



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ
ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ «ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ»

Μεταπτυχιακή Διατριβή

ΒΑΓΙΑ ΔΑΓΚΛΗ
ΓΕΩΠΟΝΟΣ, ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΣ

Θεσσαλονίκη, 2017



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ
ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ «ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ»

Μεταπτυχιακή Διατριβή

ΒΑΓΙΑ ΔΑΓΚΛΗ
ΓΕΩΠΟΝΟΣ, ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΣ

Εξεταστική Επιτροπή
Καθηγητής Θεόδωρος Καρακώστας, επιβλέπων
Αναπληρωτής Καθηγητής, Πρόδρομος Ζάνης, μέλος τριμελούς επιτροπής
Επίκουρος Καθηγητής, Ιωάννης Πυθαρούλης, μέλος τριμελούς επιτροπής

Θεσσαλονίκη, 2017



Αφιερωμένο στην κόρη μου

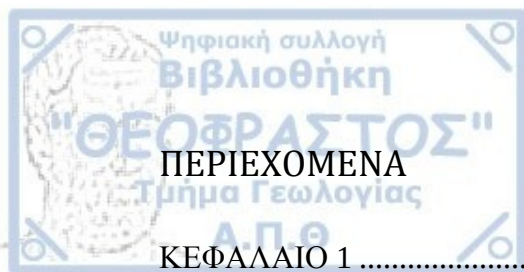


Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή της διπλωματικής εργασίας μου, καθηγητή Θεόδωρο Καρακώστα, για την πολύτιμη βοήθεια, τις καίριες υποδείξεις του και το χρόνο που αφιέρωσε καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής μου. Επίσης, είμαι ευγνώμων στα υπόλοιπα μέλη της τριμελούς επιτροπής, τον αναπληρωτή καθηγητή Πρόδρομο Ζάνη και τον επίκουρο καθηγητή Ιωάννη Πυθαρούλη για το ενδιαφέρον τους και το χρόνο που μου αφιέρωσαν.

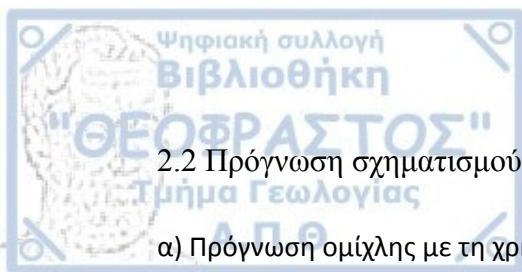
Ευχαριστώ την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία για την παροχή των δεδομένων και την Υπηρεσία Πολιτικής Αεροπορίας για την παροχή των πολύτιμων πληροφοριών και στοιχείων για την εκπόνηση της διατριβής μου.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στους γονείς μου Κωνσταντίνο και Χριστίνα για την υποστήριξη τους και την ολόψυχη αγάπη τους όλα αυτά τα χρόνια που είναι πάντα δίπλα μου και στο σύζυγο μου Ευστράτιο για τη συμπαράσταση κατά τη διάρκεια των σπουδών μου.

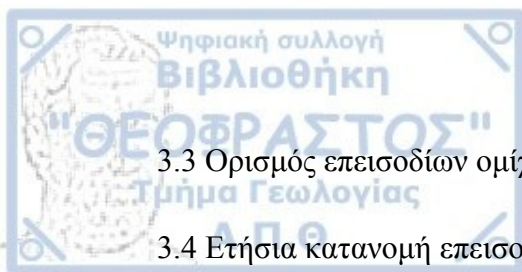


ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	11
ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ	11
1.1 Εισαγωγικές έννοιες.....	11
1.2 Περιοχές εμφάνισης ομίχλης	12
1.3 Κατηγοριοποίηση ομίχλης.....	13
1.4 Είδη ομίχλης που εμφανίζονται στο αεροδρόμιο «Μακεδονία»	15
1.4.1 Ομίχλη ακτινοβολίας (radiation fog).....	16
1.4.2 Ομίχλη μεταφοράς (advection fog).....	21
lowering fog or inversion fog)	23
1.4.4 Ομίχλη Βροχής ή μετωπική ομίχλη (precipitation fog or frontal fog).....	24
1.4.5 Πρωινή ομίχλη εξάτμισης (morning evaporation fog)	25
1.5 Τρόποι σχηματισμού ομίχλης	26
1.6 Μικροφυσικά χαρακτηριστικά της ομίχλης.....	27
1.7 Τρόποι ανίχνευσης της ομίχλης	31
1.7.1 Η παρατήρηση της ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία	33
1.8 Επιπτώσεις του φαινομένου της ομίχλης.....	35
1.8.1 Αρνητικές επιπτώσεις.....	36
1.8.2 Θετικές επιπτώσεις	38
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	43
ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΔΙΑΛΥΣΗΣ ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ.....	43
2.1 Εισαγωγή	43

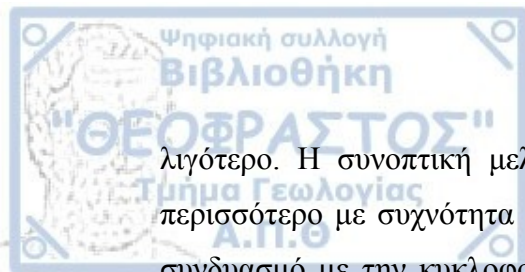


2.2 Πρόγνωση σχηματισμού ομίχλης	43
α) Πρόγνωση ομίχλης με τη χρήση δορυφορικών εικόνων	43
β) Πρόγνωση ομίχλης με τη χρήση εμπειρικών μεθόδων και εύρεση θερμοκρασίας ομίχλης	44
Μέθοδος Saunders	44
Μέθοδος Craddock and Pritchard	47
γ) Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης με βάση την ελάχιστη παρατηρούμενη θερμοκρασία (Tmin)	47
δ) Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης με βάση τη δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850hPa (θ_{w850})	48
ε) Crossover ή UPS (United Parcel Service) Fog Technique	49
ζ) Δείκτης ευστάθειας ομίχλης (Fog Stability Index – FSI)	50
2.2.1 Η σημασία των μετεωρολογικών παραμέτρων στην ομίχλη	51
2.3 Πρόγνωση διάλυσης ομίχλης	52
α) Εύρεση της θερμοκρασίας διάλυσης της ομίχλης με βάση το τεφίγραμμα	52
β) Πρόγνωση της ώρας διάλυσης της ομίχλης με το απαιτούμενο ποσό ηλιακής ακτινοβολίας	55
γ) Πρόγνωση της διάλυσης της ομίχλης χωρίς την ηλιακή ακτινοβολία	56
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	58
ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ	58
Α. Κλιματολογική μελέτη	58
3.1 Δεδομένα	58
3.2 Περιοχή μελέτης	58



3.3 Ορισμός επεισοδίων ομίχλης	59
3.4 Ετήσια κατανομή επεισοδίων ομίχλης.....	60
3.5 Μηνιαία κατανομή επεισοδίων ομίχλης	62
3.6 Ημερήσια κατανομή επεισοδίων ομίχλης.....	63
3.7 Θερμοκρασία κατά το σχηματισμό και τη διάλυση της ομίχλης.....	64
3.8 Ένταση ομίχλης	66
3.9 Διάρκεια ομίχλης	70
3.10 Ταξινόμηση επεισοδίων ομίχλης	72
3.10.1 Διάρκεια των ταξινομημένων ειδών ομίχλης	74
B. Συνοπτική μελέτη.....	76
3.11 Συνοπτική κατάταξη	76
3.12 Ανάλυση επεισοδίου ομίχλης	80
3.12.1 Επεισόδιο ομίχλης με επικράτηση νοτιοδυτικής (ΝΔ) κυκλοφορίας	80
3.12.2 Επεισόδιο ομίχλης με επικράτηση κυκλοφορίας ανοιχτού κυματισμού αυλών (L-1).....	83
3.12.3 Επεισόδιο ομίχλης με επικράτηση συνδυασμού υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων (H-L κυκλοφορία)	87
Γ. ΣΧΕΣΕΙΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΩΝ ΚΑΙ ΕΙΔΩΝ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ	90
Δ. ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ	92
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	95
ΣΥΝΟΨΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	95
Βιβλιογραφία	99

Στην παρούσα εργασία επεξεργάζονται δεδομένα επιφανείας από τακτικές και έκτακτες μετεωρολογικές παρατηρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας (LGTS) του Περιφερειακού Μετεωρολογικού Κέντρου Μακεδονία, στη Θεσσαλονίκη, καθώς επίσης και δεδομένα του αεροδρομίου, που αφορούν ακυρώσεις και καθυστερήσεις πτήσεων και ώρες καθυστέρησης πτήσεων, λόγω του φαινομένου της ομίχλης. Στο κεφάλαιο 1 παρουσιάζονται εισαγωγικές έννοιες της ομίχλης, οι περιοχές εμφάνισής της ανά τον κόσμο και κατ' επέκταση στην Ελλάδα. Κατηγοριοποιείται η ομίχλη, με βάση τη θερμοκρασία και τη σχετική υγρασία, αναλύονται διεξοδικά τα είδη που εμφανίζονται στην περιοχή του αεροδρομίου και οι τρόποι σχηματισμού της. Παρουσιάζονται επιπλέον τα μικροφυσικά χαρακτηριστικά της ομίχλης και η ανίχνευσή της στο αεροδρόμιο. Στο κεφάλαιο 2 παρουσιάζονται μεθοδολογίες της πρόγνωσης σχηματισμού και διάλυσης της ομίχλης και αναλύονται κάποιες εμπειρικές μέθοδοι εύρεσης της θερμοκρασίας ομίχλης και της πιθανότητας σχηματισμού της. Το κεφάλαιο 3 αποτελείται από τέσσερα τμήματα που περιλαμβάνουν α) την κλιματολογική μελέτη 812 επεισοδίων ομίχλης για 44 έτη (1971-2014), β) τη συνοπτική μελέτη με ταξινόμηση 201 επεισοδίων ομίχλης για 10 έτη (2001-2010) και τη συνοπτική κατάταξη 166 ημερών ομίχλης για την ίδια χρονική περίοδο με βάση τη συνοπτική κυκλοφορία στην ανώτερη ατμόσφαιρα, γ) τις συχνότητες εμφάνισης συνοπτικών τύπων αναφορικά με κάθε είδος ομίχλης και δ) τις συνέπειες και τα προβλήματα που δημιουργεί η ομίχλη στο αεροδρόμιο Μακεδονία. Στο αεροδρόμιο περίπου 19 μέρες το χρόνο επικρατεί ομίχλη, με το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης (63%) το τρίμηνο Νοεμβρίου-Ιανουαρίου. Οι ομίχλες σχηματίζονται κατά το μεγαλύτερο ποσοστό (30,2%) μεταξύ 6 και 8 τοπική ώρα και διαλύονται μεταξύ 8 και 12 τοπική ώρα με συχνότητα διάλυσης 59%. Από την ταξινόμηση προέκυψε ότι τα είδη ομίχλης με τη μεγαλύτερη συχνότητα στο αεροδρόμιο Μακεδονία είναι οι ομίχλες ακτινοβολίας και οι ομίχλες ελάττωσης της βάσης του νέφους κατά 34% και 28% αντίστοιχα. Οι ομίχλες ακτινοβολίας διαρκούν περισσότερο, ενώ οι ομίχλες πρωινής εξάτμισης, διαρκούν το



λιγότερο. Η συνοπτική μελέτη έδειξε ότι η νοτιοδυτική κυκλοφορία συναντάται περισσότερο με συχνότητα εμφάνισης 39%, η αντικυκλωνική κυκλοφορία (H-1) σε συνδυασμό με την κυκλοφορία H-L έχει συχνότητα εμφάνισης 29% και τρίτη στη σειρά έρχεται η κυκλωνική κυκλοφορία (L) που αντιστοιχεί σε ποσοστό 18% ομίχλης και της πιθανότητας να σχηματιστεί ομίχλη. Στο κεφάλαιο 4, αναλύονται τα συμπεράσματα της παρούσας διατριβής.



ABSTRACT

In the present work, surface data from regular and irregular meteorological observations of the meteorological surface and upper atmosphere station (LGTS) of the District Meteorological Centre Macedonia (DMCM), Thessaloniki, are being processed, as well as data airport that are related to cancelled flights and delay flights and hours of delay flights, due to the fog phenomenon. Chapter 1 presents introductory concepts of fog, areas of appearance around the world and by extension in Greece. Fog is categorized based on temperature and relative humidity, types of fog that are formed in the region of the airport and their way of formation, are being analyzed thoroughly. Furthermore, the microphysical characteristics of fog and its observation at the «Macedonia» airport, are being discussed. Chapter 2 presents forecast methodologies of the formation and dissipation of fog, analyzing some empirical methods of fog temperature finding and the probability of fog formation. Chapter 3 constitutes of four sections that include a) the climatological analysis of 812 fog episodes for 44 years (1971-2014), b) the synoptic study consisting the classification of 201 fog episodes for 10 years (2001-2010) and synoptic rating of 166 days of fog for the same period, based on synoptic circulation of upper atmosphere, c) synoptic type frequencies related to the different type fogs and d) the problems and consequence that fog causes to the airport of Thessaloniki. The average annual number of fog episodes is about 19, with the greater frequency (63%) to be encountered from November till January. Fog is formed mainly (30,2%) between 6 and 8 local time and dissipate mainly between 8 and 12 local time with a dissipation frequency of 59%. The classification of fog episodes showed that types of fog at the Macedonia airport are most frequently radiation fogs and cloud base lowering fogs by 34% and 28% respectively. Radiation fogs last longer, while morning evaporation fogs last less. The southwest flow is the most favorable one with a frequency of 39%, the anticyclonic circulation (H-1), in conjunction with H-L synoptic type corresponds to frequency 29% and third in rank is the L synoptic condition that corresponds to 13%. In chapter 4 the conclusions of this study are analyzed.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

1.1 Εισαγωγικές έννοιες

Η ομίχλη (fog) είναι ένα φυσικό μετεωρολογικό φαινόμενο που απαντάται στο οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας, επομένως επηρεάζεται από τις θερμοδυναμικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στο στρώμα αυτό. Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (ΑΟΣ) είναι το χαμηλότερο τμήμα της τροπόσφαιρας το οποίο εφάπτεται στην επιφάνεια της γης και επηρεάζεται άμεσα από την κατάσταση της επιφάνειας μέσω των τυρβωδών ροών ορμής, θερμότητας και υγρασίας (Ζάνης, 2015). Σύμφωνα με το διεθνή ορισμό (Glickman, 2000) η ομίχλη είναι ένα νέφος που άπτεται του εδάφους και αποτελείται από πολυάριθμα νεφοσταγονίδια που αιωρούνται πάνω από την επιφάνεια του εδάφους ή της θάλασσας, περιορίζοντας την οριζόντια ορατότητα κάτω από το 1χλμ (0,62 miles). Στην αεροναυτιλία όμως, στα μετεωρολογικά μηνύματα (metar, speci) όταν επικρατεί ομίχλη με αόρατο ουρανό, γίνεται χρήση της κατακόρυφης ορατότητας, η οποία μετράται σε πόδια (ft). Η σχετική υγρασία στην ομίχλη είναι ίση ή μεγαλύτερη από 90% (Wu et al., 2006). Η ορατότητα (visibility) μετεωρολογικά ορίζεται κατά τη διάρκεια της μέρας, ως η μέγιστη απόσταση στην οποία ένα μαύρο αντικείμενο είναι ορατό και αναγνωρίσιμο στον ορίζοντα, ενώ κατά τη νύχτα αν ο φωτισμός του περιβάλλοντος ήταν στα επίπεδα φωτισμού της μέρας (WMO, 2006).

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την ορατότητα είναι ο υετός, η συγκέντρωση και το μέγεθος των υδρομετεώρων (υγρά αχλύς ή ομίχλη) και των λιθομετεώρων (ξηρά αχλύς ή καπνός) και η υγρασία στην ατμόσφαιρα. Σύμφωνα με τη μελέτη των Wu et al. (2006), όταν η σχετική υγρασία είναι ίση ή μεγαλύτερη από 90% και η ορατότητα μεγαλύτερη ή ίση από 1000μ. τότε τα αιωρούμενα νεφοσταγονίδια που μειώνουν την ορατότητα, ονομάζονται υγρά αχλύς (mist). Ενώ, όταν η ατμοσφαιρική σχετική υγρασία είναι μικρότερη από 90%, λόγω της διάχυσης ή απορρόφησης του προσπίπτοντος φωτός από τα αιωρούμενα μικροσωματίδια, τότε το φαινόμενο αυτό ονομάζεται ξηρά αχλύς (haze). Και στις δύο περιπτώσεις η οριζόντια ορατότητα είναι μικρότερη από 10χλμ. Τα αιωρούμενα αυτά μικροσωματίδια προέρχονται από βιομηχανικές κυρίως εκπομπές, ρύπους από οχήματα και δευτερογενή αερολύματα

που σχηματίζονται μέσα από μια σειρά φωτοχημικών αντιδράσεων. Πολλοί σχηματισμοί της ξηράς αχλύδος δημιουργούνται από την άφθονη συγκέντρωση πυρήνων συμπύκνωσης, που μπορεί να μεγαλώσουν σε μέγεθος και να μετατραπούν σε υγρά αχλύ, ομίχλη, ή νέφος (Glickman, 2000).

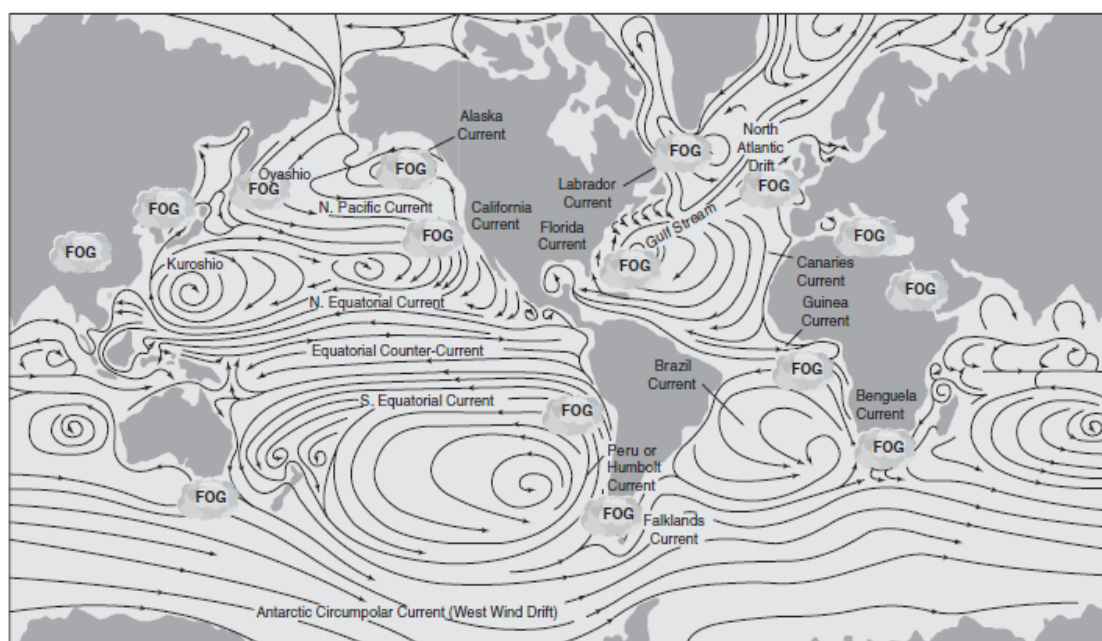
1.2 Περιοχές εμφάνισης ομίχλης

Το φαινόμενο της ομίχλης λαμβάνει χώρα ως επί το πλείστον στις ακτές των ηπείρων, όπου παρέχεται επαρκής υγρασία και υπάρχει αφθονία αερολυμάτων και ιδιαίτερα σε περιοχές που γειτνιάζουν με ψυχρά ωκεάνια ρεύματα. Αυτές είναι ομίχλες μεταφοράς που σχηματίζονται με τη μεγαλύτερη συχνότητα, λόγω της γρήγορης ψύξης των θερμών και υγρών αερίων μαζών από τα ψυχρότερα θαλάσσια ρεύματα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.1, όπου απεικονίζεται η κλιματολογική κατανομή της ομίχλης σε παγκόσμιο επίπεδο. Ενώ, η ομίχλη είναι πιο πιθανό να εμφανιστεί σε ψυχρά κλίματα, όπως σε περιοχές κοντά σε ψυχρά ωκεάνια ρεύματα, μπορεί επίσης να σχηματιστεί και σε ερημικά κλίματα (π.χ. νοτιοδυτική ακτή της Αφρικής και δυτική ακτή της Αυστραλίας).

Το μέρος με τη μεγαλύτερη εμφάνιση ομίχλης στον κόσμο είναι το Hamilton, στη Νέα Ζηλανδία και ακολουθεί το Grand Banks, του νησιού Newfoundland, στον Καναδά, εκεί όπου συναντιέται το ψυχρό ρεύμα του Λαμπραντόρ από τα βόρεια και το θερμότερο ρεύμα του κόλπου του Μεξικού από τα νότια. Εμφάνιση ομίχλης με πολύ μεγάλη συχνότητα επίσης παρουσιάζει και το Point Reye της Καλιφόρνια και η περιοχή Argentia του Καναδά, όπου καταγράφονται περίπου 200 μέρες ομίχλης το χρόνο (Wikipedia/Fog, 2016). Επιπλέον, άλλες περιοχές σχηματισμού του φαινομένου αυτού εμφανίζονται στις ακτές του Περού, λόγω του ρεύματος του Περού ή ψυχρό ρεύμα Humboldt, στις δυτικές ακτές της Ν. Αφρικής (ρεύμα Benguela), στις βορειοδυτικές ακτές της Αφρικής (ρεύμα Καναρίων) και στις δυτικές ακτές της Αυστραλίας (ρεύμα Δ. Αυστραλίας).

Στην Ελλάδα, η ομίχλη παρουσιάζει μεγάλη συχνότητα εμφάνισης στον Έβρο, την Κεντρική Μακεδονία, τη Θεσσαλία, και τις περιοχές των Ιωαννίνων, του Αγρινίου και της Τρίπολης (Ζιακόπουλος, 2008). Στη Λάρισα, ο μέσος ετήσιος αριθμός ημερών ομίχλης φτάνει τις 44,6 ημέρες. Αντίθετα, σε άλλες περιοχές, όπως η

Αθήνα, η ομίχλη εμφανίζεται σπάνια. Στο Σαρωνικό κόλπο, συνήθως σχηματίζονται την άνοιξη ομίχλες, με τη μεταφορά θερμού και υγρού αέρα πάνω από τη θάλασσα αυτή περιοχή. Όταν επικρατεί νότιο ρεύμα, η ομίχλη μεταφέρεται μερικές φορές στα νότια προάστια της Αθήνας και του Πειραιά (Ζιακόπουλος και Φραγκούλη, 2015). Η συχνότητα εμφάνισης της ομίχλης αυξάνεται με την αύξηση του υψομέτρου και του γεωγραφικού πλάτους (Ζιακόπουλος, 2008), γ' αυτό και οι νότιες και νησιωτικές περιοχές έχουν μικρή συχνότητα εμφάνισης ομίχλης.



Σχήμα 1.1. Κλιματολογική κατανομή της ομίχλης σε παγκόσμια κλίμακα (Croft, 2003).

1.3 Κατηγοριοποίηση ομίχλης

Η ομίχλη έχει κατηγοριοποιηθεί με ποικίλες διαφορετικές προσεγγίσεις, με βάση τις θερμοδυναμικές διεργασίες σχηματισμού της. Λεπτομερή περιγραφή μπορεί να βρεθεί στον Willett (1928), Byers (1959), George (1951) και Petterssen (1956). Ο Willett πρώτος και η τροποποιημένη έρευνα του Byers (1959) έπειτα, εδραίωσαν την κατηγοριοποίηση της ομίχλης σε ένδεκα (11) διαφορετικά είδη, ανάλογα με τις φυσικές διεργασίες που διέπουν την κάθε μια και παράγουν τον κορεσμό, ή σχεδόν κορεσμό του αέρα και ορίζει τους δύο τύπους με τη μεγαλύτερη συχνότητα, την

ομίχλη ακτινοβολίας και την ομίχλη μεταφοράς. Ο Petterssen (1956) κατηγοριοποίησε την ομίχλη με βάση τη θερμοκρασία της σε τρεις απλές κατηγορίες που διακρίνονται: i) στην υγρή ομίχλη για $T > -10\text{ }^{\circ}\text{C}$, ii) στην ομίχλη μικτής φάσης για $-10\text{ }^{\circ}\text{C} > T > -30\text{ }^{\circ}\text{C}$ και iii) στην ομίχλη πάγου για $T < -30\text{ }^{\circ}\text{C}$. Σύμφωνα με τους Gultepe et al. (2007), η κατηγοριοποίηση της ομίχλης βασίζεται σε φυσικές (ομίχλη πάγου) και θερμοδυναμικές ιδιότητες (ομίχλη ανάμιξης), σε δυναμικές διαδικασίες (τυρβώδης ομίχλη), στη χημική σύσταση των μορίων (ξηρή ομίχλη), και σε τοπογραφικά και μετεωρολογικά χαρακτηριστικά (μετωπική ομίχλη).

Πιο πρόσφατα, οι Toth et al. (2010) κατηγοριοποίησαν την ομίχλη με βάση τη θερμοκρασία (T), τη σχετική υγρασία σε σχέση με το νερό (RH_w), και τη σχετική υγρασία σε σχέση με τον πάγο (RH_i), σε πέντε κατηγορίες: α) θερμή ομίχλη (warm fog), β) ψυχρή ομίχλη με υπέρψυχρα νεφοσταγονίδια (freezing fog with freezing droplets), γ) ομίχλη μικτής φάσης που περιέχει υπέρψυχρα νεφοσταγονίδια και παγοκρύσταλλους (mixed phase fog that includes droplets and ice particles), δ) ομίχλη πάγου με ετερογενή πυρηνοποίηση (ice fog with heterogeneous nucleation) και ε) ομίχλη πάγου με ομογενή πυρηνοποίηση (ice fog with homogeneous nucleation). Η κατάταξη αυτή, η οποία παρουσιάζεται στον Πίνακα 1.1 στηρίχθηκε σε έρευνες σχετικά με την ομίχλη των Gultepe et al. (2008 και 2009). Η ομίχλη που περιέχει νεφοσταγονίδια σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες του 0°C ονομάζεται θερμή ομίχλη, ενώ η ομίχλη που περιέχει νεφοσταγονίδια σε θερμοκρασίες μικρότερες ή ίσες του 0°C ονομάζεται ψυχρή ομίχλη. Η ομίχλη μικτής φάσης συνίσταται από υπέρψυχρα νεφοσταγονίδια και παγοκρυστάλλους. Η ομίχλη πάγου με ετερογενή πυρηνοποίηση συνήθως συμβαίνει όταν $T < -10^{\circ}\text{C}$, όμως μπορεί να σχηματιστεί και σε θερμότερες θερμοκρασίες (π.χ. -5°C) και $\text{RH}_i > 100\%$ όταν υπάρχουν πυρήνες παγοποίησης (Gultepe et al., 2008). Θα πρέπει να ειπωθεί ότι το κατώφλι του $T = -10^{\circ}\text{C}$, δεν πρέπει να θεωρηθεί ως μια σταθερή απόλυτη τιμή. Επίσης, ο σχηματισμός και ο τύπος της ομίχλης δεν μπορεί άμεσα να συγκριθεί με μικροφυσικές παραμέτρους μέσα στο νέφος. Ως ομογενή πυρηνοποίηση ορίζεται η πυρηνοποίηση η οποία πραγματοποιείται σε απόλυτη απουσία ξένων επιφανειών, ή μικροσκοπικών αιωρημάτων, γι' αυτό στην περίπτωση αυτή η διαδικασία της παγοποίησης ξεκινάει σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες, περίπου στους -40°C . Αντίθετα, με την ετερογενή πυρηνοποίηση, η διαδικασία της πυρηνοποίησης

υποβοηθείται από την παρουσία ξένων επιφανειών, ή μικροσκοπικών αιωρημάτων με σχήμα παρόμοιο του φυσικού πάγου, των πυρήνων παγοποίησης. Οι παγοκρύσταλλοι σε αυτή την περίπτωση της ετερογενούς πυρηνοποίησης εμφανίζονται σε θερμοκρασίες μικρότερες από -15°C (Καρακώστας, 2015).

Πίνακας 1.1. Κατηγοριοποίηση της ομίχλης με βάση τη T και τη RH

Είδος ομίχλης	T ($^{\circ}\text{C}$)	RH %
Θερμή ομίχλη (warm fog)	$T > 0$	$\text{RH}_w = 100$ (κορεσμένο νερό)
Ψυχρή ομίχλη με υπέρψυχρα νεφοσταγονίδια (freezing fog with freezing droplets)	$0 \geq T > -10$	$\text{RH}_w > 99$ (κορεσμένο νερό)
Ομίχλη μικτής φάσης που περιέχει υπέρψυχρα νεφοσταγονίδια και παγοκρυστάλλους (mixed phase fog that includes droplets and ice particles)	$-10 > T > -40$	$\text{RH}_w > 99$ ($\text{RH}_i > 99$) (κορεσμένο νερό και πάγος)
Ομίχλη πάγου (ετερογενής πυρηνοποίηση) (ice fog with heterogeneous nucleation)	$T \leq -10$	$\text{RH}_i \geq 100$, αλλά $\text{RH}_w < 100$ (κορεσμένος πάγος)
Ομίχλη πάγου (ομογενής πυρηνοποίηση) (ice fog with homogeneous nucleation)	$T < -40$	$\text{RH}_i > 99$

Πηγή: Toth et al., 2010

1.4 Είδη ομίχλης που εμφανίζονται στο αεροδρόμιο «Μακεδονία»

Οι μελέτες που έχουν γίνει από έλληνες ερευνητές, όσο αφορά τα είδη της ομίχλης που απαντώνται στην περιοχή του Αεροδρομίου Μακεδονία, είναι του Angouridaki (1973) και του Χούσου κ.άλ. (2008), οι οποίοι κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η ομίχλη ακτινοβολίας και η μετωπική ομίχλη, λόγω έλευσης κυρίως θερμού μετώπου, παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης. Ο Foris (2002)

συμπεράνε ότι η ομίχλη ακτινοβολίας εμφανίζεται στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» με τη μεγαλύτερη συχνότητα. Τέλος, από τη μελέτη της Στολάκη (2011) για τη χρονική περίοδο 1991-2005, προκύπτει ότι τα συνηθέστερα είδη ομίχλης που απαντώνται είναι η ομίχλη μεταφοράς και η ομίχλη ακτινοβολίας, που αντιστοιχούν στο 30% και 29%, αντίστοιχα, του συνολικού πλήθους των επεισοδίων που ταξινομήθηκαν. Άλλα είδη που προέκυψαν από την ταξινόμηση της Στολάκη (2011) ήταν η ομίχλη λόγω ελάττωσης της βάσης του νέφους με συχνότητα 22% και η ομίχλη βροχής με τη μικρότερη συχνότητα (5%). Στη συνέχεια περιγράφονται με λεπτομέρεια αυτά τα είδη ομίχλης που απαντώνται στην περιοχή, η ομίχλη ακτινοβολίας, η ομίχλη μεταφοράς, η ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους, η ομίχλη βροχής και η πρωινή ομίχλη εξάτμισης που προέκυψε επιπλέον ως επιστέγασμα της παρούσας μελέτης.

1.4.1 Ομίχλη ακτινοβολίας (radiation fog)

Κατά τη διάρκεια της νύχτας, λόγω εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας, η επιφάνεια του εδάφους ψύχεται, με αποτέλεσμα να ψύχεται και ο υπερκείμενος του εδάφους αέρας διά επαφής, το οποίο οδηγεί στο σχηματισμό της ομίχλης ακτινοβολίας. Η ομίχλη αυτού του είδους χαρακτηρίζεται από θερμοκρασιακή αναστροφή κοντά στην επιφάνεια (Willett 1928), εξαιτίας της νυχτερινής ψύξης του οριακού στρώματος. Το ύψος του ευσταθούς οριακού στρώματος είναι συνήθως της τάξης των 100-500m.

Κατά τον Taylor (1917), η ομίχλη ακτινοβολίας σχηματίζεται, τις αίθριες νύχτες της χειμερινής περιόδου, και οι ευνοϊκές συνθήκες για το σχηματισμό της, είναι οι παρακάτω: Αnéφελος ουρανός, ή ύπαρξη περιορισμένων λεπτών και υψηλών νεφών τύπου θυσάνων, υγρός αέρας κάτω των 100m, υγρό έδαφος και ασθενής επιφανειακός άνεμος. Όλες αυτές οι συνθήκες απαντώνται συνήθως σε περιοχές με αντικυκλωνικά συστήματα. Ο αίθριος, ή σχεδόν αίθριος ουρανός επιταχύνει την ψύξη, καθώς η μεγάλου μήκους κύματος υπέρυθρη ακτινοβολία από την επιφάνεια της γης φεύγει ανεμπόδιστη στην ατμόσφαιρα, ενδυναμώνοντας έτσι την αναστροφή θερμοκρασίας. Οι συνθήκες του εδάφους (περιεχόμενο σε υγρασία, κάλυψη σε βλάστηση, κλπ) και ο τύπος του εδάφους επηρεάζουν την εδαφική θερμική

αγωγιμότητα, η οποία παίζει σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό της ομίχλης ακτινοβολίας. Τα αργιλώδη και αμμώδη εδάφη έχουν υψηλή θερμική αγωγιμότητα και δημιουργούν βέλτιστες συνθήκες για την ανάπτυξη αυτού του είδους της ομίχλης, όταν συνεργούν και οι άλλοι παράγοντες. Ευνοϊκές περιοχές σχηματισμού της ομίχλης είναι οι πεδινές εκτάσεις και οι κοιλάδες, καθώς και οι ελώδεις εκτάσεις. Γι' αυτό, και η κοιλάδα του Ανθεμούντα, στην περιοχή του Αεροδρομίου Μακεδονίας αποτελεί ύψιστης σημασίας παράγοντας στην εμφάνιση του τύπου αυτού της ομίχλης.

Η ομίχλη ακτινοβολίας σύμφωνα με το Saunders (1997), διακρίνεται από το στάδιο εναπόθεσης δρόσου, το αρχικό στάδιο σχηματισμού, το ώριμο στάδιο και το στάδιο διάλυσης, τα οποία περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω. Στο Σχήμα 1.2 παρουσιάζονται σχηματικά τα στάδια σχηματισμού της ομίχλης ακτινοβολίας με τα βασικά χαρακτηριστικά τους.

α) Στάδιο εναπόθεσης δρόσου

Οι φυσικές διεργασίες που οδηγούν στο σχηματισμό ομίχλης ακτινοβολίας φαίνονται στο Σχήμα 1.2.α. Υπό ευνοϊκές συνθήκες, δηλαδή, απουσίας ή ελάχιστων νεφών και ασθενών ανέμων στα 10m. κάτω από 7 kts ξεκινά μια έντονη και γρήγορη ψύξη της επιφάνειας του εδάφους, λόγω νυχτερινής ακτινοβολίας. Έτσι, επιτυγχάνεται ταχεία πτώση της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους, καθώς η ψύξη αυτή υπερτερεί της ροής θερμότητας του εδάφους από τα βαθύτερα στρώματα προς την επιφάνεια. Οι υδρατμοί του παρεδάφιου στρώματος αέρα συμπυκνώνονται και εναποτίθενται ως δρόσος ή πάχνη στην επιφάνεια του εδάφους. Η εναπόθεση δρόσου ξηραίνει τον αέρα που βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος και επιβραδύνει την ψύξη με την προσθήκη λανθάνουσας θερμότητας συμπύκνωσης. Δημιουργείται θερμοκρασιακή αναστροφή στα χαμηλότερα στρώματα κοντά στην επιφάνεια.

β) Αρχικό στάδιο σχηματισμού ομίχλης

Με τη συνεχιζόμενη ψύξη, η περίσσεια των υδρατμών του παρεδάφιου στρώματος αρχίζει να συμπυκνώνεται στα νεφοσταγονίδια της ομίχλης. Όσο περισσότερο ψύχεται το επιφανειακό στρώμα, τόσο το οριακό στρώμα καθίσταται θερμικά πιο σταθερό, αποδυναμώνοντας και σταματώντας τις τυρβώδεις κινήσεις



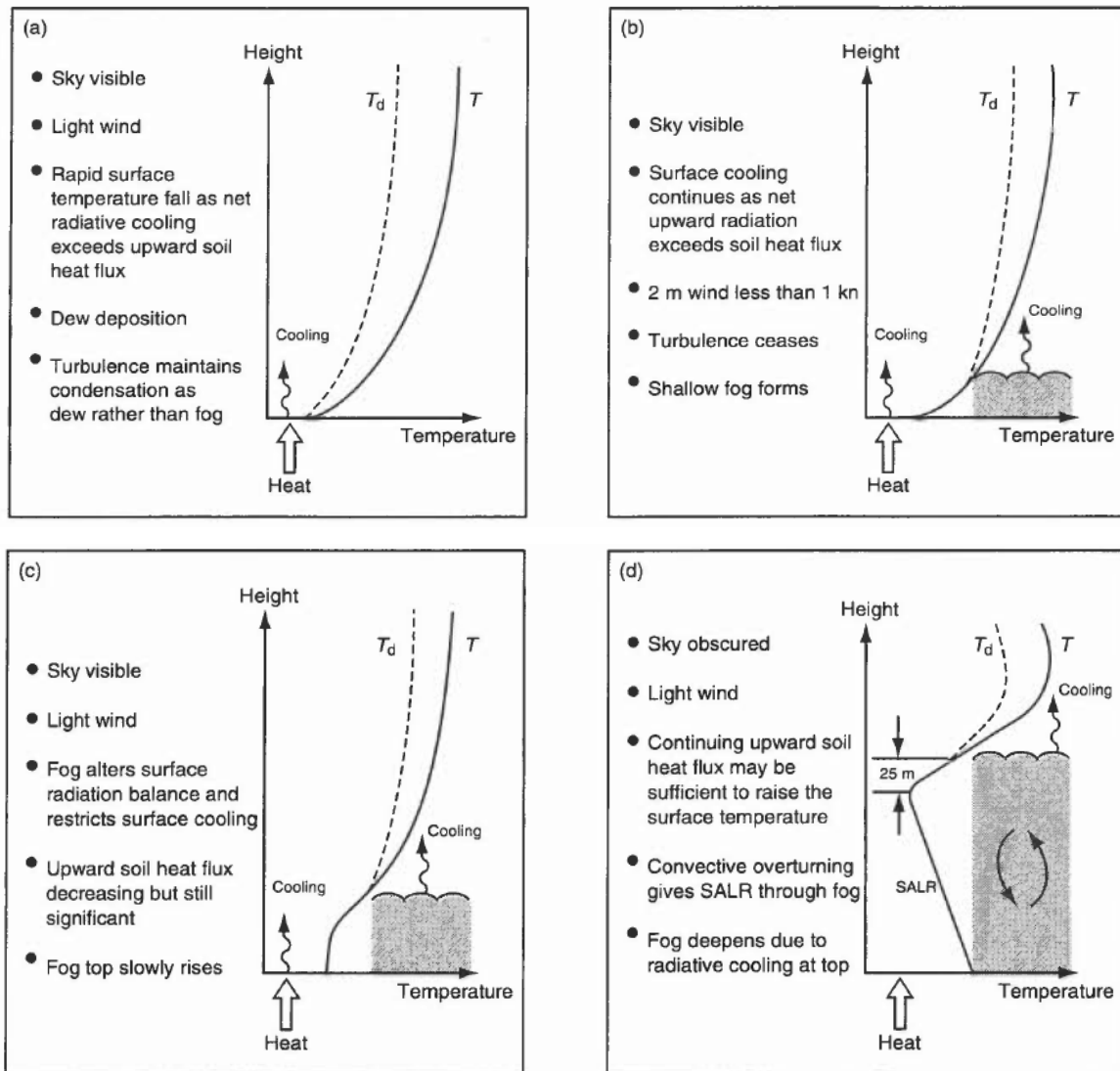
πάνω από το έδαφος. Με την απουσία των στροβίλων ψύχεται και η κορυφή του στρώματος της ομίχλης (Σχήμα 1.2.b).

γ) Ωριμο στάδιο ανάπτυξης ομίχλης με ορατό ουρανό

Στη φάση του ώριμου σταδίου ανάπτυξης με ορατό ουρανό, η ομίχλη αναπτύσσεται σε βάθος και η ψύξη λόγω ακτινοβολίας της επιφάνειας είναι μικρότερη από το προηγούμενο στάδιο, ενώ αυξάνεται η ψύξη από το ανώτερο στρώμα της ομίχλης, το οποίο ακτινοβολεί μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και έχει ως συνέπεια τη δημιουργία ψυχρών στροβίλων, που συντελούν στην ανάμιξη του στρώματος της ομίχλης. Συνεπώς, το στρώμα γίνεται ασταθές, με την ανάπτυξη των τυρβωδών κινήσεων. Η ανοδική ροή θερμότητας του εδάφους μειώνεται με το χρόνο, αλλά παραμένει εξίσου σημαντική (Σχήμα 1.2.c).

δ) Ωριμο στάδιο ανάπτυξης ομίχλης με αόρατο ουρανό

Μετά από μερικές ώρες, η ομίχλη γίνεται αρκετά βαθιά (20-50m) περιορίζοντας την κατακόρυφη ορατότητα. Έτσι, με αόρατο ουρανό, το ανώτερο στρώμα της ομίχλης ακτινοβολεί μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και η ψύξη, λόγω ακτινοβολίας από το έδαφος, σταματάει. Η θερμοκρασία επιφανείας μπορεί να αρχίσει ν' ανεβαίνει, αν η ανοδική ροή θερμότητας του εδάφους είναι αρκετά μεγάλη. Εφόσον το κατώτερο στρώμα της ομίχλης γίνεται πιο θερμό, αυτό έχει ως αποτέλεσμα την πιθανή ανύψωση του επιπέδου της θερμοκρασιακής αναστροφής υψηλότερα από την επιφάνεια. Η συνεχής ψύξη λόγω ακτινοβολίας που γίνεται από την κορυφή της ομίχλης και όχι από την επιφάνεια του εδάφους, ωθεί την αναστροφή ν' ανεβαίνει πιο ψηλά και την ομίχλη να βαθαίνει. Στο στάδιο αυτό της πλήρους ανάπτυξης του στρώματος της ομίχλης, σχηματίζεται μια υγρή κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα. Η κορυφή της ομίχλης βρίσκεται περίπου 25m πάνω από τη βάση της θερμοκρασιακής αναστροφής (Σχήμα 1.2.d). Συνήθως, πάνω από την κορυφή της ομίχλης σημειώνεται αύξηση της ταχύτητας του ανέμου, γι αυτό και πολλές φορές είναι αξιοσημείωτος ο διατμητικός άνεμος (wind shear) στην κορυφή του στρώματος της ομίχλης.



Σχήμα 1.2. Χαρακτηριστικό παράδειγμα ομίχλης ακτινοβολίας με τα στάδια ανάπτυξης αυτής: α) Στάδιο εναπόθεσης δρόσου, β) Αρχικό στάδιο σχηματισμού ομίχλης, γ) Ωριμο στάδιο ανάπτυξης ομίχλης με ορατό ουρανό, δ) Ωριμο στάδιο ανάπτυξης ομίχλης με αόρατο ουρανό (Saunders, 1997).

ε) Φάση διάλυσης

Οι παράγοντες που συνηγορούν στη φάση διάλυσης, σχετίζονται με τις διεργασίες που δρουν ενάντια στη ψύξη και στη συμπύκνωση. Η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος της ημέρας, θερμαίνει το στρώμα της ομίχλης, δηλαδή προκαλεί εξάτμιση των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης. Η αποικοδόμηση της νυχτερινής θερμοκρασιακής αναστροφής ξεκινά τυπικά περίπου 1 ώρα μετά την ανατολή (Ζάνης, 2015). Το κατώτερο στρώμα θερμαίνεται πιο γρήγορα

από τα ανώτερα στρώματα της ομίχλης και έτσι το οριακό στρώμα γίνεται πλέον ασταθές. Η αστάθεια αυτή, οδηγεί σε αποσταθεροποίηση και τελικά στη διάλυση της ομίχλης. Η διάλυση ξεκινά από τη βάση της, κοντά στην επιφάνεια και στη συνέχεια η ομίχλη μετατρέπεται σε στρωματόμορφο νέφος. Η ενίσχυση του επιφανειακού ανέμου οδηγεί στη διάλυση της ομίχλης ακτινοβολίας.

Ο ρόλος των τυρβωδών αναταράξεων δεν είναι πολύ ξεκάθαρος και διακεκριμένος, καθώς υπάρχει ένα όριο του βαθμού των αναταράξεων, με το οποίο λαμβάνει χώρα ο σχηματισμός της ομίχλης (Zhou and Ferrier, 2008). Η ομίχλη ακτινοβολίας μπορεί να σχηματιστεί με την εξάτμιση της δρόσου και τη μεταφορά των υδρατμών προς τα πάνω με τη βοήθεια των αναταράξεων και στη συνέχεια τη συμύκνωση των νεφοσταγονιδίων. Επίσης, αποσταθεροποίηση της ατμόσφαιρας μέσω της ψύξης λόγω ακτινοβολίας της κορυφής στρατόμορφων νεφών, οδηγεί σε έντονες τυρβώδεις κινήσεις και ανάμιξη των νεφοσταγονιδίων προς τα κάτω και τελικά σχηματισμό ομίχλης, λόγω ελάττωσης της βάσης του νέφους. Από την άλλη μεριά, οι τυρβώδεις ανοδικές και καθοδικές κινήσεις κοντά στην κορυφή του νέφους, αναμιγνύουν το θερμότερο και ξηρότερο τροποσφαιρικό αέρα από τα ψηλότερα επίπεδα με τον υγρό αέρα μέσα στο στρώμα του νέφους, συμβάλλοντας έτσι στην εξάτμιση των νεφοσταγονιδίων και κατ' επέκταση στη διάλυση της ομίχλης. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται ανάμιξη (entrainment) και ο ρυθμός με τον οποίο ο ελεύθερος τροποσφαιρικός αέρας αναμιγνύεται μέσα στο οριακό στρώμα λέγεται ρυθμός ή ταχύτητα ανάμιξης (rate or velocity entrainment) (Wallace and Hobbs, 2006). Ο ρυθμός της ανάμιξης μπορεί να δοθεί από την παρακάτω εξίσωση (1) που διέπει τη μεταβολή της θερμοκρασίας του αναμεμιγμένου μη κορεσμένου αέρα ως προς το χρόνο:

$$\frac{d}{dt} (T_p - T) = -E(T_p - T) - E \frac{L\mu}{c_p} - (\Gamma - \gamma_c) \frac{dz}{dt} \quad (1)$$

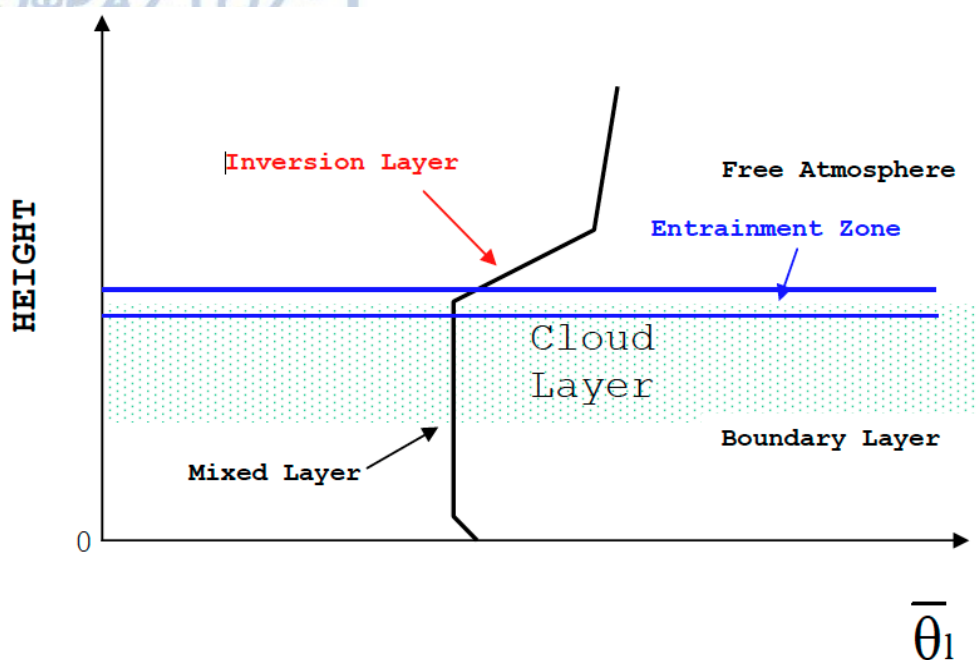
Όπου, T_p η θερμοκρασία του αναμεμιγμένου μη κορεσμένου αέρα, T η θερμοκρασία του αέρα μέσα στο νέφος, $E=(1/m)(dm/dt)$ ο ρυθμός ανάμιξης όπου m η μάζα του αέρα στο νέφος, Γ η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, γ_c είναι η θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος του νέφους, μ είναι η αναλογία μίγματος του

συμπυκνωμένου νερού. Στο δεξιό μέρος, ο πρώτος όρος εκφράζει τη θέρμανση της μη κορεσμένης αέριας μάζας μετά από την ανάμιξη με τη θερμότερη αέρια μάζα του νέφους. Ο δεύτερος όρος εκφράζει την ψύξη από την εξάτμιση των νεφοσταγόνων. Ο τρίτος όρος μας δίνει το ρυθμό αλλαγής θερμοκρασίας μεταξύ της αέριας μάζας που εισέρχεται στο νέφος και αυτής του νέφους, λόγω της κατακόρυφης κίνησης του αέρα, dz/dt . Στο Σχήμα 1.3 φαίνεται η ζώνη ανάμιξης, καθώς και το στρώμα αναστροφής, στο κατακόρυφο προφίλ της μέσης δυνητικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου, μέσα στο οριακό στρώμα. Η ζώνη ανάμιξης υποδηλώνει το στρώμα όπου η ανάμιξη λαμβάνει χώρα. Οι δύο περιοχές μπορεί να συμπίπτουν, στο σημείο όπου η βάση της ζώνης ανάμιξης βρίσκεται κάτω από τη βάση του στρώματος αναστροφής. Τα σημεία της κορυφής και των δύο στρωμάτων δεν μπορούν να προσδιοριστούν με ακρίβεια, εξαιτίας του ασαφούς αντικειμενικού προσδιορισμού των κορυφών και των δύο στρωμάτων (Thompson, 2012).

1.4.2 Ομίχλη μεταφοράς (advection fog)

Η ομίχλη μεταφοράς, δημιουργείται όταν υγρή και θερμή αέρια μάζα μεταφέρεται πάνω από μια ψυχρότερη επιφάνεια και έχει ως συνέπεια την ψύξη του αέρα κάτω από το σημείο δρόσου (Glickman, 2000). Συχνά, σχηματίζεται πάνω από ωκεάνια έκταση, σε περιοχές όπου η ψυχρή επιφάνεια της θάλασσας ψύχει το θερμότερο αέρα με τον οποίο έρχεται σε επαφή. Στην περίπτωση αυτή, η ομίχλη ονομάζεται ψυχρή θαλάσσια ομίχλη ή ψυχρή ομίχλη (cold sea fog or cold fog). Αντίθετα, όταν ψυχρός αέρας μεταφέρεται πάνω από θερμότερα νερά, τότε η ομίχλη ονομάζεται θερμή θαλάσσια ομίχλη (warm sea fog).

Ο Byers (1959) διακρίνει τη θαλάσσια ομίχλη, την ομίχλη απόγειας και θαλάσσιας αύρας, και την ομίχλη τροπικής αέριας μάζας, παρόλο που όλες σχηματίζονται, όταν υγρές και θερμές αέριες μάζες μεταφέρονται πάνω από ψυχρότερες επιφάνειες. Έτσι μεγάλη σημασία φαίνεται να έχει η προέλευση και η διαδρομή των αερίων μαζών (Lewis et al., 2003) στη χωρική κατανομή της ομίχλης. Ο Petterssen (1956) αναφέρει ότι οι ομίχλες αυτού του είδους σχηματίζονται στην ξηρά, κατά μήκος των ακτών.



Σχήμα 1.3. Προφίλ μέσης δυνητικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου στην κατώτερη ατμόσφαιρα (Thompson, 2012)

Σύμφωνα με το Saunders (1997), για να είναι η ομίχλη μεταφοράς πάνω στην ξηρά εκτεταμένη ή επίμονη, απαιτείται η επιφάνεια του εδάφους να είναι πάρα πολύ ψυχρή ή να είναι καλυμμένη από χιόνι ή πάγο. Ιδιαίτερα εκτεταμένη και επίμονη ομίχλη μεταφοράς, μπορεί να συμβεί όταν ο θερμός αέρας ξεκινά την τήξη των χιονονιφάδων. Στον Πίνακα 1.2 γίνεται σύγκριση των δύο πιο συνηθισμένων ειδών ομίχλης, της ομίχλης ακτινοβολίας και της ομίχλης μεταφοράς (πηγή: <http://www.meted.ucar.edu/dlac/website/resources/advrاد.htm>).

Πίνακας 1.2. Γενικά χαρακτηριστικά της ομίχλης ακτινοβολίας και της ομίχλης μεταφοράς

Χαρακτηριστικά	Ομίχλη ακτινοβολίας	Ομίχλη μεταφοράς
Διάρκεια	Γενικά μικρής διάρκειας (<24ώρες)	Μπορεί να διαρκέσει πολλές μέρες
Ένταση	Ποικίλλει. Πυκνή πάνω από ανοιχτές περιοχές	Ποικίλλει από λεπτή σε πυκνή, η πυκνή ομίχλη καλύπτει μεγαλύτερες περιοχές. Οι αλλαγές είναι πιο διαδοχικές.

Έκταση	Τυπικά σ' ένα μέρος συνήθως πάνω από τη ξηρά	Μεταφέρεται πάνω από μεγάλες περιοχές και σε μεγάλες αποστάσεις.
Βάθος	Ποικίλλει με το βάθος της αναστροφής ακτινοβολίας. Τείνει να είναι πιο ρηχή, καθώς σχηματίζεται από τοπικούς παράγοντες.	Ποικίλλει με το οριακό στρώμα, τείνει να είναι πιο βαθιά από την ομίχλη ακτινοβολίας, καθώς αναπτύσσεται από συνοπτικής κλίμακας παράγοντες.
Ωρα μέρας	Σχηματίζεται αργά τη νύχτα ή νωρίς τις πρωινές ώρες. Μπορεί να σχηματιστεί επίσης, νωρίς το απόγευμα, λίγο πριν ή μετά το ηλιοβασίλεμα, εφόσον έχει προηγηθεί βροχή, η οποία συντελεί στην απομάκρυνση των αιωρημάτων από την ατμόσφαιρα μέσω «washou».	Σχηματίζεται και μεταφέρεται σε οποιαδήποτε στιγμή της μέρας. Έχει την τάση ν' αναπτύσσεται τις απογευματινές ώρες πάνω από θαλάσσιες περιοχές.

Πηγή: <http://www.meted.ucar.edu/dlac/website/resources/advrad.htm>

1.4.3 Ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους ή ομίχλη αναστροφής (cloud base lowering fog or inversion fog)

Η ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους δημιουργείται από την ελάττωση της βάσης του νέφους, μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και παρατηρείται κυρίως σε θαλάσσιες και παραθαλάσσιες περιοχές. Ο Petterssen (1956), αναφέρει ότι οι εν λόγω ομίχλες, προκύπτουν από την προς τα κάτω επέκταση ενός στρωματόμορφου νέφους που βρίσκεται κάτω από τη βάση μιας θερμοκρασιακής αναστροφής, γι αυτό συνηθίζεται να λέγονται και ομίχλες αναστροφής.

Οι Baker et al. (2002) περιγράφουν το σχηματισμό αυτού του είδους της ομίχλης, δίνοντας έμφαση στην επιφανειακή ψύξη λόγω ακτινοβολίας της κορυφής των στρωματόμορφων νεφών, που αποτελεί τη βασική αιτία σχηματισμού αυτού του είδους της ομίχλης, απουσία άλλων νεφών πιο ψηλά. Ψυχρός αέρας μεταφέρεται στα κατώτερα στρώματα μέσω των τυρβωδών αναταράξεων και έτσι ψύχεται ο αέρας

κάτω από το νέφος με αποτέλεσμα να μειώνεται το επίπεδο συμπύκνωσης. Επιπλέον, η ψύξη στην κορυφή του νέφους προωθεί την ανάπτυξη των νεφοσταγονιδίων και την καθίζησή τους, με αποτέλεσμα να ελαττώνεται η βάση του νέφους.

Οι Koračin et al., (2001) τόνισαν τη σημασία της ψύξης λόγω ακτινοβολίας της κορυφής των στρωματόμορφων νεφών και των μεγάλης κλίμακας καθοδικών κινήσεων, οι οποίες ενδυναμώνουν την αναστροφή πάνω από τις κορυφές των νεφών αυτών και ωθούν το νέφος να χαμηλώσει, ως πρωταρχικό αίτιο για το σχηματισμό της ομίχλης. Επιπρόσθετα, συμπέραναν ότι δευτερεύουσας σημασίας για το σχηματισμό της ομίχλης αυτού του είδους, είναι ο θερμότερος ωκεανός, ο οποίος έχει ως συνέπεια την αύξηση της αισθητής και λανθάνουσας ροής θερμότητας μεταξύ της θάλασσας και του αέρα, θερμαίνει και τροφοδοτεί με υγρασία το κατώτερο στρώμα του αέρα, καθώς επίσης οδηγεί στην παραγωγή τυρβωδών αναταράξεων.

1.4.4 Ομίχλη Βροχής ή μετωπική ομίχλη (precipitation fog or frontal fog)

Η ομίχλη βροχής ή μετωπική ομίχλη σχηματίζεται όταν βροχή από θερμότερες αέριες μάζες πέφτει μέσα σε ψυχρό, ευσταθή αέρα προκαλώντας τον κορεσμό του και σχετίζεται συνήθως με θερμά μέτωπα. Πρόκειται δηλαδή για ανάμιξη αερίων μαζών διαφορετικής θερμοκρασίας. Στα θερμά μέτωπα ο αέρας που ακολουθεί ανέρχεται πάνω από το σχετικά ψυχρότερο που προηγείται, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία κυρίως στρωματόμορφων, υετοφόρων νεφών. Πριν τη διέλευση του θερμού μετώπου υπάρχουν ψεκάδες ή ελαφριά βροχόπτωση, καθώς περνά το θερμό μέτωπο παρατηρούνται ψεκάδες ή καθόλου βροχή και μετά τη διέλευση συνήθως δεν υπάρχει καθόλου βροχή (Πυθαρούλης και Καρακώστας, 2015). Ο ψυχρός αέρας που βρίσκεται κάτω από το θερμό, τις περισσότερες φορές είναι και υγρός. Οι θερμότερες αέριες μάζες έχουν ψηλότερες τάσεις υδρατμών για να καταστούν κορεσμένες. Γι' αυτό μια θερμή σταγόνα έχει ψηλότερο σημείο κορεσμού από ότι ο ψυχρότερος αέρας. Αυτή η διαφορά κάνει τη σταγόνα να εξατμίζεται στον αέρα, με αποτέλεσμα να αυξάνεται η σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας. Η ψύξη λόγω δέσμευσης λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης από το περιβάλλον μειώνει τη θερμοκρασία του αέρα, ο οποίος καθίσταται κορεσμένος και μπορεί να δημιουργηθεί ομίχλη. Όταν η βροχόπτωση δεν σχηματίζει ομίχλη, ο ρόλος της έγκειται στο ότι προετοιμάζει την

ατμόσφαιρα με συνθήκες ευνοϊκές (αύξηση της σχετικής υγρασίας και μείωση της θερμοκρασίας του αέρα) για τη δημιουργία της. Έτσι η διαφορά θερμοκρασίας του αέρα και του σημείου δρόσου είναι πολύ μικρή και εύκολα μπορεί να σχηματιστεί ομίχλη ακτινοβολίας, με μικρή ψύξη.

Ο Byers (1959) χώρισε αυτό το είδος της ομίχλης σε τρεις υποκατηγορίες, προ-μετωπική «pre-frontal», μετωπική «frontal passage» και μετά το πέρασμα του μετώπου «post frontal». Η προ-μετωπική ομίχλη εμφανίζεται συνήθως όταν πλησιάζει ένα θερμό μέτωπο. Η βροχή στο θερμό μέτωπο έχει μέτρια ένταση, συνήθως μεγάλη διάρκεια και είναι συνεχής. Η μετά το πέρασμα του μετώπου ομίχλη συνήθως συμβαίνει πίσω από ένα ψυχρό μέτωπο και ο μηχανισμός δημιουργίας της μοιάζει με αυτόν της προ-μετωπικής ομίχλης. Δηλαδή, σχηματίζεται από την εξάτμιση των βροχοσταγόνων που πέφτουν, όμως στην περίπτωση αυτή, η μετά το πέρασμα του μετώπου ομίχλη είναι λιγότερο πιθανό να εξαπλωθεί, αντίθετα με την προ-μετωπική ομίχλη, καθώς η έκταση της νέφωσης και της ζώνης βροχόπτωσης σ' ένα ψυχρό μέτωπο, είναι μικρότερη απ' ότι του θερμού μετώπου. Η μετωπική σχετίζεται με την ανάμιξη σχεδόν κορεσμένου αέρα από θερμές και ψυχρές αέριες μάζες. Οι Zhou και Chen (1979) συμπέραναν ότι μεγάλη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, μικρότερη μετωπική κλίση και ο άνεμος είναι παράγοντες που ευνοούν το σχηματισμό αυτού του είδους της ομίχλης.

1.4.5 Πρωινή ομίχλη εξάτμισης (morning evaporation fog)

Αυτό το είδος της ομίχλης δεν έχει βρεθεί σε παραδοσιακές ταξινομήσεις, όμως πρόσφατα κατατάσσεται ως διακριτό είδος. Οι Tardif και Rasmussen (2007) αναγνώρισαν αυτό το είδος της ομίχλης και το συμπεριέλαβαν στην ταξινόμησή τους. Λέγεται αλλιώς και θαλάσσιος καπνός, όταν σχηματίζεται πολύ κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας και προκύπτει από τη γρήγορη εξάτμιση του θαλάσσιου νερού και τον εμπλουτισμό του ψυχρού αέρα σε υδρατμούς, οι οποίοι συμπυκνώνονται στα νεφοσταγονίδια της ομίχλης. Έχει μικρό πάχος και σπάνια φτάνει τα 30μ. Ο Saunders (1997) σχολιάζει ότι η τυρβώδης ανάμιξη και η προσθήκη υγρασίας λόγω εξάτμισης από μία επιφάνεια, συχνά δίνουν μια ξαφνική επιδείνωση, σύντομα μετά την ανατολή του ηλίου. Ξαφνικός σχηματισμός ομίχλης μπορεί να προκύψει αν οι αναταράξεις

αναμιγνύουν τον επιφανειακό ψυχρό αέρα με το θερμότερο αέρα από ψηλά. Έτσι με την εξάτμιση και την ανάμιξη του αέρα κοντά στην επιφάνεια, περιστασιακά σχηματίζεται ομίχλη αμέσως μετά την ανατολή του ηλίου. Αυτό συμβαίνει μετά από μια νήνεμη νύχτα, καθαρή από νέφη, καθώς η ψύξη λόγω ακτινοβολίας έχει φέρει τη θερμοκρασία του αέρα κάτω από το σημείο δρόσου, έτσι ώστε να έχει σχηματιστεί δρόσος στην επιφάνεια. Το ξημέρωμα, με την ηλιακή ακτινοβολία, εξατμίζεται η δρόσος, με αποτέλεσμα η ατμόσφαιρα να εμπλουτίζεται με υδρατμούς. Ένας ασθενής άνεμος, αναμιγνύει τον υγρό με τον ξηρότερο αέρα από ψηλά, προκαλώντας υπερκορεσμό και σχηματίζοντας την ομίχλη.

Η πρωινή ομίχλη εξάτμισης μπορεί να συμβεί σε περιπτώσεις παρόμοιες με εκείνες της ομίχλης ακτινοβολίας, αλλά στις οποίες έχει δημιουργηθεί δρόσος, χωρίς το σχηματισμό της ομίχλης ακτινοβολίας. Μέσα σε μια ώρα περίπου μετά την ανατολή, μπορεί ν' αυξάνεται η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου ακόμα πιο γρήγορα, εξαιτίας της εξάτμισης της δρόσου και με την ανάμιξη του αέρα στη συνέχεια δημιουργείται η ομίχλη εξάτμισης.

Από την παρούσα εργασία, στην οποία γίνεται ταξινόμηση των ειδών ομίχλης με βάση τη μεθοδολογία των Tardif και Rasmussen (2007), προκύπτει ότι εμφανίζεται και η ομίχλη εξάτμισης στο αεροδρόμιο Μακεδονία. Από τη βιβλιογραφική μελέτη προκύπτει ότι δεν υπάρχει καμία αναφορά για την εμφάνιση αυτού του είδους ομίχλης στη συγκεκριμένη περιοχή του αεροδρομίου Μακεδονία.

1.5 Τρόποι σχηματισμού ομίχλης

Όποιο κι αν είναι το είδος της ομίχλης, ο σχηματισμός της γίνεται με δύο διεργασίες που έχουν ως αποτέλεσμα τη συμπύκνωση του αέρα, δηλαδή η θερμοκρασία του αέρα και η θερμοκρασία του σημείου δρόσου να εξισωθούν. Έτσι, η ομίχλη επιτυγχάνεται: α) με τη ψύξη του αέρα, έως ότου η θερμοκρασία του να φτάσει, ή ακόμη και να γίνει κατώτερη από τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου και β) με την προσθήκη υδρατμών, ώστε να αυξηθεί η θερμοκρασία του σημείου δρόσου.

1.6 Μικροφυσικά χαρακτηριστικά της ομίχλης

Για να σχηματιστεί ομίχλη ανεξαρτήτου είδους, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η ύπαρξη πυρήνων συμπύκνωσης (Fog Condensation Nuclei - FCN), οι οποίοι ενεργοποιούν το μηχανισμό σχηματισμού των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης. Οι πυρήνες συμπύκνωσης είναι ατμοσφαιρικά αιωρήματα, πάνω στα οποία συμπυκνώνονται τα μόρια των υδρατμών. Γενικά, κατά μέσο όρο η συγκέντρωση των αιωρημάτων μεταβάλλεται από 10^3cm^{-3} πάνω από τους ωκεανούς, σε 10^4cm^{-3} πάνω από υπαίθριες περιοχές και 10^5cm^{-3} στον αέρα πάνω από πόλεις ή βιομηχανικές περιοχές. Ως πυρήνες συμπύκνωσης εννοούνται ηλεκτρικά φορτισμένα σωματίδια, υγροσκοπικά σωματίδια, σωματίδια σκόνης και άλλα, που προέρχονται από ηφαίστεια, εργοστασιακό καπνό, δασικές φωτιές, αλάτι, φυτοπλαγκτόν από θαλάσσιες περιοχές, ωκεανούς και άλλα. Το μέσο μέγεθος ενός πυρήνα συμπύκνωσης είναι 0.0002 mm, ενώ το μέσο μέγεθος της νεφοσταγόνας είναι 2 mm (Καρακώστας, 2015).

Ο Willett (1928) είχε τονίσει τη σημασία των πυρήνων συμπύκνωσης για το σχηματισμό της ομίχλης. Συγκεκριμένα αναφέρει ότι σωματίδια σκόνης με κάποιο βαθμό επιφανειακής καμπυλότητας, υγροσκοπικά σωματίδια και σωματίδια που έχουν ηλεκτρικά φορτία ή ιόντα, συνεισφέρουν στο σχηματισμό των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης (Gultepe et al., 2007). Πολλές αποκλίσεις στη δομή της ομίχλης προκύπτουν από τις διαφορές στις συγκεντρώσεις των πυρήνων συμπύκνωσης. Οι Gultepe και Isaac (1999), συμπέραναν ότι κάτω από συνθήκες κορεσμού, περισσότεροι πυρήνες συμπύκνωσης νεφών (CCN) οδηγούν στο σχηματισμό μεγαλύτερου αριθμού μικρών νεφοσταγονιδίων, που έχουν ως αποτέλεσμα την πολύ πιο αργή βαρυτική καθίζηση και έτσι τη μεγαλύτερη μείωση της ορατότητας και αύξηση της διάρκειας. Συνεπώς, η μείωση της ορατότητας εξαρτάται από τη συγκέντρωση των πυρήνων συμπύκνωσης του νέφους, το μέγεθος των νεφοσταγονιδίων, αλλά και τη χημική τους σύσταση. Το μέγεθος των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης ποικίλλει, λόγω των διαφόρων μεγεθών των πυρήνων συμπύκνωσης με τα οποία σχηματίζονται.

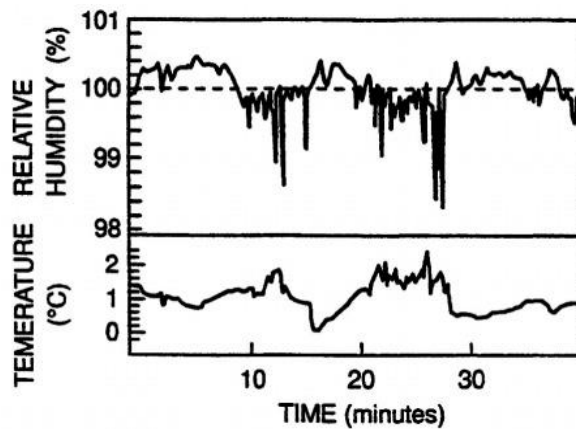
Η ομίχλη που εμφανίζεται σε οριακό στρώμα με υψηλό ρυπογόνο φορτίο, έχει περισσότερα, αλλά μικρότερα σε μέγεθος νεφοσταγονίδια, από ένα καθαρότερο οριακό στρώμα, άρα και μειωμένη ορατότητα. Έχει αποδειχθεί ότι, όπως οι

συγκεντρώσεις των πυρήνων συμπίκνωσης νεφών, έτσι και οι συγκεντρώσεις των πυρήνων συμπίκνωσης ομίχλης είναι μεγαλύτερες σε αστικό και ηπειρωτικό περιβάλλον (Hudson, 1980). Για το σχηματισμό των νεφοσταγονιδίων απαιτείται κατάσταση υπερκορεσμού και για να συνεχίζουν ν' αναπτύσσονται τα νεφοσταγονίδια πρέπει η κατάσταση αυτή να διατηρείται. Η τάση υδρατμών σε έναν πυρήνα συμπίκνωσης είναι μικρότερη της αντίστοιχης σε μια σταγόνα από καθαρό νερό. Έτσι, η νεφοσταγόνα που δημιουργείται από ετερογενή πυρηνοποίηση παρουσιάζει μειωμένη τάση υδρατμών σε κατάσταση ισορροπίας σε σχέση με μια σταγόνα από καθαρό νερό (ομογενής πυρηνοποίηση), του ίδιου μεγέθους, στις ίδιες συνθήκες. Άρα, στην ετερογενή πυρηνοποίηση απαιτείται κατά πολύ μικρότερο ποσοστό υπερκορεσμού από το αντίστοιχο που απαιτείται στην ομογενή πυρηνοποίηση, για το σχηματισμό της νεφοσταγόνας (Καρακώστας, 2015).

Μελέτες έχουν δείξει ότι μικρότερα νεφοσταγονίδια ομίχλης έχουν συνήθως οι θαλάσσιες προέλευσης ομίχλες, ενώ μεγαλύτερα νεφοσταγονίδια οι ομίχλες ηπειρωτικής προέλευσης. Οι θαλάσσιες ομίχλες συχνά είναι πιο συνεχείς και πιο πυκνές, λόγω των μικρότερων νεφοσταγονιδίων που επιτρέπουν τη μεγαλύτερη συγκέντρωση τους (Croft, 2003). Μερικές φορές, τοπικής κλίμακας φαινόμενα, όπως οι θαλάσσιες και απόγειες αύρες μπορούν να προάγουν το σχηματισμό ομίχλης. Η μεταφορά αερολυμάτων και υδρατμών από τη θάλασσα προς την ξηρά, με την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας, μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία ομίχλης πάνω από την ξηρά, με τους πυρήνες συμπίκνωσης να προέρχονται από τη θάλασσα. Η ομίχλη που σχηματίζεται πάνω από την ξηρά μπορεί να μεταφερθεί στη θάλασσα κατά τη διάρκεια της απόγειας αύρας και αντίστροφα κατά τη διάρκεια της θαλάσσιας αύρας.

Ο σχηματισμός της ομίχλης συμβαίνει τυπικά σε μια ατμόσφαιρα γεμάτη από αερολύματα και κάτω από συνθήκες υψηλής σχετικής υγρασίας που κυμαίνεται από υποκορεσμένες σε ελαφρώς κορεσμένες συνθήκες (Pruppacher and Klett, 1997). Η διαπίστωση αυτή συμπίπτει με τις μετρήσεις του Gerber (1981), ο οποίος μέτρησε τη σχετική υγρασία μέσα σε ομίχλες (Σχήμα 1.4) με τη βοήθεια ειδικού υγρόμετρου. Παρατηρούμε από το Σχήμα 1.4 ότι δεν επικρατούν μόνο συνθήκες υπερκορεσμού για την ανάπτυξη της ομίχλης ακτινοβολίας, αλλά και συνθήκες υποκορεσμού, το

οποίο συμβαίνει κυρίως σε πιο ρυπογόνο περιβάλλον, όπου ο υπερκορεσμός καταστέλλεται από τον ανταγωνισμό μεταξύ των νεφοσταγονιδίων.



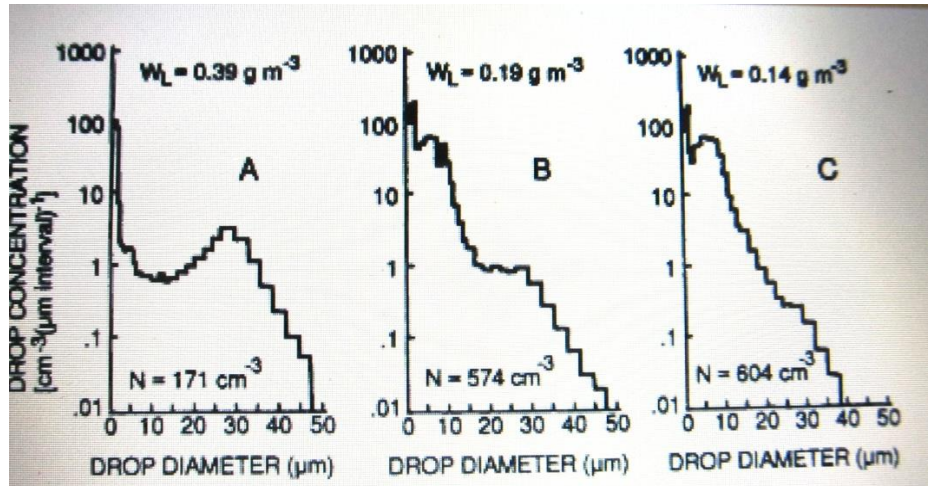
Σχήμα 1.4. Μεταβλητότητα της σχετικής υγρασίας και της θερμοκρασίας με το χρόνο σε ομίχλη ακτινοβολίας, κοντά στο Reston, Virginia (Gerber, 1981).

Παρατηρήσεις από διάφορους ερευνητές έδειξαν ότι οι ομίχλες, αντίθετα με τα νέφη, χαρακτηρίζονται από σχετικά χαμηλό περιεχόμενο σε νερό, που κυμαίνεται από 0,05 έως 0,5gm⁻³ (γενικά μικρότερο από 0,2gm⁻³), μικρό μέγεθος νεφοσταγονιδίων, που κυμαίνεται από 2μm μέχρι 65μm (Jiusto, 1981), με τυπική μέση διάμετρο μεταξύ 10 και 20μm και μικρές συγκεντρώσεις (μερικές εκατοντάδες σταγονίδια/cm³) (Pruppacher and Clett, 1997). Το περιεχόμενο σε νερό του νέφους σε υγρή μορφή (liquid water content, LWC), δίνεται από τη μάζα του υγρού νερού στο νέφος, συμβολίζεται με M και εκφράζεται σε g/m³ ή g/kg:

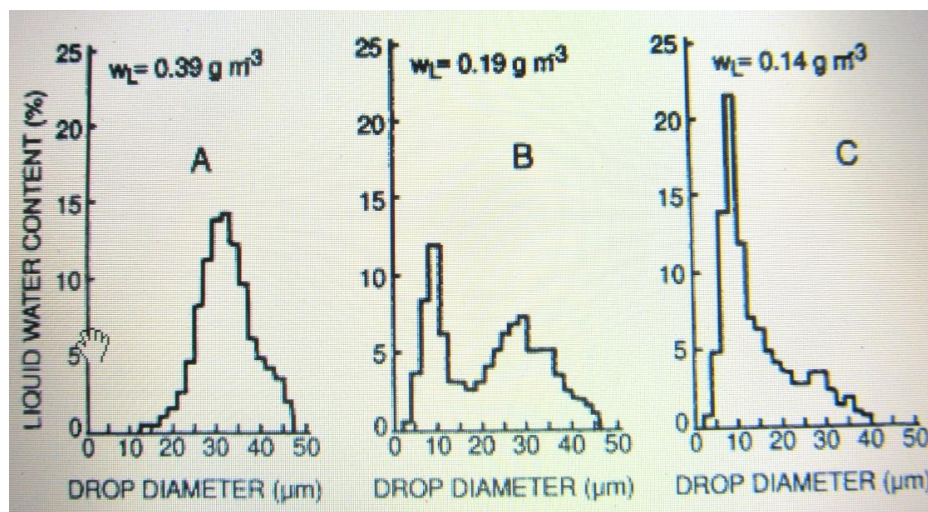
$$M = \frac{4}{3} \pi \rho_L \int r^3 n(r) dr \quad (2)$$

όπου, ρ_L η πυκνότητα του υγρού νερού (συνήθως ίση με 1 gr/cm³), $n(r)$ η συγκέντρωση των νεφοσταγονιδίων και r η ακτίνα του νεφοσταγονιδίου. Ο Kunkel (1982) κατέταξε τις κατανομές της συγκέντρωσης των νεφοσταγονιδίων και του περιεχομένου σε νερό της ομίχλης μεταφοράς σε μια από τις τρεις κατηγορίες που φαίνονται στο Σχήμα 1.5 και Σχήμα 1.6. Από το Σχήμα 1.5 της κατανομής της συγκέντρωσης των νεφοσταγονιδίων παρατηρούμε ότι ο τύπος A, με το υψηλότερο περιεχόμενο σε νερό, παρουσιάζει ισχυρή δίκορφη κατανομή στα 1-2μm και στα 25-30μm. Ο τύπος B παρουσιάζει ένα plateau μεταξύ 15 και 25 μm και ο τύπος C δείχνει μια συνεχή μείωση της συγκέντρωσης των σταγονιδίων με την αύξηση του μεγέθους

των σταγονιδίων. Αντίθετα, η διακύμανση του περιεχομένου σε νερό συναρτήσει του μεγέθους των σταγονιδίων παρουσιάζει μία μόνο κορυφή είτε στα 30 μm (τύπος Α), είτε στα 10 μm (τύπος C). Διπλή κορυφή σε αυτές τις δύο διαμέτρους παρουσιάζει η κατανομή του Β τύπου (Σχήμα 1.6).



Σχήμα 1.5. Τυπικό φάσμα μεγέθους σταγονιδίων σε ομίχλες μεταφοράς στην αεροπορική πολεμική βάση Otis, Massachusetts (Kunkel, 1982)



Σχήμα 1.6. Τυπικό φάσμα περιεχομένου σε νερό σε ομίχλες μεταφοράς στην αεροπορική πολεμική βάση Otis, Massachusetts (Kunkel, 1982)

Στον Πίνακα 1.3 δίνονται οι τυπικές τιμές των κύριων χαρακτηριστικών των νεφών, της ακτίνας (r) των νεφοσταγονιδίων σε μm , της αποτελεσματικής οπτικής ακτίνας r_{eff} σε (μm) που χρησιμοποιείται συνήθως στις μελέτες για τα νέφη, του αριθμού των σταγονιδίων (N) ανά cm^3 και του περιεχομένου σε νερό του νέφους (L) σε gr/m^3 (Hess et al., 1998). Η κατανομή μεγέθους των στρωματόμορφων νεφών είναι συνήθως ευρύτερη των σωρειτόμορφων νεφών, όμως έχουν λιγότερα σε αριθμό νεφοσταγονίδια. Τα ρυπογόνα σωρειτόμορφα νέφη έχουν περισσότερα νεφοσταγονίδια από τα καθαρά νέφη (Πίνακας 1.3). Όπως φαίνεται από τον ίδιο πίνακα, τα θαλάσσια νέφη έχουν λιγότερα νεφοσταγονίδια, από τα ηπειρωτικά νέφη του ίδιου μεγέθους, αλλά είναι μεγαλύτερα σε μέγεθος. Το περιεχόμενο σε νερό όμως, είναι περίπου το ίδιο και στα δύο είδη περιβάλλοντος. Για όλα τα νέφη, το επίπεδο παρατήρησης είναι ακριβώς κάτω από το επίπεδο παγοποίησης, εκτός από την ομίχλη και τα νέφη cirrus.

Σχετικά με την ομίχλη, η αποτελεσματική οπτική ακτίνα είναι $10,7\mu\text{m}$. Σύμφωνα με τον Kunkel (1982), διακρίνονται τρία στάδια κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου ομίχλης. Κατά το στάδιο σχηματισμού, η συγκέντρωση των νεφοσταγονιδίων αυξάνεται με το χρόνο, το οποίο οδηγεί σε αύξηση του περιεχομένου σε νερό, ενώ το μέσο μέγεθος του νεφοσταγονιδίου παραμένει το ίδιο ή αυξάνεται ελάχιστα. Κατά τη διάρκεια του ώριμου σταδίου της ομίχλης, η συγκέντρωση, το περιεχόμενο σε νερό και το μέγεθος του νεφοσταγονιδίου, κυμαίνονται μεταξύ των γενικών σταθερών τιμών. Στο τελικό στάδιο διάλυσης τα χαρακτηριστικά των νεφοσταγονιδίων (συγκέντρωση, περιεχόμενο σε νερό και μέγεθος) μειώνονται. Επομένως, η αύξηση του περιεχομένου σε νερό και της συγκέντρωσης των νεφοσταγονιδίων, οδηγεί σε μείωση της ορατότητας (Gultepe et al., 2007).

1.7 Τρόποι ανίχνευσης της ομίχλης

Ο εντοπισμός και ανίχνευση της ομίχλης και κυρίως η ένταση αυτής εκτιμώνται εμπειρικά, με το ανθρώπινο μάτι, βάση γνωστών σταθερών σημείων, καθώς και με τη χρήση του ορατογράμματος που διαθέτει ο κάθε μετεωρολογικός σταθμός. Το ορατόγραμμα είναι ένα ειδικό διάγραμμα με το οποίο καθορίζονται οι βαθμοί ορατότητας (ένταση), αποτελούμενο από ομόκεντρους κύκλους (βαθμοί ορατότητας)

Πίνακας 1.3. Τυπικές παρατηρούμενες τιμές για τις ιδιότητες των νεφών (ακτίνα των νεφροσταγονιδίων r (μm), αποτελεσματική ακτίνα r_{eff} (μm), αριθμός νεφροσταγονιδίων ανά cm^3 και περιεχόμενο σε νερό L (g/m^3)

Environment	cloud-type	r (μm)	r_{eff} (μm)	N / cm^3	$L(\text{g/m}^3)$
Continental	Stratus	4.7	7,3	250	0.28
	cumulus (clean)	4.8	5,8	400	0.26
	cumulus (polluted)	3.5	4	1300	0.3
	cumulonimbus (growing)*	6-8	7-10	~500	1-3
	cumulonimbus (dissipating)*	7-8	9-10	~300	1.0-1.5
	Fog	8.1	10,7	15	0.06
Maritime	Stratus	6.7	11,3	80	0.30
	(strato)cumulus	10.4	92	65	0.44
Continental or Maritime	cirrus (-25C)	-	57	0.11	0.03
	cirrus (-50 C)	-		0.02	0.002

* βασίζονται σε in situ και δορυφορικές παρατηρήσεις πάνω από Ινδονησία, Ταϊλάνδη και Ισραήλ

Πηγή: Hess et al., 1998

που έχουν κέντρο τον παρατηρητή. Έτσι, η ανίχνευση της ομίχλης, γίνεται από τον εκάστοτε μετεωρολόγο-παρατηρητή, λαμβάνοντας υπόψη προκαθορισμένα σταθερά σημεία του ορίζοντα, που περικλείουν το μετεωρολογικό σταθμό παρατήρησης.

Επιπρόσθετα χρησιμοποιούνται, όταν υπάρχουν στα αεροδρόμια και τα ειδικά οπτικά όργανα μέτρησης της ορατότητας του διαδρόμου, τα ορατόμετρα. Τα

ορατόμετρα, τα οποία είναι εγκατεστημένα στο έδαφος, παρέχουν χρήσιμες πληροφορίες για τα πρώτα μέτρα πάνω από το έδαφος και όχι πιο ψηλά. Δεδομένου όμως, ότι η ομίχλη αποτελεί ένα φαινόμενο με μικρή κατακόρυφη έκταση, (μερικές εκατοντάδες μέτρα), το κατακόρυφο προφίλ της έκτασής της, θα είχε ενδιαφέρον να μελετηθεί, καθώς στο στρώμα αυτό λαμβάνουν χώρα πολλές μικρής κλίμακας, μη γραμμικές διεργασίες, οι οποίες είναι δύσκολο να κατανοηθούν. Έτσι λοιπόν, θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν συστήματα παρατήρησης σε κάποιο ύψος που θα μπορούσαν να παρέχουν πληροφορίες. Όμως, οι τηλεσκοπικοί ιστοί έχουν μεγάλο κόστος και είναι δύσκολη η τοποθέτησή τους κοντά στο πεδίο προσγείωσης. Τα ερευνητικά αεροσκάφη δεν μπορούν να πετάξουν μέσα στη ομίχλη, αφενός λόγω της περιορισμένης ορατότητας και αφετέρου διότι θα έπρεπε να προσεγγίσουν πολύ κοντά το έδαφος. Οι αισθητήρες αντίθετα θα προσέφεραν πολλά πλεονεκτήματα.

Το αεροδρόμιο Charles-de-Gaulle του Παρισιού, είναι εξοπλισμένο από το 2008 μ' ένα μετεωρολογικό όργανο το Sodar (Sonic Detection And Ranging), το οποίο ανιχνεύει το ύψος της κορυφής του στρώματος της ομίχλης και παρέχει αυτήν την πληροφορία στο επιχειρησιακό αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης, το Cobel. Με τη χρήση αυτού του οργάνου βελτιώθηκε η πρόγνωση της ώρας διάλυσης της ομίχλης (Dabas et al., 2012). Γενικά, το Sodar χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της ταχύτητας του ανέμου σε διάφορα ύψη πάνω από το έδαφος, με βάση τη διάχυση των ηχητικών κυμάτων που προκαλούνται από τις ατμοσφαιρικές τυρβώδεις αναμίξεις (Wikipedia/Sodar, 2016). Ένα άλλο μετεωρολογικό όργανο χρήσιμο για την ανίχνευση της ομίχλης είναι το νεφοσκόπιο (ceilometer). Το νεφοσκόπιο μετράει τη διεύθυνση και την ταχύτητα που κινούνται τα νέφη, καθώς και το ύψος της βάσης των χαμηλών νεφών (Wikipedia/Νεφοσκόπιο, 2012).

1.7.1 Η παρατήρηση της ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία

Με την εγκατάσταση και τη λειτουργία συστημάτων ενόργανης προσέγγισης ακριβείας (Instrument Landing Systems - ILS) στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» στη Θεσσαλονίκη, τα αεροσκάφη έχουν τη δυνατότητα να προσεγγίζουν το διάδρομο προσέγγισης και να προσγειώνονται με ασφάλεια κάτω από δύσκολες μετεωρολογικές συνθήκες, όπως χαμηλή ορατότητα εξαιτίας της ομίχλης, ή έντονη βροχόπτωση. Το ILS στηρίζεται σε ραδιοσήματα που αποστέλλονται από ένα σταθμό

στο έδαφος για την ακριβή πορεία που πρέπει να έχει το αεροπλάνο, καθώς και για τη σωστή γωνία καθόδου. Κατά τη διάρκεια μια ενόργανης πτήσης (Instrument Flight Rules -IFR), παρόλο που υπάρχει δυνατότητα πτήσης με μηδενική ορατότητα, στην προσγείωση και την απογείωση, δεν ισχύει το ίδιο. Σε συνθήκες χαμηλής ορατότητας υπάρχουν κάποιοι περιορισμοί για να προσγειωθούν και να απογειωθούν τα αεροσκάφη. Οι περιορισμοί αυτοί εξαρτώνται από το εκάστοτε αεροδρόμιο, τα ραδιοβοηθήματα και τον εξοπλισμό του κάθε αεροσκάφους και τις ικανότητες των χειριστών. Όταν η οριζόντια ορατότητα, ή η ορατότητα του διαδρόμου είναι μικρότερη των 1500μ. είναι πιο χρήσιμο για το χειριστή του αεροσκάφους, η μέτρηση της οπτικής έκτασης του εν χρήσει διαδρόμου. Η μέτρηση αυτή, ορίζεται ως παρατήρηση οπτικής έκτασης διαδρόμου (Runway Visual Range, R.V.R.) και είναι η απόσταση από την οποία ο πιλότος ενός αεροσκάφους που βρίσκεται στον κεντρικό άξονα του διαδρόμου μπορεί να δει τις διαγραμμίσεις του, ή τα φώτα που σκιαγραφούν το διάδρομο, ή να αναγνωρίζει τον άξονα του διαδρόμου. Επηρεάζεται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες και από την ένταση των φωτών του διαδρόμου.

Ο Διεθνής Οργανισμός Πολιτικής Αεροπορίας (International Civil Aviation Organization-ICAO) αναφέρει ότι υπάρχουν δύο τρόποι μέτρησης RVR, είτε με το ανθρώπινο μάτι, όπου ο μετεωρολόγος παρατηρητής κρίνει την ορατότητα μετρώντας τον αριθμό των φωτιστικών σωμάτων που είναι ορατά στο διάδρομο, από ένα σταθερό σημείο, ή με το ορατόμετρο. Οι παρατηρήσεις RVR πραγματοποιούνται από το μετεωρολόγο-παρατηρητή, ή από ειδικά μηχανήματα, τα ορατόμετρα, τα οποία είναι εγκατεστημένα στο έδαφος. Στο Σχήμα 1.7 απεικονίζεται ένα ορατόμετρο.



Σχήμα 1.7. Ορατόμετρο (Πηγή:https://en.wikipedia.org/wiki/Runway_visual_range)

Στο αεροδρόμιο Μακεδονία βρίσκονται εγκατεστημένα πέντε ορατόμετρα στους δύο διαδρόμους του αεροδρομίου (RWY 16-34 και RWY 10-28) από τον Οκτώβρη του 2008 και βρίσκονται σε επιχειρησιακή λειτουργία από τον Ιούνιο του 2010. Λόγω κατασκευής έργων, είναι σε χρήση τρία ορατόμετρα στο διάδρομο 16-34, τα οποία είναι τοποθετημένα στις τρεις θέσεις μέτρησης της ορατότητας RVR (στην περιοχή προσγείωσης, στο μέσο του διαδρόμου και στο τέλος του διαδρόμου), περιοχή Touch Down Zone (TDZ) 300m μέσα από το κατώφλι, Middle of the runway (MID) 1000-1500m από το κατώφλι, και End of the runway (END) 300m από το τέλος του διαδρόμου, αντίστοιχα. Τα δεδομένα στο σύστημα από τα ορατόμετρα ανανεώνονται κάθε 15 δευτερόλεπτα. Στα μετεωρολογικά μηνύματα Metar (Aerodrome Routine Meteorological Report) και Speci (Special Meteorological Aviation Report), με ή χωρίς πρόγνωση trend χρησιμοποιείται η RVR 10Avg, δηλαδή η μέση τιμή ορατότητας διαδρόμου 10-λέπτου. Η τιμή υπολογίζεται σε συνάρτηση με την ένταση και την απόσταση των φωτιστικών σωμάτων του διαδρόμου. Είναι απαραίτητη η μέγιστη φωτεινότητα διαδρόμου που αντιστοιχεί σε επίπεδο λαμπρότητας 5, δηλαδή φωτεινότητα 100%. Η θέση από την οποία εκτελείται η παρατήρηση πρέπει να είναι αντιπροσωπευτική της περιοχής προσγείωσης (touchdown zone). Το σύστημα καταγραφής των παρατηρήσεων δείχνει και την τάση που έχει η ορατότητα διαδρόμου. Η ανοδική τάση συμβολίζεται με το γράμμα U (Up) και η καθοδική τάση με το γράμμα D (Down).

1.8 Επιπτώσεις του φαινομένου της ομίχλης

Οι επιπτώσεις της ομίχλης στην ανθρωπότητα, απασχόλησαν τον άνθρωπο από πολύ παλιά, καθώς γίνεται λόγος για το φαινόμενο αυτό στα μετεωρολογικά του Αριστοτέλη (322-284 π.Χ.). Όμως, η επίδραση στον άνθρωπο τις τελευταίες δεκαετίες έχει αυξηθεί σημαντικά, λόγω της αυξημένης εναέριας κυκλοφορίας, της ναυσιπλοΐας και των χερσαίων μεταφορών. Οι οικονομικές και ανθρώπινες απώλειες λόγω αυτού του φαινομένου, έχουν γίνει συγκρίσιμες με τις απώλειες από άλλα επικίνδυνα καιρικά φαινόμενα, όπως σίφουνες ή ακόμα και ανεμοστρόβιλους (Gultepe et al., 2007). Επιπλέον, οι Walker et al. (2015) αναφέρουν στη μελέτη τους ότι οι θάνατοι από αυτοκινητιστικά ατυχήματα, εξαιτίας κακών συνθηκών ορατότητας λόγω καιρικών φαινομένων, υπερβαίνει τον αριθμό θανάτων από

κινδύνους, όπως ανεμοστρόβιλους, πλημμύρες, τροπικούς κυκλώνες και κεραυνούς. Το Εθνικό Συμβούλιο Ασφάλειας Μεταφορών αναφέρει ότι το 65% του συνόλου των θανατηφόρων ατυχημάτων των αεροσκαφών που σχετίζονται με καιρικά φαινόμενα για την περίοδο 1995-2000, οφείλεται σε Instrument Flight Rules (IFR) πτήσεις με συνθήκες ομίχλης (Pearson, 2002).

1.8.1 Αρνητικές επιπτώσεις

Η ομίχλη επηρεάζει ποικίλους τομείς στην καθημερινότητα του ανθρώπου, όπως η ασφάλεια, η υγεία, η οικονομία και αποτελεί σοβαρό κίνδυνο για την αεροπλοΐα, ιδιαίτερα για τις από-προσγειώσεις αεροσκαφών, τη ναυσιπλοΐα και τις χερσαίες συγκοινωνίες. Οδικά ατυχήματα σημειώνονται κάθε χρόνο στη χώρα μας, εξαιτίας πυκνής και επιμένουσας ομίχλης, που πολλές φορές, σε συνδυασμό με τις υψηλές ταχύτητες των οδηγών των οχημάτων είναι και θανατηφόρα. Το γεγονός αυτό, συνετέλεσε στην τοποθέτηση ειδικών πινακίδων για την ομίχλη, για την έγκαιρη προειδοποίηση των οδηγών σε περιοχές με μεγάλη συχνότητα του φαινομένου, όπως σε περιοχές που διέρχονται από την Εγνατία οδό. Συχνότερα περιστατικά ομίχλης στην Εγνατία οδό παρουσιάζονται κοντά σε περιοχές λιμνών (Ιωαννίνων, Βόλβης, Βιστωνίδας, Κορώνειας), κοντά στη διέλευση ποταμών (Αξιός, Αλιάκμονας, Νέστος, Κομψάτος, Στρυμόνας, Έβρος) και σε περιοχές ορεινής διέλευσης της Πίνδου και του Βερμίου (Καστανιάς).



Σχήμα 1.8. Πινακίδα ένδειξης αρχής τμήματος που εμφανίζεται ομίχλη και το πιθανό μήκος εμφάνισης (πηγή: www.egnatia.eu/files/pdf/Fog_Signage_GR.pdf)

al., 2010), ενώ η άμεση επαφή με το νερό της όξινης ομίχλης μπορεί να βλάψει την επιφάνεια των φυτών (Cape, 1993).

Στη ναυσιπλοΐα, σε συνθήκες ομιχλώδεις και με ασθενείς ανέμους ή άπνοια, οι ναυτικοί χρειάζεται να επιστήσουν την προσοχή τους στην εκτίμηση της απόστασης διαφόρων αντικειμένων, όταν χρησιμοποιείται η σειρήνα του πλοίου, λόγω της μεταβολής της ισχύος των ηχητικών κυμάτων με το χρόνο, το οποίο οφείλεται στις διαθλάσεις και στις ανακλάσεις των ηχητικών κυμάτων πάνω στα νεφοσταγονίδια της ομίχλης.

Πρόσφατα, έχει παρατηρηθεί από την επιστημονική κοινότητα άλλη αρνητική επίδραση της ομίχλης, που συνδέεται με τα συστήματα τηλεπικοινωνιών. Μία από τις πιο βασικές προκλήσεις της τεχνολογίας λέιζερ ή του ελεύθερου χώρου οπτικής επικοινωνίας (Free Space Optical-FSO), είναι η ευαισθησία στην εξασθένηση λόγω της ομίχλης. Η ομίχλη, έχει χαρακτηριστεί ως ακραία καιρική δυσλειτουργία που προκαλεί πτώση της σύνδεσης (Maged et al., 2016).

Το ενδιαφέρον των ερευνητών για τις επιπτώσεις της ομίχλης και τις αρνητικές συνέπειες που προαναφέρθηκαν παραπάνω, δεν σταματά, αλλά επεκτείνεται και στην εκμετάλλευση των ωφελειών που παρουσιάζονται λόγω αυτού του φαινομένου.

1.8.2 Θετικές επιπτώσεις

Σε άνυδρες περιοχές της γης, με απουσία ή ελάχιστες βροχοπτώσεις και πολλές μέρες ομίχλης, όπως στη Σαουδική Αραβία, στη Ν. Αφρική, στη Χιλή και το Μαρόκο, οι επιστήμονες ψάχνουν τρόπους άντλησης νερού και εκμεταλλεύονται το νερό που συλλέγεται από την ομίχλη, με τις ειδικές διατάξεις συλλογών ομίχλης (Escobar et al. 2010). Οι συλλογείς ομίχλης αποτελούνται από ορθογώνια νάιλον δίχτυα (πολυπροπυλενίου, ή πολυαιθυλενίου), τα οποία προσδένονται από τα άκρα τους σε στύλους πακτωμένους στο έδαφος (όπως φαίνεται στο Σχήμα 1.9). Έχουν χαμηλό κόστος παραγωγής και λειτουργίας, καθώς η ενέργεια που απαιτείται για τη μεταφορά της ομίχλης στην επιφάνεια των συλλογών και τη συμπίκνωση των νεφοσταγονιδίων είναι αιολική. Προσφέρουν μία εναλλακτική πηγή νερού σε περιοχές που το νερό αποτελεί μια πολυτέλεια, για οικιακή, γεωργική, κτηνοτροφική και δασική χρήση. Η τεχνική αυτή άντλησης του νερού της ομίχλης, είναι

εμπνευσμένη, από κάποια είδη εντόμων και φυτών που έχουν αναπτύξει τεχνικές δέσμευσης των θρεπτικών συστατικών των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης, για να επιβιώνουν στα πιο ξηρά μέρη του πλανήτη (Norgaard, 2012). Τα νεφοσταγονίδια της ομίχλης παρέχουν νερό σε πολλούς τύπους βλάστησης, όπως στα δέντρα redwood. Το εθνικό πάρκο στη Χιλή, είναι εγκατεστημένο σε ερημικές συνθήκες, όμως τα φυτά και τα δέντρα ευδοκιμούν μόνο μέσα στο δάσος της ομίχλης.

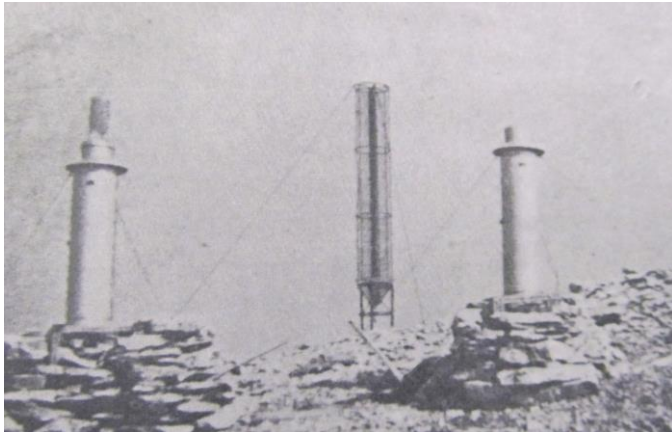
Οι Gandhidasan et al. (2007) εξέτασαν το νερό της ομίχλης σε περιοχές στη Σαουδική Αραβία και βρήκαν ότι η ποσότητα βαρέων μετάλλων που περιέχει είναι αμελητέα και συμπέραναν ότι το νερό της ομίχλης είναι μια εφικτή πηγή πόσιμου νερού. Στο ίδιο συμπέρασμα κατέληξαν οι Fessehaye et al. (2014), οι οποίοι βρήκαν ότι ποιοτικά το νερό της ομίχλης που εξέτασαν πληρούσε τις προδιαγραφές του Παγκόσμιου Οργανισμού Υγείας (ΠΟΥ) για τα ιόντα και τα 23 βαρέα μέταλλα με μια ελαφρώς χαμηλότερη τιμή pH (περίπου 4), το οποίο δεν αποτελεί πρόβλημα για οικιακή και γεωργική χρήση. Στο Chungungo της Χιλής, 75 συλλέκτες ομίχλης παρείχαν κατά μέσο όρο 33 lit. νερού κατ' άτομο, ημερησίως και στη Mrumalanga, στη Ν. Αφρική, ένα σύστημα συλλογής ομίχλης κατάφερε να συλλέξει σχεδόν 800 lit./d νερού (Olivier, 2002).

Άλλη θετική επίπτωση της ομίχλης σχετίζεται με το ισοζύγιο ακτινοβολίας. Η ομίχλη προκαλεί μείωση των απωλειών της υπέρυθρης ακτινοβολίας, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα μειωμένο κίνδυνο εμφάνισης νυχτερινού επιφανειακού παγετού, άρα αποτελεί όφελος για τις χειμερινές καλλιέργειες.



Σχήμα 1.9. Δίχτυα συλλογής ομίχλης (πηγή: google images)

Στην Ελλάδα, στο Επιστημονικό Κέντρο Ολύμπου (Ε.Κ.Ο.), είχαν εγκατασταθεί για πρώτη φορά συλλογείς ομίχλης (Σχήμα 1.10, 1.11 και 1.12) από το 1963 και μετά, καθ' όλη την περίοδο λειτουργίας του Ε.Κ.Ο. (Kyriazopoulos, 1966). Η κατασκευή τους βασίστηκε στη μέθοδο του Grunow (1952, 1963), από τον οποίο πήραν και το όνομα τους. Οι διάφοροι τύποι συλλογέων ομίχλης Grunow (Grunow-type fog collectors) φαίνονται στο Σχήμα 1.13.



Σχήμα 1.10. Βροχόμετρα με συλλογέα ομίχλης Grunow (αριστερά) και χωρίς συλλογέα (δεξιά) και στο βάθος συλλογέας ομίχλης Grunow ύψους 3μ. (ΕΚΟ, ΑΠΘ) (Πηγή: Kyriazopoulos et al., 1968)



Σχήμα 1.11. Συλλογέας ομίχλης Grunow ύψους 3μ. (ΕΚΟ, ΑΠΘ)

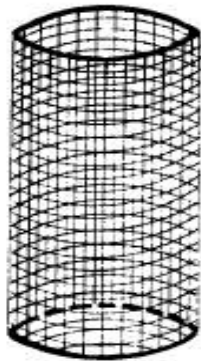


Fig. 2

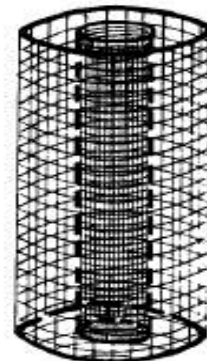


Fig. 3

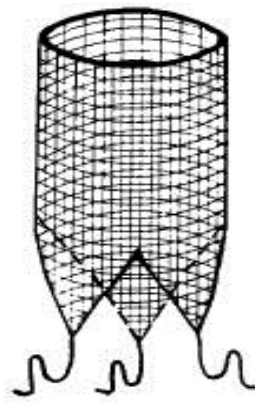


Fig. 6

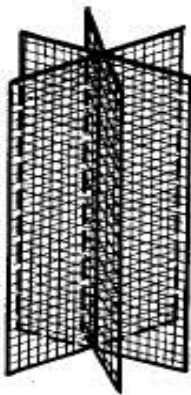


Fig. 4

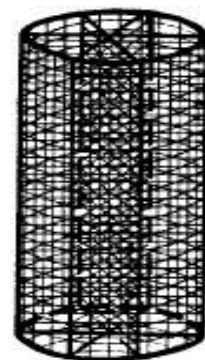


Fig. 5

Σχήμα 1.13. Διάφοροι τύποι συλλογών ομίχλης Grunov



Σχήμα 1.12. Συλλογέας ομίχλης Grunow ύψους 3μ (δεξιά) και βροχόμετρο με ανεμόμετρο (αριστερά) (ΕΚΟ, ΑΠΘ)

Ο ρόλος της ομίχλης στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον είναι διττός, καθώς από τη μια μπορεί να συμμετέχει αρνητικά στην ατμοσφαιρική ρύπανση, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, αλλά από την άλλη, στη θετική της συνεισφορά, απομακρύνει τα αιωρούμενα σωματίδια από την ατμόσφαιρα με την πτώση και την εναπόθεση των σταγονιδίων της ομίχλης πάνω σε διάφορες επιφάνειες (fog scavenging effect). Η εμφάνιση της ομίχλης έχει αντίκτυπο στα αερολύματα του περιβάλλοντος, επηρεάζοντας τις μικροφυσικές και χημικές τους ιδιότητες, οι οποίες μελετώνται για την επίδραση των αερολυμάτων στο κλίμα και την ποιότητα του αέρα. Fog scavenging, είναι η διαδικασία με την οποία τα ατμοσφαιρικά σωματίδια μεταφέρονται στην υγρή φάση των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης (Gilardoni et al., 2014). Πράγματι, η συγκέντρωση των αερολυμάτων μειώνεται (Collett et al., 2001) και τροποποιείται η υγροσκοπικότητα των αερολυμάτων και η κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων με την επιλεκτική αφαίρεση των υδατοδιαλυτών ουσιών από την ατμόσφαιρα (Collett et al., 2008).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ ΚΑΙ ΔΙΑΛΥΣΗΣ ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ

2.1 Εισαγωγή

Η πρόγνωση της ομίχλης αποτελεί ένα δύσκολο εγχείρημα και αυτό οφείλεται στο ότι είναι ένα φαινόμενο που επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες, όπως η ακτινοβολία, οι τυρβώδεις κινήσεις, η μικροφυσική των σταγονιδίων, η χημεία των αερολυμάτων και οι συνθήκες εδάφους (παρουσία πάγου, χιονιού, είδος εδάφους, κλπ). Συνεπώς, μια πιο βελτιωμένη γνώση των ατμοσφαιρικών συνθηκών κάτω από τις οποίες συμβαίνει το φαινόμενο της ομίχλης, μπορεί να οδηγήσει σε μια πιο ακριβή πρόγνωση της στιγμής εκκίνησης και της στιγμής της διάλυσης της ομίχλης.

Οι μέθοδοι πρόγνωσης που χρησιμοποιούν οι προγνώστες ποικίλλουν στις διάφορες χώρες του κόσμου και περιλαμβάνουν α) τη χρήση δορυφορικών εικόνων, β) τη χρήση μονοδιάστατων -και τελευταία πολυδιάστατων- μοντέλων που χρησιμοποιούνται από χώρες, όπως Ελβετία, Γαλλία, Πορτογαλία, Βέλγιο και Ηνωμένο Βασίλειο, γ) τη χρήση στατιστικών - εμπειρικών μεθόδων και συστημάτων υποστήριξης αποφάσεων, όπου εντάσσονται τα δέντρα αποφάσεων, η γραμμική παλινδρόμηση, Kalman-filter, (Kilpinen and Juha, 1992), τα τεχνητά νευρωνικά δίκτυα (Pasini et al., 2001), η μη-γραμμική παλινδρόμηση, η οποία μέθοδος όμως δεν πλεονεκτεί έναντι των γραμμικών μεθόδων για επιχειρησιακή εφαρμογή, καθώς και δ) την κλιματολογική συνοπτική ανάλυση. Οι Angouridakis και Flocas (1983) πρότειναν μια γραμμική προγνωστική σχέση υπολογισμού της θερμοκρασίας ανάπτυξης ομίχλης ακτινοβολίας στη Θεσσαλονίκη, υπολογίζοντας την παράμετρο της θερμοκρασίας ομίχλης (Tf).

2.2 Πρόγνωση σχηματισμού ομίχλης

α) Πρόγνωση ομίχλης με τη χρήση δορυφορικών εικόνων

Η ομίχλη και γενικά τα χαμηλά νέφη, δεν είναι εύκολο ν' ανιχνευθούν στο θερμικό υπέρυθρο (8 - 12,5 μm), καθώς η θερμοκρασία των κορυφών τους είναι σχεδόν ίδια με τη θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους. Οι αποχρώσεις τους κυμαίνονται σε χαμηλές αποχρώσεις του γκρι, όπως αυτή της ξηράς. Όταν όμως

υπάρχει ισχυρή νυχτερινή θερμοκρασιακή αναστροφή, φαινόμενο το οποίο είναι συνηθισμένο στην ομίχλη ακτινοβολίας, τότε η κορυφή της ομίχλης είναι θερμότερη από το έδαφος, με συνέπεια η ομίχλη να εμφανίζεται πιο σκούρη από την υπόλοιπη σκηνή, γι αυτό ονομάζεται και μαύρη ομίχλη (Καρτάλης και Φείδας, 2015).

Κατά τη διάρκεια της ημέρας, τα πλέον κατάλληλα δορυφορικά κανάλια για την ανίχνευση της ομίχλης είναι τα κανάλια του ορατού METEOSAT VIS και NOAA AVHRR κανάλι 1 και 2. Στην περίπτωση αυτή, απουσία υψηλών νεφών, η ομίχλη και τα χαμηλά νέφη ανιχνεύονται εύκολα, λόγω της υψηλής ανακλαστικότητας. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, στο κανάλι του μέσου υπερύθρου (3,7 μm), τα νεφοσταγονίδια της ομίχλης και των χαμηλών νεφών διακρίνονται από τη ξηρά ή τη θάλασσα, καθώς σ' αυτό το μήκος κύματος η γήινη επιφάνεια εκπέμπει ως μέλαν σώμα σε αντίθεση με τα νέφη, τα οποία εκπέμπουν λιγότερη ακτινοβολία, άρα εμφανίζονται και πιο ψυχρά (Καρτάλης και Φείδας, 2015).

Έχει αποδειχθεί ότι υπάρχει ένας συσχετισμός μεταξύ της ανακλαστικότητας της ομίχλης, όπως μετράται από το κανάλι στο ορατό φάσμα των δορυφορικών εικόνων, και της διάρκειας της ομίχλης. Ως εκ τούτου, μια εικόνα στο ορατό, μπορεί ν' αποδειχθεί πολύ χρήσιμη για την πολύ μικρής διάρκειας πρόγνωση της διάλυσής της. Ο χρόνος διάλυσης είναι συνάρτηση της ανακλαστικότητας της ομίχλης. Όσο μεγαλύτερη είναι η ανακλαστικότητα, τόσο μεγαλύτερη θα είναι η διάρκεια της ομίχλης (Anthis & Cracknell, 1999).

β) Πρόγνωση ομίχλης με τη χρήση εμπειρικών μεθόδων και εύρεση θερμοκρασίας ομίχλης

Μέθοδος Saunders

Η μέθοδος Saunders (1950) λαμβάνει υπόψη την υγρασία στο στρώμα ψύξης. Η πρόγνωση της ομίχλης με βάση αυτή τη μέθοδο, στηρίζεται στην πρόγνωση της θερμοκρασίας σχηματισμού της ομίχλης, στη θερμοκρασία δηλαδή που μειώνεται η θερμοκρασία επιφανείας την ώρα που δημιουργείται η ομίχλη. Υπολογίζεται, είτε με εμπειρικούς κανόνες, όπου λαμβάνονται υπόψη οι θερμοκρασίες επιφανείας και σημείου δρόσου μια δεδομένη χρονική στιγμή πριν να λάβει χώρα το φαινόμενο, είτε με τη βοήθεια του τεφιγράμματος.

Διαδικασία εύρεσης της θερμοκρασίας σχηματισμού ομίχλης (Tfog) ή σημείο ομίχλης με βάση το τεφίγραμμα

Παρακάτω παρατίθεται η διαδικασία εύρεσης της θερμοκρασίας σχηματισμού ομίχλης (Tfog) ή σημείο ομίχλης, με βάση το τεφίγραμμα, όπως αυτό περιγράφεται από τη Μετεωρολογική Υπηρεσία της Μεγάλης Βρετανίας (Meteorological Office, 1997): Επιλέγουμε μια αντιπροσωπευτική ραδιοβόλιση (συνήθως 12.00 UTC) και κατασκευάζουμε τις καμπύλες θερμοκρασίας και θερμοκρασίας σημείου δρόσου. Φέρνουμε την ισοβαρή που αντιστοιχεί στην επιφάνεια του σταθμού (QFE). Σημειώνουμε τη μέγιστη θερμοκρασία που παρατηρείται και την αντίστοιχη θερμοκρασία σημείου δρόσου και από αυτές τις θερμοκρασίες κατασκευάζουμε το εξαναγκασμένο επίπεδο συμπύκνωσης (Lifting Condensation Level-LCL), (Σημείο A, Σχήμα 2.1). Από το επίπεδο συμπύκνωσης, φέρνουμε παράλληλη προς τις ισοβαρείς μέχρι να συναντήσει την καμπύλη της θερμοκρασίας σημείου δρόσου (Σημείο B, Σχήμα 2.1). Από το σημείο B κατεβαίνουμε με την ισόϋγρη ως την επιφάνεια. Η θερμοκρασία που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο σημείο, είναι η θερμοκρασία σχηματισμού ομίχλης (Tfog) (Σημείο C, Σχήμα 2.1).

Σημειώνεται ότι:

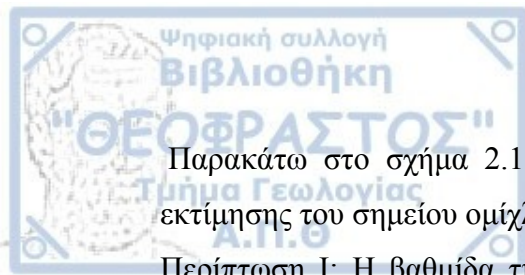
Αν μια αναστροφή κατολίσθησης (subsidence inversion) βρίσκεται μέσα σε στρώμα πάχους 30hPa πάνω από το έδαφος, τότε ως θερμοκρασία σχηματισμού ομίχλης χρησιμοποιείται η θερμοκρασία σημείου δρόσου.

Αν βρέχει το απόγευμα, τότε το σημείο ομίχλης θα είναι μεγαλύτερο από την τιμή που υπολογίζεται.

Αν η ραδιοβόλιση έγινε με βροχή, τότε το πραγματικό σημείο ομίχλης θα είναι χαμηλότερο.

Αν έχει επικρατήσει θαλάσσια αύρα αργά το απόγευμα, τότε χρησιμοποιείται η θερμοκρασία σημείου δρόσου.

Αν το υπολογιζόμενο σημείο ομίχλης είναι κάτω των 0 °C, τότε το πραγματικό θα είναι χαμηλότερο εξαιτίας του παγετού.



Παρακάτω στο σχήμα 2.1 περιγράφονται οι διάφορες συνθήκες-περιπτώσεις της εκτίμησης του σημείου ομίχλης (Tfog), με τη μέθοδο Saunders:

Περίπτωση I: Η βαθμίδα της Td είναι σταθερή εκτός από το στρώμα κοντά στην επιφάνεια, όπου βρίσκεται πάνω ή δεξιά της προς τα κάτω προέκτασης του ανωτέρου τμήματος της καμπύλης της Td. Περίπτωση II: Η βαθμίδα της Td αυξάνει καθ' ύψος. Το σημείο B βρίσκεται προεκτείνοντας προς τα πάνω το τμήμα της καμπύλης της Td στο οποίο η βαθμίδα αυξάνει. Περίπτωση III: Η Td στην επιφάνεια βρίσκεται αριστερά της προς τα κάτω προέκτασης του ανωτέρου τμήματος της βαθμίδας της Td. IIIα) Αν η βαθμίδα της T στα κατώτερα στρώματα είναι μικρότερη της ξηρής αδιαβατικής, τότε ακολουθείται η διαδικασία στην περίπτωση I. IIIβ) Αν η βαθμίδα της T στα κατώτερα στρώματα είναι ίση ή μεγαλύτερη της ξηρής αδιαβατικής, τότε δεν υπολογίζεται το LCL και η θερμοκρασία ομίχλης είναι ίση με τη Td (Πηγή: The MetOffice, 1997).

Σχήμα 2.1. Εκτίμηση του σημείου ομίχλης, με τη μέθοδο Saunders

Μέθοδος Craddock and Pritchard

Στη Μ. Βρετανία για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας ομίχλης εφαρμόζεται ο τύπος $T_{fog} = 0,044 * T_{12} + 0,844 * T_{d12} - 0,55 + A$ (3)

όπου, T_{12} η θερμοκρασία στις 12.00 UTC, T_{d12} η θερμοκρασία του σημείου δρόσου την ίδια ώρα και A είναι μια μεταβλητή που εξαρτάται από τις μέσες προβλεπόμενες τιμές της νέφωσης και του γεωστροφικού ανέμου τις ώρες 00.00 UTC, 06.00 UTC και 18.00 UTC και εκφράζεται σε $^{\circ}\text{C}$ (Craddock and Pritchard, 1951).

γ) Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης με βάση την ελάχιστη παρατηρούμενη θερμοκρασία (T_{min})

Για την πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης προτείνεται η σύγκριση της θερμοκρασίας ομίχλης (T_{fog}) με την ελάχιστη παρατηρούμενη θερμοκρασία το βράδυ (T_{min}) (Met Office, 1997) (Πίνακας 2.1).

Αν η T_{fog} είναι 1°C ή παραπάνω από την T_{min} , σχηματίζεται ομίχλη.

Αν η T_{fog} είναι από $0,5^{\circ}\text{C}$ έως $1,5^{\circ}\text{C}$ μικρότερη της T_{min} , τότε υπάρχει πιθανότητα να σχηματιστεί ομίχλη.

Αν η T_{fog} είναι 2°C ή περισσότερο, μικρότερη της T_{min} , τότε δεν αναμένεται σχηματισμός ομίχλης.

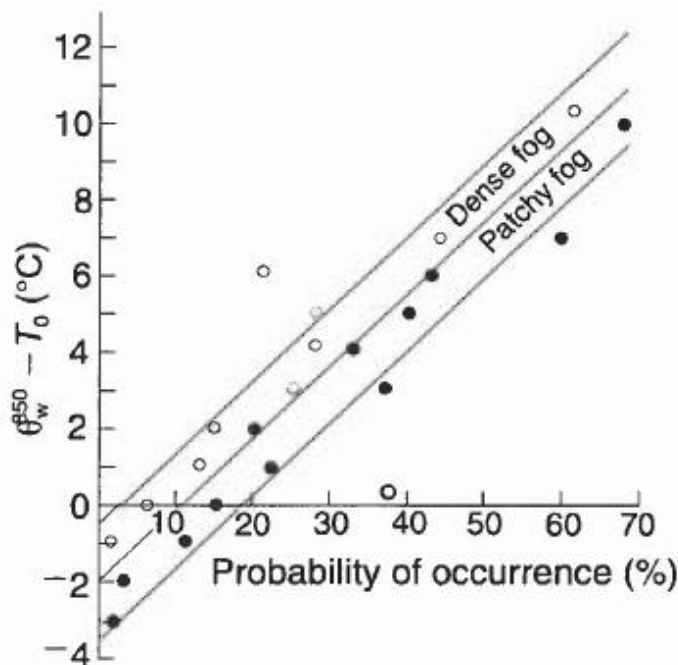
Πίνακας 2.1. Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης με βάση τη διαφορά θερμοκρασίας ομίχλης (T_{fog}) και της ελάχιστης παρατηρούμενης θερμοκρασίας (T_{min})

$T_f - T_{min}$ ($^{\circ}\text{C}$)	Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης
$\geq +1$	Εκτεταμένη ομίχλη
$= 0,5$	Πιθανός σχηματισμός ομίχλης αργά τη νύχτα
$= 0$	Πιθανός σχηματισμός ομίχλης κατά ζώνες (patchy fog), την αυγή
$-0,5$ έως $-1,5$	Πιθανός σχηματισμός ομίχλης κατά ζώνες (patchy fog) σε περιοχές ευαίσθητες
≤ -2	Δεν αναμένεται ομίχλη

Εάν η θερμοκρασία ομίχλης (T_f) είναι σημαντικά μεγαλύτερη από την ελάχιστη θερμοκρασία (T_{min}), τότε η ώρα σχηματισμού ομίχλης μπορεί να προγνωστεί από τη νυχτερινή καμπύλη ψύξης.

δ) Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης με βάση τη δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850hPa (θ_w850)

Η δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850hPa είναι σημαντική ως μέσο αναγνώρισης αέριων μαζών. Δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου θ_w ονομάζουμε τη θερμοκρασία που αποκτά αέρια μάζα που αρχικά την φέρουμε αδιαβατικά σε κορεσμό και μετά τη μεταφέρουμε ακολουθώντας την κορεσμένη υγρή αδιαβατική μέχρι τη στάθμη των 1000 hPa, με συνεχή εξάτμιση υδροσταγόνων μέσα σε αυτήν (Ζάνης, 2015). Η πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης αυξάνεται, καθώς αυξάνεται η διαφορά θερμοκρασίας επιφανείας (T_o) με τη δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850hPa (θ_w850). Για παράδειγμα, αν η επιφανειακή προγνωστική θερμοκρασία διαφέρει από τη δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου στα 850hPa, κατά 4oC, τότε η πιθανότητα να σχηματιστεί ομίχλη είναι περίπου 25%.



Σχήμα 2.2. Πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης σε σχέση με τη διαφορά της T_o και της θ_w850 (Met Office, 1997)

ε) Crossover ή UPS (United Parcel Service) Fog Technique

Η τεχνική αυτή αναπτύχθηκε από τους Baker et al. (2002), για την πρόγνωση της ομίχλης ακτινοβολίας, ή συνδυασμό της ομίχλης ακτινοβολίας – μεταφοράς και εφαρμόζεται πάνω από ηπειρωτικές επιφάνειες. Η μέθοδος λαμβάνει υπόψη ότι τη θερμότερη ώρα της ημέρας τα κατώτερα τμήματα του οριακού στρώματος είναι καλά αναμεμιγμένα και η θερμοκρασία του σημείου δρόσου επιφανείας είναι αντιπροσωπευτική σ' αυτό το αναμεμιγμένο στρώμα. Αυτή η θερμοκρασία του σημείου δρόσου επιφανείας κατά τη διάρκεια της απογευματινής έντονης θέρμανσης, ονομάζεται Crossover (TX). Αν η επιφανειακή θερμοκρασία του αέρα γίνει ίση, ή χαμηλότερη από αυτή τη θερμοκρασία, τότε ομίχλη είναι πιθανό να συμβεί. Αυτό συμβαίνει, επειδή υπό κανονικές ατμοσφαιρικές συνθήκες η ειδική υγρασία μειώνεται κατακόρυφα (Baker et al. 2002). Η ανάμιξη του αέρα του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος, κατά τις απογευματινές ώρες έντονης θέρμανσης, προκαλεί έντονη ανοδική μεταφορά των υδρατμών και η θερμοκρασία του σημείου δρόσου μειώνεται. Ο ρυθμός με τον οποίο η θερμοκρασία του σημείου δρόσου μειώνεται, παρέχει κρίσιμες πληροφορίες για την κατακόρυφη βαθμίδα της υγρασίας. Αν το σημείο δρόσου μειώνεται κατά τις απογευματινές ώρες που παρατηρείται η μέγιστη θέρμανση της επιφανείας, τότε αναμένεται μείωση της υγρασίας καθ' ύψος, με αποτέλεσμα να υπάρχει μικρότερος κίνδυνος εμφάνισης ομίχλης την επόμενη μέρα. Αντίθετα, αν το σημείο δρόσου αυξάνεται ή παραμένει σταθερό, το οριακό στρώμα είναι καλά αναμεμιγμένο και αυξάνεται ο κίνδυνος εμφάνισης ομίχλης την επόμενη μέρα. Η τεχνική αυτή θα πρέπει να εφαρμόζεται μόνο όταν δεν υπάρχει σημαντική πηγή οριζόντιας μεταφοράς υγρασίας, καθώς και όταν δεν προστίθεται υγρασία μέσω κατακρημνισμάτων. Η ανεπαρκής ανάμιξη του αέρα πολλές φορές αποτελεί κατασταλτικό παράγοντα στο σχηματισμό της ομίχλης ακτινοβολίας, ακόμα κι αν επικρατεί πλήρης κορεσμός της επιφάνειας. Γι αυτό πρέπει να εξετάζεται η κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας (hydrolapse) του οριακού ατμοσφαιρικού στρώματος.

Ο Pettersen (1940) είχε τονίσει τη σημασία της υγρασίας κατακόρυφα, στην ανάπτυξη της ομίχλης, αναφέροντας ότι, όσο η ειδική υγρασία μειώνεται με το ύψος, συνήθως, δεν σχηματίζεται ομίχλη, εκτός κι αν υπάρχει άπνοια οπότε σχηματίζεται μόνο πάχνη ή δρόσος στην επιφάνεια. Συνήθως όμως, οι τεχνικές πρόγνωσης της

ομίχλης, δεν λαμβάνουν υπόψη την κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας, καθώς στα περισσότερα αεροδρόμια δεν φαίνεται και δεν υπολογίζεται εύκολα το κατακόρυφο προφίλ της υγρασίας στις τακτικές μετεωρολογικές παρατηρήσεις. Η πληροφορία αυτή δίδεται από τις παρατηρήσεις ανώτερης ατμόσφαιρας, τις ραδιοβολίσεις, αλλά είναι ελάχιστα τα αεροδρόμια που διεξάγουν τις παρατηρήσεις αυτές.

ζ) Δείκτης ευστάθειας ομίχλης (Fog Stability Index – FSI)

Ο δείκτης ευστάθειας ομίχλης (Fog Stability Index – FSI) είναι μια μέθοδος που έχει αναπτυχθεί από την Αμερικάνικη Πολεμική Αεροπορία και η απλότητα της έγκειται στο γεγονός ότι απαιτεί μόνο τέσσερις μεταβλητές, οι οποίες δίδονται από τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων (Holtslag et al., 2010). Πρέπει να χρησιμοποιείται η πιο κοντινή ραδιοβολίση στην ώρα σχηματισμού της ομίχλης. Χρησιμοποιείται επικουρικά και ποτέ σαν τη μοναδική μέθοδο πρόγνωσης. Η εξίσωση 4 δίνει τον τύπο εύρεσης του δείκτη:

$$FSI = 2*(T-Td) + 2*(T-T850) + W850 \quad (4)$$

όπου T και Td είναι η θερμοκρασία αέρα και η θερμοκρασία σημείου δρόσου σε (°C) στα 2m, T850 είναι η θερμοκρασία στα 850 hPa και W850 είναι η ταχύτητα του ανέμου (σε kts) στη στάθμη των 850 hPa. Οι μεταβλητές προσδιορίζουν την υγρασία (T-Td), την ευστάθεια (T-T850) και την ένταση του ανέμου (W850). Όταν ο δείκτης FSI <31 τότε υπάρχει μεγάλη πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης, όταν 31<FSI<55, τότε είναι μέτρια η πιθανότητα σχηματισμού ομίχλης, και όταν FSI>55 τότε υπάρχει μικρός κίνδυνος εμφάνισης ομίχλης. Είναι γνωστό, ότι ο σχηματισμός της ομίχλης ευνοείται όταν η υγρασία είναι μεγάλη, δηλαδή η διαφορά της θερμοκρασίας με τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου είναι μικρή, επικρατεί ευστάθεια, άρα η διαφορά της θερμοκρασίας με τη θερμοκρασία στα 850 hPa είναι μικρή και η ταχύτητα του ανέμου είναι μικρή.

Οι Holtslag et al., (2010) εκτίμησαν τον εμπειρικό αυτό δείκτη που βασίζεται σε παρατηρήσεις ανώτερης ατμόσφαιρας, τον σύγκριναν με το αριθμητικό μεσοπρόθεσμο μοντέλο MM5 στο Πανεπιστήμιο Wageningen της Ολλανδίας και συμπέραναν ότι έχει καλύτερη αποτελεσματικότητα από το συγκεκριμένο μοντέλο, καθώς επίσης ότι είναι ικανός για υψηλής ακρίβειας προγνώσεις.

2.2.1 Η σημασία των μετεωρολογικών παραμέτρων στην ομίχλη

Η βροχόπτωση αποτελεί, είτε ανασταλτικό παράγοντα, είτε παίζει ενεργό ρόλο στο σχηματισμό της ομίχλης. Συγκεκριμένα, όταν στον παρελθόντα καιρό του προηγούμενου 12ώρου ή 6ώρου έχει βρέξει, παρέχεται η απαιτούμενη υγρασία για την ανάπτυξη της ομίχλης. Σε μικρότερη χρονική κλίμακα, η βροχόπτωση μπορεί ν' αναστείλει το σχηματισμό του φαινομένου, προκαλώντας την ανάπτυξη τοπικών στροβίλων μέσα στο οριακό στρώμα. Υπολογίζεται ότι σε παγκόσμια κλίμακα γύρω στο 80-90% της μάζας των αιωρημάτων απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα μέσω των κατακρημνίσεων. Αυτό επιτυγχάνεται με τη συλλογή των γιγάντιων ή μεγάλων πυρήνων από τις νεφοσταγόνες της βροχής, ή με την απ' ευθείας απόθεση στην επιφάνεια του εδάφους (washout process). Κάθε νεφοσταγόνα περιέχει έναν υγροσκοπικό πυρήνα συμπύκνωσης και κάθε βροχοσταγόνα που περιέχει 10^6 νεφοσταγόνες, βοηθά στην απομάκρυνση από την ατμόσφαιρα και στην απόθεση στο έδαφος 10^6 αιωρημάτων (Καρακώστας, 2015). Η βελτιωμένη ατμοσφαιρική ορατότητα μετά τη βροχόπτωση οφείλεται στην παραπάνω διαδικασία.

Η διεύθυνση και η ένταση του ανέμου αποτελεί έναν πολύ καλό δείκτη για την πιθανότητα να σχηματιστεί ομίχλη. Για παράδειγμα, εκτός από τις συνθήκες άπνοιας, που σύμφωνα με τη μελέτη πολλών ερευνητών ευνοούν την ανάπτυξη της ομίχλης ακτινοβολίας, ασθενείς άνεμοι ανατολικής νοτιοανατολικής διεύθυνσης στο αεροδρόμιο Μακεδονία, δίνουν ένα σημαντικό ποσοστό εμφάνισης ομίχλης (35%), με βάση τη Stolaki et al. (2009), που πιθανόν σχετίζεται με τη συγκεκριμένη τοπογραφία της περιοχής, την κοιλάδα του Ανθεμούντα.

Οι συνθήκες του εδάφους διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην πρόγνωση της ομίχλης μεταφοράς και της ομίχλης ακτινοβολίας. Το πορώδες και το περιεχόμενο σε οργανική ουσία του εδάφους επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τη θερμική αγωγιμότητα του εδάφους. Οι ροές θερμότητας και υγρασίας μέσα στο έδαφος είναι θεμελιώδους σημασίας στην πρόγνωση του σχηματισμού ομίχλης, επειδή επηρεάζουν τη θερμική αγωγιμότητα. Η έλλειψη τέτοιων πραγματικών δεδομένων στην πρόγνωση είναι επιζήμια. Έμφαση δίνεται στη ροή θερμότητας του εδάφους, που αποτελεί έναν από τους πιο βασικούς παράγοντες σχηματισμού ομίχλης (Cox, 2007 and Rosenberg et al., 1983). Η ροή θερμότητας του εδάφους δίνεται από τη σχέση 5.

$$S = K \cdot dT/dz \quad (5)$$

όπου, S η ροή θερμότητας του εδάφους, K η θερμική αγωγιμότητα του εδάφους και dT/dz η μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος. Η θερμική αγωγιμότητα του εδάφους είναι πολύ δύσκολο να μετρηθεί σε πραγματικό χρόνο, επειδή απαιτεί μία σταθερή κατάσταση. Τα αργιλώδη εδάφη έχουν χαμηλότερη θερμική αγωγιμότητα, άρα και μικρότερη ροή θερμότητας προς την επιφάνεια, το οποίο είναι ιδανικό για την ανάπτυξη της ομίχλης ακτινοβολίας (Cox, 2007), διότι η επιφανειακή θερμοκρασία είναι χαμηλότερη και αναπτύσσεται πιο γρήγορα η ομίχλη. Υπάρχουν περιπτώσεις, όπου οι μεγάλοι ρυθμοί εναπόθεσης δρόσου ή πάχνης σε επιφάνειες του εδάφους μπορεί να καθυστερήσουν το ξεκίνημα της ομίχλης ή ακόμα και να αποτρέψουν το σχηματισμό της, λόγω της μείωσης των υδρατμών στα χαμηλότερα στρώματα του οριακού στρώματος.

2.3 Πρόγνωση διάλυσης ομίχλης

Είναι σημαντικό να γνωρίζουμε τους μηχανισμούς με τους οποίους σχηματίζεται η ομίχλη, για να μπορεί να γίνει πρόγνωση της διάλυσής της. Σαν κανόνας, οι παρακάτω συνθήκες θα μειώσουν την επίδραση του φαινομένου και θα βελτιώσουν την ορατότητα. Η ηλιακή ακτινοβολία, η κάλυψη με νέφη πάνω από την κορυφή της ομίχλης κατά τη διάρκεια της νύχτας, οι ισχυροί άνεμοι ή αναταράξεις, μεταφορά ξηρού αέρα, έναρξη βροχής και οποιαδήποτε άλλη σημαντική αλλαγή στους μηχανισμούς σχηματισμού της ομίχλης (Met Office, 1997).

Εκτίμηση της κορυφής της ομίχλης

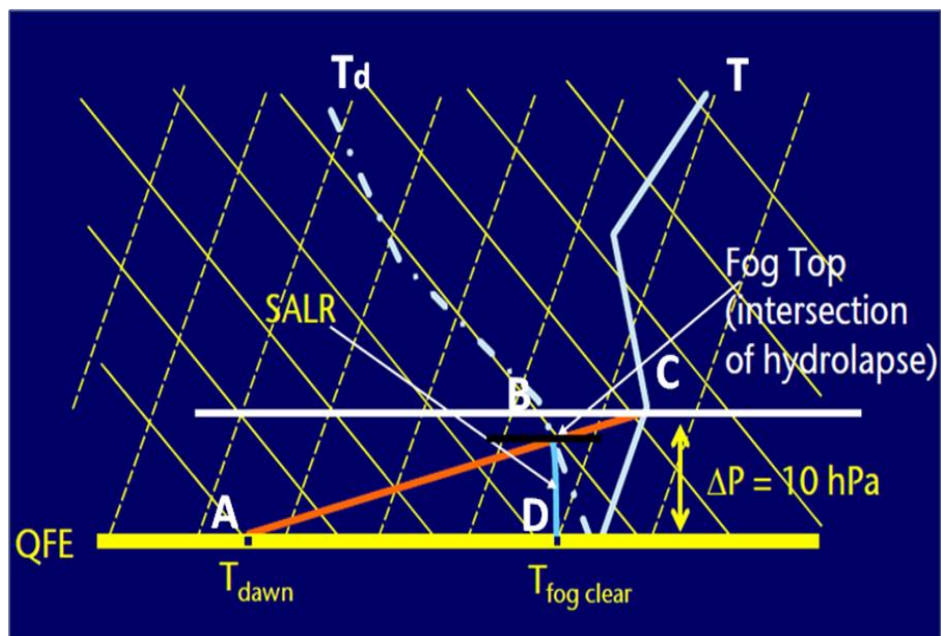
Οπτική εκτίμηση: Αν ο ουρανός είναι ορατός, το πάχος της ομίχλης είναι πιθανό να είναι 5hPa σε πυκνή ομίχλη και 10 hPa σε αραιή ομίχλη.

Αν ο ουρανός δεν είναι ορατός την αυγή και δεν υπάρχει διαθέσιμη ραδιοβόλιση για την περιοχή, τότε η πιο αντιπροσωπευτική ραδιοβόλιση (συνήθως της 00.00 UTC) θα πρέπει να τροποποιείται, όσο αφορά τη μεταβολή της θερμοκρασίας από τις 00.00 μέχρι τη στιγμή που σημειώνεται η ελάχιστη θερμοκρασία, σύμφωνα με τον παρακάτω τρόπο.

α) Εύρεση της θερμοκρασίας διάλυσης της ομίχλης με βάση το τεφίγραμμα

1η Περίπτωση ομίχλης την αυγή με ουρανό ορατό

Με βάση το Σχήμα 2.3, χαράζουμε τις καμπύλες θερμοκρασίας και θερμοκρασίας σημείου δρόσου. Φέρνουμε την ισοβαρή που αντιστοιχεί στην πίεση της επιφάνειας του σταθμού (QFE). Σημειώνουμε την ελάχιστη παρατηρούμενη ή προγνωστική τιμή της θερμοκρασίας την αυγή (T_{dawn}) πάνω στην ισοβαρή, στο σημείο A. Στη συνέχεια προεκτείνουμε το σημείο A μέχρι να συναντήσει την καμπύλη της θερμοκρασίας, στην κορυφή της αναστροφής (σημείο C). Η καμπύλη ACT είναι το τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας. Από το σημείο που ενώνει τη γραμμή AC στην καμπύλη της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (σημείο B) κατεβαίνουμε με την κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (SALR) και έτσι βρίσκουμε τη θερμοκρασία διάλυσης ($T_{\text{fog clear}}$) (σημείο D).

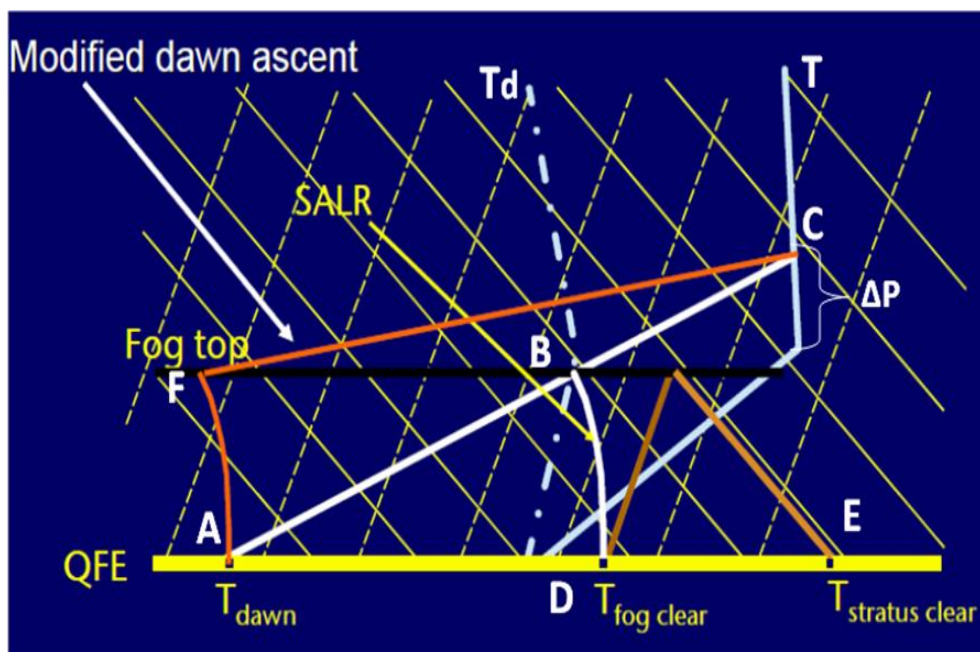


Σχήμα 2.3. Τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ και εκτίμηση της θερμοκρασίας διάλυσης ομίχλης. 1η περίπτωση ομίχλης την αυγή με ορατό ουρανό (Met Office, 1997)

2η Περίπτωση ομίχλης την αυγή, με ουρανό αόρατο και αναστροφή θερμοκρασίας

Με βάση το Σχήμα 2.4, ακολουθούμε την ίδια διαδικασία μέχρι το σημείο A. Στην καμπύλη της θερμοκρασίας T, από την κορυφή της αναστροφής, ανεβαίνουμε κατά ΔP ($\Delta P=18$ hPa το χειμώνα, $\Delta P=6$ hPa το καλοκαίρι και $\Delta P=12$ hPa την άνοιξη

και το φθινόπωρο) και σημειώνουμε το σημείο αυτό (C). Φέρνουμε τη γραμμή AC. Για τον προσδιορισμό της θερμοκρασίας της κορυφής της ομίχλης και εφόσον είναι γνωστές οι ωριαίες τιμές τη νύχτα, εντοπίζουμε τη στιγμή που η ομίχλη άλλαξε από ουρανό ορατό σε ουρανό αόρατο και θεωρούμε τη θερμοκρασία της στιγμής αυτής ως τη θερμοκρασία κορυφής της ομίχλης. Από το σημείο A ανεβαίνουμε με την κορεσμένη αδιαβατική θερμοβαθμίδα (SALR) μέχρι το σημείο F, στο οποίο η θερμοκρασία είναι ίση με αυτή της θερμοκρασίας της κορυφής της ομίχλης. Η καμπύλη AFCT είναι το τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ της ατμόσφαιρας. Το πάχος της ομίχλης είναι το AF. Η θερμοκρασία διάλυσης προσδιορίζεται όπως και στην περίπτωση 1. Επειδή η ομίχλη ανυψώνεται σε νέφη stratus, η θερμοκρασία διάλυσης των νεφών αυτών, προσδιορίζεται φέρνοντας την ισόυγρη από το σημείο D μέχρι το επίπεδο του σημείου B και στη συνέχεια κατεβαίνουμε με τη ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (DALR) μέχρι το επίπεδο του σταθμού, στο σημείο E. Όταν η επιφανειακή θερμοκρασία φτάσει αυτήν την τιμή, τα νέφη stratus θα διαλυθούν.



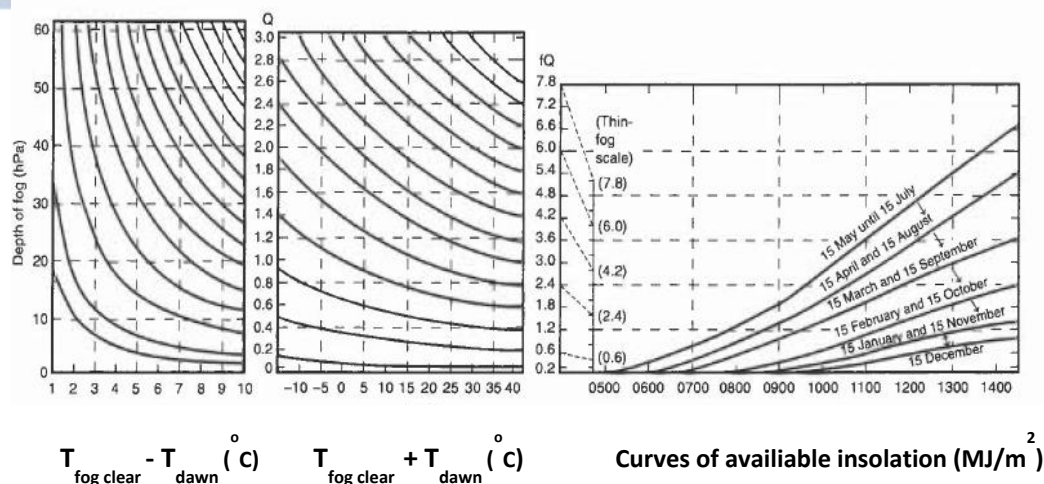
Σχήμα 2.4. Τροποποιημένο θερμοκρασιακό προφίλ και εκτίμηση της θερμοκρασίας διάλυσης ομίχλης. 2η περίπτωση ομίχλης την αυγή, με αόρατο ουρανό και αναστροφή θερμοκρασίας (Met Office, 1997)

β) Πρόγνωση της ώρας διάλυσης της ομίχλης με το απαιτούμενο ποσό ηλιακής ακτινοβολίας

συγκεκριμένη χρονική στιγμή του έτους. Το πάχος της ομίχλης πρέπει να είναι γνωστό ή να εκτιμάται μαζί με τη θερμοκρασία διάλυσής της.

55

για τη θέρμανση του αέρα, το οποίο εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος, το μήνα του έτους και την ώρα της μέρας.



Σχήμα 2.6. Διαγράμματα πρόγνωσης της ώρας διάλυσης ομίχλης με ακτινοβολία, σύμφωνα με τον Barthram (1964) (Met Office, 1997).

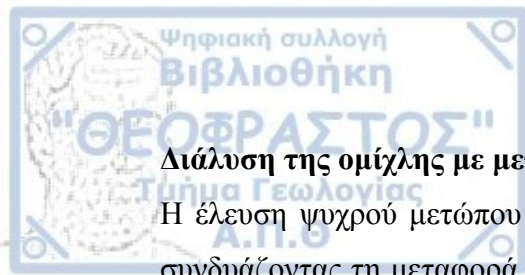
γ) Πρόγνωση της διάλυσης της ομίχλης χωρίς την ηλιακή ακτινοβολία

Διάλυση της ομίχλης με κάλυψη με νέφη

Η κάλυψη με νέφη πάνω από το στρώμα της ομίχλης κατά τη διάρκεια της νύχτας είναι ο πιο γρήγορος και ο πιο αποτελεσματικός τρόπος διάλυσης της ομίχλης, καθώς αντιστρέφει ή σταματά τη διαδικασία ψύξης με ακτινοβολία, με τον εμποδισμό της ακτινοβολίας προς το διάστημα. Όσο πιο χαμηλό είναι το νεφικό στρώμα και κυρίως των χαμηλών νεφών, τόσο πιο αποτελεσματική είναι η διάλυση της ομίχλης.

Διάλυση της ομίχλης με αύξηση του ανέμου

Όσο πιο έντονη είναι η αναστροφή στο στρώμα της ομίχλης, τόσο πιο αυξημένη πρέπει να είναι η ένταση του ανέμου για να προκληθούν αναταράξεις και να μπορέσει να διαλυθεί το στρώμα της ομίχλης. Εκτός από τις περιπτώσεις της ομίχλης μεταφοράς, όπου η παρουσία ανέμου ευνοεί τη μεταφορά της.



Διάλυση της ομίχλης με μεταφορά ξηρού αέρα

Η έλευση ψυχρού μετώπου μπορεί να οδηγήσει στη γρήγορη διάλυση της ομίχλης, συνδυάζοντας τη μεταφορά ξηρού αέρα, την κάλυψη με νέφη και συχνά την αύξηση της ταχύτητας του ανέμου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

Α. Κλιματολογική μελέτη

3.1 Δεδομένα

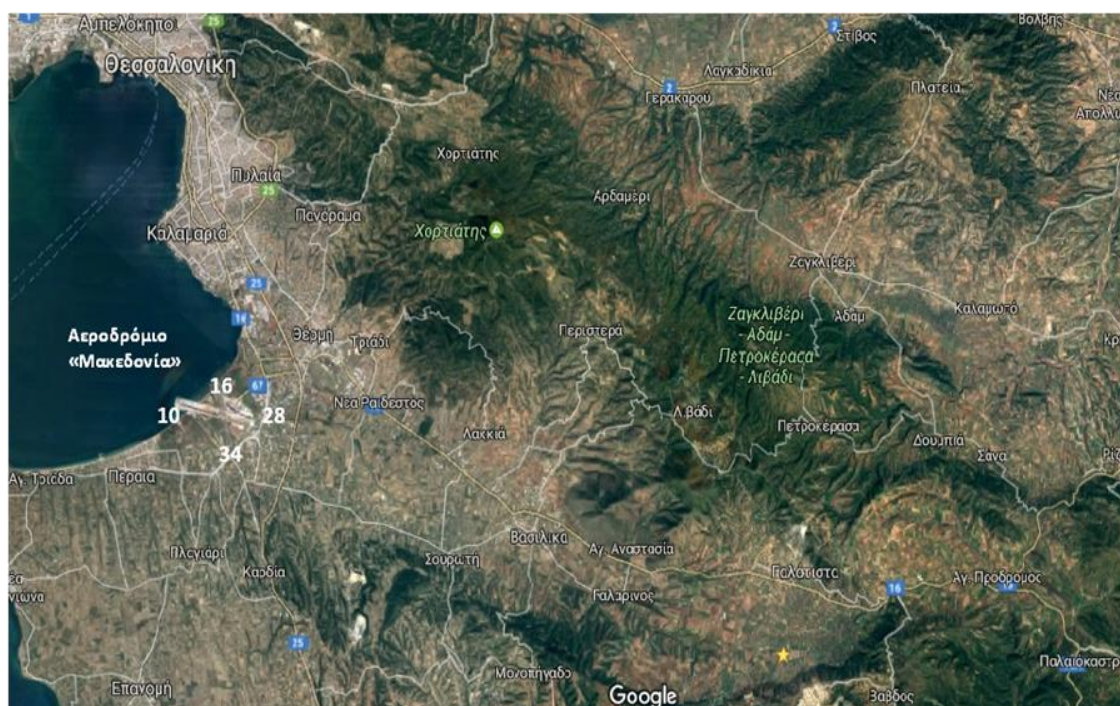
Η κλιματολογική μελέτη έχει ως στόχο την καλύτερη κατανόηση και πρόγνωση της ομίχλης στη συγκεκριμένη περιοχή. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από τακτικές και έκτακτες μετεωρολογικές παρατηρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας του Περιφερειακού Μετεωρολογικού Κέντρου Μακεδονία (ΠΜΚΜ), METARs (Meteorological Aviation Reports) και SPECIs (Special Meteorological Aviation Reports), αντίστοιχα, και αφορούν μετρήσεις διεύθυνσης και ταχύτητας ανέμου, ύψους βάσης νεφών, θερμοκρασίας αέρα, θερμοκρασίας σημείου δρόσου, ατμοσφαιρικής πίεσης, ώρα έναρξης και ώρα λήξης ομίχλης. Η χρονική περίοδος που μελετήθηκε αφορά 44 έτη, από το 1971 έως το 2014.

3.2 Περιοχή μελέτης

Ο Διεθνής Αερολιμένας Θεσσαλονίκης «Μακεδονία» βρίσκεται 13km από την πόλη της Θεσσαλονίκης, στην περιοχή «Μίκρα» που ανήκει στο Δήμο Θέρμης και λειτουργεί από το 1930. Ο μετεωρολογικός σταθμός Επιφανείας και Ανώτερης Ατμόσφαιρας Θεσσαλονίκης (LGTS) είναι εγκατεστημένος σε απόσταση 800m από τη θάλασσα και σε υψόμετρο 4m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας με γεωγραφικό πλάτος $40^{\circ} 31'$ βόρεια και γεωγραφικό μήκος $22^{\circ} 58'$ ανατολικά.

Η ιδιαίτερη γεωμορφολογία του αεροδρομίου «Μακεδονία» της Θεσσαλονίκης παίζει σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό ομίχλης στην περιοχή μελέτης, το οποίο δείχνει τη λανθασμένη επιλογή της τοποθεσίας του αεροδρομίου, καθώς η ομίχλη αποτελεί σημαντικό πρόβλημα από την αρχή της λειτουργίας του αεροδρομίου. Η κοιλάδα του Ανθεμούντα από τα νοτιοανατολικά με την αυξημένη υγρασία, σε συνδυασμό με το όρος Χορτιάτη (1201m) από ανατολικά βορειοανατολικά, το Θερμαϊκό Κόλπο με τα θερμά αβαθή νερά από τα δυτικά και το βόρειο Αιγαίο από τα νοτιοδυτικά συντελούν καταλυτικά στο σχηματισμό της ομίχλης. Η κοιλάδα του Ανθεμούντα συμβολίζεται με το κίτρινο αστέρι στο Σχήμα 3.1, το οποίο απεικονίζει

τον τοπογραφικό χάρτη της ευρύτερης περιοχής του αεροδρομίου και στον οποίο φαίνονται οι δύο διάδρομοι με διεύθυνση 160° και 340° με προσανατολισμό βορρά – νότου (RWY 16-34) και 100° και 280° με προσανατολισμό δύση – ανατολής (RWY 10-28) του αεροδρομίου. Επίσης, είναι σημαντικό να αναφέρουμε την παρουσία αγροτικών περιοχών κατά τα παλαιότερα έτη, κατοικημένων περιοχών κατά τα νεότερα έτη, γύρω από την περιοχή, παράγοντες που συντελούν έμμεσα ή άμεσα στο σχηματισμό μικροσωματιδίων, τα οποία είναι απαραίτητα για το σχηματισμό των νεφοσταγονιδίων της ομίχλης.



Σχήμα 3.1. Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης. (πηγή: <https://www.google.gr/maps>)

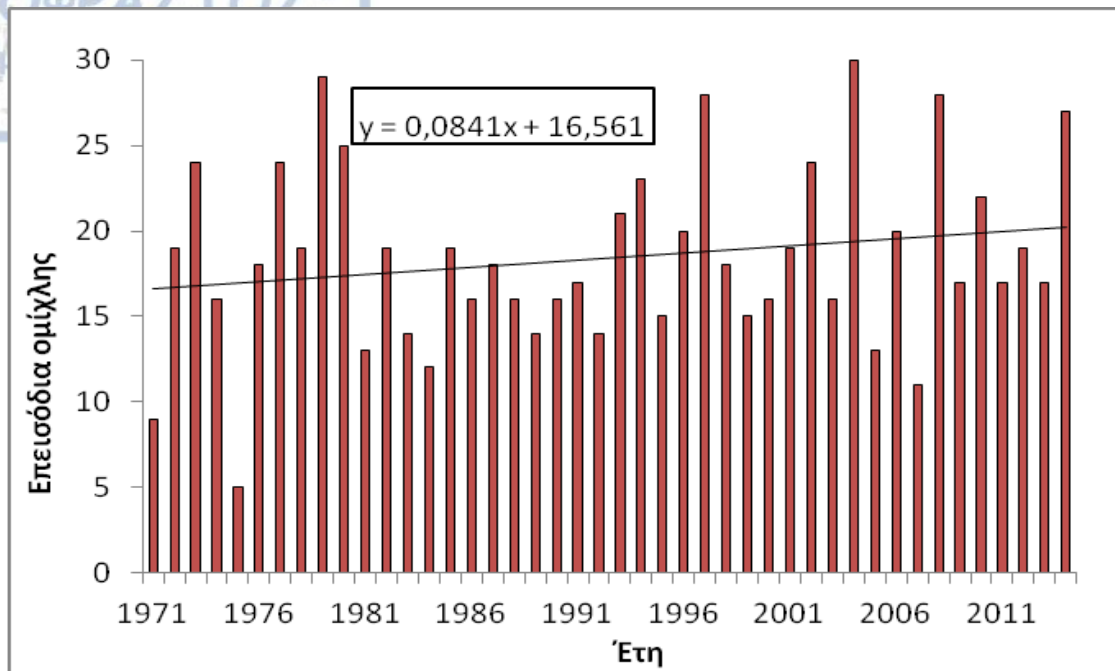
3.3 Ορισμός επεισοδίων ομίχλης

Ως επεισόδιο ομίχλης ορίστηκε η χρονική περίοδος κατά την οποία η ορατότητα, σύμφωνα με το διεθνή κανονισμό, ήταν μικρότερη από 1000m. Αν κατά τη διάρκεια μίας ώρας η ορατότητα ξεπέρασε τα 1000m και στη συνέχεια μειώθηκε κάτω από τα 1000m, ορίζεται ως το ίδιο επεισόδιο ομίχλης. Εάν όμως, κατά τη διάρκεια της μίας ώρας η ορατότητα παρέμενε μεγαλύτερη από 1km, και μετά το πέρας αυτής η ορατότητα έγινε μικρότερη από 1km, τότε θα ορίζεται ως καινούριο

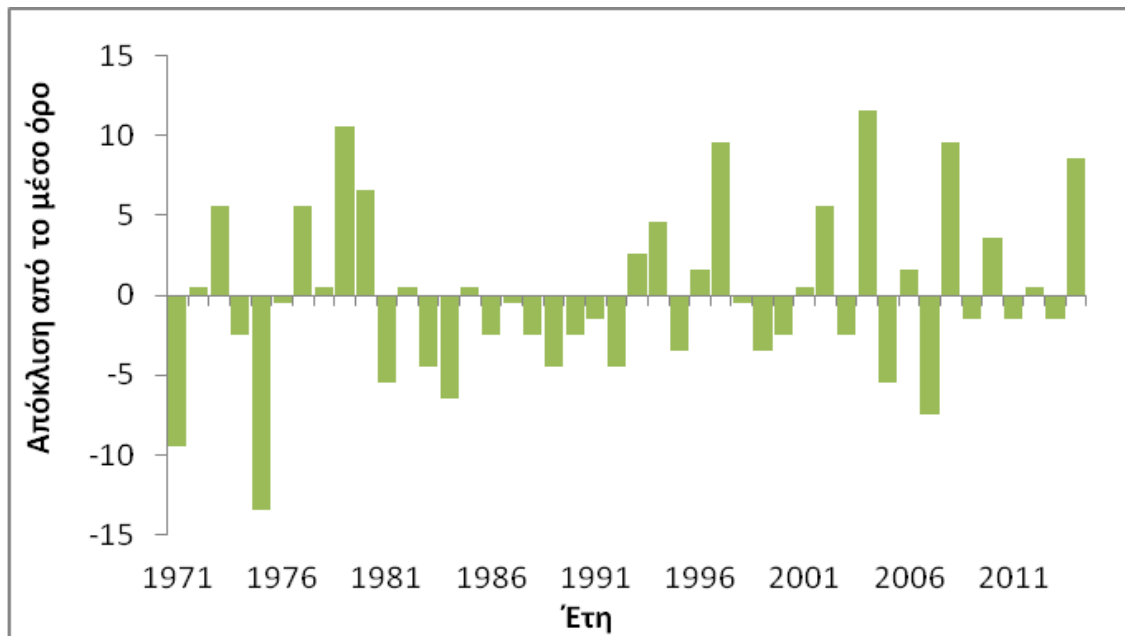
επεισόδιο ομίχλης. Έτσι, εντός μιας μέρας, εν δυνάμει καταγράφονται και περισσότερα του ενός επεισόδια. Η παρατήρηση αυτή διαχωρίζει τις ημέρες ομίχλης, από τα επεισόδια. Για τη χρονική περίοδο 1971-2014 καταγράφηκαν 812 επεισόδια ομίχλης και 666 ημέρες ομίχλης.

3.4 Ετήσια κατανομή επεισοδίων ομίχλης

Σύμφωνα με την ετήσια κατανομή των επεισοδίων ομίχλης που εμφανίζονται στην περιοχή του αεροδρομίου (Σχήμα 3.2) το έτος που παρουσιάζει τα λιγότερα επεισόδια ομίχλης (9) είναι το 1971, ενώ το 2004 παρουσιάζει τα περισσότερα επεισόδια ομίχλης (30). Ο μέσος ετήσιος αριθμός επεισοδίων για την περίοδο μελέτης είναι περίπου 19 επεισόδια, ο οποίος ξεπερνά το μέσο ετήσιο αριθμό επεισοδίων, όπως μελετήθηκε από τη Στολάκη (2011) για τη χρονική περίοδο 1971-2005 και αριθμείται σε 18. Η γραμμική τάση, ως προς τη μεταβολή του πλήθους των επεισοδίων είναι ελαφρώς θετική, όμως αυτή δεν ήταν στατιστικά σημαντική ($p < 0,05$) (Wilks, 1995). Στο Σχήμα 3.3 απεικονίζονται τα θετικά προς το μέσο όρο έτη, δηλαδή, αυτά που εμφανίζουν μέσο ετήσιο αριθμό επεισοδίων μεγαλύτερο από το μέσο όρο (18,5), τα οποία αριθμούνται σε 20 έτη και τα αρνητικά προς το μέσο όρο έτη, δηλαδή αυτά που εμφανίζουν μέσο ετήσιο αριθμό επεισοδίων μικρότερο από το μέσο όρο, τα οποία είναι τα υπόλοιπα 24 έτη. Είναι αξιοσημείωτο ότι από το 1981 έως το 1992 καταγράφηκαν τα περισσότερα έτη με μέσο ετήσιο αριθμό επεισοδίων κάτω του μέσου όρου, ενώ στη συνέχεια υπήρξε αύξηση των επεισοδίων ετησίως. Παρατηρείται επίσης, ότι κατά την τελευταία δεκαετία περισσότερα έτη έχουν μέσο ετήσιο αριθμό επεισοδίων άνω του μέσου όρου.



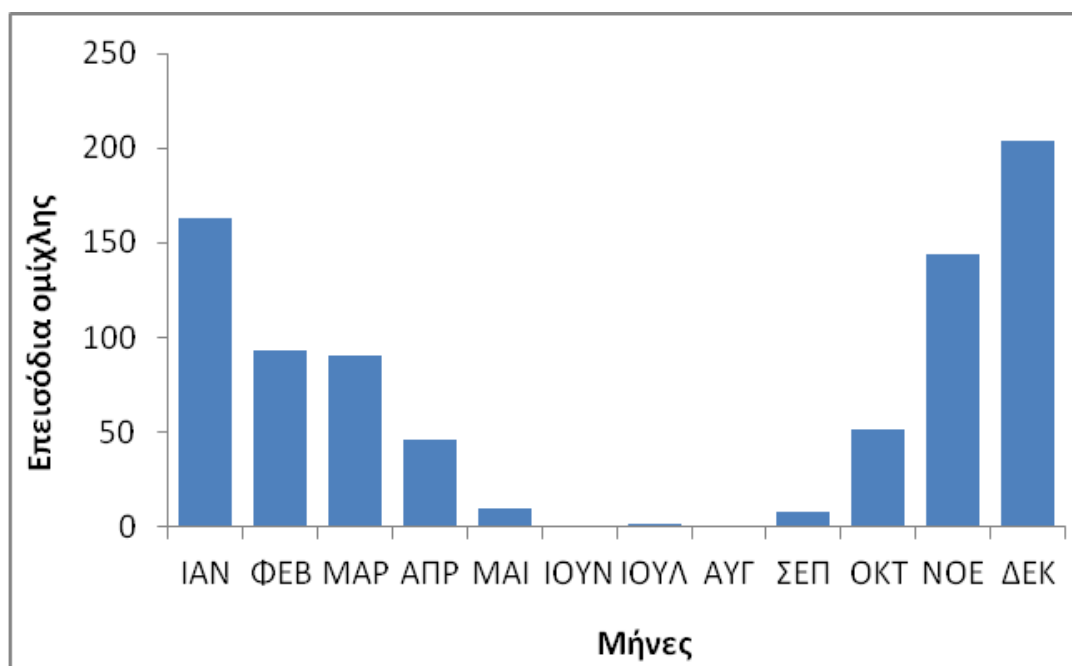
Σχήμα 3.2. Ετήσια κατανομή των επεισοδίων ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014 (Δεν υπάρχουν καταγεγραμμένες μετεωρολογικές παρατηρήσεις από τον Ιανουάριο έως τον Αύγουστο για το έτος 1975 και γι αυτό δε θεωρείται το έτος με τα λιγότερα επεισόδια).



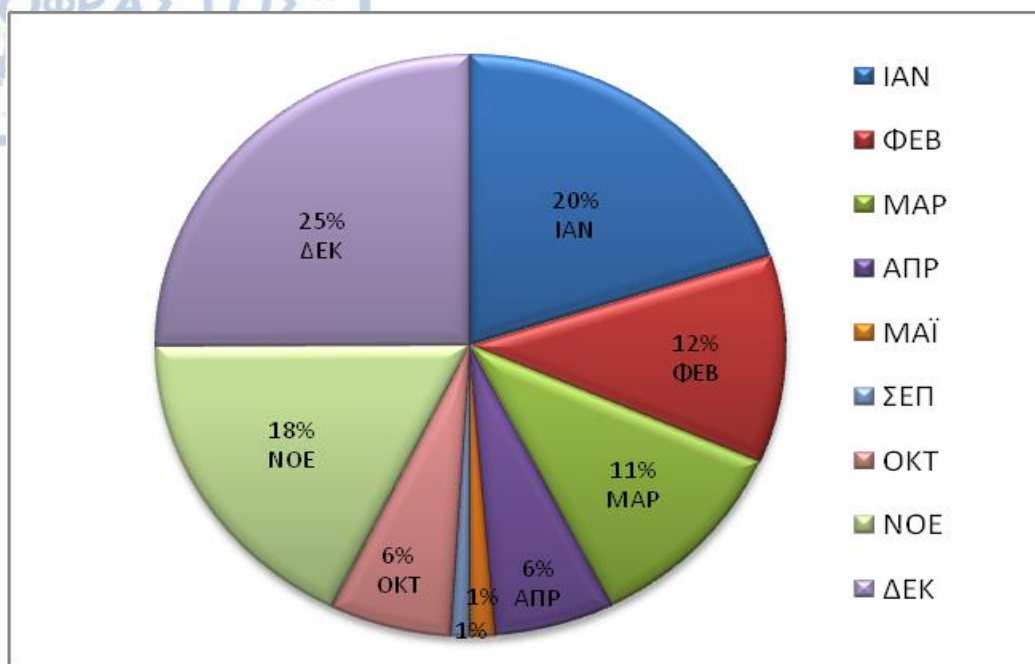
Σχήμα 3.3. Απόκλιση των επεισοδίων ομίχλης από το μέσο ετήσιο αριθμό για τη χρονική περίοδο 1971-2014.

3.5 Μηνιαία κατανομή επεισοδίων ομίχλης

Από τη μηνιαία κατανομή των επεισοδίων, προκύπτει ότι η ομίχλη στο αεροδρόμιο Μακεδονία παρουσιάζεται κυρίως τη χειμερινή περίοδο και συγκεκριμένα το τρίμηνο Νοεμβρίου – Δεκεμβρίου - Ιανουαρίου εμφανίζεται το μέγιστο των επεισοδίων με συχνότητα εμφάνισης 63%, ενώ αντίθετα τη θερινή περίοδο, όπως είναι αναμενόμενο, δεν εμφανίζεται ομίχλη. Ο μήνας με τα περισσότερα επεισόδια ομίχλης (205) είναι ο Δεκέμβριος με συχνότητα εμφάνισης 25% και είναι αξιοσημείωτο ότι κάθε χρόνο παρατηρούνται φαινόμενα ομίχλης το συγκεκριμένο μήνα, εκτός από το έτος 1974 που δεν παρατηρήθηκε κανένα απολύτως επεισόδιο. Ο Ιανουάριος έρχεται δεύτερος (164 επεισόδια) με συχνότητα εμφάνισης 20%, και τρίτος στη σειρά είναι ο Νοέμβριος (145 επεισόδια) με συχνότητα εμφάνισης 18%. Ο Φεβρουάριος με τον Μάρτιο αποτελούν το 23% του συνόλου των επεισοδίων και σε μικρότερο ποσοστό εμφάνισης έρχονται οι υπόλοιποι μήνες (Σχήματα 3.4 και 3.5). Ο δεύτερος μήνας της άνοιξης, ο Απρίλιος και ο δεύτερος μήνας του φθινοπώρου, ο Οκτώβριος έχουν το ίδιο ποσοστό εμφάνισης ομίχλης (6%).



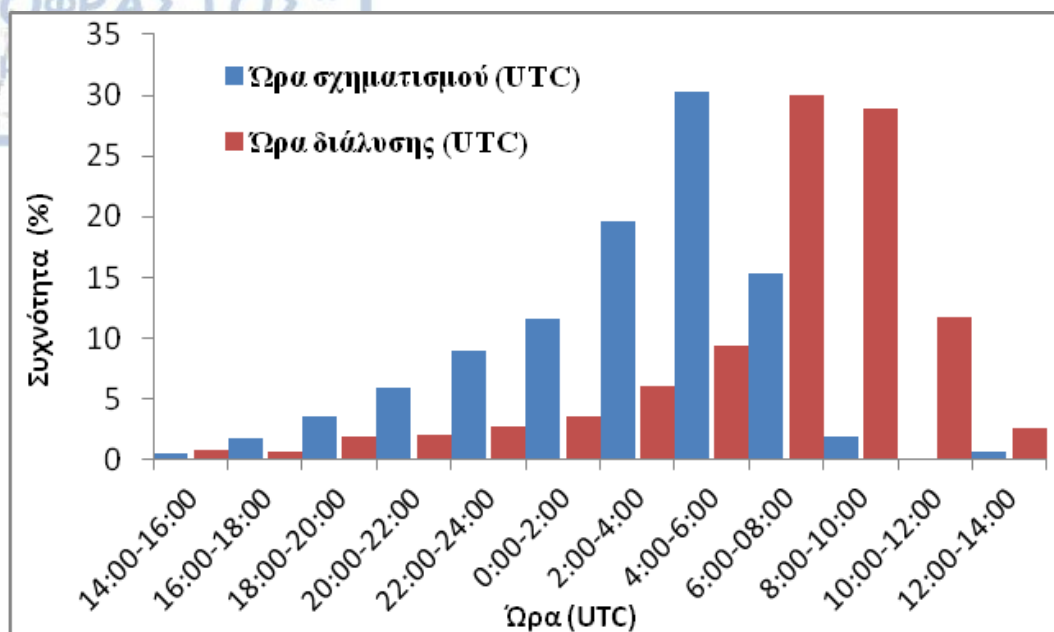
Σχήμα 3.4. Μηνιαία κατανομή των επεισοδίων ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014.



Σχήμα 3.5. Συχνότητα εμφάνισης επεισοδίων ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014.

3.6 Ημερήσια κατανομή επεισοδίων ομίχλης

Το Σχήμα 3.6 απεικονίζει την κατανομή συχνότητας της ώρας σχηματισμού και της ώρας διάλυσης των επεισοδίων ομίχλης. Οι υψηλότερες συχνότητες (30,2%) σχηματισμού σημειώνονται μεταξύ 4:00 και 6:00 UTC, κοντά στην ανατολή του ήλιου, ενώ ένα δεύτερο μέγιστο (19,6%) παρατηρείται μεταξύ 2:00 και 4:00 UTC, δηλαδή τις πρώτες πρωινές ώρες. Τα δύο αυτά μέγιστα αποτελούν σχεδόν το ½ της κατανομής των συχνοτήτων του συνόλου των επεισοδίων. Το υπόλοιπο 50% της κατανομής συχνοτήτων της ώρας σχηματισμού κατανέμεται σε όλες τις υπόλοιπες ώρες της μέρας, εκτός μεταξύ 10:00 UTC και 12:00 UTC, με μια διαδοχική αύξηση των συχνοτήτων εμφάνισης από το μεσημέρι μέχρι τις 06:00 UTC. Όσο αφορά στην κατανομή των συχνοτήτων διάλυσης των επεισοδίων ομίχλης, κατά το μεγαλύτερο ποσοστό, η ομίχλη διαλύεται μεταξύ 6:00 και 8:00 UTC, με συχνότητα 30% και 08:00 και 10:00 UTC με συχνότητα (29%). Παρατηρείται, δηλαδή, μια γενικότερη τάση διάλυσης 1 με 4 ώρες μετά την ανατολή του ήλιου. Το υπόλοιπο 50% της κατανομής συχνοτήτων της ώρας διάλυσης κατανέμεται όλες τις υπόλοιπες ώρες της μέρας.



Σχήμα 3.6. Κατανομή συχνοτήτων σχηματισμού και διάλυσης των επεισοδίων ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014

3.7 Θερμοκρασία κατά το σχηματισμό και τη διάλυση της ομίχλης

Η ομίχλη που σχηματίζεται στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης, είναι κατά κύριο λόγο θερμή (94%) ($T > 0$), και μόνο το 6% των επεισοδίων της χρονικής περιόδου 1971-2014 είναι ψυχρές ομίχλες ($T \leq 0$), με βάση τη θερμοκρασία σχηματισμού της ομίχλης. Όσο αφορά τη θερμοκρασία διάλυσης, ένα πολύ μικρό ποσοστό (2%) των ομιχλών διαλύεται σε θερμοκρασίες ίσες ή μικρότερες του μηδενός, ενώ το 98% των επεισοδίων ομίχλης που διαλύονται είναι θερμές.

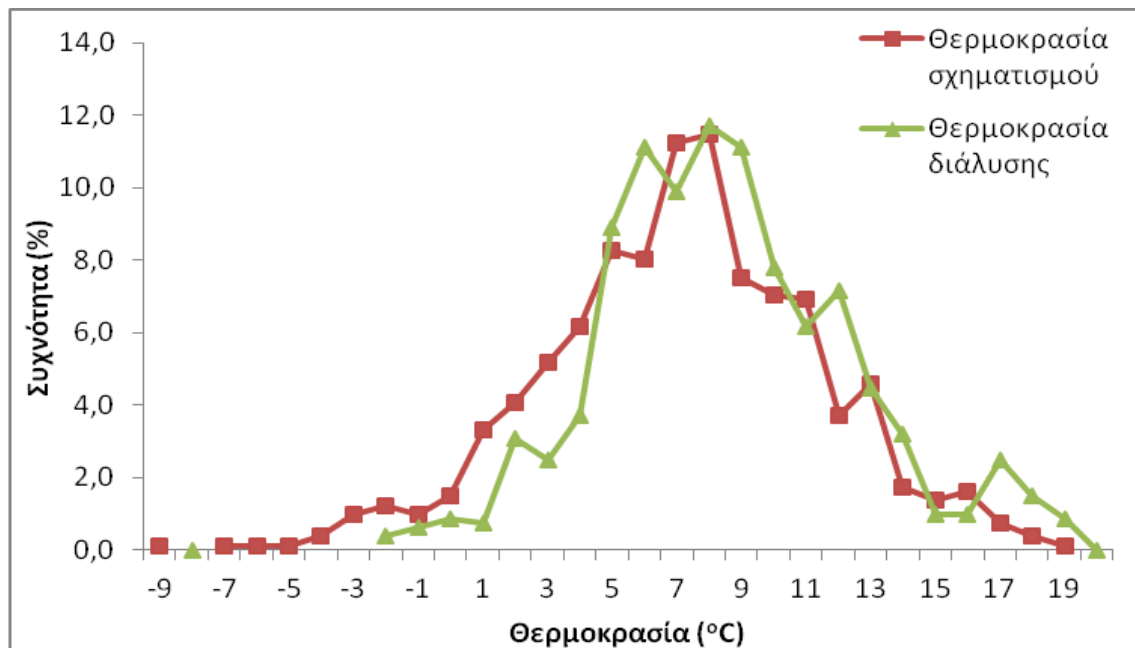
Το 39% των επεισοδίων διαλύεται σε θερμοκρασίες μικρότερες ή ίσες από τις θερμοκρασίες σχηματισμού. Αυτό συνήθως συμβαίνει όταν η ομίχλη σχηματίζεται κατά τη διάρκεια της νύχτας και διαλύεται λίγο πριν την ανατολή, όπου καταγράφονται οι μικρότερες θερμοκρασίες. Αναλυτικότερα, κατά 13% οι ομίχλες διαλύονται σε θερμοκρασίες μικρότερες από τις θερμοκρασίες σχηματισμού, κατά 26% οι θερμοκρασίες σχηματισμού και διάλυσης παραμένουν ίδιες, το οποίο συνήθως συμβαίνει σε πολύ μικρής διάρκειας επεισόδια, το πολύ μέχρι μίας ώρας, όπου δεν είναι δυνατή η εκτίμηση της μεταβολής της θερμοκρασίας και κατά 61% οι θερμοκρασίες διάλυσης είναι μεγαλύτερες από τις θερμοκρασίες σχηματισμού (Σχήμα 3.7). Το γεγονός αυτό είναι αναμενόμενο, καθώς οι ομίχλες δείχνουν μια

γενική τάση διάλυσης 1-4 ώρες μετά την ανατολή του ηλίου, με καθοριστικό το ρόλο της ηλιακής ακτινοβολίας στην αύξηση της θερμοκρασίας του στρώματος της ομίχλης και εν τέλει στη διάλυσή της.

Η ελάχιστη θερμοκρασία σχηματισμού ψυχρής ομίχλης που έχει καταγραφεί ήταν -9°C στις 20 Δεκεμβρίου 2001, μετά τη μεγάλη χιονόπτωση που είχε προηγηθεί στις 16-18 Δεκεμβρίου 2001, η οποία ταξινομήθηκε στις ομίχλες ακτινοβολίας. Μάλιστα, για 4 συνεχόμενες μέρες (20-23/12/2001) καταγράφηκαν επεισόδια ψυχρής ομίχλης. Η μέγιστη θερμοκρασία σχηματισμού που έχει καταγραφεί ήταν 19°C . Όπως φαίνεται από το θηκόγραμμα του Σχήματος 3.8, το 25% των επεισοδίων σχηματίζεται και διαλύεται σε θερμοκρασίες έως 4°C και 6°C , αντίστοιχα. Το 50% των επεισοδίων σχηματίζεται και διαλύεται σε θερμοκρασίες έως 7°C και 8°C , αντίστοιχα. Τέλος, το 75% των επεισοδίων ομίχλης σχηματίζεται σε θερμοκρασίες έως 10°C , ενώ διαλύεται σε θερμοκρασίες έως 11°C (Σχήμα 3.8). Παρατηρούμε, ότι τα ίδια ποσοστά αντιστοιχούν σε υψηλότερες θερμοκρασίες διάλυσης απ' ότι στις θερμοκρασίες σχηματισμού. Το 2% (19 επεισόδια) των συνολικών επεισοδίων αντιστοιχεί στα επεισόδια ομίχλης, που όταν σχηματίστηκαν ήταν ψυχρά, ενώ στη συνέχεια μετασχηματίστηκαν σε θερμά. Μόνο 3 επεισόδια ήταν θερμά όταν σχηματίστηκε η ομίχλη και στη συνέχεια, έως τη διάλυση τους, έγιναν ψυχρά.

Όσο αφορά στην κατανομή συχνοτήτων της διάρκειας των επεισοδίων θερμής και ψυχρής ομίχλης, η οποία απεικονίζεται στο Σχήμα 3.9, εξάγονται τα εξής συμπεράσματα: Τα μικρής διάρκειας επεισόδια ομίχλης με διάρκεια μικρότερη από 2 ώρες υπερτερούν στις θερμές ομίχλες (33%) σε σχέση με τις ψυχρές ομίχλες (29%), όμως η συχνότητα των μεγάλης διάρκειας (2 έως και 20 ώρες) επεισοδίων των ψυχρών ομιχλών είναι 71%, έναντι της αντίστοιχης συχνότητας των θερμών ομιχλών που αριθμείται σε 66%. Κατά το μεγαλύτερο ποσοστό (33%) οι ψυχρές ομίχλες διαρκούν από 4 έως 6 ώρες. Τα επεισόδια που διαρκούν από 6 έως 8 ώρες είναι σε μεγαλύτερη συχνότητα (13%) ψυχρές ομίχλες (Σχήμα 3.9). Η μέγιστη διάρκεια ψυχρής ομίχλης είναι 13,5 ώρες και η ελάχιστη 0,35 ώρες, ενώ της θερμής ομίχλης το μεγαλύτερης διάρκειας επεισόδιο είναι 51,5 ώρες και 0,10 ώρες το μικρότερο όπως παρουσιάζεται στο θηκόγραμμα του Σχήματος 3.10. Το 50% των επεισοδίων ψυχρής και θερμής ομίχλης διαρκεί λιγότερο από 4 ώρες και το 50% περισσότερο από 4

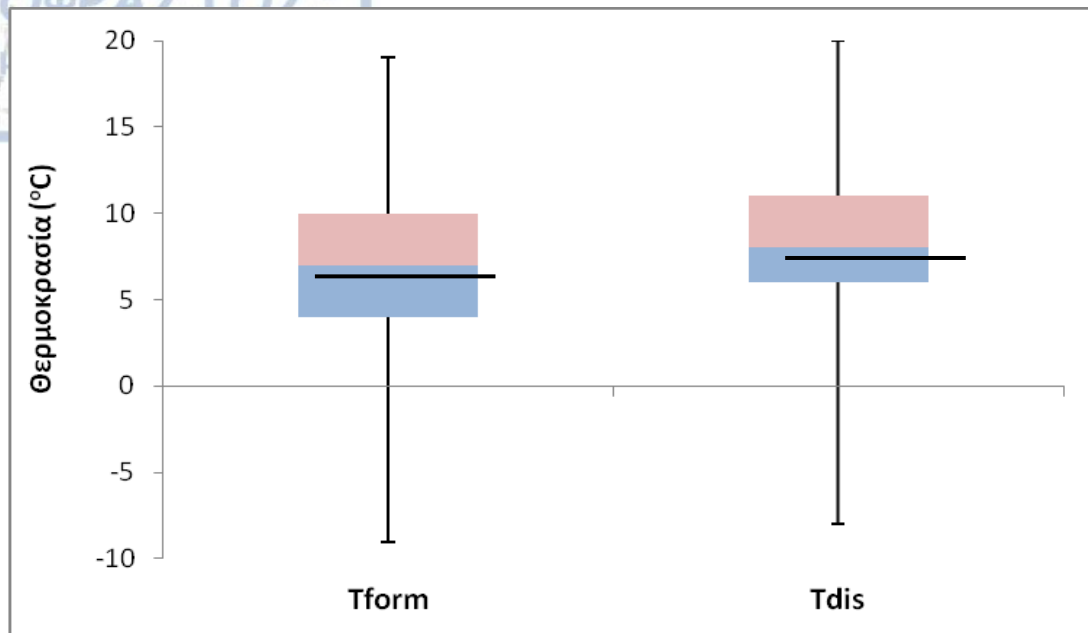
ώρες. Το 75% της θερμής και ψυχρής ομίχλης διαρκεί έως 5,5 και 5,75 ώρες, αντίστοιχα (Σχήμα 3.10).



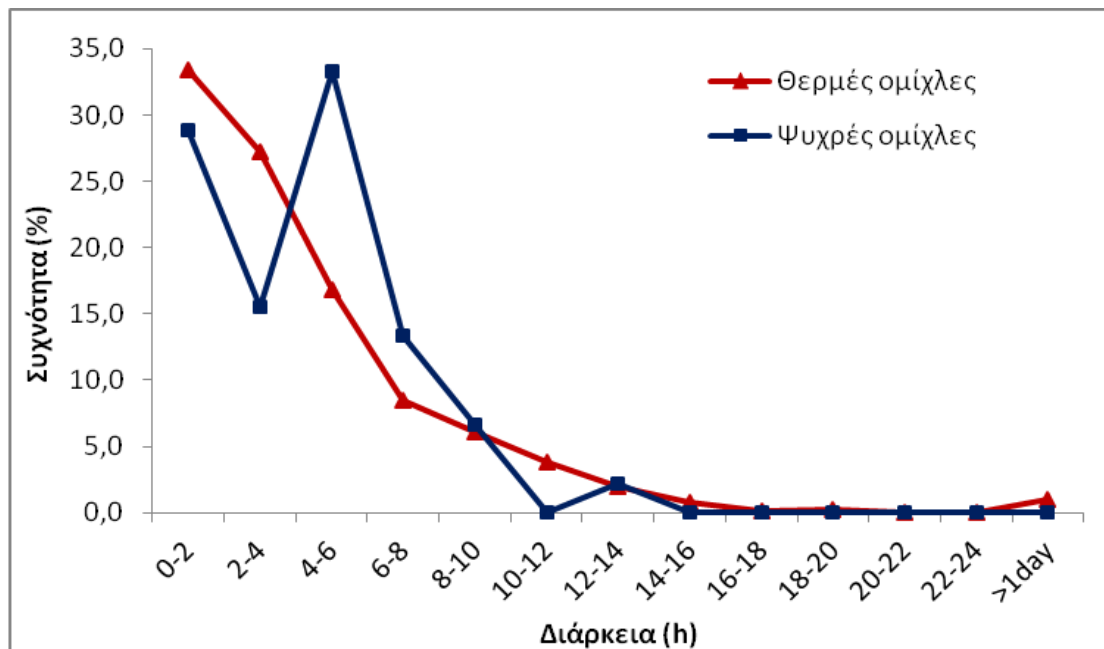
Σχήμα 3.7. Κατανομή συχνοτήτων της θερμοκρασίας σχηματισμού και διάλυσης των επεισοδίων ομίχλης για τη χρονική περίοδο 1971-2014.

3.8 Ένταση ομίχλης

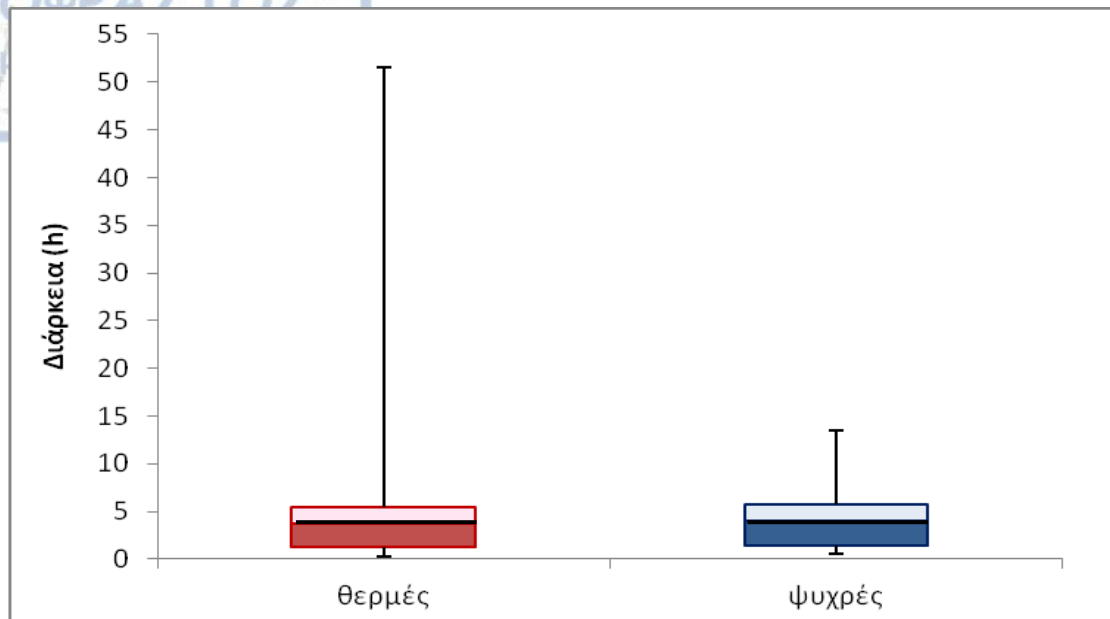
Η ένταση (severity, thickness, intensity) της ομίχλης καθορίζεται από τη συγκέντρωση των μικρών και μεγαλύτερων νεφοσταγονιδίων, η οποία όσο μεγαλύτερη είναι, τόσο μικρότερη θα είναι η ορατότητα και το επεισόδιο της ομίχλης θα καθίσταται πιο πυκνό. Έτσι η ένταση θα εκφράζεται μέσω του βαθμού στον οποίο η ομίχλη χαρακτηρίζεται ως πυκνή και μέσω της διάρκειας του επεισοδίου. Η ένταση και η διάρκεια εξαρτώνται κυρίως από μετεωρολογικές, αλλά και περιοχικές και γεωγραφικές παραμέτρους. Όταν επικρατεί ομίχλη, υπάρχει ένα συγκεκριμένο ποσό σταγονιδίων που καθιζάνουν και διαχωρίζονται με το χρόνο, και ενώ οι διεργασίες της ψύξης και της συμπύκνωσης συμβαίνουν στην κορυφή της ομίχλης, στον πυθμένα συμβαίνουν οι διεργασίες της διάλυσης και της απόθεσης σε πολλές περιπτώσεις.



Σχήμα 3.8. Κατανομή των θερμοκρασιών σχηματισμού και διάλυσης των επεισοδίων ομίχλης για το χρονικό διάστημα 1971-2014, το οποίο ορίζεται με την ελάχιστη τιμή (κάτω άκρο της μπάρας), με το 25ο εκατοστημόριο (κάτω όριο του πλαισίου), τη διάμεσο (μαύρη γραμμή), το 75ο (άνω όριο του πλαισίου) και τη μέγιστη τιμή (άνω άκρο της μπάρας).



Σχήμα 3.9. Κατανομή συχνοτήτων της διάρκειας των επεισοδίων θερμής και ψυχρής ομίχλης για τη χρονική περίοδο 1971-2014.



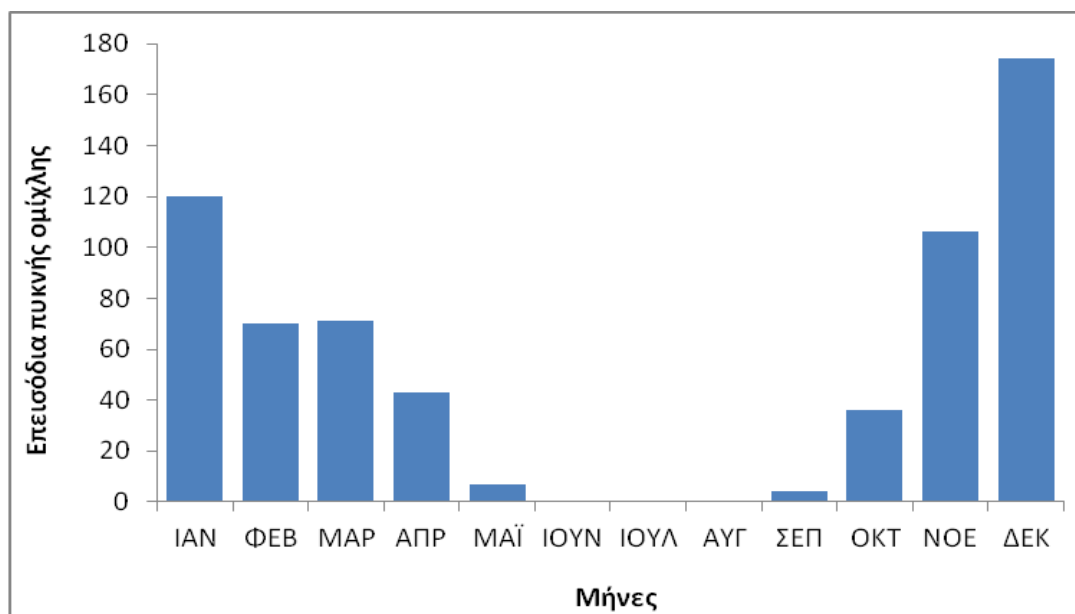
Σχήμα 3.10. Κατανομή της διάρκειας των επεισοδίων θερμής και ψυχρής ομίχλης για το χρονικό διάστημα 1971-2014, το οποίο ορίζεται με την ελάχιστη τιμή (κάτω άκρο της μπάρας), με το 25ο εκατοστημόριο (κάτω όριο του πλαισίου), τη διάμεσο (μαύρη γραμμή), το 75ο (άνω όριο του πλαισίου) και τη μέγιστη τιμή (άνω άκρο της μπάρας).

Καθώς, η διαδικασία αυτή είναι αποτελεσματική στη διατήρηση της ομίχλης, ταυτόχρονα συνεισφέρει στη στρωματοποίησή της και σε μεταβολές στην ένταση. Σε αυτές τις περιπτώσεις, τα μεσαία και τα ανώτερα στρώματα γίνονται πιο αδιαφανή και ως εκ τούτου πιο δύσκολα να πλοηγηθούν. Επιπρόσθετα, τα διάφορα χαρακτηριστικά των πυρήνων συμπύκνωσης οδηγούν σε ποικίλες εντάσεις. Για παράδειγμα, οι εξαιρετικά χαμηλές ορατότητες από ομίχλη γεμάτη ρύπους, οφείλονται σε χημικές ουσίες, οι οποίες οδηγούν στο σχηματισμό της ομίχλης πριν τον κορεσμό, σε μειωμένη εναπόθεση και σε μια πιο ομοιόμορφη κατανομή μεγέθους των νεφροσταγονιδίων που χαρακτηρίζονται από το χρώμα ή την οσμή (Croft, 2003). Επίσης, οι έντονες αναταράξεις, που οδηγούν σε έντονη κατακόρυφη ανάμιξη, συνήθως έχουν καταστρεπτική επίδραση στην ομίχλη ακτινοβολίας και στην έντασή της, παρόλο που σε κάποιες περιπτώσεις το αντίθετο μπορεί να συμβαίνει.

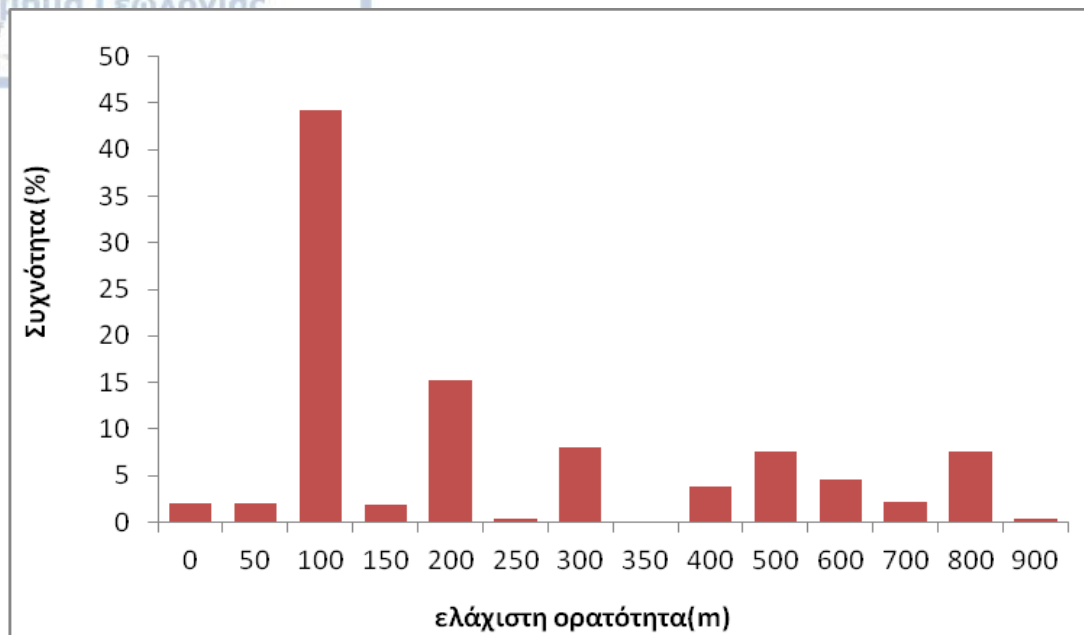
Ως πυκνή ομίχλη, στην παρούσα εργασία, επιλέχθηκε να αναφέρεται στην εμφάνιση ορατότητας μικρότερης ή ίσης από 400m, καθώς η αεροναυτιλία επηρεάζεται από μεγάλου βαθμού μείωσης της ορατότητας, σε σχέση με τη μέτρια ή

ελαφριά ομίχλη που μπορούν πιο εύκολα να θέσουν σε κίνδυνο τη χερσαία συγκοινωνία και επιπλέον πολλοί ερευνητές, όπως οι Peace (1969), Hardwick (1973), Meyer και Lala (1990), Wescott (2004) και Στολάκη (2011), χρησιμοποίησαν το κατώφλι των 400m για να ορίσουν την πυκνή ομίχλη.

Για τη χρονική περίοδο 1971- 2014 βρέθηκε ότι το 78% των επεισοδίων ομίχλης που εμφανίζονται στο αεροδρόμιο είναι επεισόδια πυκνής ομίχλης, κάτι που υποδηλώνει τη σημαντικότητα εκδήλωσης του φαινομένου αυτού στο αεροδρόμιο. Το αριθμητικό αποτέλεσμα συμφωνεί με τη μελέτη της Στολάκη (2011). Στο Σχήμα 3.11 απεικονίζεται η μηνιαία κατανομή των επεισοδίων πυκνής ομίχλης, η οποία ακολουθεί την ίδια πορεία με τη μηνιαία κατανομή όλων των επεισοδίων που πραγματοποιήθηκαν για το χρονικό διάστημα μελέτης, με το μέγιστο να παρατηρείται τη χειμερινή περίοδο. Συγκεκριμένα, τα περισσότερα επεισόδια πυκνής ομίχλης καταγράφηκαν το τρίμηνο Νοεμβρίου – Δεκεμβρίου - Ιανουαρίου με το μέγιστο αριθμό (174) να παρατηρείται το Δεκέμβριο, ενώ στη συνέχεια έπονται ο Ιανουάριος και ο Νοέμβριος. Από την κατανομή των συχνοτήτων της έντασης των επεισοδίων ομίχλης, που περιγράφεται με βάση την ορατότητα κάτω των 1000m με μεγαλύτερη συχνότητα (44,2%), καταγράφονται τα επεισόδια με ελάχιστη ορατότητα τα 100m. Σε μικρότερες συχνότητες καταγράφονται τα επεισόδια με τις υπόλοιπες τιμές ορατότητας (Σχήμα 3.12).



Σχήμα 3.11. Μηνιαία κατανομή των επεισοδίων πυκνής ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014.

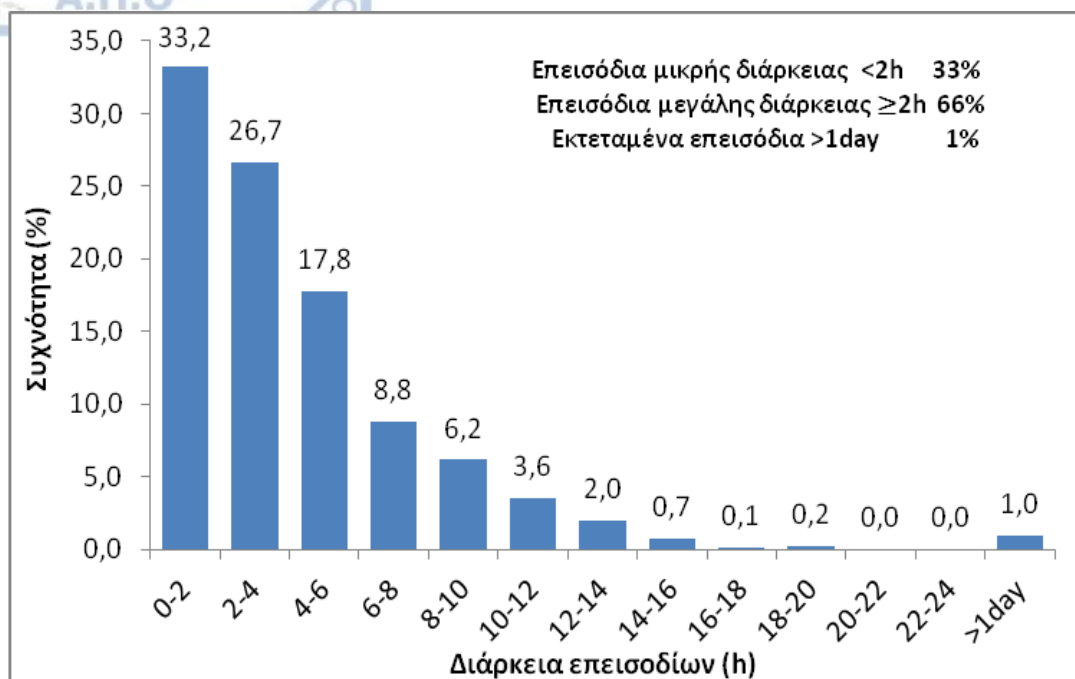


Σχήμα 3.12. Συχνότητα της έντασης των επεισοδίων ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014.

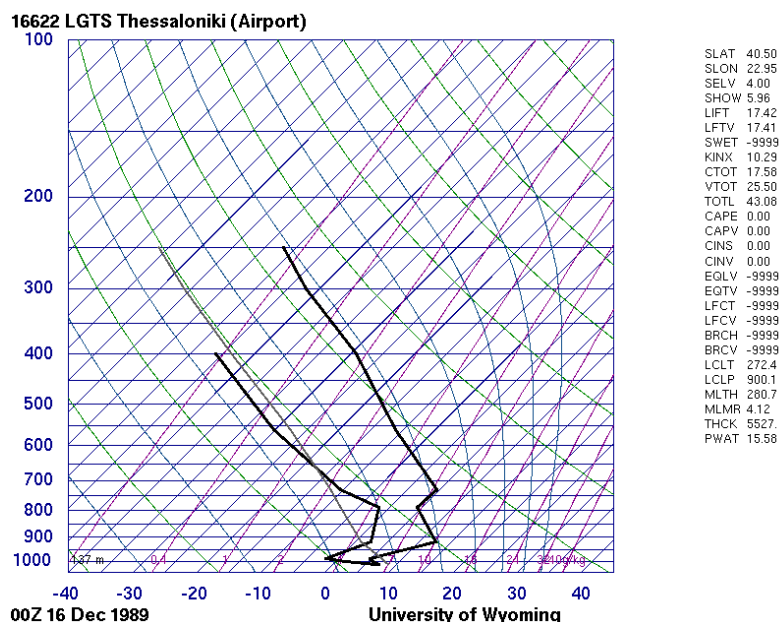
3.9 Διάρκεια ομίχλης

Όσο αφορά στη διάρκεια των επεισοδίων ομίχλης γίνεται υποκειμενική κατηγοριοποίηση, (α) σε ομίχλες μικρής διάρκειας, με διάρκεια μικρότερη από 2 ώρες, (β) σε ομίχλες μεγάλης διάρκειας, με διάρκεια από 2 έως 24 ώρες και (γ) σε εκτεταμένα επεισόδια με διάρκεια μεγαλύτερη από 24 ώρες (1 ημέρα). Από την κλιματολογική μελέτη για την περίοδο αναφοράς, προέκυψε ότι η ομίχλη στο αεροδρόμιο χαρακτηρίζεται, ως επί το πλείστον, από επεισόδια μεγάλης διάρκειας σε ποσοστό 66%, και ειδικότερα το μεγαλύτερο ποσοστό των επεισοδίων κυμαίνεται από 2 έως 6 ώρες. Αντίθετα, τα επεισόδια μικρής διάρκειας αποτελούν το 33% αυτών, ενώ στο μικρό ποσοστό των 1% εμφανίζονται εκτεταμένα επεισόδια, με διάρκεια πάνω από 1 μέρα (Σχήμα 3.13). Η μέση διάρκεια όλων των επεισοδίων είναι 4 ώρες. Το μεγαλύτερης διάρκειας επεισόδιο που ξεπέρασε και τις 2 μέρες καταγράφηκε στις 15 Δεκεμβρίου 1989 (51,5 ώρες). Στο Σχήμα 3.14 φαίνεται η ραδιοβόλιση στις 00:00 UTC, δηλαδή δύο (2) ώρες μετά την έναρξη του εκτεταμένου αυτού επεισοδίου. Η σχετική υγρασία στα χαμηλότερο στρώμα ήταν 97% και πάνω

από τα 980hPa η υγρασία αρχίζει και μειώνεται δραστικά, με αποτέλεσμα η ατμόσφαιρα να γίνεται ιδιαίτερα ξηρή.



Σχήμα 3.13. Συχνότητα της διάρκειας των επεισοδίων ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία για τη χρονική περίοδο 1971-2014.



Σχήμα 3.14. Τεφίγραμμα ραδιοβόλσης για τις 16 Δεκεμβρίου 1989 στις 00.00 UTC.

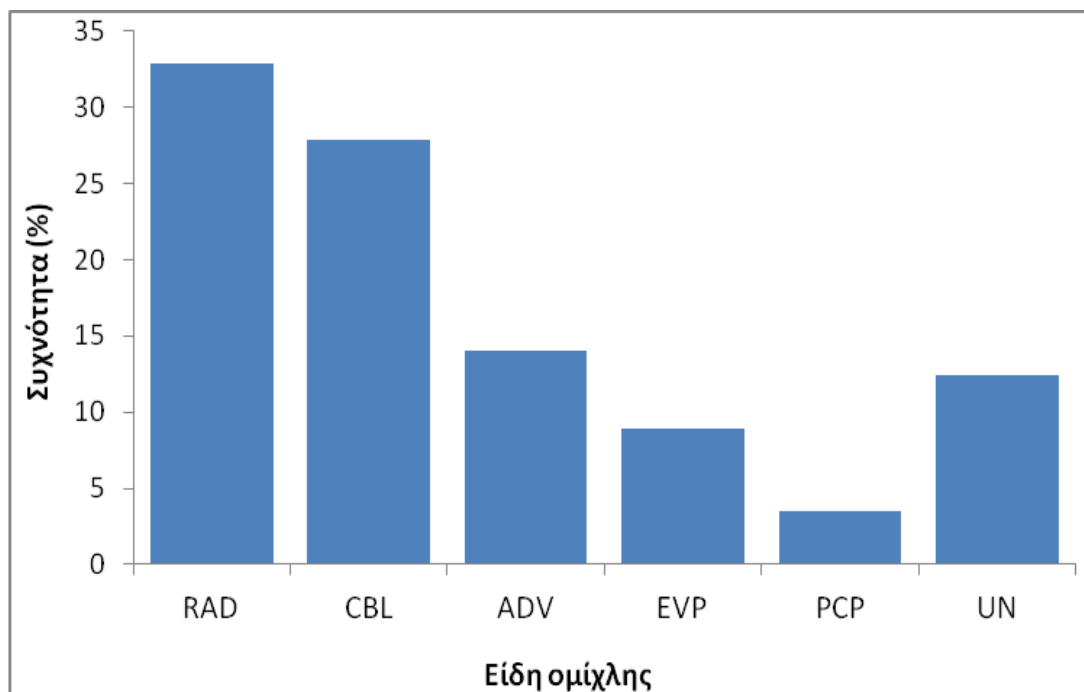
3.10 Ταξινόμηση επεισοδίων ομίχλης

Όπως προαναφέρθηκε, πρώτος ο Willett (1928) και στη συνέχεια ο Byers (1959) ταξινόμησαν την ομίχλη σε ένδεκα (11) είδη, που βασίζονται σε φυσικούς μηχανισμούς σχηματισμού και τύπους καιρού, που σχετίζονται με την ομίχλη. Ο George (1951) πρότεινε μια πιο απλή ταξινόμηση σε έξι (6) είδη. Γενικά, μπορεί να ειπωθεί, ότι οι ταξινομήσεις είναι χρήσιμες για την κατανόηση των υπαίτιων μηχανισμών που οδηγούν στην έναρξη του φαινομένου. Από την άλλη μεριά, ο σχηματισμός της ομίχλης είναι πολυπαραγοντική διαδικασία. Ως παράδειγμα μπορεί να αναφερθεί, ότι η μεταφορά θερμοκρασίας και/ή υγρασίας, μπορεί να παίζει σπουδαίο ρόλο στο σχηματισμό ομίχλης ακτινοβολίας, όπως και η ψύξη λόγω ακτινοβολίας μπορεί να συνεισφέρει στο σχηματισμό άλλων ειδών.

Στην παρούσα μελέτη γίνεται ταξινόμηση των επεισοδίων ομίχλης για την ίδια χρονική περίοδο 2001-2010 που γίνεται και η συνοπτική κατάταξη, με βάση ημίωρα δεδομένα επιφανείας, θερμοκρασίας αέρα, διεύθυνσης και ταχύτητας ανέμου στα 2m, ύψος βάσης χαμηλών νεφών, νεφοκάλυψης, ορατότητας και βροχόπτωσης. Καταγράφηκαν 201 επεισόδια ομίχλης τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Χρησιμοποιήθηκαν τα κριτήρια που πρότειναν οι Tardif και Rasmussen (2007) για 5 διαφορετικούς τύπους ομίχλης, τα οποία εμφανίζονται στον Πίνακα 3.1. Το κριτήριο της ομίχλης ακτινοβολίας που αφορά στο ύψος βάσης των νεφών, τροποποιήθηκε στην παρούσα εργασία μετά από διεξοδική μελέτη των επεισοδίων, στα 200m (726ft). Επίσης, προστέθηκε ο προσδιορισμός των χαμηλών νεφών, καθώς υπάρχουν επεισόδια με ελάχιστα μεσαία ή υψηλά νέφη. Η τροποποίηση έγινε, διότι παρατηρήθηκε ότι κάποια επεισόδια δεν ήταν δυνατό να ταξινομηθούν, λόγω του ότι δεν πληρούσαν το κριτήριο του ύψους της βάσης των 100m, αφού ήταν κατά τι μεγαλύτερο, ενώ πληρούσαν όλα τα άλλα κριτήρια για την ταξινόμησή τους στο είδος της ομίχλης ακτινοβολίας. Η ομίχλη βροχής, σύμφωνα με τους Tardif και Rasmussen (2007), είναι γενίκευση της μετωπικής ομίχλης.

Από την επεξεργασία των δεδομένων για τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο που αφορά στο αεροδρόμιο Μακεδονία, προσδιορίστηκαν πέντε είδη ομίχλης, η ομίχλη ακτινοβολίας (RAD), η ομίχλη μεταφοράς (ADV), η ομίχλη λόγω ελάττωσης της βάσης του νέφους (CBL), η πρωινή ομίχλη εξάτμισης (EVP) και η ομίχλη βροχής (PCP). Τα επεισόδια τα οποία δεν πληρούσαν ένα ή περισσότερα από τα παραπάνω

κριτήρια και ήταν ανέφικτη η ταξινόμησή τους, χαρακτηρίστηκαν ως απροσδιόριστα (Undefined-UN) και αντιστοιχούν σε ποσοστό 12%. Τα είδη ομίχλης που εμφανίζονται με τη μεγαλύτερη συχνότητα είναι η ομίχλη ακτινοβολίας και η ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους, τα οποία αντιστοιχούν στις συχνότητες 33% και 28%, αντίστοιχα (Σχήμα 3.15). Η ομίχλη που σχηματίζεται από τη μεταφορά θερμών και υγρών αερίων μαζών, αντιστοιχεί στο 14% των επεισοδίων και τελευταίες και πιο σπάνιες ομίχλες που παρατηρούνται είναι η ομίχλη εξάτμισης με συχνότητα 9% και η ομίχλη βροχής με τη μικρότερη συχνότητα (3%). Παρόμοια ήταν τα αποτελέσματα για την ομίχλη ακτινοβολίας και την ομίχλη βροχής της Στολάκη (2011) για τη χρονική περίοδο μελέτης 1991-2005. Επίσης, ο Foris (2002) μελετώντας την κλιματολογία της ομίχλης για τη χρονική διάρκεια 1971-2002, συμπέρανε ότι η ομίχλη ακτινοβολίας και η ομίχλη μεταφοράς είναι τα πιο συνηθισμένα είδη ομίχλης που εμφανίζονται στο αεροδρόμιο.



Σχήμα 3.15. Κατανομή των συχνοτήτων των διαφορετικών ειδών ομίχλης με βάση την ταξινόμηση για τη χρονική περίοδο 2001-2010.

Πίνακας 3.1. Τύποι ομίχλης με βάση συγκεκριμένα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν, τα οποία σχετίζονται με το σχηματισμό του κάθε είδους, για τη χρονική περίοδο 2001-2010.

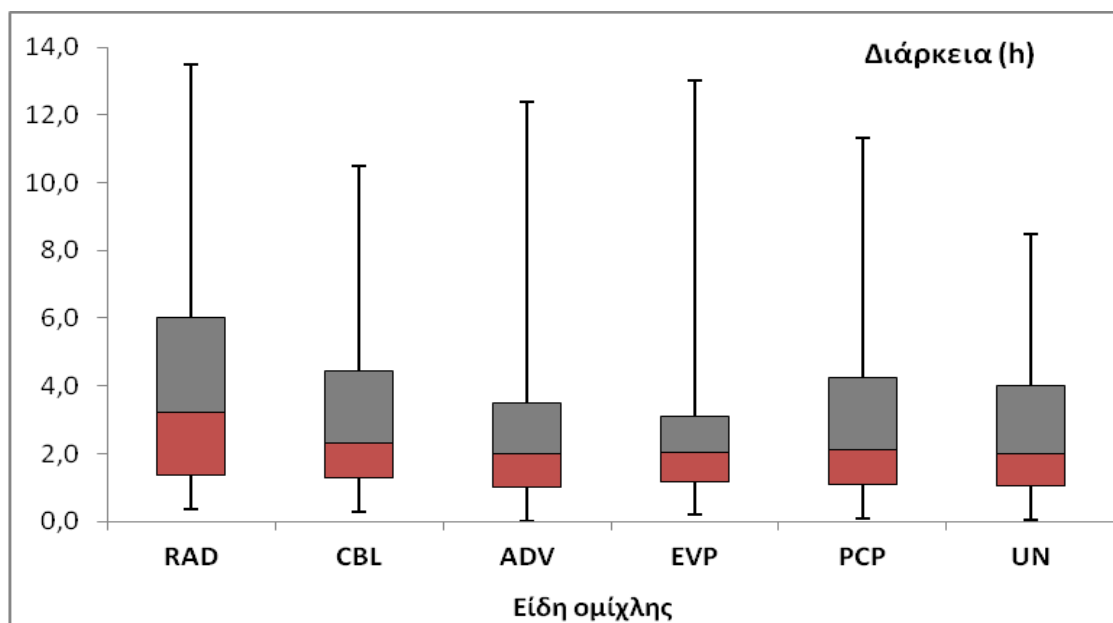
Τύπος ομίχλης	Κριτήρια για το σχηματισμό ομίχλης
Ομίχλη ακτινοβολίας (Radiation fog)	Έναρξη κατά τη διάρκεια της νύχτας, ταχύτητα ανέμου $< 2\text{m/s}$, ψύξη πριν την έναρξη, ή μικρή θέρμανση κατά την ώρα πριν την έναρξη, εάν προηγείται ψύξη. Αnéφελος ή σχεδόν ανέφελος ουρανός μια ώρα πριν, ή ύψος βάσης χαμηλού νέφους $< 200\text{m}$ αν ακολουθείται από ομίχλη στην επιφάνεια,
Ομίχλη μεταφοράς (Advection fog)	Έναρξη σαν ένα τείχος ομίχλης που πλησιάζει το σταθμό, παρατηρούμενη ταχύτητα ανέμου $\geq 2\text{m/s}$, απότομη πτώση ορατότητας, ανέφελος ή σχεδόν ανέφελος ουρανός μια ώρα πριν, ή ξαφνική εμφάνιση νεφών με ύψος βάσης $< 200\text{m}$, η οποία ακολουθείται από έναρξη ομίχλης μέσα στις επόμενες 2 ώρες.
Ομίχλη βροχής (Precipitation fog)	Βροχόπτωση κατά την έναρξη της ομίχλης ή και λίγες ώρες πριν την έναρξη.
Ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους (Cloud base lowering fog)	Βαθμιαία ελάττωση του ύψους της βάσης νέφους μέσα σε μια περίοδο 5 ωρών από το ξεκίνημα της ομίχλης, με αρχικό ύψος νέφους κάτω από 1km .
Πρωινή ομίχλη εξάτμισης (Evaporation fog)	Αύξηση θερμοκρασίας ή/και αύξηση της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου, το οποίο οδηγεί σε κορεσμό, λίγο πριν και λίγο μετά την ανατολή του ηλίου.

3.10.1 Διάρκεια των ταξινομημένων ειδών ομίχλης

Στο Σχήμα 3.16 παρουσιάζονται οι κατανομές των συχνοτήτων της διάρκειας των επεισοδίων κάθε είδους ομίχλης για το χρονικό διάστημα 2001-2010. Παρατηρείται ότι οι μέγιστες τιμές της διάρκειας των επεισοδίων κυμαίνονται από 8,5 έως 13,5 ώρες και το είδος της ομίχλης που διαρκεί περισσότερο είναι η ομίχλη ακτινοβολίας. Οι ελάχιστες τιμές της διάρκειας των επεισοδίων κυμαίνονται από 0,10

έως 0,20 ώρες. Το 75% των επεισοδίων ομίχλης ακτινοβολίας διαρκεί μέχρι 6 ώρες, ενώ το 75% των επεισοδίων της ομίχλης εξάτμισης διαρκεί τις λιγότερες ώρες (3,10).

Ο λόγος της μικρής διάρκειας των επεισοδίων αυτού του είδους της ομίχλης, είναι ότι σχηματίζονται κυρίως λίγο μετά την ανατολή του ηλίου, όπως προαναφέρθηκε, όπου έχουμε αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα και του σημείο δρόσου για να προκύψει συμπύκνωση των υδρατμών στα νεφοσταγονίδια της ομίχλης, όμως η ηλιακή ακτινοβολία λίγες ώρες αργότερα αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα στη διατήρηση της ομίχλης, λόγω της θέρμανσης, με αποτέλεσμα τη γρήγορη διάλυσή της. Περίπου στο μέσο όρο της ετήσιας διάρκειας διαρκούν τα επεισόδια των υπολοίπων ειδών ομίχλης.



Σχήμα 3.16. Κατανομή των συχνοτήτων της διάρκειας των επεισοδίων κάθε είδους ομίχλης για το χρονικό διάστημα 2001-2010 με θηκόγραμμα, το οποίο ορίζεται με την ελάχιστη τιμή (κάτω άκρο της μπάρας), με το 25ο εκατοστημόριο (κάτω όριο του πλαισίου), τη διάμεσο (μαύρη γραμμή), το 75ο (άνω όριο του πλαισίου) και τη μέγιστη τιμή (άνω άκρο της μπάρας)

Αξίζει να σημειωθεί ότι κάποια επεισόδια ομίχλης, ανεξαρτήτου είδους και ώρας εμφάνισης, παρατηρούνται, μετά από 6-7 ώρες, εφόσον έχει προηγηθεί βροχή. Ο λόγος που συμβαίνει αυτό, είναι η αυξημένη υγρασία του εδάφους και η κορεσμένη σε υδρατμούς ατμόσφαιρα.

αυλώνα επηρέαζε τη δημιουργία ομίχλης. Παρόμοια ήταν και τα συμπεράσματα των Χούσου κ.άλ. (2008).

Στην παρούσα μελέτη σημειώθηκαν 166 ημέρες ομίχλης τη χρονική περίοδο 2001-2010 και έγινε κατάταξη αυτών σε διάφορες συνοπτικές κατηγορίες, σύμφωνα με τους Καρακώστα κ.αλ (1992) για την περιοχή του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου. Η κατάταξη αυτή στηρίχθηκε στις ισοβαρικές επιφάνειες 700, 500 και 300 hPa και προέκυψαν δέκα (10) διακεκριμένες συνοπτικές καταστάσεις, οι ακόλουθες:

1. **Ζωνική κυκλοφορία (ΖΩΝ):** Η ζωνική κυκλοφορία προκύπτει από τη συνύπαρξη ενός χαμηλού πλάτους αυλώνα στα βόρεια και μιας χαμηλού πλάτους ράχης στα νότια της περιοχής ενδιαφέροντος. Αυτός ο σχηματισμός έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία δυτικής ροής με τις ψυχρές αέριες μάζες στα βόρεια και τις θερμότερες στα νότια.
2. **Βορειοδυτική κυκλοφορία (ΒΔ):** Η συνοπτική αυτή κατάσταση προκύπτει από την ύπαρξη ενός μεγάλου μήκους κυματισμού, όπου η ράχη βρίσκεται βορειοδυτικά και ο αυλώνας νοτιοανατολικά της περιοχής ενδιαφέροντος
3. **Νοτιοδυτική κυκλοφορία (ΝΔ):** Χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ενός μεγάλου μήκους ανοιχτού κυματισμού, όπου ο αυλώνας βρίσκεται νοτιοδυτικά και η ράχη βορειοανατολικά της περιοχής ενδιαφέροντος.
4. **Ανοιχτός κυματισμός αυλώνα (L-1):** Χαρακτηρίζεται από την παρουσία ενός αυλώνα, του οποίου ο άξονας είναι είτε κατακόρυφος, είτε έχει κλίση. Σε αυτό το είδος σχηματισμού δεν εμφανίζεται καμία κλειστή ισοϋψής.
5. **Κλειστό χαμηλό (L-2):** Θεωρείται ως ένα στάδιο εξέλιξης της L-1, καθώς έχει τα ίδια βασικά χαρακτηριστικά με τη συνοπτική κατάσταση του ανοιχτού κυματισμού του αυλώνα, αλλά η διαφορά τους έγκειται στο ότι μία τουλάχιστον κλειστή ισοϋψής είναι απαραίτητη.
6. **Αποκομμένο χαμηλό (L-3):** Η κατηγορία αυτή αποτελεί το τελικό στάδιο εξέλιξης και ωρίμανσης των κατηγοριών L-1 και L-2, με κύρια χαρακτηριστικά τις κλειστές ισοϋψείς του χαμηλού και την πλήρη αποκοπή του συστήματος από τη γενική κυκλοφορία.
7. **Ανοιχτός κυματισμός ράχης (H-1):** Χαρακτηρίζεται από την παρουσία μίας

ράχης, της οποίας ο άξονας είναι είτε κατακόρυφος, είτε έχει κλίση. Επίσης, χαρακτηριστικό είναι ότι δεν εμφανίζεται καμία κλειστή ισοϋψής, όπως και στην κυκλοφορία L-1

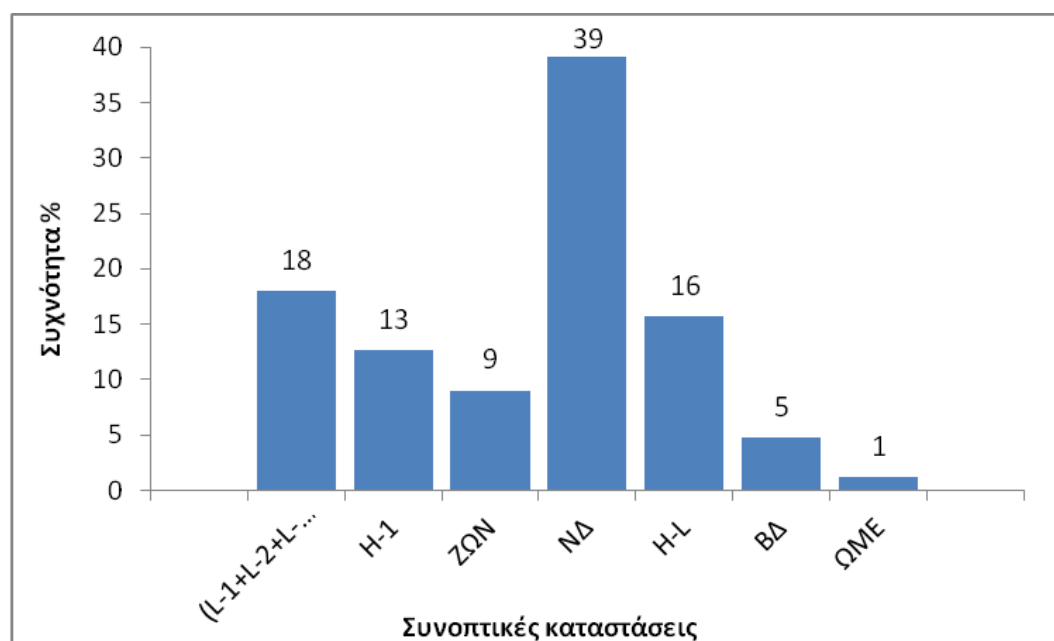
8. **Κλειστό υψηλό (H-2):** Θεωρείται ως ένα στάδιο εξέλιξης της H-1, καθώς έχει τα ίδια βασικά χαρακτηριστικά με τη συνοπτική κατάσταση του ανοιχτού κυματισμού ράχης, αλλά η διαφορά τους έγκειται στο ότι μία τουλάχιστον κλειστή ισοϋψής είναι απαραίτητη.
9. **Ωμέγα σχηματισμός (ΩΜΕ):** Ο Ωμέγα εμποδισμός ή σχηματισμός βασίζεται στο συνδυασμό δύο χαμηλών και ενός υψηλού, που είναι διατεταγμένα έτσι ώστε να σχηματίζεται το γράμμα Ω.
10. **Συνδυασμός H-L (H-L):** Περιλαμβάνει τις διαφορούμενες καταστάσεις που προήλθαν από ένα συνδυασμό υψηλών και χαμηλών συστημάτων και δεν ήταν δυνατό να περιγραφούν από τις προηγούμενες κατηγορίες.

Από την κατάταξη των ημερών ομίχλης ως προς τη συνοπτική μελέτη προέκυψε ότι η επικρατέστερη κυκλοφορία είναι η νοτιοδυτική (ΝΔ) με ποσοστό εμφάνισης 39%, με την ύπαρξη ενός μεγάλου μήκους κύματος αυλώνα στα νοτιοδυτικά της Ελλάδας και μια μεγάλου μήκους ράχης στα βορειοανατολικά, στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa. Αν συμπτυχθούν οι κατηγορίες L-1, L-2 και L-3 που αφορούν στην παρουσία αυλώνα στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, είτε ανοιχτού κυματισμού, είτε κλειστού ή αποκομμένου χαμηλού, αντίστοιχα, προκύπτει ένα ποσοστό εμφάνισης ομίχλης με κυκλοφορία L της τάξης του 18%, που αντιστοιχεί στην παρουσία εν γένει χαμηλού των υψών. Η Στολάκη (2011) επίσης, συμπέρανε ότι το ποσοστό εμφάνισης ομίχλης με την παρουσία αυλώνα είναι 18% για τη συγκεκριμένη περιοχή του αεροδρομίου. Ένα αρκετά μεγάλο ποσοστό (16%), κατατάσσεται στην κατηγορία H-L, η οποία χαρακτηρίζεται από ένα συνδυασμό υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων, με έμφαση κυρίως στα υψηλά, καθώς οι υφέσεις δεν είναι καλά οργανωμένες. Το 13% των ημερών που εμφάνισαν ομίχλη για τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο χαρακτηρίζονταν από αντικυκλωνική κυκλοφορία της κατηγορίας H-1, δηλαδή παρουσία ράχης ανοιχτού κυματισμού. Οι υπόλοιπες κατηγορίες σημειώθηκαν κατά πολύ μικρότερο ποσοστό: η ζωνική κυκλοφορία σε ποσοστό εμφάνισης 9%, η βορειοδυτική σε ποσοστό εμφάνισης 5% και η ωμέγα κυκλοφορία σε ποσοστό εμφάνισης 1%. Η βόρεια ροή πάνω από τη

Θεσσαλονίκη, όταν επικρατεί αυλώνας στα 500hPa και ασθενές χαμηλό στην περιοχή του Αιγαίου στην επιφάνεια, μπορεί να προκαλέσει το σχηματισμό ομίχλης μεταφοράς, λόγω της αυξημένης υγρασίας του εδάφους . Αριθμητική παρουσίαση όλων των παραπάνω απεικονίζονται στον Πίνακα 3.2 και στο Σχήμα 3.17.

Πίνακας 3.2. Κατάταξη ημερών ομίχλης για τη χρονική περίοδο 2001-2010 με βάση συνοπτικές καταστάσεις

Συνοπτικές καταστάσεις	Ημέρες ομίχλης	Ποσοστό (%)
L-1	10	6
H-1	21	13
ZΩΝ	15	9
NΔ	65	39
H-L	26	16
L-2	16	10
ΒΔ	8	5
L-3	3	2
ΩΜΕ	2	1



Σχήμα 3.17. Κατανομή συχνοτήτων των συνοπτικών καταστάσεων που προέκυψαν για τη χρονική περίοδο 2001-2010 συναρτήσει των ημερών ομίχλης.

3.12 Ανάλυση επεισοδίου ομίχλης

Παρακάτω αναλύονται τρεις (3) περιπτώσεις επεισοδίων ομίχλης, που επιλέχθηκαν με βάση τη συνοπτική τους κατάσταση, οι οποίες είναι: η 21η Δεκεμβρίου 2001, με επικράτηση νοτιοδυτικής (ΝΔ) κυκλοφορίας, η 25η Ιανουαρίου 2009, με επικράτηση κυκλοφορίας ανοιχτού κυματισμού αυλώνα (L-1) και η 21η Φεβρουαρίου 2007, με επικράτηση συνδυασμού υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων (H-L). Στην ανάλυση που ακολουθεί παρατίθενται οι χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας και επιφανείας της πιο κοντινής ώρας έναρξης του επεισοδίου ομίχλης, καθώς και μιας ημέρας πριν, καθώς και οι ραδιοβολίσεις που είναι διαθέσιμες από το συνοπτικό μετεωρολογικό σταθμό επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας του αεροδρομίου Θεσσαλονίκης (LGTS) στην πιο κοντινή συνοπτική ώρα.

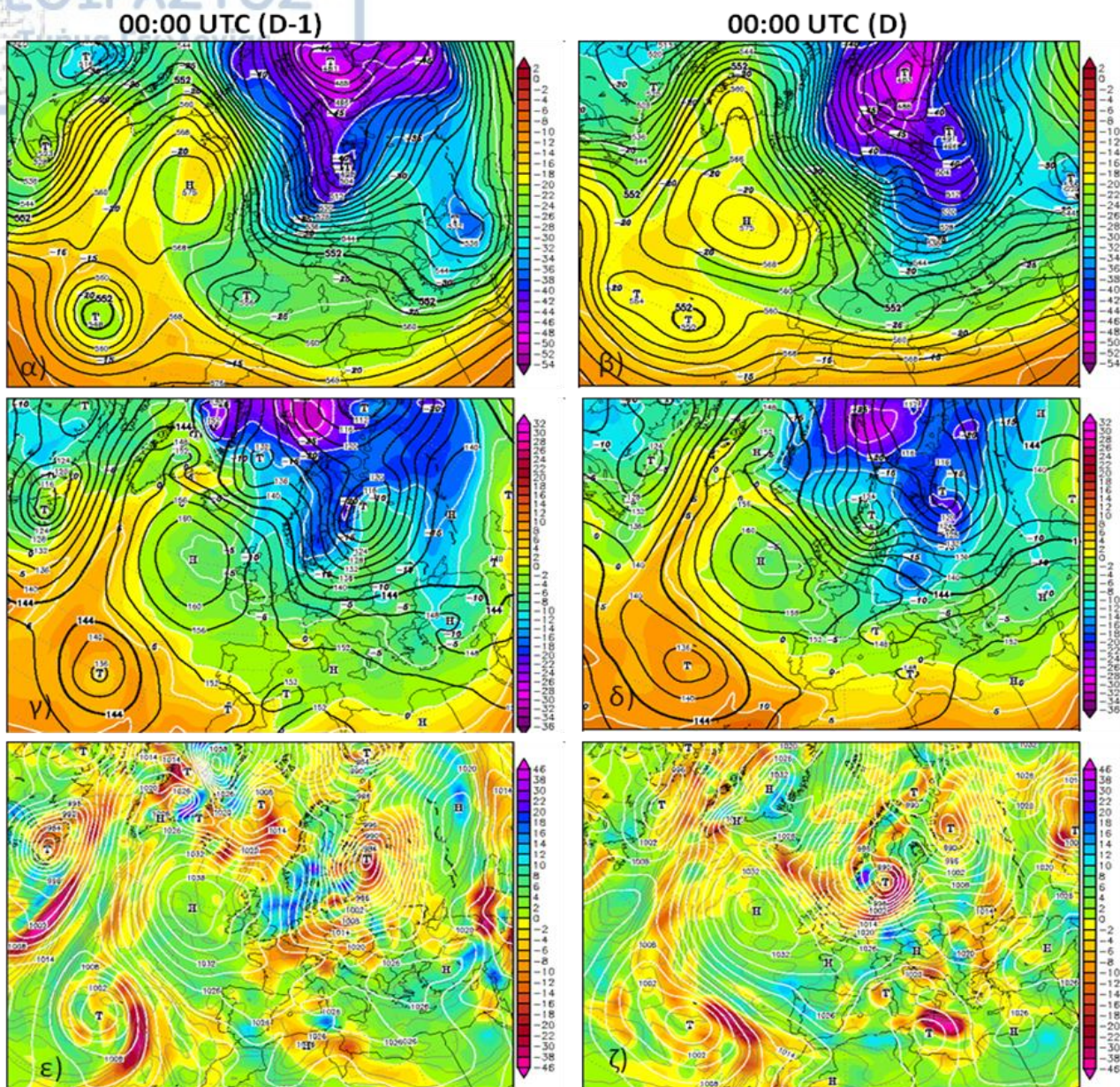
3.12.1 Επεισόδιο ομίχλης με επικράτηση νοτιοδυτικής (ΝΔ) κυκλοφορίας

Την 21η Δεκεμβρίου 2001 σημειώθηκε στην περιοχή του αεροδρομίου ψυχρή (παγωμένη) ομίχλη, σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση των Toth et al. (2010), με θερμοκρασία έναρξης ομίχλης -7°C , ώρα έναρξης 23:50 τοπική ώρα και ώρα λήξης 13:30 UTC. Η ομίχλη που σχηματίζεται στο αεροδρόμιο είναι ως επί το πλείστον θερμή, γι αυτό και το επεισόδιο αυτό αξίζει να μελετηθεί.

Το συγκεκριμένο επεισόδιο, ταξινομήθηκε στο είδος της ομίχλης ακτινοβολίας. Η ομίχλη ακτινοβολίας λέγεται αλλιώς και ομίχλη εδάφους και στην προκειμένη περίπτωση θα μπορούσε να ταξινομηθεί και ως ομίχλη χιονοσκεπούς εδάφους, αν λάβουμε υπόψη τη μεγάλη χιονόπτωση που προηγήθηκε στις 16 με 18 Δεκεμβρίου 2001, που κάλυψε με χιόνι το μεγαλύτερο μέρος της χώρας. Το επεισόδιο ήταν μεγάλης διάρκειας (13hr 40') και πυκνής έντασης, με ελάχιστη ορατότητα τα 100μ. Επικρατούσαν συνθήκες άπνοιας σχεδόν καθ' όλη τη διάρκεια του φαινομένου. Η μηδενική ένταση του ανέμου τη στιγμή της έναρξης ήταν ένα από τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν για την ταξινόμηση του επεισοδίου ως ομίχλη ακτινοβολίας. Η συνοπτική κατάσταση που χαρακτήριζε αυτό το επεισόδιο λίγες ώρες πριν την εμφάνιση του, ήταν η παρουσία αυλώνα στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa, με κέντρο τη βόρεια Ευρώπη που επηρέασε το βόρειο ελλαδικό χώρο με νοτιοδυτική κυκλοφορία. Ο αυλώνας αυτός συνετέλεσε στην εκ νέου χιονόπτωση το απόγευμα

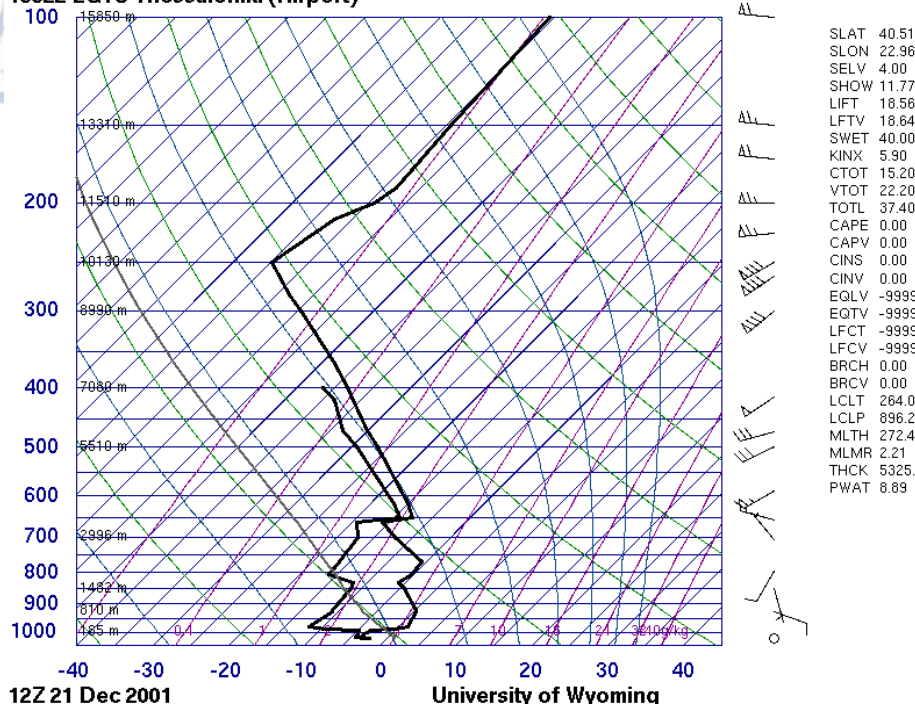
της 21ης Δεκεμβρίου, γι αυτό και τη μέρα του επεισοδίου (D) παρέμενε στάσιμος (Σχήμα 3.18β). Στις 20 Δεκεμβρίου στις 00:00, ακριβώς μια μέρα πριν την έναρξη του επεισοδίου (D-1), έλαβε χώρα θερμή μεταφορά στο νοτιοδυτικό ρεύμα μιας μικρού μήκους κύματος ράχης στα 500 hPa (σχήμα 3.18α). Το συνοπτικό σύστημα ήταν καλά οργανωμένο καθ' ύψος από την επιφάνεια ως τα 500hPa. Η συνοπτική κατάσταση στην επιφάνεια χαρακτηρίστηκε από συνδυασμό ενός οργανωμένου βαρομετρικού χαμηλού στη Β. Ευρώπη και τη Σκανδιναβία με κέντρο τα 990hPa και ενός όχι καλά οργανωμένου βαρομετρικού υψηλού στην ευρύτερη περιοχή της νοιοανατολικής Ευρώπης (Σχήμα 3.18ε και 3.18ζ), δημιουργώντας έτσι νοτιοδυτικό ρεύμα στον ελλαδικό χώρο. Στην ισοβαρική στάθμη των 850hPa είναι χαρακτηριστική η εισβολή των ψυχρών αερίων μαζών, με αποτέλεσμα τις πολύ χαμηλές (αρνητικές) θερμοκρασίες που σημειώθηκαν σ' όλο τον ελλαδικό (Σχήμα 3.18γ και 3.18δ), οι οποίες συνετέλεσαν στη χιονόπτωση 2,30 ώρες μετά τη λήξη του επεισοδίου ομίχλης.

Στο Σχήμα 3.19 απεικονίζεται η ραδιοβόλιση στις 12.00 UTC, καθώς δεν είναι διαθέσιμη η ραδιοβόλιση των 00:00 UTC, δηλαδή 1hr 30' πριν τη λήξη του επεισοδίου της ομίχλης ακτινοβολίας στο αεροδρόμιο Μακεδονία. Τα σημεία που θα πρέπει να τονιστούν είναι: (α) το σχεδόν κορεσμένο στρώμα της αέριας μάζας στα κατώτερα στρώματα (κοντά στην επιφάνεια) με υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας, (β) οι πολύ χαμηλές (αρνητικές) θερμοκρασίες, καθώς και (γ) η ισχυρή επιφανειακή θερμοκρασιακή αναστροφή. Αντίθετα, από τα 1000hPa και προς τα υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας ο αέρας είναι πολύ ξηρός μέχρι τα 650 hPa, όπου είναι προφανής η θερμο-μετωπική αναστροφή με νέφη τύπου θυσάνων ή υψιστρωμάτων, τα οποία 4 με 5 ώρες αργότερα χαμήλωσαν και έγιναν στρωματομελανίες και χιόνισε, καθώς το θερμό μέτωπο του χαμηλού του Ιονίου πλησίασε κι άλλο, φθάνοντας έως τη Στερεά Ελλάδα. Τέλος, συνθήκες άπνοιας παρατηρούνται στο οριακό στρώμα της περιοχής ενδιαφέροντος. Εφαρμόστηκε η μεθοδολογία για την πρόγνωση της θερμοκρασίας διάλυσης της ομίχλης, καθώς υπήρχε ήδη ομίχλη τη στιγμή της ραδιοβόλισης και προέκυψε -2 °C, όσο ήταν και η πραγματική.



Σχήμα 3.18. Συνοπτικοί χάρτες για τις 00:00UTC στις 20 (D-1) και 21 (D) Δεκεμβρίου 2001 που απεικονίζουν γεωδυναμικά ύψη (gpm) και θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$) στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa (α και β) και των 850hPa (γ και δ), καθώς και την ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας (ε και ζ) (πηγή: www.wetter3.de).

16622 LGTS Thessaloniki (Airport)

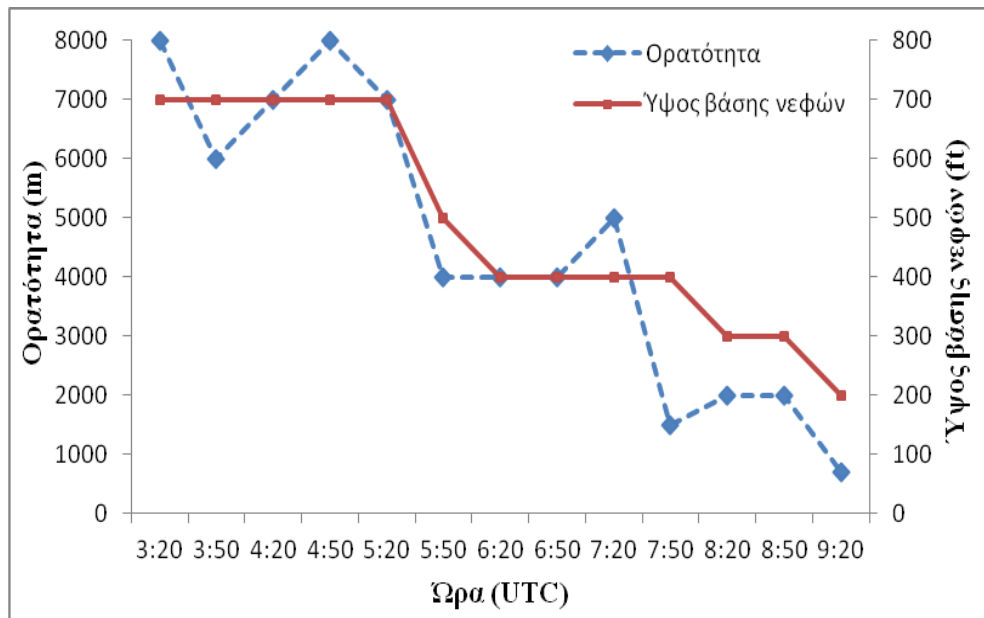


Σχήμα 3.19. Ραδιοβόλιση στις 12.00 UTC τη μέρα σχηματισμού της ομίχλης ακτινοβολίας στις 21.12.2001

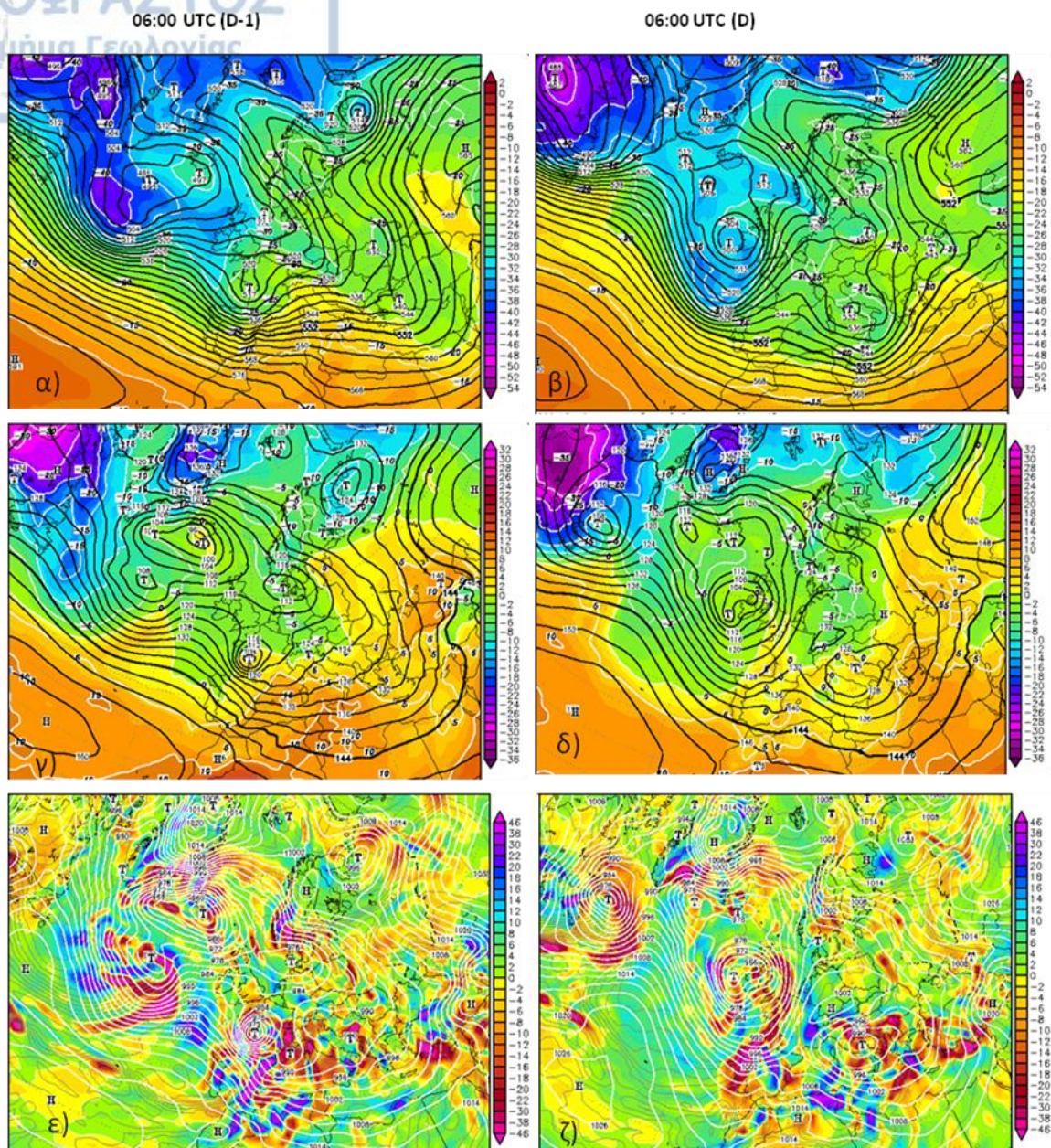
3.12.2 Επεισόδιο ομίχλης με επικράτηση κυκλοφορίας ανοιχτού κυματισμού αυλώνα (L-1)

Την 25η Ιανουαρίου 2009 σημειώθηκε επεισόδιο ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους με ώρα έναρξης 09:05 UTC και ώρα λήξης 10:05 UTC. Είχε ελάχιστη ορατότητα τα 600m. Στο Σχήμα 3.20 φαίνεται η βαθμιαία ελάττωση της βάσης των χαμηλών νεφών 6 ώρες πριν την έναρξη του φαινομένου και παράλληλα και η βαθμιαία μείωση της ορατότητας. Μια μέρα πριν την εμφάνιση του επεισοδίου επικρατούσε αυλώνας ανοιχτού κυματισμού (L-1) στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa με κέντρο την περιοχή της Γαλλίας (Σχήμα 3.21α), ο οποίος κινήθηκε νοτιοανατολικά. Μετά από 18 ώρες το κέντρο του αυλώνα έφτασε την περιοχή της Ιταλίας εμφανίζοντας ένα πιο οργανωμένο σύστημα καθ' ύψος, κλειστό χαμηλό (L-2) όσο αφορά την κατάταξη στην επιφάνεια των 850hPa, με μια καλά οργανωμένη βαροκλινική ζώνη και ένα βαθύ και έντονο σύστημα πιέσεων στην επιφάνεια με κέντρο τα 990hPa (Σχήμα 3.21ε). Λίγες ώρες πριν την έναρξη του επεισοδίου ο αυλώνας παρέμεινε στην ίδια θέση (Σχήμα 3.21β), καθώς επίσης και το χαμηλό

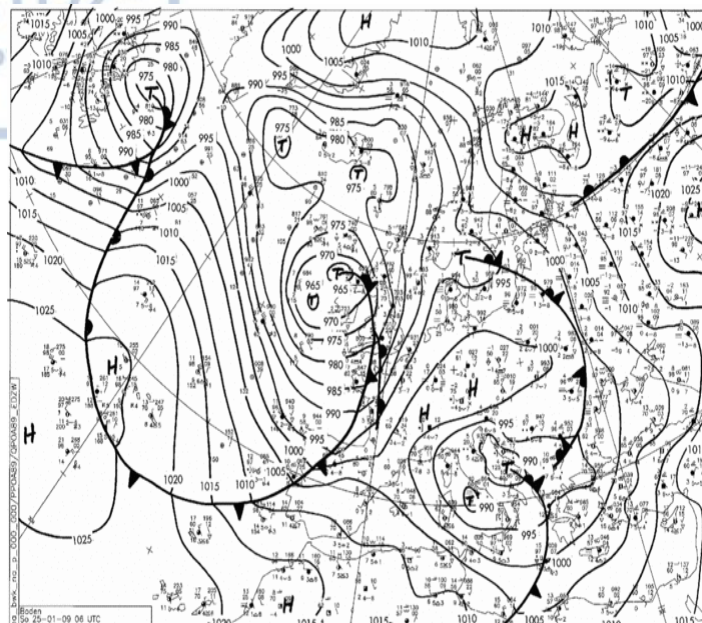
βαρομετρικό σύστημα στην επιφάνεια (Σχήμα 3.21ζ), επηρεάζοντας την προς μελέτη περιοχή με βροχές και στη συνέχεια με την εμφάνιση της ομίχλης. Οι θερμοκρασίες στα 850 hPa κυμαίνονται σε ήπια για την εποχή επίπεδα (Σχήματα 3.21γ και 3.21δ) και αυτό οφείλεται στο ότι βρισκόμαστε στο θερμό τομέα του συνεσφιγμένου μετώπου (Σχήμα 3.22) και έχουμε θερμή μεταφορά. Αν και στην επιφάνεια επικρατεί άπνοια, οι νότιοι άνεμοι του χαμηλού των υψών, συντελούν σε θερμότερες αέριες μάζες πιο ψηλά, ενώ στην επιφάνεια έχουμε πιο ψυχρές αέριες μάζες, με αποτέλεσμα να σχηματίζεται η αναστροφή, και κατ' επέκταση η ομίχλη. Έτσι λοιπόν, η κύρια συνοπτική κατάσταση που ευνόησε το σχηματισμό ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους ήταν η κυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια των 500hPa, που δημιούργησε το επιφανειακό χαμηλό και άρα τη θερμή μεταφορά στο θερμό τομέα. Η ραδιοβόλιση τη μέρα σχηματισμού της ομίχλης λόγω ελάττωσης της βάσης του νέφους στις 12:00UTC (Σχήμα 3.23), δηλαδή λίγες ώρες μετά το σχηματισμό του επεισοδίου, δείχνει υψηλά επίπεδα υγρασίας στη επιφάνεια, αλλά και σε όλα τα ύψη της ανώτερης ατμόσφαιρας, το οποίο αποτελεί και πιθανή ένδειξη μεγάλης νεφικής κάλυψης. Είναι εμφανής η επιφανειακή θερμοκρασιακή αναστροφή από τα 1000hPa έως τα 960hPa.



Σχήμα 3.20. Ορατότητα και ύψος βάσης χαμηλών νεφών που σημειώθηκαν για το επεισόδιο της ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους στις 25/1/2009

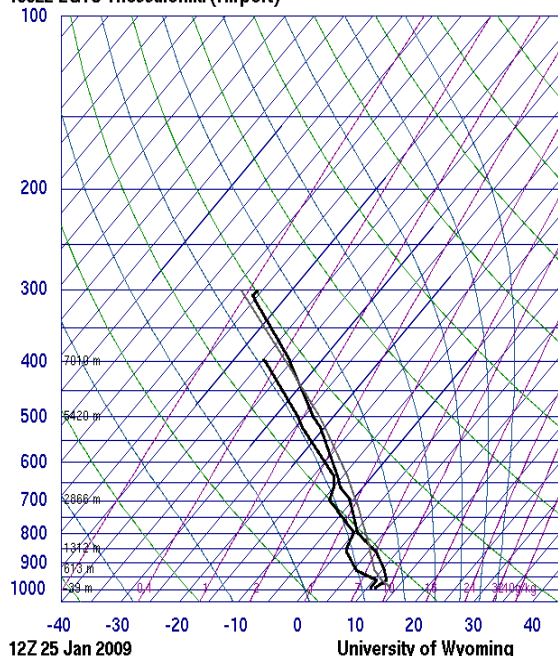


Σχήμα 3.21. Συνοπτικοί χάρτες για τις 06:00 UTC μια μέρα πριν (D-1) και τη μέρα σχηματισμού (D) της ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους στις 25.1.2009 για τις παραμέτρους: γεωδυναμικά ύψη (gpdm) και θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$) στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa (α και β) και των 850hPa (γ και δ), καθώς και ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας (hPa) (ε και ζ) (πηγή: www.wetter3.de).



Σχήμα 3.22. Συνοπτικός χάρτης επιφανείας στις 06:00UTC κατά τη μέρα εμφάνισης του επεισοδίου ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους στις 25.1.2009 (πηγή: www.wetter3.de)

16622 LGTS Thessaloniki (Airport)



SLAT 40.51
SLON 22.96
SELV 4.00
SHOW 1.36
LIFT -1.10
LFTV -1.16
SWET -9999
KINK 26.50
CTOT 24.50
VTOT 28.90
TOTL 53.40
CAPE 210.9
CAPV 230.3
CINS -38.6
CINV -30.6
EGLV 426.6
EGTV 429.3
LFCT 836.1
LFCV 843.2
BRCH -9999
BRCV -9999
LCLT 282.5
LCLP 939.7
MLTH 287.5
MLMR 7.93
THCK 5459
PWAT 20.81

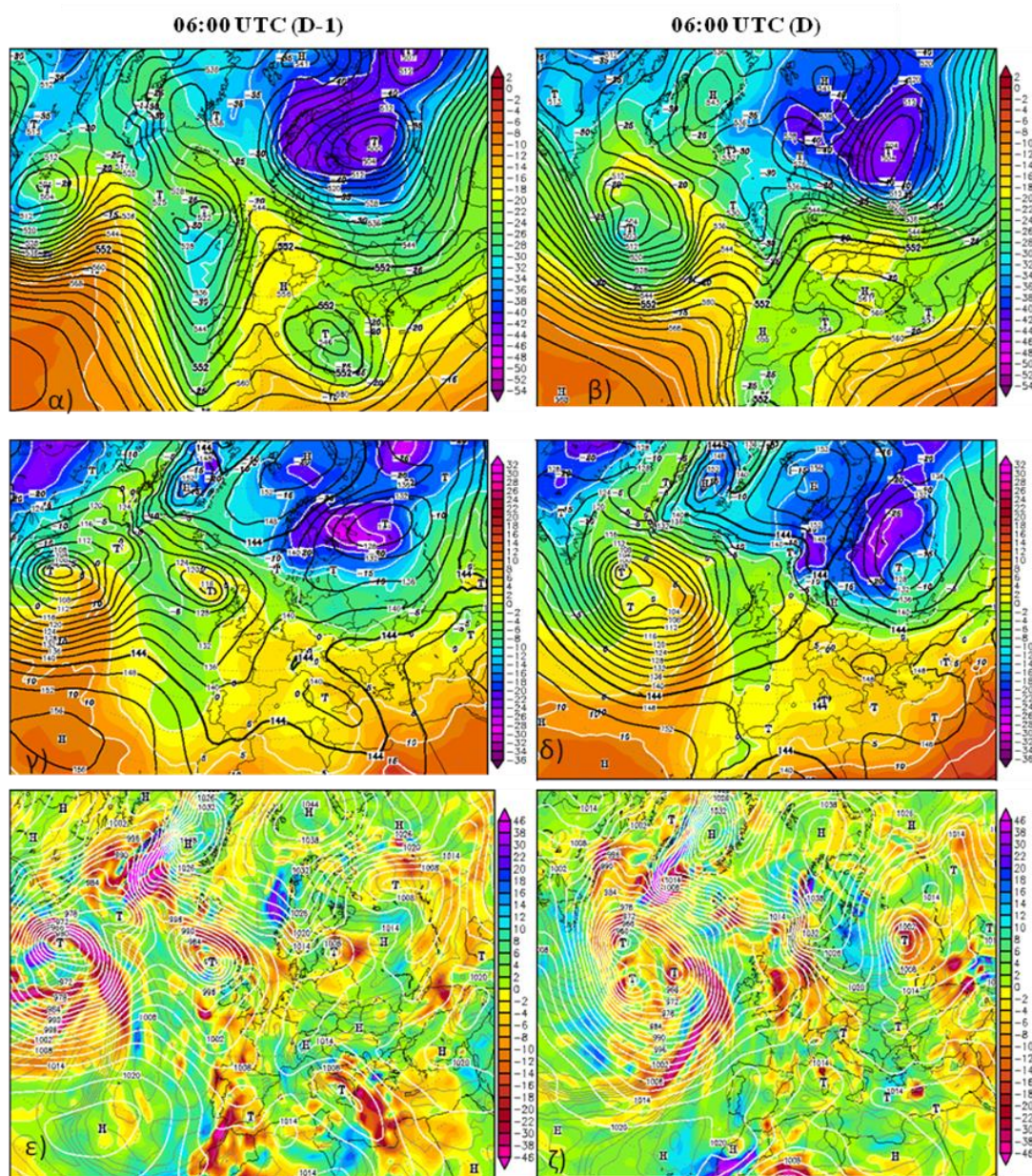
Σχήμα 3.23. Ραδιοβόλιση στις 12:00UTC κατά τη μέρα εμφάνισης του επεισοδίου ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους στις 25.1.2009

3.12.3 Επεισόδιο ομίχλης με επικράτηση συνδυασμού υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων (H-L κυκλοφορία)

Στις 21 Φεβρουαρίου 2007 σημειώθηκε επεισόδιο πυκνής ομίχλης με ώρα έναρξης στις 05:50UTC και ώρα λήξης 10:20UTC. Η ελάχιστη ορατότητα που καταγράφηκε ήταν τα 50m και η ορατότητα κατά τη διάρκεια του φαινομένου κυμάνθηκε από τα 50m έως τα 800m. Επικρατούσαν συνθήκες άπνοιας καθ' όλη τη διάρκεια του επεισοδίου, εκτός από το τελευταίο μισάωρο πριν τη διάλυση της ομίχλης που ο άνεμος ήταν ασθενής με βόρεια-βορειοδυτική προέλευση. Ως προς το είδος του επεισοδίου δεν κατατάχθηκε σε κάποια από τις πέντε κατηγορίες, καθώς η ώρα έναρξης του επεισοδίου ήταν ο παράγοντας που συνετέλεσε στο να μην θεωρηθεί ως επεισόδιο ομίχλης ακτινοβολίας. Την ίδια μέρα, 6h πριν την έναρξη του επεισοδίου, δηλαδή τη στιγμή της ραδιοβόλισης στις 00:00 UTC, είχε σχηματιστεί κι άλλο επεισόδιο πυκνής ομίχλης με ελάχιστη ορατότητα τα 100m που διήρκεσε 3hr 30' και ταξινομήθηκε ως επεισόδιο ομίχλης ακτινοβολίας, καθώς πληρούσε τα κριτήρια. Δύο μέρες πριν το σχηματισμό της ομίχλης οι θερμοκρασίες στα 850hPa στην περιοχή του αεροδρομίου ήταν στους -4°C , όμως με συνεχή θερμή μεταφορά μια μέρα πριν και τη μέρα σχηματισμού της ομίχλης έφτασαν τους $+4^{\circ}\text{C}$ (Σχήματα 3.24γ και 3.24δ αντίστοιχα). Στην επιφάνεια, αντίθετα η θερμοκρασία από τους 8 οC μια μέρα πριν στις 06:00 UTC (Σχήμα 3.24ε) έπεσε στους 3°C τη μέρα σχηματισμού (Σχήμα 3.24ζ), όπου ήταν και η θερμοκρασία έναρξης της ομίχλης. Επομένως, δημιουργήθηκε μία έντονη επιφανειακή θερμοκρασιακή αναστροφή, με βάθος που έφτασε ως τα 980hPa (Σχήμα 3.26), η οποία σε συνδυασμό και με την κορεσμένη ατμόσφαιρα στην επιφάνεια δημιούργησε την ομίχλη. Η χαμηλή υγρασία καθ' ύψος ευνόησε την ψύξη δι' ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της νύχτας. Η επιφάνεια χαρακτηρίστηκε από υψηλό βαρομετρικό σύστημα (Σχήματα 3.24ε και 3.24ζ). Το Σχήμα 3.25 δείχνει την κατακόρυφη ταχύτητα των αερίων μαζών στα 500hPa και επειδή οι τιμές είναι θετικές ($\omega > 0$), στην προς μελέτη περιοχή σημαίνει ότι οι κινήσεις είναι καθοδικές. Επομένως, επικρατούσε αντικυκλωνική κυκλοφορία.

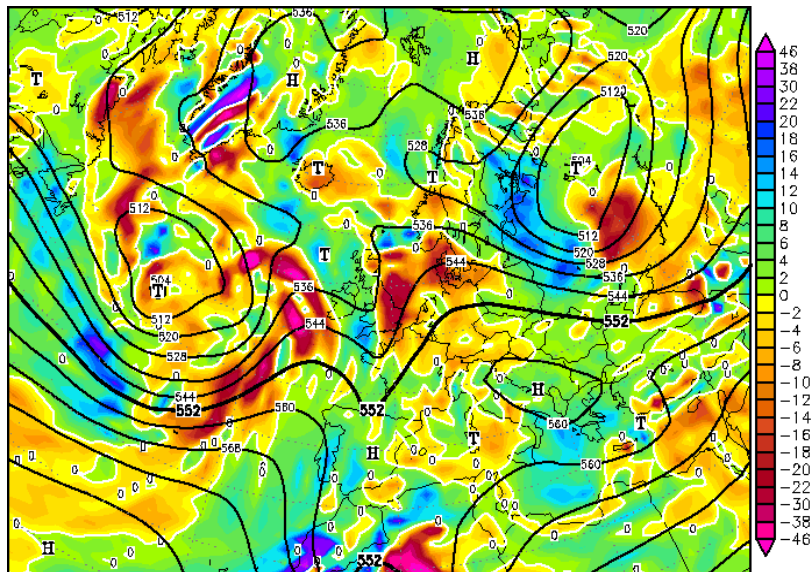
Στο τεφίγραμμα έγινε εφαρμογή της μεθοδολογίας του Saunders για την εύρεση της θερμοκρασίας σχηματισμού ομίχλης και της θερμοκρασίας διάλυσής της. Η μέγιστη θερμοκρασία ($T_{\max}$) υπολογίστηκε από την καμπύλη της T κατεβαίνοντας από τα 850hPa με την υγραδιαβατική μέχρι το QFE ($T_{\max}=12^{\circ}\text{C}$). Η ελάχιστη

θερμοκρασία (T_{min}) υπολογίστηκε από την καμπύλη της T_d κατεβαίνοντας από τα 850hPa με την υγραδιαβατική μέχρι το QFE ($T_{min}=2^{\circ}\text{C}$). Η T_{fog} προέκυψε 7°C , όσο ήταν και η πραγματική θερμοκρασία έναρξης της ομίχλης και η $T_{fogclear}$ προέκυψε 9°C , ενώ η πραγματική θερμοκρασία διάλυσης της ομίχλης ήταν 8°C . Επίσης, εφαρμόστηκε ο δείκτης πρόγνωσης FSI και έγινε σύγκριση της θερμοκρασίας ομίχλης με την ελάχιστη θερμοκρασία, όπου δείχνουν ότι επικρατεί ομίχλη.



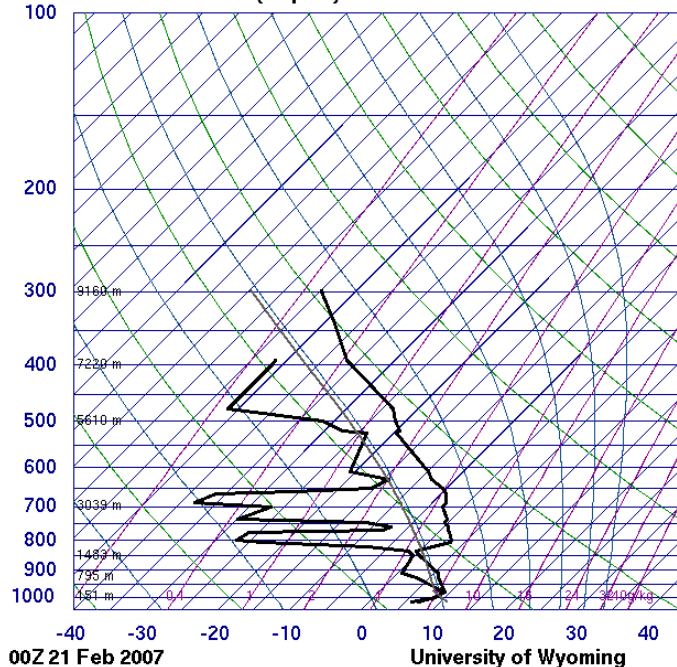
Σχήμα 3.24. Συνοπτικοί χάρτες για τις 06:00UTC μία μέρα πριν (D-1) και τη μέρα σχηματισμού (D) του επεισοδίου στις 21.2.2007 για γεωδυναμικά ύψη (gpm) και θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$) στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa (α και β) και των 850hPa (γ

και δ), καθώς και ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη θαλάσσης (ε και ζ) (πηγή: www.wetter3.de)



Σχήμα 3.25. Συνοπτικός χάρτης για τις 06:00UTC στις 21.2.2007 για γεωδυναμικό ύψος (gpdm) στα 500hPa και κατακόρυφη ταχύτητα (hPa/h) (πηγή: www.wetter3.de)

16622 LGTS Thessaloniki (Airport)



SLAT 40.51
SLON 22.96
SELV 4.00
SHOW 7.79
LIFT 6.34
LFTV 6.31
SWET -9999
KINX -2.20
CTOT 21.20
VTOT 22.10
TOTL 43.30
CAPE 6.07
CAPV 7.66
CINS -23.9
CINV -20.1
EQLV 829.9
EQTV 828.9
LFCT 869.9
LFCV 874.3
BRCH -9999
BRCV -9999
LCLT 281.1
LCLP 982.1
MLTH 282.5
MLMR 6.90
THCK 5459
PWAT 14.69

Σχήμα 3.26. Ραδιοβόλιση στις 00.00 UTC κατά τη μέρα σχηματισμού της ομίχλης στις 21.2.2007.

Γ. ΣΧΕΣΕΙΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΩΝ ΚΑΙ ΕΙΔΩΝ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

Μελετώνται οι σχέσεις των συνοπτικών συνθηκών που επικρατούν στην ανώτερη ατμόσφαιρα με τα επεισόδια ομίχλης που κατηγοριοποιήθηκαν σε πέντε (5) διαφορετικά είδη και σημειώθηκαν κατά τη χρονική περίοδο 2001-2010 στο αεροδρόμιο Μακεδονία. Από το συνολικό πλήθος των επεισοδίων (201) έχουν αφαιρεθεί τα επεισόδια ομίχλης (24) τα οποία δεν κατατάχθηκαν σε κάποια από τις κατηγορίες, ήταν δηλαδή απροσδιόριστα ως προς το είδος τους (undefined). Στον Πίνακα 3.3 παρουσιάζονται οι απόλυτες και σχετικές συχνότητες εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων για τα πέντε (5) διαφορετικά είδη ομίχλης, της ομίχλης ακτινοβολίας (RAD), της ομίχλης μεταφοράς (ADV), της ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους (CBL), της πρωινής ομίχλης εξάτμισης (EVP) και της ομίχλης βροχής (PCP), που αφορούν στη χρονική περίοδο 2001-2010. Οι συνοπτικές καταστάσεις ανοιχτός κυματισμός αυλώνα (L-1), κλειστό χαμηλό (L-2) και αποκομμένο χαμηλό (L-3), συμπτύχθηκαν σε μία κατηγορία, την κατηγορία L, όπως επίσης και οι συνοπτικές καταστάσεις, ανοιχτός κυματισμός ράχης (H-1) και κλειστό υψηλό (H-2), συμπτύχθηκαν στην κατηγορία H.

Παρατηρείται ότι όλα τα είδη ομίχλης επηρεάζονται κυρίως από τη νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW), η οποία χαρακτηρίζεται από την παρουσία μεγάλου μήκους κύματος βαρομετρικής ράχης βορειοανατολικά της Ελλάδας και αυλώνα νοτιοδυτικά της χώρας μας. Έτσι, θα μπορούσε να προστεθεί το ποσοστό αυτό της νοτιοδυτικής κυκλοφορίας στο ποσοστό της κατηγορίας H, εφόσον μας επηρεάζει η αντικυκλωνική κυκλοφορία με την εμφάνιση ράχης. Προέκυψε ότι η ομίχλη ακτινοβολίας σχηματίζεται εκτός από την παρουσία ράχης (ποσοστό 57% των επεισοδίων), με την παραπάνω παραδοχή και με την παρουσία αυλώνα πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος (κατηγορία L) σε ποσοστό 16,2%, καθώς και με το συνδυασμό υψηλών και χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων (κατηγορία H-L), σε ποσοστό 14,7%. Αναφορικά με την ομίχλη μεταφοράς, η νοτιοδυτική κυκλοφορία ευνοεί το σχηματισμό της περισσότερο από κάθε άλλη συνοπτική κατάσταση (ποσοστό 64,3%). Η επικράτηση ζωνικής κυκλοφορίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα φαίνεται να επηρεάζει περισσότερο την ομίχλη βροχής, σύμφωνα με τη σχετική συχνότητα εμφάνισης, όμως η απόλυτη συχνότητα εμφάνισης δείχνει να επηρεάζει περισσότερο

την ομίχλη ακτινοβολίας (Πίνακας 3.3). Ο περιορισμένος αριθμός των επεισοδίων που δημιουργούνται κάτω από αυτές τις συνθήκες δεν επιτρέπει την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων, όπως επίσης είναι περιορισμένος ο αριθμός των επεισοδίων που δημιουργούνται με τη βορειοδυτική και την ωμέγα κυκλοφορία. Η κυκλωνική κυκλοφορία ευνοεί το σχηματισμό όλων των ειδών ομίχλης, κυρίως όμως την ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους (22,8%) και την ομίχλη βροχής (28,6%). Αναφορικά με την πρωινή ομίχλη εξάτμισης ο συνδυασμός των υψηλών και χαμηλών συστημάτων και η νοτιοδυτική κυκλοφορία αποτελούν τις κύριες συνοπτικές καταστάσεις που επηρεάζουν το σχηματισμό της.

Πίνακας 3.3. Τύποι ομίχλης και συχνότητες εμφάνισης συνοπτικού αιτίου για τη χρονική περίοδο 2001-2010.

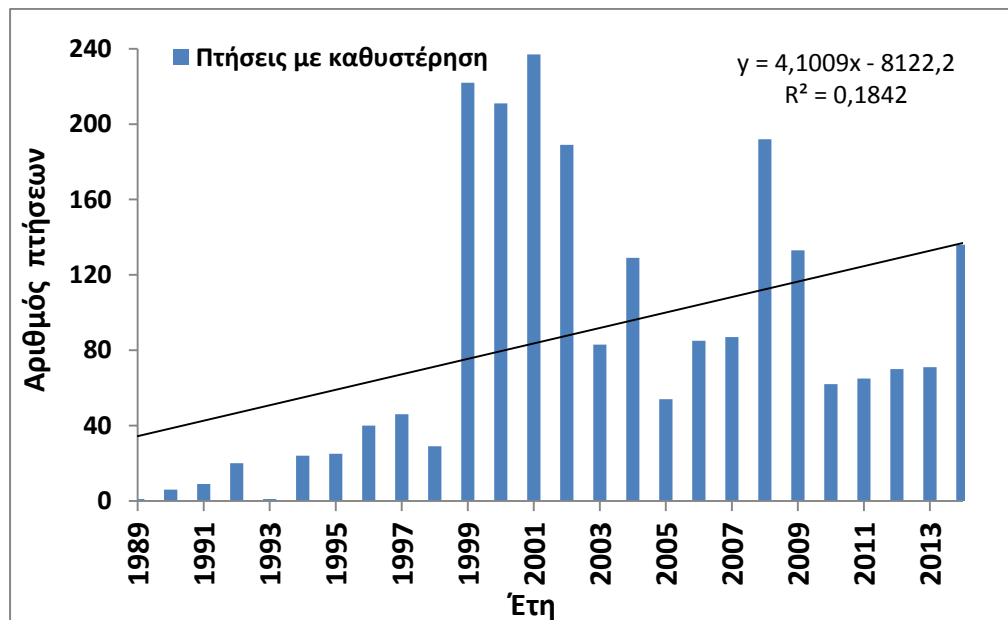
Συνοπτικές καταστάσεις Απόλυτη συχνότητα (fi)							
Τύποι ομίχλης	H-L	H	L	ΝΔ	ZON	ΩΜΕ	ΒΔ
RAD	10	11	11	28	5	1	2
ADV	3	2	1	18	2	0	2
CBL	8	12	13	19	2	1	2
EVP	5	2	2	5	3	0	0
PCP	0	0	2	3	2	0	0
Σχετική συχνότητα (fi%)							
RAD	14,7	16,2	16,2	41,2	7,4	1,5	2,9
ADV	10,7	7,1	3,6	64,3	7,1	0,0	7,1
CBL	14,0	21,1	22,8	33,3	3,5	1,8	3,5
EVP	29,4	11,8	11,8	29,4	17,6	0,0	0,0
PCP	0,0	0,0	28,6	42,9	28,6	0,0	0,0

Δ. ΣΥΝΕΠΕΙΕΣ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΤΗΣ ΟΜΙΧΛΗΣ ΣΤΟ ΑΕΡΟΔΡΟΜΙΟ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

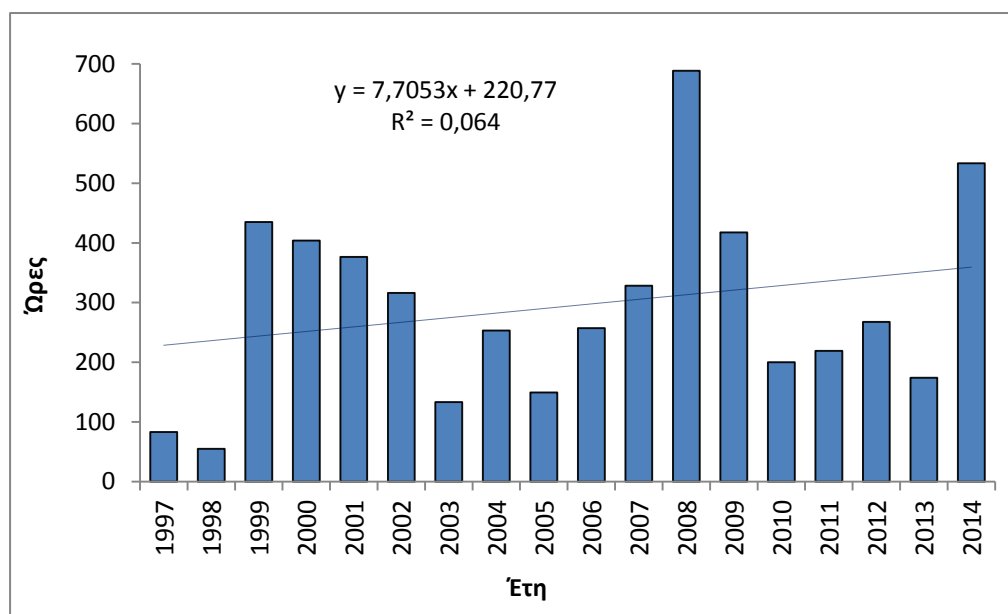
Το φαινόμενο της ομίχλης στο αεροδρόμιο αποτελεί το κυριότερο αίτιο των πολύωρων καθυστερήσεων, ή ακυρώσεων των πτήσεων, ή ακόμα και εκτροπή τους σε άλλα εναλλακτικά αεροδρόμια. Δεδομένου της δυσκολίας των αεροσκαφών στην προσγείωση κυρίως, αλλά και την απογείωση, λόγω χαμηλής ορατότητας, τα αεροσκάφη εφοδιάζονται με περισσότερα καύσιμα, διότι αναγκάζονται να εκτρέπονται σε άλλα εναλλακτικά αεροδρόμια, ή να παραμένουν στον αέρα, με αποτέλεσμα τις πολύωρες καθυστερήσεις, ή ματαιώσεις των πτήσεων, που συνεπάγεται μεγάλο οικονομικό κόστος στις αεροπορικές εταιρείες και τη δυσaréσκεια και την ταλαιπωρία των επιβατών.

Οι ματαιώσεις πτήσεων σύμφωνα με τα στοιχεία της Υπηρεσίας Πολιτικής Αεροπορίας (Υ.Π.Α.) ανέρχονται σε περίπου 30 το χρόνο για τη χρονική περίοδο 1982-2014 (Σχήμα 3.29), ενώ οι πτήσεις με καθυστέρηση, λόγω του φαινομένου της ομίχλης, ανέρχονται σε περίπου 68 το χρόνο από το 1989-2014 (Σχήμα 3.27). Το έτος με τις περισσότερες πτήσεις που καθυστέρησαν (237) είναι το 2001 (Σχήμα 3.27), στο οποίο καταγράφηκαν 19 επεισόδια ομίχλης. Περίπου το 50% των πτήσεων που καθυστέρησαν το έτος 2001 καταγράφηκαν το Δεκέμβριο, όπου και σημειώθηκαν τα περισσότερα επεισόδια ψυχρής ομίχλης για 4 συνεχόμενες μέρες. Για τις ώρες καθυστέρησης των πτήσεων λόγω του φαινομένου της ομίχλης, υπάρχουν στοιχεία από το 1997 μέχρι το 2014 και αριθμούνται σε 294 ώρες ετησίως (Σχήμα 3.28). Το έτος που σημειώθηκαν περισσότερες ώρες καθυστέρησης (687,73) είναι το 2008, με 28 μέρες εμφάνισης ομίχλης. Το 2014 επίσης καταγράφηκαν πολλές ώρες καθυστέρησης (533,47). Η καθυστέρηση μιας πτήσης λαμβάνεται υπόψη μετά το πέρας μισής ώρας. Είναι προφανής η ακραία τιμή των ακυρώσεων πτήσεων (187) το έτος 1999, με τις περισσότερες ακυρώσεις (Σχήμα 3.29). Παράλληλα το ίδιο έτος, 222 πτήσεις καθυστέρησαν να προσγειωθούν ή/και να απογειωθούν στην ώρα που έπρεπε (Σχήμα 3.27). Παρόλο που μόνο 15 επεισόδια ομίχλης καταγράφηκαν το συγκεκριμένο έτος, ο ακραίος αριθμός των ακυρώσεων και των πτήσεων που καθυστέρησαν, δείχνει την πυκνή ένταση και τη μεγάλη διάρκεια των επεισοδίων, με αποτέλεσμα τη δημιουργία δυσμενών συνθηκών για τις από-προσγειώσεις των

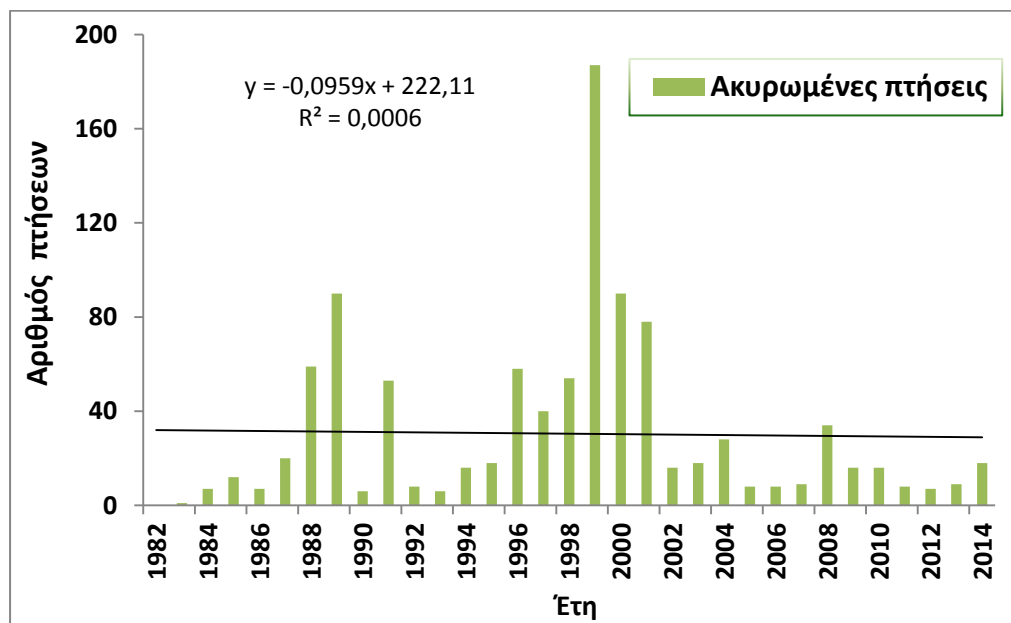
αεροσκαφών και τις συνθήκες χαμηλής ορατότητας. Οι καθυστερήσεις και οι ματαιώσεις πτήσεων συνήθως αφορούν προσγειώσεις, όμως μπορεί να αφορούν και απογειώσεις, ή συνδυασμό και των δύο, σύμφωνα με την Υπηρεσία Πολιτικής Αεροπορίας.



Σχήμα 3.27. Κατανομή του πλήθους των πτήσεων με καθυστέρηση για τη χρονική περίοδο 1989-2014 στο αεροδρόμιο Μακεδονία



Σχήμα 3.28. Κατανομή του πλήθους των ωρών καθυστέρησης των πτήσεων για τη χρονική περίοδο 1997-2014 στο αεροδρόμιο Μακεδονία



Σχήμα 3.29. Κατανομή του πλήθους των ακυρωμένων πτήσεων για τη χρονική περίοδο 1982-2014 στο αεροδρόμιο Μακεδονία

ΣΥΝΟΨΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο σκοπός στην παρούσα διατριβή, δηλαδή της μελέτης του φαινομένου της ομίχλης στο αεροδρόμιο Μακεδονία, ήταν η παροχή χρήσιμων μετεωρολογικών πληροφοριών, ως προς την ετήσια, μηνιαία και ημερήσια κατανομή συχνοτήτων των επεισοδίων ομίχλης, την ένταση και τη χρονική τους διάρκεια, καθώς επίσης και ως προς τη θερμοκρασία σχηματισμού και διάλυσης της ομίχλης. Η χρονική περίοδος της κλιματολογικής αυτής μελέτης καλύπτει 44 έτη (1971-2014).

Παρ' όλο που η ομίχλη αποτελεί ένα τοπικό φαινόμενο μικρής κλίμακας, που απαντάται στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα, επηρεάζεται από ένα φάσμα παραγόντων που σχετίζεται και με τις συνοπτικές συνθήκες που επικρατούν στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Για αυτό κρίθηκε σκόπιμο να μελετηθούν από συνοπτικής πλευράς τα επεισόδια ομίχλης που καταγράφηκαν στη χρονική περίοδο 2001-2010, αφού προηγουμένως είχαν ταξινομηθεί σε πέντε διαφορετικούς τύπους ομίχλης με βάση κάποια συγκεκριμένα χαρακτηριστικά τους. Τα είδη αυτά είναι η ομίχλη ακτινοβολίας, η ομίχλη μεταφοράς, η ομίχλη ελάττωσης τη βάσης του νέφους, η ομίχλη βροχής και η ομίχλη πρωινής εξάτμισης. Απώτερος σκοπός της συνοπτικής, αλλά και της κλιματολογικής μελέτης που έγινε είναι η κατανόηση του φαινομένου στην τοπική του κλίμακα και κατ' επέκταση στη δυνητικότητα βελτίωσης της πρόγνωσης σχηματισμού και διάλυσης της ομίχλης, με όσο το δυνατόν την εύρυθμη λειτουργία του αεροδρομίου Μακεδονία.

Τα επεισόδια ομίχλης που σχηματίζονται στο αεροδρόμιο είναι ως επί το πλείστον πυκνής έντασης, γεγονός που καταδεικνύει τη σοβαρότητα του φαινομένου, παρεμποδίζοντας ένα αρκετά μεγάλο αριθμό πτήσεων να προσγειωθούν, ή και να απογειωθούν στην προκαθορισμένη ώρα, όπως φαίνεται και από την στατιστική επεξεργασία των ακυρώσεων και καθυστερήσεων των πτήσεων για 33 έτη (1981-2014) και από τις ώρες καθυστέρησης των πτήσεων για 18 έτη (1997-2014).

Εκτός των επιμέρους συμπερασμάτων που έχουν αναφερθεί ήδη, παρακάτω παρατίθενται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη μελέτη.

Η ομίχλη στο αεροδρόμιο Μακεδονία παρατηρείται κατά μέσο όρο περίπου δέκα εννέα (19) φορές ετησίως, σύμφωνα με την κλιματολογική μελέτη που πραγματοποιήθηκε για τη χρονική περίοδο 1971-2014, από 18 φορές που προέκυψε από τη Στολάκη (2011), για το διάστημα 1971-2005. Το 1971 καταγράφηκαν τα λιγότερα επεισόδια ομίχλης (9), ενώ το 2004 τα περισσότερα (30).

Από τη μηνιαία κατανομή των επεισοδίων ομίχλης προέκυψε ότι ο Δεκέμβριος έχει τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης (25%) και η ομίχλη αποτελεί ένα φαινόμενο χειμερινής κυρίως περιόδου με συχνότητα 63% το τρίμηνο Νοεμβρίου-Ιανουαρίου. Το αποτέλεσμα συμφωνεί με τη μελέτη της Στολάκη (2011), όπου η συχνότητα εμφάνισης το τρίμηνο αυτό (64%), δίνει 4 περίπου επεισόδια ομίχλης το μήνα. Ο Φεβρουάριος και ο Μάρτιος έχουν το ίδιο ποσοστό εμφάνισης (11%), διπλάσιο σχεδόν από τον Οκτώβριο (6%).

Η ημερήσια κατανομή των επεισοδίων ομίχλης έδειξε ότι το φαινόμενο της ομίχλης λαμβάνει χώρα πρωτίστως κοντά στην ανατολή του ηλίου, μεταξύ 06.00 και 08.00 τοπική ώρα, με συχνότητα 30,2% και δευτερευόντως τις πρωινές ώρες μεταξύ 04.00 και 06.00 τοπική ώρα, με συχνότητα 19,6%. Η κατανομή των συχνοτήτων διάλυσης των επεισοδίων έδειξε ότι η ομίχλη διαλύεται 1 έως 4 ώρες μετά την ανατολή του ηλίου, μεταξύ 08.00-12.00 τοπική ώρα, με συχνότητα 59%.

Ως συνέπεια των 201 επεισοδίων που ταξινομήθηκαν, τα είδη ομίχλης που απαντώνται στο αεροδρόμιο για τη χρονική περίοδο 2001-2010, κατά σειρά συχνότητας εμφάνισης είναι, η ομίχλη ακτινοβολίας (34%), η ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους (28%), η ομίχλη μεταφοράς (14%), η ομίχλη εξάτμισης (8%) και η ομίχλη βροχής (3%). Ο Foris (2002), επίσης συμπέρανε ότι η ομίχλη ακτινοβολίας είναι το πιο συνηθισμένο είδος ομίχλης στην περιοχή του αεροδρομίου. Η ταξινόμηση αυτή διαφοροποιείται από της Στολάκη (2011), η οποία περιλαμβάνει 4 είδη ομίχλης που εμφανίζονται στο αεροδρόμιο Μακεδονία, με την ομίχλη εξάτμισης να εξαιρείται και την ομίχλη μεταφοράς να εμφανίζεται με τη μεγαλύτερη συχνότητα.

Η μέση διάρκεια των επεισοδίων είναι 4 ώρες. Περίπου το 45% των επεισοδίων διαρκεί από 2 έως 6 ώρες και λιγότερο από 2 ώρες διαρκεί το 33% του συνόλου των

επεισοδίων. Τα επεισόδια ομίχλης ακτινοβολίας διαρκούν περισσότερο, έπονται τα επεισόδια ομίχλης ελάττωσης της βάσης του νέφους και τα επεισόδια ομίχλης βροχής, ακολουθούν τα επεισόδια ομίχλης μεταφοράς και τέλος τα επεισόδια ομίχλης πρωινής εξάτμισης. Τα επεισόδια ομίχλης εξάτμισης είναι λογικό να διαρκούν λιγότερο απ' όλα τ' άλλα είδη, καθώς σχηματίζονται, λίγο πριν ή λίγο μετά την ανατολή του ήλιου, όπου η άνοδος της θερμοκρασίας οδηγεί σε γρήγορη διάλυση της ομίχλης και βελτίωση της ορατότητας.

Ως προς την ένταση των 812 επεισοδίων που μελετήθηκαν, τα επεισόδια ομίχλης είναι πυκνής έντασης, με ορατότητα μικρότερη των 400μ. κατά 78%. Το συμπέρασμα συμφωνεί με τη μελέτη της Στολάκη (2011). Το 44,2% των συνολικών επεισοδίων είχε ελάχιστη ορατότητα τα 100μ. Η κατανομή των συχνοτήτων των επεισοδίων πυκνής ομίχλης ακολουθεί τη μηνιαία κατανομή των συχνοτήτων με το μέγιστο των πυκνών επεισοδίων να παρατηρείται το Δεκέμβριο.

Όσο αφορά στη θερμοκρασία σχηματισμού, η ομίχλη που σχηματίζεται στο αεροδρόμιο είναι ως επί το πλείστον θερμή. Η θερμοκρασία διάλυσης είναι μεγαλύτερη από τη θερμοκρασία σχηματισμού κατά 61%. Το 50% των επεισοδίων έχει θερμοκρασία σχηματισμού από 4 °C έως 10 °C και θερμοκρασία διάλυσης από 6 °C έως 11 °C. Σε μεγαλύτερη συχνότητα οι ψυχρές ομίχλες διαρκούν από 4 έως 6 ώρες, ενώ οι θερμές ομίχλες από 0-2 ώρες.

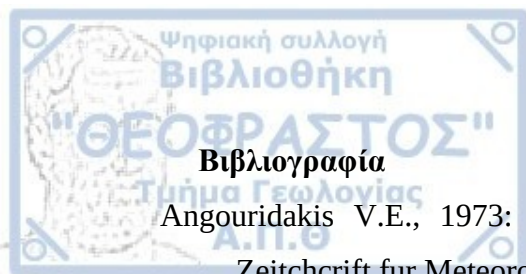
Για τη χρονική περίοδο 2001-2010, η νοτιοδυτική κυκλοφορία (ΝΔ), από συνοπτικής πλευράς, είναι ο επικρατέστερος τύπος κυκλοφορίας με ποσοστό εμφάνισης 39%. Έπεται η ομίχλη που δημιουργήθηκε κάτω από την παρουσία αυλώνα (L) που αποτελεί το 18% των συνολικών ημερών ομίχλης, ενώ ένα μεγάλο σχετικά ποσοστό εμφάνισης (16%) έχει η κατηγορία H-L, με έμφαση στην αντικυκλωνική κυκλοφορία. Το 13% των ημερών με ομίχλη χαρακτηρίζεται από ανοιχτή βαρομετρική ράχη αντικυκλωνικής κυκλοφορίας (H-1),. Η ζωνική κυκλοφορία έχει ποσοστό εμφάνισης 9%, η βορειοδυτική 5% και η ωμέγα κυκλοφορία 1%.

Όλα τα είδη ομίχλης επηρεάζονται κυρίως από την ασθενή νότια ροή αέριων μαζών. Αυτό συμφωνεί με τα συμπεράσματα των Χούσου κ.αλ. (2008), οι οποίοι συμπέραναν ότι όλες οι ομάδες που προέκυψαν από μια αντικειμενική μεθοδολογία κατάταξης που χρησιμοποίησαν, χαρακτηρίζονται από την ασθενή νότια ροή θερμών

και υγρών αέριων μαζών, απλά διαφέρουν ως προς τη ένταση και τη θέση των βαρομετρικών συστημάτων. Η ομίχλη ακτινοβολίας οφείλεται στην παρουσία ράχης στην ισοβαρική στάθμη των 500hPa κατά 57%, αν προστεθούν στα επεισόδια με αντικυκλωνική κυκλοφορία και τα επεισόδια με συνοπτικές συνθήκες νοτιοδυτικής κυκλοφορίας. Η ομίχλη μεταφοράς επηρεάζεται κατά κύριο λόγο από τη ΝΔ κυκλοφορία (εμφάνιση σε ποσοστό 64,3%). Τέλος, η κυκλωνική κυκλοφορία ευνοεί το σχηματισμό όλων των ειδών ομίχλης, κυρίως όμως την ομίχλη ελάττωσης της βάσης του νέφους (22,8%) και την ομίχλη βροχής (28,6%).

Σύμφωνα με την επεξεργασία των στοιχείων του αεροδρομίου Μακεδονία οι πτήσεις που ματαιώνονται λόγω του φαινομένου της ομίχλης ανέρχονται σε 30 ετησίως και οι πτήσεις με καθυστέρηση σε 68 ετησίως. Ο μέσος όρος των ωρών καθυστέρησης είναι 294 ώρες για τη χρονική περίοδο 1997-2014.

Είναι φανερό, ότι η ομίχλη δημιουργεί πολλά προβλήματα, γι' αυτό κρίνεται απαραίτητη η όσο το δυνατόν καλύτερη πρόγνωση της δημιουργίας και της διάλυσης της ομίχλης ιδιαίτερα για την αεροναυτιλία, που απαιτείται μεγάλη ακρίβεια. Για το σκοπό αυτό, υιοθετήθηκε η μεθοδολογία Saunders για την πρόγνωση της ώρας σχηματισμού και διάλυσης της ομίχλης και μάλιστα είχε καλά αποτελέσματα.

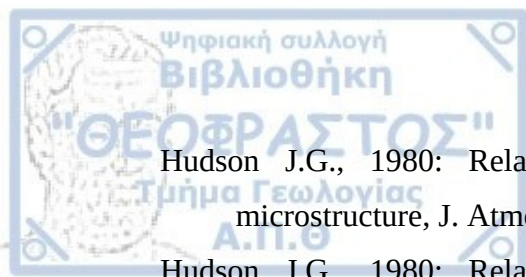


Βιβλιογραφία

- Angouridakis V.E., 1973: Fog and weather types in the area of Thessaloniki. Zeitchrift fur Meteorogie 23 (7–8): 237–241.
- Angouridakis V.E. and Flocas AA., 1983: Forecasting radiation fog at Thessaloniki, Greece. Zeitchrift fur Meteorogie 33 (3):176–178.
- Anthis A. I. & Cracknell A. P., 1999: Use of satellite images for fog detection (AVHRR) and forecast of fog dissipation (METEOSAT) over lowland Thessalia, Hellas. International Journal of Remote Sensing, 20:6, 1107-1124.
- Baker R., Cramer J. and Peters J., 2002: Radiation fog: UPS Airlines conceptual models and forecast methods
- Barthram, J.A.,1964: A diagram to assess the time of fog clearance. Meteorol Mag, 93, 51-56.
- Bott A., and Trautmann T., 2002: PAFOG-a new efficient forecast model of radiation fog and low-level stratiform clouds, Atmos. Res., Vol. 64, 191-203.
- Byers H. R., 1959: General Meteorology, McGraw-Hill, 481 pp.
- Cape J. N., 1993: Direct damage to vegetation caused by acid rain and polluted cloud: definition of critical levels for forest trees. In: Environmental Pollution 82, 167–180. DOI: 10.1016/0269-7491(93)90114-4.
- Collett J.L., Sherman D. E., Moore K., Hannigan M., and Lee T., 2001: Aerosol Particle Processing and Removal by Fogs: Observations in Chemically Heterogeneous Central California Radiation Fogs, Water Air Soil Poll. Focus, 1, 303–312.
- Collett J. L., Herckes P., Youngster S. and Lee T., 2008: Processing of atmospheric organic matter by California radiation fogs. Atmos. Res. 87(3–4), 232–241.
- Cox Robert E., 2007: Applying Fog Forecasting Techniques using AWIPS and national Weather Service, Wichita, Kansas, 1-11.
- Craddock J.M. and Pritchard D.L., 1951: Forecasting the formation of radiation fog - a preliminary approach. Meteorological Research Paper No. 624. Meteorological Office (unpublished).
- Croft P. J., 2003: Fog. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, J.R.Holton, J.A.Curry and J.A. Pyle Editors, Academic Press, 777-792.

- Dabas A., Remy S. and Bergot T., 2012: Use of a Sodar to Improve the Forecast of Fogs and Low Clouds on Airports. *Pure Appl. Geophys.* 169:769. doi: 10.1007/s00024-011-0334-y.
- Escobar C. M., Lopez A., Aristizabal H. F. and Molina J. M., 2010: Operational fog collection and its role in environmental education and social reintegration: A case study in Colombia, 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew. Münster, Germany, 25–30 July, FOGDEW2010-67.
- Fessehaye M., Abdul-Wahab S. A., Savage M. J., Kohler T., Gherezghiher T. and Hurni H., 2014: Fog-water collection for community use *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 29, 52–62.
- Foris D., 2002: Fog climatology for Thessaloniki's airport and feasible solutions, *Proceedings of the 4th European Conference on Applied Climatology, ECAC, Brussels*, p. 12-15.
- Gandhidasan P. and Abualhamayel H.I., 2007: Fog collection as a source of fresh water supply in the Kingdom of Saudi Arabia, *Water and Environment J. V.* 21, Issue 1. Pg 1–81. March.
- George J. J., 1951: Fog. *Compendium of Meteorology*. T.F. Malone, Ed. Amer. Meteor. Soc., 1179-1189.
- Gerber H.E., 1981. Microstructure of a radiation fog. *J. Atmos. Sci.* 38, 454–458.
- Gilardoni S., 2014: Fog scavenging of organic and inorganic aerosol in the Po Valley *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 6967–6981.
- Glickman Todd S., 2000: *Glossary of Meteorology*, 2nd edition. Amer. Met. Soc. Chicago, 850 pp.
- Glotfelty D.E., Seiber J.N. and Liljedahl A., 1987: Pesticides in fog. *Nature* 325, 602 - 605 doi:10.1038/325602a0.
- Grunow J., 1952: 'Nebelniederschlag: Bedeutung und Erfassung einer Zusatzkomponente des Niederschlags. *Berichte deutsch. Wetterdienstes in der U.S. Zone*, Bd. 7, 42, 30-34.
- Grunow J., 1963: Weltweite Messungen des Nebelniederschlags nach der Hohenpeissenberger Methode. *International Hydrologische Konferenz, IUGG-IARS, Berkley, August*, 324-460.

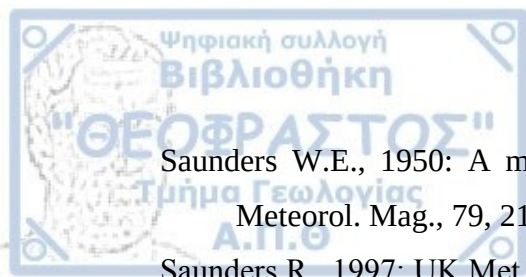
- Gultepe I. and Issac, G.A. 1999: Scale effects on averaging of cloud droplet and aerosol number concentrations: observations and models, *J. Climate* 12, 1268–1279.
- Gultepe I., Tardif R., Michaelides S.C., Cermak J., Bott A., Bendix J., Muller M. D., Pagowski M., Hansen B., Ellrod G. Jacobs W., Toth G. and Cober S. G., 2007: Fog research: A review of past achievements and future perspectives. *Pure Appl. Geophys.*, 164, 1121-1159.
- Gultepe I. and J. A. Milbrant, 2007: Microphysical Observations and Mesoscale Model Simulation of a Warm Fog Case during FRAM Project.
- Gultepe I., P. Minnis, J. Milbrandt, S. G. Cober, L. Nguyen, C. Flynn and B. Hansen, 2008: The fog remote sensing and modeling (FRAM) field project: Visibility analysis and remote sensing of fog. *SPIE Remote Sensing Applications for aviation weather hazard detection support. Proceedings of SPIE Vol. 7088*. 13-14 August. 12 p.
- Gultepe I., Pearson J. A., Milbrandt B., Hansen, Platnick S., Taylor P., Gordon M., Oakley J. P. and Cober S. G., 2009: The Fog Remote Sensing and Modeling Field Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 341–359.
- Hardwick W. C., 1973: Monthly fog frequency in the continental United States. *Mon. Wea. Rev.*, 101, 763-766.
- Hess M., P. Koepke and I. Schult, 1998: Optical properties of aerosols and clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 831-44.
- Holtzlag M.C., Steeneveld G.J and Holtzlag A.A.M., 2010: Fog forecasting: “old fashioned” semi-empirical methods from radio sounding observations versus “modern” numerical models. 5th International Conference on Fog, Fog Collection and Dew, Münster, Germany, 1-5.
- Houssos E. E., Lolis C. J. and Bartzokas A., 2009: The main characteristics of atmospheric circulation associated with fog in Greece. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1857–1869.
- Houssos E. E., Lolis C. J., Gkikas A., Hatzianastassiou N. and Bartzokas A., 2011: On the atmospheric circulation characteristics associated with fog in Ioannina, north-western Greece *Int. J. Climatol.* 32: 1847–1862.



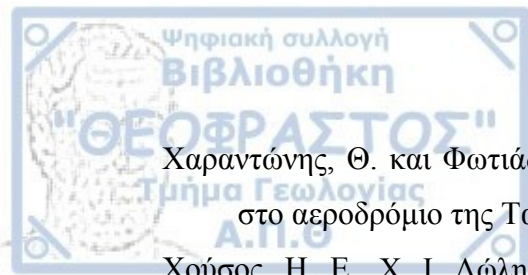
- Hudson J.G., 1980: Relationship between fog condensation nuclei and fog microstructure, *J. Atmos. Sci.* 37, 1854–1867.
- Hudson J.G., 1980: Relationship between fog condensation nuclei and fog microstructure, *J. Atmos. Sci.* 37, 1854–1867.
- Jiusto J. E., 1981: Fog structure, Clouds, Their Formation, Optical Properties and Effect, edited by: Hobbs, P. V. and Deepak, A., Academic Press, 495 pp.
- Kashiwabara K., H. Kohrogi, K. Ota T. Moroi, 2002: High frequency of emergency room visits of asthmatic children on misty or foggy nights. *J. Asthma*, 39, 711-717.
- Kilpinen and Juha, 1992. The Application of Kalman Filter in Statistical Interpretation of Numerical Weather Forecasts. 12th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, June 22-26, 1992, Toronto, Ont, Canada, 11-16.
- Koračin D. Lewis, J., Thompson W.T., Dorman C.E., Businger, J.A., 2001: Transition of Stratus into Fog along the California Coast: Observations and Modeling. *J. Atmos. Sci.*, vol.58, 1714-1731.
- Kunkel B.A., 1982: Microphysical Properties of Fog at Otis AFB, Environmental Research Paper 767, AFGL-TR-82-0026, Meteorology Division, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, Massachusetts.
- Kyriazopoulos B. D., 1966: The meteorological observatory of Ayios Antonios Peak of Mount Olympus. *Meteorologika*. Publications of the Meteorological Institute of the University of Thessaloniki, 8, 25 pp.
- Kyriazopoulos B. D., Livadas G. C. and Angouridakis V. E., 1968: Olympus cumulus project. Artificial draining of summer ground clouds. *Meteorologika*. Publications of the Meteorological Institute of the University of Thessaloniki, 9, 48 pp.
- Lewis J., Koračin, D., Rabin, R., and Businger, J., 2003: Sea fog off the California Coast: Viewed in the context of transient weather systems, *J. Geophys. Res.* 108(D15), 4457, doi:10.1029/2002JD002833, 6-17.
- Maged A. E., Fathallah H. and Alouini M.S., 2016: Channel Modeling and Performance Evaluation of FSO Communication Systems in Fog. 23rd International Conference on Telecommunications (ICT), 1-5.



- Met Office, 1997: Source Book to Forecasters' Reference Book. The Meteorological Office, Bracknell, UK, p.279.
- Meyer MB and Lala GG., 1990: Climatological aspects of radiation fog occurrence at Albany, New York. J. Climate, 3, 577-586.
- Nørgaard T., Ebner M., Dacke M., 2012: Animal or Plant: Which Is the Better Fog Water Collector? Vol. 7, Issue 4, e34603, doi:10.1371, 1-4
- Olivier J., 2002: Fog-water harvesting along the West Coast of South Africa: A feasibility study, Water SA, vol.28, 349-360.
- Pasini A., V. Pelino, and S. Potestà, 2001: A neural network model for visibility nowcasting from surface observations: Results and sensitivity to physical input variables. J. Geophys.Res., 106, 14 951–14 959 .
- Peace R. L., 1969: Heavy fog regions in the conterminous United States. Mon. Wea. Rev., 97, 116-123 .
- Pearson D. C., 2002: "VFR Flight Not Recommended" A Study of Weather-Related Fatal Aviation Accidents. Technical Attachment SR SSD 2002-18.
- Pruppacher H.R. and Klett J.D., 1997: Microphysics of Clouds and Precipitation, 2nd edition, Kluwer Pub. Inc., Boston, 954 pp.
- Petterssen S., 1940: Weather Analysis and Forecasting, McGraw-Hill, New York and London, 505 pp.
- Petterssen S., 1956: Weather Analysis and Forecasting, 2nd Edition, Vol. 2, (McGraw-Hill) Publ. Inc., New York, 266p.
- Rollenbeck R., Bendix J. and Fabian P., 2010: Spatial and temporal dynamics of atmospheric water- and nutrient inputs in tropical mountain forests of southern Ecuador. In: Bruijnzeel, L. A.; Scatena, F. N. and Hamilton; L. S. (eds.): Tropical montane cloud forests: science for conservation and management. Cambridge, 367–377.
- Rosenfeld D. and I. M. Lensky, 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79, 2457-76.
- Rosenburg N.J., Blad, B.L., Verma, S.B., 1983: Microclimate: The Biological Environment. 2, 94-115.



- Saunders W.E., 1950: A method of forecasting the temperature of fog formation. Meteorol. Mag., 79, 213-219.
- Saunders R., 1997: UK Met Office, Source Book to Forecasters' Reference Book. The Meteorological Office College, Bracknell, UK. 279 pp.
- Stolaki S. N., Kazadzis S. A., Foris D. V., and Karacostas Th. S., 2009: Fog characteristics at the airport of Thessaloniki, Greece, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 9, 1541–1549.
- Tardif R. and Rasmussen R. M., 2007: Event-Based Climatology and Typology of Fog in the New York City Region, J. Appl. Meteor. Clim., 46, 1141–1168.
- Taylor G. I., 1917: The formation of fog and mist. Quart. J. Roy Meteor. Soc., 43, 241-268.
- Thompson Keith B., 2012: Entrainment zone characteristics and entrainment rates in cloud-topped boundary layers from Dycoms- II. Naval P. Graduate School, Monterey, California. Thesis, 97 pp.
- Toth G., Gultepe I., Milbrandt J., Hansen B., Pearson G., Fogarty C. and Burrows W., 2010: The Environment Canada Handbook on Fog and Fog Forecasting ISBN: 978-1-100-52518-1 (93 pp., Cat. no. En56-231/2010).
- Villeneuve Paul J., Leech Judy and Bourque Denis, 2005: Frequency of emergency room visits for childhood asthma in Ottawa, Canada: the role of weather. Int J Biometeorol 50: 48–56 DOI 10.1007/s00484-005-0262-6.
- Wallace J.M. and Hobbs P.V., 2006: Atmospheric Science: An Introductory Survey (2nd ed.), Academic Press, 504 pp.
- Walker S.A, Strader S., Douglas C. Dziubla, and A. Haberlie, 2015: Driving Blind. Weather-Related Vision Hazards and Fatal Motor Vehicle Crashes, DOI:10.1175/BAMS-D-14-00026.1.755-778.
- Wescott N., 2004: Synoptic conditions associated with dense fog in the Midwest, Proc. 14th Conf. on Applied Climatology, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, P2.4.
- Wilks, D. S., 1995: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Academic Press, New York.
- Willett C. H., 1928: Fog and Haze, Their Causes, Distribution, and Forecasting, Mon. Weather Rev., 56, 435–468.



Χαραντώνης, Θ. και Φωτιάδης Κ 2002: Γενικά περί ομίχλης. Σχηματισμός ομίχλης στο αεροδρόμιο της Τανάγρας, ΕΜΥ, Αριθμ. 19, σελ. 23.

Χούσος, Η. Ε., Χ. Ι. Λώλης, Θ. Χαραντώνης, Δ. Ζιακόπουλος και Α. Μπαρτζώκας, 2008: Οι κύριες συνοπτικές καταστάσεις που ευνοούν την εμφάνιση ομίχλης στη Θεσσαλονίκη. Πρακτικά 9ου Διεθνούς Συνεδρίου Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας - Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη, 561-567.

Ιστοσελίδες

Wikipedia, 2016: <https://en.wikipedia.org/wiki/Fog>

Wikipedia, 2016: <https://el.wikipedia.org/wiki/Νεφοσκόπιο>

Wikipedia, 2016: https://en.wikipedia.org/wiki/Great_Smog_of_London

<http://blogs.ei.columbia.edu/2011/03/07/the-fog-collectors-harvesting-water-from-thin-air/>

<http://www.meted.ucar.edu/dlac/lesson1/print.htm>

https://www.egnatia.eu/files/pdf/Fog_Signage_GR.pdf

<https://www.wetter3.de>