

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΧΡΗΣΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΥ ΡΑΝΤΑΡ ΣΤΗ ΒΡΑΧΥΠΡΟΘΕΣΜΗ  
ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Του φοιτητή  
ΦΑΛΕΓΚΑ ΧΑΡΑΛΑΜΠΟΥ  
Α.Μ:2006050001

Επιβλέπων Καθηγητής: Ιωάννης Κ. Τσάνης

Χανιά, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2014



## Περίληψη

Η ολοένα και αυξανόμενη εμφάνιση ακραίων καιρικών φαινομένων και η πρόκληση καταστροφών κάνει αναγκαία την έρευνα και ανάπτυξη σύγχρονων μεθόδων πρόγνωσης και εκτίμησης καιρικών φαινομένων. Όσον αφορά την πρόγνωση της βροχόπτωσης η χρήση βροχομετρικών σταθμών και προϊόντων τηλεπισκόπησης είναι οι κύριες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται. Στην παρούσα διπλωματική εργασία δίνεται έμφαση στον τρόπο λειτουργίας και στις πηγές αβεβαιότητας των μετεωρολογικών ραντάρ. Η αναδρομή στην ιστορία των ραντάρ αποτελεί την αρχή αυτής της μελέτης. Στη συνέχεια μέσω συγκεκριμένων αναφορών αναλύονται οι βασικές παράμετροι και εξισώσεις των μετεωρολογικών ραντάρ, όπως επίσης και η εκθετική σχέση Z-R μετατροπής της ανακλαστικότητας σε βροχόπτωση. Στο σημείο αυτό παρουσιάζεται η σπουδαιότητα της συχνότητας Doppler και ο ρόλος της στη λειτουργία και στην εξέλιξη των ραντάρ. Παρουσιάζονται επίσης όλα τα τμήματα από τα οποία αποτελείται ένα μετεωρολογικό ραντάρ και αναλύεται ο ρόλος τους ξεχωριστά. Σημαντικό κομμάτι της έρευνας αποτελεί και η εκμετάλλευση των δεδομένων των μετεωρολογικών ραντάρ, η απεικόνιση δηλαδή των ανακλαστικότητων στην οθόνη του ραντάρ και τα συμπεράσματα που προκύπτουν. Επίσης γίνεται αναφορά στις πληροφορίες που παίρνουμε σχετικά με την κίνηση των νεφικών σχηματισμών και των συνιστωσών των ανέμων. Ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στις πηγές αβεβαιότητας και στην εξάλειψή της αλλά και στον τρόπο μετάδοσής της στα αποτελέσματα. Τέλος αναλύονται όλα τα σύγχρονα δεδομένα και οι καινοτομίες που υπάρχουν σχετικά με την λειτουργία των μετεωρολογικών ραντάρ αλλά και με την εξέλιξή τους.

## Περιεχόμενα

Εισαγωγή.....	6
1.1 Βροχόπτωση .....	6
1.2 Είδη βροχοπτώσεων .....	6
1.3 Μέτρηση βροχόπτωσης .....	8
1.3.1 Επίγεια παρατήρηση .....	8
1.3.2 Τηλεπισκόπηση .....	9
2 Μετεωρολογικά ραντάρ .....	11
2.1 Ιστορικά στοιχεία .....	11
2.2 Τα είδη και οι εφαρμογές των ραντάρ .....	16
2.3 Βασικές αρχές λειτουργίας του μετεωρολογικού ραντάρ .....	18
2.3.1 Εξίσωση του ραντάρ .....	18
2.3.2 Marshall-Palmer εκθετική σχέση ανακλαστικότητας και ρυθμού βροχόπτωσης .....	22
2.3.3 Τεχνικά χαρακτηριστικά και κύριες μονάδες λειτουργίας του μετεωρολογικού ραντάρ .....	23
2.3.4 Βασικές παράμετροι του μετεωρολογικού ραντάρ .....	31
2.3.5 Εκμετάλλευση δεδομένων του μετεωρολογικού ραντάρ.....	37
2.4 Το Ελληνικό δίκτυο Μετεωρολογικών ραντάρ .....	46
3 Αβεβαιότητα .....	52
3.1 Πηγές σφαλμάτων .....	52
3.2 Είδη σφαλμάτων και τρόποι εξάλειψης.....	53
3.2.1 Η κακή ρύθμιση των μονάδων λειτουργίας του ραντάρ.....	53
3.2.2 Η εξασθένιση του σήματος από την ατμόσφαιρα .....	54
3.2.3 Ανώμαλη μετάδοση της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ και ανακλώμενη ακτινοβολία από το ανάγλυφο του εδάφους ("ground clutter").....	56
3.2.4 Η παρεμπόδιση της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ .....	62
3.2.5 Η μεταβλητότητα στη Z-R εκθετική σχέση .....	63
3.2.6 Η αύξηση του μεγέθους του παλμικού όγκου και του ύψους μέτρησης σε σχέση με	

την απόσταση .....	65
3.2.7 Οι μεταβολές στο κατακόρυφο προφίλ ανακλαστικότητας .....	66
3.2.8 Η μετακίνηση του πεδίου βροχής .....	70
3.2.9 Σφάλματα οφειλόμενα στην χρονική δειγματοληψία των στοιχείων του ραντάρ .....	71
3.2.10 Ασυμφωνία ραντάρ-βροχογράφων .....	72
3.2.11 Η εξάτμιση της βροχής κάτω από την δέσμη ακτινοβολίας του ραντάρ .....	73
3.2.12 Η ενίσχυση της βροχόπτωσης σε χαμηλά επίπεδα λόγω της ορογραφίας .....	73
3.2.13 Η υποεκτίμηση των μικρών σταγονιδίων .....	73
4 Εξέλιξη .....	74
4.1 Σύγχρονα δεδομένα και καινοτομίες .....	74
4.2 Προτάσεις για έρευνα και εξέλιξη .....	77
Βιβλιογραφία .....	81

# Εισαγωγή

## 1.1 Βροχόπτωση

Βροχή ή βροχόπτωση είναι μια υγρή κατακρήμνιση και ανήκει στα υδατώδη μετεωρολογικά κατακρημνίσματα ή υδρομετέωρα όπως ονομάζονται τα διάφορα φαινόμενα του υετού, της πτώσης δηλαδή στο έδαφος προϊόντων του ύδατος σε υγρή ή στερεά μορφή. Για να συμβεί το φαινόμενο της βροχής στη Γη απαιτείται ένα πυκνό στρώμα της ατμόσφαιρας με θερμοκρασία πάνω από το σημείο τήξης του νερού κοντά στη επιφάνεια της γης. Η συγκέντρωση των ατμοσφαιρικών υδρατμών πρέπει να είναι αρκετά υψηλή, ώστε αυτοί να υγροποιηθούν και να σχηματίσουν σταγόνες νερού, αρκετά βαριές ώστε να πέσουν ως την επιφάνεια. Η βροχή σχηματίζεται όταν τα μόρια των υδρατμών που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα δημιουργούν τα νέφη ή σύννεφα, τα οποία με τη σειρά τους συμπυκνώνονται πάνω σε ένα κέντρο συμπύκνωσης, συνήθως έναν κόκκο σκόνης, αρχίζοντας έτσι να σχηματίζουν σταγόνες. Όταν η μάζα της σταγόνας ξεπεράσει ένα συγκεκριμένο όριο, έλκεται λόγω βαρύτητας και πέφτει στη γη. Μερικές φορές, η βροχή δε φθάνει στο έδαφος και αυτό συμβαίνει όταν ο αέρας ανάμεσα στα σύννεφα και στο έδαφος είναι πολύ ξηρός. Τρεις (3) δυνατότητες (και οι συνδυασμοί τους) υπάρχουν για να προκληθεί βροχή:

1. Να ψυχθεί ο αέρας (δηλαδή να ελαττωθεί η θερμοκρασία του), ώστε να ελαττωθεί η ικανότητά του να συγκρατεί τους υδρατμούς σε αέρια μορφή ή σε μορφή μικρών σταγονιδίων σε κολλοειδή διασπορά(νέφη).
2. Να αυξηθεί η ατμοσφαιρική πίεση, ώστε να ελαττωθεί η ικανότητα του αέρα να συγκρατεί τους υδρατμούς σε αέρια μορφή ή σε μορφή μικρών σταγονιδίων σε κολλοειδή διασπορά(νέφη).
3. Να αυξηθεί το ποσοστό της υγρασίας στην ατμόσφαιρα, ώστε αυτή να υπερβεί την ικανότητα συγκράτησής της για τη συγκεκριμένη θερμοκρασία και πίεση.

Τα σταγονίδια νερού συνενώνονται σε μεγαλύτερα μέσω της σύγκρουσης μεταξύ τους μέσα στα σύννεφα. Το τελικό μέγεθος των σταγόνων ποικίλλει και η διάμετρό τους κυμαίνεται από 0,5-0,6 mm.

Αν συνυπάρχουν αρκετή υγρασία και ανοδικά ρεύματα αέρα σε μια περιοχή, τότε πέφτει βροχή σε λεπτές σταγόνες. Σε ορεινές περιοχές, είναι πολύ πιθανό να πέσουν έντονες βροχές στην πλευρά που έχει επαφή με τον υγρό αέρα. Αντίθετα, στην υπήνεμη πλευρά συχνά σχηματίζεται ξηρό έως ερημικό κλίμα.

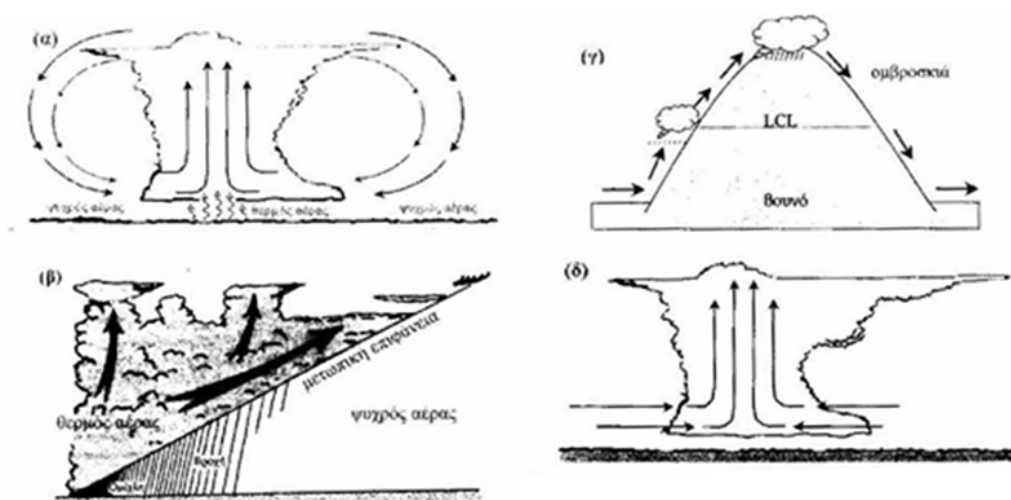
## 1.2 Είδη βροχοπτώσεων

Ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού των βροχοπτώσεων οι βροχές διακρίνονται σε (Εικόνα 1):

1. Βροχόπτωση κατακόρυφης μεταφοράς(convective precipitation): Ο τύπος αυτός της βροχής

προέρχεται από σύννεφα ανοδικών ρευμάτων δηλαδή από σωρείτεςκαι σωρειτομελανίες. Οι χώρες που βρίσκονται μακριά από τον Ισημερινό έχουν βροχές αυτού του τύπου, κυρίως το καλοκαίρι.

2. Βροχόπτωση Ανάγλυφου ή Ορογραφικήβροχόπτωση (orographicprecipitation): Οι βροχές αυτού του τύπου παρατηρούνται κυρίως στις βουνοπλαγιές που έχουν προσανατολισμό προς τις ακτές. Ο αέρας που πνέει πάνω από τους υδάτινους αποδέκτεςέχει μεγάλη συγκέντρωση σε υδρατμούς. Όταν φθάσει στην ξηρά έχει να υπερπηδήσει τα εμπόδια (βουνά) που θα συναντήσει. Καθώς ανυψώνεται πάνω στις βουνοπλαγιές ψύχεται, οι υδρατμοί συμπυκνώνονται και δημιουργούν βροχή. Έτσι, στη συνέχεια, όταν ο αέρας κατέρχεται από την άλλη πλευρά των βουνοπλαγιών είναι σχεδόν χωρίς υδρατμούς. Για το λόγο αυτό, οι βουνοπλαγιές που έχουν προσανατολισμό αντίθετα των ακτών έχουν γενικά ξηρόκλίμα.
3. Κυκλωνικές ή μετωπικές βροχές (frontal precipitation): Στις περισσότερες περιοχές του πλανήτη ο σημαντικότερος/συχνότερος τύπος βροχοπτώσεων είναι οι «Μετωπικές βροχές». Καλύπτουν πολλές εκατοντάδες χιλιομέτρων μόνο σε μία ημέρα. Δημιουργούνται όταν οιάνεμοιμεταφέρουν θερμότητα από τις τροπικές περιοχές προς τους Πόλους και στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.Στην περιοχή που συναντώνται σχηματίζουν μέτωπο. Επίσης σχηματίζεται ύφεσηκαθώς ο θερμός αέρας ανέρχεται πάνω από τον ψυχρό. Αυτή η ύφεση δημιουργεί συχνά σταθερή βροχή σε περιοχές μεγάλης έκτασης.
4. Βροχόπτωση σύγκλισης (convergentprecipitation). Αυτές οι βροχοπτώσεις σχηματίζονται λόγω των ανοδικών κινήσεων που δημιουργεί η σύγκλιση των αερίων μαζών σε μια περιοχή. Οι βροχοπτώσεις σύγκλισης δημιουργούνται στα κέντρα των χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων και εμφανίζονται ιδιαίτερα στα χαμηλά γεωγραφικά πλάτη. Αυτή η κατηγορία τύπου βροχής δεν παρατηρείται πάνω από τον ελληνικό χώρο(Wikipedia, 2004).



Εικόνα 1: Τύποι και τρόπος δημιουργίας των βροχών (α) κατακόρυφης μεταφοράς, (β) μετωπικών βροχών, (γ) ορογραφικών και (δ) βροχών σύγκλισης (Πηγή: Πουράνης, 2010)

## 1.3 Μέτρηση βροχόπτωσης

### 1.3.1 Επίγεια παρατήρηση

Η ποσότητα του νερού που φθάνει στο έδαφος ως βροχή εκφράζεται με το ύψος βροχής. Αυτό ορίζεται ως το ύψος στο οποίο θα έφθανε το νερό της βροχής αν έπεφτε πάνω σε μια οριζόντια επιφάνεια χωρίς να υπάρχει καμία απώλεια από απορροή, απορρόφηση ή εξάτμιση. Μονάδα μέτρησης του ύψους βροχής είναι το χιλιοστό ύψους βροχής (mm). Στην πράξη βροχή ύψους 1 mm ισοδυναμεί με 1 lt νερού σε κάθε στρέμμα γης. Αυτή η μέθοδος μέτρησης της βροχόπτωσης ανήκει στην επίγεια παρατήρηση. Τα όργανα μέτρησης της βροχόπτωσης είναι τα βροχόμετρα και οι βροχογράφοι. Παρακάτω περιγράφονται μερικοί βασικοί/συνήθεις τύποι επίγειων οργάνων μέτρησης βροχόπτωσης (Εικόνα 2):

- Τα ογκομετρικά βροχόμετρα. Στα ογκομετρικά βροχόμετρα ανήκει το δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο και το ογκομετρικό βροχόμετρο τύπου Hellman. Το δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο είναι ένα από τα βασικά όργανα μέτρησης της βροχής. Ονομάζεται έτσι γιατί το εμβαδόν της χοάνης συλλογής, που βρίσκεται στο επάνω μέρος του οργάνου, είναι ακριβώς δεκαπλάσιο του αθροίσματος των εμβαδών των τομών του μεταλλικού κυλίνδρου και του γυάλινου σωλήνα που είναι τοποθετημένοι στη βάση της χοάνης κατακόρυφα. Πίσω από το γυάλινο σωλήνα είναι τοποθετημένη μια βαθμονομημένη κλίμακα σε χιλιοστά. Η διαφορά των δύο διαδοχικών αναγνώσεων του ύψους της στάθμης του νερού, που είναι εντός του γυάλινου σωλήνα, δείχνει με ακρίβεια χιλιοστού το ύψος της βροχής για το χρονικό διάστημα μεταξύ των δύο αυτών μετρήσεων. Το ογκομετρικό βροχόμετρο τύπου Hellman έχει συλλεκτική χοάνη εμβαδού  $200 \text{ cm}^2$ . Το νερό της βροχής συγκεντρώνεται στο δοχείο συλλογής το οποίο είναι τοποθετημένο στη βάση του εσωτερικού μεταλλικού κυλίνδρου. Η μέτρηση της βροχής γίνεται με τη χρήση ενός ογκομετρικού σωλήνα κατάλληλα βαθμολογημένου σε χιλιοστά ύψους βροχής.
- Ο βροχογράφος τύπου Hellman είναι το βασικό όργανο καταγραφής τόσο του ύψους βροχής όσο και της έντασης αυτής. Στην κορυφή του οργάνου βρίσκεται η χοάνη συλλογής εμβαδού  $200 \text{ cm}^2$ . Το νερό της βροχής οδηγείται από την οπή της βάσης της χοάνης αυτής, μέσω σωλήνα, σε θάλαμο σιφωνίου μέσα στον οποίο υπάρχει πλωτήρας. Η κατακόρυφη κίνηση του πλωτήρα, που προκαλείται από την εισαγωγή του νερού της βροχής μέσα στο θάλαμο του σιφωνίου παρασύρει τη γραφίδα, η οποία εφάπτεται συνεχώς μιας ταινίας προσαρμοσμένης σε ωρολογιακό μηχανισμό περιστροφής. Η ταινία καταγραφής είναι βαθμολογημένη σε χιλιοστά βροχής (οριζόντιες γραμμές) και σε χρόνο (κατακόρυφες γραμμές). Όταν δε βρέχει, η γραφίδα γράφει οριζόντια γραμμή, ενώ όταν βρέχει η γραφίδα κινείται κατακόρυφα και γράφει μια καμπύλη γραμμή που αποτελεί συνδυασμό των δύο κινήσεων. Η γραφίδα φτάνει μέχρι το άνω μέρος της ταινίας οπότε γίνεται εκκένωση του δοχείου εξαιτίας του υπάρχοντος σιφωνίου και η γραφίδα επανέρχεται στην βάση



της ταινίας συνεχίζοντας την καταγραφή της βροχόπτωσης. Όταν παύει η βροχόπτωση η γραφίδα γράφει και πάλι οριζόντια γραμμή. Ο χρόνος της συγκεκριμένης βροχόπτωσης προσδιορίζεται μεταξύ των δύο οριζόντιων ιχνών της γραφίδας. Η κλίση των κατακόρυφων καμπυλών-ιχνών γραφίδας ως προς το οριζόντιο επίπεδο δίνει την ένταση της βροχόπτωσης.

- Τα βροχόμετρα με tipping bucket αποτελούνται από δύο μικρούς κάδους που είναι τοποθετημένοι σε κοινό άξονα. Τα όργανα αυτά διαθέτουν μια χοάνη μέσω της οποίας γεμίζουν οι κάδοι με το νερό της βροχής και μετακινούνται πάνω κάτω. Για την ανατροπή ενός κάδου χρειάζεται βροχή ίση με το  $\frac{1}{4}$  του χιλιοστού κι ο ελάχιστος χρόνος που απαιτείται για μια ανατροπή είναι  $\frac{2}{10}$  του δευτερολέπτου. Έτσι όταν γεμίσει ο πρώτος κάδος αλλάζει θέση επιτρέποντας το άδειασμα του κάδου αυτού και δίνοντας την θέση του στον δεύτερο κάδο κάτω από την χοάνη. Οι κάδοι συνδέονται με μηχανισμό καταγραφής που μεταφέρει τις παρατηρήσεις στο χαρτί καταγραφής. Σε κάθε άκρη του άξονα υπάρχει μια μαγνητική επαφή και κάθε φορά που ανατρέπεται ένας κάδος δίνει έναν παλμό. Τέλος, η έξοδος του οργάνου συνδέεται σε είσοδο μέτρησης παλμών σε καταγραφικό σύστημα (ΑΠΘ, 2014).



(α)



(β)



(γ)

**Εικόνα 2: (α) Δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο, (β) Βροχογράφος τύπου Hellman, (γ) Βροχόμετρο με tipping bucket**

Η εγκατάσταση δικτύων σημειακών μετρήσεων αποτελεί ένα εξαιρετικά περίπλοκο εγχείρημα, απαιτεί ειδική μελέτη και εξαρτάται κυρίως από κλιματικούς και γεωμορφολογικούς παράγοντες αλλά και από τη χρήση των βροχομετρικών δεδομένων. Γενικά, όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών τόσο πιο αντιπροσωπευτικό είναι για την επιφανειακή βροχόπτωση και μειώνονται σημαντικά τα λάθη λόγω ανομοιομορφίας της γεωμορφολογίας της περιοχής. Επιπλέον, τα σφάλματα μέτρησης μειώνονται με τη διάρκεια της βροχής και το μέγεθος της επιφάνειας, αλλά αυξάνονται με το ύψος της επιφάνειας βροχόπτωσης.

### 1.3.2 Τηλεπισκόπηση

Πολλές φορές τα δεδομένα που προέρχονται από επίγειες παρατηρήσεις είναι ανεπαρκή για χρήση σε εφαρμογές που απαιτούν υψηλή ακρίβεια. Η τηλεπισκόπηση, η παρατήρηση δηλαδή

φαινομένων και λήψη ποιοτικών και ποσοτικών πληροφοριών από απόσταση, έρχεται να καλύψει αυτό το κενό με τη χρήση τηλεσκοπικών συστημάτων, όπως είναι τα μετεωρολογικά ραντάρ και οι μετεωρολογικοί δορυφόροι. Τα ραντάρ, εκπέμποντας μικροκύματα στην ατμόσφαιρα και έπειτα λαμβάνοντας τα ανακλώμενα σήματα έχουν την δυνατότητα να μετρούν και να απεικονίζουν το ποσό της ανακλώμενης ενέργειας που ονομάζεται ανακλαστικότητα  $z$ . Επειδή τα μικροκύματα ταξιδεύουν με γνωστή ταχύτητα, ο χρόνος μεταξύ της μετάδοσης και της λήψης της ανακλώμενης ενέργειας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της απόστασης του στόχου από το ραντάρ. Η χρήση των μετεωρολογικών ραντάρ προσφέρει σημαντικές δυνατότητες στη μέτρηση της βροχής, καθώς η χρήση τους είναι πιο εύκολη σε σχέση με την χρήση ενός δικτύου βροχογράφων, ενώ καλύπτουν μεγαλύτερη περιοχή μέτρησης σε σχέση με τις επίγειες μεθόδους (Καφετζιδάκης 2011). Η TRMM (tropical rainfall measuring mission) είναι μια κοινή διαστημική αποστολή μεταξύ της NASA και της JAXA (Japan aerospace exploration agency) που σχεδιάστηκε με σκοπό την απεικόνιση και παρακολούθηση των τροπικών βροχοπτώσεων. Ο όρος αναφέρεται στην ίδια την αποστολή και στον δορυφόρο που χρησιμοποιεί για τη συλλογή δεδομένων. Η TRMM αποτελεί μέρος της αποστολής της NASA στη Γη, μια μακροπρόθεσμη ερευνητική προσπάθεια για τη μελέτη της Γης ως ένα παγκόσμιο σύστημα. Ο δορυφόρος εκτοξεύτηκε στις 27 Νοεμβρίου του 1997 από το διαστημικό κέντρο στην Tanegashima της Ιαπωνίας.

Όσον αφορά την αβεβαιότητα, επειδή τα μετεωρολογικά ραντάρ και γενικά οι υπολογισμοί της βροχόπτωσης με τηλεπισκόπηση δε μετρούν άμεσα την ένταση της βροχόπτωσης, υπάρχουν πολλές πηγές σφαλμάτων που μπορούν να επηρεάσουν την ακρίβεια των εκτιμήσεων (Zawadzki, 1984). Ειδικά στα μετεωρολογικά ραντάρ, η σχέση ανακλαστικότητας-βροχόπτωσης είναι μη-γραμμική και σύνθετη και μπορεί να ποικίλει ανάλογα με τη γεωγραφική περιοχή και το γεγονός βροχόπτωσης που υπολογίζει (Battan, 1973). Η επιλογή μιας έγκυρης σχέσης ανακλαστικότητας-βροχόπτωσης μπορεί να βελτιώσει σημαντικά τις εκτιμήσεις βροχόπτωσης με αποτέλεσμα τα μετεωρολογικά ραντάρ να έχουν γίνει ένα πολύτιμο εργαλείο για τον υπολογισμό της βροχόπτωσης σε πραγματικό χρόνο (Delrieu et al., 2009) παρέχοντας λεπτομερή χωρική και χρονική πληροφορία (Divjak et al., 1999).

Λόγω της μεγάλης σπουδαιότητας που παρουσιάζουν τα μετεωρολογικά ραντάρ στον υπολογισμό της βροχόπτωσης αλλά και του γεγονότος ότι τον τελευταίο καιρό παρατηρούνται όλο και πιο συχνά έντονες βροχοπτώσεις που πολλές φορές προκαλούν πλημμύρες και καταστροφές θα παρουσίαζε εξαιρετικό ενδιαφέρον η μελέτη ενός τόσο σημαντικού εργαλείου στην πρόγνωση της βροχόπτωσης. Έτσι, στα επόμενα κεφάλαια μέσω ιστορικών αλλά και σύγχρονων αναφορών, μελετάται ο τρόπος λειτουργίας των ραντάρ, τα είδη και οι πηγές σφαλμάτων, αλλά και ο τρόπος εξάλειψής τους, όπως και όλα τα σύγχρονα δεδομένα και οι καινοτομίες που υπάρχουν στην προσπάθεια εξέλιξης των μετεωρολογικών ραντάρ.

## 2 Μετεωρολογικά ραντάρ

### 2.1 Ιστορικά στοιχεία

Το ραντάρ είναι μία συσκευή που εκπέμπει ηλεκτρομαγνητικά κύματα στο χώρο και καταγράφει το κλάσμα της ενέργειας που ανακλάται σε εμπόδια και επιστρέφει στο σημείο εκπομπής πίσω στο ραντάρ. Ο όρος radar προέρχεται από τα αρχικά της αγγλικής φράσης «**RA**dar **D**etection **A**nd **R**anging». Στα ελληνικά μεταφράζεται ως ραδιοεντοπιστής. Η συσκευή αυτή χρησιμοποιείται για την ανίχνευση (Detection) και τον εντοπισμό αντικειμένων που δεν μπορούν να παρατηρηθούν οπτικά και για τη συλλογή άμεσων πληροφοριών σχετικά με τον ακριβή προσδιορισμό της απόστασης (Ranging), του ύψους, της ταχύτητας αυτών σε σχέση με το ραντάρ και της διεύθυνσης της κίνησης των αντικειμένων ως προς το γεωγραφικό βορρά (αζιμούθιο). Μετά από επεξεργασία των δεδομένων του ραντάρ μπορούν να εξαχθούν περισσότερες πληροφορίες για την περιγραφή των αντικειμένων.

Η αρχή λειτουργίας του ραντάρ βασίζεται στη δυναμική θεωρία του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που διατυπώθηκε το 1865 από τον Σκωτσέζο Θεωρητικό Φυσικό James Clerk Maxwell (1831-1879). Ο Maxwell απέδειξε θεωρητικά ότι, το ηλεκτρικό και το μαγνητικό πεδίο ταξιδεύουν στο χώρο σε μορφή κυμάτων με την ταχύτητα του φωτός ( $c=3 \times 10^8 \text{ m/s}$ ).

Ακολούθησαν πολλά πειράματα βασισμένα πάνω στη Θεωρία του Maxwell, όπως του Γερμανού φυσικού Heinrich (1887-1888), από τα οποία αποδείχθηκε ότι, όταν τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα εστιαστούν σε μία δέσμη μπορούν να οπισθοσκοδεύουν σε περίπτωση που προσπέσουν σε σώματα διαφορετικής διηλεκτρικής σταθεράς από αυτή του αέρα. Η ενοποίηση φαινομένων φωτός και ηλεκτρισμού οδήγησε στην πρόβλεψη της ύπαρξης ραδιοκυμάτων και δημιούργησε τη θεμελιώδη αρχή επί της οποίας στηρίζεται η λειτουργία όλων των τύπων ραντάρ (Σάγος, 2004).

Το ραντάρ έχει πολλούς υποψήφιους πατέρες και ως ολοκληρωμένο σύστημα το συναντάμε στο Β' Παγκόσμιο Πόλεμο. Τα πρώτα πειραματικά ραντάρ λειτούργησαν με συνεχή εκπομπή ραδιοκυμάτων (CW ή Continuous Wave), διότι ήταν εύκολα στην κατασκευή τους (Σάγος, 2004).

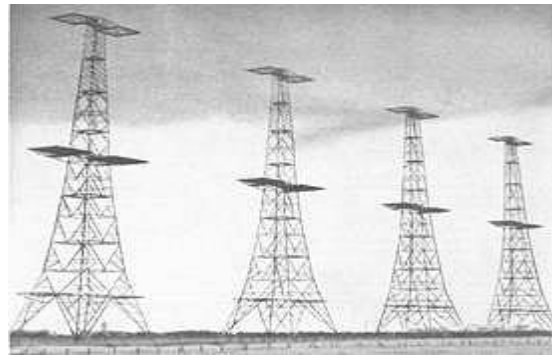
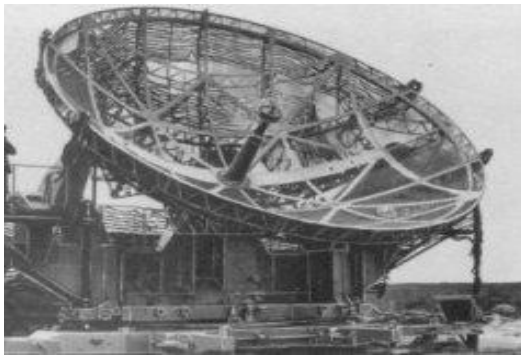
Το 1922, η επιτυχημένη ανίχνευση ενός πλοίου από τους A.H. Taylor και L.C. Young του Εργαστηρίου Ερευνών του Πολεμικού Ναυτικού των Η.Π.Α. (Naval Research Laboratory ή NRL) επετεύχθη με τη χρησιμοποίηση ενός ραντάρ CW, που αποτελούνταν από ξεχωριστό πομπό και δέκτη και μήκος κύματος 5m (Marshall, 1955).

Επειδή τα πρώτα ραντάρ συνεχούς εκπομπής κύματος δε μπορούσαν να μετρήσουν την απόσταση του αντικειμένου αντικαταστάθηκαν από τα παλμικά ραντάρ (Pulse radars). Η πρώτη εφαρμογή των ιδιοτήτων της παλμικής εκπομπής για τη μέτρηση της απόστασης που έγινε σε επιστημονική, ερευνητική βάση (Appleton and Barnett, 1925 και Breit and Tuve, 1926) αφορούσε στη μέτρηση του

ύψους της ιονόσφαιρας. Στα πειράματα που πραγματοποιήθηκαν μπόρεσαν να αποδείξουν την πρώτη επιστροφή ραδιοκύματος (Merrill, 1983). Χρειάστηκε όμως παραπάνω από μία δεκαετία έως ότου να εκτελεστεί μία πετυχημένη ανίχνευση αεροσκάφους από παλμικό ραντάρ.

Μεταξύ 1935 και 1939, και άλλες χώρες όπως η Μεγάλη Βρετανία, Γερμανία, Γαλλία, Ρωσία, Ιταλία και Ιαπωνία προσπάθησαν να αναπτύξουν συσκευές ραντάρ προκειμένου να ανταποκριθούν καλύτερα στις στρατιωτικές τους ανάγκες. Στα πειράματά τους αρχικά χρησιμοποιούσαν τα CW ραντάρ και παρόλο που οι Γάλλοι και Ιάπωνες ανέπτυξαν επιχειρησιακά συστήματα, τα αποτελέσματα χρήσης αυτών ήταν φτωχά. Μόνο οι Η.Π.Α. και η Μεγάλη Βρετανία πέτυχαν στην διάρκεια του Β' Παγκοσμίου Πολέμου να παρουσιάσουν ραντάρ που έφταναν σε συχνότητες εκπομπής μέχρι και 600 MHz. Αξίζει, επίσης, να αναφερθεί και η προσπάθεια του Έλληνα καθηγητή Παύλου Σαντορίνη (Οδησός 1893-Αθήνα 1986) για την ανάπτυξη ενός εκατοστομετρικού ραντάρ το 1939.

Η πίεση του επερχόμενου πολέμου είχε ως αποτέλεσμα την απόκτηση περισσότερης εμπειρίας από τους Βρετανούς σε σχέση με τους Αμερικανούς. Όταν τελικά οι Η.Π.Α. εισήχθησαν στον πόλεμο, οι Βρετανοί ήταν πλέον έμπειροι σε στρατιωτικές εφαρμογές συσκευών ραντάρ. Η ιστορία των ραντάρ στη Μεγάλη Βρετανία ξεκίνησε το 1935, όταν οι Βρετανοί κατάφεραν να πραγματοποιήσουν την πρώτη εκπομπή παλμικών σημάτων τον Ιούνιο του 1935, σχεδόν ένα χρόνο νωρίτερα από το επιτυχημένο πείραμα με το παλμικό ραντάρ που διεξήχθη στο NRL των Η.Π.Α. (Hitschfeld, 1986). Ο Watson (1959) ενδεικτικά αναφέρει τη χρήση συχνότητας 12 MHz για τον εντοπισμό ενός βομβαρδιστικού σε απόσταση 40 μιλίων το Σεπτέμβριο του 1935 και την πολύ σημαντική παρουσίαση του πρώτου σταθμού παράκτιων ραντάρ στη συχνότητα των 25 MHz τον Απρίλιο του 1937, η οποία αποτέλεσε την αρχή της έναρξης των εργασιών κατασκευής του συστήματος έγκαιρης προειδοποίησης Chain Home (CH). Το σύστημα αυτό, που διέθετε εκείνη την εποχή αποκλειστικά η Μ. Βρετανία, βοήθουσε στην εποπτεία των ακτών της Μάγχης και αποτελούνταν από πολλές κεραίες σε απόσταση μεταξύ τους που εξέπεμπαν σήμα συχνότητας 22-60 MHz. Τα κύρια χαρακτηριστικά του ήταν ότι ο υπολογισμός της κατεύθυνσης του στόχου εξάγονταν από δύο κεραίες (αμφιστατική προσέγγιση), ενώ από κάθε κεραία επιτυγχάνονταν η εκτίμηση της απόστασης του στόχου. Το Chain Home (Εικόνα 3) έπαιξε αποφασιστικό ρόλο για την επιτυχή έκβαση της "μάχης της Αγγλίας" (Battle of Britain), όπως αποκαλέστηκε η απόπειρα καταστροφής της RAF από τη Λουφτβάφε το 1940.

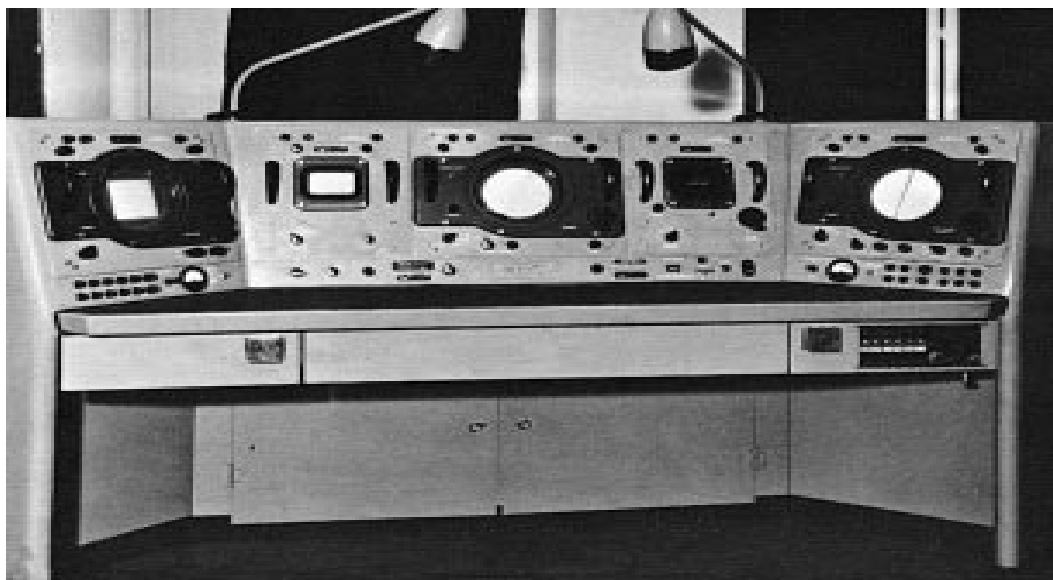


**Εικόνα 3: Αριστερά: το γερμανικό ραντάρ Wuerzburg-Riese. Δεξιά: Οι κεραίες του δικτύου έγκαιρης προειδοποίησης Chain Home (CH) κατά μήκος των ακτών της Μάγχης. Πηγή: <http://sfrang.com/historia/selida621.htm>**

Η χρησιμότητα των ραντάρ σε ειρηνικούς σκοπούς ήταν εμφανής από το 1912 με την πρόσκρουση του Τιτανικού σε παγόβουνο και τη βύθισή του. Η πρόσκρουση θα μπορούσε να είχε αποφευχθεί αν υπήρχαν τα κατάλληλα συστήματα καθοδήγησης πλοίων και έγκαιρης προειδοποίησης. Επίσης, η χρήση του ραντάρ για μετεωρολογικές παρατηρήσεις δίνει τη δυνατότητα εντοπισμού καιρικών συστημάτων και τη συλλογή μετρήσεων των μετεωρολογικών παραμέτρων. Κατά τη διάρκεια του Β' Παγκοσμίου Πολέμου, τα πρώτα ικανοποιητικά αποτελέσματα των στρατιωτικών ερευνών, που διεξήχθησαν με τη βοήθεια των στοιχείων από μετρήσεις με ραντάρ, έβαλαν τις βάσεις για τη χρήση τους και στη μετεωρολογία στη μεταπολεμική εποχή (Ryde, 1946).

Η «ημερομηνία γέννησης» οποιουδήποτε πεδίου της επιστήμης είναι συνήθως αδύνατη να ορισθεί χρονικά. Στην περίπτωση όμως της Ραδιομετεωρολογίας (radar meteorology), της οποίας κύριος σκοπός είναι η ανάδειξη των εφαρμογών των ραντάρ στη Μετεωρολογία, η γέννησή της προήλθε από τυχαίο γεγονός στις 20 Φεβρουαρίου του 1941. Τότε, οι μετεωρολόγοι του ναυτικού εντόπισαν, εκτός από πλοία και αεροπλάνα, σωρειτόμορφα νέφη και βροχή σε απόσταση 7 μιλίων με τη βοήθεια ενός ραντάρ μήκους κύματος 10 cm στις ακτές της Μάγχης στην Αγγλία (Ligda, 1951). Παρόμοιες παρατηρήσεις έγιναν και στις Η.Π.Α. στα μέσα του 1941 από το εργαστήριο ακτινοβολίας του MIT (MIT Radiation Laboratory). Η επιστήμη αυτή θεμελιώθηκε από τον Ryde στην Αγγλία και από τους Goldstein, Siegert, Bent και Kerr στις Η.Π.Α.

Όπως αναφέρει ο Atlas (1964) στο βιβλίο *Advances in Radar Meteorology*, το πρώτο επιχειρησιακό ραντάρ ανίχνευσης καταιγίδων εγκαταστάθηκε στον Παναμά τον Ιούνιο του 1943. Την περίοδο 1943-1945, στις Η.Π.Α., σχεδιάστηκε το AN/CPS-9 X-band ραντάρ εντοπισμού καταιγίδων. Ήταν το πρώτο ραντάρ αφοσιωμένο στην παρατήρηση καιρού με τη βοήθεια του οποίου εξαγγέλλονταν τοπικές προγνώσεις. Εγκαταστάθηκε, όμως, ως επιχειρησιακό, στις 20 Ιουνίου 1954 στο Maxwell AFB, της Alabama. Στην (Εικόνα 4) φαίνεται η επιχειρησιακή κονσόλα ενός CPS-9 X-band ραντάρ.

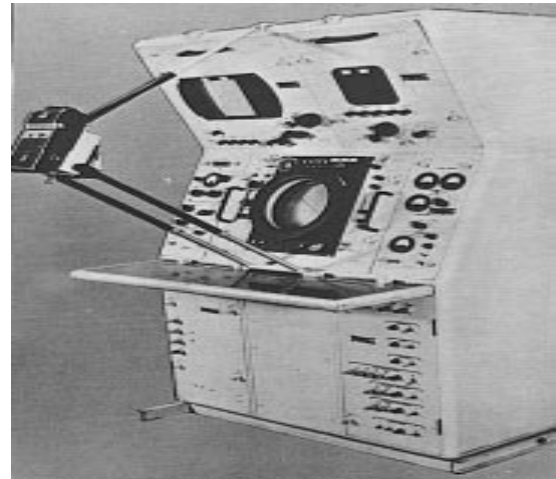
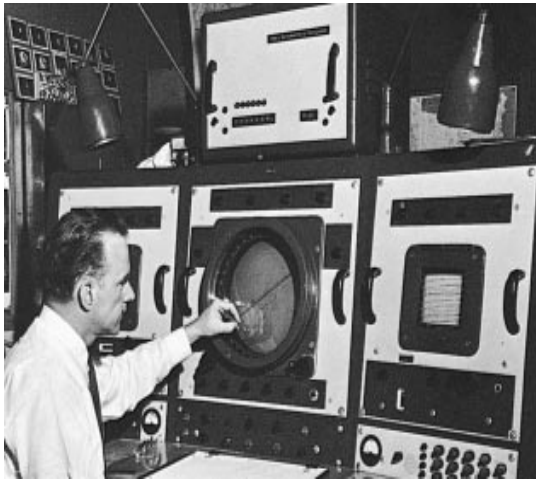


Εικόνα 4: Η επιχειρησιακή κονσόλα ενός CPS-9 X-band ραντάρ (Whiton et al., 1988)

Οι αρχές λειτουργίας των παλμικών Doppler ραντάρ εφαρμόστηκαν για πρώτη φορά σε μετεωρολογικές μετρήσεις από τους Barrat και Browne (1953) στο πανεπιστήμιο του Κέμπριτζ της Αγγλίας την Άνοιξη του 1953. Η τεχνολογία Doppler βοήθησε τους μετεωρολόγους να συσχετίσουν την ένταση και τη διεύθυνση του ανέμου με την ανακλαστικότητα του ραντάρ. Ως γνωστόν, ο διατμητικός άνεμος αποτελεί κρίσιμη παράμετρο στο σχηματισμό υπερκυτταρικών καταιγίδων και γι' αυτό το λόγο η ακριβέστερη μέτρησή του με Doppler ραντάρ είναι αναγκαία για τη γρήγορη ανίχνευση ανεμοστρόβιλων και την έγκαιρη ειδοποίηση του κοινού.

Κατά τα τέλη της δεκαετίας του 1950, στις Η.Π.Α., μετά το ξέσπασμα μίας σειράς καταστροφικών ανεμοστρόβιλων, για τους οποίους δεν υπήρξε έγκαιρη προειδοποίηση, η κυβέρνηση ξεκίνησε την εγκατάσταση του πρώτου εθνικού δικτύου 3D ραντάρ επιτήρησης καιρού (Weather Surveillance Radar ή WSR), με την ονομασία WSR-57, το οποίο μπήκε σε λειτουργία το 1957. Αποτελούνταν, αρχικά το 1958, από 31 ραντάρ S-Band συχνότητας, τα οποία αυξήθηκαν στα 45 το 1967. Κάποια από τα ραντάρ του δικτύου χρησιμοποιήθηκαν και σε υδρολογικές έρευνες σχετικά με την λειψυδρία στην πολιτεία της Καλιφόρνια (Whiton et al., 1988), ενώ άλλα ραντάρ βοήθησαν στην εξάλειψη πυρκαγιών εντοπίζοντας περιοχές υψηλού κινδύνου εμφάνισης κεραυνών. Μερικά από αυτά παρέμειναν σε λειτουργία μέχρι να αντικατασταθούν από τα WSR-88D τη δεκαετία του 1990. Το πρώτο επιχειρησιακό FPS-77 ραντάρ C-band εγκαταστάθηκε το Μάρτιο του 1966 και μπορούσε να εμποτεύσει με εύρος δέσμης ακτινοβολίας  $1,6^\circ$ , χρησιμοποιώντας κεραία διαμέτρου 8ft, ουσιαστικά πολύ μικρότερη από αυτή που είχε το WSR-57. Η ισχύς του στον πομπό (250kW) ήταν ίδια με αυτή του CPS-9, ενώ το μήκος του παλμού έφτανε τα 2-μs χωρίς να μεταβάλλεται. Τα ελαττώματα που εμφανίστηκαν τόσο στο λειτουργικό όσο και στο κατασκευαστικό κομμάτι του FPS-77 C-band ραντάρ, οδήγησαν στο να τεθεί πολύ σύντομα εκτός λειτουργίας (Whiton et al.,

1988). Συνεπώς, ήταν επιτακτική ανάγκη να αντικατασταθούν από τα πιο σύγχρονα ραντάρ επιτήρησης καιρού, τα λεγόμενα WSR-74 S-band και C-band μετεωρολογικά ραντάρ. Από λειτουργικής άποψης, τα WSR-74 S-band και WSR-74 C-band μετεωρολογικά ραντάρ είναι παρόμοια.



**Εικόνα 5: Αριστερά: ο πίνακας ελέγχου του WSR-57 S-band ραντάρ. Δεξιά: η επιχειρησιακή κονσόλα του FPS-77 C-band ραντάρ (Whiton et al., 1988).**

Τη χρονική περίοδο 1960-1980, πολλές χώρες ( Η.Π.Α., ο Καναδάς, το Βέλγιο, η Αγγλία, η Ιαπωνία, η Ιταλία κ.ά.) προχώρησαν σε πρόσθετες, σύγχρονες εγκαταστάσεις μετεωρολογικών ραντάρ, έτσι ώστε να επεκτείνουν τα ήδη υπάρχοντα εθνικά τους δίκτυα και να καλύψουν τυχόν χωρικά κενά. Επιπρόσθετα, όλες οι εμπορικές αεροπορικές εταιρείες υιοθέτησαν ραντάρ καιρού στα αεροσκάφη τους προκειμένου να εξασφαλίσουν περισσότερη ασφάλεια στις πτήσεις τους. Οι εφαρμογές των ραντάρ επεκτάθηκαν και σε άλλες ερευνητικές περιοχές όπως είναι η φυσική των νεφών και των κατακρημνίσεων, η τροποποίηση του καιρού, ο ατμοσφαιρικός ηλεκτρισμός και η υδρομετεωρολογία.

Τη δεκαετία του 1970, η τεχνική πρόοδος συνεχίστηκε με αποτέλεσμα να επιτευχθεί η πρώτη έγχρωμη απεικόνιση δεδομένων από ραντάρ και η πρώτη παρατήρηση ανεμοστρόβιλου με τη χρήση ενός Doppler ραντάρ στις Η.Π.Α. (Duda, 2009). Τα συνεχή καλά αποτελέσματα που είχαν εμφανιστεί με την περαιτέρω χρήση των Doppler ραντάρ, οδήγησαν τις Η.Π.Α. στην αντικατάσταση των παλαιότερων επιχειρησιακών ραντάρ καιρού (WSR-57 και WSR-74) με Doppler ραντάρ νέας τεχνολογίας. Το επιχειρησιακό δίκτυο επιτήρησης καιρού παρουσιάστηκε το 1988 και αποτελούνταν από τη νέα γενιά ραντάρ (**NEX**t generation **RA**dar ή NEXRAD). Επίσης, καλείται WSR-88D, όπου το γράμμα “D” σημαίνει **D**oppler. Σήμερα, στις Η.Π.Α., μαζί με τα 158 doppler ραντάρ νέας γενιάς χρησιμοποιούνται και δύο ακόμη τύποι ραντάρ, το διπλής πόλωσης (D-POL ή **D**ual **P**OLarimetric) και το αμφιστατικό (bistatic) ραντάρ.

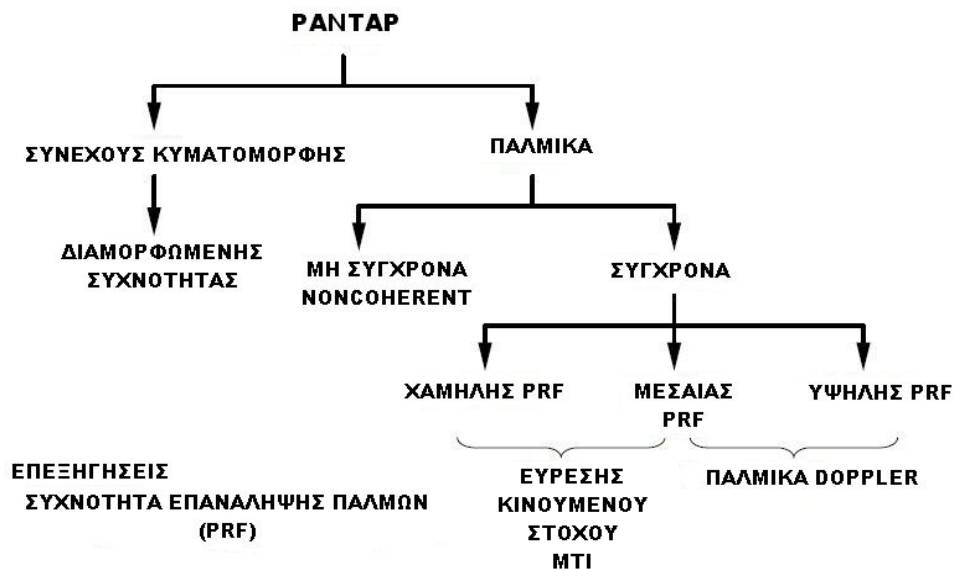
## 2.2 Τα είδη και οι εφαρμογές των ραντάρ

Γενικά, τα ραντάρ μπορούν να κατηγοριοποιηθούν σε: εδάφους, αερομεταφερόμενα, διαστημικά και ναυτικά ραντάρ. Μπορούν επίσης να ταξινομηθούν σε διάφορες κατηγορίες βασισμένα σε συγκεκριμένα χαρακτηριστικά, όπως η συχνότητα λειτουργίας, ο τύπος της κεραίας και ο τρόπος χρήσης των κυματομορφών. Μία διαφορετική ταξινόμηση μπορεί να γίνει με βάση το σκοπό για τον οποίο χρησιμοποιούνται. Τα ραντάρ χρησιμοποιούνται στη μετεωρολογία για τον εντοπισμό καιρικών συστημάτων και τη μέτρηση μετεωρολογικών παραμέτρων. Μέσα στους ευρύτερους στόχους ενός ραντάρ είναι να παρέχει στον εκάστοτε χρήστη χρήσιμες πληροφορίες που αφορούν στις χαλαζοπτώσεις από ισχυρές καταιγίδες, στην πρόγνωση ανεμοστρόβιλων, τυφώνων και ισχυρών ανέμων. Οι εφαρμογές τους επεκτείνονται στον τομέα της μετεωρολογίας, της υδρομετεωρολογίας, (όπου η χρήση τους βοηθάει στη μέτρηση του ύψους βροχόπτωσης) και στην εκτίμηση και πρόγνωση πλημμυρών. Επίσης, ραντάρ χρησιμοποιούνται στην υπηρεσία πολιτικής προστασίας για τις εξαγγελίες προειδοποιήσεων ή συμβουλών σχετικά με πιθανά ακραία καιρικά φαινόμενα και πυρκαγιές. Εκτός αυτών, η πιο συνηθισμένη εφαρμογή τους λαμβάνει χώρα στη ναυτιλία, στην αεροπλοΐα, στις διαστημικές αποστολές και φυσικά στις ένοπλες δυνάμεις.

Μία άλλη υποκατηγορία ραντάρ στηρίζεται στη θέση στην οποία βρίσκονται οι κεραίες τους. Ραντάρ των οποίων οι κεραίες βρίσκονται σε διαφορετικά σημεία ως προς το στόχο, ονομάζονται αμφιστατικά ραντάρ. Το χρονικό διάστημα ( $\Delta t$ ) μεταξύ εκπομπής και λήψης συνδέεται γραμμικά με την απόσταση ( $r$ ) του στόχου με τη σχέση  $r = c\Delta t/2$ . Στην περίπτωση των αμφιστατικών ραντάρ η απόσταση ( $r$ ) δίνεται από τον τύπο:  $r = r_t + r_r$ , όπου ( $r_t$ ) είναι η απόσταση του στόχου από την κεραία εκπομπής (π.χ. ένα ραντάρ εδάφους) και ( $r_r$ ) είναι η απόσταση του στόχου από την κεραία λήψης (π.χ. ένα αερομεταφερόμενο ραντάρ). Στη συνέχεια, είναι εύκολο να καταλάβει κάποιος ότι τα μονοστατικά ραντάρ είναι αυτά στα οποία ο πομπός και ο δέκτης ταυτίζονται. Στην περίπτωση των μονοστατικών ραντάρ, ισχύει ότι  $r = r_t = r_r$ .

Τα ραντάρ, τις περισσότερες φορές, ταξινομούνται με βάση τον τύπο κυματομορφών που χρησιμοποιούν ή τη συχνότητα λειτουργίας (Εικόνα 6). Ραντάρ συνεχούς κυματομορφής (CW) είναι αυτά που συνεχώς εκπέμπουν ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία και χρησιμοποιούν ξεχωριστές κεραίες εκπομπής και λήψης. Τα διαμορφωμένου σήματος CW ραντάρ μπορούν με ακρίβεια να μετρήσουν την ακτινική ταχύτητα ενός αντικειμένου (ολίσθηση Doppler), τη γωνιακή θέση και φυσικά την ύπαρξή του. Ικανοποιητικά αποτελέσματα στη μέτρηση της απόστασης του αντικειμένου επιτυγχάνονται μόνο όταν εφαρμόζεται η αμφιστατική προσέγγιση, δηλαδή όταν χρησιμοποιούνται διαφορετικές κεραίες εκπομπής-λήψης.



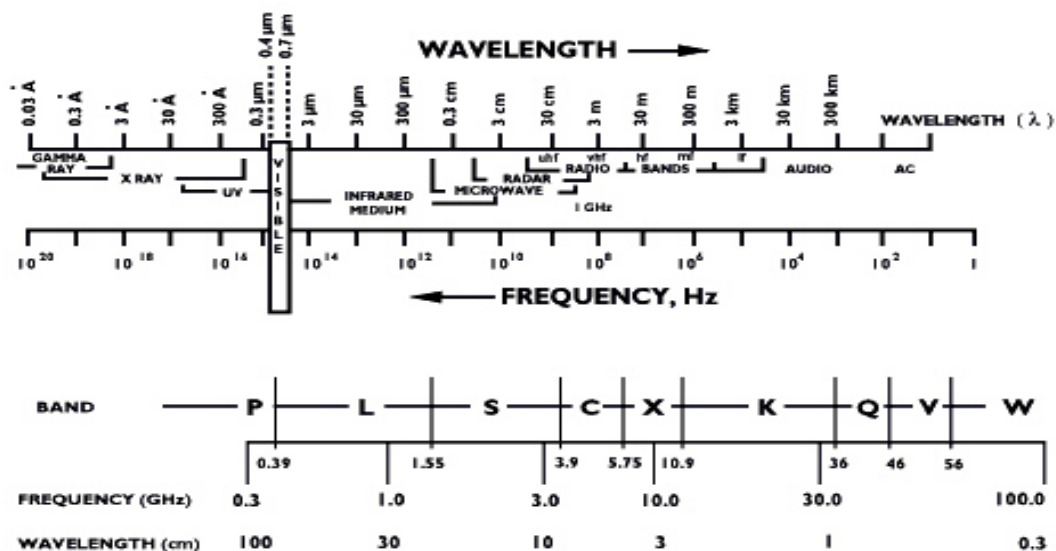


Εικόνα 6: Η ταξινόμηση των ραντάρ με βάση τον τύπο των κυματομορφών (Jenn, 2010 μετά από προσαρμογή).

Τα παλμικά ραντάρ (PR) είναι αυτά που εναλλάσσουν διαδοχικά κύκλους εκπομπής-λήψεως και είναι ευρύτατα διαδεδομένα σήμερα. Διακρίνονται σε συστήματα σύγχρονης διάταξης φάσης (Coherent), δηλαδή αυτά των οποίων οι παλμοί ξεκινούν με την ίδια φάση και σε αυτά των οποίων το σήμα έχει υποστεί ένα είδος διαμόρφωσης με αποτέλεσμα η αρχική φάση του κάθε παλμού να είναι διαφορετική (Non-coherent). Η κύρια όμως ταξινόμησή τους σε αυτήν την κατηγορία γίνεται σύμφωνα με τη συχνότητα επανάληψης των παλμών (**P**ulse **R**epetition **F**requency-PRF), σε χαμηλής συχνότητας PRF, μεσαίας συχνότητας PRF και υψηλής συχνότητας PRF. Τα χαμηλής συχνότητας PRF ραντάρ χρησιμοποιούνται κυρίως για τον προσδιορισμό της θέσης των αντικειμένων (**M**oving **T**arget **I**dentification - MTI) ενώ τα υψηλής συχνότητας PRF για τη μέτρηση της ταχύτητας αυτών (παλμικά Doppler ραντάρ). (Στο επόμενο υποκεφάλαιο αναφέρονται αναλυτικά οι βασικές λειτουργίες του παλμικού μετεωρολογικού ραντάρ.)

Τα μετεωρολογικά ραντάρ λειτουργούν στις ζώνες συχνότητας S, C και X του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (Εικόνα 7). Αυτές οι ζώνες συχνότητας αντιστοιχούν σε μήκη κύματος από 2,5 μέχρι 4cm για την X-ζώνη (8-12 GHz συχνότητα), 4 έως 8cm για την C-ζώνη (4-8 GHz συχνότητα) και 8 έως 15cm για την S-ζώνη (2-4 GHz συχνότητα). Τα περισσότερα επιχειρησιακά ραντάρ καιρού εκπέμπουν στην ζώνη συχνότητας S με μήκη κύματος 10cm (3GHz συχνότητα) προκειμένου να ελαχιστοποιήσουν την εξασθένηση του σήματος στην ατμόσφαιρα. Εξαιτίας του μήκους κύματος και της συχνότητας λειτουργίας τους είναι χρήσιμα για καιρικές παρατηρήσεις τόσο σε κοντινές όσο και σε μακρινές αποστάσεις. Παρόλα αυτά χρειάζονται πολύ μεγαλύτερη διάμετρο κεραίας και ισχυρότερο πομπό λειτουργίας σε σύγκριση με τα ραντάρ ζώνης συχνότητας C. Γι' αυτό το λόγο τα τελευταία είναι πιο οικονομικά στη σχεδίαση και την κατασκευή τους αλλά το σήμα τους εξασθενεί ευκολότερα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ο τύπος αυτού του ραντάρ να χρησιμοποιείται για

παρατηρήσεις κοντινών αποστάσεων λειτουργώντας με στενότερο εύρος δέσμης ακτινοβολίας συγκριτικά με ταραντάρ ζώνης συχνότητας  $S$ . Εξαιτίας του μικρού μήκους κύματος που χρησιμοποιούν τα ραντάρ ζώνης συχνότητας  $X$  είναι πιο ευαίσθητα ως όργανα παρατηρήσεων με αποτέλεσμα να μπορούν να ανιχνεύσουν ακόμα και μικροσκοπικά υδροσταγονίδια στην ατμόσφαιρα. Για αυτόν το λόγο χρησιμοποιούνται σε έρευνες σχετικά με την κατακόρυφη ανάπτυξη των νεφών και την ανίχνευση ασθενούς κατακρήμνισης όπως είναι το χιόνι. Το σήμα και αυτών των ραντάρ εξασθενεί πολύ εύκολα λόγω απορρόφησης μέσα στην ατμόσφαιρα σε βαθμό που να περιορίζει την χρήση τους για έρευνες μόνο σε πολύ κοντινές αποστάσεις. Επίσης, εξαιτίας του μικρού μεγέθους που έχουν, μπορούν να μετακινηθούν σχετικά εύκολα ή να τοποθετηθούν πάνω σε φορητά όπως το ραντάρ X-band του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α.). Η χρήση τους επεκτείνεται ως τις διαστημικές έρευνες, καθώς και τον έλεγχο ταχύτητας από την αστυνομία. Τέλος, τα περισσότερα αεροσκάφη είναι εφοδιασμένα με τέτοιου τύπου ραντάρ για να εντοπίζουν καιρικά συστήματα και περιοχές έντονων αναταράξεων.



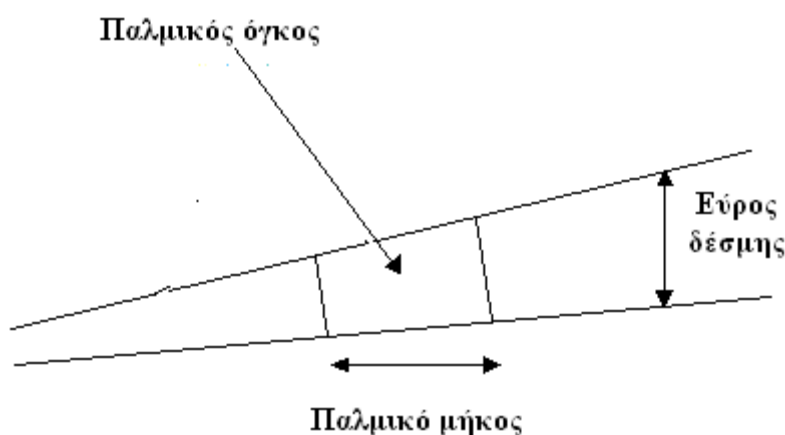
Εικόνα 7: Το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα. Στο πάνω μέρος της εικόνας φαίνονται τα μήκη κύματος (wavelength) και οι συχνότητες (frequency) σε Hz (Hertz). Στο κάτω μέρος φαίνονται οι ζώνες συχνότητας (P, L, S, C κ.ο.κ.), τα εύρη συχνοτήτων, καθώς και οι τυπικές τιμές αυτών και μηκών κύματος για την κάθε ζώνη. (Πηγή: [www.earth.esa.int/applications](http://www.earth.esa.int/applications))

## 2.3 Βασικές αρχές λειτουργίας του μετεωρολογικού ραντάρ

### 2.3.1 Εξίσωση του ραντάρ

Όπως είναι φυσικό, η ένταση της ακτινοβολίας του ραντάρ εξασθενεί κατά τη μετάδοσή της στην ατμόσφαιρα. Αυτό οφείλεται σε φαινόμενα σκέδασης και απορρόφησης που προκαλούνται από τους στόχους στην ατμόσφαιρα. Οι στόχοι για ένα μετεωρολογικό ραντάρ μπορεί να είναι οι σταγόνες της βροχής, το χιόνι, το χαλάζι, τα νέφη κ.ά.. Η σκέδαση της ακτινοβολίας του ραντάρ

οφείλεται στην ύπαρξη μεγάλων σταγόνων βροχής, χιονιού και χαλαζιού, τα οποία εκπέμπουν την προσπίπτουσα σε αυτά ενέργεια του ραντάρ προς όλες τις κατευθύνσεις (σκέδαση). Η απορρόφηση οφείλεται επίσης σε σταγόνες βροχής (μικρές και μεγάλες), χιόνι, χαλάζι, υδροσταγονίδια των νεφών, αλλά κυρίως στα ατμοσφαιρικά αέρια (π.χ.  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $O_3$  κλπ) και στο έδαφος. Η ισχύς που ανακλάται προς την κεραία του ραντάρ είναι το χρήσιμο εργαλείο για τη λειτουργία του. Η σκεδαζόμενη αυτή ισχύς είναι προφανώς ένα κλάσμα της προσπίπτουσας. Το ποσό της επιστρεφόμενης ενέργειας από τα υδρομετεώρα εξαρτάται από ένα σύνολο παραγόντων (Σάγος, 2004). Αυτοί είναι, πρώτον, οι παράγοντες που αφορούν στο κατασκευαστικό κομμάτι ενός ραντάρ όπως είναι η εμβέλεια, η ισχύς εκπομπής, η απολαβή της κεραίας και το μήκος κύματος λειτουργίας και δεύτερον η ενεργός διατομή του στόχου δηλαδή των υδρομετεώρων καθώς επίσης και οι διηλεκτρικές ιδιότητες τους, το μέγεθος, η σύνθεση, το σχήμα, η θερμοκρασία, ο αριθμός τους μέσα στον παλμικό όγκο του ραντάρ και η σχετική τους θέση. Η ενεργός διατομή του στόχου μετράται σε  $m^2$  επειδή ορίζεται ως το εμβαδόν της νοητής επιφάνειας ενός ισότροπου στόχου, δηλαδή αυτού που σκεδάζει την ενέργεια προς την κεραία ομοιόμορφα προς όλες τις κατευθύνσεις. Το πακέτο της εκπεμπόμενης ενέργειας καθορισμένου μήκους η οποία ταξιδεύει παράλληλα με τη δέσμη ακτινοβολίας, αλληλεπιδρά με την ατμόσφαιρα και επιστρέφει πάλι πίσω στην κεραία ονομάζεται παλμικός όγκος του ραντάρ (Εικόνα 8).



Εικόνα 8: Απλή σχηματική αναπαράσταση του παλμικού όγκου και του εύρους δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ.

Η σύνδεση όλων αυτών των βασικών παραμέτρων πραγματοποιείται μέσω της εξίσωσης του ραντάρ η οποία παρουσιάζει δύο μορφές: μία για σημειακό στόχο και μία για διάσπαρτους κατανεμημένους στόχους στην ατμόσφαιρα.

Όσο αναφορά στο κλάσμα της μεταδιδόμενης ενέργειας που επιστρέφει από σημειακό στόχο και λαμβάνεται από την κεραία του ραντάρ, αυτό δίνεται από την παρακάτω σχέση (Σάγος, 2004):

$$P_r = \frac{P_t G^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \quad \text{ή} \quad R_{\max} = \sqrt[4]{\frac{P_t G^2 \sigma}{64\pi^3 P_{\min}}} \quad (1)$$

όπου  $P_t$  = η μεταδιδόμενη ενέργεια σε Watt

$r$  = η απόσταση του σημειακού στόχου από το ραντάρ σε m

$\sigma$  = η ενεργός διατομή του στόχου σε  $m^2$

$\lambda$  = το μήκος κύματος του ραντάρ σε m

$G$  = η απολαβή (gain) ισχύος της κεραίας, (αδιάστατος αριθμός που μετρά τους βαθμούς συγκέντρωσης της ισχύος) και δίνεται από το λόγο της έντασης ακτινοβολίας της κατευθυντικής κεραίας στο κέντρο της δέσμης προς την ένταση της ακτινοβολίας μίας ισοτροπικής κεραίας στο ίδιο σημείο.

Η Εξίσωση 1 αναφέρεται ως η εξίσωση του ραντάρ για ένα σημειακό στόχο από την οποία προκύπτει η μέγιστη θεωρητική εμβέλεια ή η μέγιστη απόσταση ανιχνεύσεως του ραντάρ  $R_{\max}$  όταν η επιστρεφόμενη ισχύς λάβει την ελάχιστη τιμή  $P_{\min}$  που μπορεί να ανιχνεύσει η κεραία του ραντάρ. Στην περίπτωση, όμως, που υπάρχουν πολλοί διάσπαρτοι στόχοι στην ατμόσφαιρα, όπως δηλαδή συμβαίνει σε μία καταιγίδα, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη το σύνολο των στόχων μέσα στον παλμικό όγκο του ραντάρ. Τότε, η μορφή της εξίσωσης του ραντάρ που ανέπτυξε ο Probert-Jones (1962) γίνεται:

$$\overline{P_r} = \frac{\pi^3 P_t G^2 \Theta \phi h |K|^2}{1024 \ln(2) \lambda^2 r^2} Z \quad \text{ή} \quad Z = \frac{1024 \ln(2)}{\pi^3} \left( \frac{\lambda^2}{P_t G^2 \Theta \phi h} \right) \left( \frac{r^2 \overline{P_r}}{|K|^2} \right) \quad (2)$$

όπου  $\overline{P_r}$  = η μέση τιμή της επιστρεφόμενης ισχύος σε Watt η οποία αναφέρεται στο άθροισμα των ισχύων από τα επιμέρους υδρομετέωρα,

$P_t$  = η μεταδιδόμενη ενέργεια σε Watt,

$\Theta$  = η οριζόντια γωνία της δέσμης της οποίας το κυρίως τμήμα θεωρείται ότι παρουσιάζει Gaussian κατανομή,

$\phi$  = η κατακόρυφη γωνία της δέσμης,

$h$  = το παλμικό μήκος. Ο όρος  $\ln(2)$  είναι ένας διορθωτικός συντελεστής λόγω ατμόσφαιρας,

$|K|^2$  = η διηλεκτρική παράμετρος η οποία σχετίζεται με το υλικό του στόχου, τη θερμοκρασία και το μήκος κύματος. Είναι μία ένδειξη της ανακλαστικής ικανότητας του στόχου. Για συνήθεις θερμοκρασίες και για υδρομετέωρα η τιμή της παραμέτρου  $|K|^2$  είναι 0,93, ενώ για παγοκρυστάλλους 0,197 αντίστοιχα (Collier, 1989)

Στην προκειμένη περίπτωση θεωρείται το ίδιο για όλα τα σωματίδια, δηλαδή τα σωματίδια μπορεί

να είναι είτε υδροσταγονίδια είτε παγοκρύσταλλοι και  $Z = \sum_i^n \frac{D_i^6}{\text{μονάδα όγκου}}$ , ο παράγοντας

ανακλαστικότητας του ραντάρ που μετράται σε  $\text{mm}^6/\text{m}^3$  (Atlas et al., 1964) και θεωρείται ότι είναι σταθερός για όλο το χρονικό διάστημα που χρειάζεται για να μετρηθεί η μέση τιμή της επιστρεφόμενης ισχύος  $\overline{P_r}$ . Είναι ένα μέτρο της επιστρεφόμενης ισχύος από την σκέδαση της μεταδιδόμενης ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας του ραντάρ από τα υδρομετέωρα (βροχής και πάγου) και κατακρημνίσματα της ατμόσφαιρας γύρω από την περιοχή του ραντάρ. Η παραπάνω εξίσωση (2) του ραντάρ μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε ραντάρ και σύνολο από διάσπαρτα σωματίδια μέσα στον παλμικό όγκο του ραντάρ, δεδομένου ότι τα κατακρημνίσματα είναι ομογενείς διηλεκτρικές σφαίρες, οι οποίες συναντούν τις προϋποθέσεις του Rayleigh:

$$\blacktriangleright \frac{D}{\lambda} \leq \frac{1}{20} \text{ για σταγόνες βροχής και}$$

$$\blacktriangleright \frac{D}{\lambda} \leq \frac{1}{10} \text{ για πάγο}$$

όπου D η διάμετρος του σκεδαστή και λ το μήκος κύματος της ακτινοβολίας.

Επιπλέον, αποδεικνύεται ότι η επιστρεφόμενη ισχύς βρίσκεται σε γραμμική σχέση με τη διάμετρο D των υδρομετεώρων (Atlas et al., 1964):

$$P_r \sim \sum_i^n D_i^6 \quad (3)$$

από την οποία γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι όσο μεγαλύτερος είναι ο στόχος, τόσο μεγαλύτερη είναι η ενέργεια του ανακλώμενου κύματος.

Στην εξίσωση (2), ο όρος  $\frac{1024 \ln(2)}{\pi^3}$  είναι σταθερός, ενώ ο όρος  $\left( \frac{\lambda^2}{P_t G^2 \Theta_{ph}} \right)$  αναφέρεται στα

χαρακτηριστικά του ραντάρ, θεωρώντας παραβολικού τύπου κυκλικού τμήματος κεραία γνωστής

απόδοσης G. Έτσι για ένα συγκεκριμένο ραντάρ είναι γνωστοί και σταθεροί. Τέλος ο όρος  $\left( \frac{r^2 \overline{P_r}}{|K|^2} \right)$

αναφέρεται στα χαρακτηριστικά του στόχου τα οποία μπορούν εύκολα να μετρηθούν. Επομένως, η εξίσωση (2) μπορεί να γραφεί στην απλούστερη μορφή:

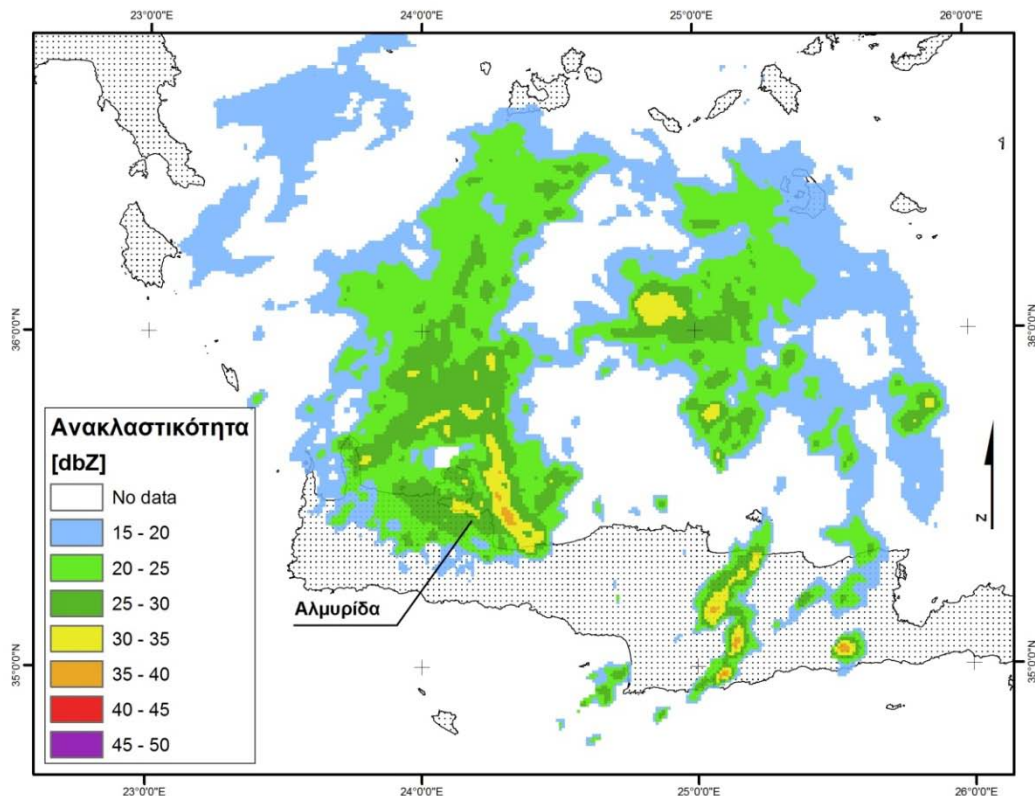
$$\overline{P_r} = C \frac{|K|^2 Z}{r^2} \quad \text{ή} \quad Z = \frac{r^2}{C |K|^2} \overline{P_r} \quad (4)$$

όπου C η σταθερά του ραντάρ. Χρησιμοποιώντας την εξίσωση (4), οι τιμές του Z παρουσιάζουν μεγάλο εύρος και κυμαίνονται από  $0,001 \text{ mm}^6/\text{m}^3$  για ομίχλη ή ασθενή νέφη μέχρι  $50.000.000 \text{ mm}^6/\text{m}^3$  για ισχυρό χαλάζι (Atlas et al., 1964). Αυτή η μεγάλη διακύμανση μπορεί να εξαλειφθεί εκφράζοντας τον παράγοντα ανακλαστικότητας Z του ραντάρ σε λογαριθμικές μονάδες:

$$z = 10 \log \left( \frac{Z}{1 \text{ mm}^6 / \text{m}^3} \right) \quad \text{ή} \quad z = 10 \log \left( \frac{r^2}{C|K|^2} \overline{P_r} \right) \quad (5)$$

όπου  $z$  = η λογαριθμική παράμετρος μετρημένη σε decibel dBZ και  $Z$  σε  $\text{mm}^6/\text{m}^3$ .

Αυτή η μετατροπή δίνει τιμές του  $z$  από -30 dBZ για ασθενή νέφη μέχρι και 75 dBZ για ισχυρό χαλάζι (Sioutas and Flocas, 2003). Αυτές είναι οι τιμές του  $z$  που απεικονίζονται στην οθόνη ενός ραντάρ ή φαίνονται στις διάφορες εικόνες ανακλαστικότητας από ραντάρ στο διαδίκτυο (Εικόνα 9).



Εικόνα 9: Καταγεγραμμένος συντελεστής ανακλαστικότητας [dbZ]. (Πηγή: Daliakopoulos and Tsanis, 2012)

### 2.3.2 Marshall-Palmer εκθετική σχέση ανακλαστικότητας και ρυθμού βροχόπτωσης

Για τη μέτρηση της βροχής με τη χρήση ραντάρ, χρησιμοποιείται από τους μετεωρολόγους ένας εμπειρικός τύπος ο οποίος συνδέει άμεσα τον παράγοντα ανακλαστικότητας  $Z$  ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ) με το ρυθμό βροχόπτωσης  $R$  ( $\text{mm/hr}$ ):

$$Z = AR^b \quad (6)$$

όπου οι σταθερές  $A$  και  $b$  παίρνουν εμπειρικές τιμές. Αναλόγως του τύπου καταιγίδας, της εποχής και της περιοχής, η εφαρμογή της εξίσωσης (5) προϋποθέτει τη γνώση της κατάλληλης κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων για την οποία οι Marshall and Palmer (1948) πρότειναν την παρακάτω εκθετική σχέση:

$$N_d = \frac{8000}{m^3 mm} e^{-4.1R^{-0.21}D} \quad (7)$$

όπου  $N_d$  = ο αριθμός των υδροσταγονιδίων ανά μονάδα όγκου για ένα συγκεκριμένο μέγεθος και  $D$  = η διάμετρος των υδροσταγονιδίων σε mm.

Επιπλέον, εξήγαγαν την εμπειρική Z-R σχέση για  $A=200$  και  $b=1.6$ :

$$Z=200R^{1.6} \quad (8)$$

η οποία χρησιμοποιείται ευρέως με ικανοποιητικά αποτελέσματα για τη μετατροπή των ανακλαστικότητων από συμπαγή στρατόμορφα νέφη σε τιμές ρυθμού βροχόπτωσης. ΟΠίνακας 1 παρουσιάζει την αντιστοιχία του ρυθμού βροχόπτωσης και της ανακλαστικότητας για διάφορες σχέσης μετατροπής.

**Πίνακας 1: Αντιστοιχία ρυθμού βροχόπτωσης (mm/h) και ανακλαστικότητας ανά σχέση.(Προσαρμογή από: Daliakopoulos and Tsanis, 2012)**

	Marshall- Palmer	East-Cool Stratiform	West-Cool Stratiform	WSR-88D Convective	Rosenfeld Tropical
15.00	0.32	0.49	0.65	0.20	0.18
25.00	1.33	1.56	2.05	1.04	1.22
35.00	5.62	4.93	6.49	5.38	8.29
40.00	12.09	9.11	11.99	12.92	23.04
45.00	23.68	15.60	20.53	27.86	56.46
55.00	99.85	49.32	64.93	144.28	384.64

### 2.3.3 Τεχνικά χαρακτηριστικά και κύριες μονάδες λειτουργίας του μετεωρολογικού ραντάρ

Ως παράδειγμα για την περιγραφή των κύριων τεχνικών χαρακτηριστικών του ραντάρ, εδώ χρησιμοποιούμε ένα από τα επτά μετεωρολογικά ραντάρ του Ελληνικού δικτύου που είναι το ραντάρ WSR-74 S-band. Πρόκειται για ένα παλμικό Doppler σύστημα με μέγιστη απόσταση εντοπισμού στόχων τα 450 km. ΟΠίνακας 2 παρουσιάζει κάποια από τα τεχνικά χαρακτηριστικά του ραντάρ.

**Πίνακας 2: Τεχνικά χαρακτηριστικά του WSR-74 S-band ραντάρ (Μπαλτάς, 2006)**

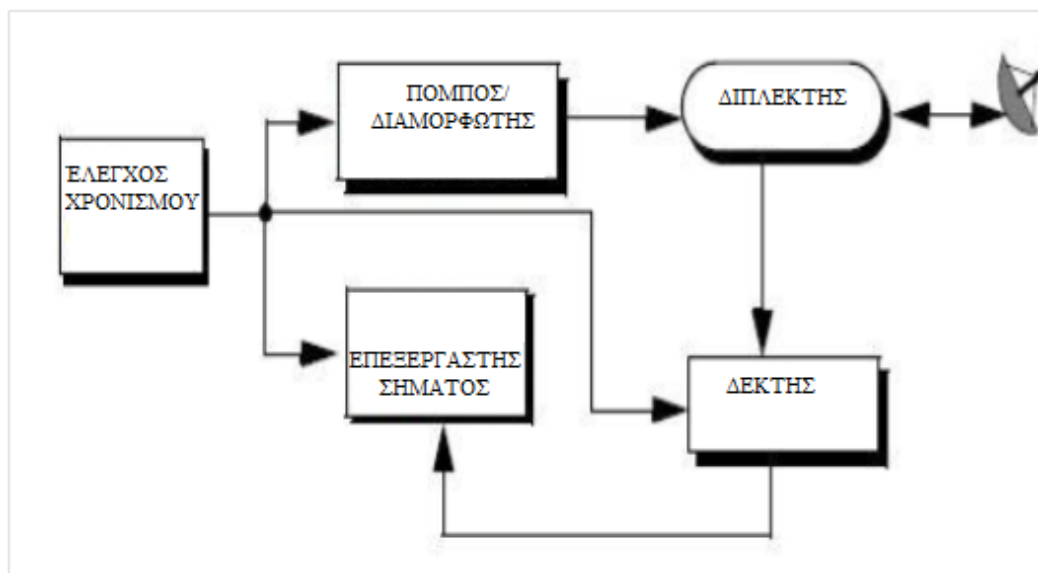
Τεχνικά χαρακτηριστικά	WSR 74 S-band
Συχνότητα	2700-3050 MHz (ρυθμιζόμενο)
Μήκος κύματος	10 cm
Μήκος παλμού	2 $\mu$ s
Συχνότητα επανάληψης παλμών (PRF)	259 PPS ( <b>P</b> ulse <b>P</b> er <b>S</b> econd)
Λογαριθμικός δέκτης	NAI
Αζιμούθιο	360° (συνεχές)
Γωνία ανύψωσης	-1° έως +60°
Τύπος κεραίας	Παραβολικός
Διάμετρος κεραίας	14 πόδια (ft)
Εύρος δέσμης	2° μέγιστο

Το ραντάρ αυτό είναι τοποθετημένο στην Αεροπορική Βάση της Λάρισας και χρησιμοποιείται από τον ΕΛ.Γ.Α. κατά τη χρονική περίοδο Απρίλιο-Οκτώβριο στα πλαίσια εφαρμογής του Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας (Ε.Π.Χ.Π.) (Καρακώστας, 2002). Το σύστημα του μετεωρολογικού ραντάρ αποτελείται από τις εξής κύριες μονάδες:

- του ελέγχου χρονισμού (time control),
- τουπομπού/διαμορφωτή (transmitter/modulator),
- του διακόπτη εκπομπής-λήψεως ή διπλέκτη (duplexer)
- του δέκτη
- του επεξεργαστή σήματος και
- της κεραίας

Τα τμήματα αυτά του ραντάρ συνδέονται μεταξύ τους με τον τρόπο που φαίνεται στηνΕικόνα 10.

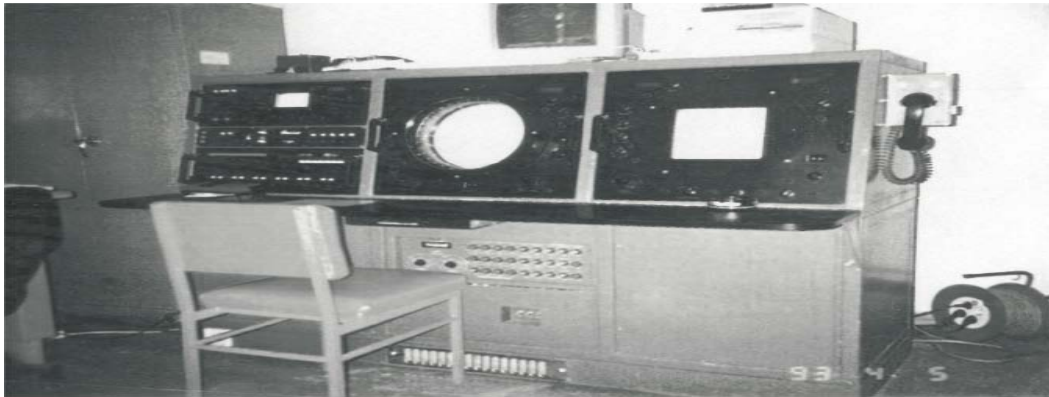




Εικόνα 10: Απλοποιημένο διάγραμμα των τμημάτων του WSR-74 S-band μετεωρολογικού ραντάρ (Jenn, 2010, μετά από προσαρμογή).

Η εξασθένιση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων λόγω της αλληλεπίδρασής τους με την ατμόσφαιρα προκαλεί αβεβαιότητα για το αν η ακτινοβολία θα φτάσει στο στόχο και ακόμα περισσότερο αν θα επιστρέψει ένα ικανό ποσό που θα μπορεί να ανιχνευτεί από το ραντάρ. Γι' αυτό τα μετεωρολογικά ραντάρ δεν εκπέμπουν ακτινοβολία συνεχώς, παρά μόνο ένα σύντομο «ξέσπασμα» υψηλής ισχύος δηλαδή έναν παλμό. Στη συνέχεια, περιμένουν να λάβουν τυχόν επιστροφές αυτής της ενέργειας. Η κεραία εκπέμπει την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία που παράγεται από μία γεννήτρια ισχύος και λαμβάνει την «ηχώ» των στόχων. Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα μεταφέρονται από και προς την κεραία μέσω ενός χάλκινου σωλήνα, ο οποίος καλείται κυματοδηγός. Οι μονάδες του ελέγχου χρονισμού και επεξεργαστή σήματος αποτελούν τον εγκέφαλο του ραντάρ και είναι, ουσιαστικά, η επιχειρησιακή κονσόλα ή ο πίνακας ελέγχου λειτουργίας του ραντάρ (Εικόνα 11). Η πρώτη δίνει διαταγές στα τμήματα με ακριβή χρόνο λειτουργίας, ενώ η δεύτερη δέχεται από το δέκτη το σήμα της ηχούς και από τον πομπό τους παλμούς που συγχρονίζουν τη λειτουργία του συστήματος. Η επιχειρησιακή κονσόλα περιλαμβάνει τα σημεία ελέγχου του ραντάρ και τις οθόνες (PPI ή **P**lan **P**osition **I**ndicator, RHI ή **R**ange **H**eight **I**ndicator και A-indicator) όπου απεικονίζονται οι πληροφορίες που αφορούν στο στόχο. Η μονάδα του πομπού/διαμορφωτή περιέχει όλα τα ηλεκτρονικά τμήματα και κυκλώματα τα οποία παράγουν, διαμορφώνουν και στέλνουν στην κεραία τους μεταδιδόμενους παλμούς του ραντάρ. Η εναλλαγή της κεραίας σε καταστάσεις λειτουργίας πομπού/δέκτη ελέγχεται από τη μονάδα του διπλέκτη (duplexer). Ο διακόπτης αυτός επιτρέπει σε μία κεραία να λαμβάνει ή να εκπέμπει. Κατά τη διάρκεια της εκπομπής, κατευθύνει την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία του ραντάρ προς την κεραία, ενώ, κατά τη λήψη, κατευθύνει την ανακλώμενη ακτινοβολία από την κεραία προς τον δέκτη. Συνήθως, αυτή η ενέργεια που επιστρέφει στο δέκτη είναι πολύ αδύναμη και χρειάζεται

ενίσχυση. Στο δέκτη, εκτός από την ενίσχυση της ενέργειας, η ηχώ από τους στόχους καταγράφεται, μετατρέπεται σε οπτικό σήμα και πηγαίνει στον πίνακα ελέγχου για απεικόνιση στην οθόνη.

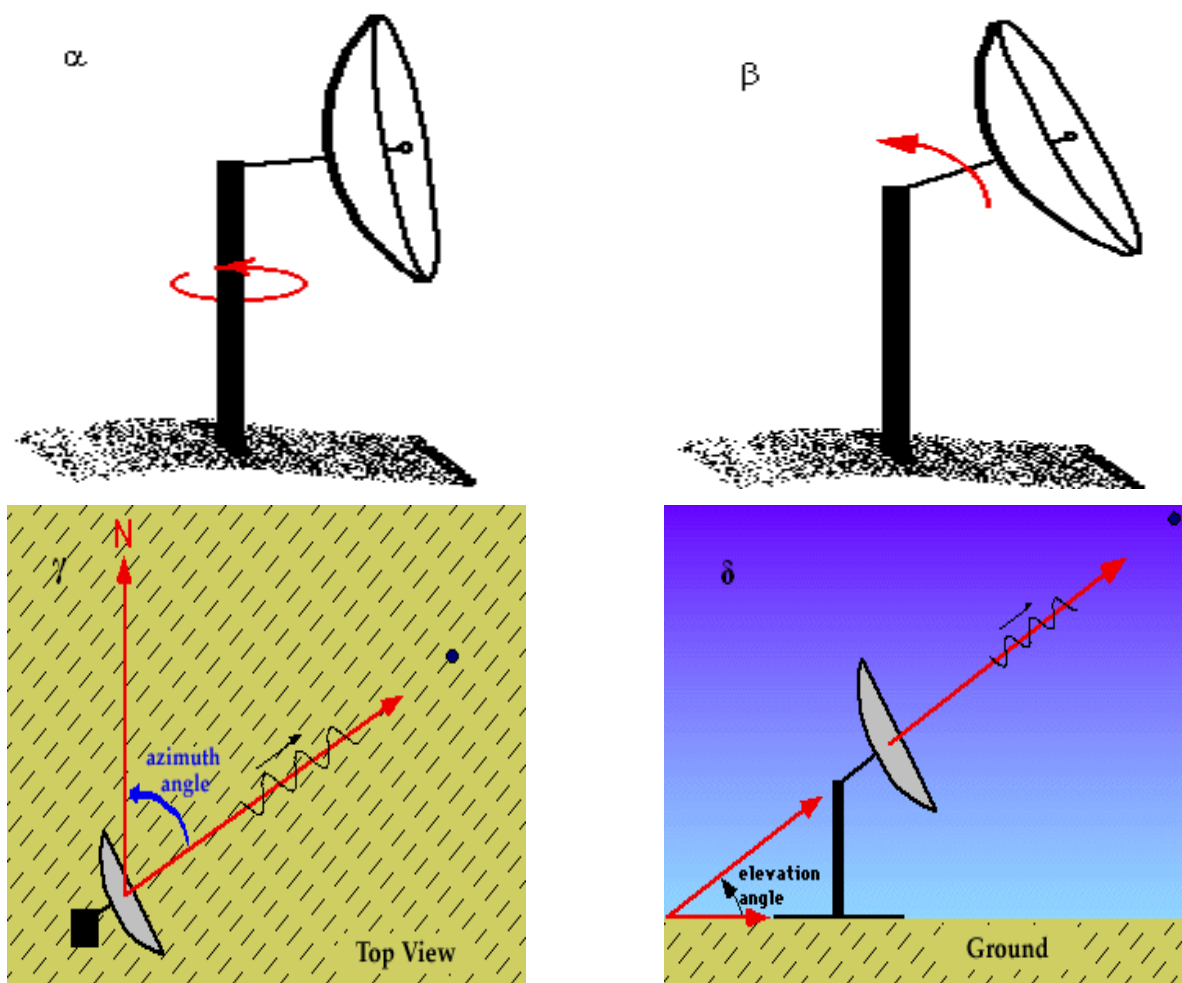


Εικόνα 11: Ο πίνακας ελέγχου του WSR-74 S-band μετεωρολογικού ραντάρ (Σιούτας, 2010).

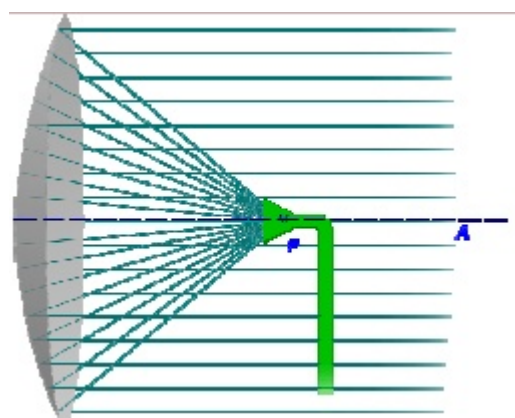
#### **2.3.3.1 Η κεραία του μετεωρολογικού ραντάρ**

Η μονάδα της κεραίας είναι υπεύθυνη για τη μετάδοση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας τόσο στο οριζόντιο όσο και στο κατακόρυφο επίπεδο καθώς επίσης και για τη λήψη της επιστρεφόμενης ενέργειας από τους διάφορους στόχους στην ατμόσφαιρα. Η κεραία μπορεί να σαρώσει οριζόντια και κατακόρυφα. Κατά την οριζόντια σάρωση (Εικόνα 12α), το ραντάρ αλλάζει την αζιμουθιακή γωνία κρατώντας τη γωνία ανύψωσης σταθερή ενώ κατά την κατακόρυφη σάρωση η γωνία ανύψωσης μεταβάλλεται και η αζιμουθιακή γωνία παραμένει σταθερή (Εικόνα 12β). Η κεραία του ραντάρ WSR 74 S-band περιστρέφεται 360° ως προς το αζιμούθιο και η γωνία ανύψωσης του κυμαίνεται από -1° έως +60°. Επίσης, μπορεί να περιστραφεί 1,2 ή 3 φορές ανά λεπτό (rpm) σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού ή αντίστροφα, μία επιλογή που αφήνεται στον χρήστη του ραντάρ.

Για τα περισσότερα μετεωρολογικά ραντάρ χρησιμοποιούνται οι κεραίες παραβολικού κατόπτρου. Αυτός ο ανακλαστήρας είναι τοποθετημένος στο πίσω μέρος της κεραίας και μπορεί με αυτό τον τρόπο να συγκεντρώνει στο κέντρο όλη την ανακλώμενη ακτινοβολία. Το σημείο αυτό καλείται η κύρια εστία του ανακλαστήρα και απεικονίζεται με το σημείο Α στην Εικόνα 13. Η ίδια διαδικασία ακολουθείται και όταν η κεραία λειτουργεί ως πηγή εκπομπής. Επίσης λόγω του παραβολικού σχήματος του ανακλαστήρα, μειώνονται οι τυχόν απώλειες της ακτινοβολίας προς το πίσω μέρος.



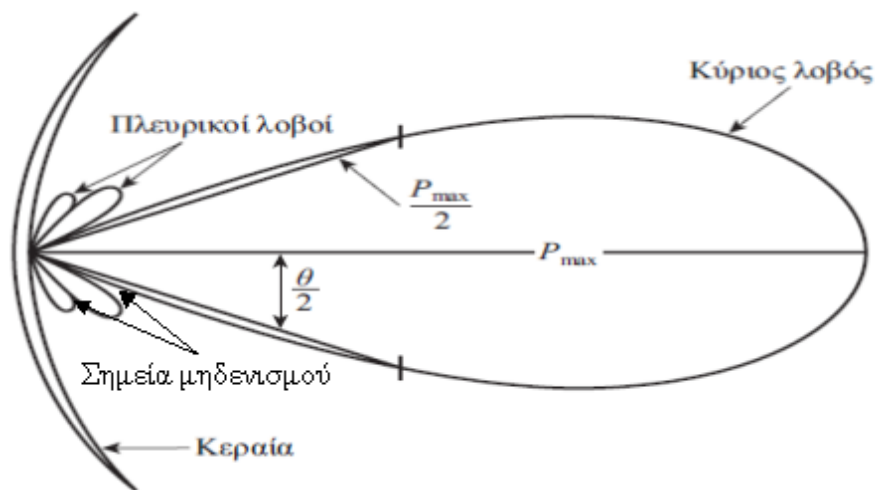
Εικόνα 12: α) η κατακόρυφη περιστροφή της κεραίας (οριζόντια σάρωση), β) η οριζόντια περιστροφή της κεραίας (κατακόρυφη σάρωση), γ) η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ και του γεωγραφικού βορρά λέγεται αζιμουθιακή γωνία και δ) η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ και του εδάφους λέγεται γωνία ανύψωσης. (Πηγή: [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/rs/home.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/rs/home.rxml))



Εικόνα 13: Κεραία μετεωρολογικού ραντάρ παραβολικού ανακλαστήρα (Κτιστάκης, 2012).

Η κεραία του μετεωρολογικού ραντάρ ακτινοβολεί ηλεκτρομαγνητική ενέργεια με κατευθυντικό τρόπο, δηλαδή η δέσμη ακτινοβολίας συλλέγεται στην κύρια εστία του ανακλαστήρα και

εκπέμπεται στην επιθυμητή κατεύθυνση. Λόγω όμως της εμφάνισης εναλλασσόμενων ενισχύσεων και μηδενισμών της έντασης της ακτινοβολίας (φαινόμενο συμβολής των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων) δημιουργούνται περιοχές/κατευθύνσεις με μέγιστη, ενδιάμεση και μηδενική τιμή έντασης ακτινοβολίας. Οι περιοχές αυτές απεικονίζονται στην Εικόνα 14 όπου η δέσμη της ακτινοβολίας έχει ένα αχλαδοειδές σχήμα που ονομάζεται λοβός. Στον κύριο λοβό συγκεντρώνεται και κατευθύνεται σε ορισμένη διεύθυνση το μεγαλύτερο μέρος της εκπεμπόμενης ενέργειας με τη μέγιστη τιμή εκπομπής να γίνεται στο μέσο του λοβού και σε διεύθυνση κάθετη στην κεραία. Από τους πλευρικούς λοβούς εκπέμπεται ένα μεγάλο ποσό ασθενέστερης έντασης ακτινοβολίας προς όλες τις άλλες κατευθύνσεις, ενώ παράλληλα με τον άξονα της κεραίας, η εκπομπή είναι μηδενική. Έτσι, αν ένας στόχος βρεθεί στην περιοχή μηδενισμού της έντασης, δε θα μπορέσει να εντοπιστεί, ακόμα και αν ο χειριστής του ραντάρ αυξήσει την ισχύ της ακτινοβολίας.



Εικόνα 14: Η κατανομή της ενέργειας σε μία κατευθυντική κεραία και το εύρος δέσμης ακτινοβολίας (Πηγή: Μπαλτάς, 2006 μετά από προσαρμογή).

### 2.3.3.2 Οι οθόνες του μετεωρολογικού ραντάρ

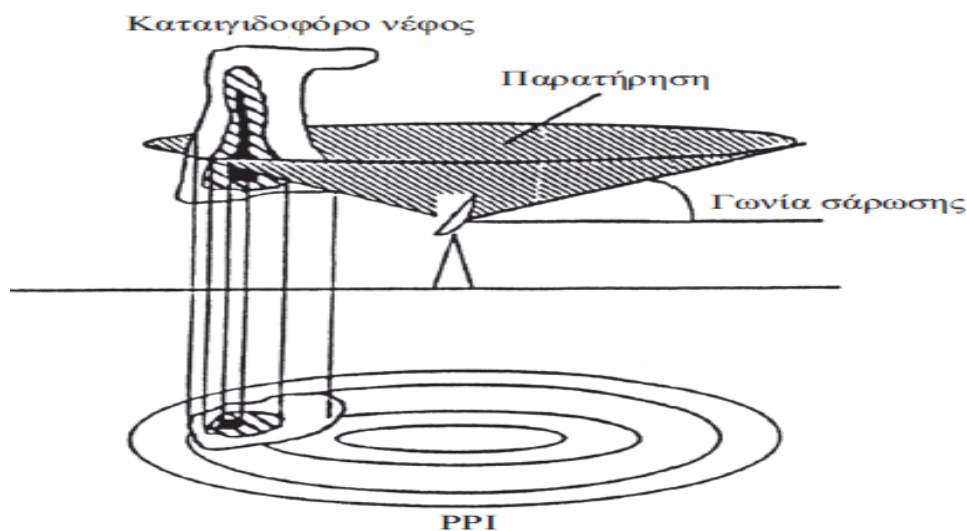
Υπάρχουν τρεις διαφορετικές οθόνες οι οποίες απεικονίζουν το μέγεθος των ανακλαστικότητων σχετικά με την απόσταση (A-indicator), τη γωνία σάρωσης κατακόρυφα σε καθορισμένο αζιμούθιο (Range Height Indicator) και το επίπεδο ανακλαστικότητας σε προκαθορισμένη γωνία σάρωσης (Plan Position Indicator).

Η πιο διαδεδομένη οθόνη είναι η PPI (**P**lan **P**osition **I**ndicator) στην οποία απεικονίζονται μία μεγάλη γεωγραφική περιοχή γύρω από το ραντάρ καθώς και τα επιστρεφόμενα σήματα από τους μετεωρολογικούς στόχους που λαμβάνονται από την κεραία. Ο προσδιορισμός της θέσης του στόχου γίνεται σε ένα σύστημα πολικών συντεταγμένων σε οριζόντια κάτοψη όπου το ραντάρ βρίσκεται είτε στο κέντρο της οθόνης είτε εκτός. Η απεικόνιση σε μία οθόνη PPI βασίζεται στη λειτουργία του ραντάρ να σαρώνει υπό σταθερή γωνία ανύψωσης περιστρέφοντας την κεραία 360°

ως προς το αζιμούθιο. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η δέσμη ακτινοβολίας να σαρώνει μία κωνική επιφάνεια στο χώρο παρέχοντας πληροφορίες για την οριζόντια δομή των σημάτων (Εικόνα 15). Αρκετές φορές είναι προτιμότερη η χρησιμοποίηση της οθόνης CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) αντί της PPI επειδή αυτή αποτελεί τη σύνθεση ενός αριθμού παρατηρήσεων λαμβανόμενες από διαφορετικές γωνίες σάρωσης. Η επιλογή της γωνίας σάρωσης εφαρμόζεται ανάλογα με το υψόμετρο στο οποίο ενδέχεται να γίνει η παρατήρηση (Εικόνα 16).

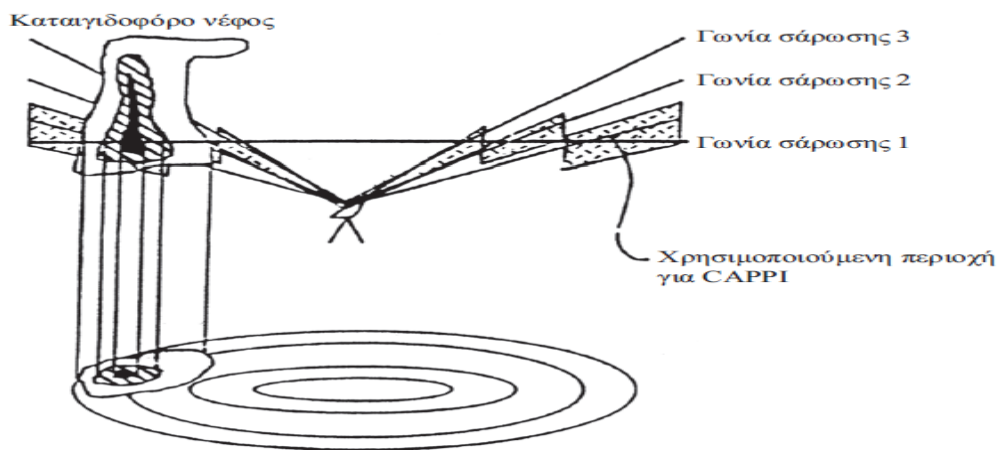
Η οριζόντια περιστροφή και η καθ' ύψος κίνηση της κεραίας έχει ως αποτέλεσμα την κατακόρυφη σάρωση του χώρου. Σε αυτήν την περίπτωση, το ραντάρ λειτουργεί έχοντας το αζιμούθιο σταθερό και μεταβάλλοντας τη γωνία ανύψωσης (Εικόνα 17). Τότε, τα λαμβανόμενα σήματα αφορούν στην κάθετη δομή των στόχων π.χ. μίας καταιγίδας και απεικονίζονται στην οθόνη RHI (Range Height Indicator).

Η οθόνη Α-ενδείκτη (A-indicator) απεικονίζει το πλάτος του λαμβανόμενου σήματος ως προς το χρόνο που πέρασε από την εκπομπή του παλμού. Όμως, όταν ο χρόνος μεταξύ εκπομπής και λήψης διαιρεθεί με την ταχύτητα του φωτός ( $c=3 \times 10^8$  m/s), αντιστοιχεί στην απόσταση του στόχου από το ραντάρ ενώ το πλάτος του επιστρεφόμενου σήματος είναι μία ένδειξη του αριθμού και του μεγέθους των υδρομετεώρων. Παραδείγματα απεικονίσεων των ανακλαστικότητων σε οθόνες CAPPI, RHI και το διάγραμμα του πλάτους του σήματος προς την απόσταση του στόχου σε οθόνη A-indicator φαίνονται στην Εικόνα 18.

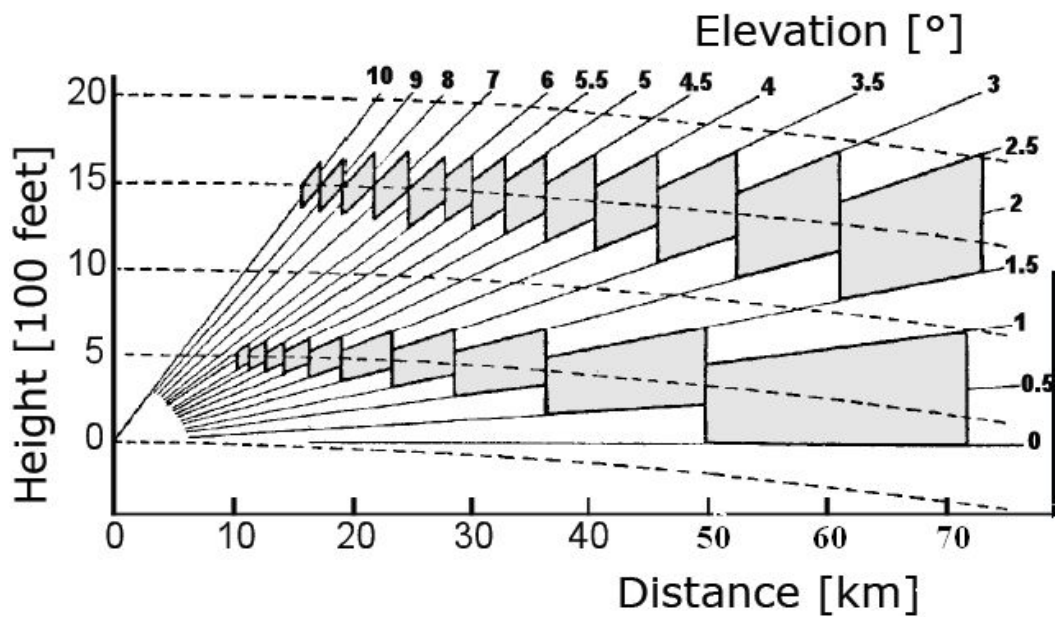


Εικόνα 15: Σχηματικό διάγραμμα PPI (Plan Position Indicator) (Μπαλτάς, 2006).

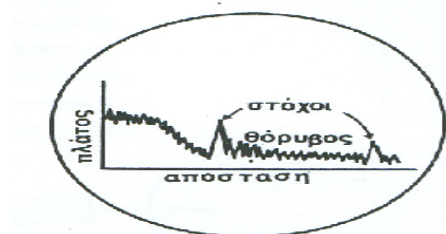
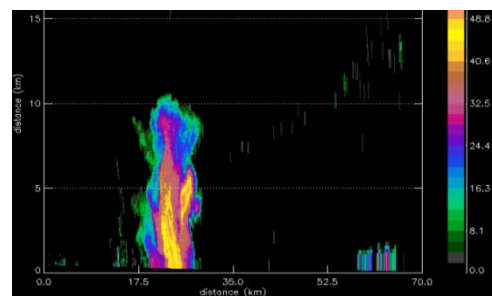
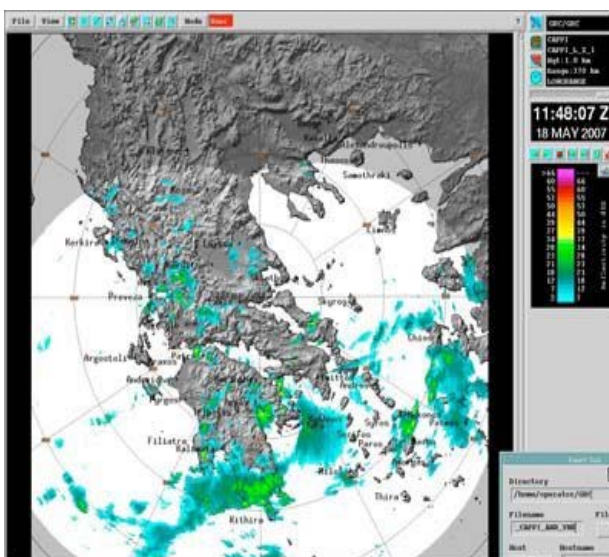




Εικόνα16: Σχηματικόδιάγραμμα CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) (Μπαλτάς, 2006).



Εικόνα 17: Σχηματικό διάγραμμα RHI (Range Height Indicator) (Duda, 2009).



Εικόνα 18: Αριστερά: Παράδειγμα συνθετικής απεικόνισης παρατηρήσεων CAPPI από τα ραντάρ καιρού στην Ανδραβίδα και στην Αθήνα (Kollias et al., 2005). Πάνω δεξιά: Κάθετη δομή ανακλαστικότητας σε οθόνη RHI (Jenn, 2010). Κάτω δεξιά: Οθόνη A-ενδείκτη (Ανδρεάδης και Ζαμπίτης, 2005).

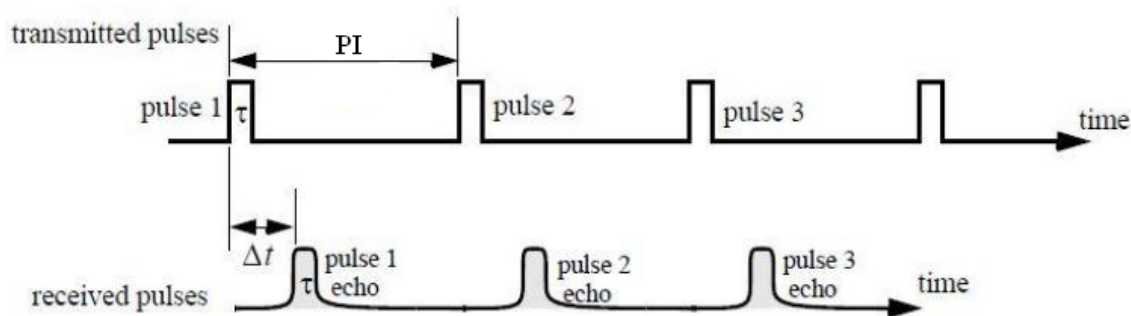
### 2.3.4 Βασικές παράμετροι του μετεωρολογικού ραντάρ

#### 2.3.4.1 Μέτρηση της απόστασης του στόχου

Επειδή η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία ταξιδεύει με την ταχύτητα του φωτός,  $c = 3 \cdot 10^8$  m/s, ο χρόνος ταξιδιού ( $\Delta t$ ) του σήματος μεταξύ εκπομπής και λήψης συνδέεται γραμμικά με την απόσταση ( $r$ ) του στόχου με τη σχέση  $\Delta t = 2r/c$ . Ο όρος  $1/2$  εμφανίζεται γιατί η ενέργεια διανύει δύο φορές την απόσταση ( $r$ ) στο χρονικό διάστημα ( $\Delta t$ ) (μία προς το στόχο και μια από αυτόν προς το δέκτη). Συνεπώς, η απόσταση ενός στόχου πάνω στην ευθεία ραντάρ-αντικείμενο μπορεί να προσδιοριστεί από τη χρονική καθυστέρηση ( $\Delta t$ ) ανάμεσα στο σήμα εκπομπής και λήψης:

$$r = \frac{c\Delta t}{2} \quad (9)$$

Όπως μπορεί εύκολα να γίνει αντιληπτό, όσο πιο απομακρυσμένος είναι ο στόχος, τόσο πιο πολύ θα καθυστερήσει η ενέργεια να επιστρέψει (γραμμική σχέση). Ένα παλμικό ραντάρ, όπως είναι και το WSR-74 S-band, μεταδίδει και λαμβάνει μία ακολουθία παλμών όπως απεικονίζεται στην Εικόνα 19.

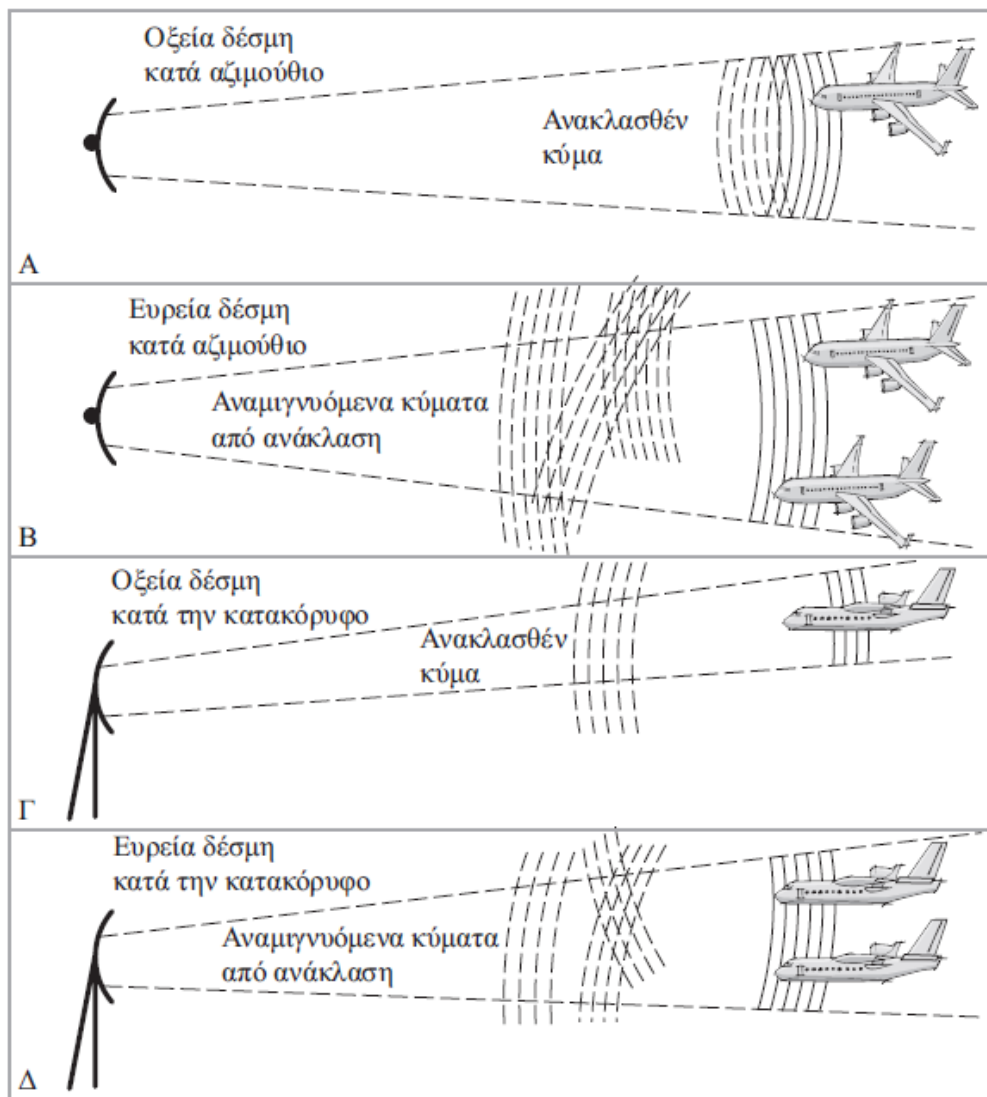


Εικόνα 19: Ακολουθία μεταδιδόμενων και ληφθέντων παλμών (Jenn, 2010).

#### 2.3.4.2 Εύρος της δέσμης ακτινοβολίας (Beamwidth)

Το εύρος της δέσμης ακτινοβολίας είναι ουσιαστικά το άνοιγμα της δέσμης ή το πλάτος αυτής. Ορίζεται σε οριζόντιο επίπεδο ως η γωνία με κορυφή το κέντρο της κεραίας (την κύρια εστία του ανακλαστήρα), που σχηματίζεται μεταξύ δύο σημείων όπου η ισχύς της ακτινοβολίας είναι το μισό της μέγιστης ισχύς. Το αζιμούθιο (στο οριζόντιο επίπεδο) και η γωνία ανύψωσης (στο κατακόρυφο επίπεδο) είναι δύο παράγοντες που καθορίζουν τα χαρακτηριστικά της δέσμης ή τη μορφή της (Εικόνα 20). Γενικά, σε όλα τα ραντάρ, μία στενή δέσμη ως προς το αζιμούθιο (αυξημένη κατευθυντικότητα κεραίας) προσδίδει στο ραντάρ την ικανότητα να διακρίνει καλύτερα μεταξύ δύο στόχων που έχουν μικρή αζιμουθιακή γωνία. Αντιθέτως, μία ευρεία δέσμη ως προς το κατακόρυφο επίπεδο επιτυγχάνει ευρύτερη υψομετρική κάλυψη ώστε να εντοπίζει τη βροχή και τα νέφη που υπάρχουν σε διάφορα ύψη. Για αυτό το λόγο το μετεωρολογικό ραντάρ WSR 74 S-

bandχρησιμοποιεί μέγιστο πλάτος δέσμης  $2^\circ$ .



Εικόνα 20: Η διαχωριστική ικανότητα του ραντάρ τόσο στο οριζόντιο όσο και στο κατακόρυφο επίπεδο επηρεάζεται από το πλάτος της δέσμης ακτινοβολίας (Μπαλτάς, 2006).

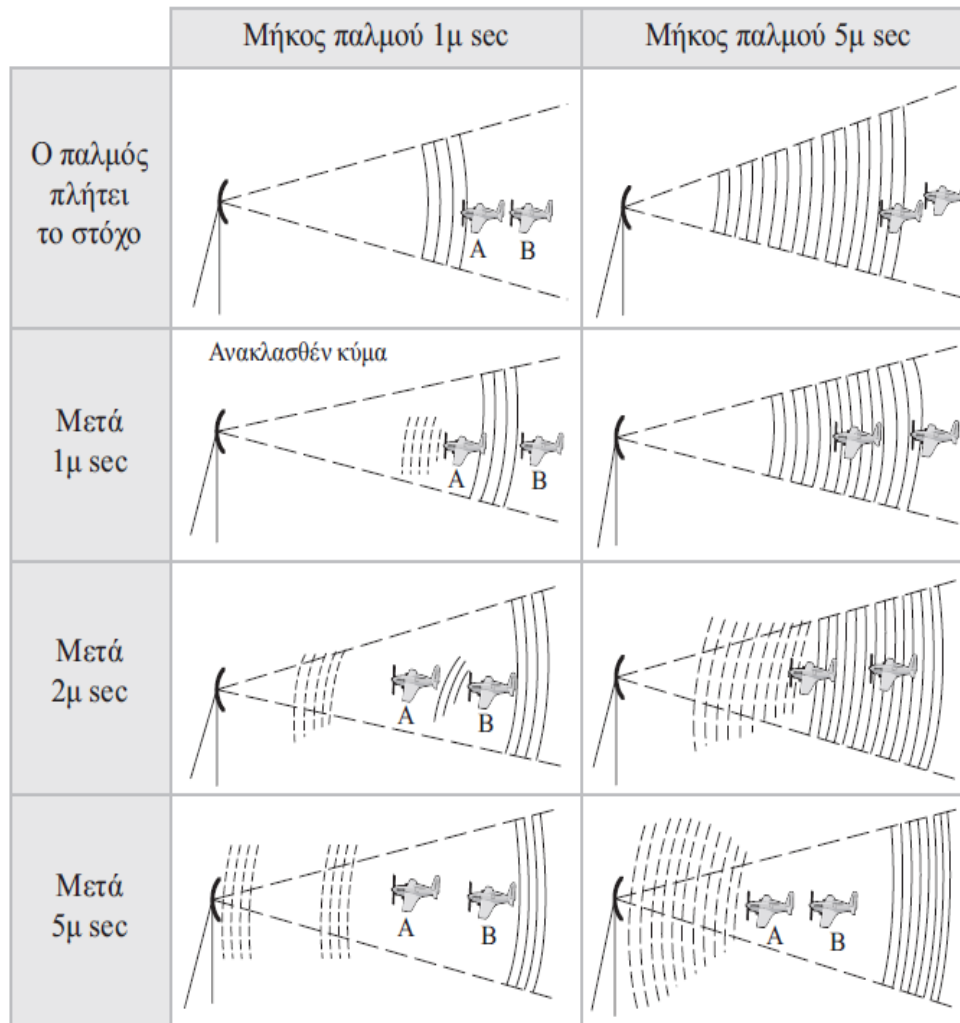
#### 2.3.4.3 Μήκος παλμού και περίοδος επανάληψης παλμών (Pulse Interval, PI)

Ένας παλμός διαρκεί συνήθως από 1 έως 4 μικροδευτερόλεπτα ( $\mu s$ ). Το μήκος του παλμού ( $\tau$ ) (pulse length) ορίζεται ως το διάστημα που διανύει το σήμα του ραντάρ κατά τη χρονική διάρκεια ενός παλμού (Καρτάλης, 2006). Το ραντάρ WSR-74 S-band χρησιμοποιεί μήκος παλμού  $2\mu s$ , το οποίο μπορεί επίσης να εκφραστεί και σε μέτρα (m), πολλαπλασιάζοντας το μήκος παλμού με την ταχύτητα του φωτός ( $c \times \tau$ ). Επομένως, το WSR-74 S-band παράγει παλμικό όγκο μήκους 600m. Κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών παλμών, δηλαδή κατά τη διάρκεια μίας περιόδου επανάληψης παλμών (Pulse Interval, PI), το ραντάρ εκπέμπει ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία μόνο για χρόνο ίσο με το μήκος παλμού ( $\tau$ ), ενώ για το υπόλοιπο της περιόδου



περιμένει να «ακούσει» για τυχόν επιστρεφόμενα σήματα.

Πολλά μετεωρολογικά ραντάρ χρησιμοποιούν δύο διαφορετικές τιμές παλμικού μήκους: ένα μακρύ και ένα βραχύ. Με το μακρύ μήκος παλμού αποκτούν την ικανότητα να εντοπίσουν στόχους ευρισκόμενοι σε μακρινές αποστάσεις ενώ οι βραχείες τιμές παλμικού μήκους βοηθούν στην καλύτερη ανάλυση των κοντινών στόχων. Γενικότερα, για όλα τα ραντάρ ισχύει ότι, μειώνοντας το μήκος παλμού αυξάνεται η διαχωριστική ικανότητα κατά απόσταση του ραντάρ (Εικόνα 21).

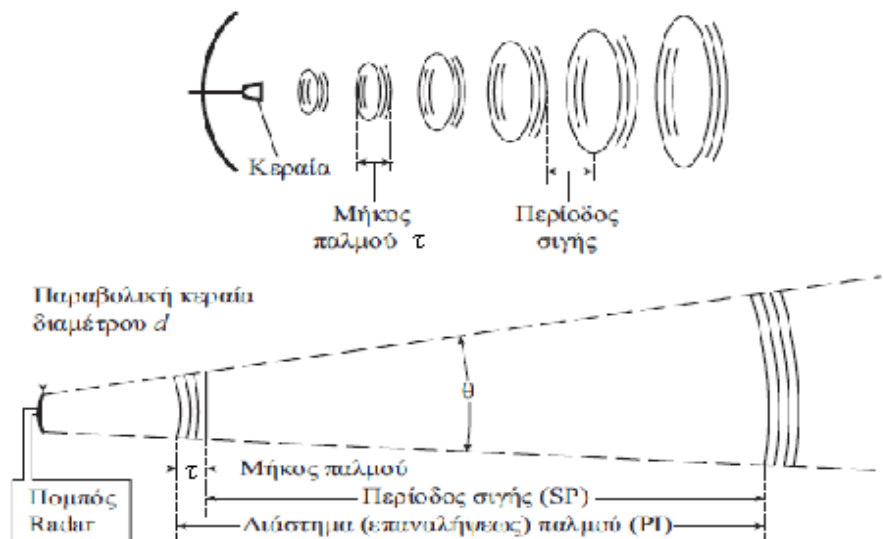


**Εικόνα 21: Η διακριτική ικανότητα κατά απόσταση του ραντάρ εξαρτάται από το παλμικό μήκος (Μπαλτάς, 2006).**

Επίσης, μεταξύ του διαστήματος παλμού PI, του μήκους παλμού ( $\tau$ ) και της περιόδου σιγής SP (Silent Period), συνάγεται η ακόλουθη σχέση:

$$SP = PI - \tau \quad (10)$$

Η διάδοση των παλμικών κυμάτων του ραντάρ στο κενό φαίνεται στην Εικόνα 22.



Εικόνα 22: Διαγραμματική αναπαράσταση της διάδοσης των παλμικών κυμάτων του ραντάρ στο ελεύθερο διάστημα (Μπαλτάς, 2006).

#### 2.3.4.4 Συχνότητα επανάληψης παλμών (Pulse Repetition Frequency, PRF)

Το αντίστροφο της περιόδου επανάληψης των παλμών (PI) ισούται με τη συχνότητα επανάληψης παλμών (**P**ulse **R**epetition **F**requency, PRF),  $PRF = 1 / PI$ . Η PRF αναφέρεται στο πόσο συχνά το ραντάρ εκπέμπει παλμούς και είναι ανάλογη της μέγιστης θεωρητικής εμβέλειας (Εξίσωση 4) της συσκευής του ραντάρ καθώς ισχύει:

$$P_{\mu} = E_p \times PRF$$

όπου  $P_{\mu}$  είναι η μέση μεταδιδόμενη ισχύς του ραντάρ και  $E_p$  η ενέργεια του παλμού (Jenn, 2010). Για μία συγκεκριμένη διάρκεια παλμού, όσοι περισσότεροι ραδιοπαλμοί ανά σάρωση προσβάλουν το στόχο, τόσο μεγαλύτερο ποσό ενέργειας προσβάλλει το στόχο ανά μονάδα χρόνου (ισχύς), επιτυγχάνοντας έτσι μεγαλύτερη εμβέλεια. Επίσης, οι χειριστές των ραντάρ εκμεταλλεύονται το μέγιστο δυνατό αριθμό ραδιοπαλμών ανά σάρωση που προσπίπτουν στο στόχο, προκειμένου να εξισώσουν τις μεταβολές της έντασης του σήματος μεταξύ ανακλώμενων παλμών, ιδιαίτερα σε κινούμενους στόχους ή σε μετεωρολογικά στοιχεία.

#### 2.3.4.5 Μέγιστη απόσταση σαφήνειας (maximum unambiguous range)

Το σήμα ανακλάται από κάποιο στόχο σε απόσταση ( $r$ ) από το ραντάρ και επιστρέφει έχοντας διανύσει απόσταση  $2r$  σε χρόνο  $2r/c$ . Αν ένας στόχος βρίσκεται σε απόσταση μεγαλύτερη από  $c \times PI/2$  το ανακλώμενο κύμα θα επιστρέψει στο ραντάρ αφού έχει εκπεμφθεί ο επόμενος παλμός. Το σύστημα θα δώσει εσφαλμένη απόσταση για το στόχο αυτό διότι δε θα έχει αντιληφθεί ότι η επιστροφή οφείλεται σε προηγούμενο παλμό. Η απόσταση  $r_u$  καλείται μέγιστη απόσταση σαφήνειας ή μέγιστη απόσταση στόχου χωρίς αμφιβολία μέτρησης (maximum unambiguous range) και δίνεται από τη σχέση:

$$r_u = \frac{cPI}{2} \quad \text{ή} \quad r_u = \frac{c}{2PRF} \quad (11)$$

Ουσιαστικά, η απόσταση  $r_u$  είναι η μέγιστη απόσταση που μπορεί να έχει ένας στόχος για να εντοπιστεί από το ραντάρ δίνοντας αξιόπιστα στοιχεία στην οθόνη.

#### **2.3.4.6 Διακριτική ικανότητα (Resolution)**

Ο παράγοντας που συμβάλλει στην επιτυχή λειτουργία ενός ραντάρ είναι η διακριτική ικανότητά του, η οποία αναφέρεται στο κατά πόσο είναι ικανό το σύστημα ραντάρ να διαχωρίζει δύο κοντινούς στόχους. Για να διαχωριστούν δύο στόχοι που έχουν τον ίδιο φορέα, θα πρέπει η ελάχιστη απόσταση μεταξύ τους να είναι μεγαλύτερη του μισού του μήκους παλμού (Καρτάλης, 2006). Η απόσταση αυτή ονομάζεται απόσταση ευκρίνειας (range resolution),  $\Delta r$ , και είναι μία ένδειξη της ικανότητας των ραντάρ να διαχωρίζουν δύο στόχους που βρίσκονται σε κοντινή απόσταση:

$$\Delta r > \frac{c\tau}{2} \quad (12)$$

Πολλές φορές, στη βιβλιογραφία αναφέρεται και ως η διακριτική ικανότητα του ραντάρ κατά απόσταση.

Επιπλέον αυτής, υφίσταται και η διαχωριστική ικανότητα του ραντάρ κατά το άζιμούθιο (azimuth resolution), η οποία αναφέρεται σε στόχους που βρίσκονται στην ίδια απόσταση αλλά σε διαφορετική άζιμουθιακή γωνία. Σε αυτήν την περίπτωση, η απόσταση μεταξύ των στόχων θα πρέπει να είναι μεγαλύτερη του εύρους της δέσμης ακτινοβολίας ( $>1^\circ$ ) έτσι ώστε να ανιχνευτούν οι στόχοι με ευκρίνεια (Μπαλάς, 2006).

Γενικά, οι χειριστές και οι σχεδιαστές των ραντάρ επιθυμούν να βελτιώσουν τη μετάδοση της δέσμης του κύματος. Για να επιτευχθεί αυτό θα πρέπει να ελαχιστοποιηθεί το μήκος του παλμού το οποίο οδηγεί σε καλύτερη διαχωριστική ικανότητα του ραντάρ αλλά μειώνει την εκπεμπόμενη ισχύ. Η επίτευξη καλύτερης διακριτικής ικανότητας και ταυτόχρονα διατήρηση της εκπεμπόμενης ισχύς σε ικανοποιητικά επίπεδα μπορεί να γίνει με τεχνικές συμπίεσης παλμών. Υπεύθυνος για αυτή τη λειτουργία είναι η μονάδα του αεροσυμπιεστή, η οποία βρίσκεται μέσα στον πομπό ή το δέκτη και παράγει ξηρό αέρα για τη βέλτιστη μετάδοση της δέσμης του κύματος.

#### **2.3.4.7 Η συχνότητα Doppler**

Άλλο ένα σημαντικό χαρακτηριστικό του μετεωρολογικού ραντάρ είναι η χρήση της συχνότητας Doppler ( $f_d$ ) που παράγεται από ένα κινούμενο στόχο, όπως είναι τα νέφη, τα υδρομετέωρα κ.α.. Το ραντάρ χρησιμοποιεί τη συχνότητα Doppler για να εξακριβώσει, πέρα από την ανακλαστικότητα, εάν το νέφος πλησιάζει ή απομακρύνεται από το ραντάρ καθώς και για να ξεχωρίσει τα κινούμενα από τα στάσιμα αντικείμενα ή από τα ανεπιθύμητα αντικείμενα (clutter) όπως τα πουλιά, τα έντομα, το έδαφος κ.α.. Αυτό επιτυγχάνεται μετρώντας την ακτινική ταχύτητα του αντικειμένου, η οποία ορίζεται ως η σχετική ταχύτητα του αντικειμένου ως προς τη θέση του ραντάρ. Ουσιαστικά, είναι η συνιστώσα της γραμμικής ταχύτητας ( $v$ ), που είναι παράλληλη (πάνω στην ευθεία που

ενώνει το ραντάρ με το αντικείμενο) στη διεύθυνση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Ανάλογα με τη διεύθυνση κίνησης, η ακτινική ταχύτητα είναι θετική όταν ο στόχος απομακρύνεται και αρνητική όταν πλησιάζει. Το φαινόμενο Doppler, όπως το αντιλαμβάνεται ο χειριστής του ραντάρ (παρατηρητής) είναι η αλλαγή στη συχνότητα και το μήκος κύματος μίας κυματομορφής που προέρχεται από ένα κινούμενο αντικείμενο. Καθώς το νέφος πλησιάζει προς το ραντάρ η συχνότητα των ραδιοπαλμών αυξάνεται, ενώ όταν το νέφος απομακρύνεται, η συχνότητα μειώνεται. Μία γενική έκφραση που δείχνει ότι η συχνότητα Doppler ( $f_d$ ) αποτελεί μέτρο της ακτινικής ταχύτητας ( $v$ ) είναι η παρακάτω (Jenn, 2010):

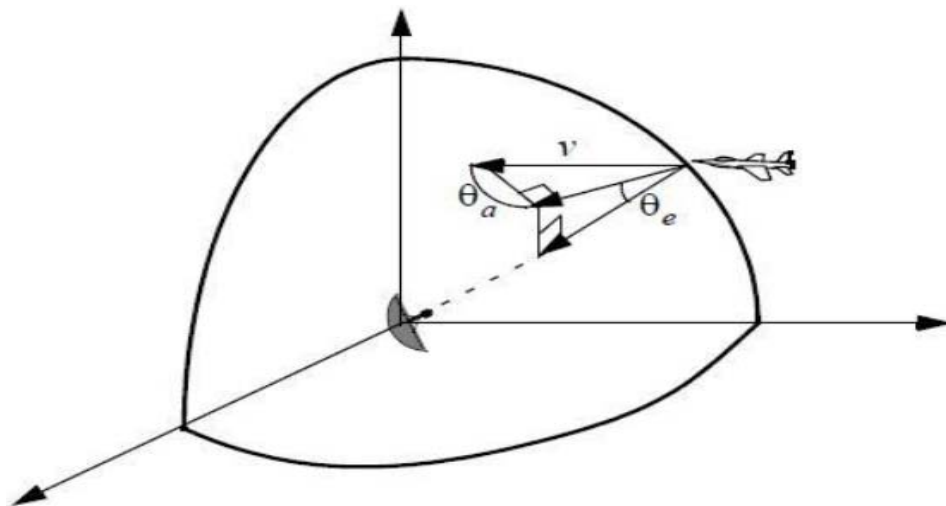
$$f_d = -\frac{2v}{\lambda} \cos \theta \quad (13)$$

όπου,  $v_r = v \cos \theta$  = η ακτινική ταχύτητα του αντικειμένου

$\lambda$  = το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας του ραντάρ

$\theta = \theta_e + \theta_a$ , η ολική γωνία μεταξύ της γραμμικής ταχύτητας ( $v$ ) του αντικειμένου και της ευθείας ραντάρ-αντικειμένου. Οι γωνίες  $\theta_e$  και  $\theta_a$  είναι η γωνία ύψους και αζιμούθιου αντίστοιχα, όπως φαίνεται στην Εικόνα 23 και  $\cos \theta = \cos \theta_e \times \cos \theta_a$

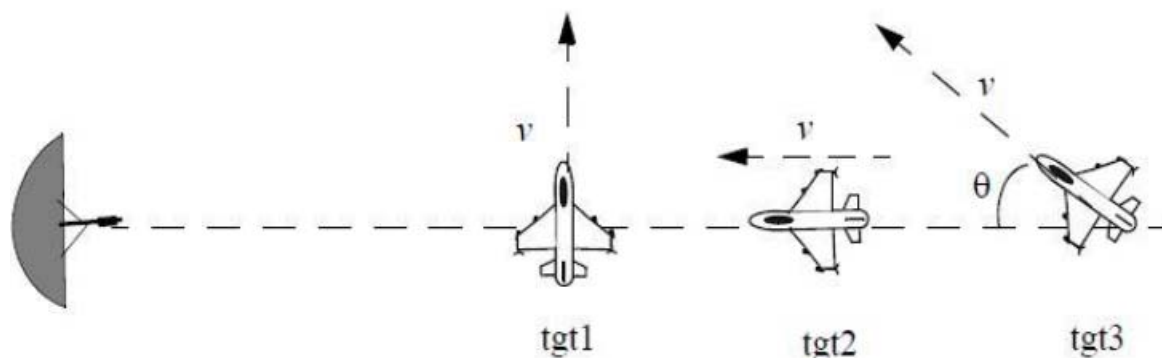
Από την Εξίσωση 13 έπεται ότι, η Doppler συχνότητα ( $f_d$ ) όταν ο στόχος πλησιάζει θα είναι θετική, ενώ αντίστοιχα όταν απομακρύνεται θα είναι αρνητική. Φέρνοντας ένα αριθμητικό παράδειγμα, θα λέγαμε ότι ένας στόχος που κινείται πλησιάζοντας το ραντάρ με ακτινική ταχύτητα  $v_r = -20 \text{ m/s}$  θα δίνει μεταβολή Doppler ίση με  $+0.4 \text{ kHz}$ , για συχνότητα λειτουργίας  $f_0 = 3000 \text{ MHz}$  (S-Band) ή μήκος κύματος  $\lambda_0 = c/f_0 = 10 \text{ cm}$ .



Εικόνα 23: Η ακτινική ταχύτητα είναι ανάλογη των γωνιών αζιμούθιου και ύψους (Jenn, 2010).

Στην Εικόνα 24, απεικονίζονται τρία αντικείμενα που έχουν όλα γραμμική ταχύτητα ( $v$ ). Το αντικείμενο 1 έχει μηδενική ολίσθηση Doppler (για  $\theta = 90^\circ, \cos \theta = 0$ ), το αντικείμενο 2 έχει μέγιστη θετική ολίσθηση συχνότητας κατά Doppler όπως ορίζεται από την εξίσωση (13) για  $\theta = 0^\circ$ , δηλαδή

$\cos\theta=1$  ενώ η τιμή της συχνότητας Doppler στην περίπτωση του αντικειμένου 3 είναι  $f_d = -2v\cos\theta/\lambda$ .



Εικόνα 24: Ο στόχος 1 παράγει μηδενική ολίσθηση Doppler, ο στόχος 2 τη μέγιστη, και ο στόχος 3 παράγει μία ενδιάμεση τιμή (Jenn, 2010).

Αξίζει να αναφερθεί εδώ ότι ένα μόνο μετεωρολογικό ραντάρ μπορεί να υπολογίσει μονοδιάστατα την ταχύτητα με την οποία κινείται μία καταιγίδα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι κατά τη διάρκεια ενός παλμού το ραντάρ εκπέμπει ηλεκτρομαγνητική ενέργεια προς μία συγκεκριμένη διεύθυνση. Αν και το πρόβλημα λύνεται με την χρησιμοποίηση δύο Doppler ραντάρ από διαφορετική τοποθεσία εντούτοις, ο χειριστής του ραντάρ θα πρέπει να είναι ιδιαίτερα προσεκτικός καθώς η διεύθυνση της ταχύτητας που μετράται στη μία τοποθεσία-ραντάρ δεν είναι ίδια με αυτή που ανιχνεύεται από μία διαφορετική τοποθεσία ακόμα και όταν στις οθόνες των δύο ραντάρ εμφανίζεται το ίδιο μέτρο ταχύτητας. Κατά συνέπεια, η ρύθμιση των τιμών των παραπάνω παραμέτρων θα πρέπει να γίνεται ανάλογα με το σκοπό για τον οποίο χρησιμοποιείται ένα ραντάρ, ενώ η επιλογή ορισμένων σταθερών στόχων των οποίων οι παράμετροι όπως η απόσταση, το αζιμούθιο, η ισχύς, η ταχύτητα κ.ά. είναι γνωστές βοηθούν στην αξιολόγηση των δεδομένων του ραντάρ όταν γίνονται κατά την αρχική εγκατάσταση του συστήματος. Οι έλεγχοι αυτοί θα πρέπει να γίνονται κατά την πρώτη ρύθμιση του ραντάρ αλλά και σε τακτά χρονικά διαστήματα.

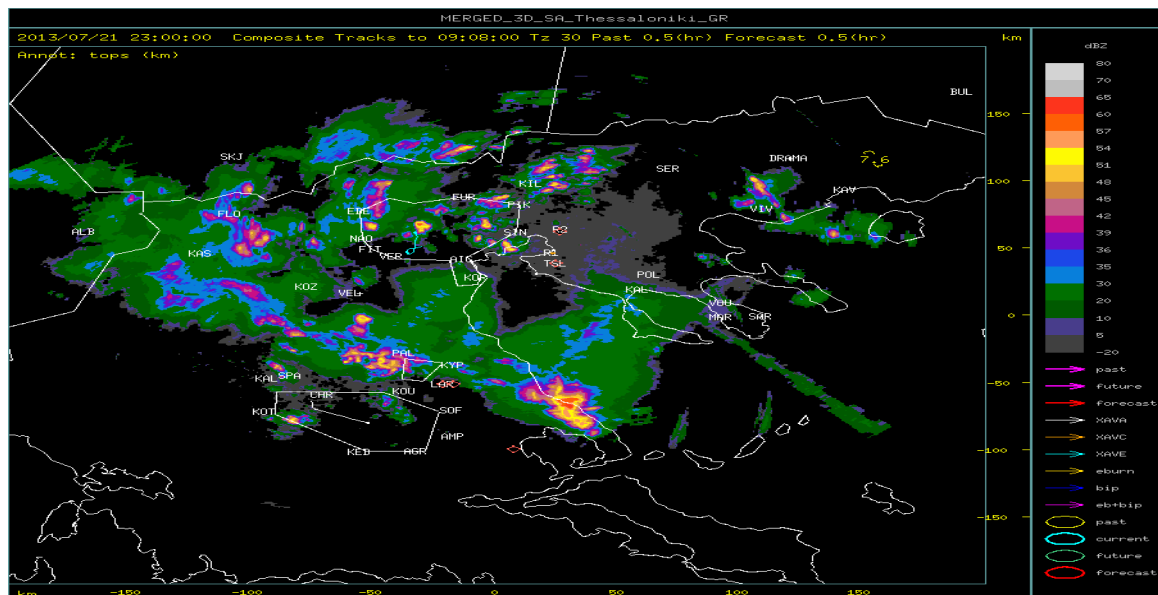
### 2.3.5 Εκμετάλλευση δεδομένων του μετεωρολογικού ραντάρ

Ο μετεωρολόγος χρησιμοποιεί το ραντάρ κυρίως για την ανίχνευση νεφών υπεύθυνα για εκδήλωση βροχής όπως επίσης και για τον εντοπισμό κατακόρυφων αναπτύξεων που μπορεί να δώσουν ισχυρές καταιγίδες. Τα πιο γνωστά δεδομένα ενός μετεωρολογικού ραντάρ είναι οι ανακλαστικότητες σε dBZ οι οποίες αποτελούν χρήσιμο εργαλείο μέτρησης της έντασης της βροχόπτωσης μέσω της σχέσης μεταξύ ανακλαστικότητας Z και ρυθμού βροχόπτωσης R (Marshall-Palmer Z-R εκθετικής σχέσης). Οι ανακλαστικότητες από τα υδρομετέωρα μπορούν επίσης να αποθηκευτούν για μελλοντική χρήση και να προβληθούν σε συνεχόμενες εικόνες (διαδοχικές χρονικές στιγμές) παρέχοντας έτσι τη δυνατότητα στο μετεωρολόγο να εξακριβώσει την κίνηση

των νεφικών σχηματισμών. Επιπλέον της οριζόντιας δομής που μπορεί κανείς να μελετήσει από τους χάρτες ανακλαστικότητας των «συμβατικών» μετεωρολογικών ραντάρ, η κάθετη δομή των νεφών και τα διαφορετικά είδη των υδρομετεώρων (χιόνι, χιονόνερο, χαλάζι, υγρό χαλάζι, βροχοσταγόνες) διακρίνονται με τη χρήση ραντάρ διπλής πόλωσης (π.χ. X-POL ραντάρ του E.A.A.) και την κατάλληλη εφαρμογή αλγορίθμων. Στην υδρομετεωρολογία χρησιμοποιούνται κυρίως χάρτες ραντάρ της αθροιστικής βροχόπτωσης (μέσω της εκθετικής σχέσης Z-R) για την εκτίμηση της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης σε ωριαία, τρίωρη και δωδεκάωρη βάση οι οποίοι, σε συνδυασμό με στοιχεία από τους επίγειους βροχογράφους, λειτουργούν ως είσοδοι στα υδρολογικά μοντέλα για την εξαγωγή βραχυπρόθεσμης πρόγνωσης βροχής και πλημμυρών.

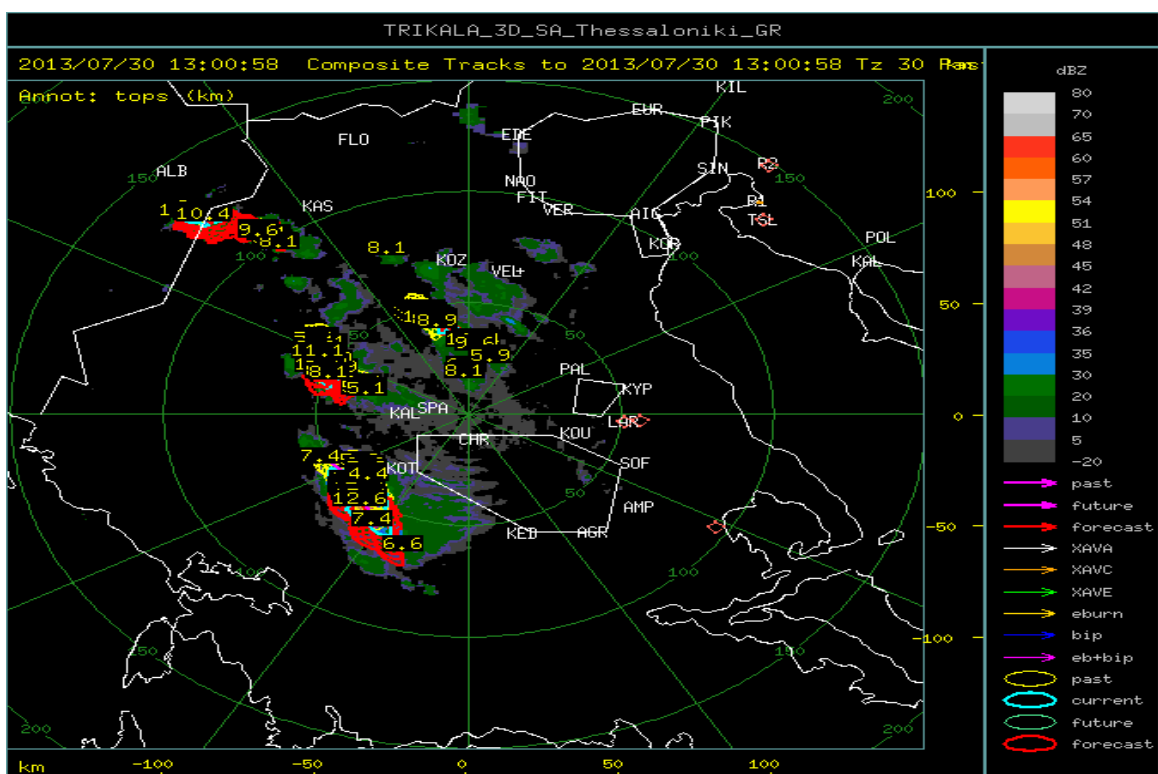
### **2.3.5.1 Απεικόνιση βροχής**

Το μετεωρολογικό ραντάρ WSR-74 S-band κάνει μία πλήρη περιστροφή σε 20 περίπου δευτερόλεπτα καλύπτοντας με αυτόν τον τρόπο την ατμόσφαιρα περιμετρικά του σε ακτίνα έως 200Km (Μπαλτάς, 1996). Οι μετρήσεις των στοιχείων του μετεωρολογικού ραντάρ καταγράφονται και αναλύονται σε περίπου 3,5 λεπτά της ώρας (Τσαγκαλίδης, 2011) και με τη βοήθεια ενός ειδικού λογισμικού απεικόνισης δεδομένων (IRIS, TITAN, κ.ά.) απεικονίζονται στην οθόνη του ραντάρ για μία συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Η χρονική αυτή ανάλυση των μετρήσεων εξαρτάται από το πόσες γωνίες ανύψωσης χρησιμοποιούνται. Στην Εικόνα 25 φαίνονται οι ανακλαστικότητες από νέφη που προκάλεσαν τοπικά ισχυρές καταιγίδες στην κεντρική και βόρεια Ελλάδα το βράδυ της 21<sup>ης</sup> Ιουλίου 2013. Η κλίμακα ανακλαστικότητας φαίνεται στο δεξί πάνω μέρος της εικόνας ενώ για την άμεση πρόγνωση (30λεπτη πρόγνωση, Εικόνα 26) της μετακίνησης των νεφικών κυττάρων και τον προσδιορισμό των περιοχών τρέχουσας (current) και μελλοντικής βροχής χρησιμοποιούνται τα διάφορα εργαλεία (βελάκια, κύκλοι) στο δεξί κάτω μέρος της οθόνης. Ένα εκτεταμένο κελί πάνω από την περιοχή του Πηλίου και πολλά άλλα διάσπαρτα με ανακλαστικότητες που φτάνουν έως 65dBZ (κόκκινο-πορτοκαλί-κίτρινο χρώμα) εύκολα διακρίνονται στην αμέσως παρακάτω εικόνα. Στις περιοχές αυτές, η εκδήλωση χαλαζόπτωσης είναι πολύ πιθανή δεδομένου ότι τιμές ανακλαστικότητας μεγαλύτερες των 55dBZ αντιστοιχούν σε σωρειτόμορφα νέφη όπου η παρουσία χαλαζιού ή μείγματος ισχυρής βροχής και χαλαζιού είναι σχεδόν βέβαιη. Αντιθέτως, περιοχές ανακλαστικότητας με τιμές που κυμαίνονται από 10 έως 45dBZ (πράσινο-κυανό-μπλε χρώμα) δηλώνουν ασθενή έως μέτρια βροχόπτωση από στρατόμορφα νέφη (Φόρης, 2006). Οι υψηλές τιμές ανακλαστικότητας από την παρουσία χαλαζιού δικαιολογούνται από το γεγονός ότι ο κόκκος του χαλαζιού μεγαλώνει συλλέγοντας υδροσταγονίδια στην επιφάνειά του τα οποία, έχοντας μεγαλύτερη ανακλαστική ικανότητα έναντι των παγοκρυστάλλων, σκεδάζουν ένα μεγάλο μέρος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας. Στο τέλος, τα υδροσταγονίδια αυτά παγώνουν και προσθέτουν ένα επιπλέον στρώμα πάνω στο υπάρχον παγοσφαιρίδιο.



Εικόνα 25: Σύνθετη απεικόνιση ανακλαστικότητας σε οθόνη CAPPI από τα WSR-74 C-band μετεωρολογικά ραντάρ του Φιλόρου και του Λιόπρασου στις 23:00UTC της 21ης Ιουλίου 2013. (Πηγή: [http://titan.3dsa.gr/filiro/radar\\_fil.html](http://titan.3dsa.gr/filiro/radar_fil.html))

### 2.3.5.2 Απεικόνιση μετακίνησης καταιγίδων



Εικόνα 26: Παράδειγμα 30-λεπτης πρόγνωσης της τροχιάς των καταιγίδων και προσδιορισμού του ύψους των νεφών από τα WSR-74 C-band μετεωρολογικά ραντάρ του Φιλόρου και του Λιόπρασου στις 13:00UTC της 30ης Ιουλίου 2013. (Πηγή: [http://titan.3dsa.gr/filiro/radar\\_fil.html](http://titan.3dsa.gr/filiro/radar_fil.html))

Στην παραπάνω εικόνα (Εικόνα 26), πέραν της 30-λεπτης πρόγνωσης της τροχιάς-μετακίνησης των καταιγίδων (κόκκινοι κύκλοι), απεικονίζεται επίσης, με τη μορφή δεκαδικών αριθμών, το ύψος της κορυφής των νεφών σε km και η οριζόντια έκταση (κύκλοι κυανού χρώματος) που καλύπτει μία

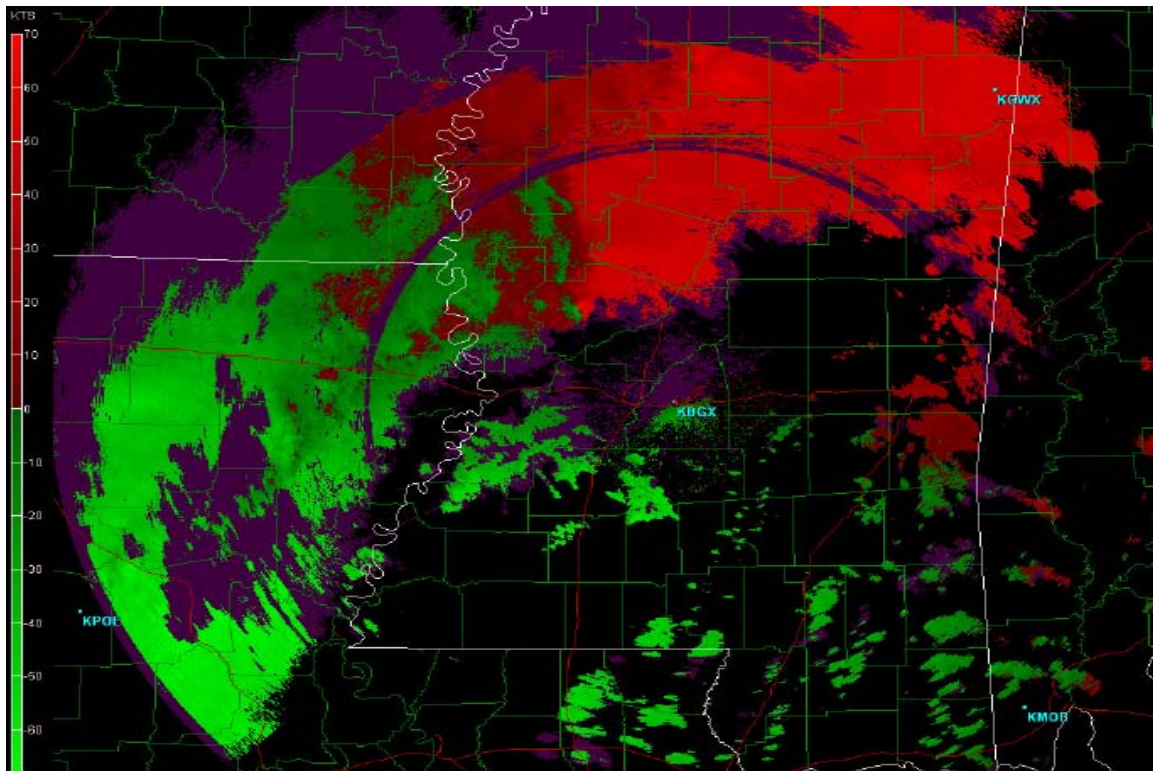
καταιγίδα, παράμετροι που χαρακτηρίζουν το μέγεθος της καταιγίδας. Άλλα χαρακτηριστικά των καταιγίδων που μπορούν τα ραντάρ να παρατηρήσουν είναι η θέση, η ταχύτητα και το ύψος. Η θέση μίας καταιγίδας σε δισδιάστατη προβολή επιτυγχάνεται με τον ορισμό της απόστασης από το ραντάρ ή εμβέλειας (R) και του αζιμούθιου ενώ σε τρισδιάστατη απεικόνιση προστίθεται και η γωνία ύψωσης από τη θέση του ραντάρ. Χρήσιμοι επίσης παράμετροι για τη μέτρηση της ποσοτικής βροχόπτωσης είναι το κατακόρυφα ολοκληρωμένο υδάτινο περιεχόμενο της καταιγίδας σε  $\text{kgm}^{-2}$  (Vertically Integrated Liquid Water Content, VIL) και η αντίστοιχη πυκνότητά του σε  $\text{gm}^{-3}$  (VIL Density), τα οποία εξάγονται μετά από ανάλυση και επεξεργασία των δεδομένων του ραντάρ (Τσαγκαλίδης, 2011).

### **2.3.5.3 Συνιστώσες ανέμου**

Επιπλέον της ανακλαστικότητας, ένα Doppler μετεωρολογικό ραντάρ μπορεί να δώσει πληροφορίες για τις συνιστώσες του ανέμου που απομακρύνονται από ή πλησιάζουν προς τη θέση του ραντάρ, δηλαδή το μέτρο και τη διεύθυνση της ακτινικής ταχύτητας του ανέμου σε σχέση με το ραντάρ. Μία τέτοια απεικόνιση φαίνεται παρακάτω (Εικόνα 27). Η κλίμακα της ταχύτητας είναι στο αριστερό μέρος της εικόνας και αναφέρεται σε κόμβους (knots,  $1\text{m/s}=1,944\text{knots}$ ). Τα κόκκινα χρώματα (θετικές τιμές) στα βορειανατολικά του ραντάρ υποδηλώνουν απομάκρυνση του ανέμου από τη θέση του ραντάρ ενώ τα πράσινα χρώματα (αρνητικές τιμές) στα νοτιοδυτικά δείχνουν ότι ο άνεμος πλησιάζει προς το μέρος του ραντάρ. Τα πιο σκούρα κόκκινα και πράσινα χρώματα (πολύ μικρές τιμές ταχύτητας) αποτυπώνουν περιοχές γύρω από το ραντάρ όπου το διάνυσμα της ταχύτητας του ανέμου είναι σχεδόν εφαπτόμενο στο ραντάρ. Από τα παραπάνω και παρατηρώντας την Εικόνα 27, μπορεί κάποιος να συμπεράνει ότι ο άνεμος έχει κατεύθυνση προς τα βόρεια και ανατολικά σε σχέση με το ραντάρ.

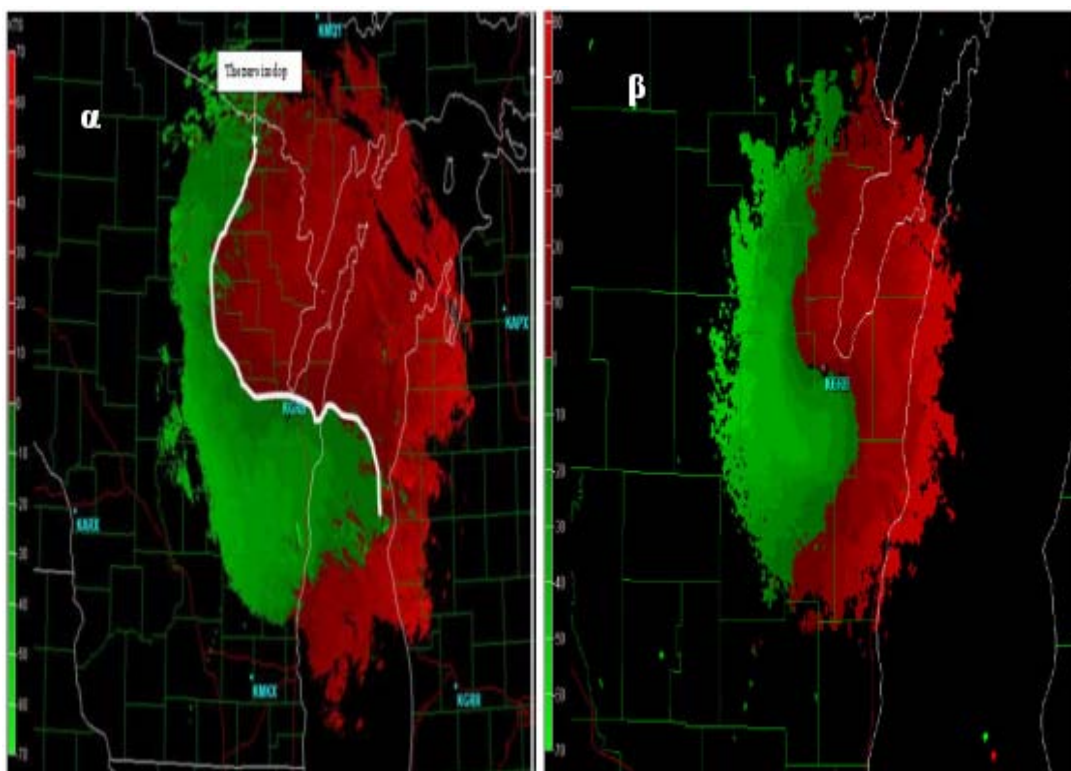
Οι πιο ενδιαφέρουσες πληροφορίες που εξάγονται από τις απεικονίσεις της ακτινικής ταχύτητας αφορούν στην κίνηση και κυκλοφορία του ατμοσφαιρικού αέρα μέσα στο νεφικό σχηματισμό. Πιο συγκεκριμένα, αυτές οι πληροφορίες μπορούν να αποβούν χρήσιμες για το κατακόρυφο προφίλ του οριζόντιου ανέμου μέσα στην κατώτερη τροπόσφαιρα, τον εντοπισμό περιοχών με έντονα καθοδικά ρεύματα μέσα στο καταιγιδόφορο νέφος καθώς και την ανίχνευση γεωγραφικών θέσεων όπου εκδηλώνεται στροβιλισμός του ανέμου.





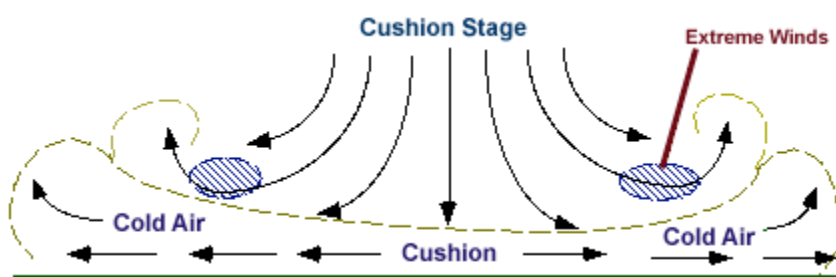
Εικόνα 27: Ένα παράδειγμα απεικόνισης της ακτινικής ταχύτητας του ανέμου από το MS ραντάρ (KBGX) του Τζάκσον των Η.Π.Α. (Πηγή: <http://www.meteor.iastate.edu/>)

Ο διατμητικός άνεμος είναι μία ένδειξη της καθ' ύψος μεταβολής της έντασης και της διεύθυνσης του ανέμου και αποτελεί σημαντική παράμετρο για την ανίχνευση μεσοκυκλώνων, ανεμοστρόβιλων, καταιγίδων κ.ά., δηλαδή περιοχών με ισχυρό στροβιλισμό. λαμβάνοντας υπ' όψη ότι η δέσμη ακτινοβολίας ανυψώνεται με την απόσταση από το ραντάρ εξαιτίας της πρόσκρουσης με το έδαφος και της μικρής αρχικής ανύψωσης ( $0,5^\circ$ ) από τον ορίζοντα (Μπαλτάς, 2006), περιοχές ισχυρού διατμητικού ανέμου εμφανίζονται στις απεικονίσεις της ακτινικής ταχύτητας του ανέμου (Εικόνα 28α), όπου παρατηρείται καμπύλωση της γραμμής μηδενικής ακτινικής ταχύτητας ("zero isodop") καθώς απομακρυνόμαστε από τη θέση του ραντάρ. Κατά μήκος αυτής της γραμμής, η ακτινική ταχύτητα παρουσιάζει μηδενικές τιμές, δηλαδή το διάνυσμα της ταχύτητας του ανέμου είναι κάθετο στη δέσμη της ακτινοβολίας και η διεύθυνσή του είναι πάντα από τις πράσινες προς τις κόκκινες περιοχές. Σε αυτήν την περίπτωση, η στροφή του ανέμου καθ' ύψος γίνεται σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού, διότι οι άνεμοι κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και σε κοντινές αποστάσεις από το ραντάρ είναι γενικά από νότιες διευθύνσεις ενώ ψηλότερα στην τροπόσφαιρα και σε μακρινές αποστάσεις από το ραντάρ η γραμμή μηδενισμού της ακτινικής ταχύτητας προσανατολίζεται κατά τον βόρειο άξονα, βορειοδυτικά προς νότια, ή νοτιανατολικά του ραντάρ υποδηλώνοντας έτσι μία πιο δυτική-βορειοδυτική διεύθυνση του ανέμου. Η διάτμηση του ανέμου γίνεται ευκολότερα αντιληπτή όταν χρησιμοποιείται γωνία ανύψωσης  $4,5^\circ$  δηλαδή όταν η κλίση της δέσμης ακτινοβολίας με το οριζόντιο επίπεδο είναι μεγαλύτερη (Εικόνα 28β).



Εικόνα 28: Παραδείγματα εμφάνισης διατμητικού ανέμου, χρησιμοποιώντας διαφορετικές γωνίες ανύψωσης της κεραίας α) 0,5° και β) 4,5°, από απεικονίσεις της ακτινικής ταχύτητας του ανέμου από το WI ραντάρ (KGRB, στο κέντρο των εικόνων) του Green Bay των Η.Π.Α.. (Πηγή: <http://www.meteor.iastate.edu/>)

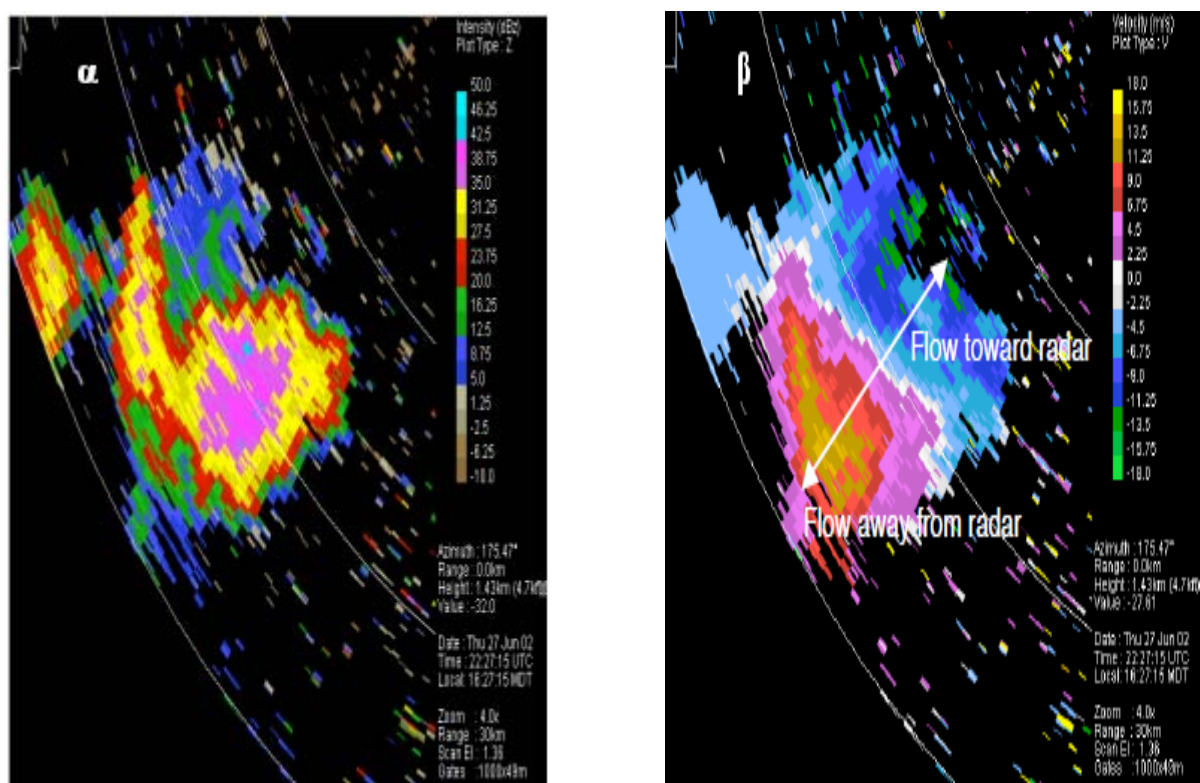
Η παρουσία έντονων καθοδικών ρευμάτων μέσα στο καταιγιδόφορο νέφος συνοδεύεται από ισχυρές και απότομες ριπές ψυχρού ανέμου οι οποίες διασκορπίζουν τις βροχοσταγόνες και το χαλάζι στο χώρο κάτω από το νέφος με μεγάλη σφοδρότητα. Οι περιοχές αυτές αναπαριστώνται με μικρούς κύκλους στην Εικόνα 29 και είναι περιορισμένης έκτασης (~4km πλάτος) (Μακρογιάννης, 1998).



Εικόνα 29: Σχηματική αναπαράσταση της κυκλοφορίας του αέρα κάτω από το καταιγιδόφορο νέφος. (Πηγή: [http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/home.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/home.rxml))

Επομένως, η ύπαρξη τέτοιων ύποπτων περιοχών αποτελεί ένδειξη εκδήλωσης βροχοπτώσεων ραγδαίας έντασης και μπορούν εύκολα να εντοπιστούν κατά μήκος της δέσμης ακτινοβολίας από το γεγονός ότι οι ισχυροί καθοδικοί άνεμοι αποκλίνουν στο έδαφος. Στην Εικόνα 30α απεικονίζονται οι ανακλαστικότητες του ραντάρ (dBz), ενώ στην Εικόνα 30β παρουσιάζεται η αντίστοιχη ακτινική ταχύτητα (m/s) σε σχέση με το ραντάρ. Οι περιοχές ισχυρών ανακλαστικότητας (έντονης

κατακρήμνισης) βρίσκονται σε αντιστοιχία με τις περιοχές απόκλισης των αερίων μαζών στο έδαφος.



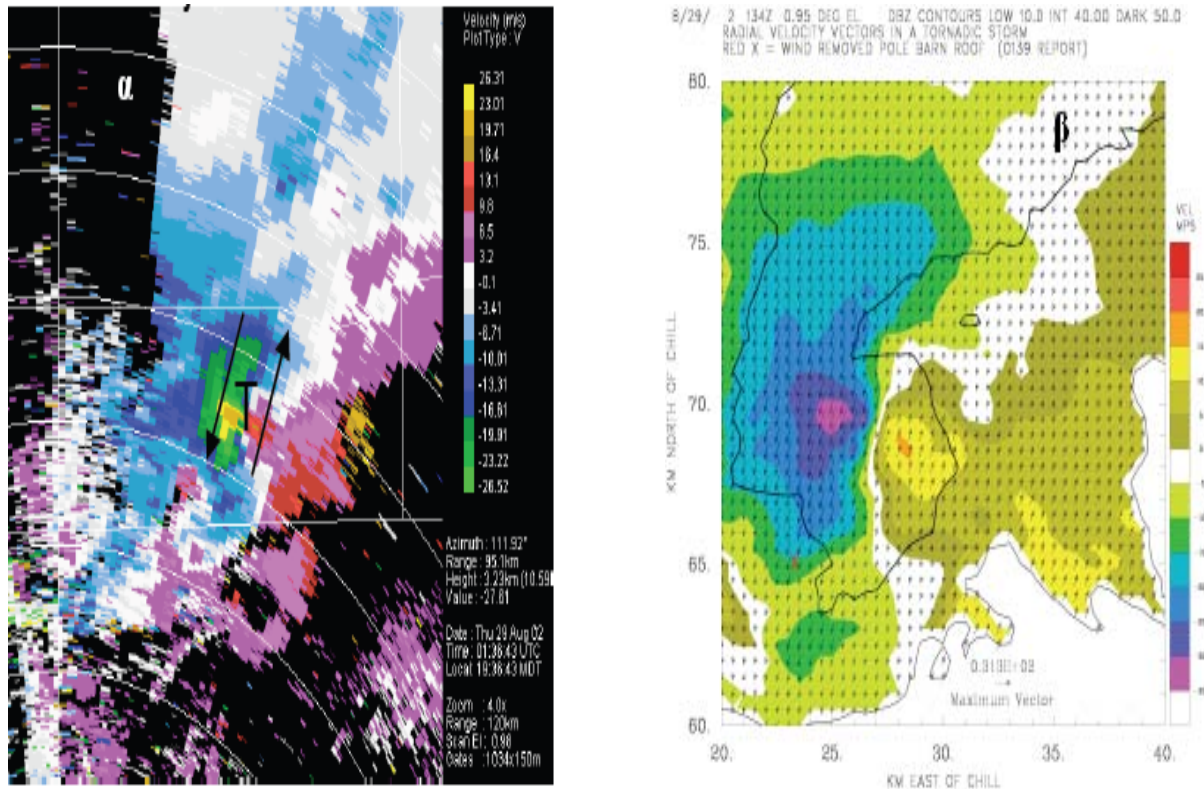
**Εικόνα 30: Οι παρατηρηθείς α) ανακλαστικότητα (dBZ) του CSU-CHILL ραντάρ στις Η.Π.Α. και β) ακτινικές ταχύτητες (m/s) σε σχέση με το ραντάρ. Οι μετρήσεις αφορούν το ίδιο επεισόδιο και έγιναν την ίδια χρονική στιγμή (27 Ιουνίου 2002 22:27UTC). (Πηγή: [http://www.cocorahs.org/media/docs/radar\\_basics.pdf](http://www.cocorahs.org/media/docs/radar_basics.pdf))**

Οι απεικονίσεις της ακτινικής ταχύτητας σε σχέση με το ραντάρ, δίνουν επίσης τη δυνατότητα στο μετεωρολόγο να εντοπίσει την παρουσία και την κίνηση των μετώπων, καθώς και των περιοχών σύγκλισης αερίων μαζών οι οποίες είναι κύριες υπεύθυνες για τη δημιουργία ανοδικών ρευμάτων με όλες τις συνέπειες της αδιαβατικής εκτόνωσης. Ο προσδιορισμός μετώπων γίνεται με την μελέτη επαρκών ηχών του ραντάρ που υποδεικνύουν κατακρήμνιση και αξιόλογη αλλαγή της διεύθυνσης του ανέμου δια μέσω ενός ορίου (μετώπου), ενώ οι περιοχές σύγκλισης εντοπίζονται κατά μήκος της δέσμης ακτινοβολίας αντιστρέφοντας τα χρώματα στο παράδειγμα της Εικόνα 30β.

Τέλος, άλλη μία σημαντική πληροφορία που εξάγεται από την εκμετάλλευση των απεικονίσεων της ακτινικής ταχύτητας του ανέμου είναι ο στροβιλισμός. Όταν εμφανίζονται καταιγίδες, η διαδικασία εντοπισμού κυκλωνικής ροής γύρω από μία γεωγραφική θέση βασίζεται στην ανάλυση των συνιστωσών του ανέμου που πλησιάζουν ή απομακρύνονται σε σχέση με το ραντάρ. Στο παράδειγμα της Εικόνα 31α, ο μετεωρολόγος υπονιάζεται την εμφάνιση ανεμοστρόβιλου, η γεωγραφική θέση του οποίου συμβολίζεται με το γράμμα "T", επειδή γύρω από μία περιοχή περιορισμένης έκτασης παρατηρούνται, ταυτόχρονα, υψηλές τιμές ταχύτητας του ανέμου (>26m/s) και απότομη αλλαγή στη διεύθυνσή του ως προς το ραντάρ. Υπενθυμίζεται ότι με τη χρήση ενός μόνο Doppler ραντάρ δε δύναται η παρατήρηση ολόκληρης της περιστρεφόμενης στήλης του ανέμου, δηλαδή το αν πρόκειται για μεσοκυκλώνα, ανεμοστρόβιλο, τροπική καταιγίδα κ.ά.), παρά



μόνο των συνιστωσών του σε σχέση με το ραντάρ. Σε αυτήν την περίπτωση, όμως, ένα ακόμη Doppler ραντάρ χρησιμοποιήθηκε για τη λήψη δεδομένων από την περιοχή ενδιαφέροντος με συνέπεια, ο συνδυασμός των μετρήσεων των ακτινικών ταχυτήτων και από τα δύο ραντάρ να βοηθήσει στην τροποποίηση της έντασης και της διεύθυνσης του πραγματικού ανέμου ως προς το έδαφος. Στην Εικόνα 31β απεικονίζεται το διάνυσμα της ακτινικής ταχύτητας του πραγματικού ανέμου γύρω από την περιοχή του ανεμοστρόβιλου.

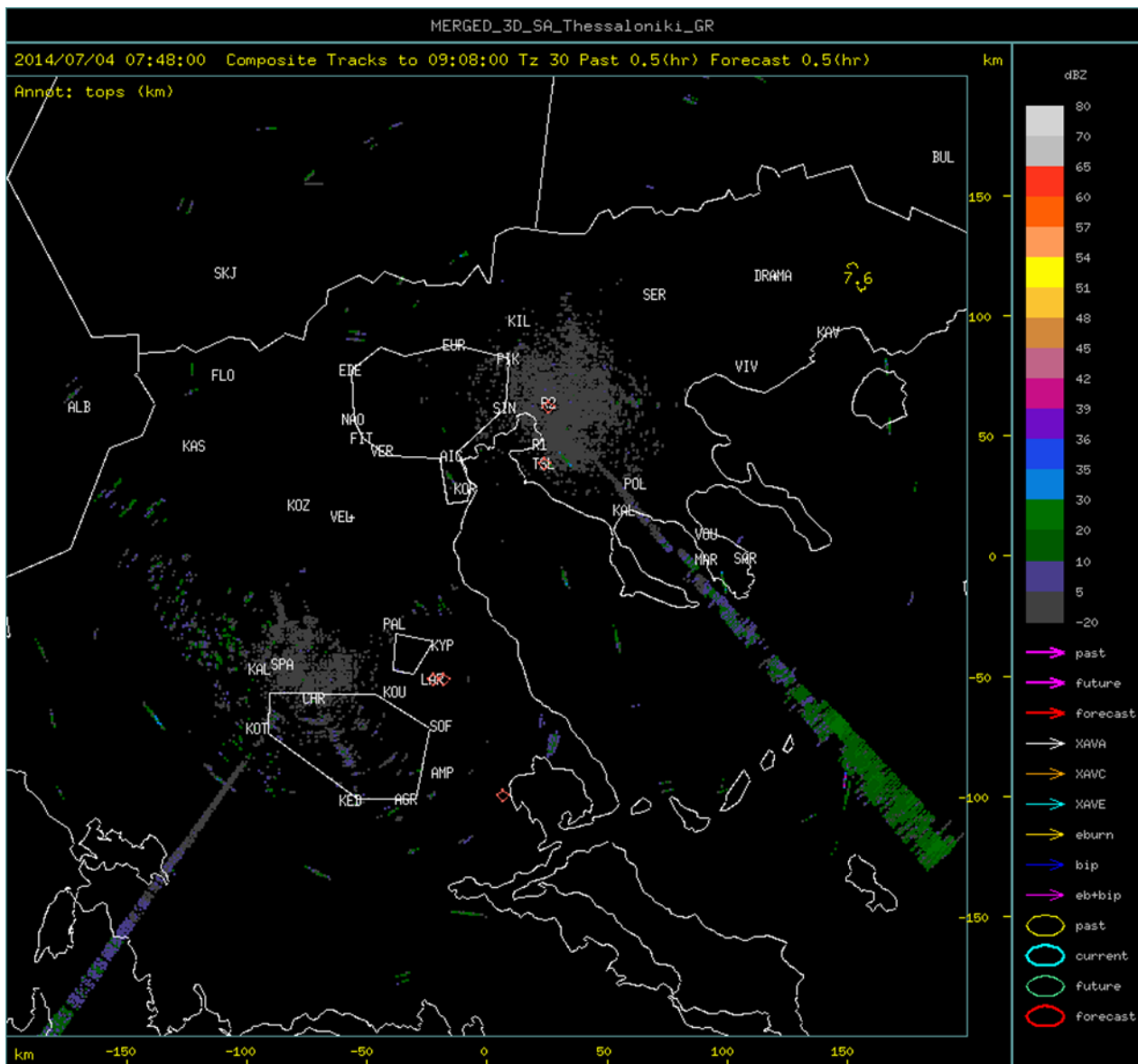


Εικόνα 31: α) Η ακτινική ταχύτητα (m/s) όπως παρατηρήθηκε για το επεισόδιο ενός ανεμοστρόβιλου από το CSU-CHILL ραντάρ των Η.Π.Α. στις 29 Αυγούστου 2002 01:36UTC και β) τα αντίστοιχα διανύσματα της ακτινικής ταχύτητας του ανέμου γύρω από την περιοχή "T". Οι χρωματισμοί απεικονίζουν την ταχύτητα του ανέμου σε m/s και οι συνεχείς γραμμές τις ανακλαστικότητες. (Πηγή: [http://www.cocorahs.org/media/docs/radar\\_basics.pdf](http://www.cocorahs.org/media/docs/radar_basics.pdf))

#### 2.3.5.4 Συνδυαστική απεικόνιση

Οι περιορισμοί που προκύπτουν από την χρησιμοποίηση δεδομένων από ένα μόνο ραντάρ (π.χ. η παρεμπόδιση της δέσμης, η περιορισμένη κάλυψη και τα κενά μεταξύ των γωνιών ανύψωσης) μπορούν να αντιμετωπιστούν με την χρησιμοποίηση δεδομένων δύο ή περισσότερων ραντάρ. Σε πολλαπλές συγχωνεύσεις δεδομένων ραντάρ το πρώτο ερώτημα που πρέπει να απαντηθεί είναι αν θα πρέπει να συνδυαστούν οι ανακλαστικότητες ή οι χάρτες βροχόπτωσης με σκοπό την καλύτερη απεικόνιση της βροχόπτωσης στην συγκεκριμένη περιοχή. Καθώς κάποια ραντάρ δεν είναι συγχρονισμένα, η δημιουργία ενός μωσαϊκού δεδομένων ανακλαστικότητας απαιτεί χρονικό συγχρονισμό και τεχνικές χωρικού μετασχηματισμού (Zhangetal. 2005; Lakshmananetal. 2006; Langstonetal. 2007). Ο συνδυασμός δεδομένων δύο ραντάρ γίνεται συνήθως σε δισδιάστατη απεικόνιση. Με τη δυνατότητα λήψης δεδομένων μετεωρολογικών ραντάρ σε πραγματικό χρόνο, ο

συνδυασμός δεδομένων πολλαπλών ραντάρ σε 3D απεικόνιση είναι εφικτός (Lakshmananetal. 2006). Παράδειγμα συνδεδεισμένης απεικόνισης από δεδομένα ανακλαστικότητας δύο ραντάρ φαίνεται στην Εικόνα 32, με τις περιοχές έντονου θορύβου να καταδεικνύουν τις θέσεις των ραντάρ.



Εικόνα 32: Παράδειγμα συνδεδεισμένης απεικόνισης από τα ραντάρ του Φιλόρου και του Λιόπρασου (Πηγή: <http://titan.3dsa.gr>).

## 2.4 Το Ελληνικό δίκτυο Μετεωρολογικών ραντάρ

Στην Ελλάδα, το πρώτο επιχειρησιακό ραντάρ επιτήρησης καιρού (WSR-74 C-band) εγκαταστάθηκε στην Αθήνα το 1978. Ακολούθησε η τοποθέτηση ίδιου τύπου ραντάρ στην Ανδραβίδα το 1979, ενώ από το 1980 στη Λάρισα και από το 1983 στη Θεσσαλονίκη λειτουργούν τα δύο μετεωρολογικά ραντάρ WSR-74 S-band του οργανισμού Ελληνικών Γεωργικών Ασφαλίσεων (ΕΛ.Γ.Α.). Αρχικά, τα τέσσερα αυτά ραντάρ καιρού (Πίνακας 3) λειτουργούσαν χειροκίνητα και αναλογικά και δεν είχαν την διαχωριστική ικανότητα κινούμενου από στάσιμου στόχου καθώς δεν χρησιμοποιούσαν τη συχνότητα Doppler. Τα προβλήματα που εμφανίζονταν εξαιτίας των συχνών δυσλειτουργιών στον πομπό, της έλλειψης ανταλλακτικών και της φυσικής φθοράς του σταθερού περιβλήματος της κεραίας, επέφεραν τη διαλείπουσα και προβληματική χειροκίνητη λειτουργία του (Kollias et al., 2005).

**Πίνακας 3: Τεχνικά χαρακτηριστικά των μετεωρολογικών ραντάρ στην Ελλάδα (Kollias et al., 2005).**

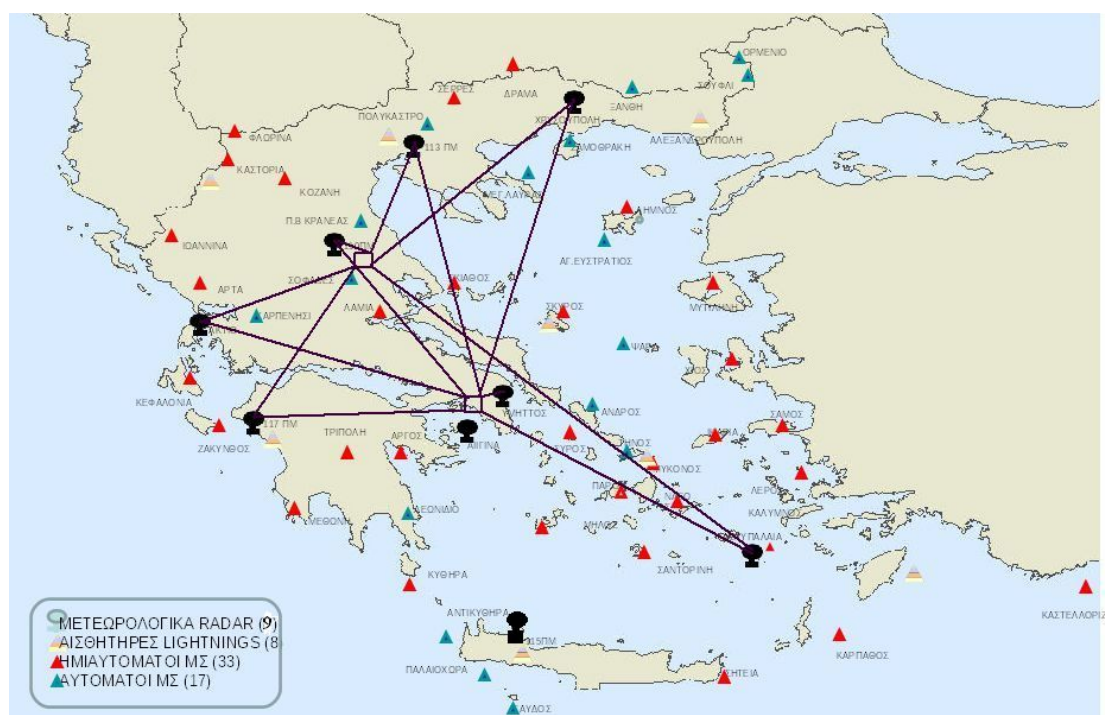
Τοποθεσία ραντάρ	Ζώνη συχνότητας/Doppler	Μοντέλο	Έτος λειτουργίας
Αθήνα	C-D	WSR-74	1978
Θεσσαλονίκη	S-D	WSR-74	1983
Λάρισα	S-D	WSR-74	1980
Ανδραβίδα	C-D	WSR-74	1979
Αίγινα	C-D (Διπλής πόλωσης)	DWSR-2501	2004
Πρέβεζα	C-D	TDR 43-250	2007
Καβάλα	C-D (Διπλής πόλωσης)	TDR 43-250	2007
Αστυπάλαια	C-D	TDR 43-250	2007

Οι Ολυμπιακοί Αγώνες του 2004 στην Αθήνα ήταν η αρχή της πρώτης προσπάθειας ανάπτυξης ενός πανελλαδικού δικτύου μετεωρολογικών ραντάρ. Η Ε.Μ.Υ. αποφάσισε να προχωρήσει στον εκσυγχρονισμό των υπηρεσιών της προκειμένου να προσφέρει άμεσες και συνεχείς καιρικές πληροφορίες κατά τη διάρκεια των Ολυμπιακών Αγώνων αλλά και μετά από αυτούς. Το 2004, το έργο ανέλαβε να διεκπεραιώσει η Κοινωνία της Πληροφορίας Α.Ε. και υλοποιήθηκε το 2008 από κοινοπραξία εταιριών. Αφορούσε δε στην αναβάθμιση των τεσσάρων παλαιών WSR-74 C/S ραντάρ, στην αγορά τριών νέων για την όσο δυνατότερη ομοιόμορφη κάλυψη του Ελλαδικού χώρου και στην εγκατάσταση ενός εθνικού δικτύου μετεωρολογικών ραντάρ νέας τεχνολογίας. Οι εργασίες αναβάθμισης των παλαιότερων συστημάτων ξεκίνησαν το 2006 και ήταν οι εξής:

- η αντικατάσταση του παλιού αγωγού μάγκνετρον με νεότερης γενιάς
- ο εξοπλισμός με νέο, συμπαγήδιαμορφωτή παλμών των ραντάρ και με νέο, αυτόματο σύστημα οδήγησης των κεραίων

- η χρησιμοποίηση της συχνότητας Doppler και του νέου λογισμικού λήψης, ψηφιοποίησης, αποθήκευσης, και απεικόνισης των δεδομένων ραντάρ IRIS
- η τοποθέτηση νέων ενισχυτών σήματος ενδιάμεσης συχνότητας (IF ή **I**ntermediate **F**requency) και ραδιοσυχνότητας (RF ή **R**adio **F**requency)
- η αντικατάσταση του παλιού δέκτη από τον ψηφιακό δέκτη RVP8 της εταιρείας SIGMET και
- οι επισκευές στα σταθερά περιβλήματα των κεραιών

Επιπρόσθετα, τρία νέα μετεωρολογικά ραντάρ Doppler WSR-74 C-band εγκαταστάθηκαν στην Πρέβεζα, στην Καβάλα και στην Αστυπάλαια (Πίνακας 1). Κατασκευασμένα από την εταιρεία RadTec Engineering Inc. λειτουργούν με μέγιστη ισχύ στον πομπό τα 250kW, συμπαγή διαμορφωτή παλμών, παραβολική κεραία διαμέτρου 14 ποδιών και εύρος δέσμης ακτινοβολίας 1°. Όπως και τα αναβαθμισμένα WSR-74 C/S, έτσι και αυτά διαθέτουν το λογισμικό απεικόνισης δεδομένων IRIS και τον ψηφιακό δέκτη RVP8. Η πλήρης λειτουργία τους ξεκίνησε το 2007 και μαζί με τα τέσσερα αναβαθμισμένα Doppler WSR-74 C/S-band αποτελούν σήμερα τα εφτά μετεωρολογικά ραντάρ επιτήρησης καιρού του Ελληνικού δικτύου (Εικόνα 33).



Εικόνα 33: Το Ελληνικό δίκτυο μετεωρολογικών ραντάρ (Πηγή: E.M.Y.)

Το 2004, ξεκίνησε η λειτουργία του μετεωρολογικού ραντάρ Doppler διπλής πόλωσης (D-POL ή **D**ual-**P**olarimetric) C-band στην Αίγινα το οποίο τοποθετήθηκε από την E.M.Y. σε υψόμετρο 466m για να καλύψει την περιοχή της Αθήνας. Κατασκευασμένο από την εταιρεία Enterprise Electronics Corporation (EEC) έχει ακριβώς τα ίδια τεχνικά χαρακτηριστικά με τα νέα ραντάρ WSR-74 C-band

αλλά διαθέτει διαφορετικό λογισμικό απεικόνισης δεδομένων, το EDGE<sup>TM</sup> (**E**nterprise **D**oppler **G**raphics **E**nvironment). Τα πρώτα στοιχεία που συλλέχθηκαν από αυτό το ραντάρ φανερώνουν την παρουσία ισχυρών ηχών από τη θάλασσα (sea clutter) η οποία επηρεάζει την παρατήρηση βροχόπτωσης στα κατώτερα στρώματα στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας. Οι Baltas και Mimikou (2002) αναφέρονται στους παράγοντες που καθόρισαν την επιλογή της εγκατάστασης του ραντάρ καιρού στην Αίγινα.

Η αξιοποίηση των δυνατοτήτων της τεχνολογίας των H/Y και δικτύων οδήγησε στην αυτοματοποίηση της λειτουργίας των ραντάρ καιρού και στον χειρισμό τους εξ' αποστάσεως από τα κεντρικά γραφεία της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (Ε.Μ.Υ.), το περιφερειακό μετεωρολογικό κέντρο Λάρισας και από τα τοπικά μετεωρολογικά γραφεία. Η Ε.Μ.Υ. είναι η κύρια διαχειριστική αρχή των ραντάρ, ενώ η Πολεμική Αεροπορία έχει την ευθύνη της τεχνικής υποστήριξης.

Ένα ακόμη μετεωρολογικό ραντάρ βρίσκεται στην ιδιοκτησία του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α). Πρόκειται για μια μονάδα ραντάρ Doppler διπλής πόλωσης, σε μήκος κύματος 3.2cm (X-band), προσαρμοσμένο στην πλατφόρμα ενός φορτηγού (Εικόνα 34). Το ραντάρ κατασκευάστηκε από την εταιρεία Binet Inc. σε συνεργασία με το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας των Η.Π.Α.. (**N**ational **C**entre for **A**tmospheric **R**esearch ή NCAR). Η εμβέλεια του συστήματος είναι επιλέξιμη μέχρι 150 km, η ανάλυση έως 30 m και η μέγιστη ταχύτητα περιστροφής της κεραίας 25°/sec. Η σύγχρονη εκπομπή σήματος οριζόντιας και κατακόρυφης πόλωσης επιτρέπει τη γρήγορη σάρωση της κεραίας, χωρίς να υποβαθμίζει την ποιότητα των μετρήσεων. Οι άμεσα μετρημένες παράμετροι από το ραντάρ περιλαμβάνουν την ανακλαστικότητα οριζόντιας και κατακόρυφης πόλωσης, την ταχύτητα Doppler, το φασματικό εύρος και τη διαφορική μετατόπιση φάσης. Το σύστημα μπορεί να δώσει εκτιμήσεις με υψηλή ανάλυση της κατανομής της κατακρήμνισης, διακρίνοντας μεταξύ υγρής και στερεής φάσης του νερού, καθώς και το ανεμολογικό πεδίο. Τα χαρακτηριστικά αυτά κάνουν το σύστημα ιδεώδες για υδρομετεωρολογικές μελέτες, γεωργικές εφαρμογές και έλεγχο εναέριας κυκλοφορίας.

Το μετεωρολογικό ραντάρ της Σούδας είναι τύπου C-band Doppler, μοντέλο SWR-250C, κατασκευασμένο από την εταιρία Enterprise Electronics Corporation (EEC). Το ραντάρ είναι εγκατεστημένο στο Μουζουρά του Δ. Χανίων (Εικόνα 35) και σε υψόμετρο 400m από την επιφάνεια της θάλασσας, όπου λειτουργεί από το 2005. Ένας ανακλαστήρας διαμέτρου 4,3m βρίσκεται τοποθετημένος σε μηχανισμό κίνησης δύο αξόνων μέσα σε ένα θόλο από fiberglass. Ο επεξεργαστής ελέγχου ραντάρ (RCP) λειτουργεί ως κεντρικός έλεγχος του ραντάρ και ως μονάδα επεξεργασίας των πρωτογενών δεδομένων από το σύστημα εκπομπής και λήψης. Το RCP ελέγχεται από ένα τερματικό σταθμό και αποτελείται από δύο κύρια υποσυστήματα, τον επεξεργαστή σημάτων Doppler και τον επεξεργαστή ελέγχου πομπού/κεραίας. Το SWR-250C καταγράφει,



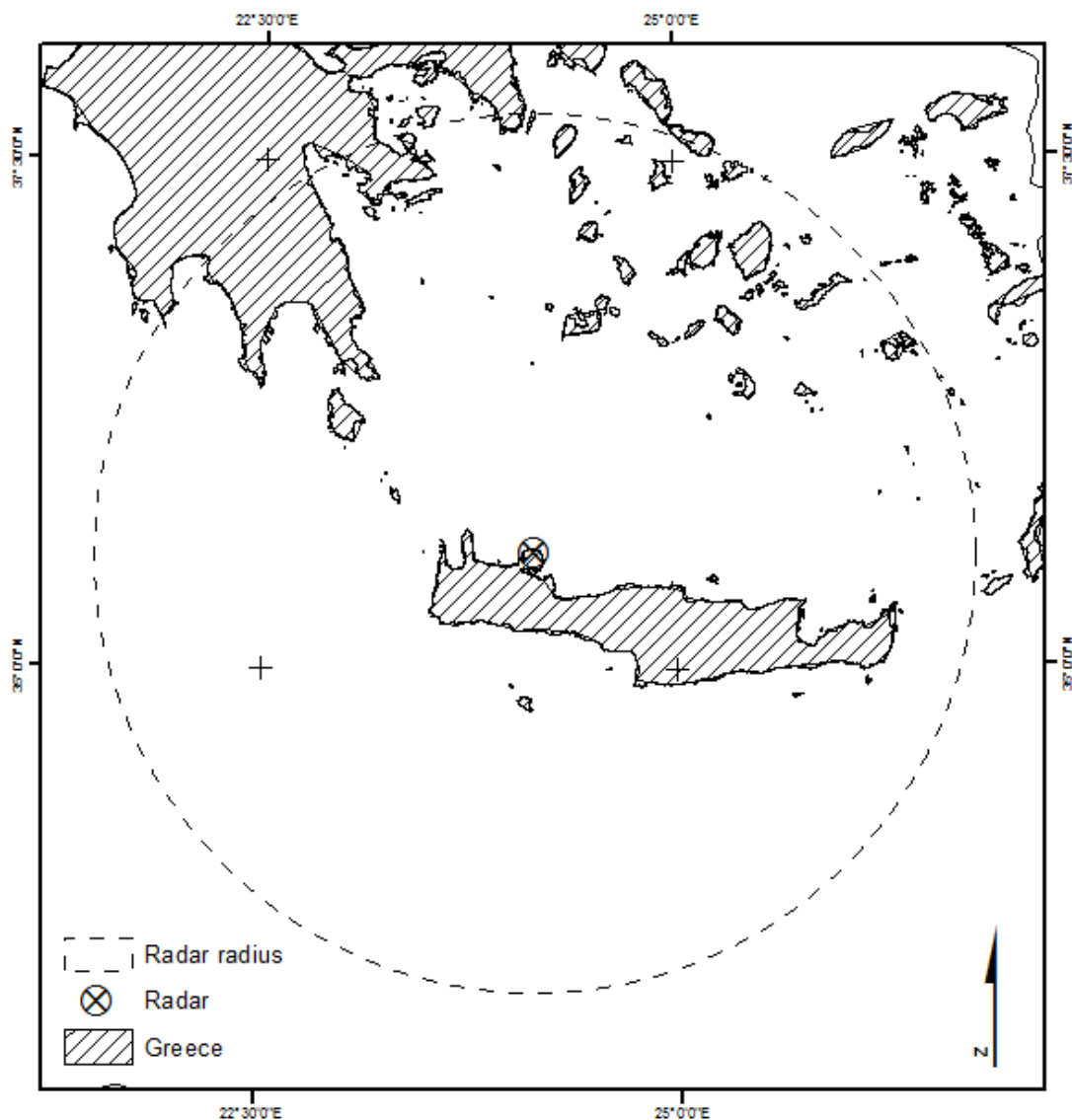
μεταξύ άλλων, τιμές συντελεστή ανακλαστικότητας και για περαιτέρω ανάλυση (Daliakopoulos and Tsanis, 2012). Το συγκεκριμένο ραντάρ έχει χρησιμοποιηθεί για την ανάλυση του γεγονότος ξαφνικής πλημμύρας και των σχετικών υδρο-μετεωρολογικών μηχανισμών που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Αλμυρίδας Χανίων τον Οκτώβριο του 2006. Στην Εικόνα 36 φαίνεται η θέση και η εμβέλεια του μετεωρολογικού ραντάρ της Σούδας.



**Εικόνα 34:** Το Doppler διπλής πόλωσης X-band μετεωρολογικό ραντάρ του Ε.Α.Α.. Πηγή: [http://www.meteo.noa.gr/GR/iersd\\_radar\\_gr.htm#radar](http://www.meteo.noa.gr/GR/iersd_radar_gr.htm#radar)



**Εικόνα 35:** Το μετεωρολογικό ραντάρ της Σούδας.



Εικόνα 36:Θέση και πλήρης εμβέλεια του μετεωρολογικού ραντάρ της Σούδας. (Πηγή:DaliakopoulosandTsanis, 2012)

Ο οργανισμός Ελληνικών Γεωργικών Ασφαλίσεων (ΕΛ.Γ.Α.) από το 1984 διαχειρίζεται τα επιχειρησιακά ραντάρ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης στα πλαίσια της εφαρμογής του Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας (Ε.Π.Χ.Π). Το 2004, προχώρησε στην εγκατάσταση ενός συστήματος αυτόματης καταγραφής και απεικόνισης δεδομένων ραντάρ σε ψηφιακή μορφή (σύστημα διαχείρισης RDAS-TITAN) στα δύο αυτά ραντάρ. Με το σύστημα αυτό και την ανάπτυξη ενός Δικτύου Ευρείας Περιοχής με βασικά συστατικά τα δύο ραντάρ, επιτεύχθηκε η αυτόματη λειτουργία, η αποθήκευση, η ανάλυση, η παρουσίαση και η διάθεση των πληροφοριών τους μεταξύ του Κέντρου Επιχειρήσεων του Κέντρου Μετεωρολογικών Εφαρμογών (ΚΕ.Μ.Ε.), του Περιφερειακού Μετεωρολογικού Κέντρου Μακεδονίας (Π.Μ.Κ.Μ.) στην 113 Πτέρυγα Μάχης στη Θεσσαλονίκη, της 110 Πτέρυγα Μάχης και του Αρχηγείου Τακτικής Αεροπορίας (Α.Τ.Α.) στη Λάρισα (Σιούτας et al., 2010). Το 2006, για την αποφυγή δυσλειτουργιών στην εφαρμογή του Ε.Π.Χ.Π. από τυχόν διαστήματα όπου τα ραντάρ θα ήταν εκτός λειτουργίας είτε λόγω της

παλαιότητάς τους, είτε λόγω της διαδικασίας αναβάθμισης που βρισκόταν σε εξέλιξη, ο ΕΛ.Γ.Α. προχώρησε στη μίσθωση δύο εφεδρικών Doppler C-band ραντάρ (5-cm) από την εταιρεία «Γενικές Αεροπορικές Εφαρμογές Α.Ε. 3Δ». Το ένα από τα εφεδρικά ραντάρ τοποθετήθηκε στην περιοχή Φιλύρου του Νομού Θεσσαλονίκης και το άλλο στην περιοχή Λιόπρασου του Νομού Τρικάλων (Εικόνα 36). Και τα δύο C-band Doppler ραντάρ χρησιμοποιούν ψηφιακούς δέκτες, επεξεργαστές ψηφιακού σήματος και λειτουργούν με σταθερή παροχή ρεύματος και μονάδες διαμορφωτή (Σιούτας et al., 2010).



**Εικόνα 37:** Αριστερά: το επιχειρησιακό ραντάρ καιρού Doppler C-band στο Λιόπραςο Τρικάλων (Πηγή: <http://weather.vouhead.gr>). Δεξιά: το επιχειρησιακό μετεωρολογικό ραντάρ Doppler S-band στη Θεσσαλονίκη (Πηγή: <http://www.elga.gr>).

## 3 Αβεβαιότητα

### 3.1 Πηγές σφαλμάτων

Η ακριβής εκτίμηση της βροχόπτωσης με ραντάρ είναι ουσιώδης για πολλές εφαρμογές στην υδρομετεωρολογία, την άμεση πρόγνωση των καταιγίδων κ.ά.. Τα μετεωρολογικά ραντάρ αποτελούν το κατάλληλο εργαλείο περιγραφής της χωρικής και χρονικής μεταβολής του πεδίου της βροχής (Wilson, 1976) ενώ η ποσοτική εκτίμηση της βροχής από τα ραντάρ έχει αναγνωρισθεί από τα πρώτα χρόνια της Ραδιομετεωρολογίας (Marshall et al., 1947). Παρόλα αυτά, οι μετρήσεις των στοιχείων των ραντάρ υπόκεινται σε σφάλματα στα οποία θα πρέπει να εφαρμόζονται οι κατάλληλες διορθώσεις που αφορούν στην επεξεργασία του σκεδαζόμενου σήματος και των αντίστοιχων μετρήσεων. Στο κεφάλαιο αυτό, αναλύονται τα σφάλματα τα οποία συνοδεύουν την εκτίμηση της βροχόπτωσης από το μετεωρολογικό ραντάρ.

Αυτές οι αβεβαιότητες παρουσιάζονται εξαιτίας των μηχανισμών (περίθλαση, διάθλαση, σκέδαση και μετάδοση από εμπόδια) και του μέσου διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, δηλαδή την ατμόσφαιρα, τις φυσικές διεργασίες (συνένωση, διάσπαση, εξάτμιση) των υδροσταγονιδίων μέσα στα νέφη/καταιγίδες, τη θέση και τα ηλεκτρονικά τμήματα του ραντάρ.

Οι κύριες πηγές σφαλμάτων της εκτίμησης της βροχόπτωσης από το ραντάρ, οι οποίες θα αναλυθούν παρακάτω, μπορούν να διαχωριστούν σε εννιά κατηγορίες (Villari and Krajewski, 2009):

1. κακή ρύθμιση των μονάδων λειτουργίας του ραντάρ ( $\Sigma$ )
2. εξασθένιση του σήματος από την ατμόσφαιρα ( $\Sigma$ )
3. ανώμαλη μετάδοση της δέσμης και ήχοι από το ανάγλυφο του εδάφους ("groundclutter") (A)
4. παρεμπόδιση της δέσμης (T)
5. μεταβλητότητα στη Z-R εκθετική σχέση (T)
6. αύξηση μεγέθους του παλμικού όγκου και του ύψους μέτρησης σε σχέση με την απόσταση (A)
7. μεταβολές στο κατακόρυφο προφίλ ανακλαστικότητας (A)
8. μετακίνηση του πεδίου βροχής (T)
9. σφάλματα οφειλόμενα στην χρονική δειγματοληψία των στοιχείων του ραντάρ (T)

Επιπλέον, ανακρίβειες μπορούν να υπάρξουν εξαιτίας του μετασχηματισμού των πολικών συντεταγμένων σε καρτεσιανές (Julier and Uhlmann, 1997), των μεταβολών στη μετάδοση της ισχύος και άλλων παραγόντων οι οποίοι δε θα εξεταστούν στην παρούσα εργασία.

Όπως είναι γνωστό από τη θεωρία των σφαλμάτων, τα σφάλματα τα οποία οφείλονται σε φυσιολογικές και αναπόφευκτες χωροχρονικές μεταβολές του μεγέθους που μετράται, σε λάθος ανάγνωση της μέτρησης από τον παρατηρητή και στην κακή ευαισθησία του οργάνου μέτρησης

χαρακτηρίζονται ως τυχαία σφάλματα. Κάποιες φορές υπάρχουν και τα συστηματικά σφάλματα τα οποία μπορούν να περιοριστούν όταν εντοπιστεί εγκαίρως η αιτία που τα προκάλεσε. Συνήθως, αυτά οφείλονται στην κακή χρήση και ρύθμιση των οργάνων μέτρησης ή των μεθόδων που χρησιμοποιούνται. Μία τέτοια κατηγοριοποίηση των πηγών σφαλμάτων παρουσιάστηκε από τον Zawadski(1984) και αφορά στα τυχαία σφάλματα, δηλαδή αυτά που είναι αναπόφευκτα, στα συστηματικά και σε οφειλόμενα στην απόσταση του στόχου από το ραντάρ. Ο διαχωρισμός αυτός απεικονίζεται παραπάνω με το γράμμα «Τ» για τυχαία, «Σ» για συστηματικά και «Α» για τα σφάλματα λόγω απόστασης.

## **3.2 Είδη σφαλμάτων και τρόποι εξάλειψης**

### **3.2.1 Η κακή ρύθμιση των μονάδων λειτουργίας του ραντάρ**

Γενικά, η ακριβής βαθμονόμηση των ηλεκτρονικών τμημάτων ενός ραντάρ είναι απαραίτητη για τη σωστή του λειτουργία και για τη μείωση των διαφορών μεταξύ των μετρήσεων της βροχής από το ραντάρ και των αντίστοιχων από άλλες συσκευές όπως είναι οι βροχογράφοι. Πιο συγκεκριμένα, ένα καλά ρυθμισμένο ραντάρ αποτελεί σημαντικό εργαλείο για την ακρίβεια των αποτελεσμάτων του ρυθμού βροχοπτώσης μέσω της εκθετικής σχέσης Marshall-Palmer καθώς επίσης και για την αποτελεσματική διόρθωση των σφαλμάτων που προέρχονται από την εξασθένιση του σήματος εξαιτίας της απορρόφησης της ατμόσφαιρας (UlbrichandLee, 1999).

Η σταθερά C του ραντάρ στην εξίσωση (4) είναι γνωστή με ακρίβεια 1dBZ στα 128km απόσταση, τιμή η οποία αντιστοιχεί για ένα σωστά ρυθμισμένο ραντάρ (Μπαλτάς, 2006). Όμως, μία λανθασμένη τιμή της σταθεράς C απολήγει σε σφάλμα, το οποίο παραμένει σταθερό καθ' όλη τη διάρκεια της σάρωσης της ατμόσφαιρας από το ραντάρ, έως ότου αυτό ρυθμιστεί ξανά.

Συνήθως, ο προσδιορισμός της απορρύθμισης των κύριων μονάδων λειτουργίας του ραντάρ είναι μία δύσκολη διαδικασία. Για αυτό το λόγο, η ακριβής μέθοδος ρύθμισης των συσκευών του ραντάρ εναπόκειται στον κατασκευαστή κατά την αρχική εγκατάσταση του συστήματος ραντάρ και στο τεχνικό προσωπικό του σταθμού-ραντάρ κατά τη διαδικασία συντήρησης, εκτελώντας μηνιαίους ελέγχους στα δεδομένα του ραντάρ από σταθερούς στόχους. Παρόλα αυτά, υπάρχουν κάποιες τεχνικές οι οποίες, αν χρησιμοποιηθούν σωστά, μπορεί να μειώσουν τα σφάλματα από την κακή ρύθμιση των ηλεκτρονικών τμημάτων του ραντάρ και να διατηρήσουν την σταθερότητά του. Ο Hunter (1996) εξέτασε την ίδια καταιγίδα που απείχε την ίδια περίπου απόσταση από δύο διαφορετικά ραντάρ εκ των οποίων το ένα ήταν κινητό. Η ανάλυση των τιμών ανακλαστικότητας έδειξε μία διαφορά 3dBZ την οποία ο Hunter δικαιολόγησε ως συνέπεια της αστάθειας του ραντάρ. Μία άλλη μέθοδος χρησιμοποιήθηκε από τους UlbrichandLee (1999), οι οποίοι συγκρίνανε τις μετρήσεις βροχοπτώσεων από ραντάρ με τις αντίστοιχες μετρήσεις άλλων οργάνων όπως είναι το distrometer, ένα όργανο που μετράει την κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων, κόκκων

χαλαζιού και νιφάδων χιονιού. Έχοντας γνωστή την κατανομή των υδροσταγονιδίων, μπορεί να υπολογιστεί ο ρυθμός βροχόπτωσης σε mm/ημέσω της εξίσωσης (8) και ακολούθως η ανακλαστικότητα σε  $\text{mm}^6/\text{m}^3$  από την Z-Ρεκθετική σχέση, καθώς επίσης και η πυκνότητα του κατακόρυφα ολοκληρωμένου περιεχομένου της βροχής σε  $\text{g}/\text{m}^3$ . Τα αποτελέσματά τους έδειξαν ότι το ραντάρ συστηματικά υποτιμούσε τις μετρήσεις βροχής κατά 3,4dBZ όταν αυτές συγκρίνονταν με τις αντίστοιχες του distrometer. Όταν, αργότερα, εφαρμόστηκαν διορθώσεις στις ρυθμίσεις του ραντάρ, οι τιμές ανακλαστικότητας από το ραντάρ ήταν κατά μέσο όρο 4,7dBZ μικρότερες σε σχέση με αυτές από το distrometer, μία μέση τιμή την οποία χαρακτήρισαν ως καλή συμφωνία μεταξύ των δύο συσκευών. Σύγκριση μετρήσεων βροχόπτωσης από ραντάρ μπορεί, επίσης, να γίνει και με τις αντίστοιχες μετρήσεις των βροχογράφων για την αποτελεσματικότερη αντιμετώπιση του προβλήματος της βαθμονόμησης των μονάδων του ραντάρ. Σύμφωνα με τον Brandes (1975) η πιο διαδεδομένη μέθοδος για την απαλοιφή του συστηματικού σφάλματος των δεδομένων του ραντάρ στηρίζεται στο λόγο συσχέτισης μεταξύ των επεξεργασμένων στοιχείων βροχόπτωσης Γαπό τους βροχογράφους και των αντίστοιχων του πεδίου βροχής R από το ραντάρ.

Στην ύπαρξη άλλης μίας μεθόδου αφαίρεσης συστηματικών σφαλμάτων του ραντάρ αναφέρονται και οι Μπαλτάς και Αφτιάς (1998). Η μέθοδος αυτή συνδέεται με τη χρήση Kalman filter και τα αποτελέσματά της δεν είναι ικανοποιητικά όταν παρουσιάζεται υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης από το ραντάρ.

Τέλος, ο Μπαλτάς (2006) προτείνει την επιλογή λίγων αλλά σταθερών τμημάτων του ραντάρ για το συνδυασμό της καλής λειτουργίας του συστήματος και εξοικονόμησης χρημάτων, καθώς επίσης και την κατασκευή νέων οργάνων για τον αυτόματο έλεγχο του ραντάρ προκειμένου να μειωθεί ο χρόνος συντήρησής τους.

### 3.2.2 Η εξασθένιση του σήματος από την ατμόσφαιρα

Στη Ραδιομετεωρολογία, ένα σύννηδες πρόβλημα αποτελεί η εξασθένιση της ισχύς της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στην περιοχή των συχνοτήτων των μετεωρολογικών ραντάρ (S, C, X ζώνες συχνότητας). Στην εξίσωση (4) του ραντάρ, η λαμβανόμενη ισχύ από την κεραία του ραντάρ είναι αντιστρόφως ανάλογη με το τετράγωνο της απόστασης του στόχου από το ραντάρ και ανάλογη του συντελεστή εξασθένισης  $L^2$ , που εισήγαγε ο Battan (1973):

$$L^2 = \exp(-0.2 \ln(10)) \int_0^r k(r) \quad (17)$$

όπου  $k$  = η ειδική εξασθένιση που μετράται σε μονάδες (dB/km) σε απόσταση  $r$  (km) από τη θέση του ραντάρ και η μέση τιμή της επιστρεφόμενης ισχύος

$$\overline{P_r} = C \frac{|K|^2 Z}{r^2} L^2 \quad (18)$$

όπου C η σταθερά του ραντάρ,

r η απόσταση του στόχου από το ραντάρ,

Zη ανακλαστικότητα,

$L^2$  ο συντελεστής εξασθένησης,

$|K|^2$  = η διηλεκτρική παράμετρος η οποία σχετίζεται με το υλικό του στόχου, τη θερμοκρασία και το μήκος κύματος.

Η εξασθένηση αυτή οφείλεται στην απορρόφηση και στη σκέδαση από τις σταγόνες βροχής, το χιόνι, το χαλάζι, τα νέφη και τα ατμοσφαιρικά αέρια της ατμόσφαιρας όπως είναι το άζωτο  $N_2$ , το οξυγόνο  $O_2$ , το τροποσφαιρικό όζον  $O_3$  κ.ά.. Όσον αφορά την εξασθένηση εξαιτίας της βροχής, αυτή εξαρτάται από τον τύπο βροχής, το ρυθμό βροχόπτωσης, την περιοχή κάλυψης και το μήκος κύματος της ακτινοβολίας του ραντάρ (Μπαλτάς, 2006). Όσο μικρότερο είναι το μήκος κύματος (μεγαλύτερες συχνότητες) της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας του ραντάρ, τόσο πιο έντονη είναι η εξασθένηση. Επομένως, η πηγή αυτών των συστηματικών σφαλμάτων είναι σημαντικότερη για τα μετεωρολογικά ραντάρ C-ζώνης (μήκος κύματος μεταξύ 4 και 8cm - συχνότητα μεταξύ 8 και 4GHz) και X-ζώνης συχνότητας (μήκος κύματος μεταξύ 2,5 και 4cm - συχνότητα μεταξύ 12 και 8GHz). Ο Collier (1984) κατέληξε σε τρεις εμπειρικούς τύπους για την εκτίμηση της εξασθένησης από τη βροχόπτωση (Πίνακας 4). Οι μαθηματικοί αυτοί τύποι, για συγκεκριμένο ρυθμό βροχόπτωσης R, αναδεικνύουν την αντιστρόφως ανάλογη σχέση ανάμεσα στο ρυθμό της διπλής εξασθένησης του σήματος (δύο φορές η απόσταση σε km από τη θέση του ραντάρ μέχρι το στόχο) και στο μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Γίνεται, επίσης, εύκολα αντιληπτό ότι για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος, ο ρυθμός της διπλής εξασθένησης εξαιτίας της βροχής είναι ανάλογος της έντασης της βροχόπτωσης. Αξίζει να αναφερθεί το γεγονός ότι για μήκος κύματος ακτινοβολίας 10cm (ραντάρ συχνότητας S-ζώνης) η διπλή εξασθένηση δεν εξαρτάται από το ρυθμό βροχόπτωσης και θεωρείται αμελητέα.

**Πίνακας 4: Οι μαθηματικές σχέσεις που συνδέουν το ρυθμό της διπλής εξασθένησης (dB/km) του σήματος εξαιτίας της βροχής με το ρυθμό βροχόπτωσης R (mm/hr) και το μήκος κύματος της ακτινοβολίας του μετεωρολογικού ραντάρ (Collier, 1984).**

Ρυθμός εξασθένησης (dB/Km)	Μήκος κύματος (cm)
0,0006	10,0
$0,0044 R^{0,17}$	5,7
$0,0148 R^{1,31}$	3,2

Ο Μπαλτάς (2006) αναφέρει ότι, για μήκη κύματος μεγαλύτερα των 3cm, η εξασθένηση που οφείλεται στα ατμοσφαιρικά αέρια είναι μικρή και μπορεί να μη ληφθεί υπόψη για αποστάσεις

μικρότερες των 60km. Η εξασθένιση από τα νέφη είναι ανάλογη του πάχους των νεφών δηλαδή της ποσότητας των υδρατμών μέσα σε αυτά. Επίσης, το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, η θερμοκρασία των νεφών και το είδος των υδρομετεώρων (υδροσταγονίδια ή παγοκρυστάλλους) από το οποίο αποτελούνται τα νέφη καθορίζουν την εξασθένιση που οφείλεται στους νεφικούς σχηματισμούς. Επειδή το ύψος του παλμικού όγκου του ραντάρ αυξάνεται με την απόσταση από το ραντάρ, υπάρχει σοβαρό ενδεχόμενο η δέσμη ακτινοβολίας να υπερβεί τα χαμηλά νέφη από τα οποία εκδηλώνονται συνήθως οι χιονοπτώσεις. Το γεγονός αυτό παράλληλα με τη μικρή τιμή της διηλεκτρικής σταθεράς  $|K^2|$  για το χιόνι και τον ασθενή ρυθμό χιονόπτωσης συνηγορούν στην πολύ μικρή εξασθένιση που έχει απορροφηθεί από τις νιφάδες χιονιού. Η ισχυρή μεταβλητότητα που εμφανίζεται στην ένταση, στην περιοχή κάλυψης και στη διάρκεια των χαλαζοπτώσεων καθιστά δύσκολο τον προσδιορισμό της εξασθένισης που οφείλεται στο χαλάζι. Όταν, όμως, στην περιοχή εμφανίζονται χαλάζι και βροχή την ίδια στιγμή, η εξασθένιση είναι σίγουρα πολύ μεγαλύτερη.

Εξασθένιση του σήματος μπορεί επίσης να προέλθει από το σταθερό περιβλήμα της κεραίας του ραντάρ (radome). Η πηγή αυτών των σφαλμάτων εξαρτάται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, το ρυθμό βροχόπτωσης και από τις συνθήκες που επικρατούν στην εξωτερική επιφάνεια του περιβλήματος. Μία υγρή επιφάνεια προκαλεί την υποεκτίμηση της βροχόπτωσης ακόμα και αν αυτές προέρχονται από τις κοντινότερες καταιγίδες (Villarini and Krajewski, 2009). Σύμφωνα με τον Austin (1987) η εξασθένιση λόγω του σταθερού περιβλήματος της κεραίας είναι σημαντική για μήκη κύματος ακτινοβολίας ίσα ή μικρότερα των 5cm, ενώ για ραντάρ με μήκος κύματος 10cm (S-ζώνης) είναι αμελητέα. Για ένα C-ζώνης συχνότητας ραντάρ, ο Austin (1987) απέδειξε, επίσης, πως ακόμα και μετά την εφαρμογή διορθώσεων της εξασθένισης της βροχής από ισχυρές και μεγάλης έκτασης καταιγίδες, μία εξασθένιση των 2dB(decibel) εξαιτίας του στερεού περιβλήματος θα μπορούσε να προκαλέσει εξασθένιση του σήματος μέχρι 4-5dB σε απόσταση 100Km.

Για τον προσδιορισμό της εξασθένισης του σήματος που προκαλείται από τους παραπάνω παράγοντες, ο Μπαλτάς (2006) προτείνει την τοποθέτηση ραντάρ σε αεροπλάνο. Με αυτό τον τρόπο, η δέσμη ακτινοβολίας στρέφεται προς το έδαφος και οποιαδήποτε εξασθένιση λόγω του ανάγλυφου του εδάφους εξαλείφεται καθώς αυτό θα βρίσκεται σε μακρινές αποστάσεις από το ραντάρ. Επομένως, οποτεδήποτε εκδηλώνεται κάποια καταιγίδα μεταξύ του εδάφους και του ραντάρ, ανακρίβειες στις τιμές ανακλαστικότητας θα παρουσιάζονται από την εμφάνιση ισχυρής εξασθένισης εξαιτίας των ατμοσφαιρικών αερίων και της καταιγίδας.

### **3.2.3 Ανώμαλη μετάδοση της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ και ανακλώμενη ακτινοβολία από το ανάγλυφο του εδάφους ("groundclutter")**

Η ικανότητα διαχωρισμού της ανακλώμενης ακτινοβολίας από μετεωρολογικούς ή μη μετεωρολογικούς στόχους είναι μία κρίσιμη παράμετρος για τη χρησιμότητα των μετρήσεων του



ραντάρ σε επιχειρησιακές εφαρμογές όπως είναι η πρόγνωση των πλημμυρών. Η ανώμαλη μετάδοση της δέσμης της ακτινοβολίας του ραντάρ (groundclutter) είναι ένας περιγραφικός όρος για τα ανακλώμενα σήματα που δεν αντιπροσωπεύουν κατακρήμνιση (βροχόπτωση, χιονόπτωση, χαλαζόπτωση κ.ά.) ή άλλες μετεωρολογικές παραμέτρους. Η πηγή αυτών των σφαλμάτων είναι αποτέλεσμα των ατμοσφαιρικών οπτικών ιδιοτήτων και στις θέσεις όπου εμφανίζεται, η δέσμη του κύματος δεν προσκρούει στο έδαφος. Η ύπαρξη του εδάφους εισάγει μία άλλη πηγή σφαλμάτων, αφορμή της οποίας είναι η συνάντηση της δέσμης με το έδαφος ή με στόχους πάνω ή κοντά στο έδαφος. Η ανακλώμενη ακτινοβολία από το ανάγλυφο του εδάφους ("groundclutter") απορρέει από την ανάκλαση της ενέργειας του ηλεκτρομαγνητικού κύματος από το έδαφος.

Μία από τις αιτίες που προκαλεί την εκτροπή της δέσμης του κύματος από την ευθεία μετάδοσής της, είναι ο μηχανισμός της διάθλασης. Τα εκπεμπόμενα μικροκύματα από το ραντάρ ταξιδεύουν μέσα στην ατμόσφαιρα με την ταχύτητα του φωτός ( $c=3 \times 10^8$  m/s στο κενό). Η μεταβολή της ταχύτητας του φωτός είναι μικρή, όταν διαπερνά οποιοδήποτε μέσο, αλλά ικανή να αποκλίνει τη δέσμη ακτινοβολίας του ραντάρ. Ο λόγος των ταχυτήτων του φωτός στο κενό και στο μέσο διάδοσης καλείται δείκτης διάθλασης, και δίνεται από τον τύπο (Σάγος, 2004):

$$N = (1-n) \times 10^6 \quad (19)$$

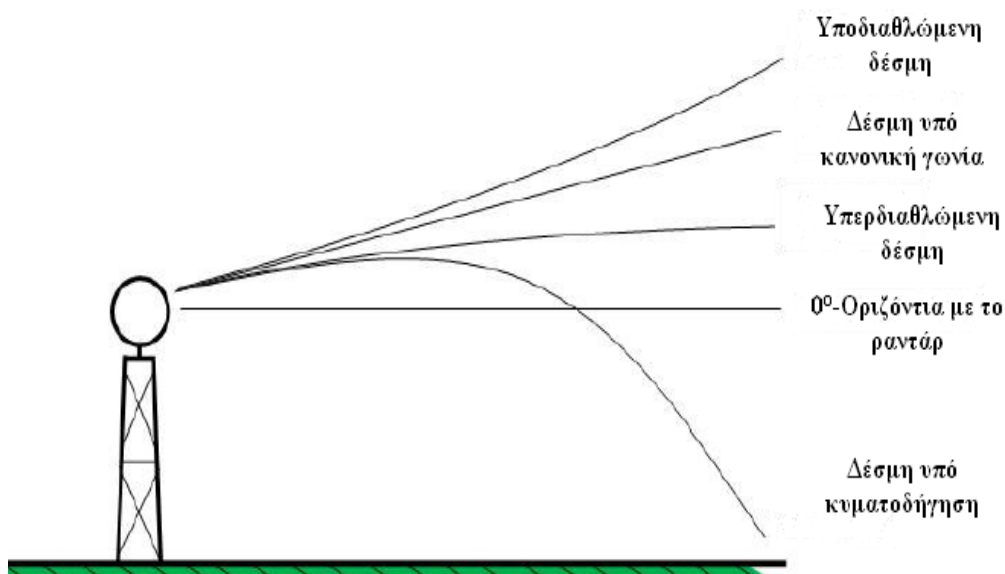
όπου: Νένας ακέραιος αριθμός που αντιπροσωπεύει το δείκτη διάθλασης (n). Όσο υψηλότερος είναι ο δείκτης διάθλασης, τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα του φωτός στο μέσο διάδοσης.

Ο δείκτης διάθλασης είναι συνάρτηση πολλών ατμοσφαιρικών μεταβλητών συμπεριλαμβανομένων της πυκνότητας του ατμοσφαιρικού αέρα, της πίεσης των υδρατμών και της θερμοκρασίας. Συνεπώς, οποιαδήποτε μεταβολή στις παραπάνω παραμέτρους, που υφίσταται σε μακρινή απόσταση από το ραντάρ, είναι υπεύθυνη για την απόκλιση από την κανονική τροχιά μετάδοσης της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ. Όπως είναι γνωστό, στην τυπική ατμόσφαιρα, η πυκνότητα του ατμοσφαιρικού αέρα παρουσιάζει μείωση καθ' ύψος. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα ο δείκτης διάθλασης να μειώνεται με το ύψος με επακόλουθο την αύξηση της ταχύτητας του φωτός και την εκτροπή της δέσμης προς τα κάτω λόγω ασθενούς διάθλασης. Με αυτό τον τρόπο, ο οπτικός ορίζοντας του ραντάρ μεγαλώνει αλλά τα παρατηρήσιμα αντικείμενα προέρχονται μόνο από τις οριζόντιες ακτίνες του ραντάρ (Κτιστάκης, 2012).

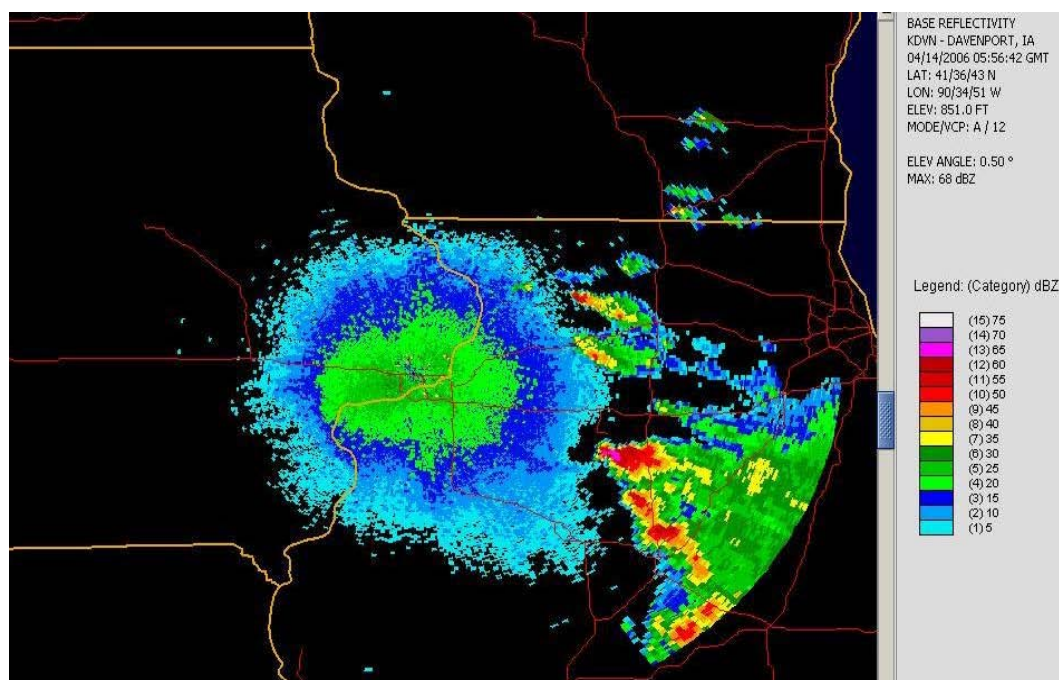
Σφάλματα στις μετρήσεις της βροχόπτωσης από το ραντάρ εξαιτίας της ανώμαλης μετάδοσης της δέσμης μπορούν επίσης να εμφανιστούν όταν η δέσμη συναντήσει ατμοσφαιρικά στρώματα με θερμοκρασιακή αναστροφή, δηλαδή περιοχές όπου παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος. Φαινόμενα αναστροφής είναι πιο συχνά τις βραδινές και πρώτες πρωινές ώρες όταν επικρατεί άπνοια ή ασθενείς άνεμοι και καθαρός ουρανός. Σε αυτές τις περιπτώσεις, το φαινόμενο της διάθλασης είναι ισχυρότερο (υπερδιάθλαση) με αποτέλεσμα η δέσμη του ραντάρ να καμπυλώνεται προς τα κάτω περισσότερο από το συνηθισμένο. Το φαινόμενο της υπερδιάθλασης

των ακτινών του ραντάρ είναι υπεύθυνο για την υπερεκτίμηση του ύψους των νεφών που βρίσκονται σε μακρινές αποστάσεις από το ραντάρ.

Η ύπαρξη έντονης κατακόρυφης αρνητικής κλίσης της πίεσης των υδρατμών μπορεί να εντείνει περισσότερο την ανώμαλη μετάδοση της δέσμης, εκτρέποντάς την ακόμα περισσότερο προς το έδαφος. Χαρακτηριστικό του φαινομένου αυτού (γνωστό και ως κυματοδήγηση), είναι η ανάκλαση της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας της δέσμης από το έδαφος πίσω στο ραντάρ. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση ψευδών ανακλαστικοτήτων στην οθόνη του ραντάρ αλλά και την απόκρυψη των πραγματικών σημάτων από κοντινές αποστάσεις (Σάγος, 2004). Επειδή οι συνθήκες που προκαλούν αυτό το φαινόμενο είναι συνήθως ομοιόμορφες μέσα στην περιοχή κάλυψης του ραντάρ, οι ανακλαστικότητες απεικονίζονται σε κυκλική διάταξη με κέντρο τη θέση του ραντάρ ενώ οι τιμές αυτών παραμένουν χαμηλές σε ολόκληρη την περιοχή. Ως αίτια εμφάνισης των φαινομένων αυτών, ο Μπαλτάς (2006) αναφέρει την έντονη αρνητική θερμοβαθμίδα  $-13^{\circ}\text{K}/100\text{m}$  (αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος) ή, για την περίπτωση των υδρατμών, την έντονη θετική βαροβαθμίδα  $3\text{hPa}/100\text{m}$  (μείωση της τάσης των υδρατμών με το ύψος). Αντίθετα, όταν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες ευνοούν την αύξηση του δείκτη διάθλασης με το ύψος (μείωση της ταχύτητας του φωτός με το ύψος), η δέσμη καμπυλώνει προς τα πάνω περισσότερο από το κανονικό. Σε αυτή την περίπτωση, παρατηρείται υποεκτίμηση του ύψους των νεφών επειδή το ραντάρ δεν αντιλαμβάνεται την εκτροπή της δέσμης του κύματος και θεωρεί ότι τα ανακλώμενα σήματα προέρχονται από χαμηλότερα νέφη σε αντίθεση με την πραγματικότητα. Εδώ θα πρέπει να τονισθεί ότι, λόγω της καμπυλότητας της Γης σε μακρινές αποστάσεις από τη θέση του ραντάρ, η δέσμη του κύματος κινείται πάνω από την οριζόντια γωνία ( $0^{\circ}$ ), καμπυλώνοντας συνεχώς προς τα πάνω, καθώς απομακρύνεται από το ραντάρ. Εντούτοις, η επίδραση της σφαιρικότητας της γης είναι μικρότερη σε σχέση με την αντίστοιχη εξαιτίας των μεταβολών του δείκτη διάθλασης οι οποίες είναι οι κύριες υπεύθυνες για την ανώμαλη μετάδοση της δέσμης ακτινοβολίας. Στην Εικόνα 37 παρουσιάζονται οι τροχιές της δέσμης λόγω διάθλασης, υπερδιάθλασης, «υποδιάθλασης» και της κυματοδήγησης ενώ στην Εικόνα 38 απεικονίζεται ένα παράδειγμα της επίδρασης των φαινομένων αυτών στα αποτελέσματα της ανακλαστικότητας από ύψος μέτρησης  $0,5^{\circ}$ .



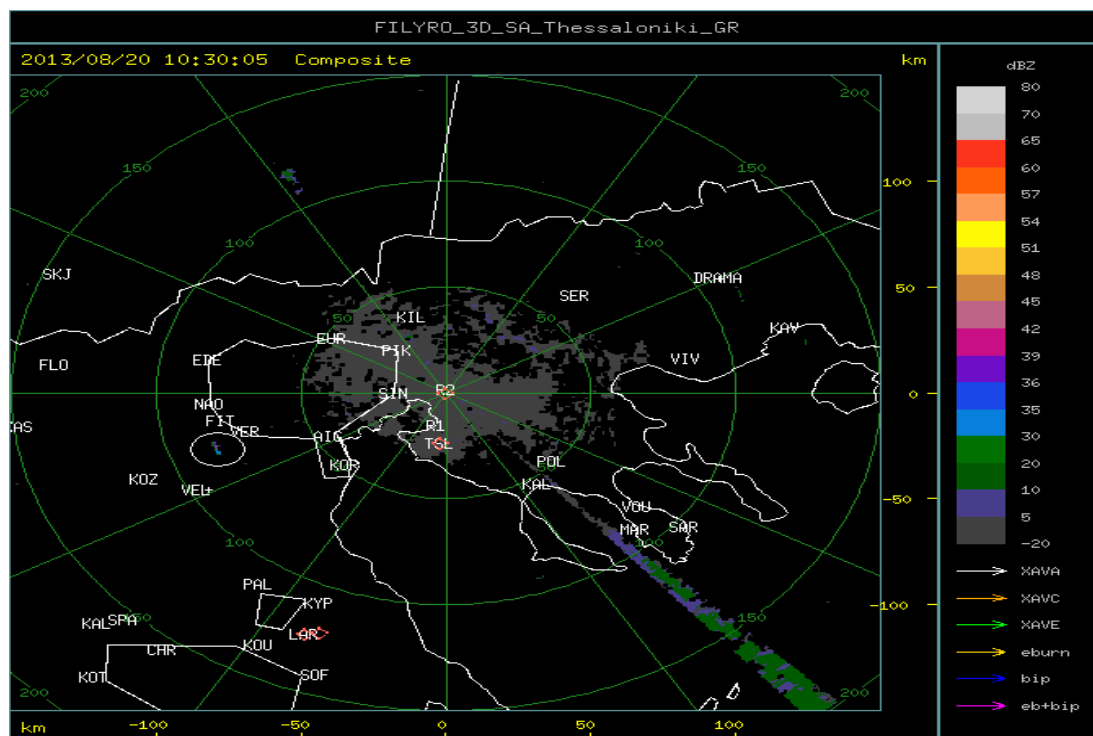
Εικόνα 38: Σχηματικό διάγραμμα της επίδρασης της διάθλασης και των υποπεριπτώσεων στη δέσμη ακτινοβολίας του ραντάρ. (Πηγή: <http://www.meteor.iastate.edu/>, μετά από τροποποίηση)



Εικόνα 39: Η επίδραση της υπερδιάθλασης και κυματοδήγησης επί της ανακλαστικότητας (υψομετρική γωνία μέτρησης 0,5°) (Πηγή: <http://www.meteor.iastate.edu/>)

Η Εικόνα 39 αποτελεί ένα παράδειγμα απεικόνισης ψευδών ανακλαστικοτήτων από μη μετεωρολογικούς στόχους του WSR-74 C-band μετεωρολογικού ραντάρ του Φιλύρου Θεσσαλονίκης. Η γραμμή με τις χαμηλές τιμές ανακλαστικότητας (πράσινο χρώμα) ανάμεσα στις χερσονήσους της Κασσάνδρας και της Σιθωνίας της Χαλκιδικής είναι αποτέλεσμα ηλεκτρομαγνητικών παρεμβολών από διάφορους τηλεπικοινωνιακούς σταθμούς και παρουσιάζει σταθερή γεωγραφική θέση και ένταση τιμών ανακλαστικότητας. Οι σχετικά υψηλότερες τιμές ανακλαστικότητας (μέσα στον άσπρο κύκλο, ΔΝΔ του ραντάρ μεταξύ Κοζάνης (ΚΟΖ) και Βέροιας (VER)) από μία πολύ μικρή σε έκταση περιοχή προέρχονται από τα σύννεφα ατμού του

ατμοηλεκτρικού σταθμού του Αγίου Δημητρίου της Κοζάνης (Εικόνα 40). Οι εντάσεις των ανακλώμενων ήχων από τα συγκεκριμένα νέφη, τα οποία συχνά φτάνουν σε ύψος και τα 2Κμ ανάλογα με τις τοπικές μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν, μπορεί να μεταβάλλονται χρονικά, αλλά η θέση τους παραμένει σταθερή.



Εικόνα 40: Παράδειγμα απεικόνισης ψευδών ανακλαστικότητας με τη βοήθεια της οθόνης CAPPI του WSR-74 C-band μετεωρολογικού ραντάρ του Φιλύρου Θεσσαλονίκης. (Πηγή: [http://titan.3dsa.gr/filiro/radar\\_fil.html](http://titan.3dsa.gr/filiro/radar_fil.html)).



Εικόνα 41: Φωτογραφία του ατμοηλεκτρικού σταθμού του Αγίου Δημητρίου της Κοζάνης.

(Πηγή: <http://www.djibnet.com/photo/%ce%94%ce%95%ce%97/-8380798842.html>).

Ο εντοπισμός και η αφαίρεση ήχων από το ανάγλυφο του εδάφους και αυτών που σχετίζονται με την ανώμαλη μετάδοση της δέσμης βασίζονται στον ποιοτικό έλεγχο των δεδομένων του ραντάρ και είναι μία δύσκολη διαδικασία (Μπαλτάς, 2006). Η ύπαρξη ανακλώμενης ακτινοβολίας από μη-μετεωρολογικούς στόχους προσδιορίζεται με βάση τα χαρακτηριστικά αυτής όπως είναι η μηδενική ακτινική ταχύτητα, η έλλειψη συνεχόμενης παρουσίας στο κατακόρυφο επίπεδο και η έντονη χωρική μεταβλητότητα της ανακλαστικότητας. Μετρήσεις της θερμοκρασίας από ραδιοβολίσεις, δορυφόρους και σταθμούς κοντά στο έδαφος, όταν αναδεικνύουν διαφορές στη θερμοκρασία των διαδοχικών ατμοσφαιρικών στρωμάτων, θεωρούνται χρήσιμα εργαλεία για την αναγνώριση και απαλοιφή σημάτων εξαιτίας της ανώμαλης μετάδοσης της δέσμης (Michelson and Sunhede, 2004).

Οι Steiner and Smith (2002) προτείνανε την εφαρμογή ενός αλγόριθμου ο οποίος χρησιμοποιεί τρισδιάστατα δεδομένα που αφορούν στην κλίση ανακλαστικότητας και στην κατακόρυφη έκταση των ήχων του ραντάρ. Βασισμένη σε καθορισμένες μεταβολές του κατακόρυφου προφίλ ανακλαστικότητας είναι και η μέθοδος εντοπισμού ύποπτων σημάτων λόγω ανώμαλης μετάδοσης της δέσμης που εφάρμοσαν οι Fiore et al. (1986). Χρησιμοποιώντας δορυφορικές εικόνες από το υπέρυθρο φάσμα ακτινοβολίας πραγματοποίησαν διαχωρισμό μεταξύ έντονων ανακλώμενων σημάτων από περιοχές χωρίς νέφη και ανακλώμενων σημάτων από μετεωρολογικούς στόχους. Επιπλέον, καθόρισαν ένα συγκεκριμένο ανώτατο όριο (threshold value) το οποίο δεν πρέπει να υπερβαίνουν οι τιμές ανακλαστικότητας. Με αυτό τον τρόπο, πετύχανε την απαλοιφή της ανώμαλης μετάδοσης της δέσμης, καθώς μπόρεσαν να απομονώσουν τις περιοχές όπου η ένταση της βροχής αυξάνονταν πολύ περισσότερο σε σχέση με την αναμενόμενη από τα νέφη.

Όσον αφορά τις τεχνικές αφαίρεσης των ήχων από το ανάγλυφο του εδάφους, η χρήση ειδικών γεωφυσικών χαρτών στην οθόνη του ραντάρ, στους οποίους το ανάγλυφο του εδάφους παρουσιάζεται μετρημένο σε κατάλληλες κλιματολογικές συνθήκες (π.χ. χωρίς βροχή), αποτελεί μία αξιόπιστη μέθοδο. Σε αυτή την περίπτωση αφαιρούνται γνωστές ζώνες με ψευδή στοιχεία για το πεδίο της βροχής, δηλαδή στις θέσεις όπου η δέσμη του ραντάρ χτυπάει το έδαφος. Αξίζει εδώ να σημειωθεί ότι, η παραπάνω μέθοδος θεωρείται ξεπερασμένη, καθώς εφαρμόζονταν στα παλιές τεχνολογίας ραντάρ, τα οποία δεν ήταν Doppler και δεν είχαν τη δυνατότητα της αυτόματης αφαίρεσης των ήχων από το ανάγλυφο του εδάφους.

Δύο βασικά χαρακτηριστικά του αναγλύφου του εδάφους, που βοηθούν στην απαλοιφή του, είναι η μηδενική ακτινική ταχύτητα και η παραγωγή έντονων ανακλώμενων σημάτων. Επομένως, τα έντονα σήματα ανακλαστικότητας που προέρχονται από αυτήν την πηγή σφαλμάτων είναι ακίνητα για διαδοχικές χρονικές στιγμές και μπορούν να καταργηθούν, σε επιχειρησιακή φάση, με τη χρήση φίλτρων αφαίρεσης σημάτων που προέρχονται από στόχους με μηδενική Doppler συχνότητα (Serafin and Wilson, 2000). Οι τεχνικές Doppler υφίστανται σε όλα τα νέες τεχνολογίας ραντάρ και δίνουν τη δυνατότητα στο χρήστη να κατηγοριοποιεί αυτόματα τα ανακλώμενα σήματα, δηλαδή τις

ανακλαστικότητες, από τα αιωρήματα και κατακρημνίσματα της ατμόσφαιρας, το ανάγλυφο του εδάφους ή από τους θορύβους στα δεδομένα του ραντάρ, δηλαδή τα σφάλματα στις τιμές των δεδομένων.

Τέλος, οι μέθοδοι που έχουν αναπτυχθεί έως σήμερα εμπεριέχουν πολλά σφάλματα, επειδή κατά τη διαδικασία αφαίρεσης σημάτων από μη-μετεωρολογικούς στόχους υπάρχει η πιθανότητα να αφαιρεθούν λανθασμένα και σήματα από μετεωρολογικούς στόχους, καταλήγοντας με αυτό τον τρόπο σε σημαντική υποεκτίμηση της βροχόπτωσης (SerafinandWilson, 2000).

### **3.2.4 Η παρεμπόδιση της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ**

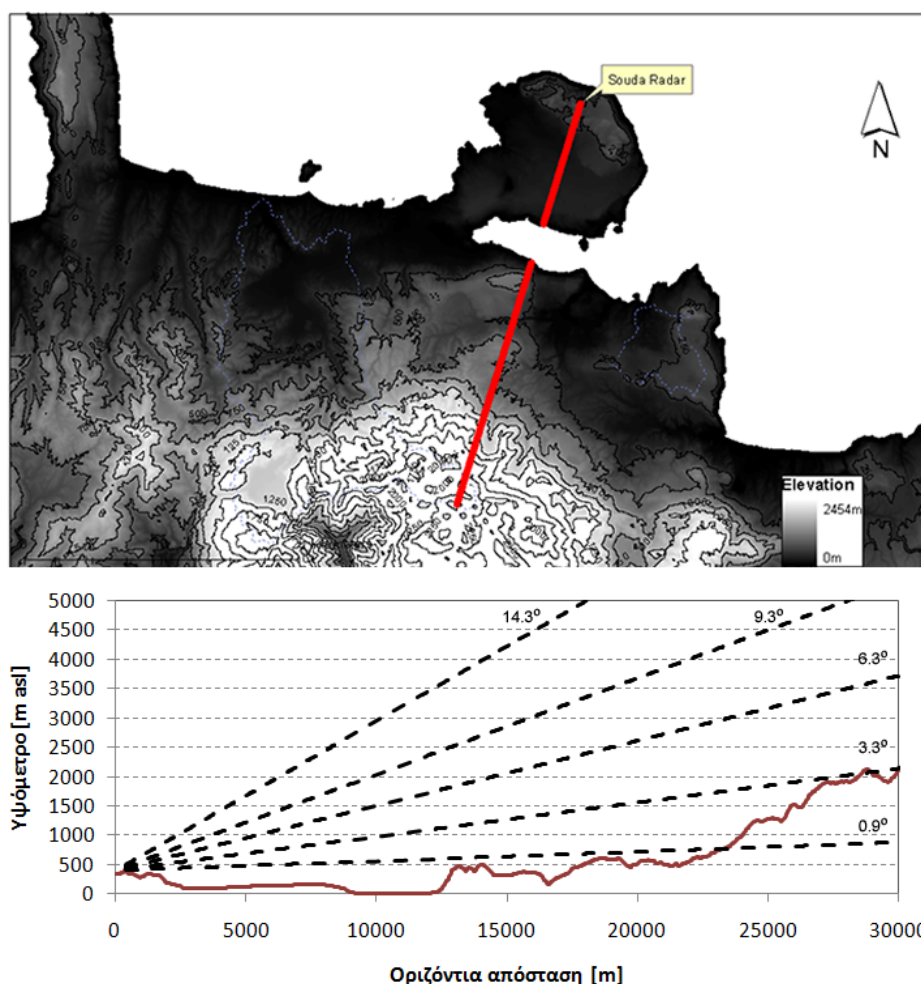
Η παρεμπόδιση ή μερική παρεμπόδιση της δέσμης ακτινοβολίας του ραντάρ οφείλεται στην παρουσία ύπαρξης εμποδίων κατά τη διάδοση του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στην ατμόσφαιρα. Τα τυχαία σφάλματα, που εισάγονται στην ποσοτική εκτίμηση της βροχόπτωσης από το ραντάρ, είναι αναπόφευκτα καθώς οφείλονται σε ορεινούς όγκους γύρω από τη θέση του ραντάρ. Εντείνονται δε, όταν το ραντάρ σαρώνει σε χαμηλές υψομετρικές γωνίες από τις οποίες προέρχονται οι πιο χρήσιμες πληροφορίες για την εκτίμηση της βροχής από το ραντάρ. Το φαινόμενο της μετάδοσης του ηλεκτρομαγνητικού κύματος μέσα από εμπόδια εμφανίζεται όταν η δέσμη ακτινοβολίας μερικώς προσπίπτει σε φυσικά εμπόδια με μέγεθος πολύ μεγαλύτερο σε σχέση με το μήκος κύματος ενώ οι παράμετροι που το επηρεάζουν είναι η πόλωση, η γωνία πρόσπτωσης και η συχνότητα του μεταδιδόμενου ηλεκτρομαγνητικού κύματος (Σάγος, 2004). Το φαινόμενο αυτό είναι σύνηθες στην Ελλάδα εξαιτίας της μεγάλης ποικιλομορφίας που παρουσιάζει το Ελληνικό τοπίο.

Οι Gourley et al.

(2002) χρησιμοποίησαν δείγματα μετρήσεων του πεδίου βροχής από διάφορα ραντάρ προκειμένου να ελέγξουν την ακρίβεια των μετρήσεων της βροχόπτωσης σε περιοχές με έντονη ορογραφία. Η σύγκριση με αντίστοιχες μετρήσεις από βροχογράφους ανέδειξε τη μικρή συσχέτιση μεταξύ τους. Η χρήση ενός ψηφιακού μοντέλου ανύψωσης (**D**igital **E**levation **M**odel-DEM) και συστήματος γεωγραφικών πληροφοριών (**G**eographical **I**nformation **S**ystem-GIS) από τους Kucera et al. (2004) βοήθησε στην ανάπτυξη μοντέλου υπολογισμού των απωλειών της ισχύς του ραντάρ, άρα και της εμβέλειάς του, λόγω της παρεμπόδισης ή μερικής παρεμπόδισης της δέσμης ακτινοβολίας από την ορογραφία του τροπικού νησιού Guam στο Δυτικό Ειρηνικό.

Τα σφάλματα εξαιτίας της ορογραφίας γύρω από τη θέση του ραντάρ, της ανώμαλης μετάδοσης, καθώς και εκείνα που οφείλονται σε ακίνητους στόχους διορθώνονται με την εφαρμογή στατιστικών μεθόδων. Τα σφάλματα λόγω ύπαρξης φυσικών εμποδίων μπορούν να ελαχιστοποιηθούν με την αλλαγή της θέσης του ραντάρ, π.χ. την τοποθέτησή του πάνω σε λόφο ή βουνό. Με αυτό τον τρόπο όμως, μειώνεται η οπτική εικόνα του ραντάρ καθώς μόνο οι ανακλαστικότητες από το ύψος του λόφου και ψηλότερα θα μπορούν να ανιχνευθούν. Οι

Brown et al. (2002) προτείνει να ελεγχθεί η δυνατότητα λειτουργίας του ραντάρ σε αρνητικές υψομετρικές γωνίες. Εντούτοις, και αυτή η προσέγγιση δεν είναι ιδανική καθώς επιφέρει κινδύνους από την έκθεση του πληθυσμού στην ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία του ραντάρ και την εισαγωγή σφαλμάτων από το ανάγλυφο του εδάφους και σύμφωνα με νέες έρευνες τα ραντάρ καιρού δημιουργούν ασήμαντες επιβαρύνσεις στο περιβάλλον και στον πληθυσμό (Ιακωβάκης, 2008). Ως ενδιάμεση λύση για την ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων από την επίδραση της ορογραφίας και για το μετεωρολογικό ραντάρ WSR-74 S-band της Λάρισας, ο Μπαλτάς (1996) αναφέρει την επιλογή σάρωσης της ατμόσφαιρας σε δύο διαφορετικές υψομετρικές γωνίες ( $0,8^\circ$  και  $1,5^\circ$ ) οι οποίες θα δίνουν τη δυνατότητα στο ραντάρ να ανιχνεύει όσο το δυνατόν χαμηλότερα στο έδαφος. Στην φαίνεται η εμβέλεια των σαρώσεων του μετεωρολογικού ραντάρ της Σούδας κατά την διεύθυνση τομής προς τα Λευκά Όρη.



Εικόνα 42: Εμβέλεια των σαρώσεων του μετεωρολογικού ραντάρ της Σούδας κατά τη διεύθυνση τομής προς τα Λευκά Όρη. (Πηγή: Daliakopoulos and Tsanis, 2012)

### 3.2.5 Η μεταβλητότητα στη Z-R εκθετική σχέση

Από τις εξισώσεις (9) και (10), γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι, η ανακλαστικότητα Z και ο ρυθμός



βροχόπτωσης. Είναι συνάρτηση της κατανομής του μεγέθους των υδροσταγονιδίων. Σε κάθε κατανομή μεγέθους σταγονιδίων που μετρίεται σε διάφορους τύπους βροχοπτώσεων αναφέρεται και μία χαρακτηριστική Z-R σχέση (Jones, 1955, Imai, 1960, Fujiwara, 1965, Joss *et al.*, 1970, Jatila και Puhakka, 1973a). Συνήθως ο συντελεστής της Z-R σχέσης αυξάνεται και ο εκθέτης μειώνεται με την αύξηση της έντασης. Ακόμη και για καταιγίδες παρόμοιου τύπου που εκδηλώνονται στην ίδια περιοχή, υπάρχει μεγάλη διακύμανση στην επιλογή της κατάλληλης Z-R σχέσης. Πρόσφατες παρατηρήσεις κατά την διάρκεια καταιγίδων από τους Martner (1975) και Carbone και Nelson (1978) έδειξαν υψηλούς συντελεστές και χαμηλούς εκθέτες κατά την διάρκεια της ανάπτυξης της καταιγίδας και χαμηλούς συντελεστές και υψηλούς εκθέτες κατά την εξασθένησή της.

Ακολούθως, το φάσμα του μεγέθους των σταγόνων είναι ευρύ λόγω των μηχανισμών της συνένωσης, της διάσπασης και της εξάτμισης που μετέχουν στη διαμόρφωση του μεγέθους και παρουσιάζει έντονη χωρική και χρονική μεταβλητότητα. Η εκθετική κατανομή Marshall-Palmer (Εξίσωση 8) χρησιμοποιείται ευρέως και αντιστοιχεί για  $A=200$  και  $b=1,6$  στην Z-R σχέση (Εξίσωση 7), η οποία είναι μία ανάμεσα στις 69 διαφορετικές εκθετικές Z-R σχέσεις που παρουσίασε ο Battan (1973) για διαφορετικές κλιματολογικές συνθήκες και για διαφορετικά γεωγραφικά μέρη του πλανήτη.

Με βάση πειραματικά αποτελέσματα, η ικανότητα συνένωσης εξαρτάται σημαντικά από την κατακόρυφη ταχύτητα του ατμοσφαιρικού αέρα, από το μέγεθος των ακτίνων των σταγόνων που συγκρούονται και από τη χημική σύσταση των πυρήνων συμπύκνωσης. Τα πειράματα των Hosking and Stow (1987) έδειξαν ότι, απουσία ανοδικών και καθοδικών ρευμάτων και για ακτίνες σταγόνων μικρότερες των  $20\mu\text{m}$ , οι συγκρούσεις δύσκολα οδηγούν στη συνένωση. Αντίθετα, στις περιπτώσεις που η ακτίνα είναι μεγαλύτερη των  $20\mu\text{m}$ , η ικανότητα συνένωσης αυξάνεται και οι κρούσεις συμβάλλουν στην αύξηση του μεγέθους της σταγόνας με τελικό αποτέλεσμα το σχηματισμό βροχής. Ένας άλλος παράγοντας που επηρεάζει το σχηματισμό βροχής είναι η συγκέντρωση υδροσταγονιδίων μέσα στα νέφη. Οι παρατηρήσεις των Hosking and Stow (1987) σε διαφορετικές κατηγορίες νεφών έδειξαν ότι, οι υψηλότερες αριθμητικές συγκεντρώσεις μικρών σε μέγεθος υδροσταγονιδίων εμφανίζονται σε νέφη που συνήθως δε δίνουν βροχή όπως είναι οι στρωματοσωρείτες (stratocumulus) ή νέφη μεσαίου ύψους (altostratus), ενώ ένας μικρότερος αριθμός από μεγάλα σε μέγεθος υδροσταγονίδια συγκεντρώνεται σε μακρινές αποστάσεις από τη βάση των νεφών βροχής, όπως είναι οι μελανοσωρείτες (cumulonimbus) και τα μελανοστρώματα (nimbostratus). Για το σχηματισμό της βροχής έχουν αναπτυχθεί πολλές θεωρίες από τις οποίες οι πιο διαδεδομένες είναι των Bowen-Ludlam και των Bergeron-Findeisen. Η μεν πρώτη αναφέρεται σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης της τροπικής ζώνης ή σε ορισμένους τύπους νεφών των μέσων γεωγραφικών πλατών και είναι γνωστή ως θεωρία της θερμής βροχής, επειδή η θερμοκρασία στα νέφη αυτά είναι μεγαλύτερη του μηδενός, ενώ η δεύτερη περιγράφει τους μηχανισμούς



σχηματισμού νεφικών συστημάτων που αποτελούνται από υδροσταγόνες και παγοκρυστάλλους, δηλαδή τα νέφη με θερμοκρασία σημαντικά μικρότερης των 0°C. Τέλος, ανάλογα με το μέγεθος και τη συγκέντρωση (των σταγονιδίων), το χαλάζι μπορεί να αυξήσει τις μετρήσεις της ανακλαστικότητας ή στην περίπτωση που οι χαλαζόκοκκοι είναι καλυμμένοι με ένα στρώμα νερού τότε προκαλεί μείωση (Battan, 1973). Στην περίπτωση που η σύνθεση, το σχήμα και η κατανομή μεγέθους των χαλαζόκοκκων δεν είναι γνωστή, οι συνηθισμένες διορθώσεις στα σφάλματα των μετρήσεων της ανακλαστικότητας δεν είναι δυνατόν να λάβουν χώρα. Όσο αφορά τη χημική σύσταση των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα, αυτά που παρουσιάζουν αυξημένη διαλυτότητα στο νερό, όπως είναι για παράδειγμα εκείνα τα σωματίδια που περιέχουν ανόργανα άλατα (NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, MgCl<sub>2</sub> κλπ.), λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης στη δημιουργία νεφών.

Κατά συνέπεια, οι αναπόφευκτες αλλαγές στη συγκέντρωση, στην κατανομή του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και στις χημικές ιδιότητες των πυρήνων συμπύκνωσης εισάγουν χωρικές και χρονικές μεταβολές στο πεδίο βροχής καταδεικνύοντας με αυτόν τον τρόπο ότι, η πραγματική κατάσταση που επικρατεί στα νέφη διαφέρει κατά ένα μεγάλο ποσοστό από αυτά που προβλέπει η θεωρία της φυσικής των νεφών. Το μεγάλο εύρος της κατανομής του μεγέθους των σταγονιδίων ακόμα και σε μικρά χρονικά διαστήματα (5-10min) καθώς και η ανομοιογένεια των εξισώσεων που αναφέρεται στη βιβλιογραφία, οδήγησαν τον Twomey (1953) στον συμπέρασμα ότι οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης με βάση τις βιβλιογραφικές εξισώσεις Z-R αποτελούν στην καλύτερη περίπτωση προσέγγιση (με ένα συντελεστή σφάλματος  $\pm 100\%$ ). Παρόλα αυτά, και σύμφωνα με τον Austin (1987), οι χωροχρονικές μεταβολές της κατανομής των υδροσταγονιδίων επηρεάζουν ελάχιστα την ακρίβεια των μετρήσεων της βροχόπτωσης με τη χρήση μετεωρολογικού ραντάρ. Τέλος, σύμφωνα με τον Jones (1966) όσον αφορά την εξάλειψη σφαλμάτων, η επιλογή της κατάλληλης Z-R σχέσης θα πρέπει να εξαρτάται από τον τύπο της καταιγίδας. Άρα γίνεται αντιληπτό ότι δεν υπάρχει ομοφωνία σχετικά με την επιλογή της κατάλληλης σχέσης στην προσπάθεια εξάλειψης σφαλμάτων.

### **3.2.6 Η αύξηση του μεγέθους του παλμικού όγκου και του ύψους μέτρησης σε σχέση με την απόσταση**

Η αύξηση του μεγέθους του παλμικού όγκου και του ύψους μέτρησης σε συνδυασμό με την απόσταση είναι από τα μεγαλύτερα προβλήματα που εμφανίζονται κατά τη διαδικασία εκτίμησης του πεδίου βροχής από το ραντάρ και αποτελούν σημαντικούς παράγοντες που ευθύνονται για την υποεκτίμηση της συγκεντρωτικής βροχόπτωσης σε μακρινές αποστάσεις (Smith et al., 1996). Η πηγή αυτών των σφαλμάτων προέρχεται από τη μεταβολή του γεωμετρικού σχήματος της δέσμης της ακτινοβολίας του ραντάρ. Ο κώνος της δέσμης διαστέλλεται καθώς ταξιδεύει μακριά από το ραντάρ με αποτέλεσμα την αύξηση του μεγέθους του παλμικού όγκου του ραντάρ. Οι ακόλουθες συνέπειες είναι η μείωση της έντασης του σήματος και η διαστρέβλωση των δεδομένων της μετρημένης ανακλαστικότητας. Σε μακρινές αποστάσεις, οι ισχυρές ανακλαστικότητες του πεδίου

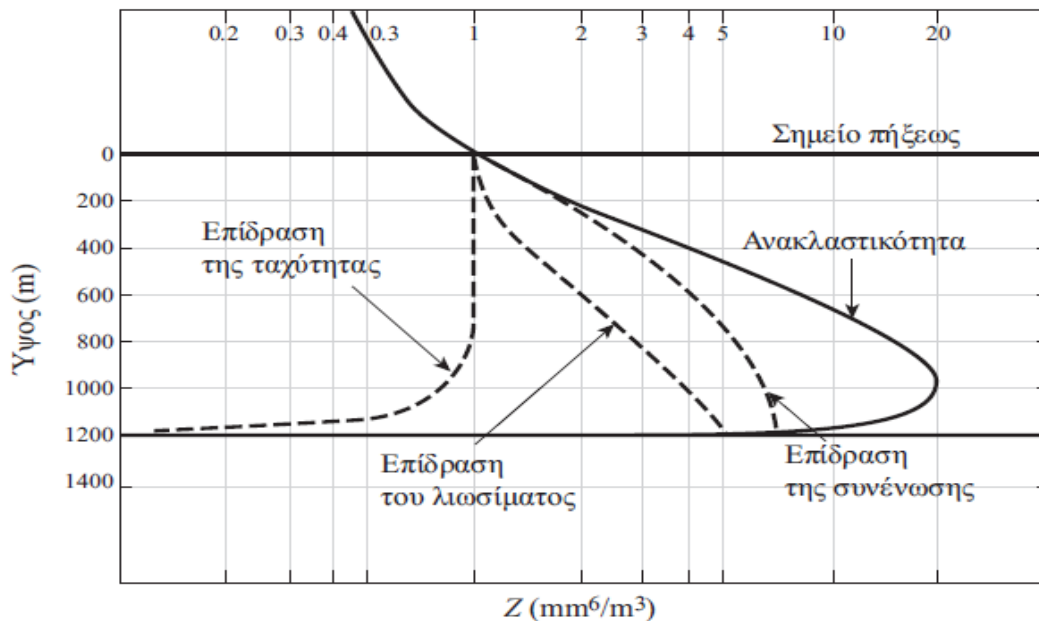
βροχής που καταλαμβάνουν μικρότερες εκτάσεις σε σχέση με την πλατύτερη δέσμη ακτινοβολίας μπορεί να αλλοιωθούν ή να μην ανιχνευθούν ποτέ. Το πρόβλημα γίνεται μεγαλύτερο όταν ο μεγαλύτερος σε μέγεθος παλμικός όγκος του ραντάρ περιέχει διαφορετικά είδη υδρομετεώρων (π.χ. χαλάζι, χιόνι, σταγόνες βροχής), τα οποία επηρεάζουν την εκτίμηση της ανακλαστικότητας. Άλλο ένα πρόβλημα που παρατηρείται με την αύξηση του μεγέθους του παλμικού όγκου είναι η μείωση της διακριτικής ικανότητας του ραντάρ κατά το αξιμούθιο. Καθώς η διάμετρος του παλμικού όγκου αυξάνει με την απόσταση, δύο ή περισσότεροι διάσπαρτοι στόχοι που έχουν μικρή αξιμουθιακή γωνία μεταξύ τους δε μπορούν να διαχωριστούν από το ραντάρ και εμφανίζονται ως μία ηχώ.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι αυξάνεται επιπλέον και το ύψος μέτρησης από την επιφάνεια του εδάφους σε συνδυασμό με την απόσταση, το οποίο έχει μεγάλη σημασία στη μέτρηση της ανακλαστικότητας. Όσο μικρότερο είναι αυτό το ύψος, τόσο καλύτερη συσχέτιση επιτυγχάνεται όταν συγκρίνονται οι ποσότητες βροχής από τους βροχογράφους με εκείνες που εκτιμώνται από το ραντάρ. Όταν οι μετρήσεις αυτές πραγματοποιούνται σε μεγάλα ύψη, προκαλούνται μεγάλες διαστρεβλώσεις στις χωρικές και χρονικές ποσότητες της βροχής, καθώς μεσολαβεί μεγάλο χωρικό διάστημα μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και του ύψους μέτρησης από το ραντάρ. Η διαφοροποίηση των τιμών του πεδίου βροχής από τις πραγματικές οφείλεται στους μηχανισμούς της συνένωσης, διάσπασης και εξάτμισης των υδροσταγονιδίων καθώς και στην εμφάνιση κατακόρυφου και οριζόντιου ανέμου. Το πρόβλημα εντείνεται στην περίπτωση επαγωγικών (μικρής έκτασης και διάρκειας και ισχυρής έντασης επεισόδια βροχής) ή ορογραφικών καταιγίδων με παρουσία ισχυρών ανέμων και υψηλών θερμοκρασιών. Αντιθέτως, ελαχιστοποιείται στις περιπτώσεις βροχόπτωσης κυκλωνικού τύπου, δηλαδή μεγάλης έκτασης και διάρκειας και ασθενούς έως μέτριας έντασης βροχής (Μπαλτάς, 1996). Επίσης, εξαιτίας της αύξησης του ύψους μέτρησης υπάρχει σοβαρό ενδεχόμενο η δέσμη ακτινοβολίας να υπερβεί τα χαμηλότερα νέφη που βρίσκονται σε μακρινές αποστάσεις. Σε αυτή την περίπτωση, ανακλαστικότητες από χαμηλά νέφη δεν μπορούν να ανιχνευτούν. Το γεγονός αυτό είναι πιο σύνηθες την ψυχρή περίοδο του έτους, καθώς τότε κυριαρχούν επεισόδια βροχής από λεπτά σε πάχος και χαμηλά σε ύψος νεφικά συστήματα.

### **3.2.7 Οι μεταβολές στο κατακόρυφο προφίλ ανακλαστικότητας**

Το ραντάρ μετράει ανακλαστικότητες σε ένα συγκεκριμένο ύψος πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Για μία καθορισμένη υψομετρική γωνία, η κατακόρυφη απόσταση από το έδαφος αυξάνει σε συνδυασμό με την απόσταση από τη θέση του ραντάρ. Επιπροσθέτως των σφαλμάτων που προέρχονται από την αύξηση του παλμικού όγκου και του ύψους μέτρησης, εισάγονται και σφάλματα στις μετρήσεις του πεδίου βροχής από το ανομοιόμορφο κατακόρυφο προφίλ των ανακλαστικότητων μέσα στο ίδιο το νέφος ή σε διαφορετικά νέφη. Αυτή η ανομοιομορφία οφείλεται, κατ' αρχάς, στη διηλεκτρική παράμετρο  $|K|^2$  στην εξίσωση (4), η οποία παίρνει τιμές

0,93 για υδρομετέωρα και 0,197 για παγοκρυστάλλους. Επομένως, αν δε λαμβάνονταν υπόψη, οι εντάσεις των ανακλώμενων σημάτων από νιφάδες χιονιού θα ήταν μεγαλύτερες κατά 7 dBZ (Rinehart, 1991). Η κατακόρυφη μεταβολή στο προφίλ ανακλαστικότητας, και επομένως και στο πεδίο βροχής μέσω της Z-Rεκθετικής σχέσης, οφείλεται επίσης στην ταχύτητα του ανέμου και στις φυσικές διεργασίες της συνένωσης, διάσπασης και εξάτμισης των υδροσταγονιδίων, όπως έχει ήδη αναφερθεί. Η επίδραση των παραγόντων αυτών απεικονίζεται στην Εικόνα 41.

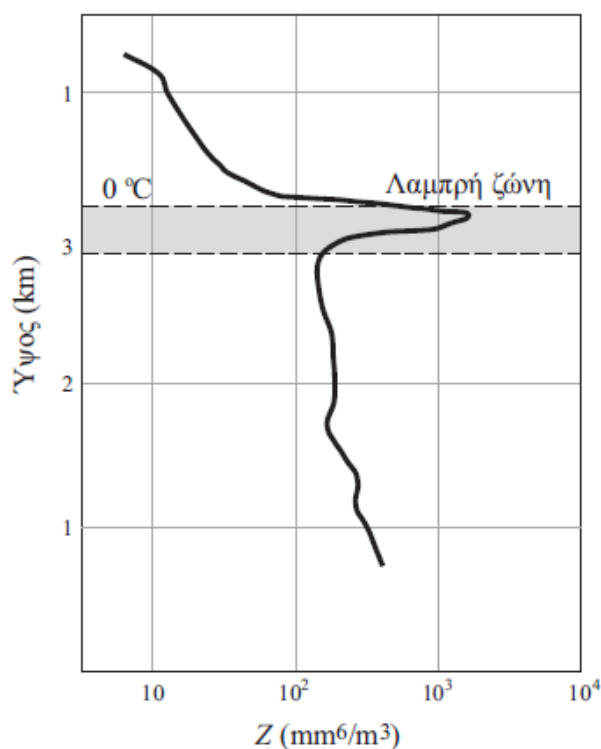


**Εικόνα 43: Η επίδραση της ταχύτητας και των φυσικών διεργασιών της συνένωσης και της εξάτμισης στο κατακόρυφο προφίλ της ανακλαστικότητας (Πηγή: Rinehart, 1991).**

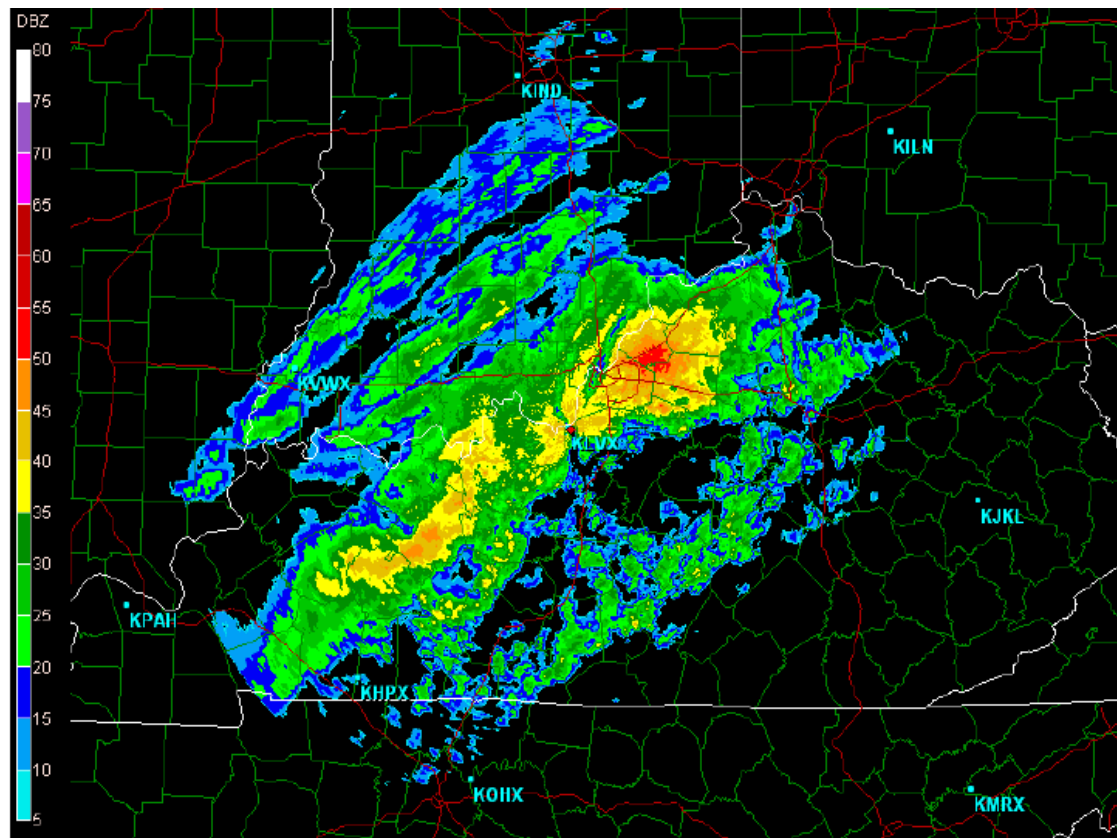
Για την ακρίβεια, στις μετρήσεις του πεδίου βροχής, θα πρέπει επίσης να ληφθεί υπόψη και η επίδραση της λαμπρής ζώνης, η οποία, όπως αναφέρει ο Μπαλτάς (2006), είναι ασθενέστερη όταν αυξάνεται η γωνία σάρωσης (η υψομετρική γωνία). Η λαμπρή ζώνη είναι μία ατμοσφαιρική περιοχή πάχους περίπου 300m με υψηλές ανακλαστικότητες, όπου παρατηρείται το λιώσιμο του χιονιού και η μετατροπή του σε βροχή, καθώς (η ζώνη) αυτή βρίσκεται ακριβώς κάτω από την ισόθερμη των 0°C. Οι υψηλές ανακλαστικότητες από τη λαμπρή ζώνη δεν είναι ένδειξη ισχυρής κατακρήμνισης, εν αντιθέσει, υποδεικνύουν την αλλαγή φάσης από χιόνι σε βροχή και την αύξηση του μεγέθους των υδρομετεώρων της λαμπρής ζώνης που περιβάλλονται από σταγόνες βροχής και στο κέντρο τους περικλείονται από χιόνι. Συνεπώς, η αύξηση του μεγέθους των συγκεκριμένων υδρομετεώρων στην εξίσωση (3) σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η διηλεκτρική παράμετρος  $|K|^2$  στην εξίσωση (4) είναι μεγαλύτερη στα υδροσταγονίδια έναντι των παγοκρυστάλλων της ίδιας διαμέτρου έχει ως αποτέλεσμα την ανάκλαση περισσότερης ενέργειας από τα συγκεκριμένα υδρομετέωρα σε σχέση με το χιόνι πάνω από την ισόθερμη των 0°C. Επίσης, άλλη μία χαρακτηριστική διαφορά ανάμεσα στις σταγόνες βροχής και τις νιφάδες χιονιού αποτελεί η τελική ταχύτητα η οποία, εναπόκειται στην πυκνότητα και στο σχήμα τους όπως, επίσης, στην πυκνότητα

και το ιξώδες της ατμόσφαιρας (Μπαλτάς, 2006). Στην περιοχή της λαμπρής ζώνης, όπου το χιόνι λιώνει, οι ταχύτητες είναι υψηλότερες σε σχέση με το χιόνι στην περιοχή πάνω από τη λαμπρή ζώνη και χαμηλότερες έναντι των μικρότερων υδροσταγονιδίων στην περιοχή κάτω από τη λαμπρή ζώνη. Στην Εικόνα 42 απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της ανακλαστικότητας σε σταθερή κατακρήμνιση λόγω παρουσίας της λαμπρής ζώνης. Στην περιοχή πάνω από τη λαμπρή, παρατηρούνται οι πιο απότομες μεταβολές της ανακλαστικότητας με το ύψος, με κλίσεις που φθάνουν τα  $-10\text{dB/km}$  (Μπαλτάς, 2006).

Η διαφορά της ανακλαστικής ικανότητας (συντελεστής  $|K|^2$ ) ανάμεσα στα υδροσταγονίδια και τους παγοκρυστάλλους δίνει τη δυνατότητα στον χρήστη του ραντάρ να ορίσει τον τύπο της κατακρήμνισης (βροχόπτωση, χαλαζόπτωση ή χιονόπτωση) που εκδηλώνεται σε μία περιοχή. Στην Εικόνα 43, στην οποία υπήρξε εξομάλυνση των δεδομένων, οι υψηλές ανακλαστικότητες από τη λαμπρή ζώνη απεικονίζονται με πορτοκαλί και κόκκινο χρώμα σε περιοχές βορειοανατολικά της θέσης του ραντάρ (KLVX). Με μια πιο προσεκτική ματιά στην εικόνα, η κατακρήμνιση παγοκρυστάλλων εντοπίζεται στα βορειοδυτικά της λαμπρής ζώνης όπου το σχήμα των ανακλαστικοτήτων είναι πιο ομαλό/επίπεδο και οι τιμές, καθώς επίσης και οι κλίσεις αυτών είναι συνολικά μικρότερες και ασθενέστερες αντίστοιχα, έναντι των ανακλαστικοτήτων που προέρχονται από βροχόπτωση. Οι τελευταίες εντοπίζονται στα νοτιοανατολικά της λαμπρής ζώνης έχοντας υψηλότερες τιμές και εντονότερες κλίσεις ενώ το σχήμα τους είναι πιο τραχύ.



**Εικόνα 44:** Η επίδραση της παρουσίας της λαμπρής ζώνης στο κατακόρυφο προφίλ ανακλαστικότητας υπό σταθερή κατακρήμνιση. (Πηγή: Rinehart, 1991).



Εικόνα 45: Απεικόνιση ανακλαστικότητας (γωνία ανύψωσης  $0,5^\circ$ ) και η εμφάνιση της λαμπρής ζώνης στα βορειοδυτικά του KY (KLVX, κόκκινη βούλα στο κέντρο της εικόνας) ραντάρ του Louisville των Η.Π.Α. (Πηγή: <http://www.meteor.iastate.edu/>).

Σύμφωνα με την Smith (1986), λόγω της παρουσίας της λαμπρής ζώνης, παρατηρείται υπερεκτίμηση της ανακλαστικότητας κατά ένα συντελεστή της τάξεως των 2-5, ο οποίος μπορεί να φτάσει έως το 10 σε κυκλωνικά επεισόδια όταν ο ρυθμός βροχόπτωσης αυξάνεται. Επίσης, η παραπάνω συγγραφέας αναφέρει ότι σε επαγωγικά επεισόδια, η αλλαγή φάσης από χιόνι σε βροχή είναι χαοτική εξαιτίας των ισχυρών κατακόρυφων ρευμάτων και για αυτό το λόγο η επίδραση της λαμπρής ζώνης πολύ δύσκολα ανιχνεύεται. Το παραπάνω γεγονός δικαιολογεί τη μεγάλη σημασία της διαδικασίας εντοπισμού και διόρθωσης των σφαλμάτων που εμφανίζονται στις τιμές της ανακλαστικότητας, άρα και στις τιμές της βροχόπτωσης μέσω της Z-R σχέσης.

Οι Fabry και Zawadski (1995), χρησιμοποιώντας την κατακόρυφη κατανομή της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου και ένα ραντάρ του οποίου η δέσμη ακτινοβολίας κατευθύνονταν κατακόρυφα προς τα πάνω, κατέληξαν στο γεγονός ότι ο λόγος ανάμεσα στη μέγιστη ανακλαστικότητα από τη λαμπρή ζώνη και την ανακλαστικότητα λόγω βροχόπτωσης παρέμενε σταθερός και ίσος με 8 dBZ για εντάσεις βροχής έως  $0,5 \text{ mm/hr}$  και αυξάνονταν σε συνδυασμό με την αύξηση του ρυθμού βροχόπτωσης. Πολλές φορές, στη βιβλιογραφία αναφέρεται πως η χωρική μεταβολή του λόγου ανάμεσα στην ανακλαστικότητα σε ένα συγκεκριμένο ύψος και την ανακλαστικότητα στο έδαφος είναι μία αξιόπιστη μέθοδος διόρθωσης σφαλμάτων που πηγάζουν από την παρουσία της λαμπρής

ζώνης. Επομένως, και σε αυτήν την περίπτωση, η χρήση βροχογράφων σε συνδυασμό με τις εκτιμώμενες από το ραντάρ μετρήσεις της βροχόπτωσης θεωρείται από πολλούς επιστήμονες ως η πιο αποτελεσματική μεθοδολογία για τη βελτίωση της ποσοτικής μέτρησης και της χωρικής κατανομής της βροχής. Επίσης, ενδεικτικά αναφέρεται εφαρμογή της μεθόδου της αντίστροφης ανάλυσης από τους Kirstetteretal. (2010)κατά την οποία εξήγαγαν αλγόριθμους αντιστροφής για τον προσδιορισμό του κατακόρυφου προφίλ ανακλαστικότητας με τελικό αποτέλεσμα τον εντοπισμό της λαμπρής ζώνης. Τη σχέση μεταξύ των σφαλμάτων, που εμφανίζονται λόγω της μεταβολής του κατακόρυφου προφίλ της ανακλαστικότητας, και της απόστασης από τη θέση του ραντάρ καθώς και του ύψους της λαμπρής ζώνης απέδειξαν οι Bellonet al. (2005), αναζητώντας μεθόδους διορθώσεως για τέτοιου είδους σφάλματα, τεκμηρίωσαν τη μεταβλητότητα του ύψους, του πάχους, του σχήματος και της έντασης της λαμπρής ζώνης από νέφος σε νέφος καθώς και μέσα στο ίδιο τον νέφος.

### 3.2.8 Η μετακίνηση του πεδίου βροχής

Τα τυχαία σφάλματα εξαιτίας της μετακίνησης του πεδίου βροχής εισάγουν μεγάλες ανακρίβειες στις εκτιμήσεις της βροχόπτωσης μέσω της Z-R εκθετικής σχέσης τις οποίες επεσήμανε ο Battan (1976). Η κατακόρυφη (ανοδική ή καθοδική) και η οριζόντια κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα είναι οι κύριες αιτίες μετατόπισης του πεδίου βροχής. Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα παρουσιάζει μεγάλες χωρικές και χρονικές μεταβολές και είναι ανεξάρτητη της απόστασης από τη θέση του ραντάρ. Οι χωροχρονικές αυτές μεταβολές προέρχονται από την διείσδυση του ατμοσφαιρικού αέρα από το περιβάλλον του νέφους, στο εσωτερικό του (τυρβώδης μίξη), αλλά και από τις διαφοροποιήσεις της κατακόρυφης ταχύτητας του ρεύματος στην περιοχή του νέφους, η οποία κυμαίνεται από μερικά cm/s μέχρι αρκετά m/s. Όπως είναι γνωστό, η ταχύτητα ενός κατακόρυφου ρεύματος σε συνδυασμό με το πάχος και τη γεωγραφική θέση του νεφικού σχηματισμού, καθώς επίσης και με το μέγεθος της σταγόνας, είναι καθοριστικοί παράγοντες του χρόνου παραμονής αυτής μέσα στο νεφικό σχηματισμό και άρα του τελικού μεγέθους. Ένα ισχυρό κατακόρυφο ρεύμα έχει σαν αποτέλεσμα την οριστική απομάκρυνση των μικρών υδροσταγονιδίων, πριν αυτά αποκτήσουν σημαντικό μέγεθος και πέσουν στο έδαφος, επηρεάζοντας με αυτόν τον τρόπο την κατανομή των υδροσταγονιδίων μέσα στο νέφος και άρα τις μετρήσεις του πεδίου βροχής από το ραντάρ (μέσω της Z-R εκθετικής σχέσης). Επιπλέον, η παρουσία ενός ανοδικού (καθοδικού) ρεύματος επηρεάζει την ταχύτητα πτώσης των υδροσταγονιδίων, προκαλώντας τη μείωση (αύξηση) στις μετρήσεις του ρυθμού βροχόπτωσης σε σύγκριση με τις αντίστοιχες όταν επικρατεί άπνοια. Ο Austin (1987) απέδειξε την υποεκτίμηση της ανακλαστικότητας μέχρι και 4-5 dBZ λόγω της ύπαρξης καθοδικού ρεύματος συνοδείας ισχυρής βροχής μέσα σε καταιγιδόφορα νέφη.

Όσον αφορά την οριζόντια κίνηση του ανέμου, οι περισσότεροι συγγραφείς αναφέρουν την απόκτηση παραβολικών τροχιών από τα υδροσταγονίδια όταν κατά την πτώση τους ο διατμητικός

άνεμος είναι σταθερός (GunnandMarshall, 1955). Η παρουσίαση ενός μοντέλου για τη διόρθωση της οριζόντιας μετατόπισης των υδροσταγονιδίων εξαιτίας του ανέμου πραγματοποιήθηκε από τους DaleziosandKouwen (1990, Digitalprocessingofweatherradarsignalsforrainfallestimation). Αποδείξανε ότι τα σφάλματα που πηγάζουν από τη μετακίνηση του πεδίου βροχής ήταν αμελητέα μόνο για ωριαίες χρονικές κλίμακες, ενώ για μικρότερες θα έπρεπε να ληφθούν σοβαρά υπόψη. Τέλος, όπως και η κατακόρυφη κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα, έτσι και η οριζόντια κίνησή του έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της συχνότητας εμφάνισης των μικρών υδροσταγονιδίων, με αποτέλεσμα την παρουσία χωροχρονικών μεταβολών στην κατανομή των υδροσταγονιδίων.

### **3.2.9 Σφάλματα οφειλόμενα στην χρονική δειγματοληψία των στοιχείων του ραντάρ**

Τα σφάλματα που οφείλονται στην χρονική δειγματοληψία των στοιχείων του ραντάρ προέρχονται από τα χρονικά κενά που παρατηρούνται στις μετρήσεις του ραντάρ όταν αυξάνεται η χρονική διάρκεια της ογκομετρικής σάρωσης της ατμόσφαιρας. Τα πιο σύγχρονα ραντάρ πραγματοποιούν συνεχώς μετρήσεις ανά λεπτό, ενώ όπως έχει ήδη αναφερθεί στο Κεφάλαιο 2.3.5, τα Ελληνικά μετεωρολογικά ραντάρ όταν χρησιμοποιούν 18 γωνίες ανύψωσης κάνοντας μία πλήρη περιστροφή σε 12 περίπου δευτερόλεπτα (περιστρέφεται δηλαδή 5 φορές ανά λεπτό), η καταγραφή των πρωτογενών στοιχείων τους διαρκεί περίπου 3,5 λεπτά ( $12 \times 18 = 216 \text{ sec} / 60 \text{ sec} = 3,6 \text{ min}$ ). Για τον ίδιο αριθμό γωνιών ανύψωσης, αλλά όταν το ραντάρ κάνει μία πλήρη περιστροφή σε 20 περίπου δευτερόλεπτα (περιστρέφεται 3 φορές ανά λεπτό), η διάρκεια της ογκομετρικής σάρωσης αυξάνεται στα 6 λεπτά ( $20 \times 18 = 360 \text{ sec} / 60 \text{ sec} = 6 \text{ min}$ ), επιφέροντας χρονικά κενά κυρίως στις μετρήσεις της βροχόπτωσης από επαγωγικά επεισόδια, καθώς τα χαρακτηριστικά των καταιγίδων μεταβάλλονται έντονα από λεπτό σε λεπτό ακόμα και σε εκατοντάδες μέτρα (Μπαλτάς, 1996). Επομένως, για την ακριβέστερη εκτίμηση της πραγματικής βροχόπτωσης, θα πρέπει να λαμβάνονται πολύ περισσότερες μετρήσεις από το ραντάρ μέσα σε μία ώρα, οι οποίες, στη συνέχεια, θα πρέπει να ολοκληρώνονται σε ωριαίες τιμές ανακλαστικότητας.

Αν και η πηγή αυτών των σφαλμάτων είναι πιο σημαντική στις μετρήσεις του πεδίου βροχής από δορυφόρους, υπάρχουν έρευνες που αποδεικνύουν τη σχέση τους και με τα μετεωρολογικά ραντάρ. Οι WilsonandBrandes (1979)ανακάλυψαν ότι το συστηματικό σφάλμα, το οποίο ορίσανε ως η μέση τιμή των λόγων ανάμεσα στις μετρήσεις της βροχής από τους βροχογράφους και των αντίστοιχων εκτιμήσεων από το ραντάρ, κυμαίνεται μεταξύ 1,2 για συνεχόμενες μετρήσεις (ανά λεπτό) και 1,5 για μετρήσεις που έγιναν κάθε 30 λεπτά. Με βάση τα αποτελέσματα των Fabryetal. (1994)που αφορούν την ωριαία αθροιστική βροχόπτωση, εξάγεται το συμπέρασμα ότι το απόλυτο σφάλμα της μέσης τιμής (ή τυπική απόκλιση της μέσης τιμής) είναι περίπου 20% για χρονική δειγματοληψία των στοιχείων κάθε 5 λεπτά και μειώνεται με την αύξηση της χωρικής ανάλυσης.

Έως σήμερα, μικρή προσοχή έχει δοθεί σε τέτοιου είδους σφάλματα, πιθανώς επειδή δεν υπάρχει η δυνατότητα βελτίωσης της χωροχρονικής δειγματοληψίας στοιχείων χωρίς την αύξηση της

πυκνότητας ενός δικτύου βροχογράφων, το οποίο είναι μη πρακτικό για οικονομικούς κυρίως λόγους. Επιπλέον, η μείωση της χρονικής δειγματοληψίας, όπως υποστηρίζουν οι Austinetal. (2010)δενείναιπρακτικήγιαεπιχειρησιακούςλόγους.

### **3.2.10 Ασυμφωνία ραντάρ-βροχογράφων**

Δεδομένα ραντάρ λαμβάνονται με σάρωση κατά το αξιμούθιο σε χαμηλή γωνία ανύψωσης. Οι τιμές του δείκτη ανακλαστικότητας μετατρέπονται σε ποσοστό βροχόπτωσης επιλέγοντας την κατάλληλη Z-R σχέση. Ανεξάρτητα από την επιλογή της Z-R σχέσης, κατά την διάρκεια αυτής της διαδικασίας δημιουργούνται χρονικά και χωρικά σφάλμα που σχετίζονται με τον ιστορικά παρατηρημένο ρυθμό βροχόπτωσης (λ.χ. μέγεθος καταιγισμοφόρων νεφών, ένταση, συχνότητα και χαρακτηριστικά μετακίνησης). Στοιχεία της χωρικής βροχόπτωσης που είναι μικρότερα από τη διακριτική ικανότητα του ραντάρ δεν περιέχονται στις παρατηρήσεις του, παρόλο που κάποιες φορές μπορεί να μετρηθούν από τα βροχόμετρα προκαλώντας έτσι κακή συσχέτιση μεταξύ των δύο παρατηρήσεων. Για παράδειγμα, αν η θέση ενός βροχόμετρου συμπίπτει με ένα τοπικό ελάχιστο βροχομετρικής παρατήρησης, το ραντάρ εμφανίζει μικρότερες τιμές στα υπολογιζόμενα πεδία.

Αυτού του είδους τα σφάλματα συνήθως εξαλείφονται με την αύξηση των παρατηρήσεων του ραντάρ,(Wilson, 1976, Brandes και Sirmans, 1976). Αντιθέτως με την αύξηση του όγκου δειγματοληψίας και τους ύψους της δέσμης ακτινοβολίας με την απόσταση η διαφορά στις μετρήσεις του ραντάρ και των βροχογράφων αυξάνεται. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, σε μακρινές αποστάσεις από το ραντάρ οι ανακλαστικότητες του πεδίου βροχής που καταλαμβάνουν μικρότερες εκτάσεις σε σχέση με την πλατύτερη δέσμη ακτινοβολίας μπορεί να μην ανιχνευτούν ποτέ. Το φαινόμενο αυτό είναι σύνηθες στην περίπτωση που η δέσμη ακτινοβολίας συναντά την λαμπρή ζώνη (Wilson, 1975a, Harrold και Kitchingman, 1975). Τα σφάλματα στην δειγματοληψία και στα όργανα μέτρησης συνδυάζονται με σφάλματα που σχετίζονται με την επιλογή της κατάλληλης Z-R σχέσης με στόχο την μείωση της απόκλισης μεταξύ των τιμών των βροχογράφων και του ραντάρ. Σύμφωνα με την ανάλυση μιας καταιγίδα στην Οκλαχόμα στις 7 Απριλίου του 1975 και στη σύγκριση του λόγου G/R (Gauge/Radar) με τη συχνότητα μέτρησης του ραντάρ φαίνεται ότι όσο μεγαλώνει το διάστημα μέτρησης τόσο αυξάνεται η μέση τιμή του G/R. Αυτό σημαίνει ότι όσο λιγότερο συχνά παίρνει μετρήσεις το ραντάρ τόσο αυξάνεται η διαφορά μεταξύ ραντάρ και βροχογράφων. Έτσι η ρύθμιση του ραντάρ πραγματοποιείτε είτε αλλάζοντας την σχέση Z-R ή χρησιμοποιώντας μετρήσεις βροχογράφων. Ήδη από το 1954 οι Hitschfeld και Borden (1954) πρότειναν ότι τα ραντάρ πρέπει να βαθμονομούνται σε σχέση με τους βροχογράφους παρά με κάθε άλλο μέσο. Στην περίπτωση μιας καταιγίδας η βαθμονόμηση από ένα κοντινό βροχογράφο δημιουργεί μικρότερο σφάλμα σε σχέση με τους υπόλοιπους δείκτες βαθμονόμησης.



### **3.2.11 Η εξάτμιση της βροχής κάτω από την δέσμη ακτινοβολίας του ραντάρ**

Σε ορισμένες περιπτώσεις είναι δυνατόν η βροχόπτωση που προέρχεται από υψηλότερα νέφη και ανιχνεύεται από το ραντάρ να υφίσταται εξάτμιση όταν έρθει σε επαφή με ξηρό αέρα. Έτσι λόγω του μηχανισμού της εξάτμισης η οθόνη του ραντάρ θα δώσει μια υπερβολική εκτίμηση της πραγματικής βροχόπτωσης.

### **3.2.12 Η ενίσχυση της βροχόπτωσης σε χαμηλά επίπεδα λόγω της ορογραφίας**

Η βροχόπτωση μικρής έντασης που δημιουργείτε στα μεσαία στρώματα της ατμόσφαιρας μπορεί να ενισχυθεί παρασύροντας μικρά σταγονίδια βροχής που βρίσκονται σε υγρά σύννεφα χαμηλού ύψους. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείτε πολύ συχνά πάνω από λόφους και βουνά και έχει ως αποτέλεσμα πολύ υψηλά ποσοστά βροχοπτώσεων. Ακόμη και με ένα δίκτυο ραντάρ είναι δύσκολο να ανιχνευτεί η επίδραση αυτού του φαινομένου έχοντας ως αποτέλεσμα την υποεκτίμηση της πραγματικής βροχόπτωσης.

### **3.2.13 Η υποεκτίμηση των μικρών σταγονιδίων**

Κάθε σύννεφο έχει διαφορετική σύσταση σταγονιδίων, συγκεκριμένα τα σύννεφα των μετωπικών βροχών διαφέρουν από τα σύννεφα των βροχών σύγκλισης. Κατά την εκτίμηση της έντασης της βροχόπτωσης από τα ανακλώμενα σήματα του ραντάρ χρησιμοποιούνται μέσες τιμές για το μέγεθος των σταγονιδίων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τα ραντάρ να υποεκτιμούν την βροχή που προέρχεται από σύννεφα με σταγόνες μικρότερες από τον μέσο όρο και να κάνουν υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης από σύννεφα με πολύ μεγάλες σταγόνες. Έτσι υπολογίζοντας τον μέσο όρο μετρήσεων μέσα σε ένα κελί 5x5km χάνονται οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές.

## 4 Εξέλιξη

### 4.1 Σύγχρονα δεδομένα και καινοτομίες

Η απαραίτητη γνώση για τη χρήση των μετεωρολογικών ραντάρ στην υδρομετεωρολογία δεν υπήρχε πριν τη δεκαετία του 1990. Με την εξέλιξη της Ραδιομετεωρολογίας όμως, όλο και περισσότεροι υδρολόγοι συνειδητοποίησαν ότι τα μετεωρολογικά ραντάρ έχουν ένα μέλλον γεμάτο υποσχέσεις και η χρήση τους στις υδρολογικές εφαρμογές είναι επιβεβλημένη (Andrieu et al., 1997). Μεταξύ των υδρολογικών εφαρμογών στις οποίες χρησιμοποιούνται τα στοιχεία του ραντάρ, είναι και η εκτίμηση των ακραίων περιπτώσεων βροχόπτωσης, η οποία, σύμφωνα με τον Collier (2007), ορίζεται σε αθροιστικές τιμές βροχόπτωσης μεγαλύτερες των 500mmσε 24hr ή 100mmσε 1hr. Τα επαγωγικά επεισόδια που συνοδεύονται από ακραία βροχόπτωση λαμβάνουν χώρα σε τοπική κλίμακα με αποτέλεσμα η απουσία πυκνού δικτύου βροχογράφων να μην εξυπηρετεί την κάλυψη των περιοχών αυτών. Εντούτοις, τα μετεωρολογικά ραντάρ προσφέρουν χρήσιμες επεξεργασμένες πληροφορίες για το πεδίο βροχής όπως είναι ο τύπος και το υδάτινο περιεχόμενο της καταιγίδας, το ύψος της κορυφής των νεφών, η τροχιά των νεφικών σχηματισμών, η αθροιστική βροχόπτωση κ.ά., παρέχοντας με αυτόν τον τρόπο ακριβέστερη ποσοτική εκτίμηση και καταλλήλότερη χωρική κατανομή της βροχόπτωσης. Τα επεξεργασμένα δεδομένα του ραντάρ, πέρα του ότι αποτελούν τα εισαγόμενα στοιχεία στα διάφορα υδρολογικά μοντέλα, χρησιμοποιούνται επίσης ως βάση για την παροχή κλιματολογικών στοιχείων χρήσιμων, για παράδειγμα, στην κατασκευή μεγάλων αντιπλημμυρικών έργων, καθώς και στο σχεδιασμό συστημάτων αποστράγγισης των αστικών λυμάτων.

Τα πιο σύγχρονα μετεωρολογικά ραντάρ με υψηλή ανάλυση, όπως ένα X-band με χωρική και χρονική ανάλυση ~7,5 m και ~5 s αντίστοιχα, αποτελούν την καλύτερη πηγή πληροφοριών όσο αφορά τη βροχόπτωση σε πραγματικό χρόνο προκειμένου να επιτευχθεί μία επιτυχής πρόγνωση απορροής και εφαρμογή τροποποίησης καιρού σε επιχειρησιακή λειτουργία. Οι παλαιότερες τεχνικές περιγραφής αφορούσαν μόνο τη χρησιμοποίηση στοιχείων βροχογράφων, ενώ στη σημερινή εποχή, στοιχεία των ραντάρ, όπως η τροχιά, η έκταση και η ένταση των καταιγίδων, συνδυάζονται με μοντέλα εδαφικής υγρασίας και διόδευσης πλημμύρας σε πραγματικό χρόνο, με απώτερο σκοπό την έγκαιρη προειδοποίηση για πλημμύρες σε αγροτικές ή αστικές περιοχές ευάλωτες στις μεγάλες και καταστροφικές πλημμύρες (Μπαλτάς και Αφτιάς, 1998). Με τη δυνατότητα της άμεσης πρόγνωσης που παρέχεται από τα ραντάρ εφαρμόζονται επιχειρησιακά προγράμματα χαλαζικής προστασίας των καλλιεργειών με εναέρια μέσα (π.χ. το Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής Προστασίας του ΕΛ.Γ.Α.) (Καρακώστας, 2002). Επιπλέον, τα στοιχεία για την ποσοτική εκτίμηση της βροχόπτωσης σε συνδυασμό με τα αντίστοιχα για την άμεση πρόγνωση

βοηθούν στην καλύτερη αντιμετώπιση/ρύθμιση της λειτουργίας των μονάδων επεξεργασίας λυμάτων, οι οποίες, σε περίπτωση έντονων βροχοπτώσεων ενδέχεται να υπερχειλίσουν. Η διευκόλυνση της λειτουργίας ενός αυτοματοποιημένου δικτύου αποχέτευσης και ομβρίων επιτυγχάνεται επίσης με την παροχή άμεσης πρόγνωσης του πεδίου της βροχής από τα ραντάρ, καθώς το νερό που έχει συσσωρευτεί σε κάποιες περιοχές εξαιτίας μίας ισχυρής καταιγίδας μπορεί να διοχετευτεί σε άλλες που έχουν πληγεί λιγότερο (Smith and Krajewski, 1991).

Κινητές μονάδες Doppler ραντάρ, όπως το X-band ραντάρ καιρού διπλής πόλωσης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, προσφέρουν πολλά πλεονεκτήματα και οφέλη στις μετρήσεις των φαινομένων μικρής έκτασης και διάρκειας (όπως είναι οι ανεμοστρόβιλοι) από κοντινή απόσταση (Παρασκευόπουλος, 2006). Μετεωρολογικές εφαρμογές με κινητά συστήματα ραντάρ έχουν πραγματοποιηθεί στις Η.Π.Α. Οι Wurman et al. (1997) αναφέρουν την κατασκευή ενός κινητού X-band παλμικού Doppler ραντάρ κατακόρυφης πόλωσης, το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την παρατήρηση ανεμοστρόβιλων και αμμοστροβίλων (dustdevils). Το ραντάρ αυτό διαθέτει πολύ στενό εύρος δέσμης ακτινοβολίας σε κοντινές αποστάσεις (έως 3 Km).

Σε πολλά μέρη του κόσμου, τα τελευταία χρόνια, έχουν γίνει προσπάθειες για τον αυτοματισμό των μετεωρολογικών παρατηρήσεων επιφανείας, οι οποίες παραδοσιακά γίνονται από παρατηρητές με την οπτική μέθοδο. Παραδείγματα τέτοιων παρατηρήσεων αποτελούν ο παρών και παρελθών καιρός, καθώς και οι χρονικές στιγμές έναρξης και λήξης των επεισοδίων βροχόπτωσης. Ο Sheppard (1990) αναφέρει ότι τα πρώτα βήματα προς αυτή την κατεύθυνση έγιναν από την Atmospheric Environment Service του Καναδά με την τροποποίηση ενός ραντάρ ελέγχου της οδικής κυκλοφορίας σε X-band Doppler ραντάρ χαμηλής ισχύος και συνεχούς εκπομπής σήματος. Χαρακτηριστικό αυτού του συστήματος αποτελεί η κάθετη κατευθυντικότητα της κεραίας του ( $90^\circ$  γωνία ανύψωσης) σε απόσταση έως 2m και η δυνατότητα υπολογισμού της ισχύος του φάσματος του λαμβανόμενου σήματος (με τη βοήθεια μετασχηματισμού Fourier) λόγω ολίσθησης Doppler, η οποία πηγάζει από τις μεταβολές του μέτρου της ταχύτητας πρόσπτωσης των υδρομετεώρων σε σχέση με το ραντάρ. Με αυτόν τον τρόπο, προσδιορίζεται χρονικά η έναρξη και λήξη των φαινομένων κατακρήμνισης, ενώ είναι εφικτή και η κατηγοριοποίηση των υδρομετεώρων ανάλογα με την ταχύτητα πρόσπτωσης, σε χιόνι ( $<1.5\text{ms}^{-1}$ ), βροχή (από  $1.5\text{ms}^{-1}$  έως  $9\text{ms}^{-1}$ ) και χαλάζι ( $>9\text{ms}^{-1}$ ). Παράλληλα, οι μετρήσεις σε πραγματικό χρόνο της κατανομής των υδροσταγονιδίων κρίνονται ακριβείς, καθώς, σύμφωνα με τους Sheppard and Joe (1994), η σύγκρισή τους με τις αντίστοιχες μετρήσεις από άλλα όργανα, όπως είναι το δισδρόμετρο, είναι ικανοποιητική.

Ένα ουσιαστικό βήμα στην προώθηση μιας κοινής στρατηγικής για την πρόβλεψη ακραίων καιρικών φαινομένων όπως ξαφνικών πλημμυρών αποτελεί η δικτύωση και η εναρμόνιση των υφιστάμενων Ευρωπαϊκών Υδρομετεωρολογικών Παρατηρητηρίων. Το επιστημονικό

πρόγραμμαHYDRATE (Gaumeetal, 2009)βάσιστηκε στο συνδυασμό (α) συμβατικών υδρομετεωρολογικών παρατηρήσεων, (β) παρατηρήσεων μετεωρολογικών ραντάρ καιρού και (γ) συμπληρωματικές πληροφορίες που αποκτήθηκαν από τις έρευνες πεδίου που εκτελέστηκαν κατά τη διάρκεια λίγων ημερών από πλημμυρικά γεγονότα. ΤοδίκτυοHYDRATEαποτελείταιαπόπαρατηρητήριαστιςπεριοχέςCatalunya (Spain), Cevennes-Vivarais (France), North-easternItaly (Italy), Slovakia, WesternCreteHO (Greece) καιWesternRomaniaHO (Romania), παρέχοντας έτσι μια συνεκτική βάση δεδομένων ραντάρ και πλημμυρών, πάνω από μια ποικιλία υδροκλιματικά περιοχές σε όλη την Ευρώπη. Μια παρόμοια προσπάθεια γίνεται στο αυστριακό δίκτυο ραντάρ που πρόσφατα ανανεώθηκε με καινούργια ραντάρ διπλής πόλωσης. Ο κύριος στόχος αυτής της αλλαγής σε συνδυασμό με την εφαρμογή της συχνότητας Dopplereίναι η βελτίωση της ποιότητας των δεδομένων συμπεριλαμβανομένης και της αλλαγής της στρατηγικής σάρωσης. Η νέα αυτή στρατηγική περιλαμβάνει τη σάρωση όγκου μεγάλης εμβέλειας και διαστήματα ενημέρωσης 2,5 min. Τα πολωσιμετρικά δεδομένα βοηθούν στη διάκριση μεταξύ μετεωρολογικών και μη μετεωρολογικών ήχων (e.g. Gourleyetal., 2007) αλλά και στον εντοπισμό της λαμπρής ζώνης (Kaltenboeck, Rudolf, 2012)

Τα επιχειρησιακά ραντάρ στις Η.Π.Α. και σε άλλες χώρες είναι δύσκολο να παρέχουν παρατηρήσεις χαμηλού υψομέτρου γεγονός που οφείλεται στην καμπυλότητα της γης και στην εγκατάστασή τους σε «αραιά» δίκτυα που απέχουν πολλά χιλιόμετρα μεταξύ τους. Έτσι, τα τελευταία χρόνια προωθείται μια νέα προσέγγιση στο σχεδιασμό δικτύων ραντάρ που βασίζεται σε πυκνά δίκτυα ραντάρ μικρής εμβέλειας. Αξιόλογο παράδειγμα αποτελεί η προσπάθεια του NSF Engineering Research Center for Collaborative Adaptive Sensing of the Atmosphere (CASA) του University of Massachusetts Amherst. Η βασική ιδέα είναι η τοποθέτηση μικρών ραντάρ τύπου X-band στην κορυφή πύργων επικοινωνίας, οροφών κ.α. ως ένα μέσο πλήρης χαρτογράφησης ανέμων, βροχοπτώσεων και άλλων ατμοσφαιρικών φαινομένων. Τα ραντάρ αυτά είναι μονή πόλωσης και χαμηλού κόστους, λειτουργούν με της χρήση ηλιακής ενέργειας και επικοινωνούν μέσω ασύρματων δικτύων παρέχοντας έτσι βελτιωμένη χωρική και χρονική κάλυψη.Τα αποτελέσματα σύγκρισης με ένα ραντάρ S-bandδείχνουν ότι τα OTG παρέχουν βελτιωμένη χωρική και χρονική εκτίμηση της βροχόπτωσης και μάλιστα με μικρότερα σφάλματα (Trabal, JorgeM., etal., 2013). Η τεχνολογία αυτή έχει τη δυνατότητα να συμπληρώσει ή και να αντικαταστήσει τα ραντάρ μεγάλης εμβέλειας που χρησιμοποιούνται σήμερα (McLaughlin, DavidJ., andV. Chandrasekar, 2009).

Τα τελευταία χρόνια γίνεται επίσης προσπάθεια εκμετάλλευσης δεδομένων και συνεργασίας με συσκευές και προγράμματα τελευταίας τεχνολογίας. Στην κατεύθυνση αυτή σχεδιάζεται μία εφαρμογή σε συνεργασία με τον γνωστό ιστότοπο κοινωνικής δικτύωσης Twitterπου θα δίνει την δυνατότητα στους χρήστες του να παρέχουν ανταποκρίσεις σχετικά με ποιοτικές πληροφορίες

καιρού. Η εφαρμογή ουσιαστικά θα ρωτάει τους χρήστες σχετικά με τις καιρικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή του χρήστη αντικαθιστώντας έτσι τη βαθμονόμηση των ραντάρ με βροχόμετρα. Η καινοτομία αυτή ίσως να αποτελεί το πρώτο βήμα στην προσπάθεια αντικατάστασης των κλασικών επίγειων μεθόδων παρατήρησης (Demirbas, Murat, et al., 2010).

Τέλος, τα τελευταία χρόνια, έχουν γίνει προσπάθειες βελτίωσης των τεχνικών εξόρυξης πληροφορίας που αφορούν στα επιχειρησιακά δεδομένα. Οι τεχνικές αυτές αποσκοπούν, ουσιαστικά, στην πρόβλεψη ή εκτίμηση των παραμέτρων που είναι χρήσιμες για το εκάστοτε ερευνητικό έργο για το οποίο χρησιμοποιείται ένα ραντάρ. Σύμφωνα με τον Τσαγκαλίδη (2011), για την υλοποίηση της διαδικασίας αυτής, δηλαδή της ανάλυσης και επεξεργασίας των πρωτογενών στοιχείων του ραντάρ, λαμβάνονται υπόψη αλγόριθμοι κατηγοριοποίησης ή αλγόριθμοι επεξεργασίας σήματος, οι οποίοι είναι υπεύθυνοι για την ελαχιστοποίηση των μεγάλων σφαλμάτων που εισέρχονται στα πρωτογενή στοιχεία του ραντάρ. Από τους πιο ευρέως χρησιμοποιούμενους αλγόριθμους είναι τα Νευρωνικά Δίκτυα (NeuralNetworks ή NN), τα οποία εφαρμόζονται επιτυχώς στα ραντάρ και τις επικοινωνίες.

## 4.2 Προτάσεις για έρευνα και εξέλιξη

Τα μετεωρολογικά ραντάρ δε θα μπορούσαν να είχαν εξελιχθεί χωρίς την ταυτόχρονη ραγδαία πρόοδο στους τομείς της ηλεκτρονικής, των επικοινωνιών και της τεχνολογίας των υπολογιστών. Οι τεχνολογίες αυτές έπαιξαν σημαντικό ρόλο στην εξέλιξη και άλλων συστημάτων παρατήρησης ατμοσφαιρικών φαινομένων, όπως είναι τα συστήματα lidar (**LightDetectionandRanging**) και οι δορυφόροι. Η μελέτη των Petersen et al. (2002) έδειξε τα πολλά πλεονεκτήματα στις μετρήσεις του πεδίου βροχής από το συνδυασμό στοιχείων του ραντάρ με εκείνων των δορυφόρων. Πληροφορίες από τα ραντάρ μπορούν επίσης να συνδυαστούν με εκείνες των επίγειων συστημάτων lidar, των ανιχνευτών κεραυνών, των ραδιοβολίσεων, των μικροκυματικών παθητικών ραδιομέτρων ή με στοιχεία που αφορούν το διανυσματικό άνεμο, την κίνηση των νεφών, την ένταση της ακτινοβολίας για συγκεκριμένα μήκη κύματος από δορυφόρους, τη συνολική ποσότητα των υδρατμών και τις κλίσεις ανακλαστικότητας από τα GPS (**GlobalPositioningSystem**) (Rocken et al., 1997). Επομένως, μία αξιολογη πρόταση για έρευνα θα ήταν η ανάπτυξη αριθμητικών μοντέλων στα οποία οι μετρούμενες αυτές ποσότητες θα εισάγονταν άμεσα, χωρίς να απαιτείται η μετατροπή τους σε «συμβατικές» παραμέτρους, όπως όταν αυτά αξιοποιούνται μεμονωμένα.

Γενικότερα ισχύει ότι, οι τεχνικές αφομοίωσης δεδομένων αποσκοπούν στη βελτίωση της αριθμητικής πρόγνωσης του καιρού, χρησιμοποιώντας τις κατάλληλες αρχικές και οριακές συνθήκες κατά την φάση εκκίνησης των μοντέλων και, στη συνέχεια, διορθώνοντας τα συστηματικά σφάλματα που συνήθως προκύπτουν στα αποτελέσματα των μοντέλων. Το ίδιο ισχύει και στην περίπτωση των ολοκληρωμένων συστημάτων παρατήρησης όπου αποτελούν ένα

σημαντικό κομμάτι. Ο εκάστοτε χρήστης του ραντάρ (μετεωρολόγος, υδρολόγος κ.ά.), έχοντας καλύτερη γνώση για τους διαφορετικούς τύπους των καταιγίδων και το πώς αυτοί συνδέονται με πιθανές καταστροφές (από χαλάζι, ισχυρή βροχή, χιονόπτωση, κεραυνούς, ανέμους, κλπ.), θα μπορεί να εξάγει εγκυρότερες και αμεσότερες προγνώσεις ακραίων καιρικών φαινομένων. Προς αυτήν την κατεύθυνση θα συμβάλουν μελέτες που θα αποδεικνύουν τις ακριβέστερες μετρήσεις της θερμοδυναμικής και δυναμικής κατάστασης της ατμόσφαιρας από το συνδυασμό μεταξύ συστημάτων ραντάρ, δορυφόρων, GPS, ανιχνευτών κεραυνών κ.ά..

Η εφαρμογή των ολοκληρωμένων συστημάτων παρατήρησης προϋποθέτει την κατάλληλη εκπαίδευση ανθρώπινου δυναμικού προκειμένου να μπορεί να αξιολογήσει καλύτερα τα νέα σύγχρονα επιχειρησιακά δεδομένα από τα εξελιγμένα συστήματα ραντάρ. Σε πολλά μέρη του κόσμου διοργανώνονται σεμινάρια για την εκπαίδευση τεχνικών και μετεωρολόγων, καθώς και για την ενημέρωση του κοινού όσο αφορά τις νέες τεχνολογίες των συστημάτων ραντάρ. Οδηγοί σε αυτήν την προσπάθεια είναι τα προγράμματα της Ευρωπαϊκής Ένωσης COST (Cooperation in Science and Technology) τα οποία διεξάγονται εδώ και 30 χρόνια. Στο πενταετές πρόγραμμα COST 75(1993-1997) αναφέρθηκε η ανάγκη χρησιμοποίησης πολύτροπων ραντάρ, δηλαδή αυτών που θα μπορούν να εκπέμπουν γραμμικά και κυκλικά πολωμένη ακτινοβολία σε διαφορετικές ζώνες συχνότητας. Αν και από τότε, στην Ευρώπη, έχουν τοποθετηθεί αρκετά τέτοιου είδους ραντάρ (ραντάρ ηλεκτρονικής σάρωσης, συστοιχίας φάσεων-phased array) που χρησιμοποιούνται για ερευνητικούς σκοπούς, ακόμα και σήμερα δεν έχει εκτιμηθεί το οικονομικό κόστος και η καταλληλότητά τους σε περίπτωση ενσωμάτωσης αυτών σε δίκτυο για επιχειρησιακούς σκοπούς (Meischner et al., 1997).

Τα περισσότερα μετεωρολογικά ραντάρ χρησιμοποιούν γραμμικά πολωμένη ακτινοβολία, παρόλο που θεωρητικά είναι διαθέσιμη και η κυκλικά πολωμένη. Τα πλεονεκτήματα της ελλειπτικής ή κυκλικής πόλωσης εστιάζονται στο γεγονός ότι δεν απαιτείται ταχεία σάρωση της ατμόσφαιρας από το ραντάρ προκειμένου να εξαχθούν όσο περισσότερες μετρήσεις μέσα σε μικρό χρονικό διάστημα, κάτι το οποίο είναι αναγκαίο για να εντοπιστούν οι έντονες χωροχρονικές μεταβολές των χαρακτηριστικών μίας καταιγίδας. Η διαφορική φασική μετατόπιση στην περίπτωση της κυκλικής πόλωσης εμπεριέχει λιγότερο θόρυβο έναντι της αντίστοιχης από τη γραμμική πόλωση επειδή δεν απαιτούνται αλγόριθμοι επεξεργασίας σήματος. Επιπλέον, ο λόγος από-πόλωσης της κυκλικής πόλωσης είναι καλύτερος έναντι της διαφορικής ανακλαστικότητας  $Z_{DR}(dBZ) = Z_H(dBZ) - Z_V(dBZ)$ , όπου  $Z_H$  και  $Z_V$  οι μετρούμενες ανακλαστικότητες από εκπεμπόμενους οριζόντια και κάθετα πολωμένους παλμούς αντίστοιχα, για τη μέτρηση του σχήματος των σταγόνων που εμφανίζονται σε φαινόμενα ασθενούς βροχής. Το αντίθετο ισχύει στις περιπτώσεις εντοπισμού υδρομετεώρων πάγου (χαλάζι) (Jorson and Holt, 1995). Επομένως, η ποιότητα των δεδομένων που προέρχονται από τις παραπάνω μεταβλητές της κυκλικής πόλωσης αποτελεί αντικείμενο λεπτομερούς εξέτασης, όπως,

επίσης, και τα πλεονεκτήματα από τέτοιου είδους εφαρμογές. Επιπροσθέτως, οι τεχνικές διπλής πόλωσης χρίζουν σύγκρισης με συμβατικές τεχνικές πόλωσης και μεθόδους Doppler σε επιχειρησιακή βάση.

Προσπάθειες επίσης θα πρέπει να γίνουν και προς την κατεύθυνση ελαχιστοποίησης των σφαλμάτων που εισέρχονται στα πρωτογενή στοιχεία του ραντάρ. Μεγάλη σημασία θα πρέπει να δοθεί στην ανάπτυξη νέων στατιστικών μεθόδων με τη χρήση πιο σταθερών αλγορίθμων που αφορούν στη διόρθωση των σφαλμάτων από την επίδραση της ατμόσφαιρας κατά τη διάδοση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας μέσα σε αυτή. Η δυνατότητα για καλύτερα αποτελέσματα στις μετρήσεις του πεδίου βροχής, μέσω ακριβέστερων εκτιμήσεων της κατανομής των υδροσταγονιδίων σε ζώνες κατακόρυφης σύγκλισης και σε κοντινές αποστάσεις από τη θέση του ραντάρ, θα πρέπει να εξετασθεί λεπτομερέστερα σε συνδυασμό με τις διορθωτικές ενέργειες για την εξάλειψη σφαλμάτων που προέρχονται από τη συνύπαρξη βροχής και χαλαζιού. Επιπλέον, απαραίτητες είναι οι έρευνες με αντικείμενο την ανάδειξη μεγαλύτερης εκτίμησης για τη συνδυαστική χρήση μεταξύ μεθόδων πολλαπλής πολικότητας και μεθόδων που χρησιμοποιούν τη συμβατική τεχνική, καθώς και μεθόδων Doppler. Το γεγονός αυτό ενδέχεται να βοηθήσει στη βελτίωση του προσδιορισμού σφαλμάτων εξαιτίας του ανάγλυφου του εδάφους και της ανώμαλης μετάδοσης της δέσμης ακτινοβολίας. Οι Wilson et al. (1995) αναφέρουν πως, κατά τη συνδυαστική χρήση μεθόδων πολλαπλής πολικότητας και Doppler, θεωρητικά δύναται να χρησιμοποιηθούν παρόμοια φίλτρα Doppler αφαίρεσης σφαλμάτων από το ανάγλυφο του εδάφους και στην περίπτωση της ανώμαλης μετάδοσης της δέσμης. Όλα τα παραπάνω, τελικώς αποσκοπούν στην απόκτηση μεγαλύτερης αξιοπιστίας από τα υδρολογικά μοντέλα και γενικότερα από τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού.

Η χρήση ραντάρ πολλαπλής πολικότητας (ιδιαίτερα στην Ελλάδα) θα βοηθήσει στον ακριβέστερο προσδιορισμό της λαμπρής ζώνης και στην αποτελεσματικότερη κατηγοριοποίηση των υδρομετεώρων με σκοπό την ανάπτυξη ολοκληρωμένων ατμοσφαιρικών μοντέλων για τον καθορισμό των μικροφυσικών χαρακτηριστικών των νεφών. Στις βόρειες χώρες, όπου οι χιονοπτώσεις είναι συχνό φαινόμενο, η άμεση πρόγνωση της ποσότητας χιονιού στο έδαφος απαιτεί περισσότερη βελτίωση όσο αφορά τη μέτρηση του ύψους της λαμπρής ζώνης (της ισόθερμης των 0°C), ειδικά όταν αυτό βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους στις περιπτώσεις μακρινών αποστάσεων από το ραντάρ (Blackman and Illingworth, 1995).

Η εξέλιξη των συστημάτων ραντάρ, όπως και των άλλων τεχνολογιών, βρίσκει πάντα εμπόδια εξαιτίας των κλιματικών συνθηκών και κυρίως λόγω της κοινωνικής και οικονομικής κατάστασης μίας χώρας, η οποία πολλές φορές αποπροσανατολίζει τους ενδιαφερόμενους φορείς. Θα πρέπει λοιπόν να λαμβάνεται υπόψη ότι θα υπάρχει πάντοτε ένα χρονικό κενό ανάμεσα στη χρήση μίας νέας μεθόδου από την έρευνα μέχρι την επιχειρησιακή της εφαρμογή. Για παράδειγμα, παρόλο που



πολλοί επιστήμονες γνώριζαν την ύπαρξη των Dopplerραντάρ από τις πρώτες μέρες γέννησης της Ραδιομετεωρολογίας, η επιχειρησιακή χρήση αυτών ξεκίνησε τη δεκαετία του 1980 και πολλές εφαρμογές τους βρίσκονται ακόμη και σήμερα στο στάδιο της έρευνας «περιμένοντας» την παράλληλη ανάπτυξη της τεχνολογίας των υπολογιστών και των επικοινωνιών.

## Βιβλιογραφία

### ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ

- Andrieu, H., J.D. Creutin, G. Delrieu and D. Faure, 1997, Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area, Part I: Radar measurement interpretation, *Journal of Hydrology*, Vol. 193, pp. 1-25.
- Appleton, E.V. and M.A.F. Barnett, 1925, On some direct evidence for downward atmospheric reflection of electric rays, *Proceedings of the Royal Society A*, Vol. 109, pp. 621-641.
- Atlas, D., 1964, *Advances in radar Meteorology*, *Advances in Geophysics*, vol. 10, Academic Press Inc, New York, USA, p 318.
- Atlas, D., K.R. Hardy and J. Joss, 1964, Radar reflectivity of storms containing spongy hail, *Journal of Geophysics Research*, Vol. 69, pp. 1955-1961.
- Austin, P.M., 1987, Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall, *Monthly Weather Review*, Vol. 115, pp. 1053-1070.
- Austin, G., P. Shucksmith and L. Sutherland-Stacey, 2010, The characterization of radar space-time sampling errors for different meteorological situations, *ERAD 2010-The 6<sup>th</sup> European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, pp. 145-147.
- Baltas, E.A. and M.A. Mimikou, 2002, Considerations of the optimum location of a C-band weather radar in the Athens area, *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> European Radar Conference*, pp. 348-351.
- Barrat, P. and I.C. Browne, 1953, A new method for measuring vertical air currents, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. 79, pp. 550.
- Battan, L.J., 1973, *Radar observation of the atmosphere*, University of Chicago Press, Chicago, p. 324.
- Battan, L.J., 1976, Vertical air motions and the Z-R relation, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 15, pp. 1120-1121.
- Bellon, A., G.W. Lee, and I. Zawadski, 2005, Error statistics of VPR corrections in stratiform precipitation, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 44, pp. 998-1015.
- Blackman, T.M. and A.J. Illingworth, 1995, Improved measurements of rainfall using different phase techniques, *Weather Radar Systems*, C.G. Collier, Edition, 662-671.
- Brandes, E., & Sirmans, D. 1976. Convective rainfall estimation by radar: Experimental results and proposed operational analysis technique. In *Preprints, Conf. Hydro-meteorol*, pp. 54-59.
- Brandes, E.A., 1975, Optimizing rainfall estimates with the aid of radar, *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 14, pp. 1339-1345.
- Breit, G. and M.A Tuve, 1926, A test of the existence of the conducting layer, *Journals of the American Physical Society, Physical Review*, Vol. 28, No 3, pp. 554-575.

- Brown, R.A., V.T. Wood and T.W. Barker, 2002, Improved detection using negative elevation angles for mountaintop WSR-88Ds: Simulation of KMSX radar near Missoula, Montana, *Weather Forecasting*, Vol. 17, pp. 223-237.
- Carbone, R. E., & Nelson, L. D. (1978). The evolution of raindrop spectra in warm-based convective storms as observed and numerically modeled. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 35(12), pp. 2302-2314.
- Charba, J., and F. Liang, 2005: Quality control of gridded national radar reflectivity data. Preprints, 21st Conf. on Weather Analysis and Forecasting/17th Conf. on Numerical Weather Prediction, Washington, DC, Amer. Meteor.Soc., CD-ROM, 6A.5.
- Collier, C.G., 1984, Radar Meteorology in United Kingdom, Reprint Volume, 22<sup>nd</sup> Conference on radar Meteorology, 10<sup>th</sup> -14<sup>th</sup> September 1984, Zurich, Switzerland, American Meteorological Society, Boston, pp. 1-8.
- Collier, C.G., 1989, Applications of weather radar systems, John Wiley and Sons, p. 294.
- Collier, C.G., 2007, Flash flood forecasting: What are the limits of predictability, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 133, pp. 3-23.
- Daliakopoulos, I.N and Tsanis, I.K., 2012. A weather radar data processing module for storm analysis. *Journal of Hydroinformatics* Vol 14 No 2 pp 332–344 © IWA Publishing 2012 doi:10.2166/hydro.2011.118
- Demirbas, Murat, et al. "Crowd-sourced sensing and collaboration using twitter." *World of Wireless Mobile and Multimedia Networks (WoWMoM), 2010 IEEE International Symposium on a.* IEEE, 2010.
- Dalezios, Nicolas R., Nicholas Kouwen, and Panagiotis C. Linardis. "Modelling and navigating space-time drift of digitized radar rainfall patterns." *International Journal of Remote Sensing* 11.6 (1990): 1055-1064.
- Doviak, R. J., & Sirmans, D. (1973). Doppler radar with polarization diversity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(4), 737-738.
- Duda, J., 2009, A history of radar Meteorology: People, Technology and Theory, (Διαθέσιμο στο διαδίκτυο στη διεύθυνση: <http://www.meteor.iastate.edu/~jdduda/portfolio/HistoryPPT.pdf>)
- Fabry, F., G.L. Austin and D. Tees, 1992, The accuracy of rainfall estimates by radar as a function of range, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. 118, 435-453.
- Fabry, F., A. Bellon, M.R. Duncan and G.L. Austin, 1994, High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined, *Journal of Hydrology*, Vol. 161, pp. 415-428.
- Fabry, F. and I. Zawadski, 1995, Long-term radar observations in the melting layer of precipitation

- and their interpretation, *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 52, pp. 838-851.
- Fiore, J.V., R.K. Farnsworth and G. Huffman, 1986, Quality control of radar-rainfall data with VISSR satellite data, Preprints, 23<sup>rd</sup> Conference on Radar Meteorology and Conference on Cloud Physics, Snowmass, CO, American Meteorological Society, pp. 15-18.
- Fujiwara, M. (1965). Raindrop-size distribution from individual storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 22(5), 585-591.
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology*, 367 (1-2), pp. 70-78.
- Georges, T.M. and G.D. Thome, 1990, An opportunity of long-distance oceanographic and meteorological monitoring using over-the-horizon defense radars, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 71, No 21, pp. 1739-1745.
- Gobel, G., 2011, Introduction to radar technology, (Διαθέσιμο στο διαδίκτυο στη διεύθυνση: <http://www.vectorsite.net/ttradar.html>)
- Gourley, J.J, R.A. Maddox, J. Zhang and K.W. Howard, 2002, Weather radar coverage over the contiguous United States, *Weather and Forecasting*, Vol. 17, pp. 927-934.
- Gunn, K.L.S. and J.S. Marshall, 1955, The effect of wind shear on falling precipitation, *Journal of Meteorology*, Vol. 12, pp. 339-349.
- Harrold, T. W., English, E. J., & Nicholass, C. A. (1974). The accuracy of radar-derived rainfall measurements in hilly terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100(425), 331-350.
- Harrold, T. W., & Kitchingman, P. G. (1975, January). Measurement of surface rainfall using radar when beam intersects melting layer. In *bulletin of the American meteorological society* (Vol. 56, No. 1, pp. 157-157). 45 Beacon ST, Boston, MA 02108-3693: Amer Meteorological SOC.
- Hitschfeld, W., & Bordan, J. (1954). Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *Journal of Meteorology*, 11(1), 58-67.
- Hitschfeld, W.F., 1986, The invention of radar Meteorology, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 67, pp. 33-37.
- Hosking, J.G. and C.D. Stow, 1987, The arrival rate of raindrops at the ground, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 26, pp. 443-442.
- Hunter, S.M., 1996, WSR-88D radar rainfall estimation: Capabilities, limitations and potential improvements, *National Weather Digital*, Vol. 20, pp. 26-38.
- Imai, I. (1960, April). Raindrop size distributions and ZR relationships. In *Proc. Eighth Weather*

Radar Conf (pp. 321-326).

- Jatila, E., and T. Puhakka, 1973a: Experiments on the measurement of areal precipitation by radar. *Geophysica*, 12, 103-125
- Jenn, D., 2010, Microwave devices and radar, Lecture Notes, Naval Postgraduate School, <http://www.faculty.nps.edu/jenn/seminars/radarfundamentals.pdf> ).
- Jones, D. M. A., 1955: 3-cm and 10-cm wavelength radiation back scatter from rain. Proceedings, Fifth Weather Radar Conference, Asbury Park, N. J., 12-15 September, AMS, Boston, pp. 281-285
- Jones, D. M. A., 1966: The correlation of raingage-network and radar-detected rainfall. Proceedings, Twelfth Conference on Radar- Meteorology, Norman, Okla., 17-20 October, AMS, Boston, pp. 204-207
- Jopson, C.B. and A.R. Holt, 1995, Use of circular polarization to distinguish hail and rain, COST 75 Weather Radar Systems, C.G. Collier, Edition, European Commission, 498-506.
- Joss, J., & Waldvogel, A. (1970, November). A method to improve the accuracy of radar-measured amounts of precipitation. In 14th Conference on radar meteorology (preprints) (pp. 237-238).
- Julier, S.J. and J.K. Uhlmann, 1997, A consistent, debiased method for converting between polar and Cartesian coordinate systems, In proceedings of SPIE: Acquisition, Tracking and Pointing XI, vol. 3086, 110-121.
- Kaltenboeck, Rudolf. "New generation of dual polarized weather radars in Austria." *Extended Abstracts. 7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology. Meteo France, Toulouse* ([http://www.meteo.fr/cic/meetings/2012/ERAD/extended\\_abs/NET\\_166\\_ext\\_abs.pdf](http://www.meteo.fr/cic/meetings/2012/ERAD/extended_abs/NET_166_ext_abs.pdf)). 2012.
- Kirstetter, P.E., H. Andrieu, G. Delrieu and B. Boudevillain, 2010, Identification of vertical profiles of reflectivity for correction of volumetric radar data using rainfall classification, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 49, pp. 2167-2180.
- Klazura, G. E. (1977, January). Changes in gage-radar ratios in high rain-rate gradients by varying location and size of radar comparison area. In *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 58, No. 7, pp. 664-664). 45 Beacon ST, Boston, MA 02108-3693: Amer Meteorological SOC.
- Kollias, P., G. Potiriadis, G. Alexakis and E. Serpetzoglou, 2005, The Hellenic weather radar network-upgrades, description and future plans, Hellenic National Meteorological Service (HNMS), Athens.
- Kucera, P.A., W.F. Krajewski, and C.B. Young, 2004, Radar beam occultation studies using GIS and DEM technology: An example study of Guam, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 21, No 7, pp. 995-1006.

- Lakshmanan, V., Smith, T., Hondl, K., Stumpf, G. J. & Witt, A. 2006 A real-time, three-dimensional, rapidly updating, heterogeneous radar merger technique for reflectivity, velocity, and derived products. *Wea. Forecasting* 21(5), 802–823.
- Langston, C., Zhang, J. & Howard, K. 2007 Four-dimensional dynamic radar mosaic. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 24(5), 776–790.
- Ligda, M., 1951, Radar storm observation, *Compendium of Meteorology*, American Meteorological Society, Boston, pp. 1273-1275.
- Maresca, J.W. and J.R. Barnum, 1979, Remote measurements of the position and surface circulation of hurricane Eloise by HF sky wave radar, *Monthly Weather Review*, Vol. 107, pp. 1648-1652.
- Marshall, J.S., R.C. Langille and W. Mc K. Palmer, Measurements of rainfall by radar, *Journal of Meteorology*, Vol. 4, pp. 186-192.
- Marshall, J.S. and W. Mc K. Palmer, 1948, The distribution of raindrops with size, *Journal of Meteorology*, Vol. 5, pp. 165-166.
- Marshall, J.S., W. Hitschfeld and K.L.S. Gunn, 1955, Advances in radar weather, *Advances in Geophysics*, vol. 2, Academic Press, pp. 1-56.
- Martner, B. E., 1975: Final report on the University of Wyoming's participation in NSSL Project Storm Intercept, 1975 (data analysis). Department of Atmospheric Science University of Wyoming, Laramie, Wyo., 14 pp.
- McLaughlin, David J., and V. Chandrasekar. "Short wavelength technology and the potential for distributed networks of small radar systems." *Radar Conference, 2009 IEEE*. IEEE, 2009.
- Meischner, P., G. Collier, A. Illingworth, J. Joss and W. Randeu, 1997, Advance weather radar systems in Europe: The COST 75 action, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, No.7, pp. 1411-1430.
- Michelson, D.B. and D. Sunhede, 2004, Spurious weather radar echo identification and removal using multisource temperature information, *Meteorological Applications*, Vol. 11, pp. 1-14.
- Mie, G., 1908, Contributions to the optics of suspended media, specifically colloidal metal suspensions, *Ann Phys*, Vol. 25, pp. 377-445.
- Merrill, R.T. and M. Mc W. Elhinny, 1983, The Earth's magnetic field: its history, origin and planetary perspective, Academic Press Inc., New York, p. 394.
- Petersen, W.A., S.W. Nesbitt, R.J. Blakeslee, R. Cifelli, P. Hein and S.A. Rutledge, 2002, TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon, *Journal of Climate*, Vol. 15, pp. 1278-1294.
- Probert-Jones, J.R., 1962, The radar equation in Meteorology, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 88, pp. 485-495.
- Rinehart, R.E., 1991, Spurious velocities in Doppler radar data caused by a moving antenna feed

- horn, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 8, pp. 733-745.
- Rocken, C., R. Anthes, M. Exner, D. Hunt, S. Sokolovski, R. Ware, M. Gorbunov, W. Schreiner, D. Feng, B. Herman, Y. Kuo and X. Zou, 1997, Analysis and validation of GPS.MET data in the neutral atmosphere, Journal of Geophysical Research, Vol. 102, pp. 29849-29866.
- Rogers, R. R. (1971). The effect of variable target reflectivity on weather radar measurements. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 97(412), 154-167.
- Ryde, J.W., 1946, The attenuation and radar echoes produced at centimeter wavelengths by various meteorological phenomena. Meteorological factors in radio wave propagation, Physics Society and Royal Meteorological Society, pp. 169.
- Saffle, R. E., & Greene, D. R. (1978). The role of radar in the flash flood watch warning system: Johnstown examined. In 18th Conference on Radar Meteorology, Atlanta.
- Sauvageot, H., 1992, Radar Meteorology, Artech House Radar Library, Norwood (MA), p. 384.
- Serafin, R.J. and J.W. Wilson, 2000, Operational weather radar in the United States: Progress and opportunity, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 81, pp. 501-518.
- Sheppard, B.E., 1990, Measurement of raindrop size distributions using a small Doppler radar, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 7, pp. 255-268.
- Sheppard, B.E., and P.I. Joe, 1994, Comparison of raindrop size distribution measurements by a Joss-Waldvogel disdrometer, a PMS 2DG spectrometer, and a POSS Doppler radar, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 11, pp. 874-887.
- Sioutas, M. and H.A. Flocas, 2003, Hailstorms in Northern Greece: Synoptic patterns and thermodynamic environment, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 75, pp. 189-202.
- Smith, C.J., 1986, The reduction of errors caused by bright bands in quantitative rainfall measurements made using radar, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 3, pp. 129-141.
- Smith, J.A. and W.F. Krajewski, 1991, Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates, Journal of Applied Meteorology, Vol. 30, pp. 397-412.
- Smith, J.A., D.J. Seo, M.L. Baeck and M.D. Hudlow, 1996, An intercomparison study of NEXRAD precipitation estimates, Water Resources Research, Vol. 32, pp. 2035-2045.
- Steiner, M. and J. Smith, 2002, Use of three-dimensional reflectivity structure for automated detection and removal of non-precipitation echoes in radar data, Journal of atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 19, pp. 673-686.
- Trabal, Jorge M., et al. "Remote Sensing of Weather Hazards Using a Low-Cost and Minimal Infrastructure Off-the-Grid Weather Radar Network." *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 51.5 (2013): 2541-2555.
- Twomey, S. (1953). On the measurement of precipitation intensity by radar. Journal of Meteorology,



10(1), 66-67.

- Ulbrich, C.W. and L.G. Lee, 1999, Radar measurement error by WSR-88D radars due to variations in Z-R law parameters and the radar constant, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 16, pp. 1017-1024.
- Villarini, G., and W.F. Krajewski, 2009, Empirically-based modeling of radar-rainfall uncertainties for a C-band radar at different time-scales, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 135, pp. 1424-1438.
- Whiton, R.C., P.L. Smith, S.G. Bigler, K.E. Wilk and A.C. Harbuck, 1988, History of operational use of weather radar by U.S. Weather Services. PART I: The pre-NEXRAD Era, Weather and Forecasting, American Meteorological Society, vol. 13, No 2, pp. 219-243.
- Wilson, J. W. (1964). Evaluation of precipitation measurements with the WSR-57 weather radar. *Journal of Applied Meteorology*, 3(2), 164-174.
- Wilson, J. W. (1975). Radar-gage precipitation measurements during the IFYGL. CEM Report 4177-540 November 1975. 141 p, 24 fig, 10 tab, 28 ref. NOAA 03-5-022-17.
- Wilson, J. W., 1975a: Radar-gage precipitation measurements during the IFYGL. CEM Rept. 4177-4546, The Center for the Environment and Man, Hartford, Conn., 121 pp.
- Wilson, J.W., 1976, Radar-rain gauge precipitation measurements: A summary, Preprints, Conference on Hydrometeorology, Fort Worth, American Meteorological Society, 72-75.
- Wilson, J.W., and E.A. Brandes, 1979, Radar measurement of rainfall-A summary, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 60, No 9, pp. 1048-1058.
- Wilson, D.R., A.J. Illingworth and T.M. Blackman, 1995, The use of Doppler and polarization data to identify ground clutter and anomalous propagation, *COST 75 Weather Radar Systems*, C.G. Collier, Edition, European Commission, 574-583.
- Wurman, J., J. Straka, E. Rasmussen, M. Randall and A. Zahrai, 1997, Design and deployment of a portable, pencil-beam, pulsed, 3-cm Doppler radar, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 14, pp. 1502-1512.
- Zawadski, I., 1984, Factors affecting the precision of radar measurement of rain, In 22<sup>nd</sup> Conference on radar meteorology, Zurich, Switzerland, American Meteorological Society, pp. 251-256.
- Zhang, J., Langston, C. & Howard, K. 2008 Brightband identification based on vertical profiles of reflectivity from the WSR-88D. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 25(10), 1859–1872.

## ΕΛΛΗΝΙΚΗ

Ανδρεάδης, Γ. και Π. Ζαμπίτης, 2005, Ανάλυση σύγχρονων συστημάτων ραντάρ με τη βοήθεια του λογισμικού M.S.R.A., Πτυχιακή εργασία, Σχολή Τεχνολογικών Εφαρμογών, Τμήμα Πληροφορικής & Επικοινωνιών, Τομέας Τηλεπικοινωνιών και Δικτύων, Τεχνολογικό

Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Σερρών.

ΑΠΘ, 2014, Πληροφορίες από την σελίδα [http://www.geo.auth.gr/318\\_lab/rain.htm](http://www.geo.auth.gr/318_lab/rain.htm)

Ιακωβάκης, Δ. 2008, Μη ιονίζουσα ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία και οι βιολογικές της επιδράσεις, Διπλωματική εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Σχολή Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Μηχανικών Υπολογιστών.

Καρακώστας, Θ., Αξιολόγηση του Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας των καλλιεργειών, Εκδόσεις Ζήτη, 128 σελίδες, Θεσσαλονίκη, 2002.

Καρτάλης, Κ., και Χ. Φείδας, Αρχές και εφαρμογές της δορυφορικής τηλεπισκόπησης, Β. Γκιούδας Εκδοτική, 281 σελίδες, Αθήνα, 2006

Καφετζιδάκης, Χ., 2011, Διερεύνηση χωροχρονικής εξέλιξης καταιγίδας, Διπλωματική εργασία, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.

Κτιστάκης, Π., 2012, Αρχική εκπαίδευση Ελεγκτών Εναέριας Κυκλοφορίας (ΕΕΚ): Εξοπλισμός και συστήματα, Υπηρεσία Πολιτικής Αεροπορίας, Σχολή Πολιτικής Αεροπορίας, Ελληνικό, Αθήνα.

Μακρογιάννης, Τ.Ι., και Χ.Σ. Σαχσαμάνογλου, Γενική Μετεωρολογία, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, 367 σελίδες, Θεσσαλονίκη, 1998.

Μπαλτάς, Ε., 1996, Εκτίμηση και πρόγνωση καταιγίδων και πλημμυρών με τη χρήση μετεωρολογικού ραντάρ, Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Τομέας Υδάτινων Πόρων, Υδραυλικών & Θαλάσσιων Έργων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.

Μπαλτάς, Ε. και Ε. Αφτιάς, 1998, Πρόγνωση πλημμυρών με χρήση στοιχείων ραντάρ, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.

Μπαλτάς, Ε., Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, 363 σελίδες, Αθήνα, 2006. (Το κεφάλαιο 12 είναι διαθέσιμο στο διαδίκτυο από τη διεύθυνση: [http://itia.ntua.gr/courses/hydrometeo/12\\_Baltas\\_%CE%92.pdf](http://itia.ntua.gr/courses/hydrometeo/12_Baltas_%CE%92.pdf) )

Παρασκευόπουλος, Ν.Κ., 2006, Ανάπτυξη μεθόδων επεξεργασίας σημάτων σε ραντάρ συνεχούς σήματος για μέτρηση της κίνησης στόχων, Διδακτορική διατριβή, Σχολή Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Μηχανικών Υπολογιστών, Τομέας Συστημάτων Μετάδοσης Πληροφορίας και Τεχνολογίας Υλικών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο.

Πουράνης Σ., 2010, Δημιουργία χωρικής βάσης κλιματικών στοιχείων, διατύπωση τυπικών ερωτημάτων σε περιβάλλον ORACLESPATIAL 11G και απεικόνισης τους σε περιβάλλον GOOGLEEARTH, Μεταπτυχιακή διατριβή, Σχολή Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.

Σάγος, Γ. Α. και Ν. Γ. Μαλαχίας, Αρχές ραντάρ και ηλεκτρονικού πολέμου, Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Β' Έκδοση, 376 σελίδες, Αθήνα 2004.

Σιούτας, κ.ά., 2010, Ετήσια Έκθεση Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας 2009,

ΕΛ.Γ.Α.-ΚΕ.Μ.Ε., 110 σελίδες, Αεροδρόμιο Μακεδονία, Θεσσαλονίκη.

Τσαγκαλίδης, Ε., 2011, Μετεωρολογικές βάσεις δεδομένων: Εφαρμογές εξόρυξης πληροφορίας και επίδραση της διαμόρφωσης της εισόδου στην απόδοσή τους, Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Εφαρμοσμένης Πληροφορικής, Πανεπιστήμιο Μακεδονίας.

Φόρης, Δ.Β., 2006, Εννοιολογικό μοντέλο των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Κεντρικής Μακεδονίας, Διδακτορική διατριβή, Σχολή Θετικών Επιστημών, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Wikipedia, 2014. Πληροφορίες από τη

σελίδα <http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%92%CF%81%CE%BF%CF%87%CE%AE>,

ημερομηνία πρόσβασης 10/10/2014.