι τιμές της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης για την λεκάνη Α κυμαίνονται από 360 μέχρι 1080mm και όντας πάντα μικρότερες από την βροχόπτωση των λεκανών Β (1320mm) και Γ (1920mm), η βροχόπτωση της λεκάνης Α είναι αυτή που ορίζει το ελάχιστο όριο του δείκτη SN-SPI για όλες τις περιπτώσεις της ανάλυσης ευαισθησίας και κατά συνέπεια όλης της διαδικασίας υπολογισμού του SN-SPI. Υψηλότερες τιμές βροχόπτωσης για την λεκάνη Α δίνουν χαμηλότερες τιμές SN-SPI για τις λεκάνες Β και Γ κατά την ξηρή περίοδο 1990 -1996, και αντίστροφα (**Εικόνα 4-8a&b**). Γενικά, η λεκάνη με την χαμηλότερη βροχόπτωση

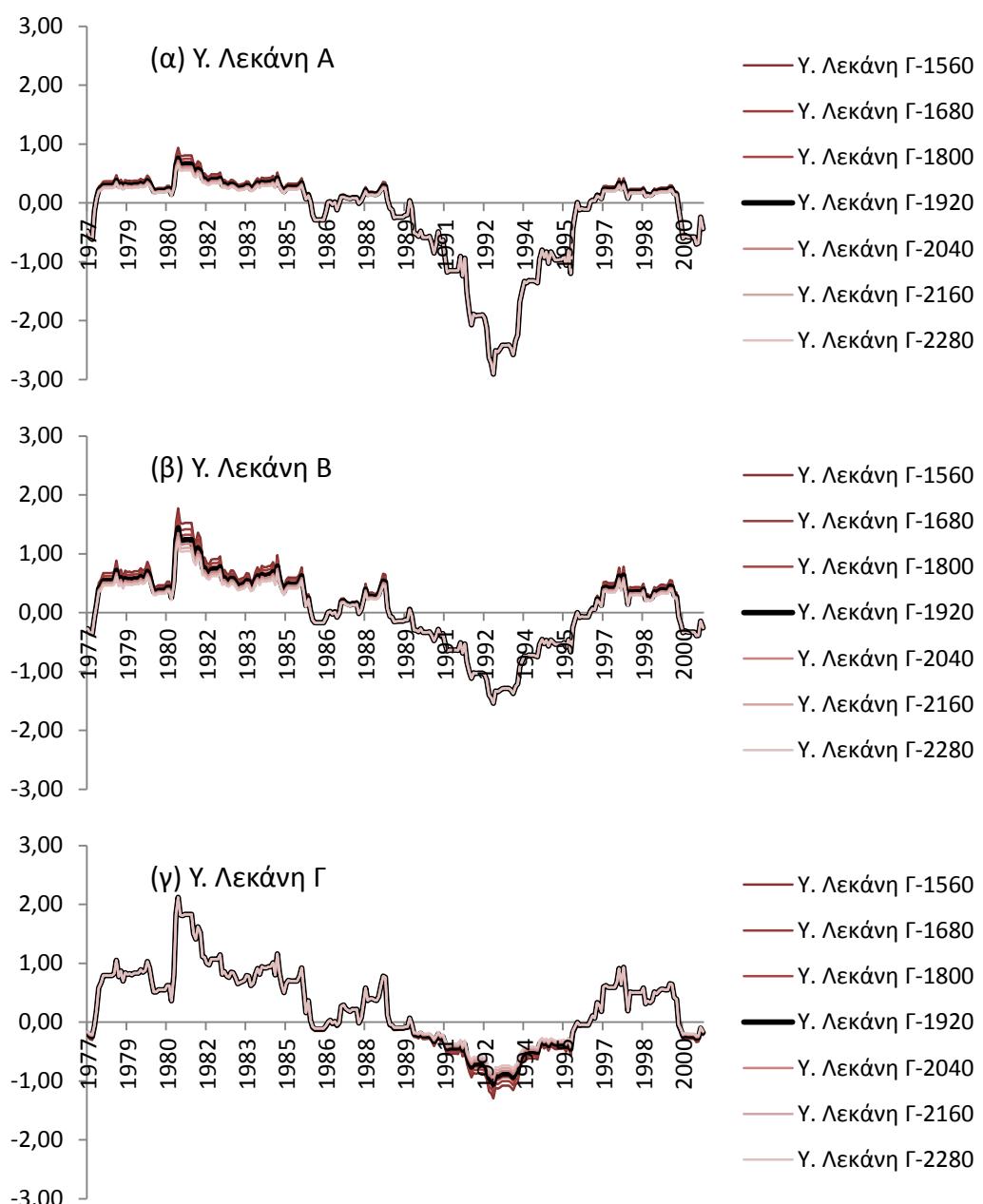
καθορίζει την ένταση του SN-SPI των πιο «υγρών» λεκανών, κατά τις ξηρές περιόδους. Η σημαντική μεταβολή της βροχόπτωσης της λεκάνης A (360 μέχρι 1080mm) αντικατοπτρίζεται στις σχετικές συνθήκες ξηρασίας των πιο «υγρών» λεκανών, παρέχοντας την κατάλληλη πληροφορία της σχετικότητας της βροχόπτωσης μεταξύ των υπό μελέτη λεκανών, ενσωματωμένη στον τροποποιημένο δείκτη SN-SPI.



Εικόνα 4-8: Ενασθησία SN-SPI στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «Ξηρής» υποθετικής λεκάνης A για (α) λεκάνη A, (β) λεκάνη B και (γ) λεκάνη Γ.

4.2.3.2. Ευαισθησία στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «υγρής» υδρολογικής λεκάνης Γ

Θεωρώντας διαφορετικές τιμές μέσης ετήσιας βροχόπτωσης για την λεκάνη Γ, με διακύμανση από -360 (-18,75%) μέχρι +360mm (+18,75%) σχετικά με την αρχική (1920mm), υπολογίσθηκε ο SN-SPI για τις λεκάνες Α, Β και Γ (**Εικόνα 4-9**).

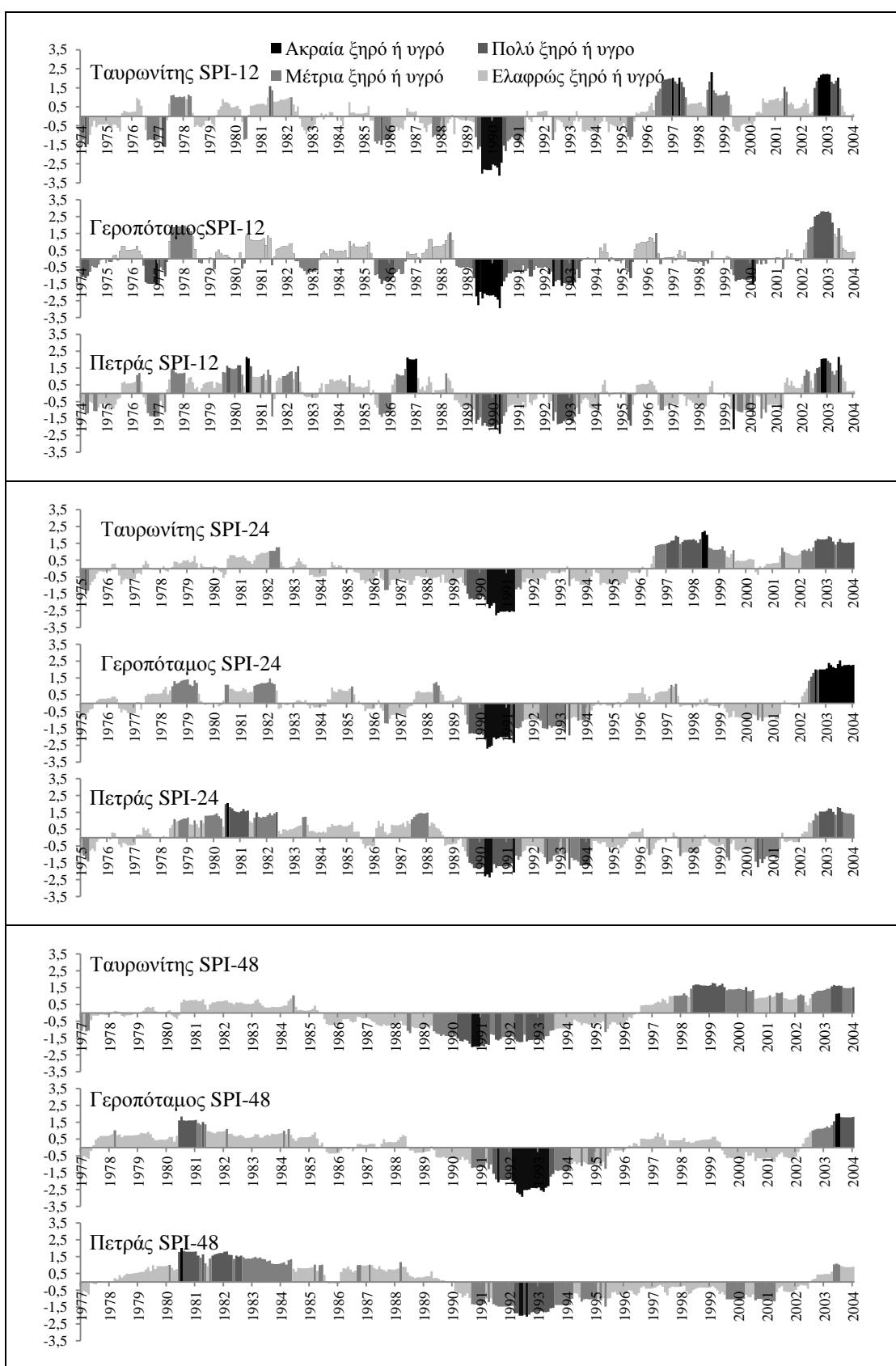


Εικόνα 4-9: Εναισθησία SN-SPI στην μεταβλητότητα της βροχόπτωσης της «Υγρής» υποθετικής λεκάνης Γ για (α) λεκάνη A, (β) λεκάνη B και (γ) λεκάνη Γ.

Υψηλότερη βροχόπτωση για την λεκάνη Γ (2280, 2160 και 2040mm) δίνει χαμηλότερες τιμές SN-SPI για τις ξηρότερες λεκάνες Α και Β, και αντίστροφα, γύρω από την υγρή περίοδο 1981 (**Εικόνα 4-9α&β**). Υψηλότερη βροχόπτωση για την λεκάνη Γ δίνει χαμηλότερο SN-SPI για τη ίδια, και αντίστροφα, κατά την ξηρή περίοδο 1990 -1996 (**Εικόνα 4-9γ**). Γενικά, η λεκάνη με την υψηλότερη βροχόπτωση τροποποιεί την ένταση του SN-SPI κατά τις «υγρές» περιόδους, για τις ξηρότερες λεκάνες.

4.3. Αποτελέσματα

Στοχεύοντας στην επισκόπηση των παρατεταμένων περιστατικών ξηρασίας κατά τη διάρκεια της περιόδου 1973-2004, υπολογίσθηκαν οι χρονοσειρές του δείκτη SPI για τις τρεις αντιπροσωπευτικές υδρολογικές λεκάνες του Ταυρωνίτη (δυτικά), του Γεροποτάμου (κεντρικά) και του Πετρά (ανατολικά) για διάφορες χρονικές κλίμακες (12, 24 και 48 μηνών). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης ξηρασίας στο νησί της Κρήτης κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, παρουσιάζουν μια σαφή τάση προς αυξημένη διάρκεια και δριμύτητα των επεισοδίων ξηρασίας (**Εικόνα 4-10**). Οι μικρότερης χρονικής κλίμακας χρονοσειρές του SPI παρέχουν μια φυσική ερμηνεία της εποχικότητας της. Οι διακυμάνσεις των τιμών αποδίδονται στον εποχιακό χαρακτήρα της βροχόπτωσης δίνοντας έμφαση στην ανάγκη αυτών των χρονικών κλιμάκων για την μελέτη των γεγονότων που έχουν επιπτώσεις στις γεωργικές δραστηριότητες. Στα διαγράμματα του SPI 12μηνης κλίμακας, η ακραία ξηρασία του 1990 παρουσιάζεται σε όλες τις λεκάνες. Σχετικά με την 24μηνη κλίμακα, έντονη και ακραία ξηρασία χαρακτηρίζουν την περίοδο 1990-1991, καθώς και διάσπαρτες σύντομες περιόδους ακραίας ξηρασίας παρατηρούνται στις λεκάνες του Γεροποτάμου και του Πετρά. Αντίστοιχα, βασιζόμενοι σε μεγαλύτερη χρονική κλίμακα ανάλυσης (48μηνη) η κατάσταση των λεκανών κατά την περίοδο 1988-1996 χαρακτηρίζεται ως εξαιρετικά ξηρή. Συνθήκες ακραίας ξηρασίας παρατηρούνται για την λεκάνη του Γεροποτάμου κατά την περίοδο 1992-1993, με τις τιμές του SPI να φτάνουν το -2,9. Επιπλέον, φαινόμενα έντονης ξηρασίας παρατηρήθηκαν κατά την περίοδο 2000 – 2002. Ακραία ξηρασία παρουσίασε και η λεκάνη του Πετρά για τα έτη 1992-1993.

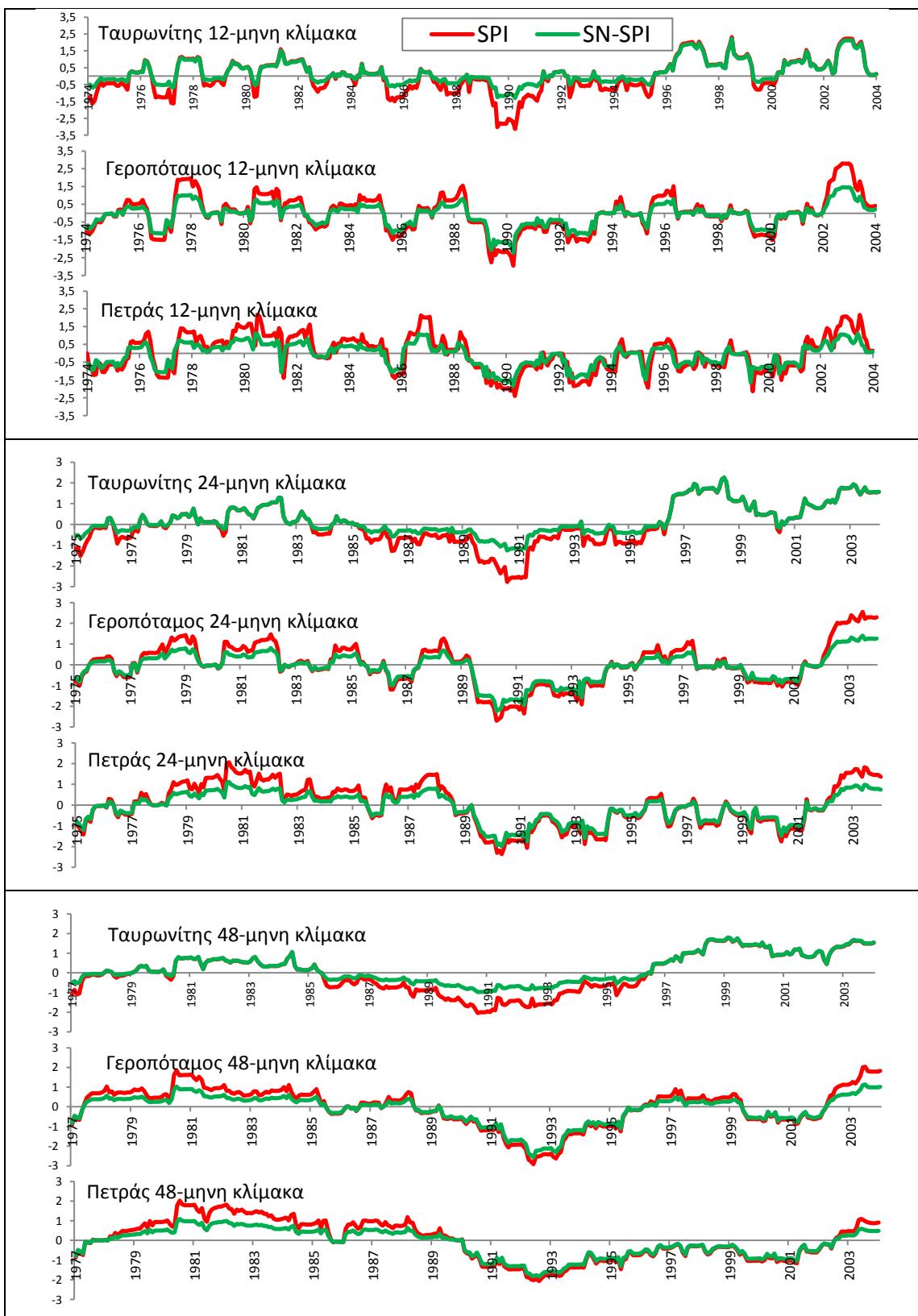


Εικόνα 4-10: 12, 24 και 48μηνη (ανώτερο, μεσαίο και κατώτερο μέρος) κλίμακα SPI για α) Ταυρωνίτη, β) Γεροπόταμο και γ) Πετρά για την περίοδο 1973-2004.

Σημαντική παρατήρηση αποτελεί ότι στην λεκάνη του Πετρά αμέσως μετά την ακραία ξηρασία του 1992-1993 ακολουθεί μία περίοδος ήπιας ξηρασίας με διάρκεια 9 χρόνια. Εξετάζοντας τις συνθήκες στο σύνολο των 130 λεκανών, το νότιο και ανατολικό μέρος της Κρήτης πλήγηται από περισσότερα και εντονότερα γεγονότα ξηρασίας.

Ο δείκτης SN-SPI βασίζεται στην χωρική διακύμανση της βροχόπτωσης. Είναι προφανές ότι η διακύμανση αυτή απεικονίζεται στα αποτελέσματα του δείκτη, οδηγώντας σε κάποιους περιορισμούς όσον αφορά την εφαρμογή του. Για παράδειγμα εάν μια μικρή υδρολογική λεκάνη παρουσιάζει ακραίες τιμές βροχόπτωσης σε σχέση με το σύνολο των υπό ανάλυση λεκανών, θα επηρέαζε τις εκτιμήσεις των εντάσεων της ξηρασίας ολόκληρης της περιοχής, με αποτέλεσμα η ένταση της ξηρασίας των ξηρότερων λεκανών να εμφανίζει μεγάλη μεροληψία. Για το λόγο αυτό, πριν την εφαρμογή της μεθόδου, απαιτείται λεπτομερής ανάλυση της μέγιστης και ελάχιστης βροχόπτωσης σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης και σύγκριση με το μέγεθος της εκάστοτε λεκάνης. Στην παρούσα μελέτη η μέση έκταση των 130 υδρολογικών λεκανών της Κρήτης είναι $63,4 \text{ km}^2$ με μέγιστο τα 600 και ελάχιστο τα 6 km^2 . Η ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση των 518 mm αντιστοιχεί σε υδρολογική λεκάνη 85 km^2 και η μέγιστη βροχόπτωση των 960 mm αντιστοιχεί σε λεκάνη έκτασης 160 km^2 . Το μέγεθος των υδρολογικών λεκανών της Κρήτης καθώς και η μέση ετήσια βροχόπτωσή τους υποδεικνύουν ένα αρκετά ομογενές σύνολο για την εφαρμογή του νέου δείκτη SN-SPI.

Ο δείκτης SN-SPI «συμπεριφέρεται» με παρόμοιο τρόπο με τον SPI και ως εκ' τούτου η ερμηνεία των αποτελεσμάτων είναι παρόμοια, αφού και οι δύο δείκτες έχουν την ίδια κλίμακα άρα και κατηγοριοποίηση. Παρόλα αυτά, υπάρχει μια σημαντική διαφορά βασιζόμενοι στο γεγονός ότι ο SPI δίνει αποτελέσματα τα οποία είναι χρονικά συγκρίσιμα, ενώ ο SN-SPI δίνει αποτελέσματα τα οποία είναι χωροχρονικά συγκρίσιμα μεταξύ διαφορετικών περιοχών, με διαφορετική μέση ετήσια βροχόπτωση (**Εικόνα 4-11**). Έντονες διακυμάνσεις στα διαγράμματα μικρής και μεσαίας χρονικής κλίμακας (12 και 24 μηνών) απεικονίζονται την εποχικότητα της βροχόπτωσης και προφανώς οι διαφορές μεταξύ των δύο δεικτών εστιάζονται στις μέγιστες και ελάχιστες τιμές των χρονοσειρών. Πιο συγκεκριμένα, για τα διαγράμματα της 12μηνης κλίμακας των SPI και SN-SPI μπορεί να παρατηρηθεί ότι λαμβάνει χώρα κανονικοποίηση για τις ακραία ξηρές και υγρές συνθήκες (1990-Ταυρωνίτης, 1978/2003-Γεροπόταμος, 1980/1987/2003-Πετράς).



Εικόνα 4-11: 12, 24 και 48μηνη (ανώτερο, μεσαίο και κατώτερο μέρος) κλίμακα SPI και SN-SPI για α) Ταυρωνίτη, β) Γεροπόταμο και γ) Πετρά για την περίοδο 1973-2004.

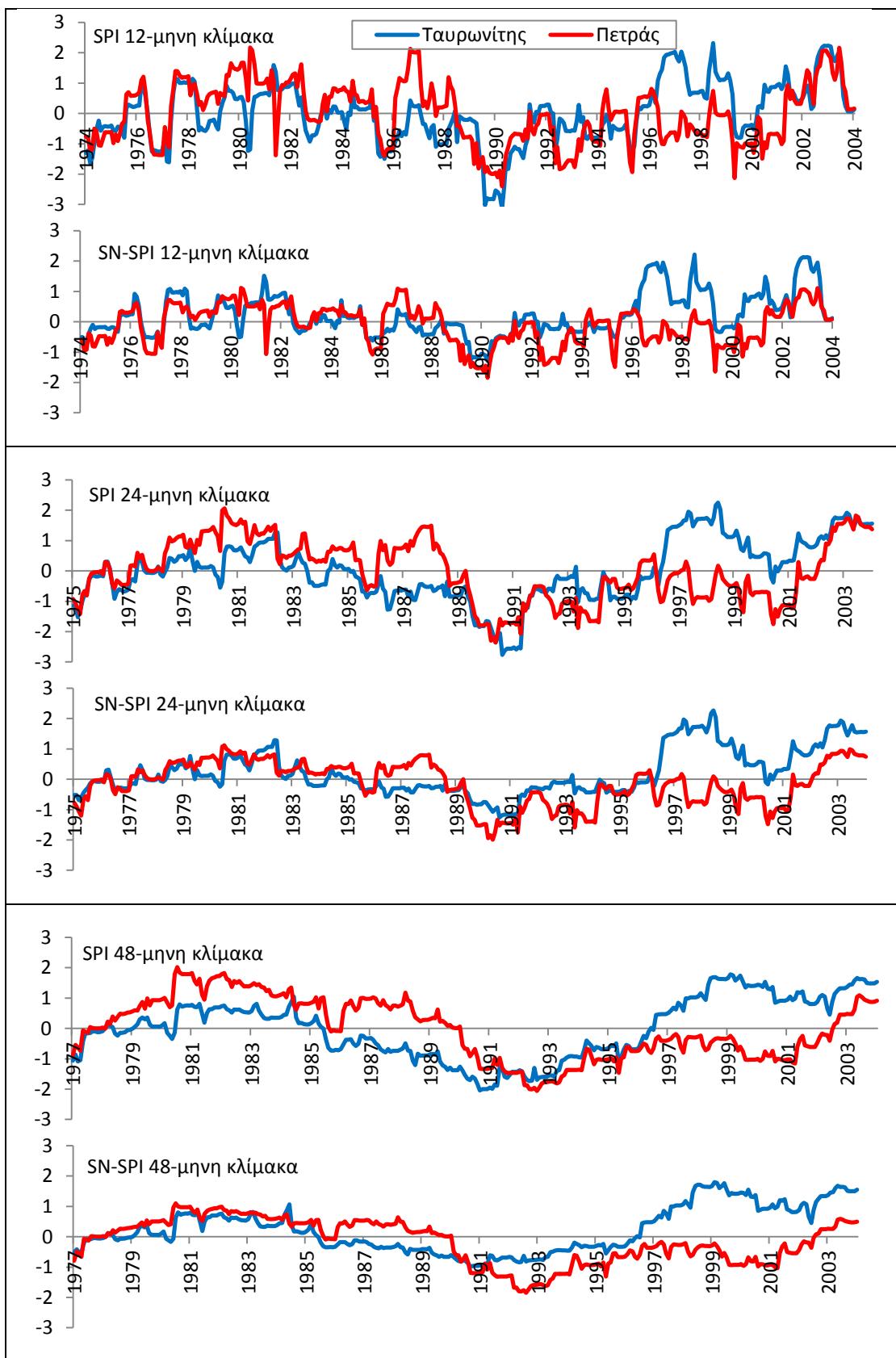
Τα αποτελέσματα για την χρονική κλίμακα των 24 μηνών παρουσιάζουν πιο εμφανείς διαφορές, αφού ο SN-SPI παρουσιάζει τον Ταυρωνίτη λιγότερο ξηρό κατά την περίοδο 1989-1991, τον Γεροπόταμο λιγότερο υγρό κατά το 2003 και ομοίως τον Πετρά κατά τις περιόδους 1979-1982 και 2003. Αναφορικά στην μεγαλύτερη κλίμακα (48 μηνών) συμπεραίνεται ότι για την περίπτωση του Ταυρωνίτη (υγρή λεκάνη) η κανονικοποίηση λαμβάνει χώρα για τις ξηρές συνθήκες της περιόδου 1987-1995, ενώ στον Γεροπόταμο και τον Πετρά η κανονικοποίηση γίνεται στις υγρές συνθήκες των περιόδων 1981/2003 και 1981-1983/2003, αντίστοιχα. Οι προαναφερθείσες λεκάνες θεωρούνται υγρές κατά την διάρκεια αυτών των περιόδων, αντ' αυτού ο δείκτης SN-SPI, εξομαλύνει τις ακραίες συνθήκες και καθιστά δυνατή σύγκριση αυτών σε σχέση με το υπόλοιπο σύνολο, λαμβάνοντας υπόψη τον χωρικό χαρακτήρα της βροχόπτωσης.

Πιο συγκεκριμένα, αναφορικά σε δύο διαφορετικές υδρολογικές λεκάνες και λαμβάνοντας υπόψη δύο τυχαίες χρονικές στιγμές και τις αντίστοιχες μέσες τιμές της βροχόπτωσης για τους προηγούμενους 48 μήνες (δεδομένου ότι οι δείκτες SPI48 and SN-SPI48 βασίζονται σε δεδομένα 48μηνης κλίμακας), η διαφορά μεταξύ των αποτελεσμάτων των δεικτών περιέχονται στον **Πίνακας 4-3**.

Πίνακας 4-3. Παράδειγμα διαφοροποίησης μεταξύ δεικτών SPI και SN-SPI.

Μέση ετήσια βροχόπτωση (mm)	Υδρολογική λεκάνη	Περίοδος	Μέση 48μηνη βροχόπτωση (mm)	SPI	Κατηγοριοποίηση	SN-SPI	Κατηγοριοποίηση
723	Πετράς	Iαν 1993	45	-2,01	Ακραία ξηρό	-1,8	έντονα ξηρό
		Iαν 1996	49	-0,99	ήπια ξηρό	-0,89	ήπια ξηρό
1347	Ταυρω- νίτης	Iαν 1993	84	-1,72	έντονα ξηρό	-0,83	ήπια ξηρό
		Iαν 1996	88	-0,94	ήπια ξηρό	-0,45	ήπια ξηρό

Τονίζεται ότι η ετήσια βροχόπτωση του Ταυρωνίτη είναι διπλάσια από τον Πετρά. Παρόλο το γεγονός αυτό, όπως δείχνει και το διάγραμμα της **Εικόνα 4-12**, η χρονοσειρά τους SPI δίνει υψηλότερες τιμές για τον Πετρά σε σύγκριση με τον Ταυρωνίτη.

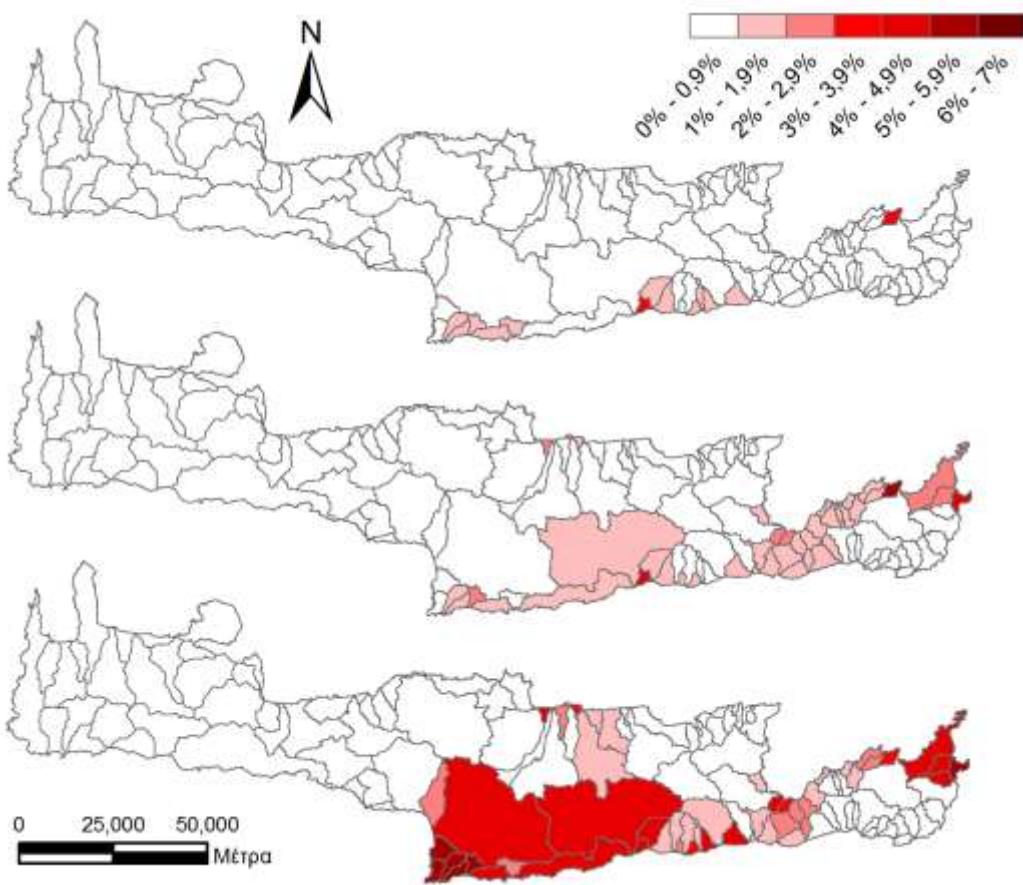


Εικόνα 4-12: 12, 24 και 48μηνη (ανώτερο, μεσαίο και κατώτερο μέρος) κλίμακα SPI και SN-SPI για Ταυρωνίτη και Πετρά για την περίοδο 1973-2004.

Οι μεσαίες χρονικές κλίμακες των SPI και SN-SPI δεν παρέχουν τόσο ξεκάθαρα αποτελέσματα για μια σαφή σύγκριση μεταξύ αυτών των δεικτών, εκτός από την προ-αναφερθείσα εποχικότητα. Πάραντα, σημειώνεται ότι οι τιμές του SPI 12μηνης κλίμακας δείχνουν ότι στον Ταυρωνίτη εκδηλώθηκαν αρκετές ξηρασίες μικρής διάρκειας και μέτριας έντασης μέχρι το 1988 και μία ακραία ξηρασία κατά το 1990, ενώ ο Πετράς είχε συνθήκες μέτριας υγρασίας μέχρι το 1985 και διάσπαρτα επεισόδια ακραίας υγρασίας κατά την περίοδο 1997-2003. Οι τιμές του SN-SPI παρουσιάζουν τον Ταυρωνίτη σε ήπιες ξηρές συνθήκες κατά τις προαναφερθείσες χρονικές περιόδους και τον Πετρά σε ήπιες υγρές συνθήκες. Τα διαγράμματα 24μηνης κλίμακας παρουσιάζουν παρόμοια αποτελέσματα με μικρότερες διακυμάνσεις.

Τα διαγράμματα μακρόχρονης ξηρασίας (48μηνης κλίμακας) των δεικτών SPI και SN-SPI παρουσιάζουν ξεκάθαρα τις προαναφερθείσες διαφορές. Η κανονικοποίηση λαμβάνει χώρα στην περίπτωση του Πετρά για την περίοδο 1978-1989 (υγρές συνθήκες) και για τον Ταυρωνίτη για την περίοδο 1987-1995 (ξηρές συνθήκες). Με απλούς όρους, οι ίδιες τιμές SPI αντιστοιχούν σε διαφορετικές ποσότητες βροχόπτωσης και κατά συνέπεια οι υδρολογικές λεκάνες δεν μπορούν να συγκριθούν μεταξύ τους. Τον Ιανουάριο του 1993 ο Ταυρωνίτης με $SPI=1,72$ χαρακτηρίζεται ως έντονα ξηρός αλλά με $SN-SPI=-0,83$ χαρακτηρίζεται ως μέτρια ξηρός, λαμβάνοντας υπόψη και τις επικρατούσες συνθήκες στις υπόλοιπες 129 λεκάνες της Κρήτης. Προσεγγίζοντας την μηδενική τιμή, η κανονικοποίηση ελαχιστοποιείται, γεγονός που φαίνεται στα αποτελέσματα του Ιανουαρίου του 1996, όπου οι μέτρια ξηρές συνθήκες επικρατούν και για τις δύο υδρολογικές λεκάνες και η διαφορά μεταξύ των δεικτών SPI και SN-SPI ελαττώνεται. Ο δείκτης SN-SPI φαίνεται να είναι καταλληλότερος για τη χωρική σύγκριση γειτονικών περιοχών με ποικιλομορφία βροχόπτωσης. Κατά γενική ομολογία, φαίνεται ότι οι τιμές του SN-SPI είναι εύλογα συγκρίσιμες τόσο στο χώρο όσο και στο χρόνο.

Επιπλέον, ο SN-SPI υπολογίστηκε για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών για την εξαγωγή των αντίστοιχων χαρτών ακραίας ξηρασίας υπό το πρίσμα του χρονικού ποσοστού στην περίοδο ανάλυσης (30 έτη) (**Εικόνα 4-13**). Σύμφωνα με την κλίμακα ταξινόμησης του SN-SPI, οι υδρολογικές λεκάνες ταξινομήθηκαν υπό το πρίσμα των ακραία ξηρών συνθηκών ως χρονικό ποσοστό, το οποίο ορίζεται ως το ποσοστό χρόνου σε συνθήκες ακραίας ξηρότητας στην 30-ετή περίοδο μελέτης.

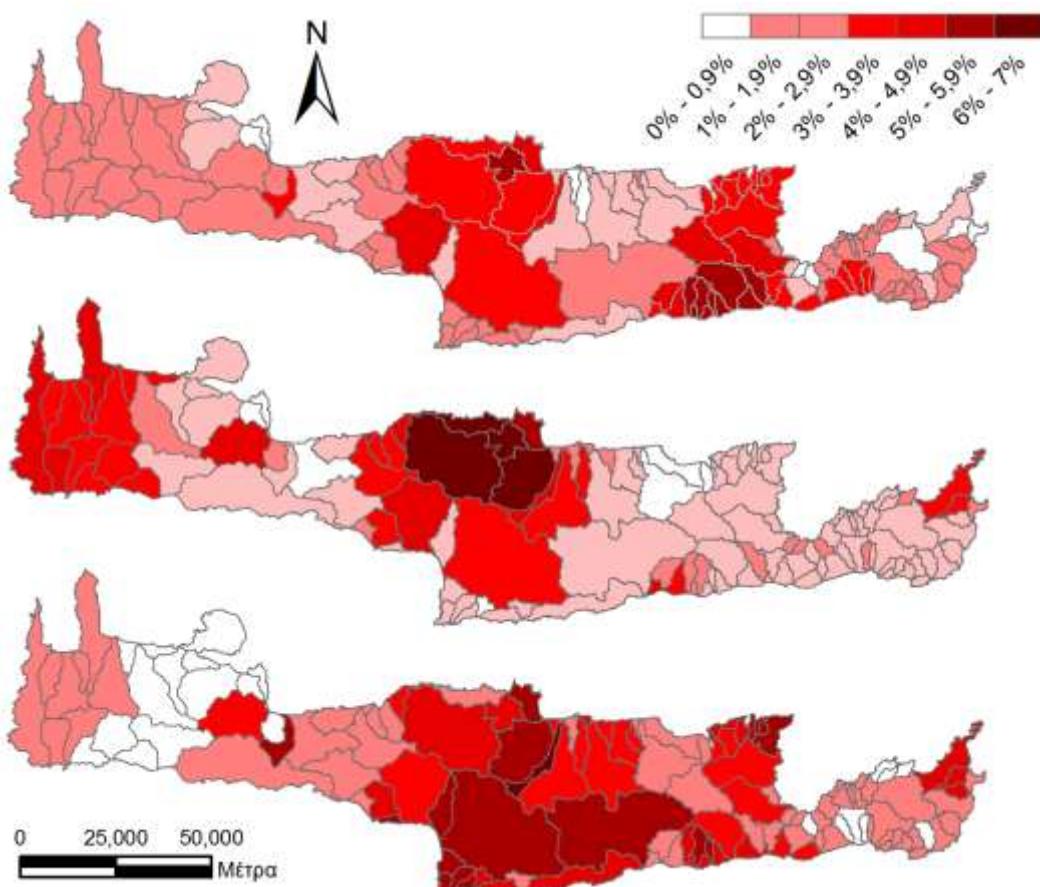


Εικόνα 4-13: Χάρτης συνθηκών ακραίας ξηρασίας σε ποσοστό χρόνου της 30-ετίας 1973-2004 για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών με βάση τον δείκτη SN-SPI.

Για την 12μηνη κλίμακα ανάλυσης, συνθήκες ακραίας ξηρασίας εμφανίστηκαν για το 3% της έκτασης της Κρήτης, κυρίως στο νότιο-κεντρικό και ανατολικό μέρος του νησιού και για μικρό ποσοστό (μέχρι και 3,9%), στην τριακονταετία 1973-2004. Για την 24μηνη χρονική κλίμακα το 16% της έκτασης της Κρήτης βρέθηκε σε συνθήκες ακραίας ξηρασίας (κυρίως κεντρικά και ανατολικά) για ένα ποσοστό μέχρι και 2%-5,9%) της τριακονταετίας 1973-2004. Αντίστοιχα για την μακροπρόθεσμη ξηρασία (48μηνη κλίμακα) 25% της Κρήτης παρουσίασε ακραία ξηρασία για ποσοστό χρόνου μέχρι 7% της περιόδου 1973-2004.

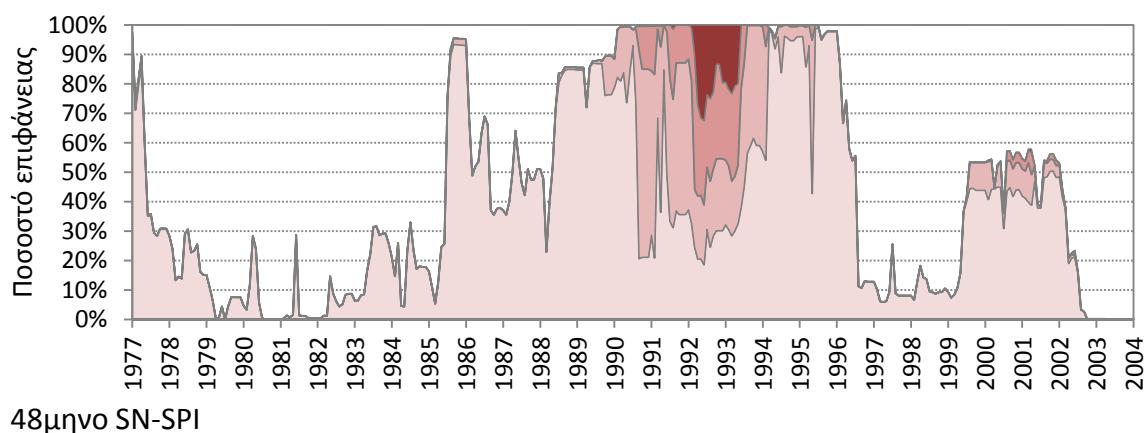
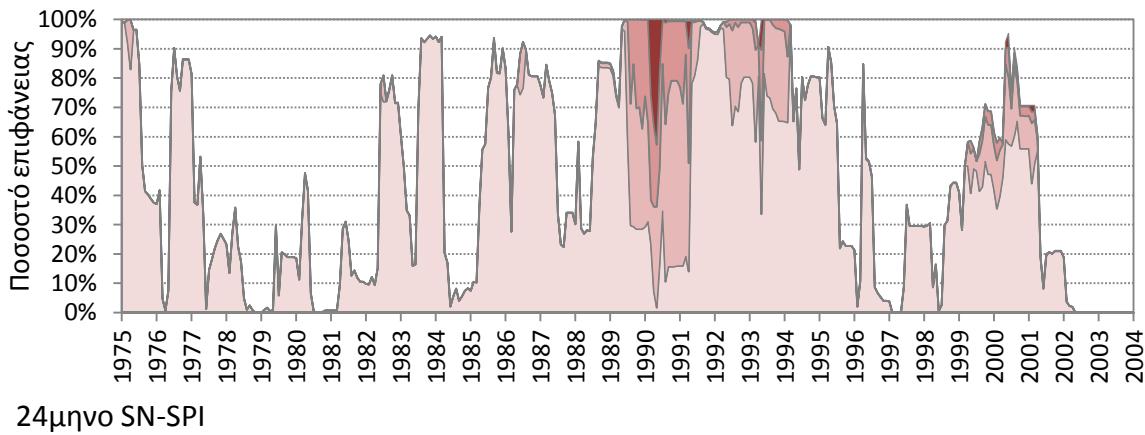
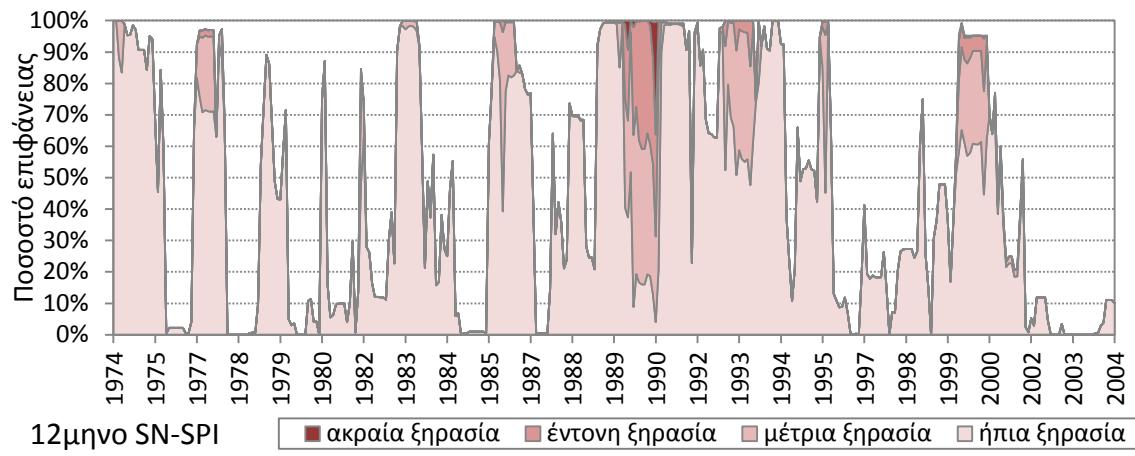
Σε αντίθεση, η **Εικόνα 4-14** παρουσιάζει τα αντίστοιχα αποτελέσματα με βάση τον δείκτη SPI, όπου φαίνεται ότι το 96%, 95% και 80% της έκτασης της Κρήτης υπόκειται σε συνθήκες ακραίας ξηρασίας για ποσοστό χρόνου 6%-7% σύμφωνα με τις χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών, αντίστοιχα. Βάσει αυτών των στοιχείων, φαίνεται ότι αυτά τα υψηλά ποσοστά δεν λαμβάνουν υπόψη την αντικειμενικότητα και τη σχετικότητα μεταξύ των

υδρολογικών λεκανών, όπως γίνεται στην περίπτωση του δείκτη SN-SPI. Επιπλέον, τα αποτελέσματα του δείκτη SN-SPI σχετικά με το ποσοστό περιοχής σε συνθήκες ακραίας ξηρασίας αυξάνεται όταν αυξάνεται η χρονική κλίμακα, ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τον δείκτη SPI.



Εικόνα 4-14: Χάρτης συνθηκών ακραίας ξηρασίας σε ποσοστό χρόνου της 30-ετίας 1973-2004 για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών με βάση τον δείκτη SPI.

Πρέπει να τονισθεί ότι κατά την περίοδο 1991-1995 ολόκληρη η περιοχή της Κρήτης βρισκόταν σε συνθήκες ξηρασίας, φτάνοντας σε ακραίες συνθήκες παρατεταμένης ξηρασίας τα έτη 1992-1993 (48μηνη κλίμακα SN-SPI) (**Εικόνα 4-15**).



Εικόνα 4-15: Ποσοστό επιφάνειας Κρήτης με συνθήκες ξηρασίας ($-1 < \text{SN-SPI} \leq 0$, $-1,5 < \text{SN-SPI} \leq -1$, $-2 < \text{SN-SPI} \leq -1,5$ και $\text{SN-SPI} \leq -2$ /ήπια, μέτρια, έντονη, ακραία ξηρασία, αντίστοιχα) για την περίοδο 1973-2004, και για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών του SN-SPI.

5. Κλιματική μεταβολή και επιπτώσεις σε πλημμύρες και ξηρασίες

Η κλιματική αλλαγή αναμένεται για να έχει σημαντικό αντίκτυπο στον υδρολογικό κύκλο και τις υδρολογικές διεργασίες, επηρεάζοντας σημαντικά τα αποθέματα νερού (Maxwell et al., 2008; Schroter et al., 2005). Οι πλημμύρες και οι παρατεταμένες ξηρασίες αναμένεται να εμφανίζονται ολοένα συχνότερα (IPCC, 2007). Η Μεσόγειος χαρακτηρίζεται ως περιοχή εξαιρετικής σημασίας «hot-spot» (Giorgi, 2006; IPCC, 2007) καθώς πρόσφατες προσομοιώσεις και μελέτες για το μελλοντικό κλίμα (Giorgi et al., 2007; Somot et al., 2008; Somot et al., 2006) δείχγουν μια ταυτόσημη εικόνα εξαιρετικής ξηρασίας και αυξανόμενης θερμοκρασίας. Η επίδραση αυτή εμφανίζεται περισσότερο έντονη κατά τη διάρκεια των θερμών περιόδων με μείωση της βροχόπτωσης που ξεπερνάει κατά 25-30% σε σχέση με τον καταγεγραμμένο μέσο όρο (Tsanis et al., 2010). Παρά τη μείωση της ετήσιας βροχόπτωσης, υπάρχουν ενδείξεις για μια αύξηση στην ποσότητα και την ένταση της χειμερινής βροχόπτωσης. Μία από τις μεγαλύτερες ανησυχίες είναι η αύξηση της συχνότητας των ακραίων γεγονότων σε σχέση με τις σημερινές συνθήκες (Easterling et al., 2000). Η συχνότητα των πλημμυρών έχει αυξηθεί σημαντικά κατά τη διάρκεια του 20^{ού} αιώνα και αυτή η στατιστικά σημαντική ανοδική τάση αναμένεται να συνεχιστεί (Milly, 2002). Το σύνολο των κλιματικών μοντέλων προβλέπει μία ελάττωση στην απορροή της τάξης 10-30% για την περιοχή της νότιας Ευρώπης μέχρι το έτος 2050 με πιθανές σημαντικές συνέπειες τοπικής κλίμακας για τις οικονομίες και τα οικοσυστήματα (Milly et al., 2005). Οι τάσεις αυτές είναι πανομοιότυπες για τις περισσότερες προβολές του κλίματος που προκύπτουν από τα διάφορα παγκόσμια (GCMs) και περιοχικά (RCMs) κλιματικά μοντέλα, από τα εναλλακτικά μελλοντικά σενάρια εκπομπών ρύπων και τις μελλοντικές χρονικές περιόδους (Giorgi et al., 2007).

Η μελέτη των υδατικών πόρων σχετικά με την κλιματική αλλαγή εστιάζεται στην ανάλυση, ποσοτικοποίηση και πρόβλεψη των στοιχείων του υδρολογικού κύκλου και της κατάστασης των υδατικών αποθεμάτων. Παρόλο που η επιστήμη του κλίματος έχει προχωρήσει αρκετά, οι επιπτώσεις των μεταβολών σε μικρής κλίμακας περιοχές (μικρές υδρολογικές λεκάνες όπως αυτές των Μεσογειακών νησιών) δεν έχουν επαρκώς μελετηθεί. Οι μεταβολές σε παραμέτρους όπως η βροχόπτωση και η θερμοκρασία που περιγράφονται από τα παγκόσμια

κλιματικά μοντέλα δεν έχουν την απαιτούμενη χωρική λεπτομέρεια προκειμένου να αξιολογηθούν οι επιπτώσεις αυτών των αλλαγών σε τοπικό επίπεδο. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί με την χρήση αποτελεσμάτων από περιοχικά κλιματικά μοντέλα υψηλής ανάλυσης.

Οπως ήδη αναφέρθηκε στην ενότητα 1.2, δύο βασικές τεχνικές χρησιμοποιούνται για την περιοχική προσομοίωση. Η πρώτη τεχνική βασίζεται στην μεταβλητή χωρική διακριτοποίηση των μοντέλων γενικής κυκλοφορίας ή παγκόσμιων κλιματικών μοντέλων (GCMs), σύμφωνα με την οποία η οριζόντια χωρική ανάλυση αυξάνεται στις περιοχές ενδιαφέροντος (Gibelin και Deque 2003; Fox-Rabinovitz et al., 2008). Η δεύτερη τεχνική στηρίζεται στην προσομοίωση περιορισμένης έκτασης μέσω περιοχικών μοντέλων (RCMs), όπου οι οριακές συνθήκες καθορίζονται από τα αποτελέσματα των GCMs ή από δεδομένα επανα-ανάλυσης. Σε αντίθεση με την δεύτερη, η πρώτη τεχνική επιτρέπει τις διαδραστικές διεργασίες μεταξύ τοπικής (περιοχές αυξημένης χωρικής ανάλυσης) και παγκόσμιας κλίμακας. Παρόλα αυτά, η περιοχική προσομοίωση είναι αυτή που συνήθως χρησιμοποιείται λόγω των μικρότερων υπολογιστικών απαιτήσεων και των υψηλών χωρικών αναλύσεων που προσφέρει η περιορισμένη έκταση προσομοίωσης. Επιπλέον, η χρήση κοινών οριακών συνθηκών για ένα πλήθος διαφορετικών RCMs μπορεί να δώσει πολύτιμες πληροφορίες για την συμπεριφορά των μοντέλων. Όσον αφορά την αβεβαιότητα που εμπεριέχεται στην προσομοίωση του μελλοντικού κλίματος από τα GCMs, αυτή προκύπτει από διάφορες πηγές:

- το εύρος των ανθρωπογενών εκπομπών και κατ' επέκταση τις συγκεντρώσεις των αερίων του φαινομένου του θερμοκηπίου,
- την δομή και ακρίβεια του μοντέλου
- την επιλογή της παραμετροποίησης για την αναπαράσταση φαινομένων
- τη χαοτική φύση του κλιματικού συστήματος.

Στην περίπτωση των RCMs η επίδραση των οριακών συνθηκών εισαγάγει μία επιπλέον πηγή αβεβαιότητας. Παρόλο που τα RCMs μπορούν να «οδηγηθούν» από τις ίδιες οριακές συνθήκες για την ίδια έκταση προσομοίωσης, το αποτέλεσμα θα είναι διαφορετικοί τύποι κυκλοφορίας (Giorgi και Bi 2001; Weisse et al., 2000; Christensen et al., 2001; Caya και Biner, 2004; Rinke et al., 2004; Vannitsem και Chome, 2005; Alexandru et al., 2007; Lucas-Picher et al., 2008). Αυτή η μεταβλητότητα ονομάζεται εσωτερική μεταβλητότητα των RCMs (von Storch, 2005) και καθορίζεται από το εύρος των αποτελεσμάτων ενός συνόλου

προσομοιώσεων υπό τις ίδιες οριακές συνθήκες για ένα RCM (de Elia et al., 2007). Η επίδραση της εσωτερικής μεταβλητότητας μπορεί να θεωρηθεί ασήμαντη για τις μακροπρόθεσμες μέσες κλιματικές καταστάσεις, αλλά έχει σημαντικές επιπτώσεις σε βραχυπρόθεσμες χρονικές κλίμακες. Η εσωτερική μεταβλητότητα αποτελεί αντικείμενο μελέτης της επιστήμης του κλίματος και υπάρχουν ενδείξεις ότι εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της έκτασης της περιοχής προσομοίωσης, όπως την γεωγραφική θέση και το μέγεθος της έκτασης, την εποχικότητα και τις συνοπτικές καταστάσεις (Rinke et al., 2004; Christensen et al., 2001; Vannitsem και Chome, 2005; Lucas-Picher et al., 2004; Lucas-Picher, 2008, Caya και Biner, 2004; van Ulden et al., 2007).

Μία τεχνική που στοχεύει στην ελάττωση της εσωτερικής μεταβλητότητας των RCMs είναι η φασματική ώθηση (spectral nudging), (von Storch et al., 2000). Εστιάζεται στον ορισμό επιπλέον οριακών συνθηκών μεγάλης κλίμακας σε εσωτερικά σημεία της έκτασης προσομοίωσης των RCMs, πέρα από τις πλευρικές οριακές συνθήκες. Το μοντέλο αναμένεται να αναπτύξει ρεαλιστικά-λεπτομερή περιοχικά χαρακτηριστικά που να είναι σε συμφωνία με τις συνθήκες μεγάλης κλίμακας. Η τεχνική αυτή έχει εφαρμοσθεί επιτυχώς σε RCMs για την περιοχή της βόρειας Ευρώπης (Miguez-Macho et al. 2004; Radu et al. 2008). Παρόλο που η εφαρμογή της τεχνικής αυτής αναμένεται να μειώσει την εσωτερική μεταβλητότητα, δεν υπάρχει ακόμα μια γενική πρακτική που να υποδεικνύει την συστηματική εφαρμογή της σε όλα τα RCMs.

Η παρουσία του μεγάλου εύρους των αποτελεσμάτων σε ένα σύνολο πειραμάτων RCMs που «εξαναγκάζονται» κάτω από ίδιες οριακές συνθήκες έχει σημαντικές συνέπειες στις μελέτες που σκοπό έχουν να προβάλουν τις επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής, δεδομένου ότι η βραχυπρόθεσμη μεταβλητότητα (για παράδειγμα σε ημερήσια κλίμακα) μπορεί να είναι διαφορετική από μοντέλο σε μοντέλο. Έχει αποδειχθεί (de Elia et al., 2007) ότι η εσωτερική μεταβλητότητα μειώνεται όταν λαμβάνεται υπόψη ο μέσος όρος των μεταβλητών σε αυξανόμενα χρονικά διαστήματα. Εντούτοις η επίδραση της εσωτερικής μεταβλητότητας παραμένει μη αμελητέα ακόμα και στους μακροχρόνιους μέσους όρους των μεταβλητών, δείχνοντας ότι η παρουσία της πρέπει να λαμβάνεται υπόψη στις εφαρμογές των αποτελεσμάτων των μοντέλων και η καλύτερη προσέγγιση είναι η χρήση αποτελεσμάτων ενός συνόλου RCMs.

Πρόσφατη έρευνα (Sanchez et al., 2009), βασισμένη σε αποτελέσματα ενός συνόλου από τα πιο εξελιγμένα RCMs, εκτίμησε την ικανότητα αναπαραγωγής των χαρακτηριστικών των καιρικών συνθηκών, βάσει μίας προσέγγισης χρήσης πολλαπλών RCMs (multi-model approach). Τα δεδομένα προήρθαν από την βάση δεδομένων του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος ENSEMBLES (Hewitt and Griggs 2004) που αποτελείται από πειράματα 13 RCMs για την περιοχή της Ευρώπης, με κοινές οριακές συνθήκες (ERA40 reanalysis για την περίοδο 1961–2000). Τα αποτελέσματα της έρευνας έδειξαν ότι τα RCMs αναπαράγουν αρκετά ικανοποιητικά τα καιρικά καθεστώτα από πλευράς σύνθεσης, μέσης συχνότητας εμφάνισης και εμμονής. Επίσης, αρκετά καλά αναπαραστάθηκαν και οι μακροπρόθεσμες τάσεις της ετήσιας μεταβλητότητας και της συχνότητας εμφάνισης. Η τεχνική της φασματικής ώθησης που εφαρμόσθηκε για ένα εκ των 13 μοντέλων έδωσε βελτιωμένα αποτελέσματα. Όσον αφορά την παράμετρο της χωρικής κλίμακας, πειράματα με οριζόντια χωρική διακριτοποίηση 25 και 50km^2 έδειξαν ότι δεν επηρεάζουν σημαντικά τα αποτελέσματα.

Στην παρούσα μελέτη παρουσιάζεται η επίπτωση της κλιματικής μεταβολής σε μετεωρολογικές παραμέτρους (βροχόπτωση, θερμοκρασία) και στα ακραία υδρομετεωρολογικά φαινόμενα για την περιοχή της Κρήτης, για την περίοδο 1970-2099, με την χρήση αποτελεσμάτων ενός συνόλου από τα πιο εξελιγμένα περιοχικά κλιματικά μοντέλα, όπως προαναφέρθηκε, τα οποία από το σημείο αυτό θα ονομάζονται ENSEMBLES. Τα μοντέλα αυτά χρησιμοποιήθηκαν στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com/>) προκειμένου την αναπαράσταση του παρελθόντος και προσομοίωση του μελλοντικού κλίματος στην περιοχή της Ευρώπης, με υψηλή χωρική διακριτοποίηση (25km^2), (Jacob et al., 2008). Τα αποτελέσματα της μελέτης καταλήγουν σε μία συνολική εικόνα μειούμενης βροχόπτωσης, αυξανόμενης θερμοκρασίας και ακραίας βροχόπτωσης με σημαντικές επιπτώσεις στους υδατικούς πόρους (Tsanis et al., 2010). Τα ποσοτικά αποτελέσματα αυτών των υδρολογικών αλλαγών παρέχουν τις απαραίτητες πληροφορίες για την βελτίωση των υφιστάμενων Ευρωπαϊκών οδηγιών (Commission of the European Communities 2007; 2008; 2009) σχετικά με την προσαρμογή στην κλιματική αλλαγή και τις επιπτώσεις τις.

5.1. Δεδομένα

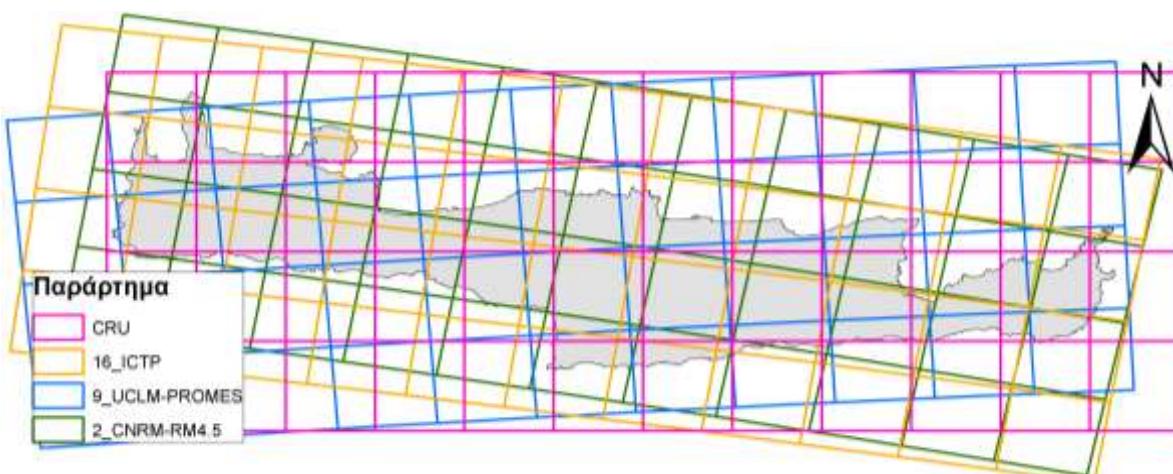
Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων του συνόλου των RCMs του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος ENSEMBLES, όπως προαναφέρθηκε. Πρόκειται για ένα σύνολο 15 RCMs για τα οποία έγινε προσομοίωση και βαθμονόμηση για την περίοδο παρελθόντος κλίματος 1961-2000 με οριακές συνθήκες από καταγεγραμμένες συνθήκες βάσει των δεδομένων ERA40-reanalysis (Larsén et al., 2008). Εν συνεχεία τα RCMs «οδηγήθηκαν» από οριακές συνθήκες, για την περίοδο 1950-2099, που προέκυψαν από αποτελέσματα προσομοίωσης 8 διαφορετικών GCMs. Για την περίοδο 1950-2000 χρησιμοποιήθηκαν καταγεγραμμένες τιμές εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου και αερολυμάτων, ενώ για την μελλοντική περίοδο 2001-2099 οι προσομοιώσεις βασίσθηκαν σε εκτιμήσεις του κλιματικού σεναρίου A1B (IPCC, 2007), το οποίο κρίνεται ως το ρεαλιστικότερο μελλοντικό σενάριο. Ο **Πίνακας 5-1** περιέχει πληροφορίες των ENSEMBLES RCMs σχετικά με την περίοδο ανάλυσης, την πλεγματική τους διαφοροποίηση καθώς και βιβλιογραφικές αναφορές για κάθε μοντέλο. Στην **Εικόνα 5-1** παρουσιάζεται σχηματικά η πλεγματική διαφοροποίηση των RCMs πάνω στην περιοχή της Κρήτης.

Παρατηρείται ότι 12 RCMs χρησιμοποιούν κοινό πλέγμα (CRU), ένα (METNO) χρησιμοποιεί το πλέγμα ERA40 (πλέγμα καταγεγραμμένων συνθηκών), ένα (UCLM) χρησιμοποιεί αυθαίρετο πλέγμα, ενώ τα αποτελέσματα για το CMHI δεν ήταν προς το παρόν διαθέσιμα (καθώς επίσης βασιζόταν σε διαφορετικό σενάριο εκπομπών – A2). Για το λόγο αυτό τα αυτά τρία RCMs αποκλείστηκαν από την ανάλυση. Επιπλέον για δύο από τα 12 εναπομείναντα η μελλοντική περίοδος ανάλυσης περιορίζονταν στο 2050 και αποκλείστηκαν επίσης. Το τελικό σύνολο δεδομένων διαμορφώθηκε από 10 RCMs τα οποία συμφωνούσαν ως προς την πλεγματική διακριτοποίηση και την περίοδο ανάλυσης. Τα δεδομένα αυτά έχουν χωρική διακριτοποίηση 25km^2 και χρονική διακριτοποίηση από ημερήσια έως μηνιαία.

Πίνακας 5-1. Λίστα ENSEMBELS RCMs και πληροφορίες σχετικά με την περίοδο ανάλυσης και την πλεγματική τους διαφοροποίηση.

N o	RCM	Σενάριο	1951-2050	2050-2099	Πλέγμα	Αναφορά
1	CNRM	A1B			CRU	Radu et al. (2008)
2	ETH	A1B			CRU	Bohm et al. (2006)
3	ICTP	A1B			CRU	Giorgi and Mearns (1999)
4	KNMI	A1B			CRU	Lenderik et al. (2003)
5	HC_Q0	A1B			CRU	Collins et al. (2006)
6	OURANOS	A1B			CRU	Plummer et al. (2006)
7	C4I	A1B			CRU	Farda et al. (2007)
8	MPI	A1B			CRU	Jacob (2001)
9	SMHI	A1B			CRU	Kjellstrom et al. (2005)
10	DMI	A1B			CRU	Christensen et al. (1996)
11	METNO	A1B			ERA40	Haugen and Haakonsatd (2006)
12	UCLM	A1B			UCLM	Sanchez et al. (2004)
13	CMHI	A2			M/S	Farda et al. (2007)
14	HC_Q3	A1B			CRU	Collins et al. (2006)
15	HC_Q16	A1B			CRU	Collins et al. (2006)

Για την μελέτη των ακραίων πλημμυρικών γεγονότων τα δεδομένα ημερήσιας χρονικής διακριτοποίησης δεν παρέχουν την απαραίτητη πληροφορία. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν αποτελέσματα βροχόπτωσης ωριαίου χρονικού βήματος και χωρικής διακριτοποίησης 25km^2 , του περιοχικού κλιματικού μοντέλου REMO που παραχωρήθηκαν από το Ινστιτούτο Max Planck της Γερμανίας (Jacob and Podzun, 1997; Jacob et al., 2007; Roeckner et al., 2004).



Εικόνα 5-1: Πλεγματική διαφοροποίηση μοντέλων ENSEMBELS στην Κρήτη.

5.2. Μεθοδολογία επεξεργασίας αποτελεσμάτων κλιματικών μοντέλων

Τα αποτελέσματα των RCMs παρουσιάζουν διαφορετική ικανότητα αναπαράστασης του παρελθόντος κλίματος και περιέχουν σημαντικά σφάλματα μεροληψίας για τους λόγους που αναφέρθηκαν στην εισαγωγή του κεφαλαίου. Υπάρχουν συγκεκριμένες τεχνικές για τον έλεγχο της απόδοσης των RCMs και την στάθμιση των αποτελεσμάτων τους, καθώς και για την διόρθωση των σφαλμάτων μεροληψίας.

5.2.1. Έλεγχος απόδοσης και στάθμιση

Βασικός στόχος είναι η εξαγωγή ενός βέλτιστου πιθανολογικού κλιματικού σεναρίου για την μελλοντική περίοδο. Συγκεκριμένες τεχνικές χρησιμοποιήθηκαν για την δημιουργία πιθανολογικών προβλέψεων τοπικής κλίμακας μέσω στατιστικής επεξεργασίας των αποτελεσμάτων των RCMs, συμπεριλαμβανομένης του ελέγχου απόδοσης και τη στάθμισης βάσει της αξιοπιστίας του κάθε μοντέλου (Christensen et al., 2009). Ο έλεγχος της απόδοσης και η εξαγωγή βαρών στάθμισης των αποτελεσμάτων των ENSEMBLES RCMs βασίσθηκε σε ένα σύνολο δεικτών που καθορίζουν την ικανότητα αναπαράστασης του παρελθόντος κλίματος, όπως αυτό έχει καταγραφεί από συγκεκριμένες παραμέτρους (βροχόπτωση και θερμοκρασία) για την περίοδο 1973-2000 στην περιοχή της Κρήτης. Οι δείκτες που χρησιμοποιήθηκαν για τις παραμέτρους της βροχόπτωσης και θερμοκρασίας, ήταν:

1. $F1$ – μέτρο κατανομής πυκνότητας πιθανότητας.
2. $F2$ – μέτρο ικανότητας αναπαράστασης εποχικότητας ετήσιου κύκλου.

Ο συνδυασμός της απόδοσης ενός συγκεκριμένου RCM για μία συγκεκριμένη περιοχή και χρονική περίοδο, καταλήγει σε ένα ενιαίο βάρος-δείκτη για κάθε RCM. Αυτό επιτυγχάνεται με τον πολλαπλασιασμό των βαρών $F1$ και $F2$:

$$W_{RCM} = \prod_{i=1}^2 f_i^{n_i} \quad (5-1)$$

όπου όλα τα εκάστοτε βάρη έχουν τιμές από 0 μέχρι 1. Το n_i μπορεί να είναι οποιοσδήποτε θετικός αριθμός για την στάθμιση των διαφόρων βαρών-δεικτών (η τιμή 0 υποδεικνύει ισοστάθμιση όλων των RCMs). Η φιλοσοφία κάτω από αυτήν την προσέγγιση είναι ότι προκειμένου για την εξαγωγή υψηλού τελικού βάρους για ένα RCM, αυτό θα πρέπει να αποδίδει καλά σε όλους τους δείκτες, ώστε να αποφευχθεί στο μέτρο του δυνατού η αντιστάθμιση λόγο της επίδρασης των διαφορετικών συστηματικών σφαλμάτων μεροληψίας.

F1 – μέτρο κατανομής πυκνότητας πιθανότητας

Για μηνιαίου χρονικού βήματος δεδομένα (βροχόπτωση και θερμοκρασία) χρησιμοποιήθηκε το μέτρο που αποτελείται από τους ακόλουθους παράγοντες:

$$f_1 = 1 - \left(\frac{|A_{RCM} - A_{OBS}|}{2 \cdot A_{OBS}} \right)^{0.5} \quad (5-2)$$

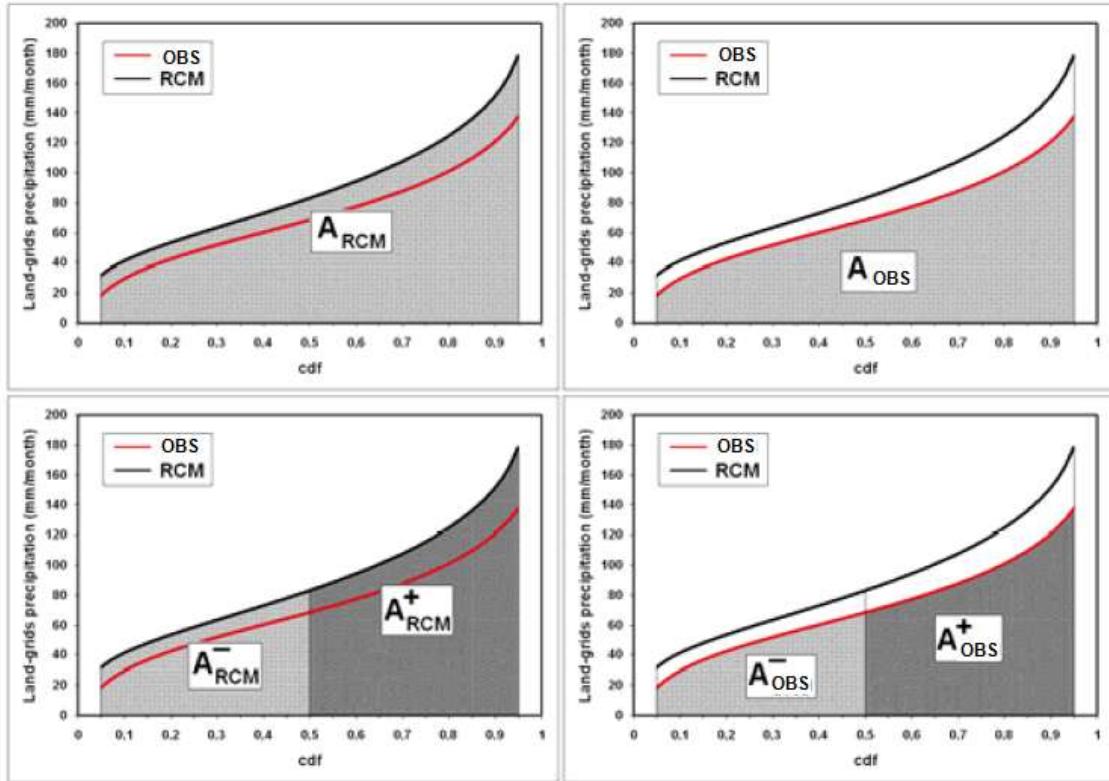
$$f_2 = 1 - \left(\frac{|A_{RCM}^+ - A_{OBS}^+|}{2 \cdot A_{OBS}^+} \right)^{0.5} \quad (5-3)$$

$$f_3 = 1 - \left(\frac{|A_{RCM}^- - A_{OBS}^-|}{2 \cdot A_{OBS}^-} \right)^{0.5} \quad (5-4)$$

$$f_4 = 1 - \left(\frac{|\bar{R}_{RCM} - \bar{R}_{OBS}|}{2 \cdot \bar{R}_{OBS}} \right)^{0.5} \quad (5-5)$$

$$f_5 = 1 - \left(\frac{|\sigma_{RCM} - \sigma_{OBS}|}{2 \cdot \sigma_{OBS}} \right)^{0.5} \quad (5-6)$$

Οπου A_{RCM} , A_{OBS} είναι το εμβαδόν των επιφανειών RCM και OBS που ορίζονται από τις καμπύλες κατανομής αθροιστικής πιθανότητας για τα προσομοιωμένα και καταγεγραμμένα δεδομένα, αντίστοιχα, ενώ A^+ και A^- οι αντίστοιχες επιφάνειες για το δεξιό και αριστερό 50° εκατοστημόριο (**Εικόνα 5-2**). Ως R ορίζεται η χωρικά και χρονικά μέση τιμή της παραμέτρου για κάθε χρονική περίοδο (εποχή ή μήνα) και σ η τυπική απόκλιση. Κάθε παράγοντας λαμβάνει υπόψη τις διαφορετικές πτυχές της συμπεριφοράς του μοντέλου για την συγκεκριμένη παράμετρο και ως εκ' τούτου ο συνδυασμός τους δίνει μια πλήρη εικόνα της ικανότητάς του.



Εικόνα 5-2: Σχηματική αναπαράσταση των παραγόντων των εξισώσεων 5-2 έως 5-4.

Κάθε παράγοντας των 5 εξισώσεων κυμαίνεται από 0 (τα αποτελέσματα του μοντέλου είναι πολύ διαφορετικά από τα καταγεγραμμένα) μέχρι 1 (όσο πλησιέστερα στη μονάδα τόσο πιο κοντά στα καταγεγραμμένα δεδομένα). Επομένως, το βάρος (ή ικανότητα αναπαράστασης) για οποιοδήποτε μοντέλο i (για κάθε χρονική περίοδο ανάλυσης) υπολογίζεται από:

$$W_i = f_1 \cdot f_2 \cdot f_3 \cdot f_4 \cdot f_5 \quad (5-7)$$

το οποίο, επίσης, λαμβάνει τιμές μεταξύ 0 και 1.

F2 – μέτρο ικανότητας αναπαράστασης εποχικότητας ετήσιου κύκλου

Η ποιότητα της αναπαραγωγής της ετήσιας διακύμανσης μιας χρονοσειράς προσομοιωμένης παραμέτρου θεωρείται μια καλή ένδειξη της ποιότητας της περιγραφής των διαφορετικών ατμοσφαιρικών διαδικασιών που έχουν επιπτώσεις στη γενική απόδοση ενός μοντέλου. Εντούτοις, η σύγκριση του ετήσιου κύκλου μιας προσομοιωμένης παραμέτρου με βάση τα καταγεγραμμένα σημεία, δεν είναι μια απλή και σαφής διαδικασία. Επομένως, μία αντικειμενική μέθοδος απαιτείται για την στάθμιση των αποτελεσμάτων των ENSEMBLES RCMs. Για το πρόβλημα της ανάλυσης ετήσιου κύκλου δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί ένα μοναδικό χαρακτηριστικό. Τουλάχιστον τρία χαρακτηριστικά είναι σημαντικά, δηλαδή, εκτός από την μεροληψία, σημαντικά είναι το εύρος και η μετατόπιση στην εκάστοτε περίοδο. Ο Taylor (2001) παρουσίασε το λεγόμενο διάγραμμα Taylor, που χρησιμοποιείται για την παρουσίαση των δεδομένων υπό τους όρους του συντελεστή σφάλματος RMSE, την τυπική απόκλιση και την συσχέτιση, παρουσιάζοντας μια ανάλυση με έμφαση στα χαρακτηριστικά του ετήσιου κύκλου. Παρόλο που αυτά τα χαρακτηριστικά δεν είναι πλήρως ανεξάρτητα, υπάρχει μία αναλογία μεταξύ της μεροληψίας και του συντελεστή σφάλματος RMSE, όπως και μεταξύ του εύρους και της τυπικής απόκλισης, και επιπλέον η συσχέτιση αποτελεί μία καλή αναπαράσταση της μετατόπισης στον ετήσιο κύκλο. Για την εξαγωγή βαρών χρησιμοποιείται η ακόλουθη εξίσωση:

$$S = \frac{4(1+R)}{(\sigma + 1/\sigma)^2 (1+R_0)} \quad (5-7)$$

όπου R_0 είναι η μέγιστη δυνατή συσχέτιση που μπορεί να επιτευχθεί. Η παράμετρος R είναι ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ των προσομοιωμένων και καταγεγραμμένων δεδομένων και $\sigma = \sigma_m / \sigma_0$ είναι η τυπική απόκλιση των αποτελεσμάτων του μοντέλου κανονικοποιημένη ως προς την τυπική απόκλιση των καταγεγραμμένων δεδομένων.

5.2.2. Διόρθωση σφαλμάτων μεροληψίας

Τα αποτελέσματα των RCM εμπεριέχουν σφάλματα μεροληψίας τα οποία αυξάνονται με την αύξηση του χρόνου ανάλυσης (μελλοντική περίοδος) και έχουν διαφορετική ένταση ανάλογα με την παράμετρο (Sharma et al., 2007; Hansen et al., 2006; Feddersen και Andersen, 2005). Η παράμετρος της βροχόπτωσης συνήθως εμπεριέχει μεγαλύτερα σφάλματα από αυτά της θερμοκρασίας (Wood et al., 2004). Προκειμένου τα αποτελέσματα αυτά να χρησιμοποιηθούν σε μελέτες επιπτώσεων, τα σφάλματα αυτά πρέπει να διορθωθούν. Υπάρχουν διάφορες τεχνικές για την διόρθωση των σφαλμάτων που ποικίλουν ανάλογα με την εξεταζόμενη παράμετρο και την χρονική διακριτοποίηση της χρονοσειράς της παραμέτρου. Για παράδειγμα, για τις παραμέτρους της μηνιαίας βροχόπτωσης και μηνιαίας και ημερήσιας θερμοκρασίας χρησιμοποιείται μια πιο απλοϊκή προσέγγιση από την τεχνική διόρθωσης για την ημερήσια βροχόπτωση.

Τα σφάλματα της ημερήσιας βροχόπτωσης των RCMs υποβαθμίζουν όλο το φάσμα της έντασης: ένας χαμηλός αριθμός των ξηρών ημερών, οι οποίες αντισταθμίζονται από ημέρες με ίχνη βροχής, καταλήγει σε μία μεροληψία στο μέσο όρο καθώς επίσης και η ανικανότητα αναπαράστασης ακραίων τιμών βροχόπτωσης δημιουργεί παρόμοια προβλήματα (Boberg et al., 2007; Leander et al., 2007). Οι επιστήμονες που μελετούν το κλίμα συνήθως παρουσιάζουν τις μελλοντικές μεταβολές ή τις τοπικές προβαλλόμενες μελλοντικές τάσεις της θερμοκρασίας και της βροχόπτωσης υπό το πρίσμα των σχετικών αλλαγών στις στατιστική των παραμέτρων (Piani et al., 2008; Gutowski, et al., 2007). Προκειμένου αυτές οι προβολές να χρησιμοποιηθούν για μελέτες επιπτώσεων, πρέπει να εξαχθούν μεταδεδομένα με ρεαλιστικά στατιστικά χαρακτηριστικά και που να ενσωματώνονται στις προβαλλόμενες παραμέτρους.

Κρίσιμη είναι, επίσης, η ρεαλιστική αναπαράσταση των βροχομετρικών πεδίων που προκύπτουν από τα κλιματικά μοντέλα για μελλοντικές χρονικές περιόδους προκειμένου να χρησιμοποιηθούν στην αξιολόγηση των επιπτώσεων και της ευπάθειας (Semenov και Doblas-Reyes, 2007; Schneider et al., 2007; Wood et al., 2004). Ως εκ τούτου, οι ερευνητές χρησιμοποιούν τις τεχνικές διόρθωσης σφαλμάτων μεροληψίας που εφαρμόζονται σε ολόκληρο το φάσμα του ιστογράμματος της έντασης (Baigorria et al., 2007). Συχνά αυτό περιλαμβάνει κάποια μορφή εξίσωσης μεταφοράς που προέρχεται από τις καταγεγραμμένες

και προσομοιωμένες εξισώσεις κατανομής αθροιστικής πιθανότητας (CDF) (Ines και Hansen, 2006).

Η ονοματολογία των μεθόδων αυτών παρουσιάζει ένα ευρύ φάσμα στην βιβλιογραφία: όπως quintile mapping, histogram equalizing, rank matching κ.α. Στην παρούσα μελέτη η μέθοδος ονομάζεται στατιστική διόρθωση μεροληπτικού σφάλματος (statistical bias correction). Η εφαρμογή της διόρθωσης εξαγόμενης από τα καταγεγραμμένα κλιματικά δεδομένα (παρελθοντικά) στα προβαλλόμενα προσομοιωμένα κλιματικά δεδομένα (μελλοντικά) γίνεται υπό την υπόθεση ότι η διόρθωση αυτή ισχύει για το προβαλλόμενο κλίμα, το οποίο δεν αποτελεί μια τετριμμένη υπόθεση (Trenberth et al., 2007; Trenberth, 2003).

5.2.2.1. Διόρθωση σφαλμάτων μεροληψίας σε μηνιαίου χρονικού βήματος βροχόπτωσης και θερμοκρασίας και ημερήσιου βήματος θερμοκρασίας

Η διόρθωση μεροληψίας σε μηνιαία δεδομένα βροχόπτωσης και θερμοκρασίας αλλά και ημερήσια δεδομένα θερμοκρασίας πρέπει ιδανικά να αντισταθμίζει τις διαφορές στη μέση τιμή και στη μεταβλητότητα όσον αφορά τα ιστορικά (καταγεγραμμένα) στοιχεία και ταυτόχρονα να μην δρα περιοριστικά στο εύρος διακύμανσης των μελλοντικών αλλαγών. Η διόρθωση μεροληψίας βασίζεται γενικά σε ιστορικά δεδομένα. Η ακόλουθη εξίσωση διορθώνει τη μεροληψία με την αφαίρεση των διαφορών μεταξύ των καταγεγραμμένων (για παράδειγμα της 30ετίας 1970-2000) και των προσομοιωμένων τιμών.

$$X'_{i,t} = X_{i,t} - \overline{X_{i,m}} + \overline{X_{i,o}} \quad (5-8)$$

όπου $X_{i,t}$ είναι η πρόβλεψη του μοντέλου για τον μήνα i του έτους t , $\overline{X_{i,m}}$ είναι μέση τιμή του μοντέλου της παρελθούσας 30ετίας για τον μήνα i , $\overline{X_{i,o}}$ είναι μέση καταγεγραμμένη τιμή της παρελθούσας 30ετίας για τον μήνα i και $X'_{i,t}$ είναι η μεροληπτικά διορθωμένη χρονοσειρά του μοντέλου. Η μετατροπή αυτή διορθώνει την μέση μεροληψία.

Μία δεύτερη μετατροπή στα αποτελέσματα του μοντέλου εξυπηρετεί στην διαμόρφωση του εύρους διακύμανσης των μελλοντικών αλλαγών. Αυτή η διαδικασία λαμβάνει υπόψη την

ακολουθία και την κλίμακα των ανωμαλιών και τις προσαρμόζει σύμφωνα με τα χαρακτηριστικά της ιστορικής (καταγεγραμμένης) μεταβλητήτας ως εξής:

$$\Delta_{i,t} = X'_{i,t} - \bar{X}'_{i,t} \quad (5-9)$$

$$X''_{i,t} = \Delta_{i,t} \left(\frac{\sigma_{i,o}}{\sigma_{i,m}} \right) + \bar{X}'_{i,t} \quad (5-10)$$

Στις παραπάνω εξισώσεις, $\Delta_{i,t}$ είναι η ανωμαλία του μήνα i του έτους t, $\bar{X}'_{i,t}$ είναι η μέση τάση του μοντέλου για τον μήνα i του έτους t, $\sigma_{i,o}$ είναι η τυπική απόκλιση των καταγεγραμμένων δεδομένων κατά την παρελθούσα περίοδο, $\sigma_{i,m}$ είναι η τυπική απόκλιση των αποτελεσμάτων του μοντέλου για την ίδια περίοδο και $X''_{i,t}$ είναι η τελική χρονοσειρά των πλήρως τροποποιημένων δεδομένων. Κατά συνέπεια η εξαγόμενη χρονοσειρά παρουσιάζει την κατάλληλη μέση τιμή και διακύμανση σύμφωνα με τα χαρακτηριστικά των καταγεγραμμένων στοιχείων της ιστορικής περιόδου (1970-2000).

5.2.2.2. Διόρθωση σφαλμάτων μεροληψίας σε ημερήσιου χρονικού βήματος δεδομένα βροχόπτωσης

Η στατιστική διόρθωση μεροληπτικού σφάλματος βασίζεται στην παραδοχή ότι τόσο η καταγεγραμμένη όσο και η προσομοιωμένη χρονοσειρά βροχόπτωσης περιγράφεται επαρκώς από μία εξίσωση κατανομής πυκνότητας πιθανότητας (pdf), για παράδειγμα την κατανομή τύπου γάμμα:

$$pdf(x) = \frac{e^{-\frac{x}{\theta}}x^{(k-1)}}{\Gamma(k)\theta^k} \quad (5-11)$$

όπου x είναι η κανονικοποιημένη ημερήσια βροχόπτωση.

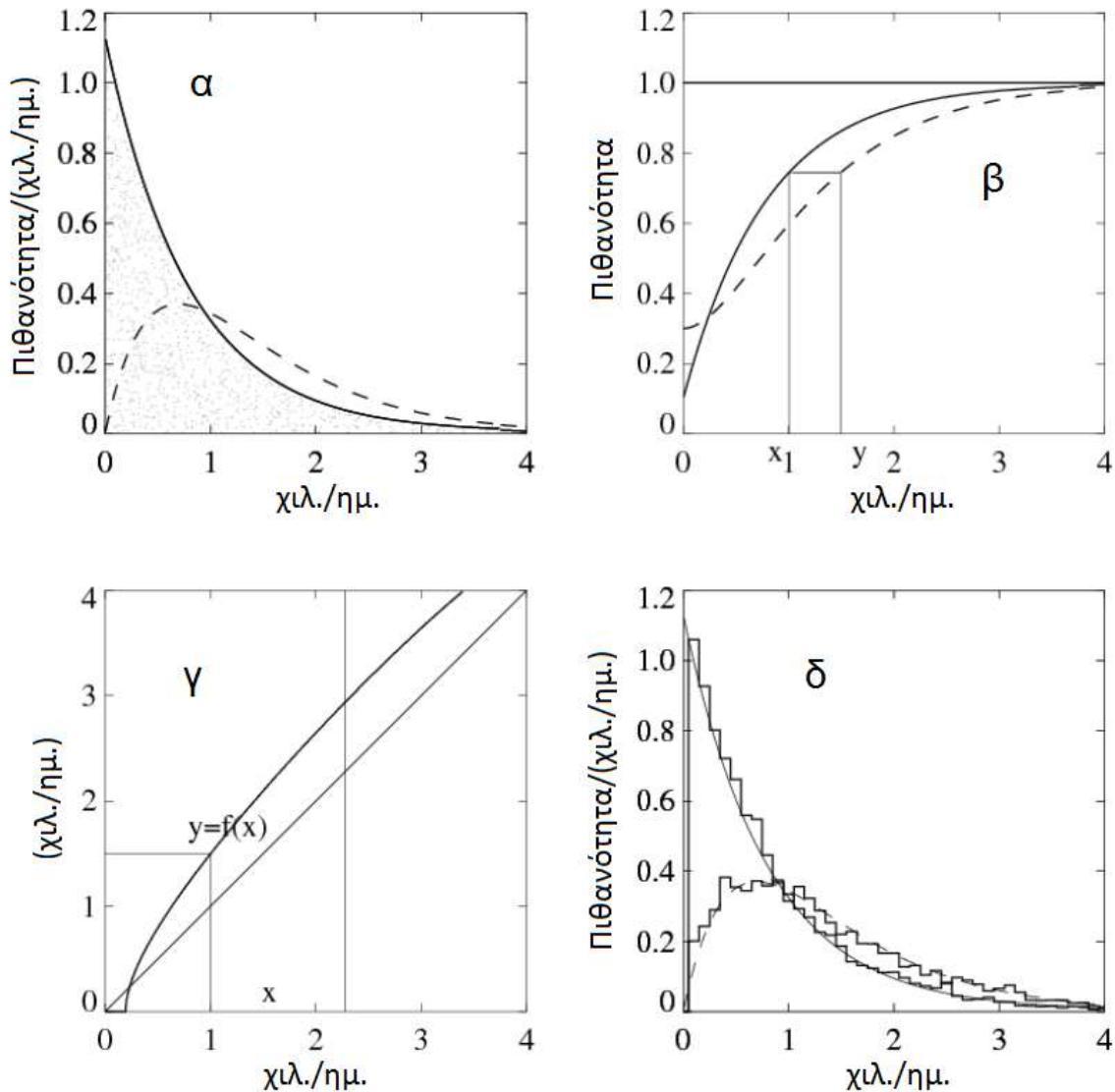
Αυτό αποτελεί μία γενικευμένη πρακτική για την παράμετρο της ημερήσιας βροχόπτωσης όπου $k > 1$ (Wilks, 1995; Katz, 1999). Για την προσομοιωμένη ημερήσια βροχόπτωση υπάρχουν περιπτώσεις όπου η βέλτιστη προσαρμογή επιτυγχάνεται με τιμές του $k \leq 1$. Αυτές είναι περιπτώσεις με υψηλό αριθμό ημερών που χαρακτηρίζονται από ίχνη βροχόπτωσης και από μεγάλη πτώση στην εμφάνιση τιμών υψηλότερης βροχόπτωσης (κλίση της εξίσωσης). Η

κατανομή τύπου γάμμα δεν ορίζεται στο $x = 0$ όταν $k < 1$, έτσι η προσαρμογή περιορίζεται σε τιμές $x > 0$ και ο αριθμός «ξηρών» ημερών λειτουργεί σαν παράμετρος διόρθωσης. Για παράδειγμα, θεωρείται ότι η pdf $\rho(x)$ της προσομοιωμένης βροχόπτωσης (μετά από αποκλεισμό των μηδενικών τιμών) για μια συγκεκριμένη περιοχή (υδρολογική λεκάνη ή στοιχείο του πλέγματος) προσαρμόζεται ικανοποιητικά από την κατανομή τύπου γάμμα (**Εικόνα 5-3α** συνεχής γραμμή) με $k = 1$ και $q = 0,8$. Επίσης, θεωρείται ότι η διακεκομμένη γραμμή (**Εικόνα 5-3α**) προσαρμόζεται ικανοποιητικά στην pdf των καταγεγραμμένων τιμών ημερήσιας βροχόπτωσης (μετά από αποκλεισμό των μηδενικών τιμών) για την ίδια περιοχή και χαρακτηρίζεται από μία κατανομή τύπου γάμμα με $k = 2$ και $q = 0,7$. Για την εξαγωγή μίας εξίσωσης μεταφοράς $y = f(x)$, όπου x και y είναι οι προσομοιωμένες και διορθωμένες τιμές ημερήσιας βροχόπτωσης, αντίστοιχα, και η κατανομή της y να ταιριάζει με αυτή των καταγεγραμμένων τιμών, σχεδιάζονται οι εξισώσεις κατανομής αθροιστικής πιθανότητας (cdf's) και για τις δύο μεταβλητές, που ορίζεται ως:

$$cdf(x) = \int_0^x \frac{e^{-\frac{x}{\theta}} x'^{(k-1)}}{\Gamma(k)\theta^k} dx' + cdf(0) \quad (5-12)$$

όπου $cdf(0)$ είναι το μέρος των ημερών χωρίς βροχόπτωση, όπως φαίνεται στην **Εικόνα 5-3β**. Η ζητούμενη εξίσωση μεταφοράς $y = f(x)$ υπακούει στην εξίσωση $cdf_{obs}(f(x)) = cdf_{sim}(x)$ και μπορεί να παρασταθεί γραφικά όπως φαίνεται στην **Εικόνα 5-3β**. Η εξίσωση μεταφοράς $y = f(x)$ παρουσιάζεται στην **Εικόνα 5-3γ**. Ο βαθμός απόκλισης της $f(x)$ από την γραμμή $y = x$ (**Εικόνα 5-3γ**) είναι ένα μέτρο διαφοράς μεταξύ καταγεγραμμένων και προσομοιωμένων τιμών των pdf. Στην **Εικόνα 5-3α** η περιοχή κάτω από την pdf που συμβολίζεται με συνεχή γραμμή απαρτίζεται από τυχαία κατανεμημένα σημεία με σταθερή πυκνότητα επιφανείας. Ως εκ τούτου, η κατανομή της συντεταγμένης x αυτών των σημείων προσεγγίζεται καλά από την ίδια την pdf. Το σύνολο αυτών των δεδομένων συμβολίζεται ως X' . Στην **Εικόνα 5-3δ** επανασχεδιάζεται τόσο η συνεχής (προσομοιωμένα) τόσο και η διακεκομμένη (καταγεγραμμένα) pdf. Στη συνέχεια το ιστόγραμμα των δεδομένων X' υπερτίθεται και όπως αναμένεται ακολουθεί ικανοποιητικά την pdf των προσομοιώσεων. Το σύνολο δεδομένων X' μετασχηματίζεται σύμφωνα με την μεθοδολογία, δίνοντας ένα νέο σύνολο δεδομένων $Y' = f(x)$. Το ιστόγραμμα των σημείων Y' υπερτίθεται στην **Εικόνα 5-3δ** και όπως αναμένεται ακολουθεί την διακεκομμένη (καταγεγραμμένα) pdf. Με αυτή την

μέθοδο εξάγεται η εξίσωση μεταφοράς όπου διορθώνει τα προσομοιωμένα δεδομένα με βάση τα καταγεγραμμένα.



Εικόνα 5-3: Στατιστική διόρθωση σε συνθετικό σύνολο δεδομένων ημερήσιας βροχόπτωσης.

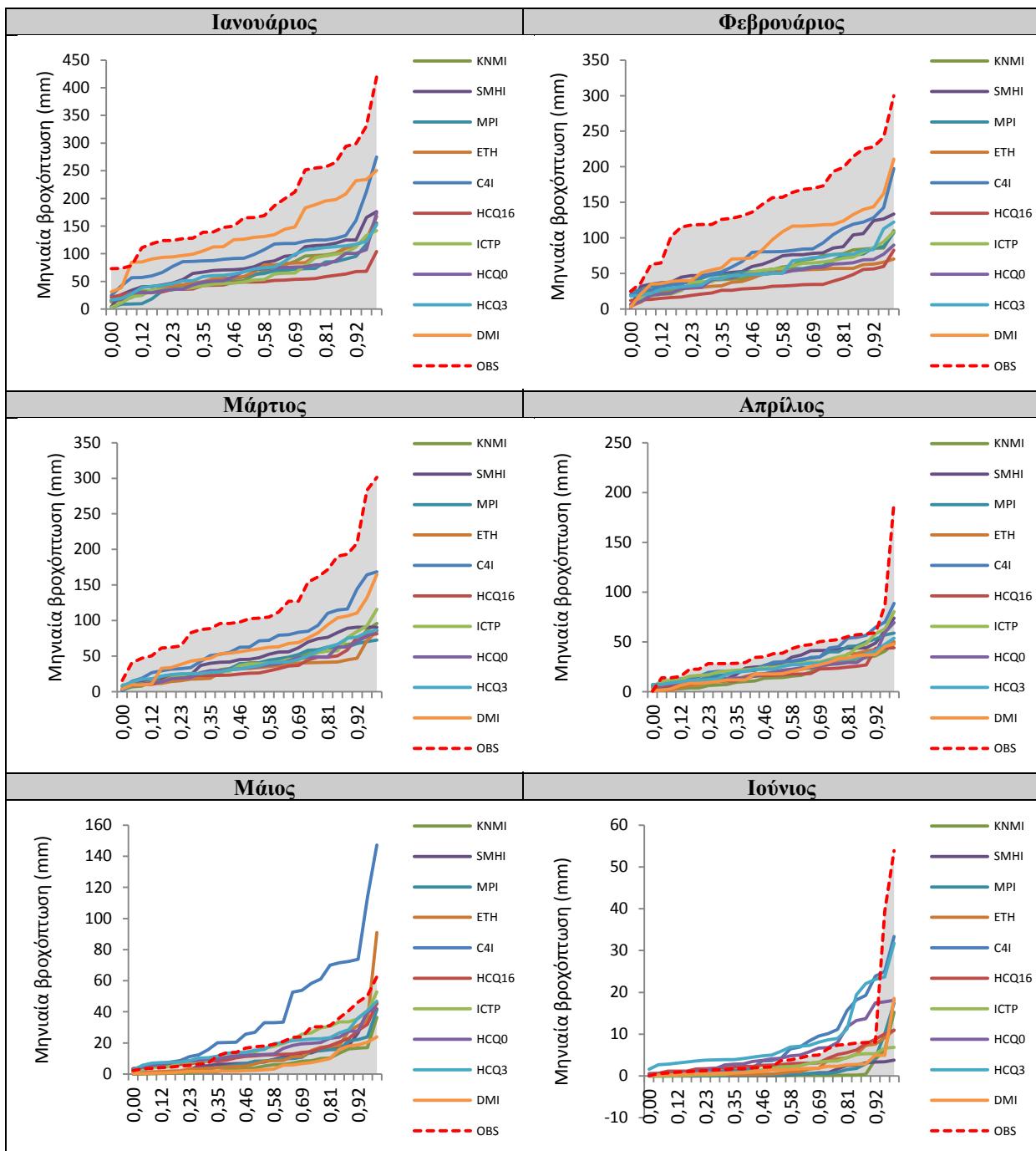
α) pdf προσομοιωμένης ημερήσιας βροχόπτωσης (συνεχής γραμμή), pdf καταγεγραμμένης ημερήσιας βροχόπτωσης (διακεκομμένη γραμμή), β) Cdfs εξαγόμενες από την ενσωμάτωση των αντίστοιχων pdfs του σχήματος (α), γ) Εξίσωση μεταφοράς εξαγόμενη γραφικά από (β) με την επίλυση : καταγεγραμμένη-cdf(y)= προσομοιωμένη-cdf(x) (συνεχής γραμμή), δ) Ιστόγραμμα του συνθετικού συνόλου δεδομένων που δίνεται από την συντεταγμένη x των ομοιόμορφα κατανεμημένων σημείων από την pdf που συμβολίζεται με συνεχή γραμμή σε (α) υπέρθεση στην ίδια pdf (λεπτή συνεχής γραμμή), ιστόγραμμα μετασχηματισμένων δεδομένων $f(x)$ υπερτιθέμενα στην διακεκομμένη pdf από (α) (την ίδια διακεκομμένη γραμμή).

5.3. Αποτελέσματα

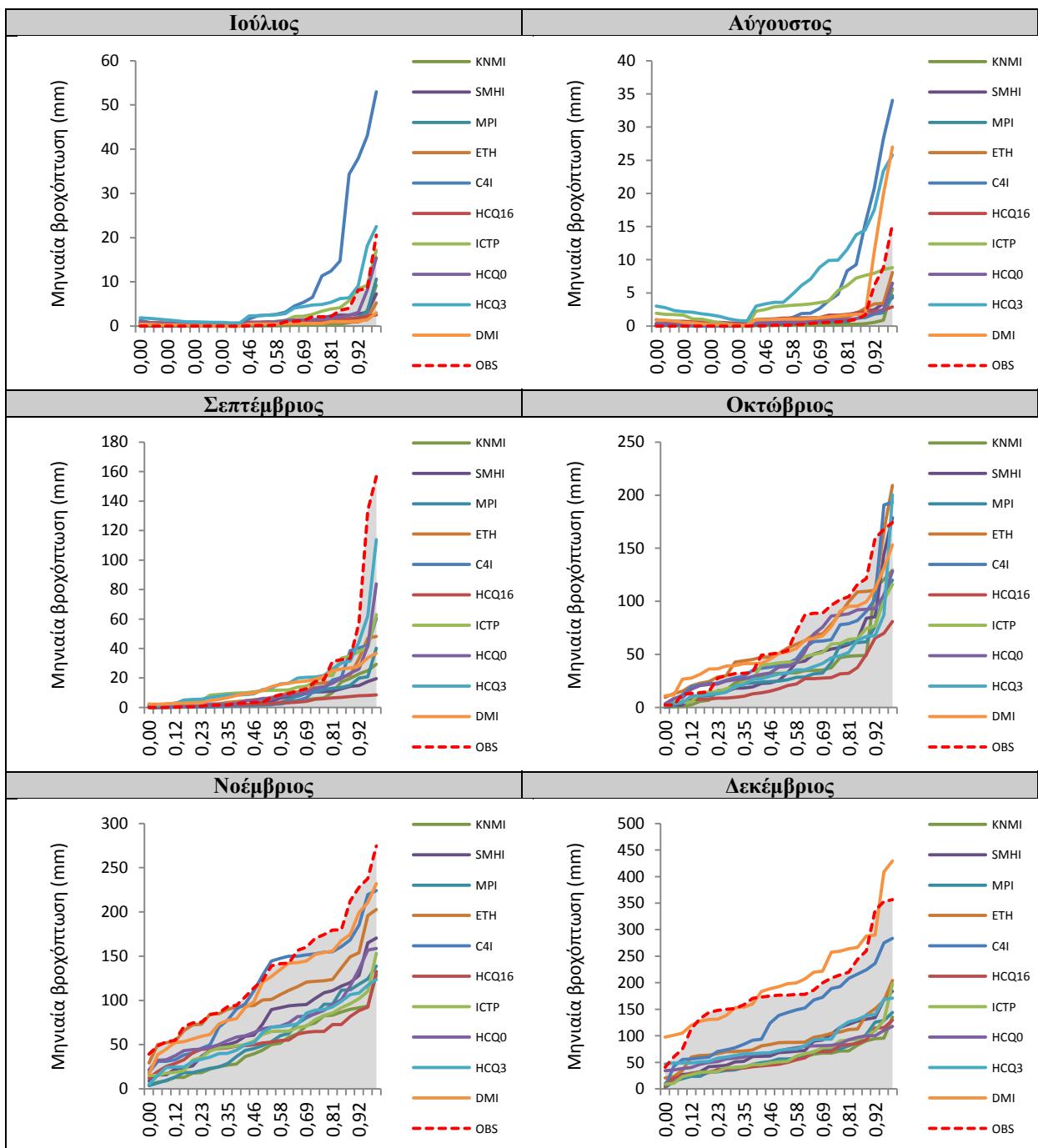
5.3.1.Βροχόπτωση

Η μέση καταγεγραμμένη μηνιαία βροχόπτωση σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την περίοδο 1973-2000 στην περιοχή της Κρήτης εξάχθηκε όπως περιγράφεται στην Ενότητα 4.1. Συγκεκριμένα βάρη-δείκτες στάθμισης για κάθε RCM εξάχθηκαν προκειμένου για την εκτίμηση της βέλτιστης αναπαράστασης της βροχόπτωσης σε μηνιαίο βήμα και σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης. Σε πρώτο στάδιο ελέγχθηκε το μέτρο κατανομής πυκνότητας πιθανότητας για κάθε μήνα του έτους με βάση την μέση επιφανειακή μηνιαία βροχόπτωση της Κρήτης για την περίοδο 1973-2000. Η **Εικόνα 5-4** και η **Εικόνα 5-5** περιέχουν τα διαγράμματα αθροιστικής κατανομής πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη βροχόπτωση (από τα 10 RCM) στην περιοχή της Κρήτης για τους 12 μήνες του ημερολογιακού έτους, της περιόδου 1973-2000. Σε αυτά τα διαγράμματα απεικονίζεται η ικανότητα του εκάστοτε RCM στο να αναπαραστήσει την καταγεγραμμένη βροχόπτωση (OBS) για κάθε μήνα. Παρατηρείται ότι ορισμένα RCM συμπεριφέρονται καλύτερα από κάποια άλλα για συγκεκριμένους μήνες. Για ορισμένους μήνες εμφανίζεται μια σαφώς πιο διάσπαρτη συμπεριφορά. Επίσης, παρατηρείται ότι οι cdf όλων των μοντέλων είναι χαμηλότερες από την cdf των καταγεγραμμένων τιμών για τους χειμερινούς μήνες. Παρόλα αυτά, υπάρχουν τόσο μοντέλα που βρίσκονται κοντά στις πραγματικές τιμές, όσο και μοντέλα που υπερεκτιμούν ή υποεκτιμούν τις τιμές αυτές.

Ο **Πίνακας 5-2** περιέχει τις συνδυασμένες σταθμισμένες αθροιστικές τιμές για την παράμετρο της βροχόπτωσης βάσει των αποτελεσμάτων ικανότητας αναπαράστασης κατανομής πυκνότητας πιθανότητας (μέτρο F1), για όλα τα RCM και για κάθε μήνα του έτους, καθώς και τα τελικά βάρη (**Πίνακας 5-3**).



Εικόνα 5-4: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη βροχόπτωση στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι πρώτους μήνες του ημερολογιακού έτους



Εικόνα 5-5: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη βροχόπτωση στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι τελευταίους μήνες του ημερολογιακού έτους

Πίνακας 5-2. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F1.

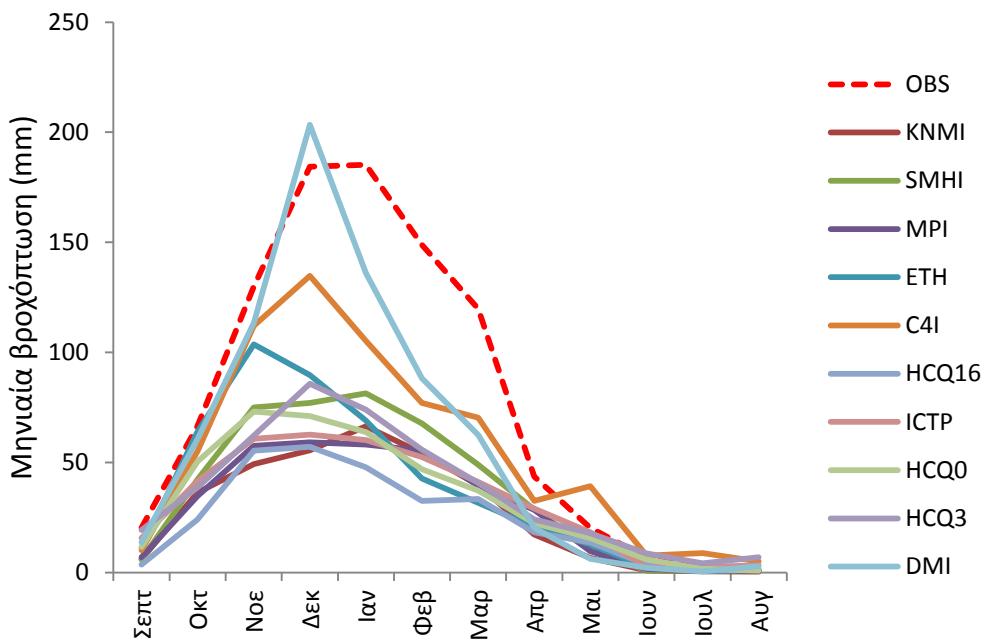
	<i>KNMI</i>	<i>SMHI</i>	<i>MPI</i>	<i>ETH</i>	<i>C4I</i>	<i>HCQ16</i>	<i>ICTP</i>	<i>HCQ0</i>	<i>HCQ3</i>	<i>DMI</i>
Σεπτ	0,0348	0,0558	0,0503	0,0577	0,0709	0,0352	0,0615	0,0673	0,5247	0,0418
Οκτ	0,0087	0,0164	0,0069	0,6347	0,1866	0,0031	0,0124	0,0365	0,0120	0,0827
Νοε	0,0058	0,0158	0,0082	0,1010	0,5016	0,0064	0,0080	0,0127	0,0084	0,3321
Δεκ	0,0040	0,0071	0,0046	0,0087	0,1438	0,0043	0,0052	0,0050	0,0075	0,8097
Γεν	0,0530	0,0735	0,0454	0,0546	0,1439	0,0340	0,0472	0,0494	0,0598	0,4392
Φεβ	0,0723	0,1084	0,0699	0,0532	0,1644	0,0432	0,0699	0,0593	0,0760	0,2835
Μαρ	0,0729	0,0969	0,0707	0,0572	0,2513	0,0610	0,0773	0,0666	0,0734	0,1725
Απρ	0,0386	0,1345	0,1277	0,0521	0,2698	0,0416	0,1496	0,0632	0,0731	0,0499
Μαι	0,0042	0,0119	0,0077	0,0249	0,0018	0,0324	0,6350	0,1680	0,1104	0,0037
Ιουν	0,0090	0,0080	0,0113	0,0144	0,5400	0,0378	0,0160	0,2826	0,0638	0,0171
Ιουλ	0,0963	0,0721	0,0861	0,0285	0,0006	0,0226	0,3288	0,3314	0,0122	0,0213
Αυγ	0,0844	0,1068	0,0511	0,3347	0,0025	0,3253	0,0084	0,0775	0,0007	0,0085
Συνολικό	0,0403	0,0589	0,0450	0,1185	0,1898	0,0539	0,1183	0,1016	0,0852	0,1885

Διάφορα χαρακτηριστικά γνωρίσματα εξάγονται από μια πρώτη επισκόπηση: παρατηρείται μια σημαντική διασπορά στην απόδοση για το σύνολο των RCMs και των εκάστοτε μηνών. Μερικά RCM συμπεριφέρονται με μεγαλύτερη συνέπεια κατά τη διάρκεια ορισμένων μηνών έναντι άλλων. Εντούτοις, υπάρχουν σαφώς RCMs που συμπεριφέρονται αρκετά καλύτερα από κάποια άλλα (0,189 υψηλότερη απόδοση - 0,045 χαμηλότερη απόδοση).

Πίνακας 5-3. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F1.

RCM	Απόδοση - βάρος
C4I	0,189773285
DMI	0,188496415
ETH	0,118476608
ICTP	0,118279225
HCQ0	0,101620411
HCQ3	0,08515611
SMHI	0,058947318
HCQ16	0,053905556
MPI	0,04500301
KNMI	0,040342062

Σε δεύτερο στάδιο ελέγχθηκε το μέτρο ικανότητας αναπαράστασης εποχικότητας ετήσιου κύκλου για την παράμετρο της βροχόπτωσης σύμφωνα με την προσέγγιση Taylor (2001). Στο διάγραμμα της **Εικόνα 5-6** παρουσιάζεται ο ετήσιος κύκλος βροχόπτωσης για τα ENSEMBLE RCMs συγκρινόμενα με την καταγεγραμμένη βροχόπτωση (OBS) της Κρήτης κατά την περίοδο 1973-2000.



Εικόνα 5-6: Ετήσιος κύκλος βροχόπτωσης για τα ENSEMBLE RCMs συγκρινόμενα με την καταγεγραμμένη βροχόπτωση (OBS) στην Κρήτη (περίοδος 1973-2000)

Ο Πίνακας 5-4 και ο Πίνακας 5-5 περιγράφουν την απόδοση των RCM βάσει του κριτηρίου F2.

Πίνακας 5-4. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F2.

	KNMI	SMHI	MPI	ETH	C4I	HCQ16	ICTP	HCQ0	HCQ3	DMI
Σεπτ	0,1095	0,0587	0,1685	0,3198	0,4897	0,0142	0,4388	0,3863	0,6351	0,1414
Οκτ	0,6313	0,6919	0,6447	0,8241	0,8023	0,4553	0,6375	0,8733	0,8124	0,6321
Νοε	0,3937	0,6797	0,4830	0,8363	0,7777	0,3296	0,4517	0,6939	0,6751	0,5217
Δεκ	0,2892	0,5357	0,4714	0,6094	0,8887	0,3936	0,5854	0,2310	0,6080	0,9907
Γεν	0,5308	0,6080	0,4341	0,2475	0,7630	0,1410	0,4720	0,2707	0,4212	0,6341
Φεβ	0,4813	0,5698	0,3179	0,1494	0,5094	0,1591	0,4522	0,1990	0,3008	0,7569
Μαρ	0,3696	0,4147	0,2679	0,2095	0,4761	0,2023	0,3705	0,2370	0,2364	0,4873
Απρ	0,2601	0,5465	0,4433	0,4924	0,4955	0,2092	0,4650	0,4209	0,3995	0,2534
Μαϊ	0,3947	0,6352	0,6407	0,4264	0,5641	0,7365	0,7939	0,5967	0,5707	0,3203
Ιουν	0,2019	0,0451	0,2403	0,1898	0,5016	0,1394	0,1155	0,3871	0,4833	0,1916
Ιουλ	0,3099	0,2316	0,3591	0,1236	0,1877	0,0388	0,9839	0,5612	0,6723	0,0475
Αυγ	0,2459	0,3047	0,2470	0,4247	0,3101	0,1166	0,6805	0,2704	0,4185	0,4646
Συνολικό	0,0810	0,1022	0,0906	0,0932	0,1300	0,0564	0,1238	0,0985	0,1197	0,1045

Πίνακας 5-5. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F2.

RCM	Απόδοση - βάρος
C4I	0,1300
ICTP	0,1238
HCQ3	0,1197
DMI	0,1045
SMHI	0,1022
HCQ0	0,0985
ETH	0,0932
MPI	0,0906
KNMI	0,0810
HCQ16	0,0564

Ο **Πίνακας 5-3** και ο **Πίνακας 5-5** περιέχουν τις συνολικά σταθμισμένες τιμές για την παράμετρο της βροχόπτωσης βάσει των αποτελεσμάτων απόδοσης των RCM. Το μοντέλο C4I κρίνεται ως το αποδοτικότερο βάσει των κριτηρίων απόδοσης F1 και F2. Ο **Πίνακας 5-6** και ο **Πίνακας 5-7** περιέχουν τα τελικά σταθμισμένα βάρη για όλα τα RCM για την παράμετρο της βροχόπτωσης.

Πίνακας 5-6. Τελικές σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με τα μέτρα F1 και F2.

	KNMI	SMHI	MPI	ETH	C4I	HCQ16	ICTP	HCQ0	HCQ3	DMI
Σεπτ	0,0083	0,0071	0,0184	0,0400	0,0753	0,0011	0,0585	0,0563	0,7223	0,0128
Οκτ	0,0069	0,0143	0,0056	0,6560	0,1878	0,0018	0,0099	0,0399	0,0122	0,0656
Νοε	0,0033	0,0157	0,0058	0,1233	0,5695	0,0031	0,0053	0,0129	0,0083	0,2529
Δεκ	0,0012	0,0040	0,0023	0,0056	0,1341	0,0018	0,0032	0,0012	0,0048	0,8418
Γεν	0,0503	0,0798	0,0352	0,0242	0,1961	0,0086	0,0398	0,0239	0,0449	0,4973
Φεβ	0,0699	0,1240	0,0446	0,0159	0,1681	0,0138	0,0635	0,0237	0,0459	0,4307
Μαρ	0,0717	0,1069	0,0504	0,0319	0,3183	0,0328	0,0762	0,0420	0,0462	0,2236
Απρ	0,0225	0,1647	0,1269	0,0575	0,2996	0,0195	0,1560	0,0596	0,0654	0,0284
Μαϊ	0,0023	0,0105	0,0069	0,0148	0,0014	0,0332	0,7019	0,1396	0,0877	0,0017
Ιουν	0,0042	0,0008	0,0064	0,0064	0,6312	0,0123	0,0043	0,2549	0,0718	0,0076
Ιουλ	0,0497	0,0278	0,0515	0,0059	0,0002	0,0015	0,5385	0,3096	0,0137	0,0017
Αυγ	0,0747	0,1172	0,0455	0,5119	0,0028	0,1366	0,0207	0,0754	0,0010	0,0142
Συνολικό	0,0304	0,0561	0,0333	0,1244	0,2154	0,0222	0,1398	0,0866	0,0937	0,1982

Πίνακας 5-7. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την βροχόπτωση των ENSEMBLES RCMs σχετικά με τα μέτρα απόδοσης F1 και F2.

RCM	Απόδοση - βάρος
C4I	0,2154
DMI	0,1982
ICTP	0,1398
ETH	0,1244
HCQ3	0,0937
HCQ0	0,0866
SMHI	0,0561
MPI	0,0333
KNMI	0,0304
HCQ16	0,0222

Αξιολόγηση της μεθόδου στάθμισης της μηνιαίας βροχόπτωσης

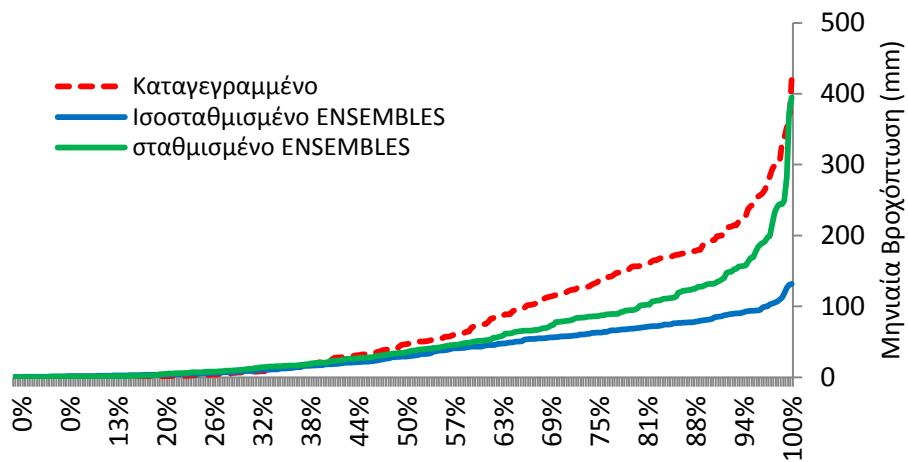
Προκειμένου να αξιολογηθεί εάν η εξαγωγή του βέλτιστου πιθανολογικού κλιματικού σεναρίου μέσω στατιστικής επεξεργασίας των αποτελεσμάτων των RCMs από την στάθμιση του κάθε RCM, για την παράμετρο της βροχόπτωσης, υπολογίζεται η σταθμισμένη χρονοσειρά με βάση την εξίσωση:

$$R_{\text{σταθμισμένο-ensemble}} = \frac{\sum_i W_i \cdot R_i}{\sum_i W_i} \quad (5-13)$$

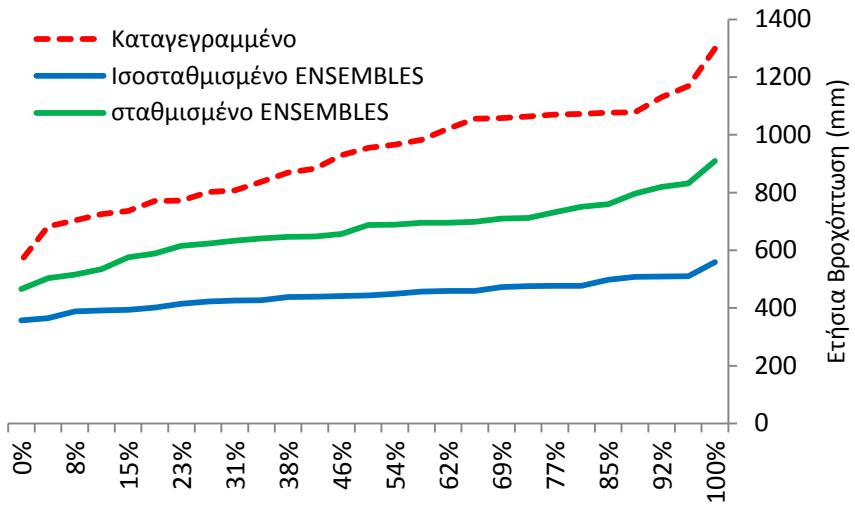
όπου R_i είναι η βροχόπτωση για κάθε RCM i και W_i το βάρος του. Το ισοσταθμισμένο αποτέλεσμα του συνδυασμού των RCM υπολογίζεται ως ο μέσος όρος των αποτελεσμάτων βροχόπτωσης από όλα τα RCM ($n = 10$ RCM):

$$R_{\text{ισοσταθμισμένο-ensemble}} = \frac{\sum_i R_i}{n} \quad (5-14)$$

Τα αποτελέσματα των δύο ανωτέρω εξισώσεων μπορούν να συγκριθούν υπό το πρίσμα της αθροιστικής κατανομής πιθανότητας με την καταγεγραμμένη βροχόπτωση για την περίοδο ελέγχου 1973-2000. Στην **Εικόνα 5-7** και **Εικόνα 5-8** παρουσιάζεται η βελτίωση που επιτυγχάνεται από την εφαρμογή της τεχνικής στάθμισης των αποτελεσμάτων των RCM για την μηνιαία και ετήσια βροχόπτωση, αντίστοιχα.



Εικόνα 5-7: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM μηνιαίας βροχόπτωσης (1973-2000)



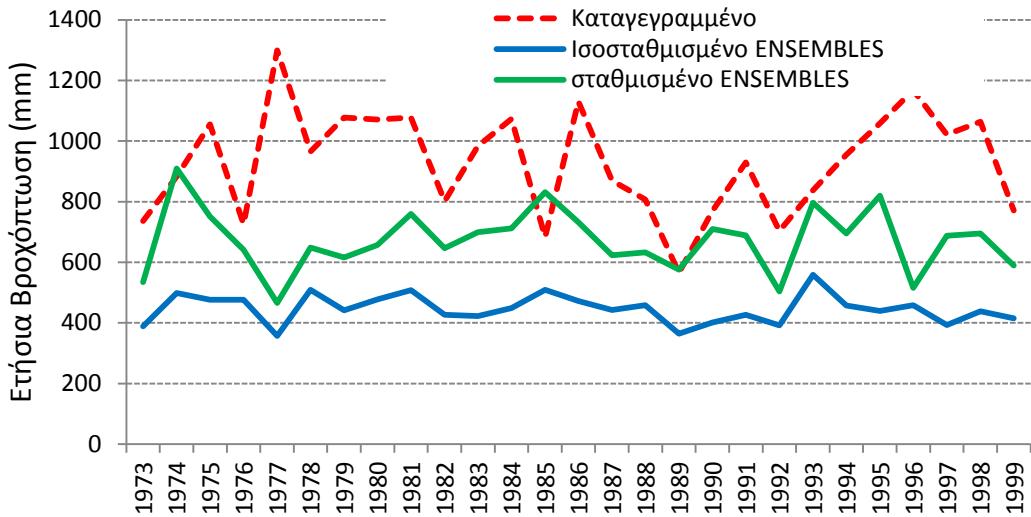
Εικόνα 5-8: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM ετήσιας βροχόπτωσης (1973-2000)

Ο Πίνακας 5-8 εμπεριέχει τα αποτελέσματα του μέσου όρου (M.O.), του συντελεστή διασποράς (CV) και της ελάχιστης και μέγιστης τιμής ετήσιας βροχόπτωση για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την περιοχή της Κρήτης.

Πίνακας 5-8. Αποτελέσματα μέσου όρου (M.O.) συντελεστή διασποράς (CV), ελάχιστης και μέγιστης τιμής ετήσιας βροχόπτωση για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.

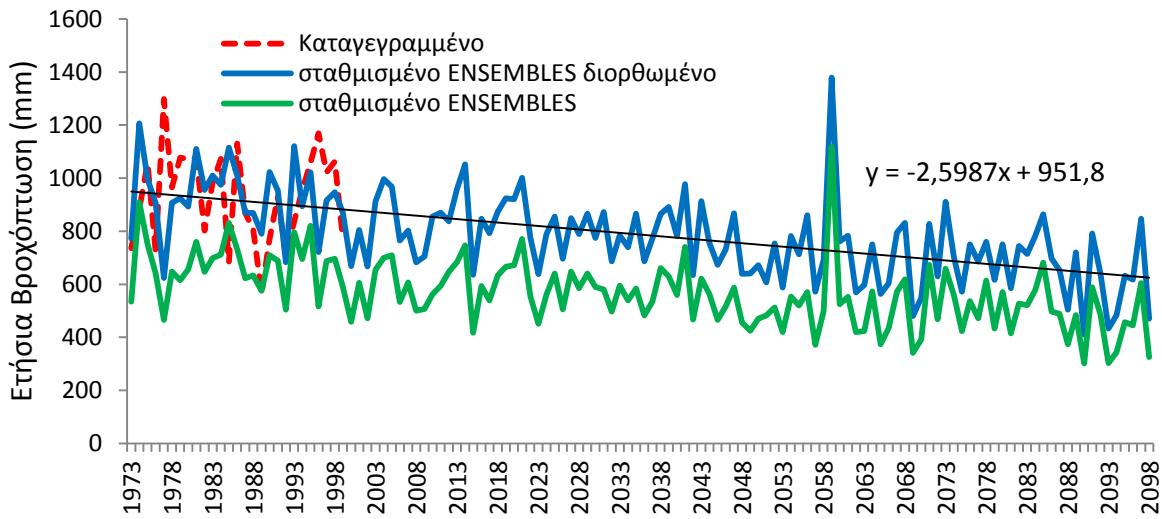
Λεδομένα	M.O. (mm)	CV	Ελάχιστο (mm)	Μέγιστο (mm)
Καταγεγραμμένα (OBS)	929.0	0.188971	565.1	1298.9
ισοσταθμισμένο ENSEMBLE	446.7	0.106629	357.5	558.6
σταθμισμένο ENSEMBLE	671.7	0.154924	465.5	909.6

Η Εικόνα 5-9 παρουσιάζει την Χρονοσειρά ετήσιας βροχόπτωσης για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.

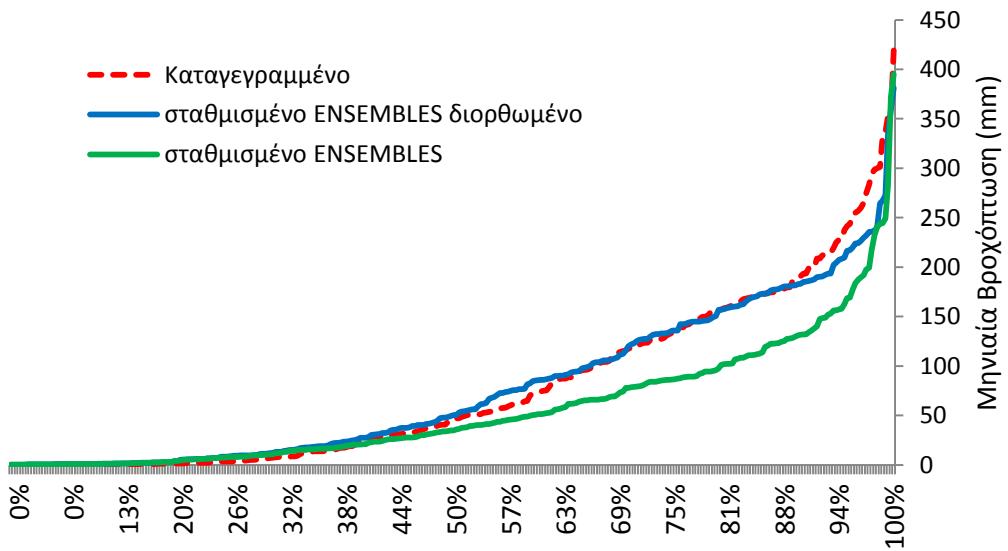


Εικόνα 5-9: Χρονοσειρά ετήσιας βροχόπτωσης για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.

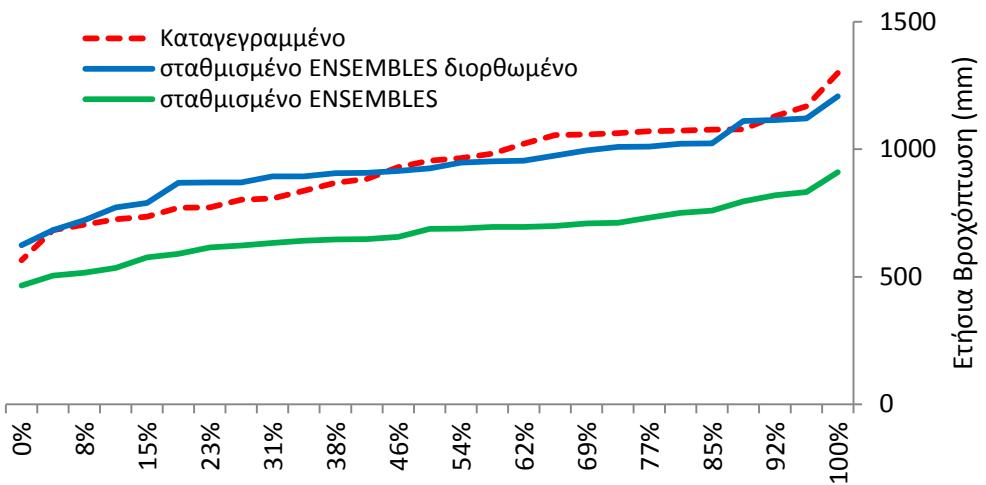
Παρόλο που το σταθμισμένο Ensemble παρουσιάζει βελτιωμένη αναπαράσταση της βροχόπτωσης για την περιοχή της Κρήτης, υπάρχει αρκετά μεγάλη απόκλιση από τις πραγματικές τιμές. Η απόκλιση αυτή πιθανώς να οφείλεται στην ελλιπή αναπαράσταση των συνθηκών από τις οριακές συνθήκες που καθορίζονται από τα δεδομένα ERA-40. Ειδικά για το μοντέλο ΕΤΗ όπου είναι και το μόνο για το οποίο εφαρμόσθηκε η τεχνική της φασματικής ώθησης, και αναμενόταν να έχει βελτιωμένα αποτελέσματα, έρχεται σε 4^η θέση κατάταξης σχετικά με την απόδοση. Το πλέγμα των δεδομένων ERA-40 έχει ανεπαρκή χωρική διακριτοποίηση (περίπου 300km) σε σχέση με το μέγεθος της Κρήτης, ώστε να περιγράψει ικανοποιητικά τις τοπικές συνθήκες και ιδίως το φαινόμενο της ορογενούς βροχόπτωσης. Το σφάλμα αυτό επιλέγηκε να διορθωθεί με την εφαρμογή μιας απλής μεθόδου διόρθωσης μεροληψίας, όπως αυτή περιγράφηκε στην ενότητα 5.2.2.1. Η σταθμισμένη χρονοσειρά μηνιαίας βροχόπτωσης των ENSEMBLES RCMs για την περίοδο 1973 – 2009 διορθώθηκε βάσει της μηνιαίας βροχόπτωσης της περιόδου 1973 – 2000. Τα αποτελέσματα αθροίστηκαν σε ετήσιο χρονικό βήμα και η ετήσια χρονοσειρά της βροχόπτωσης παρουσιάζεται στην Εικόνα 5-10. Η Εικόνα 5-11 και η Εικόνα 5-12 παρουσιάζουν το αποτέλεσμα της διόρθωσης με την μορφή αθροιστικής κατανομής πιθανότητας σε μηνιαίο και ετήσιο βήμα, αντίστοιχα.



Εικόνα 5-10: Χρονοσειρά ετήσιας βροχόπτωσης βασιζόμενη στα διορθωμένα – σταθμισμένα αποτελέσματα ENSEMBLES (μπλε γραμμή). Η πράσινη γραμμή απεικονίζει την σταθμισμένη χρονοσειρά και η κόκκινη την καταγεγραμμένη βροχόπτωση για την περιοχή της Κρήτης.

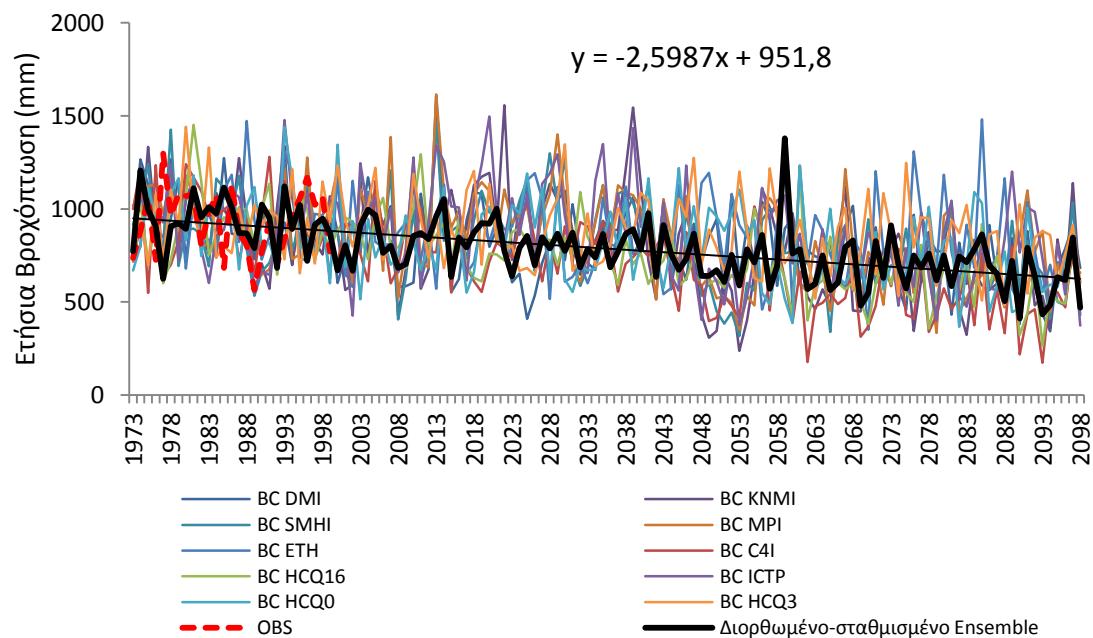


Εικόνα 5-11: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble μηνιαίας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2000.



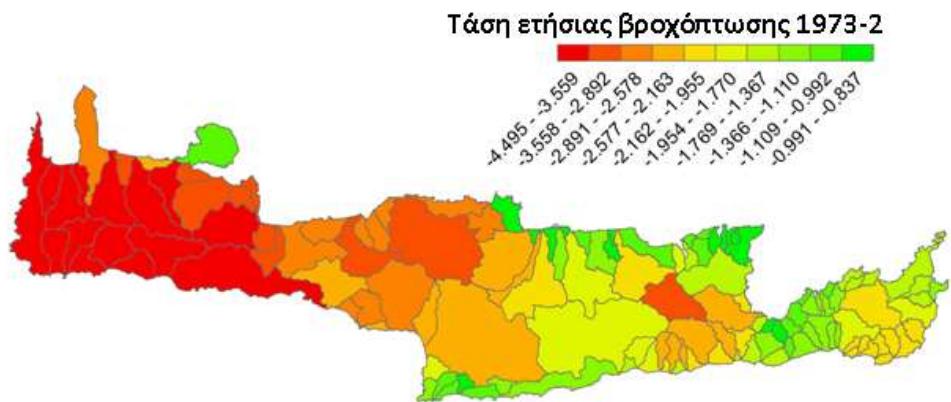
Εικόνα 5-12: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble ετήσιας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2000.

Στην Εικόνα 5-13 παρουσιάζονται οι χρονοσειρές ετήσιας βροχόπτωσης του σταθμισμένου-διορθωμένου συνόλου των RCMs ENSEMBLES και των μεμονωμένων διορθωμένων αποτελεσμάτων των 10 RCMs, καθώς και η γενικευμένη τάση της περιόδου 1973-2099.

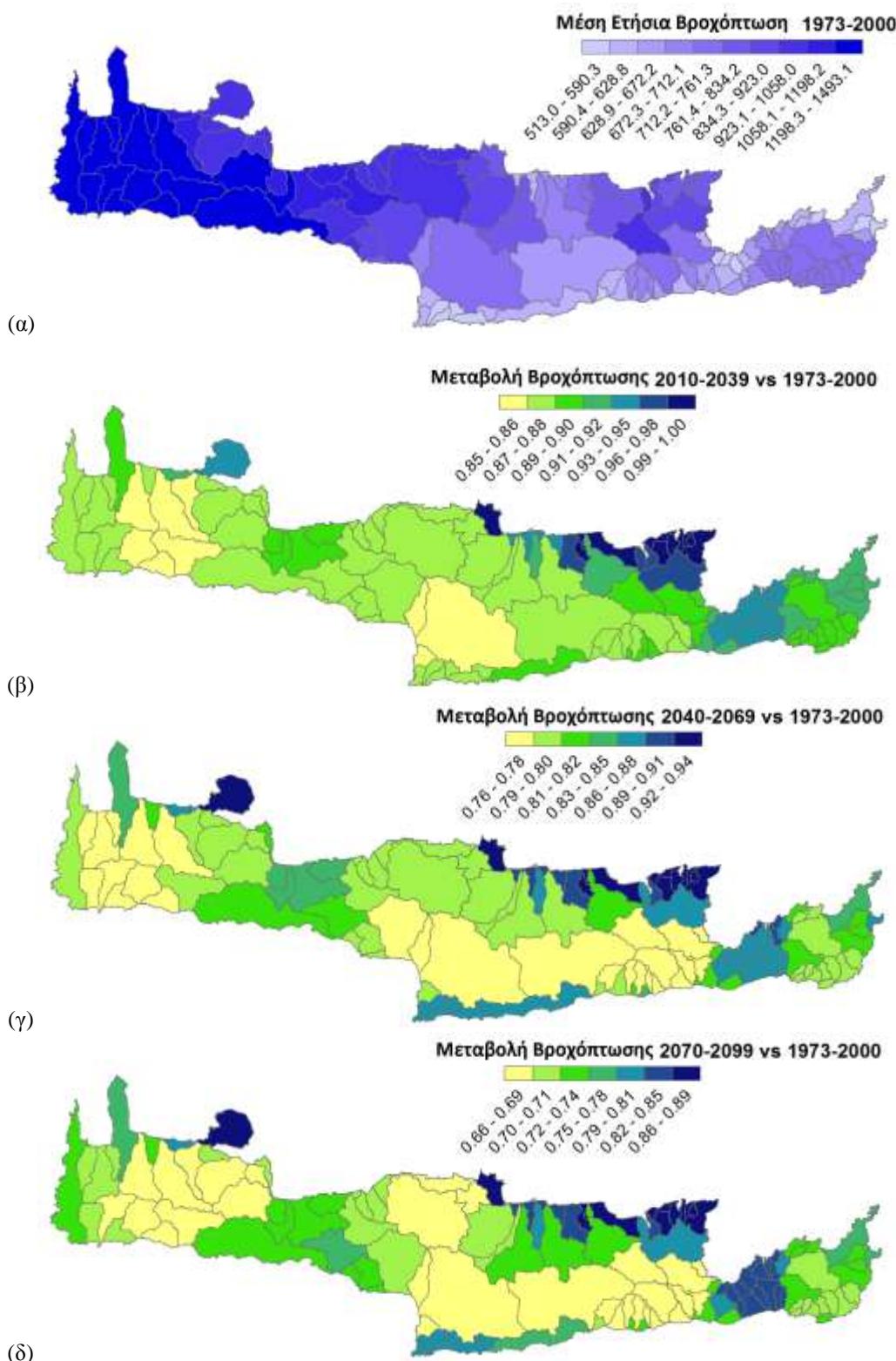


Εικόνα 5-13: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της ετήσιας βροχόπτωσης. Η ευθεία μαύρη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση ενώ οι υπόλοιπες αποτελούν τα διορθωμένα αποτελέσματα των εκάστοτε 10 RCMs.

Η Εικόνα 5-14 παρουσιάζει την αρνητική τάση της βροχόπτωσης σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την περίοδο 1973-2099 και η Εικόνα 5-15 την μεταβολή της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης για τρεις μελλοντικές περιόδους σε σχέση με την παρελθούσα περίοδο 1973-2000.



Εικόνα 5-14: Τάση ετήσιας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-2099 βάσει των αποτελεσμάτων Ensembles για τις 130 βασικές Υ. Λεκάνες της Κρήτης.

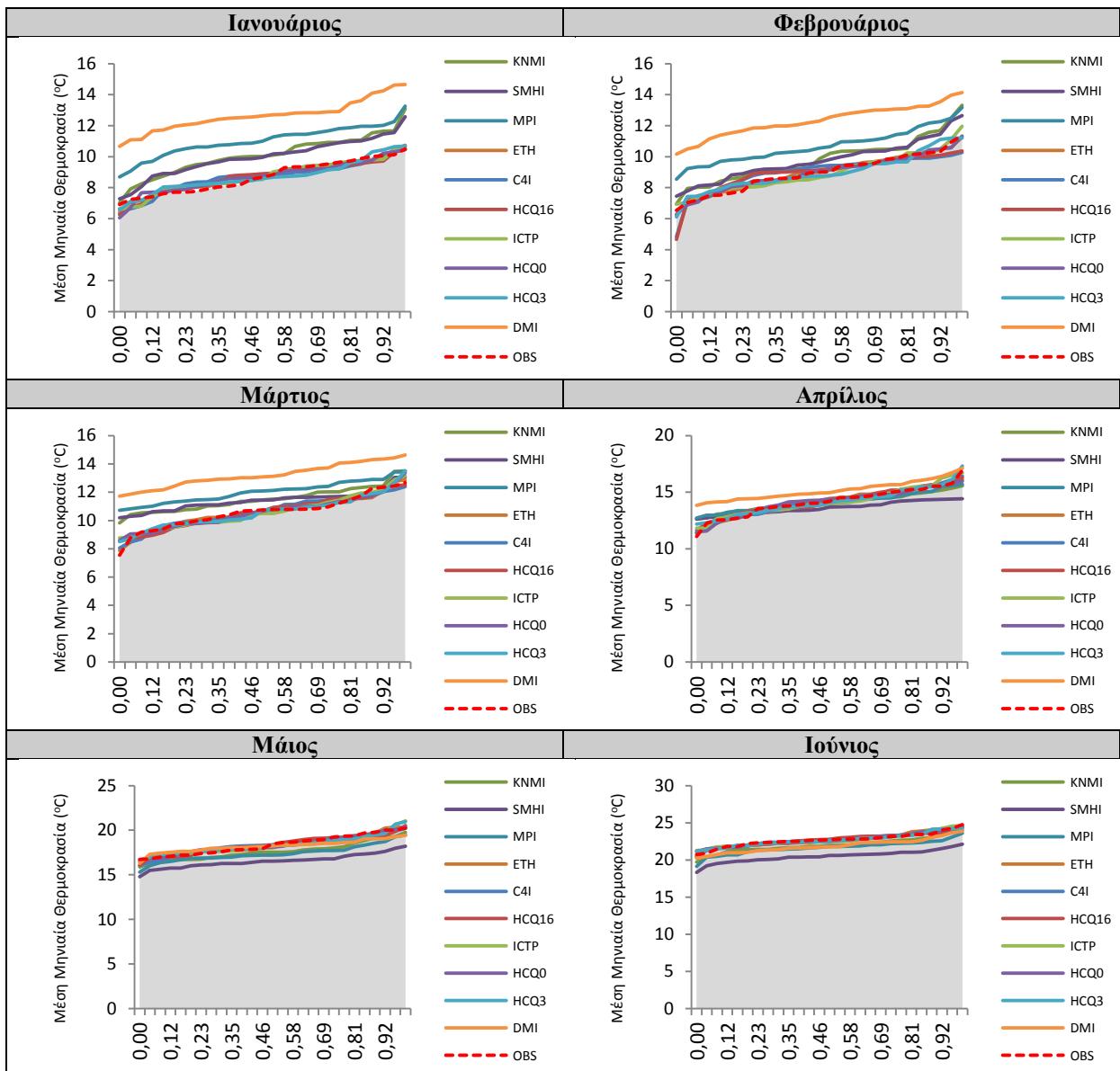


Εικόνα 5-15: Χωρική κατανομή σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης (a) μέση ετήσια καταγεγραμμένη βροχόπτωση 1973-2000, (β) μεταβολή βροχόπτωσης για την περίοδο 2010-2039 σχετικά με 1973-2000, (γ) μεταβολή βροχόπτωσης για την περίοδο 2040-2069 σχετικά με 1973-2000 και (δ) μεταβολή βροχόπτωσης για την περίοδο 2070-2099 σχετικά με 1973-2000.

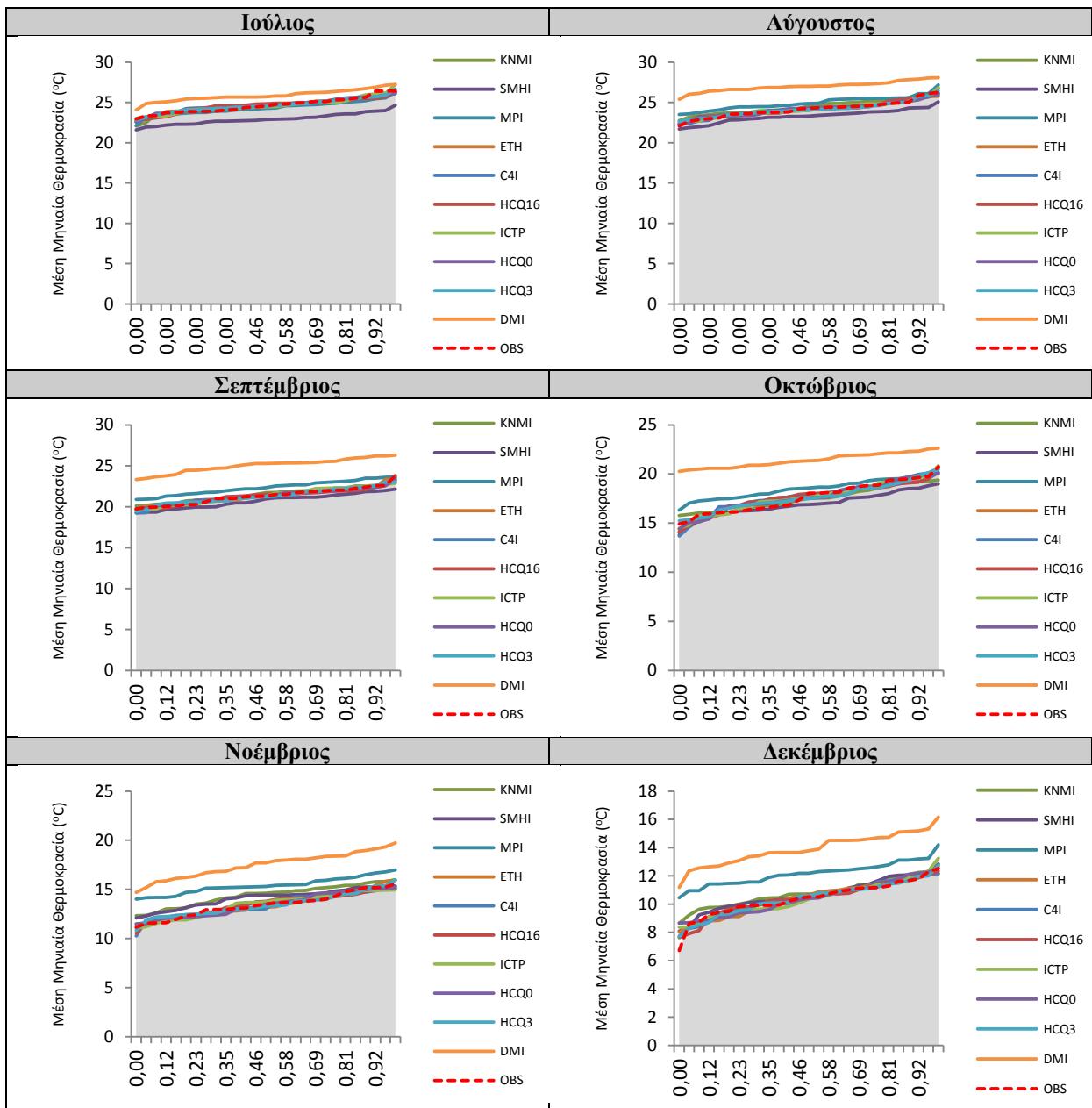
5.3.2.Θερμοκρασία

Η μέση καταγεγραμμένη μηνιαία θερμοκρασία σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την περίοδο 1973-2000 στην περιοχή της Κρήτης εξάχθηκε όπως περιγράφεται στο Παράρτημα Γ. Μεμονωμένα βάρη-δείκτες στάθμισης για κάθε RCM εξάχθηκαν προκειμένου για την εκτίμηση της βέλτιστης αναπαράστασης της θερμοκρασίας σε μηνιαίο βήμα και σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης. Αρχικά ελέγχθηκε το μέτρο κατανομής πυκνότητας πιθανότητας για κάθε μήνα του έτους με βάση την μέση επιφανειακή μηνιαία θερμοκρασία της Κρήτης για την περίοδο 1973-2000. Η **Εικόνα 5-16** και η **Εικόνα 5-17** περιέχουν τα διαγράμματα αθροιστικής κατανομής πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη μέση θερμοκρασία (από τα 10 RCMs) στην περιοχή της Κρήτης για τους 12 μήνες του ημερολογιακού έτους και για την περίοδο 1973-2000. Σε αυτά τα διαγράμματα απεικονίζεται η ικανότητα του εκάστοτε RCM στο να αναπαραστήσει την καταγεγραμμένη μέση θερμοκρασία (OBS) για κάθε μήνα. Παρατηρείται ότι ορισμένα RCMs συμπεριφέρονται καλύτερα από κάποια άλλα για όλους τους μήνες του ημερολογιακού έτους. Για τους χειμερινούς μήνες εμφανίζεται μια σαφώς πιο διάσπαρτη συμπεριφορά.

Ο **Πίνακας 5-9** περιέχει τις συνδυασμένες σταθμισμένες αθροισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει των αποτελεσμάτων ικανότητας αναπαράστασης κατανομής πυκνότητας πιθανότητας (μέτρο F1), για όλα τα RCMs, για κάθε μήνα του έτους καθώς και τα τελικά βάρη (**Πίνακας 5-10**).



Εικόνα 5-16: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη μέση θερμοκρασία στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι πρώτους μήνες του ημερολογιακού έτους



Εικόνα 5-17: Αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για την καταγεγραμμένη και προσομοιωμένη μέση θερμοκρασία στην περιοχή της Κρήτης για τους έξι τελευταίους μήνες του ημερολογιακού έτους

Πίνακας 5-9. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F1.

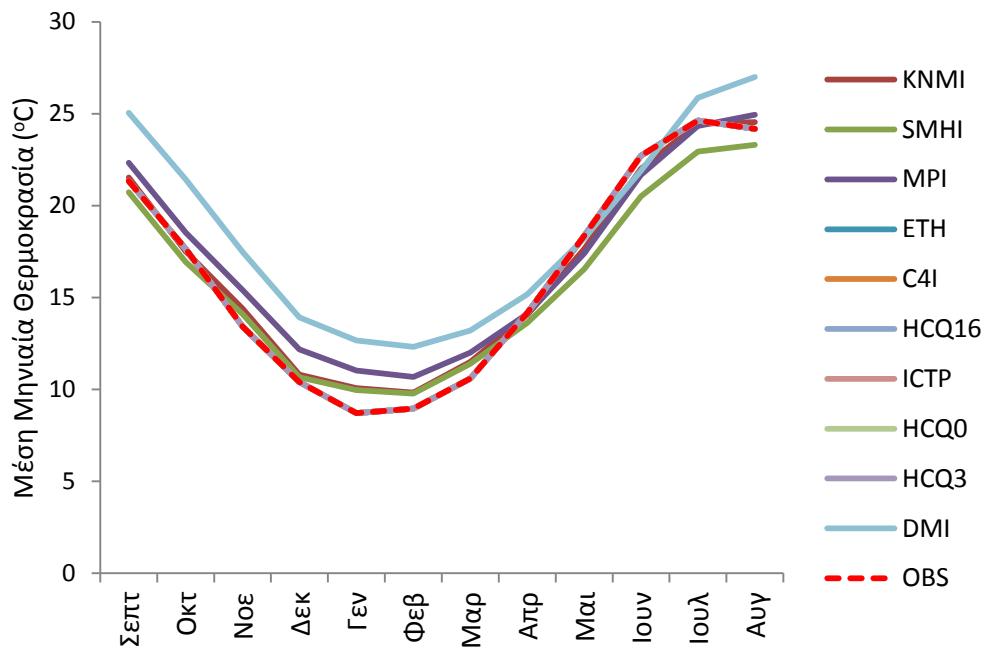
	<i>KNMI</i>	<i>SMHI</i>	<i>MPI</i>	<i>ETH</i>	<i>C4I</i>	<i>HCQ16</i>	<i>ICTP</i>	<i>HCQ0</i>	<i>HCQ3</i>	<i>DMI</i>
Σεπτ	3,65E-10	3,44E-11	1,13E-11	0,8602	0,0001	0,00039	0,0557	0,0329	0,0506	8,22E-13
Οκτ	1,83E-09	2,25E-10	1,12E-10	0,1236	0,0004	0,00046	0,5818	0,2067	0,087	4,01E-12
Νοε	7,76E-12	1,25E-11	1,12E-12	0,6173	0,0005	0,00039	0,2344	0,0536	0,0938	6,83E-13
Δεκ	1,77E-10	7,28E-10	5,72E-12	0,3659	8E-07	0,39429	0,0455	0,0002	0,1942	2,41E-12
Γεν	9,6E-06	1,42E-05	8,92E-06	0,259	0,0609	0,13605	0,2762	0,0891	0,1787	2,68E-06
Φεβ	1,4E-05	2,9E-05	4,93E-06	0,5193	0,0067	0,00551	0,2276	0,0797	0,1611	9,74E-07
Μαρ	3,14E-11	3,52E-11	1,08E-11	0,5651	0,0825	0,06423	0,0313	0,095	0,1619	3,33E-12
Απρ	1,09E-10	1,08E-11	1,93E-10	0,1363	0,7541	0,03571	0,0372	3E-06	0,0367	3,93E-12
Μai	1,1E-10	9,82E-12	5,2E-11	0,0017	0,2646	0,12046	0,3476	0,2462	0,0195	4,35E-10
Ιουν	5,85E-11	5,06E-12	8,55E-11	3E-05	0,5245	0,32505	0,1503	5E-05	1E-04	9,23E-11
Ιουλ	1,5E-08	2,54E-11	1,23E-09	0,2711	0,0406	1,9E-05	0,4254	0,2627	0,0001	6,28E-11
Αυγ	3,01E-08	2,34E-09	3,14E-09	0,0527	0,0253	0,02113	0,0529	0,8251	0,0229	1,4E-10
Συνολικό	1,97E-06	3,60E-06	1,15E-06	0,3144	0,1467	0,0920	0,2055	0,1576	0,0839	3,05E-07

Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι τα RCMs εμφανίζουν καλύτερη απόδοση για την παράμετρο της θερμοκρασίας σχετικά με την παράμετρο της βροχόπτωσης. Οι σχετικές αποκλίσεις είναι αισθητά μικρότερες. Υπάρχουν RCM που συμπεριφέρονται αρκετά καλύτερα από κάποια άλλα (0,314 υψηλότερη απόδοση, 3,05E-07 χαμηλότερη απόδοση).

Πίνακας 5-10. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F1.

RCM	Απόδοση - βάρος
ETH	0,3144
ICTP	0,2055
HCQ0	0,1576
C4I	0,1467
HCQ16	0,0920
HCQ3	0,0839
SMHI	3,60E-06
KNMI	1,97E-06
MPI	1,15E-06
DMI	3,05E-07

Εν συνεχεία ελέγχθηκε το μέτρο ικανότητας αναπαράστασης εποχικότητας ετήσιου κύκλου για την παράμετρο της μέσης θερμοκρασίας σύμφωνα με την προσέγγιση Taylor (2001). Στην **Εικόνα 5-18** παρουσιάζεται ο ετήσιος κύκλος θερμοκρασίας για τα ENSEMBLE RCMs συγκρινόμενα με την καταγεγραμμένη μέση θερμοκρασία (OBS) στην Κρήτη κατά την περίοδο 1973-2000.



Εικόνα 5-18: Ετήσιος κύκλος μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας για τα ENSEMBLE RCMs συγκρινόμενα με την καταγεγραμμένη βροχόπτωση (OBS) στην Κρήτη (περίοδος 1973-2000)

Ο **Πίνακας 5-11** και ο **Πίνακας 5-12** περιέχουν την απόδοση των RCM βάσει του κριτηρίου F2.

Πίνακας 5-11. Συνδυασμένες σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με το μέτρο F2.

	KNMI	SMHI	MPI	ETH	C4I	HCQ16	ICTP	HCQ0	HCQ3	DMI
Σεπτ	0,0499	0,0433	0,0582	0,1027	0,1518	0,0701	0,0173	0,1279	0,2144	0,1644
Οκτ	0,1277	0,1885	0,1572	0,0284	0,0213	0,0163	0,3053	0,0564	0,0413	0,0576
Νοε	0,1288	0,1031	0,1035	0,0638	0,0581	0,0522	0,1461	0,0976	0,1364	0,1105
Δεκ	0,0472	0,0746	0,0521	0,1482	0,1315	0,1489	0,1132	0,1603	0,0843	0,0397
Γεν	0,2079	0,2136	0,1966	0,0189	0,1216	0,055	0,0941	0,0221	0,0306	0,0395
Φεβ	0,0652	0,0559	0,0443	0,0734	0,2694	0,2784	0,0479	0,0553	0,046	0,0643
Μαρ	0,1519	0,0753	0,0487	0,0923	0,1003	0,1135	0,2587	0,0886	0,0084	0,0622
Απρ	0,029	0,0139	0,0149	0,0639	0,1864	0,1487	0,046	0,1169	0,3048	0,0755
Μαϊ	0,061	0,0552	0,0609	0,1255	0,0887	0,15	0,0808	0,1075	0,1502	0,1201
Ιουν	0,0786	0,0691	0,063	0,1362	0,0857	0,1005	0,0451	0,182	0,0594	0,1804
Ιουλ	0,1041	0,063	0,0684	0,1221	0,0398	0,1098	0,0603	0,1327	0,2326	0,0673
Αυγ	0,0586	0,0599	0,0674	0,0951	0,128	0,2713	0,0489	0,1219	0,0512	0,0977
Συνολικό	0,0925	0,0846	0,0779	0,0892	0,1152	0,1262	0,1053	0,1058	0,1133	0,0899

Πίνακας 5-12. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία των ENSEMBLES RCMs σχετικά με το μέτρο απόδοσης F2.

RCM	Απόδοση - βάρος
HCQ16	0,1262
C4I	0,1152
HCQ3	0,1133
HCQ0	0,1058
ICTP	0,1053
KNMI	0,0925
DMI	0,0899
ETH	0,0892
SMHI	0,0846
MPI	0,0779

Ο **Πίνακας 5-13** και ο **Πίνακας 5-14** περιέχει τις συνολικά σταθμισμένες τιμές για την παράμετρο της μέσης θερμοκρασίας βάσει των αποτελεσμάτων απόδοσης των RCM. Το μοντέλο ETH κρίνεται ως το αποδοτικότερο βάσει των τελικών κριτηρίων απόδοσης.

Πίνακας 5-13. Τελικές σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία βάσει της απόδοσης των ENSEMBLES RCMs για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους σχετικά με τα μέτρα F1 και F2.

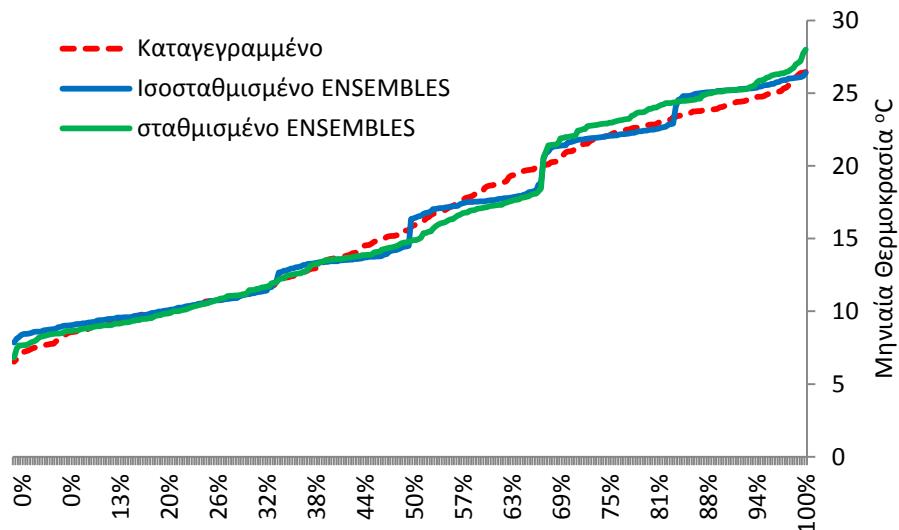
	KNMI	SMHI	MPI	ETH	C4I	HCQ16	ICTP	HCQ0	HCQ3	DMI
Σεπτ	1,74E-10	1,42E-11	6,32E-12	0,8460	0,0001	0,0003	0,0093	0,0403	0,1040	1,29E-12
Οκτ	1,19E-09	2,16E-10	8,97E-11	0,0179	0,0000	0,0000	0,9044	0,0594	0,0183	1,18E-12
Νοε	1,09E-11	1,41E-11	1,26E-12	0,4294	0,0003	0,0002	0,3735	0,0570	0,1395	8,23E-13
Δεκ	6,22E-11	4,04E-10	2,21E-12	0,4032	0,0000	0,4366	0,0383	0,0002	0,1218	7,10E-13
Γεν	3,75E-05	5,70E-05	3,30E-05	0,0918	0,1392	0,1405	0,4885	0,0370	0,1029	1,99E-06
Φεβ	1,42E-05	2,52E-05	3,40E-06	0,5938	0,0283	0,0239	0,1698	0,0687	0,1155	9,76E-07
Μαρ	5,58E-11	3,09E-11	6,17E-12	0,6095	0,0967	0,0852	0,0945	0,0983	0,0160	2,42E-12
Απρ	1,89E-11	8,97E-13	1,71E-11	0,0520	0,8392	0,0317	0,0102	0,0000	0,0668	1,77E-12
Μαϊ	6,78E-11	5,46E-12	3,20E-11	0,0022	0,2363	0,1821	0,2831	0,2668	0,0295	5,26E-10
Ιουν	5,45E-11	4,14E-12	6,38E-11	0,0001	0,5324	0,3870	0,0803	0,0001	0,0001	1,97E-10
Ιουλ	1,64E-08	1,68E-11	8,82E-10	0,3475	0,0170	0,0000	0,2693	0,3659	0,0003	4,44E-11
Αυγ	1,49E-08	1,18E-09	1,79E-09	0,0424	0,0274	0,0484	0,0219	0,8500	0,0099	1,15E-10
Συνολικό	4,31E-06	6,85E-06	3,03E-06	0,2863	0,1598	0,1113	0,2286	0,1536	0,0604	2,47E-07

Πίνακας 5-14. Συνολικά σταθμισμένες τιμές για την μέση θερμοκρασία των ENSEMBLES RCMs σχετικά με τα μέτρα απόδοσης F1 και F2.

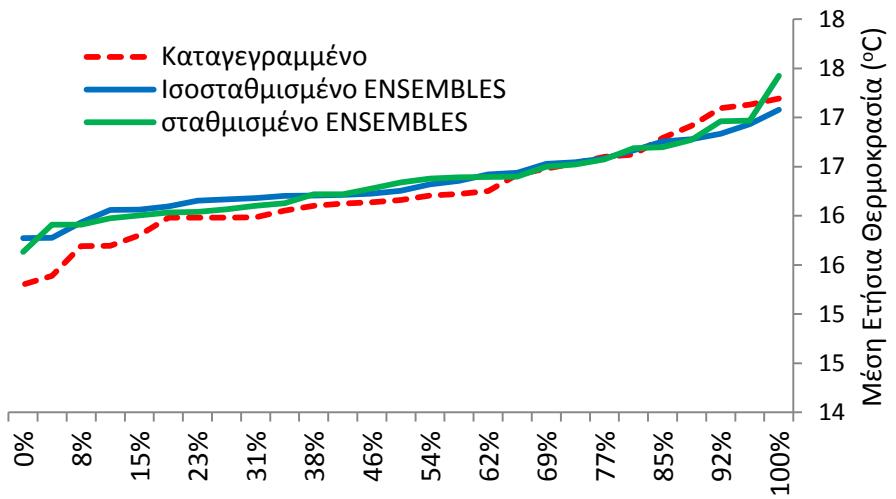
RCM	Απόδοση - βάρος
ETH	0,2863
ICTP	0,2286
C4I	0,1598
HCQ0	0,1536
HCQ16	0,1113
HCQ3	0,0604
SMHI	6,85E-06
KNMI	4,31E-06
MPI	3,03E-06
DMI	2,47E-07

Αξιολόγηση της μεθόδου στάθμισης της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας

Προκειμένου να αξιολογηθεί εάν εξαγωγή του βέλτιστου πιθανολογικού κλιματικού σεναρίου μέσω στατιστικής επεξεργασίας των αποτελεσμάτων των RCMs από την στάθμιση του κάθε μοντέλου, για την παράμετρο της μέσης θερμοκρασίας, υπολογίστηκε η σταθμισμένη και ισοσταθμισμένη χρονοσειρά βάσει των εξισώσεων (5-13) και (5-14). Τα αποτελέσματα των ανωτέρω δύο εξισώσεων συγκρίθηκαν υπό το πρίσμα της αθροιστικής κατανομής πιθανότητας με την καταγεγραμμένη θερμοκρασία για την περίοδο ελέγχου 1973-2000. Η **Εικόνα 5-19** και η **Εικόνα 5-20** παρουσιάζουν την βελτίωση που επιτυγχάνεται από την εφαρμογή της τεχνικής της στάθμισης των αποτελεσμάτων των RCM για την μηνιαία και την ετήσια θερμοκρασία, αντίστοιχα.

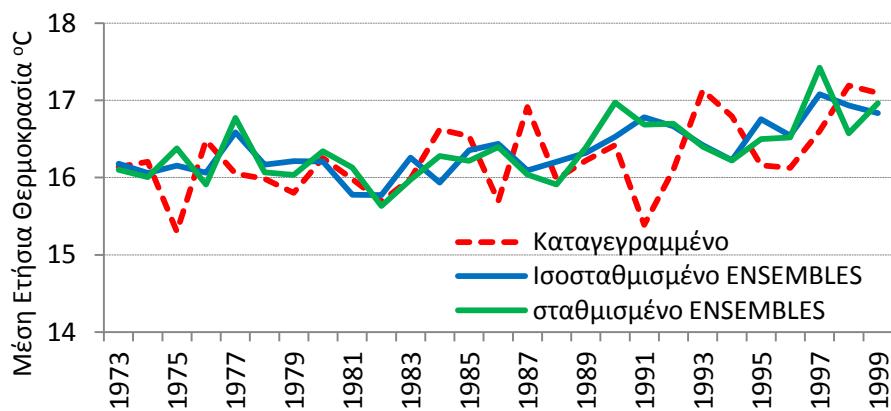


Εικόνα 5-19: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM μηνιαίας θερμοκρασίας (1973-2000)



Εικόνα 5-20: CDFs της καταγεγραμμένης (OBS), ισοσταθμισμένης και σταθμισμένης Ensemble RCM ετήσιας θερμοκρασίας (1973-2000)

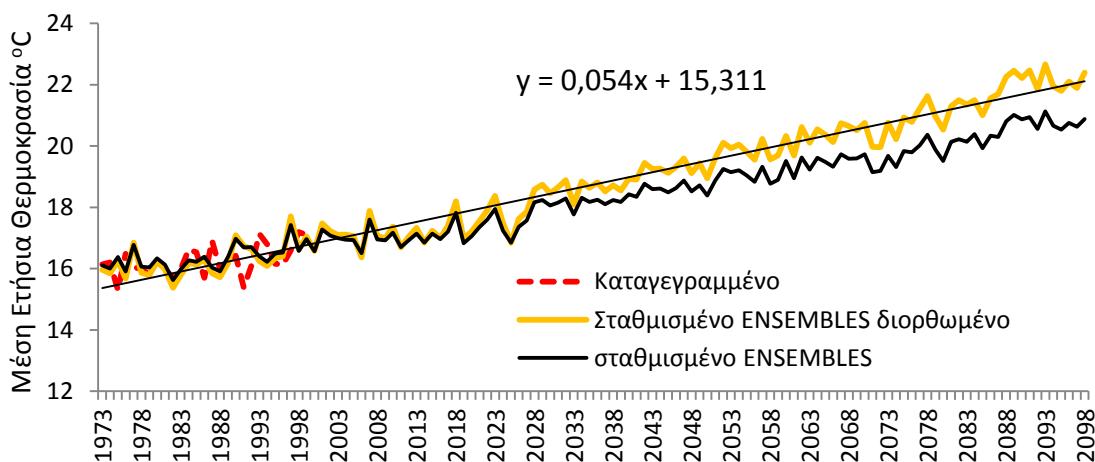
Η Εικόνα 5-21 παρουσιάζει την χρονοσειρά μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.



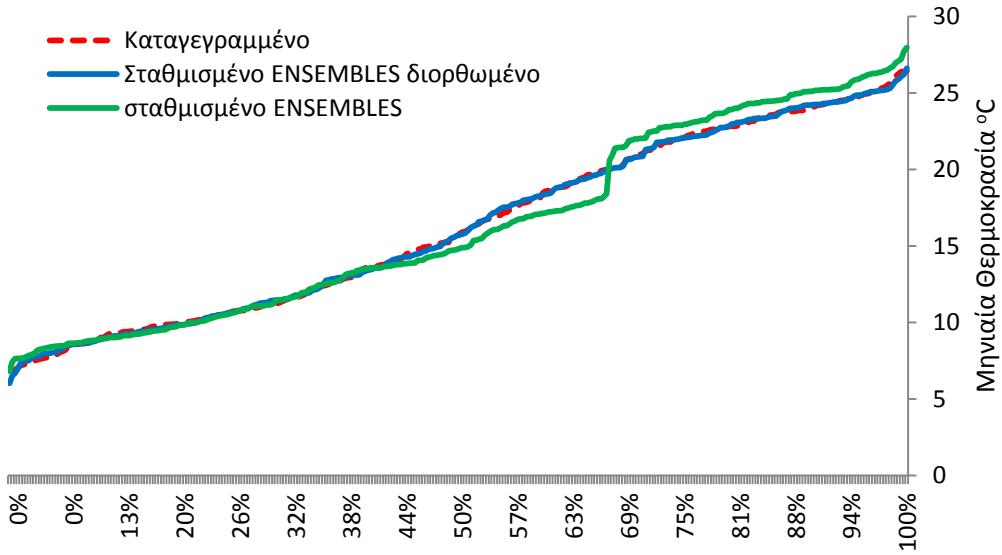
Εικόνα 5-21: Χρονοσειρά μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για τα καταγεγραμμένα, ισοσταθμισμένα και σταθμισμένα δεδομένα της περιόδου 1973-2000 για την Κρήτη.

Κατά γενική ομολογία η θερμοκρασία αναπαριστάται αρκετά ικανοποιητικά από το σταθμισμένο ENSEMBLE. Υπάρχουν ορισμένα RCMs (DMI, MPI, KNMI, SMHI) τα οποία παρουσιάζουν εξαιρετικά χαμηλή απόδοση σε σχέση με τα υπόλοιπα. Ένα κοινό

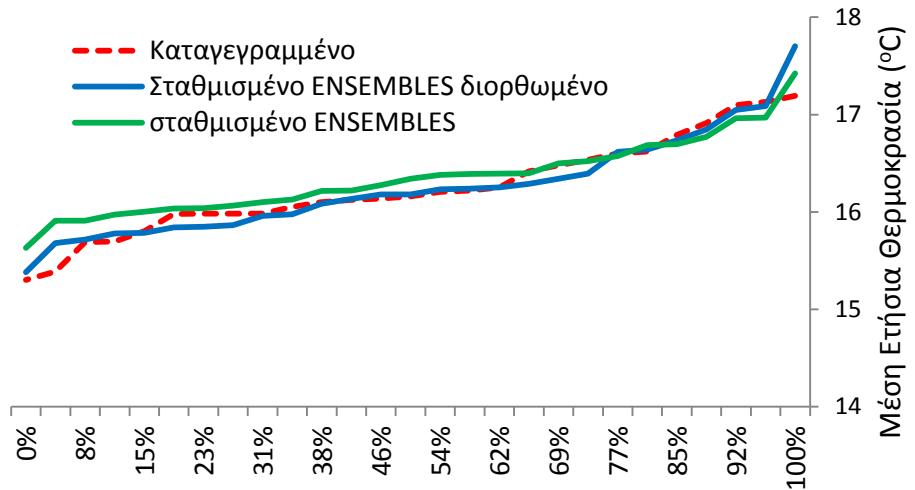
χαρακτηριστικό των μοντέλων αυτών είναι ότι οι οριακές τους συνθήκες λαμβάνονται από το GCM ECHAM3-r3, ενώ τα υπόλοιπα RCMs παίρνουν οριακές συνθήκες από διαφορετικά GCMs. Κατά συνέπεια το GCM ECHAM3-r3 κρίνεται ότι δεν προσομοιώνει ικανοποιητικά τις τοπικές θερμοκρασιακές συνθήκες σε σχέση με τα υπόλοιπα. Η σταθμισμένη χρονοσειρά μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας των ENSEMBLES RCMs για την περίοδο 1973 – 2099 διορθώθηκε βάσει της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας της περιόδου 1973 – 2000. Η χρονοσειρά της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για την περιοχή της Κρήτης και για την περίοδο 1973-2099, βάσει των ισοσταθμισμένων και σταθμισμένων αποτελεσμάτων ENSEMBLES καθώς και η καταγεγραμμένη θερμοκρασία για την περίοδο 1973-2000 απεικονίζεται στην **Εικόνα 5-22**. Η **Εικόνα 5-23** και η **Εικόνα 5-24** παρουσιάζουν το αποτέλεσμα της διόρθωσης με την μορφή αθροιστικής κατανομής πιθανότητας σε μηνιαίο και ετήσιο βήμα, αντίστοιχα.



Εικόνα 5-22: Χρονοσειρά μέσης ετήσιας θερμοκρασίας βασιζόμενη στα διορθωμένα – σταθμισμένα αποτελέσματα ENSEMBLES (πορτοκαλί γραμμή). Η μαύρη γραμμή απεικονίζει την σταθμισμένη χρονοσειρά και η κόκκινη την καταγεγραμμένη μέση θερμοκρασία για την περιοχή της Κρήτης.

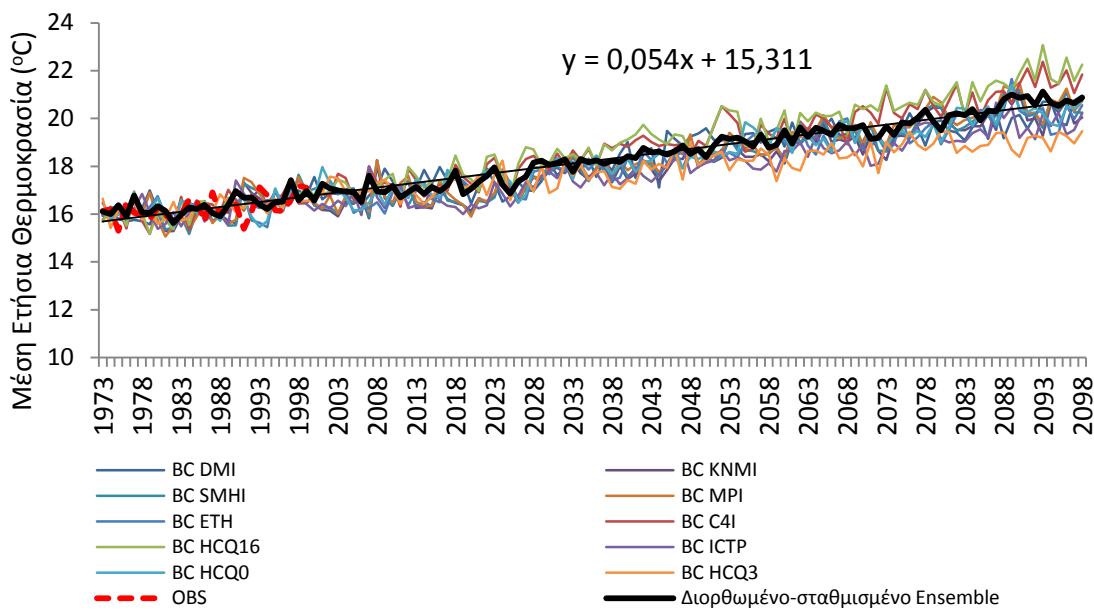


Εικόνα 5-23: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble μηνιαίας θερμοκρασίας για την περίοδο 1973-2000.



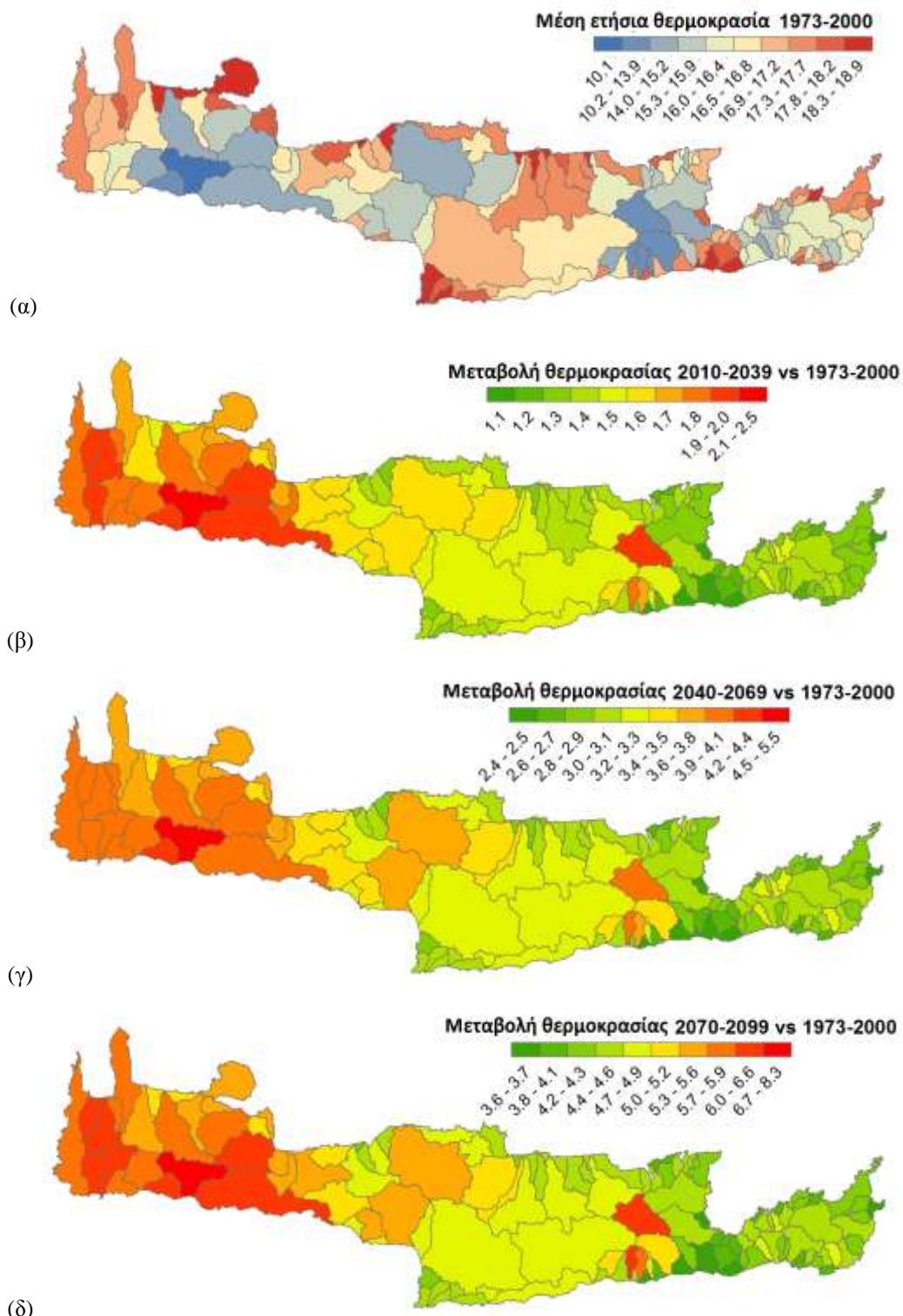
Εικόνα 5-24: CDFs για τα καταγεγραμμένα, σταθμισμένα και διορθωμένο-σταθμισμένο Ensemble ετήσιας θερμοκρασίας για την περίοδο 1973-2000.

Στην **Εικόνα 5-25** παρουσιάζονται οι χρονοσειρές μέσης ετήσιας θερμοκρασίας του σταθμισμένου-διορθωμένου συνόλου των RCMs ENSEMBLES και των μεμονωμένων διορθωμένων αποτελεσμάτων των 10 RCMs, καθώς και η γενικευμένη τάση της περιόδου 1973-2099.



Εικόνα 5-25: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας. Η ευθεία μαύρη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση ενώ οι υπόλοιπες αποτελούν τα διορθωμένα αποτελέσματα των εκάστοτε 10 RCMs.

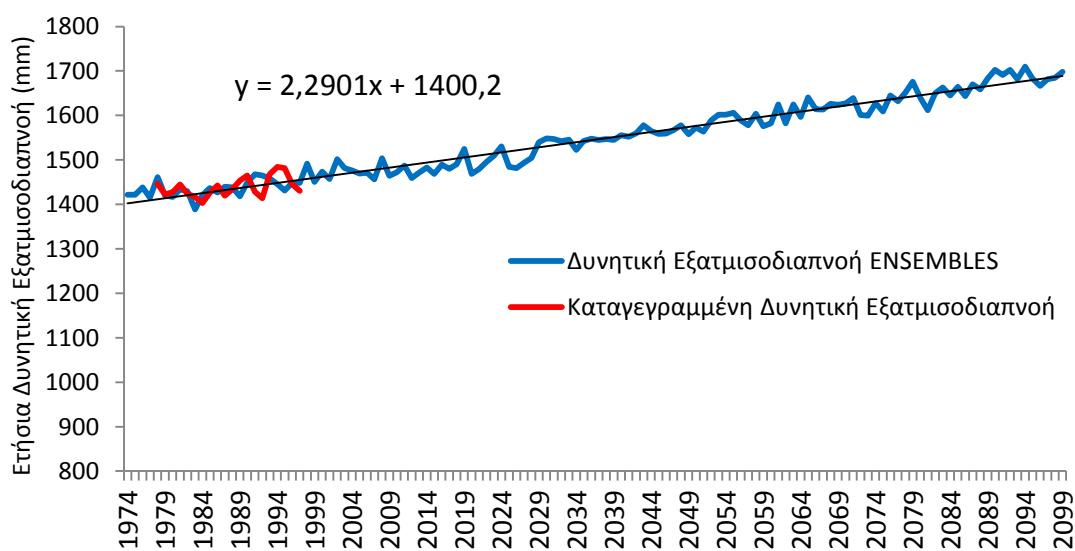
Η Εικόνα 5-26α παρουσιάζει την μέση καταγεγραμμένη θερμοκρασία σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την περίοδο 1973-2000 και η Εικόνα 5-26β-γ-δ την μεταβολή της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας για τρεις μελλοντικές περιόδους σε σχέση με την παρελθούσα περίοδο 1973-2000.



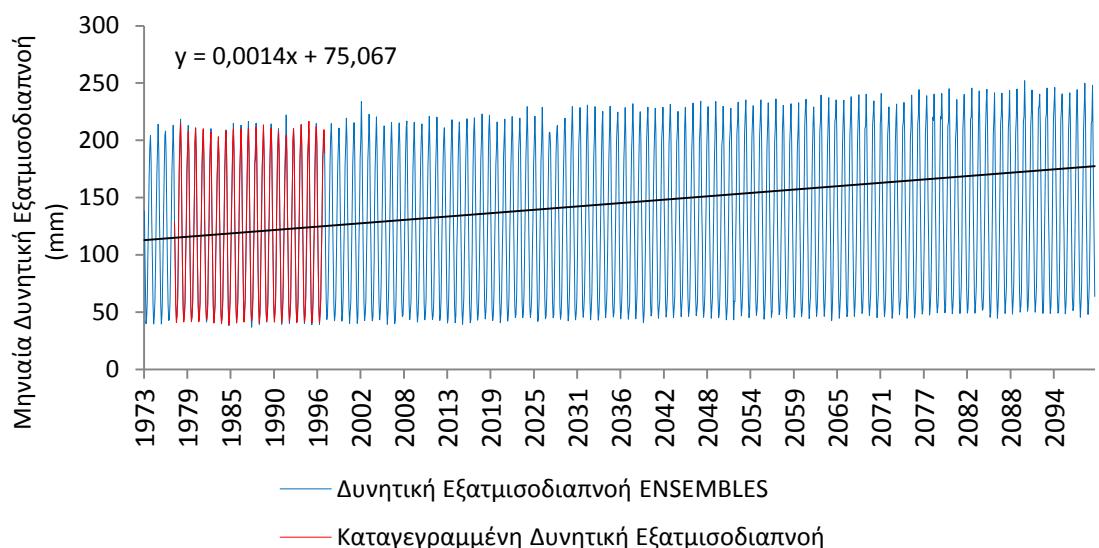
Εικόνα 5-26: Χωρική κατανομή σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης (a) μέση ετήσια καταγεγραμμένη θερμοκρασία 1973-2000, (β) θερμοκρασιακή μεταβολή για την περίοδο 2010-2039 σχετικά με 1973-2000, (γ) θερμοκρασιακή μεταβολή για την περίοδο 2040-2069 σχετικά με 1973-2000 και (δ) θερμοκρασιακή μεταβολή για την περίοδο 2070-2099 σχετικά με 1973-2000.

5.3.3. Δυνητική Εξατμισοδιαπνοή

Η μελλοντική τάση της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής εκτιμήθηκε με τον συνδυασμό της μεθόδου Blaney – Criddle (Allen και Pruitt, 1986) όπως περιγράφεται στο Παράρτημα Δ, τις καταγεγραμμένες τιμές θερμοκρασίας για την περίοδο 1973-2000 (Παράρτημα Γ) και τα αποτελέσματα της σταθμισμένης-διορθωμένης, μελλοντικά προβαλλόμενης θερμοκρασίας των ENSEMBLES RCMs. Είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι η εκτίμηση της μελλοντικής δυνητικής εξατμισοδιαπνοής βασίσθηκε μόνο σε δεδομένα θερμοκρασίας. Στην πραγματικότητα ο υπολογισμός της γίνεται από ένα πλήθος παραμέτρων όπως είναι η ταχύτητα ανέμου, η ατμοσφαιρική υγρασία, κ.α., τα οποία δεν ήταν διαθέσιμα. Η **Εικόνα 5-27** και η **Εικόνα 5-28** παρουσιάζουν την εκτίμηση της μελλοντικής ετήσιας και μηνιαίας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, αντίστοιχα, για την περιοχή της Κρήτης.



Εικόνα 5-27: Χρονοσειρά ετήσιας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής ETo για την περιοχή της Κρήτης βάσει των αποτελεσμάτων θερμοκρασίας ENSEMBLES.

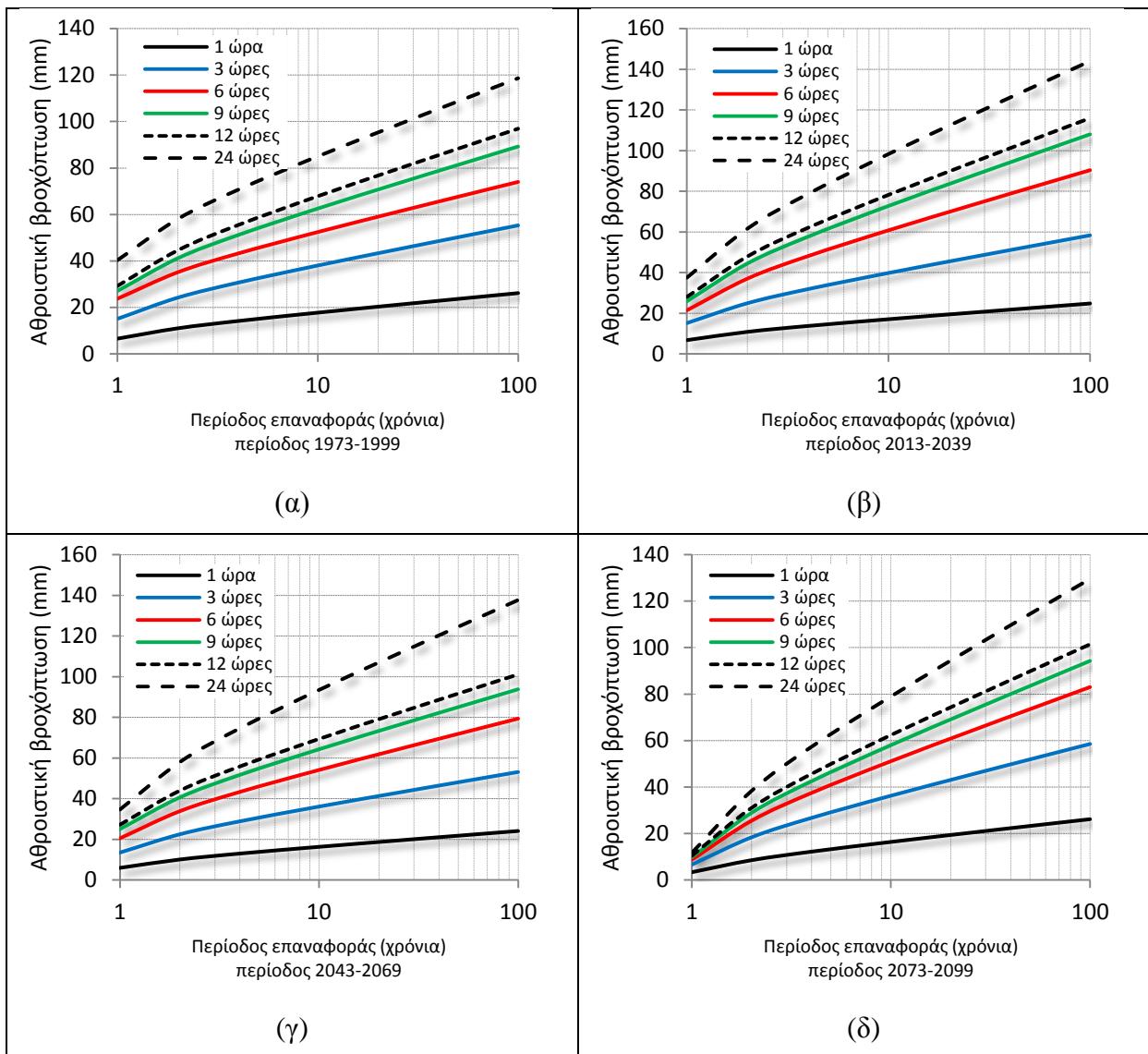


Εικόνα 5-28: Χρονοσειρά μηνιαίας δυνητικής εξατμισοδιαπνοής ETo για την περιοχή της Κρήτης βάσει των αποτελεσμάτων θερμοκρασίας ENSEMBLES.

5.4. Επιπτώσεις κλιματικών τάσεων στις πλημμύρες

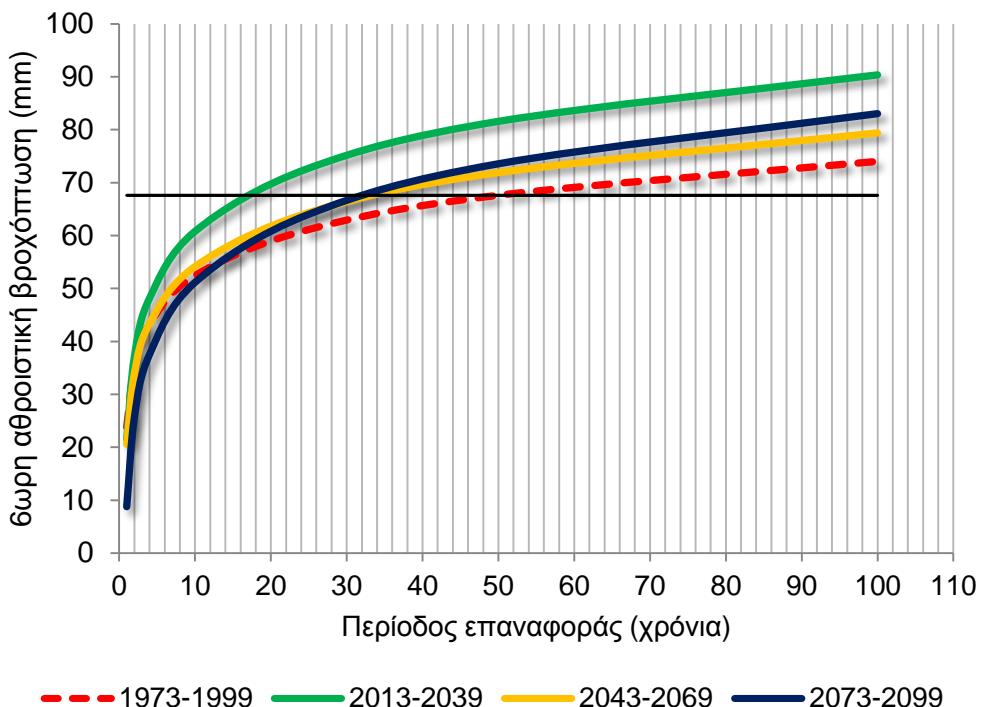
Για την μελέτη των επιπτώσεων των κλιματικών τάσεων όπως αυτές προκύπτουν από τα αποτελέσματα των κλιματικών μοντέλων, επιλέχθηκε η υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου για την οποία υπήρχε αρκετό υπόβαθρο, βάσει της ανάλυσης του πλημμυρικού επεισοδίου του 1994, όπως αυτό περιγράφεται στο κεφάλαιο 3. Τα δεδομένα βροχόπτωσης, όπως αναφέρεται στην ενότητα 5.1 που υποστήριξαν την ανάλυση, προήλθαν από το REMO RCM, με ωριαία χρονική διακριτοποίηση για την περίοδο 1950-2099 και κάναβο 25km^2 . Χρονοσειρές ωριαίας μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου εξάχθηκαν βάσει αυτών των δεδομένων. Καταγεγραμμένα δεδομένα ημερήσιας βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-1999 ήταν διαθέσιμα για τους κοντινούς στην υδρολογική λεκάνη μετεωρολογικούς σταθμούς. Χρονοσειρά ημερήσιας μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης για την περίοδο 1973-1999 εξάχθηκε μέσω χωρικής παρεμβολής IDW. Τα δεδομένα ωριαίου χρονικού βήματος του REMO αθροίστηκαν σε ημερήσιο βήμα προκειμένου να είναι συγκρίσιμα με τα καταγεγραμμένα δεδομένα. Η τεχνική της ενότητας 5.2.2.2 εφαρμόσθηκε προκειμένου να αφαιρεθούν τα σφάλματα μεροληψίας. Πλήθος κατανομών ελέγχθηκαν (πέρα από την προτεινόμενη τύπου γάμμα) για βέλτιστη προσαρμογή της αθροιστικής κατανομής πιθανότητας (Pareto, Extreme Value, Lognormal κ.α.). Τελικά η κατανομή τύπου γάμμα βρέθηκε να προσαρμόζεται βέλτιστα. Μετά την εφαρμογή της τεχνικής προέκυψε η διορθωμένη χρονοσειρά του μοντέλου REMO για την περίοδο 1973-2099, με ταυτόσημα στατιστικά χαρακτηριστικά με την καταγεγραμμένη χρονοσειρά. Στη συνέχεια η νέα ημερήσια χρονοσειρά διασπάσθηκε σε χρονοσειρά ωριαίου χρονικού βήματος λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή της βροχόπτωσης (στην διάρκεια κάθε μέρας) από την αρχική, μη διορθωμένη, χρονοσειρά. Η όλη διαδικασία επιτεύχθηκε μέσω κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού Matlab.

Ομβριες καμπύλες (intensity frequency curves –IDF) εκτιμήθηκαν για μέγιστη αθροιστική ωριαία, 3ωρη, 6ωρη, 9ωρη, 12ωρη και 24ωρη βροχόπτωση (**Εικόνα 5-29**) για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου. Η 6ωρη αθροιστική βροχόπτωση επιλέχθηκε για την σύγκριση της δριμύτητας μεταξύ παρελθούσας και μελλοντικών περιόδων, για το λόγο ότι αυτή η χρονική κλίμακα χαρακτηρίζει βέλτιστα το πλημμυρικό επεισόδιο του 1994 το οποίο ήταν και το εντονότερο της περιόδου 1973-1999, με περίοδο επαναφοράς 50 ετών (67,6mm).



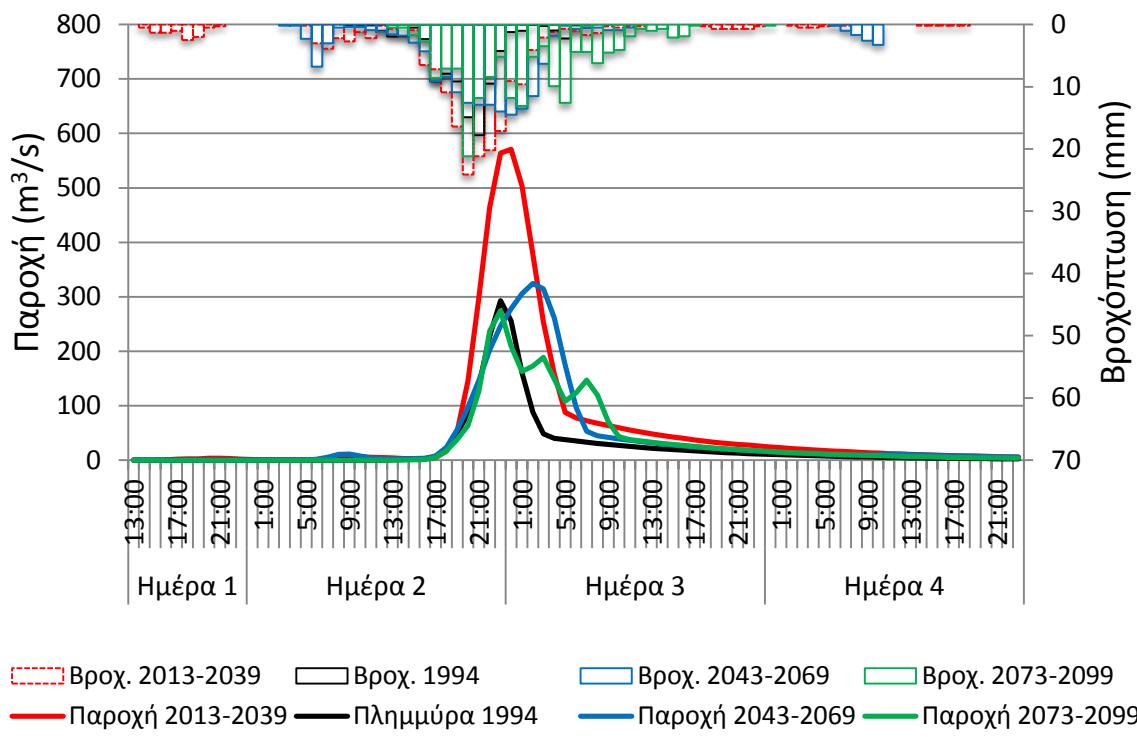
Εικόνα 5-29: Όμβριες καμπύλες για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου για την περίοδο 1973-1999(α) και για τρεις μελλοντικές περιόδους (β) 2013-2039, (γ) 2043-2069 και (δ) 2073-2099.

Η μετακίνηση των όμβριων καμπυλών (**Εικόνα 5-30**) προς μικρότερες περιόδους επαναφοράς για τις μελλοντικές περιόδους υποδεικνύει την πιθανότητα εκδήλωσης γεγονότων μεγαλύτερης έντασης βροχόπτωσης. Επεισόδια βροχής όμοια με αυτό που δημιούργησε την πλημμύρα του 1994 (με περίοδο επαναφοράς 50 ετών) πιθανώς να εμφανίζονται συχνότερα στο μέλλον (περίοδος επαναφοράς από 15 έως 35 χρόνια).



Εικόνα 5-30: Ομβριες καμπύλες (*Intensity frequency curves-IDF*) δωρης αθροιστικής βροχόπτωσης για παρελθόντα και μελλοντικές περιόδους.

Μελλοντικά καιρικά συστήματα πιθανώς να δημιουργήσουν καταιγίδες εντονότερης βροχόπτωσης σε μικρότερα χρονικά διαστήματα. Αυτό θα οδηγήσει σε συχνότερες και καταστροφικότερες ξαφνικές πλημμύρες. Από την διορθωμένη χρονοσειρά πιθανής μελλοντικής ωριαίας βροχόπτωσης εξάχθηκαν τα τρία εντονότερα επεισόδια βροχής για τις αντίστοιχες τρεις μελλοντικές περιόδους αναφοράς (2013-2039, 2043-2069, 2073-2099). Το βαθμονομημένο μοντέλο HEC-HMS που χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση του υδρογραφήματος της πλημμύρας του 1994 (όπως περιγράφεται στο κεφάλαιο 3), χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή πιθανών μελλοντικών υδρογραφημάτων πλημμυρικών επεισοδίων (**Εικόνα 5-31**). Η πλημμυρική αιχμή πιθανών μελλοντικών πλημμυρικών γεγονότων θα μπορούσε να είναι 2 φορές μεγαλύτερη από αυτή του 1994, προκαλώντας εντονότερες καταστροφές σε κτήρια και υποδομές και θέτοντας σε υψηλότερο κίνδυνο την τοπική κοινωνία.



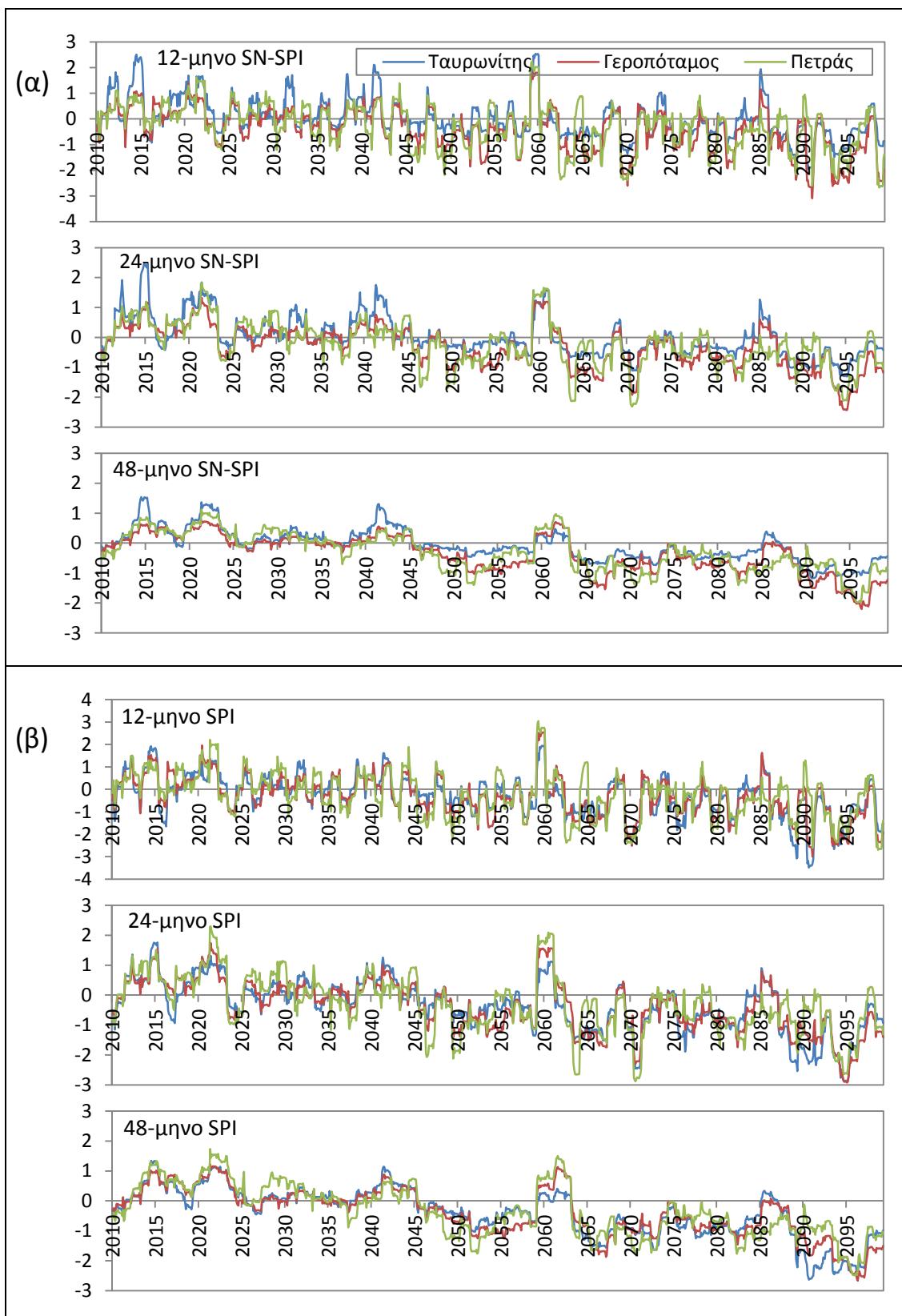
Εικόνα 5-31: Υδρογραφήματα προσομοίωσης του πλημμυρικού γεγονότος του 1994 και πιθανών μελλοντικών γεγονότων για την υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου.

5.5. Επιπτώσεις κλιματικών τάσεων στην ξηρασία

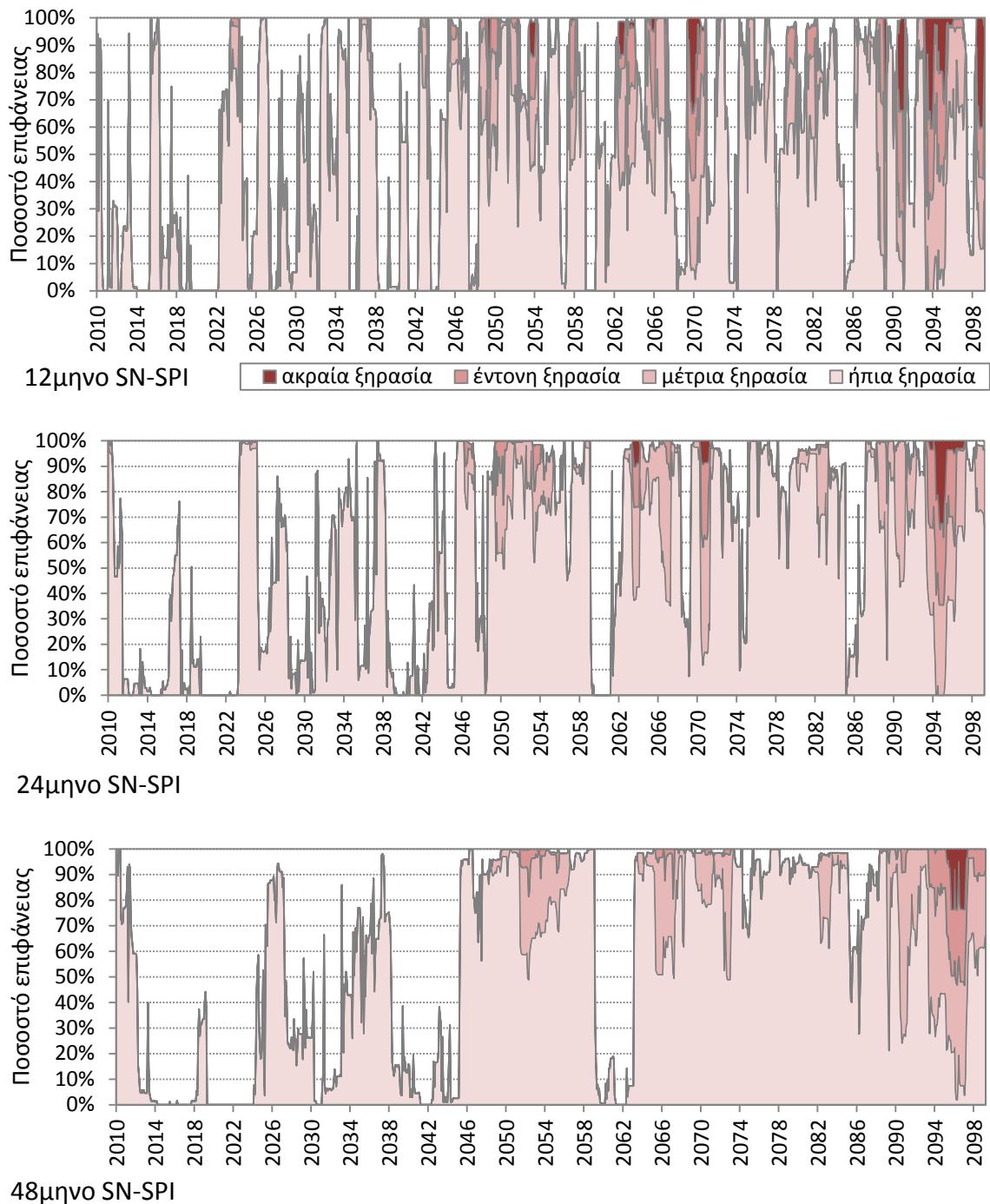
Ένα σενάριο μελλοντικής ξηρασίας δημιουργήθηκε με σκοπό να περιγράψει τις πιθανές συνθήκες που θα ακολουθήσουν την περίοδο 2010-2099, βασιζόμενο στα αποτελέσματα του συνόλου των ENSEMBLES RCMS (αποτελέσματα βροχόπτωσης) και τον υπολογισμό της χρονοσειράς του τροποποιημένου δείκτη SN-SPI, όπως περιγράφηκε στο κεφάλαιο 4 (**Εικόνα 5-32α**). Ο 12μηνος SN-SPI (μέσης διάρκειας ξηρασία) παρουσιάζει ακραίες τιμές, ειδικά μετά από το 2050, που φαίνονται να μειώνονται για τις συνθήκες μέσο-μακροπρόθεσμης ξηρασίας (24μηνος SN-SPI) και να εξομαλύνονται για τον 48μηνο SN-SPI (μακράς διάρκειας ξηρασία). Όσον αφορά στην περίοδο της πρώτης 30-ετίας του 48μηνου SN-SPI, πιθανώς να παρατηρηθούν μικρές περίοδοι ήπιας και μέσης ξηρασίας. Επίσης, πιθανώς να εμφανισθούν δύο περίοδοι παρατεταμένης ξηρασίας μετά το 2040 (2047-2060, 2065-2070) και δύο επιπλέον μετά το 2070, μεταξύ σχετικά σύντομων υγρών περιόδων. Φαίνεται λογικό να υποτεθεί ότι η περίοδος 2070-2099 σκιαγραφεί την αρχή μιας εκτεταμένης περιόδου ξηρασίας, μίας κατ' ασυνήθιστο τρόπο γενικά ξηρότερης κλιματικής κατάστασης. Η ανάλυσης του 12μηνου, 24μηνου και 48μηνου δείκτη ξηρασίας SPI (**Εικόνα 5-32β**) παρουσιάζει παρόμοια αποτελέσματα και τάσεις με τον 12μηνο και 24μηνο SN-SPI, αλλά η μακροπρόθεσμη κλίμακα (48μηνη) παρουσιάζει τις διαφορές μεταξύ των εντάσεων και της διάρκειας των γεγονότων.

Πιο συγκεκριμένα, σε μακροπρόθεσμη κλίμακα (48μηνου SN-SPI), περισσότερο από μισή εκ της συνολικής έκτασης της Κρήτης είναι πιθανώς να βρίσκεται υπό κατάσταση ξηρασίας για διάρκεια 28%, 69% και 97% του χρόνου των περιόδων 2010-2040, 2040-2070 και 2070-2099, αντίστοιχα (**Εικόνα 5-33**). Επίσης προκύπτει ότι είναι πιθανό το 52%, 33% και 25% της έκτασης της Κρήτης να βρίσκεται σε κατάσταση ακραίας ξηρασίας κατά τη διάρκεια της 90-έτους μελλοντικής περιόδου σύμφωνα με τον 12μηνο, 24μηνο και 48μηνο SN-SPI, αντίστοιχα.

Πρέπει να τονισθεί ότι τα αποτελέσματα των κλιματικών μοντέλων πρέπει να ερμηνεύονται υπό την στατιστική τους έννοια και έτσι να συνδέονται με την συχνότητα και την ένταση των γεγονότων ξηρασίας.



Εικόνα 5-32: 12, 24 και 48μηνη κλίμακα SN-SPI (α) και SPI (β) για Ταυρωνίτη και Πετρά για την περίοδο 2010-2099.



Εικόνα 5-33: Ποσοστό επιφάνειας Κρήτης με συνθήκες ξηρασίας ($-1 < SN-SPI \leq 0$, $-1,5 < SN-SPI \leq -1$, $-2 < SN-SPI \leq -1,5$ και $SN-SPI \leq -2$ /ήπια, μέτρια, έντονη, ακραία ξηρασία, αντίστοιχα) για την περίοδο 2010-2099, και για χρονικές κλίμακες 12, 24 και 48 μηνών του SN-SPI.

6. Συμπεράσματα και προτάσεις για μελλοντική έρευνα

6.1. Περίληψη και βασικά συμπεράσματα

Στην παρούσα ενότητα παρουσιάζονται συμπερασματικά τα ευρήματα της μελέτης, σύμφωνα με την δομή της εργασίας:

Εποχικότητα πλημμυρικών φαινομένων και υδρολογικών χαρακτηριστικών

Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της εποχικότητας εμφάνισης πλημμυρών σε επίπεδο γεγονότος και της εποχικότητας των υδρολογικών χαρακτηριστικών της περιοχής της Κρήτης για την περίοδο 1990 - 2007 αποκάλυψε πολύτιμες πληροφορίες για την εκδήλωση πλημμυρικών επεισοδίων. Τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης συμπίπτουν στην ανάλυση εποχικότητας 550 τεκμηριωμένων γεγονότων που παρουσιάζονται από τον Gaume (et al., 2009), που περιλαμβάνονται στον κατάλογο γεγονότων (ευρωπαϊκός άτλαντας ξαφνικών πλημμυρών) του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος HYDRATE. Η ιδιομορφία εκδήλωσης πλημμυρών στην Κρήτη στα τέλη του φθινοπώρου – αρχές χειμώνα μπορεί να παραλληλιστεί με την ισχυρή εποχικότητα των ξαφνικών πλημμυρών της φθινοπωρινής περιόδου της μεσογειακής λεκάνης. Η κατά λίγο μεταγενέστερη εμφάνιση των πλημμυρών στην Κρήτη σε σχέση με τις φθινοπωρινές πλημμύρες της Καταλονίας στην Γαλλία και της βόρειας Ιταλίας, οφείλεται στην νοτιότερη γεωγραφική θέση του νησιού.

Πιο συγκεκριμένα, Η εποχικότητα της μέγιστης ημερήσιας βροχόπτωσης ($\bar{\theta}_1$ = μέσα Νοεμβρίου) και η εποχικότητα των τριών μεγαλύτερων μεγίστων ($\bar{\theta}_3$ = αρχές Δεκεμβρίου) για την Κρήτη, συμπίπτει με τα αποτελέσματα της ανάλυσης εποχικότητας σε επίπεδο γεγονότος (20% των πλημμυρών εκδηλώνονται τον Νοέμβριο και 30% το Δεκέμβριο). Η εποχικότητα των τριών μεγαλύτερων μεγίστων ($\bar{\theta}_3$) υποδεικνύει ότι το 50% των περιστατικών μέγιστης βροχόπτωσης εκδηλώνεται κατά την περίοδο Νοέμβριο–Δεκέμβριο–Ιανουάριο. Τα εποχικά χαρακτηριστικά των πλημμυρικών καθεστώτων κατά μήκος της

οροσειράς των Άλπεων και των Καρπαθίων μελετήθηκε από την Parajka (et al., 2010). Στην μελέτη αυτή ταξινομήθηκε η εποχικότητα της μέγιστης ετήσιας βροχόπτωσης και απορροής, σε οκτώ κατηγορίες από το δυτικότερο μέχρι το ανατολικότερο μέρος της περιοχής μελέτης. Είναι ενδιαφέρον να παρατηρηθεί ότι η εποχικότητα των γεγονότων στην Κρήτη είναι παρόμοια με αυτήν που παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή Cevennes (νότια Γαλλία). Οι υδρολογικές λεκάνες και στις δύο περιοχές πλήττονται από πλημμυρικά επεισόδια προς το τέλος του φθινοπώρου λόγω της μετατόπισης θερμών και υγρών αερίων μαζών της θάλασσας της Μεσογείου. Μια χρονική καθυστέρηση (χειμώνας αντί φθινόπωρο) παρατηρείται για τις πλημμυρικές αιχμές και στις δύο περιοχές λόγω της αυξημένης εδαφικής υγρασίας και της συμβολής της απορροής των καρστικών πηγών. Η σύγκριση επίσης απεικονίζει ότι τα κυρίαρχα καταιγιδοφόρα συστήματα που δημιουργούν πλημμύρες για την περιοχή Cevennes έχουν προέλευση από το νότο, ενώ για την Κρήτη από τη δύση. Αυτό οφείλεται στα χαμηλά βαρομετρικά συστήματα που κινούνται κυκλωνικά προς ανατολάς, διασχίζοντας τη Μεσόγειο, και δημιουργούν τη συγκεκριμένη κατεύθυνση των προαναφερθεισών ροών αέρα.

Η σύγκριση της εποχικότητας μεταξύ της μέγιστης ημερήσιας βροχόπτωσης και της πλημμυρικής αιχμής για την περιοχή της Κρήτης δείχνει μια χρονική μετατόπιση ενός μηνός που πιθανώς να οφείλεται στην διεργασία τήξης του χιονιού, τους χαμηλούς ρυθμούς διήθησης των κορεσμένων εδαφών και τις υψηλές βασικές ροές από τοπικούς καρστικούς υδροφορείς που συνεισφέρουν στην απορροή.

Όσον αφορά στη χωρική κατανομή, 66% των αναφερθέντων γεγονότων εκδηλώθηκαν στη δυτική Κρήτη ενώ το υπόλοιπο 34% στην ανατολική πλευρά του νησιού, που είναι σε συμφωνία με το γεγονός ότι η δυτική Κρήτη δέχεται υψηλότερα ποσοστά βροχόπτωσης από την ανατολική. Αυτό οφείλεται εν μέρει στα τοπικά ατμοσφαιρικά καθεστώτα κυκλοφορίας που προέρχονται κυρίως από ΒΔ με κατεύθυνση προς ΝΑ. Ένας επιπλέον παράγοντας είναι η μορφολογία του εδάφους που χαρακτηρίζεται από απότομες κλίσεις και μεγαλύτερα υψόμετρα στο δυτικό μέρος του νησιού. Για την πλειοψηφία των γεγονότων, παρατηρήθηκε ένα κοινό καθεστώς βαρομετρικής πίεσης στον Ευρωπαϊκό χώρο που μπορεί να περιγραφεί ως ρεύμα χαμηλής πίεσης πάνω από τη νότια (Μεσόγειο) και βόρεια Ευρώπη σε συνδυασμό με υψηλές πιέσεις στην περιοχή της κεντρικής Ευρώπης.

Η ταξινόμηση των ατμοσφαιρικών τύπων κυκλοφορίας κατά τη διάρκεια των πλημμυρικών γεγονότων κατέληξε στο συμπέρασμα ότι τα περισσότερα από τα καιρικά συστήματα

αναπτύσσονται στην λεκάνη της Μεσογείου και διέρχονται από την περιοχή της Κρήτης με προέλευση από ΒΔ, ΝΔ και Δ.

Οι ξαφνικές πλημμύρες μπορούν σπάνια να προβλεφθούν και επομένως οποιαδήποτε νέα στοιχεία σχετικά με την εκδήλωσή τους μπορούν να είναι χρήσιμα για το μετριασμό των επιπτώσεων τους. Η στατιστική ανάλυση των πληροφοριών μεγάλης και μέσης κλίμακας αποκαλύπτουν τα χωροχρονικά ατμοσφαιρικά καθεστώτα που δύναται να οδηγήσουν σε μια ξαφνική πλημμύρα. Αυτή η ανάλυση παρέχει βελτιωμένη αναπαράσταση των βασικών παραμέτρων και συντελεί στον μετριασμό των επιπτώσεων τον προγραμματισμό και την διαχείριση πλημμυρικών κινδύνων. Η ολοκληρωμένη υδρομετεωρολογική ανάλυση εποχικότητας που παρουσιάζεται σε αυτή την μελέτη μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες στην διαδικασία λήψης αποφάσεων για τις αρχές πολιτικής προστασίας στο νησί της Κρήτης. Η Ευρωπαϊκή οδηγία για τις πλημμύρες (European Flood Directive) που παρουσιάσθηκε το 2007 απαιτεί από τα κράτη μέλη τη σύσταση χαρτών πλημμυρικού κινδύνου μέχρι το 2013. Η έρευνα που παρουσιάζεται θα μπορούσε να παρέχει πολύτιμες πληροφορίες για την περιοχή της Κρήτης και να αποτελέσει μέρος του έργου προκειμένου τη συμμόρφωση με την οδηγία αυτή.

Ολοκληρωμένη μελέτη πλημμυρικών επεισοδίων

Σύνηθες φαινόμενο, κατά τη διάρκεια πολλών γεγονότων ξαφνικών πλημμυρών, είναι η αστοχία των μετρητικών οργάνων και η υπέρβαση της στάθμης ροής πέρα από τα όρια της καταγεγραμμένης καμπύλης στάθμης-παροχής, με αποτέλεσμα να δυσχεραίνεται η εκτίμηση της πλημμυρικής αιχμής.

Στην παρούσα μελέτη, παρουσιάζεται μια μέθοδος εκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής, του υδρογραφήματος και του όγκου απορροής, βάσει δεδομένων βροχόπτωσης και απορροής για ένα αριθμό καταγεγραμμένων γεγονότων. Τα γεγονότα αυτά χρησιμοποιήθηκαν για την βαθμονόμηση και επαλήθευση των προσομοιωμένων υδρογραφημάτων. Επίσης, αναπτύχτηκε μία εμπειρική μέθοδος εκτίμησης πλημμυρικής αιχμής, ως εξίσωση της συνολικής βροχόπτωσης, της τυπικής απόκλισης και της διάρκειάς της. Η πλημμυρική αιχμή η οποία εκτιμήθηκε με την χρήση της εμπειρικής μεθόδου, για το πλημμυρικό γεγονός της 14^{ης} Ιανουαρίου του 1994 στην υδρολογική λεκάνη του Γιοφύρου, είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της υδρολογικής προσομοίωσης και της εκτίμησης μέσω του τύπου Manning. Οι μέθοδοι αυτοί μπορούν να εφαρμοσθούν σε περιπτώσεις πλημμυρικών επεισοδίων σε ελλιπώς καταγεγραμμένες υδρολογικές λεκάνες. Η εφαρμογή της νέας εμπειρικής μεθόδου προϋποθέτει την εκτίμηση διακριτών σταθερών παραμέτρων για την εκάστοτε λεκάνη εφαρμογής.

Η μελέτη μιας ξαφνικής πλημμύρας ως αποτέλεσμα έντονης καταιγίδας, μπορεί να προσεγγιστεί με ποικίλες μεθόδους. Μεταξύ άλλων, η μετεωρολογική ανάλυση, η υδρολογική και υδραυλική προσομοίωση, οι μεταπλημμυρικές έρευνες στο πεδίο για ανάκτηση στοιχείων (πλημμυρικά ίχνη, χρονική στιγμή πλημμυρικής αιχμής μέσω των συνεντεύξεων), μπορούν να εφαρμοσθούν παρέχοντας πρόσθετες πληροφορίες για αξιόπιστη εκτίμηση της πλημμυρικής αιχμής. Η πολύπλευρη προσέγγιση που παρουσιάζεται στην παρούσα μελέτη συντελεί στην μείωση της αβεβαιότητας που υπεισέρχεται στις εκτιμήσεις.

Χωροχρονική ανάλυση ξηρασίας

Οι δείκτες ξηρασίας SPI και SN-SPI εφαρμόστηκαν επιτυχώς για την περίοδο 1973-2004 στο νησί της Κρήτης με σκοπό την αξιολόγηση της ξηρασίας, χρησιμοποιώντας τρείς χρονικές κλίμακες ανάλυσης (12, 24 και 48 μήνες). Η ανάλυση με βάση το δείκτη SPI επιβεβαίωσε ότι το νότιο και το ανατολικό μέρος του νησιού αντιμετωπίζει αυξημένα προβλήματα ξηρασίας. Η προτεινόμενη μεθοδολογία είναι εύκολο να εφαρμοστεί και αποτελεί ένα πρακτικό εργαλείο για την αξιολόγηση των περιφερειακών γεγονότων ξηρασίας. Συνεπώς, ο δείκτης SPI είναι ένας συνεκτικός στατιστικός δείκτης για την μέτρηση της ξηρασίας.

Ο δείκτης SN-SPI είναι μια παραλλαγή του SPI, που καταφέρνει να απεικονίσει με καταλληλότερο τρόπο τις σχετικές συνθήκες ξηρασίας μεταξύ γειτονικών περιοχών (υδρολογικών λεκανών) λαμβάνοντας υπόψη την σχετική διαφορά της βροχόπτωσης. Επεκτείνει την έννοια του χρονικού χαρακτήρα της ξηρασίας στη χωρική σχετικότητά του. Οι κατά τόπους τιμές του νέου δείκτη SN-SPI είναι εύλογα συγκρίσιμες τόσο στο χώρο όσο και το χρόνο. Συνεπώς, ο SN-SPI είναι ένας χωροχρονικά συγκρίσιμος μεταξύ των διαφορετικών γειτονικών περιοχών με διαφορετική μέση επιφανειακή βροχόπτωση.

Τα αποτελέσματα και των δύο δεικτών έδειξαν ότι για την περίοδο 1973-2004 η διάρκεια των περιόδων ακραίων ξηρασίας παραμένει η ίδια (φθάνοντας σε 7% του χρόνου), αλλά οι εντάσεις του SN-SPI είναι χαμηλότερες. Η έκταση της Κρήτης που χαρακτηριζόταν από ακραία ξηρασία κατά την περίοδο 1973-2004, είναι 3% (12μηνη κλίμακα), 16% (24μηνη κλίμακα) και 25% (48μηνη κλίμακα) βάσει του SN-SPI και 96% (12μηνη κλίμακα), 95% (24μηνη κλίμακα) και 80% (48μηνη κλίμακα) βάσει του SPI.

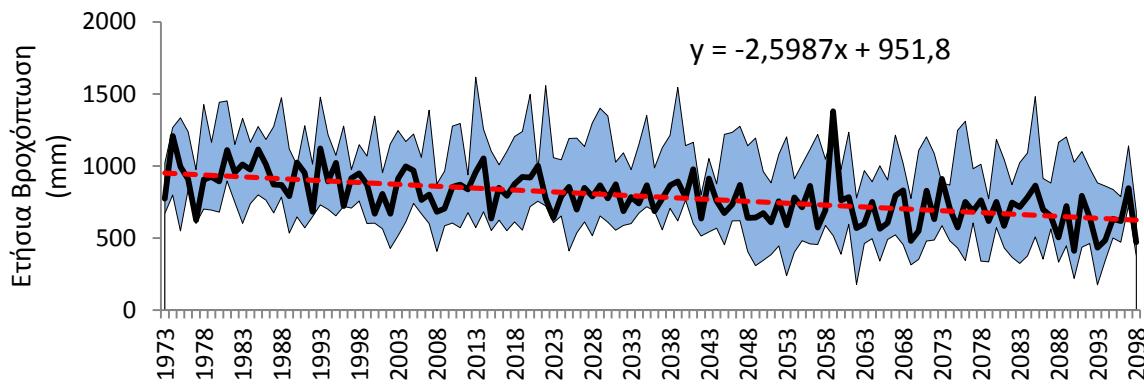
Κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, το νησί της Κρήτης αντιμετώπισε έναν μεγάλο αριθμό ξηρασιών, ενώ κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του 2008 σημειώθηκε σημαντικό έλλειμμα υδατικών πόρων στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, με αποτέλεσμα την λήψη έκτακτων μέτρων για την αντιμετώπιση της κατάστασης. Για παράδειγμα, τον Ιούλιο του 2008 το νερό που έπρεπε να μεταφερθεί στις νησιωτικές περιοχές της Ελλάδας μέσω βυτιοφόρων ήταν 10% μεγαλύτερο από το 2007, με κόστος 11 εκατ. €. Επιπλέον, μεγάλες υποδομές βρίσκονται υπό κατασκευή στο νησί της Κρήτης προκειμένου να εξυπηρετήσουν την μεταφορά ύδατος μεταξύ γειτονικών υδρολογικών λεκανών, για αρδευτικούς κυρίως

λόγους. Αξιόλογο οικονομικό όφελος για τους δήμους και τις διαχειριστικές αρχές που βρίσκονται εντός των ορίων των υδρολογικών λεκανών με πλεόνασμα σε υδατικούς πόρους θα μπορούσε να προκύψει από τη μεταφορά του πλεονάσματος νερού στις κοντινές ξηρές περιοχές. Αυτή η πληροφορία – η σχετική σύγκριση της κατάστασης των υδατικών πόρων σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης – απεικονίζεται από την εφαρμογή του δείκτη SN-SPI.

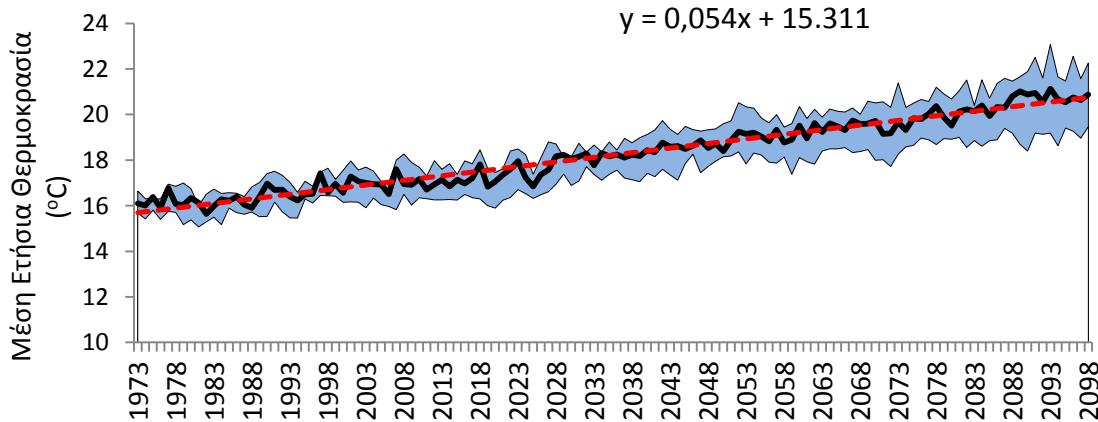
Τέλος, τα αποτελέσματα υποδεικνύουν την επείγουσα ανάγκη για ανάπτυξη μιας συνολικής στρατηγικής διαχείρισης νερού και σχέδια ετοιμότητας για όλες τις επιρρεπείς σε ξηρασία περιοχές. Πιθανές μελλοντικές περίοδοι χαμηλής βροχόπτωσης θα μπορούσαν να έχουν σοβαρές επιπτώσεις στους υδατικούς πόρους με εκτεταμένες συνέπειες στις τοπικές κοινωνίες και τα οικοσυστήματα. Η γνώση των επιπτώσεων από μια πιθανή μεταβολή στην βροχόπτωση σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης, είναι αναγκαία προκειμένου να αναπτυχθούν κατάλληλες μακροπρόθεσμες στρατηγικές, με σκοπό την επίτευξη βιώσιμης διαχείρισης των υδατικών πόρων. Η Ευρωπαϊκή πολιτική σχετικά με τις ξηρασίες περιλαμβάνεται στην αντίστοιχη οδηγία πλαισιο της διαχείρισης υδάτων της ΕΕ και παρέχει ένα συγκεκριμένο πλαισιο που υιοθετεί την αξιολόγηση των επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής στους υδάτινους πόρους και ως εκ τούτου την ανάπτυξη σχεδίων διαχείρισης ξηρασίας, που συνεχώς αναθεωρούνται. Η παρούσα μελέτη παρουσιάζει σημαντικά αποτελέσματα που μπορούν να υποστηρίξουν την διαμόρφωση τοπικών στρατηγικών.

Κλιματική μεταβολή και επιπτώσεις σε πλημμύρες και ξηρασίες

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα ενός συνόλου 10 RCMs του σεναρίου εκπομπών A1B (IPCC, 2007), η χρονοσειρά της ετήσιας βροχόπτωσης για την περιοχή της Κρήτης (**Εικόνα 6-1**) παρουσιάζει αρνητική τάση κατά περίπου 26mm ανά δεκαετία και η μέση ετήσια θερμοκρασία (**Εικόνα 6-2**) αυξητική τάση κατά περίπου 0,54°C ανά δεκαετία.



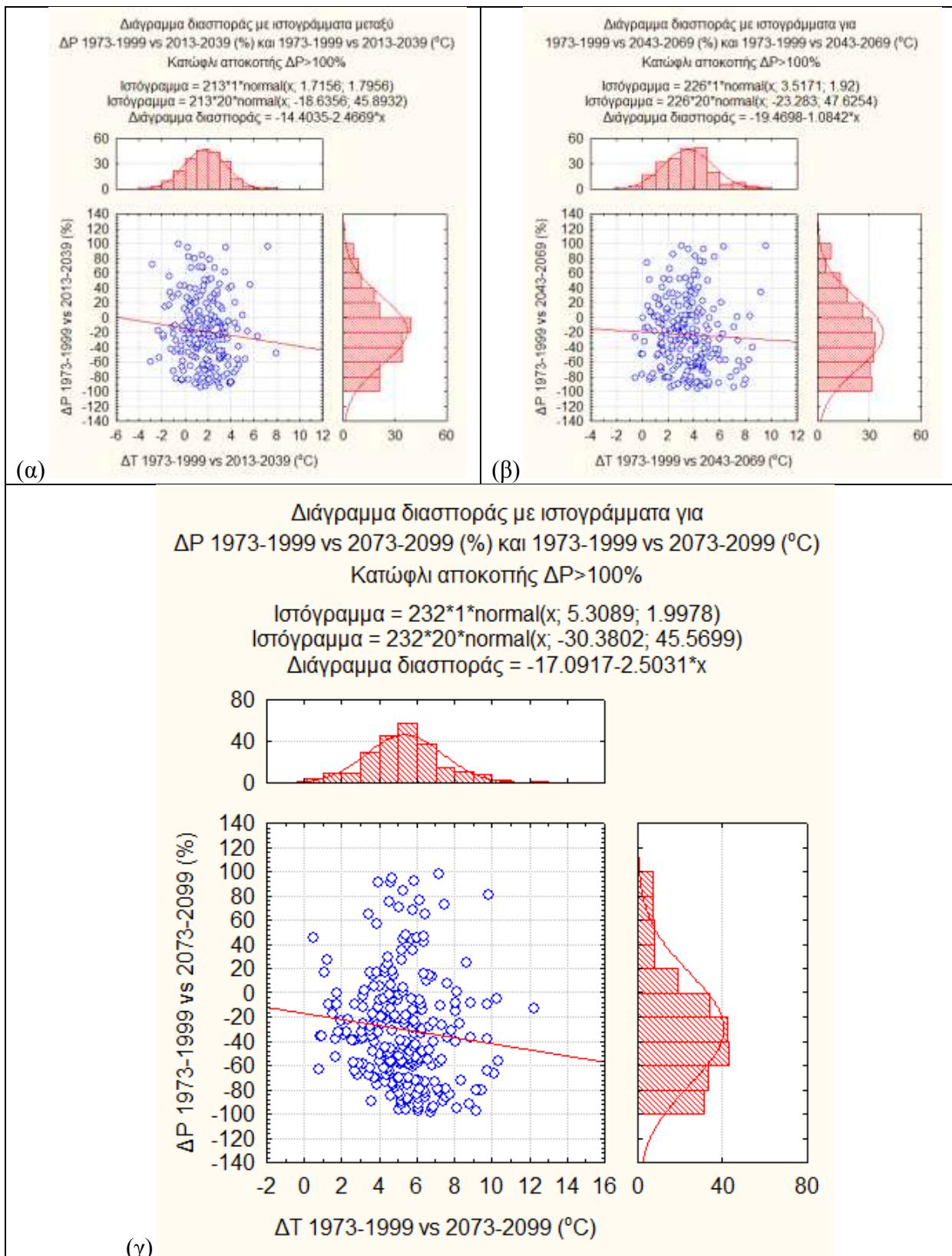
Εικόνα 6-1: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της ετήσιας βροχόπτωσης. Η ευθεία μαύρη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση, ενώ η μπλε περιοχή απεικονίζει το εύρος διακύμανσης των διορθωμένων αποτελεσμάτων των 10 RCMs (μέγιστο και ελάχιστο για την εκάστοτε χρονική στιγμή).



Εικόνα 6-2: Η μαύρη έντονη γραμμή απεικονίζει το σταθμισμένο-διορθωμένο σύνολο των RCMs ENSEMBLES της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας. Η διακεκομμένη κόκκινη γραμμή αναπαριστά την μέση τάση, ενώ η μπλε περιοχή απεικονίζει το εύρος διακύμανσης των διορθωμένων αποτελεσμάτων των 10 RCMs (μέγιστο και ελάχιστο για την εκάστοτε χρονική στιγμή).

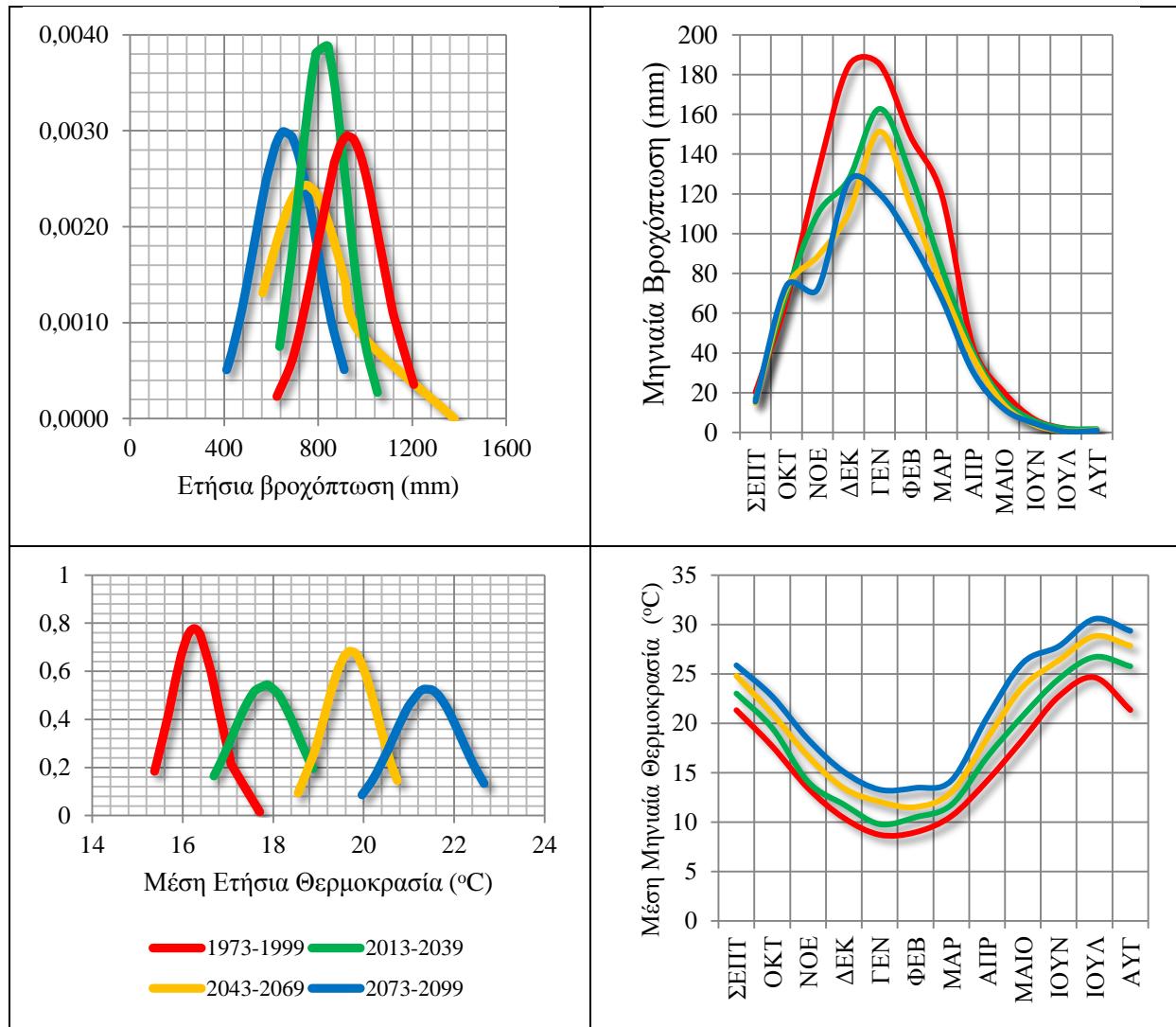
Κατά την μελλοντική περίοδο 2013-2039, αναμένεται 18% λιγότερη βροχόπτωση με ταυτόχρονη αύξηση της θερμοκρασίας κατά $1,7^{\circ}\text{C}$ για την περιοχή της Κρήτης (**Εικόνα 6-3α**), με μεγαλύτερη διακύμανση, ενώ για τις δύο επόμενες περιόδους 2043-2069 (**Εικόνα 6-3β**) και 2073-2099 (**Εικόνα 6-3γ**) η μέση βροχόπτωση μπορεί να ελαττωθεί κατά 23% και 30%, αντίστοιχα, με μία παράλληλη αύξηση της θερμοκρασίας κατά $3,5^{\circ}\text{C}$ και $5,3^{\circ}\text{C}$, αντίστοιχα.

Συγκρίνοντας τις παρελθούσα περίοδο (1973-1999) με τις μελλοντικές περιόδους αναφοράς συμπεραίνεται: (α) 2013-2039: αρνητική τάση βροχόπτωσης με συνολική απώλεια 110mm και παράλληλη αύξηση της μέγιστης και ελάχιστης μηνιαίας και ημερήσιας βροχόπτωσης. Η μέση θερμοκρασία κατά την διάρκεια του καλοκαιριού μπορεί να αυξηθεί κατά $3,6^{\circ}\text{C}$. (β) 2043-2069: αρνητική τάση βροχόπτωσης με συνολική απώλεια 180mm Σημαντική μείωση κατά 31% της ανοιξιάτικης βροχόπτωσης και κατά 27% της χειμερινής πιθανώς να οδηγήσει σε ξηρότερα υδρολογικά έτη, καθώς η μέση θερμοκρασία κατά την διάρκεια του καλοκαιριού μπορεί να αυξηθεί κατά $4,8^{\circ}\text{C}$. (γ) 2073-2099: αρνητική τάση βροχόπτωσης με συνολική απώλεια 270mm. Η εποχική βροχόπτωση κατά τον χειμώνα και την άνοιξη πιθανώς να μειωθεί κατά 37% κατά μέσο όρο, καθώς η μέση θερμοκρασία κατά την διάρκεια του καλοκαιριού μπορεί να αυξηθεί κατά $6,3^{\circ}\text{C}$. Οι τάσεις αυτές είναι κοινές για όλα τα περιοχικά μοντέλα ENSEMBLES για το σενάριο εκπομπών A1B (IPCC, 2007). Παρόμοιες τάσεις έχουν προβληθεί για την κεντρική Ευρώπη (Christensen et al., 2003).



Εικόνα 6-3: Διαγράμματα διασποράς με ιστογράμματα κατανομής μεταξύ της μεταβολής της θερμοκρασίας ΔT και αντίστοιχη μεταβολή της βροχόπτωσης ΔP για τις τρεις μελλοντικές περιόδους αναφοράς: (α)2013-2039, (β)2043-2069 και (γ)2073-2099.

Τα αποτελέσματα των ENSEMBLES RCMs υποδεικνύουν μεταβολή στην εποχικότητα της βροχόπτωσης (**Εικόνα 6-4**). Υπάρχουν ενδείξεις αύξησης της μέγιστης ημερήσιας βροχόπτωσης κατά την διάρκεια του φθινοπώρου. Επίσης οι ημέρες ήπιας υγρασίας αναμένεται να μειωθούν κατά 15%, ενώ τα επεισόδια υψηλής βροχόπτωσης πιθανώς να αυξηθούν μέχρι και 35%.



Εικόνα 6-4: Κανονική κατανομή ετήσιας βροχόπτωσης και θερμοκρασίας (αριστερά) και μεταβολή εποχικότητας βροχόπτωσης και θερμοκρασίας (δεξιά) για παρελθούσα και μελλοντικές περιόδους, βάσει των αποτελεσμάτων των ENSEMBLES RCMs.

Η μέση επιφανειακή βροχόπτωση ενός κανονικού υδρολογικού έτους για την Κρήτη είναι περίπου 934mm ή $7697 \cdot 10^6 m^3$ (Tsanis και Naoum, 2003), όπου ανάλογα με την υδρολογική λεκάνη επιμερίζεται σε 68-76% εξατμισοδιαπνοή, 14-17% διήθηση και 10-15% επιφανειακή

απορροή. Μεγάλο μέρος της διηθούμενης βροχόπτωσης εκφορτίζεται μέσω των καρστικών πηγών. Το μεγαλύτερο ποσοστό της επιφανειακής απορροής αλλά και των υπόγειων διαφυγών καταλήγει στην θάλασσα. Το γεγονός αυτό αλλά και η χωρική ανισοκατανομή της βροχόπτωσης (μείωση κατά 300mm από το δυτικό προς το ανατολικό μέρος του νησιού) καθιστούν τα υπόγεια αλλά και επιφανειακά αποθέματα μια πολύ μικρή αλλά κρίσιμη ποσότητα της συνολικής διαθεσιμότητας. Κατά την διάρκεια της περιόδου 1973-1999 ένα ποσοστό περίπου 20% (περίπου $370 \cdot 10^6 \text{m}^3$ ή $620 \text{m}^3/\text{κάτοικο/έτος}$) της συνολικής μέσης ετήσιας διαθεσιμότητας (συνολική επιφανειακή απορροή και διήθηση) εκμεταλλεύθηκε, καλύπτοντας το 70% της συνολικής ζήτησης ($536 \cdot 10^6 \text{m}^3$ ή $956 \text{m}^3/\text{κάτοικο/έτος}$), (στοιχεία μετά από προσωπική επικοινωνία με Δρ. Κριτσωτάκη, Τμήμα Υδάτων Περιφέρειας Κρήτης). Οι τιμές αυτές, σύμφωνα με την διεθνή κλίμακα ταξινόμησης (Falkenmark et al., 1989) κατατάσσουν την Κρήτη ως ένα υδατικό διαμέρισμα που βρίσκεται υπό συνθήκες έλλειψης.

Σχετικά με την επίπτωση της κλιματικής μεταβολής στα πλημμυρικά φαινόμενα, η μετατόπιση των όμβριων καμπύλων σε συντομότερες περιόδους επαναφοράς, υποδεικνύει την πιθανότητα εμφάνισης εντονότερων βροχομετρικών γεγονότων. Γεγονότα με περίοδο επαναφοράς 50 ετών μπορεί να εμφανίζονται συχνότερα στο μέλλον (από 15 μέχρι 35 χρόνια). Στο σημείο αυτό τονίζεται ότι τα αποτελέσματα σχετικά με τις επιπτώσεις της αλλαγής του κλίματος στα πλημμυρικά φαινόμενα και τις όμβριες καμπύλες βασίσθηκαν σε δεδομένα από ένα RCM (REMO), που ήταν και τα μόνα διαθέσιμα σε ωριαίο χρονικό βήμα. Για το λόγο αυτό η ερμηνεία και η χρήση των αποτελεσμάτων πρέπει να γίνεται προσεκτικά λόγω της αβεβαιότητας που υπεισέρχεται σε όλη την διαδικασία – από την προσημείωση του κλίματος μέχρι την υδρολογική προσομοίωση και την εξαγωγή των τελικών αποτελεσμάτων. Η εκτίμηση πιο αναμφίβολων επιπτώσεων προϋποθέτει την ανάλυση επιπλέων αποτελεσμάτων RCMs, προκειμένου για την ισχυροποίηση των εξαγόμενων τάσεων.

Το πιθανό μελλοντικό σενάριο για την περίοδο 2010-2099 βασισμένο στα αποτελέσματα του συνόλου των περιοχικών κλιματικών μοντέλων ENSEMBLES δείχνει μια βαθμιαία μείωση της βροχόπτωσης και επομένως μια εκτεταμένη περίοδο ήπιας ξηρασίας, η οποία θα είχε δυσμενείς επιπτώσεις στα τοπικά οικοσυστήματα και το περιβάλλον και θα μπορούσε να οδηγήσει σε έντονα προβλήματα έλλειψης νερού. Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα της χρονικής κλίμακας ανάλυσης 48 μηνών (μακράς διάρκειας ξηρασία) των δεικτών ξηρασίας, περισσότερο από την μισή έκταση της Κρήτης πιθανώς να βρίσκεται σε κατάσταση μακροχρόνιας ξηρασίας για το 28%, 69% και 97% του χρόνου των περιόδων 2010-2040,

2040-2070 και 2070-2099, αντίστοιχα. Συνθήκες ακραίας ξηρασίας μπορεί να εκδηλωθούν στο 52%, 33% και 25% της συνολικής έκτασης του νησιού κατά την διάρκεια του 21^{ου} αιώνα, σύμφωνα με την 12, 24 και 48μηνη κλίμακα ανάλυσης του SN-SPI, αντίστοιχα. Η ανάλυση συχνότητας εφαρμόσθηκε προκειμένου να εξετασθεί η περιοδικότητα των υγρών και ξηρών γεγονότων για το νησί της Κρήτης. Τα αποτελέσματα της περιόδου 2010-2099 έναντι της περιόδου του 1973-1999 παρουσιάζουν θετική μετατόπιση στην περιοδικότητα (έτη) που μπορεί να μεταφραστεί σε πιο παρατεταμένες ξηρές ή υγρές περιόδους στο μέλλον.

Κατά την διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας, πλήθος πλημμυρών (Koutroulis et al., 2010a) και γεγονότων ξηρασίας (Koutroulis et al., 2010b) εκδηλώθηκαν στην περιοχή της Κρήτης. Η γεωργία και ο τουρισμός είναι οι δύο σημαντικότεροι τομείς για την περιοχή, ευάλωτοι σε συνθήκες έλλειψης υδάτων. Από την Μαγιόρκα μέχρι την Κύπρο τα νησιά της Μεσογείου αλλά και οι ηπειρωτικές περιοχές θα αντιμετωπίσουν μια αυξανόμενη πιθανότητα ακραίας ξηρασίας. Το ποσοστό ζήτησης για την κάλυψη των αναγκών λόγω τουριστικής δραστηριότητας στις περιοχές αυτές ποικίλλει σημαντικά (13% για την Κορσική, 5% για την Κύπρο, 2,4% για την Κρήτη), αλλά σε κάθε περίπτωση το ποσοστό του κλάδου του τουρισμού στο εκάστοτε ΑΕΠ είναι σημαντικό. Ενώ οι αγροτικές δραστηριότητες είναι το μεγαλύτερο ποσοστό της κατά τόπους κατανάλωσης, μία κρίση στην τουριστική βιομηχανία θα μπορούσε να ασκήσει πολύ ευρύτερη επίδραση με επιπτώσεις σε περισσότερους από 90 εκατομμύρια τουρίστες (Koundouri, 2008).

Οι προσομοιώσεις των κλιματικών μοντέλων δείχνουν ότι τα σημερινά ακραία γεγονότα θα ενταθούν, η εμφάνιση των βροχοπτώσεων πιθανότατα να είναι πιο σπάνια αλλά πιο έντονη, και οι ξηρασίες είναι πιθανό να γίνουν συχνότερες και εντονότερες σε ορισμένες περιοχές. Οι συντομότερες περίοδοι βροχοπτώσεων θα μπορούσαν να έχουν σοβαρές επιπτώσεις στους υδατικούς πόρους με εκτεταμένες συνέπειες για τις τοπικές κοινωνίες και οικοσυστήματα. Δεδομένης της παγκόσμιας οικονομικής κατάστασης και τα μειωμένα προγράμματα δημοσίων επενδύσεων, βραχυπρόθεσμες και μακροπρόθεσμες στρατηγικές χαμηλού κόστους πρέπει να υιοθετηθούν προκειμένου να αντιμετωπιστούν πιθανές αλλαγές στη διαθεσιμότητα νερού και τα ακραία γεγονότα, λόγω κλιματικής μεταβολής.

6.2. Προτάσεις για μελλοντική έρευνα

Στο σημείο αυτό παρουσιάζονται μερικές σκέψεις και εφαρμογές για την επέκταση της έρευνας που εστιάζεται στην μελέτη των ακραίων υδρομετεωρολογικών επεισοδίων και της επίδρασης της αλλαγής του κλίματος. Οι προτάσεις για μελλοντική έρευνα χωρίζονται σύμφωνα με την διάρθρωση της όλης εργασίας και διακρίνονται σε τρεις ενότητες:

1. Εποχικότητα πλημμυρικών επεισοδίων:

- Μετεωρολογική ανάλυση συνοπτικής κλίμακας για περισσότερα γεγονότα πλημμυρικά και μη, για την αναγνώριση διαφορών και ομοιοτήτων στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Εφαρμογή αυτοματοποιημένης ταξινόμησης τύπων κυκλοφορίας και συσχέτισή τους με πλημμύρες.

2. Μελέτη, καταγραφή, παρακολούθηση και πρόγνωση πλημμυρικών γεγονότων και αξιολόγηση πλημμυρικού κινδύνου:

- Συλλογή επιπλέον στοιχείων για τα ήδη καταγεγραμμένα πλημμυρικά επεισόδια σε συνεργασία με τις τοπικές αρχές (Πολιτική Προστασία) και συνεχής καταγραφή νέων γεγονότων με σκοπό την δημιουργία ομογενοποιημένης βάσης δεδομένων.
- Εφαρμογή γεωστατιστικών μεθόδων για την καλύτερη παρακολούθηση και πρόβλεψη των υδρολογικών μεταβλητών με έμφαση σε ακραία γεγονότα (Hristopulos et al., 2009)
- Διεξαγωγή συντονισμένων μεταπλημμυρικών ερευνών πεδίου για κάθε νέο γεγονός.
- Εκμετάλλευση του μετεωρολογικού ραντάρ μεγάλης εμβέλειας (C-Band Radar) που βρίσκεται εγκατεστημένο στην αμερικανική βάση της Σούδας (πεδίο βολής Ακρωτηρίου Χανίων) και προσωρινά υπολειτουργεί, με σκοπό την λεπτομερή παρακολούθηση και πρόγνωση πλημμυρικών γεγονότων.

- Εγκατάσταση δυναμικού συστήματος λήψης μετεωρολογικών δορυφορικών στοιχείων Meteosat για τον εντοπισμό καιρικών συστημάτων υψηλής αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής Μεσογείου.
- Συσχέτιση ηλεκτρικής δραστηριότητας (κεραυνών) και βροχόπτωσης καταιγιδοφόρων καιρικών συστημάτων που προκαλούν ξαφνικές πλημμύρες.
- Συντονισμένη υδρολογική και υδραυλική ανάλυση σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης για την δημιουργία χαρτών πλημμυρικής επικινδυνότητας με φόντο την προθεσμία της Ευρωπαϊκής Οδηγίας για την σύνταξη τους μέχρι το 2015.

3. Ξηρασία:

- Χωροχρονική ανάλυση φαινομένου με την χρήση επιπλέον δεικτών και υδρολογικών προσεγγίσεων.
- Επέκταση της μελέτης συνδέοντας την ξηρασία με το φαινόμενο της ερημοποίησης, το οποίο αποτελεί ίσως το μεγαλύτερο περιβαλλοντικό πρόβλημα της περιοχής.

4. Κλιματική μεταβολή:

- Υδρολογική προσομοίωση για την περιοχή της Κρήτης σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης (130 λεκάνες), παραμετροποίηση φυσικών και υδρολογικών χαρακτηριστικών λεκανών μέσω της τεχνικής του regionalization. Κοινωνικοοικονομική ανάλυση διαθεσιμότητας και ζήτησης νερού, καθώς και εκτίμηση υδατικού ισοζυγίου κάτω από διαφορετικά κλιματικά σενάρια και στρατηγικές προσαρμογής.
- Ανάλυση επιπλέον αποτελεσμάτων RCMs βασιζόμενα σε επιπλέον πιθανά μελλοντικά σενάρια αέριων εκπομπών (όπως το νέο σενάριο E1).
- Ανάκτηση αποτελεσμάτων από επιπλέον RCMs ωριαίου χρονικού βήματος για την μείωση της αβεβαιότητας και την ισχυροποίηση των εξαγόμενων τάσεων σχετικά με τις επιπτώσεις της αλλαγής του κλίματος στα πλημμυρικά φαινόμενα.

- Εφαρμογή μεθόδων δυναμικού και στατιστικού καταβιβασμού ή και συνδυασμό τους με σκοπό την μείωση της αβεβαιότητας στην προσομοίωση του κλίματος και στα αποτελέσματα.
- Μελέτη κλιματικών αλλαγών με χρήση προηγμένων τεχνικών δυναμικού καταβιβασμού κλίμακας μέσω υδροστατικού κλιματικού μοντέλου υψηλής ανάλυσης.

6.3. Προτάσεις για εφαρμογές σχετικά με τα ερευνητικά αποτελέσματα.

Σχετικά με τις πιθανές εφαρμογές των μεθοδολογιών και των αποτελεσμάτων της παρούσας μελέτης διακρίνονται τα εξής:

- Η μελέτη και παρακολούθηση των ακραίων υδρομετεωρολογικών φαινομένων βασίζεται πρωταρχικά στην επαρκή καταγραφή. Ιδιαίτερα για την περίπτωση των πλημμυρικών φαινομένων η λεπτομερής καταγραφή του φαινομένου απαιτεί ιδιαίτερα αποτελεσματικά δίκτυα και τεχνολογίες καταγραφής. Οι ακραίες τιμές παροχής που εκδηλώνονται μετά από έντονες καταιγίδες καταστρέφουν τα καταγραφικά όργανα απορροής. Η χρήση οργάνων νέας τεχνολογίας τα οποία επικοινωνούν υδραυλικά με το κανάλι διοχέτευσης του ύδατος αλλά όχι απευθείας με αυτό θα ήταν αρκετά αποτελεσματικότερα στις συγκεκριμένες περιπτώσεις, λαμβάνοντας πάντα υπόψη την επιμελή συντήρηση. Επιπλέον, οι πλημμυρικές παροχές έχουν την τάση να διαμορφώνουν μεταβάλλοντας έντονα την γεωμετρία των ρεμάτων, σε όλο το μήκος τους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα εσφαλμένες καταγραφές στάθμης απορροής. Η μορφοποίηση τμήματος ρεμάτων με σταθερή διατομή, όπως η κατασκευή εκχειλιστών, προσφέρει σταθερή γεωμετρία διατομής και κατά συνέπεια, ακριβέστερες μετρήσεις σε όλο το φάσμα του υδρογραφήματος. Πέρα από την μέτρηση της παροχής, η παράμετρος της βροχόπτωσης είναι εξαιρετικά σημαντική τόσο για τα ακραία φαινόμενα, όσο και για την παρακολούθηση και διαχείριση των υδατικών πόρων. Δυστυχώς τα τελευταία χρόνια στην περιοχή της Κρήτης, αρκετοί βροχομετρικοί (αλλά και σταθμημετρικοί) σταθμοί καταργούνται. Επίσης, στο δυτικό τμήμα του νησιού η κάλυψη του βροχομετρικού δικτύου υπολείπεται σε σχέση με το υπόλοιπο τμήμα του. Απαραίτητη, λοιπόν, κρίνεται η συνέχεια λειτουργίας των υφιστάμενων και η πύκνωση του δικτύου με επιπλέον όργανα.
- Η πρόγνωση των ακραίων υδρομετεωρολογικών φαινομένων, και ιδιαίτερα των πλημμυρικών (τα οποία αφήνουν ελάχιστο χρόνο αντίδρασης) θα μπορούσε να επιτευχθεί μέσω εφαρμογής δυναμικών συστημάτων προσομοίωσης βροχής απορροής που λειτουργούν σε πραγματικό χρόνο. Τα συστήματα αυτά

τροφοδοτούνται με στοιχεία πρόγνωσης από καιρικά μοντέλα ή μετεωρολογικά ραντάρ και προβλέπουν την πιθανή αναμενόμενη απορροή των ρεμάτων σε τοπικό επίπεδο. Επίσης, θα μπορούσαν να εγκατασταθούν και βαθμονομηθούν έξυπνα καταγραφικά όργανα βροχόπτωσης, τα οποία χρησιμοποιούν νέες τεχνολογίες, δίνοντας προειδοποίηση για πιθανή εκδήλωση πλημμύρας όταν οι καταγραφές υπερβαίνουν ορισμένες οριακές τιμές αθροιστικής βροχόπτωσης και έντασης.

- Στον τομέα της διαχείρισης των υδατικών πόρων θα μπορούσε να εφαρμοσθεί μια ολοκληρωμένη προσέγγιση υδρολογικής προσομοίωσης και προσομοίωσης προσφοράς – ζήτησης, σε πραγματικό χρόνο. Ένα δυναμικό σύστημα το οποίο θα βαθμονομούνταν για την προσομοίωση του υδρολογικού κύκλου σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης (σύμφωνα με την ευρωπαϊκή οδηγία για ην διαχείριση των υδάτων) θα μπορούσε ανά πάσα στιγμή να αποτυπώνει τα διαθέσιμα αποθέματα τόσο σε υπόγειους υδροφορείς, όσο και σε εγκαταστάσεις αποθήκευσης ύδατος. Επιπλέον, ένα λογισμικό προσομοίωσης προσφοράς (αποθέματα) – ζήτησης θα μπορούσε ταυτόχρονα να αποτυπώνει την παρούσα κατάσταση και ένα σύνολο μελλοντικών διαχειριστικών σεναρίων θα υποστήριζε τις εκάστοτε στρατηγικές διαχείρισης. Η εφαρμογή αυτή προαπαιτεί βέλτιστες δυνατότητες καταγραφής υδρολογικών παραμέτρων και εξειδικευμένες τεχνικές και επιστημονικές γνώσεις και θα ήταν ιδιαίτερα αποτελεσματικό για την περιοχή, κυρίως για την αντιμετώπιση του προβλήματος διαθεσιμότητας σε περιόδους ξηρασίας.
- Εκμεταλλευόμενοι βέλτιστα την πληροφορία των κλιματικών μοντέλων σχετικά με την πιθανή κλιματική αλλαγή και τις επιπτώσεις σε βασικές υδρομετεωρολογικές παραμέτρους, προκύπτει πλήθος χρήσιμων πληροφοριών για της επιπτώσεις σε όλους τους τομείς δραστηριότητας (επιπτώσεις σε υδατικούς πόρους, σε υποδομές, στον τουρισμό, τη γεωργία κλπ.). Στην Ολλανδία ήδη από το 2006 έχουν εκδοθεί, από την επίσημη μετεωρολογική υπηρεσία (KNMI) συγκεκριμένα κλιματικά σενάρια. Τα σενάρια αυτά δίνουν συγκεκριμένες πληροφορίες για υιοθέτηση σε μελέτες μηχανικών (όπως τιμές σχεδιασμού υδραυλικών έργων). Απαραίτητη, λοιπόν, κρίνεται η ανάπτυξη ανάλογων σεναρίων και για την περιοχή της Ελλάδας, τα οποία θα δίνουν τις απαραίτητες

πληροφορίες για μελέτες επιπτώσεων και κατ' επέκταση ανάπτυξης στρατηγικών προσαρμογής και μετριασμού.

7. Βιβλιογραφία

- Ahrens, B. 2006. Distance in spatial interpolation of daily rain gauge data, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10 (2006), pp. 197–208.
- Alexandru A, de Elia R, Laprise R (2007) Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal time scale. *Mon Weather Rev* 135:3221–3238. doi:10.1175/MWR3456.1
- Allen, G. R. & Pruitt, O. W. Rational Use of The FAO Blaney-Criddle Formula. *J. Irrig. and Drain. Engrg.* 112, 139 (1986).
- Amor, V.M. Ines., Hansen, J. W. Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies, *Agricultural and Forest Meteorology*. 138(1-4), 44-53 (2006), doi:10.1016/j.agrformet.2006.03.009.
- AMS (American Meteorological Society), 2004: Statement on meteorological drought, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 771–773.
- Arcement, G.J., Schneider, V.R., 1989. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. Water-Supply Paper 2339, US Geological Survey. <<http://www.fhwa.dot.gov/BRIDGE/wsp2339.pdf>>.
- Ashraf, M., Loftis, J.C., Hubbard, K.G., 1997. Application of geostatistics to evaluate partial weather station networks. *Agricultural and Forest Meteorology* 84, 255–271.
- Bacanli, U., Dikbas, F., Baran, T., (2008). Drought analysis and a sample study of Aegean Region. Sixth International Conference on Ethics and Environmental Policies, Ethics and Climate Change, Scenarios for Justice and Sustainability. Padova.
- Barboudakis, M., 1998. Environmental Impacts Research of the Upstream Flood Protection Constructions of Giofiros Hydrological Basin. Technical Report, Organization of Development for Eastern Crete, Athens (in Greek).
- Bardossy, A., Caspary, H.J., 1990. Detection of climate change in Europe by analyzing European atmospheric circulation patterns from 1881 to 1989. *Theor. Appl. Climatol.* 42, 155–167.
- Barredo, J.I. (2009) Normalised flood losses in Europe: 1970-2006. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 9: 97-104
- Barry, R.G., Chorley, R.J., 2003. Atmosphere, weather, and climate, eighth ed. Routledge, London, ISBN 0-415-27170-3.
- Bathurst, J.C., 1990. Tests of three discharge gauging techniques in Mountain Rivers. In: Molnar, L. (Ed.), *Hydrology of Mountainous Areas*: Wallingford, UK, IAHS Publ. No. 190. Wallingford, UK, pp. 93–100.
- Baur, F., Hess, P., Nagel, H., 1944. Kalender der Gmfl wefferlagen Eumpas 1881–1939, Bad Homburg, Homburg.
- Bayliss, A.C., Jones, R.C., 1993. Peaks-over-threshold flood database: summary statistics and previous seasonality. Report No. 121, Institute of Previous Hydrology, Wallingford, 61 p.
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylha, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schoell, R., Semmler, T., Woth,

- K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95.
- Biagorria, G. A., et al., Assessing uncertainties in crop model simulations using daily bias-corrected Regional Circulation Model outputs. *Clim. Res.*, 34 (3): 211-222, 2007
- Bloschl, G., Reszler, C., Komma, J., 2008. A spatially distributed flash flood forecasting model. *Environmental Modelling & Software* 23, 464–478.
doi:10.1016/j.envsoft.2007.06.010. ISSN 1364-8152.
- Boberg, F., et al., Analysis of temporal changes in precipitation intensities using PRUDENCE data, Danish Climate Center Report, 07-03, 2007
- Bohm U, Kucken M, Ahrens W, Block A, Hauffe D, Keuler K, Rockel B, Will A (2006) CLM—the climate version of LM: brief description and long-term applications. COSMO Newsletter 6.
- Bohorquez, P., Darby, S.E., 2008. The use of one- and two-dimensional hydraulic modelling to reconstruct a glacial outburst flood in a steep Alpine valley. *Journal of Hydrology* 361 (3–4), 240–261. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.043. ISSN 0022-1694.
- Bonaccorso, B., Bordi, I., Cancelliere, A., Rossi, G., Sutera, A., (2003). Spatial Variability of Drought: An Analysis of the SPI in Sicily. *Water Resour. Man.*, 17: 273–296.
- Bonnifait, L., Delrieu, G., Le Lay, M., Boudevillain, B., Masson, A., Belleudy, P., Gaume, E., Saulnier, G.M., 2009. Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: reconstruction of the 8–9 September 2002 catastrophic flood event in the Gard region, France. *Advances in Water Resources* 32 (7), 1077–1089.
doi:10.1016/j.advwatres.2009.03.007. ISSN 0309-1708.
- 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* 22 (18), 3883–3885. doi:10.1002/hyp.7111.
- Brázdil, R., Trnka, M., Dobrovolný, P., Chromá, K., Hlavinka, P., Žalud, Z. (2008). Variability of droughts in the Czech Republic, 1881–2006. *Theor Appl Climatol.*, doi: 10.1007/s00704-008-0065-x.
- Burn, D.H., 1997. Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. *J. Hydrol.* 202, 212–230.
- Caspary, H.J., 1995. Erhfhung des Hochwasserrisikos in Sudwestdeutschland durch Instationarität der winterlichen zyklonalen Westwetterlagen, In: Schultz, G. A. (Hrsg.) Verf”dgbarkeit yon Wasser, Schriflenreihe: “Hydrologic/Wasserwirtschaft”. Heft 14, Ruhr-Universit_it Bochum, 127–139.
- Caspary, H.J., 1996. Die Winterhochwasser 1990, 1993 und 1995 in S0dwestdeutschland - Signale einer bereits eingetretenen Klimaänderung? In: Beehteler, Gfinthert, Kleeberg (Hrsg.): Klima_nderung und Wasserwirtsehaft, Tagungsband Int. Syrup. v. 27–28.1 I. 1995 Mfinehen, Mitteilungen Inst. Far Wasserwesen, Bd. 56a/b, Universit_lt der Bundes wehr MQnchen, 169–184.
- Castellarin, A., Burn, D.H., Brath, A., 2001. Assessing the effectiveness of hydrological similarity measures for previous flood frequency analysis. *J. Hydrol.* 241, 270–285.

- Caya D, Biner S (2004) Internal variability of RCM simulations over an annual cycle. *Clim Dyn* 22:33–46
- Chang C.L., S.L. Loa, S.L. Yub, 2005. Applying fuzzy theory and genetic algorithm to interpolate precipitation, *Journal of Hydrology* 314 (2005) 92–104.
- Cheng, C.H., 1998. A new approach for ranking fuzzy numbers by distance method. *Fuzzy Sets and Systems* 95, 307–317.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, New York, NY.
- Christensen J.H. and O.B. Christensen, A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century, *Climatic Change* 81 (2007), pp. 7–30. DOI:10.1007/s10584-006-9210-7.
- Christensen J.H., et al., (2009).ENSEMBLES Deliverable D3.2.2. RCM-specific weights based on their ability to simulate the present climate, calibrated for the ERA40-based simulations, (<http://ensembles-eu.metoffice.com>).
- Christensen JH, Christensen OB, Lopez P, van Meijgaard E, Botzet M (1996) The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. Scientific report DMI, Copenhagen, Report 96-4
- Christensen JH, Hewitson B, Busuioc A, Chen A, Gao X, et al. Regional climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, et al. eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge and New York: Cambridge University Press; 2007.
- Christensen OB, Gaertner MA, Prego JA, Polcher J (2001) Internal variability of regional climate models. *Clim Dyn* 17:875–887. doi:10.1007/s003820100154
- Christensen, J.H., & Christensen, O. B. Climate Modelling: Severe summertime flooding in Europe. *Nature*. 421, 805-806 (2003), doi:10.1038/421805a
- Christensen, J.H., Boberg, F., Christensen, O.B., Lucas-Picher, P., (2008). On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20709, DOI:10.1029/2008GL035694.
- Christensen, O.B., Christensen, J.H., 2003. Severe summertime flooding in Europe. *Nature* 421, 805–806.
- Clark, C.O., 1945. Storage and the unit hydrograph. *Transactions: American Society of Civil Engineers* 110 (1945), 1419–1488.
- 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.
- Collins M, Booth BBB, Harris GR, Murphy JM, Sexton DMH, Webb MJ (2006) Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Clim Dyn* 27:127–147. doi:10.1007/s00382-006-0121-0
- Commission of the European Communities, Directive 2007/60/EC of the European Parliament and the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks, *Official Journal of the European Union*L288/27: Brussels 6.11.2007
- Commission of the European Communities, Water Scarcity and Droughts Expert Network: Drought Management Plan Report, Technical Report- 2008- 023 19.12.2008.

- Commission of the European Communities, White Paper: Adapting to climate change: Towards a European framework for action, COM(2009) 147 final: Climate change and water, coasts and marine issues, SEC(2009) 386, Brussels 1.4.2009
- Costa, J.E., 1987. Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous United States. *Journal of Hydrology* 93 (3–4), 313–338. doi:10.1016/0022-1694(87)90102-8.
- Costa, J.E., Jarrett, R.D., 2008. An Evaluation of Selected Extraordinary Floods in the United States Reported by The US Geological Survey and Implications for Future Advancement of Flood Science. United States Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5164, 232 pp.
- Creutin, J.D., Borga, M., 2003. Radar hydrology modifies the monitoring of flashflood hazard. *Hydrological Processes* 17 (7), 1453–1456. doi:10.1002/hyp.5122.
- Cunderlik, J.M., Ouarda, T.B.M.J., 2009. Trends in the timing and magnitude of floods in Canada. *J. Hydrol.* 375, 471–480. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.050.
- Cunderlik, J.M., Ouarda, T.B.M.J., Bobee, B., 2004a. On the objective identification of flood seasons. *Water Resour. Res.* 40.
- Cunderlik, J.M., Ouarda, T.B.M.J., Bobee, B., 2004b. Determination of flood previous seasonality from hydrologic records. *Hydrol. Sci. J.* 49 (3), 511–526.
- de Elia R, Caya D, Frigon A, Cote H, Giguere M, Paquin D, Biner S, Plummer D (2007) Evaluation of uncertainties in the CRCMsimulated North American climate: nesting-related issues. *Clim Dyn* 30:113–132. doi:10.1007/s00382-007-0288-z
- Dickinson RE, Errico RM, Giorgi F, Bates GT. A regional climate model for western United States. *Clim Change* 1989, 15:383–422.
- Dirks, K.N., Hay, J.E., Stow, C.D., Harris, D., 1998. High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: Interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology* Vol. 208, pp. 187-193.
- Dottori, F., Martina, M.L.V., Todini, E., 2009. A dynamic rating curve approach to indirect discharge measurement. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 847–863. <<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/13/847/2009/>>.
- Easterling D.R., Meehl G.A., Parmesan C., Changnon S.A., Karl T.R., Mearns L.O. Climate extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, (2000) 289:2068–2074.
- ENSEMBLES Deliverable D3.2.2. RCM-specific weights based on their ability to simulate the present climate, calibrated for the ERA40-based simulations, (<http://ensembles-eu.metoffice.com>).
- Falkenmark, M., Lundquist, J. & Widstrand, C. Macro-scale water scarcity requires micro-scale approaches: Aspects of vulnerability in semi-arid development. *Nat. Resour. Forum.* 13, 258 (1989).
- Farda A, Stepanek P, Halenka T, Skalak P, Belda M (2007) Model ALADIN in climate mode forced with ERA-40 reanalysis (coarse resolution experiment). *Meteorol J* 10:123–130
- Feddersen H., and U. Andersen, A method for statistical downscaling of seasonal ensemble predictions. *Tellus*, 57A, 398-408, 2005

- Fisher, N.I., 1993. Statistical Analysis of Circular Data. Cambridge University Press, Cambridge. p 277.
- Fox-Rabinovitz M, Cote J, Dugas B, Deque M, McGregor JL, Belochitski A (2008) Stretched-grid model intercomparison project: decadal regional climate simulations with enhanced variable and uniform-resolution GCMs. *Meteorol Atmos Phys*. 100, 1-4, pp 159-178, DOI: 10.1007/s00703-008-0301-z
- Fox-Rabinovitz M, Cote J, Dugas B, Deque M, McGregor JL, et al. Stretched-grid Model Intercomparison Project: decadal regional climate simulations with enhanced variable and uniform-resolution GCMs. *Meteorol Atmos Phys* 2008, 100:159–178.
- Gaiser T., A. Printz, H.G. Schwarz von Raumer, J. Gotzinger, V.A. Dukhovny, R. Barthel, A. Sorokin, A. Tuchin, C. Kiourtsidis, I. Ganoulis, K. Stahr, Development of a regional model for integrated management of water resources at the basin scale, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, Volume 33, Issues 1-2, Hydrological Assessment and Integrated Water Resources Management with Special Focus on Developing Countries, 2008, Pages 175-182, ISSN 1474-7065, DOI: 10.1016/j.pce.2007.04.018.
- Ganoulis, J., 2003. Risk-based floodplain management: a case from Greece. *International Journal of River Basin Management* 1 (1), 41–47.
- Gaume, E., 2006. Post flash-Flood Investigation – Methodological Note. Floodsite European Research Project, Report D23.2., 62 pp. <<http://www.floodsite.net/>>.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovićova, L., Bloschl, 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*. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028.
- Gaume, E., 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 (4), 175–189. doi:10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x. <<http://dx.doi.org/10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x>>.
- 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. *Journal of Hydrology* 286 (1–4), 135–154. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.015.
- Gerstengabe, F.-W., Werner P.C., Ruge U., 1999. Katalog der Grosswetterlagen Europas 1881–1998 nach P. Hess und H. Brezowsky. 5. Aufl. – Potsdam-Inst. F. Klimafolgenforschung, Potsdam, Germany, 138 pp.
- Gibelin AL, De'que' M (2003) Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim Dyn* 20:327–339
- Giorgi F, Bates GT. The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon Wea Rev* 1989, 117:2325–2347.
- Giorgi F, Bi X (2001) A study of internal variability of regional climate model. *J Geophys Res* 105:29501–29503. doi:10.1029/2000JD900269
- Giorgi F, Mearns LO (1999) Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J Geophys Res (Atmospheres)* 104:6335–6352. doi:10.1029/98JD02072

- Giorgi F, Mearns LO. Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Rev Geophys* 1991, 29:191–216.
- Giorgi F, Mearns LO. Introduction to special section: Regional climate modelling revisited. *J Geophys Res* 1999, 104:6335–6352.
- Giorgi, F. & Lionello, P. Climate change projections for the Mediterranean region, *Glob. Planet. Change.* 63(2-3), 90-104 (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.09.005
- Giorgi, F. Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.* 33, 4 (2006), doi:10.1029/2006GL025734.
- Guha-Sapir, P., D. Hargitt and H. Hoyois, 2004: Thirty Years of Natural Disasters 1974–2003: The Numbers. UCL, Presses Universitaires de Louvain, Louvain-la Neuve, 188 pp.
- Gutowski, W. J., et al., A Possible Constraint on Regional Precipitation Intensity Changes under Global Warming, *Journal of Hydrometeorology*, 8,1382, 2007
- Hansen J.W., et al., Translating forecasts into agricultural terms: advances and challenges, *Clim. Res.*, 33, 27-41, 2006
- Haugen JE, Haakensatd H (2006): Validation of HIRHAM version 2 with 50 and 25 km resolution, RegClim general technical report, no. 9, pp 159–173
- Hayes, M., Wilhite, D. A., Svoboda, M. & Vanyarkho, O. (1999) Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. *Bull. Am. Met. Soc.* 80, 429–438.
- HEC, 2000. HEC, Hydrologic Modeling System: Technical Reference Manual. US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- HEC, 2001. HEC-HMS User's Manual. US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- Hess, P., Brezowsky, H., 1952. Katalog der Grosswetterlagen Europas. Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone 33. Bad Kissingen, Germany.
- Hess, P., Brezowsky, H., 1969. Katalog der Grosswetterlagen Europas, 2. Neu bearbeitete und ergänzte Aufl. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 113. Offenbach am Main.
- Hess, P., Brezowsky, H., 1977. Katalog der Grosswetterlagen Europas 1881–1976, 3. verbesserte und ergänzte Aufl. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 113. Offenbach am Main.
- Hewitt CD, Griggs DJ (2004): Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts, *EOS*, 85, 566 pps
- Hewitt, K. 1997. Regions of Risk: A Geographical Introduction to Disasters. Addison Wesley Longman, Essex, UK.
- Hristopulos D. T. and S. N. Elogne, Computationally efficient spatial interpolators based on Spartan spatial random fields, *IEEE Transactions on Signal Processing*, 57(9), 3475-3487 (2009). doi: 10.1109/TSP.2009.2021450.
- Huth, R., Beck, C., Philipp, A., Demuzere, M., Ustrnul, Z., Cahynova, M., Kysely , J., Tveito, O.E., 2008. Classifications of atmospheric circulation patterns – recent advances and applications. *Trends and Directions in Climate Research. Ann. NY Acad. Sci.* 1146, 105–152.

Ines A. V. M., and J. W. Hansen, Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies, Agricultural and Forest Meteorology, 138, 44-53, 2006

IPCC (2001) Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I.

In: Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds Houghton JTY, Ding DJ, Griggs M, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA). pp. 135, 150, 152-154, 162, 455, 545, 601, 602. Cambridge University Press, Cambridge, New York.

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

Jacob D (2001). A note to the simulation of the annual and interannual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol Atmos Phys* 77(1–4):61–73

Jacob, D. and Podzun, R., (1997). Sensitivity studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 63: 119-129.

Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O.-B., Christensen, J-H., de Castro, M., Deque, M., Giorgi, F., Hagemann, St., Hirschi, M., Jones, R., Kjellström, E., Lenderink, G., Rockel, B., Sanchez Sanchez, E., Schär, Ch., Seneviratne, S., Somot, S., van Ulden, A., van den Hurk, B., 2007: An inter-comparison of regional climate models for Europe: Design of the experiments and model performance. *Climatic Change*, 81, Supplement 1

Jacob, D., Christensen, O.B., Doblas-Reyes, F. J., Goodess, C., Tank, A.K., Lorenz, P., Roeckner, E., Information on observations, global and regional modelling data availability and statistical downscaling, Ensembles Technical Reports, ISSN 1752-2854, 2008.

James, P.M., 2007. An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* 88, 17–42.

Jarrett, R.D., 1987. Errors in slope-area computations of peak discharges in mountain streams. *Journal of Hydrology* 96, 53–67.

Juckes M. N., M. R. Allen, K. R. Briffa, J. Esper, G. C. Hegerl, A. Moberg, T. J. Osborn, and S. L. Weber. Millennial temperature reconstruction intercomparison and evaluation. *Clim. Past*, 3, 591–609, 2007

Katz, R. W., Extreme value theory for precipitation: sensitivity analysis for climate change., *Adv. Water Resour.*, 23, p. 133, 1999

Kirpich, P.Z., 1940. Time of concentration of small agricultural watershed. *ASCE Civil Engineers* 10 (6), 362.

Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Van den Dool, H., Jenne, R., Fiorino, M., 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Amer. Meteor Soc.* 82, 247–267.

Kjellstrom E, Barrington L, Gollvik S, Hansson U, Jones C, Samuelsson P, Rummukainen M, Ullersig A, Wille'n U, Wyser K (2005) A 140-year simulation of European climate with the new version of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3).

- Reports meteorology and climatology, 108, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sweden, 54 pp
- Komuscu, A. U. (1999) Using the SPI to analyze spatial and temporal patterns of drought in Turkey. *Drought Network News* 11, 7–13.
- Korner Ch., Sarris D., Christodoulakis D. (2005) Long-term increase in climatic dryness in the East-Mediterranean evidenced for the island of Samos. *Regional Environmental Change*, 5, 27–36.
- Koundouri, P. (Ed.). Coping with Water Deficiency, From Research to Policymaking, With Examples from Southern Europe, the Mediterranean and Developing Countries, Series: Environment & Policy, 48 (14), 157-164 (2008).
- Koutroulis A. G., Tsanis I.K., & Daliakopoulos I.N. Seasonality of floods and their hydrometeorologic characteristics in the island of Crete. *J. Hydrol.* (2010α), In Press, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.025
- Koutroulis A.G., Vrochidou A., & Tsanis I.K. Spatial and temporal characteristics of droughts for the island of Crete. *Journal of Hydrometeorology*, (2010β), In Press, doi: 10.1175/2010JHM1252.1
- Koutroulis, A.G., 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.* doi:10.1016/j.jhydrol.2010.02.012.
- Kull, D., Feldman, A., 1998. Evolution of Clark's unit graph method to spatially distributed runoff. *Journal of Hydrologic Engineering* 3 (1), 9–19. doi:10.1061/(ASCE)1084-0699(1998)3:1(9).
- Kundzewicz, Z.W., Graczyk, D., Maurer, T., Pin'skwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C., Szwed, M., 2005. Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. *Hydrological Sciences Journal* 50 (5), 797–810.
- Kundzewicz, Z.W., Radziejewski, M., Pin'skwar, I., 2006. Precipitation extremes in the changing climate of Europe. *Climate Research* 31, 51–58.
- Lal M, McGregor JL, Nguyen KC. Very highresolution climate simulation over Fiji using a global variable-resolution model. *Clim Dyn* 2008, 30:203–305. Doi:10.1007/s00382-007-0287-0.
- Law, A.M., Kelton, W.D., 1982. *Simulation Modeling and Analysis*. McGraw-Hill Book Co., USA, p. 400.
- Leander, R., and T. A. Buishand, Re-sampling of regional climate model output for the simulation of extreme river flows. *J. of Hydrol.*, 332 (3-4): 487-496, 2007
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C., Creutin, J., 1987. On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Water Resource Research* 23 (11), 2123–2134. doi:10.1029/WR023i011p02123.
- Lenderik G, van der Hurk B, van Meijgaard E, van Ulden A, Cuypers H, (2003) Simulation of present day climate in RACMO2: first results and model developments, KNMI, technical report 252:24
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, J.L.H., 1982. *Hydrology for Engineers*. McGraw- Hill, New York, NY.

- Lionello, P., Malanotte, P. & Boscolo, R. Mediterranean Climate Variability, Elsevier B.V, Amsterdam, 2006.
- Loukas, A. and Vasiliades, L., (2004). Probabilistic analysis of drought spatiotemporal characteristics in Thessaly region, Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 719–731.
- Lucas-Picher P, Caya D, Biner S (2004) RCM's internal variability as function of domain size, research activities in atmosphere and oceanic modelling, WMO/TD. J Cote Ed 1120(34):727–728
- Lucas-Picher P, Caya D, de Elia R, Laprise R (2008a) Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of ten-year simulations over a large domain. *Clim Dyn* doi:10.1007/s00382-008-0384-8
- Magilligan, F.J., Graner, B.E., 1996. Hydroclimatological and geomorphic controls on the timing and spatial variability of floods in New England. USA. *J. Hydrol.* 178, 159–180. doi:10.1016/0022-1694(95)02807-2.
- Manios, T. and Tsanis, I., (2006). Evaluating water resources availability and wastewater reuse importance in the water resources management of small Mediterranean municipal districts. *Resources, Conservation and Recycling*, 47: 245–259.
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, M., Sangati, M., Gaume, E., Bain, V., Delrieu, G., Bonnifait, L., Pogacnik, N., 2009. Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lessons learned. *Hydrological Processes* 23 (26), 3761–3770. doi:10.1002/hyp.7542.
- Mardia, K.V., 1972. Statistics of Directional Data. Academic Press, New York. Martina, M.L.V., Todini, E., Libralon, A., 2006. A Bayesian decision approach to rainfall thresholds based flood warning. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 413–426.
- Marsigli, M., Todini, F., Diomede, T., Liu, Z., Vignoli, R., 2002. Calibration of Rainfall–Runoff Models, Project Report of Multi-Sensor Precipitation Measurements Integration, Calibration and Flood Forecasting (MUSIC-EC Project Contract No EVK1-CT-2000-00058), Presented at European Workshop on New Tools for Flood Forecasting and Warning, Helsinki, Finland, 22–23 June 2004.
[<http://www.geomin.unibo.it/hydro/music/index2.htm>](http://www.geomin.unibo.it/hydro/music/index2.htm).
- Matheron, G., 1965. Les variables regionalisees et leur estimation. Une application de la theorie des fonctions aleatoires aux sciences de la nature. Masson, Paris (in French).
- Maxwell, R. M., & Kollet, S. J. Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nature Geosci.* 1, 665 – 669 (2008), doi: 10.1038/ngeo315.
- McCain, J.F., Shroba, R.R., 1979. Storm and Flood of July 31–August 1, 1976, in the Big Thompson River and Cache la Poudre River basins, Larimer and Weld Counties, Colorado, USGS Series Professional Paper, Report Number 1115-A,B.
[<http://pubs.er.usgs.gov/usgspubs/pp/1115AB>](http://pubs.er.usgs.gov/usgspubs/pp/1115AB).
- McGregor JL. Regional climate modelling. *Meteorol Atmos Phys* 1997, 63:105–117.
- McKee, T., Doesken, N., Kleist, J., (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, Am. Met. Soc., Boston, 179–184.

- Meehl GA, Stocker TF, Collins WD, Friedlingstein P, Gaye AT, et al. Global climate projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, et al. eds. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press; 2007.
- Meyer, S., Hubbard, K., Wilhite, D., (1993). A crop-specific drought index for corn: I. Model development and validation. *Agronomy J.*, 86: 388–395.
- Miguez-Macho G, Stenchinov GL, Robock A (2004) Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *J Geophys Res* 109:D13104. doi:10.1029/2003JD004495
- Milly, P. C. D., Dunne, K. A., & Vecchia, A. V. Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*. 438, 347-350 (2005), doi: 10.1038/nature04312
- Milly, P.C.D., Wetherald, R.T., Dunne, K.A., and Delworth, T.L., 2002, Increasing risk of great floods in a changing climate: *Nature*, 415, 514-517, doi:10.1038/415514a.
- Mizuta R, Oouchi K, Yoshimura H, Noda A, Katayama K, et al. 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model—mean climate states. *J Meteorol Soc Japan* 2006, 84:165–185.
- Munich Re, 2005. Annual Review: Natural Catastrophes 2004. Knowledge Series Topics Geo. Munchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Munich, Germany.
- Mylopoulos Y. A., E. G. Kolokytha, Integrated water management in shared water resources: The EU Water Framework Directive implementation in Greece, Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Volume 33, Issue 5, Integrated Water Resources Management in a Changing World, 2008, Pages 347-353, ISSN 1474-7065, DOI: 10.1016/j.pce.2008.02.031.
- Naoum, S. and Tsanis, I. K., 2004 Orographic Precipitation Modeling with Multiple Linear Regression, *Journal of Hydrologic Engineering*, 9 (2) 79-102
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I – a discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10 (3), 282–290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6. ISSN 0022-1694.
- Nasri, S., Cudennecb, C., Albergelc, J., Berndtssond, R., 2004. Use of a geomorphological transfer function to model design floods in small hillside catchments in semiarid Tunisia. *Journal of Hydrology* 287 (1–4), 197–213. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.10.001.
- National Research Council (NRC), 1999. Improving American river flood frequency analyses. In: Committee on American River Flood Frequency: Water Science and Technology Board, Committee on Geoscience, Environment and Resources. National Academy Press, Washington DC, pp. 1–120.
- Norbiato, D., Borga, M., Degli Esposti, S., Gaume, E., Anquetin, S., 2008. Flash flood warning based on rainfall depth-duration thresholds and soil moisture conditions: an assessment for gauged and ungauged basins. *J. Hydrol.* 362 (3), 274–290. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.08.023.

- Norbiato, D., Borga, M., Sangati, M., Zanon, F., 2007. Regional frequency analysis of extreme precipitation in the eastern Italian Alps and the August 29, 2003 flash flood. *Journal of Hydrology* 345 (3–4), 149–166. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.07.009.
- Ottenbacher, A., Tomassini, M., Schmetz, J., Holmlund, K., 1997. Low-level cloud motion winds from meteosat high-resolution visible imagery. *Weather Forecast*. 12, 175–184.
- Ouarda, T.B.M.J., Cunderlik, J.M., St-Hilaire, A., Barbet, M., Bruneau, P., Bobee, B., 2006. Data-based comparison of seasonality-based regional flood frequency methods. *J. Hydrol.* 330, 329–339.
- Palmer D.J., B.K. Hock, M.O. Kimberley, M.S. Watt, D.J. Lowe, T.W. Payn, Comparison of spatial prediction techniques for developing *Pinus radiata* productivity surfaces across New Zealand, *Forest Ecology and Management*, Volume 258, Issue 9, 10 October 2009, Pages 2046-2055, ISSN 0378-1127, DOI: 10.1016/j.foreco.2009.07.057.
- Palmer, W., (1965). Meteorological drought. Research Paper No 45, US Weather Bureau, Washington, DC.
- Parajka, J., Kohnova, S., Balint, G., Barbuc, M., Borga, M., Claps, P., Cheval, S., Gaume, E., Hlavcova, K., Merz, R., Pfaundler, M., Stancalie, G., Szolgay, J., Bloschl, G., Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine–Carpathian range. *J. Hydrol.* (2010), doi:10.1016/j.jhydrol.2010.05.015.
- Parajka, J., Kohnova, S., Merz, R., Szolgay, J., Hlavcova, K., Bloschl, G., 2009. Comparative analysis of the seasonality of hydrological characteristics in Slovakia and Austria. *Hydrol. Sci.* 54 (3).
- Peters, J.C., Easton, D.J., 1996. Runoff simulation using radar rainfall data. *Journal of the American Water Resources Association* 32 (4), 753–760. doi:10.1111/j.1752-1688.1996.tb03472.x.
- Piani, C. et al., Regional probabilistic forecasts from a multi-thousand, multi-model ensemble of simulations, *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2007JD008712, 2008
- Pierson, T.C., 1986. Flow behavior of channelized debris flows. Mount St. Helens, Washington. In: Abrahms, A.D. (Ed.), *Hillslope Processes*. Allen and Unwin, Boston, pp. 269–296.
- Plummer D, Caya D, Cote' H, Frigon A, Biner S, Giguere M, Paquin D, Harvey R, de Elia R (2006) Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian regional climate model. *J Clim* 19:3112–3132. doi:10.1175/JCLI3769.1
- Pruess, J., Wohl, E., Jarrett, R., 1998. Methodology and implications of maximum paleodischarge estimates for mountain channels, Upper Animas River Basin, Colorado. *USA Artic and Alpine Research* 30 (1), 40–50.
- Radu R, Deque M, Somot S (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus* 60: 898–910. doi: 10.1111/j.1600-0870.2008.00341.x.
- Reed, S., Schaake, J., Zhang, Z., 2007. A distributed hydrologic model and threshold frequency-based method for flash flood forecasting at ungauged locations. *Journal of Hydrology* 337 (3–4), 402–420. doi:10.1016/j.jhydrol.2007.02.015. ISSN 0022-1694.
- Region of Crete (2002). Sustainable management of water resources in Crete. Region of Crete Information Bull., November 2002, pp. 24 (in Greek).

- Rinke A, Marbais P, Dethloff K (2004) Internal variability in Arctic regional climate simulations: case study for the Sheba year. *Clim Res* 27:197–209. doi:10.3354/cr027197
- Roeckner, E., Baum, G., L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgi, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornbluch, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida and A. Tompkins, The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part I, Model description, Report #349, September 2004, Max-Planck Institute of Meteorology
- Rossi, G., (2000). Drought mitigation measures: a comprehensive framework. In Drought and Drought mitigation in Europe. J. Voght and F. Somma (Eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Rossi, G., Benedini, M., Tsakiris, G., Giakoumakis, S., (1992). On regional drought estimation and analysis. *Water Resour. Man.*, 6: 249–277.
- Rummukainen, M., (2010) State-of-the-art with regional climate models. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. 1(1), DO - 10.1002/wcc.8
- Sanchez E, Gallardo C, Gaertner MA, Arribas A, Castro M (2004) Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model: a first approach. *Glob Planet Change* 44:163–180. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.06.010
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., Déqué, M., (2009) Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over Europe-Atlantic during the period 1961–2000. *Climate Dynamics*. 33, 5. DO - 10.1007/s00382-008-0502-7
- Sangati, M., Borga, M., Rabuffetti, D., Bechini, R., 2009. Influence of rainfall and soil properties spatial aggregation on extreme flash flood response modelling: an evaluation based on the Sesia river basin, North Western Italy. *Advances in Water Resources* 32 (7), 1090–1106. doi:10.1016/j.advwatres.2008.12.007. ISSN 0309-1708.
- Schneider, S.H., et al., Assessing key vulnerabilities and risk from climate change. *Climate Change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the fourth Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, M. L. Parry, O. F.
- Schroter D., Cramer, W., Leemans, R., Prentice, I. C., Araujo, M. B., Arnell, N. W., Bondeau, A., Bugmann, H., Carter, T. R., Gracia, C. A., et al. *Ecosystem Service Supply and Vulnerability to Global Change in Europe*. *Science*, 310, 1333–1337 (2005), doi: 10.1126/science.1115233
- Semenov, M. A., and F. J. Doblas-Reyes, Utility of dynamical seasonal forecasts in predicting crop yield, *Clim. Res.*, 34, 71-81, 2007
- Semmler, T., Jacob, D., 2004. Modeling extreme precipitation events – A climate change simulation for Europe. *Global and Planetary Change* 44, 119–127.
- Sharma, D., A. Das Gupta, M. S. Babel, Spatial disaggregation of Bias-corrected GCM precipitation for improved hydrologic simulation: Ping river basin, Thailand. *Hydrol. and Earth Sys. Sci.*, 11 (4): 1373-1390, 2007
- Shepard, D., 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. In: *Proceedings of the 1968 ACM National Conference*, pp. 517–524. doi:10.1145/800186.810616.
- Siska Peter P. and H. I-Kuai, Assessment of Kriging Accuracy in the GIS Environment, College of Forestry, Stephen F. Austin University.

- Somot, S., Sevault, F. & Déqué, M. Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model. *Clim. Dyn.*, 27(7-8): 851-879 (2006), doi:10.1007/s00382-006-0167-z.
- Somot, S., Sevault, F., Deque, M. & Crepon, M. 21st Century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled Atmosphere-Ocean Regional Climate Model. *Global and Planetary Change*, 63(2-3), 112-126 (2008), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.003
- Sönmez, K., Kömüscü, Ü., Erkan, A., Turgu, E., (2005). An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the Standardized Precipitation Index. *Natural Hazards*, 35:243-264. doi: 10.1007/s11069-004-5704-7.
- Streeter, V., Benjamin, W.E., 1988. Fluid Mechanics. Translated by Tsimikalis G., 638, Fountas, Thessaloniki, Greece. ISBN 960-330-103-x.
- Tabios, G.Q. and J.D. Salas. (1985) "A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation" *Water Resour. Bull.*, Vol. 21, pp. 365–380.
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, 106, 7183–7192.
- Teegavarapu R.S.V., Tufail. M., Ormsbee, L., 2009. Optimal functional forms for estimation of missing precipitation data *Journal of Hydrology* 374, 106–115.
- Thiessen, A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review* 39 (7), 1082–1084.
- Trenberth, K. E., et al., Observations: surface and atmospheric climate change, In: Climate change 2007: The physical science basis. Contribution to working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Trenberth, K. E., The changing character of precipitation, DOI: 10.1175/BAMS-84-9-1205, AMS Forum, 2003
- Tsakiris, G. and Vangelis, H., (2004). Towards a Drought Watch System based on spatial SPI. *Water Resour. Man.*, 18: 1–12.
- Tsanis, I.K., & Naoum, S. The Effect of Spatially Distributed Meteorological Parameters on Irrigation Water Demand Assessment. *Advances in Water Resources*. 26, 311-324, (2003).
- Tsanis, I.K., Koutroulis A.G., Daliakopoulos N.I., Jacob D., "Severe Climate-Induced Water Shortage and Extremes in Crete", *Climate Change Letters*, 2010 (submitted)
- Tsanis, I.K.; Daliakopoulos, I., Koutroulis, A.; Flash flood reconstruction in an ungauged watershed: the case of Almyrida basin, Crete, Greece, *Floodrisk 2008: The European Conference on Flood Risk Management, Research into Practice*, 30 September – 2 October 2008, Oxford, UK
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Holm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, L., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A.,

- Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (612), 2961–3012. doi:10.1256/qj.04.176.
- Van De Griend, A.A., Seyhan, E., 1984. Statistical analysis of weather-type runoff phenomena in an alpine environment. *J. Hydrol.* 70, 51–69. 51.
- Van der Linden P., and J.F.B. Mitchell (eds.) 2009: ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160pp.
- Van Ulden A, Lenderink G, van der Hurk B, van Meijgaard E (2007) Circulation statistics and climate change in Central Europe: PRUDENCE simulations and observations. *Clim Change* 81:179–192. doi:10.1007/s10584-006-9212-5
- Vannitsem S, Chome F (2005) One-way nested regional climate simulations and domain size. *J Clim* 18:229–233. doi:10.1175/JCLI3252.1
- von Storch H (2005) Models of global and regional climate. In: Anderson MG (ed) Encyclopedia of hydrological sciences, Part 3. Meteorology and climatology, chap 32. pp 478–490. ISBN:0471-49103-9. doi:10.1002/0470848944.hsa035
- von Storch H, Langenberg H, Feser F (2000) A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Mon Weather Rev* 128:3664–3673. doi:10.1175/1520-0493(2000)128|3664:ASNTFD[2.0.CO;2
- Wang Y, Leung LR, McGregor JL, Lee D-K, Wang W-C, et al. Regional climate modelling: Progress, Challenges, and Prospects. *J Meteorol Soc Japan* 2004, 82:1599–1628.
- Ware, C., Knight, W., Wells, D., 1991. Memory intensive algorithms for multibeam bathymetric data. *Computers & Geosciences* 17 (7), 985–993.
- Webb, R.H., Jarrett, R.D., 2002. Ancient floods modern hazards, principles and application of paleoflood hydrology, chapter one-dimensional estimation techniques for discharges of paleoflood and historical floods. *Water Science and Application, American Geophysical Union* 5, 295–310.
- Wei, T.C., McGuinness, J.L., 1973. Reciprocal Distance Squared Method: A Computer Technique for Estimating Area Precipitation. Technical Report ARS-Nc-8. US Agricultural Research Service, North Central Region, OH, USA.
- Weisse R, Heyen H, von Storch H (2000) Sensitivity of a regional atmospheric model to a sea-state-dependent roughness and the need for ensemble calculations. *Mon Weather Rev* 128:3631–3642
- WFD, 2000. European Commission, Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. Available from: (http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/index_en.html).
- Wharton, G., 1992. Flood estimation from channel size: guidelines for using the channel-geometry method. *Applied Geography* 12 (4), 339–359. doi:10.1016/0143-6228(92)90013-D. ISSN 0143-6228.
- Wharton, G., Arnell, N.W., Gregory, K.J., Gurnell, A.M., 1989. River discharge estimated from channel dimensions. *Journal of Hydrology* 106 (3–4), 365–376. doi:10.1016/0022-1694(89)90080-2.

- Wilhite, D., (2000). Drought as a natural hazard: Concepts and definitions. Chapter 1, In: D. A. Wilhite (ed), *Drought: A Global Assessment*, Natural Hazards and Disasters Series, Routledge Publishers, UK.
- Wilks, D. S., Statistical methods in atmospheric science. Academic Press, New York, p. 467, 1995
- Wohl, E.E., 1995. Estimating flood magnitude in ungauged mountain channels, Nepal. *Mountain Research and Development* 15, 69–76.
- Wood, A. W., et al., Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate outputs. *Climate Change*, 62 (1-3),: 189-216, 2004
- Wood, A.W., Maurer, E.P., Kumar, A. & Lettenmaier, D.P. Longrange experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *J. Geophys. Res.* 107 (D20), 4429 (2002), doi:10.1029/2001JD000659.
- Woods, R., Sivapalan, M., 1999. A synthesis of space-time variability in storm response: rainfall, runoff generation and routing. *Water Resource Research* 35, 2469–2485.
- Wu, H., Svoboda, M., Hayes, M., Wilhite, D., Wen, F., (2007). Appropriate application of the Standardized Precipitation Index in arid locations and dry seasons. *Int. J. Climatol.*, 27: 65–79.
- Yamal, B., White, D., 1987. Subjectivity in a computer-assisted synoptic climatology I: classification results. *J. Climatol.* 7, 119–128.
- Yamoah, C. F., Walters, D. T., Shapiro, C. A., Francis, C. A. & Hayes, M. J. (2000) standardized precipitation index and nitrogen rate effects on crop yields and risk distribution in maize. *Agriculture, Ecosystems Environ.* 80, 113–120.
- Yarnal, B., 1993. Synoptic climatology in environmental analysis. In: *Studies in Climatology Series*. Belhaven Press, London.

8. Παραρτήματα

8.1. Παράρτημα Α - ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΠΟΡΡΟΗΣ – Clark UH

Τα μοναδιαίου υδρογραφήματος (UH) είναι παραδοσιακά μοντέλα εμπειρικά μοντέλα που επιχειρούν να κατοχυρώσουν μία σχέση μεταξύ της απορροής και της περίσσειας βροχόπτωσης παρακάμπτοντας την πολυπλοκότητα των εσωτερικών διεργασιών. Οι εξισώσεις και οι παράμετροι των μοντέλων έχουν ελάχιστη φυσική σημασία. Αντιθέτως καθορίζονται μέσω βελτιστοποίησης βάσει κάποιων κριτηρίων. Το μοντέλο Clark καταλήγει σε ένα UH αναπαριστώντας ρητά δύο κρίσιμες διαδικασίες στο μετασχηματισμό της περίσσειας βροχόπτωσης σε απορροή:

- Μετάφραση της κίνησης της περίσσειας βροχόπτωσης διάμεσο του υδρογραφικού συστήματος μέχρι την έξοδο της λεκάνης
- Η εξασθένιση ή μείωση του μεγέθους της απορροής καθώς η περίσσεια βροχόπτωσης αποθηκεύεται στην υδρολογική λεκάνη.

Βασική θεώρηση και εξισώσεις:

Η βραχυπρόθεσμη αποθήκευση σε όλη την έκταση της λεκάνης – στο έδαφος, την επιφάνεια και τα κανάλια ροής – παίζει σημαντικό ρόλο στην μετατροπή της περίσσειας βροχόπτωσης σε απορροή. Το γραμμικό reservoir μοντέλο είναι μια κοινή αναπαράσταση της επίδρασης της αποθήκευσης. Το μοντέλο ξεκινάει με την εξίσωση συνέχειας:

$$\frac{dS}{dt} = I_t - O_t \quad (8-1)$$

όπου dS/dt = ο ρυθμός μεταβολής της ποσότητας ύδατος στην αποθήκευση στον χρόνο t , I_t = μέση εισροή στην αποθήκευση στον χρόνο t και O_t = εκροή από την αποθήκευση στον χρόνο t . Με αυτό το γραμμικό reservoir μοντέλο, η αποθήκευση στον χρόνο t σχετίζεται με την εκροή ως:

$$S_t = R \cdot O_t \quad (8-2)$$

όπου $R =$ είναι μια σταθερή παράμετρος του γραμμικού reservoir μοντέλου. Συνδυάζοντας και επιλύοντας τις εξισώσεις με χρήση προσέγγισης απλών πεπερασμένων διαφορών καταλήγει:

$$O_t = C_A \cdot I_t + C_B \cdot O_{t-1} \quad (8-3)$$

όπου C_A και C_B είναι συντελεστές διόδευσης (routing coefficients). Οι σταθερές υπολογίζονται ως εξής:

$$C_A = \frac{\Delta t}{R + 0,5\Delta t} \quad (8-4)$$

$$C_B = 1 - C_A \quad (8-5)$$

Η μέση εκροή κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου είναι:

$$\overline{O_t} = \frac{O_{t-1} + O_t}{2} \quad (8-6)$$

Με το μοντέλο του Clark, η προσέγγιση γραμμικής δεξαμενής αναπαριστά αθροιστικά τη συνολική επίδραση της αποθήκευσης του υδροκρίτη. Κατά συνέπεια, εννοιολογικά, η δεξαμενή μπορεί να θεωρηθεί ότι βρίσκεται στην έξοδο του υδροκρίτη.

Συμπληρωματικά σε αυτό το αδιαμέριστο (lumped) μοντέλο αποθήκευσης, το μοντέλο Clark υπολογίζει τον απαιτούμενο χρόνο που απαιτείται προκειμένου το νερό να μετακινηθεί μέχρι την έξοδο του υδροκρίτη. Αυτό πραγματοποιείται μέσω ενός γραμμικού μοντέλου καναλιού ροής (Dooge, 1959), στο οποίο το νερό διοδένεται από απομακρυσμένα σημεία στην γραμμική δεξαμενή που βρίσκεται στην έξοδο της λεκάνης με χρονική καθυστέρηση αλλά όχι ελαττωμένη.

Η καθυστέρηση αναπαριστάται με ένα αποκαλούμενο ιστόγραμμα χρόνου-χώρου. Αυτό καθορίζει την έκταση της λεκάνης που συνεισφέρει στην απορροή στην εκβολή ως συνάρτηση του χρόνου. Αν η έκταση πολλαπλασιασθεί με το μοναδιαίο βάθος και διαιρεθεί με Δt (το χρονικό βήμα των υπολογισμών) τότε προκύπτει η εισροή, I_t , στη γραμμική δεξαμενή. Παρόλα αυτά, αν τα ορίσματα εισροής στην εξίσωση (8-3) είναι η απορροή από την περίσσεια βροχόπτωσης, τα ορίσματα εκροής της δεξαμενής είναι, στην πραγματικότητα, U_t , το μοναδιαίο υδρογράφημα UH.

Σημειώνεται ότι καθώς η επίλυση των εξισώσεων είναι επαναληπτική, ο υπολογισμός της απορροής θεωρητικά θα συνεχίζεται άπειρη χρονική διάρκεια. Το λογισμικό HEC-HMS συνεχίζει τους υπολογισμούς των ορισμάτων του μοναδιαίου υδρογραφήματος μέχρι ο όγκος απορροής να ξεπεράσει τα 0,995mm. Το HEC-HMS ρυθμίζει τα ορίσματα του μοναδιαίου υδρογραφήματος χρησιμοποιώντας μια προσέγγιση σταθμισμένου-βάθους προκειμένου για την εξαγωγή ισοδύναμου ομοιόμορφου μοναδιαίου βάθους.

Προσδιορισμός παραμέτρων Clark's UH:

Η εφαρμογή του μοντέλου Clark απαιτεί:

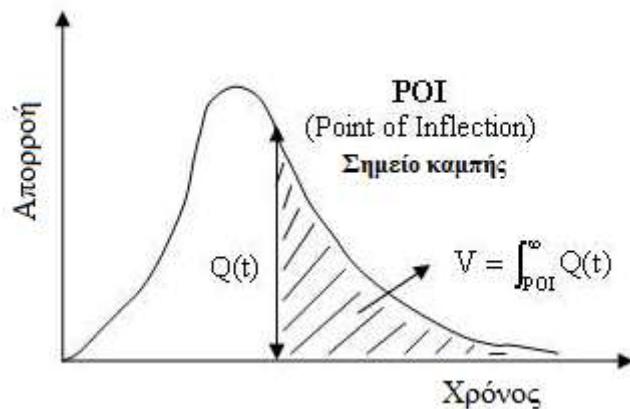
- Χαρακτηριστικά του ιστογράμματος χρόνου-χώρου, και
- Το συντελεστή αποθήκευσης R

Όπως προαναφέρθηκε, οι παράμετροι του γραμμικού μοντέλου διόδευσης ορίζονται αναλυτικά από το ιστόγραμμα χρόνου-χώρου. Μελέτες της υπηρεσίας HEC έδειξαν ότι παρόλο που είναι δυνατός ο καθορισμός μονοσήμαντης σχέσης για συγκεκριμένη υδρολογική λεκάνη, μία ομαλή εξίσωση προσαρμοσμένη σε μία τυπική σχέση χρόνου και χώρου αναπαριστά επαρκώς την χρονική κατανομή προκειμένου για την εξαγωγή του μοναδιαίου υδρογραφήματος για τις περισσότερες λεκάνες. Αυτή η τυπική σχέση που περιέχεται στο μοντέλο είναι:

$$\frac{At}{A} = \begin{cases} 1,414 \left(\frac{t}{tc}\right)^{1,5} & \text{για } t \leq \frac{tc}{2} \\ 1 - 1,414 \left(\frac{t}{tc}\right)^{1,5} & \text{για } t \geq \frac{tc}{2} \end{cases} \quad (8-7)$$

όπου $At =$ αθροιστική επιφάνεια της λεκάνης που συνεισφέρει στον χρόνο t ; $A =$ συνολική έκταση της λεκάνης και $tc =$ χρόνος συγκέντρωσης. Για την εφαρμογή HEC-HMS, μόνο η παράμετρος tc , είναι απαραίτητη. Αυτή μπορεί να καθορισθεί μέσω βαθμονόμησης ή μέσω εμπειρικών εξισώσεων. Ο συντελεστής αποθήκευσης, R , είναι ένας δείκτης προσωρινούς αποθήκευσης της περίσσειας βροχόπτωσης στην λεκάνη, κατά την διαδικασία αποστράγγισης προς την έξοδο. Μπορεί, επίσης, να εκτιμηθεί μέσω βαθμονόμησης σε περίπτωση καταγεγραμμένων γεγονότων βροχής-απορροής. Ο συντελεστής R έχει μονάδες χρόνου και

έχει μόνο ποιοτική σημασία από φυσικής άποψης. O Clark (1945) επισήμανε ότι ο συντελεστής R μπορεί να υπολογισθεί ως η τιμή της απορροής στο σημείο καμπής στην δεξιά πλευρά (πλευρά μετά την αιχμή απορροής) του υδρογραφήματος διαιρεμένη προς την κλίση στο σημείο καμπής (**Εικόνα 8-1**).

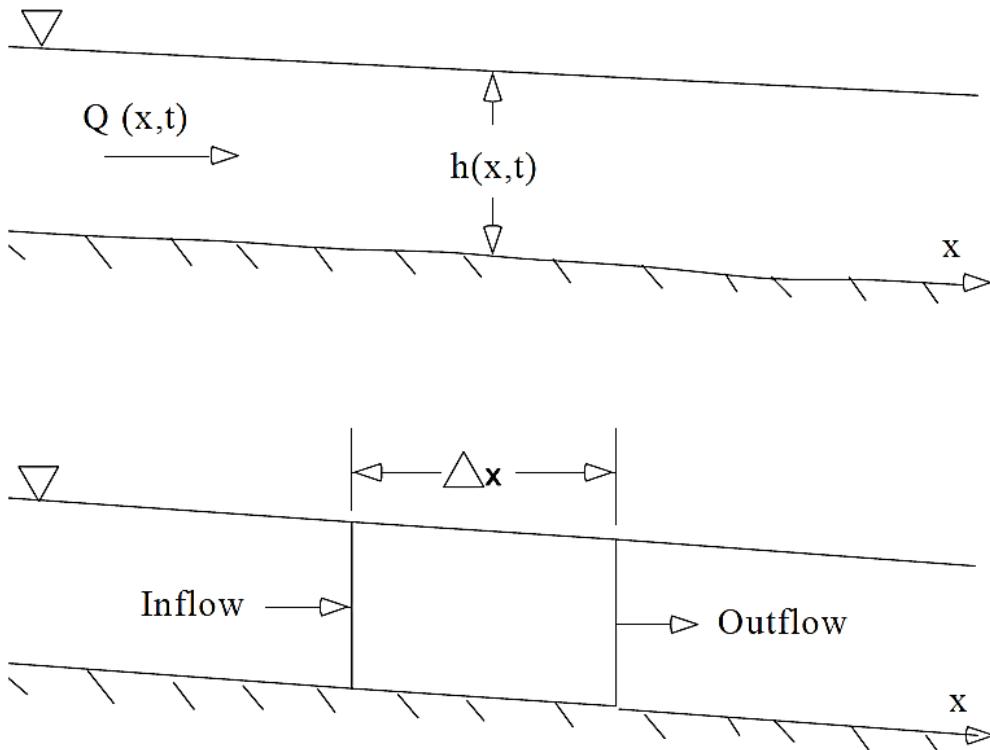


Εικόνα 8-1: Ορισμός σημείου καμπής υδρογραφήματος κατά Clark (1945).

8.2. Παράρτημα Β - ΥΔΡΑΥΛΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ HEC-RAS

Οι φυσικοί νόμοι που διέπουν την ροή σε κανάλι είναι:

- η αρχή διατήρησης της μάζας (συνέχεια) και
- η αρχή διατήρησης της ορμής. Εκφράζονται μαθηματικά υπό την μορφή μερικών διαφορικών εξισώσεων.



Εικόνα 8-2: Στοιχειώδης όγκος αναφοράς για την εξαγωγή εξισώσεων συνέχειας και ορμής.

ΕΞΙΣΩΣΗ ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ:

$$\frac{\partial A_T}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q_I = 0 \quad (8-8)$$

όπου q_I η εγκάρσια εισροή ανά μονάδα μήκους.

ΕΞΙΣΩΣΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΟΡΜΗΣ:

$$\sum F_x = \frac{d\bar{M}}{dt} \quad (8-9)$$

Τρείς δυνάμεις θεωρούνται: πίεσης, βαρύτητας, τριβής:

$$\text{Πίεσης} \quad F_{Pn} = -\rho g A \frac{\partial h}{\partial x} \Delta x \quad (8-10)$$

$$\text{Βαρύτητας} \quad F_g = -\rho g A \frac{\partial z_0}{\partial x} \Delta x \quad (8-11)$$

$$\text{Τριβής} \quad F_f = -\rho g A S_f \Delta x \quad (8-12)$$

$$\text{όπου} \quad S_f = \frac{Q|Q|n^2}{2.208R^{4/3}A^2} \quad (8-13)$$

Η ροή που εισέρχεται στον όγκο αναφοράς είναι:

$$\rho \left[QV - \frac{\partial QV}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} \right] \quad (8-14)$$

ενώ αυτή που εξέρχεται:

$$\rho \left[QV + \frac{\partial QV}{\partial x} \frac{\Delta x}{2} \right] \quad (8-15)$$

Άρα η ο ρυθμός μεταβολής της ορμής στον όγκο αναφοράς είναι:

$$-\rho \frac{\partial QV}{\partial x} \Delta x \quad (8-16)$$

Καθώς η ορμή του ρευστού στον όγκο αναφοράς είναι $\rho Q \Delta x$, ο ρυθμός συσσώρευσης της ορμής γράφεται ως:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho Q \Delta x) = \rho \Delta x \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (8-17)$$

Από την αρχή διατήρησης της ορμής και τον συνδυασμό των ανωτέρω σχέσεων προκύπτει ότι ο ρυθμός μεταβολής της ορμής που εισέρχεται στον όγκο αναφοράς αθροιζόμενος με το σύνολο των δυνάμεων είναι ίσος με τον ρυθμό συσσώρευσης της ορμής:

$$\rho \Delta x \frac{\partial Q}{\partial t} = -\rho \frac{\partial QV}{\partial x} \Delta x - \rho g A \frac{\partial h}{\partial x} \Delta x - \rho g A \frac{\partial z_0}{\partial x} \Delta x - \rho g A S_f \Delta x \quad (8-18)$$

Και επειδή το ύψος ροής z είναι ίσο με $z_0 + h$ προκύπτει:

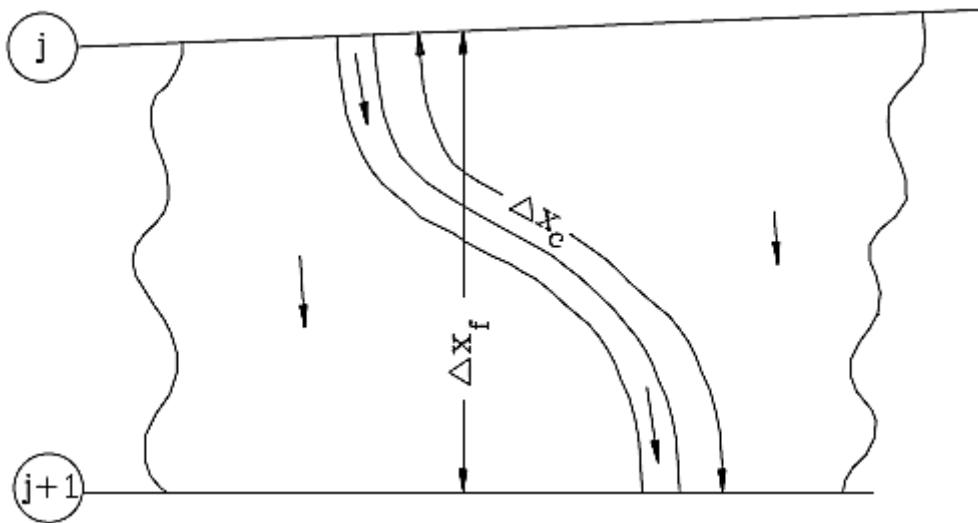
$$\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial z_0}{\partial x} \quad (8-19)$$

όπου $\partial z / \partial x$ είναι η κλίση της επιφάνειας ροής και αντικαθιστώντας προκύπτει η τελική εξίσωση διατήρησης ορμής:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial QV}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial z}{\partial x} + S_f \right) = 0 \quad (8-20)$$

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΟ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ HEC-RAS

Σύμφωνα με το παρακάτω σχήμα παρουσιάζονται τα δυσδιάστατα χαρακτηριστικά της αλληλεπίδρασης μεταξύ του καναλιού ροής και του καναλιού διόδευσης της πλημμύρας. Κατά την ανύψωση της στάθμης το νερό μεταβαίνει κάθετα από το κανάλι προς τις πλημμυρικές κοίτες. Καθώς το ύψος ροής συνεχίζει να αυξάνεται, νερό από τις πλημμυρικές κοίτες διοχετεύεται μέσω συντομότερων διαδρομών σε σχέση με το βασικό κανάλι ροής. Κατά την πτώση της στάθμης το νερό ρέει και πάλι από τις πλημμυρικές κοίτες προς το βασικό κανάλι ροής. Επειδή η βασική κατεύθυνση ροής προσανατολίζεται κατά μήκος του καναλιού, αυτή η δυσδιάστατη ροή μπορεί να προσεγγισθεί με μονοδιάστατη αναπαράσταση. Η ροή πέρα από τα αναχώματα μπορεί να προσομοιωθεί με ροή σε ξεχωριστό κανάλι.



Εικόνα 8-3: Ροή εντός βασικού καναλιού και πλημμυρικών κοιτών.

Αυτό το πρόβλημα καναλιού – πλημμυρικής κοίτης έχει προσεγγιστεί με πολλούς τρόπους. Μια κοινή προσέγγιση είναι η αγνόηση της περιοχής πέρα από τα αναχώματα και η θεώρησή τους ως περιοχές αποθήκευσης ύδατος. Η παραδοχή αυτή μπορεί να είναι αντιπροσωπευτική για αρκετά μεγάλα ποτάμια όπως αυτό του Μισισιπή όπου το κανάλι ροής περιορίζεται από αναχώματα και οι πλημμυρικές κοίτες έχουν αρκετή φυτοκάλυψη. Ο Fread (1976) και ο Smith (1978) προσέγγισαν το πρόβλημα χωρίζοντας σε δύο κανάλια και γράφοντας τις εξισώσεις συνέχειας και ορμής και για τα δύο. Για την απλούστευση του προβλήματος υπέθεσαν οριζόντια επιφάνεια ροής κατά μήκος κάθε διατομής, έτσι ώστε η ανταλλαγή ορμής μεταξύ των δύο να είναι αμελητέα:

$$Q_c = \phi Q \quad (8-21)$$

Οπου : Q_c = ροή εντός του καναλιού

Q = συνολική ροή

ϕ = $K_c / (K_c + K_f)$

K_c = μεταφορά (conveyance) εντός του καναλιού

K_f = μεταφορά (conveyance) στις πλημμυρικές κοίτες

Με αυτές τις παραδοχές, η μονοδιάστατες εξισώσεις συνέχειας και ορμής μπορούν να γραφούν:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial(\Phi Q)}{\partial x_c} + \frac{\partial[(1-\Phi)Q]}{\partial x_f} = 0 \quad (8-22)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(\Phi^2 Q^2 / A_c)}{\partial x_c} + \frac{\partial((1-\Phi)^2 Q^2 / A_f)}{\partial x_f} + gA_c \left[\frac{\partial Z}{\partial x_c} + S_{fc} \right] + gA_f \left[\frac{\partial Z}{\partial x_f} + S_{ff} \right] = 0 \quad (8-23)$$

όπου οι δείκτες c και f αναφέρονται στο κανάλι και στην πλημμυρική κοίτη αντίστοιχα. Αυτές οι εξισώσεις προσεγγίζονται μέσω πεπλεγμένων πεπερασμένων διαφορών και επιλύονται αναλυτικά με την επαναληπτική μέθοδο Newton-Raphson. Η εφαρμογή τους ήταν επιτυχής δίνοντας τα επιθυμητά αποτελέσματα. Ωστόσο, αριθμητικές ταλαντώσεις εμφανίζονται όταν η ροή σε ένα κόμβο, που οριοθετεί ένα πεπερασμένο στοιχείο, είναι μεταξύ των αναχωμάτων και στον άλλο κόμβο εκτός αναχώματος.

Διευρύνοντας την μελέτη των Fread και Smith, ο Barkau (1982) τροποποίησε τις εξισώσεις δίνοντας μια καταλληλότερη υπολογιστικά εκδοχή, χρησιμοποιώντας ένα συντελεστή κατανομής ταχύτητας. Περεταίρω, ορίζοντας ένα ισοδύναμο κανάλι ροής, αντικατέστησε τους όρους της κλίσης γραμμής ενέργειας λόγω τριβών με μία ισοδύναμη δύναμη. Οι εξισώσεις που εξάχθηκαν από τον Barkau είναι η βάση των υπολογισμών σε συνθήκες ασταθούς ροής στο λογισμικό HEC-RAS.

8.3. Παράρτημα Γ - Δημιουργία χρονοσειρών θερμοκρασίας για τις κύριες υδρολογικές λεκάνες της Κρήτης

Για την εξαγωγή χρονοσειρών θερμοκρασίας για τις 130 βασικές υδρολογικές λεκάνες της Κρήτης, ακολουθήθηκαν τα εξής στάδια:

1. Καταχώρηση και συμπλήρωση δεδομένων σε ημερήσιο και μηνιαίο βήμα
2. Προσδιορισμός μηνιαίων θερμοβαθμίδων με χρήση πολλαπλής γραμμικής παρεμβολής
3. Εξαγωγή χαρακτηριστικών λεκανών σε GIS
4. Συσχετισμός και δημιουργία χρονοσειρών σε επίπεδο μέσου ύψους λεκάνης.

8.3.1. Καταχώρηση και συμπλήρωση δεδομένων σε ημερήσιο και μηνιαίο βήμα

Τα δεδομένα μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας παραχωρήθηκαν από την EMY. Στον ακόλουθο χάρτη φαίνεται η γεωγραφική κατανομή των θερμομετρικών σταθμών.



Εικόνα 8-4: Τοποθεσία σταθμών μέτρησης θερμοκρασίας EMY σχετικά με τον χρόνο λειτουργίας τους.

Ο χρόνος λειτουργίας κάθε σταθμού ποικίλει (**Εικόνα 8-5, Πίνακας 8-1**) με αυτόν του Ηρακλείου της Ιεράπετρας και της Σούδας να διαθέτουν τις περισσότερες καταγραφές.

Εικόνα 8-5: Περίοδος λειτουργίας θερμομετρικών σταθμών EMY

Πίνακας 8-1. Στοιχεία θερμομετρικών σταθμών (η μέση υπερετήσια θερμοκρασία προκύπτει από τις συμπληρωμένες χρονοσειρές 50ετίας)

Σταθμός	Χρόνια λειτουργίας	Υψόμετρο (m)	X (ΕΓΣΑ 87) (m)	Y (ΕΓΣΑ 87) (m)	Μέση υπερετήσια θερμοκρασία (°C)	Πλησιέστερη απόσταση από ακτή (m)
Γόρτυς	14.4	182.0	584386.3	3880120.0	18.9	14429
Ιεράπετρα	47.8	10.0	657953.8	3875851.0	19.8	1001
Ηράκλειο	49.0	39.3	607349.8	3910240.0	18.8	934
Σητία	44.0	115.6	690436.3	3899320.0	18.8	52
Τυμπάκι	44.5	6.7	567556.3	3882220.0	19.1	246
Ζαρός	11.5	343.0	581798.6	3887788.0	17.9	15444
Ανώγεια	30.0	740.0	579796.3	3904930.0	15.5	13282
Καστέλι	27.1	335.0	621157.8	3897473.0	16.6	12234
Βάμος	21.9	240.0	517851.2	3918384.0	18.3	4301
Σούδα	45.3	151.6	513039.2	3930178.0	18.0	2041
Ρέθυμνο	41.2	5.1	543202.9	3913157.0	18.7	421
Φούρνοι	31.0	316.0	653749.2	3904988.0	17.2	2828
Χανιά	13.8	62.0	502812.5	3928049.0	18.6	2068
Παλαιόχωρα	29.1	10.0	469766.0	3899004.0	19.9	599
Τζερμιάδες	19.5	820.0	634838.0	3895822.0	13.2	10645

Στη συνέχεια έγινε συμπλήρωση των χρονοσειρών με συσχέτιση πλησιέστερων σταθμών και το αποτέλεσμα ήταν 50-ετείς χρονοσειρές μέσης ημερήσιας και μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας. Προκειμένου να υπολογισθεί η θερμοβαθμίδα όσο το δυνατόν λεπτομερέστερα και αξιόπιστα εξετάσθηκε η απλή γραμμική (SLR) και πολλαπλή γραμμική παρεμβολή (MLR). Λήφθηκαν υπόψη διάφορες παράμετροι που επηρεάζουν την

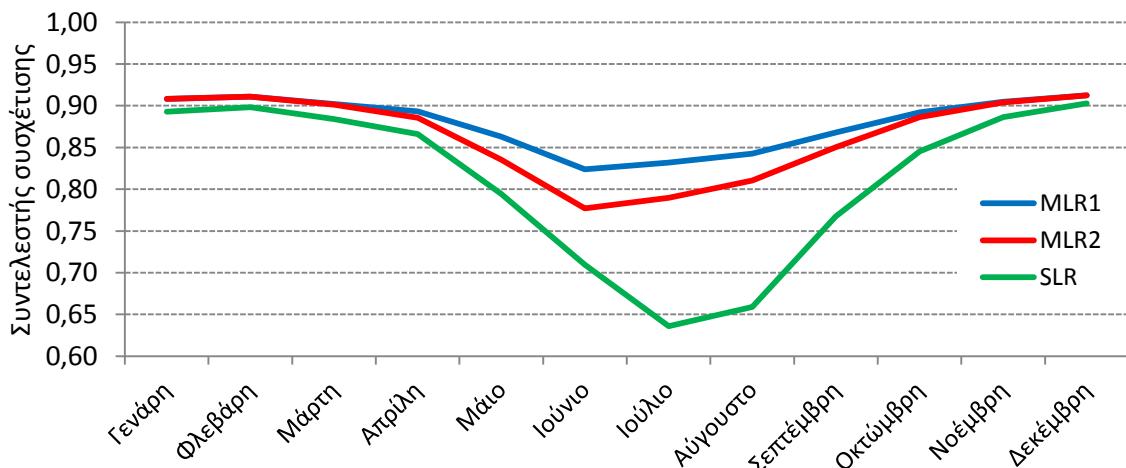
θερμοκρασία (υψόμετρο, γεωγραφικό μήκος και πλάτος, απόσταση από την ακτογραμμή) και η ανάλυση έγινε σε μηνιαίο χρονικό βήμα.

$$\text{MLR1} \quad y = m_1x_1 + m_2x_2 + m_3x_3 + m_4x_4 + b \quad (8-1)$$

$$\text{MLR2} \quad y = m_1x_1 + m_2x_2 + m_3x_3 + b \quad (8-2)$$

$$\text{SLR} \quad y = mx + b \quad (8-3)$$

Τα αποτελέσματα των μεθόδων φαίνονται στην **Εικόνα 8-6** και στον **Πίνακας 8-2**. Παρατηρείται ότι η πολλαπλή γραμμική παρεμβολή που λαμβάνει υπόψη την πλησιέστερη απόσταση του σταθμού από ακτή δίνει καλύτερα αποτελέσματα ιδιαίτερα κατά τους καλοκαιρινούς μήνες.

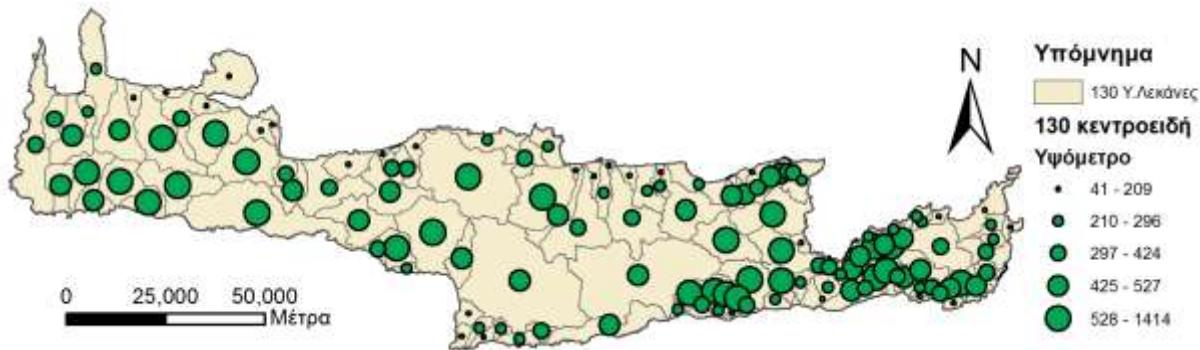


Εικόνα 8-6: Συντελεστής συσχέτισης των διαφόρων μεθόδων παρεμβολής.

Πίνακας 8-2. Αποτελέσματα απλής και πολλαπλής γραμμικής παρεμβολής σε μηνιαία βάση

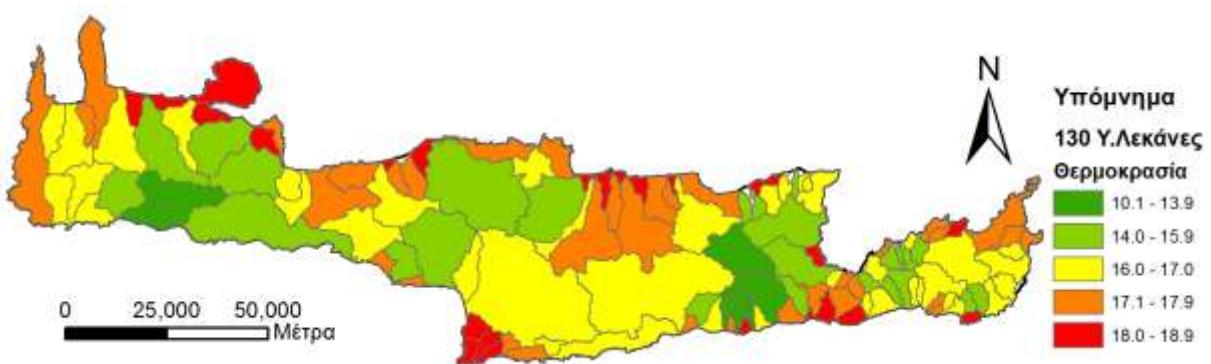
	Πλησιέστερη απόσταση από ακτή (m)	Υψόμετρο (m)	Y (ΕΓΣΑ 87)	X (ΕΓΣΑ 87)		
					m₄	m₃
Γενάρη	1,32947E-06	-0,007009578	-1,6229E-05	-1,09E-06	76,29649305	0,9080
		-0,006986163	-1,6416E-05	-1,13E-06	77,04673354	0,9080
		-0,00698059			12,33798021	0,8927
Φλεβάρη	6,79593E-06	-0,006990715	-1,3823E-05	-1,19E-06	67,2088914	0,9109
		-0,006871021	-1,4779E-05	-1,35E-06	71,04392627	0,9107
		-0,006886742			12,59832809	0,8984
Μάρτη	1,67379E-05	-0,006628888	-1,4183E-05	-1,59E-06	70,08534324	0,9021
		-0,00633409	-1,6538E-05	-1,99E-06	79,53077015	0,9011
		-0,006381466			13,85355579	0,8839
Απρίλη	4,05077E-05	-0,00614777	-9,6666E-06	-1,11E-06	55,06676935	0,8931
		-0,005434325	-1,5366E-05	-2,1E-06	77,92584042	0,8856
		-0,005493498			16,76508204	0,8660
Μάιο	7,51644E-05	-0,006241237	-9,8446E-06	-2,4E-06	60,55112257	0,8630
		-0,004917398	-2,042E-05	-4,23E-06	102,9674496	0,8353
		-0,005084974			20,874077	0,7943
Ιούνιο	0,000102419	-0,006529697	-9,1219E-06	-4,5E-06	63,26647947	0,8240
		-0,004725837	-2,3532E-05	-6,99E-06	121,062868	0,7773
		-0,005049959			25,25693792	0,7097
Ιούλιο	0,000114249	-0,007143721	-3,0003E-05	-8,54E-06	149,2862697	0,8320
		-0,005131496	-4,6077E-05	-1,13E-05	213,7587559	0,7899
		-0,005619831			27,5054923	0,6360
Αύγουστο	0,000101435	-0,007147274	-3,4305E-05	-7,86E-06	165,4597222	0,8428
		-0,005360745	-4,8576E-05	-1,03E-05	222,700838	0,8103
		-0,00577634			27,25579151	0,6589
Σεπτέμβρη	7,17576E-05	-0,007077517	-2,6201E-05	-4,5E-06	129,1219767	0,8678
		-0,00581368	-3,6297E-05	-6,24E-06	169,6157997	0,8504
		-0,006033139			24,41073219	0,7676
Οκτώμβρη	4,02974E-05	-0,006847744	-1,9925E-05	-2,77E-06	100,0428415	0,8920
		-0,006138004	-2,5595E-05	-3,75E-06	122,7831947	0,8864
		-0,006252352			20,76327516	0,8453
Νοέμβρη	1,40787E-05	-0,006750301	-1,5161E-05	-1,78E-06	77,26194788	0,9047
		-0,006502338	-1,7142E-05	-2,13E-06	85,2067554	0,9041
		-0,006555173			17,09822582	0,8865
Δεκέμβρη	2,4619E-06	-0,006819506	-1,2471E-05	-1,06E-06	63,23844316	0,9124
		-0,006776145	-1,2817E-05	-1,12E-06	64,6277294	0,9123
		-0,006786605			13,96958814	0,9027

Στη συνέχεια εξάχθηκαν τα γεωμετρικά στοιχεία (υψόμετρο, γεωγραφικό μήκος και πλάτος, απόσταση από την ακτογραμμή) των κεντροειδών των κύριων υδρολογικών λεκανών της Κρήτης (Εικόνα 8-7) προκειμένου να συσχετιστούν με τα αποτελέσματα της ανωτέρω ανάλυσης με την χρήση της MLR1.



Εικόνα 8-7: Κύριες λεκάνες Κρήτης (130) και κεντροειδή τους κατανεμημένα με βάση το μέσο υψόμετρο της εκάστοτε λεκάνης.

Τέλος προέκυψαν οι χρονοσειρές μέσης ημερήσιας και μηνιαίας θερμοκρασίας για κάθε λεκάνη και η μέση υπερ-ετήσια θερμοκρασία των κύριων λεκανών της Κρήτης φαίνεται στην Εικόνα 8-8.



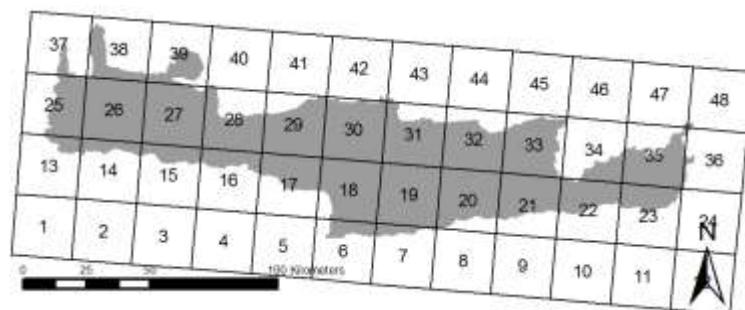
Εικόνα 8-8: Μέση υπερ-ετήσια θερμοκρασία κύριων λεκανών Κρήτης (1955-2004).

8.4. Παράρτημα Δ - Δημιουργία χρονοσειρών δυνητικής εξατμισοδιαπνοής για τις κύριες υδρολογικές λεκάνες της Κρήτης με την μέθοδο Blaney – Criddle

Η μέθοδος Blaney – Criddle (Allen και Pruitt, 1986) είναι μία εμπειρική μέθοδος υπολογισμού δυνητικής εξατμισοδιαπνοής (ET_0) που βασίζεται σε δεδομένα θερμοκρασίας και μόνο. Σε περίπτωση επάρκειας δεδομένων εφαρμόζεται η μέθοδος Penman-Monteith. Στην παρούσα μελέτη, η μελέτη η εκτίμηση των χρονοσειρών ET_0 έγινε ως εξής:

- Για την περίοδο 1977-1997 και για τα 48 κελιά του πλέγματος (**Εικόνα 8-9**) η καταγεγραμμένη ET_0 υπολογίσθηκε μέσω χωρικής παρεμβολής (IDW) από δεδομένα 19 μετεωρολογικών σταθμών σε μηνιαίο βήμα.

$$ET_{0(i)}^m \text{ for } 1 < i < 12 \text{ months} \quad (8-4)$$



Εικόνα 8-9: Πλεγματική διακριτοποίηση ENSEMBLES στην περιοχή της Κρήτης.

- Για την περίοδο 1977-1997 και για τα 48 κελιά του πλέγματος μέση μηνιαία θερμοκρασία από τα δεδομένα ENSEMBLES υπολογίσθηκε σε μηνιαίο βήμα:

$$T_{ENSEMBLES(i)} \text{ for } 1 < i < 12 \text{ months} \quad (8-5)$$

- Η μέθοδος Blaney-Cridle βασίζεται στις παρακάτω εξισώσεις:

$$ET_{0(i)}^{BC} = p_{(i)} \cdot (0.46 \cdot T_{ENSEMBLES(i)} + 8)N_{(i)} \quad 1 < i < 12 \text{ μήνες}, N = \text{αριθμός ημερών μήνα } (i) \quad (8-6)$$

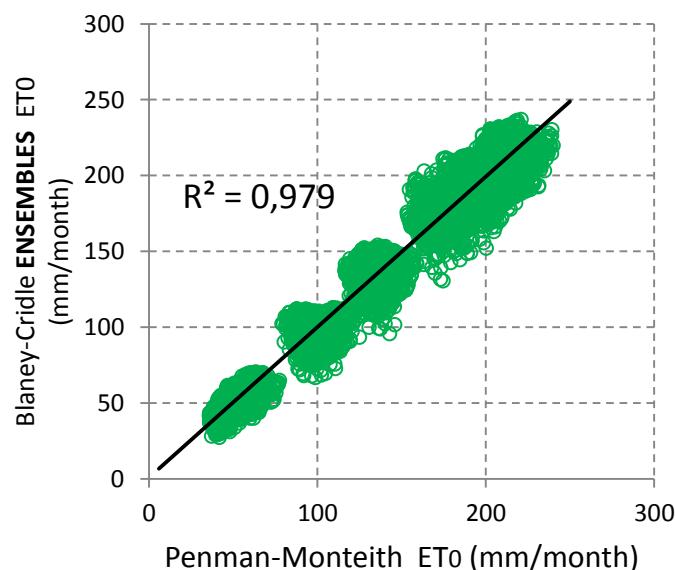
$$\text{εξίσωση (8-4)} = \text{εξίσωση (8-6)} \rightarrow ET_{0(i)}^m = ET_{0(i)}^{BC} \rightarrow$$

$$p_{(i)} = \frac{ET_{0(i)}^m}{(0.46 \cdot T_{ENSEMBLES(i)} + 8)N_{(i)}} \quad (8-7)$$

Οπου ο συντελεστής $p_{(i)}$ είναι το μέσο ημερήσιο ποσοστό διάρκειας ηλιοφάνειας του έτους, για κάθε μήνα του ημερολογιακού έτους. Για την περίπτωση του ENSEMBLES αλλά και των μεμονωμένων RCM υπολογίστηκαν οι τιμές του **Πίνακας 8-3**. Ο συντελεστής συσχέτισης (0,99) μεταξύ των καταγεγραμμένων τιμών και των εκτιμήσεων για την περίοδο 1977-1997, και για τα 48 κελιά του πλέγματος (**Εικόνα 8-9**) φαίνεται στην **Εικόνα 8-10**.

Πίνακας 8-3. Αποτελέσματα $p_{(i)}$ για το σύνολο των μοντέλων ENSEMBLES.

RCM	Μήνας	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ENS	$p_{(i)}$	0,126	0,179	0,247	0,305	0,341	0,355	0,354	0,320	0,255	0,191	0,130	0,104
KNMI	$p_{(i)}$	0,126	0,181	0,251	0,303	0,339	0,354	0,354	0,321	0,256	0,191	0,130	0,104
SMHI	$p_{(i)}$	0,125	0,181	0,251	0,303	0,340	0,354	0,353	0,321	0,256	0,191	0,130	0,104
MPI	$p_{(i)}$	0,125	0,180	0,250	0,302	0,339	0,354	0,353	0,321	0,257	0,191	0,130	0,104
ETH	$p_{(i)}$	0,126	0,179	0,247	0,302	0,340	0,355	0,354	0,320	0,255	0,191	0,130	0,104
C4I	$p_{(i)}$	0,126	0,178	0,249	0,305	0,342	0,355	0,355	0,321	0,254	0,189	0,128	0,103
HCQ16	$p_{(i)}$	0,126	0,178	0,250	0,305	0,342	0,355	0,355	0,322	0,255	0,190	0,129	0,103
ICTP	$p_{(i)}$	0,125	0,179	0,250	0,303	0,340	0,354	0,353	0,321	0,255	0,191	0,130	0,105
HCQ0	$p_{(i)}$	0,126	0,179	0,247	0,301	0,340	0,355	0,354	0,320	0,255	0,190	0,130	0,105
HCQ3	$p_{(i)}$	0,125	0,179	0,249	0,305	0,342	0,355	0,353	0,320	0,255	0,190	0,129	0,104
DMI	$p_{(i)}$	0,126	0,178	0,248	0,303	0,340	0,355	0,354	0,321	0,256	0,190	0,129	0,104



Εικόνα 8-10: Καταγεγραμμένη ETo (Penman-Monteith) - εκτιμημένη ETo (Blaney-Cridle).

- Για την περίοδο 2000-2099 η ETo υπολογίσθηκε από δεδομένα μελλοντικής θερμοκρασίας όπως αυτά προέκυψαν από τα δεδομένα ENSEMBLES, βάσει της εξίσωσης 8-6 και των τιμών του **Πίνακας 8-3**.