



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Θέμα: Συγκριτική Μελέτη των Βροχοπτώσεων στην
Ελληνική Περιοχή**

ΙΩΑΝΝΗΣ ΜΑΡΜΑΝΙΔΗΣ

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ : κ. ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΑ ΤΟΛΙΚΑ



Έτος 2012



1. ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ: ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΕΛΛΑΔΑΣ

ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ

ΟΡΕΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ – ΑΝΑΓΛΥΦΟ

ΚΛΙΜΑ

2. ΚΕΦΑΛΑΙΟ

ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

ΔΕΔΟΜΕΝΑ

2.0.0.1. Δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών

2.0.0.2. Δορυφορικά δεδομένα κατακρημνισμάτων

ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.0.1.1. Μέθοδος εκτίμησης του δείκτη SPI

2.0.1.2. Ανάλυση (FA) – (Προγράμματα STATISTICA & S.P.S.S)

2.0.1.3. Συντελεστής μεταβλητότητας CV

2.0.1.4. Κανονικοποιημένη παράμετρος z_i

2.0.1.5. Μελέτη ομοιογένειας

2.0.1.6. Παράμετροι της DSD

2.0.1.7. Στατιστικός έλεγχος

2.0.1.8. Μεθοδολογία εκτίμησης όμβριων καμπυλών

2.0.1.9. Μέθοδος των Τεχνητών Νευρωνικών Δικτύων [Artificial Neural Net (ANN)]

2.0.1.10. Αρμονική ανάλυση

2.0.1.11. Μέθοδος ταξινόμησης

2.0.1.12. Δέκτης RAI (Rainfall Anomaly Index = Δείκτης Βροχομετρικής Ανωμαλίας)



- 2.0.1.13. Εμπειρικός δείκτης του Gaussen
- 2.0.1.14. Διαδικασία προσδιορισμού των κατάλληλων P_{min} και d_{max}
- 2.0.1.15. Νόμος των Άκρων Τιμών – Νόμος GUMBEL
- 2.0.1.16. Στατιστική Επεξεργασία με τη Μέθοδο G.POLYA
- 2.0.1.17. Convective-Stratiform Technique (CST)

3. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

4. ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ: ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΕΛΛΑΔΑΣ

1.1 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ

Η Ελλάδα αποτελεί προέκταση της Βαλκανικής χερσονήσου καταλαμβάνοντας το νοτιότερο άκρο της και παράλληλα αποτελεί τμήμα της ευρωπαϊκής ανατολικής Μεσογείου. Η χερσαία της επιφάνεια, συμπεριλαμβανόμενων και των νησιών, ανέρχεται σε 132.000 Km² ή 13,2 εκατομμύρια εκτάρια. Γεωγραφικά εκτείνεται από 34° 45' μέχρι 41° 45' γεωγραφικού πλάτους και από 19° 30' μέχρι 29° 45' γεωγραφικού μήκους ανατολικά του Γκρήνουιτς. Συνορεύει βόρεια με την Αλβανία, την πρώτην Γιουγκοσλαβία και τη Βουλγαρία, ανατολικά με την ευρωπαϊκή Τουρκία ενώ οι ακτές της υπόλοιπης χώρας και των νησιών περιβάλλονται από το Αιγαίο, το Λιβυκό και το Ιόνιο πέλαγος (cia. gov/ library/ publications /the world factbook/ geos).



ΣΧΗΜΑ 1 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΕΛΛΑΔΑΣ (ΠΗΓΗ : CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY)

1.2 ΟΡΕΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΜΟΡΦΩΣΗ – ΑΝΑΓΛΥΦΟ

Η Ελλάδα είναι κατ' εξοχήν ορεινή χώρα, η οποία καλύπτεται, σχεδόν κατά τα 2/3, από όρη μέσου ύψους. Οι μεγάλοι ορεινοί όγκοι, όπως το ορεινό συγκρότημα της Πίνδου, τα Άγραφα, ο Τυμφρηστός, το Παναιτωλικό, η Οίτη, τα Βαρδούσια, ο Παρνασσός, η Γκιώνα στην Κ και Β Ελλάδα και το Παναχαϊκό, ο Ερύμανθος, τα Ουράνια Όρη, η Κυλλήνη, το Μαίναλο, ο Πάρνωνας και ο Ταΰγετος στην Πελοπόννησο, διασχίζουν τη χώρα από ΒΒΔ προς ΝΝΑ και τη χωρίζουν σε δύο, σαφώς διακρινόμενες κλιματικά και φυτογεωγραφικά, περιοχές.

Οι οροσειρές της Α Ελλάδας (Βέρμιο, Πιερία, Όλυμπος, Όσσα, Μαυροβούνιο, Πήλιο) έχουν επίσης κατεύθυνση από βορρά προς νότο. Στις οροσειρές αυτές οι ανατολικές κλιτύες (πλαγιές) δέχονται ομβροφόρους ανέμους από ανατολικά και είναι υγρότερες από τις αντίστοιχες δυτικές. Αυτό συνεπάγεται ανάλογη εμφάνιση της βλάστησης.

Τέλος, οι οροσειρές της Β Ελλάδας (Βόρας, Τζένα, Πάϊκο, Μπέλες, Άγκιστρο, Φαλακρό όρος, Ροδόπη) εκτείνονται από τα δυτικά προς τα ανατολικά και δρουν ως ασπίδα απέναντι στους ψυχρούς βόρειους ανέμους (Ντάφης Σ *et al* 1997 «Δίκτυο:ΦΥΣΗ 2000»).

Το υψηλότερο βουνό της Ελλάδας, ο Όλυμπος, φθάνει σε ύψος τα 2917 m και είναι το δεύτερο ψηλότερο της Βαλκανικής μετά τη Ρίλλα. Άλλες 41 κορυφές έχουν ύψος πάνω από 2000 m. Χαρακτηριστικό της ορογραφικής διαμόρφωσης της χώρας, η οποία διαμορφώνεται από τον ορεινό χαρακτήρα της, είναι το έντονο ανάγλυφο, με απότομες, πολλές φορές απόκρημνες πλαγιές και η δημιουργία πολλών κοιλάδων, η κάθε μια από τις οποίες, σε συνδυασμό και με την ποικιλία των πετρωμάτων, δημιουργεί ένα ξεχωριστό τοπικό κλιματικό περιβάλλον.

Έτσι, δημιουργούνται συνθήκες απομόνωσης και συνεπώς ενδημισμού, ο οποίος είναι έντονος στη χώρα μας. Σ' αυτό συντελεί επίσης και η ύπαρξη πολλών νησιών και νησίδων κυρίως στο Αιγαίο πέλαγος (Ντάφης Σ *et al* 1997 «Δίκτυο ΦΥΣΗ 2000»)

ΒΟΥΝΟ	ΥΨΟΜΕΤΡΟ	ΤΠΟΘΕΣΙΑ
Όλυμπος	2917m	Μακεδονία (Πιερία), Θεσσαλία (Λάρισα)
Σμόλικας	2637m	Ήπειρος (Ιωάννινα)
Βόρας (Καϊμάκ Τσαλάν)	2524m	Μακεδονία (Πέλλα, Φλώρινα), ΠΓΔΜ
Γράμμος	2520m	Μακεδονία (Καστοριά), Ήπειρος (Ιωάννινα)
Γκιώνα	2510m	Στερεά Ελλάδα (Φωκίδα)
Τύμφη (Γκαμήλα)	2497m	Ήπειρος (Ιωάννινα)
Βαρδούσια	2495m	Στερεά Ελλάδα (Φωκίδα, Αιτωλο/ρνία)
Αθαμανικά όρη	2469m	Ήπειρος (Αρτα-Ιωάννινα), Θεσσαλία (Τρίκαλα)
Παρνασσός	2457m	Στερεά Ελλάδα (Φωκίδα, Βοιωτία, Φθιώτιδα)
Ψηλορείτης (Ιδη)	2456m	Κρήτη (Ρέθυμνο Ηράκλειο)

Πίνακας 1 Τα κυριότερα βουνά της Ελλάδας, (ΠΗΓΗ : CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY)

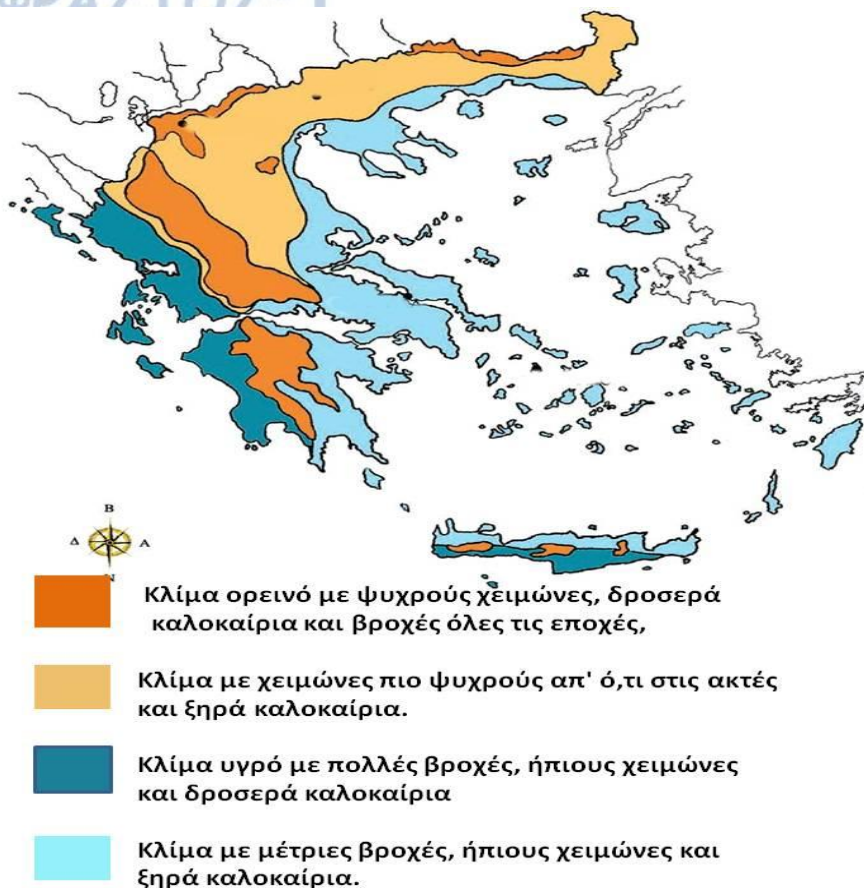
Νησί	Έκταση (Km ²)	Πληθυσμός
Κρήτη	8.336	601.131
Εύβοια	3.655	198.130
Λέσβος	1.630	90.634
Ρόδος	1.398	117.007
Χίος	842	51.936
Κεφαλονιά	781	36.404
Κέρκυρα	592	107.879
Σάμος	476	33.814
Λήμνος	476	18.104
Νάξος	428	18.188

Πίνακας 2 Τα μεγαλύτερα νησιά της Ελλάδας (ΠΗΓΗ:Π.Ε.Α.Κ.Π.Ε.Ι.Θ.Σ. 2007)

Το κλίμα της Ελλάδας χαρακτηρίζεται γενικά ως μεσογειακό, με βροχοπτώσεις κατά κύριο λόγο την ψυχρή περίοδο του έτους, ήπιο χειμώνα, ζεστό καλοκαίρι και μια περισσότερο ή λιγότερο εκτεταμένη ξηρή περίοδο. Μέσα στο γενικό αυτό κλίμα διαμορφώνονται ειδικότερα επιμέρους κλίματα, τα οποία διατηρούν άλλα περισσότερο και άλλα λιγότερο ή και καθόλου το μεσογειακό χαρακτήρα, επηρεάζοντας σημαντικά την εμφάνιση της βλάστησης (ΠΗΓΗ: ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ, ΥΠΕΘΑ, ΓΕΑ).

Στην Ελλάδα διακρίνει κανείς τέσσερις κλιματικές περιοχές (ΣΧΗΜΑ 2): 1) Ορεινή Ελλάδα, 2) Βόρεια Ελλάδα, 3) Ιόνιο 4) Αιγαίο.

Χαρακτηριστικά γνωρίσματα του κλίματος της ορεινής περιοχής είναι οι χαμηλές θερμοκρασίες, η μεγάλη περίοδος χιονοπτώσεων, η μεγάλη νέφωση και οι ισχυροί άνεμοι. Ο χειμώνας στην ορεινή χώρα είναι δριμύς και το καλοκαίρι δροσερό. Χαρακτηριστικά γνωρίσματα της βόρειας Ελλάδας είναι η περιορισμένη καλοκαιρινή ξηρασία και η ομοιόμορφη κατανομή στο χρόνο της βροχής. Ο χειμώνας είναι δριμύς και το καλοκαίρι βροχερό. Τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα του Ιονίου είναι ο ήπιος χειμώνας, οι άφθονες βροχές, η μικρή νέφωση και η μεγάλη ηλιοφάνεια. Είναι η πιο ηλιόλουστη περιοχή της χώρας με εύκρατο ευχάριστο κλίμα. Στην περιοχή του Αγαιού χαρακτηριστικά γνωρίσματα του κλίματος είναι η μεγάλη ένταση και συχνότητα των ανέμων, η μεγάλη ηλιοφάνεια και η υγρασία.



ΣΧΗΜΑ 2 Ταξινόμηση της Ελλάδας σε κλιματικές περιοχές Πηγή: ΕΑΑ

2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ

2.1.1.1 Δίκτυο Μετεωρολογικών σταθμών.

Στον Κάσο υπάρχουν χιλιάδες μμετεωρολογικοί σταθμοί, οι οποίοι παρέχουν πληροφορίες για τις παρούσες καιρικές συνθήκες στα μετεωρολογικά κέντρα, την αεροπλοΐα, τις αρχές πολιτικής προστασίας και στο κοινό . Οι περισσότεροι σταθμοί είναι τοποθετημένοι σε πολιτικά ή στρατιωτικά αεροδρόμια, επιτρέποντας στους πιλότους να είναι ανίεροι για τις πιο



πρόσφατες μετεωρολογικές πληροφορίες πριν την προσγείωση ή την απογείωση.

Το δίκτυο των επίγειων Ευρωπαϊκών σταθμών φαίνεται στην ΣΧΗΜΑ 3. Δυστυχώς, ένας μεγάλος αριθμός σταθμών δεν εμφανίζεται στην ΣΧΗΜΑ 3 επειδή χρησιμοποιούνται μόνο για εθνικούς σκοπούς χωρίς να παρέχουν δεδομένα στο Παγκόσμιο Τηλεπικοινωνιακό Σύστημα. Στην Ελλάδα υπάρχουν περισσότεροι από 50 επανδρωμένοι σταθμοί, οι οποίοι έχουν τοποθετηθεί μέσα ή πολύ κοντά σε όλες τις μεγάλες πόλεις(π.χ. Αθήνα, Θεσσαλονίκη, Πάτρα, Λάρισα, Ηράκλειο κλπ. παρέχοντας μία ικανοποιητική κάλυψη της χώρας. Όλοι οι επανδρωμένοι Ελληνικοί σταθμοί ανήκουν στην Ελληνική Πολεμική Αεροπορία και παρέχουν παρατηρήσεις στην Ε.Μ.Υ

Πιο αναλυτικά ,το 1949 η Ελλάδα επικύρωσε τη σύμβαση του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO), η οποία τέθηκε σε ισχύ στις 23 Μαρτίου 1950.

Στις δεκαετίες του 1950 και 1960 ίδρυσε νέους Μετεωρολογικούς Σταθμούς Επιφανείας και Ανώτερης Ατμόσφαιρας, Μετεωρολογικά Γραφεία στα αεροδρόμια της χώρας μας, αναδιοργάνωσε τον τομέα της πρόγνωσης με την ίδρυση Μετεωρολογικών Κέντρων και προέβη σταδιακά στον εκσυγχρονισμό του τηλεπικοινωνιακού της συστήματος.

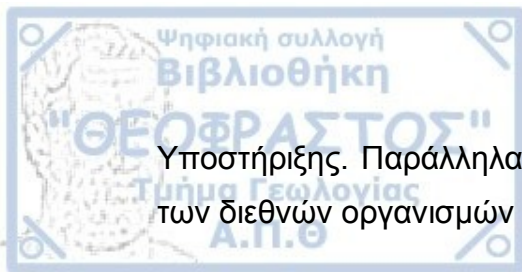
Στις δεκαετίες του 1970 και 1980 αναδιοργανώθηκαν οι λειτουργικές δομές της Υπηρεσίας εγκαταστάθηκαν συστήματα (H/Y), Σταθμοί Μετεωρολογικών RADARS και νέα τηλεπικοινωνιακά συστήματα, ενώ έγινε μέλος του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπροθέσμων Μετεωρολογικών Προγνώσεων (ECMWF) και της Ευρωπαϊκής Οργάνωσης για την Εκμετάλλευση των Μετεωρολογικών Δορυφόρων.

1	ΙΙΟΣ	14	ΚΑΒΑΛΑ	27	ΕΘΝ.ΠΑΡΑΤ.ΑΘΗΝΩΝ	40	ΣΚΟΠΕΛΟΣ
2	ΑΡΓΟΣΤΟΛΙ	15	ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ	28	ΤΡΙΠΟΛΗ	41	ΣΕΔΕΣ
3	ΜΕΘΩΝΗ	16	ΑΘΗΝΑ(ΕΛΛΗΝΙΚΟ)	29	ΚΕΡΚΥΡΑ	42	ΣΕΡΡΕΣ
4	ΚΥΘΙΡΑΣ	17	ΑΘΗΝΑ(ΙΜΡΑΕ)	30	ΚΑΡΠΑΘΟΣ	43	ΣΙΤΙΑ
5	ΜΥΤΙΛΗΝΗ	18	ΑΓΧΙΑΛΟΣ	31	ΚΙΜΙ	44	ΣΥΡΟΣ
6	ΣΑΜΟΣ	19	ΑΓΡΙΝΙΟ	32	ΚΟΜΟΤΗΝΗ	45	ΤΑΝΑΓΡΑ
7	ΡΟΔΟΣ	20	ΑΡΑΞΟΣ	33	ΛΑΜΙΑ	46	ΤΑΤΟΙ
8	ΛΗΜΝΟΣ	21	ΦΛΩΡΙΝΑ	34	ΛΕΥΚΑΔΑ	47	ΤΥΡΑ
9	ΣΚΥΡΟΣ	22	ΙΩΑΝΝΙΝΑ	35	ΜΙΚΡΑ	48	ΤΡΙΚΑΛΑ
10	ΝΑΞΟΣ	23	ΚΑΛΑΜΑΤΑ	36	Ν.ΦΙΛΑΔΕΛΦΙΑ	49	ΖΑΚΥΝΘΟΣ
11	ΗΡΑΚΛΕΙΟ	24	ΚΟΖΑΝΗ	37	ΠΑΤΡΑ	50	ΔΕΣΦΗΝΑ
12	ΙΕΡΑΠΑΤΡΑ	25	ΛΑΡΙΣΑ	38	ΠΕΙΡΑΙΑΣ	51	ΧΑΝΙΑ
13	ΑΛΕΞΑ/ΠΟΛΗ	26	ΜΥΛΟΣ	39	ΠΛΑΤΑΝΟΣ		

Πίνακας 3 Οι κυριότεροι μετεωρολογικοί σταθμοί στην Ελλάδα (ΠΗΓΗ:Ε.Α.Α)

Στη δεκαετία του 1990 η ΕΜΥ υλοποίησε ένα μέρος του προγράμματος εκσυγχρονισμού της με κύρια σημεία αναφοράς την εγκατάσταση και επιχειρησιακή λειτουργία νέου Τηλεπικοινωνιακού Συστήματος (MSS), Συστήματος Δορυφορικής Λήψης Επεξεργασίας, Αρχαιοθήκης και Διανομής ψηφιακών μετεωρολογικών δεδομένων (PROTEAS) την υλοποίηση της πρώτης φάσης της Βάσης Δεδομένων για τις ανάγκες της και την εγκατάσταση Αυτόματων Μετεωρολογικών Σταθμών.

Στην δεύτερη πενταετία του 1990, η ΕΜΥ με βάση τις νέες νομοθετικές ρυθμίσεις Ν. 2292/95, Π.Δ. 161/97 και το πρόγραμμα εκσυγχρονισμού, σχεδιάζει και υλοποιεί σταδιακά την αναδιοργάνωση των λειτουργικών δομών της Υπηρεσίας, τη συνεργασία με τους εθνικούς φορείς, την εγκατάσταση κύριου Υπολογιστικού συστήματος την ανάπτυξη και λειτουργία αριθμητικών μοντέλων, την αναβάθμιση και επέκταση του συστήματος Μετεωρολογικής



Υποστήριξης. Παράλληλα διευρύνει τις διεθνείς συνεργασίες της στα πλαίσια των διεθνών οργανισμών ECOMET, EUMETNET κλπ .

Το μετεωρολογικό δίκτυο στην Ελλάδα περιλαμβάνει στο σύνολο του 401 σταθμούς (σήμερα) , απο τους οποίους οι 293 είναι ενεργοί , οι 88 ανενεργοί και 20 με λανθασμένα δεδομένα . Απο τους 293 σταθμούς , οι 150 υπάγονται στην Ε.Α.Α. (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών), οι 143 αποτελούν ιδιωτικούς σταθμούς , στο Πανεπιστήμιο Αιγαίου (Π.Α.) , Εθνικό Ιδρυμά Αγροτικής Έρευνας (Ε.Ι.Α.Ε.).

Μετεωρολογικά δεδομένα συλλέγονται από τους μετεωρολογικούς σταθμούς σε ολόκληρη την Ελλάδα, στη συνέχεια ελέγχονται από άποψη ποιότητας και υποβάλλονται σε περαιτέρω επεξεργασία και, τέλος, σε ανάλυση. Οι μετεωρολογικοί σταθμοί πραγματοποιούν μετρήσεις και προγνώσεις καιρού. Τα δεδομένα που στέλνονται είναι η μέγιστη, η ελάχιστη, και η μέση τιμή των θερμοκρασιών εδάφους και αέρα, η μέγιστη, η ελάχιστη, και η μέση τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης, η μέγιστη, η ελάχιστη, και η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου, το συνολικό ύψος βροχόπτωσης.

Τα μετεωρολογικά δεδομένα που συλλέγονται από τον αυτόματο σταθμό αναφέρονται στη σχετική υγρασία (%) του αέρα σε ύψος 1.5 και 3.0 m από την εδαφική επιφάνεια, στη θερμοκρασία του εδάφους ($^{\circ}\text{C}$) σε βάθος 2, 5, 10, 20 και 30 cm, στην υγρασία του εδάφους σε βάθος 10, 20, 30 και 40 cm, στη θερμοκρασία του γυμνού και του χλοερού εδάφους ($^{\circ}\text{C}$), στην ταχύτητα, την ριπή (m/sec-1) και την διεύθυνση του ανέμου σε ύψος 3.0 και 10.0 m από την εδαφική επιφάνεια, στο ύψος βροχής (mm), στη διάρκεια της ηλιοφάνειας (min), στην ολική ηλιακή ακτινοβολία (W m-2), στην καθαρή ακτινοβολία (W m-2), στη ροή εκπεμπόμενης από το έδαφος θερμότητας (W m-2) . Ορισμένοι σταθμοί καταγράφουν επίσης και υπεριώδη ακτινοβολία .

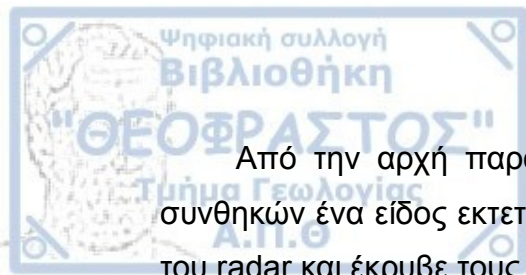
Έτσι, η βάση μετεωρολογικών δεδομένων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την παροχή προειδοποιήσεων κινδύνου (π.χ. εντοπισμός μη φυσιολογικών καιρικών συνθηκών στη διάρκεια ενός δεδομένου μήνα).



ΣΧΗΜΑ 3 Μετεωρολογικοί σταθμοί στην Ελλάδα (A. Bartzokas et al 2003)

2.1.1.2 Δορυφορικά δεδομένα κατακρημνισμάτων

Τα Radar αναπτύχθηκαν στη Βρετανία και τις Ηνωμένες Πολιτείες στις αρχές του Β' Παγκοσμίου Πολέμου για να βοηθήσουν στον εντοπισμό πλοίων και αεροπλάνων σε μακρινές αποστάσεις. Ο όρος Radar αποτελείται από τα αρχικά των λέξεων "RAdio Detection And Ranging" που σημαίνει ραδιοεντοπιστής διεύθυνσεως και αποστάσεως (Louis Brown (1999)).



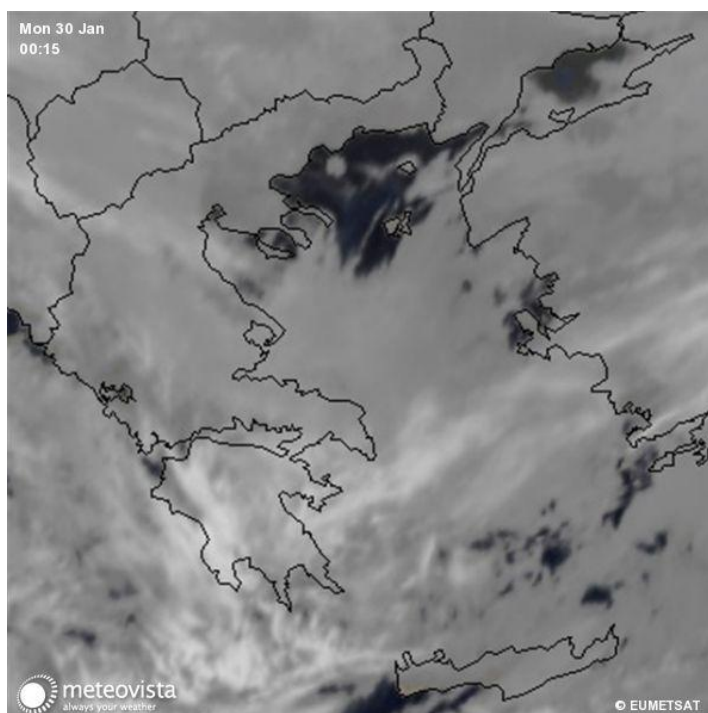
Από την αρχή παρατηρήθηκε ότι κατά τη διάρκεια άστατων καιρικών συνθηκών ένα είδος εκτεταμένης παρεμβολής εμφανιζόταν συχνά στην οθόνη του radar και έκρυβε τους στρατιωτικούς στόχους.

Θεωρητικές και πειραματικές εργασίες τη δεκαετία του 1940 κατέδειξαν ότι οι «ανακλάσεις καιρού» προέκυπταν από τη διάχυση των κυμάτων radar εξαιτίας του υετού. Αυτές οι πρώιμες ανακαλύψεις έχουν σήμερα βελτιωθεί σε σημείο που οι περισσότερες μετρούμενες ιδιότητες των σημάτων radar- – πλάτος, φάση, πολικότητα και συχνότητα- μπορούν να ερμηνευτούν στα πλαίσια των μεγεθών, σχημάτων, κινήσεων ή θερμοδυναμικής φάσης των σωματιδίων υετού. Προσφάτως, η ικανότητα Doppler έχει προστεθεί σε πολλά συστήματα μετεωρολογικών radar για επιτρέπει τη μέτρηση της ταχύτητας του ανέμου του υετού της ταχύτητας του ανέμου που έχει σχέση με τον υετό. Εξαιτίας της ικανότητάς τους να παρατηρούν και να καταμετρούν την ταχύτητα του ανέμου γρήγορα, έγκαιρα και από μακρινές αποστάσεις, τα radar έχουν καταστεί σημαντικά βοηθήματα στην έρευνα φυσικής νεφών και στην παρατήρηση και πρόγνωση καιρού (*David Atlas*, "Radar in Meteorology" - *NOAA Magazine*).

Τα δορυφορικά δεδομένα για τις βροχοπτώσεις στην περιοχή της Ελλάδας (20-28ο E και 35ο-43ο N), παρέχονται κυρίως από το Παγκόσμιου Προγράμματος Κλιματολογίας Υετού 2 (Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Version 2) , (H. Feidas et al. 2003).



ΣΧΗΜΑ 4 Δορυφορική εικόνα από το πρόγραμμα METEOFRANCE



ΣΧΗΜΑ 5 Δορυφορική εικόνα από το πρόγραμμα EUMESAT

2.1.2.1 Μεθοδολογία για την εκτίμηση SPI

Ο Τυποποιημένος Δείκτης Βροχόπτωσης (SPI) σχεδιάστηκε από (McKee et al. (1993)), για την ποσοτικοποίηση του ελλείματος της βροχόπτωσης για πολλαπλές χρονικές κλίμακες. Αυτές οι χρόνο-κλίμακες αντικατοπτρίζουν τις συνθήκες υγρασίας εδάφους (μικρή χρονική κλίμακα), ή τα υπόγεια ύδατα, η ροή των ποταμών και τα επίπεδα των υδάτων σε λίμνες (μεγάλες χρονικές κλίμακες).

Εάν οι χρόνο-κλίμακες αντικατοπτρίζουν κλίμακες που αντιστοιχούν σε παρατηρούμενα σύνολα βροχόπτωσης, θα πρέπει να λάβουμε υπόψη ότι τα μηνιαία στοιχεία βροχόπτωσης μπορεί να συνίστανται από μηδενικές τιμές. Ως αποτέλεσμα αυτού να αναμένεται ότι οι τιμές βροχόπτωσης δεν ακολουθούν την κανονική κατανομή.

Έτσι, πρέπει να εκτελεστεί αρχικά ένας μετασχηματισμός των δεδομένων, προκειμένου να ακολουθήσουν μια κανονική κατανομή (Edwards και McKee, 1997; Komuscu, 1999). Ωστόσο, με βάση αυτή τη μεθοδολογία, είναι δύσκολος ο εντοπισμός τοποθεσιών, οι οποίες δέχονται περισσότερα ποσά κατακρημνισμάτων από ότι άλλες περιοχές αντίστοιχα που πλήττονται περισσότερο από την ξηρασία από ό,τι άλλες (Hayes et al., 1999).

SPI	Πιθανότητα εμφάνισης	Komuscu (1999) and McKee et al. (1995) τάξεις της ξηρασίας	Agnew (2000) τάξεις της ξηρασίας
Λιγότερο από 2.01	0,449	Ακραία ξηρασία	Ακραία ξηρασία
Λιγότερο από 1.66	0,510		
Λιγότερο από 1.50	0,570	Σοβαρή ξηρασία	Σοβαρή ξηρασία
Λιγότερο από 1.28	0,631		
Λιγότερο από 1.00	0,692	Μέτρια ξηρασία	Μέτρια ξηρασία
Λιγότερο από 0.85	0,752		
Λιγότερο από 0.50	0,813		Χωρίς ξηρασία
Λιγότερο από 0.100	0,874	Ήπια ξηρασία	Χωρίς ξηρασία

Πίνακας 4 Κλίμακα ταξινόμησης για τις τιμές SPI (Komuscu (1999) και McKee)

Απο την έρευνα που πραγματοποιήθηκε απο τους ,I. Livada και V. D. Assimakopoulos (2006) με θέμα την 'Χωρική και χρονική κατανομή της ξηρασίας στην Ελλάδα χρησιμοποιώντας τον τυποποιημένο δείκτη βροχόπτωσης (SPI)' προέκυψαν τα αποτελέσματα που παρατηρούμε στον πίνακα (5) και το Σχήμα (6).

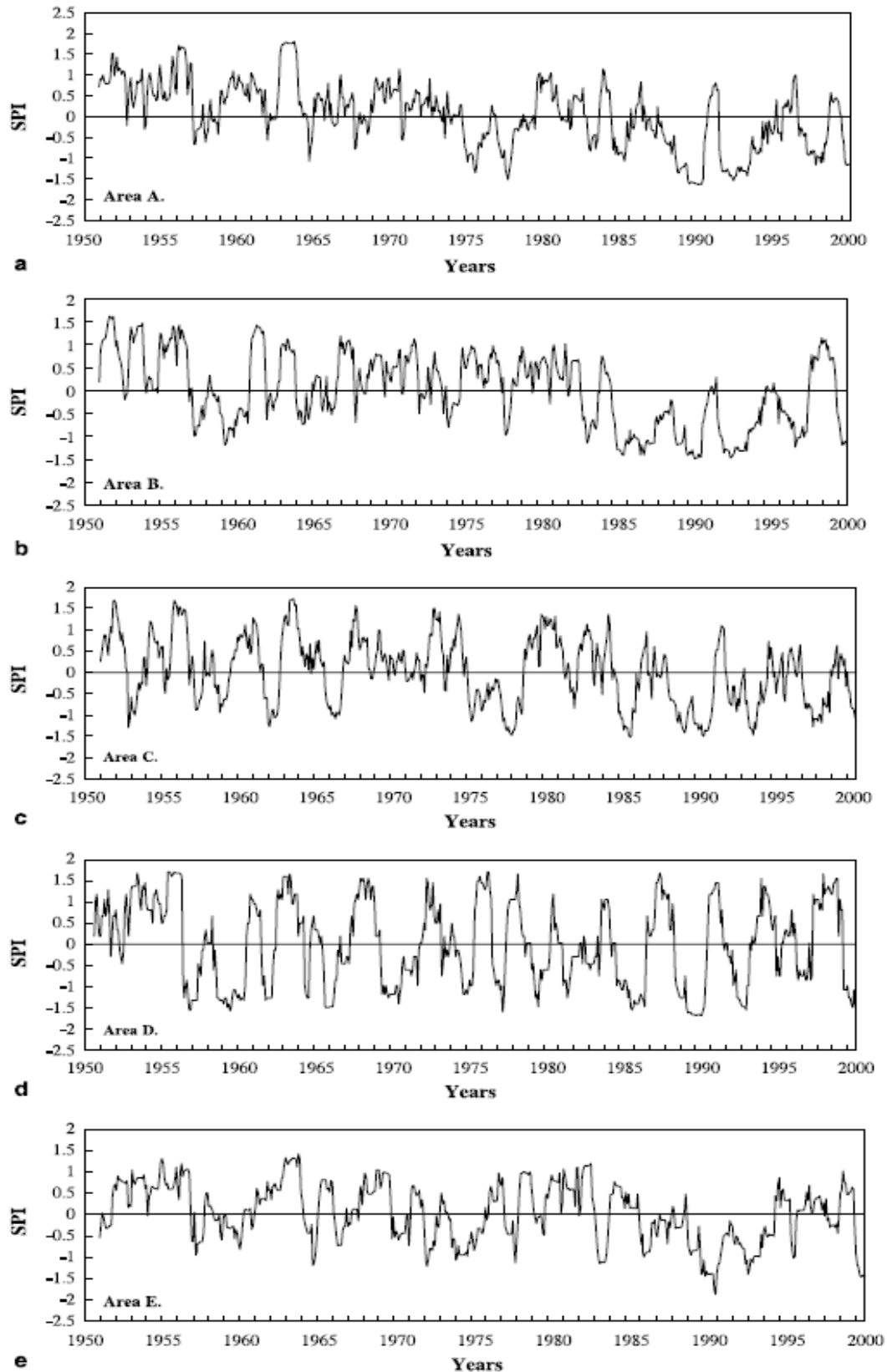
Επιπλέον , τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην έρευνα αυτή ,αναφέρονται στην περίοδο 1950-2000 απο συγκεκριμένους σταθμούς τόσο απο την νησιωτική όσο και την ηπειρωτική χώρα .

Μια γενική εικόνα για την μεταβολή της βροχόπτωσης, με την βοήθεια της εφαρμογής του δείκτη **SPI**, στην Ελλάδα για την περίοδο 1950-2000 , προέκυψαν τα παρακάτω αποτελέσματα (Πίνακας 5).

Station	$R_B + 1$ 6-month time scale	$R_B + 1$ 6-month time scale	Station	$R_B + 1$ 6-month time scale	$R_B + 1$ 6-month time scale
Area A					
Kerkyra	1.25	8.26	Argostoli	1.18	4.75
Ioannina	1.63	4.45	Tripoli	2.17	5.62
Agrinio	1.46	3.24	Methoni	1.24	0
Area B					
Alexandroupoli	1.00	4.79	Mytilini	1.64	5.98
Kavala	1.37	6.85	Skyros	1.82	2.76
Limnos	1.64	2.12			
Area C					
Kozani	2.25	0.99	Florina	2.80	11.51
Larisa	2.13	3.12	Thessaloniki	2.07	2.67
Area D					
Athens	1.89	2.67			
Area E					
Iraklio	1.55	4.96	Kythira	1.47	3.94
Rodos	1.44	3.71	Naxos	1.54	2.58
Milos	1.54	1.98	Santorini	1.81	12.11
Samos	1.47	5.93			

Πίνακας 5 Αποτελέσματα της εφαρμογής του SPI με ταξινόμηση ανα περιοχές Α,Β,Γ,Δ,Ε κατα την περίοδο 1950-2000. Ο δείκτης SPI υπολογίζεται ανα 6 μήνες (κλίμακα χρόνου) για τον κάθε σταθμό απο την αντίστοιχη περιοχή .

Προβάλλοντας σε διαγράμματα SPI(y)-ΧΡΟΝΟ(x) τα στοιχεία που προκύπτουν στο πίνακα (5), μετα απο την εφαρμογή της μεθόδου γαι το δείκτη SPI για τους σταθμούς της κάθε ομάδας (περιοχής), θα δώσουν μια ουσιαστική εικόνα της κατανομής της ξηρασίας στην Ελλάδα την περίοδο 1950-2000.



ΣΧΗΜΑ 6 Διαγράμματα μέσα απο τα οποία γίνεται γνωστή η μεταβολή του SPI κατά την περίοδο 1950-2000 με βάση τα δεδομένα απο τις μετρήσεις απο τους επιλεγμένους σταθμούς της αντίστοιχης περιοχής.

2.1.2.2 Ανάλυση (FA) – (Προγράμματα STATISTICA και S.P.S.S)

Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί και έχει περιγραφεί εκτενώς από πολλούς επιστήμονες στο παρελθόν αλλά και σήμερα (Jolliffe, 1986; Manly, 1986; Ritchman, 1986, Bartzokas et al.,2004; Kendal M,1980, Preisendorfer,1988,Sneyers and Goossens 1988,Graham, 1988). Επίσης η FA (παραγοντική ανάλυση-factor analysis) θεωρείται ως μια από τις πιο κατάλληλες μεθόδους για τη μείωση των διαστάσεων ενός μεγάλου συνόλου δεδομένων και, συνεπώς, για την αποκάλυψη των βασικών μέσων τιμών για τη περεταίρω εξέλιξή του.

Επιπλέον είναι βασισμένη στον μητρικό συντελεστή συσχετισμού, βάση του οποίου οι τιμές των στοιχείων θα πρέπει να είναι μεταβλητές και να διανέμονται κανονικά.

Όπου με τη βοήθεια στατιστικών κριτηρίων εξάγονται οι παράμετροι με τους οποίους μπορούμε να εξηγήσουμε την μεταβλητότητα της περιοχής μελέτης αλλά και να ερμηνεύσουμε ευκολότερα τα αποτελέσματα της μελέτης (Ritchman, 1986, Bartzokas et al.,1994; White et al 1991).

Όταν η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείτε για την μελέτη βροχοπτώσεων με βάση τιμές (είτε μηνιαίες είτε ετήσιες) βροχόπτωσης, θα πρέπει κανείς να αναλογιστεί και να συμπεριλάβει με προσοχή τις περιοχές στις οποίες οι τιμές της βροχόπτωσης είναι σχεδόν ή και μηδενικές. Όπως για παράδειγμα, στην Ελλάδα κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο ,οι περισσότεροι σταθμοί καταγραφής στο νότιο τμήμα της χώρας και στα περισσότερα νησιά του Ν. Αιγαίου οι τιμές των δεδομένων είναι σχεδόν μηδενικές. Επίσης, οι σταθμοί που παρουσιάζουν κοινή μέση ετήσια μεταβολή της πτώσης θα ανιχνευθούν αντικειμενικά και θα ομαδοποιηθούν , αποκαλύπτοντας τις κύριες υποδιαιρέσεις της χώρας όσον αφορά την παράμετρο 'βροχόπτωση'.

2.1.2.3 Συντελεστής Μεταβλητότητας , (CV)

Ο συντελεστής μεταβλητότητας (σχετική τυπική απόκλιση) χρησιμοποιείται για να συγκρίνουμε τη μεταβλητότητα δύο κατανομών (Σακελλαρίου κ. α. 1992).

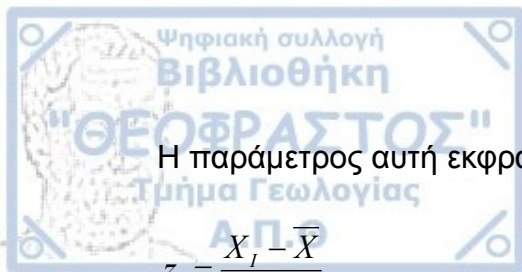
Εκφράζει τη μεταβλητότητα των μετρήσεων απαλλαγμένη από τη μέση τιμή. Διαφορετικά μπορούμε να πούμε ότι ο συντελεστής μεταβλητότητας εκφράζει τη μεταβλητότητα των μετρήσεων ως ποσοστό της μέσης τιμής τους.

$$CV = \frac{\sigma}{X} \text{ ή } CV = \frac{\sigma}{X} * 100 \%$$

- Χαμηλές τιμές του CV φανερώνουν ομοιογένεια, μικρή μεταβλητότητα των δεδομένων. Χάνει την αξιοπιστία του όταν υπάρχουν αρνητικές τιμές στα δεδομένα.
- Οι ετήσιοι συντελεστές παρουσιάζουν γεωγραφική ομοιογένεια ενώ αντίθετα οι εποχιακοί διαφοροποιούνται .++(που αναφέρεται –περιοχή – δεδομένα)

2.1.2.4 Κανονικοποιημένη Παράμετρος z_i

Η κανονικοποιημένη παράμετρος z_i , μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των ετών ξηρασίας της περιόδου μελέτης του εκάστοτε ερευνητή.



Η παράμετρος αυτή εκφράζεται ως :

$$z_i = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma}$$
, όπου (X_i) το ετήσιο ύψος βροχής , ($\bar{X}$) μέσος όρος για όλη τη περίοδο μελέτης και (σ) η τυπική απόκλιση (Essenwanger 1986, Kutiel et al. 1996, Wilks 1995).

- Το πλήθος των ετών ξηρασίας είναι συγκρίσιμο με το 1/3 της περιόδου μελέτης , η δε συχνότητα εμφάνισης τους έχει αποδειχθεί ότι είναι τυχαία (Katsoulis and Kambetzidis, 1989)
- Ο έλεγχος για την ύπαρξη διαχρονικής τάσης μεταβολών , αλλά και για την μελέτη εμφάνισης περιοδικότητας στις χρονοσειρές , γίνεται χρησιμοποιώντας γραφικές και στατιστικές μεθόδους (Amanatidis et al., 1997; Flocas et al., 1990).
- Χρησιμοποιώντας κανείς την παράμετρο αυτή με στοιχεία για την περιοχή της Ελλάδας , καταλήγει στο συμπέρασμα ότι το ύψος της βροχόπτωσης είναι συνάρτηση της μορφολογίας του εδάφους και του υψομέτρου ,όπως επίσης και της κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης (Σαχσαμάνογλου et al., 1992; Φωτιάδη et al., 1992).
- Η ποιότητα και η ομοιογένεια των χρονοσειρών ελέγχεται με τη χρήση του λογισμικού RH (R Development Core Team , 2004). Το λογισμικό ανιχνεύει τυχόν υπάρχουσες ασυνέχειες (μεταβολές) στις χρονοσειρές με την βοήθεια της γραμμικής παλινδρόμησης των 2 φάσεων (Wang 2003) και στη συνέχεια απεικονίζει την κάθε χρονοσειρά και τη μεταβολή της ,ώστε να γίνει η τελική στατιστική αξιολόγηση .

2.1.2.5 Μελέτη ομοιογένειας

Ο έλεγχος της ομοιογένειας επιτυγχάνεται κυρίως με στατιστικές μεθόδους, οι οποίες αφορούν είτε την υπό μελέτη μιας χρονοσειράς είτε και με χρονοσειρές από γειτονικούς σταθμούς . Με το αντικείμενο αυτό έχουν απασχοληθεί κατά καιρούς πολλοί ερευνητές και αναφέρονται οι εργασίες των Michel et al (1996), Sneyders (1975), Buishard (1982), Schonwiese and Malcher (1985) και Malcher and Schonwiese (1987).

- Ο έλεγχος "serial correlation" (S) συνίσταται από τον W.M.O. (Mitchel et al., 1966).
- Ο λόγος (N) του Von Neumann , ο οποίος συνδέεται με τον έλεγχο "serial correlation" .(βιβλιογραφία)++

Οι δυο παραπάνω έλεγχοι αναφέρονται και ως γενικοί έλεγχοι τυχαιότητας , βάση των οποίων εξετάζεται η προέλευση των τιμών και εάν οι τιμές είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους .

- Έλεγχοι των συσσωρευμένων αποκλίσεων ("cumulative deviations") ,μέσο των οποίων ανιχνεύονται τα άλματα της μέσης τιμής ,όπως αυτά εμφανίζονται εξαιτίας της μετατόπισης των σταθμών. Οι έλεγχοι αυτοί έχουν μελετηθεί εκτενώς από τον Buishard (1982) και αναγείρονται ως Q και R

2.1.2.6 Παράμετροι της DSD

Η έλλειψη γνώσης της κατανομής μεγέθους των σταγόνων της βροχής (drop size distribution, DSD), αποτελεί τον παράγοντα κατά τον οποίο περιορίζεται η ακρίβεια εκτίμησης του ρυθμού βροχόπτωσης από μετρήσεις ραντάρ (Zhang et al., 2001).

Έχει βρεθεί πως για χρονικό διάστημα λίγων λεπτών ότι η DSD ακολουθεί ικανοποιητικά την Γάμμα κατανομή (Ulbrich, 1983):

$$n(D)=N_0 D^\mu \exp(-\lambda D),$$

όπου η ισοδύναμη (λόγω μη σφαιρικότητας) διάμετρος των σταγόνων, ενώ η N_0 , μ και λ μη ανεξάρτητες. Η φυσική σημασία για αυτό βρίσκεται στην διαδικασία δημιουργίας των σταγόνων , όπου οι παράμετροι αυτοί συσχετίζονται ανάλογα.

2.1.2.7 Στατιστικός Έλεγχος KENDALL-MANN

Με τον υπολογισμό του συντελεστή t του Kendall (έλεγχος του Mann) , ορίζουμε αρχικά τη σημαντικότητα μιας απότομης μεταβολής σε μια χρονοσειρα δεδομένων.

Ο υπολογισμός του συντελεστή t πραγματοποιείται μέσω τη σχέσης :

$$t = \sum n_i ,$$

Όπου n_i ο αριθμός των περιπτώσεων όπου για την τιμή x_i μιας χρονοσειράς οι προηγούμενες είναι μεγαλύτερες αυτής .

Θεωρώντας ότι η κατανομή του t είναι ασυμπτωτικά κανονική με μέση τιμή και τυπική απόκλιση :

$$E(t) = n(n-1)/4$$

$$Var(t) = n(n-1)(2n+5)/72$$

Με n το μέγεθος του δείγματος, μπορούμε υπολογίζοντας την τυποποιημένη μεταβλητή

$$u(t) = [t - E(t)] / \sqrt{Var(t)}$$

Να υπολογίσουμε την πιθανότητα $a_1 = P(|u| > |u(t)|)$. Θεωρώντας ένα επίπεδο σημαντικότητας α_0 προκύπτει ότι για $\alpha_1 > \alpha_0$ δεν υπάρχει τάση μεταβολής ,αλλιώς αυτή είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο σημαντικότητας καλύτερο από α_0 (Mitchell et.al., 1966; Sneyers, 1990).

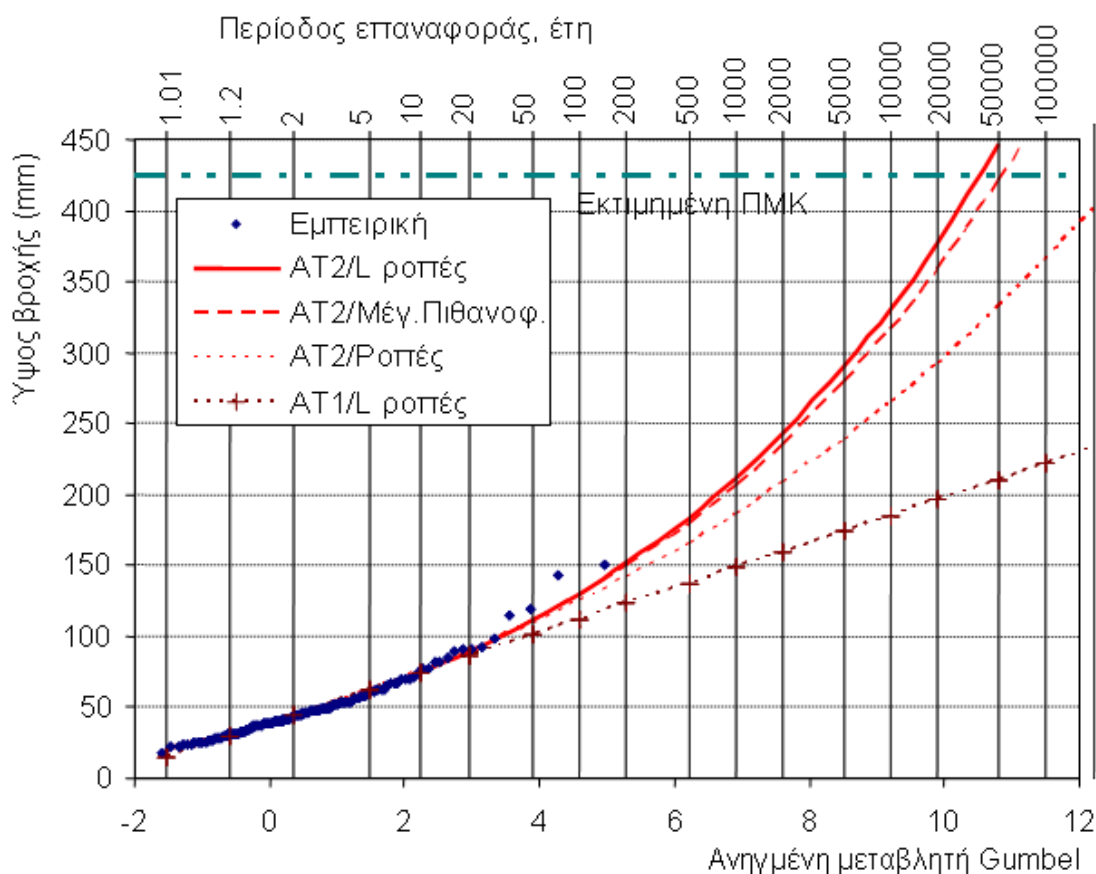
2.1.2.8 Μεθοδολογία εκτίμησης καμπυλών βρόχης

Η χρήση των συναρτήσεων κατανομής στην μοντελοποίηση των ακραίων βροχοπτώσεων αποδεικνύει ότι η επικρατούσα κατανομή Gumbel δεν είναι κατάλληλη – Koutsoyiannis 2004a; 2004b – και ότι θα έπρεπε να χρησιμοποιείται η κατανομή ακραίων τιμών τύπου II – AT2.

Με αποτέλεσμα να επιτυγχάνεται η σωστή αξιοποίηση των ομοιοτήτων μεταξύ των στατιστικών κατανομών των ακραίων βροχοπτώσεων που έχουν διαπιστωθεί σε περιοχές του ελληνικού χώρου.

Είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν και δεδομένα από τα βροχόμετρα για την εκτίμηση των παραμέτρων των όμβριων καμπυλών: Η αξιοποίηση των μέγιστων ημερήσιων υψών βροχής (από βροχόμετρα) έχει μεγάλη πρακτική αξία, αφού τα δείγματα έχουν μεγαλύτερο μήκος και ελλείψεις μετρήσεων, ενώ είναι πιο αξιόπιστα, επειδή συχνά (και ιδίως κατά τη διάρκεια ισχυρών καταιγίδων) οι βροχογράφοι παρουσιάζουν προβλήματα λειτουργίας (Κουτσογιάννης, 1997· Koutsoyiannis et al., 1998).

ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑ.



Πίνακας 6 *Μέγιστα ημερήσια βροχής Αθήνας (εμπειρική κατανομή, AT1-Gumbel, AT2)* (Κουτσογιάννης, 1997· Koutsoyiannis et al., 1998).

Η απόκλιση στις εκτιμήσεις των διαφόρων καμπυλών είναι ασήμαντη στις μικρές περιόδους επαναφοράς αλλά γίνεται ιδιαίτερα σημαντική στις μεγάλες (για $T = 20000$ έτη η απόκλιση φτάνει το 100%).

Η συμφωνία της εμπειρικής κατανομής με την AT2, έχει ιδιαίτερη αξία αφού εξετάζεται το μεγαλύτερο δείγμα μέγιστων ημερησίων βροχοπτώσεων στον Ελληνικό χώρο (μήκος 143 έτη)

2.1.2.9 Μέθοδος των Τεχνητών Νευρωνικών Δικτύων [Artificial Neural Net (ANN)]

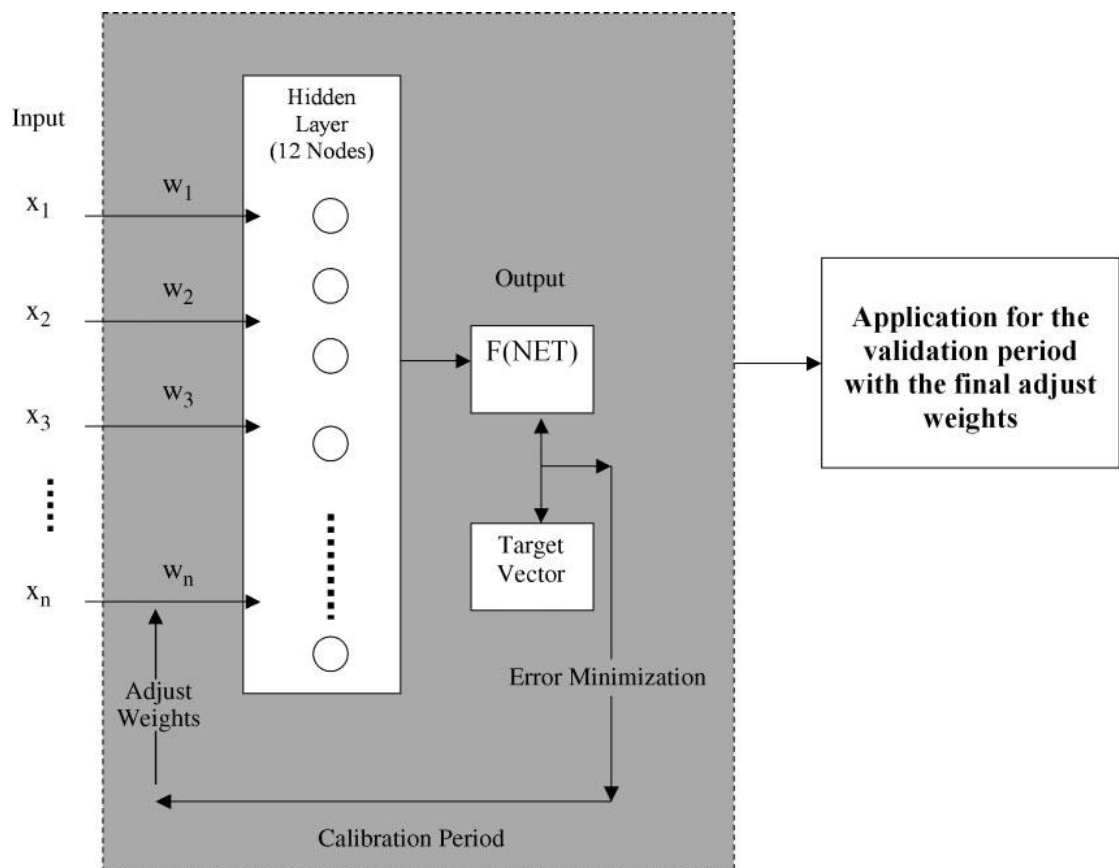
Ένα από τα κύρια πλεονεκτήματα της προσέγγισης ANN είναι ότι δεν υπάρχει ανάγκη ύπαρξης μια σαφούς καθορισμένης διαδικασίας για τη μετατροπή των ανεξάρτητων μεταβλητών σε εξαρτημένες όπως των αντίστοιχων εξαρτημένων. Μόνο αντιπροσωπευτικά παραδείγματα από την επιθυμητή βαθμονόμηση θα ήταν αρκετά για το μοντέλο ANN να προσαρμοστεί και να αναπαράγει τα επιθυμητά αποτελέσματα (Freeman και Skapura, 1991). Σύμφωνα με Hewitson και Crane (1996), το ANN εξαιτίας της μη γραμμικής φύσης του καθίσταται πιο αποτελεσματικό στην εύρεση και την εκπροσώπηση των σχέσεων με ικανοποιητικά δεδομένα.

Αποδεικνύεται ότι η μέθοδος αυτή είναι αποτελεσματική στη ομαδοποίηση βροχοπτώσεων, όπου υπάρχει μια εξαιρετικά γραμμική διαδικασία που δεν μπορεί να ταυτιστεί και με άλλες μεθόδους. Τα γραμμικά χαρακτηριστικά τους, δεν χρειάζεται να είναι προκαθορισμένα, διότι η αναζήτηση μέσω του **(ANN)** αντλεί την καλύτερη δυνατή σχέση και την καλύτερη λειτουργία μεταξύ των ερευνητών και των προβλέψεων (Crane και Hewitson, 1998).

$$NET = \sum x_n w_n$$

$$F(NET) = \frac{1}{1 + \exp(-NET)}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (F(NET) - t \text{ arg etvector})^2}{N}}$$



ΣΧΗΜΑ 7 [Artificial Neural Net (ANN)]- Μέθοδος των Τεχνητών Νευρωνικών Δικτύων
(ΠΗΓΗ: Κ. ΤΟΛΙΚΑ *et al.* 2007)

2.1.2.10 Αρμονική ανάλυση

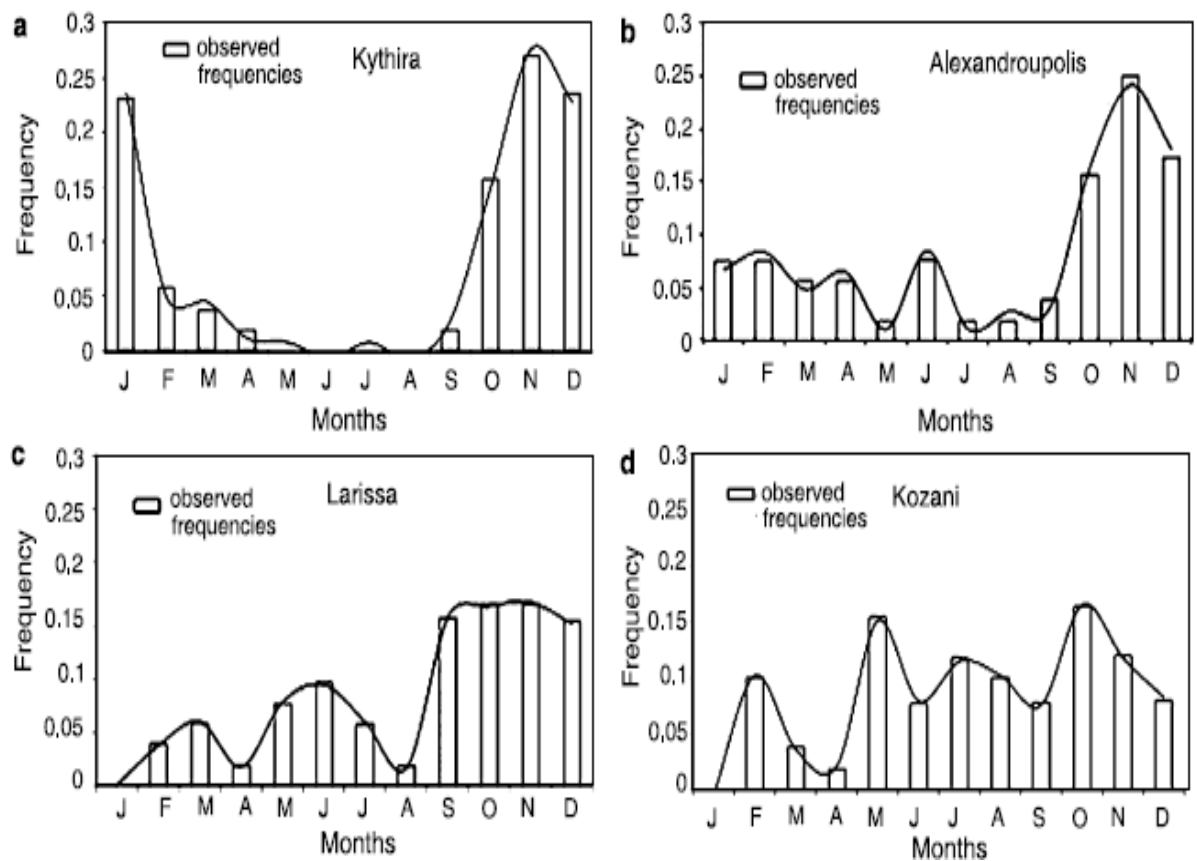
Ο σκοπός της εφαρμογής της αρμονικής ανάλυσης στη συχνότητα των 24-ωρων ετήσιων ποσών μέγιστης βροχόπτωσης, για κάθε μήνα, είναι ο καθορισμός των χαρακτηριστικών παραμέτρων των διακυμάνσεων αυτών των συχνοτήτων καθώς και ο καθορισμός ορισμένων πτυχών των ανώτατων ποσών βροχόπτωση που κατανέμονται στην ελληνική περιοχή. Η Αρμονική ανάλυση μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για να δείξει τις περιοχές με παρόμοιες ετήσια πρότυπα υπό εξέταση παραμέτρων (Barry et al. 1973).

Για τις μηνιαίες τιμές των εξεταζόμενων συχνοτήτων f_t ($t = 0$ στην καταγωγή), η αρμονική ανάλυση μπορεί να γραφτεί ως εξής (Panofsky και Brier 1958; Jenkins και Watts 1980; Wilks 1995):

$$\hat{f}_t = \bar{f} + \sum_{k=1}^6 \left[A_k \cos \frac{360}{12} kt + B_k \sin \frac{360}{12} kt \right]$$

Η αρμονική ανάλυση της ετήσιας διακύμανσης της συχνότητας της μέγιστης βροχόπτωσης από μήνα σε μήνα, εφαρμόστηκε για 110 σταθμούς στην περιοχή της Ελλάδας, εφόσον η εποχικότητα δεν επηρεάζεται από το μήκος των χρονολογικών σειρών (I. Livada et al.). Με το διαχωρισμό των δεδομένων σύμφωνα με τη μέθοδο των αρμονικών, επιτυγχάνεται με αυτό τον τρόπο η καλύτερη κατανόηση της διακύμανσης που εμφανίζουν τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στην έρευνα.

Η αρμονική ανάλυση δημιουργεί τις μέγιστες και ελάχιστες περιπτώσεις εμφάνισης (βροχόπτωσης) ως προς την μεταβολή του χρόνου. Κανονικά στα μηνιαία στοιχεία, έξι αρμονικές χρησιμοποιήθηκαν για την μελέτη των δεδομένων, στην πράξη όμως, οι τρεις πρώτες αρμονικές χρησιμοποιήθηκαν πάνω από τα κεντρικά και νότια τμήματα της Ελλάδας, προκειμένου να εξηγήσουν τη μεταβλητότητα των ετήσιων προτύπων συχνότητας της 24 ωρης ετήσιας μέγιστης βροχόπτωσης. Η τέταρτη και η πέμπτη αρμονικές αντιπροσωπεύουν ένα σημαντικό μέρος της συνολικής διακύμανσης μόνο σε ορισμένες περιοχές της βόρειας και βορειο-ανατολικής Ελλάδας.



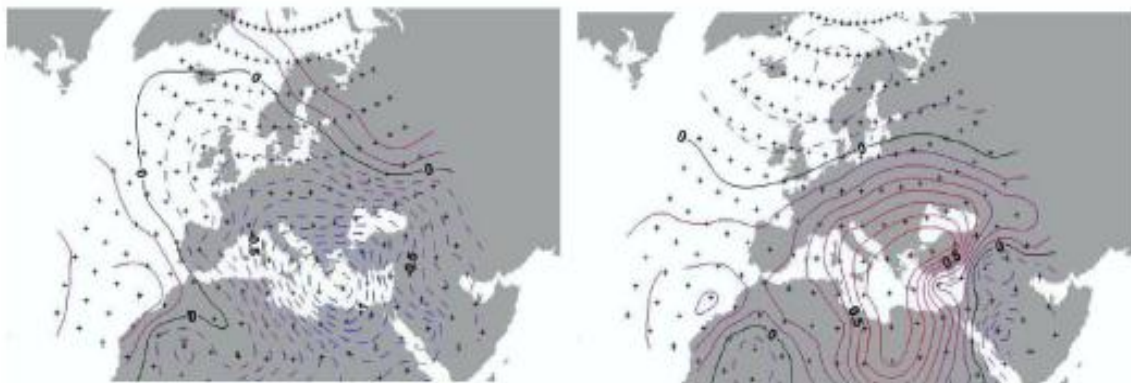
ΣΧΗΜΑ 8 Η παρατηρούμενη για κάθε μήνα σχετική συχνότητα της εμφάνισης των 24 ωρών ετήσιων ποσών μέγιστης κατακρήμνισης με τα καλύτερα εξοπλισμένες αρμονικές για τέσσερις αντιπροσωπευτικούς σταθμούς.

2.1.2.11 Μέθοδος ταξινόμησης

Η μέθοδος ταξινόμησης βασίζεται στην προσέγγιση ορισμένων ασαφών κανόνων (B'ardossy et al., 1995) σε συνδυασμό με το προσομοιωμένο αλγόριθμος βελτιστοποίησης (B'ardossy et al., 2002). Αποτελείται από τρία βήματα: (1) μετατροπή των δεδομένων (2) προσδιορισμό των κανόνων , και (3) ταξινόμηση των παρατηρούμενων δεδομένων. Η ταξινόμηση γίνεται με τη χρήση κανονικοποιημένων ανωμαλιών πίεσης $g(i, t)$ και τα καθημερινά στοιχεία με το γεω-δυναμικό (i συμβολίζει την gridpoint και t για την ημέρα).

Σκοπός της ταξινόμησης είναι ο προσδιορισμός ασυνήθιστα υγρών ή ξηρών τοπικών συνθηκών από τη μεγάλη κλίμακα κατανομής πίεσης. Τα δεδομένα πίεσης που χρησιμοποιούνται λαμβάνονται από ένα δίκτυο στοιχείων (NMC) που για διαφορετικές περιοχές πάνω από την Ευρώπη.

Επιπλέον , για την εύρεση του καλύτερου δυνατού κανόνα για την περιγραφή των τοπικών βροχοπτώσεων, δύο τύποι αντικειμενικής συναρτήσης χρησιμοποιήθηκαν για τη μέτρηση της απόδοσης της ταξινόμησης. Ο πρώτος τύπος ασχολείται με την πιθανότητα βροχόπτωσης σε μια δεδομένη ημέρα, και ο δεύτερος με το ποσό βροχόπτωσης, προκειμένου να ορισθούν η μεταβλητότητα των βροχοπτώσεων (πολύ υγρές και πολύ ξηρές συνθήκες)





ΣΧΗΜΑ 9 Η μέση κανονικοποιημένη κατανομή των 700 hPa Γεωδυναμικό της 01 (αριστερά) και 09 (δεξιά), πρότυπο κυκλοφορίας (CP). (Οι CP είναι βροχοπτώσεις , εξομαλυνσμένες κατα το 1982-1992 με δεδομένα απο την επιφάνεια των 700 hPa και 12 σταθμούς της λεκάνης της Μεσοχώρας).

2.1.2.12. Δείκτης RAI (Rainfall Anomaly Index = Δείκτης ανωμαλίας βροχοπτώσεων)

Ο δείκτης της Βροχομετρικής Ανωμαλίας (Rainfall Anomaly Index) δόθηκε από τον Oladipo,(1985) και υπολογίζεται από την σχέση :

- $RAI = 3[(p - \langle p \rangle) / (\langle m \rangle - \langle p \rangle)]$, για θετικές ανωμαλίες
- $RAI = -3[(p - \langle p \rangle) / (\langle x \rangle - \langle p \rangle)]$, για αρνητικές ανωμαλίες

Όπου η βροχόπτωση, η μέση βροχόπτωση μεγάλης χρονικής περιόδου, η μέση τιμή των 10 μεγαλύτερων μηνιαίων βροχοπτώσεων και η μέση τιμή των 10 μικρότερων μηνιαίων βροχοπτώσεων (κυμαίνεται από -3 για ακραία ξηρή τιμή έως +3 και ακραία υγρή τιμή).

Οι τιμές του δείκτη **RAI** υπολογίζονται τόσο σε εποχιακό όσο σε ετήσιο επίπεδο ,ετσι ώστε να κατανοηθεί οσον το δυνατόν σε μεγαλύτερο βαθμό η γενική συμπεριφορά της βροχόπτωσης , διότι αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για τον ορθό προγραμματισμό του είδους των αγροτικών δραστηριοτήτων της περιοχής καθώς και τον σχεδιασμό του είδους των καλλιεργειών . Ουσιαστικά , ο δείκτης αυτός ,όπως λαμβάνεται ,τονίζει μεν τα χαρακτηριστικά των βροχοπτώσεων , αφετέρου δε είναι αντιπροσωπευτικός των βροχοπτώσεων κάθε περιοχής ξεχωριστά.

2.1.2.13. Εμπειρικός δείκτης του Gaussen

Με την βοήθεια του εμπειρικού δείκτη του Gaussen μπορούν να εντοπιστούν οι ξηροί μήνες (*Μαχαίρα και Μπαλαφούτη, 1984*) . Σύμφωνα με τον Gaussen ,προτείνεται σαν ξηρός μήνας να θεωρείται εκείνος όπου το ύψος βροχόπτωσης σε χιλιοστά είναι μικρότερο από το διπλάσιο της μέσης θερμοκρασίας του ίδιου μήνα δηλαδή $P < 2T$.

Ουσιαστικά , ο εμπειρικός δείκτης του Gaussen χρησιμοποιείται στον εντοπισμό και την μελέτη των ξηρών μηνών , όπου μέσα απο την κατάλληλη επεξεργασία των ημερήσιων υψών βροχής προκύπτουν τα μηνιαία ύψη βροχής για τη χρονική περίοδο που έχουμε επιλέξει .Με αυτόν το τρόπο γίνεται εφικτή η σύγκριση των ποσοστών βροχοπτώσης μεταξύ των μηνών και ο εντοπισμός των ξηρών αυτων μηνών.

Συνεχόμενοι ξηροί μήνες καθορίζουν ευρύτερες περιόδους ξηρασίας ή ξηρά έτη.

2.1.2.14. Διαδικασία προσδιορισμού των κατάλληλων P_{min} και d_{max}

Ως επεισόδιο εξαιρετικής βροχόπτωσης ορίζεται η καταγραφή ύψους βροχής που υπερβαίνει ένα 'κατώφλι' ημερήσιου ύψους βροχής,(P_{min}), στον ίδιο ή και γειτονικούς σταθμούς για δύο τουλάχιστον εικοσιτετράωρα. Ως γειτονικοί σταθμοί θεωρούνται αυτοί που απέχουν λιγότερο απο μία προσδιορισμένη μέγιστη απόσταση,(d_{max}). Όλοι οι σταθμοί που πληρούν τις παραπάνω προϋποθέσεις , συμπεριλαμβάνονται στο επεισόδιο.

Η διαδικασία προσδιορισμού και καθορισμού των κατάλληλων P_{min} και d_{max} είναι σύνθετη και πολύπλοκη. Η διαδικασία αυτή βασίζεται στην μελέτη ενός πλήθους χρονοσειρών, εξασφαλίζοντας τον έντονο και εξαιρετικό χαρακτήρα των επεισοδίων που εξετάζονται (Maheras et al. 2001).

Στην περίπτωση που d είναι η απόσταση μεταξύ δύο σταθμών και P το ύψος της ημερήσιας βροχόπτωσης τότε ως επεισόδιο εξαιρετικής βροχόπτωσης ορίζεται αυτό που :

- Σε δύο τουλάχιστον γειτονικούς σταθμούς καταγράφηκε ύψος βροχής P μεγαλύτερο του P_{min} στο ίδιο εικοσιτετράωρο.
- Σε έναν τουλάχιστον σταθμό καταγράφηκε ύψος βροχής P μεγαλύτερο του P_{min} κατά το προηγούμενο ή το επόμενο εικοσιτετράωρο.

2.1.2.15 Νόμος Άκρων Τιμών – Νόμος GUMBEL

Η κατανομή Gumbel χρησιμοποιείται για να μοντελοποιήσει της κατανομής του μέγιστου (ή το ελάχιστο) του αριθμού των δειγμάτων των διαφόρων διανομών. Χρησιμοποιώντας δηλαδή τη στατιστική μέθοδο GUMBEL, γίνεται εφικτή η εκτίμηση του μέγιστου ύψους βροχής που παρατηρείται σε ένα τόπο με ορισμένη συχνότητα.

Χρειαζόμαστε με λίγα λόγια την πληροφορία της « διάρκειας επανάληψης T » του φαινομένου, δηλαδή, του μέσου αριθμού των ετών μέσα στα οποία θα εμφανιστεί τουλάχιστον μία φορά, ένα μέγιστο ύψος βροχής ανάλογο (ίσο ή μεγαλύτερο) με αυτό που ορίζουμε.

Η εκτίμηση της συχνότητας με την οποία ένα ορισμένο μέγεθος βροχής μπορεί να ξεπεραστεί στο μέλλον (νόμος **GUMBEL**), στηρίζεται στη μελέτη της συχνότητας με την οποία ξεπεράστηκε στο παρελθόν και ο υπολογισμός των ετήσιων σειρών δίνει πληροφορίες που είναι απαραίτητες για την εύρεση των συχνοτήτων αυτών. Ως ετήσια σειρά καλείται, η κατανομή των μεγίστων

ημερίσιων υψών υετού ανά έτος για κάθε έναν απο τους σταθμούς που επιλέγονται στην εκάστοτε έρευνα ,και αποτελείται απο τόσα στοιχεία όσα και οι διαθέσιμες ετήσιες χρονοσειρές δεδομένων για κάθε σταθμό.

2.1.2.16 Στατιστική Επεξεργασία με τη μέθοδο G.POLYA

Η στατιστική μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται για την μελέτη σειρών κατάταξης (π.χ. κατάταξη των συνεχών διαδοχικών ημερών βροχόπτωσης ανά αύξοντα αριθμό μέχρι το μέγιστο παρατηρούμενο διάστημα συνεχών ημερών βροχής για κάθε σταθμό) και δόθηκε από τον G.POLYA (Eggemberger F., 1923; Bloutsos A. et al, 1986; Arlery R.et al.,1973; Theoharatos G.A.et al., 1989; Θεοχαράτος Γ.Α.et al.,1981; Θεοχαράτος Γ.Α. et al.,1978) και η οποία χαρακτηρίζεται από εξάρτηση στις διαδοχικές δειγματοληψίες .

Με τη βοήθεια της μεθόδου αυτής υπολογίζονται οι θεωρητικές πιθανότητες $P(x)$ εμφάνισης x διαδοχικών ημερών υετού .Απο τη μικρή απόκλιση μεταξύ θεωρητικών και πραγματικών παρατηρούμενων τιμών προκύπτει ότι η υφιστάμενη μεταξύ τους σχέση συμπεραίνεται αρκετά ικανοποιητική .

Για παράδειγμα , εφαρμόζοντας τη στατιστική επεξεργασία στα δεδομένα απο 8 σταθμούς (στο κάθε ένα σταθμό ξεχωριστά) στο Ν.Αιγαίο (Σάμος, Νάξος, Σαντορίνη ,Σουδά –Χανια , Ρόδος,Ηράκλειο ,Σητεία , Ρέθυμνο) σύμφωνα με τη μέθοδο του **G.POLYA** καταλήγουμε στα εξήε συμπεράσματα :

- Ο μεγαλύτερος αριθμός συνεχών ημερών υετού εμφανίζεται στα Χανία, Ρέθυμνο(με αριθμό συνεχόμενων ημερών 19) και Ρόδο(με αριθμό 18)

- Αντίθετα , το Ηράκλειο ,η Σητεία και Σάμο εμφανίζουν χαμηλότερα επίπεδα τιμών 16 και 14 (συνεχείς ημέρες βροχής). Ενώ , η Νάξος και η Θήρα παρουσιάζουν ακόμη χαμηλότερα επίπεδα τιμών που κυμαίνονται κατα σειρά αναφοράς στις 15 και 13 συνεχείς ημέρες.

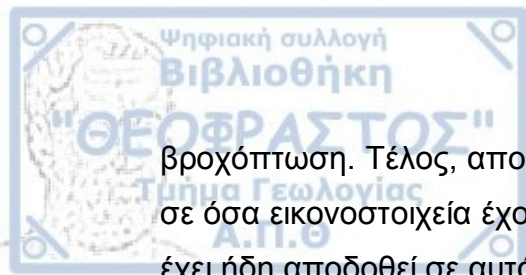
Παρατηρούμαι ότι η γεωγραφική διανομή των στοιχείων (συνεχείς ημέρες βροχής) παρουσιάζει εξαιρετική ποικιλότητα ,όπως προκύπτει στους αντιπροσωπευτικούς σταθμούς του Ν.Αιγαίου, γεγονός απόλυτα φυσιολογικό λαμβάνοντας υπόψιν το ιδιαίτερο ανάγλυφο της κάθε περιοχής που ανήκει ο κάθε σταθμός , την ιδιομορφία των συστημάτων ανέμου, την έκταση των νησιών και τα θαλάσσια ρεύματα που επικρατούν .

Σε όλους τους σταθμούς πλην της Ρόδου , η προσαρμογή που εμφάνισε η στατιστική επεξεργασία δεδομένων υπήρξε πολύ ικανοποιητική, γεγονός που επιβεβαιώνει το πόσο βηθά η μέθοδος **G.POLYA** για την ανίχνευση της πιθανότητας σε περιπτώσεις προσδιορισμού κλιματικών φαινομένων.

2.1.2.17 Convective-Stratiform Technique (CST)

Η Convective-Stratiform Technique (CST) είναι μια δορυφορική τεχνική σχεδιασμένη να εκτιμά τη βροχόπτωση σε χωρική κλίμακα μεμονωμένων καταιγίδων με βάση δεδομένα στο κανάλι του θερμικού υπερύθρου (Adler and Negri, 1988).

Η πρωτότυπη μέθοδος CST (Adler and Negri, 1988) εντοπίζει σε μια εικόνα υπερύθρου (IR) όλα τα τοπικά ελάχιστα θερμοκρασίας λαμπρότητας (T_{min}). Με στόχο να αποκλειστούν τα αραιά, μη βροχοφόρα νέφη cirrus εφαρμόζεται ένας εμπειρικός έλεγχος για το διαχωρισμό των T_{min} που αντιστοιχούν σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και στα οποία θα αποδοθεί μεγάλη τιμή έντασης βροχής από τον αλγόριθμο. Σε κάθε T_{min} το οποίο περνάει τον έλεγχο αντιστοιχίζεται μια περιοχή στην οποία θα αποδοθεί μεγάλης έντασης



βροχόπτωση. Τέλος, αποδίδεται μικρής έντασης (στρατόμορφη) βροχόπτωση σε όσα εικονοστοιχεία έχουν θερμοκρασία μικρότερη από ένα κατώφλι και δεν έχει ήδη αποδοθεί σε αυτά μεγάλη ένταση βροχόπτωσης.

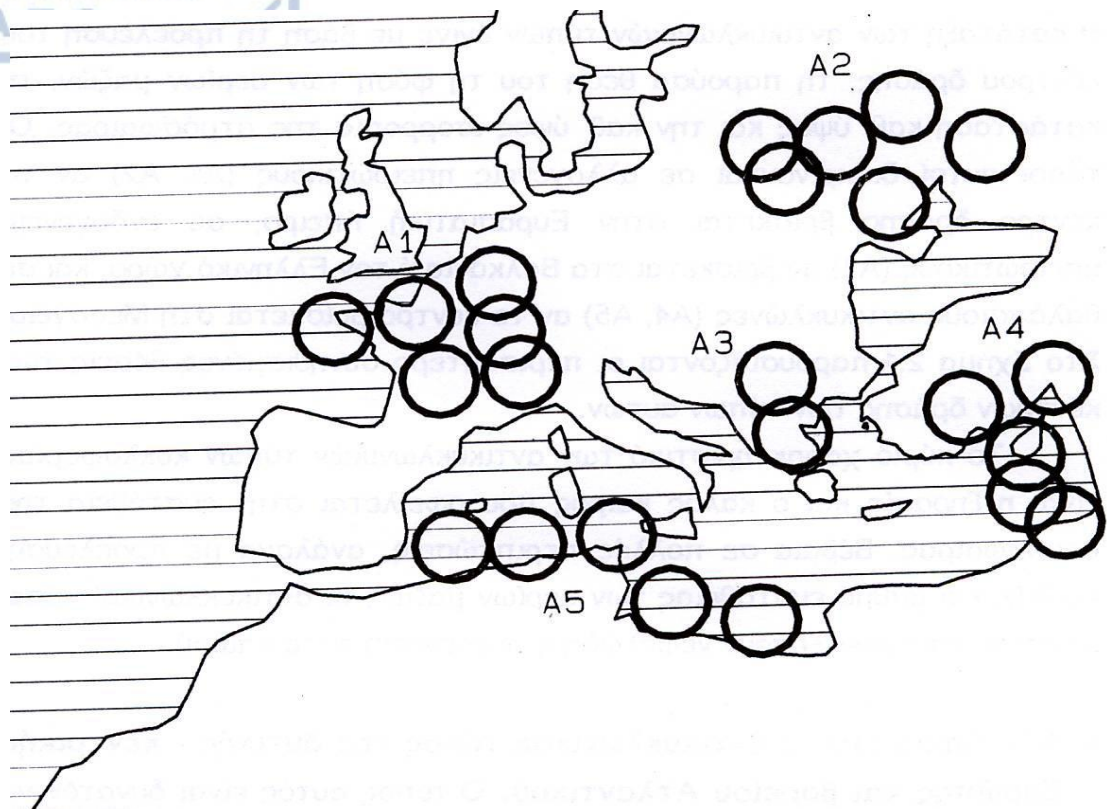
Η μέθοδος αυτή μπορεί να αναπαραστήσει με πάρα πολύ καλά αποτελέσματα τη χωρική μεταβλητότητα της αθροιστικής βροχόπτωσης του καλοκαιριού στην Ελλάδα, ιδιαίτερα αν οι εκτιμήσεις ολοκληρωθούν επιφανειακά. Κοινό χαρακτηριστικό της εξεταζόμενης τεχνικής είναι η υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης στην περιοχή της Ελλάδας σε όλες τις εποχές του έτους πλην του καλοκαιριού. Αν και το πεδίο της βροχόπτωσης αναπαρίσταται εξίσου καλά και για την περίοδο της άνοιξης, εμφανίζεται σημαντική υπερεκτίμηση στα αποτελέσματα η οποία πρέπει να λαμβάνεται υπόψη.

3. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Γενικά, διαπιστώνεται ότι η βροχόπτωση σε περιοχές όπως την δυτική και βόρεια Ελλάδα, τα νησιά του ανατολικού Αιγαίου αλλά και τις ακτές της δυτικής Τουρκίας καθορίζεται από την δυναμική αστάθεια σε συνδυασμό με την στροβιλοτητα, η οποία εμφανίζεται πάνω από την Ιταλία και τον κόλπο της Γένοβας. Το νότιο Αιγαίο και η Κρήτη ως προς την βροχόπτωση επηρεάζονται από μια σχετική στροβιλότητα στην δυτική Κρήτη ενώ οι κύριες ανατολικές περιοχές της χώρας από μια ταλάντευση στροβιλότητας ανάμεσα στην Τυνησία και το βόρειο Αιγαίο (Copyright 2003 Royal Meteorological Society). Όλα τα παραπάνω οφείλονται στην μείωση της βροχόπτωσης στο μεγαλύτερο χώρο της Ελλάδας σε συνδυασμό με αντικυκλωνική δραστηριότητα στη Μεσόγειο (κυρίως 1980 και 1990).

Με άλλα λόγια η βροχόπτωση στην Ελλάδα εξαρτάται από την κατεύθυνση της κατώτερης τροποσφαιρικής ροής, η οποία με την σειρά της ρυθμίζει την υγρασία και κατ'επέκταση την δημιουργία βροχόπτωσης (Metaxas and Kallos, 1982; Karoulias, 1977; Prezerakos, 1990; Prezerakos et al., 1990). Ιδίως, βρέθηκε ότι η βροχόπτωση στην περιοχή της Αθήνας επηρεάζεται από ένα δεύτερο κέντρο στροβιλότητας το οποίο οφείλει την εμφάνισή του στην υπήνεμη αποσυμπίεση της οροσειράς Άτλας.

Παρουσιάζονται κυρίως 2 μέγιστα και 2 ελάχιστα στην περιοχή της Ελλάδας. Το 1^ο μέγιστο εμφανίζεται σχετικά νωρίς από ότι στους θαλάσσιους σταθμούς, τέλη Οκτώβρη και αρχές Δεκέμβρη ενώ αντίθετα το 2^ο μέγιστο παρατηρείται τέλη του Μαΐου. Όσον αφορά τα ελάχιστα, το 1^ο ελάχιστο εμφανίζεται κυρίως το καλοκαίρι σε αντίθεση με το 2^ο ελάχιστο το οποίο εμφανίζεται αρχές Φεβρουαρίου.



ΣΧΗΜΑ 10 Κυριότερες θέσεις κέντρων δράσης αντικυκλωνικών τύπων

Καλοκαίρι :

Οι πολύ λίγες βροχοπτώσεις στις περισσότερες Μεσογειακές κλιματικές περιοχές οφείλεται σε 2 κύριους παράγοντες στην εμφάνιση και επικράτηση του υποτροπικού αντικυκλώνα και στην στατική ευστάθεια λόγω της θερμοκρασιακής διαφοράς μεταξύ θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας (μικρότερη) και της θερμοκρασίας του αέρα (μεγαλύτερη) που βρίσκεται από πάνω .

Επιπλέον, η χωρική κατανομή διάρκειας βροχόπτωσης, εμφανίζει την μέγιστη διάρκεια στη Β. Ηπειρωτική Περιοχή της Ελλάδας λόγω της έντονης θέρμανσης της γης, μαζί με την ατμοσφαιρική αστάθεια, το οποίο δεν συμβαίνει στις ξηρές θαλάσσιες και παράκτιες περιοχές της νότια Ελλάδα. Ενώ η μικρότερη διάρκεια παρατηρείται στο Νότιο Αιγαίο και Ιόνιο, θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως ένα πολύ σπάνιο γεγονός (Metaxas,1978;Balafoutis,1991;Fotiadi et al., 1999).

Χειμώνας:

Ως κύρια χαρακτηριστικά του αναφέρονται η συμπίεση, η οποία κινείται σε τροχίες Δύση – Ανατολή και στην ορεογραφική επίδραση. Παρατηρείται ότι τέλη Δεκέμβρη η συμπίεση αυτή διασχίζει την περιοχή της Ελλάδας, αυτό οφείλεται στη μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα στη θερμή θάλασσα και στον ασταθή αέρα που βρίσκεται από πάνω.

Η χωρική κατανομή της διάρκειας βροχόπτωσης, εμφανίζει μέγιστο πάνω από τις περιοχές του Κεντρικού και Νότιου Αιγαίου και στη Νότια θάλασσα του Ιονίου σε σχέση με το Βόρειο Αιγαίο και την Ηπειρωτική Ελλάδα. Συμπληρωματικά, στους κύριους μήνες του χειμώνα (Ιανουάριο-Φεβρουάριος) παρατηρούνται καταιγίδες πολύ συχνότερα πάνω από τη θάλασσα και τις ακτογραμμές, εν συγκρίσει με την στεριά που είναι σχεδόν σπάνιες (Metaxas,1978;Balafoutis,1991;Fotiadi et al., 1999).

Φθινόπωρο:

Οι βροχοπτώσεις αφθονούν στη Βορειοδυτική Ελλάδα και αυτό οφείλεται κυρίως στην σταδιακή μετατόπιση της συμπίεσης (φθινοπωρινή συμπίεση) σε χαμηλότερα υψόμετρα, η θερμή θάλασσα διαδραματίζει έναν σημαντικό ρόλο και η ορεογραφία της Δυτικής Ελλάδας (Alpert et al.,1990a,b;Trigo et al.,1999). Πιο αναλυτικά ως προς τον ρόλο της ορεογραφίας, παρατηρείται ότι το μεγαλύτερο ποσοστό υγρασίας (μέγιστο βροχοπτώσεων) από τις βροχοπτώσεις συσσωρεύεται στις προσήνεμες Βορειοδυτικές περιοχές της χώρας σε σχέση με τις υπήνεμες περιοχές της ανατολικής Ελλάδας (κυρίως πάνω από το Αιγαίο) Metaxas et al.(1994).

Ως προς την ετήσια μεταβλητότητα ,μελετώντας και εξετάζοντας σταθμούς στην Ελλάδα , σημειώνεται μία μικρή αύξηση από τον Βορρά προς Νότο ,πιο συγκεκριμένα στις περιοχές της Ηπείρου, της Στερεάς και Ιόνιο πέλαγος .Γενικά, στην Ελλάδα η διανομή της μεταβλητότητας είναι σχετικά ενιαία , ο όρος σχετικά αναφέρεται διότι σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν οι τοπικοί παράγοντες της κάθε περιοχής ξεχωριστά συμβάλλοντας στις κατά τόπους διαφορές (N.Σακελλαρίου et al .,1992).

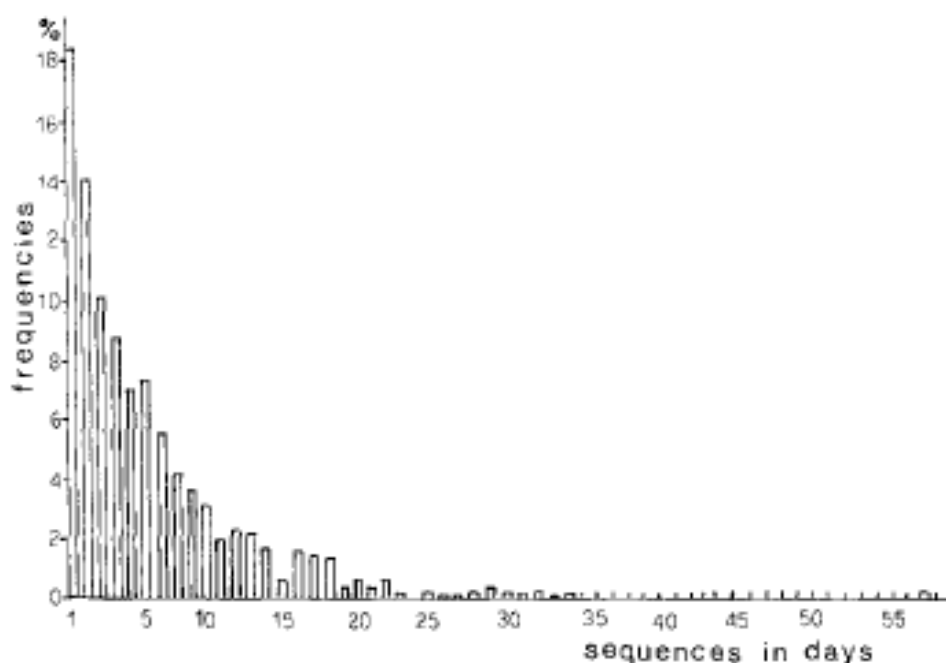
Ο συντελεστής μεταβλητότητας κατά την Εαρινή περίοδο παρουσιάζει αύξηση από την Δύση προς την Ανατολή , με τις περιοχές κυρίως των Δωδεκανήσων Κεντρικού Αιγαίου ,Κύμης και Β.Α. Αιγαίου να εμφανίζουν τιμές μεγαλύτερες του 0,5.Κατα την Φθινοπωρινή περίοδο τις μικρότερες τιμές εμφανίζουν οι περιοχές δυτικά της Ηπείρου ,Στερεάς και Βόρειας Πελοποννήσου ,Κύμη και οι μέγιστες παρατηρούνται στην Θεσσαλονίκη και στο Νοτιοανατολικό τμήμα της νησιωτικής Ελλάδας .Σε αντίθεση , κατά την Χειμερινή περίοδο οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται στη Δυτική και Νότια Ελλάδα ενώ οι μέγιστες στη Βόρειο Ελλάδα (N.Σακελλαρίου et al .,1992).

Λόγω της έντονης γεωμορφολογίας και της σχέσης ξηράς-θάλασσας που εμφανίζει η Ελληνική περιοχή ,παρατηρούμαι μεγάλη πολυπλοκότητα ως προς την ένταση και στα ημερήσια ποσά βροχόπτωσης τόσο από γεωγραφική όσο και από κλιματολογική άποψη .

Από τη μελέτη των δεδομένων που συλλέγονται από την καθίζηση των παρακτίων περιοχών της Ελλάδα, μπορεί να συναχθεί ότι δεν υπάρχει σαφής απόδειξη της αρνητικής τάσης στη βροχόπτωση. Οι πολύ χαμηλές βροχοπτώσεις που σημειώθηκαν κατά τη χειμερινή περίοδο 1989-1990 μπορεί να θεωρηθεί ακραίο φαινόμενο του ξηρού καιρού, με την προϋπόθεση ότι δεν θα επαναληφθεί ξανά.

Εξετάζοντας την έντονη εμφάνιση των διαδοχικών ξηρών και υγρών ημερών, προκύπτει ότι η έντονη εμφάνιση αυτή συνήθως δεν υπερβαίνει τις 4 ημέρες . Οι 41 και 44 ξηρές διαδοχικές ημέρες του χειμώνα 1989 - 1990 στην Αθήνα, είναι μια εξαίρεση, με περίοδο επαναφοράς από περίπου 31 χρόνια, όπως προκύπτει σύμφωνα με την κατανομή των μέγιστων

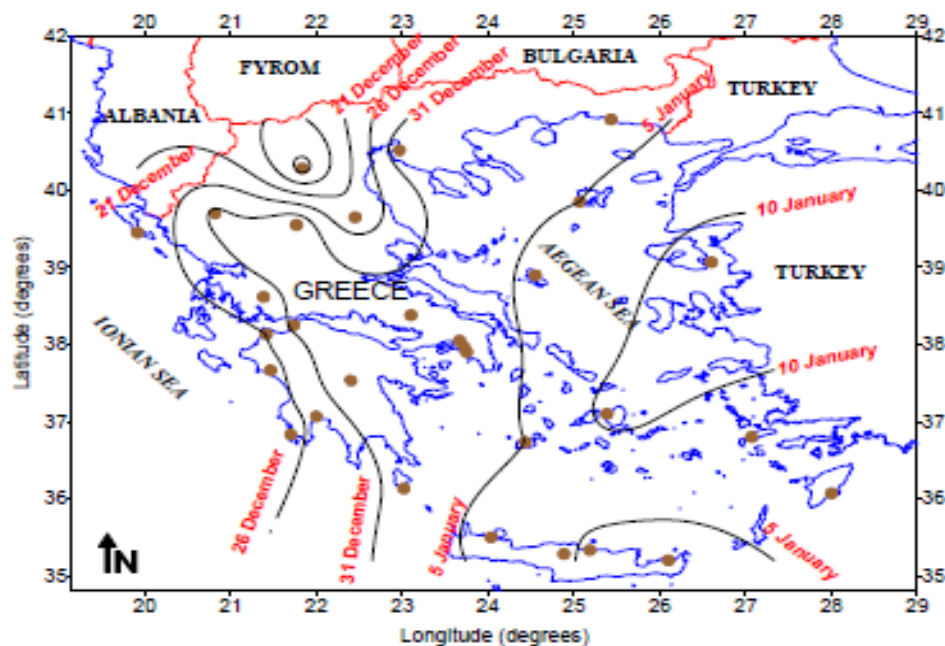
ξηρών χρονικά διαστημάτων κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Φασματική ανάλυση των δεδομένων IMPAE (Αθηνών) έδειξε ότι υπάρχουν μόνο δύο, πολύ σύντομες, κύκλοι του 3,6 και 2,1 έτη, τα οποία ικανοποιούν αποδεκτή στατιστικά σημαντικά επίπεδα. Ο συνολικός αριθμός των ξηρές ημέρες το χειμώνα 1989 - 1990 ήταν η μεγαλύτερη που σημειώθηκε κατά τα προηγούμενα 40 χρόνια. Αυτή η ξηρασία σε συνδυασμό με τις χαμηλές βροχοπτώσεις που παρατηρήθηκαν στην Ελλάδα, είχε ως αποτέλεσμα την ασυνήθιστα μεγάλη ξηρασία που έπληξε σημαντικά πολλές μεγάλες πόλεις σε όλη την Ελλάδα.



ΣΧΗΜΑ 11 Κατανομή των διαδοχικών ξηρών ημερών ($P < 1\text{mm}$), για το χειμώνα (Οκτώβριο-Μάρτιο) και για την περίοδο 1948-1949 στην 1988-1989 στην Αθήνα (IMPAE), (ΠΗΓΗ: Tselepidaki, I et al., 1990)

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, είναι σαφές ότι μια γενική πτωτική τάση είναι εμφανής στις ετήσιες και εποχιακές σειρές βροχοπτώσεων. Ωστόσο, στατιστικά σημαντικές περιπτώσεις είναι εμφανή μόνο το χειμώνα που καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τις αντίστοιχες σημαντικές πτωτικές τάσεις που βρέθηκαν στο πλαίσιο της ετήσιας σειράς σε πολλές περιοχές της Ελλάδας.

Αυτό ήταν αναμενόμενο αφού η μέγιστη βροχόπτωση στην Ελλάδα παρατηρείται το χειμώνα ενώ το καλοκαίρι παρατηρείται ξηρό κλίμα . Εξαίρεση αποτελεί η σημαντική πτώση τάσεων στη βόρεια και κεντρική Ελλάδα που αποδόθηκε στη μείωση των χρονοσειρών των βροχοπτώσεων κατά την άνοιξη και το φθινόπωρο.



ΣΧΗΜΑ 12 Χωρική κατανομή κατά την περίοδο των μέγιστων βροχοπτώσεων για την 1^η αρμονική (πάνω γράφημα) και 2^η αρμονική (κάτω γράφημα), (ΠΗΓΗ: P. T. Nastos and C. S. Zerefos 2010)

Γενικά η ενδο-ετήσια διακύμανση και η χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων στη βορειοδυτική Ελλάδα εξαρτάται, εκτός από τη γενική κυκλοφορία, από το συγκρότημα της ορεινής τοπογραφίας και τη διπλή επιρροή της Μεσογείου.

Η πρώτη, Fourier ανάλυση αποκάλυψε την ύπαρξη των δύο αρμονικών ορίων: το πρώτο είναι ισχυρό και παρουσιάζει μέγιστο το Δεκέμβριο-Ιανουάριο και τουλάχιστον τον Ιούνιο-Ιούλιο, ενώ το δεύτερο είναι ασθενές και παρουσιάζει μέγιστες τιμές τον Μάιο και τον Νοέμβριο και ελάχιστα τον Αύγουστο του και τον Φεβρουάριο.

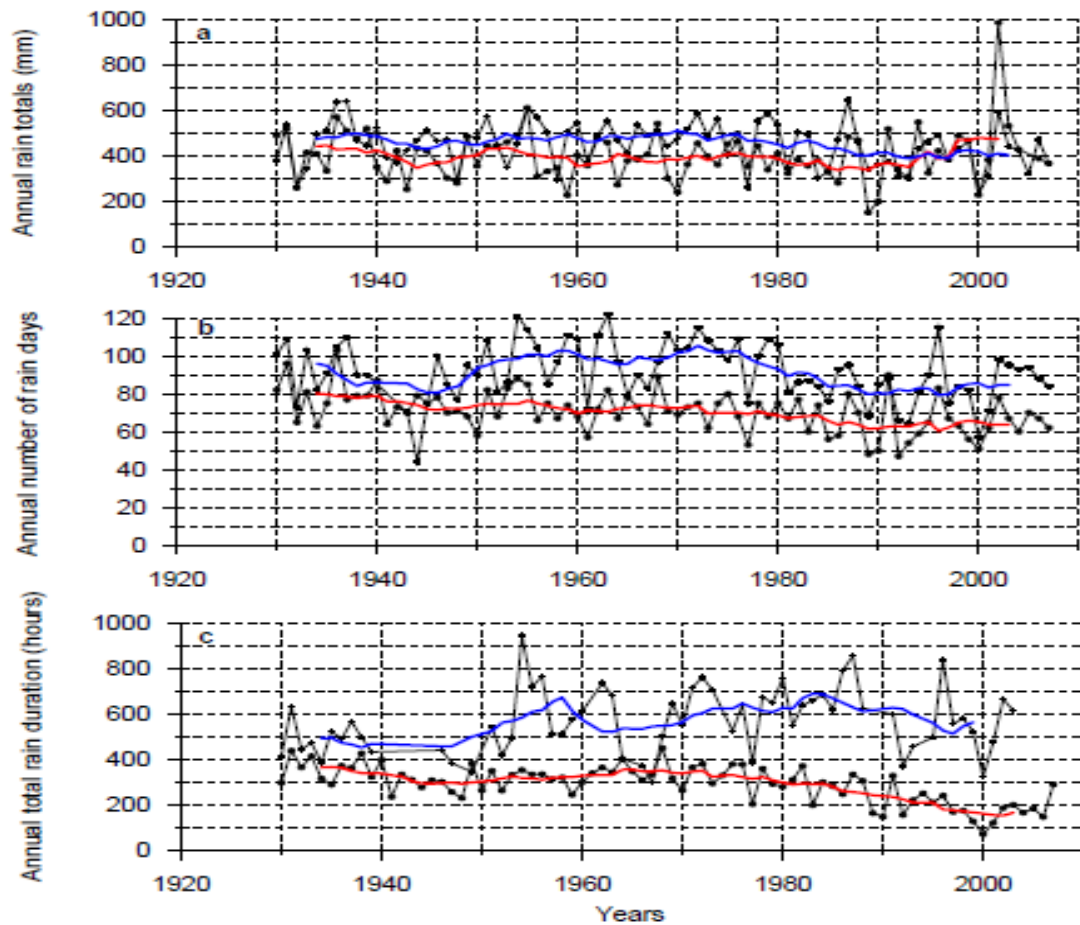
Η πρώτη αρμονική οφείλεται στη φυσιολογική δραστηριότητα της αποσυμπίεσης, μαζί με την επιρροή της θάλασσας και την επίδραση της οροσειράς.

Η δεύτερη μέγιστη αρμονική αποδίδεται σε ατμοσφαιρική αστάθεια που συνδέονται με την ανώτερη trough και τις τοπικές αύρες, με το πρώτο μέγιστο, στα τέλη της άνοιξης, το οποίο οφείλεται στην ταχεία αύξηση της θερμοκρασίας σε χαμηλό επίπεδο και η δεύτερη, στα τέλη του φθινοπώρου, σε ανώτερο επίπεδο trough.

Με την εφαρμογή της παραγοντικής ανάλυσης, 12 ημερολογιακών μηνών που έχουν ταξινομηθεί σε δύο ομάδες («ψυχρή περίοδος» και «θερμή περίοδος») με διακριτική χωροταξική κατανομή των βροχοπτώσεων.

Τέλος, η Ήπειρος ήταν χωρισμένη σε τέσσερις υποπεριφέρειες, που ορίζεται από το συνδυασμό των αποτελεσμάτων, των παραγόντων, και κάθε μία από αυτές υποπεριφέρειες χαρακτηρίζεται από ένα συγκεκριμένο καθεστώς βροχοπτώσεων.

Πιο συγκεκριμένα, όσον αφορά τα στοιχεία αλλά και τις πληροφορίες που μπορούν να συλλεχθούν, να παρουσιαστούν και να ερμηνευτούν επιλέγοντας ως πηγές δεδομένων το Ε.Α.Α και το Α.Π.Θ είναι τα εξής :



ΣΧΗΜΑ 13 Χρονοσειρές των ετήσιων συνόλων βροχής (α), ο ετήσιος αριθμός ημερών βροχής (β) και το σύνολο της ετήσιας διάρκεια βροχής για την ΕΑΑ (• κύκλος) και το ΑΠΘ (+ σταυρό). Κόκκινο (ΕΑΑ) και μπλε (ΑΠΘ) καμπύλες αντιπροσωπεύουν το Gaussian 9 τοποθέτηση φίλτρου. (C. M. Philandras et al 2010)

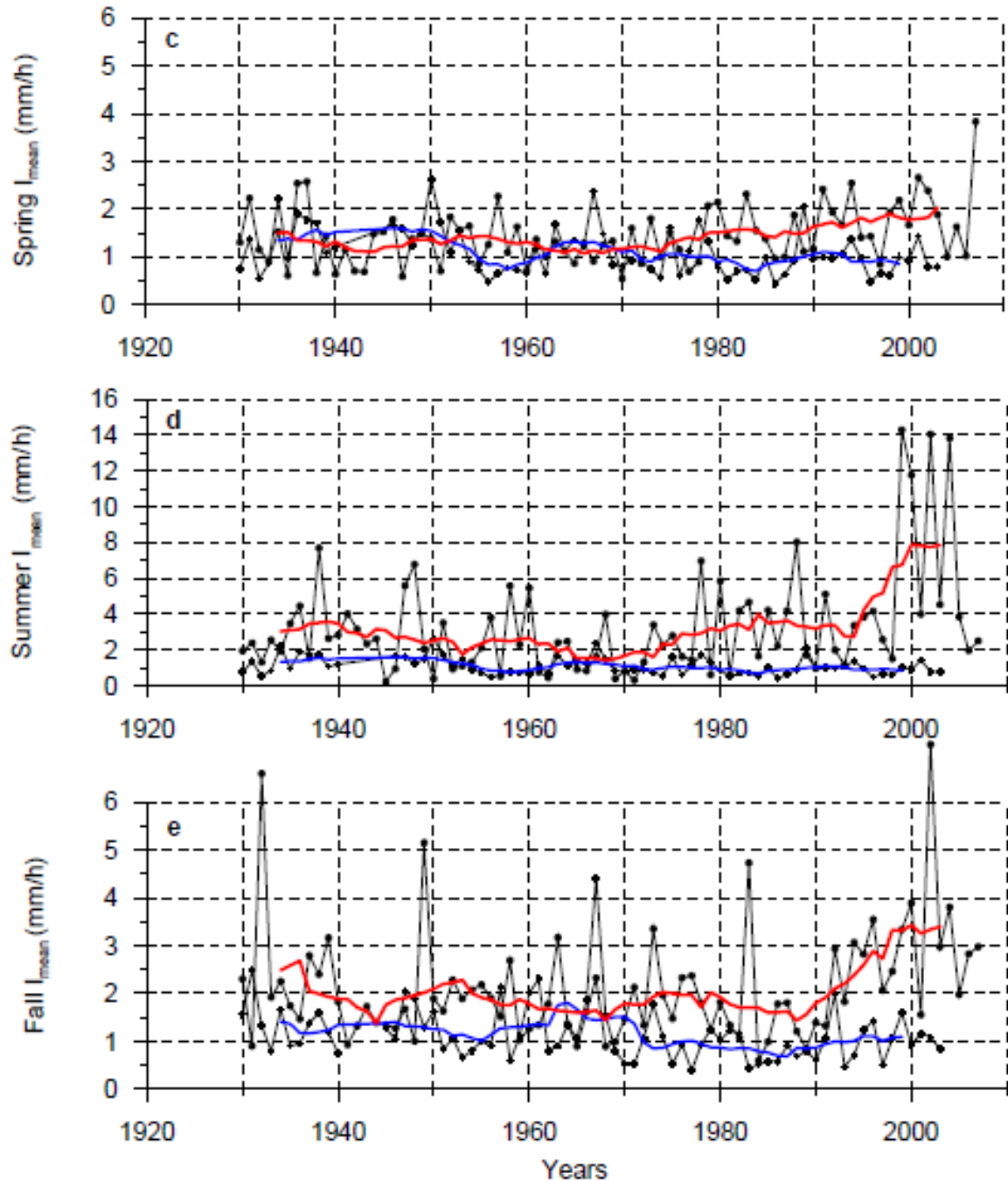
Το σχήμα 13α απεικονίζει τη χρονοσειρά των ετήσιων συνόλων βροχής στην ΕΑΑ και ΑΠΘ για την περίοδο 1930-2007. Τα ετήσια συνολικά ποσά βροχής στη ΕΑΑ συσχετίζονται με τις αντίστοιχες τιμές στο ΑΠΘ. Από την αρχή της εξεταζόμενης περιόδου και μέχρι περίπου τα μέσα της δεκαετίας του 1970 οι δύο χρονοσειρές σήμερα εμφανίζουν σχεδόν παράλληλη πορεία χωρίς να υπάρχει σαφής τάση αλλαγής, αν και από έτος σε έτος φαίνεται να υπάρχει υψηλή διακύμανση. Η μέση ετήσια βροχόπτωση φτάνει περίπου τα 400 χιλιοστά σε ΕΑΑ και 500 χιλιοστών στο ΑΠΘ.

Όσον αφορά την ΕΑΑ, αυτό το πρότυπο συνεχίζεται μέχρι το 1990 και στη συνέχεια μια αυξανόμενη τάση είναι εμφανής με μέγιστο το 2002. Όπου παρατηρούνται ακραία σύνολα της ετήσιας βροχής (987,3 χιλιοστά) τα οποία είναι μεγαλύτερα από το διπλάσιο (400), όπως οι κλιματολογικές μέσες τιμές (402,5 χιλιοστά) για την εξέταση ολόκληρης της περιόδου. Αντίθετα, όσον αφορά το ΑΠΘ, η μείωση αυτή συνεχίζεται μέχρι σήμερα και συγκεκριμένα η ετήσια συνολική βροχή που καταγράφεται στο ΕΑΑ είναι υψηλότερη από την αντίστοιχη στο ΑΠΘ στο πλαίσιο της τελευταίας δεκαετίας.

Ο ετήσιος αριθμός ημερών βροχής στο ΕΑΑ και στο ΑΠΘ παρουσιάζεται στο σχήμα 13β, όπου συσχετίζονται καλά. Μια μέρα βροχής ορίζεται ως η μέρα με ένα 24ωρο σύνολο βροχής μεγαλύτερο από 0,1 mm. Από τη μία πλευρά, οι χρονοσειρές τις ΕΑΑ παρουσιάζουν συνεχή πτωτική τάση, μαζί με κάποια μεταβλητότητα μέχρι σήμερα.

Από την άλλη πλευρά, όσον αφορά το ΑΠΘ οι χρονολογικές σειρές, εμφανίζονται με μια σημαντική αυξητική τάση από τα μέσα 1940 μέχρι τις αρχές της δεκαετίας του 1950, ενώ στη συνέχεια η ετήσια βροχής μερών παραμένει σε υψηλά επίπεδα μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του 1970 και εν συνεχεία είναι εμφανής μια σημαντική πτωτική τάση μέχρι το τέλος από 1980 είναι. Αργότερα, οι δύο χρονοσειρές εμφανίζονται να ακολουθούν παράλληλες πορείες. Ο αριθμός των ημερών βροχής είναι καλά συσχετοζόμενος με τη συνολική βροχή (για το ΑΠΘ) και με τη συνολική διάρκεια βροχής (για το ΑΠΘ).

Σχήμα 13γ δείχνει τη χρονοσειρά της συνολικής ετήσιας διάρκειας βροχής (ώρες) και στις δύο εξεταζόμενες τοποθεσίες (καμία συσχέτιση δε βρέθηκε). Οι εν λόγω χρονοσειρές ακολουθούν παρόμοια πορεία με αυτά που εμφανίζονται στην Σχήμα. 13β. Σε αυτό το σημείο αξίζει να αναφέρουμε ότι όλες οι χρονολογικές σειρές από τις παραμέτρους που απεικονίζονται στο Σχήμα. 13α-γ, κατά τη διάρκεια 1970-1990 δείχνουν οι τάσεις μια μείωση, το οποίο είναι πιθανόν λόγω των υψηλά θετικών στοιχείων της βορειοατλαντικής διακύμανσης που παρατηρήθηκε κατά την περίοδο αυτή (Μπαρτζώκας et al., 2003).

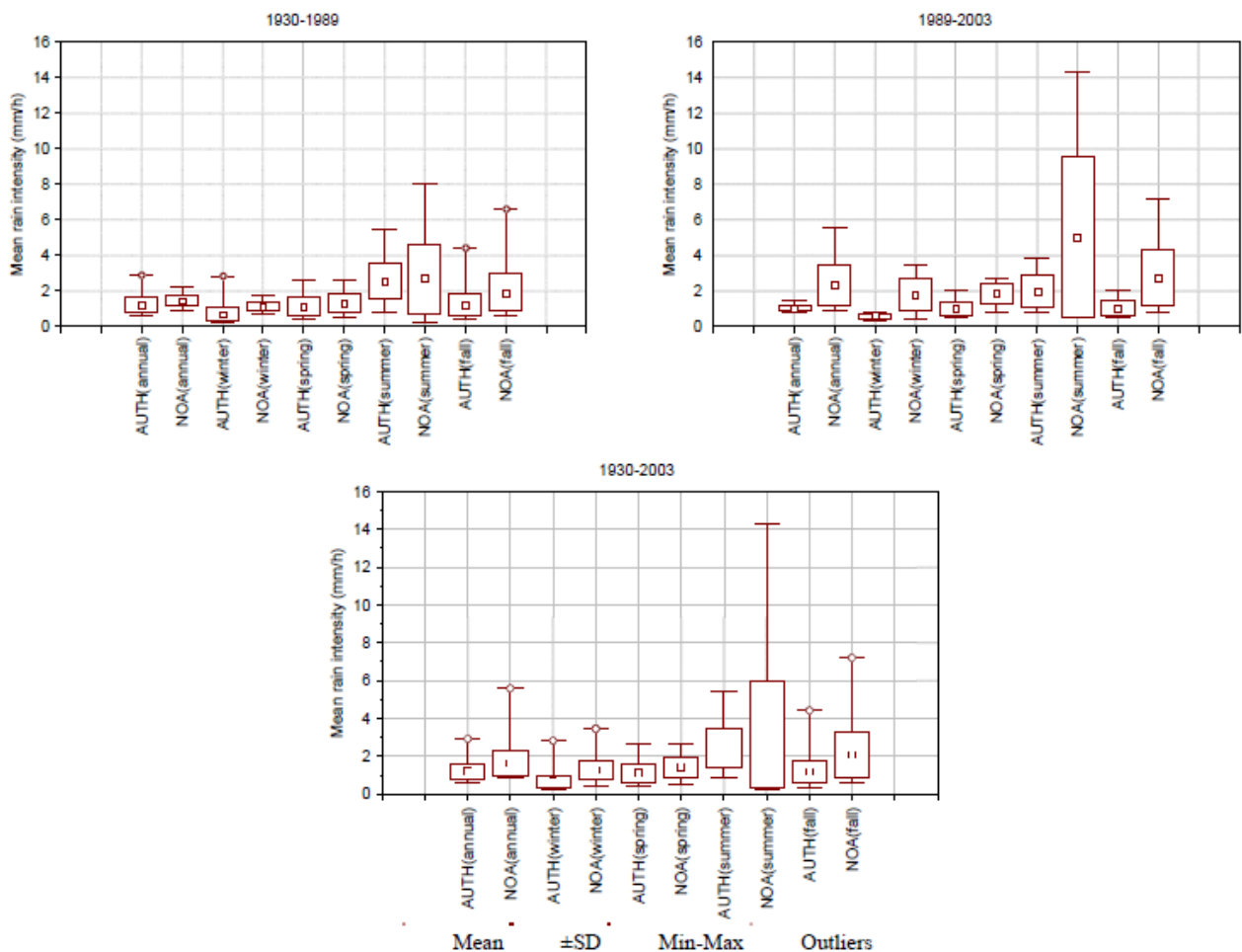


ΣΧΗΜΑ 14 Χρονοσειρές των ετήσιων και των εποχιακών μέσων εντάσεων βροχής για την ΕΑΑ (* κύκλος) και ΑΠΘ (+ σταυρό). Κόκκινο (ΕΑΑ) και μπλε (ΑΠΘ) καμπύλες αντιπροσωπεύουν το Gaussian 9 τοποθέτηση φίλτρου. (C. M. Philandras et al 2010)

Η ετήσια μέση ένταση βροχής (I_{mean}) στις χρονολογικές σειρές στη ΕΑΑ και ΑΠΘ απεικονίζονται στο σχήμα. 14α. Οι εν λόγω χρονοσειρές ακολουθούν

σχεδόν παράλληλη πορεία μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του 1970 με μέσο όρο περίπου 1,5 mm / h.

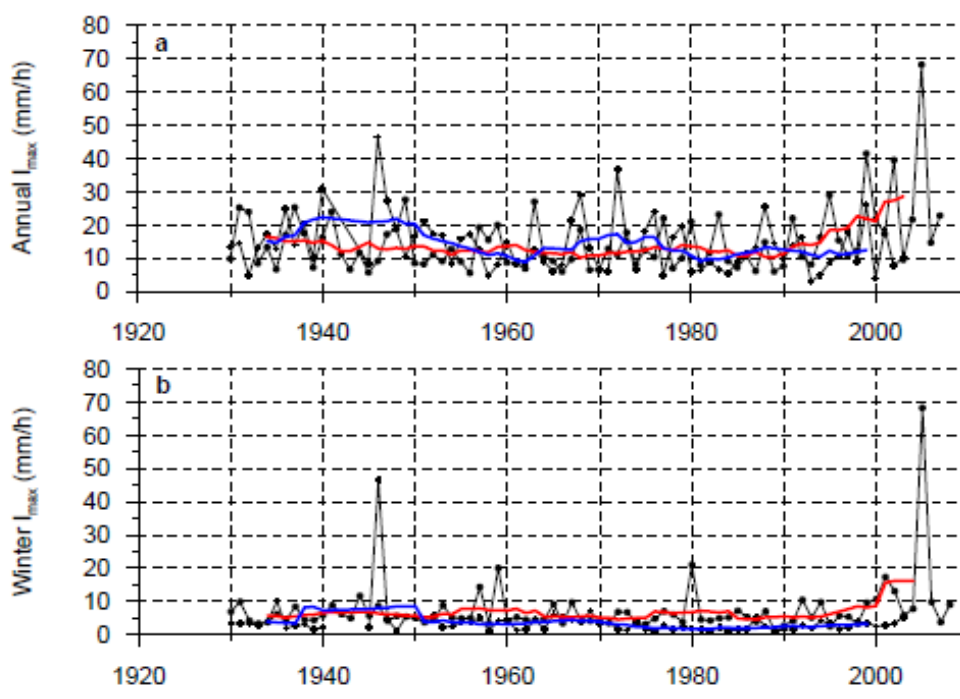
Στη συνέχεια, η I_{mean} στη ΕΑΑ παρουσιάζει μια σημαντική αυξητική τάση, φθάνοντας το πολύ στις αρχές του 2000, η οποία είναι δύο φορές απο την προηγούμενη μέση τιμή. Αντίθετα η ετήσια σειρά I_{mean} στο ΑΠΘ δεν δείχνει ότι υπάρχει τάση αλλαγής. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα και την άνοιξη (Σχ. 15β, γ) οι χρονοσειρές I_{mean} ακολουθούν παρόμοια πορεία με αυτή της ετήσιας χρονοσειράς, ενώ στη ΕΑΑ το καλοκαίρι και το φθινόπωρο (Σχ. 15δ-ε) εμφανίζουν αυξανόμενη σημαντική τάση από τα μέσα της δεκαετίας του 1970 μέχρι και σήμερα είναι πιο έντονη.



ΣΧΗΜΑ 15 Ιστογράμματα και ευθείες για τις ετήσιες και εποχιακές εντάσεις βροχής I εντός των επιμέρους περιόδους: 1930-1989, 1989-2003 και 1930-2003 για ΕΑΑ και ΑΠΘ. (C. M. Philandras et al 2010)

Τα στατιστικά περιγραφικά χαρακτηριστικά των ετήσιων και των εποχιακών I_{mean} χρησιμοποιώντας ιστόγραμμα και ευθείες-σημεία παρουσιάζονται στο σχήμα. 15. Είναι σαφές ότι η διακύμανση της έντασης της βροχής είναι υψηλότερη το καλοκαίρι και το φθινόπωρο από την άνοιξη και το χειμώνα είναι ενδεικτική και τέλος σχετικά υψηλότερη δραστηριότητα καταιγίδας κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου.

Dikaiakos και Karariperis (1980) μελετώντας την ένταση της βροχής (mm / h) στο ΕΑΑ για την περίοδο 1930 - 1977 διαπιστώθηκε ότι κατά την ψυχρή περίοδο του έτους (Οκτώβριος-Μάρτιος) η ένταση της βροχής κυμαίνεται μεταξύ 1 και 2 mm / h, ενώ κατά τη θερμή περίοδο (Μάιος-Σεπτέμβριος) μεταξύ 2 και 3,3 mm / h. Εκτός αυτού, Tolika et al. (2004) έδειξε ότι τα 24ωρα Σύνολα βροχής για την περίοδο 1958-2000 δείχνουν γενικά αρνητικές τάσεις σε όλη την Ελλάδα, με μια εξαίρεση στους σταθμούς της κεντρικής και νότια Ελλάδα, ειδικά το καλοκαίρι.



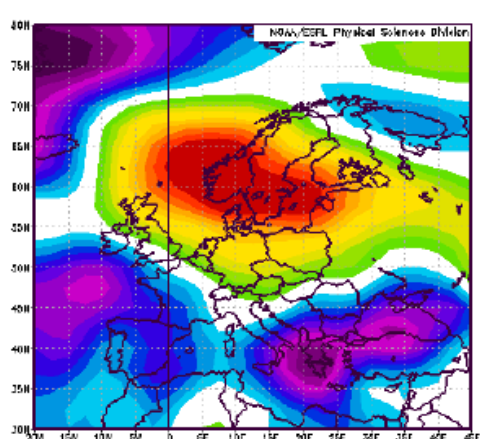
ΣΧΗΜΑ 16 Χρονοσειρές των ετήσιων και εποχιακών μέγιστων εντάσεων βροχόπτωσης I_{max} για Ε.Α.Α (• κύκλος) και Α.Π.Θ (+ σταυρός). ερυθρό (Ε.Α.Α) και γαλάζιο (Α.Π.Θ.) <<Gaussian 9 φίλτρα>> (C. M. Philandras et al 2010)

Όσον αφορά την ανώτατη ένταση της βροχής ($I_{\max}$), εκφράζει την ανησυχία της, η ετήσια σειρά φορές (ΣΧΗΜΑ. 16α) από ακραίες εντάσεις, υπερβαίνει τα 20 mm / h στη ΕΑΑ, ενώ αντίθετα στο ΑΠΘ, εμφανίζονται πολύ λιγότερο ακραίες περιπτώσεις, σχετικά με την ίδια περίοδο, 1930-2007.

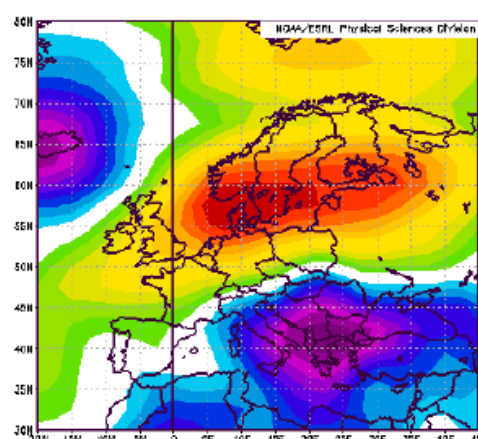
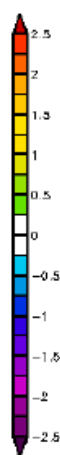
Η εποχιακή χρονοσειρά $I_{\max}$ (ΣΧΗΜΑ 16β) εμφανίζει σχετικά πρότυπα. Σε αυτό το σημείο, πρέπει να σημειωθεί ότι, κατά την πρόσφατη περίοδο (1990-2004) οι τιμές $I_{\max}$ που υπερβαίνουν τα 30 mm / h εμφανίζονται μόνο μέσα στην ξηρή περίοδο του έτους.

Κατά τη διάρκεια της διαδικασίας, προκειμένου να εξηγηθούν πιθανότατα οι παρατηρούμενες διαφορές της έντασης της βροχής στη ΕΑΑ και ΑΠΘ, τα πρότυπα των καθημερινών σύνθετων υλικών από τις ανωμαλίες (μέσος όρος των περιπτώσεων μείον το συνολικό μέσο όρο την περίοδο 1968-1996) από την πίεση της στάθμης της θάλασσας (επάνω πάνελ), Γεωδυναμικό ύψος στα 850 hPa (ενδιάμεσα πάνελ) και στα 500 hPa (κάτω πάνελ) από το NCEP / NCAR Reanalysis δεδομένα (Σχήμα. 17) εξετάστηκαν.

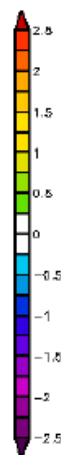
Η καθημερινή σύνθετη ανησυχία για μέρες με μεγάλη ένταση βροχής, μεγαλύτερη από το ανώτερο πρώτο εκατοστημορίου (99%), η οποία για την ΕΑΑ αντιπροσωπεύει το 12,8 mm / h (42 περιπτώσεις) και για το ΑΠΘ το 10,1 mm / h (48 περιπτώσεις). Με αυτόν τον τρόπο, η ημέρες κατά τις οποίες η ένταση βροχής υπερέβη τα προαναφερθέντα όρια, αποτυπώθηκαν καθώς και των ανωμαλιών.

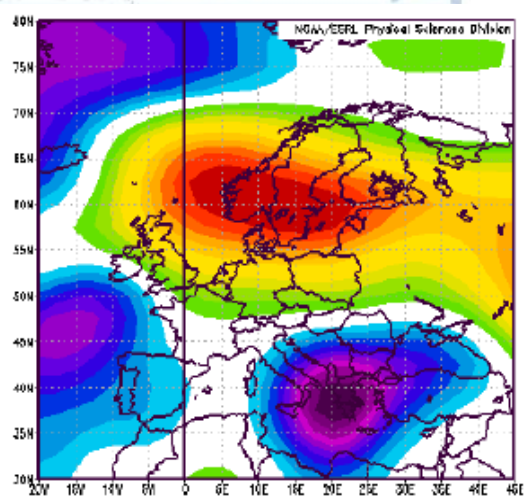


NOA Daily Composites SLP

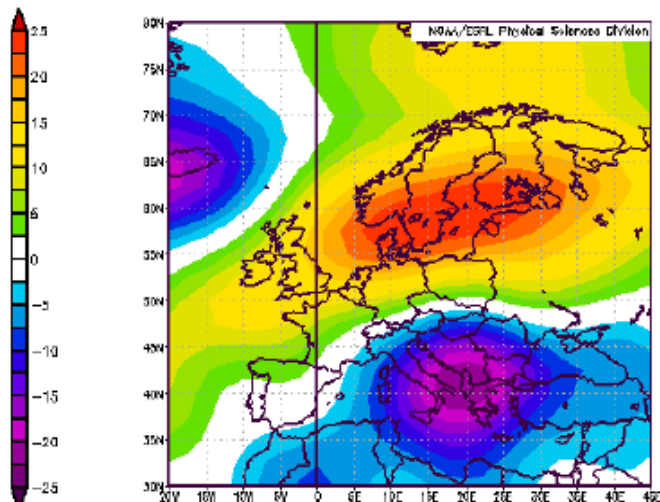


AUTH Daily Composites SLP

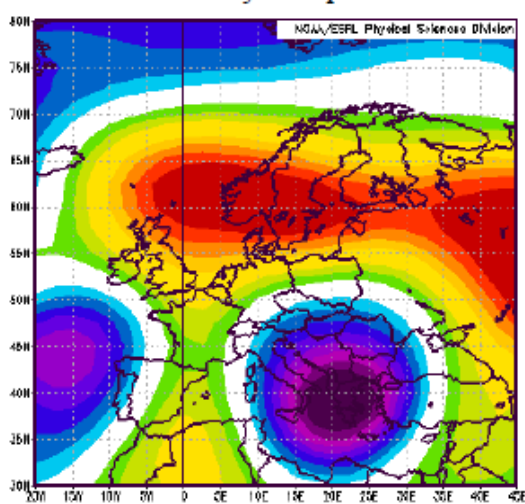




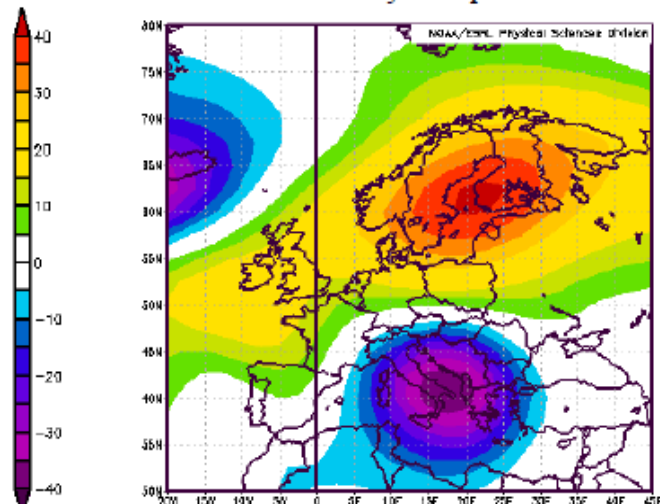
NOA Daily Composites 850hPa



AUTH Daily Composites 850hPa



NOA Daily Composites 500hPa



AUTH Daily Composites 500hPa

ΣΧΗΜΑ 17 Καθημερινή σύνθεση των ανωμαλιών (1968-1996) πάνω από το επίπεδο της θαλάσσιας πίεσης, γεωδυναμικό ύψος στα 850 hPa και στα 500 hPa από την NCEP/NCAR Reanalysis. Η καθημερινή σύνθεση αναφέρεται σε εξαιρετικές εντάσεις βροχόπτωσης μεγαλύτερες από 1° εκατομμυριοστό κατά την διάρκεια της θερμής περιόδου του χρόνου (29 ημέρες για την Αθήνα και 47 για την Θεσσαλονίκη), (ΠΗΓΗ: C. M. Philandras et al 2010)

Σχεδόν όλες οι περιπτώσεις για το ΑΠΘ (47 περιπτώσεις) να εμφανιστούν κατά τη θερμή περίοδο του έτους και για λόγους σύγκρισης των χαρτών ΕΑΑ για τη θερμή περίοδο περιπτώσεις (29 περιπτώσεις), υπολογίστηκαν.

Οι σύνθετοι χάρτες δείχνουν ότι οι ακραίες εντάσεις βροχής εμφανίζονται όταν το πρότυπο της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας ,αναγνωρίζεται από αρνητικές ανωμαλίες από την επιφάνεια μέχρι τη μέση τροπόσφαιρα στο κέντρο πάνω από την Ελλάδα, όπως ήταν αναμενόμενο.

Στην περίπτωση του ΑΠΘ οι θετικές ανωμαλίες που βρίσκονται βορειότερα, με κέντρο πάνω από τις σκανδιναβικές χώρες, επεκτείνονται προς το Βορειοανατολικό Ατλαντικό, αναφέροντας ψυχρή οριζόντια μεταφορά προς την Ανατολική Μεσόγειο, ενώ το χαμηλό της Ισλανδίας είναι πολύ βαθύτερα. Στην περίπτωση της ΕΑΑ ακραίες εντάσεις βροχής, με θετικές ανωμαλίες, επίσης, που βρίσκονται στα βόρεια, με το κέντρο κατά τη διάρκεια των σκανδιναβικών χωρών, αναφέροντας ψυχρή οριζόντια μεταφορά προς την Ανατολική Μεσόγειο, αλλά και τις Αζόρες η υποτροπικά υψηλή αποδυναμώνεται και η Ισλανδική χαμηλή εμφανίζεται στα βορειοδυτικά (μεταφορά) .

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

1. Παρατηρούνται τρία κύρια κέντρα δράσης : το 1^ο βρίσκεται στη περιοχή της Ιταλίας και του κόλπου της Γένοβας ,επηρεάζοντας την δυτική και βόρεια Ελλάδα και το ανατολικό Αιγαίο ως την βροχόπτωση , το 2^ο στην περιοχή της θαλάσσιας Κρήτης σε συνδυασμό με την αποσυμπίεση στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς Άτλας ,επηρεάζοντας το νότιο Αιγαίο και Κρήτη και το 3^ο τοποθετείται στην Τυνησία το οποίο κατά καιρούς συνδέεται με ένα ασθενές αρνητικό κέντρο στροβιλότητας ,επηρεάζοντας τις προσήνεμες περιοχές της ανατολικής χώρας.
2. Η ενδο-ετήσια διακύμανση και η χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων στη βορειοδυτική Ελλάδα εξαρτάται, εκτός από τη γενική κυκλοφορία, με το συγκρότημα ορεινής μορφολογίας του εδάφους και τη διπλή επιρροή της Μεσογείου.
3. Η μεταβλητότητα κατά την Εαρινή περίοδο είναι μικρότερη σε σχέση με το φθινόπωρο ,με κύριο χαρακτηριστικό οι βροχοπτώσεις αν και σε μικρότερα ύψη να είναι σταθερότερες την Άνοιξη . Τα παραπάνω μπορούν να ερμηνευθούν αν λάβουμε υπόψη τις κύριες τροχιές των κυκλωνικών κινήσεων στην Μεσόγειο και Νότιο Ευρώπη.
4. Ο σχεδιασμός αντιπλημμυρικών έργων στη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, έχει οδηγήσει κατά καιρούς τους μελετητές σε κατάρτιση μιας ποικιλομορφίας όμβριων καμπυλών για την ίδια γεωγραφική περιοχή.
5. Παρατηρούνται τρεις ομάδες βροχόπτωσης :οι ασθενείς ,οι οποίες καλύπτουν το 50% του συνολικού ετήσιου βροχομετρικού ύψους , με το μέγιστο να σημειώνεται τον Ιανουάριο και το ελάχιστο τον Ιούλιο , μέτριες βροχοπτώσεις καλύπτοντας το 30% περίπου του συνολικού ετήσιου ύψους και τις ισχυρές βροχοπτώσεις ,οι οποίες παρουσιάζουν τα μεγαλύτερα ποσά

το εξάμηνο Μαΐου – Οκτωβρίου με τα μέγιστα τους μήνες Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο, περίπου το 40%.

6. Οι υφειακοί τύποι εμφανίζουν τη μεγαλύτερη συχνότητα τους μήνες Δεκέμβριο μέχρι και Μάρτιο. Πιο συγκεκριμένα το μήνα Απρίλιο το μέγιστο της συχνότητας εμφάνισης κατέχει ο υφειακός τύπος SW1(ΝΔ με δυτική τροχιά) όπως και τον Οκτώβριο και Νοέμβριο ενώ το μήνα Σεπτέμβριο επικρατεί ο τύπος NW2 (ΒΔ με ανατολική τροχιά). Τους καλοκαιρινούς μήνες επικρατέστερος βροχερός τύπος κυκλοφορίας είναι ο Dor (Τύποι κυκλοφορίας της ψυχρής λίμνης).

7. Η καθολική ξηρασία για τον Ελληνικό χώρο οφείλεται στην επικράτηση εκείνων των τύπων κυκλοφορίας που προκαλούν ευστάθεια στην ατμόσφαιρα (Αντικυκλωνικοί τύποι και τύπος MB: τύποι κυκλοφορίας με ασθενή ή μηδενική βαροβαθμίδα).

8. Παρατηρείται ότι, οι μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις της Θεσσαλονίκης διαμορφώνονται σε υψηλότερα επίπεδα από της Αθήνας ενώ οι μέσες βροχοπτώσεις χειμερινών μηνών υπολείπονται της Αθήνας.

9. Τα ετήσια ύψη υετού γενικά εμφανίζουν πτωτική τάση, η οποία οφείλεται κυρίως στην πτωτική τάση των υψών υετού της ψυχρής περιόδου (Οκτώβριος-Μάρτιος).

10. Οι δυτικοί σταθμοί της Κρήτης (Χανιά, Ρέθυμνο) και η Ρόδος εμφανίζουν τον μεγαλύτερο αριθμό συνεχών ημερών βροχόπτωσης σε αντίθεση με τις Δυτικές Κυκλάδες (Σαντορίνη, Νάξο) και την Ανατολική Κρήτη όπου εμφανίζεται ο μικρότερος αριθμός.

11. Η μεγάλη σημασία των όμβριων καμπυλών στη διαστασιολόγηση και διαχείριση των υδραυλικών έργων απαιτεί τη τυποποίηση της επεξεργασίας των πρωτογενών μετρήσεων αλλά και του μεθοδολογικού πλαισίου κατάρτισής τους.

12. Το μεθοδολογικό πλαίσιο που προτείνεται για την κατάρτιση των όμβριων καμπυλών βασίζεται σε συμπεράσματα πρόσφατων ερευνών. Σύμφωνα με αυτό θα πρέπει να εγκαταλειφθεί η χρήση της κατανομής Gumbel, η οποία μπορεί να αντικατασταθεί από την κατανομή ακραίων τιμών τύπου II.

13. Για την κατάρτιση των ομβρίων καμπυλών στον ελληνικό χώρο θα πρέπει να αξιοποιούνται πρόσθετες πληροφορίες όπως: (α) οι ομοιότητες των στατιστικών κατανομών των ακραίων βροχοπτώσεων που έχουν διαπιστωθεί σε άλλες περιοχές και (β) τα μακρύτερα και πιο αξιόπιστα δείγματα ημερήσιων μέγιστων βροχοπτώσεων από βροχόμετρα.

- Θεοχαράτος Γ.Α., Τσελεπιδάκη Η.Γ.(1978), “Η κατανομή των ημερών υετού στο Αιγαίο”, Δελτίο Ε.ΜΤ.Ε., τόμος 3, τεύχος 1,1978.
- Θεοχαράτος Γ.Α., Τσελεπιδάκη Η.Γ.(1981), Εκτίμηση των μέγιστων ημερήσιων βροχοπτώσεων στη Β.Ελλάδα, Δελτίο Ε.ΜΤ.Ε, τόμος 6, 20-30,Αθήνα ,1981.
- Καραπιπέρης Λ.Ν., Θεοχαράτος Γ.Α., Τσελεπιδάκη Η.Γ. (1980), “Ισχυρές βροχοπτώσεις στις περιοχές Θεσσαλίας και Δ.Μακεδονίας”, Πανελλήνιο Συνέδριο Υδρολογίας. 1980.
- Ν. Σακελλαρίου Β. Ζουμπουλίδου, Η. Τσελεπιδάκη, Δ. Ασημακόπουλος ,1992: Μεταβλητότητα βροχοπτώσεων σε παράκτιους σταθμούς της Ελλάδας. Πρακτικά 1^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας – Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη 1992,147-153
- Ντάφης Σ. Ε. Παπαστεργιάδου, Κ. Γεωργίου, Α. Μπαμπαλώνας, Θ. Γεωργιάδης, Μ. Παπαγεωργίου, Θ. λαζαρίδου και Β. Τσιαούση. 1997. Οδηγία 92/43/ΕΟΚ. Το έργο των Οικοτόπων στην Ελλάδα: Δίκτυο ΦΥΣΗ 2000. Συμβόλαιο αριθμός Β4-3200/84/756. Γεν. Α/νση ΧΙ ΕΕ, Μουσείο Γουλανδρή Φυσικής Ιστορίας - ΕΚΒΥ. 932
- Σαχσαμάνογλου, Χ. Σ., Τ. Ι. Μακρογιάννης, Ζ. Β. Ρωσσίδης,1992: Χαρακτηριστικά των βροχοπτώσεων στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Πρακτικά 1ου Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας , Θεσσαλονίκη 1992, 147-153
- Φωτιάδης Α, Κ., Μεταξάς Δ. Α., Μπαρτζώκας Α., 1992: Στατιστική μελέτη του καθεστώ της βροχόπτωσης στην Βορειοδυτική



Ελλάδα. Πρακτικά 2^{ου} Πανελλήνιου Συνεδρίου Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας , Θεσσαλονίκη 1992, 52-61.

- Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y. 1990a. Climatology analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus A* 42:65-77.
- Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y. 1990b. Inter –monthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. *Journal of Climate* 3:1474-1478.
- Amanatidis, G. T., Repapis, C. C., and Paliatsos, A. G.: Precipitation trends and periodicities in Greece, *Fresen Environ. Bull.*, 6, 314–319, 1997.
- Arley R.,Grisollet H.,Guilmet B. (1973), “Climatologie Methodes et pratiques”,179,136-138,1973.
- Balafoutis Ch. 1991. Principal component analysis of Albania rainfall. *Journal of Meteorology* 16(157):90-96.
- Bardossy, A., Duckstein, L., and Bogárdi, I.: Fuzzy rule-based classification of atmospheric circulation patterns, *Int. J. Climatol.*, 15, 1087–1097, 1995.
- Bardossy, A., Stehlik, J., Caspary, H. J.: Automated optimized fuzzy rule based circulation pattern classification for precipitation and temperature downscaling, *Clim. Res.*, 22, 11–22, 2002.
- Barry RG, Perry AH (1973) Synoptic climatological methods and applications. Methuen & Co Ltd., London
- Bartzokas, A., Lolis, C. J., and Metaxas, D. A.: A study of the intra-annual variation and the spatial distribution of precipitation



amount and duration over Greece on a 10 day basis, *Int. J. Climatol.*, 23, 207–222, 2003.

- Bloutsos A., Pennas P. (1986), “A study of the Daily and Hourly Change of Sunshine Duration Values on Crete Island”, *Theoretical and Applied Climatology*, vol .37,1986.
- C. M. Philandras et al.: Study of the rain intensity in Athens and Thessaloniki, Greece ,*Adv. Geosci.*, 23, 37–45, 2010
- David Atlas, *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*, published by American Meteorological Society, Boston, 1990, 806 pages
- Edwards DC, McKee TB (1997) Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Climatology Rep* 97-2. Colorado State University Dept. of Atmospheric Science Fort Collins Colorado,155 pp
- Eggemberger F., Polya G. (1923), “Yber die Statistik Verketeter”,*vorgage* 2, 1923.
- Essenwanger, O., 1986: *General Climatology 1B*,Elsevier,103-142
- Flocas, A. A., Bloutsos, A., and Giles,B.D., 1990: Trends and periodicities of rainfall over Greece . In *Brasdil R.(ed.),Historical and the Instrumental Periods* ,Massarsyk University Brno, 298-305.
- Fotiadi AK, Metaxas DA, Bartzokas A. 1999 A statistical study or precipitation in NW Greece . *International Journal of Climatology* 19:1221-1232
- Freeman JA, Skapura DM. 1991. *Neural Networks. Algorithms, Applications and Programming Techniques*. Addison-Wesley Publishing Company: Menlo Park, California, USA; 393.

- **Geerts B (2002) The standardized precipitation index. Western Regional Climate Center, pp 1–2**
- **Gumbel E.J. (1954), “Statistical Theory of Extreme Values and some Practical Applications”, App.Maths, Sez 33,Nat.Bur.Standards, 1954.**
- **HayesMJ, SvobodaMD,Wilhite DA, Varnyarkho OV (1999) Monitoring the 1996 drought using the Standardized Precipitation Index. Bull Amer Meteor Soc 80(3): 429–438**
- **Hewitson BC, Crane RG. 1996. Climate downscaling: techniques and application. Climate Research 7: 85–95.**
- **Jenkins MG, Watts D (1980) Spectral analysis and its applications. Holden-Day, London, pp 16–23**
- **Jolliffe, I. T.: Principal Component Analysis. Springer-Verlag, New York, 1986.**
- **Katsoulis, B. D., Kambezidis, H. D., 1989: Analysis of the long-term precipitation series at Athens Greece. Climatic Change, 14, 263-290.**
- **Komuscu AU (1999) Using the SPI to analyze spatial and temporal patterns of drought in Turkey. Drought Network News 11(1): 7–13**
- **Koutsoyiannis, D. (2004a) Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall, 1, Theoretical investigation, Hydrological Sciences Journal, 49(4), 575-590.**
- **Koutsoyiannis, D. (2004b) Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall, 2, Empirical investigation of long rainfall records, Hydrological Sciences Journal, 49(4), 591-610, 2004.**



- Kutiel H. and Maheras, P., 1996: Circulation and extreme rainfall conditions in the Eastern Mediterranean during the last Century. *Int.J.Climatology*, Vol.16,73-92
- Louis Brown (1999). *A radar history of World War II: technical and military imperatives*.
- Maheras P, Flocas HA, Patricas I, Anagnostopoulou Chr 2001 :A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution . *International Journal of Climatology*, 21 :109-130.
- Manly, B. F. J.: *Multivariate Statistical Methods: A Primer*, Chapman & Hall, London, 1986.
- Metaxas DA, Bartzokas A, Lianou MK. 1994. The variability of the relative geostrophic vorticity in Europe, the Atlantic and N.Africa during the year. In *Proceedings of the International Symposium/Workshop on Climatic Variability and Impact to Agriculture*, (Dalezios NR (ed.)), University of Thessaly, Volos, 21 April; 12-22.
- Metaxas DA. 1978. Evidence on the importance of diabatic heating as divergence factor in the Mediterranean. *Archiv fuer Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie Serie A* 27:69-80.
- Mitchell, J. M., Dzerdzeevsk'yu, B., Flohn, H., Hofmeyr, W. L., Lamb, H. H., Rao, K. N., and Wall'en, C. C.: *Climatic Change*, WMO Technical Note 79, WMO No. 195, TP-100, World Meteorological Organization, Geneva, 79 p., 1966.
- Nastos, P. T. and Zerefos, C. S.: Decadal changes in extreme daily precipitation in Greece, *Adv. Geosci.*, 16, 55–62, 2008,
- Panofsky HA, Brier GW (1958) *Some applications of statistics to meteorology*. Pennsylvania State University Press, Pennsylvania



- Richman, M. B.: Rotation of principal components. *J. Climatol.*, 6, 293–335, 1986.
- Sneyers, R.: Sur l'analyse statistique des series d'observations, Technical Note 143, WMO, Geneva, 1975.
- Theoharatos G.A., Tselepidaki I.G. (1989), "The Distribution of the Rainy Days in the Aegean Area", *Theoretical and Applied Climatology*, vol.42, 111-116, 1989.
- Trigo IF, Davies TD, Bigg GR. 1999. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate* 12:1685-1696.
- Tselepidaki, I., Santamouris, M., 1990: Duration and persistence of monthly sunshine over Athens and Thessaloniki Greece. *Sun at Work in Europe*, 5(1), 15-17.
- Ulbrich, C.W, 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1764-1775.
- Wang XL, 2003: Comments on "Detection of Undocumented Change-points: A revision of the Two-Phase Regression Model". *Journal of Climate*, 16, 3383-3385.
- Zhang, X., Hogg, W., and Mekis, E.: Spatial and Temporal characteristics of heavy precipitation events in Canada, *J. Climate*, 14, 1923–1936, 2001.'