



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

«ΕΠΙΣΤΗΜΗ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»

**Εκτίμηση υδρομετεωρολογικών παραμέτρων
καταιγίδων κατακόρυφης ανάπτυξης**

Αποστολόπουλος Ιάσων

Επιβλέπων:

Ευάγγελος Μπαλτάς

Αναπληρωτής Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Οκτώβριος 2014

ΔΠΜΣ

Επιστήμη και
Τεχνολογία
Υδατικών Πόρων
2014

Ευχαριστίες

Με την ολοκλήρωση των μεταπτυχιακού μου κύκλου σπουδών, αισθάνομαι την ανάγκη να αναφερθώ σε όλους τους διδάσκοντες που γνώρισα στο συγκεκριμένο πρόγραμμα, τους οποίους εκτίμησα για την άριστη στάση τους απέναντι στους φοιτητές και την προθυμία τους για παροχή βοήθειας όποτε παρουσιαζόταν ανάγκη.

Όσον αφορά στην εκπόνηση της συγκεκριμένης διπλωματικής εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Αναπλ. Καθηγητή Ευάγγελο Μπαλτά, πρώτα από όλα για την ανάδειξη και τη βοήθεια στην επιλογή του θέματος της εργασίας, αλλά και για τις πολύτιμες συμβουλές του ως επιβλέπων καθηγητής, τη μεγάλη του προθυμία στην επίλυση προβλημάτων και τη βέλτιστη συνεργασία που είχαμε καθ' όλη τη διάρκειά της.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον υποψήφιο διδάκτορα Δημήτρη Πανάγο, τόσο για τα δεδομένα που μου εμπιστεύτηκε, όσο και για όλη την υποστήριξη και καθοδήγηση που μου παρείχε για την ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής εργασίας.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω την υποψήφια διδάκτορα Χρυσούλα Παπαθανασίου για την πάντα άμεση ανταπόκρισή της ιδιαίτερα στα πρώτα στάδια της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Τέλος, θα ήθελα να αναφερθώ στους γονείς μου για την ολόπλευρη στήριξη τους κατά τη διάρκεια των σπουδών μου, αλλά και στους κοντινούς μου ανθρώπους οι οποίοι στάθηκαν και στέκονται δίπλα μου όλα αυτά τα χρόνια.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	6
EXTENDED ABSTRACT	8
Introduction.....	8
Convective precipitation	9
The Z-R relationships.....	10
Disdrometer.....	12
Methodology.....	13
Convective-stratiform discrimination.....	14
Estimation of hydrometeorological variables.....	15
Conclusions and future work	18
Time distribution of convective rainfalls	19
Κεφάλαιο 1: Διάρθρωση εργασίας	21
1.1 Εισαγωγή	21
1.2 Αντικείμενο και διάρθρωση της εργασίας.....	22
Κεφάλαιο 2: Περιοχή μελέτης.....	24
2.1 Περιγραφή περιοχής μελέτης.....	24
2.2 Συχνότητα εμφάνισης μεταγωγικών καταιγίδων.....	26
Κεφάλαιο 3: Μετεωρολογικό υπόβαθρο.....	28
3.1 Εισαγωγή	28
3.2 Κατακρήμνιση.....	29
3.3 Σχηματισμός και ταξινόμηση νεφών.....	30
3.4 Μεταγωγική (convective) βροχοπτώση	32
3.4.1 Ορισμός.....	32
3.4.2 Ανυψωτικοί μηχανισμοί.....	33
3.4.3 Ταξινόμηση καταιγίδων	34
3.5 Χρονικές φάσεις της καταιγίδας.....	38
3.6 Διαστρωματική βροχοπτώση (stratiform).....	41
3.7 Δυσκολίες διάκρισης μεταγωγικών-διαστρωματικών βροχοπτώσεων	43
Κεφάλαιο 4: Μέτρηση κι εκτίμηση βροχοπτώσης	45
4.1 Γενικά	45
4.2 Βροχόμετρα και βροχογράφοι.....	45
4.3 Το μετεωρολογικό ραντάρ	46
4.3.1 Σύγκριση ραντάρ και βροχογράφων	48
4.4 Οι σχέσεις Z-R.....	49

4.4.1	Τρόποι εκτίμησης κι εξαγωγής σχέσεων Z-R	52
4.4.2	Χρησιμότητα των σχέσεων Z-R.....	53
4.5	Ντισντρόμετρο (disdrometer).....	55
4.5.2	Διατεταγμένος μετατροπέας και επεξεργαστής	59
4.5.3	Μετατροπέας αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (ANALYSER ADA – 90)	71
4.5.4	Το πρόγραμμα εφαρμογής του Disdrometer	75
4.6	Εκτίμηση υδρομετεωρολογικών παραμέτρων	82
4.6.1	Μικροδομή της βροχόπτωσης	82
4.6.2	Κατανομή μεγέθους υδροσταγονιδίων (DSD).....	84
4.6.3	Ένταση βροχόπτωσης, R.....	88
4.6.4	Παράγοντας ανακλαστικότητας ραντάρ, Z.....	89
4.6.5	Περιεκτικότητα σε νερό, W.....	90
4.6.6	Κινητική ενέργεια, E _κ	91
4.6.7	Συγκέντρωση υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους 0, N ₀ και κλίση Λ της κατανομής υδροσταγονιδίων N(D).....	93
Κεφάλαιο 5: Μεθοδολογία-Επεξεργασία δεδομένων.....		96
5.1	Σφάλματα - παράγοντες αβεβαιοτήτων στις μετρήσεις	96
5.1	Περιγραφή μεθοδολογίας.....	97
5.2	Διάκριση επεισοδίων μεταγωγικής και διαστρωματικής προέλευσης	98
5.2.1	Κριτήρια διαχωρισμού.....	98
5.3	Εσωτερική διερεύνηση στα επεισόδια.....	110
5.3.1	Μεταγωγικά επεισόδια.....	112
Κεφάλαιο 6: Ανάλυση αποτελεσμάτων.....		113
6.1	Συχνότητα εμφάνισης μεταγωγικών επεισοδίων	113
6.2	Υπολογισμός σχέσεων Z-R	113
6.2.1	Σχέση Z-R για τα 24 μεταγωγικά επεισόδια	113
6.2.2	Σχέση Z-R για τα ραγδαίας έντασης επεισόδια	116
6.2.3	Φυσική σημασία των σχέσεων Z-R.....	118
6.2.4	Διακύμανση σε επίπεδο επεισοδίου.....	120
6.2.5	Διακύμανση εντός του επεισοδίου	123
6.3	Σύνοψη και μελλοντική έρευνα	124
Κεφάλαιο 7: Στατιστικά στοιχεία μέγιστων εντάσεων και τελικών υψών..		126
Κεφάλαιο 8: Χρονική κατανομή βροχοπτώσεων.....		127
8.1	Γενικά- Πλαίσιο ανάπτυξης κι εφαρμογής	127

8.2	Μεθοδολογία-τύπος καμπυλών	128
8.3	Ανάλυση αποτελεσμάτων.....	132

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της εργασίας είναι η εκτίμηση των υδρομετεωρολογικών παραμέτρων των καταιγίδων κατακόρυφης ανάπτυξης (μεταγωγικών) και συγκεκριμένα της σχέσης που συνδέει τις τιμές του παράγοντα ανακλαστικότητας ραντάρ Z και της έντασης της βροχόπτωσης R .

Η σχέση αυτή, γνωστή και ως σχέση $Z-R$ έχει εξαιρετική σημασία στην ποσοτική εκτίμηση της βροχόπτωσης μέσω μετεωρολογικού ραντάρ, τόσο σε επίπεδο έγκαιρης πρόγνωσης επικίνδυνων καταιγίδων όσο και σε επίπεδο απόδοσης του πεδίου βροχής, σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν ή δε δύναται να εγκατασταθούν επίγεια μέσα μέτρησης της βροχόπτωσης.

Ωστόσο, η σχέση διέπεται από εξαιρετική αβεβαιότητα και αυτός είναι και ο λόγος που υπάρχει ένα μεγάλο εύρος δημοσιευμένων σχέσεων ανάλογα με τον τύπο της κατακρήμνισης, το κλιματικό καθεστώς της περιοχής κ.α.

Σκοπός της εργασίας είναι η συσχέτιση της $Z-R$ σχέσης με έναν από τους δύο κύριους τύπους που περιγράφουν τις εσωτερικές διεργασίες της κατακρήμνισης, τον μεταγωγικό. Ο μεταγωγικός τύπος (convective) περιγράφει τη βροχόπτωση που προέρχεται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και συνδέεται με υψηλές εντάσεις, μικρή διάρκεια και περιορισμένη οριζόντια έκταση.

Η αβεβαιότητα στη σχέση $Z-R$ συνδέεται σε μακροσκοπικό επίπεδο με το κλίμα, τον τύπο της βροχόπτωσης, την εποχή, το υψόμετρο, την ένταση, τη διάρκεια αλλά σε μικροσκοπικό επίπεδο όλα τα παραπάνω ανάγονται στην μικροφυσικές διεργασίες σχηματισμού της κατακρήμνισης των οποίων μια πολύ καλή περιγραφή αποτελεί η κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων (DSD).

Γι' αυτό το λόγο η συγκεκριμένη εργασία βασίστηκε στα δεδομένα 8 χρόνων του Disdrometer RD-69, ενός οργάνου που μετράει συνεχώς και αυτόματα την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και με τη χρήση των ενσωματωμένων στο πρόγραμμά του σχέσεων, εκτιμά τις βασικές υδρομετεωρολογικές παραμέτρους της βροχόπτωσης.

Παρόλο που τα δεδομένα μας είναι σε συνεχή χρόνο η ανάλυση έγινε σε χρονικό επίπεδο επεισοδίου βροχής, μεμονωμένου υδρολογικού γεγονότος (event). Κάτι που

διαφοροποιεί την εργασία είναι ότι σε σχέση με πολλές εργασίες καθορισμού σχέσεων Z-R, σκοπός μας είναι να απομονώσουμε ακέραια μεταγωγικά επεισόδια και να υπολογίσουμε τις σχέσεις Z-R.

Έτσι, βασικό τμήμα της εργασίας ήταν η μεθοδολογία για την απομόνωση των επεισοδίων που προσιδιάζουν σε καταιγίδες κατακόρυφης ανάπτυξης από ένα ευρύ φάσμα συνεχών δίλεπτων μετρήσεων του disdrometer, με τη θέσπιση κριτηρίων διάρκειας, έντασης, ανακλαστικότητας και χρονικής απόστασης μεταξύ των καταιγίδων.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Rain is the source of the continental water resources, and is the origin of all hydrological processes. Whatever model or study of the hydrological cycle and of the availability and quality of water resources, relies on a good spatial and temporal estimate of the rainfall field. For this reason, meteorological radars have been regarded since the early 1970s as one of the most promising tools to improve hydrological modeling and applications, especially because of their potential ability to provide a description of the rainfall field in accord with the space and time resolution required in hydrology.

Measurement of precipitation is an important application of meteorological radar. The most convenient method for the measurement of intensity of rainfall is by assuming an empirical expression of the form $Z = A \cdot R^b$, known as Z-R relationship, where Z is the reflectivity factor and R is the rainfall rate.

The Z-R relationship is highly dependent on the precipitation types; whether it is convective, stratiform or mixed types. Event type is one of the major influences of Z-R relationship that must be studied accordingly. That's why the purpose of this thesis is to investigate the Z-R relationships only for convective rainfall in the area of Athens.

Thunderstorms in Athens often lead to flash flood events with disastrous consequences on the economy, the environment and in some cases have resulted in fatalities. (Korologou M. et al., 2014)

The analysis of the drop size distribution (DSD) is a key point in the understanding of the physical processes that govern the rainfall properties widely used in meteorology, hydrometeorology, and especially in radar meteorology studies (Joss and Zawadzki (1997)). It is also a key point to improve the Z-R conversion required to estimate rainfall intensities from radar.

That's why our methodology was based on the dataset measurements of an instrument that can estimate the raindrop size distribution, a disdrometer RD-69.

Convective precipitation

By definition, convective rainfall is a type of precipitation, invariably produced by a cumulonimbus cloud, and usually is accompanied by lightning and thunder. It is related with strong gusts of wind, heavy rain, and sometimes hail. Meteorologists often use the word "convection" to describe such storms in a general manner, though the term convection specifically refers to the motion of a fluid resulting in the transport and mixing of properties of the fluid. To be more precise, a convective cloud is one which owes its vertical development, and possibly its origin, to convection (upward air currents). They can be classified in many categories such as a single-cell or air-mass storm typically last 20-30 minutes or multicell line (*squall line*) storms consist of a line of storms with a continuous, well developed gust front at the leading edge of the line that last longer.

Convective precipitation falls over a certain area for a relatively short time, as convective clouds have limited horizontal extent.

There are two main categories of convective thunderstorms. The first is the air mass or thermal thunderstorms, that occur usually at the dry period of the year (April-September) and are produced by the localised rising of hot damp air, since the packet of air is transferred well into the troposphere as a result of the strong heating of the surface of the earth. Thus, they produce intense afternoon and evening rains of short duration and limited area extent. The second is the frontal convective thunderstorms that may have greater area extent but point rainfall maximums. An example of the latter type is at the passing of a cold front.

On the contrary, stratiform precipitation is generally thought to occur almost exclusively with fronts in midlatitude cyclones, where ice particles grow predominantly by vapor deposition in a deep, largely buoyantly stable nimbostratus cloud layer, drift down from upper levels, melt, and fall to the earth's surface as raindrops. Stratiform precipitation systems usually consist of extended horizontal extent, so they produce rains events with longer duration and low rainfall intensities.

Sometimes it is difficult to distinguish the two types because they may occur entangled with each other in the same cloud complex. (Houze, 1993)

The Z-R relationships

For many years meteorologists have attempted to find a useful relation between the radar reflectivity factor Z and the rainfall rate R . The relationship between Z and R is generally a power law of the form:

$$Z = A \cdot R^b \quad \text{eq. (1)}$$

with R in mm/h and Z in mm⁶/m³

Unfortunately, there is no single relation that can satisfy all meteorological phenomena. Battan (1973) lists no fewer than 69 separate Z-R relationships that have been proposed by various investigators and the list is getting larger until today. Some of those are:

$$Z = 200 \cdot R^{1.6} \quad (\text{widespread rain}), \text{ Dutton, 1967}$$

$$Z = 350 \cdot R^{1.6} \quad (\text{thunderstorm}), \text{ Dutton, 1967}$$

$$Z = 250 \cdot R^{1.5} \quad (\text{widespread rain}) \text{ Joss et al., 1970}$$

$$Z = 500 \cdot R^{1.5} \quad (\text{thunderstorm}), \text{ Joss et al., 1970}$$

Different equations are suitable for different types of precipitation, (stratiform or convective), locations (higher latitude or lower latitude) and other meteorological factors.

Since the early work of Marshall and Palmer (1948), the DSD and the relation between the radar reflectivity (Z) and the rainfall intensity (R) is one center of interest in the atmospheric community (Fujiwara, 1965; Waldvogel, 1974; Sempere Torres et al., 1994; Ulbrich and Atlas, 1997; Testud et al., 2001; Lee and Zawadzki, 2005, to name just a few contributions).

Adapting the Z-R relationship to different rain types within a given storm is seen as a promising way to improve radar quantitative precipitation estimation that is the main key parameter for many hydrological applications such as rainfall-runoff estimation, water catchment capacity calculation, flood forecasting, watering for agriculture and many other hydrological purposes.

There are 3 techniques commonly adopted to derive relationships for Z-R.

1. Drop Size Distribution (DSD)

2. Statistical Method

3. Matching Probability Method

The statistical methods require that the parameters A and b in Eq. (1) can be obtained by combining the information sampled by both the weather radar and a rain gauge network. Unfortunately, differences in the sampling characteristics of both devices complicate the representativity of these results (Kitchen and Blackall, 1992; Steiner and Smith, 2004). Such scale problems do not occur when raindrop size distributions are sampled by disdrometers, from which it is possible to estimate both Z and R directly and simultaneously because both radar reflectivity and rain rate are functions of the precipitation's drop size distribution (Hazenberget al. (2010).

Since the rain rate R and the reflectivity factor Z are being related to the statistical moments of DSD, the multiplicity of their relationship would be primarily the result of the spatial and temporal variability of the DSD. In other words, natural variations of DSD characteristics between type of rain and from storm to storm induce a variability in the Z - R relations which affect the quantitative estimation of rain rate from radar reflectivity. To improve the accuracy of rainfall estimation by radar, numerous studies have given special attention to the determination of Z - R relationships valid for different climatic zones and particularly for different types of precipitation, locations (higher latitude or lower latitude) and other meteorological factors.

Finally, the Z - R relations are useful not only for flood forecasting but also for post-storm assessment to places where rain gauges are hard to be established.

Also in scattered convective situations, heavy rainfall can occur across portions of a river basin, and still miss several of the rain gages. This can lead to erroneous stage forecasts. Also, if a gage breaks, or appears to be giving faulty readings, it would be useful to have another source for comparison of rainfall amounts. That comparison is the radar reflectivity factor.

Disdrometer

A Disdrometer RD-69 is installed at the Meteorological station of the National Technical University of Athens and is operating since November 1997.



Figure 1: A disdrometer RD-69

The Disdrometer RD-69 (Figure 1 and 2), has a sampling area of 50 cm² and it is sensitive to rain drop diameter ranging from 0,3 mm to 5,3 mm. Disdrometer measures the raindrop size distributions continuously and automatically having the ability to transform the vertical momentum of an impacting raindrop into an electric pulse, whose amplitude is a function of the drop diameter. The RD-69 is connected to an ADA-90 analyzer (Figure 2c) and this to a PC.



Figure 2: A disdrometer RD-69 system

The knowledge of drop size distributions in rain is of importance in radar meteorology, precipitation physics, microwave propagation etc., and can be used for the estimation of other hydrometeorological parameters, such as rainfall rate R , liquid water content in a given volume W , radar reflectivity factor Z , etc. To calculate a drop size distribution, the distribution of drops of the diameter corresponding to size class per unit volume must first be calculated from the data for every drop size class.

The RD-69 Disdrometer for raindrops consists of three main units (Distromet LTD, 1997):

- The transducer which is exposed to the rain (Figure 2a)
- The processor (Figure 2b)
- The analog to digital converter - adapter, Analyser ADA – 90 (Figure 2c)

The major restrictions of the Joss-type disdrometer (Dan Brawn et al, 2007) is the inability to measure diameter drops of more than 5.373 mm, the dead time error when a large drop hits the instrument and the instrument misses some drops for a small time interval afterwards, and the processing restrictions of the disdrometer's analyzer in intense precipitation that filters the bins of small diameters confusing them with external noise errors.

The dead time correction algorithm, used to overcome problem of insensitiveness of the disdrometer to small drops in heavy rain, is not utilized in the present study.

Methodology

Our dataset consist of rainfall data collected from 10/2005 since 1/2014, comprised an almost 90.000 min data base.

It is important to mention that at this Msc thesis, Z-R relationships are derived for each separated (distinct) convective rain event in contrast to many other papers where Z-R relationships are obtained from data collected through several storms, from different rain events, by applying, discrimination algorithms at the whole disdrometer dataset. For example Nieuzkou et al (2002) proposed a threshold rainfall rate of $R > 10$ mm/h as a criterion for classifying convective rain.

In that way, a lot of researchers separate the whole dataset to stratiform 2-minute spectra and convective 2-minute spectra. The different spectra are discriminated by using thresholds in rainfall rate and/or reflectivity values.

Caracciolo et al., 2008, proposed another discrimination algorithm and classified the DSD spectra to the below categories:

- if $R < 10 \text{ mm/h}$ and $Z < 38 \text{ dBZ}$: Stratiform rain
- if $R > 10 \text{ mm/h}$ and $Z < 38 \text{ dBZ}$: heavy Stratiform rain
- if $R > 10 \text{ mm/h}$ and $Z > 38 \text{ dBZ}$: Convective rain
- if $R < 10 \text{ mm/h}$ and $Z > 38 \text{ dBZ}$: shallow Convective rain

In that way, they detect the S and C minutes and not events and they identify their peculiar characteristics in terms of DSD parameters.

So our first task was to distinguish the convective events to derive the Z-R relationships.

Convective-stratiform discrimination

We know convective systems in Athens produce intense rains of short duration, limited area extent, and usually occur during the hot and dry period of the year.

So the first criterion was the rain duration. We searched for events that lasted less than 2 hours.

Since our collected data was a continuous of 2 minutes measurements the first step was to define the rain event by choosing one rain interval. By applying a 2 hours rain interval meant that a rain episode was defined as a rain period separated from preceding and succeeding rainfall by 2 hours or more. In that way, our disdrometer dataset contained of 603 episodes, 193 of which lasted less than 2 hours.

Many of these 2-hour events occurred usually at the cold period of the year. These are usually parts of a widespread stratiform precipitation system.

In order to isolate the convective events and unify the so-called stratiform phases of short duration, we chose rain interval of 12 hours.

The next criterion was the mean rainfall rate. We searched for events where mean rainfall intensity was greater than $R > 5 \text{ mm/h}$. As a result, we found 24 episodes.

Rainfall events that didn't reach a total rainfall amount above 5 mm, throughout the whole event were discarded, as not important in terms of flooding risk.

Estimation of hydrometeorological variables

The drop size distribution (DSD) is a fundamental property of rainfall because the shape of the distribution reflects the physics of rain formation processes. During each precipitation episode, the disdrometer generated a temporal sequence of raindrop size distributions with a sampling time of 2 min. The integral parameters of the rainfall, the rainfall rate R , the reflectivity factor Z , have been estimated from the next equations.

$$R = \frac{\pi}{6} * \frac{1}{At} \sum_{i=1}^{20} N_A (D_i) D_i^3 \quad \text{eq. (2)}$$

$$Z = \frac{1}{At} \sum_{i=1}^{20} \frac{N_A (D_i)}{V(D_i)} D_i^6 \quad \text{eq. (3)}$$

where N_A is the number of drops measured in drop size class i ; D_i is the average diameter of the drops in class, A is the size of the sensitive surface of the Disdrometer, t is the time interval for one measurement (2minutes), $V (D_i)$ is the fall velocity of a drop with the diameter D .

The overall relationship of the 24 convective events was computed by a linear regression of Z versus R and the result was $Z = 370 \cdot R^{1.38}$

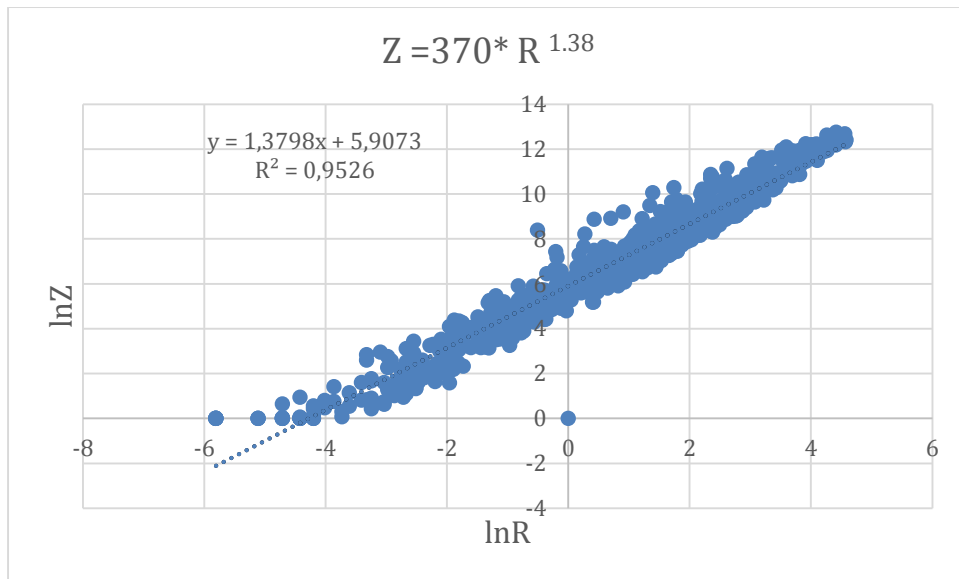


Figure 3: Overall relationship of Z versus R with linear regression.

For rainfall events with high mean rainfall intensities ($R \geq 15$ mm/h) the overall Z-R relationship was

$$Z = 508 \cdot R^{1.4}$$

The A and b parameters of the Z-R relationships for each event computed by a linear regression method and their A and b coefficients are shown below.

α/α	Date and time	A	β	R ²
1	23/3/06 4:20 pm.	227	1.53	0.99
2	28/9/06 1:17 pm	507	1.3	0.97
3	7/10/06 8:10 pm	247	1.37	0.97
4	19/5/07 12:01 am	290	1.36	0.97
5	6/6/07 5:23 pm	454	1.42	0.95
6	12/10/07 6:17 pm	330	1.32	0.88
7	20/10/07 12:49 pm	464	1.39	0.97
8	20/10/07 9:31 am	311	1.34	0.96
9	22/9/08 2:56 pm	262	1.57	0.90
10	25/9/08 9:06 am	230	1.35	0.98
11	18/12/08 10:07 pm	330	1.37	0.99
12	23/1/09 3:24 pm	376	1.26	0.97
13	15/4/09 1:28 pm	584	1.37	0.97
14	20/5/10 11:44 pm	270	1.43	0.89
15	11/9/10 2:26 pm	416	1.25	0.97
16	22/1/11 3:18 am	317	1.42	0.99
17	26/5/11 5:53 pm	720	1	0.99
18	27/5/11 3:21 pm	468	1.35	0.97
19	12/6/11 11:41pm	432	1.47	0.96
20	14/6/11 1:35 pm	244	1.44	0.95
21	17/9/12 4:42 am	380	1.41	0.96
22	16/1/13 9:28 am	287	1.56	0.91
23	11/11/13 6:15 pm	437	1.36	0.95
24	24/1/14 9:57 pm	567	1.35	0.99

Table 1: A and b coefficients of the 24 selected convective events

It is obvious that there is high variability at the values of the A coefficient which derives from the fact that since the Z-R relationships are calculated from the DSD, they reflect variations of the microphysical processes inside clouds (e.g. coalescence, break-up, evaporation).

Our results agree with the observations of many investigators since generally high A values associated with low b values are representative of convective mid-latitude precipitation (F: Fujiwara, 1956; J: Jones, 1956; Joss and Waldvogel, 1969).

However, the coefficients and exponents of the Z-R relations vary over a wide range. They not only vary with space and time but also with the precipitating system.

For a given Z–R exponent the convective events generally exhibit a larger prefactor A. This latter aspect is different from DSD studies performed in tropical regions (Tokay and Short, 1996; Atlas et al., 1999)

Precipitation which contains a larger convective fraction generally exhibits smaller values of the exponent b. This property can be related to the fact that convective precipitation is generally associated with larger raindrop number concentrations and larger vertical extents. Both aspects increase the overall interaction time between raindrops, leading to a more number controlled situation and thus smaller values of the prefactor. For the more stratiform precipitation a much larger range of prefactor values is observed.

Conclusions and future work

The overall Z-R relationship for the 24 convective events is in agreement with past works that estimated Z-R relationships for convective at mid-latitudes rain.

The major part of this work was to apply some criteria for the discrimination between convective and stratiform events, based only at the disdrometer dataset. The results showed adequate correlation with the standard properties of a convective event but still a lot of research is needed before these relationships will be ready to be used for quantitative purposes. It is also important to mention that all the analysis was based on real data, derived from only one instrument and no assumption was made to improve the quality of the results.

Due to the high DSD variability, a single Z-R relationship may not be valid at higher rainfall rates and is suggested to deploy time series analysis in order to establish better relations between radar reflectivity and rainfall rates. In addition to that, stochastic analysis time series would be a useful fitting in order to have a quantitative estimation of the uncertainty that dominate in the precipitation processes.

Time distribution of convective rainfall events

The final step of our analysis is to provide information on the time-distribution characteristics of these 24 convective events. It is proven that the knowledge of the time profiles of extreme events is crucial for runoff computations related to the design and operation of runoff control structures. That's the reason that runoff models require definition of the time distribution characteristics of rainfall during heavy storms.

Information is presented in the form of curves derived for groups of storms categorized as first-, second-, third-, or fourth-quartile storms depending on whether the greatest percentage of total storm rainfall occurred in the first, second, third, or fourth quarter of the storm period. The time distributions are expressed as cumulative percentages of storm rainfall and storm duration to enable comparisons between storms.

The majority of the rainfalls showed a tendency to be associated more often with first-quartile distributions, especially those lasting up until 30 minutes. This verification agrees with the observation of Zahed Filho and Marcellini (1995) that, even though many papers present a great variability in the time distribution of rainfall events with the same duration, rainfall events of a short duration, less than half an hour, exhibit a hyetograph that is characterized by high intensity at the beginning of the precipitation event.

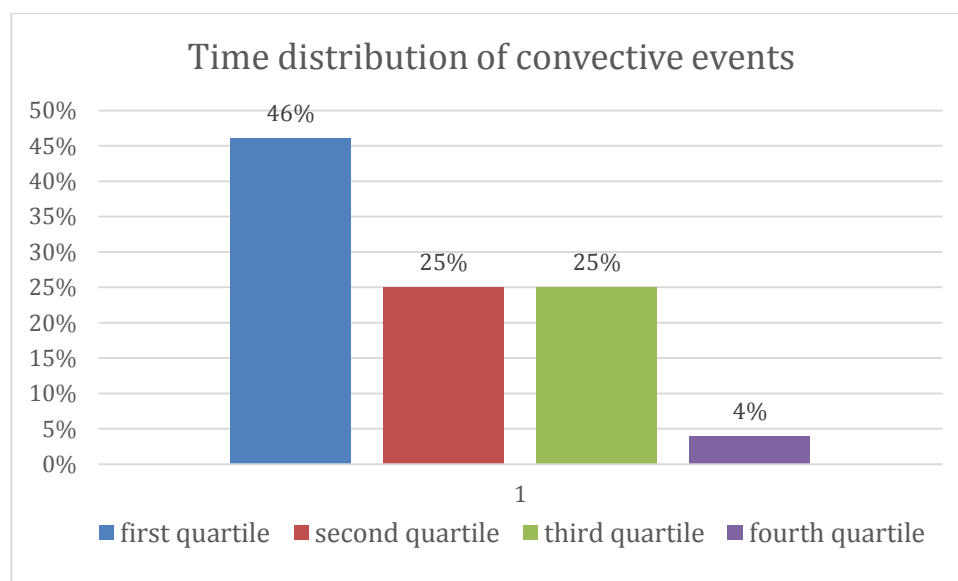


Figure 4: Time distribution of the 24 convective rainfall events

This is in agreement with Wiesner's observation (1970) that rainfall time distributions depend on rainfall type and duration, with two main types: storms or models of convergence storms of 1-hour duration and the more common events of 6- to 24-hour duration. The storms of 1-hour duration present a peak at the beginning of the storm, while the common storms of 6-, 12-, 18- and 24-hour duration present an average relation independent of the duration, with the most heavy rainfall falling during the third quartile.

It is observed that convective systems are associated with heavy rainfall with great initial intensity that subsequently attenuates. Rainfall events produced by frontal systems present an average time distribution that is similar to that of rainfall events lasting between 6 and 24 hours. The greatest intensities occur during the second and third quartiles. Rainfall events arising from stationary fronts, which are continuous and persistent, with more than a 24-hour duration, present a more uniform average time distribution.

Κεφάλαιο 1: Διάρθρωση εργασίας

1.1 Εισαγωγή

Είναι γεγονός ότι τα τελευταία χρόνια, στην Ελλάδα, αυξάνει συνεχώς η ανάγκη για πιο διεξοδική μελέτη της κίνησης του ύδατος και των συνεπειών της (πλημμύρες, διαβρώσεις, κ.λ.π), από τη στιγμή που φτάνει στο έδαφος με τη μορφή ατμοσφαιρικού κατακρημνίσματος έως ότου καταλήξει με επιφανειακή ή υπόγεια απορροή στους μεγάλους φυσικούς ή τεχνητούς αποδέκτες (ποτάμια, θάλασσα, λίμνες, υπόγεια υδροφόρα στρώματα, κλπ). Η εξασφάλιση του πόσιμου και του αρδευτικού νερού καθώς και η προστασία από τις πλημμύρες και την ξηρασία είναι ζητήματα που κάνουν επιτακτική την ανάγκη ανάπτυξης δραστηριοτήτων και νέων τεχνικών με σκοπό την όσο το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμηση και πρόγνωση των υδρολογικών διαδικασιών.

Ειδικά στην περιοχή της Αττικής, παρουσιάζονται αξιοσημείωτες μεταγωγικές και αιγίδες, που σε συνδυασμό με την έντονη αστικοποίηση και τις ανεπάρκειες του δικτύου οδηγούν σε αιφνίδιες τοπικές πλημμύρες μεγάλου όγκου και μικρής διάρκειας (flash floods). Οι πλημμύρες αυτές προκαλούν πολύ συχνά εκτεταμένες υλικές καταστροφές ακόμα και θανάτους.

Στην ακριβέστερη πρόγνωση των φαινομένων αυτών μπορεί να συντελέσει η ακριβέστερη εκτίμηση των σχέσεων Z-R για τα μεταγωγικού τύπου επεισόδια και συγκεκριμένα για την περιοχή της Αττικής. που είναι και το αντικείμενο αυτής της εργασίας.

1.2 Αντικείμενο και διάρθρωση της εργασίας

Αντικείμενο της εργασίας είναι η εκτίμηση δύο πολύ βασικών υδρομετεωρολογικών παραμέτρων της βροχόπτωσης, και συγκεκριμένα του παράγοντα ανακλαστικότητας ραντάρ Z, και της έντασης της βροχόπτωσης R. Η ανάλυση γίνεται προκειμένου να υπολογιστεί η σχέση που συνδέει τα δύο αυτά μεγέθη, γνωστή ως σχέση Z-R. Οι σχέσεις Z-R χαρακτηρίζονται από εξαιρετική μεταβλητότητα που οφείλεται τόσο στον κλιματολογικό τύπο της περιοχής όσο και στον τύπο της κατακρήμνισης. Δύο είναι οι βασικοί τύποι που περιγράφουν τη μικροφυσική της κατακρήμνισης: ο μεταγωγικός τύπος (convective) που συνδέεται με νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης που παράγουν καταιγίδες μικρής διάρκειας και υψηλής έντασης και ο διαστρωματικός (stratiform) τύπος όπου κυριαρχεί η οριζόντια ανάπτυξη και παράγει ομοιόμορφες βροχοπτώσεις, μεγάλης διάρκειας και μικρής έντασης.

Όσον αφορά στον κλιματολογικό τύπο, η περιοχή της Αττικής χαρακτηρίζεται από μεγάλης διάρκειας διαστρωματικές βροχοπτώσεις την ψυχρή περίοδο του έτους και έντονα μεταγωγικά επεισόδια την θερμή, τα οποία σχετίζονται με αυξημένη πιθανότητα πρόκλησης πλημμυρικών φαινομένων. Συνεπώς, η ακριβής εκτίμηση της έντασης της βροχόπτωσης R από τις μετρήσεις του παράγοντα ανακλαστικότητας του ραντάρ Z είναι κεφαλαιώδους σημασίας για την πρόγνωση των φαινομένων αυτών.

Επομένως, σκοπός της εργασίας είναι ο διαχωρισμός και η απομόνωση των επεισοδίων που προσιδιάζουν σε καταιγίδες κατακόρυφης ανάπτυξης από ένα ευρύ φάσμα συνεχών δίλεπτων μετρήσεων του disdrometer. Η επιλογή έγινε με τη θέσπιση συγκεκριμένων κριτηρίων αλλά και με διερεύνηση της δομής του κάθε επεισοδίου όσον αφορά τις υδρομετεωρολογικές του παραμέτρους.

Αναλυτικότερα, στο κεφάλαιο 2 περιγράφεται η περιοχή μελέτης και το υδρολογικό καθεστώς της. Στο κεφάλαιο 3 αναλύονται οι ατμοσφαιρικές διεργασίες της κατακρήμνισης και οι δύο διαφορετικοί τύποι που περιγράφουν την κατακρήμνιση, ο μεταγωγικός και ο διαστρωματικός. Στο κεφάλαιο 4 παρουσιάζονται οι μέθοδοι μέτρησης κι εκτίμησης της βροχόπτωσης, αναλύεται ο ρόλος των σχέσεων Z-R, περιγράφεται η λειτουργία του disdrometer RD-69 και ο τρόπος εκτίμησης των υδρομετεωρολογικών μεταβλητών της βροχόπτωσης.

Στο κεφάλαιο 5 περιγράφεται η μεθοδολογία και τα κριτήρια διαχωρισμού των επεισοδίων και στο κεφάλαιο 6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και συμπεράσματα από την ανάλυση των σχέσεων Z-R στα 24 επεισόδια της μελέτης. Στο κεφάλαιο 7 παρουσιάζονται στατιστικά στοιχεία μέγιστων εντάσεων και μέγιστων υψών από το δείγμα των μετρήσεων του ντιστρομέτρου.

Τέλος, στο κεφάλαιο 8 παρουσιάζεται η χρονική κατανομή των 24 μεταγωγικών επεισοδίων που μελετήσαμε.

Κεφάλαιο 2: Περιοχή μελέτης

2.1 Περιγραφή περιοχής μελέτης

Τα κλιματικά στοιχεία της Ελλάδας που σχετίζονται με τις πλημμύρες αλλά και τις ξηρασίες παρουσιάζουν σημαντική γεωγραφική μεταβλητότητα. Η ανεπτυγμένη ακτογραμμή και το έντονο ανάγλυφο (ορογραφία) είναι στο μεγαλύτερο βαθμό υπεύθυνα για αυτή τη μεταβλητότητα.

Η περιοχή μελέτης της συγκεκριμένης εργασίας είναι η ευρύτερη αστική περιοχή του λεκανοπεδίου της Αττικής. Παρόλο που τα δεδομένα μας προέρχονται από σημειακές μετρήσεις βροχόπτωσης στην περιοχή του Ζωγράφου, θεωρούμε ότι τα συμπεράσματα έχουν αξία για όλο το λεκανοπέδιο μιας και οι κλιματολογικές αλλά και οι πολεοδομικές συνθήκες που επικρατούν στις περισσότερες περιοχές του, είναι παρόμοιες.

Η Αττική αποτελεί την πρώτη σε πληθυσμό και πιο πυκνοκατοικημένη περιφέρεια της Ελλάδας, με συνολική έκταση 3.808 km², ενώ φιλοξενεί και το πολεοδομικό συγκρότημα της Αθήνας που αποτελεί την πρωτεύουσα της Ελλάδας, συγκεντρώνοντας, μαζί με το συγκρότημα του Πειραιά, το 1/3 του πληθυσμού της χώρας (3.181.872 κάτοικοι το 2011).

Το λεκανοπέδιο της Αττικής χαρακτηρίζεται από σύνθετη τοπογραφία και πυκνή αστική δόμηση, βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος 37° 58' 27'', και έχει μεσογειακό κλίμα, το οποίο χαρακτηρίζεται από ήπιους υγρούς χειμώνες και ήπια, ζεστά και ξηρά καλοκαίρια, εξαιτίας της επιρροής των υποτροπικών αντικυκλώνων. Το μέσο ετήσιο ύψος βροχής κυμαίνεται μεταξύ 230-611mm, αυξανόμενο αναλογικά με το υψόμετρο. Η μέση ετήσια επιφανειακή βροχόπτωση εκτιμάται στα 461.3mm (3-4 φορές χαμηλότερη σε σχέση με άλλα μέρη της δυτικής Ελλάδας). Ιδιαίτερα κατά την ξηρή περίοδο του έτους, παρουσιάζονται αξιοσημείωτες μεταγωγικές καταιγίδες, που σε συνδυασμό με την έντονη αστικοποίηση και τις ανεπάρκειες του δικτύου οδηγούν σε αιφνίδιες τοπικές πλημμύρες μεγάλου όγκου και μικρής διάρκειας (flash floods). Οι πλημμύρες αυτές προκαλούν πολύ συχνά εκτεταμένες υλικές καταστροφές ακόμα και θανάτους.



Σχήμα 2.1: Περιοχές του νομού Αττικής επιρρεπείς στις πλημμύρες. (Ημερίδα ΔΠΜΣ, έτος 2012-2013)

Σε μετεωρολογικό επίπεδο, η αστικοποίηση έχει συμβάλλει στο φαινόμενο των μεταγωγικών καταιγίδων λόγω του φαινομένου της αστικής θερμικής νησίδας (UHI) (Nastos, et al., 1999). Οι πιθανοί κύριοι παράγοντες που προκαλούν τις μεταβολές στη βροχόπτωση λόγω αστικοποίησης, είναι η μηχανική διαταραχή που προκύπτει από την αυξημένη τραχύτητα της επιφάνειας σε συνδυασμό με την αισθητή θερμότητα από τον αστικό θερμό αέρα και ανθρωπογενείς πυρήνες συμπύκνωσης που αιωρούνται στον αέρα πάνω από τα αστικά κέντρα. Αυτοί οι παράγοντες είναι υπεύθυνοι για ισχυρές καταιγίδες κατακόρυφης ανάπτυξης (convective) στις ανεπτυγμένες μεγαλουπόλεις. Πολλές μελέτες έχουν δείξει ότι το UHI σχετίζεται με μεταγωγική κατακρήμνιση (convective) στην Ατλάντα (Bornstein and Lin, 2000), στην πόλη του Μεξικού (Jauregui and Romales, 1996), στο Τελ Αβίβ (Goldreich and Μανές, 1979), στο Πεκίνο Πόλη (Guo et al., 2006), το Τόκιο (Yonetani, 1982) στο Λονδίνο (Atkinson, 1971) και στην Άγκυρα (Cicek and Turkoglu, 2005).

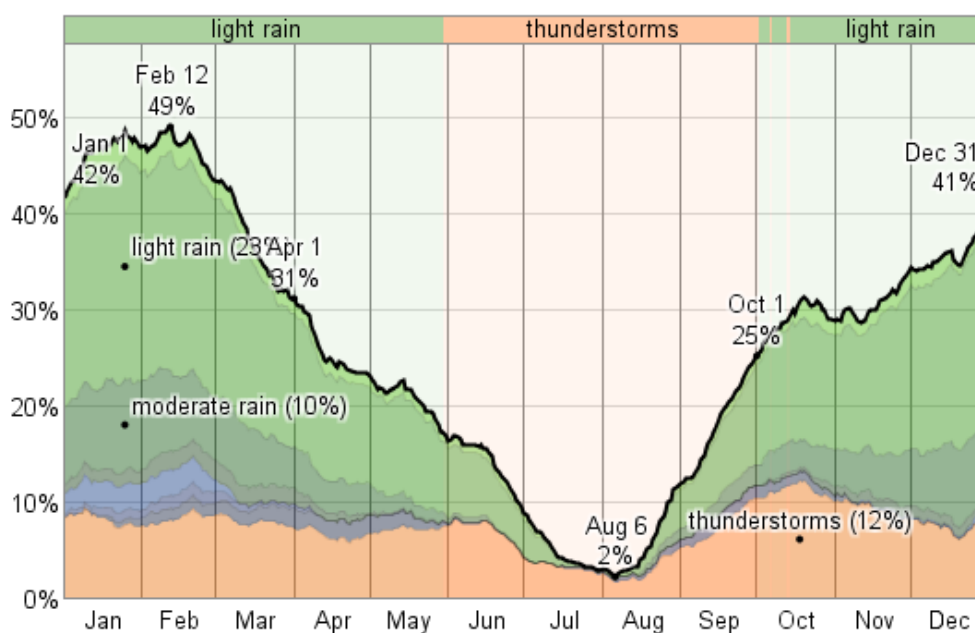
Σε υδρολογικό επίπεδο, η πυκνή και χωρίς σχέδιο δόμηση της Αθήνας συμβάλλει στην μείωση του χρόνου συγκέντρωσης και στην αύξηση του συντελεστή επιφανειακής

απορροής καθιστώντας τις έντονες καταιγίδες πολύ πιο επικίνδυνες. Στα διαχρονικά προβλήματα της Αθήνας που εντείνουν το πρόβλημα των πλημμυρών συγκαταλέγονται, ο περιορισμός των χώρων πρασίνου και των φυσικών υδατορευμάτων, η ανεπαρκής συντήρηση και επιτήρηση των αντιπλημμυρικών έργων, το ανεπαρκές υδρογραφικό δίκτυο και άλλα.

Όλα τα παραπάνω καθιστούν την μελέτη και ανάλυση των μεταγωγικών καταιγίδων στην συγκεκριμένη περιοχή ιδιαίτερη σημαντική.

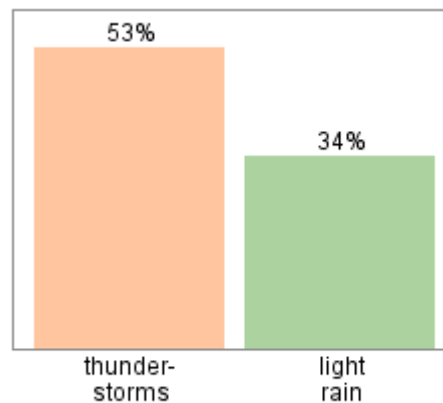
2.2 Συχνότητα εμφάνισης μεταγωγικών καταιγίδων

Σύμφωνα με τα δεδομένα του μετεωρολογικού σταθμού του αεροδρομίου Ελ. Βενιζέλος η πιθανότητα βροχόπτωσης διαφοροποιείται μέσα στο έτος και παρουσιάζεται στον παρακάτω πίνακα.



Πίνακας 2.2 Πιθανότητα παρατήρησης βροχόπτωσης μέσα στη μέρα για κάθε μήνα του έτους. Αν την ίδια μέρα συνυπάρξουν δύο διαφορετικοί τύποι βροχόπτωσης, καταγράφεται μόνο η πιο έντονη βροχόπτωση. Για παράδειγμα αν την ίδια μέρα παρατηρηθεί ασθενής βροχή και αργότερα καταιγίδα αυτή η μέρα καταγράφεται ως ημέρα καταιγίδας.

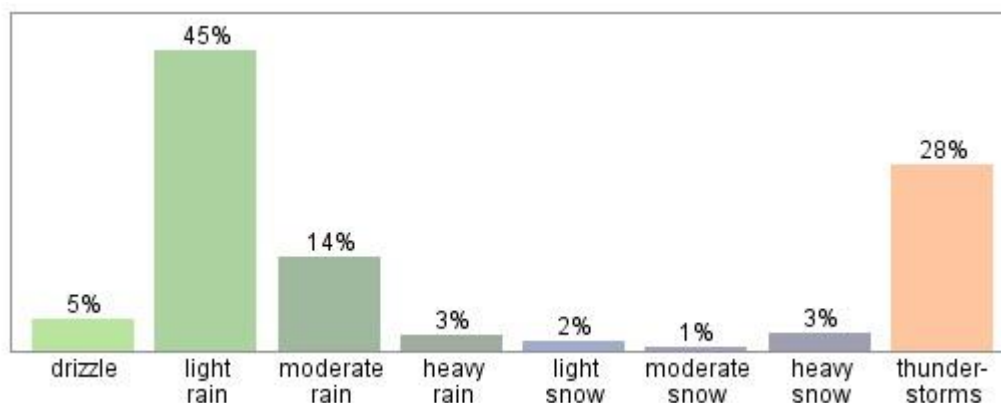
Παρατηρούμε ότι η συχνότητα εμφάνισης των μεταγωγικών καταιγίδων είναι πολύ μεγαλύτερη τη θερμή περίοδο του έτους, το οποίο επιβεβαιώνεται από το παρακάτω διάγραμμα.



Πίνακας 2.3 Συχνότητα εμφάνισης μεταγωγικών – διαστρωματικών επεισοδίων την καλοκαιρινή περίοδο (Ιούνης-Σεπτέμβρης)

(<https://weatherspark.com/averages/32181/Athens-Athina-Attica-Greece>)

Η συχνότητα εμφάνισης διάφορων τύπων κατακρήμνισης μέσα στο έτος παρουσιάζεται στο επόμενο διάγραμμα



Πίνακας 2.3 Συχνότητα εμφάνισης διάφορων τύπων βροχόπτωσης μέσα στο έτος

(<https://weatherspark.com/averages/32181/Athens-Athina-Attica-Greece>)

Κεφάλαιο 3: Μετεωρολογικό υπόβαθρο

3.1 Εισαγωγή

Η ποσότητα και η κατανομή της βροχής (rain) στο χώρο και το χρόνο, ορίζουν τη διαθεσιμότητα και τη συμπεριφορά των υδατικών πόρων (πηγών, ποταμών, λιμνών και υπόγειων αποθηκών) και καθορίζουν τους όρους με τους οποίους χρησιμοποιούνται αυτοί από τον άνθρωπο. Για το λόγο αυτό θα πρέπει να γίνει κατανοητή, όσο το δυνατόν πληρέστερα, η συμπεριφορά των βροχοπτώσεων στο χώρο και το χρόνο πάνω από τον ελλαδικό χώρο.

Είναι αξιοσημείωτο ότι η αποτίμηση της βροχομετρικής δόξαιας πάνω από την Ελλάδα είναι αρκετά περίπλοκη επειδή παρουσιάζει ιδιαίτερα ανώμαλη συμπεριφορά, τόσο σε χωρική όσο και σε χρονική κλίμακα (Maheras and Anagnostopoulou, 2003). Είναι αποδεκτό ότι οι κύριοι φυσικοί και φυσικογεωγραφικοί παράγοντες που ελέγχουν τη χωρική διανομή της βροχόπτωσης πάνω από την Ελλάδα είναι: Η ατμοσφαιρική κυκλοφορία, η γεωμορφολογία (ανάγλυφο), η επιφανειακή διανομή θερμοκρασίας της θάλασσας στη Μεσόγειο, η υγρασία των αερίων μαζών που διασχίζουν τον ελλαδικό χώρο, τόσο πάνω από την ξηρά όσο και πάνω από το Ιόνιο και Αιγαίο Πέλαγος (Xorlaki et Al, 2000). Επιπλέον, η σύνθετη ορογραφία, οι κοιλάδες κατά μήκος των οποίων οι μάζες αέρα διοχετεύονται και ο μεγάλος αριθμός νησιών οδηγούν σε μια ακόμα χαμηλότερη προβλεψιμότητα της βροχόπτωσης και της ανώμαλης συμπεριφοράς που αυτή παρουσιάζει.

3.2 Κατακρήμιση

Από το σύνολο των ατμοσφαιρικών κατακρημισμάτων, δηλαδή της συνολικής ποσότητας νερού που φθάνει στη γήινη επιφάνεια μέσω διαδικασιών υγροποίησης των ατμοσφαιρικών υδρατμών, σε περιοχές με εύκρατο κλίμα - όπως ο ελλαδικός χώρος - ενδιαφέρουν κύρια οι βροχοπτώσεις, οι οποίες υπερτερούν ποσοτικά σε μεγάλο βαθμό έναντι του χιονιού, χαλαζιού και λοιπών μορφών, και ευθύνονται για τις συνηθέστερες επιπτώσεις της κατακρήμισης με κύρια εξ αυτών τις πλημμύρες.

Η κατακρήμιση είναι αποτέλεσμα μιας πολύπλοκης διεργασίας και αποτελεί μια από τις πιο βασικές συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου. Προκύπτει από την ανύψωση, ψύξη και συμπύκνωση των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα.

Οι συνθήκες που οδηγούν στο σχηματισμό κατακρημισμάτων χαρακτηρίζονται από δύο κύριους μετεωρολογικούς μηχανισμούς:

- τον μεταγωγικό ή κατακόρυφης μεταφοράς (convective) όπου κυριαρχεί η κατακόρυφη κίνηση του αέρα και η διαδικασία της δημιουργίας κατακρήμισης είναι ταχύτατη (τυπικός χρόνος τα 45 min) και η ανάπτυξη της ξεκινά από τη βάση του σύννεφου, και
- τον οριζόντιας ή στρωματόμορφης ανάπτυξης, (stratiform), όπου η κατακόρυφη κίνηση του αέρα είναι ασθενής, η φάση δημιουργίας μπορεί να διαρκεί ώρες και η ανάπτυξη ξεκινά στο επάνω μέρος του σύννεφου (Smith, 1993).

Ένας τρίτος συνδυαστικός τύπος είναι ο ορογραφικός (orographic), εκφράζοντας τη μεταφορά αερίων μαζών πάνω από όρη και συνδυάζει τόσο τις μεταγωγικές όσο και τις στρωματόμορφες συνιστώσες.





3.3 Σχηματισμός και ταξινόμηση νεφών

Για το σχηματισμό των νεφών απαιτείται μια διαδικασία που συνδέεται με τη σταδιακή συμπύκνωση των υδρατμών. Ο υγρός αέρας είναι δυνατόν να ψυχθεί, είτε με ακτινοβολία, είτε με μεταφορά σε ψυχρότερη περιοχή, είτε με αδιαβατική εκτόνωση. Όταν όμως, με μια από τις παραπάνω διαδικασίες, η θερμοκρασία του μειωθεί κάτω από τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου (θερμοκρασία για την οποία επιτυγχάνεται κορεσμός, εάν οι υδρατμοί ψυχθούν χωρίς μεταβολή της πίεσης και του λόγου ανάμιξης) τότε μέρος των υαρχόντων σε αυτόν υδρατμών συμπυκνώνονται. Αυτό σημαίνει ότι μεταβαίνουν από την αέρια κατάσταση στην υγρή ή στερεή και σχηματίζονται με τον τρόπο αυτό λεπτότατα σταγονίδια ενδεικτικής μέσης διαμέτρου 10 ως 30 μm ή μικροί παγοκρύσταλλοι (ανάλογα με τη θερμοκρασία που επικρατεί). Κάθε ορατό σύνολο από υδροσταγονίδια ή παγοκρυστάλλους που αιωρείται στην ατμόσφαιρα λέγεται νέφος. Για να πραγματοποιηθεί η συμπύκνωση των υδρατμών απαιτείται η διεργασία της πυρηνοποίησης. (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004. Κουτσογιάννης, 2002).

Αυτό σημαίνει ότι η διαδικασία της υγροποίησης προϋποθέτει τη δημιουργία διεπιφάνειας μεταξύ υγρής και αέριας φάσης, με άλλα λόγια την ύπαρξη πυρήνων συμπύκνωσης (σκόνη, εδαφικό υλικό, προϊόντα καύσης, άλας που εγκλωβίζεται κατά την εξάτμιση του θαλασσινού νερού, κλπ) που συνήθως κυκλοφορούν σε επαρκείς ποσότητες στην ατμόσφαιρα.

Το αποτέλεσμα είναι εμφανές μακροσκοπικά με τη δημιουργία νεφών και, τέλος, το φαινόμενο της βροχόπτωσης πραγματοποιείται με τον πολλαπλασιασμό της μάζας των σταγονιδίων, σε μέγεθος τέτοιο που οι δυνάμεις βαρύτητας να υπερνικούν το καθεστώς αιώρησης που δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση εντός του νέφους.

Τα νέφη ταξινομούνται ανάλογα με τη φυσική διεργασία σχηματισμού τους και διαιρούνται σε νέφη συνοπτικών διαταραχών, ανοδικών ρευμάτων, ορογραφικά και μετωπικά (Πνευματικός, 2003). Ανάλογα με το ύψος, διακρίνονται σε τέσσερις ομάδες, τα κατώτερα - χαμηλά, τα μέσα, τα ανώτερα - υψηλά και τα κατακόρυφης ανάπτυξης. Αξίζει να αναφερθεί πως το μέγιστο ύψος των νεφών δεν ξεπερνά τα 15 km (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

Υψηλά νέφη (ύψος 6-10000 m)			
	Cirrus	Ci	Θύσανοι
	Cirrostratus	Cs	Θυσανοστρώματα
	Cirrocumulus	Cc	Θυσανοσωρείτες
Μεσαία νέφη (ύψος 2-6000 m)			
	Altostratus	As	Υψοστρώματα
	Alto cumulus	Ac	Υψοσωρείτες
Χαμηλά νέφη (ύψος 0-2000 m)			
	Stratus	St	Στρώματα
	Stratocumulus	Sc	Στρωματοσωρείτες
	Nimbostratus	Ns	Μελανοστρώματα
Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης			
	Cumulus	Cu	Σωρείτες
	Cumulonimbus	Cb	Σωρεπομελανίες

Πίνακας 2.1 Οι βασικές ομάδες νεφών με τις διεθνείς ονομασίες και τα σύμβολά τους (Βίγκλας, 2007)

Ως προς τα χαρακτηριστικά τους, τα υψηλά νέφη διαθέτουν γενικά λεπτή μορφή, προμηγνύουν τον ερχομό θερμού μετώπου και δεν παράγουν βροχή, ενώ ευθύνονται για τη νέφωση σε μεγάλα ύψη. Τα μεσαία νέφη είναι ανοιχτόχρωμα, και δεν παράγουν βροχή. Τα μεν alto cumulus παρουσιάζονται ως «διάχυτες τούφες» ή και σε οργάνωση, ενώ τα altostratus είναι διάχυτα σε μεγάλη επιφάνεια. Τα χαμηλά νέφη είναι νέφη βροχής. Τα μεν stratus είναι γκριζα, δημιουργούν γενική νέφωση και όμβροι ή ασθενής βροχή είναι σύνηθες φαινόμενο. Τα nimbostratus (μελανοστρώματα) είναι νέφη συνεχούς σταθερής βροχής ή και χιονιού και δημιουργούν γενική νέφωση.

Για να αναπτυχθεί ένα νέφος κατακόρυφης ανάπτυξης απαιτείται θερμική ενέργεια από το έδαφος. Η ενέργεια αυτή, με μορφή θερμού ρεύματος, ανέρχεται προς τα επάνω μέχρι να υγροποιηθεί. Στο σημείο αυτό δημιουργείται θερμικό νέφος τύπου cumulus, (σωρείτης). Το σχήμα «άκμωνα» ή «αμονιού» στην κορυφή του

cumulonimbus,(μελανοσωρείτης) οφείλεται στους ισχυρούς ανέμους της κατώτερης στρατόσφαιρας (Ζαμπάκας, 1981).

Εύκολα εξάγεται το συμπέρασμα πως για την πρόγνωση ισχυρών καταιγίδων ενδιαφέρει η έγκαιρη ανίχνευση των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, καθώς τα συστήματα αυτά σχετίζονται με ισχυρά κατακόρυφα πεδία ταχυτήτων σε περιορισμένες σχετικά εκτάσεις και ιδιαίτερα υψηλές εντάσεις (Anagnostou and Kummerow, 1996).

3.4 Μεταγωγική (convective) βροχόπτωση

3.4.1 Ορισμός

Οι μεταγωγικές βροχοπτώσεις (convective) αποτελούν ένα ατμοσφαιρικό φαινόμενο με περιορισμένη οριζόντια έκταση και μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη, με κύρια χαρακτηριστικά τις μεγάλες εντάσεις βροχόπτωσης στο έδαφος, τις ηλεκτρικές εκκενώσεις, τους ισχυρούς ανέμους και συχνά τη χαλαζόπτωση. Παρόλο που λίγα μόνο νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης εξελίσσονται σε καταιγίδες, όλα τα καταιγιδοφόρα νέφη είναι νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης.

Το κοινό γνώρισμα όλων των καταιγίδων είναι ότι αποτελούνται από μία τουλάχιστο μονάδα κυκλοφορίας κατακόρυφης ανάπτυξης, που ονομάστηκε κύτταρο (cell) και μπορεί να θεωρηθεί ως η βασική δομική μονάδα μιας καταιγίδας. Το κύτταρο είναι μια δυναμική οντότητα που χαρακτηρίζεται από μια συμπαγή περιοχή σχετικά ισχυρής κατακόρυφης κίνησης αέρα που μπορεί να αναγνωριστεί στο ραντάρ από τον όγκο της σχετικά έντονης βροχόπτωσης που συνδέεται με αυτό (Browning, 1977).

Ένα καταιγιδοφόρο νέφος αποτελείται συχνά από ένα πλήθος κυττάρων σε διαφορετικά στάδια ανάπτυξης. Τα κύτταρα αυτά αντιπροσωπεύουν μια περιοχή σχετικά ισχυρών κατακόρυφων κινήσεων πολλών m/s, σε αντίθεση με την τυπική ανοδική ταχύτητα συνοπτικής κλίμακας που είναι της τάξης των λίγων cm/s (Foote, 1985).

Οι βασικές προϋποθέσεις που δημιουργούν ευνοϊκό περιβάλλον για τη δημιουργία καταιγίδων είναι:

- η ύπαρξη σημαντικής υγρασίας στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα,

- η ύπαρξη αστάθειας υπό συνθήκη στα υψηλά επίπεδα και
- η ύπαρξη ανυψωτικού μηχανισμού που θέτει τον αέρα σε κίνηση.

Ακόμα και εάν η ατμόσφαιρα είναι ασταθής, απαιτείται μηχανισμός διέγερσης της ανοδικής μεταφοράς που οδηγεί στη δημιουργία καταιγίδων (Φόρης, 2006).

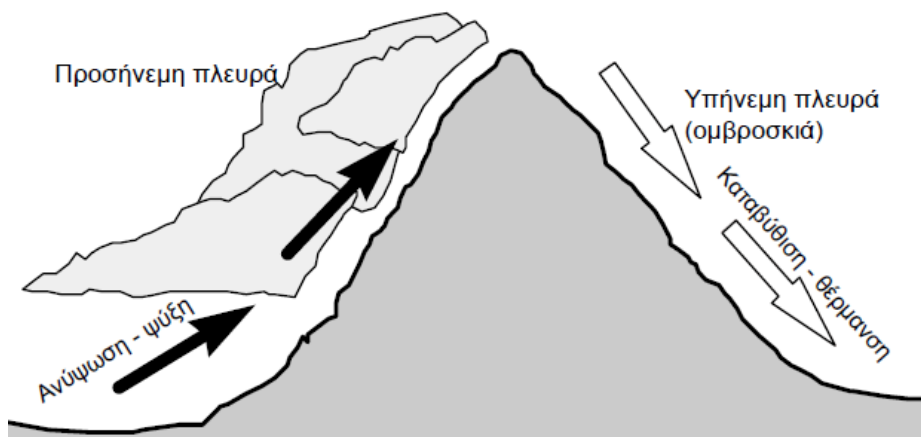
3.4.2 Ανυψωτικοί μηχανισμοί

Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα είναι πάντοτε αποτέλεσμα κάποιου ανυψωτικού μηχανισμού. Κατά τον Φόρη (2006), τέτοιοι μηχανισμοί είναι οι εξής:

Ανοδική μεταφορά (μεταγωγή). Προέρχεται από την ανόμοια θέρμανση του εδάφους. Η έντονη θέρμανση μπορεί τοπικά να προκαλέσει άνοδο της επιφανειακής θερμοκρασίας σε τιμές μεγαλύτερες της θερμοκρασίας ανοδικής μεταφοράς. Τότε ο αέρας καθίσταται αραιότερος από τον παρακείμενο ψυχρότερο αέρα και αρχίζει να ανέρχεται. Το αίτιο, λοιπόν, είναι θερμικό.

Μετωπική ανύψωση. Προκαλείται από μια σφήνα ψυχρού αέρα που εξαναγκάζει το θερμότερο αέρα σε άνοδο κατά μήκος της κλίσης της μετωπικής επιφάνειας. Το αίτιο, στην περίπτωση αυτή, είναι δυναμικό.

Ορογραφική ανύψωση (Σχ. 2.5.). Προκαλείται από κάποιο εξέχον τοπογραφικό χαρακτηριστικό (π.χ. μια οροσειρά) ή από κεκλιμένο έδαφος. Κατά την υπερπήδηση του φυσικού εμποδίου η αέρια μάζα υφίσταται αδιαβατική εκτόνωση και ψύξη. Το αίτιο δημιουργίας είναι μηχανικό.



Σχήμα 2.5.: Ενδεικτικό σκαρίφημα ορογραφικής επίδρασης στην ανύψωση του αέρα. (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999)

Σύγκλιση. Προκαλείται από συσσώρευση αέρα σε μια περιοχή κοντά στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα τον εξαναγκασμό της περισσειας του αέρα σε άνοδο ή κάθοδο. Και σε αυτήν την περίπτωση το αίτιο είναι μηχανικό (βαρομετρικά χαμηλά) (Φόρης, 2006).

Απόκλιση. Η επέκταση ή εξάπλωση ενός διανυσματικού πεδίου· συνήθως χρησιμοποιείται για οριζόντιους ανέμους. Είναι το αντίθετο της σύγκλισης. Η απόκλιση στα ανώτερα επίπεδα της ατμόσφαιρας ενισχύει την ανοδική κίνηση, και ως εκ τούτου, το δυναμικό για ανάπτυξη καταιγίδας (εάν και άλλοι παράγοντες επίσης, είναι ευνοϊκοί) .

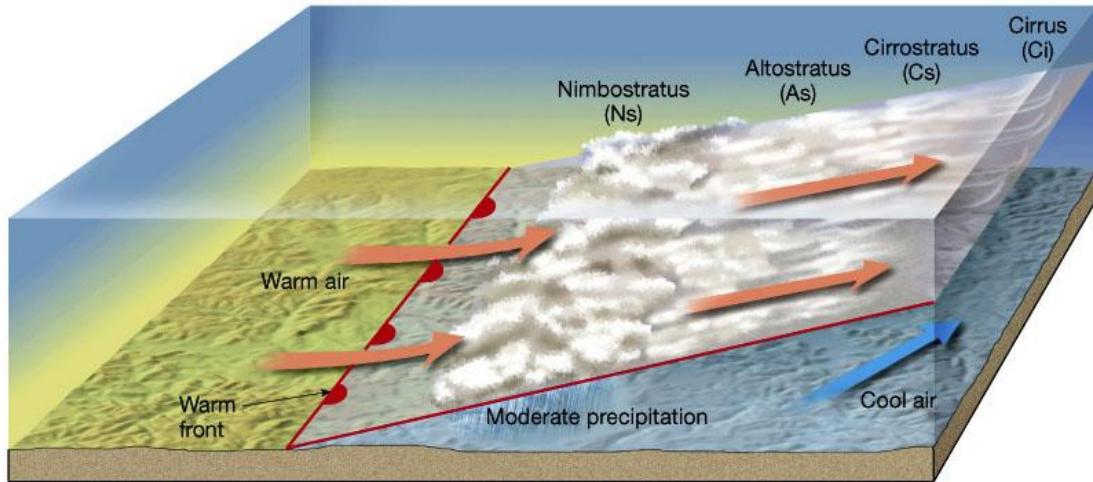
3.4.3 Ταξινόμηση καταιγίδων

Με βάση τα παραπάνω, οι βροχοπτώσεις κατακόρυφης ανάπτυξης (convective) διακρίνονται στις μετωπικές και στις καταιγίδες αέριας μάζας. Οι μετωπικές ονομάζονται και δυναμικές καταιγίδες. Επίσης, οι καταιγίδες αέριας μάζας ονομάζονται και θερμικές (Πνευματικός, 2003).

Οι μετωπικές καταιγίδες (frontal thunderstorms) αναπτύσσονται στο όριο συνάντησης δύο διαφορετικών αερίων μαζών (θερμών και ψυχρών ή υγρών και ξηρών), ως αποτέλεσμα μετωπικής σύγκλισης, εκεί όπου ψυχρότερες αέριες μάζες συναντούν θερμές και υγρές, εξαναγκάζοντάς τες σε ανύψωση. Η μετωπική ανύψωση δεν επηρεάζεται από την ημερήσια διακύμανση της θερμοκρασίας, γι' αυτό μπορούν να εκδηλωθούν οποιαδήποτε ώρα της ημέρας. Κινούνται κατά μήκος του μετώπου και διαλύονται όταν αυτό απομακρυνθεί. Τέτοιες καταιγίδες μπορεί επίσης να δημιουργηθούν από μεγάλα κύματα βαρύτητας, από μέτωπα θαλάσσιας αύρας ή από την αλληλεπίδραση ριπαίων μετώπων γειτονικών κυττάρων.

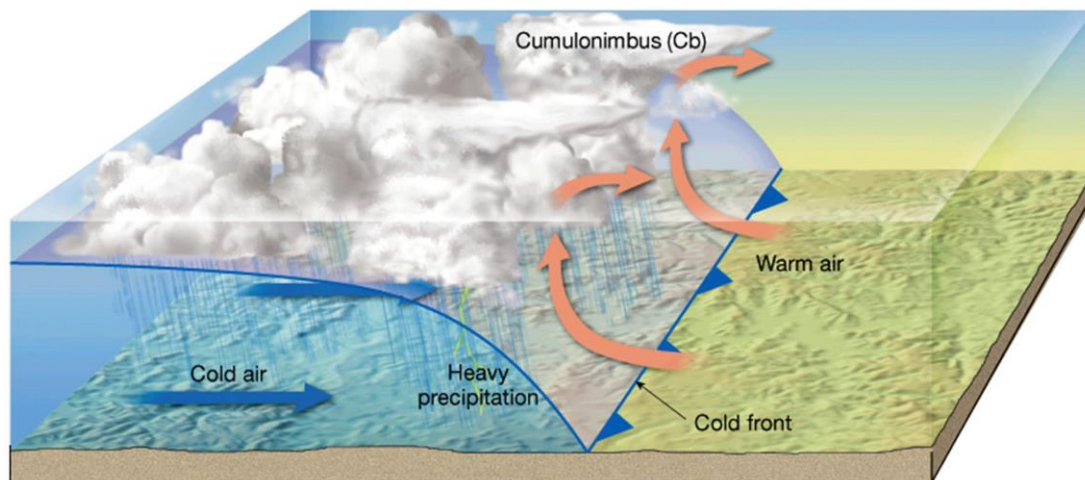
- i. Βροχοπτώσεις θερμού μετώπου. Στο θερμό μέτωπο μια θερμή μάζα αέρα έρχεται να αντικαταστήσει μια κρύα μάζα αέρα που προηγείται. Το θερμό μέτωπο κινείται αργά επειδή ο κρύος αέρας ως βαρύτερος είναι δυσκολότερο να ανέλθει από την επιφάνεια της Γης. Γι' αυτό το λόγο η μετωπική κλίση είναι πολύ μικρή, η θερμή μάζα ολισθαίνει πάνω από την ψυχρή μέχρι να φτάσει στο σημείο συμπίκνωσης οπότε και αρχίζει ο σχηματισμός στρωματόμορφων νεφών, τα οποία καλύπτουν μεγάλη έκταση και δίνουν βροχοπτώσεις χαμηλής ως μέτριας έντασης και μεγάλης διάρκειας. Παρατηρείται μικρή κατακόρυφη

μεταφορά οπότε τέτοιες βροχοπτώσεις συγκαταλέγονται περισσότερο στον διαστρωματικό (stratiform) τύπο.



Σχήμα 2.7 Θερμό μέτωπο (<http://users.otenet.gr/~meteo/frontal-systems.html>)

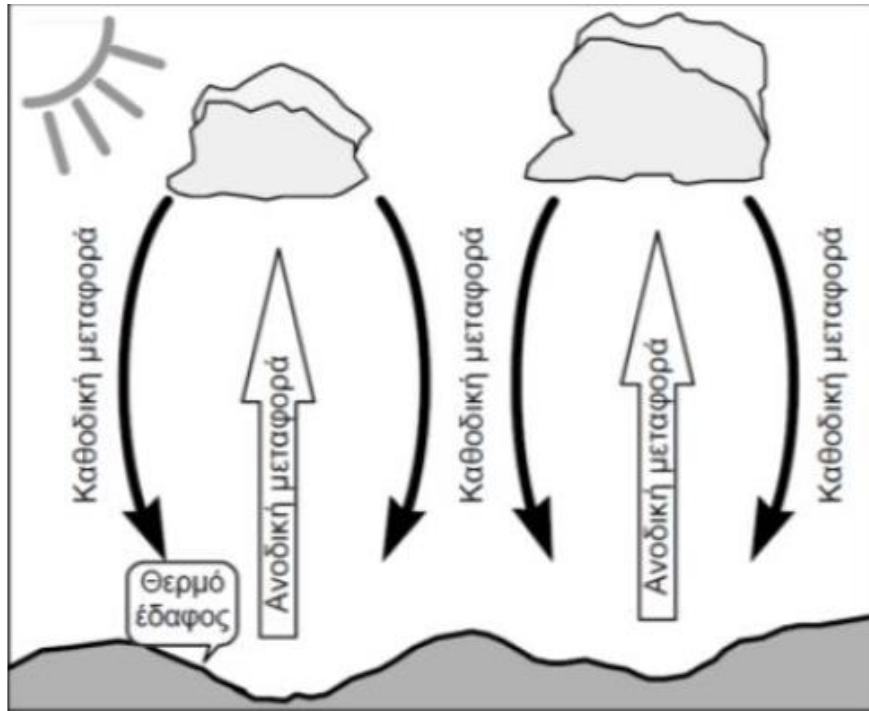
- ii. Καταιγίδες ψυχρού μετώπου. Στο ψυχρό μέτωπο μια ψυχρή μάζα αέρα αντικαθιστά μια θερμή στο επίπεδο του εδάφους. Η ανύψωση προκαλείται από μια σφήνα ψυχρού αέρα που εξαναγκάζει το θερμότερο αέρα σε άνοδο κατά μήκος της κλίσης της μετωπικής επιφάνειας. Η μετωπική κλίση στο ψυχρό μέτωπο είναι πολύ μεγάλη (Σχήμα 2.8), με αποτέλεσμα η στάθμη συμπίκνωσης και η στάθμη ελεύθερης μεταφοράς να είναι κοντά, οπότε ολόκληρη η αέρια μάζα μπορεί να φθάσει τη στάθμη ελεύθερης μεταφοράς και να σχηματίσει νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και συνεπώς καταιγίδες μικρής έκτασης, μικρής διάρκειας αλλά μεγάλης έντασης.
- iii. Καταιγίδες προμετωπικές ή γραμμής λαίλαπας. Σχηματίζονται στις περιπτώσεις κατά τις οποίες ένα ψυχρό μέτωπο κινείται ταχύτατα και ο αέρας επάνω από το οριακό στρώμα έχει κανονική ταχύτητα, ενώ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους είναι ελαττωμένη λόγω τριβής.



Σχήμα 2.8 Ψυχρό μέτωπο (<http://users.otenet.gr/~meteo/frontal-systems.html>)

Καταιγίδες αέριας μάζας (air mass thunderstorms) αναπτύσσονται μέσα στα όρια μιας αέριας μάζας και διακρίνονται σε:

- i. Μεταγωγικές ή καταιγίδες κατακόρυφης μεταφοράς. Σχηματίζονται όταν υφίσταται ανάπτυξη κατακόρυφης μεταφοράς αέρα λόγω αστάθειας και αύξησης της υγρασίας με το ύψος, αλλά απουσιάζει ανυψωτικό αίτιο. Είναι διάσπαρτες, λόγω της ανομοιόμορφης θέρμανσης της γήινης επιφάνειας. Η υπερθέρμανση του εδάφους και των κατωτέρων στρωμάτων της ατμόσφαιρας το απόγευμα, κατά τη θερμή περίοδο του έτους, είναι αρκετή να δράσει ως ανυψωτικό αίτιο μέχρι τη στάθμη της ελεύθερης μεταφοράς και να προκαλέσει το σχηματισμό καταιγίδας, ιδιαίτερα επάνω από την ξηρά. Οι καταιγίδες αυτές καλούνται και απογευματινές ή θερμικές και είναι πολύ μικρής διάρκειας, μεγάλης έντασης και περιορισμένης έκτασης.



Σχήμα 2.11 Σκαρίφημα του μηχανισμού μεταγωγικού μηχανισμού γένεσης κατακρήμνισης (Κουτσογιάννης & Ξανθόπουλος, Τεχνική Υδρολογία, 1999)

Αναλυτικότερα ως προς το μηχανισμό τους, η γήινη επιφάνεια απορροφώντας μέρος την ηλιακής ακτινοβολίας θερμαίνεται και στη συνέχεια απελευθερώνει ενέργεια θερμαίνοντας τον επιφανειακό αέρα. Η κατακόρυφη διαφορά στη θερμοκρασία του αέρα προκαλεί ανοδικές κινήσεις, διαστολή και ψύξη με την άνοδο και σχηματισμό νεφών σε συνθήκες αστάθειας. Ταυτοχρόνως, νέος αέρας έρχεται να αντικαταστήσει τον αναβήτη άνεμο, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ρευμάτων καθοδικής μεταφοράς ψυχρού αέρα, με άλλα λόγια η διαρκής αυτή κίνηση προκαλεί το σχηματισμό μεταγωγικών κυττάρων.

Τα συστήματα αυτά δυνητικά μπορούν να καλύψουν μεγάλες εκτάσεις και να παράγουν ισχυρές βροχοπτώσεις και πλημμύρες, ενώ είναι ευρέως γνωστά ως μεταγωγικά συστήματα μεσοκλίμακας. Τα συστήματα αυτά διακρίνονται με τη σειρά τους σε μεταγωγικά συμπλέγματα μεσοκλίμακας (mesoscale convective complexes) όπου εκτείνονται επιφανειακά σε περιοχές της τάξης των 100.000 km² και σε γραμμές λαίλαπας (squalllines) με γραμμική οργάνωση μεταγωγικών κυττάρων (Smith, 1993

- ii. (ii) Ορογραφικές καταιγίδες. Σχηματίζονται λόγω αστάθειας και αυξημένης υγρασίας στην αέρια μάζα. Σχηματίζονται σε μια στάσιμη γραμμή κατά μήκος

της οροσειράς. Το ανυψωτικό αίτιο είναι το βουνό που προκαλεί την εξαναγκασμένη ανύψωση της αέριας μάζας και το σχηματισμό της καταιγίδας. Αυτές οι καταιγίδες σχηματίζονται στις προσήνεμες πλευρές των βουνών και εμφανίζονται όλες τις εποχές. Ο αέρας κινούμενος οριζόντια, όταν συναντά ένα φυσικό εμπόδιο, όπως σύννεφα αυτά ονομάζονται ορογραφικά και σχηματίζονται στην προσήνεμη πλευρά το βουνού, τη λεγόμενη και ομβροπλευρά. Αντίθετα, την υπήνεμη (πίσω) πλευρά του βουνού, ο αέρας κινείται καθοδικά, θερμαίνεται και σταδιακά διαλύεται, μη επιτρέποντας την εκδήλωση φαινομένων κατακρήμνισης και για αυτό το λόγο η περιοχή ονομάζεται και ομβροσκιά.

3.5 Χρονικές φάσεις της καταιγίδας

Στην ανάπτυξη και εξέλιξη μιας καταιγίδας, διακρίνονται τρεις φάσεις, η φάση της ανάπτυξης ή σωρείτη, η φάση της ωρίμανσης και η φάση της εξασθένησης ή διάλυσης (Σχ. 2.7.).

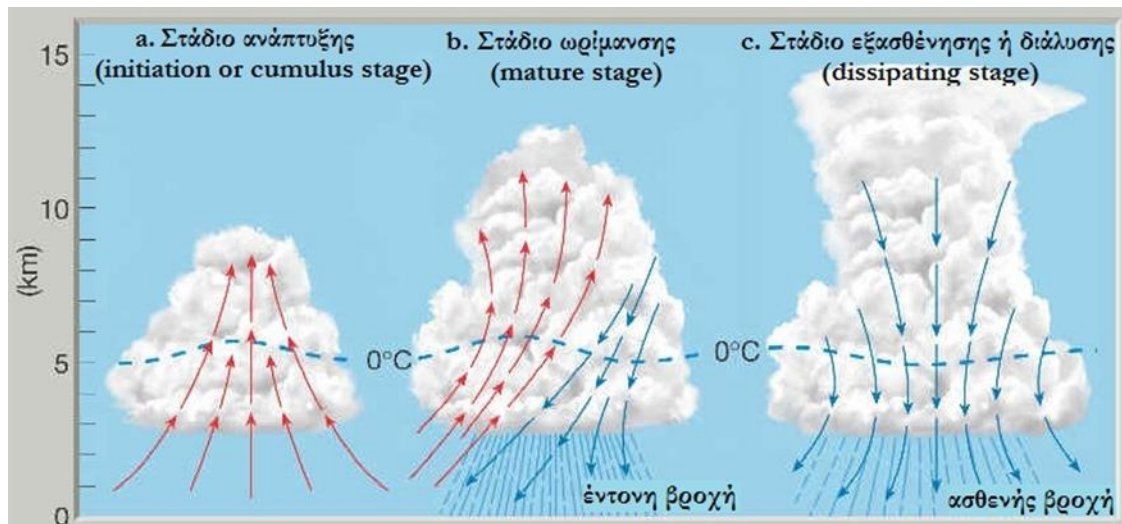
Αναλυτικότερα, κατά τους Μακρογιάννη και Σαχσαμάνογλου (2004), οι φάσεις επεξηγούνται ως εξής:

Φάση της ανάπτυξης (initiation or cumulus stage)

Η φάση αυτή αρχίζει όταν εξαιτίας κάποιας αιτίας, μάζα ατμοσφαιρικού αέρα αναγκαστεί να κινηθεί κατακόρυφα σε περιοχή που παρουσιάζει έντονη αστάθεια. Αρχίζει να σχηματίζεται νεφικός σχηματισμός τύπου cumulus, με κύριο χαρακτηριστικό το ισχυρό ανοδικό ρεύμα. Η ταχύτητα του ανοδικού ρεύματος αυξάνει με το ύψος και στην κορυφή (top) του νέφους, φτάνει πολλές φορές την τιμή των 20m/s. Η επιταχυνόμενη αυτή κίνηση έχει ως αποτέλεσμα την έντονη ψύξη και την ταυτόχρονη διείδυση ατμοσφαιρικού αέρα από το περιβάλλον στο χώρο του νεφικού σχηματισμού. Ο συνδυασμός αυτών των δυο διαδικασιών έχει ως αποτέλεσμα την ταχύτερη αύξηση της μάζας του νέφους που η κορυφή του στη φάση αυτή μπορεί να φτάσει στο ύψος των 10 km. Πιστεύεται ότι η διείδυση αρχίζει όταν ο νεφικός σχηματισμός έχει φτάσει στο επίπεδο παγοποίησης (freezing level). Κατά τη φάση αυτή, ο νεφικός σχηματισμός είναι θερμότερος από το περιβάλλον. Το τέλος της φάσης έρχεται 15 – 20 λεπτά μετά από την έναρξή της.

Φάση της ωρίμανσης (growth or mature stage)

Η φάση αυτή αρχίζει με την εμφάνιση της βροχής, που σημαίνει ότι οι υδροσταγόνες έχουν μεγεθυνθεί τόσο πολύ που το ανοδικό ρεύμα δεν μπορεί να εμποδίσει τελικά την πτώση τους στο έδαφος. Ένα άλλο χαρακτηριστικό της φάσης αυτής είναι η εμφάνιση καθοδικού ρεύματος δίπλα στο ανοδικό ρεύμα που τώρα έχει αποκτήσει ακόμα μεγαλύτερες τιμές που ξεπερνούν και τα 30 m/s. Η ταχύτητα του καθοδικού ρεύματος είναι σχετικά μικρή και υπολογίζεται ότι διαθέτει το μισό μέγεθος από εκείνη του ανοδικού ρεύματος. Παράλληλα με τις υδροσταγόνες, φτάνουν στο έδαφος και παγοκρύσταλλοι χιονιού προερχόμενοι από τις ψυχρότερες περιοχές του νέφους (περιοχές με πολύ χαμηλή θερμοκρασία) που όμως δεν μπορούν να φτάσουν στην επιφάνεια του εδάφους επειδή η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος είναι αρκετά υψηλή. Αποτέλεσμα αυτού είναι, το καθοδικό ρεύμα να φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους ως ψυχρή και υγρή αέρια μάζα, με τη μορφή ισχυρής και απότομης ριπής, διασκορπίζοντας τις βροχοσταγόνες στο χώρο κάτω από το νέφος με μεγάλη σφοδρότητα. Πολλές φορές, οι βροχοσταγόνες συνοδεύονται και από χαλάζι, δηλαδή βροχοσταγόνες που με τη βοήθεια του ανοδικού και καθοδικού ρεύματος βρέθηκαν πολλές φορές στον χώρο του νέφους πάνω από το επίπεδο παραγωγής ώστε να παγώσουν κατά διαδοχικούς φλοιούς. Κάτω από το χώρο της καταιγίδας παρατηρείται μια έντονη πτώση τόσο της θερμοκρασίας όσο και της ατμοσφαιρικής πίεσης που απεικονίζεται με χαρακτηριστικό τρόπο στα γραφήματα του θερμογράφου και του βαρογράφου. Η εικόνα της καταιγίδας κατά τη φάση της ωρίμανσης η οποία διαρκεί περίπου 30 λεπτά συμπληρώνεται με την εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων. Η σε ύψος ανάπτυξη του νεφικού σχηματισμού μπορεί να φτάσει μέχρι το ύψος των 15 km.



Σχήμα 2.7 Φάσεις εξέλιξης μιας καταιγίδας

(http://www.geography.hunter.cuny.edu/tbw/wc.notes/10.thunderstorms.tornadoes/thunderstorm_stages.htm)

Φάση της εξασθένησης ή διάλυσης (dissipating stage)

Στη φάση αυτή το ανοδικό ρεύμα έχει εξασθενήσει με αποτέλεσμα την επικράτηση του καθοδικού ρεύματος κυρίως στο κατώτερο τμήμα. Εξαιτίας ακριβώς της εξασθένησης του ανοδικού ρεύματος, η κορυφή του νεφικού σχηματισμού αρχίζει να παρασύρεται από την κυκλοφορία της ανώτερης τροπόσφαιρας με τελικό αποτέλεσμα τη διάλυση της κορυφής. Η βροχή που συνεχίζει να πέφτει στο στάδιο αυτό έχει εξασθενήσει σημαντικά και γρήγορα σταματά. Κάτω από το νεφικό σχηματισμό επικρατεί άπνοια ενώ η ατμοσφαιρική πίεση γρήγορα αρχίζει και ανεβαίνει. Ο νεφικός σχηματισμός γρήγορα διαλύεται ή διασπάται σε μικρότερα νέφη.

Τέλος, είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι ακραία καιρικά φαινόμενα εμφανίζονται σε όλα τα είδη σχημάτων και μεγεθών, στην περίπτωση της καταιγίδας, από μικρής κλίμακας μεμονωμένα κύτταρα με διάμετρο περίπου 2 km έως πολυκυτταρικά συμπλέγματα καταιγίδας μεγέθους 100 km. Η διάρκεια ζωής τους κυμαίνεται από περίπου 20 λεπτά για μεμονωμένα κύτταρα έως και αρκετές ώρες στην περίπτωση κινούμενων γραμμών καταιγίδας. Επιπλέον, τα συστήματα αυτά δεν αναπτύσσονται σταθερά με μια γραμμική λογική από περιορισμένα έως ευρεία· η ανάπτυξή τους οφείλεται σε μια αιφνίδια αστάθεια, όταν ένα ορισμένο κατώφλι έχει υπερβληθεί. Μετά την ανάπτυξη, εγκαθιδρύονται οι διεργασίες της νέφωσης και της βροχόπτωσης οι

οποίες επηρεάζουν την δυναμική δομή της καταιγίδας, που αλληλεπιδρά εκ νέου με την περιβαλλοντική ροή.



Εικόνα 2.1 Τυπική μονοκυτταρική καταιγίδα (NOAA's National weather service)

3.6 Διαστρωματική βροχόπτωση (stratiform)

Διαστρωματική ή στρωματόμορφη ή αλλιώς κυκλωνικού τύπου βροχόπτωση είναι η βροχόπτωση που συνδέεται με εκτεταμένη οριζόντια ανάπτυξη σε αντίθεση με την περισσότερο κατακόρυφη ανάπτυξη που είναι χαρακτηριστική της μεταγωγικής, προκαλείται από μετωπική συνάντηση και σχετίζεται με νέφη συνεχούς σταθερής βροχής ή και χιονιού τα οποία δημιουργούν γενική νέφωση (μελανοστρώματα). Σε γενικές γραμμές, είναι χαμηλής έως μέτριας έντασης (μέχρι 5mm/h), ομοιόμορφη και μεγάλης διάρκειας.

Ένας συνήθης μηχανισμός πρόκλησης διαστρωματικής βροχόπτωσης που αναλύσαμε προηγουμένως, είναι το θερμό μέτωπο, ενώ μια άλλη γνωστή περίπτωση είναι οι εξωτροπικοί κυκλώνες, οι οποίοι αποτελούν έναν συνηθισμένο μηχανισμό για γεωγραφικά πλάτη 30° - 60°, σε βόρειο και νότιο ημισφαίριο και ευθύνονται για σημαντικό ποσοστό της συνολικής κατακρήμνισης στις περιοχές αυτές. Είναι, ακόμα, υπεύθυνοι για τη μεταφορά σημαντικού ποσού ενέργειας, στα πλαίσια της

ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, από τον ισημερινό προς τους πόλους. Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα σε αυτά τα συστήματα επιτυγχάνεται με σχετικά μικρές μέσες ταχύτητες της τάξης των 3cm/s, και αποτελούν τυπικό παράδειγμα διαστρωματικών καταιγίδων (stratiform), όπου τα φαινόμενα μπορούν να καταλαμβάνουν έκταση εκατοντάδων χιλιάδων km². Ακόμα, τα συγκεκριμένα φαινόμενα διακρίνονται από διάρκεια αρκετών ημερών από τη σταδιακή ανάπτυξη μέχρι την αποδιάρθρωσή τους, κινούμενα προς τα ανατολικά. Ως προς το σχηματισμό τους, αυτός ξεκινά στα όρια ψυχρών και θερμών μετώπων και σε αυτό το στάδιο ονομάζονται στάσιμα μέτωπα, ενώ στην πορεία μετεξελίσσονται σε ψυχρά ή θερμά κατά περίπτωση και τέλος σε συνεσφιγμένα.

3.7 Δυσκολίες διάκρισης μεταγωγικών-διαστρωματικών βροχοπτώσεων

Είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι οι δύο αυτοί τύποι βροχοπτώσεων, σε πολλές περιπτώσεις, δεν είναι απόλυτα διαχωρισμένοι και μπορούν να συνυπάρχουν στο ίδιο ατμοσφαιρικό σύστημα όπως περιγράφεται παρακάτω.

Κατά τη φάση εξασθένησης ενός κυττάρου κατακόρυφης ανάπτυξης, το ανοδικό ρεύμα εξασθενεί, η κορυφή του νέφους διαλύεται σε μικρότερα νέφη και η βροχόπτωση που παρατηρείται είναι ασθενής και αποτελείται από μικρές σταγόνες. Σ αυτές τις περιοχές οι μετρήσεις ανακλαστικότητας του ραντάρ προσιδιάζουν σε stratiform παρατήρηση, τη στιγμή που σε γειτονικά κύτταρα, τα οποία είναι σε φάση ανάπτυξης, παρατηρείται convective δραστηριότητα. Συνεπώς, οι δύο τύποι κατακρήμνισης μπορούν να παρατηρηθούν στο ίδιο σύμπλεγμα νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (Robert A. Houze Jr., 1997).

Ιδιαίτερα στην περιοχή των τροπικών, τα μεταγωγικά κύτταρα πολλές φορές είναι ενσωματωμένα στις μεγάλες υφέσεις, εφόσον καθώς οι υφέσεις πλησιάζουν τις ακτές, μεταγωγικά κύτταρα δημιουργούνται, αναπτύσσονται και εντάσσονται σε αυτές. Ως εκ τούτου, η βροχή που παρατηρείται περιγράφεται ως “mixed rainfall” και είναι δύσκολος ο διαχωρισμός της (M. Moraes et al., 2002).

Τέλος, υπάρχουν έρευνες που δείχνουν ότι η διαστρωματική βροχόπτωση παρατηρείται και σε μεταγωγικά συστήματα μέσης κλίμακας, όχι απλά στο στάδιο της εξασθένησης αλλά το πιο εντυπωσιακό, στο στάδιο της ωρίμανσης και η παρουσία της διαστρωματικής κατάστασης είναι απαραίτητη για την παρατεταμένη επιβίωση κάποιων τέτοιων συστημάτων. Σε ώριμα μεταγωγικά συστήματα μέσης κλίμακας, η διαστρωματική βροχόπτωση μπορεί να συμβάλλει στο 10-50% του συνολικού ύψους της καταιγίδας (Houze R.A. Jr., 1993).

Η μέση κλίμακα (mesoscale) «σχετίζεται με ατμοσφαιρικά φαινόμενα που έχουν οριζόντιες κλίμακες που κυμαίνονται από μερικά έως μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα, συμπεριλαμβανομένων των καταιγίδων, των γραμμών λαίλαπας, μετώπων, ζώνες κατακρήμνισης σε τροπικούς και υπερ-τροπικούς (extratropical) κυκλώνες, και

τοπογραφικώς δημιουργούμενα καιρικά συστήματα, όπως τα ορογραφικά κύματα (mountain waves) και η θαλάσσια και απόγειος αύρα (sea and land breezes) » (AMS, 2012).

Κεφάλαιο 4: Μέτρηση κι εκτίμηση βροχόπτωσης

4.1 Γενικά

Η βροχή αποτελεί μια από τις σπουδαιότερες μετεωρολογικές παραμέτρους και παρουσιάζει μεγάλο πρακτικό ενδιαφέρον. Ιδιαίτερη σημασία για τη βροχή παρουσιάζει η ποσότητα του νερού που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους, το οποίο εκφράζεται με το ύψος βροχής. *Ύψος βροχής (RA)* ορίζεται το ύψος που θα έφθανε η στάθμη του νερού της βροχής πάνω σε μια οριζόντια επιφάνεια ή σε ένα σωλήνα εμβαδού 1m^2 , αποκλείοντας τους παράγοντες της διαπνοής, της απορρόφησης και της εξάτμισης και εκφράζεται σε mm βροχής. Το ύψος βροχής προσδιορίζεται από βροχόμετρα και τους βροχογράφους. Ως *ένταση βροχόπτωσης (R)* ορίζεται το μέγεθος που δείχνει την ποσότητα της κατακρήμνισης στη μονάδα του χρόνου και ως εκ τούτου έχει μονάδες mm/h.

4.2 Βροχόμετρα και βροχογράφοι

Τα βροχόμετρα είναι όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις, που συλλέγουν κυρίως τη βροχόπτωση, και βοηθητικά τη χιονόπτωση, δίνοντας την αντίστοιχη σημειακή μέτρηση. Δίνουν την ολική σημειακή βροχόπτωση και το ισοδύναμο ύψος νερού μιας χιονόπτωσης ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα (συνήθως 8ωρο, 12ωρο ή 24ωρο), με την ανάγνωση της ένδειξης από έναν παρατηρητή (Μιμίκου, 2004).

Οι βροχογράφοι είναι όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις, που συλλέγουν κυρίως τη βροχόπτωση, και βοηθητικά τη χιονόπτωση, καταγράφοντας με απλό ωρολογιακό μηχανισμό τη μεταβολή του ύψους βροχής στο χρόνο, περιγράφοντας έτσι τη χρονική κατανομή της σημειακής βροχόπτωσης (Μιμίκου, 2004).

Τα όργανα αυτά παρέχουν πληροφορίες για τη σημειακή βροχόπτωση. Αυτές οι πληροφορίες από πολλά σημεία μιας υδρολογικής λεκάνης μαζεύονται και με διάφορες μεθόδους εκτιμώνται πληροφορίες για τη μέση βροχή της λεκάνης που συνήθως ενδιαφέρει στην πράξη. Κατά περίπτωση οι μέθοδοι αυτές δίνουν διαφορετικά

αποτελέσματα, με μεταβλητότητα ως προς την αξιοπιστία τους, εξαιτίας των διαφορετικών κάθε φορά παραδοχών. Το δίκτυο αυτών των οργάνων, ή αλλιώς βροχομετρικό δίκτυο πρέπει να είναι κατάλληλα διατεταγμένο και σε τέτοια πυκνότητα ώστε να δίνει την πλήρη εικόνα της βροχής για όλη τη λεκάνη. Επειδή δε συνήθως ένα τέτοιο δίκτυο κοστίζει ακριβά, έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες για κάλυψη της εικόνας της επιφανειακής βροχής από ένα μόνο όργανο με χρήση ραντάρ.

4.3 Το μετεωρολογικό ραντάρ

Ο πρωταρχικός στόχος ενός ραντάρ είναι η ανίχνευση απομακρυσμένων αντικειμένων και ο προσδιορισμός της απόστασής τους, που επιτυγχάνονται με την εκπομπή, διάδοση, σκέδαση και λήψη κύματος ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας. Όταν ραδιοκύμα συναντά αντικείμενο με διαφορετική διηλεκτρική σταθερά από αυτή του μέσου μετάδοσης (αέρας) υπάρχουν ανακλάσεις. Η απόσταση του στόχου υπολογίζεται με τη μέτρηση του χρόνου που μεσολαβεί μεταξύ εκπομπής του παλμού και επιστροφής του σήματος, δεδομένου ότι είναι γνωστή η ταχύτητα του σήματος. Η διεύθυνση του στόχου καθορίζεται από το αζιμούθιο και το ύψος της κεραίας από τη στιγμή που το σήμα επιστρέφει. Η ένταση του ανακλώμενου στόχου καθορίζεται από πολλούς παράγοντες, εκ των οποίων οι σημαντικότεροι είναι η ενέργεια που φθάνει στο στόχο, η αγωγιμότητα, η γωνία πρόσπτωσης, η απόσταση από τον πομπό και η απολαβή του δέκτη της κεραίας. Η ένταση αυτή εξαρτάται από την ατμοσφαιρική απορρόφηση, το μέγεθος του στόχου, καθώς και άλλα φυσικά χαρακτηριστικά του στόχου.

Συγκεκριμένα, τα μετεωρολογικά ραντάρ αποτελούνται από έναν πομπό ο οποίος παράγει ραδιοκύματα και τα διαδίδει με μια αντένα. Η ηχώ από τις αντανακλάσεις των κυμάτων πάνω στους στόχους (νέφη) συλλαμβάνεται συνήθως από την ίδια αντένα και ένας δέκτης αναζητά, μεγεθύνει και μετατρέπει τα σήματα σε βίντεο και τα εμφανίζει με τη μορφή κάποιου δείκτη. Ο δείκτης αυτός δίνει το μέτρο της αντανακλασιμότητας του μοναδιαίου όγκου καταιγίδας που με τη σειρά του συνδέεται με συναρτησιακή σχέση με την ένταση της βροχής. Η σχέση αυτή (Z-R), όπως θα αναλυθεί και αργότερα, δεν είναι σταθερή αλλά εξαρτάται από την κλιματολογία, τους διαφορετικούς τύπους βροχής κτλ (Kessler, 1966). Η πλειοψηφία των μετεωρολογικών ραντάρ λειτουργεί σε μήκη κύματος από 3 έως 10cm.

Το πιο ενδιαφέρον χαρακτηριστικό των ραντάρ αυτών σε λειτουργικό επίπεδο είναι ότι παρέχουν τόσο τη δυνατότητα άμεσης πρόγνωσης (nowcasting), δηλαδή εποπτικής

παρακολούθησης των πραγματικών καιρικών συνθηκών, όσο και τη δυνατότητα βραχυχρόνιων προγνώσεων (short term forecasts). Χρήσει αυτών πραγματοποιείται ποσοτική μέτρηση της βροχόπτωσης, εκτίμηση και πρόγνωση καταιγίδων και πλημμυρών και έτσι αποτελούν σύγχρονα μέσα ενημέρωσης του πληθυσμού σχετικά με επερχόμενες καταστροφικές καταιγίδες, χαλάζι, ανεμοστρόβιλους, τυφώνες και δυνατούς ανέμους.

Το ραντάρ καιρού είναι σχεδιασμένο να ανιχνεύει νέφη και βροχή και συνεπώς έχει δοθεί έμφαση στο σχεδιασμό όσον αφορά στην ανεύρεση αντικειμένων με μεγάλες μεταβολές σε μέγεθος και αγωγιμότητα και με ακραίες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Επομένως, το σύστημα του ραντάρ πρέπει να αποτελείται από μία υψηλής ισχύος συσκευή με καλή ευαισθησία δέκτη, κατευθυντικότητα στο αζιμούθιο και στο ύψος, όπως επίσης και κατάλληλο σύστημα αναπαράστασης του στόχου οριζόντια και καθ' ύψος.

Η αποτελεσματική ανακλαστικότητα του ραντάρ που συμβολίζεται ως (Z), εισάγεται ως το άθροισμα της έκτης δύναμης της διαμέτρου των σφαιρικών σταγονιδίων ανά μονάδα όγκου (Atlas et.al., 1964). Στο επόμενο κεφάλαιο θα αναλυθεί περαιτέρω η συγκεκριμένη υδρομετεωρολογική παράμετρος Η μονάδα μέτρησης της ανακλαστικότητας του ραντάρ είναι mm^6/m^3 . Οι τιμές της ανακλαστικότητας αρχίζουν από 0.001 mm^6/m^3 για ομίχλη ή ασθενή νέφη και φθάνουν μέχρι 50.000.000 mm^6/m^3 για ισχυρό χαλάζι. Αυτή η μεγάλη απόκλιση οδήγησε στον ορισμό μίας νέας παραμέτρου z που μετράει την ανακλαστικότητα σε επίπεδα κατανοητά και υπολογιστικά:

$$z = 10 \log_{10} \left(\frac{Z}{1 \text{mm}^6/\text{m}^3} \right)$$

όπου z = η λογαριθμική παράμετρος μετρημένη σε dBZ και Z σε mm^6/m^3 .

Η τιμή της ανακλαστικότητας χρησιμοποιείται στον προσδιορισμό του μετεωρολογικού στόχου. Έτσι, τα ασθενή σύννεφα, που δε δίνουν βροχή, αποτελούνται από μικρά σωματίδια νερού ή πάγου, ισοδύναμης διαμέτρου μικρότερης των 50 μm , των οποίων η ανακλαστικότητα είναι πολύ μικρή, με τυπικές τιμές της τάξης των -30dBZ. Εξαιτίας της μικρής τιμής της ανακλαστικότητας, τα σωματίδια αυτά ξεπερνούν τις δυνατότητες ανίχνευσης της πλειοψηφίας των ραντάρ. Αντίθετα, η

βροχή παρατηρείται πολύ εύκολα, παρουσιάζοντας τιμές ανακλαστικότητας που μπορούν να ξεπεράσουν τα 50dBZ στις περιπτώσεις ισχυρών καταιγίδων.

Το χαλάζι αποτελείται εξ ορισμού από υδρομετέωρα πάγου ισοδύναμης διαμέτρου μεγαλύτερης των 5mm και συνδέεται μόνο με μεταγωγικό τύπο κατακρήμνισης. Οι μεγάλοι κόκκοι χαλαζιού ξεπερνούν τα 10mm, ενώ έχουν παρατηρηθεί και χαλαζόκοκκοι που ζυγίζουν αρκετές εκατοντάδες γραμμάρια, γι' αυτό και οι μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας που έχουν παρατηρηθεί στη ραδιομετεωρολογία οφείλονται σε παρουσία χαλαζιού. Πρακτικά, για τιμές μεγαλύτερες των 55dBZ η παρουσία χαλαζιού είναι σχεδόν βέβαιη. Εν ολίγοις, η μετατροπή αυτή δίνει τιμές του z από -30 dBZ για ασθενή νέφη μέχρι και 75 dBZ για ισχυρό χαλάζι.

Το μέγεθος της πλειοψηφίας των υδρομετεωρολογικών στόχων είναι μικρό συγκριτικά με το μήκος κύματος του ραντάρ και ως εκ τούτου η περιοχή Rayleigh αποτελεί σημαντικό μέρος της θεωρίας του ραντάρ.

4.3.1 Σύγκριση ραντάρ και βροχογράφων

Είναι φανερό ότι ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα της υδρολογίας παραμένει η μεταβλητότητα της βροχόπτωσης. Τα συμβατικά βροχομετρικά στοιχεία κρίνονται γενικά ανεπαρκή να περιγράψουν τη χωρική και χρονική κατανομή της βροχής. Μία μέθοδος στην οποία έχει αποδοθεί μεγάλη σημασία τα τελευταία χρόνια, είναι η μέτρηση της βροχής με προσαρμοσμένα στοιχεία ραντάρ καιρού. Αυτό, γιατί το ραντάρ υπερτερεί έναντι του δικτύου βροχογράφων στα εξής σημεία:

- Η συνολική πληροφορία της κατανομής της βροχής στο χρόνο και στο χώρο συγκεντρώνεται και γίνεται επεξεργασία της για κάθε στοιχείο χωριστά, δηλαδή τα προβλήματα εξαιτίας της διαφοροποίησης μίας περιοχής ξεπερνιούνται με τη χρήση ραντάρ.
- Η χρήση ενός μετεωρολογικού ραντάρ είναι πολύ πιο εύκολη από τη χρήση ενός δικτύου βροχογράφων.
- Επίσης έρευνα του British Water Resources Board το 1973, (Anderl et al.,1976) έχει δείξει ότι η εκτίμηση της βροχής με χρήση ραντάρ δεν κοστίζει πολύ περισσότερο από ότι αν γίνει με βροχογράφους.

Οι Gorrie and Kouwen (1977) συμπεραίνουν ότι τα μετεωρολογικά ραντάρ μπορούν να βελτιώσουν τις προγνώσεις πλημμυρών κατά τη διάρκεια μετωπικών βροχών, καθώς και τοπικών καταιγίδων. Υπάρχουν ήδη αρκετές συνεισφορές της εκτίμησης βροχόπτωσης με ραντάρ σε επιχειρησιακές υδρολογικές εφαρμογές (Anderl et al., 1976). Παρ' όλα αυτά πιστεύεται ότι δεν έχει πραγματοποιηθεί ακόμα η πλήρης αξιοποίηση του ραντάρ καιρού στην Υδρολογία.

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων 50 χρόνων σημαντική έρευνα είναι προσανατολισμένη στην εφαρμογή μετεωρολογικών ραντάρ για την εκτίμηση της βροχόπτωσης. Μεγάλη σημασία δίνεται σε μεθόδους, σύμφωνα με τις οποίες η βροχόπτωση υπολογίζεται με συνδυασμό των μετρήσεων των βροχογράφων και των εκτιμήσεων των ραντάρ. Οι βροχογράφοι χρησιμοποιούνται στην ομπρέλα του ραντάρ σε συγκεκριμένες θέσεις, ως επαλήθευση για τη ρύθμιση και τη διόρθωση των στοιχείων του ραντάρ. Ενίοτε είναι πιθανό να μεταφέρονται τηλεμετρικά στη θέση του ραντάρ μετρήσεις βροχών και παροχών από ποτάμια και έτσι να διορθώνονται τα στοιχεία αυτού σε πραγματικό χρόνο. Όμως, παρόλο που χρήση των ραντάρ εξασφαλίζεται βελτιωμένη σε μεγάλο βαθμό χωρική εικόνα των μετεωρολογικών φαινομένων, ανακύπτει ταυτόχρονα και πλήθος αβεβαιοτήτων και ενδεχόμενων σφαλμάτων από τη χρήση των οργάνων αυτών, κάποια από τα οποία περιγράφονται παρακάτω στο επόμενο κεφάλαιο.

Γενικά μπορούμε να πούμε ότι το ραντάρ προσδιορίζει τη χωρική κατανομή της βροχής ενώ τα βροχόμετρα μέτρηση του μεγέθους της (Wilson, 1976).

4.4 Οι σχέσεις Z-R

Η εξαγωγή εμπειρικών σχέσεων Z-R και οι μεταβολές τους τόσο από καταιγίδα σε καταιγίδα, όσο και μέσα στην ίδια την καταιγίδα, αποτελούν αντικείμενο εκτεταμένης έρευνας τα τελευταία 50 χρόνια (Doviak and Zrníc, 1984 ; Georgakakos, 1987).

Η τηλεπισκοπική εκτίμηση της έντασης της βροχόπτωσης, R, έχει απασχολήσει εδώ και 60 χρόνια τους ερευνητές οι οποίοι προσπαθούν να συνδέσουν τις τιμές του παράγοντα ανακλαστικότητας ραντάρ, Z, με την ένταση της βροχόπτωσης στο έδαφος R. Δυστυχώς δεν υπάρχει μία σχέση που να ικανοποιεί όλα τα μετεωρολογικά

φαινόμενα, παρόλο αυτά έχει αποδειχθεί εμπειρικά ότι οι δύο αυτές μετεωρολογικές παράμετροι συνδέονται με μία εκθετική σχέση της μορφής: $Z = A \cdot R^b$

Οι μονάδες της έντασης της βροχόπτωσης, R είναι σε mm/hr ενώ της ανακλαστικότητας Z σε mm⁶/m³. Η μεγάλη διακύμανση των συντελεστών A και b αντανakλά τους διαφορετικούς τύπους της κατακρήμνισης και τις διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια της. Γι' αυτό το λόγο δεν μπορεί να υπάρξει μία σχέση Z-R που να εφαρμόζεται σε όλες τις περιπτώσεις των γεγονότων.

Ο Battan (1973) αναφέρει 69 διαφορετικές σχέσεις Z-R που έχουν προταθεί από διάφορους ερευνητές και μέχρι σήμερα ο αριθμός αυτός συνεχώς αυξάνεται (Rinehart, 1991).

Ενδεικτικά αναφέρονται κάποιες σχέσεις Z-R που χρησιμοποιούνται συχνότερα, όπου καθεμιά από αυτές προσαρμόζεται καλύτερα σε συγκεκριμένες εφαρμογές, υπό δεδομένες συνθήκες και ενίοτε για συγκεκριμένο τύπο ραντάρ.

$$Z = 291 \cdot R^{1.43} \quad (\text{C-Band, Attmannspacher and Riedl, 1977})$$

$$Z = 490 \cdot R^{1.43} \quad (\text{S-Band, } 0^\circ\text{C, R}=9\text{mm/hr, Cherry, 1978})$$

$$Z = 130 \cdot R^{1.43} \quad (\text{S-Band, } 0^\circ\text{C, R}=23\text{mm/hr, Cherry, 1978})$$

$$Z = 350 \cdot R^{1.6} \quad (\text{X-Band, απότομη καταιγίδα (thunderstorm), Dutton, 1967})$$

$$Z = 200 \cdot R^{1.6} \quad (\text{X-Band, Attmannspacher and Riedl, 1977 S- and X-Band, Austin and Schaffner, 1970 X-Band, μεγάλη χωρική βροχή (widespread rain), Dutton, 1967})$$

$$\text{X-Band, Ochs and Rucker, 1977 K-Band, Reid, 1969 διαστρωματική βροχή})$$

$$Z = 31 \cdot R^{1.71} \quad (\text{ορογραφική βροχή})$$

$$Z = 1780 \cdot R^{2.21} \quad (\text{νιφάδες χιονιού})$$

Μία ταξινόμηση των σχέσεων Z-R αποκλειστικά βάσει των τύπων της κατακρήμνισης, η οποία καλύπτει κατά μεγάλο ποσοστό την πληθώρα αυτών που έχουν δημοσιευτεί είναι σύμφωνα με τους Joss et al. (1970) η εξής :

$$Z = 140 \cdot R^{1.5} \quad (\text{ασθενής βροχή (drizzle)})$$

$$Z = 250 \cdot R^{1.5} \quad (\text{μεγάλη χωρική βροχή (widespread rain)})$$

$$Z = 500 \cdot R^{1.5} \quad (\text{απότομη καταιγίδα (thunderstorm)})$$

Σύμφωνα με τον Collier (1989) στην περίπτωση χιονόπτωσης, συνήθως $A=2.000$ και $b=2$. Ο Imai (1960) προτείνει την τιμή $A=450$, όταν πρόκειται για ξηρό χιόνι και $A=2.100$, όταν πρόκειται για υγρό.

Μία άλλη κατηγοριοποίηση των σχέσεων Z-R ανάλογα με τον τύπο της βροχόπτωσης και τη γεωγραφική περιοχή προτείνεται από τον Austin (1987) και είναι η ακόλουθη :

$Z=400 \cdot R^{1.3}$ (επαγωγικού τύπου επεισόδια)

$Z=230 \cdot R^{1.4}$ (επεισόδια κυκλωνικού τύπου σε συνδυασμό με κυτταρικές καταιγίδες (cellular))

$Z=100 \cdot R^{1.4}$ (καθαρά μη κυτταρικές καταιγίδες (non-cellular))

Ένα παράδειγμα λειτουργικών χρήσης των σχέσεων Z-R βρίσκεται στην εθνική μετεωρολογική υπηρεσία των ΗΠΑ (National Weather Service), η οποία χρησιμοποιεί την σχέση $Z=300 R^{1.4}$ ως πρωτοβάθμια προεπιλογή (primary default) του δικτύου ραντάρ για τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ. ενώ σε τροπικές βροχές η σχέση αλλάζει σε $Z=250 R^{1.2}$ που εκτιμάει την βροχόπτωση με μεγαλύτερη ακρίβεια σε τέτοιες καταστάσεις (Fournier, 1999).

4.4.1 Τρόποι εκτίμησης κι εξαγωγής σχέσεων Z-R.

Δύο είναι οι βασικοί τρόποι εκτίμησης κι εξαγωγής των σχέσεων Z-R. Όσον αφορά στον πρώτο, η σχέση αποκτάται από τον ταυτόχρονο υπολογισμό των Z και R με βάση την εκτιμημένη κατανομή μεγέθους των υδροσταγονιδίων (DSD) που έχει προκύψει από τις επίγειες μετρήσεις ενός disdrometer. Η μέθοδος αυτή ακολουθήθηκε και αναλύθηκε στην συγκεκριμένη διπλωματική εργασία.

Εφόσον η ένταση της βροχόπτωσης R και ο παράγοντας ανακλαστικότητας Z υπολογίζονται άμεσα από το DSD είναι εμφανές ότι η μεγάλη ποικιλία των σχέσεων Z-R οφείλεται στην έντονη χωροχρονική διακύμανση του DSD. Το DSD αντανakλά όλες τις μικροφυσικές διεργασίες της κατακρήμνισης, οπότε εισάγει την διακύμανση και την αβεβαιότητα τους στις σχέσεις Z-R και ως εκ τούτου στις εφαρμογές ποσοτικής εκτίμησης της βροχόπτωσης από την ανακλαστικότητα του radar. Για να βελτιωθεί η ακρίβεια των σχέσεων αυτών, όλες οι έρευνες εστιάζουν στον λεπτομερή καθορισμό των σχέσεων Z-R σε σχέση με το κλίμα, τον τύπο κατακρήμνισης (convective-stratiform), το υψόμετρο, την ένταση και άλλες μετεωρολογικές παραμέτρους.

Σύμφωνα με μια άλλη μέθοδο εκτίμησης της σχέσης Z-R, συγκρίνεται η παρεχόμενη από το ραντάρ τιμή της ανακλαστικότητας, Z, με το ρυθμό βροχόπτωσης, R, που παρέχεται από βροχόμετρα (Georgakakos, 1989). Η μέθοδος αυτή είναι γνωστή ως κλιματολογική Z-R σχέση και ενδέχεται να περιλαμβάνει λάθη που οφείλονται στη ρύθμιση του συστήματος του ραντάρ αλλά και εγγενείς αβεβαιότητες από την χρήση των οργάνων αυτών, όπως περιγράφεται παρακάτω.

Οι βροχογράφοι και το μετεωρολογικό ραντάρ είναι δύο διαφορετικά συστήματα μέτρησης βροχής. Η περιοχή μέτρησης από ένα βροχογράφο είναι πολύ μικρή σε σύγκριση με αυτή του ραντάρ. Οι συνήθεις βροχογράφοι έχουν ανοίγματα από 8 - 12 in με επιφάνεια μέχρι 0,073 m². Η περιοχή μέτρησης ενός ραντάρ είναι ασύγκριτα μεγαλύτερη από την αντίστοιχη ενός βροχογράφου. Επίσης, υπάρχουν σημαντικές αλλαγές ανάμεσα στα δείγματα των βροχογράφων και του ραντάρ. Οι βροχογράφοι έχουν ανάλυση πάνω από 5 λεπτά (οι πιο σύγχρονοι 1 λεπτό), ενώ οι μετρήσεις του ραντάρ είναι σχεδόν στιγμιαίες (20 sec/στροφή) οπότε για τη σύγκριση των μετρημένων ποσοτήτων βροχής τα στοιχεία του ραντάρ θα πρέπει να ολοκληρώνονται ως προς το χρόνο.

Μία άλλη αιτία που διαφοροποιεί το ποσό της βροχής που μετράται από τα δύο όργανα, είναι ότι το ραντάρ σαρώνει σε μία απόσταση από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ ο βροχογράφος μετράει τη βροχή στην επιφάνεια του εδάφους. Έτσι, αφενός μεσολαβεί κάποιος χρόνος μέχρι η βροχή που υπολογίστηκε από το ραντάρ να φτάσει στην επιφάνεια, ο οποίος ενδέχεται ενίοτε να είναι κρίσιμος ως χρόνος προειδοποίησης για παράδειγμα. Αφετέρου, όμως, δε λαμβάνονται υπόψη μεταβολές που μπορεί να προκληθούν στη βροχή, όπως είναι η εξάτμιση, η οποία λαμβάνει χώρα πριν η βροχή φτάσει στο έδαφος. Αν υπάρχουν διαφοροποιήσεις στο κατακόρυφο προφίλ ανακλαστικότητας, αξιόλογο σφάλμα, συνήθως υποεκτίμηση, συνοδεύει την εκτίμηση της βροχόπτωσης από τα ραντάρ. Το πρόβλημα αυτό είναι ιδιαίτερα έντονο σε ορεινές περιοχές, ενώ ακόμα και σε πεδινές ενδέχεται να προκύψουν σημαντικά σφάλματα σε μεγαλύτερες αποστάσεις.

Επίσης, σύμφωνα με τον Austin (1987), σχέση Z-R που έχει υπολογιστεί σε στάσιμο αέρα μπορεί να είναι σημαντικά διαφορετική αν υπάρχουν ανοδικά ή καθοδικά ρεύματα. Συγκεκριμένα, παρουσία καθοδικών ρευμάτων ταχύτητας 8m/sec η ανακλαστικότητα που υπολογίζεται για συγκεκριμένη καταιγίδα θα είναι κατά 3dB μικρότερη από ότι αν η ίδια καταιγίδα υπολογιζόταν σε στάσιμο αέρα, με άμεση απόρροια την υποεκτίμηση του ρυθμού βροχόπτωσης κατά 40% περίπου.

Αρκετοί παράγοντες λοιπόν εισάγουν διαφορές μεταξύ της βροχής που εκτιμάται από το ραντάρ και της βροχής η οποία μετράται στο έδαφος. Τα σφάλματα τα οποία προκαλούνται από τους παραπάνω παράγοντες διακρίνονται σε τυχαία, συστηματικά και σε σφάλματα οφειλόμενα στην απόσταση μεταξύ του ραντάρ και του στόχου που μετράται (Zawadski, 1984).

Οι παραπάνω αβεβαιότητες δεν υφίστανται όταν τα Z και R υπολογίζονται απ' ευθείας και ταυτόχρονα με βάση την εκτιμημένη κατανομή μεγέθους των υδροσταγονιδίων από το disdrometer. Γι' αυτό το λόγο η εκτίμηση των σχέσεων Z-R μέσω της γνώσης της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων είναι ασφαλέστερη και είναι και η μέθοδος που ακολουθείται σε αυτήν την εργασία.

4.4.2 Χρησιμότητα των σχέσεων Z-R

Μία από τις κύριες πηγές σφαλμάτων που δημιουργούν λάθη στις μετρήσεις του μετεωρολογικού ραντάρ είναι η διαφοροποίηση στην κατανομή των καταιγίδων από

επεισόδιο σε επεισόδιο ή ακόμα και στο ίδιο επεισόδιο όσον αφορά την Z-R εκθετική σχέση. Συνεπώς η όσο το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμηση της σχέσης Z-R για κάθε τύπο βροχής, για κάθε περιοχή και κλιματολογικό τύπο θα αναβαθμίσει και τη λειτουργία του ραντάρ σε όλες τις υδρολογικές εφαρμογές που απαιτείται η γνώση της έντασης της βροχόπτωσης. Ενδεικτικά αναφέρουμε τις παρακάτω.

- Έγκαιρη τηλεπισκοπική πρόγνωση των καταιγίδων και του αναμενόμενου ύψους-έντασης για την εισαγωγή των στοιχείων σε μοντέλα πρόγνωσης κι εκτίμησης πλημμυρών
- Απόδοση του πεδίου βροχής, σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν ή δε δύναται να εγκατασταθούν επίγεια μέσα μέτρησης βροχόπτωσης. (απροσπέλαστες περιοχές, ή πάνω από θάλασσες-λίμνες)
- Κάλυψη περιοχών που απαιτούν πολύ πυκνό δίκτυο επίγειων σταθμών για τη σωστή εκτίμηση της επιφανειακής βροχής.

Ειδικά οι μεταγωγικές βροχές που μελετάμε σε αυτή την εργασία είναι πολύ τοπικές οπότε είναι πολύ πιθανό να μην καταγραφούν από κάποιο βροχόμετρο. Οπότε χρειάζεται το ραντάρ για να δώσει μια εκτίμηση της βροχόπτωσης.

Πιο αναλυτικά, σημαντική προσπάθεια καταβάλλεται στη συλλογή και την αρχειοθέτηση πληροφοριών σχετικών με τη συμπεριφορά λεκανών απορροής ποταμών υπό μεγάλο εύρος συνθηκών. Για να μελετηθούν, όμως, οι συνθήκες στην ευρύτερη περιοχή των ποταμών απαιτείται πολύ πυκνό δίκτυο βροχομετρικών σταθμών, καθώς κάποια βροχή κατακόρυφης μεταφοράς (convective rain) για παράδειγμα, μπορεί να λάβει χώρα σε μία υποπεριοχή πολύ μικρής διαμέτρου, της τάξης των 2km και να μην καταγραφεί από σταθμούς που είναι εγκατεστημένοι εκτός της περιοχής αυτής. Τα ραντάρ δίνουν τη δυνατότητα ακριβέστερης και εγκυρότερης εκτίμησης της σχέσης μεταξύ τύπων βροχόπτωσης και απόκρισης της εκάστοτε υπολεκάνης, όπως αυτή αντιπροσωπεύεται από τη ροή του ποταμού. Επιπροσθέτως, το γεγονός ανεξάρτησης από σημειακές και αμφισβητούμενης αντιπροσωπευτικότητας μετρήσεις παρεχόμενες αποκλειστικά από βροχόμετρα, δίνει τη δυνατότητα συνυπολογισμού με περισσότερη ακρίβεια πολύπλοκων παραμέτρων, όπως οι διακυμάνσεις στάθμης λόγω τήξης πάγου, η αποθηκευτικότητα και οι καθυστερήσεις στη λεκάνη του ποταμού.

Επίσης, η πρόγνωση είναι ιδιαίτερα χρήσιμη σε περιπτώσεις κατασκευής και συντήρησης υδραυλικών έργων όπως είναι τα αποχετευτικά δίκτυα. Οι αγωγοί των

αποχετευτικών δικτύων σε πολλές πόλεις είναι αρκετά μεγάλοι, προκειμένου να είναι δυνατή η είσοδος εργατών σε αυτούς, καθώς εργάτες διαρκώς απασχολούνται με την απομάκρυνση των συγκεντρωμένων απορριμμάτων ή με επισκευές σε διάφορα τμήματα του δικτύου. Είναι ιδιαίτερα σοβαρό οι εργάτες να ειδοποιούνται έγκαιρα για την έναρξη βροχόπτωσης, ώστε να εκκενώσουν με ασφάλεια τους αγωγούς πριν αρχίσει να ανέρχεται η στάθμη του νερού σε αυτούς. Με τη χρήση ραντάρ λαμβάνονται λεπτομερέστερες πληροφορίες για επικείμενη βροχόπτωση και έτσι αυξάνεται η ασφάλεια και βελτιστοποιείται η διαχείριση του εργατικού δυναμικού..

Τέλος, ως χαρακτηριστικό του κάθε τύπου βροχόπτωσης, οι σχέσεις Z-R συμβάλλουν στην γενικότερη κατανόηση των πολύπλοκων μικροφυσικών διεργασιών της κατακρήμνισης. Όπως θα αναλυθεί αργότερα, προκύπτουν χρήσιμα συμπεράσματα σχετικά με την εσωτερική δομή της καταιγίδας.

4.5 Ντισντρόμετρο (disdrometer)

4.5.1.1 Εισαγωγή

Είναι γεγονός ότι τα τελευταία χρόνια, στην Ελλάδα, αυξάνει συνεχώς η ανάγκη για πιο διεξοδική μελέτη της κίνησης του ύδατος και των συνεπειών της(πλημμύρες, διαβρώσεις, κ.λ.π), από τη στιγμή που φτάνει στο έδαφος με τη μορφή ατμοσφαιρικού κατακρημνίσματος (βροχής, χιονιού, κλπ),έως ότου καταλήξει με επιφανειακή ή υπόγεια απορροή στους μεγάλους φυσικούς ή τεχνητούς αποδέκτες (ποτάμια, θάλασσα, λίμνες, υπόγεια υδροφόρα στρώματα, κλπ). Η εξασφάλιση του πόσιμου και του αρδευτικού νερού καθώς και η προστασία από τις πλημμύρες και την ξηρασία είναι ζητήματα που κάνουν επιτακτική την ανάγκη ανάπτυξης δραστηριοτήτων και νέων τεχνικών με σκοπό την όσο το δυνατόν ακριβέστερη εκτίμηση και πρόγνωση των υδρολογικών διαδικασιών.

Η ακριβής εκτίμηση της βροχόπτωσης είναι ένα βασικό πρόβλημα στην υδρολογία, αφού η βροχή είναι η κύρια πηγή των γήινων υδρολογικών διαδικασιών. Παραδοσιακά, ωστόσο, οι υδρολόγοι έδωσαν περισσότερη προσοχή στην ανάπτυξη πολύπλοκων μοντέλων , παρά στο σχεδιασμό και την εξέλιξη τεχνικών για ακριβή μέτρηση και εκτίμηση των χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης. Όμως με τη γρήγορη εξέλιξη της τεχνολογίας έγινε εφικτή η κατασκευή οργάνων τα οποία μπορούν να μας παρέχουν

μια ακριβέστερη ποσοτική εκτίμηση, όχι μόνο του ύψους αλλά και άλλων χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης, όπως το **disdrometer**.

4.5.1.2 Γενική περιγραφή

Το **Disdrometer RD-69** είναι ένα όργανο ποσοτικής μέτρησης και καταγραφής της βροχόπτωσης κι εκτίμησης κάποιων βασικών υδρομετεωρολογικών παραμέτρων. Το όργανο έχει τη δυνατότητα να μετρά συνεχώς και αυτόματα την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων της βροχής (DSD) και μέσα από μια διαδικασία μετατροπής στο τέλος δίνει εκτίμηση του ολικού ύψους βροχής. Η κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων της βροχής αποκτά μεγάλη σημασία στη ραδιομετεωρολογία γιατί παρέχει τη δυνατότητα άμεσης εξαγωγής της σχέσης που συνδέει τον παράγοντα ανακλαστικότητας των ραντάρ, Z , με το ρυθμό βροχόπτωσης, R . όπως περιγράφεται αναλυτικά στα επόμενα κεφάλαια.

Στην διάρκεια αυτών των χρόνων έχουν αναπτυχθεί πολλές τεχνικές δειγματοληψίας και καταγραφής αυτών των κατανομών. Μια από τις περισσότερο χρησιμοποιούμενες τεχνικές ήταν η φωτογράφιση με μια κάμερα ενός όγκου βροχής με τέτοια ανάλυση έτσι ώστε να μπορούν να μετρηθούν ξεχωριστά όλα τα υδροσταγονίδια στον συγκεκριμένο όγκο. Από αυτές τις κατανομές μπορεί να υπολογιστεί ο ρυθμός βροχόπτωσης R σε mm/hr, το περιεχόμενο βροχής W σε gr/m^3 , η ανακλαστικότητα Z σε mm^6/m^3 και άλλες υδρομετεωρολογικές παράμετροι.

Όπως όμως είναι φανερό, χρειαζόταν ένας πολύ μεγάλος όγκος εργασίας έως ότου συγκεντρώσουμε ένα στατιστικά σημαντικό δείγμα υδροσταγονιδίων. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο αναπτύχθηκε το disdrometer RD-69.

Σε σχέση με τα άλλα επίγεια όργανα μέτρησης της βροχής, το ντισντρόμετρο υπερέχει ως προς το ότι απεικονίζει ακτινογραφικά την δομή της βροχόπτωσης μέσω της κατανομής των διαμέτρων των υδροσταγονιδίων και δεν παρέχει απλά το ύψος ή την ένταση.

Το **Disdrometer RD-69** αποτελείται από δύο βασικά μέρη:

Το διατεταγμένο μετατροπέα (transducer) και τον επεξεργαστή ενώ το σύστημα συμπληρώνεται και με ένα τρίτο μέρος, τον μετατροπέα αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (analyser ADA-90) για τον οποίο θα γίνει ξεχωριστή περιγραφή.

Ο διατεταγμένος μετατροπέας (a) που αποτελεί το μόνο τμήμα το οποίο είναι τοποθετημένο σε εξωτερικό χώρο μετατρέπει την κατακόρυφη ορμή ενός προσπίπτοντος υδροσταγονιδίου σε ηλεκτρικό παλμό, το μέγεθος του οποίου σχετίζεται με τη διάμετρο της σταγόνας. Κατόπιν ο ηλεκτρικός αυτός παλμός μεταφέρεται στον επεξεργαστή (b) ο οποίος 'καθαρίζει' το σήμα και το προσαρμόζει στα επιθυμητά χαρακτηριστικά. Στην συνέχεια το επεξεργασμένο πια σήμα προωθείται στον μετατροπέα αναλογικού σήματος (c) σε ψηφιακό μέσα στον οποίο ψηφιοποιείται και μεταδίδεται σε σειριακή μορφή σε έναν υπολογιστή (d).



Σχήμα 6.1 Τα επιμέρους τμήματα του Disdrometer Rd-69

Για την ακριβέστερη εκτίμηση της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων, το όργανο αυτό έχει τη δυνατότητα να ξεχωρίζει 127 τάξεις μεγέθους υδροσταγονιδίου από 0.3 έως 5 mm. Τη στιγμή της μέτρησης έχουμε τη δυνατότητα να βλέπουμε στην οθόνη του υπολογιστή κάθε δύο λεπτά την εν λόγω κατανομή στο συγκεκριμένο λεπτό καθώς και τον ρυθμό βροχόπτωσης αλλά και το συνολικό ύψος βροχής.

Μετά το πέρας της μέτρησης και αφού έχει καταγραφεί το επεισόδιο της βροχής στον υπολογιστή μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε μέσω του προγράμματος για το disdrometer τις ακόλουθες υδρομετεωρολογικές παραμέτρους:

Ένταση βροχόπτωσης R (mm/h)

Περιεκτικότητα υγρού νερού W (mm³/m³)

Παράγοντα ανακλαστικότητας radar Z (mm⁶/m³)

Συγκέντρωση υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους 0, N_0 (m⁻³mm⁻¹)

Κλίση της καμπύλης $N(D)$, Λ (mm⁻¹)

Κινητική ενέργεια $E_k(N/m^2)$

Συνολικό αριθμό σταγόνων N_{tot}

Οι παραπάνω υδρομετεωρολογικές παράμετροι λαμβάνονται με βήμα δύο λεπτών και περιγράφονται εκτενέστερα στα επόμενα κεφάλαια.

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, το κυριότερο πλεονέκτημα του Disdrometer rd-69 σε σχέση με τα όργανα που χρησιμοποιούνται σήμερα για την εκτίμηση της βροχόπτωσης (βροχόμετρα, βροχογράφοι, μετεωρολογικά radar) είναι ότι μετρά επιπλέον μια πολύ βασική υδρομετεωρολογική παράμετρο, την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων της βροχής. Η γνώση της κατανομής αυτής είναι πολύ σημαντική στον υπολογισμό της έντασης βροχόπτωσης R , του παράγοντα ανακλαστικότητας radar Z και της περιεκτικότητας σε νερό W , παραμέτρων απαραίτητων στην εκτίμηση και πρόγνωση της βροχής. Επίσης χρησιμοποιεί ενσωματωμένες σε αυτό σχέσεις για τον υπολογισμό των υπολοίπων παραμέτρων που αναφέρονται παραπάνω.

Το Disdrometer rd-69 είναι εγκατεστημένο στον χώρο του Κεντρικού Μετεωρολογικού Σταθμού στην Πολυτεχνειούπολη του Ζωγράφου, λειτουργεί από το 1997 και οι μετρήσεις του μεταφέρονται σε υπολογιστή του εργαστηρίου Υδρολογίας και Αξιοποίησης Υδατικών Πόρων.

4.5.1.3 Διεθνής Εμπειρία

Η χρήση του Disdrometer rd-69 παρατηρείται σε διάφορα πανεπιστήμια και ερευνητικά κέντρα ανά τον κόσμο που σχετίζονται με επιστημονικά πεδία στα οποία είναι κρίσιμη η εκτίμηση και περαιτέρω μελέτη της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων, όπως είναι η μετεωρολογία ραντάρ, η φυσική της ατμόσφαιρας, και η διάδοση μικροκυμάτων.

Σε αυτήν την παράγραφο θα δοθούν μερικά μόνο παραδείγματα για να γίνει εμφανής η χρησιμότητα και ο λόγος ύπαρξης του disdrometer.

Το πολυτεχνείο της Catalunya (U.P.C.-Universitat Politecnica de Catalunya), διεξήγαγε μια έρευνα για τον εντοπισμό της σχέσης που συνδέει τον παράγοντα ανακλαστικότητας radar και την κατανομή μεγέθους υδροσταγονιδίων σε επεισόδια

πολύ δυνατής βροχής. Στην έρευνα αυτή απαιτήθηκε ένα μοντέλο της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και μια στατιστική περιγραφή του σχηματισμού των υδροσταγονιδίων στο χώρο, κατά τη διάρκεια της πτώσης τους στο έδαφος. Για το λόγο αυτό έχει δημιουργηθεί μια βάση δεδομένων με κατανομές μεγέθους υδροσταγονιδίων από μετρήσεις που λήφθηκαν μέσω ενός Disdrometer RD-69 και άλλων οργάνων.

Το πανεπιστήμιο του Salford (University of Salford) διεξήγαγε μια μελέτη για τον προσδιορισμό της ευαισθησίας των κατανεμημένων προσομοιώσεων πλημμύρας στα ενυπάρχοντα λάθη των μετρήσεων βροχής από radar. Στα πλαίσια αυτής της μελέτης χρησιμοποιήθηκαν radar κατακόρυφης στόχευσης (Vertically Pointing Radar) , των οποίων τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με ένα δίκτυο βροχόμετρων και disdrometer.

Τέλος το πολυτεχνείο της Grenoble (Institut National Polytechnique de Grenoble) μελετά ένα μοντέλο εκτίμησης και πρόγνωσης πλημμυρών με στοιχεία από ένα εγκατεστημένο μετεωρολογικό radar. Και σε αυτή την περίπτωση χρησιμοποιείται ένα δίκτυο από βροχόμετρα και disdrometer για τον προσδιορισμό της σχέσης μεταξύ του παράγοντα ανακλαστικότητας radar Z και της έντασης βροχόπτωσης R , για τη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης.

4.5.2 Διατεταγμένος μετατροπέας και επεξεργαστής

Το συγκεκριμένο υποσύστημα του disdrometer αποτελείται από δύο τμήματα:

- Το διατεταγμένο μετατροπέα ο οποίος είναι εκτεθειμένος στη βροχή.
- Τον επεξεργαστή



Σχήμα 6.2. Απεικόνιση του διατεταγμένου μετατροπέα (στα δεξιά) και του επεξεργαστή (στα αριστερά) (<http://www.arm.gov/instruments/disdrometer>)

Τα δύο αυτά μέρη συνδέονται με ένα καλώδιο. Ο διατεταγμένος μετατροπέας μετασχηματίζει τη μηχανική ορμή της προσπίπτουσας σταγόνας σε έναν ηλεκτρικό παλμό. Το μέγεθος του παλμού είναι περίπου ανάλογο της μηχανικής ορμής.. Ο διατεταγμένος μετατροπέας είναι στεγασμένος σε μια κυλινδρική μεταλλική θήκη, η οποία προστατεύει τα ευαίσθητα κομμάτια του . Ο επεξεργαστής περιέχει κυκλώματα για να εξαλείψει τα ανεπιθύμητα σήματα, που κυρίως οφείλονται στον ακουστικό θόρυβο και για να μειώσει το δυναμικό εύρος των 90 db του σήματος του μετατροπέα σε 36db στην έξοδο U_{compr} .

Τεχνικά Χαρακτηριστικά

Τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του διατεταγμένου μετατροπέα και του επεξεργαστή είναι τα εξής:

Εύρος διαμέτρων σταγόνων	0.3 έως 5mm	
Επιφάνεια δειγματοληψίας	50 cm^2	
Προσεγγιστική σχέση μεταξύ της διαμέτρου της σταγόνας D και του μεγέθους του παλμού εξόδου U_{compr}	$U_{compr} = 0.94 * D^{1.47}$ U_{compr} μετριέται σε Volts και η D σε millimeters	όπου η
Ακρίβεια	+/- 5% των μετρούμενων διαμέτρων	
Απαιτήσεις ενέργειας	230 Volts ac +/- 10% έως 60 Hz, 3.5 Watts	50
Εύρος θερμοκρασίας λειτουργίας	0 έως 40 °C	
Διαστάσεις μετατροπέα	10 cm * 10 cm * 17 cm ύψος	
Διαστάσεις επεξεργαστή	10 cm * 23 cm * 27 cm βάθος	
Βάρος μετατροπέα	2.9 kg	
Βάρος επεξεργαστή	1.9 kg	

Μήκος καλωδίου σύνδεσης $\leq 100\text{m}$

Σήματα Εξόδου

Στον πίνακα που βρίσκεται στο μπροστινό μέρος του επεξεργαστή υπάρχουν δύο θήρες εξόδου:

- Η Γραμμική έξοδος U_{lin}
- Η Επεξεργασμένη έξοδος U_{compr}

1. Γραμμική έξοδος U_{lin}

Στη θήρα U_{lin} το ανεπεξεργαστο σήμα εξόδου είναι διαθέσιμο. Κάθε σταγόνα που χτυπά την επιφάνεια του επεξεργαστή προκαλεί έναν παλμό διάρκειας περίπου 0.5 ms. Το μέγεθος U_{lin} του παλμού είναι συνάρτηση της διαμέτρου D της σταγόνας. Η U_{lin} είναι περίπου ανάλογη στη μηχανική ορμή της προσπίπτουσας σταγόνας:

$$U_{lin} \cong v * D^3$$

Και αφού η τελική ταχύτητα v της σταγόνας είναι περίπου ίση με τη διάμετρό της:

$$U_{lin} \cong D^4$$

Για διαμέτρους σταγονιδίων μεταξύ 0.3mm και 5.0 mm το distrometer παράγει παλμούς εξόδου U_{lin} μεταξύ 0.3 mV και 10 V τα οποία ανταποκρίνονται στο δυναμικό εύρος των 90db.

2. Η Επεξεργασμένη έξοδος U_{compr}

Υπό φυσιολογικές συνθήκες η επεξεργασμένη έξοδος U_{compr} είναι αυτή που θα χρησιμοποιηθεί. Η διάρκεια του παλμού είναι και πάλι 0.5 ms. Το δυναμικό εύρος του μεγέθους του παλμού είναι σημαντικά μειωμένο, από 90 db του μη επεξεργασμένου σήματος U_{lin} σε 36 db του U_{compr} , για να διευκολύνει την περαιτέρω επεξεργασία. Το κύκλωμα το οποίο πραγματοποιεί την συμπίεση του δυναμικού εύρους είναι σχεδιασμένο έτσι ώστε μια σχετικά απλή σχέση μεταξύ της U_{compr} και της D προσεγγίζεται :

$$U_{compr} = 0.94 * D^{1.47}$$

Όπου η U_{compr} μετριέται σε Volts και η D σε millimeters

Τα σήμα εξόδου είναι απαλλαγμένο από όλα τα ανεπιθύμητα παρεμβαλλόμενα σήματα και μπορεί απευθείας να αναλυθεί με έναν συμβατικό αναλυτή ύψους παλμών , ικανό να δεχθεί αυτή τη μορφή των παλμών.

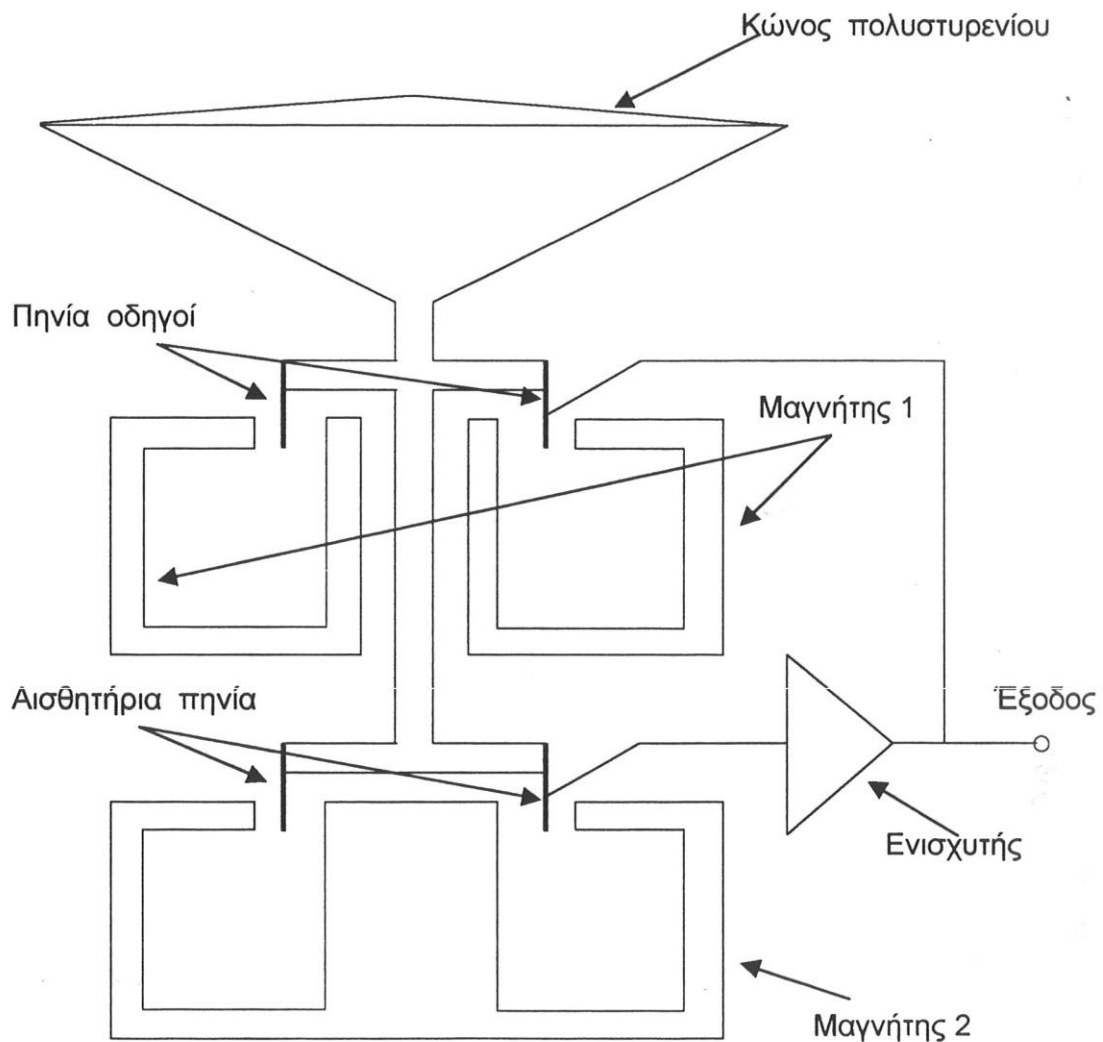
3. Δοκιμαστικό σήμα

Ένα κύκλωμα για την παραγωγή ενός δοκιμαστικού σήματος είναι ενσωματωμένο στον επεξεργαστή. Το δοκιμαστικό σήμα περιλαμβάνει μια ακολουθία παλμών με συχνότητα 1000Hz. Το εύρος της τελικής είναι 1Vpp. Το δοκιμαστικό σήμα μας εξασφαλίζει ένα γρήγορο τρόπο για να ελέγξουμε την κανονική λειτουργία του οργάνου και μπορεί να ενεργοποιηθεί με το χέρι, πατώντας το κουμπί στο πίσω μέρος του επεξεργαστή. Το δοκιμαστικό σήμα θα πρέπει να εμφανιστεί στην έξοδο U_{compr} . Εάν δεν υπάρχουν παλμοί ή δεν έχουν το σωστό μέγεθος τότε το όργανο δεν λειτουργεί σωστά και χρειάζεται περαιτέρω διερεύνηση. Ένας γρήγορος και εύκολος αλλά

λιγότερο αξιόπιστος τρόπος είναι να πιάσουμε το κουμπί και συγχρόνως να ακούσουμε έναν αμυδρό ήχο 1000Hz παραγόμενο από τον κώνο πολυστυρενίου του μετατροπέα.

4.5.2.1 Ο διατεταγμένος μετατροπέας (transducer)

Ο διατεταγμένος μετατροπέας αποτελείται από μια ηλεκτρομηχανική μονάδα και έναν ενισχυτή ανάδρασης. Ένα κωνικό σώμα πολυστυρενίου χρησιμοποιείται για να μεταδίδει τη μηχανική ώθηση της προσπίπτουσας σταγόνας σε ένα ζεύγος από δύο κινούμενα συρμάτινα πηνία. Ο κώνος πολυστυρενίου και τα δύο κινούμενα πηνία είναι ακάμπτως στερεωμένα μεταξύ τους.



Σχήμα 6.3 Η κατασκευή του διατεταγμένου μετατροπέα (transducer), (distromet, 1997)

Με την πρόσκρουση της σταγόνας ο κώνος πολυστυρενίου μαζί με τα δύο κινούμενα πηνία κινούνται προς τα κάτω και μια τάση προκαλείται στο αισθητήριο πηνίο. Αυτή η τάση ενισχύεται και εφαρμόζεται στο πηνίο οδηγός (driving coil) και έτσι παράγεται μια δύναμη αντίδρασης. Αποτέλεσμα αυτού είναι ότι η διαδρομή είναι πολύ μικρή και το σύστημα χρειάζεται πολύ λίγο χρόνο για να επιστρέψει στην αρχική του θέση ηρεμίας έτσι ώστε να είναι έτοιμο για την επόμενη πρόσκρουση σταγόνας. Το μέγεθος του παλμού στην έξοδο του ενισχυτή είναι ένα μέτρο για το μέγεθος της σταγόνας που τον προκάλεσε.

4.5.2.2 Ο επεξεργαστής

Ο επεξεργαστής εξυπηρετεί τρεις διαφορετικές λειτουργίες:

- Προμηθεύει ενέργεια το διατεταγμένο μετατροπέα.
- Επεξεργάζεται τα σήματα που στέλνει ο διατεταγμένος μετατροπέας.
- Περιέχει κυκλώματα για την εξέταση της κατάστασης του οργάνου.

Ο ενσωματωμένος μετασχηματιστής ενέργειας παρέχει ρυθμισμένη DC τάση μεταξύ +15V και -15V για να ενεργοποιήσει τον μετατροπέα και τα κυκλώματα του επεξεργαστή.

Το κύκλωμα επεξεργασίας σήματος αποτελείται από ένα φίλτρο μείωσης θορύβου, έναν συμπίεστη δυναμικού εύρους και ένα κύκλωμα αναγνώρισης σήματος.

Το φίλτρο μείωσης θορύβου είναι ένα ενεργό διαπερατό σε ζώνη (bandpass) φίλτρο, του οποίου η συχνότητα απόκρισης είναι σχεδιασμένη έτσι, ώστε να δίνει τον βέλτιστο λόγο μεταξύ του σήματος από τις σταγόνες και του σήματος από το θόρυβο που επηρεάζει το όργανο.

Ο συμπίεστης δυναμικού εύρους αποτελείται από έναν ενισχυτή σήματος που προσαρμόζει το μέγεθος απόκρισης στα επιθυμητά χαρακτηριστικά.

Το κύκλωμα αναγνώρισης σήματος μπορεί να ξεχωρίσει τους παλμούς από το σήμα των σταγόνων που χτυπάνε στην επιφάνεια του μετατροπέα από τις πιο ομοιόμορφες

ταλαντώσεις που προκαλούνται από το θόρυβο. Για να γίνει η μέτρηση, είναι απαραίτητο οι παλμοί που προέρχονται από τις σταγόνες της βροχής να ξεπερνούν τις προκαλούμενες ταλαντώσεις από το θόρυβο. Σε αυτή την περίπτωση γίνεται μια σειριακή μεταφορά του παλμού σε έναν σταθεροποιητή παλμού ο οποίος παράγει ένα σταθερής διάρκειας παλμό χωρίς να αλλάξει το μέγεθος κορυφής του αρχικού παλμού.

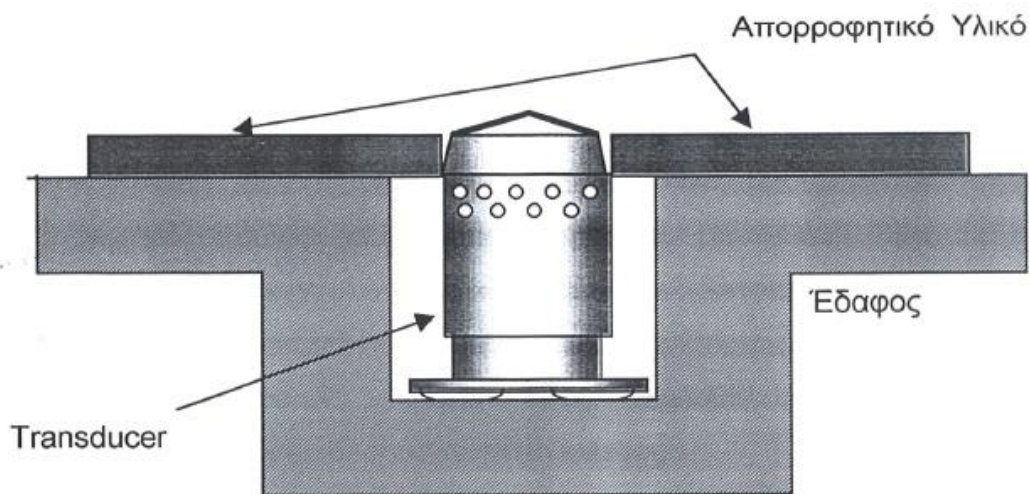
Το κύκλωμα δοκιμής περιλαμβάνει ένα σταθερό πολυδονητή του οποίου η έξοδος είναι συνδεδεμένη απευθείας στο πηνίο οδηγό του μετατροπέα. Εάν ο μετατροπέας δεν είναι σωστά συνδεδεμένος ή εάν κάποιο μέλος του επεξεργαστή δεν λειτουργεί σωστά, το σήμα στην έξοδο U_{comp} είτε θα διεστραφεί είτε θα χαθεί.

Όσο το δοκιμαστικό σήμα είναι ενεργοποιημένο το κύκλωμα αναγνώρισης σήματος βρίσκεται εκτός λειτουργίας, γιατί αλλιώς το δοκιμαστικό σήμα θα καταστέλλονταν. Το δοκιμαστικό σήμα ενεργοποιείται με ένα απλό κουμπί στο πίσω μέρος του επεξεργαστή.

4.5.2.3 Εγκατάσταση του διατεταγμένου μετατροπέα.

Για την τοποθέτηση του διατεταγμένου μετατροπέα θα πρέπει να ικανοποιούνται οι παρακάτω συνθήκες:

1. Τοποθέτηση του διατεταγμένου μετατροπέα πρέπει να γίνει σε ένα ήσυχο μέρος αφού ο θόρυβος επηρεάζει αρνητικά τις μετρήσεις των μικρών σταγόνων. Τα σήματα που προέρχονται από θόρυβο καταστέλλονται από το όργανο, αλλά μαζί με αυτά θα κατασταλούν και τα σήματα που προέρχονται από μικρές σταγόνες που δεν ξεπερνούν το επίπεδο του σήματος του θορύβου. Τα σήματα που ξεπερνούν το επίπεδο του θορύβου θα μετρηθούν με πλήρη ακρίβεια. Για αυτό το λόγο ο θόρυβος προκαλεί μείωση στον αριθμό των μικρών σταγόνων που μετρούνται.
2. Προστασία του διατεταγμένου μετατροπέα από δυνατούς άνεμους οι οποίοι προκαλούν στροβιλισμούς στις άκρες του. Για να αποφύγουμε αυτή τη δυσάρεστη συνέπεια πρέπει να τοποθετήσουμε το μετατροπέα έτσι ώστε το πάνω μέρος του να βρεθεί στο επίπεδο του εδάφους.



Σχήμα 6.4 Εγκατάσταση διατεταγμένου μετατροπέα (distromet, 1997)

3. Προστασία του μετατροπέα από πλημμύρα του χώρου εγκατάστασης.
4. Αντικείμενα τα οποία αντηχούν με το χτύπημα της βροχής και σκληρές επιφάνειες στις οποίες οι σταγόνες μπορούν να αναπηδήσουν δεν πρέπει να βρίσκονται κοντά στον μετατροπέα.
5. Επίσης δεν πρέπει να γίνει γείωση στο μετατροπέα για να αποφεύγονται οι κλειστοί βρόγχοι με τη γη οι οποίοι υπάρχει πιθανότητα να αυξήσουν το επίπεδο του θορύβου και να επιδράσουν αρνητικά στη μέτρηση των μικρών σταγόνων.
6. Ο επεξεργαστής, όπως και κάθε άλλο εργαστηριακό όργανο, πρέπει να τοποθετηθεί σε ένα οποιοδήποτε καλά προστατευμένο μέρος.

Κατά την τοποθέτηση του διατεταγμένου μετατροπέα στην Πολυτεχνειούπολη έγινε προσπάθεια να τηρηθούν όλες οι παραπάνω προϋποθέσεις. Το σύστημα Μετεωρολογικού σταθμού και Disdrometer από τις 6 Σεπτεμβρίου 2001, είναι εγκατεστημένο και λειτουργεί σε νέα θέση μέσα στην Πολυτεχνειούπολη Ζωγράφου. Η νέα αυτή θέση απέχει περί τα 200 m από το κτίριο Υδραυλικής, στο οποίο ήταν προγενέστερα εγκατεστημένα τα όργανα και είναι πλήρως συμβατή με τις

προδιαγραφές του Διεθνούς Μετεωρολογικού Οργανισμού (WMO). Η μεταφορά αυτή αναμένεται να εξασφαλίσει πιο αξιόπιστες μετρήσεις των μετεωρολογικών μεταβλητών και κυρίως της βροχόπτωσης και της ταχύτητας και ριπής του ανέμου, που παλαιότερα επηρεάζονταν σημαντικά από την τοποθέτηση των οργάνων στην οροφή του κτιρίου Υδραυλικής. Ταυτόχρονα, με τη μεταφορά, ο κίνδυνος βλάβης των ηλεκτρονικών κυκλωμάτων του καταγραφέα από ηλεκτρικές εκκενώσεις μειώθηκε σημαντικά.

Επίσης, για να περιοριστούν οι δυσάρεστες συνέπειες που προκαλούνται από τον θόρυβο και τον αέρα, αλλά και για να προστατέψουμε τον διατεταγμένο μετατροπέα χτίστηκε μια τετραγωνική κατασκευή με διαστάσεις $1.20 * 1.20 * 0.20$ m ύψος, αφήνοντας στο κέντρο της κενό διαστάσεων $0.30 * 0.30 * m$ μέσα στο οποίο τοποθετήθηκε το όργανο. Κατόπιν επάνω στη χτιστή αυτή κατασκευή, τοποθετήθηκε ένα καπάκι έτσι ώστε το πάνω μέρος του οργάνου να έρθει στο ίδιο επίπεδο με την κατασκευή. Πάνω στο καπάκι επικολλήθηκε απορροφητικό υλικό για να αποφύγουμε την αναπήδηση των προσπιπτόντων υδροσταγονιδίων. Ο χώρος των οργάνων είναι περιφραγμένος, αποτρέποντας την πρόσβαση σε τρίτα πρόσωπα, που θα μπορούσαν να επηρεάσουν τις μετρήσεις ή να προκαλέσουν βλάβες στο σύστημα.

Σε απόσταση 30 m από τη θέση εγκατάστασης των οργάνων κατασκευάστηκε οικίσκος για τη στέγαση του απαραίτητου ηλεκτρονικού εξοπλισμού για τη λειτουργία του σταθμού. Ο οικίσκος αυτός αποτελεί έναν άρτια εξοπλισμένο και άνετο χώρο εργασίας, ικανό να φιλοξενήσει δύο έως τρεις ερευνητές που ασχολούνται με τη συντήρηση του σταθμού. Η σύνδεση με τα όργανα γίνεται με υπόγεια καλωδίωση, ενώ η σύνδεση με τα δίκτυο της Πολυτεχνειούπολης Ζωγράφου πραγματοποιείται με οπτικές ίνες. Το εγκατεστημένο UPS δίνει σε περίπτωση διακοπής ρεύματος αυτονομία στον μετεωρολογικό σταθμό μεγαλύτερη των 4 ωρών. Ο οικίσκος αυτός φιλοξενεί όλα τα υπόλοιπα τμήματα του συστήματος του disdrometer, δηλαδή τον επεξεργαστή, τον μετατροπέα αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (ANALYSER ADA – 90) και τον υπολογιστή στον οποίο καταχωρούνται οι μετρήσεις.



Εικόνα 6.5 Ο Κεντρικός Μετεωρολογικός Σταθμός (Πολυτεχνειούπολη Ζωγράφου), <http://meteonet.chi.civil.ntua.gr>

Τέλος, κρίνοντας εκ του αποτελέσματος, δηλαδή από τα αποτελέσματα των μετρήσεων και την σύγκρισή τους με άλλα όργανα, μπορούμε να πούμε ότι ο τρόπος με τον οποίο έγινε η εγκατάσταση του διατεταγμένου μετατροπέα, θεωρείται επιτυχημένος.

4.5.2.4 Συντήρηση - Έλεγχος του διατεταγμένου μετατροπέα

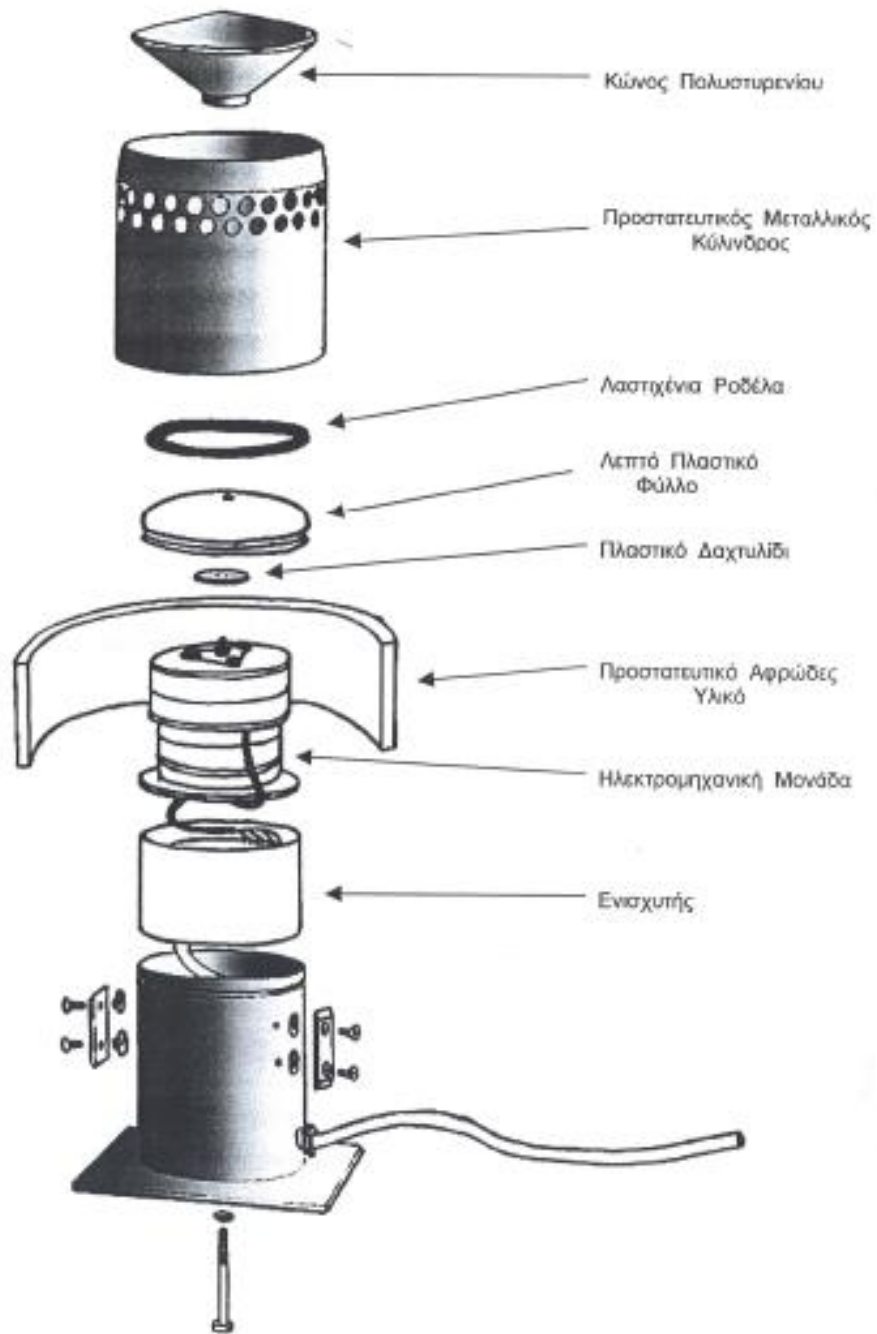
Το όργανο χρειάζεται πολύ λίγη συντήρηση. Συνιστάται ο διατεταγμένος μετατροπέας να ελέγχεται από καιρό σε καιρό για να βεβαιωθούμε ότι δεν έχει εισχωρήσει υγρασία στο εσωτερικό του. Εάν είναι εκτεθειμένος συνεχώς, είναι καλό να γίνεται αντικατάσταση του πλαστικού φύλλου μια φορά το χρόνο.

Ο έλεγχος του διατεταγμένου μετατροπέα είναι μια διαδικασία σχετικά εύκολη, ωστόσο όμως πολύ απαραίτητη για την καλή λειτουργία και αξιοποίησή του.

Ο έλεγχος αυτός θα πρέπει να γίνεται με μεγάλη προσοχή και σε χρονικά διαστήματα που καθορίζονται ανάλογα με τη συχνότητα της χρήσης του οργάνου. Τα βήματα που ακολουθούμε κάθε φορά που χρειάζεται να ελέγξουμε το όργανο είναι τα εξής:

- Κατ'αρχήν βγάζουμε τον προστατευτικό μεταλλικό κύλινδρο σέρνοντάς τον προς τα επάνω.
- Ερευνούμε το λεπτό φύλλο πλαστικού για ελαττώματα όσον αφορά τη στεγανότητά του. Το λεπτό αυτό φύλλο είναι η μοναδική ασπίδα ενάντια στη βροχή της ηλεκτρομηχανικής μονάδας. Εάν υπάρχει έστω και η παραμικρή αμφιβολία για την ακεραιότητά του, θα πρέπει να αντικαθίσταται αμέσως.
- Μια λαστιχένια ροδέλα χρησιμοποιείται για να κρατάει τις άκρες του πλαστικού φύλλου στο επάνω μέρος του μετατροπέα. Πρέπει να σιγουρευτούμε ότι το πλαστικό φύλλο σφραγίζει καλά γύρω από όλη την περιφέρεια και ότι η λαστιχένια ροδέλα εφαρμόζει καλά μέσα στην ράβδωση. Εάν το πλαστικό φύλλο χρειάζεται αντικατάσταση, πρέπει να επιθέσουμε λίγη σιλικόνη τόσο στη ράβδωση στο πάνω μέρος του μετατροπέα όσο και στο πλαστικό δαχτυλίδι πριν τοποθετήσουμε το καινούργιο πλαστικό φύλλο.
- Στη συνέχεια επανατοποθετούμε τον προστατευτικό μεταλλικό κύλινδρο σέρνοντάς τον προς τα κάτω έως ότου τερματίσει και ταυτόχρονα σιγουρευόμαστε ότι το πλαστικό δαχτυλίδι είναι στη θέση του.
- Τοποθετούμε τον κώνο πολυστερενίου χωρίς όμως να τον σφίγγουμε πάρα πολύ (η ασκούμενη ροπή δεν πρέπει να ξεπερνάει το 1 kgcm).
- Τέλος σέρνουμε το προστατευτικό μεταλλικό κύλινδρο προς τα επάνω μέχρις ότου το πάνω μέρος έρθει στο ίδιο επίπεδο με τον κώνο από πολυστερένιο και

βεβαιωνόμαστε ότι ο κώνος πολυστερενίου δεν έρχεται σε επαφή με τον μεταλλικό κύλινδρο.



Σχήμα 6.6 Ο διατεταγμένος μετατροπέας

4.5.3 Μετατροπέας αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (ANALYSER ADA – 90)

4.5.3.1 Γενικά

Το υποσύστημα μετατροπής αναλογικού σε ψηφιακό σήμα, ADA-90, είναι σχεδιασμένο να χρησιμοποιηθεί στη σύνδεση του RD-69 disdrometer σε έναν υπολογιστή. Ο ADA-90 δέχεται τους παλμούς, που δημιουργούνται από τις σταγόνες, από το RD-69 Disdrometer και τους μετατρέπει σε έναν ψηφιακό κώδικα τον οποίο μεταδίδει σε σειριακή μορφή στον υπολογιστή. Η μετάδοση των σειριακών δεδομένων γίνεται σύμφωνα με τα ευρέως χρησιμοποιούμενα RS-232-C βιομηχανικά πρότυπα.



Εικόνα 6.7 Ο μετατροπέας αναλογικού σήματος σε ψηφιακό ADA-90 (πάνω) και ο επεξεργαστής (κάτω). <http://meteo.chi.civil.ntua.gr/el/disdrometer.php>

Το πλήρες σύστημα για την καταγραφή των μετρούμενων υδροσταγονιδίων φαίνεται στην παρακάτω φωτογραφία. Αποτελείται από ένα RD-69 Disdrometer, ένα μετατροπέα αναλογικού σήματος σε ψηφιακό ADA-90 ,και έναν υπολογιστή.



Εικόνα 6.8 Σύστημα καταγραφής κατανομής μεγέθους υδροσταγονιδίων (<http://meteo.chi.civil.ntua.gr/el/disdrometer.php>)

Ο διατεταγμένος μετατροπέας εκτίθεται στις ως προς μέτρηση σταγόνες της βροχής. Μαζί με τον επεξεργαστή παράγουν έναν ηλεκτρικό παλμό για κάθε σταγόνα που χτυπά την ευαίσθητη επιφάνειά του. Το μέγεθος των παλμών είναι σε δεδομένη σχέση με τη διάμετρο των σταγόνων. Κατόπιν περνάει στον ADA-90 στον οποίο το εύρος του παλμού ψηφιοποιείται σε έναν 7-μπιτο κώδικα σύμφωνα με έναν εκθετικό νόμο. Αυτός ο κώδικας μεταδίδεται στη σειριακή RS-232 έξοδο του υπολογιστή. Ο ADA-90 απαιτεί πολύ λίγη ενέργεια την οποία προμηθεύεται απευθείας από τον επεξεργαστή.

4.5.3.2 Τεχνικά Χαρακτηριστικά

Τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του μετατροπέα αναλογικού σήματος σε ψηφιακό είναι:

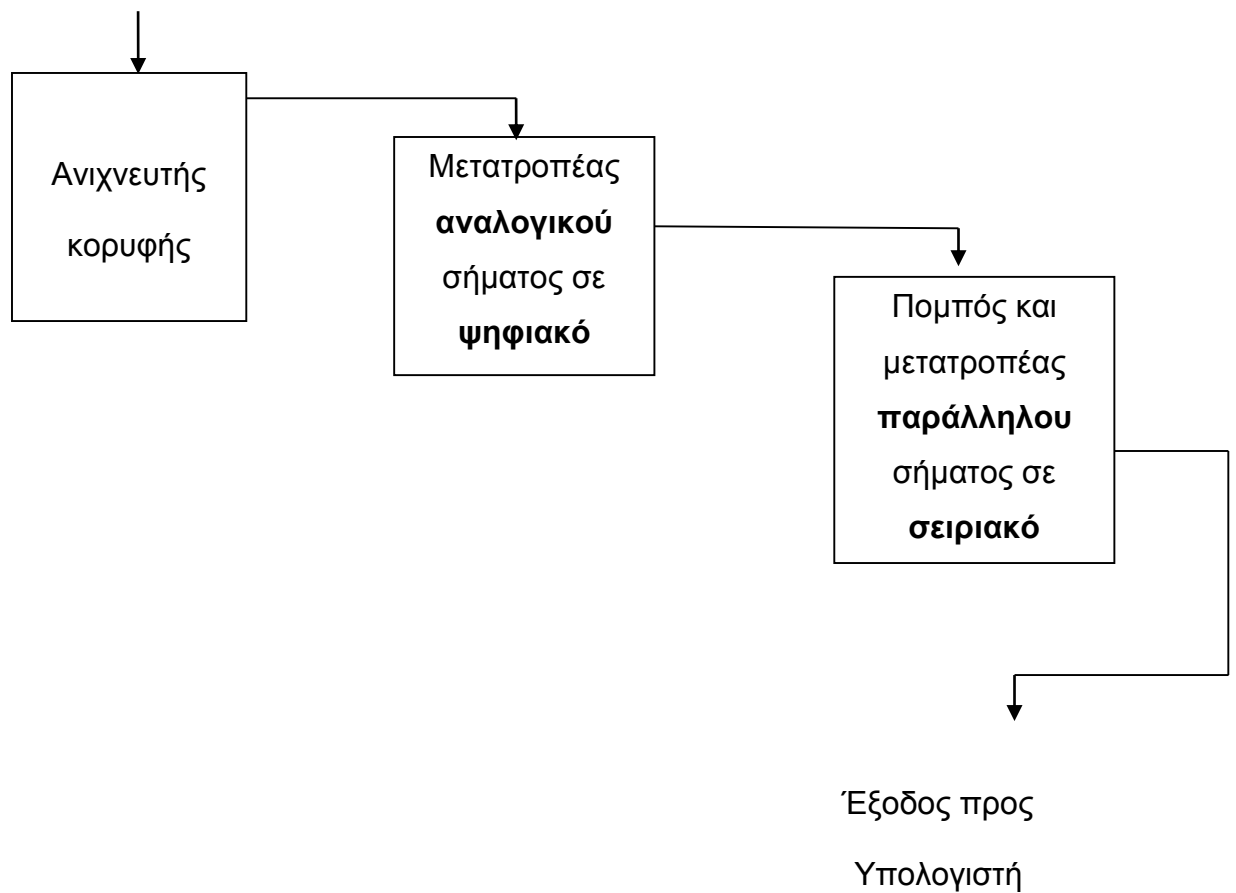
Πεδίο μεγέθους παλμών	160 mV έως 10V
Αριθμός καναλιών	127
Όρια καναλιών	$U(N)=10^{(1-(127-N)*0.014253)}$
Ακρίβεια ορίων	1%
Μορφή παλμού	Χρόνος ανόδου < 0,4 ms (μεταξύ 160 mV και κορυφής εύρους)
Διάρκεια παλμού	<0.8 ms / εύρος: > 0.16V
Ελάχιστος χρόνος μεταξύ παλμών	0.84 ms
Ταχύτητα μετάδοσης	9600 Bd
Τροφοδοσία	+15V/30mA -15V/15mA
Διαστάσεις	170mm × 140mm × 50mm
Βάρος	0.5 kg

4.5.3.3 Περιγραφή της λειτουργίας του ADA-90

Ο ADA-90 αποτελείται από τρία κυρίως τμήματα: έναν ανιχνευτή κορυφής, ένα μη γραμμικό μετατροπέα αναλογικού (A) σε ψηφιακό (D) σήμα και ένα μετατροπέα /πομπό από παράλληλο σε σειριακό σήμα όπως απεικονίζεται και στο επόμενο σχήμα.

Είσοδος παλμών

από το Disdrometer



Σχήμα 6.9 Διάγραμμα λειτουργίας ADA-90

Μόλις το εύρος του παλμού στην είσοδο ξεπεράσει ένα καθορισμένο όριο (ονομαστική τιμή 0.157 V) ξεκινά ο κύκλος της μετατροπής. Ο ανιχνευτής κορυφής ενεργοποιείται

και αποθηκεύει την κορυφή μεγέθους του παλμού σε έναν πυκνωτή διατήρησης. Ο μετατροπέας A σε D ενεργοποιείται μετά από χρονικό διάστημα 0.4ms. Η κορυφή του εύρους του παλμού συγκρίνεται με μια εκθετική συνάρτηση αποφόρτισης ενός κυκλώματος RC που ξεκινάει στα 10.0 V. Την ίδια στιγμή ένας 7-μπιτος μετρητής, μετρά τους παλμούς του ρολογιού σε μια quartz χρονική βάση (Distromet LTD,1997) . Μόλις η τάση της εκθετικής αποφόρτισης γίνει μικρότερη από την κορυφή του μεγέθους του παλμού εισόδου που είναι αποθηκευμένο στον πυκνωτή διατήρησης, τα περιεχόμενα του μετρητή αποθηκεύονται στον καταχωρητή του μετατροπέα. 0.4 ms μετά την εκκίνηση του A σε D μετατροπέα η μετατροπή έχει ολοκληρωθεί. Ο ανιχνευτής κορυφής επανέρχεται στην αρχική του κατάσταση και τα περιεχόμενα του καταχωρητή του μετατροπέα μεταφέρονται στον ασύγχρονο σειριακό πομπό. Μετά αυτό το επεξεργασμένο πια δεδομένο μεταδίδεται στον υπολογιστή. Όσο το επεξεργασμένο δεδομένο μεταδίδεται, ο ADA-90 είναι έτοιμος να δεχτεί τον επόμενο παλμό από το RD-69 Disdrometer. Εάν για κάποιο λόγο ο υπολογιστής δεν είναι έτοιμος να δεχθεί το δεδομένο, ο ADA-90 το κρατά αποθηκευμένο στο καταχωρητή του πομπού. Αν κάποιος άλλος παλμός φτάσει από το Disdrometer μετατρέπεται με τον παραπάνω τρόπο και φυλάσσεται στο καταχωρητή του μετατροπέα. Τα καινούργια επεξεργασμένα δεδομένα θα αντικαταστήσουν το δεδομένο που φυλάσσεται στον καταχωρητή του μετατροπέα. Αυτό το δεδομένο θα χαθεί εάν στο μεταξύ το δεδομένο που βρίσκεται από πριν στον καταχωρητή του πομπού δεν έχει μπορέσει να μεταδοθεί στον υπολογιστή.

4.5.4 Το πρόγραμμα εφαρμογής του Disdrometer

Σύμφωνα με την αρχή της λειτουργίας του, το RD-69 Disdrometer μετρά την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων της βροχής που πέφτει στην ευαίσθητη επιφάνεια του διατεταγμένου μετατροπέα. Από αυτό είναι εύκολο να υπολογίσουμε την πραγματική κατανομή των υδροσταγονιδίων σε δοσμένο όγκο αέρα. Το εύρος των διαμέτρων που μπορούν να μετρηθούν είναι μεταξύ 0.3mm και 5.0 mm. Σταγόνες μικρότερες των 0.3 mm δεν μπορούν να μετρηθούν λόγω των πρακτικών ορίων της αρχής μέτρησης και συνήθως είναι ήσσονος σημασίας σε εφαρμογές για τις οποίες

προορίζεται το όργανο. Σταγόνες μεγαλύτερες από 5 mm είναι πολύ σπάνιες επειδή διαλύονται λόγω της αστάθειας των μεγάλων σταγόνων.

Το πρόγραμμα του Disdrometer αποτελείται από τρία μέρη:

- Το πρόγραμμα εκκίνηση **DROP** το οποίο περιέχει το κυρίως μενού.
- Το υποπρόγραμμα **DATIN** για την καταγραφή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων από το RD-69 Disdrometer.
- Το υποπρόγραμμα **EVAL** για την επεξεργασία των καταγεγραμμένων στοιχείων.

Το πρόγραμμα DROP

Αυτό το πρόγραμμα περιέχει το κυρίως μενού από το οποίο ο χειριστής μπορεί να επιλέξει ένα από τα δύο υποπρογράμματα, ένα κείμενο με οδηγίες χρήσης και ορισμένες βοηθητικές λειτουργίες.

Το πρόγραμμα DATIN καταγραφής υδροσταγονιδίων.

Ο μετατροπέας αναλογικού σήματος σε ψηφιακό ADA-90 ο οποίος χρησιμοποιείται για να αναλύσει τα στοιχεία από το RD-69 Disdrometer ξεχωρίζει σε 127 τάξεις μεγέθους τις διαμέτρους των υδροσταγονιδίων. Για να μειωθεί το πλήθος των στοιχείων και για να πάρουμε στατιστικά σημαντικά δείγματα, τα 127 κανάλια του ADA-90 έχουν συνενωθεί σε 20 κατηγορίες, περίπου εκθετικής κατανομής για το εύρος των διαθέσιμων διαμέτρων, οι οποίες καταγράφονται με αυτό τον τρόπο από το πρόγραμμα. Ο αριθμός των σταγόνων για κάθε κατηγορία ολοκληρώνεται κάθε ένα λεπτό και σχηματίζει μια ξεχωριστή μέτρηση. Με το τέλος μιας ώρας ή στο τέλος της περιόδου μέτρησης, όλες οι μετρήσεις που έχουν γίνει από την αρχή της ώρας συγκεντρώνονται και καταγράφονται από τον υπολογιστή.

Ενόσω το πρόγραμμα «τρέχει», κάθε δύο λεπτά μια νέα γραμμή εμφανίζεται στην οθόνη του υπολογιστή και δίνει σε πραγματικό χρόνο, τον αριθμό των σταγόνων σε κάθε τάξη μεγέθους διαμέτρου στη διάρκεια του τελευταίου διλέπτου, τον μέσο ρυθμό βροχόπτωσης στη διάρκεια του τελευταίου διλέπτου και τη συνολική συλλογή βροχής για όλη την περίοδο μέτρησης.

Αμέσως μετά το τέλος της παρουσίασης του προγράμματος παρατίθενται οι πίνακες των ορίων των καναλιών του ADA-90 τόσο στην πραγματική τους μορφή, όσο και στην συνεπτυγμένη.

Το πρόγραμμα EVAL για επεξεργασία των στοιχείων

Αυτό το πρόγραμμα έχει το δικό του μενού, το οποίο επιτρέπει στον χειριστή να διαλέγει ένα αρχείο στοιχείων μιας ώρας από το αρχείο του υπολογιστή και να το εμφανίζει στην οθόνη. Το πρόγραμμα επίσης μπορεί να παρουσιάσει γραφήματα της κατανομής των υδροσταγονιδίων και να κανονικοποιήσει διανομές βροχόπτωσης σε ξεχωριστές μετρήσεις ενός διλέπτου ή να βγάλει τον μέσο όρο από αρκετές μετρήσεις. Επιπλέον παρουσιάζονται πίνακες και γραφήματα των παρακάτω ποσοτήτων:

- Ένταση βροχόπτωσης R (mm/h)
- Περιεκτικότητα σε νερό, $W(\text{mm}^3/\text{m}^3)$
- Παράγοντα ανακλαστικότητας radar $Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$
- Συγκέντρωση υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους $0, N_0(m^{-3}mm^{-1})$
- Κλίση της καμπύλης $N(D)$, $\Lambda (mm^{-1})$
- Κινητική ενέργεια $E_k(N/m^2)$
- Συνολικός αριθμός σταγόνων N_{tot} (χωρίς γράφημα)

Επίσης το πρόγραμμα EVAL διαθέτει μια επιπλέον λειτουργία την **Διόρθωση Νεκρού Χρόνου** (dead time correction) η οποία αφορά περιπτώσεις δυνατής βροχόπτωσης. Σε αυτές τις περιπτώσεις ο νεκρός χρόνος του disdrometer μπορεί να γίνει αιτία λάθους για τις μετρήσεις. Το χρονικό διάστημα που χρειάζεται το όργανο για να καταγράψει δύο σταγόνες που πέφτουν διαδοχικά εξαρτάται από το μέγεθος της πρώτης και της επόμενης σταγόνας. Αυτό το χρονικό διάστημα είναι απαραίτητο για την εξασθένηση της μηχανικής ταλάντωσης στον διατεταγμένο μετατροπέα μετά την πρόσκρουση της

πρώτης σταγόνας. Η ακόλουθη εμπειρική σχέση έχει αναπτυχθεί για την διόρθωση αυτού του νεκρού διαστήματος:

$$N_{icorr} = N_i * \exp \left[\frac{0.0035}{T} * \sum_{D_k = 0.85 * D_i}^{D_{kmax}} N(k) * \ln \frac{D_k}{0.85(D_1 - 0.25)} \right]$$

Όπου

N_i = αριθμός των σταγόνων στην τάξη μεγέθους i χωρίς διόρθωση

N_{icorr} = αριθμός των σταγόνων στην τάξη μεγέθους i με διόρθωση

T = ο χρόνος δειγματοληψίας σε δευτερόλεπτα

Μια σταγόνα της τάξης μεγέθους K προκαλεί νεκρό χρόνο για όλα τα κανάλια i όπου

$$D_k = 0.85 * D_i$$

Αφού διαβάσουμε τα καταγεγραμμένα στοιχεία από το δίσκο μπορούμε μετά να αποφασίσουμε εάν χρειαζόμαστε ή όχι τη διόρθωση νεκρού χρόνου.

THE STARTING TIME OF THE MEASUREMENT IS : 01 02 98 / 19 35																						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	R	SUM
19:35																					0.00	0.00
19:37							1	1													0.04	0.00
19:39					1	2	16	28	4	2	1										0.75	0.01
19:41							4	8	6	1	2										0.40	0.02
19:43							4	2		1	1	2									0.17	0.02
19:45					4	34	59	18	1	1	2										1.09	0.04
19:47					2	38	54	17			1										0.95	0.06
19:49				2	4	32	77	26	5	1	2										1.45	0.08
19:51					2	25	79	86	31	6											2.93	0.13
19:53					4	26	80	67	35	28	20	5									4.63	0.21
19:55						7	37	42	40	32	96	52	10	7	2	1					13.56	0.43
19:57					1	13	76	77	83	125	126	31	4	1	1						15.84	0.70
19:59					2	30	82	70	58	21	6		1								4.12	0.77
19:61					6	41	85	91	61	43	11										5.34	0.85
19:63						11	48	105	69	98	108	34	5	1	1						14.45	1.10
19:65					2	18	41	63	109	205	104	24	4	4	1						26.13	1.53
19:67					4	24	61	108	134	148	38	13	4	1							18.80	1.84
19:69					9	49	83	125	125	84	35	7	2	1							15.49	2.10
19:71					2	34	100	125	150	178	88	32	18	7	1	1					31.25	2.62
19:73					1	31	108	132	122	119	43	9	1	2							18.12	2.93
19:75						6	50	118	129	97	90	35	6	9							16.27	3.20
19:77					3	44	98	57	21	6	6	1	1								2.99	3.25
19:79					4	32	59	38	20	17	8	2									2.66	3.29
19:81					6	49	163	123	74	42	48	14	2		1						9.84	3.45
19:83				1	2	45	113	95	44	26	20	2	1								5.44	3.55

Πίνακας 6.10 Εμφάνιση προγράμματος DATAIN τη στιγμή της μέτρησης (distromet, 1997

Πίνακας 6.11: Όρια καναλιών μετατροπέα ADA-90 (distromet, 1997)

ch	Ύψος (V)	Διάμετρος (mm)	Λάθος (%)	ch	Ύψος (V)	Διάμετρος (mm)	Λάθος (%)
1	0.160	0.315	0.6	2	0.165	0.321	1.0
3	0.171	0.328	1.1	4	0.177	0.334	1.0
5	0.183	0.341	1.1	6	0.189	0.347	1.1
7	0.195	0.353	0.9	8	0.202	0.360	0.9
9	0.209	0.368	1.1	10	0.216	0.376	1.3
11	0.223	0.384	1.3	12	0.230	0.392	1.4
13	0.238	0.401	1.3	14	0.246	0.411	1.4
15	0.254	0.420	1.5	16	0.263	0.430	1.6
17	0.272	0.440	1.5	18	0.281	0.450	1.5
19	0.290	0.460	1.5	20	0.300	0.470	1.3
21	0.310	0.480	1.3	22	0.320	0.491	1.4
23	0.331	0.501	1.2	24	0.342	0.511	1.1
25	0.353	0.521	1.2	26	0.365	0.531	1.0
27	0.377	0.542	0.9	28	0.390	0.553	1.1
29	0.402	0.564	1.1	30	0.416	0.575	0.9
31	0.430	0.589	0.9	32	0.444	0.603	1.1
33	0.459	0.618	1.1	34	0.474	0.634	0.9
35	0.490	0.650	1.0	36	0.506	0.667	0.8
37	0.523	0.684	0.8	38	0.541	0.701	0.8
39	0.559	0.721	0.9	40	0.577	0.740	0.7
41	0.597	0.759	0.6	42	0.617	0.777	0.8
43	0.637	0.797	1.2	44	0.659	0.814	0.9
45	0.681	0.831	0.4	46	0.703	0.848	0.3
47	0.727	0.865	0.3	48	0.751	0.881	0.2
49	0.776	0.898	0.3	50	0.802	0.914	0.3
51	0.829	0.930	0.3	52	0.857	0.947	0.3
53	0.886	0.964	0.4	54	0.915	0.983	0.6
55	0.946	1.007	0.8	56	0.978	1.030	0.6
57	1.011	1.056	0.5	58	1.044	1.086	0.5
59	1.079	1.116	0.6	60	1.116	1.146	0.5
61	1.153	1.175	0.4	62	1.192	1.205	0.3
63	1.232	1.236	0.3	64	1.273	1.266	0.3
65	1.315	1.293	0.3	66	1.359	1.321	0.3
67	1.404	1.351	0.4	68	1.451	1.378	0.3
69	1.500	1.405	0.2	70	1.549	1.432	0.2
71	1.601	1.459	0.2	72	1.654	1.484	0.1
73	1.709	1.510	0.0	74	1.766	1.535	0.2
75	1.825	1.560	0.2	76	1.886	1.584	0.1
77	1.949	1.608	0.2	78	2.014	1.634	0.2
79	2.081	1.663	0.4	80	2.150	1.693	0.6
81	2.222	1.723	0.5	82	2.296	1.754	0.3
83	2.372	1.804	0.6	84	2.452	1.856	0.8
85	2.533	1.909	0.6	86	2.618	1.964	0.5
87	2.705	2.021	0.4	88	2.796	2.083	0.3
89	2.889	2.147	0.4	90	2.985	2.206	0.3
91	3.085	2.266	0.2	92	3.188	2.327	0.3
93	3.294	2.385	0.2	94	3.404	2.443	0.1
95	3.518	2.502	0.1	96	3.635	2.558	0.0
97	3.757	2.617	0.0	98	3.883	2.673	0.0
99	4.013	2.729	0.1	100	4.147	2.786	0.2
101	4.286	2.842	0.2	102	4.430	2.899	0.2
103	4.579	2.957	0.3	104	4.732	3.021	0.3
105	4.891	3.089	0.3	106	5.054	3.159	0.1
107	5.224	3.235	0.2	108	5.399	3.314	0.3
109	5.580	3.396	0.3	110	5.767	3.476	0.3
111	5.960	3.554	0.3	112	6.160	3.634	0.2
113	6.362	3.713	0.3	114	6.571	3.789	0.1
115	6.787	3.868	0.0	116	7.010	3.947	0.0
117	7.240	4.035	0.2	118	7.477	4.136	0.2
119	7.723	4.240	0.2	120	7.976	4.347	0.2
121	8.238	4.459	0.1	122	8.509	4.572	0.0
123	8.778	4.687	0.0	124	9.076	4.802	0.0
125	9.374	4.911	-0.1	126	9.682	5.023	-0.1
127	10.000	5.137	-0.1				

Πίνακας 6.12: Όρια καναλιών μετατροπέα ADA-90 (συνεπτυγμένα)

ch	Διάμετρος (mm)
1	0.313 - 0.405
2	0.405 - 0.506
3	0.506 - 0.597
4	0.597 - 0.715
5	0.715 - 0.827
6	0.827 - 1.000
7	1.000 - 1.232
8	1.232 - 1.430
9	1.430 - 1.582
10	1.582 - 1.747
11	1.747 - 2.077
12	2.077 - 2.441
13	2.441 - 2.727
14	2.727 - 3.011
15	3.011 - 3.385
16	3.385 - 3.705
17	3.705 - 4.127
18	4.127 - 4.573
19	4.573 - 5.101
20	> 5.101

Ο Πίνακας 6.12 περιλαμβάνει τις 20 διαφορετικές κλάσεις διαμέτρων υδροσταγονιδίων που μετράει το disdrometer καθώς και τα όρια αυτών των κλάσεων. Είναι αντιληπτό ότι ένας παράγοντας υποεκτίμησης του ύψους βροχόπτωσης είναι το γεγονός ότι το disdrometer δεν μπορεί να καταγράψει υδροσταγονίδια με διάμετρο μικρότερη από 0.3 mm.

4.6 Εκτίμηση υδρομετεωρολογικών παραμέτρων

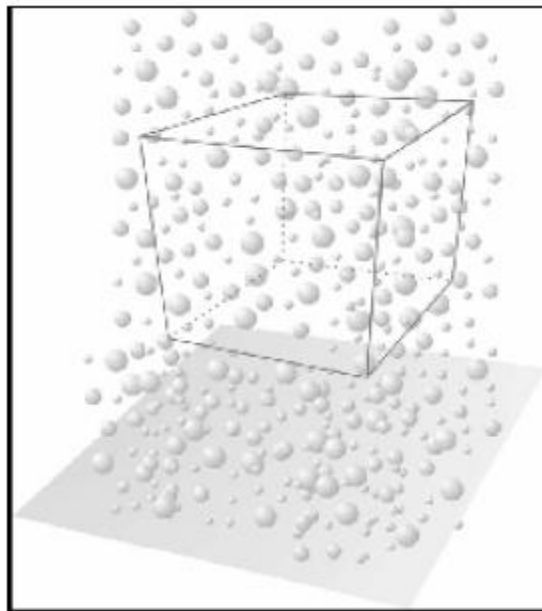
4.6.1 Μικροδομή της βροχόπτωσης

Γίνεται αντιληπτό ότι η χρήση του ραντάρ και του disdrometer σε μετεωρολογικές και υδρολογικές εφαρμογές εισάγει μία διαφορετική αντίληψη για τα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης. Η βροχόπτωση είναι μία διακριτή διαδικασία κατά τη διάρκεια της οποίας κατακρημνίζονται μεμονωμένες σταγόνες, πολυάριθμες, ποικίλων σχημάτων και ταχυτήτων πτώσης. Η διακριτή, όμως, φύση της βροχόπτωσης σε μεγάλο βαθμό παραβλέπεται από μετεωρολόγους και υδρολόγους, όταν προκειμένου να τη χαρακτηρίσουν περιορίζονται στα μακροσκοπικά της χαρακτηριστικά, όπως είναι ο ρυθμός βροχόπτωσης, για τον οποίο αυτή αντιμετωπίζεται ως συνεχής. Αυτό είναι βασικό μειονέκτημα, καθώς πολλές σημαντικές φυσικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια του εδάφους και στην ατμόσφαιρα εξαρτώνται στοιχειωδώς από τη μικροδομή της βροχόπτωσης, δηλαδή τη δομή της σε χωρικές και χρονικές κλίμακες, για τις οποίες η υπόθεση συνεχούς πεδίου καταρρίπτεται και κυριαρχούν οι επιδράσεις μεμονωμένων σταγόνων (Fabry, 1996; Desaulniers-Soucy et al., 2001).

Όσον αφορά στις φυσικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια του εδάφους, η κατακράτηση μέρους της βροχόπτωσης από τη βλάστηση (Dolman and Gregory, 1992; Eltahir and Bras, 1993) ή από κτίρια σε αστικό περιβάλλον ή και η διάβρωση στα σημεία πρόσπτωσης (Sharma et al., 1993; Salles et al., 2002; van Dijk et al., 2002; Kinnell, 2005) πρέπει να μελετώνται από μικροσκοπική άποψη. Ομοίως και ανάλογες διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα, όπως είναι για παράδειγμα αλληλεπιδράσεις μεταξύ σταγόνων (συνενώσεις και διασπάσεις) ή και εξάτμιση (Hu and Srivastava, 1995).

Το γεγονός ότι οι σταγόνες ανακλούν και απορροφούν σε ικανοποιητικό βαθμό εκπεμπόμενη ακτινοβολία κυρίως στη μικροκυματική περιοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, οδήγησε στη χρησιμοποίηση ραντάρ για τον εντοπισμό και υπολογισμό τους. Επομένως, επαρκής γνώση του τρόπου, με τον οποίο τα μεταδιδόμενα από μετεωρολογικά ραντάρ ηλεκτρομαγνητικά κύματα αλληλεπιδρούν με τη βροχή, άρα και ικανοποιητική εφαρμογή των οργάνων αυτών για υπολογισμό των εντάσεων βροχόπτωσης, προϋποθέτει σαφή εικόνα της δομής της βροχής σε επίπεδο σταγονιδίου.

Ένα παράδειγμα για λεπτομερέστερη περιγραφή της μικροδομής της βροχόπτωσης αποτελεί το Σχήμα 6.11. Παρόλο που αποτελεί μία σχηματική αναπαράσταση της πραγματικότητας, δείχνει ξεκάθαρα ορισμένα από τα χαρακτηριστικά της μικροδομής. Αρχικά, αν και τα υδροσταγονίδια κατανέμονται κατά μέσο όρο ομοιογενώς στο χώρο, η τοπική τους συγκέντρωση δεν είναι παντού η ίδια. Σε δεδομένο όγκο, ο αριθμός των σταγόνων που περιέχονται ποικίλει στο χώρο και το χρόνο, όπως και οι διάμετροι τους που κυμαίνονται μεταξύ 0.1 και 6mm. Αν και στο Σχήμα 6.11 δε φαίνεται ξεκάθαρα, οι μικρότερες σταγόνες σχηματίζουν πολύ μεγαλύτερους πληθυσμούς. Στην πλειοψηφία τους, οι σταγόνες που συναντώνται στη φύση είναι μικρότερες από 3mm (Rogers and Yau, 1996).



Σχήμα 6.11: Σχηματική αναπαράσταση της χωρικής κατανομής των σταγόνων βροχής σε όγκο αέρα και η κατανομή του μεγέθους τους (Πηγή J.M.Porrà).

Είναι σημαντικό να αναφέρουμε ότι στο Σχήμα 6.11 παρέχεται μία στατική εικόνα της βροχόπτωσης που εξυπηρετεί μόνο σκοπιμότητες απλούστευσης για ερευνητικό σκοπό. Στην πραγματικότητα, παρουσία στατικού αέρα, τα υδροσταγονίδια έχουν τελικές ταχύτητες πτώσης που κυμαίνονται μεταξύ 0.1m/sec για τις μικρότερες σταγόνες και περισσότερο από 9m/sec για τις μεγαλύτερες.

4.6.2 Κατανομή μεγέθους υδροσταγονιδίων (DSD)

Ένα θεμελιώδες χαρακτηριστικό της βροχόπτωσης με βάση τα όσα αναφέρθηκαν παραπάνω, είναι η καλούμενη “κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων” ή αλλιώς drop size distribution. (Laws and Parsons, 1943; Marshall and Palmer, 1948; Sempere Torres et al., 1994, 1998; Uijlenhoet and Stricker, 1999). Σύμφωνα με τον κλασικό ορισμό της, αντιπροσωπεύει τον αναμενόμενο (μέσο) αριθμό σταγονιδίων ανά μονάδα κλάσης διαμέτρων σταγονιδίων και ανά μονάδα όγκου αέρα και δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$N(D) = \frac{N_A(D)}{A dt V(D)dD} \quad (6.1)$$

όπου $N_A(D)$ ο αριθμός των σταγόνων διαμέτρου D στο διάστημα μεταξύ D και $D+dD$ που προσπίπτουν σε μια επιφάνεια A στη μονάδα του χρόνου dt (R.J.Doniak-D.S.Zrníc, 1984):

Για την περίπτωση του disdrometer είναι γνωστό ότι το dt είναι προκαθορισμένο και σταθερό αφού λαμβάνεται πάντοτε ίσο με 120 δευτερόλεπτα, το A είναι η ευαίσθητη επιφάνεια του μετατροπέα που προσκρούουν οι σταγόνες ίση με 50 cm^2 καθώς και ότι το Dd είναι δεδομένο για κάθε τάξη μεγέθους και λαμβάνεται από τον πίνακα 6.10. Έτσι η σχέση (6.1) γίνεται:

$$N(D_i) = \frac{N_A(D_i)}{A t V(D_i) \Delta D_i} \quad \text{με μονάδες } \text{mm}^{-4} \quad (6.2)$$

Το $V(D_i)$ είναι η συνάρτηση που περιγράφει την τελική ταχύτητα πτώσης του υδροσταγονιδίου με διάμετρο D . Ο Atlas (1973) απέδειξε ότι η ταχύτητα πρόσπτωσης είναι συνάρτηση της διαμέτρου των υδροσταγονιδίων και δίνεται από τη σχέση :

$$V(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-600D) \quad (6.3)$$

όπου η ποσότητα $V(D)$ μετράται σε m/sec.

Εξίσου ικανοποιητικά εκφράζεται η ταχύτητα σταγονιδίων διαμέτρου μεταξύ 0.5 και 5mm και από την επόμενη απλούστερη σχέση (Atlas and Ulbrich, 1977):

$$V(D) = 3.778 \cdot D^{0.67} \quad (6.4)$$

Σε ανάλογο συμπέρασμα κατέληξαν αργότερα και οι Hosking και Stow (1987), όταν μετρώντας το ρυθμό πρόσπτωσης των κατακρημνισμάτων στο έδαφος, απέδειξαν ότι αυτά φτάνουν στο έδαφος κατά ομάδες, ανάλογα με το μέγεθός τους.

Η σχέση (6.4) είναι αυτή που χρησιμοποιείται από το πρόγραμμα εφαρμογής του disdrometer στη διάρκεια της μέτρησης αλλά και της επεξεργασίας των καταγεγραμμένων στοιχείων.

4.6.2.1 Μορφή των κατανομών

Ιστορικά, η κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων, των νιφάδων χιονιού και των κόκκων χαλαζιού ανέκαθεν προκαλούσε το ενδιαφέρον των ανθρώπων. Ο Wiesner ανέπτυξε το 1895 μία από τις πρώτες μεθόδους εκτίμησης της κατανομής των υδροσταγονιδίων, σύμφωνα με την οποία οι σταγόνες συλλέγονταν σε φιλτραρισμένο χαρτί, στο οποίο ταυτόχρονα αποτυπωνόταν και το μέγεθός τους. Η τεχνική αυτή συνέχισε να βρίσκει εφαρμογή για πολλά χρόνια και ενδεχομένως να χρησιμοποιείται ακόμα σε κάποιες περιοχές. Η απλότητα της μεθόδου είναι και το πλεονέκτημά της, παρόλο που στη συνέχεια, στο στάδιο της ανάλυσης, απαιτείται μεγαλύτερη προσπάθεια.

Εξ αιτίας των πολύπλοκων διεργασιών της κατακρήμνισης η κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων ποικίλλει σε μεγάλο βαθμό και δεν μπορεί να αποδοθεί σε μία απλή μορφή. Ωστόσο, οι Marshall και Palmer (1948) πραγματοποιώντας ανάλογες μετρήσεις με τον Wiesner για διαφορετικούς τύπους βροχής, κατέληξαν ότι η εκθετική κατανομή περιγράφει πολύ ικανοποιητικά το φάσμα των υδροσταγονιδίων σε κάποιες περιπτώσεις. Χρησιμοποιώντας τις τρεις διαφορετικές κατανομές που φαίνονται στο Σχήμα 6.1, οι οποίες θεωρούνται και οι πλέον διαδεδομένες, πρότειναν την ακόλουθη κατανομή διαστάσεων για τις σταγόνες της βροχής :

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-\Lambda \cdot D) \quad (6.5)$$

Όπου

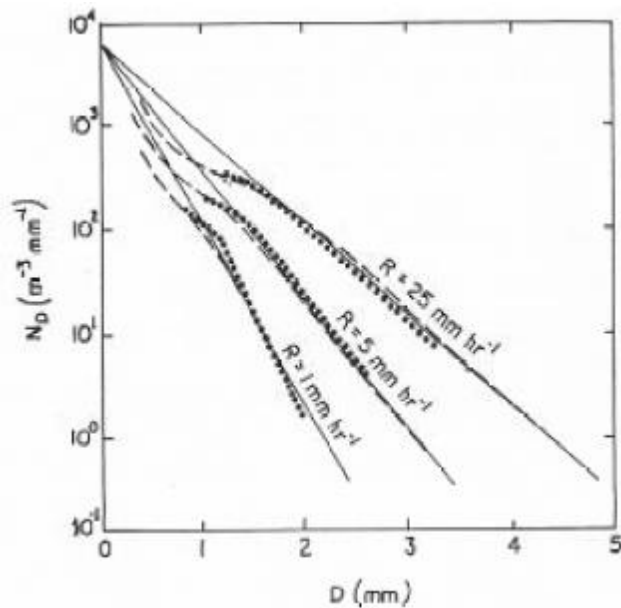
D : η διάμετρος των σταγονιδίων [mm],

R : ο ρυθμός βροχόπτωσης σε [mm/hr]

Και οι παράμετροι με τις οποίες δούλεψαν οι Marshall και Palmer είναι

N_0 : σταθερά, ίση με $8.000 \text{ mm}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$,

$\Lambda = 4.1 \cdot R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$



Σχήμα 6.1: Οι τρεις κύριες κατανομές υδροσταγονιδίων που χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή της εξίσωσης Marshall-Palmer (Πηγή Marshall and Palmer, 1948).

Επίσης N_0 (m^{-4}) είναι η συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους 0, δηλαδή η συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων όταν η διάμετρος D τείνει στο 0 και Λ (m^{-1}) είναι η κλίση της καμπύλης ($N(D)$)

Εφαρμόζοντας την εξίσωση (6.5) για συγκεκριμένο ρυθμό βροχόπτωσης, υπολογίζεται ο αριθμός των υδροσταγονιδίων ανά μονάδα όγκου για συγκεκριμένο μέγεθος. Η κατανομή των υδροσταγονιδίων μπορεί να χρησιμοποιηθεί και στον υπολογισμό της ανακλαστικότητας και του περιεχομένου σε νερό. Όμως το πραγματικό φάσμα του μεγέθους των υδροσταγονιδίων ποικίλλει δραματικά εξαρτώμενο από την γεωγραφική τοποθεσία, τον τύπο της βροχής, την εποχή και την περιφέρεια μέσα στην οποία λαμβάνει χώρα το επεισόδιο της βροχής. Έτσι δεν είναι λογικό να γίνεται καθολική χρήση του σταθερού N_0 , και για αυτόν ακριβώς το λόγο το disdrometer δεν το χρησιμοποιεί.

Ωστόσο, σύμφωνα με πολλούς ερευνητές, σε φάσεις χαμηλής έντασης (μέχρι 2mm/hr) η εκθετική κατανομή περιγράφει πολύ καλά την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και η σταθερά N_0 δεν απέχει πολύ από την τιμή 8.000 που βρήκαν οι Marshall και Palmer (Caracciolo, 2008). Σε δυνατότερες εντάσεις όμως, προτείνεται η χρήση λογαριθμοκανονικής ή της γάμμα κατανομής, τροποποιημένης ή μη, για τον υπολογισμό και περιγραφή της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων (Nzeukou et. al. 2004, Caracciolo et al., 2008).

Στα περισσότερα ντισντρόμετρα μπορεί να γίνει η διάκριση ανάμεσα σε υδροσταγονίδια, συσσωματώματα πάγου (graupels) και χαλάζι.

4.6.2.2 Εφαρμογές και χρησιμότητα των κατανομών μεγέθους των υδροσταγονιδίων (DSD)

Μια από τις πιο πλήρεις περιγραφές της βροχόπτωσης δίνεται από την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων. Η χωροχρονική μεταβλητότητα του DSD αντανακλά τις ατμοσφαιρικές διαδικασίες εντός των νεφών όπως η διάλυση, η σύγκρουση, η συνένωση, η εξάτμιση των υδροσταγονιδίων, οι οποίες οδηγούν και σε διαφορές στις παρατηρήσεις των χαρακτηριστικών της βροχής στο έδαφος. Έτσι το DSD είναι πολύτιμο γιατί μας βοηθάει να κατανοήσουμε τις εσωτερικές διεργασίες της βροχόπτωσης κάτι το οποίο δεν συμβαίνει με τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης, η ένταση, το ύψος, και η διάρκεια (Caracciolo, 2008).

Η γνώση και μελέτη της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων (DSD) είναι χρήσιμη σε μια σειρά από εφαρμογές και επιστημονικά πεδία όπως:

- μετεωρολογικές και υδρολογικές εφαρμογές του ραντάρ
- εξαγωγή σχέσεων Z-R
- φυσική της ατμόσφαιρας
- μελέτη και μετεωρολογική πρόγνωση μέσω δορυφόρων
- περιβαλλοντικά μοντέλα περιγραφής διάχυσης ή καθαρισμού των ρύπων στην ατμόσφαιρα
- διάδοση μικροκυμάτων, τηλεπικοινωνίες κ.τ.λ.
- διάβρωση του εδάφους

Όσον αφορά στη ραδιομετεωρολογία, οι κατανομές αυτές αποκτούν μεγάλη σημασία, διότι δίνουν τη δυνατότητα άμεσης εξαγωγής της σχέσης που συνδέει τον παράγοντα ανακλαστικότητας των ραντάρ, Z, με το ρυθμό βροχόπτωσης, R.

4.6.3 Ένταση βροχόπτωσης, R

Ως ένταση βροχόπτωσης ορίζεται το μέγεθος που εκφράζει την ποσότητα της κατακρήμνισης νερού στη μονάδα του χρόνου και για αυτό έχει μονάδες mm/h. Η σχέση από την οποία υπολογίζεται το μέγεθος αυτό είναι (R.J.Doviak-D.S.Zrníc, 1984):

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N(D) V(D) dD \quad (6.6)$$

Όπως είδαμε παραπάνω το πρόγραμμα εφαρμογής για το disdrometer έχει χωρίσει τις μετρούμενες άπειρες διαμέτρους σε 20 δεδομένες τάξεις μεγέθους. Έτσι η σχέση (6.6) μπορεί να απλοποιηθεί στην :

$$R = \frac{\pi}{6} \sum_{i=1}^{20} D_i^3 N(D_i) V(D_i) \Delta D_i \quad (6.7)$$

Με την βοήθεια της (6.2) η σχέση (6.7) γίνεται:

$$R = \frac{\pi}{6} * \frac{1}{At} \sum_{i=1}^{20} N_A(D_i) D_i^3$$

Και με την απαραίτητη μετατροπή των μονάδων για να λαμβάνουμε το R σε mm/h έχουμε:

$$R = \frac{\pi}{6} * \frac{3.6}{10^3} \frac{1}{At} \sum_{i=1}^{20} N_A(D_i) D_i^3 \quad (6.8)$$

Η σχέση (6.8) είναι αυτή που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό της έντασης βροχόπτωσης από το Disdrometer.

4.6.4 Παράγοντας ανακλαστικότητας ραντάρ, Z

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, στο εσωτερικό ακόμα και στοιχειωδών όγκων παρατήρησης είναι σχηματισμένοι πολυάριθμοι πληθυσμοί από τα σωματίδια που επιστρέφουν μέρος του εκπεμπόμενου σήματος. Μέσα στα νέφη υπάρχουν από μερικές έως μερικά εκατομμύρια σταγόνες βροχής ανά m^3 αέρα, επομένως σε ένα στοιχειώδη όγκο παρατήρησης υπάρχουν περίπου 10^9 - 10^{12} σταγόνες. Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, ο παράγοντας ανακλαστικότητας του ραντάρ που συμβολίζεται ως (Z), εισάγεται ως το άθροισμα της έκκτης δύναμης της διαμέτρου των υδροσταγονιδίων ανά μονάδα όγκου (Atlas et.al., 1964). Επιπλέον, εξαρτάται από την κατανομή διαστάσεων των υδρομετεώρων N(D), έχει μονάδες mm^6/m^3 και εκφράζεται από την παρακάτω σχέση (R.J.Doviak-D.S.Zrnich, 1984):

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (6.9)$$

Ακολουθώντας την ίδια πορεία με την ένταση βροχόπτωσης R καταλήγουμε:

$$Z = \frac{1}{At} \sum_{i=1}^{20} \frac{N_A(D_i)}{V(D_i)} D_i^6 \quad (6.10)$$

όπου

N(D) : η κατανομή των υδροσταγονιδίων,

N_A : η κατανομή των σταγόνων

D : η διάμετρος των υδροσταγονιδίων και

Η σχέση (6.10) είναι αυτή που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του παράγοντα ανακλαστικότητας Z από το Disdrometer.

Από την σχέση (6.10) είναι φανερό ότι αν και τα μικρά υδροσταγονίδια είναι τα περισσότερα, ωστόσο η έκκτη δύναμη της D κάνει πιο σημαντικά τα λιγότερα αλλά μεγαλύτερα υδροσταγονίδια τα οποία παίζουν σημαντικότερο ρόλο στη διαμόρφωση του Z.

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως οι τιμές της ανακλαστικότητας αρχίζουν από 0.001 mm⁶/m³ για ομίχλη ή ασθενή νέφη και φθάνουν μέχρι 50.000.000 mm⁶/m³ για ισχυρό χαλάζι. Αυτή η μεγάλη απόκλιση οδήγησε στον ορισμό μίας νέας παραμέτρου z που μετράει την ανακλαστικότητα σε επίπεδα κατανοητά και υπολογιστικά:

$$z = 10 \log_{10} \left(\frac{Z}{1 \text{ mm}^6 / \text{m}^3} \right)$$

όπου z = η λογαριθμική παράμετρος μετρημένη σε dBZ και Z σε mm⁶/m³.

Αυτή η μετατροπή δίνει τιμές του z από -30 dBZ για ασθενή νέφη μέχρι και 75 dBZ για ισχυρό χαλάζι.

Από τις σχέσεις υπολογισμού των Z και R παρατηρούμε ότι οι συγκεκριμένες υδρομετεωρολογικές παράμετροι υπολογίζονται κατευθείαν από την πραγματική κατανομή των σταγόνων στο όργανο χωρίς να χρειαστεί να υποθέσουμε ή να προσαρμόσουμε κάποια θεωρητική κατανομή στο δείγμα (πχ. εκθετική ή γάμμα).

4.6.5 Περιεκτικότητα σε νερό, W

Μια σημαντική παράμετρος κατά την διαδικασία της κατακρήμνισης είναι η ικανότητα με την οποία οι υδρατμοί του νερού μετατρέπονται σε νερό. Οι μετρήσεις της κατανομής του κατακρημνίσιμου νερού στην ατμόσφαιρα είναι αναγκαία σε πολλές μετεωρολογικές, και μη, εφαρμογές. Για παράδειγμα, οι μηχανές ενός αεροσκάφους που κινείται εντός πυκνής νέφωσης μπορεί να παρουσιάσουν βλάβη εάν η περιεκτικότητα σε νερό στην ατμόσφαιρα είναι μεγάλη.

Ως περιεκτικότητα σε νερό ορίζεται ο λόγος της πυκνότητας της μάζας του νερού που προέρχεται από τα υδροσταγονίδια διαμέτρου D, προς τον αντίστοιχο όγκο αέρα. Οι μονάδες που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν το μέγεθος αυτό είναι mm³/m³ και η έκφρασή του είναι (R.J.Doviak-D.S.Zrnic, 1984) :

$$W = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N(D) dD \quad (6.11)$$

Όπως και στις δύο προηγούμενες περιπτώσεις του R και του Z έτσι και στην προκειμένη περίπτωση ακολουθώντας τα ίδια βήματα ισχύει :

$$W = \frac{\pi}{6} * \frac{1}{At} \sum_{i=1}^{20} \frac{N_A (D_i)}{V(D_i)} D_i^3 \quad (6.12)$$

Η σχέση (6.12) είναι αυτή που χρησιμοποιείται από το πρόγραμμα εφαρμογής του Disdrometer για τον υπολογισμό και την επεξεργασία της περιεκτικότητας σε νερό W.

4.6.6 Κινητική ενέργεια, E_k

Η μετρούμενη από το Disdrometer κινητική ενέργεια E_k (N/m^2) των υδροσταγονιδίων, αφορά στην ενέργεια των υδροσταγονιδίων τη στιγμή της πρόσπτωσής τους στην ευαίσθητη επιφάνεια A του διατεταγμένου μετατροπέα, έχοντας αναπτύξει την τελική τους ταχύτητα V(D).

Για αυτό το λόγο είναι περισσότερο σημαντική η περιγραφή και ο τρόπος υπολογισμού της τελικής ταχύτητας V(D).

Οι Gunn και Kinzer (1949) έκαναν ακριβείς μετρήσεις της τελικής ταχύτητας των υδροσταγονιδίων για κάθε τάξη μεγέθους διαμέτρου υδροσταγονιδίου στο φάσμα $0.27 \text{ mm} < D < 5.76 \text{ mm}$. Υδροσταγονίδια με διάμετρο μεγαλύτερη των 5 mm βρέθηκε ότι είναι ασταθή και συνεπώς διασπώνται σε μικρότερα. Όπως είδαμε και παραπάνω, για χρήσιμη σχέση για τον υπολογισμό της τελικής ταχύτητας είναι αυτή του Atlas (R.J.Doviak-D.S.Zrnice, 1984)

$$V(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-600D) \quad (m/sec)$$

Όπου η διάμετρος D δίνεται σε m. Εάν η D βρίσκεται στο διάστημα $0.6 \text{ mm} < D < 5.8 \text{ mm}$, υπάρχει μικρότερο του 2% λάθος από τις μετρούμενες τιμές των Gunn και Kinzer.

Ωστόσο οι Atlas και Ulbrich (1977) έδειξαν ότι η σχέση (R.J.Doviak-D.S.Zrníc, 1984) :

$$V(D) \approx 386.6 D^{0.67} \quad (6.13)$$

Ταιριάζει στα δεδομένα των Gunn και Kinzer για εύρος διαμέτρων $0.5 < D < 5\text{mm}$. Για μεγαλύτερες διαμέτρους οι οποίες βρίσκονται σε δυνατές βροχές, οι σταγόνες διασπώνται και ο θεωρητικός υπολογισμός της τελικής ταχύτητάς τους είναι πολύ δύσκολος, γι' αυτό και γίνεται παραπομπή σε πειραματικά στοιχεία και εμπειρικούς τύπους.

Έχει παρατηρηθεί πειραματικά, ότι η ταχύτητα του υδροσταγονιδίου εξαρτάται από το μέγεθός του και γι' αυτό το λόγο έχουν προταθεί πολλές διαφορετικές σχέσεις.

Στην περίπτωση του Disdrometer χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της κινητικής ενέργειας οι τιμές της τελικής ταχύτητας των Gunn Kinzer, που προσεγγίζονται από την σχέση 6.13. Η κινητική ενέργεια είναι μια από τις παραμέτρους για τις οποίες το πρόγραμμα εφαρμογής παρέχει στοιχεία και γράφημα. Θεωρήθηκε, όμως, καλό να δοθούν μερικά ακόμη στοιχεία της τελικής ταχύτητας $V(D)$ για την καλύτερη κατανόηση του μηχανισμού λειτουργίας του Disdrometer.

4.6.7 Συγκέντρωση υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους θ , N_0 και κλίση Λ της κατανομής υδροσταγονιδίων $N(D)$

Όπως αναφέρεται και σε προηγούμενη παράγραφο οι Marshall και Palmer (1948) κατάφεραν να μετρήσουν με ακρίβεια την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και παρατήρησαν ότι διέπεται από την ακόλουθη σχέση εκθετική σχέση (R.E.Rinehart, 1990):

$$N(D) = N_0 * \exp(-\Lambda * D)$$

Όπου N_0 (m^{-4}) είναι η συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους θ , δηλαδή η συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων όταν η διάμετρος D τείνει στο θ και Λ (m^{-1}) είναι η κλίση της καμπύλης ($N(D)$)

Οι παράμετροι με τις οποίες δούλεψαν οι Marshall και Palmer είναι (R.E.Rinehart, 1984):

N_0 : σταθερά, ίση με $8.000 \text{ mm}^{-3} \cdot \text{m}^{-1}$,

$\Lambda = 4.1 \cdot R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$

Όπου R η ένταση βροχόπτωσης σε mm/h . Αυτή η κατανομή χρησιμοποιείται ευρέως για να υπολογίσουμε εντάσεις βροχόπτωσης από μετρήσεις του παράγοντα ανακλαστικότητας Radar. Όμως το πραγματικό φάσμα του μεγέθους των υδροσταγονιδίων διαφέρει δραματικά εξαρτώμενο από την γεωγραφική τοποθεσία, τον τύπο της βροχής, την εποχή και την περιφέρεια μέσα στην οποία λαμβάνει χώρα το επεισόδιο της βροχής.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω δεδομένα βλέπουμε ότι δεν είναι δυνατόν να γίνεται χρήση του σταθερού N_0 , και για αυτόν ακριβώς το λόγο το Disdrometer δεν το χρησιμοποιεί.

Οι σχέσεις που διέπουν τον παράγοντα ανακλαστικότητας Z και την περιεκτικότητα σε νερό έχουν παρουσιαστεί σε προηγούμενη παράγραφο και είναι:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD$$

και

$$W = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N(D) dD$$

Χρησιμοποιώντας την $N(D) = N_0 * \exp(-\Lambda * D)$ και την ακόλουθη ιδιότητα των ολοκληρωμάτων (R.J.Doniak-D.S.Zrnic, 1984):

$$\dots \int_0^{\infty} x^{\nu-1} e^{-\mu x} dx = \frac{1}{\mu^{\nu}} \Gamma(\nu) \quad \text{Re } \mu > 0, \text{ Re } \nu > 0$$

Όπου $\Gamma(\nu)$ είναι η συνάρτηση γάμα [εάν ν είναι ακέραιος n , $\Gamma(\nu) = (n-1)!$], οι δύο παραπάνω σχέσεις γίνονται :

$$Z = N_0 (6!) \Lambda^{-7} \tag{6.14}$$

$$W = \pi N_0 \Lambda^{-4} \tag{6.15}$$

Από την επεξεργασία των σχέσεων (6.14) και (6.15) θα προκύψουν οι εκφράσεις των N_0 και Λ .

$$\frac{W}{Z} = \frac{\pi N_0 \Lambda^{-4}}{N_0 (6!) \Lambda^{-7}}$$

$$\Lambda = \left(\frac{6!}{\pi} * \frac{W}{Z} \right)^{\frac{1}{3}} \tag{6.16}$$

Επίσης ισχύει :

$$\frac{W^7}{Z^4} = \frac{\pi^7 N_0^7 \Lambda^{-21}}{N_0^4 (6!)^4 \Lambda^{-21}}$$

$$N_0 = \frac{1}{\pi} * \left(\frac{6!}{\pi}\right)^{\frac{4}{3}} * \left(\frac{W}{Z}\right)^{\frac{4}{3}} * W \quad (6.17)$$

Οι σχέσεις (6.16) και (6.17) είναι αυτές που χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό των N_0 και Λ . από το πρόγραμμα εφαρμογής του Disdrometer.

Κεφάλαιο 5: Μεθοδολογία-Επεξεργασία δεδομένων

5.1 Σφάλματα - παράγοντες αβεβαιοτήτων στις μετρήσεις

1) Επιρροή του θορύβου. Ο θόρυβος επηρεάζει τις μετρήσεις του ντιστρομέτρου γι' αυτό το λόγο έχει ενσωματωμένα φίλτρα που απομονώνουν σήματα από εξωτερικό θόρυβο. Αυτός είναι και ο λόγος που το ντιστρόμετρο δεν μπορεί να μετρήσει σταγόνες με διάμετρο κάτω από 0.3 mm. Αν κατά τη διάρκεια των μετρήσεων υπάρχει άνεμος ή θόρυβος (όπως πολύ συχνά συμβαίνει σε μεταγωγικά επεισόδια), τα σήματα που προέρχονται από τον θόρυβο καταστέλλονται από το όργανο, αλλά μαζί με αυτά θα κατασταλούν και τα σήματα που προέρχονται από μικρές σταγόνες που δεν ξεπερνούν το επίπεδο του σήματος του θορύβου. Για αυτό το λόγο ο θόρυβος προκαλεί μείωση στον αριθμό των μικρών σταγόνων που μετρούνται. Τα σήματα που ξεπερνούν το επίπεδο του θορύβου θα μετρηθούν με πλήρη ακρίβεια.

2) Επιρροή υψηλών εντάσεων. Το χρονικό διάστημα που χρειάζεται το όργανο για να καταγράψει δύο σταγόνες που πέφτουν διαδοχικά εξαρτάται από το μέγεθος της πρώτης και της επόμενης σταγόνας. Αυτό το χρονικό διάστημα είναι απαραίτητο για την εξασθένηση της μηχανικής ταλάντωσης στον διατεταγμένο μετατροπέα μετά την πρόσκρουση της πρώτης σταγόνας. Σε περιόδους μεγάλων εντάσεων με μεγάλη προσπίπτουσα ορμή ο μετατροπέας δεν προλαβαίνει να καταγράψει όλες τις σταγόνες. Ως διόρθωση χρησιμοποιείται η εφαρμογή ενός πολύπλοκου αλγόριθμου, της διόρθωσης νεκρού χρόνου (dead time correction).

Σε σχέση με τα παραπάνω, η αδυναμία μέτρησης του ντιστρομέτρου σταγόνων με $D < 0.3\text{mm}$ επηρεάζουν ελάχιστα τις μετρήσεις ύψους και έντασης, ενώ οι πολύ μεγάλες σταγόνες σπάνια παρατηρούνται στη φύση επειδή λόγω αστάθειας διαλύονται. Η κύρια πηγή σφάλματος είναι η υποτίμηση της βροχόπτωσης στις μεγάλες εντάσεις

3) Επίσης πιθανά σφάλματα στη μέτρηση του παράγοντα ανακλαστικότητας Z και της έντασης της βροχόπτωσης R , μπορεί να προέρχονται από την σχέση που επιλέγουμε για να εκτιμήσουμε την τελική ταχύτητα πτώσης των υδροσταγονιδίων στο όργανο. Έχει παρατηρηθεί πειραματικά, ότι η τελική ταχύτητα των υδροσταγονιδίου εξαρτάται από το μέγεθός του και γι' αυτό το λόγο έχουν προταθεί πολλές διαφορετικές σχέσεις, όπως :

$$V(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-600D) \quad \text{Atlas, 1973}$$

$$V(D) = 3.778 \cdot D^{0.67}$$

Atlas and Ulbrich, 1977

Η αβεβαιότητα λοιπόν προκύπτει διότι δεν υπάρχει μια μονοσήμαντη σχέση που να συνδέει την τελική ταχύτητα πτώσης των υδροσταγονιδίων με την διάμετρο τους.

Επίσης σε υψηλής έντασης βροχοπτώσεις έχει αποδειχθεί ότι οι μικρές σταγόνες πέφτουν με μεγαλύτερη ταχύτητα από όσο θα αναλογούσε στη διάμετρο τους. Αυτός είναι ένας ακόμα παράγοντας σφάλματος (Leijnse et al., 2010).

5.1 Περιγραφή μεθοδολογίας

Όπως αναφέραμε νωρίτερα, το disdrometer είναι ένα όργανο που μετράει συνεχώς και αυτόματα την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων της κατακρήμνισης και με τη χρήση των ενσωματωμένων στο πρόγραμμά του σχέσεων, εκτιμά κάποιες βασικές υδρομετεωρολογικές παραμέτρους. Στην συγκεκριμένη εργασία, οι παράμετροι που μας ενδιαφέρουν είναι η ανακλαστικότητα Z και ο ρυθμός βροχόπτωσης R προκειμένου να εξάγουμε τις σχέσεις που συνδέουν αυτά τα δύο μεγέθη για τα μεταγωγικά επεισόδια, γνωστές και ως σχέσεις Z - R .

Τα πρωτογενή δεδομένα του ντιστρομέτρου είναι μια κατάταξη των διαμέτρων των σταγονιδίων ενός επεισοδίου βροχόπτωσης σε 20 διαφορετικές κλάσεις, σύμφωνα με τον Πίνακα.6.12 και παρουσιάζονται στη μορφή του Πίνακα 6.10. Όλο το σύστημα του disdrometer (μετατροπέας, επεξεργαστής) δουλεύουν 24 ώρες το 24 ωρο και τις χρονικές περιόδους που δεν παρατηρείται κατακρήμνιση εμφανίζονται μηδενικές τιμές στις θέσεις του πίνακα 6.10. Από την κατανομή του μεγέθους των διαμέτρων προκύπτουν οι παρακάτω υδρομετεωρολογικές μεταβλητές

- Ένταση βροχόπτωσης R (mm/h)
- Περιεκτικότητα υγρού νερού W (mm³/m³)
- Παράγοντας ανακλαστικότητας radar Z (mm⁶/m³)
- Συγκέντρωση υδροσταγονιδίων στην τάξη μεγέθους $0, N_0$ (m⁻³mm⁻¹)
- Κλίση της καμπύλης $N(D)$, Λ (mm⁻¹)
- Κινητική ενέργεια E_k (N/m²)
- Συνολικός αριθμό σταγόνων N_{tot}

Έτσι σε κάθε δίλεπτο μετρήσεων, στην ίδια οριζόντια γραμμή, παρουσιάζονται το πλήθος των σταγόνων N_A ανάλογα με την κλάση διαμέτρων που ανήκουν, και οι μεταβλητές που αναφέρθηκαν παραπάνω, όπως φαίνεται στην παρακάτω εικόνα.

Τα δεδομένα μας αποτελούνται από μια χρονοσειρά 44953 μετρήσεων με βήμα 2 λεπτών, για επεισόδια βροχόπτωσης σε ένα διάστημα 8 περίπου χρόνων από τις 18/10/05 έως τις 28/1/2014.

Από τα δεδομένα μας δυστυχώς απουσιάζουν οι μετρήσεις των θερμών μηνών κάθε έτους, μια και από τα μέσα περίπου Ιουνίου ως τις αρχές Σεπτεμβρίου, το ντιστρομέτρο δεν χρησιμοποιείται και αποσυνδέεται λόγω της ευαισθησίας της επιφάνειας του μετατροπέα στις υψηλές θερμοκρασίες.

Παρόλο που τα δεδομένα μας είναι σε συνεχή χρόνο η ανάλυση έγινε σε χρονικό επίπεδο **επεισοδίου βροχής**, μεμονωμένου υδρολογικού γεγονότος (event). Κάτι που διαφοροποιεί την εργασία είναι ότι σε σχέση με πολλές εργασίες καθορισμού σχέσεων Z-R, σκοπός μας είναι να απομονώσουμε ακέραια μεταγωγικά επεισόδια και να υπολογίσουμε τις σχέσεις Z-R τους χωρίς αυτό να σημαίνει ότι δεν εξετάσαμε την εντός επεισοδίου διακύμανση του DSD άρα και των σχέσεων Z-R. Αυτό σημαίνει ότι η ταξινόμηση έγινε σε επίπεδο επεισοδίων και όχι σε επίπεδο ομαδοποιήσεων από δίλεπτες ή μονόλεπτες μετρήσεις που προέρχονται από διαφορετικές βροχές.

Αντίθετα, σε πολλές μελέτες, ολόκληρο το δείγμα μετρήσεων του ντιστρομέτρου ταξινομείται σε ομάδες ανάλογα με την ένταση, της ανακλαστικότητα ή κι άλλες παραμέτρους και οι σχέσεις Z-R εξάγονται για την κάθε ομάδα ξεχωριστά

5.2 Διάκριση επεισοδίων μεταγωγικής και διαστρωματικής προέλευσης

5.2.1 Κριτήρια διαχωρισμού

Όπως αναφέρθηκε και στα άλλα κεφάλαια, οι δύο διακριτοί τύποι που περιγράφουν τις διεργασίες της κατακρήμνισης, ο μεταγωγικός και ο διαστρωματικός τύπος παρουσιάζουν διαφορές σε πληθώρα μεταβλητών όπως είναι το κατακόρυφο και οριζόντιο προφίλ ανακλαστικότητας, το κατακόρυφο πεδίο ταχυτήτων, ο τρόπος

ανάπτυξης και πολλαπλασιασμού των υδροσταγονιδίων, η διάμετρος των σταγόνων, η ένταση, η διάρκεια, η εποχή εμφάνισης και η οριζόντια έκταση.

Συνεπώς τα κριτήρια διαχωρισμού είναι πάρα πολλά από πολύπλοκους αλγόριθμους επεξεργασίας μετεωρολογικών μεταβλητών μέχρι μετρήσεις από επίγεια όργανα ή ραντάρ. Σχεδόν όλα αυτά τα κριτήρια χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία, κάποια ως άμεσα κριτήρια διαχωρισμού και εύρεσης των μεταγωγικών επεισοδίων και κάποια ως επαλήθευση των σχέσεων Z-R που προέκυψαν.

5.2.1.1 Κριτήριο διάρκειας και rain interval

Γνωρίζουμε ότι οι μεταγωγικές καταιγίδες της Αττικής:

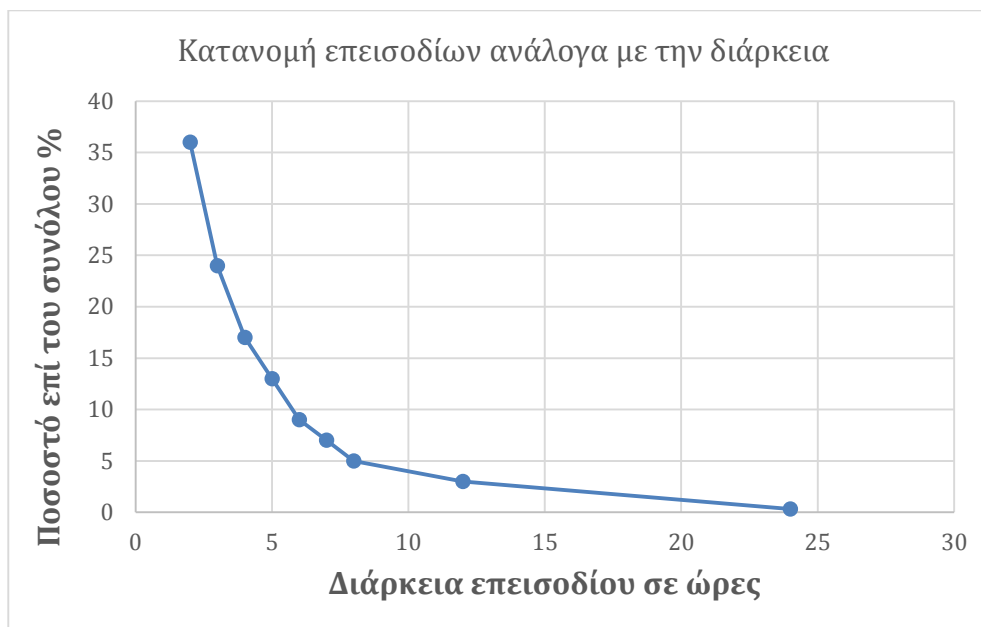
- Λαμβάνουν χώρα κατά κύριο λόγο την ξηρή περίοδο του έτους (Απρίλης-Σεπτέμβρης) (Philandras et al., 2010)
- Είναι μικρής διάρκειας
- Παρουσιάζουν υψηλή ένταση
- Χαρακτηρίζονται από περιορισμένη οριζόντια έκταση

Έτσι, το πρώτο κριτήριο που θέσαμε είναι η διάρκεια του επεισοδίου και αναζητήσαμε επεισόδια που η διάρκεια τους να μην υπερβαίνει τις δύο ώρες.

Πριν από αυτό όμως, προείχε ο καθορισμός των επεισοδίων βροχής από το τεράστιο δείγμα των συνεχών μετρήσεων και για να συμβεί αυτό πρέπει να ορίσουμε ως προς πιο διάστημα θα χωρίσουμε το δείγμα. Αρχικά, επιλέξαμε ενδιάμεσο διάστημα (rain interval) από επεισόδιο σε επεισόδιο τις 2 ώρες. Αυτό σημαίνει ότι ως επεισόδιο βροχής ορίζεται ένα χρονικό διάστημα που παρατηρείται βροχόπτωση (συνεχής ή διακεκομμένη) διαχωρισμένο από το προηγούμενο ή το επόμενο χρονικό διάστημα βροχής τουλάχιστον κατά 2 ώρες. Αν για παράδειγμα βρέχει από τις 10.00 ως τις 11.00 και σταματήσει για διάστημα μικρότερο των 2 ωρών και ξαναξεκινήσει τότε θεωρούμε ότι πρόκειται για το ίδιο επεισόδιο που συνεχίζεται.

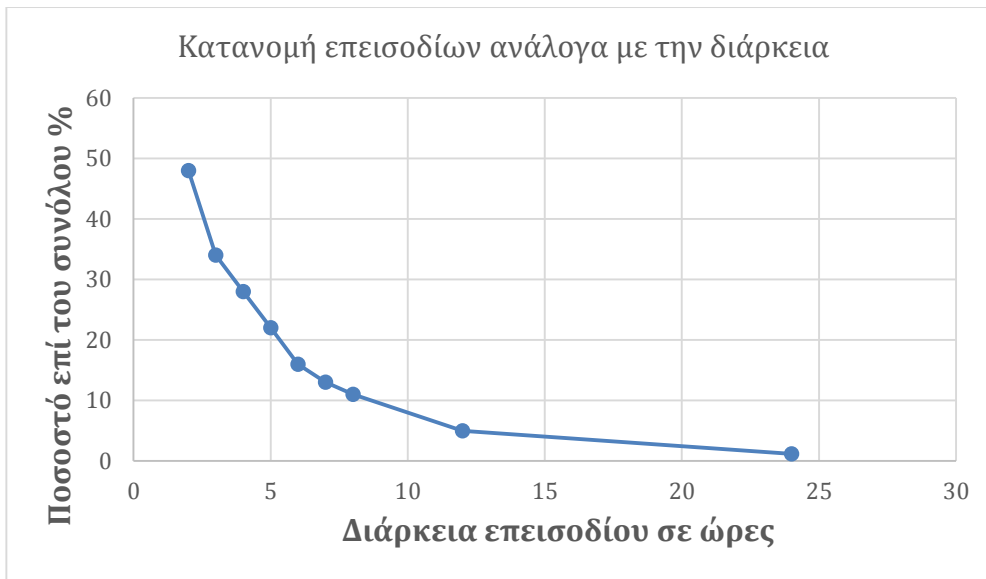
Οπότε, για rain interval 2 ωρών προέκυψαν 609 επεισόδια βροχής. Παρατηρούμε ότι τα επεισόδια με διάρκεια μέχρι 2 ώρες επικρατούν με ποσοστό 64% και απόλυτο αριθμό 389.

Η κατανομή των επεισοδίων ανάλογα με τη διάρκεια τους φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα. Από τις 2 μέχρι τις 8 ώρες παρατηρούμε σχεδόν εκθετική μείωση των επεισοδίων. Ο κατακόρυφος άξονας δηλώνει το ποσοστό των επεισοδίων που είναι μεγαλύτερο από 2 ώρες, από 3 ώρες κ.ο.κ.



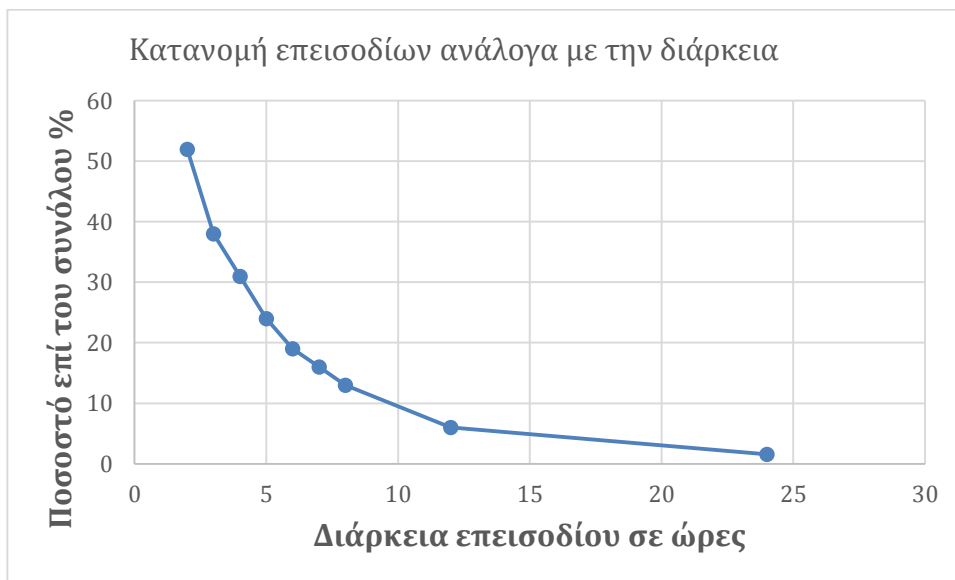
Διάγραμμα 7.1 Κατανομή επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια για rain interval 2 ώρες

Για rain interval 8 ώρες, το σύνολο των επεισοδίων έχει μειωθεί στα 430. Το ίδιο συνέβη και με τα επεισόδια βροχής με διάρκεια μέχρι 2 ώρες που μειώθηκαν στο 52% του συνόλου με απόλυτη συχνότητα τα 222. Η κατανομή των επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα.



Διάγραμμα 7.2 Κατανομή επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια για rain interval 12 ώρες

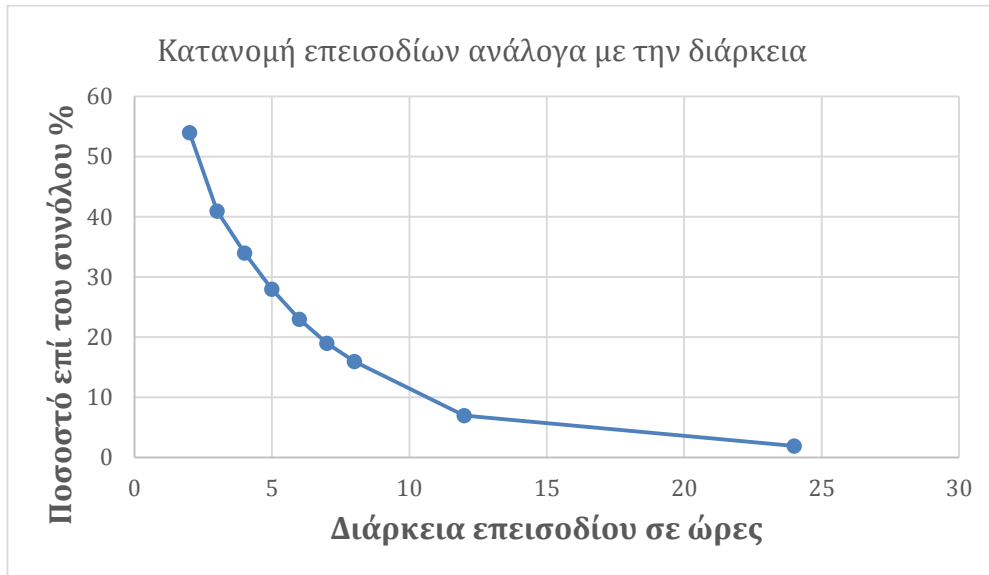
Για rain interval 12 ώρες, το σύνολο των επεισοδίων έχει μειωθεί στα 389. Το ίδιο συνέβη και με τα επεισόδια βροχής με διάρκεια μέχρι 2 ώρες που μειώθηκαν στο 48% του συνόλου με απόλυτη συχνότητα τα 185. Η κατανομή των επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα.



Διάγραμμα 7.3 Κατανομή επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια για rain interval 16 ώρες

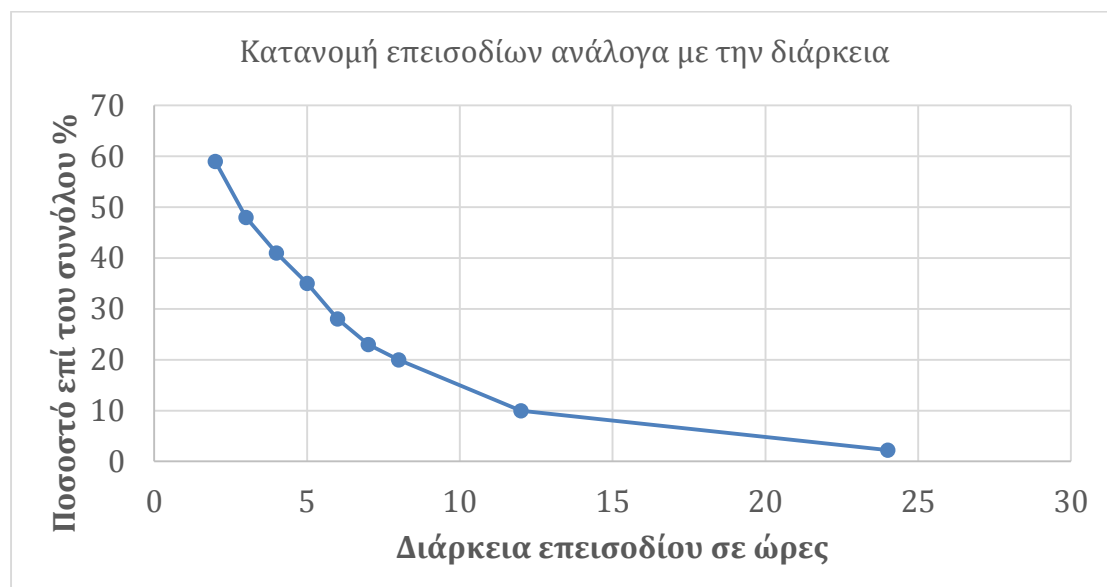
Για rain interval 16 ώρες, το σύνολο των επεισοδίων έχει μειωθεί στα 360. Το ίδιο συνέβη και με τα επεισόδια βροχής με διάρκεια μέχρι 2 ώρες που μειώθηκαν στο 46%

του συνόλου με απόλυτη συχνότητα τα 167. Η κατανομή των επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα.



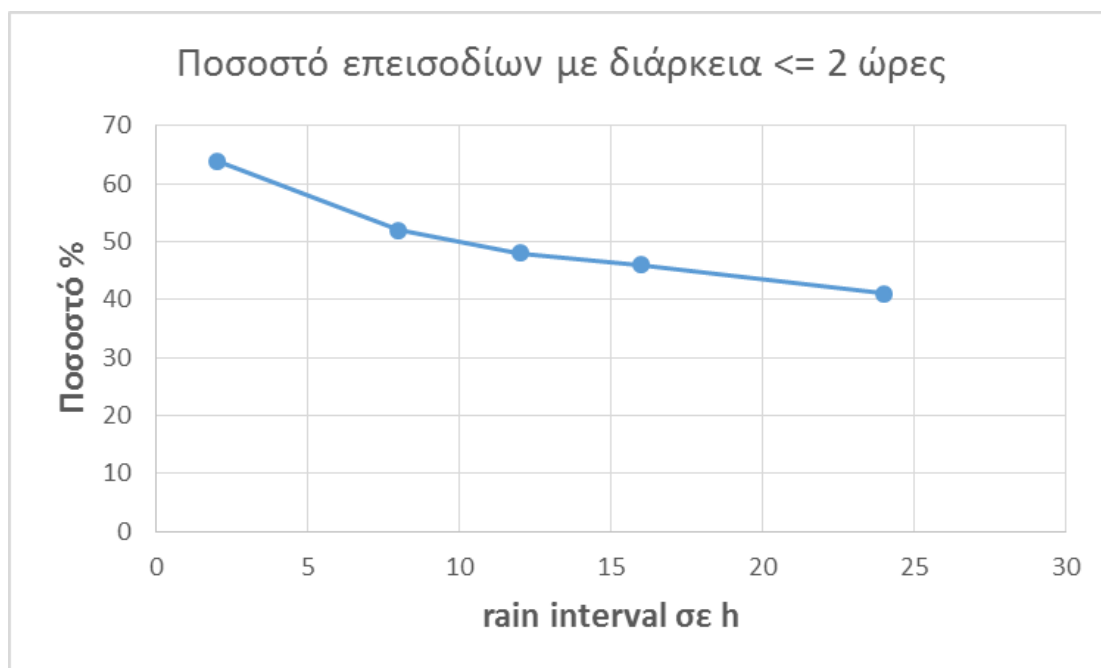
Διάγραμμα 7.4 Κατανομή επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια για rain interval 16 ώρες

Για rain interval 24 ώρες, το σύνολο των επεισοδίων έχει μειωθεί στα 310. Το ίδιο συνέβη και με τα επεισόδια βροχής με διάρκεια μέχρι 2 ώρες που μειώθηκαν στο 41% του συνόλου με απόλυτη συχνότητα τα 128. Η κατανομή των επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα.



Διάγραμμα 7.5 Κατανομή επεισοδίων ανάλογα με την διάρκεια για rain interval 24 ώρες

Όπως φαίνεται και στο επόμενο διάγραμμα, το rain interval είναι αντιστρόφως ανάλογο με τον αριθμό των επεισοδίων μικρής διάρκειας.



Διάγραμμα 7.6 Κατανομή επεισοδίων με διάρκεια έως 2 ώρες σε σχέση με το rain interval

Όσο το rain interval είναι μικρό παρατηρούνται πολλές δίωρες βροχοπτώσεις, ιδιαίτερα την χειμερινή περίοδο, οι οποίες σταματάνε και ξεκινάνε μετά από λίγο. Αυτές κατά πάσα πιθανότητα, δεν είναι μεταγωγικά επεισόδια αλλά φάσεις μια μεγάλης διαστρωματικής κατακρήμνισης. Όσο αυξάνεται το rain interval, μειώνεται ο αριθμός των δίωρων βροχοπτώσεων και τα πιθανολογούμενα κυκλωνικού τύπου επεισόδια ενοποιούνται. Εμείς θέλουμε να απομονώσουμε τα μεταγωγικά επεισόδια οπότε το rain interval είναι ένα ακόμα κριτήριο.

Η θέσπιση ενός μεγάλου ενδιάμεσου διαστήματος εμπίπτει κι αυτό στα κριτήρια απομόνωσης των μεταγωγικών επεισοδίων, εφόσον στην Ελλάδα οι έντονες καταιγίδες συμβαίνουν κυρίως τους θερινούς μήνες, διαρκούν λίγο, είναι τοπικές και δεν

σχετίζονται με κινούμενες υφέσεις ή μεγάλα μέτωπα που παράγουν σταθερή και μεγάλης διάρκειας βροχόπτωση.

Άρα η χρονική απόσταση με βάση την οποία θα δουλέψουμε και θα ορίσουμε τα επεισόδια βροχόπτωσης είναι το 12 ωρο θεωρώντας ότι αυτό είναι το ελάχιστο διάστημα επανεμφάνισης αυτοτελές μεταγωγικού επεισοδίου στην Αττική.

Γνωρίζουμε ότι σε διάφορα ατμοσφαιρικά συστήματα παρατηρούνται κύτταρα μεταγωγικού τύπου σε διαστρωματική βροχόπτωση, όμως εμείς αναζητούμε επεισόδια που ο μεταγωγικός τύπος βροχόπτωσης να κυριαρχεί.

5.2.1.2 Κριτήριο έντασης

Με βάση τα προηγούμενα, το δείγμα το οποίο επεξεργαζόμαστε αποτελείται από 389 επεισόδια εκ των οποίων τα 185 έχουν διάρκεια μέχρι 2 ώρες. Το επόμενο κριτήριο διαχωρισμού που εφαρμόζεται, είναι η μέση ένταση του επεισοδίου. Η ένταση της βροχόπτωσης R ανάλογα με το μέγεθός της κατατάσσεται στις παρακάτω κατηγορίες

Rain Class	Intensity
Light drizzle	< 0.5 mm/h
Strong drizzle	0.5 – 1.0 mm/h
Slight rain	1.0 – 2.0 mm/h
Moderate rain	2.0 – 5.0 mm/h
Strong rain	5.0 – 10.0 mm/h
Heavy rain	> 10.0 mm/h

Πίνακας 7.8 Κατάταξη βροχόπτωσης ανάλογα με την ένταση (Martins et al.,2008), (Caracciolo, 2008),

Εδώ πρέπει να αναφέρουμε ότι οι περισσότερες δημοσιεύσεις ανάλυσης DSD κι εξαγωγής σχέσεων Z-R με το ντισντρόμετρο, εφαρμόζουν το κριτήριο της έντασης όχι σε επίπεδο επεισοδίου αλλά σε όλο το μετρημένο φάσμα των DSD.

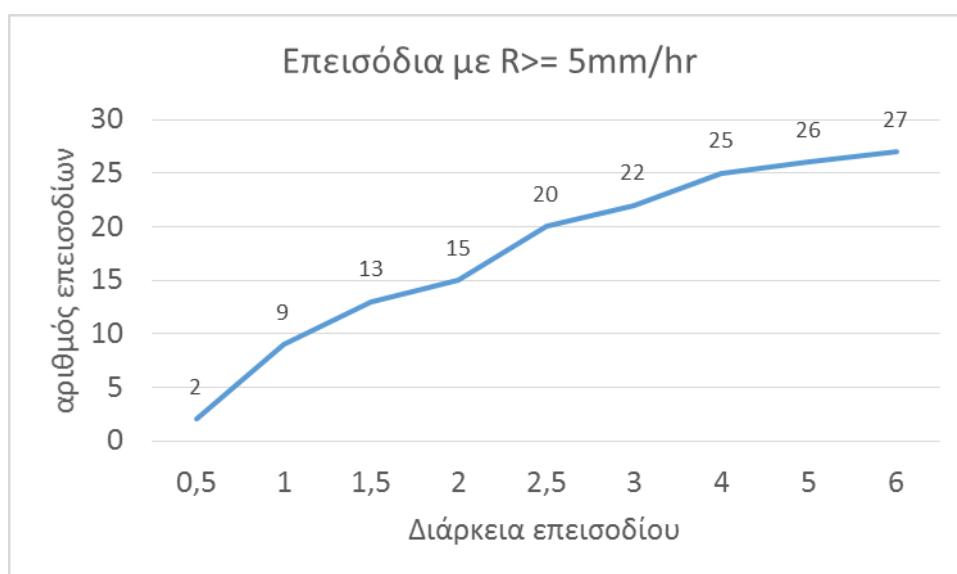
Για παράδειγμα οι Neuzkou et al (2002) υπολόγισαν τα Z-R σε επίπεδο μονόλεπτου δείγματος για όλα τα δείγματα με $R > 10$ mm/h..

Η παραπάνω μεθοδολογία εφαρμόστηκε από πολλούς ερευνητές, που προκειμένου να μελετήσουν την εσωτερική δομή της βροχόπτωσης, διαχώρισαν όλο το δείγμα των

DSD 2 ομάδες: Τα DSD που προέρχονται από μεταγωγικό τύπο κατακρήμνισης ($R > 10 \text{ mm/h}$) και σε εκείνα που προέρχονται από διαστρωματικό ($R < 10 \text{ mm/h}$). Bringi et al. (2003), Testud et al. (2001) Marzano et al. (2010).

Δεδομένου ότι η δική μας ανάλυση είναι σε επίπεδο επεισοδίου, το κριτήριο του $R > 10 \text{ mm/h}$ είναι πρακτικά ανέφικτο μια και από τα 389 επεισόδια μόνο 6 έχουν ένταση πάνω από 10 mm/h .

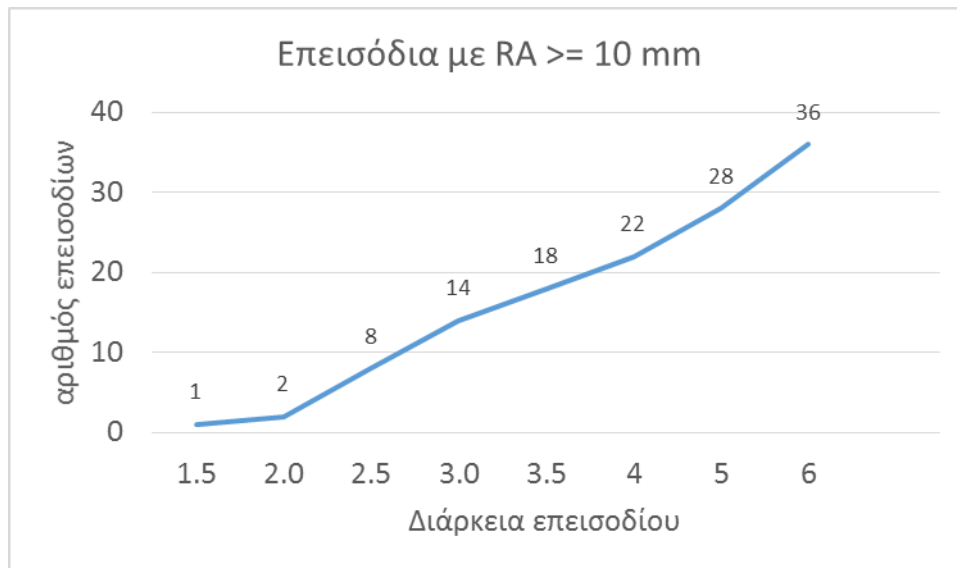
Επομένως, θεωρώντας ως κατώφλι ισχυρής έντασης τα 5 mm/h , εφαρμόζουμε το κριτήριο αυτό στο δείγμα των 389 επεισοδίων και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται παρακάτω.



Διάγραμμα 7.9 Κατανομή επεισοδίων με ένταση $R \geq 5 \text{ mm/hr}$ σε σχέση με τη διάρκεια

Επειδή στην συγκεκριμένη εργασία αναλύουμε σε επίπεδο επεισοδίου προσπαθώντας να απομονώσουμε τα μεταγωγικά επεισόδια, πραγματοποιούμε διερεύνηση και για το ολικό ύψος βροχής, με αρχικό κριτήριο $RA \geq 10 \text{ mm}$, που αναλογεί στο κριτήριο που θέσαμε προηγουμένως, δηλαδή $R \geq 5 \text{ mm/h}$ για δίωρες καταιγίδες.

Η κατανομή των επεισοδίων με κριτήριο το ύψος βροχόπτωσης φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα



Διάγραμμα 7.10 Κατανομή επεισοδίων με ολικό ύψος $RA \geq 10 \text{ mm}$ σε σχέση με τη διάρκεια

Παρατηρούμε ότι για το κριτήριο της διάρκειας που θέσαμε (2 ώρες), τα επεισόδια είναι μόνο δύο. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχουν πολλά μεταγωγικά επεισόδια διάρκειας μικρότερης των δύο ωρών που δεν φτάνουν το ολικό ύψος των 10 mm. Έτσι, διαχωρίζουμε τα επεισόδια μόνο με βάση την ένταση, αποκλείοντας όμως εκείνα τα επεισόδια με ολικό ύψος κάτω των 5 mm, θεωρώντας τα αμελητέα. Για ποιοτικούς λόγους επιλέξαμε μόνο ένα επεισόδιο με $RA < 5 \text{ mm}$.

Επίσης λόγω του χαμηλού αριθμού δίωρων επεισοδίων με $RA \geq 10 \text{ mm}$, διευρύνουμε το κριτήριο της διάρκειας στις 2,5 ώρες κι έτσι προκύπτουν 20 επεισόδια τα οποία παρουσιάζονται παρακάτω.

Πίνακας 7.11 Τα 20 επεισόδια σύμφωνα με τα κριτήρια διάκρισης

α/α	Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	Μέση ένταση (mm/h)
1	23/3/06 4:20 μμ	20	3.09	9.18
2	27/9/06 11:06 μμ	60	6.19	6.19
3	7/10/06 8:10 μμ	122	15.97	7.86
4	6/6/07 5:23 μμ	60	5.23	5.23
5	12/10/07 6:17 μμ	50	4.90	5.88
6	22/9/08 2:56 μμ	150	14.20	5.68
7	25/9/08 9:06 μμ	78	9.41	7.24
8	18/12/08 10:07 πμ	146	17.97	7.39
9	23/1/09 3:24 πμ	58	5.53	5.72
10	15/4/09 11:14 πμ	58	7.24	7.49
11	20/5/10 11:44 μμ	64	6.70	6.28
12	11/9/10 2:26 μ.μ.	142	11,35	5
13	21/1/11 11:06 μμ	100	8.64	5.18
14	26/5/11 12:31 μμ	72	7.36	6.14
15	27/5/11 3:21 μμ	56	8.75	9.38
16	12/6/11 11:41 πμ	150	41.38	16.55
17	14/6/11 1:35 μμ	38	4.98	7.86
18	17/9/12 4:42 μμ	64	10.72	10.05
19	11/11/13 6:15 μμ	124	26.08	12.62
20	24/1/14 9:57 μμ	96	24.85	15.53

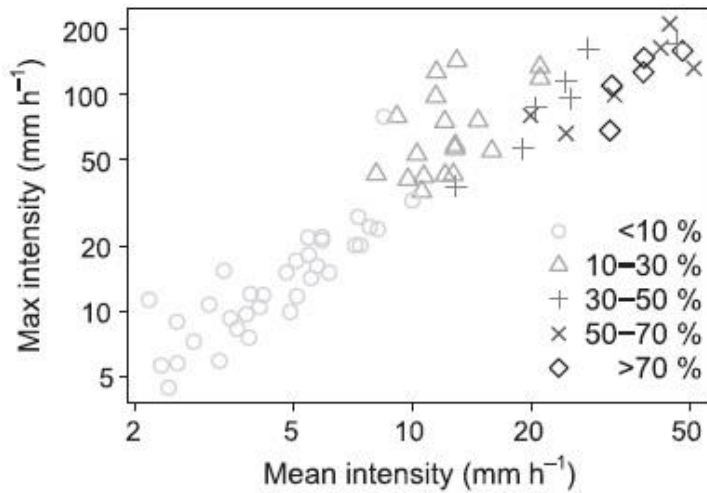
5.2.1.3 Κριτήριο ανακλαστικότητας

Γνωρίζοντας ότι τα μεταγωγικά επεισόδια σχετίζονται με υψηλές τιμές ανακλαστικότητας, εισαγάγαμε και το κριτήριο της ανακλαστικότητας σε όλο το δείγμα για τον έλεγχο των επεισοδίων που είχαμε επιλέξει. Επίσης, σε συνδυασμό με το κριτήριο της έντασης, συνέβαλε στον έλεγχο επεισοδίων μεγάλης διάρκειας για πιθανές προσμίξεις με μεταγωγική βροχόπτωση.

Το ντισντρόμετρο μπορεί να αναγνωρίσει περιοχές μεταγωγικής βροχόπτωσης με την ίδια λογική που χρησιμοποιούνται οι τεχνικές διάκρισης για το ραντάρ, με την αναγνώριση δηλαδή συγκεκριμένων τιμών ως οριακές για το χαρακτηρισμό των κυττάρων (pixels) ως μεταγωγικών.

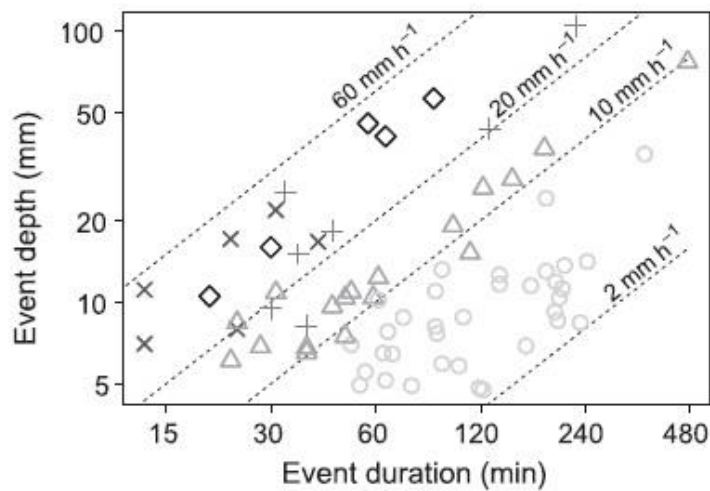
Το κριτήριο που επιλέγουν είναι οι Hazenberg et al. (2010) σε μια μελέτη στη νότια Γαλλία, είναι η τιμή 43 dBZ πάνω από την οποία το μονόλεπτο δείγμα κατατάσσεται στα convective. Στη συνέχεια, επειδή αναλύουν βάση επεισοδίων, υπολογίζουν για κάθε επεισόδιο το ποσοστό «μεταγωγικότητας» βάση του πόσες μονόλεπτες μετρήσεις του επεισοδίου παρουσίαζαν $Z > 43$ dBZ. Το ίδιο κριτήριο χρησιμοποιήθηκε και από τους Delrieu et al. (2009) και για τα δεδομένα του ραντάρ.

Το όριο αυτό ίσως φαίνεται μεγάλο, όμως στα παρακάτω διαγράμματα φαίνεται ότι επεισόδια με μόλις πάνω από 20% ποσοστό μεταγωγικότητας έχουν τα χαρακτηριστικά μεταγωγικής βροχόπτωσης, δηλαδή διάρκεια $T \leq 2$ h, ένταση, μέση ένταση $R \geq 8$ mm/h και ολικό ύψος $RA \geq 15$ mm.



Διάγραμμα 7.12 Μέση ένταση και μέγιστη ένταση σε σχέση με ποσοστό μεταγωγικότητας, μελέτη N. Γαλλία (Hazenberget al. (2010))

Το κάθε σύμβολο αντιστοιχεί σε διαφορετικό ποσοστό μεταγωγικότητας.



Διάγραμμα 7.13 Ολικό ύψος και διάρκεια σε σχέση με ποσοστό μεταγωγικότητας, μελέτη N. Γαλλία (Hazenberget al. (2010))

Οι Gamache και Houze (1982) πρότειναν ως όριο το $Z \geq 38$ dBZ

Οι Caracciolo et al. (2008), στη μεγαλύτερη μελέτη που διεξήχθη με δεδομένα ντιστρομέτρου από όλη την Ιταλία, διεύρυναν το κριτήριο του Neuzcou και ομαδοποίησαν το δείγμα των DSD σε 4 κατηγορίες με τα παρακάτω κριτήρια.

- Εάν $R < 10 \text{ mm/h}$ και $Z < 38 \text{ dBZ}$: διαστρωματική βροχόπτωση
- Εάν $R > 10 \text{ mm/h}$ και $Z < 38 \text{ dBZ}$: ισχυρή διαστρωματική βροχόπτωση
- Εάν $R > 10 \text{ mm/h}$ και $Z > 38 \text{ dBZ}$: μεταγωγική βροχόπτωση
- Εάν $R < 10 \text{ mm/h}$ και $Z > 38 \text{ dBZ}$: ασθενής μεταγωγική βροχόπτωση

Στην συγκεκριμένη εργασία επιλέχτηκε η τιμή $Z \geq 38 \text{ dBZ}$ ως οριακή για τον χαρακτηρισμό ενός δίλεπτου δείγματος ως χαρακτηριστικό μεταγωγικής βροχόπτωσης. Συνεπώς για καθένα από τα 389 επεισόδια υπολογίστηκε και ένα ποσοστό μεταγωγικότητας.

5.3 Εσωτερική διερεύνηση στα επεισόδια

Είναι προφανές ότι με το κριτήριο του rain interval ίσο με 12 ώρες, υπάρχει η πιθανότητα να ενοποιήθηκαν φάσεις βροχοπτώσεις που δεν έχουν χρονική συνέχεια σε ένα ενιαίο επεισόδιο. Οι φάσεις αυτές μπορεί να απέχουν μέχρι και σχεδόν 12 ώρες. Γι' αυτό το λόγο, πραγματοποιήσαμε διερεύνηση εντός των επεισοδίων και στα διακοπτόμενα επεισόδια επιλέξαμε τα πιο αντιπροσωπευτικά τμήματα από άποψη χρόνου, μέσης έντασης και τελικού ύψους βροχής. Η ανάλυση μας έχει ως σκοπό τον εντοπισμό αυτοτελών μεταγωγικών επεισοδίων με χρονική συνέχεια κάτι το οποίο είναι απαραίτητη προϋπόθεση για την εύρεση της χρονικής κατανομής των επεισοδίων στο επόμενο κεφάλαιο.

Τα αποτελέσματα αναφέρονται παρακάτω.

1) Το επεισόδιο στις 27/9/2006 ξεκίνησε για 20 λεπτά με τελικό ύψος $RA = 0.25 \text{ mm}$, μετά σταμάτησε για 3.5 ώρες, συνέχισε για 20 λεπτά με $RA = 0.25 \text{ mm}$ και μετά σταμάτησε για 10 ώρες. Ξαναξεκίνησε για 20 λεπτά με τελικό ύψος $RA = 5.68 \text{ mm}$. Είναι προφανές ότι θα αγνοήσουμε τα δύο πρώτα τμήματα του επεισοδίου και τώρα το επεισόδιο 27/9/2006 θα αναλυθεί με βάση τα νέα του δεδομένα, δηλαδή $R = 17.04 \text{ mm/h}$, $RA = 5.58 \text{ mm}$ και $T = 20 \text{ min}$

2) Το επεισόδιο στις 15/4/09 ξεκίνησε για 40 λεπτά με $RA = 1.19 \text{ mm}$, μετά σταμάτησε για μιάμιση ώρα και ξαναξεκίνησε για 18 λεπτά όπου το ύψος έφτασε τα $RA = 6.05 \text{ mm}$. Η μέση ένταση του πρώτου τμήματος ήταν $R = 1.79 \text{ mm/h}$ και του άλλου $R = 20.1 \text{ mm/h}$.

Εδώ επειδή η χρονική απόσταση των τμημάτων είναι μικρή, υπολογίστηκε η Z-R σχέση και για τα δύο τμήματα και θα παρουσιαστούν στα συμπεράσματα. Πάντως το δεύτερο τμήμα του επεισοδίου είναι το αντιπροσωπευτικό της μεταγωγικής κατακρήμνισης και με βάση αυτό υπολογίστηκε η Z-R όλων των επεισοδίων.

3) 21/1/2011. Τα πρώτα 46 λεπτά είχαν $RA=0.40$ mm. Μετά από 3 ώρες διάλλειμα, η δεύτερη φάση της βροχής διήρκησε $T=46$ λεπτά και $RA=8.1$ mm, δηλαδή μέση ένταση $R=10.5$ mm/h. Στον πίνακα παρουσιάζεται η δεύτερη πιο αντιπροσωπευτική φάση του γεγονότος.

4) Το επεισόδιο στις 26/5/2011 ξεκίνησε για 18 λεπτά με $RA=0.22$ mm σταματάει για 22 λεπτά, έπειτα συνεχίζει για 26 λεπτά με ύψος $RA=0.28$ mm. Μετά από 4 ώρες παρατηρείται μεταγωγική βροχόπτωση για 24 λεπτά και ύψος $RA=6.11$ mm

5) Το επεισόδιο στις 17/9/2012 σημείωσε στα πρώτα 36 λεπτά ύψος $RA=10.5$ mm. Μετά σταμάτησε, ξεκίνησε μετά από 52 λεπτά και σημείωσε σε 26 λεπτά ολικό ύψος $RA=0.2$ mm. Η πρώτη φάση παρουσιάζεται στον πίνακα.

6) Το επεισόδιο στις 24/1/14 σημείωσε στα πρώτα 16 λεπτά ύψος $RA=0.3$ mm, σταμάτησε για 50 λεπτά και μετά ξεκίνησε όπου σε 82 λεπτά σημείωσε 24.8 mm. Αμελούνται τα πρώτα 16 λεπτά.

Επιπλέον, για να μην αποκλείσουμε κάποια convective φάση σε διαστρωματική βροχόπτωση, πραγματοποιήσαμε εσωτερική διερεύνηση και στα υπόλοιπα 7 επεισόδια του συνολικού δείγματος με μέση ένταση $R \geq 5$ mm/h γιατί ως επεισόδια με μεγάλη ένταση, και με δεδομένη την πιθανότητα της χρονικής ασυνέχειας, μπορεί να περιλαμβάνουν μικρότερης διάρκειας μεταγωγικά τμήματα. Επίσης γνωρίζουμε ότι υπάρχουν μεταγωγικά συμπλέγματα μεσοκλίμακας που σχετίζονται με μεγαλύτερες διάρκειες.

Πράγματι η ανάλυση εμπλουτίστηκε με 4 ακόμα επεισόδια τα οποία είναι:

1) Το 15/1/2013 επεισόδιο ξεκίνησε για 26 λεπτά με αμελητέο ύψος (0.4 mm), διακόπηκε για 10 ώρες και στις 16/1/13 ξεκίνησε για 166 λεπτά με τελικό ύψος $RA=34.15$ mm, $R=12$ mm/h και πολύ υψηλό ποσοστό μεταγωγικότητας της τάξης του 50%.

2) Το ακέραιο επεισόδιο στις 19/5/2007 με διάρκεια 160 λεπτά, $R = 14.68 \text{ mm/h}$ και $R = 5.50 \text{ mm/h}$ και ποσοστό μεταγωγικότητας 25 %. Συμπεριλήφθηκε γιατί είναι πολύ κοντά στο όριο των 2,5 ωρών που είχαμε θέσει ως κριτήριο διάρκειας.

3,4) Το επεισόδιο στις 20/10/2007 με διάρκεια 184 λεπτά, στην ουσία ήταν δύο επεισόδια με χρονική απόσταση 7,5 ωρών που ικανοποιούσαν τα κριτήρια μεταγωγικότητας που είχαμε θέσει. Συγκεκριμένα επρόκειτο για το επεισόδιο στις 20/10/07 12:49 μμ με διάρκεια 70 λεπτά, $RA = 8.82 \text{ mm}$, $R = 7.56 \text{ mm}$, και το επεισόδιο στις 20/10/07 9:31 μμ με διάρκεια 114 λεπτά, $RA = 13.58 \text{ mm}$, $R = 7.40 \text{ mm}$,

5.3.1 Μεταγωγικά επεισόδια

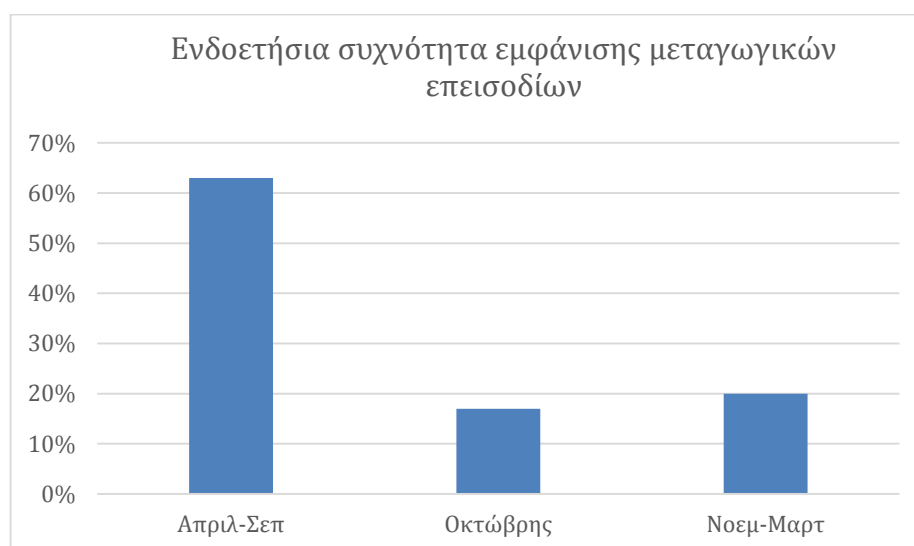
Οπότε τα 24 επεισόδια για τα οποία θα υπολογιστεί η Z-R σχέση είναι τα παρακάτω.

Πίνακας 7.14 Πίνακας επεισοδίων ανάλυσης

α/α	Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	Μέση ένταση (mm/h)	%dbz>=38
1	23/3/06 4:20 μ.μ.	20	3,09	9,18	39
2	28/9/06 1:17 μ.μ.	20	5,68	17,04	50
3	7/10/06 8:10 μ.μ.	122	15,97	7,86	21
4	19/5/07 12:01 π.μ.	160	14,68	5,50	25
5	6/6/07 5:23 μ.μ.	60	5,23	5,23	27
6	12/10/07 6:17 μ.μ.	50	4,90	5,88	20
7	20/10/07 12:49 μ.μ.	70	8,82	7,56	19
8	20/10/07 9:31 μ.μ.	114	13,58	7,40	31
9	22/9/08 2:56 μ.μ.	150	14,20	5,68	28
10	25/9/08 9:06 μ.μ.	78	9,41	7,24	28
11	18/12/08 10:07 π.μ.	146	17,97	7,39	30
12	23/1/09 3:24 π.μ.	58	5,53	5,72	14
13	15/4/09 1:28 μ.μ.	18	6,05	20,10	44
14	20/5/10 11:44 μ.μ.	64	6,70	6,28	28
15	11/9/10 2:26 μ.μ.	142	11,35	5	13
16	22/1/11 3:18 π.μ.	46	8,11	10,50	56
17	26/5/11 5:53 μ.μ.	24	6,11	15,20	58
18	27/5/11 3:21 μ.μ.	56	8,75	9,38	43
19	12/6/11 11:41 π.μ.	150	41,38	16,55	53
20	14/6/11 1:35 μ.μ.	38	4,98	7,86	32
21	17/9/12 4:42 μ.μ.	36	10,48	17,40	61
22	16/1/13 9:28 π.μ.	166	34,15	12	49
23	11/11/13 6:15 μ.μ.	124	26,08	12,62	45
24	24/1/14 9:57 μ.μ.	82	24,80	18,10	27

Κεφάλαιο 6: Ανάλυση αποτελεσμάτων

6.1 Συχνότητα εμφάνισης μεταγωγικών επεισοδίων



Πίνακας 7.15 Ενδοετήσια συχνότητα εμφάνισης μεταγωγικών επεισοδίων

Με βάση τον πίνακα 7.14 παρατηρούμε ότι την ξηρή περίοδο του χρόνου σημειώνεται το 63% των μεταγωγικών επεισοδίων που απομονώσαμε. Ουσιαστικά πρόκειται για 3,5 μήνες χρονικό διάστημα γιατί απουσιάζουν οι μετρήσεις από ολόκληρο τον Αύγουστο, τον Ιούλιο και τον μισό Ιούνιο. Δηλαδή στο 35% του χρόνου του δείγματος πέφτει το 63% των μεταγωγικών επεισοδίων ενώ αν συνυπολογίσουμε και τον Οκτώβρη, μόλις το 20% των επεισοδίων παρατηρείται την ψυχρή περίοδο του έτους, κάτι το οποίο είναι χαρακτηριστικό των βροχοπτώσεων τύπου convective.

6.2 Υπολογισμός σχέσεων Z-R

6.2.1 Σχέση Z-R για τα 24 μεταγωγικά επεισόδια

Οι περισσότερες μελέτες εξαγωγής σχέσεων Z-R συνδέουν τις δύο μεταβλητές με μία εκθετική σχέση της μορφής: $Z = A \cdot R^b$ (8.1)

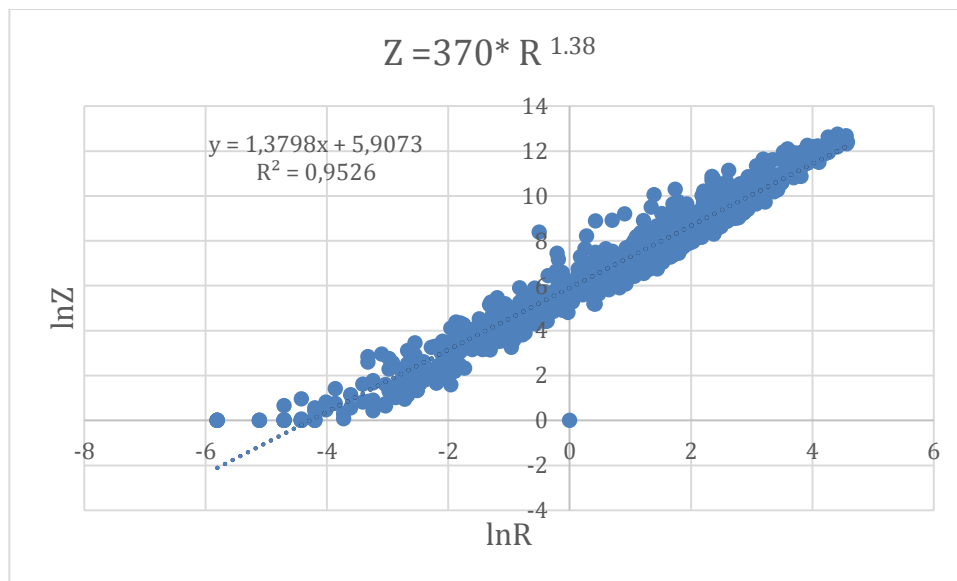
(βλέπε Κεφάλαιο 4.4 σελ 49)

Οι μονάδες της έντασης της βροχόπτωσης, R είναι σε mm/hr ενώ της ανακλαστικότητας Z σε mm^6/m^3 . Η μεγάλη διακύμανση των συντελεστών A και b αντανακλά τους διαφορετικούς τύπους της κατακρήμνισης και τις διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια της. Γι' αυτό το λόγο δεν μπορεί να υπάρξει μία σχέση Z - R που να εφαρμόζεται σε όλες τις περιπτώσεις των γεγονότων.

Λογαριθμώντας τα δύο μέλη της σχέσης 8.2 παίρνουμε: $\ln Z = \ln A + b \cdot \ln R$ (8.2)

Θέτοντας $Y = \ln Z$, $a = \ln A$, $\beta = b$ και $X = \ln R$, η σχέση 8.1 μετατρέπεται σε γραμμική, κι έτσι με γραμμική παλινδρόμηση του $\ln Z$ ως προς το $\ln R$ για κάθε δίλεπτη μέτρηση, υπολογίζουμε τους συντελεστές A , b .

Η σχέση Z - R για τα 24 μεταγωγικά επεισόδια είναι $Z = 370 \cdot R^{1.38}$ και προέκυψε με πολύ υψηλή συσχέτιση $R^2 = 0.95$, όπως φαίνεται και στο παρακάτω διάγραμμα



Διάγραμμα 7.16: Γενική σχέση Z - R για τα 24 μεταγωγικά επεισόδια με γραμμική παλινδρόμηση

Κάποιες ευρέως χρησιμοποιούμενες σχέσεις Z-R που δίνονται στη διεθνή βιβλιογραφία για τα μεσαία γεωγραφικά πλάτη είναι:

$Z=200 \cdot R^{1.6}$ μεγάλη χωρική βροχή (widespread rain), Dutton, 1967

$Z=350 \cdot R^{1.6}$ απότομη καταιγίδα (thunderstorm), Dutton, 1967

$Z=250 \cdot R^{1.5}$ μεγάλη χωρική βροχή (widespread rain) Joss et al., 1970

$Z=500 \cdot R^{1.5}$ απότομη καταιγίδα (thunderstorm), Joss et al., 1970

$Z=230 \cdot R^{1.4}$ κυκλωνικού τύπου σε συνδυασμό με κύτταρα καταιγίδων, Austin, 1987

$Z=400 \cdot R^{1.3}$ μεταγωγικού τύπου επεισόδια, Austin, 1987

$Z=278 \cdot R^{1.48}$ stratiform δείγμα DSD, Ferrara, Carracciolo et al, 2008

$Z=704 \cdot R^{1.29}$ convective δείγμα DSD, Ferrara, Carracciolo et al, 2008 (

Σε σύγκριση με την διεθνή βιβλιογραφία η δική μας σχέση προσεγγίζει με καλή ακρίβεια τις σχέσεις που αφορούν τις μεταγωγικές βροχοπτώσεις.

Γενικώς, μεγάλες τιμές του συντελεστής A είναι χαρακτηριστικά των μεταγωγικών κατακρημνίσεων στη Μεσόγειο. Σε όλες τις βάσεις δεδομένων της Ιταλίας όπου υπολογίστηκαν Z-R σχέσεις για μεταγωγικές και διαστρωματικές βροχοπτώσεις, ο συντελεστής A είναι παντού μεγαλύτερος και είχε τιμές $A > 450$. (Carracciolo et al, (2008). Το ίδιο παρατηρήθηκε και σε αντίστοιχη μελέτη στη Ν. Γαλλία (Hazenberget et al. (2010).

Αντίθετα, στις τροπικές περιοχές ο παράγοντας A είναι μικρότερος στα μεταγωγικού τύπου επεισόδια σε σχέση με τα κυκλωνικού, όπως φαίνεται από τις παρακάτω μελέτες σε Ινδία και Αμαζόνιο.

Διαστρωματική βροχόπτωση : $Z = 167 \cdot R^{1.26}$ Moraes et. al, 2002, Brazil

Μεταγωγική βροχόπτωση : $Z = 65 \cdot R^{1.69}$

Διαστρωματική βροχόπτωση : $Z = 251 \cdot R^{1.48}$ Narayana Rao et. al, 2001, India

Μεταγωγική βροχόπτωση : $Z = 178 \cdot R^{1.51}$

Είναι γεγονός πως οι πιο πολλές μελέτες σχετικά με το DSD και τις εξαγόμενες από αυτό σχέσεις Z-R, αφορούν τις τροπικές περιοχές επειδή εκεί παρόλο που οι stratiform βροχοπτώσεις κυριαρχούν σε διάρκεια, οι convective βροχοπτώσεις συμβάλλουν σε ποσοστό άνω του 50% στο ετήσιο ύψος βροχόπτωσης (B. Geerts, 2002), ενώ είναι εμφανής μια έλλειψη τέτοιων μελετών όσον αφορά την περιοχή της μεσογείου (Caracciolo, 2008)

Δειγματοληπτικά εξετάσαμε δύο επεισόδια από τα δεδομένα του ντισντρόμετρου που προσιδιάζουν σε μεγάλη χωρική βροχόπτωση και συγκεκριμένα:

1) το επεισόδιο στις 21/12/11 9:42 μμ με διάρκεια T=26 ώρες, ύψος RA= 80.14 mm και μέση ένταση R= 3.05 mm/h. Το επεισόδιο έδωσε $Z = 288 \cdot R^{1.43}$.

2) το επεισόδιο στις 11/2/2007 10:51:00 πμ με διάρκεια T=10.4 ώρες, ύψος RA= 42.03 mm και μέση ένταση R= 4.02 mm/h. Το επεισόδιο έδωσε $Z = 270 \cdot R^{1.4}$.

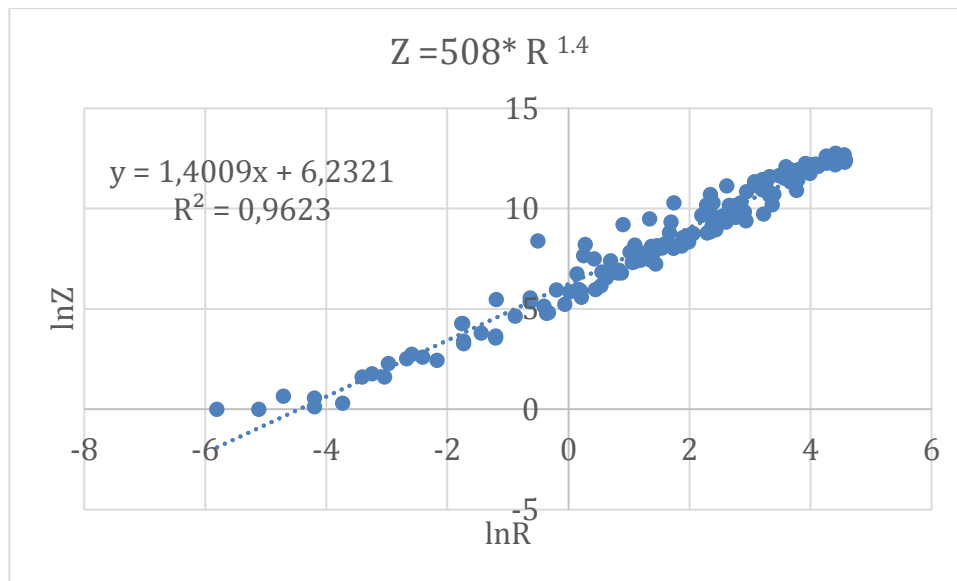
Και τα δύο εμπίπτουν απόλυτα στις διεθνείς σχέσεις για την διαστρωματική βροχόπτωση και η σχέση Z-R τους διαφέρει αισθητά από αυτή των 24 μεταγωγικών επεισοδίων που έχουμε επιλέξει.

Επίσης αξίζει να υπενθυμιστεί ότι κάνουμε ανάλυση σε επίπεδο επεισοδίου και όχι σε επίπεδο ομαδοποιήσεων από μετρήσεις που προέρχονται από διαφορετικές βροχές και έχουν πολύ υψηλά «μεταγωγικά» κριτήρια, όπως για παράδειγμα η μελέτη των Carracciolo et al, 2008 (βλέπε σελ. 110). Σε αυτό οφείλεται η μεγάλη διαφορά με τη σχέση του, Carracciolo που αναγράφεται παραπάνω.

6.2.2 Σχέση Z-R για τα ραγδαίας έντασης επεισόδια

Με κριτήριο μέσης έντασης επεισοδίου $R > 15$ mm/h προκύπτουν 6 επεισόδια τα οποία δίνουν την παρακάτω σχέση Z-R.

$$Z = 508 \cdot R^{1.4}$$



Διάγραμμα 7.17: Σχέση Z-R για τα 6 μεταγωγικά επεισόδια ραγδαίας έντασης

Τα επεισόδια παρουσιάζονται στον επόμενο πίνακα:

α/α	Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	Μέση ένταση (mm/h)	%dbz>= 38	A
1	28/9/06 1:17 μ.μ.	20	5,68	17,04	50	507
2	15/4/09 1:28 μ.μ.	18	6,05	20,10	44	584
3	26/5/11 5:53 μ.μ.	24	6,11	15,20	58	720
4	12/6/11 11:41 π.μ.	150	41,38	16,55	53	432
5	17/9/12 4:42 μ.μ.	36	10,48	17,40	61	380
6	24/1/14 9:57 μ.μ.	82	24,80	18,10	27	567

Πίνακας 7.18 Πίνακας επεισοδίων ραγδαίας έντασης

Παρατηρούμε ότι τα επεισόδια ραγδαίας έντασης έχουν πολύ μεγαλύτερους συντελεστές A και είναι πιο κοντά στις σχέσεις που περιγράφουν την απότομη καταγίδα. Επίσης όλα, εκτός από ένα, πραγματοποιήθηκαν την ξηρή περίοδο του χρόνου και παρουσιάζουν πολύ υψηλές τιμές ανακλαστικότητας, θεμελιώδη χαρακτηριστικά των μεταγωγικών επεισοδίων.

6.2.3 Φυσική σημασία των σχέσεων Z-R.

Οι μεγάλες διαφορές που παρατηρούνται στον συντελεστή A της σχέσης Z-R ανάμεσα σε διαστρωματικές και μεταγωγικές βροχοπτώσεις, οφείλονται στο ότι οι σχέσεις Z-R αντανakλούν την εσωτερική δομή και τις διαφορετικές μικροφυσικές διεργασίες που διέπουν τον κάθε τύπο βροχόπτωσης. Αυτό είναι λογικό εφόσον οι σχέσεις αυτές προκύπτουν από την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων (DSD) που αποτελεί την ταυτότητα του κάθε τύπου βροχόπτωσης, και συγκεκριμένα υπολογίζονται κατευθείαν από την πραγματική κατανομή των σταγόνων στο όργανο χωρίς να χρειαστεί να υποθέσουμε ή να προσαρμόσουμε κάποια θεωρητική κατανομή στο δείγμα (πχ. εκθετική ή γάμμα).

Πιο συγκεκριμένα οι διαφορές στις τιμές του συντελεστή A οφείλονται στις διαφορετικές συνθήκες ανάπτυξης και πολλαπλασιασμού των υδροσταγονιδίων ανάμεσα στους δύο τύπους.

Ο Houghton (1968) έδειξε ότι οι βασικές διαφορές μεταξύ μεταγωγικής και στρωματόμορφης βροχής εξαρτώνται από το μέγεθος της κατακόρυφης κίνησης του αέρα εντός του νέφους, κατά τη διάρκεια της βροχόπτωσης. Συγκεκριμένα, τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης χαρακτηρίζονται από σημαντική ανοδική μεταφορά και ισχυρές κατακόρυφες ταχύτητες. Η μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη αυξάνει την αλληλεπίδραση μεταξύ των σταγόνων (σύγκρουση, διαχωρισμός, συνένωση, προσαύξηση). Τα υδροσταγονίδια ανέρχονται λόγω των έντονων ανοδικών ρευμάτων με αποτέλεσμα να συνενώνονται, να αυξάνουν τη διάμετρο και τη μάζα τους μέχρι το βάρος τους να υπερνικήσει το ανοδικό ρεύμα και να πέσουν ως βροχόπτωση στο έδαφος. Κατ' αυτό τον τρόπο κυριαρχούν οι μεγαλύτερης διαμέτρου σταγόνες.

Αντίθετα, η ανάπτυξη των υδροσταγονιδίων σε ένα στρωματόμορφο σύννεφο είναι μια αργή διαδικασία οπότε γι' αυτό η βροχή συνήθως αποτελείται από μικρής διαμέτρου σταγόνες.

Επίσης, η αποτελεσματική ανακλαστικότητα του ραντάρ που συμβολίζεται ως (Z), εισάγεται ως το άθροισμα της έκτης δύναμης της διαμέτρου των σφαιρικών σταγονιδίων ανά μονάδα όγκου (Atlas et.al., 1964). Έτσι, τα μικρά υδροσταγονίδια, παρόλο που σχηματίζουν μεγαλύτερους πληθυσμούς στα νέφη από τα αντίστοιχα με

μεγαλύτερη διάμετρο, εμφανίζουν μικρότερη ανακλαστικότητα ακόμα και αν προσφέρουν την ίδια ποσότητα βροχής. Συνεπώς, η ίδια ένταση βροχής μπορεί να προκληθεί από πολλά υδροσταγονίδια μικρής διαμέτρου, δίνοντας μικρές τιμές ανακλαστικότητας Z , είτε από λιγότερα υδροσταγονίδια μεγαλύτερης διαμέτρου, δίνοντας μεγαλύτερες τιμές ανακλαστικότητας. Γι' αυτό το λόγο, επειδή τα μεταγωγικά επεισόδια χαρακτηρίζονται από σταγόνες μεγαλύτερης διαμέτρου και άρα υψηλότερες τιμές ανακλαστικότητας, ο συντελεστής A πρέπει να είναι μεγαλύτερος ώστε η σχέση Z - R να δίνει τη σωστή εκτίμηση της έντασης βροχόπτωσης R στο έδαφος.

Όσον αφορά στην διακύμανση των τιμών του εκθέτη b , λόγω της έντονης διαδικασίας αλληλεπίδρασης των σταγόνων στα μεταγωγικά επεισόδια, ο χρόνος που απαιτείται για να επιτευχθεί κατάσταση ισορροπίας είναι μικρότερος. Ως εκ τούτου, το παρατηρούμενο φάσμα του DSD έχει, κατά πάσα πιθανότητα, μικρότερη διακύμανση όσον αφορά το εύρος των διαμέτρων και αντίστοιχα ο εκθέτης b κυμαίνεται σε μικρότερο εύρος και είναι πιο πιθανό να βρίσκεται κοντά στην τιμή 1 (Hazenberget al.,2010).

Αντίθετα, όσον αφορά τα κυκλωνικά γεγονότα, υπάρχουν μεγαλύτερες αβεβαιότητες όσον αφορά τις διαμέτρους του φάσματος. Κατά τη φάση δημιουργίας διαστρωματικής βροχόπτωσης, τα υδροσταγονίδια προέρχονται από παγοκρυστάλλους ή από νιφάδες χιονιού που αναπτύσσονται σε ένα μεγάλο σταθερό, επίμηκες στρώμα νεφών και στη συνέχεια παρασύρονται σε κατώτερα επίπεδα, λιώνουν και φτάνουν στην επιφάνεια του εδάφους ως υδροσταγονίδια. Επειδή τα ανοδικά ρεύματα είναι ασήμαντα οι σταγόνες αλληλεπιδρούν πολύ λιγότερο μεταξύ τους και μόνο μετά την ισόθερμή των 0 C . Συνεπώς η κατανομή των διαμέτρων στο έδαφος εξαρτάται από :

- 1)το ύψος στο οποίο παρατηρείται η λαμπρή ζώνη
- 2)τις διαμέτρους των υδρομετεώρων πάνω από την φωτεινή ζώνη
- 2)τη συγκέντρωση των υδρομετεώρων πάνω από την φωτεινή ζώνη
- 3)αν τα υδρομετέωρα είναι νιφάδες χιονιού ή παγοκρύσταλλοι

Γενικά, όσο ψηλότερα σχηματίζονται οι παγοκρύσταλλοι τόσο μεγαλύτερα θα γίνουν τα υδροσταγονίδια κατά την πτώση τους. Επίσης, μια μεγάλη συγκέντρωση νιφάδων χιονιού έχει ως αποτέλεσμα μεγαλύτερες διαμέτρους υδροσταγονιδίων στο έδαφος και

ισχυρότερη λαμπρή ζώνη μετά το λιώσιμο. Με άλλα λόγια, η διαστρωματική βροχόπτωση μπορεί να περιέχει ένα ευρύτερο φάσμα διαμέτρων συνεπώς ο εκθέτης β κυμαίνεται σε ένα μεγαλύτερο φάσμα τιμών.

6.2.4 Διακύμανση σε επίπεδο επεισοδίου

Όπως αναφέραμε και παραπάνω, οι σχέσεις Z-R έχουν εξαιρετική αβεβαιότητα επειδή αντανακλούν τις πολύπλοκες μικροφυσικές διεργασίες της κατακρήμνισης. Έτσι, αφ' ενός κάθε επεισόδιο έχει τη δική του σχέση Z-R, αφ' ετέρου όπως φαίνεται και στους επόμενους πίνακες, παρουσιάζεται μεγάλη διακύμανση στον παράγοντα A.

α/α	Ημερομηνία και ώρα	A	β	R^2
1	23/3/06 4:20 μ.μ.	227	1.53	0.99
2	28/9/06 1:17 μ.μ.	507	1.3	0.97
3	7/10/06 8:10 μ.μ.	247	1.37	0.97
4	19/5/07 12:01 π.μ.	290	1.36	0.97
5	6/6/07 5:23 μ.μ.	454	1.42	0.95
6	12/10/07 6:17 μ.μ.	330	1.32	0.88
7	20/10/07 12:49 μ.μ.	464	1.39	0.97
8	20/10/07 9:31 μ.μ.	311	1.34	0.96
9	22/9/08 2:56 μ.μ.	262	1.57	0.90
10	25/9/08 9:06 μ.μ.	230	1.35	0.98
11	18/12/08 10:07 π.μ.	330	1.37	0.99
12	23/1/09 3:24 π.μ.	376	1.26	0.97
13	15/4/09 1:28 μ.μ.	584	1.37	0.97
14	20/5/10 11:44 μ.μ.	270	1.43	0.89
15	11/9/10 2:26 μ.μ.	416	1.25	0.97
16	22/1/11 3:18 π.μ.	317	1.42	0.99
17	26/5/11 5:53 μ.μ.	720	1	0.99
18	27/5/11 3:21 μ.μ.	468	1.35	0.97
19	12/6/11 11:41 π.μ.	432	1.47	0.96
20	14/6/11 1:35 μ.μ.	244	1.44	0.95
21	17/9/12 4:42 μ.μ.	380	1.41	0.96
22	16/1/13 9:28 π.μ.	287	1.56	0.91
23	11/11/13 6:15 μ.μ.	437	1.36	0.95
24	24/1/14 9:57 μ.μ.	567	1.35	0.99

Πίνακας 7.19 Οι συντελεστές A και b για κάθε επεισόδιο

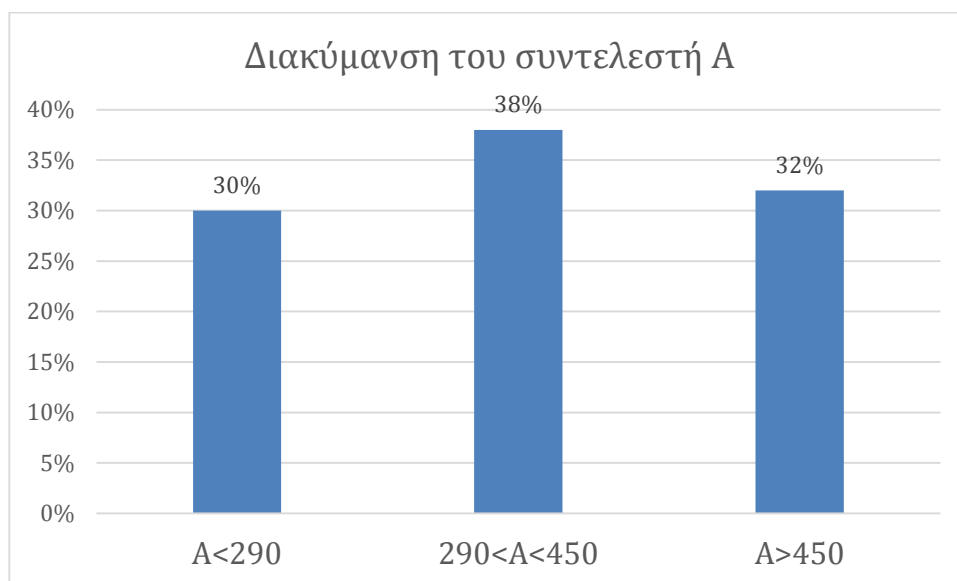
Πίνακας 7.20 Αναλυτικότερος πίνακας για τα 24 επεισόδια

α/α	Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	Μέση ένταση (mm/h)	%dbz>=38	A
1	23/3/06 4:20 μ.μ.	20	3,09	9,18	39	227
2	28/9/06 1:17 μ.μ.	20	5,68	17,04	50	507
3	7/10/06 8:10 μ.μ.	122	15,97	7,86	21	247
4	19/5/07 12:01 π.μ.	160	14,68	5,50	25	290
5	6/6/07 5:23 μ.μ.	60	5,23	5,23	27	454
6	12/10/07 6:17 μ.μ.	50	4,90	5,88	20	330
7	20/10/07 12:49 μ.μ.	70	8,82	7,56	19	464
8	20/10/07 9:31 μ.μ.	114	13,58	7,40	31	311
9	22/9/08 2:56 μ.μ.	150	14,20	5,68	28	262
10	25/9/08 9:06 μ.μ.	78	9,41	7,24	28	230
11	18/12/08 10:07 π.μ.	146	17,97	7,39	30	330
12	23/1/09 3:24 π.μ.	58	5,53	5,72	14	376
13	15/4/09 1:28 μ.μ.	18	6,05	20,10	44	584
14	20/5/10 11:44 μ.μ.	64	6,70	6,28	28	270
15	11/9/10 2:26 μ.μ.	142	11,35	5	13	416
16	22/1/11 3:18 π.μ.	46	8,11	10,50	56	317
17	26/5/11 5:53 μ.μ.	24	6,11	15,20	58	720
18	27/5/11 3:21 μ.μ.	56	8,75	9,38	43	468
19	12/6/11 11:41 π.μ.	150	41,38	16,55	53	432
20	14/6/11 1:35 μ.μ.	38	4,98	7,86	32	244
21	17/9/12 4:42 μ.μ.	36	10,48	17,40	61	380
22	16/1/13 9:28 π.μ.	166	34,15	12	49	287
23	11/11/13 6:15 μ.μ.	124	26,08	12,62	45	437
24	24/1/14 9:57 μ.μ.	82	24,80	18,10	27	567

Παρατηρούμε ότι όσα επεισόδια έχουν χαμηλό A έχουν και υψηλότερο b, το οποίο είναι χαρακτηριστικό της διαστρωματικής βροχόπτωσης.

Επίσης παρατηρούμε ότι για επεισόδια ίδιας διάρκειας, όσο μεγαλύτερο είναι το ποσοστό μεταγωγικότητας (%dbz>=38), τόσο μεγαλύτερο είναι το συνολικό ύψος σύμφωνα με το διάγραμμα 7.13 σελ.

Παρόλο που η γενική σχέση για τα 24 επεισόδια, $Z = 370 \cdot R^{1.38}$, προσεγγίζει τη βιβλιογραφία παρατηρούμε σημαντική διακύμανση στον συντελεστή A.



Διάγραμμα 7.21 Διακύμανση του συντελεστή A για τα 24 μεταγωγικά επεισόδια

Η αβεβαιότητα οφείλεται στο γεγονός πως κάθε δίλεπτη μέτρηση έχει την δική της κατανομή μεγέθους των υδροσταγονιδίων, το δικό του ζευγάρι Z-R, οπότε θεωρητικά όσες είναι οι δίλεπτες μετρήσεις τόσες είναι και οι διαφορετικές σχέσεις Z-R. Έτσι είναι πιθανότερο για τα μικρά μεταγωγικά επεισόδια να έχουν μεγαλύτερη ομοιογένεια σταγόνων, άρα μικρότερη εσωτερική διακύμανση στο Z-R. Επίσης τα επεισόδια μικρής διάρκειας και ραγδαίας έντασης είναι πολύ πιο πιθανό να αποτελούνται αμιγώς από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης κάτι που υποδηλώνεται από τις μεγαλύτερες τιμές και τη μικρότερη διακύμανση στον συντελεστή A. Αντίθετα, σε μεγαλύτερα επεισόδια μπορούν να συνυπάρχουν και οι δύο τύποι κατακρήμνισης.

6.2.5 Διακύμανση εντός του επεισοδίου

Ακριβώς η ίδια μεταβλητότητα παρατηρείται και εντός του επεισοδίου. Το χαρακτηριστικότερο μεταγωγικό επεισόδιο της μελέτης ήταν το επεισόδιο που ξεκίνησε στις 12/6/11 11:41 πμ, είχε διάρκεια 150 λεπτά , τελικό ύψος $RA= 41.38$, μέση ένταση $R = 16.55$ mm/h και ποσοστό ανακλαστικότητας 53%

Στο επεισόδιο αυτό αναφέρθηκαν προβλήματα κυκλοφοριακής φύσης, διακοπές ηλεκτρικού ρεύματος και αρκετές κλήσεις στην πυροσβεστική για απάντληση υδάτων. Από τον έλεγχο των σταθμών στο μετεωρέτ, προέκυψε ότι ήταν εξαιρετικά τοπική καταιγίδα. Συνεπώς έχει αξία να μελετήσουμε τη σχέση Z-R τέτοιων επεισοδίων που συνδέονται με μεγαλύτερη πιθανότητα πρόκλησης πλημμυρών.

Η σχέση Z-R του επεισοδίου ήταν $Z = 432 \cdot R^{1.47}$.

Αν εξετάσουμε τη χρονική διακύμανση του επεισοδίου θα δούμε ότι το Z-R αλλάζει αισθητά όπως φαίνεται στον επόμενο πίνακα.

χρόνος	A	b
1 ^ο τέταρτο	450	1,5
2 ^ο τέταρτο	570	1,42
3 ^ο τέταρτο	310	1,5
4 ^ο τέταρτο	200	1,7

Πίνακας 7.22 Διακύμανση σχέσης Z-R εντός του επεισοδίου

6.3 Σύνοψη και μελλοντική έρευνα

Η ολική σχέση Z-R που εκτιμήθηκε για τα 24 επεισόδια προσεγγίζει τις διεθνείς σχέσεις Z-R για τη μεταγωγική βροχόπτωση στη Μεσόγειο και γενικότερα στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη (23°-66° B ή N). Αυτό σημαίνει ότι **ο εντοπισμός, διαχωρισμός και απομόνωση των convective επεισοδίων** μόνο από τις μετρήσεις ενός ντισντρόμετρου όχι μόνο είναι εφικτός αλλά δίνει και πολύ καλά αποτελέσματα. Αυτό είναι εξαιρετικά σημαντικό, αν αναλογιστούμε τις εναλλακτικές μεθόδους εξαγωγής σχέσεων Z-R που περιλαμβάνουν μετρήσεις του Z από μετεωρολογικά ραντάρ και μετρήσεις του R από ένα πυκνό δίκτυο βροχομέτρων, με όλη την επίπονη εργασία, το κόστος και τα εγγενή σφάλματα και αβεβαιότητες που έχει η μέθοδος αυτή. Επίσης είναι εξαιρετικά σημαντικό γιατί ανοίγει ένα τεράστιο εύρος δυνατοτήτων για το ντισντρόμετρο. Η μελέτη της κατανομής των υδροσταγονιδίων μπορεί να προσφέρει σε πολλά επιστημονικά πεδία τόσο σε υδρολογικό επίπεδο (για παράδειγμα μελέτη της κινητικής ενέργειας των υδροσταγονιδίων σε σχέση με τη διάβρωση του εδάφους) όσο και σε ευρύτερα μετεωρολογικά ζητήματα (για παράδειγμα η εξασθένιση ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα).

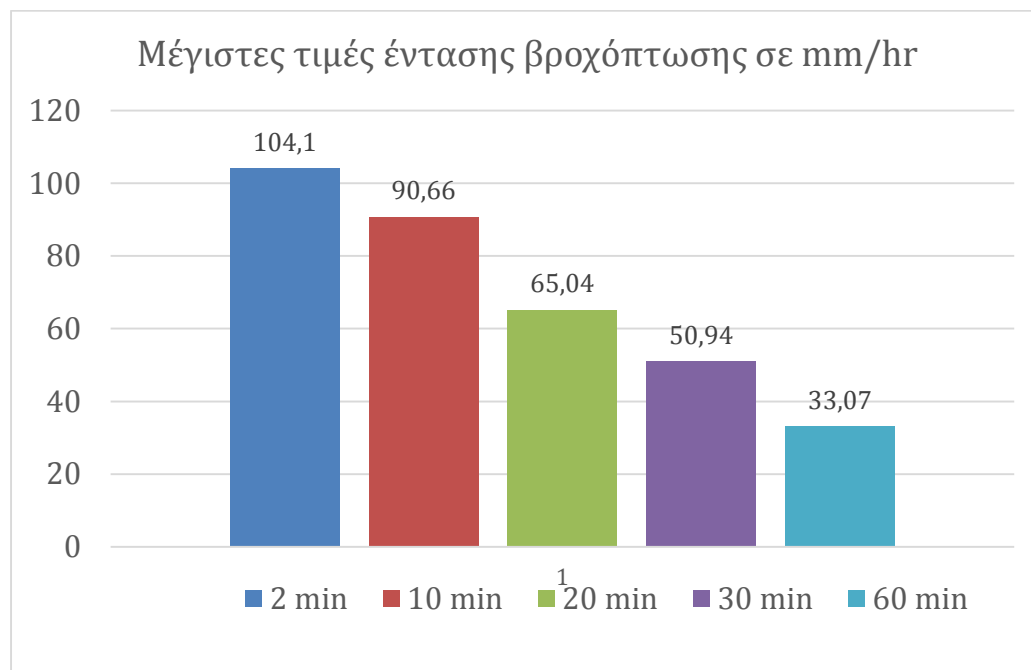
Επιπλέον, είναι η πρώτη φορά που αναλύονται σχέσεις Z-R για την περιοχή της Αττικής και για έναν συγκεκριμένο τύπο κατακρήμνισης και μάλιστα χωρίς καμιά υπόθεση εργασίας, και μόνο από πραγματικά δεδομένα. Βρισκόμαστε ακόμα σε πρωταρχικό στάδιο και είναι προφανές ότι απαιτείται πολύ έρευνα μέχρι οι σχέσεις να αξιοποιηθούν επιχειρησιακά από ένα δίκτυο ραντάρ και βροχομέτρων. Θα χρειαστούν νέες μετρήσεις και ιδιαίτερα από καλοκαιρινά επεισόδια τα οποία απουσίαζαν από το δείγμα. Μελλοντικές μελέτες θα μπορούσαν να συνδυάσουν περισσότερα μετεωρολογικά δεδομένα σε συνδυασμό με επίγειες μετρήσεις για την αναλυτικότερη διάκριση ανάμεσα στη βροχόπτωση μεταγωγικής και διαστρωματικής προέλευσης.

Ανεξάρτητα από την κατάσταση στην Αττική , οι σχέσεις Z-R διέπονται από μεγάλη εγγενή αβεβαιότητα. Επομένως, δεν υπάρχει μια μονοσήμαντα ορισμένη σχέση ανάμεσα στην ανακλαστικότητα του ραντάρ και το ρυθμό βροχόπτωσης και η εκάστοτε λαμβανόμενη σχέση εξαρτάται από την κατανομή του μεγέθους του σωματιδίου. Ακριβώς επειδή αυτή η κατανομή μεταβάλλεται εντός του επεισοδίου, μία μόνο σχέση Z-R δεν μπορεί να είναι έγκυρη σε υψηλότερες τιμές της έντασης και γι' αυτό το λόγο θα ήταν χρήσιμη μια ανάλυση σε επίπεδο χρονοσειρών που να εισάγει και πιθανολογικές σχέσεις συνδεόμενες με την αβεβαιότητα.

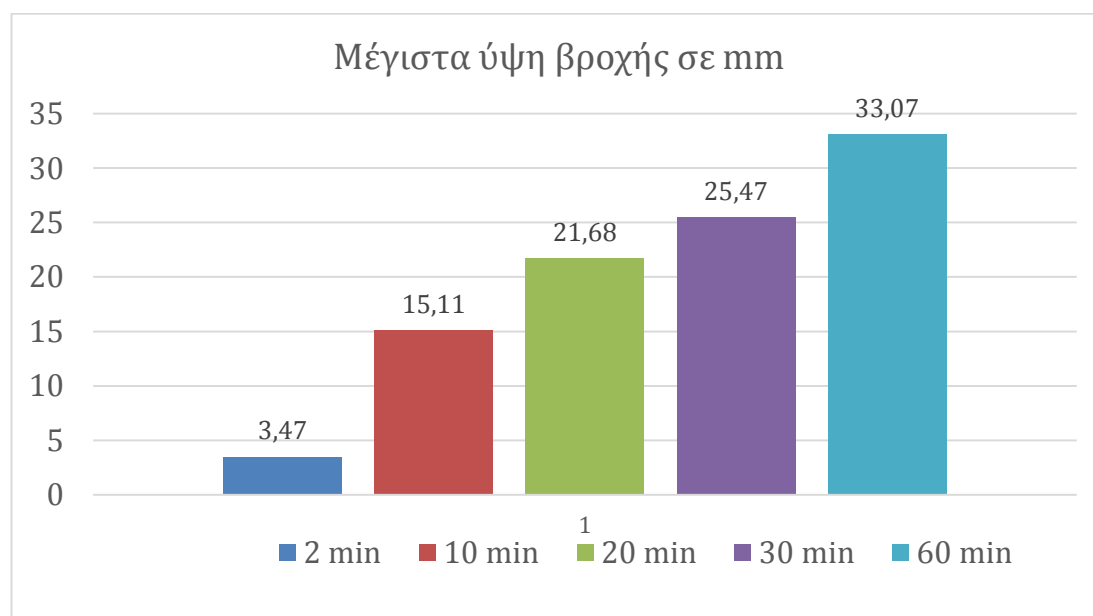
Θα πρέπει δηλαδή στη μελλοντική έρευνα στον καθορισμό της σχέσης Z-R να υπεισέλθει και η αβεβαιότητα, ένας στοχαστικός όρος ώστε η σχέση να μετατραπεί από ντετερμινιστική σε πιθανολογική.

Κεφάλαιο 7: Στατιστικά στοιχεία μέγιστων εντάσεων και τελικών υψών

Από το σύνολο των 44953 μετρήσεων με βήμα 2 λεπτών του disdrometer, υπολογίστηκαν τα παρακάτω στατιστικά στοιχεία.



Πίνακας 7.1 Μέγιστες τιμές έντασης βροχόπτωσης σε mm/hr για διάφορες διάρκειες



Πίνακας 7.21 Μέγιστα ύψη βροχόπτωσης σε mm για διάφορες διάρκειες βροχής

Κεφάλαιο 8: Χρονική κατανομή βροχοπτώσεων

8.1 Γενικά- Πλαίσιο ανάπτυξης κι εφαρμογής

Πέρα από την ποσοτική εκτίμηση των βροχοπτώσεων, η χωρική και χρονική κατανομή τους έχει γίνει διαχρονικό αντικείμενο λεπτομερειακής έρευνας από πολλούς μελετητές. Η ανάπτυξη των μοντέλων αστικής υδρολογίας στα τέλη της δεκαετίας του 60' και στις αρχές της δεκαετίας του 70', γέννησε καινούριες απαιτήσεις στους μετεωρολόγους και υδραυλικούς μηχανικούς καθώς τα πλημμυρικά φαινόμενα εντάθηκαν λόγω της έντονης αστικοποίησης. Τα μοντέλα αυτά ζητούσαν ακριβή προσδιορισμό της χρονικής εξάπλωσης της βροχόπτωσης κατά τη διάρκεια έντονων καταιγίδων. Μιας και η ανάγκη αυτή δεν ήταν έντονη νωρίτερα, τα διαθέσιμα δεδομένα και η επιστημονική έρευνα στον τομέα αυτό δεν ήταν αναπτυγμένη (Huff, 1968). Κάποιες λίγες μελέτες που είχαν πραγματοποιηθεί από την υπηρεσία U.S. Army Corps of Engineers (1952) και τους Tholin and Keifer (1960) δεν ήταν επαρκείς. Η πρώτη εμπειριστατωμένη έρευνα έγινε από τον Huff το 1967, ο οποίος στηριζόμενος σε 12 χρόνια μετρήσεων από ένα πυκνό δίκτυο βροχομέτρων στο κεντρικό Ιλλινόις, παρουσίασε ένα ολοκληρωμένο σετ καμπύλων χρονικής κατανομής ισχυρών καταιγίδων.

Όπως τονίστηκε και από τον ίδιο τον Huff τα χρονικά προφίλ των καταιγίδων διαφοροποιούνται ανάμεσα σε περιοχές που έχουν διαφορετικό κλιματικό καθεστώς. Γι' αυτό το λόγο τα δεδομένα για την κατάρτιση των καμπυλών χρονικής κατανομής πρέπει να προέρχονται μόνο από την ίδια περιοχή μελέτης.

Βασιζόμενο στη μεθοδολογία του Huff, η υπηρεσία Soil Conservation Service (1972) δημοσίευσε μέσα χρονικά προφίλ βροχοπτώσεων για τις ανάγκες σχεδιασμού υδραυλικών έργων στο Texas, ενώ οι Bonta and Rao (1987) ανέπτυξαν περαιτέρω εφαρμογές των καμπυλών του Huff αναφορικά με ζητήματα σχεδιασμού τεχνικών έργων.

Με το πέρασμα του χρόνου γινόταν όλο και πιο φανερό ότι λιγότερο ακριβείς καμπύλες χρονικών κατανομών επηρεάζουν σημαντικά τους υπολογισμούς της απορροής σε μοντέλα σχεδιασμού για αστικές ή μικρές μη αστικές λεκάνες απορροής. Για παράδειγμα οι Ward et al. (1980) συνέκριναν αποτελέσματα για διαφορετικές

καμπύλες χρονικής κατανομής σε λεκάνη της πολιτείας Kentucky των ΗΠΑ και διαπίστωσαν ότι η μέγιστη διακύμανση στην παροχή αιχμής έφτανε στο 30%.

Συνεπώς, τα χρονικά προφίλ των καταιγίδων είναι απαραίτητα στον σχεδιασμό των υδραυλικών έργων. Για ένα σύστημα αποχέτευσης επιλέγονται συνήθως καταιγίδες σχεδιασμού πρώτου ή τετάρτου τετάρτου ενώ για καταιγίδα σχεδιασμού υπερχειλιστή η κατανομή που συνήθως χρησιμοποιείται για μεγιστοποίηση αιχμών ιδιαίτερα στη Β.και Δ. Ελλάδα είναι η 2ου τετάρτου κατανομή στο επίπεδο εμπιστοσύνης 50%. (Μιμίκου, 2006).

Για τους παραπάνω λόγους είναι κρίσιμη η κατάρτιση καμπύλων χρονικής κατανομής όσο το δυνατόν μεγαλύτερης ακρίβειας με διεξοδική και ολοκληρωμένη ανάλυση όλων των δεδομένων μιας περιοχής με τη χρήση μετεωρολογικών και στατιστικών εργαλείων και εφαρμογών. Αυτό βέβαια απαιτεί ένα καλά οργανωμένο και πλήρες δίκτυο μετρήσεων ώστε να είναι πλήρεις οι χρονοσειρές των υδρολογικών μεγεθών κάτι που σε πολλές χώρες, όπως και στην Ελλάδα δυστυχώς δεν έχει επιτευχθεί ακόμα.

8.2 Μεθοδολογία-τύπος καμπυλών

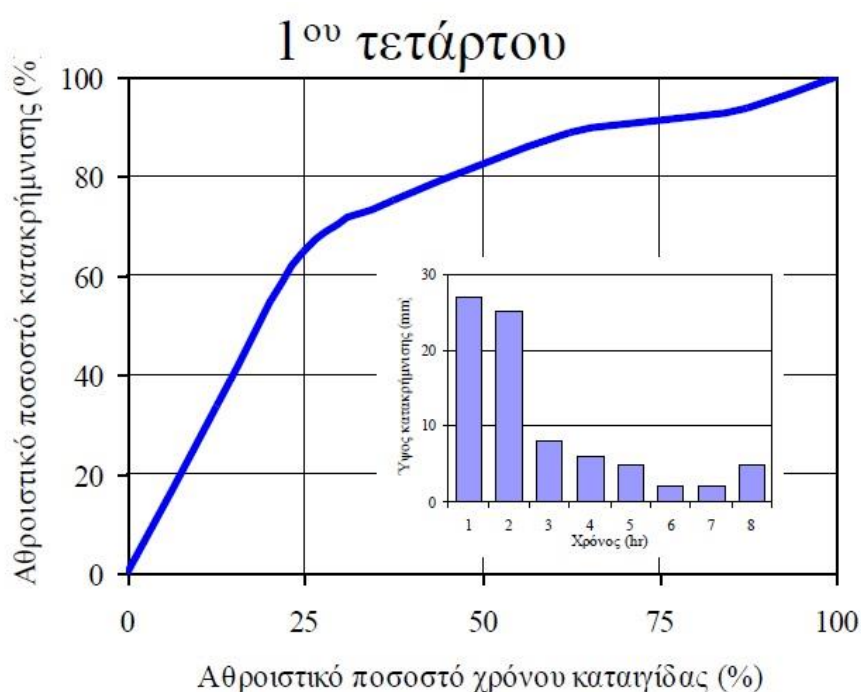
Σε δοσμένες συνθήκες, είναι πάρα πολύ πιθανό φαινόμενα της ίδιας κλίμακας να έχουν παρόμοιες κατανομές όταν αδιαστατοποιούνται ως προς τη διάρκεια και το μέγεθός τους. Αυτή η ομοιότητα στις σημειακές βροχοπτώσεις μπορεί να ποσοτικοποιηθεί με την κατάρτιση ποσοστιαίων αθροιστικών καμπυλών βροχοπτώσεων. Στις καμπύλες αυτές εμφανίζεται το αθροιστικό ύψος βροχής ως τεταγμένη, με τετμημένη το χρόνο από την αρχή της βροχής. Τα αθροιστικά ύψη εμφανίζονται σαν ποσοστά του συνολικού ύψους της βροχής και ο χρόνος σαν ποσοστό της συνολικής της διάρκειας.

Οι χρονικές κατανομές ταξινομούνται σε 4 είδη:

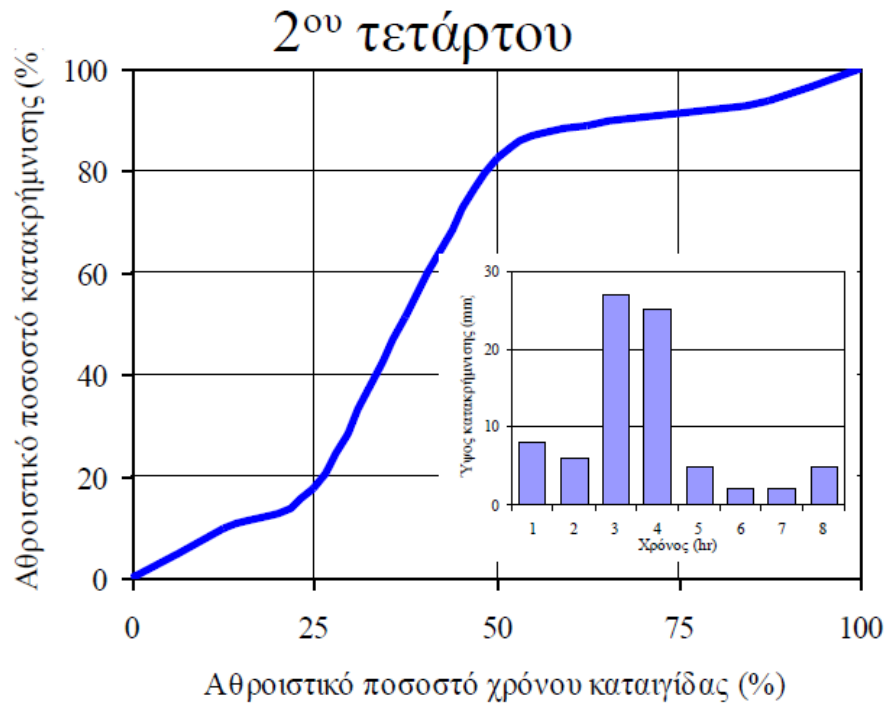
- Βροχές πρώτου τετάρτου (first quartile) όπου το μεγαλύτερο ποσοστό της βροχής έπεσε μέσα στο πρώτο 25% της διάρκειας της
- Βροχές δευτέρου τετάρτου (second quartile) με την αιχμή στο μέσο περίπου της διάρκειας της
- Βροχές τρίτου τετάρτου (third quartile) με την αιχμή να βρίσκεται ανάμεσα στο 50% και το 75% της διάρκειας της
- Βροχές τελευταίου τετάρτου (fourth quartile) όπου το μεγαλύτερο ποσοστό της βροχής έπεσε μέσα στο τελευταίο 25% της διάρκειας της

Μετεωρολογικές διεργασίες και χρονική κατανομή

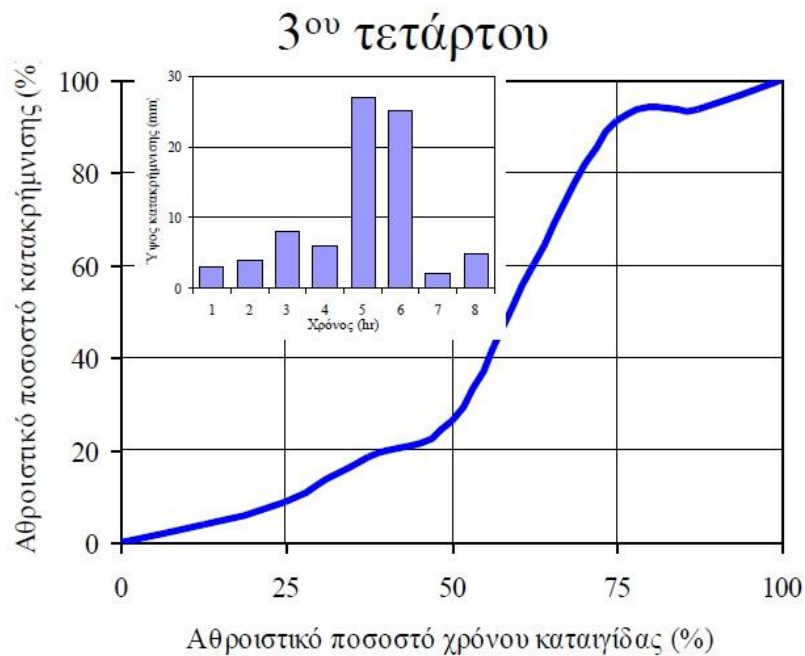
Από πολλές μελέτες έχει παρατηρηθεί ότι οι θερμικές μεταγωγικές καταιγίδες χαρακτηρίζονται από υψηλές αρχικές εντάσεις οι οποίες στη συνέχεια εξασθενούν. Επίσης καταιγίδες που προέρχονται από μετωπική ψύξη και διαρκούν περισσότερο θα εμφανίσουν τις αιχμές τους στο δεύτερο ή τρίτο τέταρτο της διάρκειάς τους. Αντίθετα βροχοπτώσεις οριζόντιας ανάπτυξης μεγάλης έκτασης και διάρκειας ή γεγονότα που προέρχονται από στάσιμα μέτωπα παρουσιάζουν πιο ομοιόμορφη χρονική κατανομή (Occhipinti, 1989). Στα επόμενα σχήματα εμφανίζονται οι καμπύλες του Huff για την κατανομή κάθε τετάρτου.



Διάγραμμα 8.1 Χρονική κατανομή πρώτου τετάρτου (Διαφάνειες μαθήματος πλημμύρες και αντιπλημμυρικά έργα)

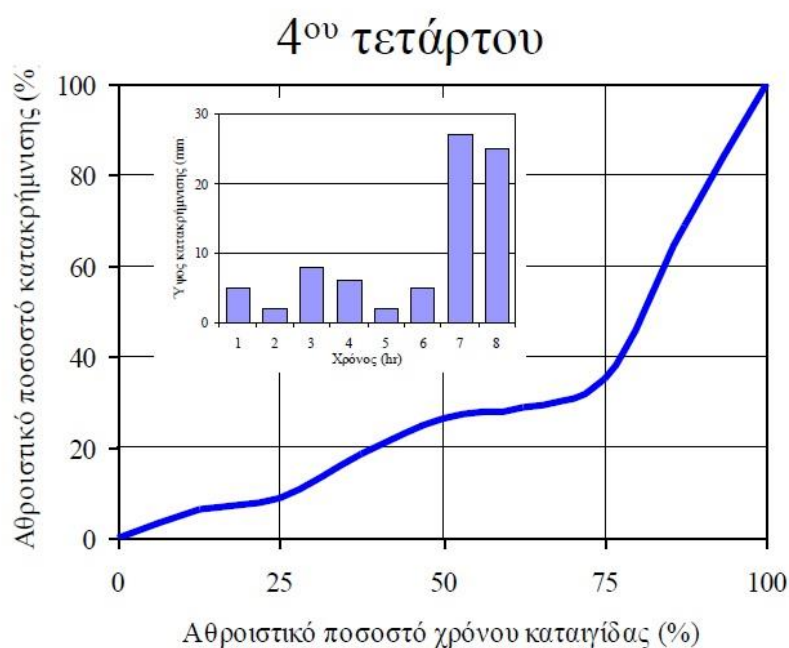


Διάγραμμα 8.2 Χρονική κατανομή δευτέρου τετάρτου (Διαφάνειες μαθήματος πλημμύρες και αντιπλημμυρικά έργα)



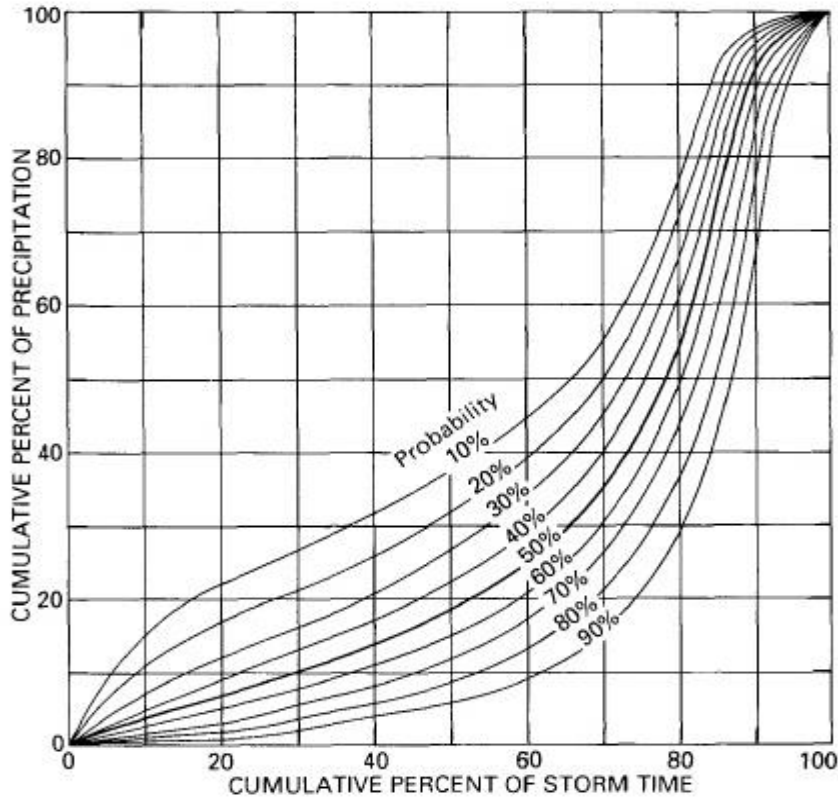
Διάγραμμα 8.3 Χρονική κατανομή τρίτου τετάρτου (Διαφάνειες μαθήματος πλημμύρες και αντιπλημμυρικά έργα)

Οι συγκεκριμένες τέσσερις καμπύλες αφορούν μόνο ένα επεισόδιο η καθεμία και δεν έχουν προκύψει από στατιστική επεξεργασία μεγάλου πλήθους επεισοδίων ώστε να απεικονίζουν επίπεδα εμπιστοσύνης. Ακριβώς λόγω του μικρού μας δείγματος παρόμοιο πίνακα με τα αθροιστικά ποσοστά καταρτίσαμε κι εμείς για τα επεισόδια μελέτης.



Διάγραμμα 8.4 Χρονική κατανομή τετάρτου τετάρτου (Διαφάνειες μαθήματος πλημμύρες και αντιπλημμυρικά έργα)

Αντίθετα, η παρακάτω καμπύλη είναι καμπύλη 2ου τετάρτου, με τη διαφορά ότι απεικονίζει και τα επίπεδα εμπιστοσύνης όπως αυτά προέκυψαν από την στατιστική επεξεργασία μεγάλου αριθμού καταγίδων (Huff, 1967).



Διάγραμμα 8.5 Χρονική κατανομή 2^{ου} τετάρτου (Huff, 1990)

8.3 Ανάλυση αποτελεσμάτων

Με βάση τα παραπάνω, ταξινομήθηκαν τα 24 υπό μελέτη επεισόδια επαγωγικού τύπου και τα ποσοστά τους φαίνονται παρακάτω.

1 ^{ου} τετάρτου		2 ^{ου} τετάρτου		3 ^{ου} τετάρτου		4 ^{ου} τετάρτου		Σύνολο
συχνότητα	11	συχνότητα	6	συχνότητα	6	συχνότητα	1	24
ποσοστό	46%	ποσοστό	25%	ποσοστό	25%	ποσοστό	4%	100%

Πίνακας 8.6 Κατανομή επεισοδίων ανάλογα με το χρονικό προφίλ

Αναλυτικά τα χρονικά προφίλ των 24 επεισοδίων παρουσιάζονται στον επόμενο πίνακα:

α/α	Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	Μέση ένταση (mm/h)	%dbz>=38	A	Χρονικό προφίλ
1	23/3/06 4:20 μ.μ.	20	3,09	9,18	39	227	1
2	28/9/06 1:17 μ.μ.	20	5,68	17,04	50	507	1
3	7/10/06 8:10 μ.μ.	122	15,97	7,86	21	247	1
4	19/5/07 12:01 π.μ.	160	14,68	5,50	25	290	1
5	6/6/07 5:23 μ.μ.	60	5,23	5,23	27	454	2
6	12/10/07 6:17 μ.μ.	50	4,90	5,88	20	330	2
7	20/10/07 12:49 μ.μ.	70	8,82	7,56	19	464	3
8	20/10/07 9:31 μ.μ.	114	13,58	7,40	31	311	2
9	22/9/08 2:56 μ.μ.	150	14,20	5,68	28	262	1
10	25/9/08 9:06 μ.μ.	78	9,41	7,24	28	230	2
11	18/12/08 10:07 π.μ.	146	17,97	7,39	30	330	1
12	23/1/09 3:24 π.μ.	58	5,53	5,72	14	376	3
13	15/4/09 1:28 μ.μ.	18	6,05	20,10	44	584	1
14	20/5/10 11:44 μ.μ.	64	6,70	6,28	28	270	3
15	11/9/10 2:26 μ.μ.	142	11,35	5	13	416	2
16	22/1/11 3:18 π.μ.	46	8,11	10,50	56	317	1
17	26/5/11 5:53 μ.μ.	24	6,11	15,20	58	720	1
18	27/5/11 3:21 μ.μ.	56	8,75	9,38	43	468	3
19	12/6/11 11:41 π.μ.	150	41,38	16,55	53	432	3
20	14/6/11 1:35 μ.μ.	38	4,98	7,86	32	244	2
21	17/9/12 4:42 μ.μ.	36	10,48	17,40	61	380	1
22	16/1/13 9:28 π.μ.	166	34,15	12	49	287	1
23	11/11/13 6:15 μ.μ.	124	26,08	12,62	45	437	3
24	24/1/14 9:57 μ.μ.	82	24,80	18,10	27	567	4

Πίνακας 8.7 Αναλυτική περιγραφή των 24 επεισοδίων

Το αποτέλεσμα μας ταιριάζει με την μελέτη του Huff για τις 269 καταιγίδες του Ιλλινόις, όπου για σημειακές μετρήσεις, οι καταιγίδες πρώτου τετάρτου υπερτερούσαν σε ποσοστό 37%, ακολουθούσαν οι δευτέρου τετάρτου με ποσοστό 27.1%, στη συνέχεια οι τρίτου τετάρτου με 22.3% και τέλος οι τετάρτου με 22.3% (Huff, 1990). Ανάλογο αποτέλεσμα παίρνουμε και από τις 132 καταιγίδες που εξετάστηκαν στο Σάντα Καταρίνα της Βραζιλίας, όπου οι κυρίαρχες καταιγίδες ήταν πρώτου τετάρτου με 42.4%, μετά οι δευτέρου με 31.1% , οι τρίτου με 18.9% και οι τετάρτου με 7.6%.

Κάτι εξίσου σημαντικό είναι ότι, από τις καταιγίδες με διάρκεια μικρότερη από 6 ώρες, το 69% ήταν πρώτου τετάρτου. Αυτό, σε συνδυασμό με όλα τα παραπάνω, οφείλεται λόγω του ότι στα νοτιότερα σημεία της Βραζιλίας το καλοκαίρι κυριαρχούν οι επαγωγικού τύπου βροχοπτώσεις (convective) που χαρακτηρίζονται από μικρή διάρκεια και μεγάλη ένταση. Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού τα έντονα επεισόδια έχουν κατανομή πρώτου τετάρτου. Αντίθετα τις υπόλοιπες εποχές οι κατανομές είναι πιο ομοιόμορφες, ένα χαρακτηριστικό μοτίβο των μεγάλης διάρκειας κυκλωνικών επεισοδίων. (A. J. Back et al, 2011)

Αυτό έρχεται σε συμφωνία με την παρατήρηση του Wiesner's (1970), ότι οι χρονικές κατανομές εξαρτώνται από τον τύπο της βροχής και την διάρκεια της. Καταιγίδες με διάρκεια μέχρι μία ώρα παρουσιάζουν αιχμή στην αρχή του επεισοδίου, ενώ καταιγίδες με διάρκεια 6, 12, 18 και 24 ώρες, μια μέση σχέση ανεξάρτητη της διάρκειας με την αιχμή να παρουσιάζεται στο τρίτο τέταρτο.

Όπως αποδεικνύεται και στην περίπτωση μας, οι μικρής διάρκειας και μεγάλης έντασης βροχοπτώσεις τείνουν να εμφανίζουν το μέγιστο ποσοστό βροχόπτωσης στο πρώτο μισό της διάρκειας τους και συγκεκριμένα στο πρώτο τέταρτο. Αυτό είναι ακόμα στοιχείο το οποίο συνηγορεί στην σωστή επιλογή και απομόνωση των συγκεκριμένων 24 επεισοδίων ως βροχοπτώσεις που προήλθαν από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (convective).

Τέλος οι Zahed Filho and Marcellini (1995) ισχυρίστηκαν ότι παρόλο που πολλές δημοσιεύσεις παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση στη χρονική κατανομή βροχοπτώσεων με ίδια διάρκεια, κάτι το οποίο ισχύει και σε μας (βλέπε πίνακες 8.6 και 8.7), καταιγίδες μικρότερες των 30 λεπτών θα έχουν υετογράφημα με μεγάλες εντάσεις στο ξεκίνημα του γεγονότος. Στην περίπτωση μας επαληθεύεται απόλυτα εφόσον 5/5 επεισόδια μέχρι 36 λεπτά διάρκεια έχουν κατανομή πρώτου τετάρτου. Ως εκ τούτου προκύπτει, ότι όσο πιο μικρή είναι η διάρκεια της καταιγίδας, τόσο πιθανότερο είναι να παρουσιάζει αιχμή στο πρώτο τέταρτο.

Παρόλο που το δείγμα μας δεν είναι τόσο μεγάλο ώστε να εξαχθούν στατιστικά πορίσματα, βλέπουμε ότι υπάρχει μεταβλητότητα στα επεισόδια κοντά στην μία ώρα και δύο ωρών. κάτι το οποίο δεν ισχύει για επεισόδια μισής ώρας.

Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	μέση ένταση (mm/h)	ποσοστό % dbz >=38	A	Χρονικό προφίλ
6/6/07 5:23 μμ	60	5.23	5.23	27	454	2
20/5/10 11:44 μμ	64	6.70	6.28	28	267	3
12/10/07 6:17 μμ	50	4.90	5.88	20	330	2
22/1/11 3:18 πμ	46	8.11	10.50	56	214	1
23/1/09 3:24 πμ	58	5.53	5.72	14	368	3

Πίνακας 8.8 Μεταβλητότητα στο χρονικό προφίλ για επεισόδια κοντά στην μία ώρα

Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	μέση ένταση (mm/h)	ποσοστό % dbz >=38	A	Χρονικό προφίλ
20/10/07 9:31 μμ	114	13.58	7.40	31	311	2
18/12/08 10:07 πμ	146	17.97	7.39	30	330	1
11/11/13 6:15 μμ	124	26.08	12.62	45	434	3
11/9/10 2:26 μμ	142	11.35	4.79	13	416	2
18/12/08 10:07 πμ	146	17.97	7.39	30	330	1

Πίνακας 8.9 Μεταβλητότητα στο χρονικό προφίλ για επεισόδια κοντά στις δύο ώρες

Απόλυτη ταύτιση χρονικού προφίλ για επεισόδια μέχρι 36 λεπτά

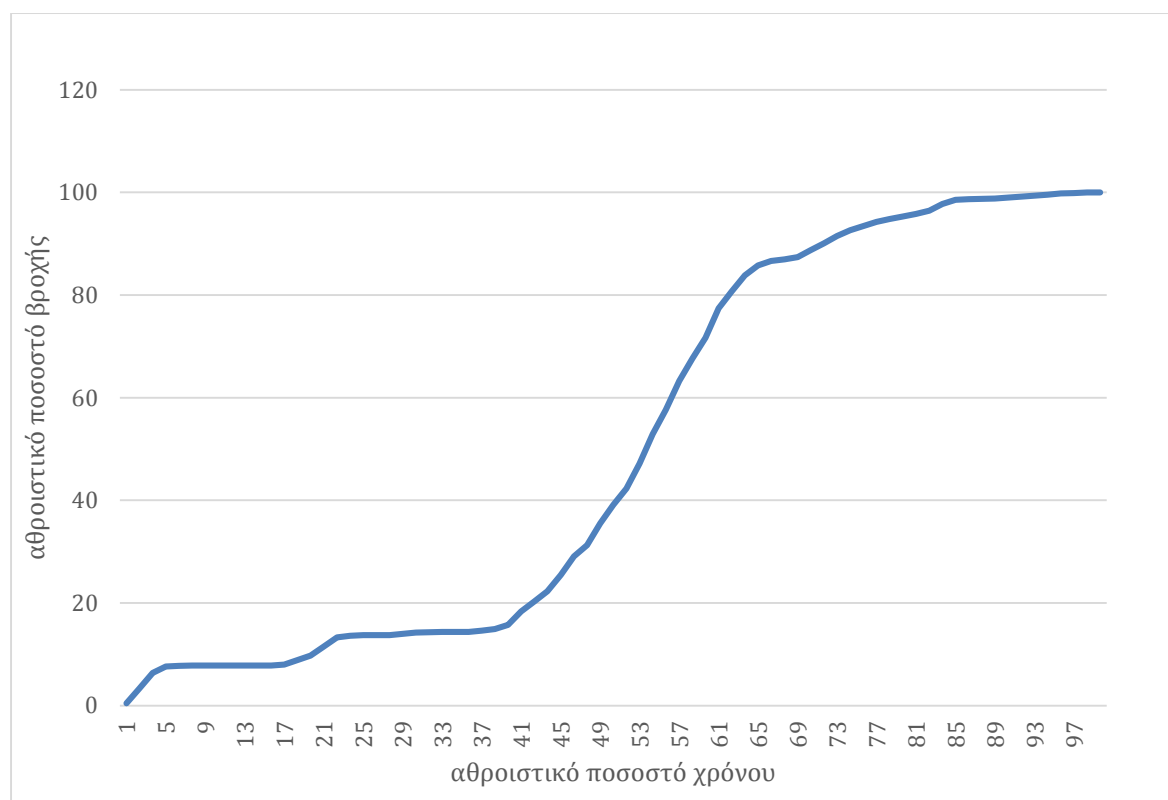
Ημερομηνία και ώρα	Διάρκεια επεισοδίου (min)	Ύψος βροχής (mm)	μέση ένταση (mm/h)	ποσοστό % dbz >=38	A	Χρονικό προφίλ
23/3/06 4:20 μμ	20	3.09	9.18	39	227	1
28/9/06 1:17 μμ	20	5.68	17.04	50	507	1
15/4/09 1:28 μμ	18	6.05	20.10	44	584	1
26/5/11 5:53 μμ	24	6.11	15.20	58	720	1
17/9/12 4:42 μμ	36	10.48	17.40	61	380	1

Πίνακας 8.10 Μεταβλητότητα στο χρονικό προφίλ για επεισόδια μέχρι 36 λεπτά

Χρονική κατανομή και απορροή

Παρόλο που οι βροχές τρίτου τετάρτου είναι λιγότερο συχνές μπορεί να οδηγήσουν σε μεγαλύτερο όγκο απορροής. Σύμφωνα με το DNIT (2005) οι αιχμές της απορροής είναι μεγαλύτερες όταν το μεγαλύτερο ποσοστό της βροχής πραγματοποιείται στο δεύτερο μισό της διάρκειας της, λόγω του ότι η αρχική βροχή η οποία είναι λιγότερο έντονη, έχει μειώσει τον ρυθμό κατείσδυσης του νερού στο έδαφος οδηγώντας έτσι σε μία υψηλότερη απορροή κατά τις επόμενες ισχυρότερες φάσεις του επεισοδίου. Οι Carvalho et al. (2009) έδειξαν ότι βροχές 1ου, 2ου και 3-4ου τετάρτου ευθύνονταν για το 35.1, 6.6 and 58.3% των εδαφικών απωλειών λόγω διάβρωσης αντίστοιχα.

Ένα τέτοιο δυνητικά επικίνδυνο επεισόδιο ήταν το 12/6/2011 που όπως είδαμε και στα προηγούμενα κεφάλαια αποτελεί το πιο ισχυρό επαγωγικό επεισόδιο της μελέτης μας και φέρει χρονικό προφίλ τρίτου τετάρτου όπως φαίνεται στο επόμενο διάγραμμα.



Διάγραμμα 8.11 Χρονικό προφίλ επεισοδίου 12/6/2011

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Βίγκλας, Π., 2007 . Εισαγωγή στη Μετεωρολογία. Μια εκπαιδευτική προσέγγιση. Μέρος Α' Βασικές Έννοιες. Κέντρο περιβαλλοντικής Εκπαίδευσης Μακρυνίτσας, ΥΠΕΠΘ.

Ζαμπάκας, Ι., 1981. Γενική Κλιματολογία. Εκδ. Αθηνά Α.Ε.

Μακρογιάννης, Τ. Ι., Χ.Σ. Σαχσαμάνογλου, 2004. Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας. Εκδόσεις Χάρις.

Μαμάσης Ν. και Μιμίκου Μ., 2006. Σημειώσεις του μαθήματος «Πλημμύρες και αντιπλημμυρικά έργα», του μεταπτυχιακού προγράμματος Επιστήμη και τεχνολογία υδατικών πόρων.

Μιμίκου Μ., 2006. Τεχνολογία Υδατικών Πόρων.

Μπαλτάς Ε., 1996. Εκτίμηση και πρόγνωση καταιγίδων και πλημμυρών με χρήση μετεωρολογικού ραντάρ. Διατριβή για διδακτορικό δίπλωμα, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών.

Παπαθανασίου Χρυσούλα, 2007. Συγκριτική ανάλυση δύο καταιγίδων βάσει δεδομένων μετεωρολογικού ραντάρ και δικτύου βροχογράφων στην περιοχή της Αττικής

Πνευματικός, Γ., 2003. Μετεωρολογία. Εργαστήριο Μετεωρολογίας, Τμήμα Φυσικής, Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων. Γιάννενα, 2003.

Τσοτσώνης Γιώργος, 1998. Μέτρηση βροχόπτωσης και εκτίμηση υδρομετεωρολογικών παραμέτρων με χρήση του οργάνου Disdrometer RD-69.

Φόρης, Δ., 2006. Εννοιολογικό Μοντέλο των Χαλαζοκαταιγίδων στην Περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας. Διδακτορική Διατριβή. Εθνικό Αρχείο Διδακτορικών Διατριβών. Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Σχολή Θετικών Επιστημών, ΑΠΘ. Θεσσαλονίκη 2006.

Álvaro José Back, 2009. Time distribution of heavy rainfall events in Urussanga, Santa Catarina State, Brazil.

Anagnostou N. E., C. Kummerow, 1996, Stratiform and Convective Classification of Rainfall Using SSM/I 85-GHz Brightness Temperature Observations. *J. Atm. Oc. Techn.*, 14, 570-575.

J. Back^{1,2} J. L. R Oliveira² and A. Henn² , 2011. Time distribution of heavy rainfalls in Florianópolis-SC, Brazil .

Bonta, J. V., and A. R. Rao., 1987. Factors Affecting Development of Huff Curves. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 30(6), 1689-1693

Browning, K. A., 1977, The structure and mechanisms of hailstorms, *Meteor. Monogr.*, 38, 1-43.

Browning, K. A., F. H. Ludlam, 1962, Airflow in convective storms. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 88, 117-135.

CARVALHO, D. F.; CRUZ, E. S.; PINTO, M. F.; SILVA, L. D. B.; GUERRA, J. G. M. 2009. Características de chuva e perdas por erosão sob diferentes práticas de manejo do solo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 13, n. 1, p. 3-9,.

Chilson, 2008. *Weather Radar Applications*.

Cloud dynamics. Houze R.A. Jr. 1993. *Academic Press*, 573 pp.

Distromet LTD, 1997. *Disdrometer RD-69* , Instruction manual.

Distromet LTD, 1997. *Analysar ADA-90*, Instruction manual.

Foote, G. B., 1985, Aspects of cumulonimbus classification relevant to the hail problem. *J. Rech. Atmos.*, 19, 61-74.

Jeffrey D. Fournier, 1999. Reflectivity-rainfall rate relationships in operational meteorology.

Pieter Hazenberg , Nan Yu b, Brice Boudevillain, Guy Delrieu , Remko Uijlenhoet, 2010. Scaling of raindrop size distributions and classification of radar reflectivity–rain rate relations in intense Mediterranean precipitation.

Huff, F. A., 1967.. Time Distribution of Rainfall in Heavy Storms. *Water Resources Research*, 3, 1007-1019.

Huff, F. A., 1986. Urban Hydrology Review (Robert E. Horton Lecture, Sixth Conference on Hydrometeorology, American Meteorological Society). Bulletin of the American Meteorological Society, 67(6), 703-712.

Huff, F. A., 1990. Time Distributions of Heavy Rainstorms in Illinois, Department of energy and natural resources..

Gamache, J. F. and A. R. Houze, 1982. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line, Monthly Weather Review, Vol. 110, 118-135.

B. Geerts, 2002 . Convective and stratiform rainfall in the tropics.

Robert A. Houze Jr., 1997. Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox, Z-R relationships for a weather radar in the eastern coast of Northeastern Brazil , Maria Moraes, Ricardo Tenorio, Luis Carlo Molion , 2002.

Joss-Waldvogel A., (1977), Comments on “Some observations of the Joss-Waldvogel Rainfall disdrometer”. Journal of Applied Meteorology vol.16, 112-113.

D. Kambezidis, I. K. Larissi, P. T. Nastos, and A. G. Paliatsos , 2010. Spatial variability and trends of the rain intensity over Greece H.

Korologou M., Flocas H., and Michalopoulou H, 2014. Developing an Index for Heavy Convective Rainfall Forecasting over a Mediterranean coastal area.

L. S. Kumar¹, Y. H. Lee¹, J. X. Yeo¹, and J. T. Ong², 2011. Tropical rain classification and estimation of rain from Z-R (Reflectivity-rain rate) relationships.

H. Leijnse, and R. Uijlenhoet, 2010. The effect of reported high-velocity small raindrops on inferred drop size distributions and derived power laws.

Rafael C.G. Martins, Luiz A.T. Machado , Alexandre A. Costa , 2008. Characterization of the microphysics of precipitation over Amazon region using radar and disdrometer data .

T. Narayana Rao, D. Narayana Rao, and K. Mohan, 2001. Classification of tropical precipitating systems and associated Z-R relationships.

Suzana Ramli and Wardah Tahir 2011. Radar Hydrology: New Z/R Relationships for Quantitative Precipitation Estimation in Klang River Basin, Malaysia.

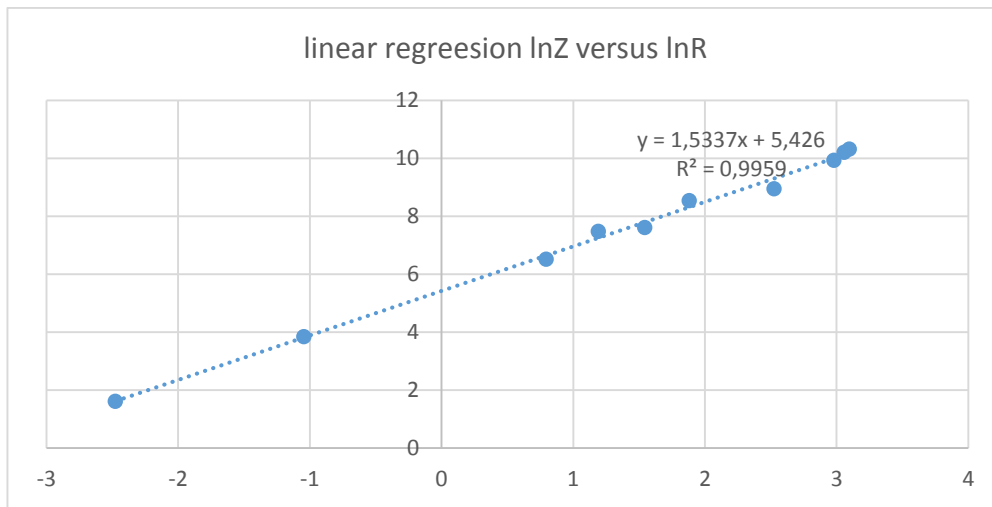
Soil Conservation Service. 1972. Hydrology. SCS National Engineering Handbook, U.S. Department of Agriculture, Washington, DC, 110 p.

Steiner, M., J.A., Smith, 1998: Convective versus stratiform rainfall: an ice-microphysical and kinematic conceptual model. *Atmos. Res.*, 47-48, 317-326.

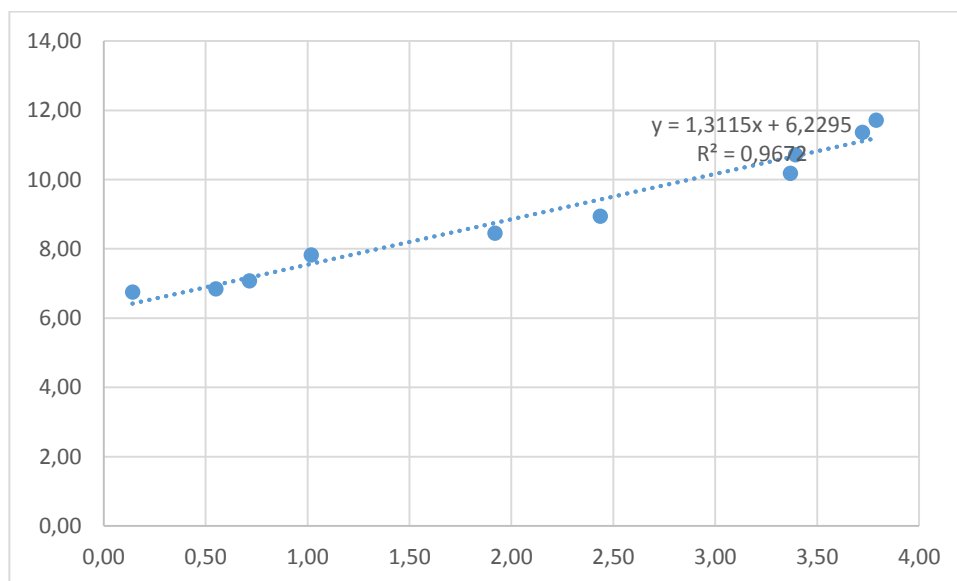
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1 – ΕΞΑΓΩΓΗ ΣΧΕΣΗΣ Z - R ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟ ΜΕΛΕΤΗΣ

Κάθε διάγραμμα απεικονίζει γραμμική παλινδρόμηση $\ln Z$ σε $\ln R$

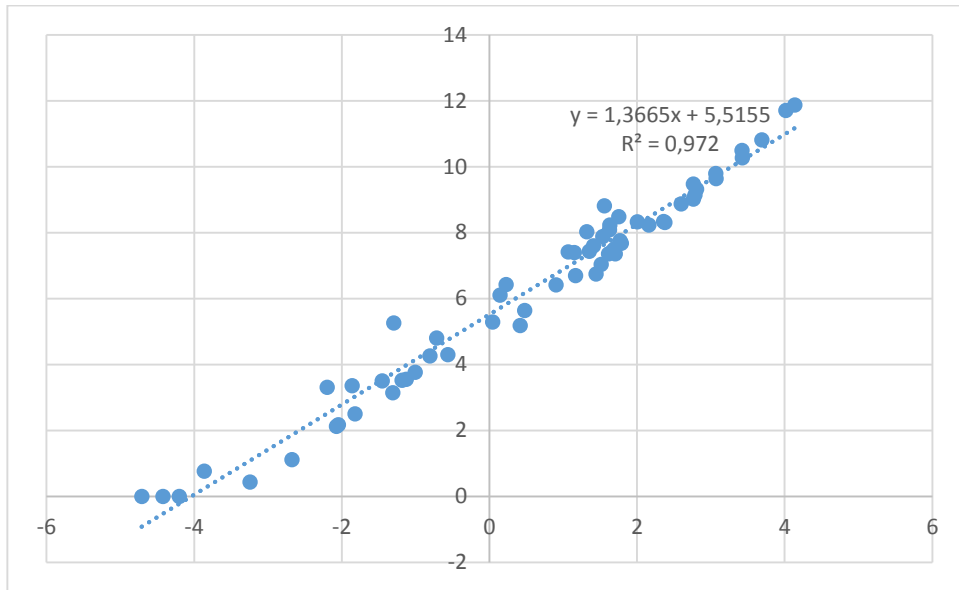
1) 23/3/06 4:20 μμ



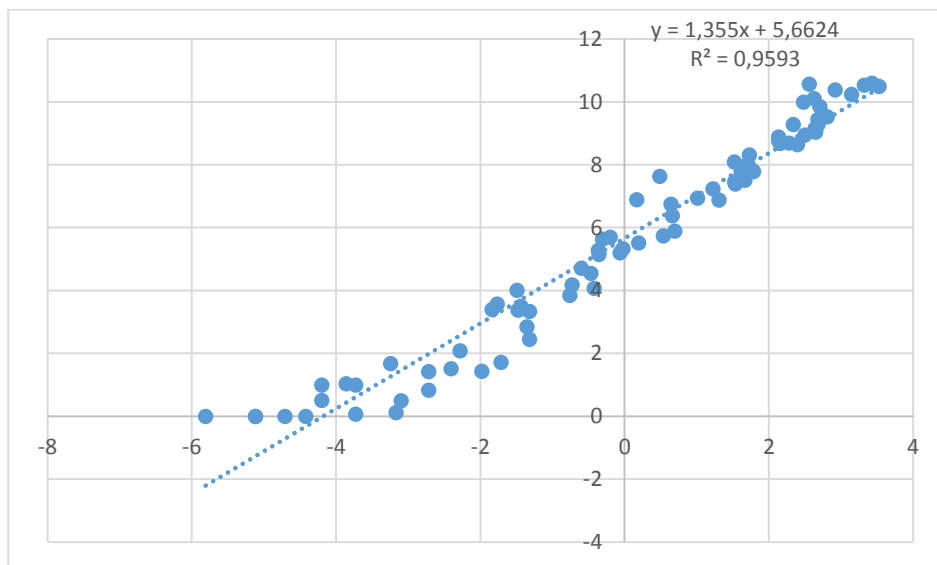
2) 28/9/06 1:17 μ.μ



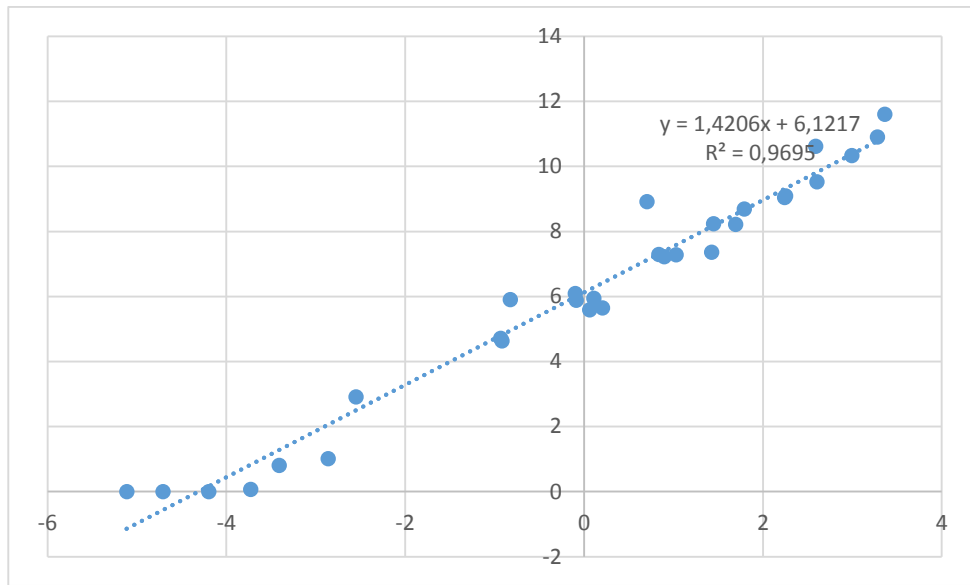
3) 7/10/06 8:10 μμ



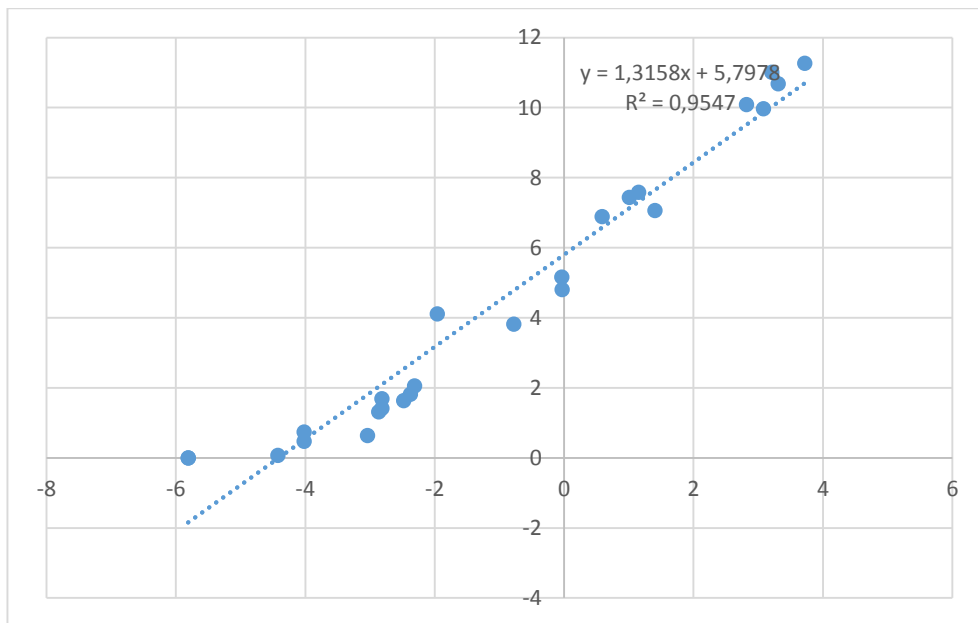
4) 19/5/07 12:01 π.μ



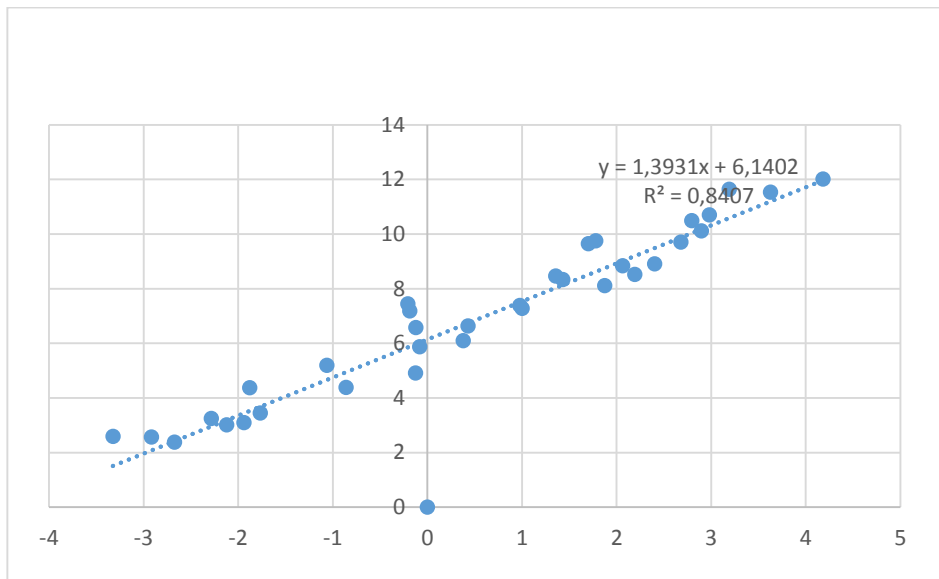
5) 6/6/07 5:23 μμ



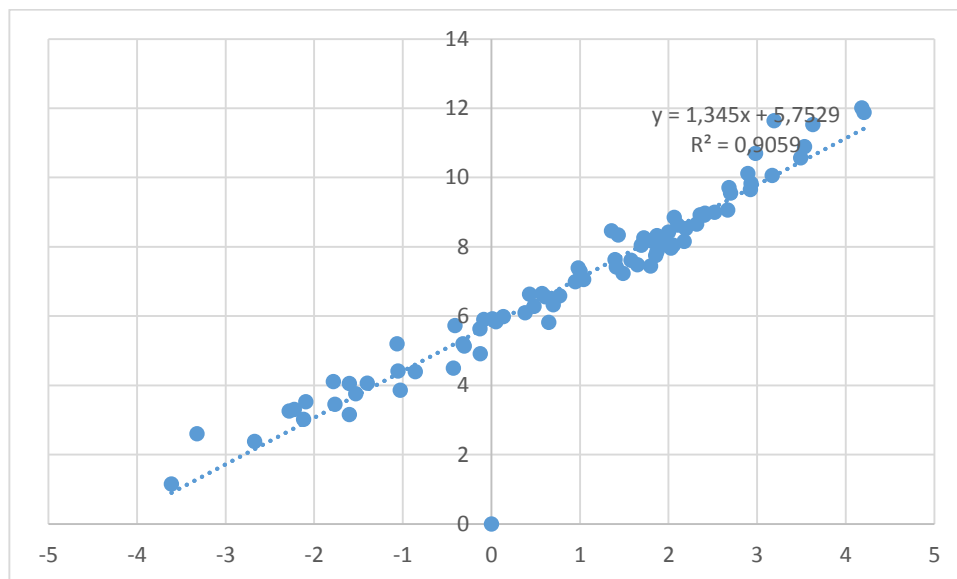
6) 12/10/07 6:17 μμ



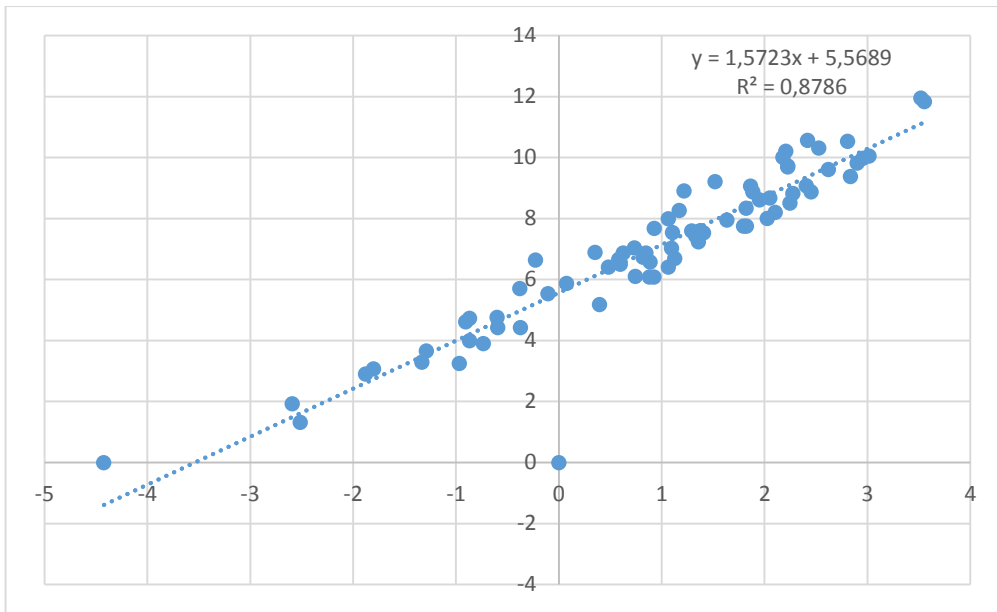
7) 20/10/07 12:49 μ.μ.



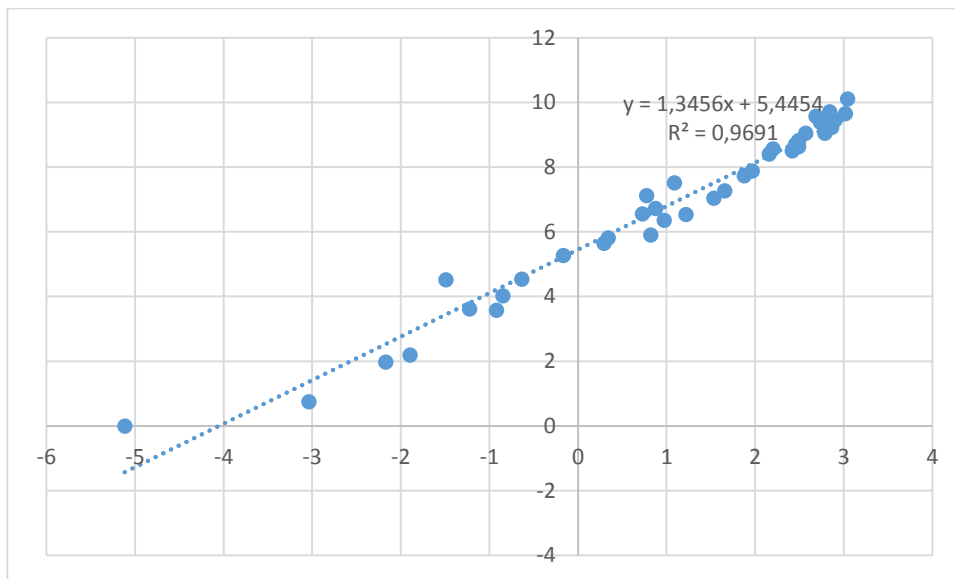
8) 20/10/07 9:31 μ.μ.



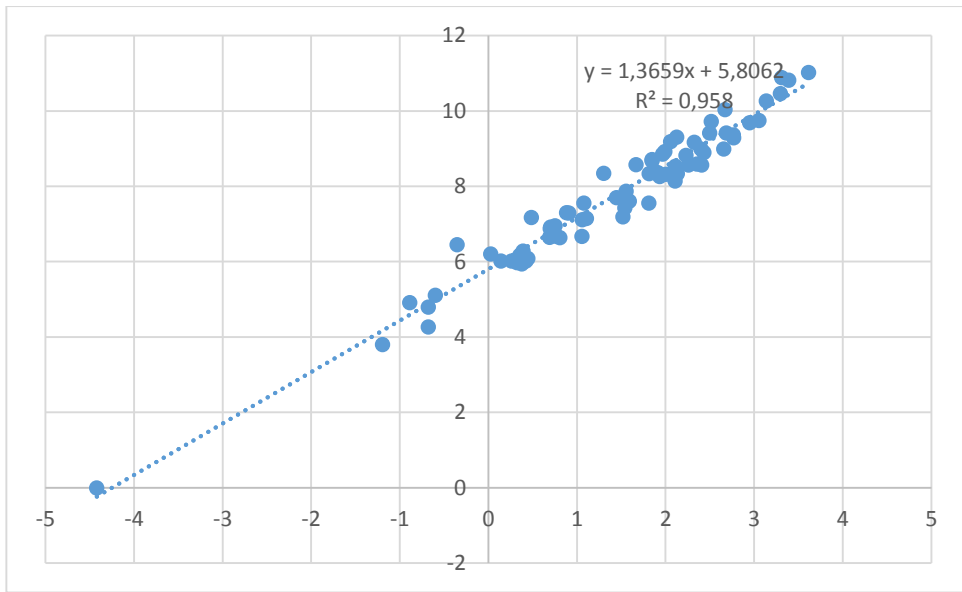
9) 22/9/08 2:56 μμ



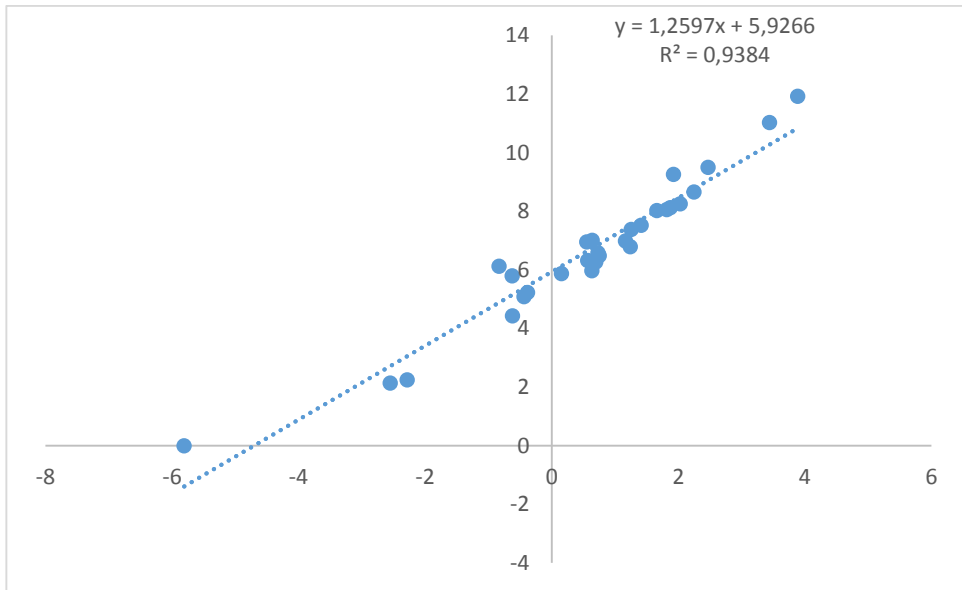
10) 25/9/08 9:06 μμ



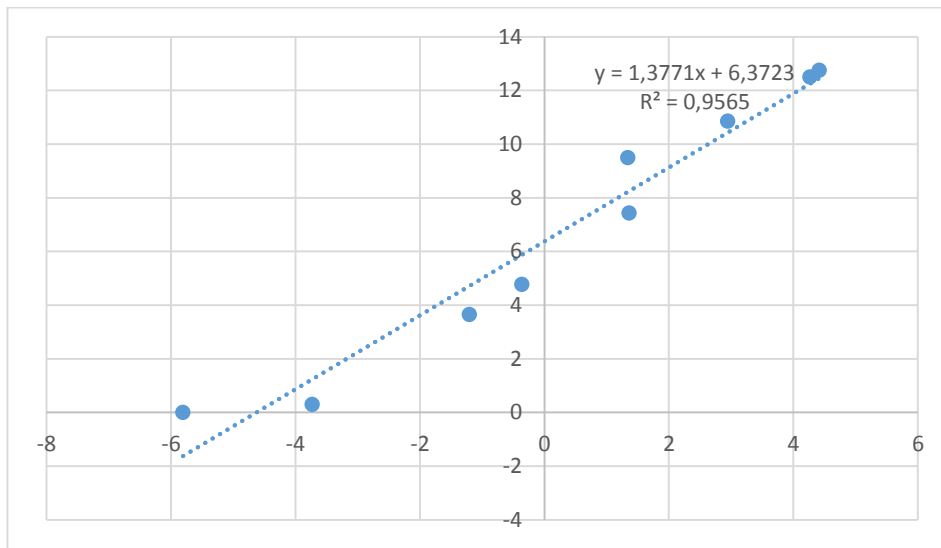
11) 18/12/08 10:07 πμ



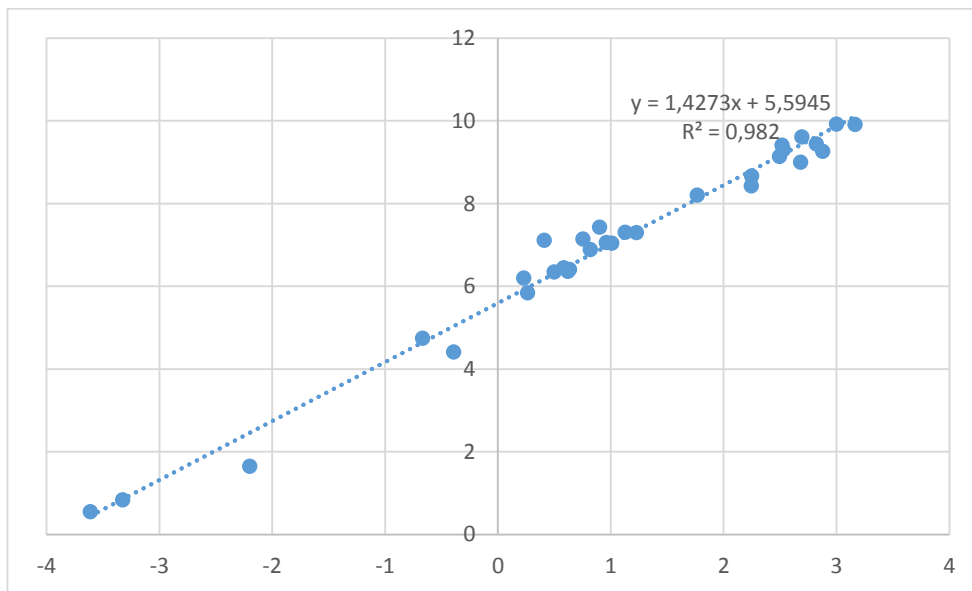
12) 23/1/09 3:24 πμ



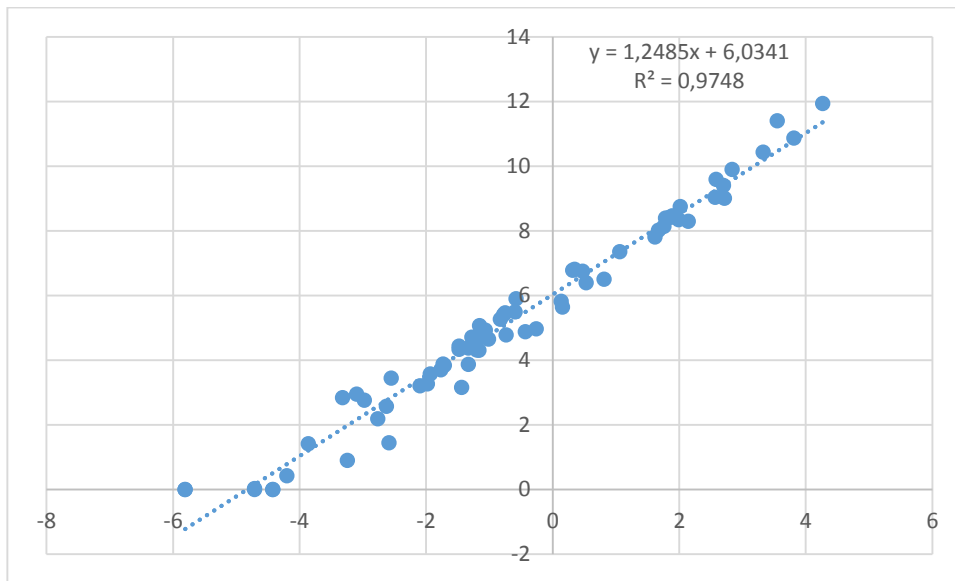
13) 15/4/09 11:14 πμ



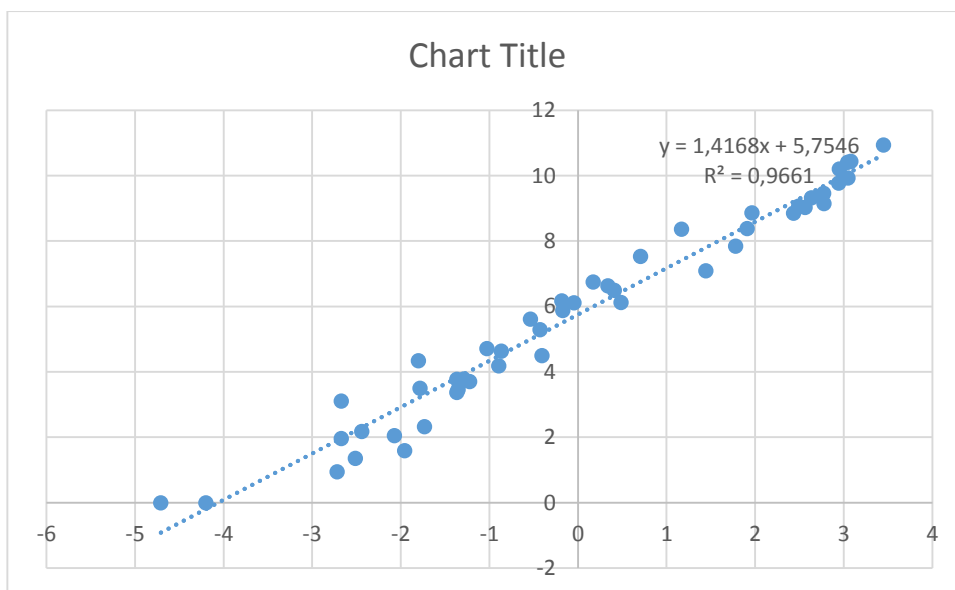
14) 20/5/10 11:44 μμ



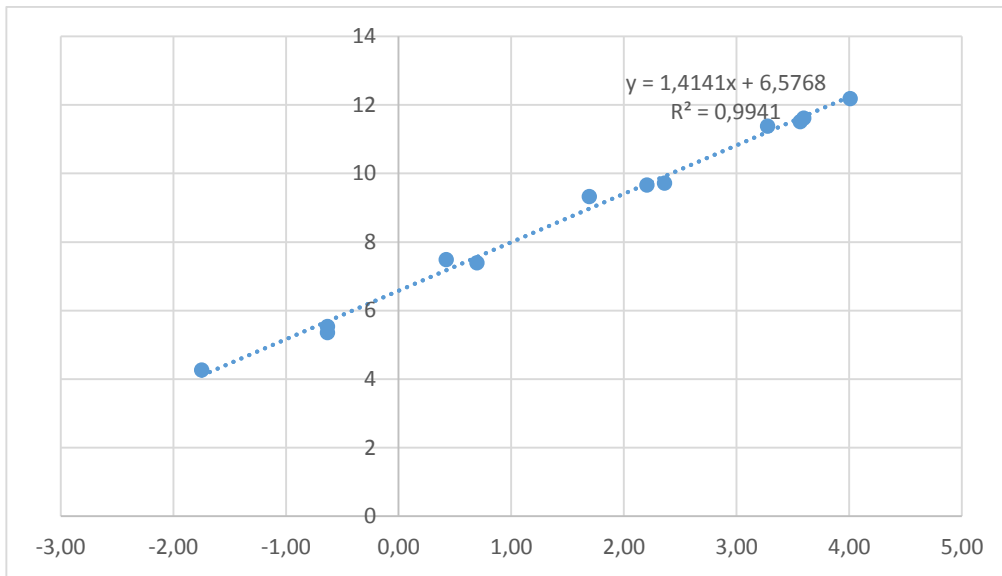
15) 11/9/10 2:26 μμ



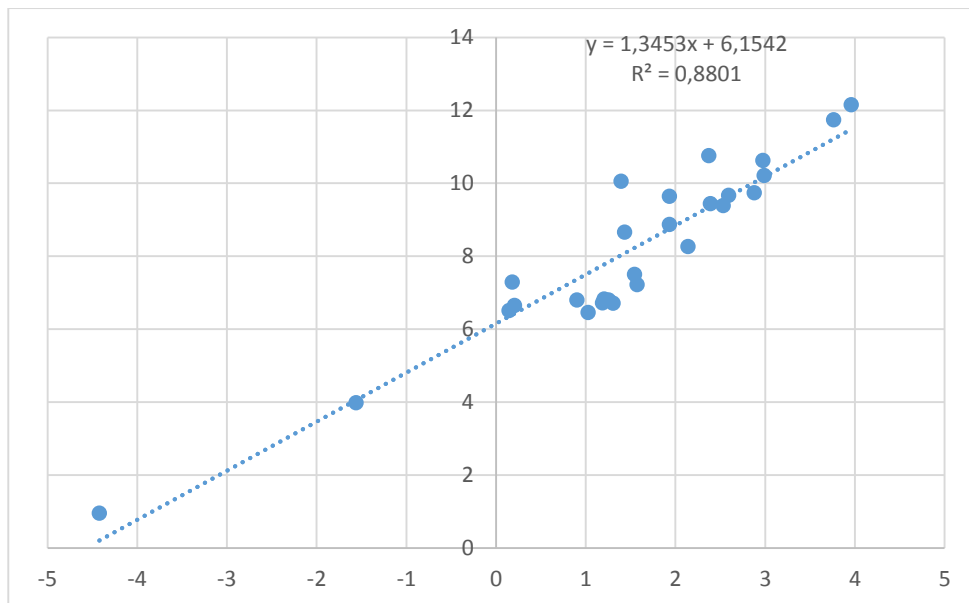
16) 21/1/11 11:06 μμ



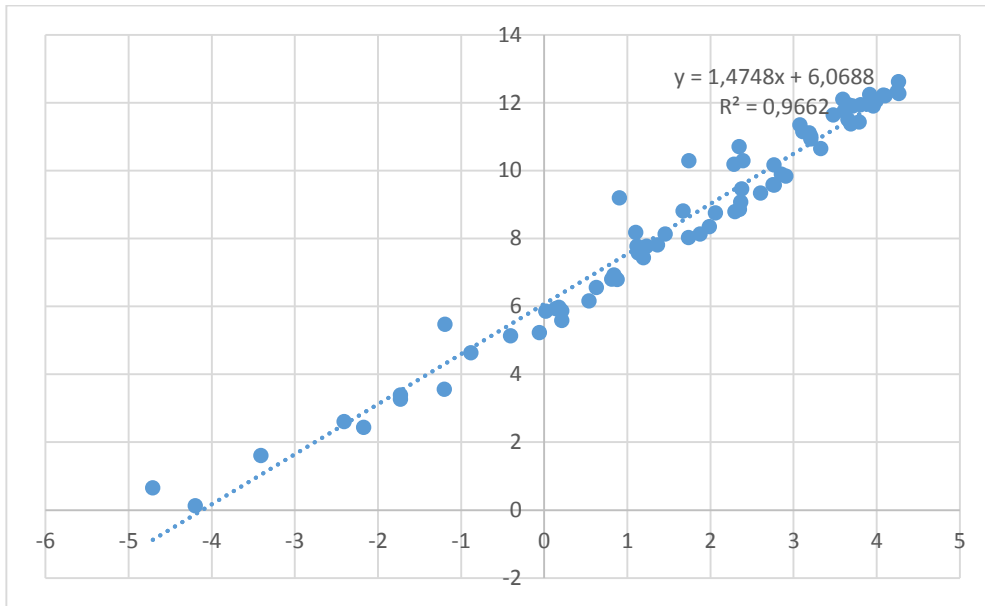
17) 26/5/11 12:31 μμ



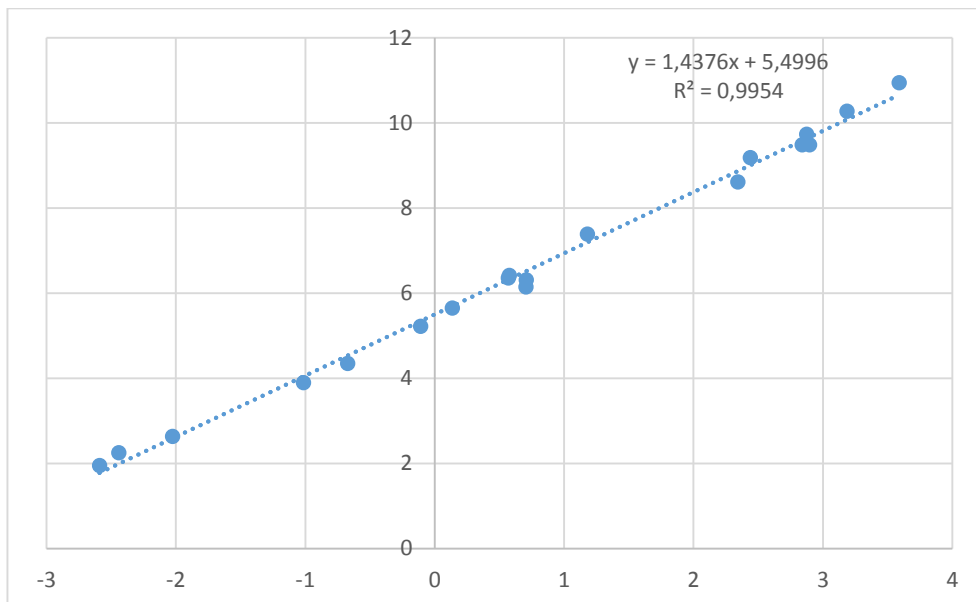
18) 27/5/11 3:21 μμ



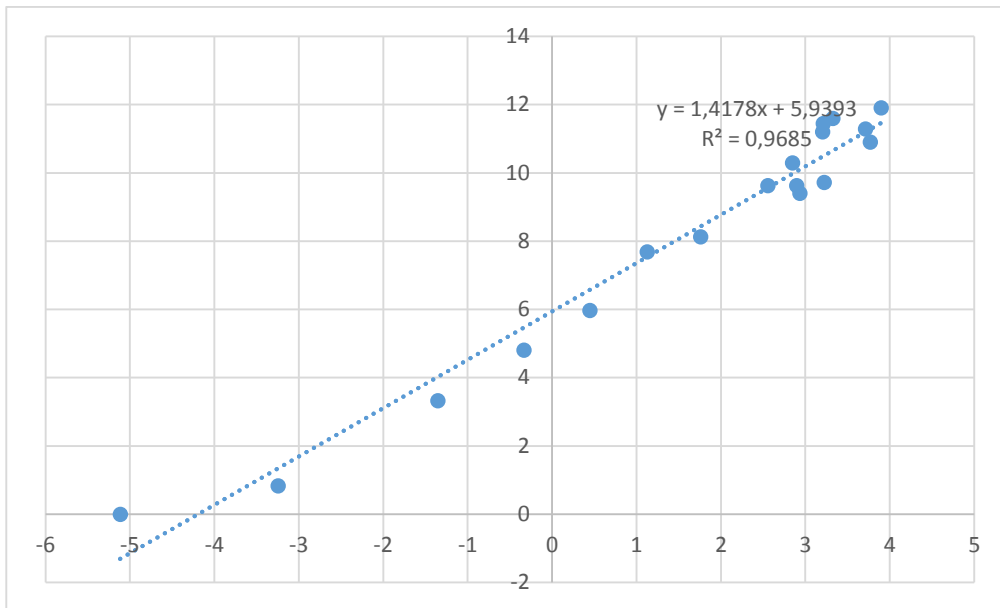
19) 12/6/11 11:41 $\mu\mu$



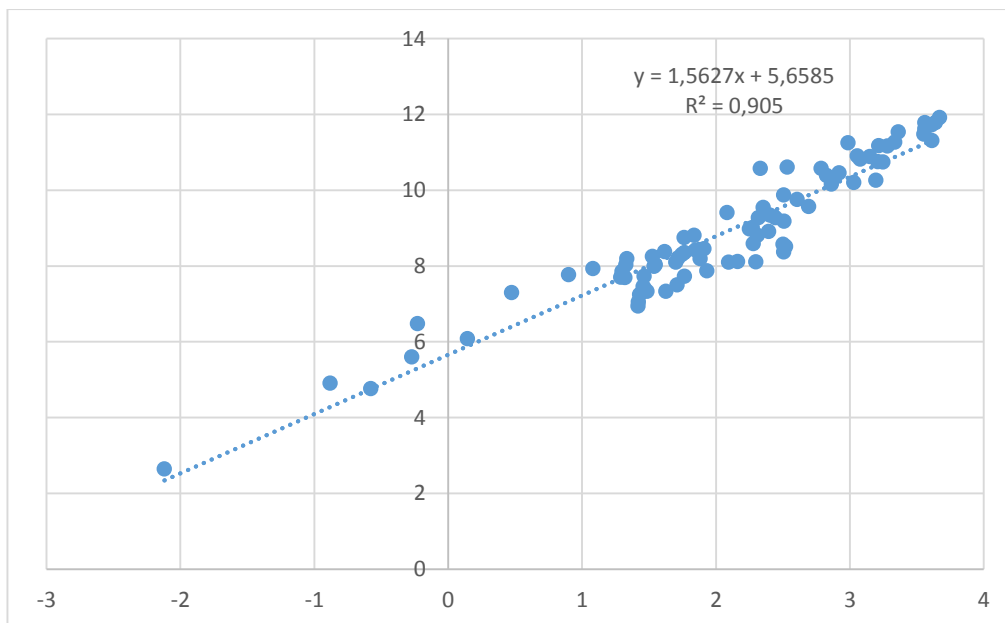
20) 14/6/11 1:35 $\mu\mu$



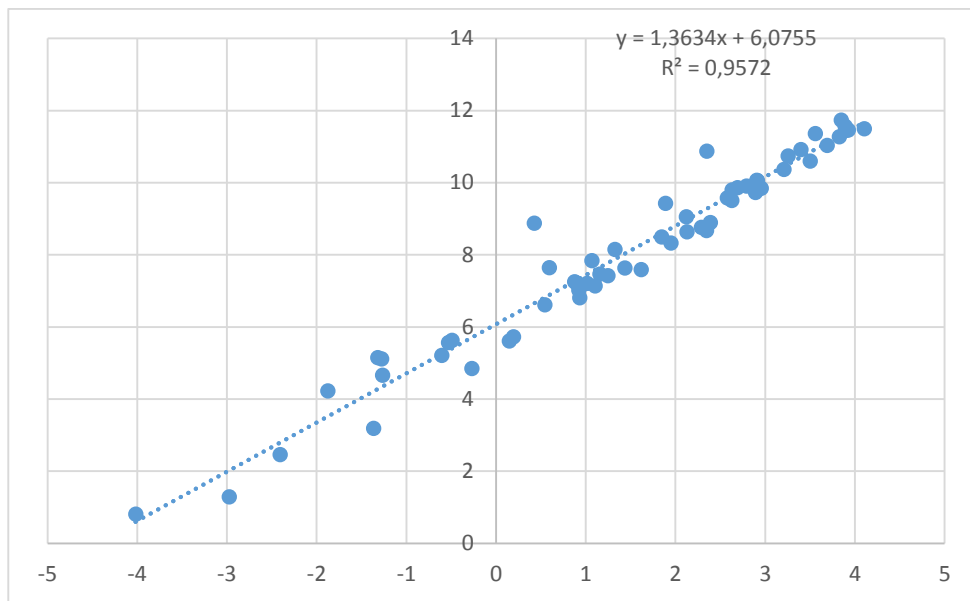
21) 17/9/12 4:42 μμ



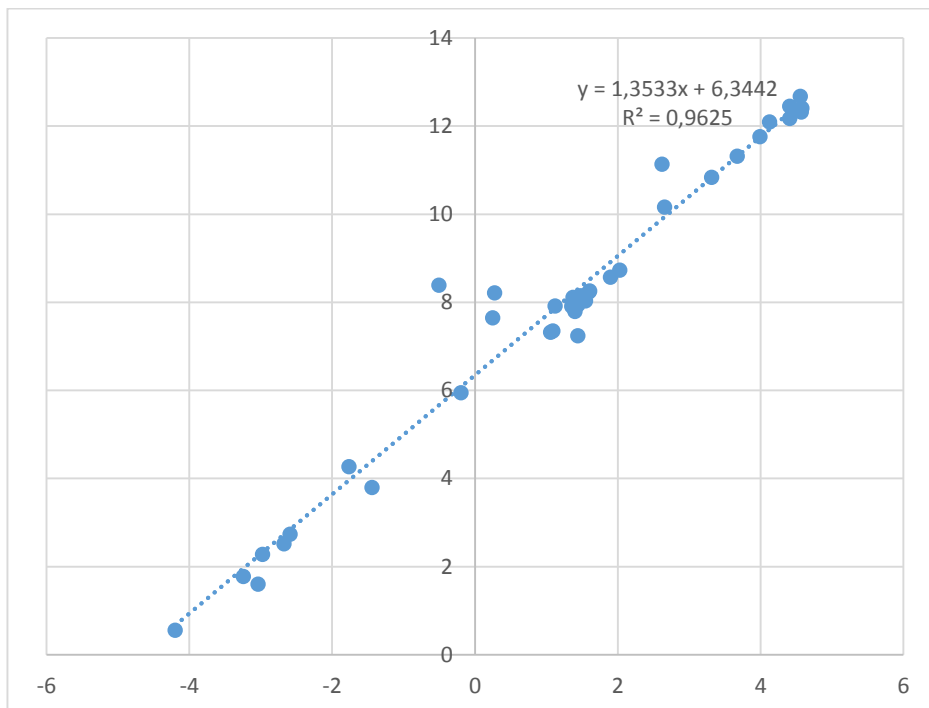
22) 16/1/13 10:00 πμ



23) 11/11/13 6:15 μμ



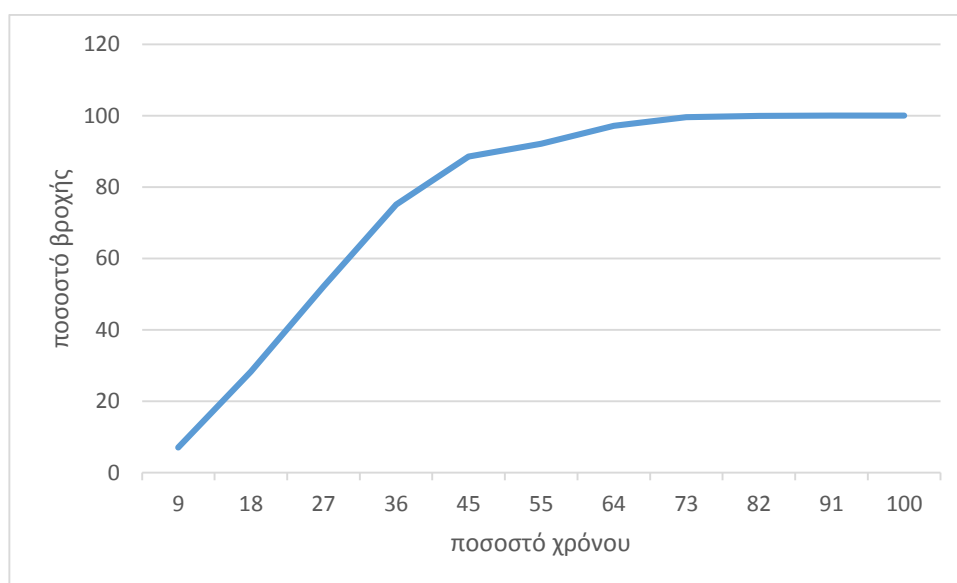
24) 24/1/14 9:57 μμ



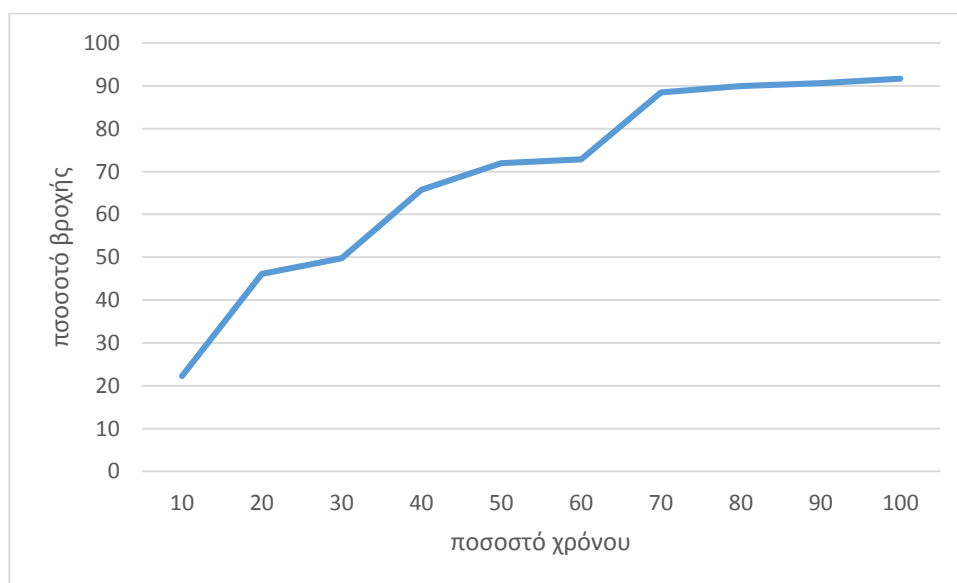
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2 – ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟ ΜΕΛΕΤΗΣ

Ο άξονας Y απεικονίζει το αθροιστικό ποσοστό κατακρήμνισης και ο άξονας X το αθροιστικό ποσοστό χρόνου καταίγιδας

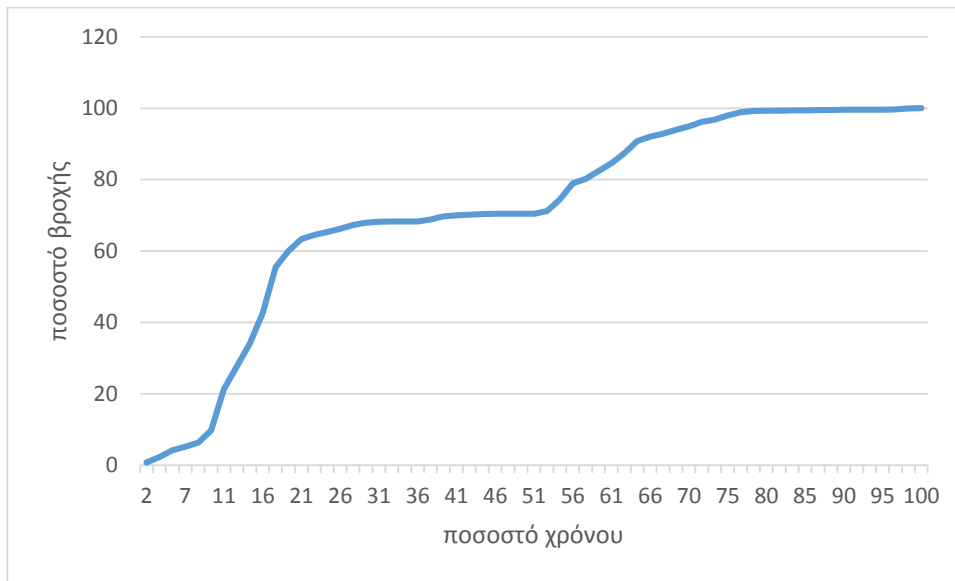
1) 23/3/06 4:20 μμ



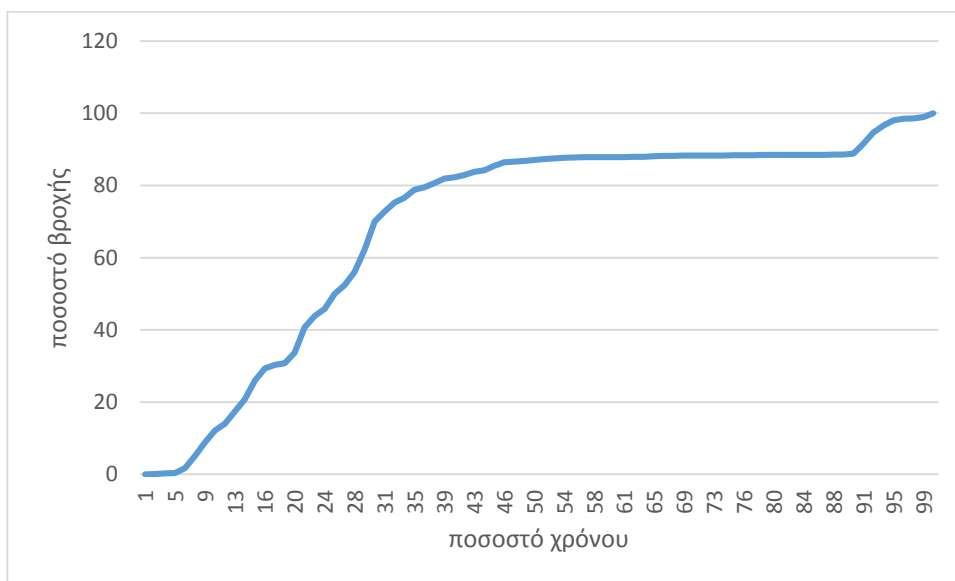
2) 28/9/06 1:17 μ.μ



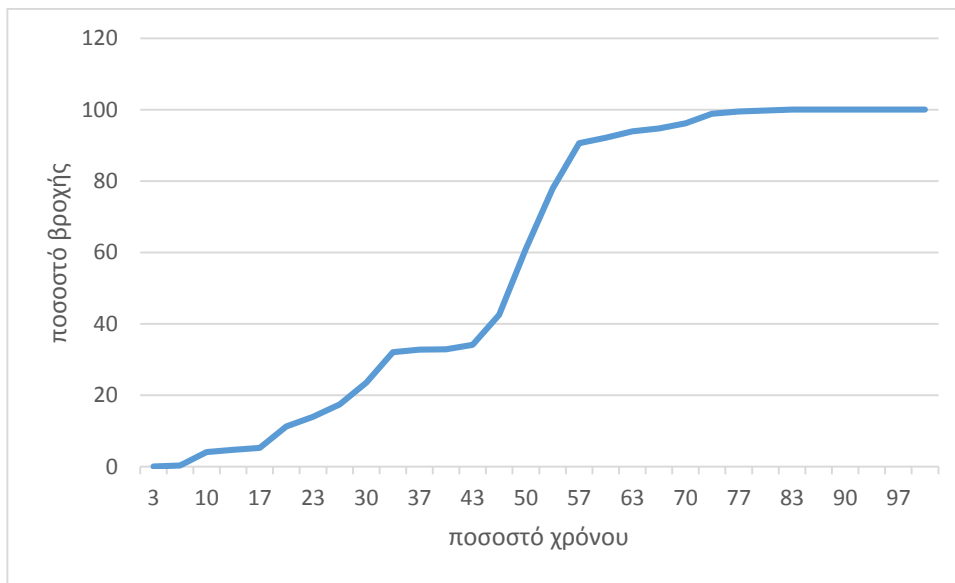
3) 7/10/06 8:10 μμ



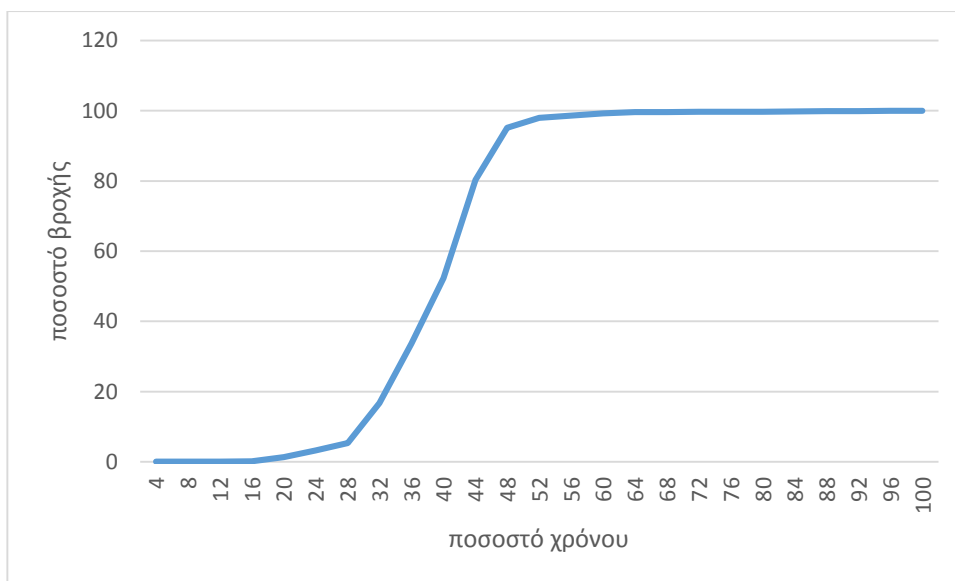
4) 19/5/07 12:01 π.μ



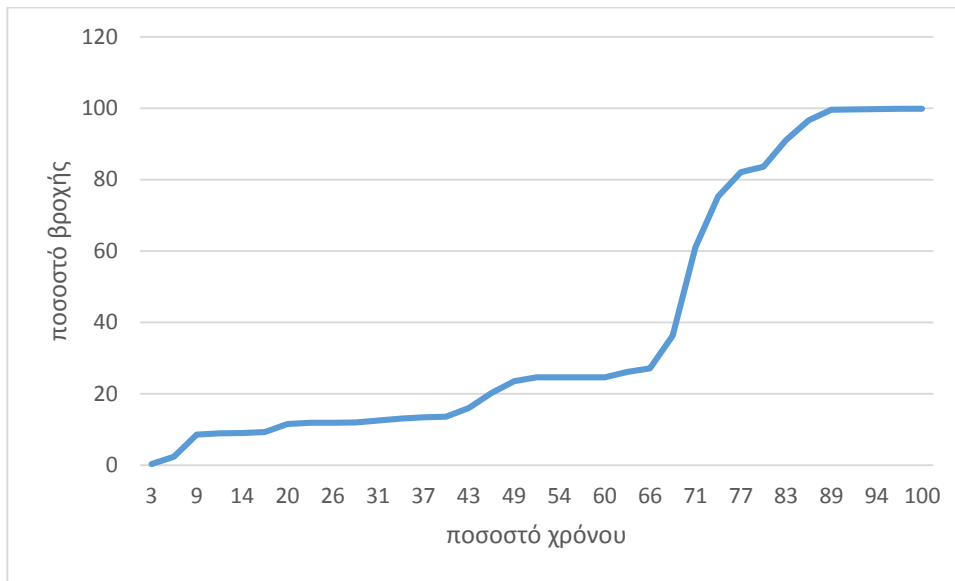
5) 6/6/07 5:23 μμ



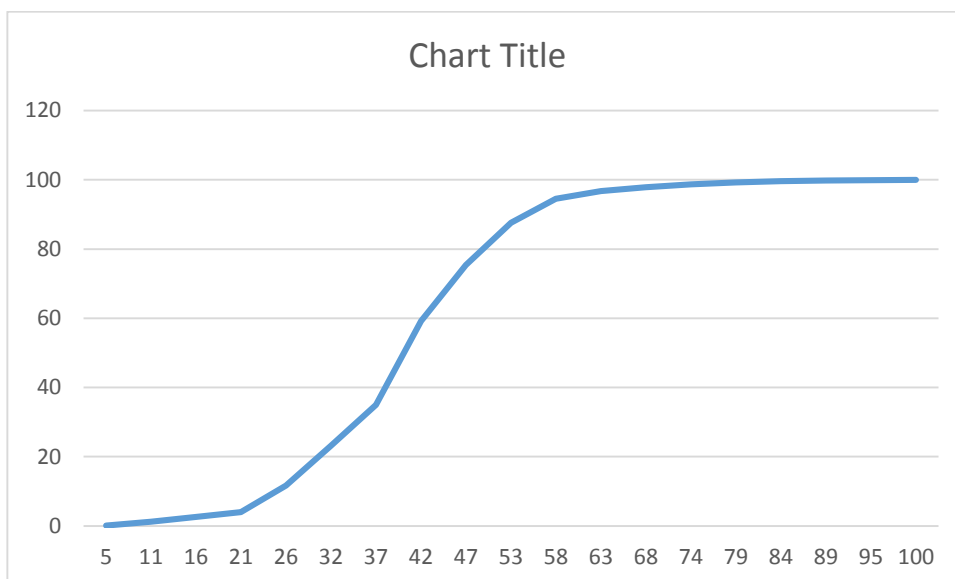
6) 12/10/07 6:17 μμ



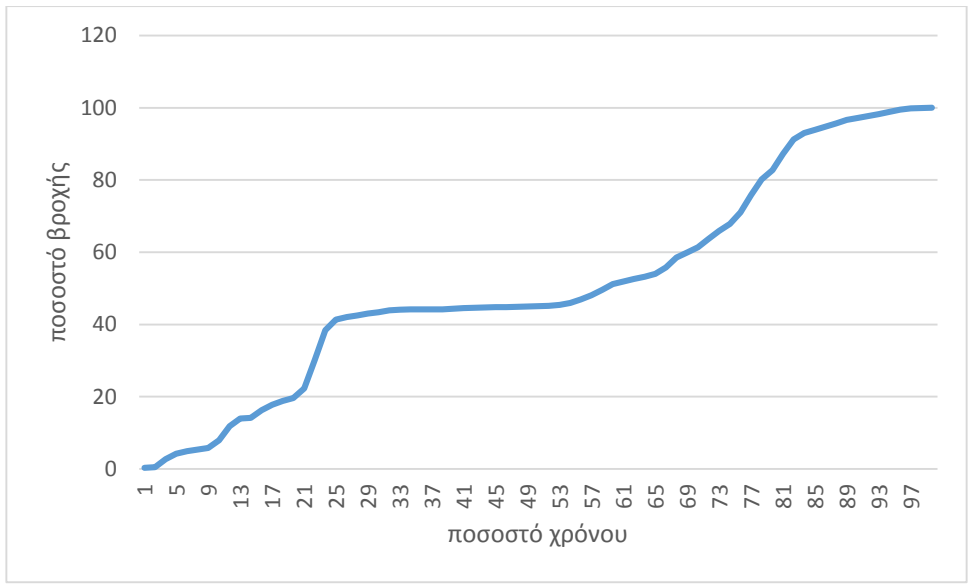
7) 20/10/07 12:49 μ.μ.



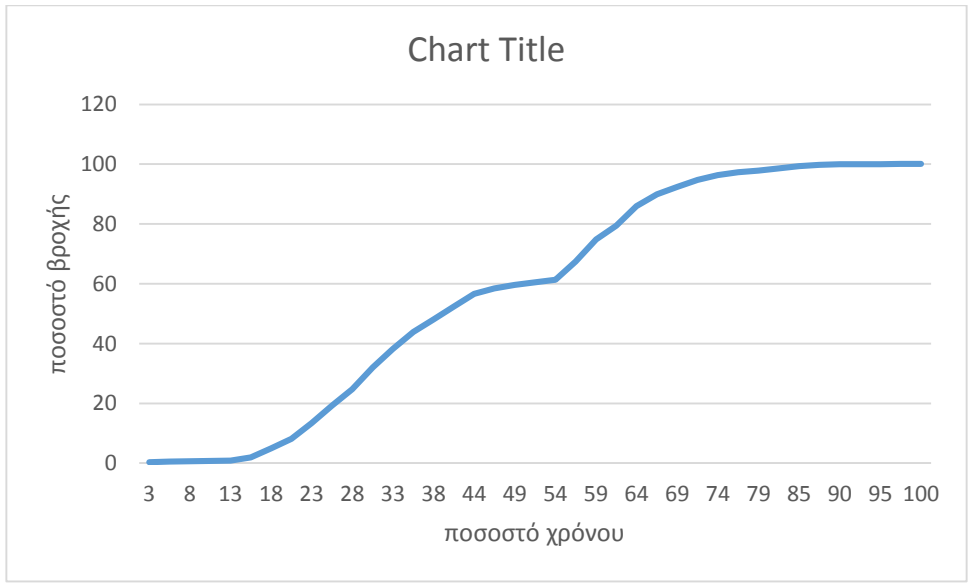
8) 20/10/07 9:31 μ.μ.



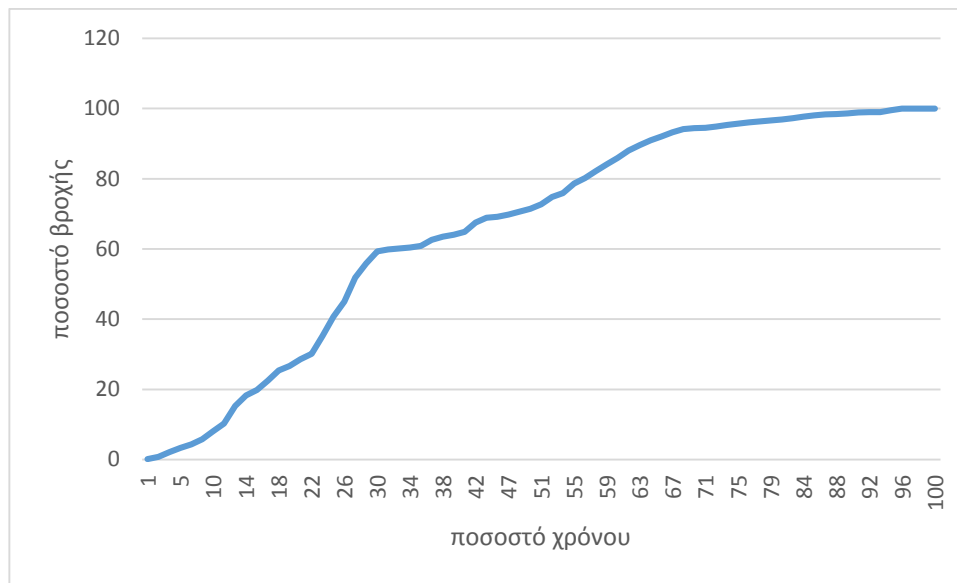
9) 22/9/08 2:56 μμ



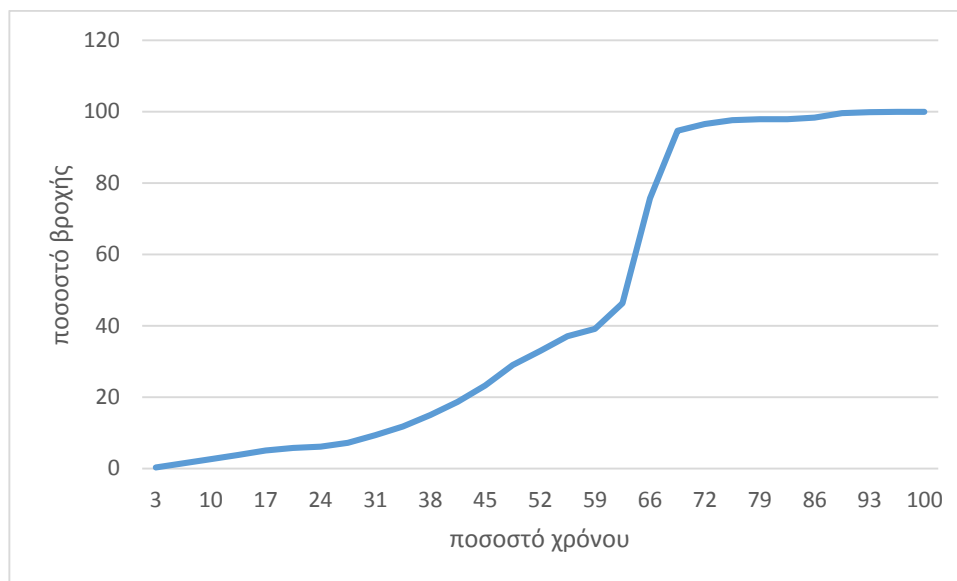
10) 25/9/08 9:06 μμ



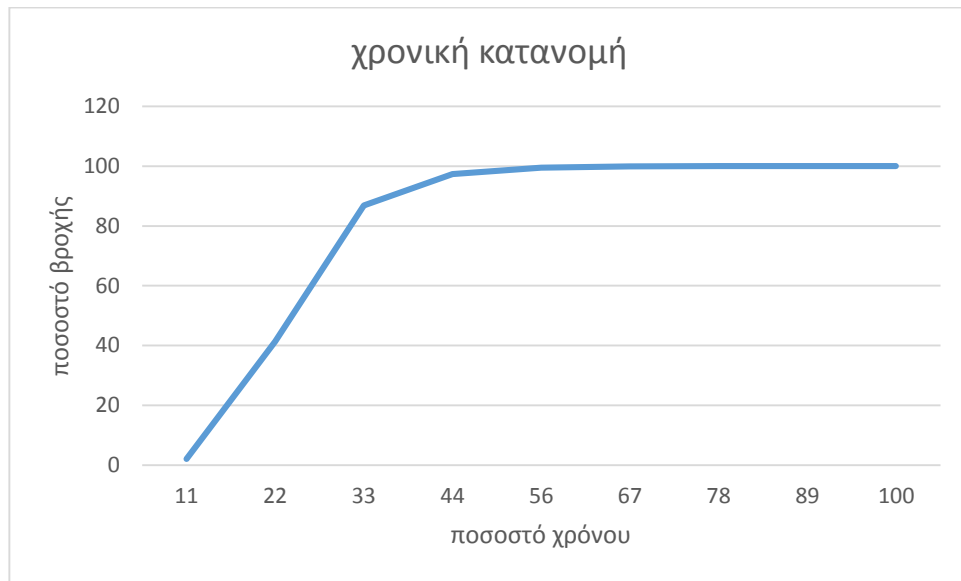
11) 18/12/08 10:07 πμ



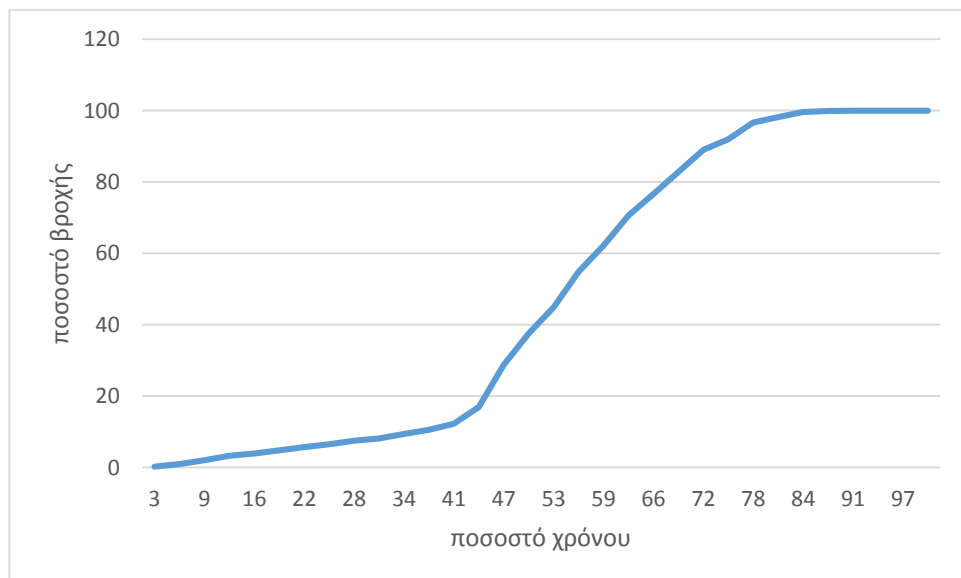
12) 23/1/09 3:24 πμ



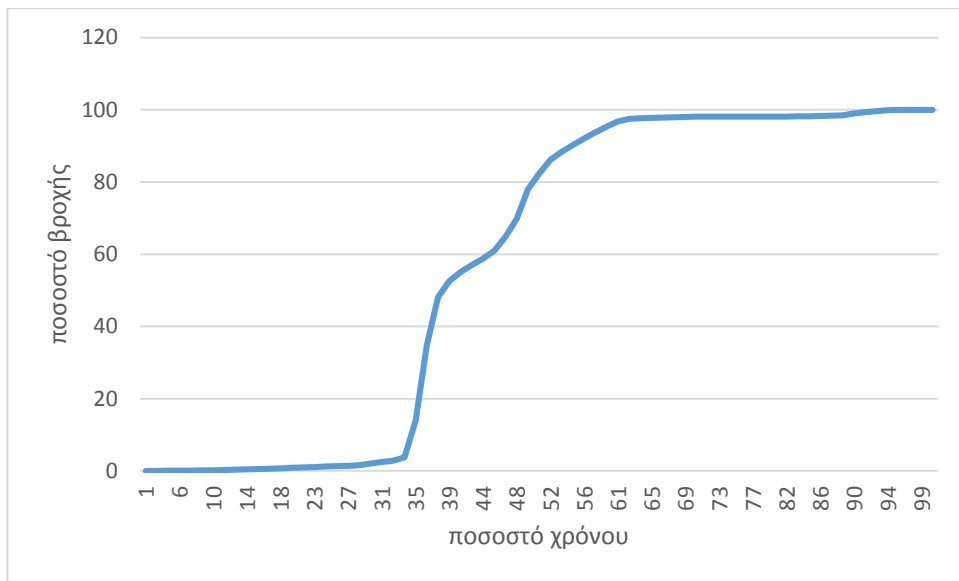
13) 15/4/09 11:14 πμ



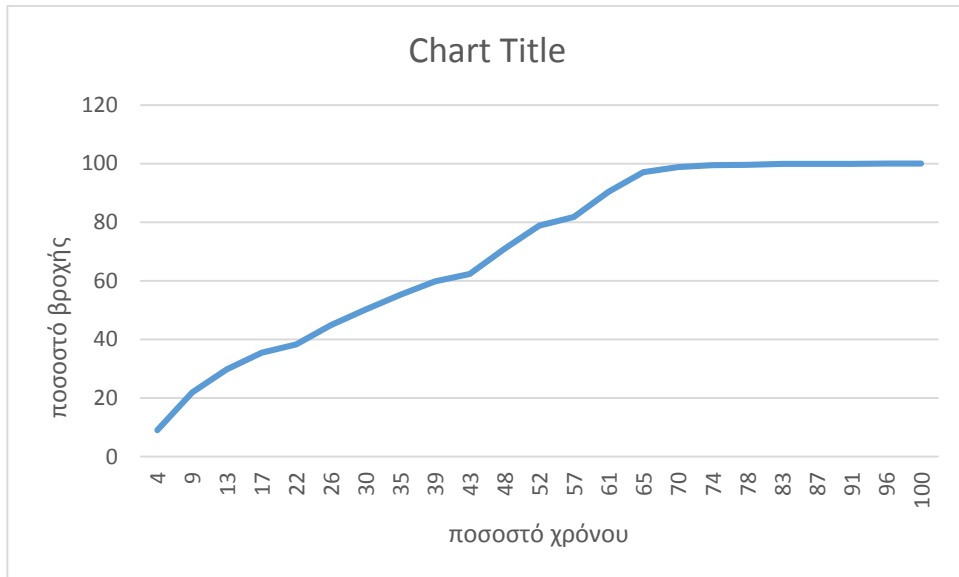
14) 20/5/10 11:44 μμ



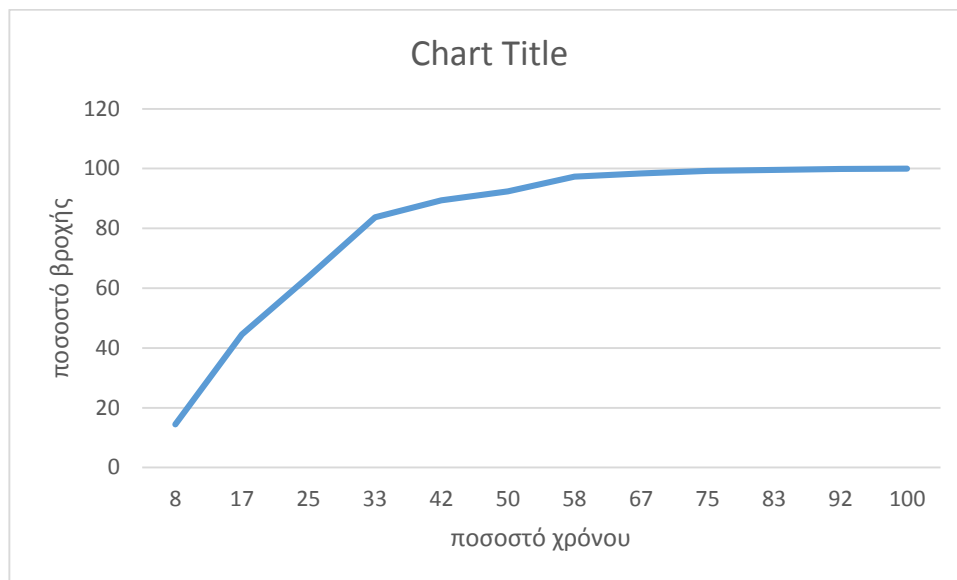
15) 11/9/10 2:26 μμ



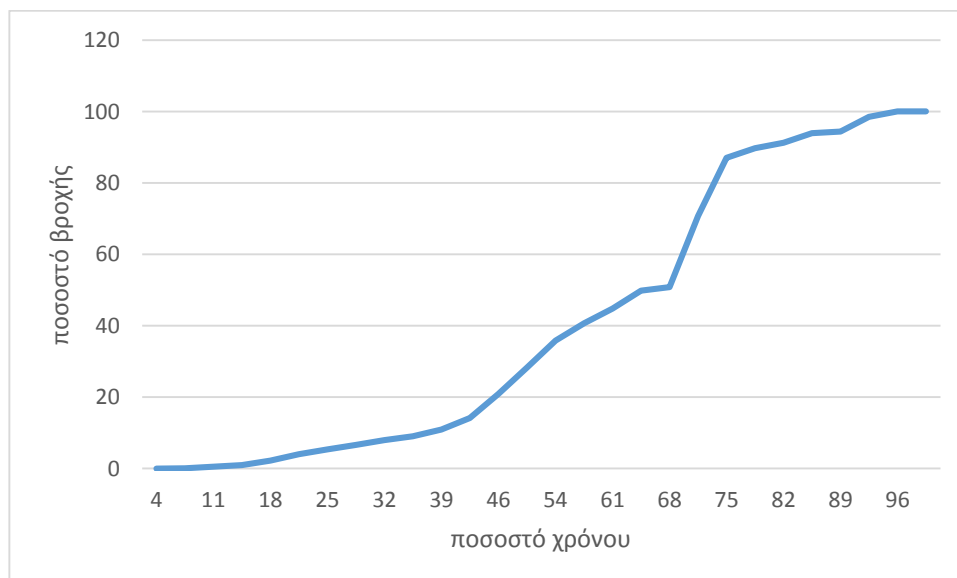
16) 21/1/11 11:06 μμ



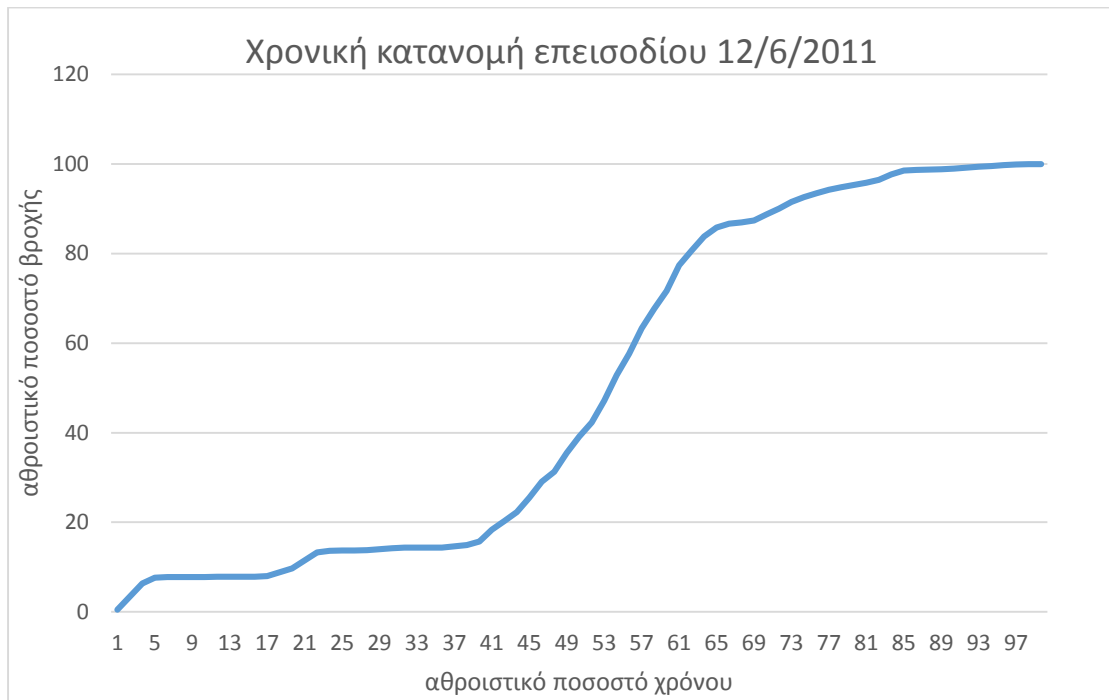
17) 26/5/11 12:31 μμ



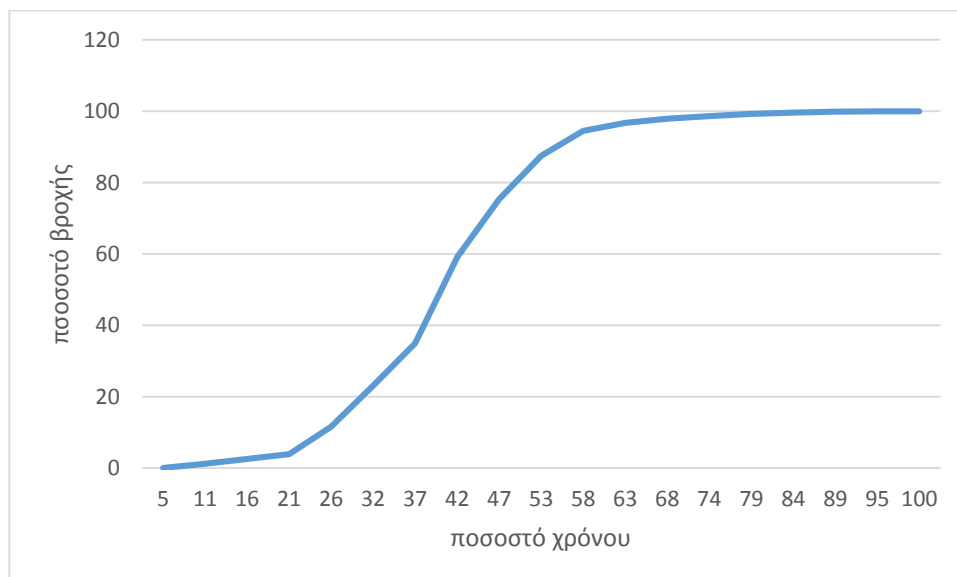
18) 27/5/11 3:21 μμ



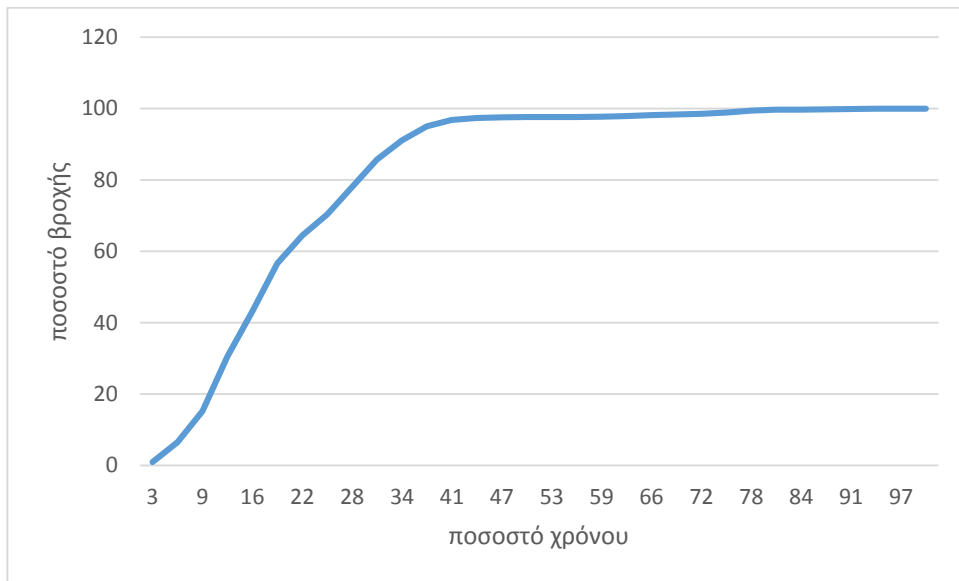
19) 12/6/11 11:41 πμ



20) 14/6/11 1:35 μμ



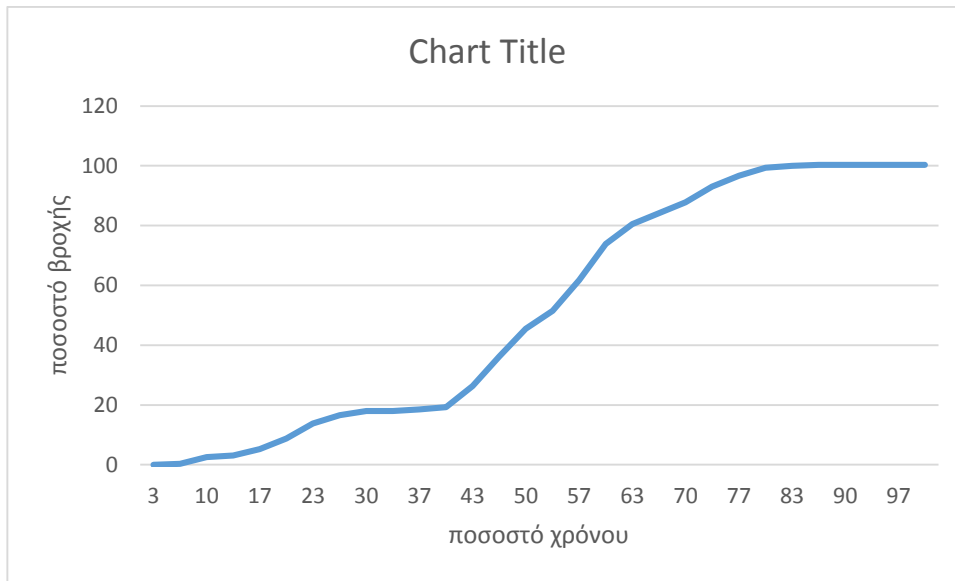
21) 17/9/12 4:42 μμ



22) 16/1/13 10:00 πμ



23) 11/11/13 6:15 μμ



24) 24/1/14 9:57 μμ

