

**ΠΜΣ «Διαχείριση Υδρομετεωρολογικών Καταστροφών»**

# **ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΞΗΡΑΣΙΑΣ ΣΤΟ ΦΥΣΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΚΑΙ ΤΗΝ ΓΕΩΡΓΙΑ**

## **Διάλεξη 1**

**Ορισμοί Ξηρασίας στην Μετεωρολογία, την Γεωργία, την  
Υδρολογία και τις Χρήσεις Γης**

**Καθηγητής ΔΠΘ Γεώργιος Συλαίος**

Τηλέφωνο 25410 79398, Mail: [gsylaios@env.duth.gr](mailto:gsylaios@env.duth.gr) ή skype: [gsylaios](https://www.skype.com/name/username/gsylaios)

## Γενικά

- Η ξηρασία είναι φυσικό φαινόμενο το οποίο λαμβάνει χώρα σε σχεδόν όλες τις κλιματικές ζώνες, αλλά με διαφορετικά χαρακτηριστικά.
- Η ξηρασία εκφράζεται ως η απόκλιση από την βασική κλιματική συνθήκη, και διαφέρει από τον χαρακτηρισμό μίας περιοχής ως ξηρής με χαμηλή ετήσια βροχόπτωση.
- Παρά το γεγονός ότι η ξηρασία είναι κλιματικό φαινόμενο, οι επιπτώσεις της στους ανθρώπους και το περιβάλλον είναι πολύ σημαντικές.

## Γενικά

Οι μεταβολές στις **υδρομετεωρολογικές παραμέτρους** και στους **κοινωνικο-οικονομικούς παράγοντες**, καθώς και στην **ζήτηση νερού** από τους πολίτες σε διάφορες περιοχές έχουν καταστήσει δύσκολο τον **γενικευμένο ορισμό της ξηρασίας**.

Ο Yevjevich (1967) γράφει ότι υπάρχουν σημαντικά διαφορετικές απόψεις μεταξύ των επιστημόνων για τον ορισμό της ξηρασίας, γεγονός που δυσκολεύει την έρευνα γύρω από την ξηρασία.

Όταν ορίζουμε την ξηρασία είναι σημαντικό να διακρίνουμε ανάμεσα σε έναν **εννοιολογικό (θεωρητικό) ορισμό** και σε έναν **επιχειρησιακό ορισμό** (Wilhite and Glantz, 1987).

## Γενικά

Ο Εννοιολογικός Ορισμός, ο οποίος είναι περισσότερο γενικός, επιτρέπει στο κοινό να καταλάβει την σημασία της ξηρασίας (π.χ., ξηρασία είναι μία μακρά και ξηρή περίοδος).

Ο επιχειρησιακός ορισμός επιτρέπει να καταλάβουμε την έναρξη, το τέλος και την ένταση της ξηρασίας. Ο ορισμός προκύπτει **αν συγκρίνουμε τις μετεωρολογικές συνθήκες κατά την ξηρασία με τις ιστορικά μέσες μετεωρολογικές συνθήκες** (τουλάχιστον 30 ετών, με βάση τον World Meteorological Organization recommendations).

## Εννοιολογικοί Ορισμοί

### Ορισμένοι από τους πλέον συχνά χρησιμοποιούμενους ορισμούς:

- (i) **The World Meteorological Organization (WMO, 1986)** - *‘ξηρασία είναι η συνεχής και εκτεταμένη, έλλειψη βροχόπτωσης.’*
- (ii) **The UN Convention to Combat Drought & Desertification (1994)** - *‘η ξηρασία είναι ένα φυσικό φαινόμενο το οποίο συμβαίνει όταν η βροχόπτωση είναι σημαντικά χαμηλότερη από τα συνήθη ιστορικά επίπεδα, προκαλώντας σοβαρές υδρολογικές ανισορροπίες οι οποίες επηρεάζουν την παραγωγικότητα των χερσαίων συστημάτων.’*
- (iii) **The Food and Agriculture Organization (FAO, 1983) of the United Nations** - *‘το ποσοστό των ετών κατά τα οποία η αγροτική παραγωγή είναι μειωμένη λόγω της έλλειψης βροχόπτωσης.’*

## Εννοιολογικοί Ορισμοί

Ορισμένοι από τους πλέον συχνά χρησιμοποιούμενους ορισμούς:

(iv) **The encyclopedia of climate and weather (Schneider, 1996)** - *‘μία εκτεταμένη περίοδος – εποχή, έτος ή πολλά έτη – με έλλειμα βροχόπτωσης σε σχέση με την μέση πολυετή βροχόπτωση μίας περιοχής.’*

(v) **Palmer (1965)** - *‘ξηρασία είναι η σημαντική απόκλιση από τις συνθήκες υδρολογικές συνθήκες μίας περιοχής.’*

(vi) **Linseley et al. (1959)** - *‘ξηρασία είναι μία συνεχής περίοδος χωρίς σημαντική βροχόπτωση.’*

## Επιχειρησιακοί Ορισμοί

Οι ορισμοί ξηρασίας κατηγοριοποιούνται σε τέσσερις κατηγορίες (Wilhite and Glantz, 1985; American Meteorological Society, 2004):

**Μετεωρολογικό ορισμό**

**Αγρονομικό ορισμό**

**Υδρολογικό ορισμό**

**Υδρολογικό ορισμό σε σχέση με τις χρήσεις γης**

**Κοινωνικό-οικονομικό ορισμό**

## Επιχειρησιακοί Ορισμοί

Η **μετεωρολογική ξηρασία** ορίζεται με βάση τον βαθμό ξηρότητας σε σχέση με τις κανονικές/συνήθεις συνθήκες καθώς και η διάρκεια της ξηρής περιόδου. Ο μετεωρολογικός ορισμός ξηρασίας φορά την κάθε συγκεκριμένη περιοχή, καθώς οι ατμοσφαιρικές συνθήκες που καθορίζουν τις αποκλίσεις από την μέση βροχόπτωση μεταβάλλονται από περιοχή σε περιοχή.

Η **αγρονομική ξηρασία** συνδέει τα διάφορα μετεωρολογικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά με τις επιπτώσεις στην αγροτική παραγωγή, εστιάζοντας στις επιπτώσεις από την έλλειψη βροχόπτωσης, τις διαφορές μεταξύ πραγματικής και δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, τα ελλείματα υγρασίας εδάφους, την χαμηλή στάθμη υδροφόρων, κλπ.

Η **υδρολογική ξηρασία** σχετίζεται με εκτεταμένες περιόδους έλλειψης βροχόπτωσης καθώς και ποσοτικών ελλειμάτων στα επιφανειακά και υπόγεια συστήματα (ροές χειμάρων, ταμιευτήρες, λίμνες). Η ένταση και η συχνότητα της υδρολογικής ξηρασίας ορίζεται σε επίπεδο λεκάνης απορροής.

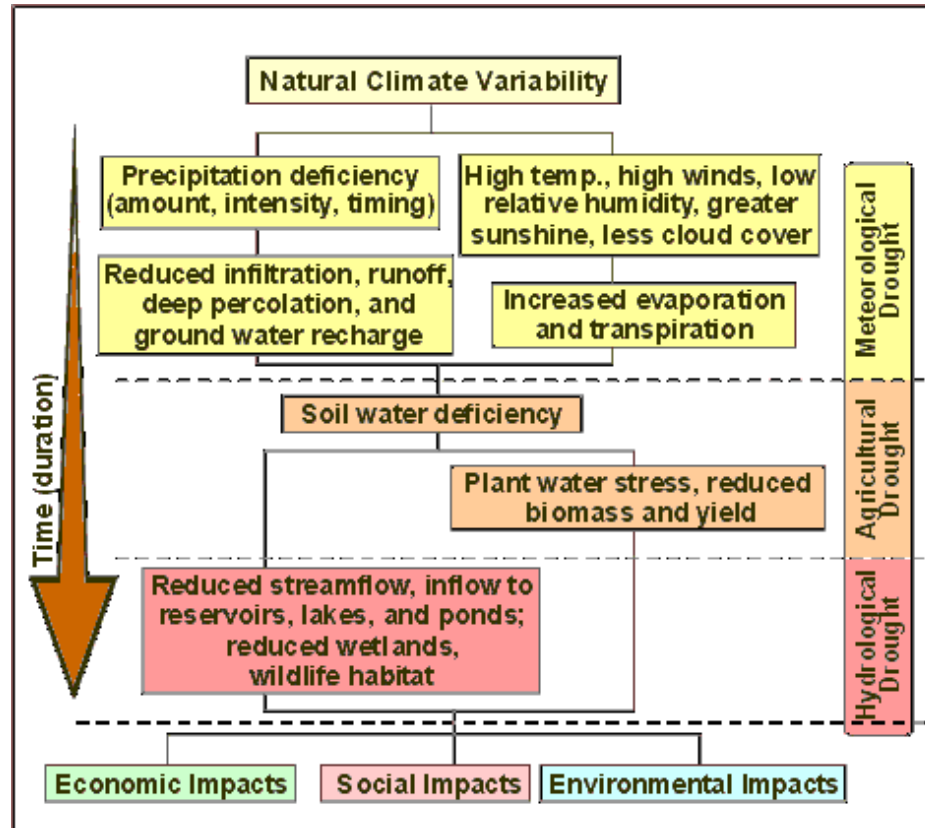
Σε **σχέση με τις χρήσεις Γης**, η υδρολογική ξηρασία θεωρείται ότι προκαλεί μεταβολές στις χρήσεις Γης (π.χ., αποδάσωση), υποβάθμιση της γεωργικής γης, και την κατασκευή φραγμάτων, επηρεάζοντας όλα τα υδρολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής.



## Επιχειρησιακοί Ορισμοί

Από **κοινωνικο-οικονομικής άποψης** ως ξηρασία ορίζεται το φαινόμενο της έλλειψης νερού ξεκινά να επηρεάζει τους ανθρώπους, ατομικά ή συλλογικά, και τις οικονομικές και κοινωνικές τους δραστηριότητες.

Γενικά, πρώτα διαπιστώνεται η μετεωρολογική ξηρασία, κατόπιν η αγροτική/γεωργική ξηρασία, και τέλος η υδρολογική ξηρασία. Με την ίδια σειρά παρατηρείται και το τέλος της ξηρασίας.



## Η ΠΟΣΟΤΙΚΗ ΕΚΦΡΑΣΗ ΤΗΣ ΞΗΡΑΣΙΑΣ

Ως Ξηρασία ορίζεται η παρατεταμένη περίοδος (διάρκειας μηνών έως και ετών) απουσίας βροχόπτωσης ή το γενικότερο έλλειμμα βροχόπτωσης το οποίο υπερβαίνει τις **συνήθεις κλιματικές συνθήκες** μίας περιοχής και το οποίο προκαλεί ανωμαλία στο υδρολογικό ισοζύγιο της περιοχής.

Σύμφωνα με τον ορισμό του Rossi (2000) η ξηρασία είναι μία σχετικά σπάνια κατάσταση έντονης μείωσης της δυνατότητας προσφοράς νερού (σε σχέση με τις συνήθεις συνθήκες), η οποία διαρκεί για μία εκτεταμένη περίοδο, και επηρεάζει την άσκηση βιολογικών, οικονομικών και κοινωνικών δραστηριοτήτων μίας περιοχής.

Η κύρια παράμετρος ενδιαφέροντος για την ξηρασία είναι η προσφορά νερού και το ισοζύγιο της εντός μιας χρονικής περιόδου  $\tau = t_2 - t_1$  όπου  $t_1$  και  $t_2$  αποτελούν την έναρξη και την λήξη της περιόδου μελέτης στην περιοχή  $s$ :

$$[\Delta Q_{store}(s, t = t_2)]_{\tau} = \int_{t_1}^{t_2} Q_{source}(s, t) dt - \int_{t_1}^{t_2} Q_{sink}(s, t) dt$$

όπου  $\Delta Q_{store}$  είναι η ποσότητα του νερού που αποθηκεύεται τοπικά στην περιοχή,  $Q_{source}(s, t)$  είναι η ποσότητα νερού που εισέρχεται στην περιοχή, και  $Q_{sink}(s, t)$  είναι η ποσότητα νερού που απομακρύνεται από την περιοχή.

Ο χρόνος  $t$  είναι συνήθως καθορισμένος σε επίπεδο ισοζυγίου, δηλ. ημερήσιο, μηνιαίο, ετήσιο ισοζύγιο.

Κάθε όρος της εξίσωσης (1) αντιπροσωπεύει μία σύνθετη βιοφυσική διεργασία. Το ακριβές μείγμα των διεργασιών μεταβάλλεται από περιοχή σε περιοχή αλλά και εντός διαφόρων χρονικών περιόδων.

$$Q_{source}(s, t) = P + C + S_{in} + A_{in} + W_{in} + B_{in} + H_{in}$$

όπου όλες οι ποσότητες είναι χωρικά και χρονικά μεταβαλλόμενες

P είναι η βροχόπτωση,

C είναι η άμεση συμπύκνωση υδρατμών,

$S_{in}$  είναι η επιφανειακή απορροή εισροής,

$A_{in}$  είναι η εισροή υπόγειας ροής (εδαφική υγρασία και υπόγειοι υδροφόροι),

$W_{in}$  είναι το νερό που τεχνητά εισέρχεται στην περιοχή (π.χ., ένα αρδευτικό δίκτυο),

$B_{in}$  είναι η εισαγωγή βιολογικά παραγόμενης υγρασίας, και

$H_{in}$  είναι ο όρος εισροής νερού που παράγεται από τον άνθρωπο (π.χ., αστική ή/και βιομηχανική δραστηριότητα).

Ομοίως, ο όρος απωλειών νερού

$$Q_{\text{sink}}(s, t) = E + T + S_{\text{out}} + A_{\text{out}} + W_{\text{out}} + B_{\text{out}} + H_{\text{out}}$$

όπου

$E$  είναι η εξάτμιση από την επιφάνεια της περιοχής,

$T$  είναι η διαπνοή,

$S_{\text{out}}$  είναι η επιφανειακή απορροή εκροής από την περιοχή,

$A_{\text{out}}$  είναι η εκροή υπόγειου νερού,

$W_{\text{out}}$  είναι το νερό που τεχνητά αποκλίνει έξω από την περιοχή μελέτης,

$B_{\text{out}}$  είναι η έξοδος βιολογικά παραγόμενου νερού, και

$H_{\text{out}}$  είναι η γενική απώλεια νερού λόγω ανθρώπινης δραστηριότητας (π.χ., βιομηχανικής δραστηριότητας).

Ομοίως ο όρος αποθήκευσης νερού

$$Q_{store}(s, t) = S_s + G_s + B_s + H_s$$

όπου

$S_s$  είναι η επιφανειακή αποθήκευση νερού (περιλαμβανομένου χιονιού, πάγου, φραγμαλιμνών),

$G_s$  είναι η αποθήκευση υπόγειου νερού,

$B_s$  είναι η βιολογική αποθήκευση και

$H_s$  είναι το ανακτήσιμο τμήμα του  $H_{out}$  το οποίο δεν μεταφέρθηκε έξω από την περιοχή μελέτης.

Το γεγονός ότι  $[Q_{\text{store}}]_{\tau} < 0$  αντιπροσωπεύει μία μείωση στην διαθέσιμη ποσότητα νερού δεν σημαίνει ότι αυτό αποτελεί ικανή συνθήκη για να οριστεί ως «περίοδος ξηρασίας».

Είναι φυσιολογικό σε πολλά μέρη του κόσμου η ζήτηση σε νερό να υπερβαίνει την προσφορά για μεγάλες περιόδους του έτους. Σε σχετικά μικρές χρονικές περιόδους ( $\tau < 1 \text{ h}$ ), αυτή η συνθήκη είναι η πλέον συνήθης και η ζήτηση κατά τις περιόδους αυτές καλύπτεται από τα αποθέματα ( $Q_{\text{store}}$ ).

Στην πραγματικότητα, δεν θα είναι όλη η ποσότητα  $Q_{\text{store}}$  εύκολα διαθέσιμη ή ικανοποιητικής ποιότητας ώστε να καλύψει τις ανάγκες κάθε διεργασίας που απαιτεί νερό σε μία περιοχή  $s$  την χρονική στιγμή  $t$ .

Αν συμβολίσουμε τις απαιτήσεις σε νερό κάθε διεργασίας ως  $WR_i$ , τότε κάθε διεργασία θα έχει ένα διαθέσιμο απόθεμα

$$[Q_{res}]_i = f_i(Q_{store}, s, t)$$

όπου  $f_i$  είναι μία συνάρτηση χωρικής και χρονικής ικανότητας να διαθέσουμε νερό αποθέματος  $Q_{store}$  σε κάθε μία από τις διεργασίες που απαιτούν νερό  $WR_i$  για την συγκεκριμένη περιοχή  $s$  και χρόνο  $t$ .



## Ορισμός της στιγμιαίας ξηρασίας

Ορίζοντας την αναμενόμενη κλιματικά τιμή της  $[Q_{res}]_i$  της προηγούμενης εξίσωσης για την περιοχή  $s$  και την χρονική στιγμή  $t$  σε ένα έτος, η στιγμιαία ξηρασία ορίζεται ως

$$D(s, t) = WR(s, t)_i - \langle [Q_{res}]_i \rangle < 0$$

Στον πραγματικό κόσμο οι ξηρασίες γίνονται αντιληπτές με πολλαπλούς τρόπους και αφορούν διάφορες απαιτήσεις σε νερό. Επίσης έχουν διαφορετική χωρική κλίμακα και διάρκεια.

Αθροίζοντας τις στιγμιαίες περιόδους ξηρασίες, όπου  $D(s, t) \geq 0$

$$D(s, t) = \sum_j D(s, t)_j$$

Οπότε αν  $R$  είναι η ευρύτερη περιοχή γύρω από την  $s$  και  $\tau$  ένα διάστημα μελέτης της ξηρασίας

$$\overline{D(s, t)} = \int_{t-\tau}^t \int_R D(s, t) dt ds$$

Η εξίσωση αυτή ορίζει την έννοια της εκτεταμένης ξηρασίας σε μία περιοχή  $s$  και σε μία χρονική στιγμή  $t$  όπως παραμετροποιήθηκε κατά την διάρκεια  $\tau$  και την χωρική έκταση  $R$ .

Οι Δείκτες Ξηρασίας χρησιμοποιούνται για την παρακολούθηση και την αποτίμηση της ξηρασίας. Αποτελούν βασικούς κλιματικούς δείκτες μίας περιοχής, μέσω των οποίων οι επιστήμονες αποτιμούν τις «κλιματικές ανωμαλίες» που συμβαίνουν σε μία χρονική περίοδο ως προς την ένταση, την διάρκεια και την συχνότητά τους.

Η ανάλυση των δεικτών ξηρασίας μας επιτρέπει να εκτιμούμε την πιθανότητα επανεμφάνισής τους.

## Δείκτες Ξηρασίας

### 1. Κανονικοποιημένος Δείκτης Βροχόπτωσης (Standardized Precipitation Index, SPI)

Βασίζεται στην θεώρηση ότι η κάθε συνιστώσα του υδατικού ισοζυγίου συμβάλει στην ξηρασία μίας περιοχής με διαφορετικές χρονικές κλίμακες.

Σε μικρές χρονικές κλίμακες το SPI είναι άμεσα σχετιζόμενο με την εδαφική υγρασία. Σε μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες με το απόθεμα επιφανειακών και υπογείων υδάτων.

Ο SPI είναι ο πλέον κοινός δείκτης ξηρασίας που χρησιμοποιείται διεθνώς.

Ο δείκτης μετρά τις ανωμαλίες στην κατανομή της βροχόπτωσης σε μία περιοχή για ένα αθροιστικό χρονικό διάστημα (1, 3, 12, 48 μήνες) και τις συγκρίνει με την μακροπρόθεσμη ιστορική βροχόπτωση που έχει καταγραφεί για την περιοχή αυτή.

Η ιστορική βροχόπτωση θεωρείται ότι έχει μία **καθορισμένη κατανομή πιθανότητας**, η οποία κατόπιν μετασχηματίζεται σε κανονική κατανομή έτσι ώστε η μέση τιμή SPI για μία περιοχή να είναι πάντοτε μηδέν.

Αν σε μια περιοχή έχουμε μεγάλα ελλείματα βροχόπτωσης τότε ο SPI μειώνεται κάτω από το  $-1.0$ .

Αν έχουμε υπερβολική βροχόπτωση ο δείκτης SPI υπερβαίνει την τιμή  $1.0$ .

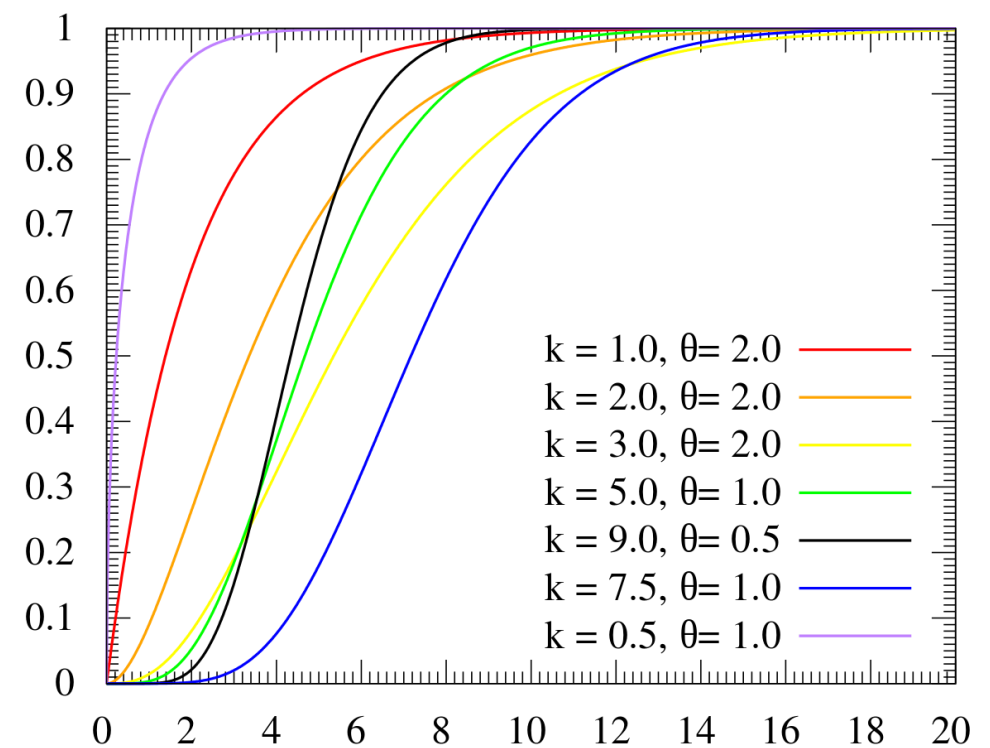
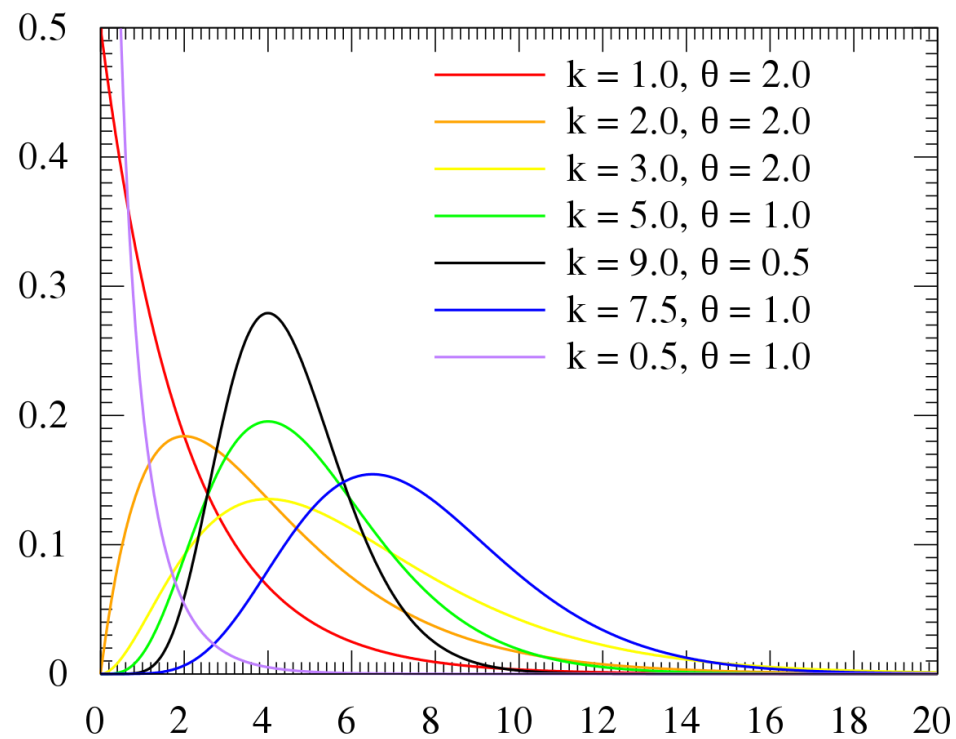
Προσεγγίζουμε τα μηνιαία δεδομένα βροχόπτωσης με την Γ-κατανομή πιθανότητας.

Η Γ-κατανομή είναι μία κατανομή που προσδιορίζεται από δύο παραμέτρους:

α) την παράμετρο μορφής της καμπύλης κατανομής, shape ( $k$ )

β) την παράμετρο κλίμακας της καμπύλης κατανομής, scale ( $\theta$ )

Γενικά, όσο το  $k$  αυξάνει, τόσο πιο στενή γίνεται η καμπύλη. Αν  $k = \theta$  τότε ορίζουμε το αντίστροφο της κλίμακας  $\beta = 1/\theta$ , που εκφράζει τον ρυθμό μεταβολής της καμπύλης.



Αρχικά ορίζουμε τις τιμές  $k$  και  $\theta$  της καμπύλης πυκνότητας πιθανότητας, η οποία κάνει την βέλτιστη προσέγγιση στα δεδομένα των μηνιαίων τιμών βροχόπτωσης.

Κατόπιν, κανονικοποιούμε την κατανομή πυκνότητας πιθανότητας έτσι ώστε ο δείκτης να έχει κανονικοποιημένες τιμές (τιμές τυπικής απόκλισης) οι οποίες εκφράζουν την απόκλιση από την μακροπρόθεσμη μέση κατανομή βροχόπτωσης.

Έτσι ο δείκτης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να συγκρίνει ανωμαλίες βροχόπτωσης σε οποιαδήποτε περιοχή.

Συνήθως χρησιμοποιούμε έναν δείκτη για να εκφράσουμε την περίοδο μελέτης της ανωμαλίας βροχόπτωσης (SPI-1, 2, 3, 12, 24 μήνες, για ανωμαλίες βροχόπτωσης σε περίοδο αντίστοιχων μηνών).

Θετικές τιμές SPI δείχνουν υψηλότερη βροχόπτωση από την συνήθη μέση βροχόπτωση.

Αρνητικές τιμές SPI δείχνουν χαμηλότερη βροχόπτωση από την συνήθη μέση βροχόπτωση.

Οι περίοδοι ξηρασίας ορίζονται ως περίοδοι με εξαιρετικά υψηλές αποκλίσεις βροχόπτωσης από την κλιματικά συνήθη συνθήκη (υψηλές αρνητικές τιμές του δείκτη).

- Μέτρια ξηρασία έχουμε αν  $-1.0 > SPI > -1.49$
- Έντονη Ξηρασία αν  $-1.5 > SPI > -1.99$
- Εξαιρετικά έντονη ξηρασία αν  $SPI < -2.0$ .



## Πλεονεκτήματα Δείκτη SPI

- Βασίζεται μόνο στην βροχόπτωση
- Χαρακτηρίζει την ξηρασία σε διαφορετικές κλίμακες χρόνου με βάση την προσφορά νερού από διαφορετικές «αποθήκες» νερού (π.χ., εδαφική υγρασία, πάγος, υπόγειο νερό, επιφανειακή απορροή, ταμιευτήρες)
- Είναι δείκτης συγκρίσιμος μεταξύ περιοχών με διαφορετικά κλίματα
- Σχετικά εύκολος στον υπολογισμό του

## Μειονεκτήματα Δείκτη SPI

- Αποτελεί μόνο δείκτης της προσφοράς νερού
- Δεν λαμβάνει υπόψη του την εξατμισοδιαπνοή
- Δεν λαμβάνει υπόψη του τις ακραίες τιμές θερμοκρασίας
- Είναι ευαίσθητος στο πλήθος και την αξιοπιστία των δεδομένων, συνήθως απαιτούνται δεδομένα βροχής 30 – 50 έτη
- Δεν λαμβάνει υπόψη την ένταση της βροχόπτωσης και τις συνέπειες στην επιφανειακή απορροή, την παροχή ποταμών και την διαθεσιμότητα νερού μέσα στην περιοχή μελέτης

## Υπολογισμός Δείκτη SPI

- Διαβάζουμε μία χρονοσειρά μηνιαίων τιμών βροχόπτωσης
- Δημιουργούμε το ιστόγραμμα συχνότητας εμφάνισης βροχόπτωσης
- Προσαρμόζουμε μία θεωρητική κατανομή πάνω στα δεδομένα – συνήθως Gamma κατανομή, με την χρήση της μεθόδου της μέγιστης πιθανοφάνειας (maximum likelihood method).
- Υπολογίζουμε τις παραμέτρους της κατανομής Gamma για κάθε σταθμό μέτρησης και κλίμακα ενδιαφέροντος (1 μήνας, 2 μήνες, ... 12 μήνες).

$$A = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n}$$

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{4A} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad \text{παράμετρος μορφής της καμπύλης κατανομής, shape}$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad \text{παράμετρος ρυθμού μεταβολής, rate}$$

- Οι εκτιμώμενες παράμετροι χρησιμοποιούνται για να προσδιοριστεί η αθροιστική κατανομή πυκνότητας πιθανότητας για μία καθορισμένη χρονική περίοδο.

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \frac{1}{\hat{\beta}^{\hat{\alpha}} \Gamma(\hat{\alpha})} \int_0^x x^{\hat{\alpha}-1} e^{-x/\hat{\beta}} dx$$

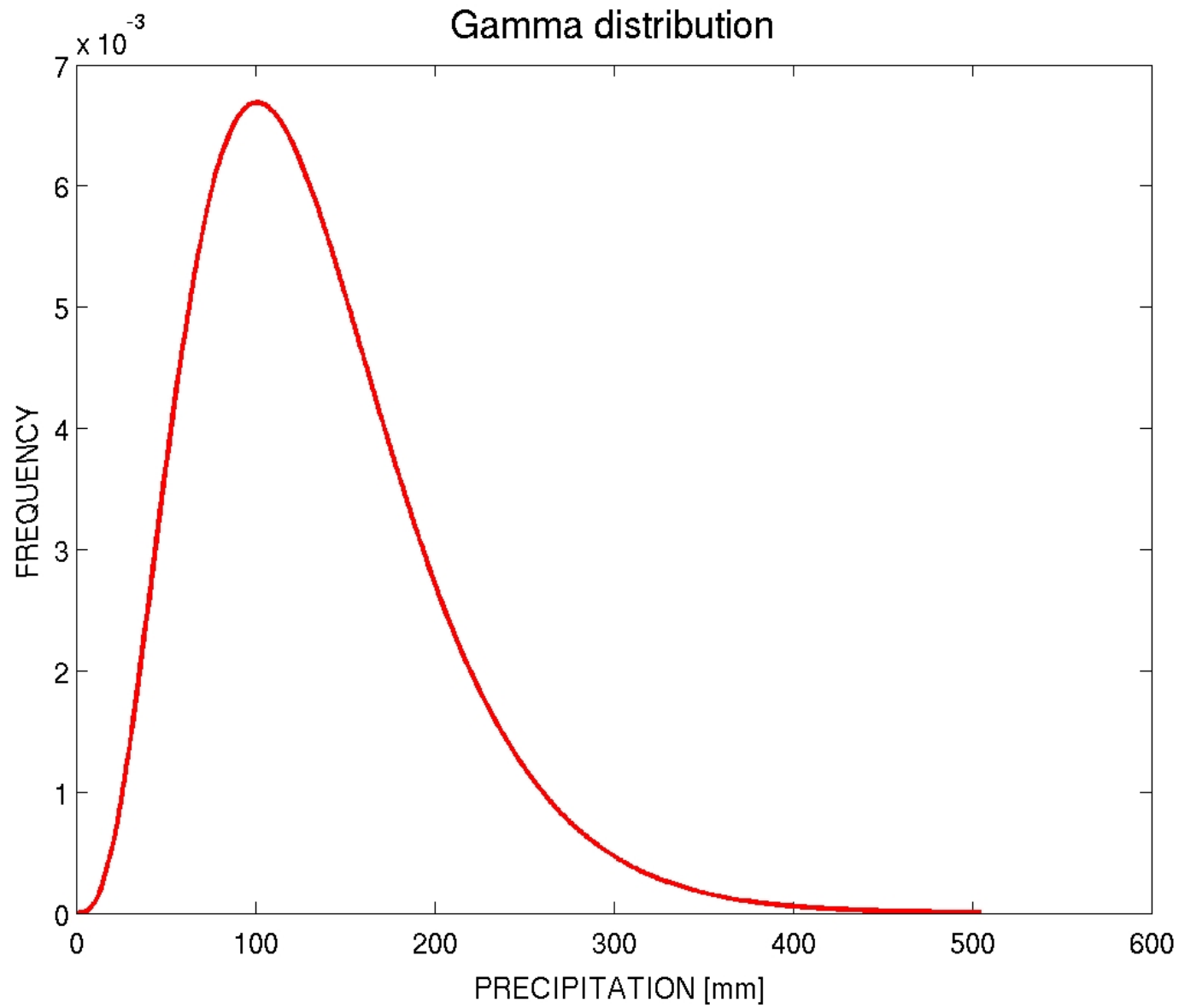
## Υπολογισμός Δείκτη SPI

- Η συνάρτηση Gamma δεν ορίζεται σε τιμές  $x=0$ . Ωστόσο, υπάρχουν μεγάλα διαστήματα χωρίς βροχόπτωση, ειδικά όσο κινούμαστε σε μικρότερες χρονικές κλίμακες.
- Οπότε διαφοροποιούμε την αθροιστική κατανομή

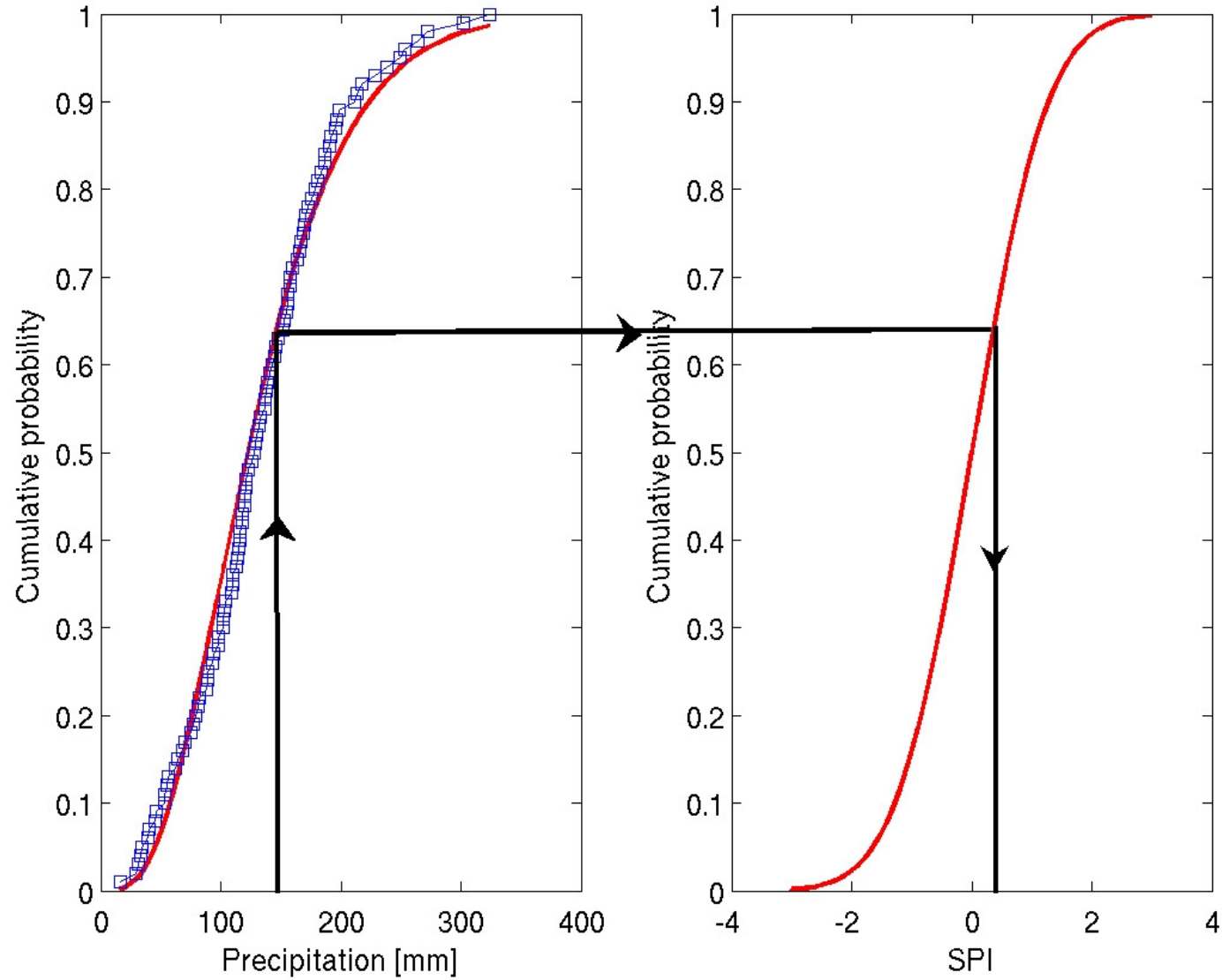
$$H(x) = q + (1 - q)G(x)$$

όπου  $q$  είναι η πιθανότητα να μην βρέξει σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα.

- Η αθροιστική κατανομή πιθανότητας  $H(x)$  μετασχηματίζεται σε μία κανονικοποιημένη μορφή, κατά την κατανομή  $Z$  με μέση τιμή το 0 και τυπική απόκλιση 1.
- Το SPI είναι το τμήμα της τυπικής απόκλισης στα αριστερά του μηδενός (ξηρασία) ή στα δεξιά του μηδενός (υγρή περίοδος).



Gamma distribution for august precipitation  
(Ljubljana, 1850 -2005)



***Transformation from cumulative probability distribution into standardized normal distribution***

$$Z = SPI = -\left(t - \frac{c_0 + c_1t + c_2t^2}{1 + d_1t + d_2t^2 + d_3t^3}\right) \quad \text{for } 0 < H(x) \leq 0.5$$

$$Z = SPI = +\left(t - \frac{c_0 + c_1t + c_2t^2}{1 + d_1t + d_2t^2 + d_3t^3}\right) \quad \text{for } 0.5 < H(x) < 1.0$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(H(x))^2}\right)} \quad \text{for } 0 < H(x) \leq 0.5$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1.0 - H(x))^2}\right)} \quad \text{for } 0.5 < H(x) < 1.0$$

$$c_0 = 2.515517$$

$$c_1 = 0.802853$$

$$c_2 = 0.010328$$

$$d_1 = 1.432788$$

$$d_2 = 0.189269$$

$$d_3 = 0.001308$$

***SPI represents number of standard deviations from mean***

<b>SPI</b>	<b>Classification</b>	<b>Probability (%)</b>
<b>2.00 &gt;</b>	<b>Extremely wet</b>	<b>2.3</b>
<b>1.50 to 1.99</b>	<b>Very wet</b>	<b>4.4</b>
<b>1.00 to 1.49</b>	<b>Moderately wet</b>	<b>9.2</b>
<b>0 to 0.99</b>	<b>Mildly wet</b>	<b>34.1</b>
<b>0 to -0.99</b>	<b>Mild drought</b>	<b>34.1</b>
<b>-1.50 to -1.99</b>	<b>Moderate drought</b>	<b>9.2</b>
<b>-1.50 to -1.99</b>	<b>Severe drought</b>	<b>4.4</b>
<b>-2.00 &lt;</b>	<b>Extreme drought</b>	<b>2.3</b>



## Υπολογισμός του Δείκτη SPI στην R

Θα χρησιμοποιήσουμε το πακέτο συναρτήσεων SPEI.

```
install.packages("hydroTSM")  
install.packages("plyr")  
install.packages("devtools")  
install.packages("lattice")  
install.packages("fitdistrplus")  
install.packages("SPEI")  
install.packages("lmomco")
```

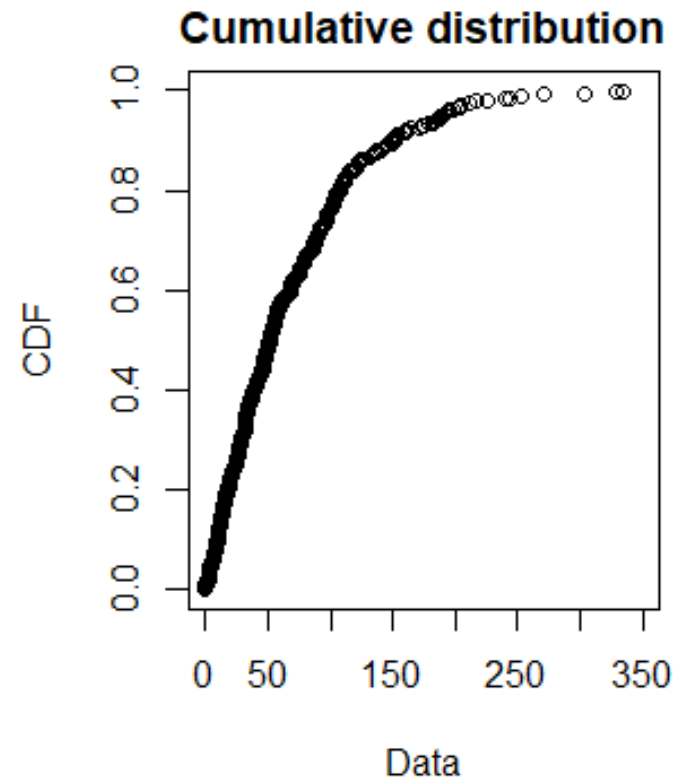
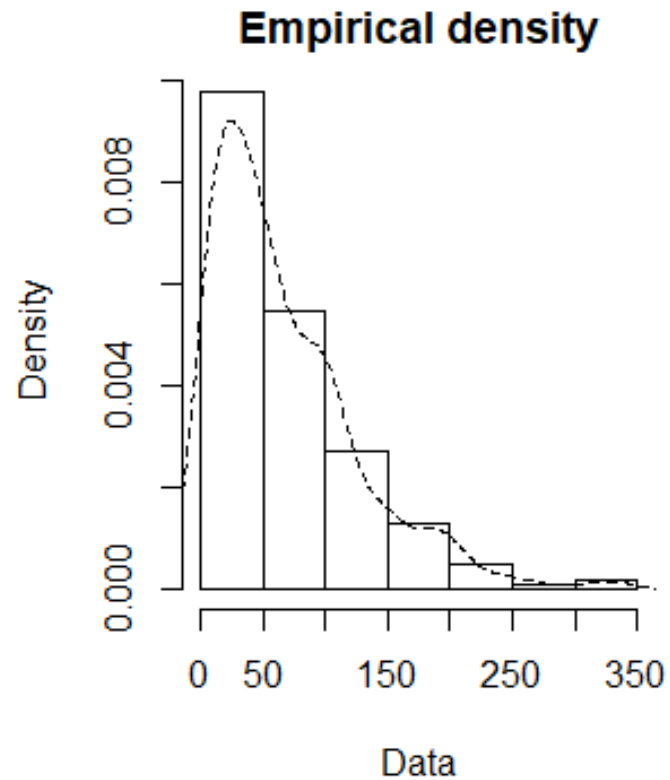
```
library(hydroTSM)  
library(plyr)  
library(devtools)  
library(lattice)  
library(fitdistrplus)  
library(SPEI)  
library(lmomco)
```

```
#Import data from SPEI package  
data(wichita)
```

```
#Examine precipitation statistics  
summary(wichita$PRCP)
```

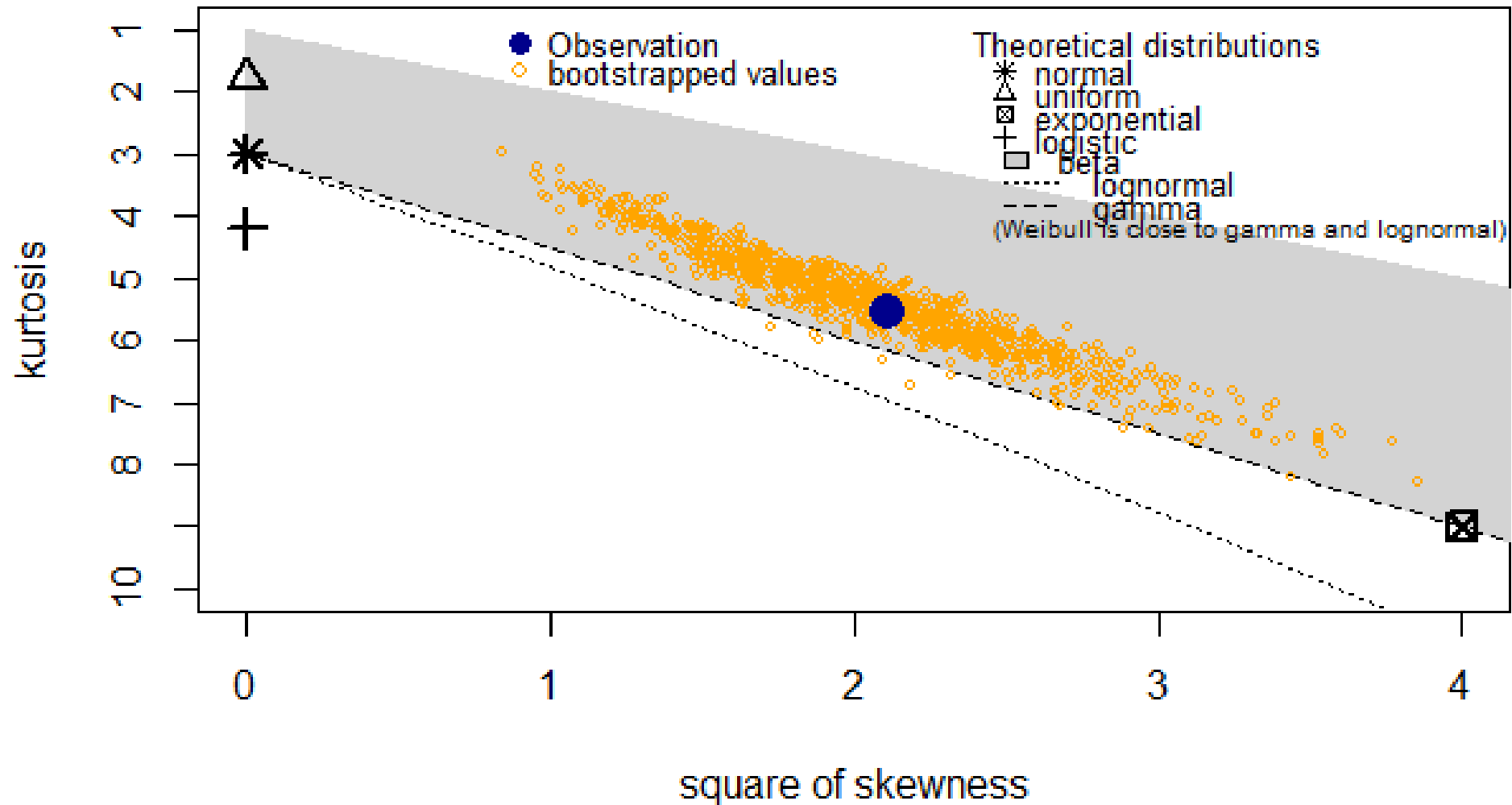
```
Min. 1st Qu. Median Mean 3rd Qu. Max.  
0.00 24.00 51.10 67.74 97.03 333.80
```

```
#check the histogram and the cummulative distribution  
#of precipitation  
plotdist(wichita$PRCP, hist=TRUE, demp=TRUE)
```



#Check the data probability distribution  
descdist(wichita\$PRCP, boot=1000)

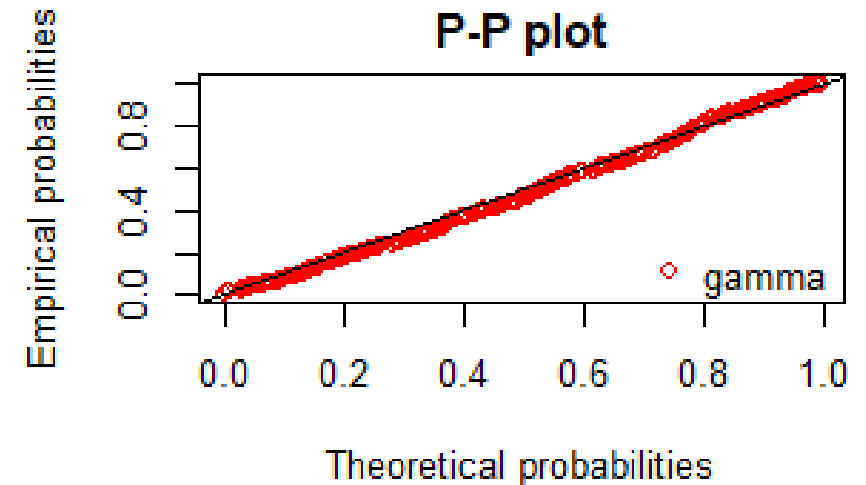
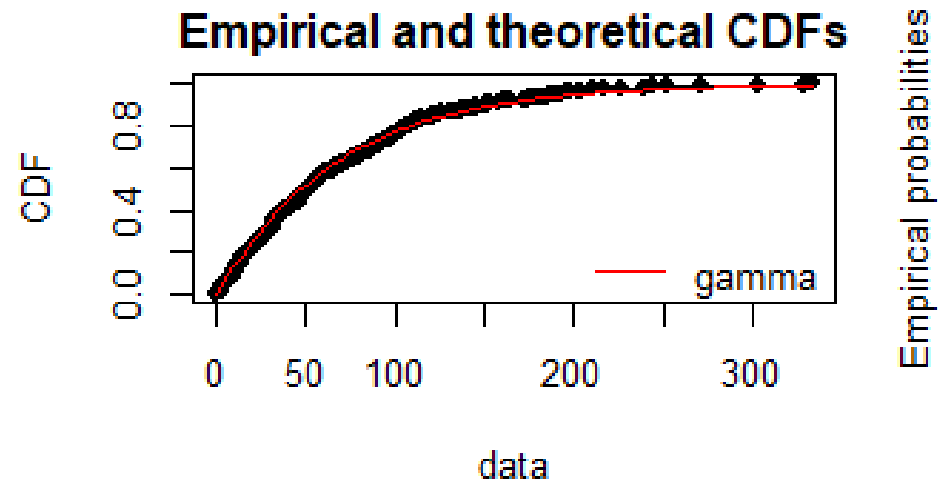
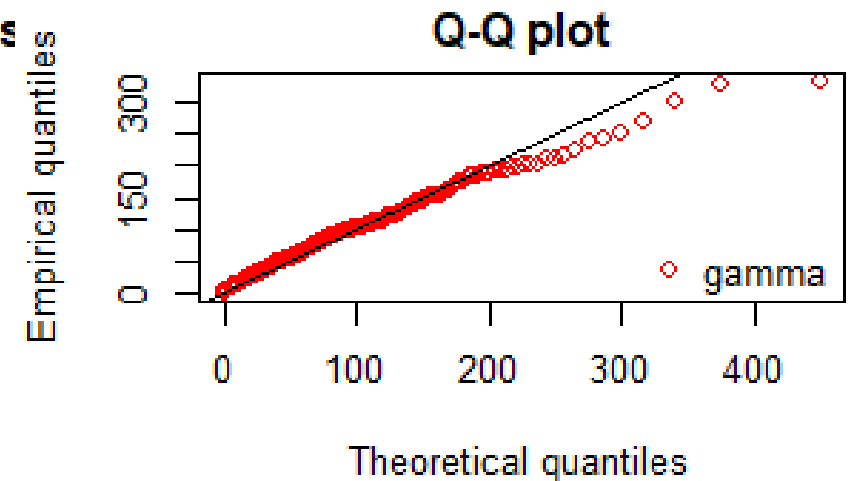
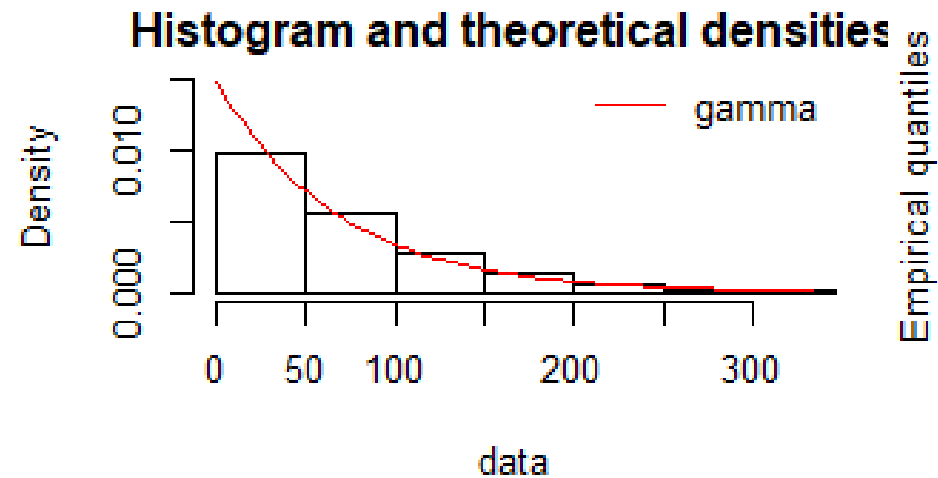
## Cullen and Frey graph



```
x.gamma<-fitdist(wichita$PRCP,  
  "gamma",  
  method = "mle",  
  lower=c(0,0),  
  start=list(scale=1,shape=1))
```

```
x.gamma$estimate  
  scale shape  
67.74346 1.00000
```

```
par(mfrow=c(2,2))  
denscomp(x.gamma)  
qqcomp(x.gamma)  
cdfcomp(x.gamma)  
ppcomp(x.gamma)
```

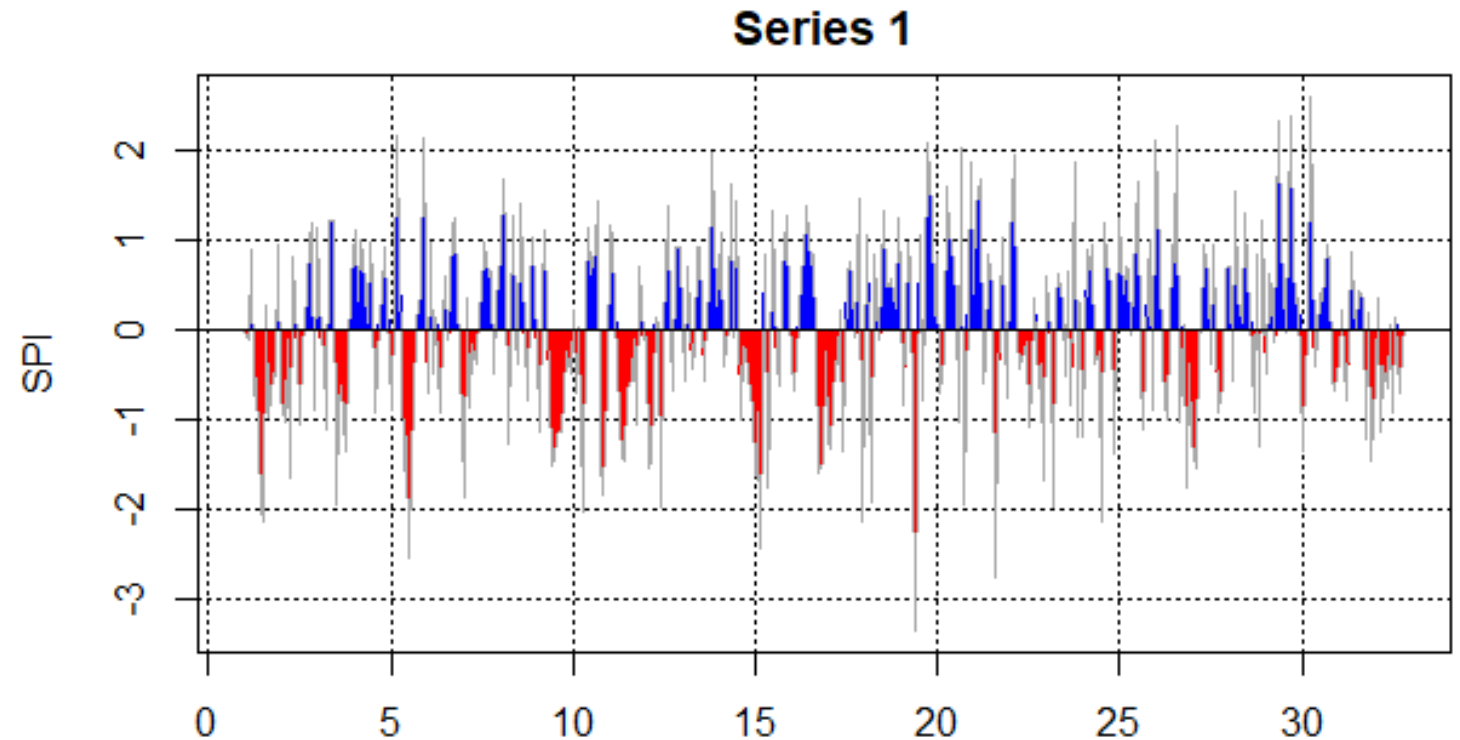


```
#Calculate the normalized SPI index
#at various time-period aggregations
spi1 <- spi(data,1)
spi2 <- spi(wichita$PRCP,2)
spi3 <- spi(wichita$PRCP,3)
spi6 <- spi(wichita$PRCP,6)
spi12 <- spi(wichita$PRCP,12)
spi24 <- spei(wichita$PRCP,24)
```

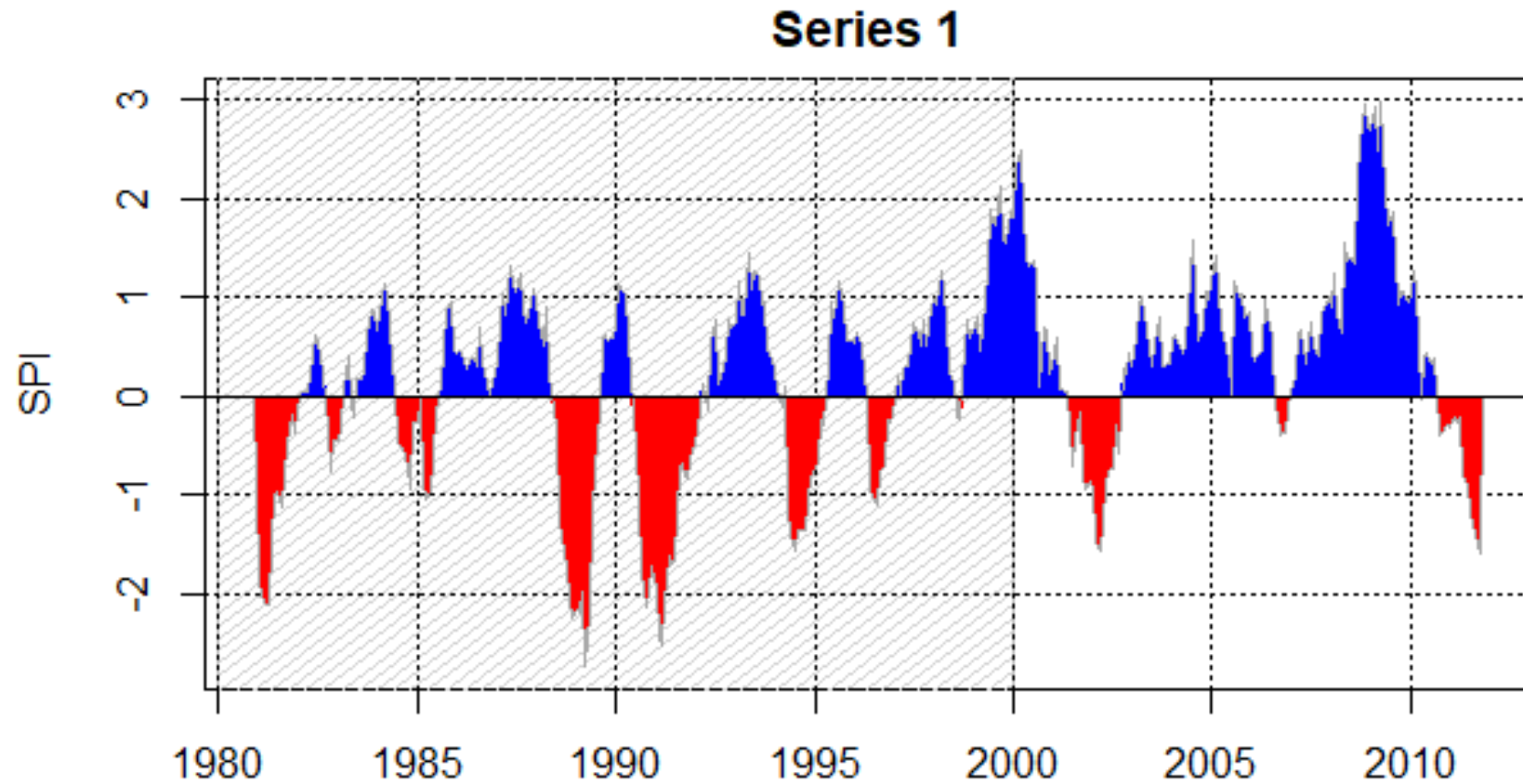
```
#Summarize SPI indices
summary(spi1)
```

```
#Check various parts of the SPI list
spi1$call
spi1$fitted
```

```
#Plot the SPI1 index
plot(spi1)
```



```
plot(spi(ts(wichita$PRCP,  
  freq=12,  
  start=c(1980,1)),  
  12,  
  ref.start=c(1980,1),  
  ref.end=c(2000,1)))
```



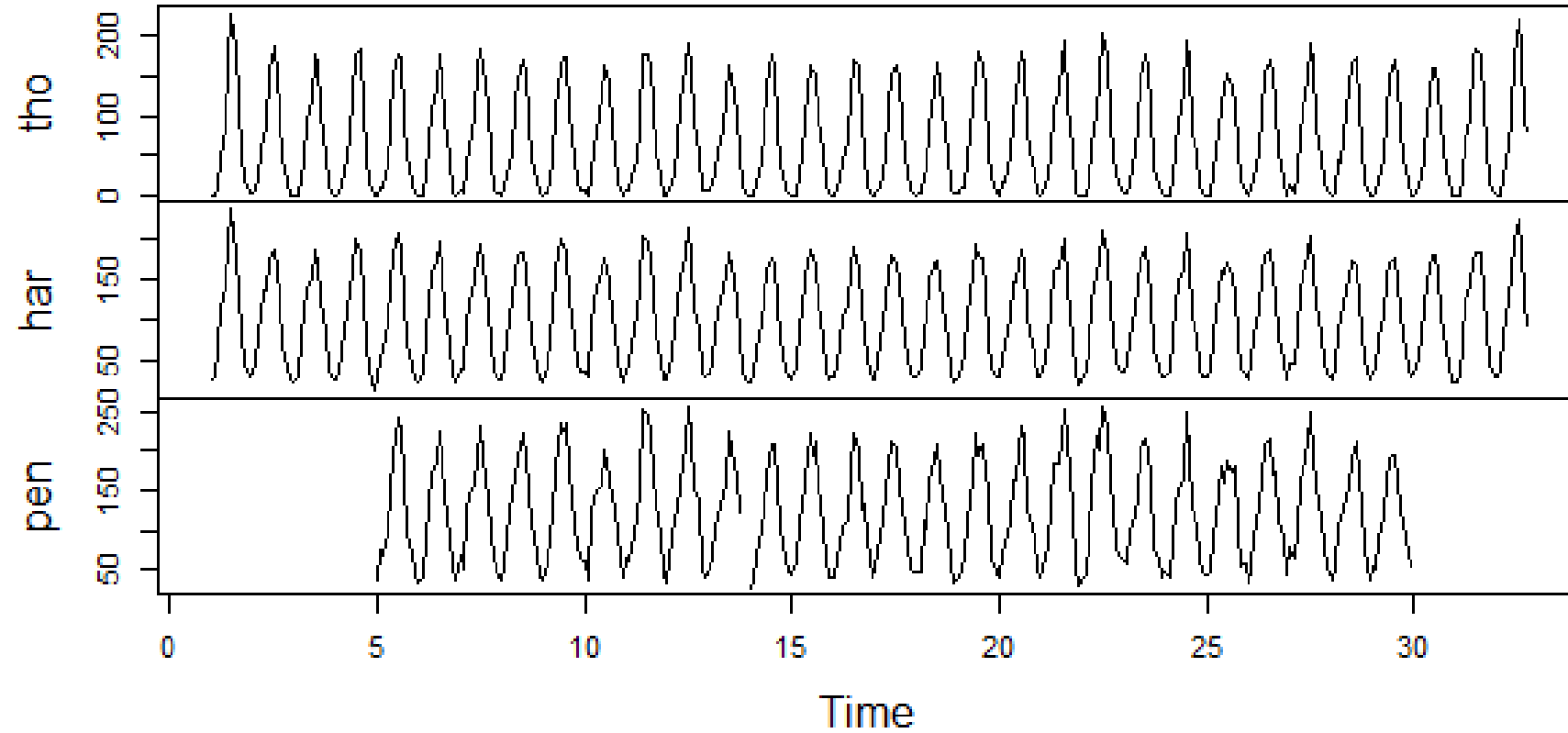
## Υπολογισμός Εξατμισοδιαπνοής ET στην R

Το πακέτο SPEI μας δίνει την δυνατότητα να υπολογίσουμε την δυναμική εξατμισοδιαπνοή ET με την χρήση τριών διαφορετικών μεθόδων:

- Thornthwaite (1948),
- Hargreaves (1985)
- Penman-Monteith (1965).

```
plot(cbind(tho, har, pen))
```

**cbind(tho, har, pen)**





## Υπολογισμός Δείκτη SPIE

SPIE = Standardized Precipitation Evapotranspiration Index

```
data(balance)
names(balance)
summary(balance)
```

```
#calculate ETo on the dataset
wichita$PET <- thornthwaite(wichita$TMED, 40)
```

```
#calculate SPEI index for 1 month aggregate
spei1 <- spei(wichita$PRCP-wichita$PET,1)
spei2 <- spei(wichita$PRCP-wichita$PET,2)
spei3 <- spei(wichita$PRCP-wichita$PET,3)
spei6 <- spei(wichita$PRCP-wichita$PET,6)
spei12 <- spei(wichita$PRCP-wichita$PET,12)
spei24 <- spei(wichita$PRCP-wichita$PET,24)
```

```
summary(spei1)
```

```
spei1$call
```

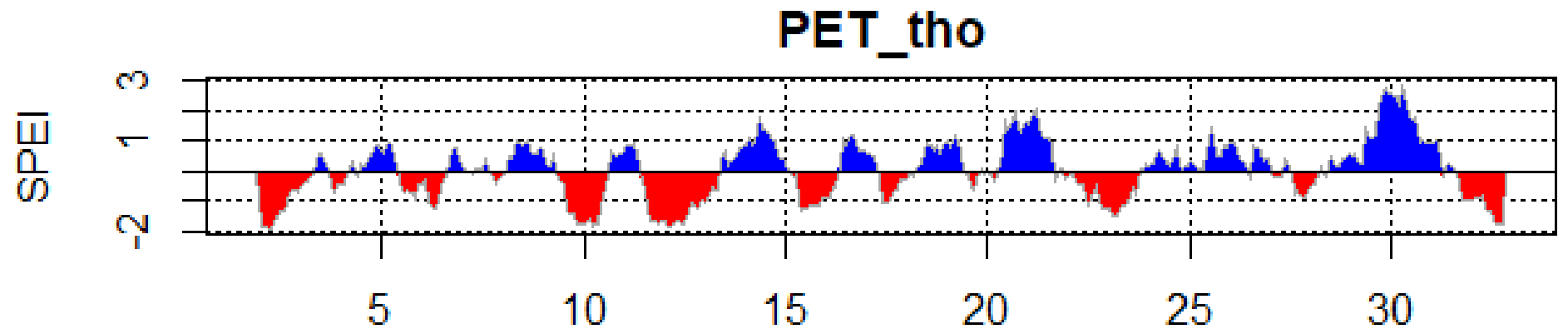
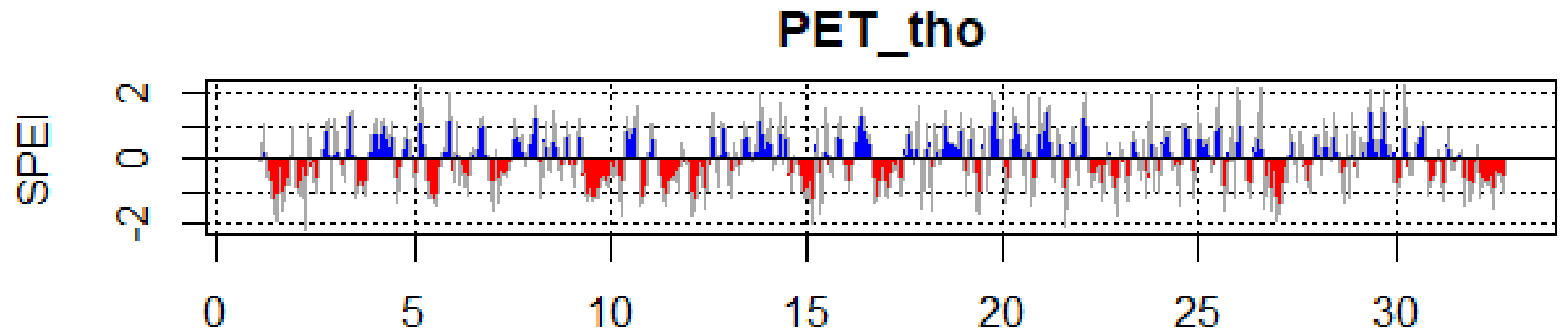
```
spei1$fitted
```

```
spei1$coefficients
```

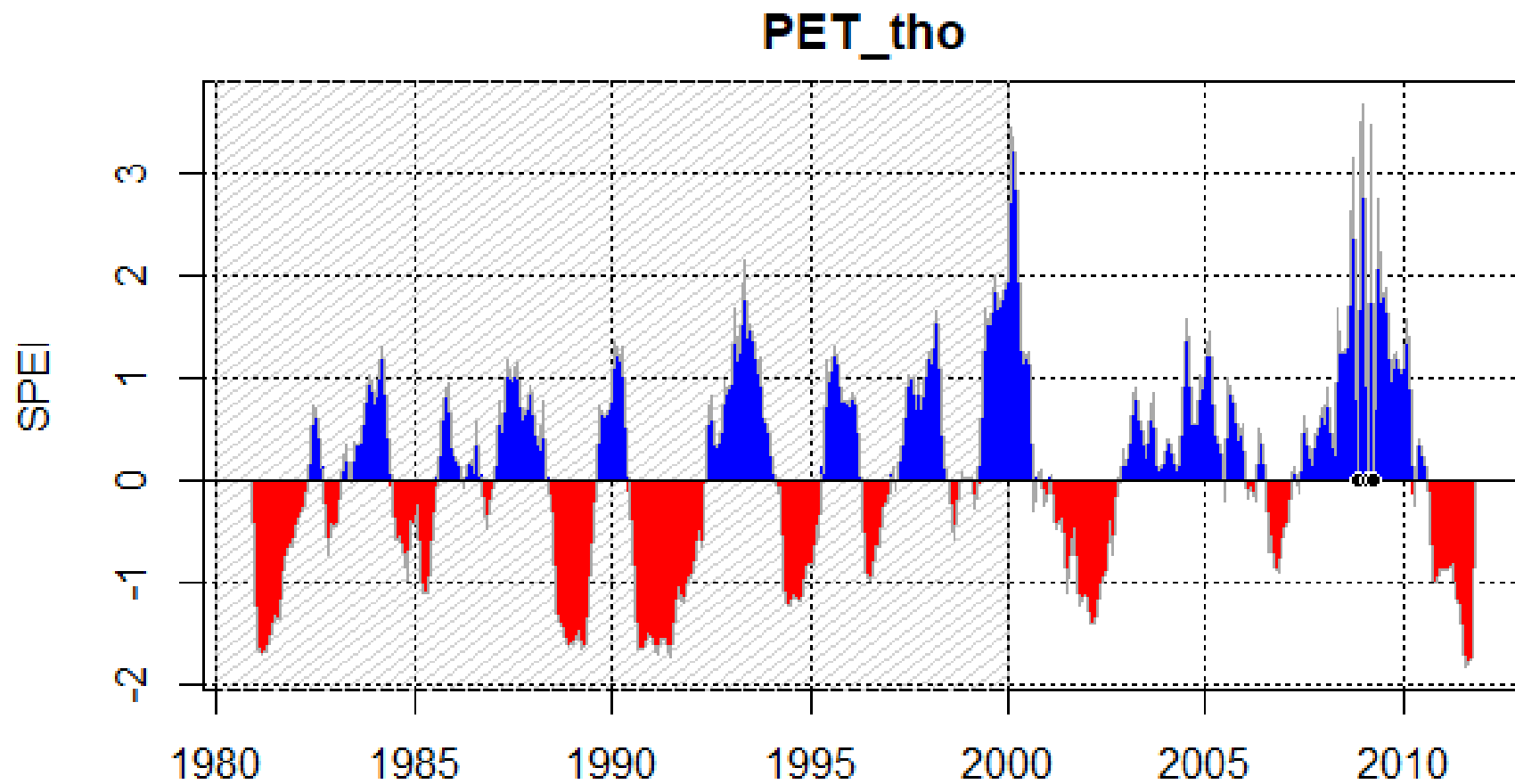
```
par(mfrow=c(2,1))
```

```
plot(spei1)
```

```
plot(spei12)
```



```
plot(spei(ts(wichita$PRCP-wichita$PET,  
            freq=12,  
            start=c(1980,1)),12,  
      ref.start=c(1980,1), ref.end=c(2000,1)))
```



```
#Calculate ETo based on Median Temp and Thornthwaite  
tho <- thornthwaite(wichita$TMED,40)
```

#40 represents the latitude of the study site

```
#Calculate ETo based on Hargraves and Tmin and Tmax  
har <- hargreaves(wichita$TMIN,wichita$TMAX,lat=37.6475)
```

```
#Compute ETo based on Penman  
pen = penman(wichita$TMIN,  
             wichita$TMAX,  
             wichita$AWND,  
             tsun=wichita$TSUN,  
             lat=37.6475,  
             z=402.6,na.rm=TRUE)
```

## 2. Δείκτης Αναγνώρισης Ξηρασίας (Reconnaissance Drought Index, RDI)

Λαμβάνει υπόψη την αθροιστική μηνιαία βροχόπτωση και την αθροιστική μηνιαία εξατμισοδιαπνοή.

$$\alpha_0^{(i)} = \frac{\sum_{j=1}^{12} P_{ij}}{\sum_{j=1}^{12} PET_{ij}}, i = 1(1)N \text{ and } j = 1(1)12$$

Όπου  $P_{ij}$  και  $PET_{ij}$  είναι η βροχόπτωση και η δυναμική εξατμισοδιαπνοή του j-μήνα του i-έτους το οποίο συνήθως ξεκινά από τον Οκτώβριο για τις Μεσογειακές χώρες και N είναι ο συνολικός αριθμός ετών.

$$RDI_n^{(i)} = \frac{\alpha_0^{(i)}}{\bar{\alpha}_0} - 1$$

### 3. Κανονικοποιημένος Δείκτης Αναγνώρισης Ξηρασίας (Normalized Reconnaissance Drought Index, RDI)

$$RDI_{st(k)}^{(i)} = \frac{y_k^{(i)} - \bar{y}_k}{\hat{\sigma}_{y_k}}$$

Όπου  $y_i = \ln(\alpha_o^{(i)})$ ;  $y_k$  είναι ο αριθμητικός μέσος και  $\sigma_{j_k}$  είναι η τυπική απόκλιση.

## Πλεονεκτήματα RDI

- Έχει φυσική έννοια, και υπολογίζει το συνολικό έλλειμα μεταξύ βροχόπτωσης και εξατμισοδιαπνοής.
- Μπορεί να υπολογιστεί για οποιοδήποτε χρονικό διάστημα (π.χ., 1 μήνας, 2 μήνες, κλπ.)
- Ο υπολογισμός πάντα καταλήγει σε μία ποσότητα με φυσική έννοια
- Συνδέεται με την αγρονομική ξηρασία
- Σχετίζεται με τις κλιματικές συνθήκες μίας περιοχής
- Περιγράφει κλιματικά ασταθείς και ανομοιόμορφες συνθήκες
- Καθώς η αύξηση της θερμοκρασίας (καύσωνας) συνδέεται καλύτερα με την ξηρασία από ότι η βροχόπτωση, ο δείκτης παράγει καλύτερα αποτελέσματα από τον SPI.