



Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας

Τμήμα Φυσικής

Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ  
ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ  
ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

# Μελέτη του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος με μεθόδους τηλεπισκόπησης lidar στην Ινδία

Νακούδη Κωνσταντίνα (ΑΜ: 201651)

Τριμελής Επιτροπή:

Γιαννακάκη Ελένη (Επιβλέπουσα)

Τόμπρου Μαρία

Komppula Mika

ΑΘΗΝΑ, ΜΑΡΤΙΟΣ 2018

## Ευχαριστίες

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας του τμήματος Φυσικής του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Κατά την εκπόνηση της είχα την τύχη να με στηρίζουν και να με βοηθήσουν πολλοί άνθρωποι στους οποίους οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ.

Καταρχήν, θα ήθελα να αναφερθώ στην επιβλέπουσα καθηγήτρια μου κα. Ελίνα Γιαννακάκη, η οποία με στήριξε και με καθοδηγούσε σε όλη τη διάρκεια αυτής της δουλειάς, παρέχοντας μου απλόχερα επιστημονική βοήθεια και χρήσιμες συμβουλές. Οφείλω να την ευχαριστώ για την εμπιστοσύνη που μου δείχνει αλλά και για όλες τις ευκαιρίες που μου έχει δώσει στα δύο χρόνια αυτού του Μεταπτυχιακού Προγράμματος. Η συνολική βοήθεια που μου έχει προσφέρει είναι ανεκτίμητης σημασίας για την μετέπειτα πορεία μου. Χάρη σε όλα αυτά, αποτελεί πρότυπο για εμένα και με έχει παραδειγματίσει να εργάζομαι σκληρά για το καλύτερα, προσπερνώντας τις οποιοσδήποτε δυσκολίες.

Επίσης, θέλω να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ στην καθηγήτρια κ. Μαρία Τόμπρου, η οποία στήριξε αυτή τη δουλειά σε όλη τη διάρκεια της, προσφέροντας συνεχώς τις επιστημονικές τις γνώσεις και δίνοντας μας πολύτιμες συμβουλές από μία διαφορετική οπτική γωνία. Ταυτόχρονα, δεν μπορώ να παραλείψω να ευχαριστήσω την Δρ. Αγγελική Ντάντου, η οποία μας προσέφερε με μεγάλη προθυμία τα δεδομένα του μετεωρολογικού μοντέλου WRF και ήταν πάντα διαθέσιμη να μας παρέχει επιστημονική βοήθεια και συμβουλές.

Σε αυτό το σημείο θέλω να ευχαριστήσω θερμά τον Dr. Mika Komppula, ο οποίος αν και από το μακρινό Κιουρίο της Φιλανδίας ήταν συνεχώς διαθέσιμος για να απαντήσει στις ερωτήσεις μου και να με καθοδηγήσει. Θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για την ευγενική παραχώρηση των δεδομένων lidar της πειραματικής εκστρατείας αλλά και των δεδομένων του συστήματος πρόγνωσης ECMWF. Τέλος, θέλω να ευχαριστήσω τον Dr. Holger Baars, ο οποίος μας παραχώρησε τον αλγόριθμο του.

Ένα ακόμη ευχαριστώ οφείλω σε όλους του καθηγητές του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών, καθώς από τον καθένα έμαθα και κάτι διαφορετικό, το οποίο θα μου χρησιμεύσει στη μελλοντική μου πορεία. Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω την γραμματέα του Τομέα Μετεωρολογίας, κα. Ελευθερία Μουτζίκη για τη βοήθεια της σε πλήθος διαδικαστικών θεμάτων. Παράλληλα, θέλω να ευχαριστήσω τους συμφοιτητές μου για την κοινή μας πορεία. Αξίζει μία ιδιαίτερη αναφορά στους πολύτιμους φίλους Βάσω, Ευγενία και Χρήστο που απέκτησα.

Ομολογουμένως, όλη αυτή η προσπάθεια δεν θα ήταν δυνατή, εάν δεν είχα δίπλα μου τα αγαπημένα μου πρόσωπα, τα οποία με στηρίζουν πάντοτε με κάθε τρόπο. Ευχαριστώ πολύ τι φίλες μου, Μαρία, Σοφία, Χριστίνα, που είναι κοντά μου όλα αυτά τα χρόνια, κάνοντας μου τη ζωή πιο ευχάριστη. Επίσης, οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ στον Βασίλη που με έχει στηρίξει από την πρώτη στιγμή, κάνοντας με καλύτερο άνθρωπο, προσφέροντάς μου πολύτιμες συμβουλές και ενθαρρύνοντας με σε κάθε μου βήμα. Για το τέλος, άφησα τους πιο σημαντικούς ανθρώπους στη ζωή μου, τους γονείς μου Φωτεινή και Γιώργο, οι οποίοι όλα αυτά τα χρόνια με στηρίζουν ακούραστα και μου προσφέρουν ανιδιοτελώς τα μέσα για να πετύχω τους στόχους μου και να κυνηγήσω τα όνειρά μου.

## Περίληψη

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι ο προσδιορισμός του ύψους ΑΟΣ (Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα) από μετρήσεις του επίγειου συστήματος lidar *Polly<sup>XT</sup>* και η σύγκριση τους με δεδομένα ραδιοβολίσεων, δεδομένα από το δορυφόρο CALIPSO και εκτιμήσεις των ατμοσφαιρικών μοντέλων ECMWF και WRF. Η μελέτη επικεντρώθηκε στην περιοχή του Gual Pahari (28.43 deg N, 77.15 deg E), 20 km Νότια του Νέου Δελχί για τη χρονική περίοδο από τον Μάρτιο 2008 μέχρι τον Μάρτιο 2009. Ο υπολογισμός του ύψους ΑΟΣ έγινε από 15λεπτους μέσους όρους του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος lidar μέσω της τροποποιημένης μεθόδου συνδιακύμανσης. Το ύψος ΑΟΣ από δεδομένα ραδιοβολίσεων προσδιορίστηκε μέσω της μεθόδου Bulk Richardson Number καθώς και από τις κατακόρυφες βαθμίδες σχετικής υγρασίας και δυνητικής θερμοκρασίας. Η σύγκριση ανακτώμενων υψών από το *Polly<sup>XT</sup>* και τις ραδιοβολίσεις υποδεικνύει ικανοποιητική συσχέτιση ιδίως για περιπτώσεις ημερήσιου ΑΟΣ. Οι αλγόριθμοι ανίχνευσης στρωμάτωσης του δορυφόρου CALIPSO υπερεκτιμούν το ύψος ΑΟΣ. Η συσχέτιση υψών από το *Polly<sup>XT</sup>* και το ECMWF είναι αρκετά ικανοποιητική, κυρίως κατά τη χειμερινή και προ-μουσωνική περίοδο. Η σύγκριση με τα αποτελέσματα του μοντέλου WRF παρουσιάζεται στα πλαίσια χαρακτηριστικών περιπτώσεων μελέτης. Όσον αφορά το εποχικό βάθος ΑΟΣ, αυτό ακολουθεί πολύ καλά τον εποχικό κύκλο θερμοκρασίας και παρουσιάζει τη μεγαλύτερη μεταβλητότητα κατά την προ-μουσωνική περίοδο.

Λέξεις - κλειδιά: *lidar*, Ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα, Ινδία, μέθοδος συνδιακύμανσης

## Abstract

The aim of this study is the derivation of PBL (Planetary Boundary Layer) height using measurements from *ground – based* lidar  $Polly^{XT}$  and their comparison with radiosonde data, CALIPSO satellite data and simulations by the atmospheric models ECMWF and WRF. The study focused on Gual Pahari (28.43 deg N, 77.15 deg E), 20 km South of New Delhi between March 2008 and March 2009. The PBL height was derived from the 15min averaged lidar backscatter signal using the modified Wavelet Covariance Transform method. The PBL height was calculated from radiosonde data utilizing the Bulk Richardson Number formula as well as the vertical gradients of relative humidity and potential temperature. The comparison between the heights from  $Polly^{XT}$  retrievals and radiosonde data indicates relatively good agreement, especially during daytime. The CALIPSO Layer Detection Algorithms overestimate the PBL height. The correlation between heights from  $Polly^{XT}$  and ECMWF is very good, with better agreement during the winter and *pre – monsoon* period. The comparison with WRF estimations is performed within the context of case studies. Regarding the seasonal PBL depth, it follows the seasonal temperature cycle and exhibits maximum interseasonal variability in the pre-monsoon season.

*Key – words : lidar, Atmospheric boundary layer, India, covariance method*

# Περιεχόμενα

<b>1</b>	<b>Εισαγωγή</b>	<b>10</b>
<b>2</b>	<b>Θεωρητικό Υπόβαθρο</b>	
	Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα:	
	Μηχανισμοί ανάμειξης, Δομή, Ενδοημερήσιος Κύκλος, Εποχικός κύκλος	<b>13</b>
2.1	Τυρβώδης Κινητική Ενέργεια, Μηχανισμοί Ανάμειξης . . . . .	13
2.2	Δομή και Ημερήσιος κύκλος Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος . . . . .	15
2.3	Εποχικός κύκλος Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος . . . . .	17
<b>3</b>	<b>Μεθοδολογία</b>	<b>19</b>
3.1	Σταθμός μετρήσεων lidar, Μετεωρολογικές Συνθήκες και Κλιματολογία της περιοχής . . . . .	19
3.2	Αυτοματοποιημένες μετρήσεις με χρήση lidar . . . . .	21
3.2.1	Αρχή λειτουργίας και εξίσωση lidar . . . . .	21
3.2.2	Το σύστημα Raman lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> . . . . .	22
3.3	Η μέθοδος Wavelet Covariance Transform . . . . .	24
3.3.1	Η τροποποιημένη μέθοδος Wavelet Covariance Transform . . . . .	26
3.3.2	Αυξανόμενο με το ύψος εύρος βήματος $a$ . . . . .	28
3.3.3	Ανίχνευση της βάσης των νεφών . . . . .	28
3.4	Συμπληρωματικές Πηγές Δεδομένων . . . . .	29
3.4.1	Ραδιοβολίσεις . . . . .	29
3.4.2	Δορυφόρος CALIPSO - Δορυφορικό σύστημα lidar CALIOP . . . . .	31
3.4.3	Αριθμητικό μοντέλο WRF . . . . .	32
3.4.4	Σύστημα πρόγνωσης ECMWF . . . . .	34
<b>4</b>	<b>Αποτελέσματα - Στατιστική Ανάλυση</b>	<b>35</b>
4.1	Κάλυψη Δεδομένων . . . . .	35
4.2	Εποχικός Κύκλος ΑΟΣ . . . . .	37
4.3	Ημερήσιος Κύκλος ΑΟΣ . . . . .	39
4.4	Άλλες Παράμετροι που καθορίζουν την ανάπτυξη του ΑΟΣ . . . . .	41
4.5	Συσχέτιση βάθους ΑΟΣ και ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης με βροχοπτώσεις . . . . .	44
4.6	Σύγκριση ύψους κορυφής ΑΟΣ από το <i>Polly<sup>XT</sup></i> και δεδομένα ραδιοβολίσεων . . . . .	46
4.7	Σύγκριση ύψους κορυφής ΑΟΣ από το <i>Polly<sup>XT</sup></i> και το CALIOP . . . . .	48
4.8	Σύγκριση ύψους κορυφής ΑΟΣ από το <i>Polly<sup>XT</sup></i> και το ECMWF . . . . .	50
<b>5</b>	<b>Χαρακτηριστικές Περιπτώσεις Μελέτης</b>	<b>57</b>
<b>6</b>	<b>Συμπεράσματα - Συζήτηση</b>	<b>60</b>
	<b>Παραρτήματα</b>	<b>62</b>
A	Μεταβολή παραμέτρων της μεθόδου WCT . . . . .	62
A1	Μεταβολή του ύψους αποκοπής . . . . .	62
A2	Μεταβολή της τιμής κατωφλίου της WCT . . . . .	63
B	Αξιολόγηση και σύγκριση μεθόδων προσδιορισμού του ΑΟΣ . . . . .	65
B1	Άλλες μέθοδοι προσδιορισμού του ύψους ΑΟΣ . . . . .	65

B2 Σύγκριση μεθόδων (επιτόπιες μετρήσεις, τηλεπισκόπηση) προσδιορισμού της κορυφής του στρώματος ανάμειξης . . . . .	67
Γ Προτεινόμενες τιμές του κρίσιμου Bulk Richardson Number από τη βιβλιογραφία	68
Δ Άλλες Διατάξεις Οργάνων κατά την Πειραματική Εκστρατεία του Gual Pahari - Ανάλυση σε τομείς . . . . .	71
Ε Συντομογραφίες Όρων . . . . .	72
ΣΤ Αγγλική Ορολογία . . . . .	73
<b>Βιβλιογραφία</b>	<b>74</b>

## Κατάλογος Σχημάτων

1	Φωτογραφία όπου διακρίνεται το ΑΟΣ (γκρι στρώμα) από την ελεύθερη τροπόσφαιρα (γαλάζια απόχρωση). . . . .	10
2	Δομή και Ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ . . . . .	16
3	Τυπικά κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας (T), δυναμικής θερμοκρασίας ( $\theta$ ), αναλογίας μίγματος (r) και ταχύτητας ανέμου (M) κατά τη διάρκεια της ημέρας (a) και της νύχτας (b). Η διακεκομμένη κατακόρυφη γραμμή αντιπροσωπεύει τη γεωστροφική ταχύτητα ανέμου. (Πηγή: <i>Stull, 2011</i> ) . . . . .	17
4	Ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ κατά τους θερινούς (a) και χειμερινούς (b) μήνες. . . . .	18
5	Συνολική βροχόπτωση στο Gual Pahari στο διάστημα Ιουνίου - Σεπτεμβρίου για τα έτη 2006-2009 και κλιματολογική τιμή 30 χρόνων για το Νέο Δελχί (α). Ανωμαλία (κλιματολογία-2008) συνολικής βροχόπτωσης σε μηνιαία βάση (β). . . . .	20
6	Ανωμαλία (κλιματολογία-2008) μέγιστης μηνιαίας θερμοκρασίας. . . . .	20
7	Η καμπύνα που περιέχει τα διάφορα τμήματα του Raman lidar συστήματος <i>Polly<sup>XT</sup></i> . . . . .	22
8	Διάταξη των οπτικών τμημάτων του <i>Polly<sup>XT</sup></i> . . . . .	23
9	Υπολογισμός του ύψους κορυφής ΑΟΣ μετά την εφαρμογή της τεχνικής WCT. . . . .	25
10	Υπολογισμός του ύψους κορυφής ΑΟΣ μετά την εφαρμογή της τεχνικής WCT παρουσία πολλαπλής στρωμάτωσης. . . . .	25
11	Διορθωμένο με την απόσταση σήμα (a) και αντίστοιχη WCT για $\alpha=12\Delta z$ (b) (Πηγή: <i>Baars et al., 2008</i> ) . . . . .	27
12	Αυξανόμενο με το ύψος εύρος βήματος a. (Πηγή: <i>Baars et al., 2008</i> ) . . . . .	28
13	Κανονικοποιημένο σήμα lidar (a) και η χαρακτηριστική μορφή της WCT για $\alpha=6\Delta z$ (b). (Πηγή: <i>Baars et al., 2008</i> ) . . . . .	29
14	Συνολική περιοχή στην οποία έγινε η προσομοίωση του μοντέλου WRF, η οποία έχει ως κέντρο το γ.μ. και γ.π. του σταθμού lidar. . . . .	33
15	Αποτύπωση των ημερών ανά μήνα κατά τη διάρκεια των οποίων πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις και ημερών με επαρκή κάλυψη δεδομένων (από 4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση). . . . .	35
16	Κάλυψη δεδομένων για την ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ. Τα ποσοστά έχουν υπολογιστεί με βάση τα 15λεπτα που ανιχνεύθηκε η κορυφή του ΑΟΣ ως προς τα 15λεπτα της συνολικής ημερήσιας περιόδου (4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση του Ηλίου). . . . .	36
17	Εποχικό μέσο και μέγιστο ύψος ΑΟΣ συναρτήσει του εποχικού κύκλου μέσης και μέγιστης θερμοκρασίας. . . . .	39
18	Μέσος ημερήσιος κύκλος ΑΟΣ και αντίστοιχη τυπική απόκλιση. Η ροζ γραμμοσκιασμένη περιοχή δείχνει τις ώρες του ηλιακού μεσημεριού, ενώ οι γκρι γραμμοσκιασμένες περιοχές δείχνουν τις ώρες της Ανατολής και Δύσης του Ηλίου (για τους 8 μήνες που αναλύθηκαν). . . . .	40
19	Υπολογισμός χρόνου ολοκλήρωσης της φάσης ανάπτυξης. . . . .	41
20	Τρόπος υπολογισμού του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης για την περίπτωση της 22ης Μαρτίου 2008. . . . .	43
21	Συσχέτιση ποσότητας βροχόπτωσης (>7 mm) με μέσο ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης. . . . .	45
22	Συσχέτιση ποσότητας βροχόπτωσης (>2 mm) με μέσο και μέγιστο ύψος ΑΟΣ. . . . .	45

23	Διάγραμμα διασποράς υψών κορυφής ΑΟΣ από τη μέθοδο BRN σε σχέση με τα ύψη από τη μέθοδο WCT (κόκκινα σύμβολα), καθώς και διασπορά υψών από κατακόρυφες βαθμίδες με ύψη από τη μέθοδο WCT (μπλε σύμβολα) κατά τη διάρκεια της ημέρας. . . . .	47
24	Διάγραμμα διασποράς υψών κορυφής ΑΟΣ από τη μέθοδο BRN σε σχέση με τα ύψη από τη μέθοδο WCT (κόκκινα σύμβολα), καθώς και διασπορά υψών από κατακόρυφες βαθμίδες με ύψη από τη μέθοδο WCT (μπλε σύμβολα) κατά τη διάρκεια της νύχτας. . . . .	48
25	Χωροχρονική εξέλιξη του Vertical Feature Mask στις 5 Απριλίου 2008 από τις 20 : 43 : 04.9 μέχρι τις 20 : 56 : 33.6. . . . .	49
26	Διάγραμμα διασποράς υψών κορυφής ΑΟΣ από το σύστημα <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα CALIOP. Το μέγεθος των συμβόλων αντιπροσωπεύει την απόσταση του περάσματος του δορυφόρου από το σταθμό lidar. . . . .	50
27	Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	51
28	Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF με βάση την εποχική περίοδο. . . . .	53
29	Σύγκριση εποχικού μέσου και μέγιστου ύψους ΑΟΣ από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	54
30	Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	56
31	Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF, με εποχικό κριτήριο. . . . .	57
32	Χωροχρονική αποτύπωση διορθωμένου με την απόσταση σήματος στα 1064 nm την 1 Μαρτίου 2009. . . . .	58
33	Εξέλιξη του ΑΟΣ βάσει των μεθόδων συνδιακύμανσης, BRN και VG, καθώς και των δεδομένων εξόδου των μοντέλων WRF και ECMWF κατά την 1η Μαρτίου 2009. . . . .	58
34	Χωροχρονική αποτύπωση διορθωμένου με την απόσταση σήματος στα 1064 nm την 1 Μαρτίου 2009. . . . .	59
35	Εξέλιξη του ΑΟΣ βάσει των μεθόδων συνδιακύμανσης, BRN και VG, καθώς και των δεδομένων εξόδου των μοντέλων WRF και ECMWF κατά την 1η Μαρτίου 2009. . . . .	59
36	Αποτέλεσμα του αλγόριθμου πριν και μετά την εφαρμογή ύψους αποκοπής. . . . .	63
37	Αποτέλεσμα του αλγόριθμου πριν και μετά την τροποποίηση της τιμής κατωφλιού της WCT, αντίστοιχα. . . . .	64
38	Αποτέλεσμα του αλγόριθμου πριν και μετά την τροποποίηση της τιμής κατωφλιού της WCT, αντίστοιχα. . . . .	65
39	(a)Εξιδανικευμένο προφίλ ατμοσφαιρικής ποσότητας μέσα στο ΑΟΣ (PBL) και στην ελεύθερη τροπόσφαιρα FT και αντίστοιχα (b) προφίλ της μεθόδου gradient, (c) της μεθόδου variance και (d) προφίλ του αριθμού gradient Richardson (Πηγή: <i>Baars et al., 2008</i> ) . . . . .	66
40	Διάγραμμα διατάξεων οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν κατά την Πειραματική Εκστρατεία του Gual Pahari. . . . .	71
41	Ανάλυση σε τομείς στο γ.μ. και γ.π. του σταθμού Gual Pahari. . . . .	71

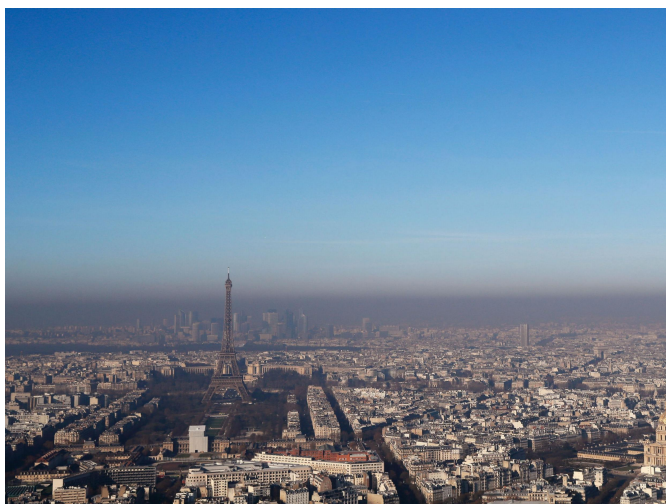


## Κατάλογος Πινάκων

1	Εποχικές τιμές μέσου και μέγιστου ύψους ΑΟΣ και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις. . . . .	39
2	Εποχική στατιστική διάρκειας περιόδου ανάπτυξης (GPD). . . . .	42
3	Εποχική στατιστική χρόνου εμφάνισης μέγιστου ύψους ΑΟΣ. . . . .	42
4	Εποχική στατιστική ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης. . . . .	44
5	Ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης για ημέρες με και χωρίς βροχόπτωση. . . . .	44
6	Αποτελέσματα σύγκρισης υψών lidar με ημερήσιες ραδιοβολίσεις. . . . .	47
7	Αποτελέσματα σύγκρισης υψών lidar με νυχτερινές ραδιοβολίσεις. . . . .	48
8	Στατιστική υψών κορυφής ΑΟΣ από το σύστημα <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα CALIOP. . . . .	50
9	Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	52
10	Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF με βάση την εποχική περίοδο. . . . .	52
11	Σύγκριση εποχικού μέσου ύψους από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	55
12	Σύγκριση εποχικού μέγιστου ύψους από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	55
13	Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF. . . . .	56
14	Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar <i>Polly<sup>XT</sup></i> και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF, με εποχικό κριτήριο. . . . .	57
15	Σύγκριση μεθόδων προσδιορισμού του ΑΟΣ ( <i>Προσαρμογή από Seibert et al., 2000</i> ) . . . . .	69
16	Εναλλακτικές τιμές του κρίσιμου Bulk Richardson Number. ( <i>Προσαρμογή από Zilitinkevich and Baklanov, 2001</i> ) . . . . .	70
17	Συντομογραφίες Όρων . . . . .	72
18	Αγγλική Ορολογία . . . . .	73

# 1 Εισαγωγή

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) αποτελεί το χαμηλότερο τμήμα της τροπόσφαιρας μέσα στο οποίο πραγματοποιείται τα μεγαλύτερο μέρος των ανθρώπινων δραστηριοτήτων. Το ΑΟΣ είναι καθοριστικής σημασίας καθώς μέσα σε αυτό ζει η ανθρωπότητα, αναπτύσσονται οι γεωργικές καλλιέργειες και διεξάγονται οι εμπορικές δραστηριότητες. Πολύ συχνά, υπό συνθήκες έντονης ρύπανσης, μπορεί κανείς να διακρίνει το ΑΟΣ από την υπόλοιπη ατμόσφαιρα εάν βρίσκεται σε κάποιο υπερυψωμένο σημείο. Αυτό που θα δει κανείς είναι παρόμοιο του Σχήματος 1, δηλαδή ένα γκριζο στρώμα χαμηλής ορατότητας, λόγω της ύπαρξης αερίων και σωματιδιακών ρύπων, το οποίο διακρίνεται σαφώς από την υπόλοιπη ατμόσφαιρα. Το ΑΟΣ επηρεάζεται άμεσα από την επιφάνεια του εδάφους, κάτι που δε συμβαίνει με τα τμήματα της ατμόσφαιρας πάνω από αυτό. Συγκεκριμένα, το ΑΟΣ επηρεάζεται από τον ημερήσιο κύκλο της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, ο οποίος δημιουργεί μία σειρά ρών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και του αέρα. Οι ροές αυτές επηρεάζουν μόνο το κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας. Με άλλα λόγια, το ΑΟΣ είναι συνδεδεμένο με τον ημερήσιο κύκλο θερμοκρασίας, υγρασίας, ταχύτητας ανέμου και συγκέντρωσης ρύπων. Η παρουσία των τυρβώδων ρών αποτελεί αναπόσπαστο κομμάτι του ΑΟΣ, καθώς και το βασικό χαρακτηριστικό που το διαφοροποιεί από τα υπόλοιπα τμήματα της τροπόσφαιρας. Χάρη στην παρουσία της τύρβης η ανταπόκριση του ΑΟΣ στις αλλαγές που συντελούνται στην επιφάνεια του εδάφους είναι άμεση, σε χρονική κλίμακα μίας ώρας ή και λιγότερο. Οι μεταβολές αυτές περιλαμβάνουν την τριβή που προκαλείται ανάλογα με το είδος της επιφάνειας του εδάφους, τους μηχανισμούς εξάτμισης και διαπνοής καθώς και τις εκπομπές ρύπων και αιωρούμενων σωματιδίων.



Σχήμα 1: Φωτογραφία όπου διακρίνεται το ΑΟΣ (γκρι στρώμα) από την ελεύθερη τροπόσφαιρα (γαλάζια απόχρωση).

Το ΑΟΣ αποτελεί παράμετρο - κλειδί για την περιγραφή των διαδικασιών που συντελούνται στην κατακόρυφη διεύθυνση της κατώτερης τροπόσφαιρας. Το βάθος του ΑΟΣ, είναι μία από τις πιο σημαντικές παραμέτρους που καθορίζει τον όγκο ανάμειξης των ρύπων (pollutant mixing volume). Γι' αυτό το λόγο, αποτελεί βασική παράμετρο εισόδου σε προσομοιώσεις αέριας ρύπανσης, καθώς και κρίσιμο παράγοντα αξιολόγησης των συγκεντρώσεων των αερίων συστατικών. Η πραγματοποίηση μετρήσεων υψηλής κατακόρυφης διακριτικής ανάλυσης και υψηλής χρονικής συχνότητας μπορεί να συνεισφέρει σημαντικά στα παραπάνω. Συγκεκρι-

μένα, το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ μπορεί να προσδιοριστεί από τα κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας, ταχύτητας ανέμου και συγκέντρωσης ρύπων, όπως τα αιωρούμενα σωματίδια. Τα προφίλ αυτά μπορούν να προσδιοριστούν μέσω ραδιοβολίσεων, sodars (Russel and Uthe, 1978), wind profilers (Angevine et al., 1998), ceilometers (Eresmaa et al., 2005) και lidar (Lammert and Bosenberg, 2005). Η κάθε μία από αυτές τις διατάξεις συνοδεύεται από διάφορους περιορισμούς, οι οποίοι σχετίζονται με τις μετεωρολογικές συνθήκες, τη χωροχρονική ανάλυση και την ακρίβεια της καθεμίας.

Τα συστήματα lidar αποτελούν ένα πολλά υποσχόμενο μέσο για τον ακριβή και αυτοματοποιημένο εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ, ενώ παράλληλα προσφέρουν κατακόρυφες μετρήσεις υψηλής χωρικής και χρονικής ανάλυσης. Οι υψηλότερες συγκεντρώσεις αιωρούμενων σωματιδίων μέσα στην περιοχή του ΑΟΣ συγκριτικά με την ελεύθερη τροπόσφαιρα, οδηγούν σε εντονότερη οπισθοσκέδαση. Έτσι, επιτρέπουν τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ από κατακόρυφα προφίλ οπισθοσκέδασης, τα οποία μπορούν να προσδιοριστούν με υψηλή χωροχρονική ανάλυση μέσω συστημάτων lidar.

Από τον Μάρτιο του 2008 έως τον Μάρτιο του 2009, το σύστημα Raman lidar *Polly<sup>XT</sup>* FMI πραγματοποίησε μετρήσεις στην περιοχή του Gual Pahari (28°26' N, 77°09' E, 243m A.S.L.), το οποίο βρίσκεται 20 km Νότια του Νέου Δελχί. Η πειραματική εκστρατεία διενεργήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος EUCAARI (European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions) και αποτελεί την πρώτη μακροχρόνια εκστρατεία μετρήσεων του κατακόρυφου προφίλ αιωρούμενων σωματιδίων στο Νέο Δελχί. Στην Ινδία και γενικότερα στην ατμοσφαιρικά επιβαρυνόμενη περιοχή της Νότιας Ασίας, έχουν διενεργηθεί πολύ λίγες μετρήσεις κατακόρυφου προφίλ αιωρούμενων σωματιδίων, τα περισσότερα εκ των οποίων είναι διαθέσιμα από χρονικά περιορισμένες πειραματικές εκστρατείες (Komppula et al., 2010). Ωστόσο, η πραγματοποίηση μετρήσεων σε περιοχές σαν το Νέο Δελχί, είναι ζωτικής σημασίας για την καλύτερη μελέτη της ποιότητας αέρα, της τοπικής κλιματικής αλλαγής και θεμάτων που σχετίζονται με την ανθρώπινη υγεία, καθώς σε αυτή την περιοχή εκπέμπονται σημαντικές ποσότητες σωματιδιακών ρύπων (Lelieveld et al., 2001; Nakajima et al., 2007; Ramanathan et al., 2007a). Ένα πρόσφατο χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί το έντονο επεισόδιο νέφους που σημειώθηκε στο Νέο Δελχί τον Νοέμβριο του 2017. Στη διάρκεια του επεισοδίου καταγράφηκαν πολύ υψηλά επίπεδα σωματιδιακής ρύπανσης PM 2.5 με τιμές να φτάνουν στα 969  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ . Ωστόσο, το ανώτατο όριο ασφαλείας για συγκεντρώσεις σωματιδίων PM 2.5 έχει οριστεί στα 25  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  από τον WHO (World Health Organization). Το επεισόδιο διήρχησε αρκετές ημέρες στη διάρκεια των οποίων επικράτησαν μειωμένη ορατότητα, κυκλοφοριακά προβλήματα, απαγόρευση εισόδου των φορτηγών στην πρωτεύουσα και προσωρινή αναστολή όλων των οικοδομικών δραστηριοτήτων. (Πηγή: <http://edition.cnn.com/2017/11/08/health/delhi-pollution-health-emergency/index.html>).

Μέχρι τώρα έχουν πραγματοποιηθεί αρκετές πειραματικές μελέτες για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ μέσω αυτοματοποιημένης επεξεργασίας δεδομένων. Ωστόσο, η διεξαγωγή τους έγινε υπό ιδανικές συνθήκες ανοδικών κινήσεων. Μερικές από τις μεθόδους που εφαρμόστηκαν σε αυτές τις μελέτες είναι η μέθοδος της βαθμίδας (gradient method) (Menut et al., 1999), η μέθοδος της διασποράς (variance method) (Hooper and Eloranta, 1985), η fitting μέθοδος (Steyn et al., 1999) και η Wavelet Covariance Transform (Cohn and Angevine, 2000). Ωστόσο, η τροποποιημένη μέθοδος Wavelet Covariance Transform (Baars et al., 2008) η οποία χρησιμοποιείται στην παρούσα διπλωματική εργασία, έχει ως

στόχο την πραγματοποίηση μετρήσεων και την αυτοματοποιημένη επεξεργασία δεδομένων υπό διάφορες μετεωρολογικές συνθήκες, όπως είναι η ανομοιογενής ανάμειξη του ΑΟΣ, η παρουσία πολλαπλών στρωμάτων αιωρούμενων σωματιδίων, τα χαμηλά νέφη και η ομίχλη.

Παράλληλα, την τελευταία δεκαετία, χάρη στην ανάπτυξη των δορυφορικών τεχνολογιών lidar, είναι εφικτός ο προσδιορισμός του ύψους ΑΟΣ σε παγκόσμια κλίμακα. Ωστόσο, δεν είναι ακόμη διαθέσιμα επιχειρησιακά προϊόντα ύψους ΑΟΣ από το δορυφορικό σύστημα lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) της NASA που είναι και το μακροβιότερο σύστημα σε λειτουργία (από τον Ιούνιο του 2006). Μελέτες σχετικά με την εφικτότητα υπολογισμού του ύψους ΑΟΣ από τον δορυφόρο CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) έχουν πραγματοποιηθεί από τους Jordan et al. (2009, 2010).

Στην παρούσα διπλωματική εργασία, αρχικά περιγράφεται η εξίσωση της Τυρβώδους Κινητικής Ενέργειας καθώς και ο ημερήσιος και εποχικός κύκλος του ΑΟΣ (Κεφάλαιο 2). Στο Κεφάλαιο 3 παρουσιάζονται η Πειραματική Εκστρατεία, οι Μετεωρολογικές Συνθήκες, η Αρχή Λειτουργίας και η εξίσωση lidar μαζί με τη διάταξη του συστήματος Raman lidar *Polly<sup>XT</sup>* και οι μέθοδοι προσδιορισμού του ύψους ΑΟΣ. Επιπλέον, παρουσιάζονται οι συμπληρωματικές πηγές δεδομένων, όπως οι ραδιοβολίσεις, το δορυφορικό σύστημα lidar CALIOP και τα μετεωρολογικά μοντέλα ECMWF και WRF. Στο Κεφάλαιο 4, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του αλγόριθμου της τροποποιημένης μεθόδου WCT και η σύγκριση με τα δεδομένα των συμπληρωματικών πηγών. Στο Κεφάλαιο 5, παρουσιάζονται κάποιες χαρακτηριστικές περιπτώσεις μελέτης. Ολοκληρώνοντας, στο Κεφάλαιο 6, παρουσιάζονται τα βασικά συμπεράσματα που προέκυψαν από την παρούσα μελέτη.

## 2 Θεωρητικό Υπόβαθρο

### Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα: Μηχανισμοί ανάμειξης, Δομή, Ενδοημερήσιος Κύκλος, Εποχικός κύκλος

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται οι μηχανισμοί που είναι υπεύθυνοι για την ανάμειξη των ατμοσφαιρικών συστατικών μέσα στο ΑΟΣ, η δομή αυτού, ο ενδοημερήσιος κύκλος του καθώς και η εποχική μεταβολή αυτού. Αρχικά, παρουσιάζεται η εξίσωση διατήρησης της Τυρβώδους Κινητικής Ενέργειας (ΤΚΕ) καθώς και η κατακόρυφη κατανομή παραμέτρων όπως η υγρασία, η δυνητική θερμοκρασία, η ταχύτητα ανέμου και η συγκέντρωση ρύπων.

Όσον αφορά τον ορισμό του ΑΟΣ που υιοθετήθηκε είναι ο ορισμός του Stull (1988), σύμφωνα με τον οποίο το ΑΟΣ ορίζεται ως το κατώτερο τμήμα της τροπόσφαιρας το οποίο επηρεάζεται άμεσα από τη γήινη επιφάνεια και ανταποκρίνεται στις αλλαγές της εντός μίας ώρας ή λιγότερο.

Η ημερήσια ανάπτυξη του ΑΟΣ εξαρτάται από παράγοντες όπως οι τοπικές θερμικές και μηχανικές πηγές, αλλά και από παραμέτρους συνοπτικής κλίμακας. Τοπικοί παράγοντες όπως η επιφανειακή θερμοκρασία και οι εκπομπές αιωρούμενων σωματιδίων από το έδαφος, επηρεάζουν τη χωρική και χρονική μεταβολή του ΑΟΣ. Το κατακόρυφο προφίλ συγκέντρωσης αιωρούμενων σωματιδίων, υδρατμών και θερμοκρασίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό του ύψους του ΑΟΣ. Η κορυφή του ΑΟΣ ορίζεται ως το ύψος στο οποίο ο αέρας που προέρχεται από το ΑΟΣ βρίσκεται σε ίση αναλογία με τον αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα (Menuet et al. , 1993). Η κατακόρυφη περιοχή στην οποία παρατηρούνται τόσο τα χαρακτηριστικά του ΑΟΣ όσο και της ελεύθερης τροπόσφαιρας, ονομάζεται μεταβατική ζώνη (transition zone) (Brooks, 2003).

### 2.1 Τυρβώδης Κινητική Ενέργεια, Μηχανισμοί Ανάμειξης

Η κατακόρυφη μεταφορά ποσοτήτων (μάζα, θερμότητα, ορμή, υδρατμοί, αιωρούμενα σωματίδια) εντός του ΑΟΣ πραγματοποιείται μέσω της τυρβώδους ροής. Η τυρβώδης κινητική ενέργεια (ΤΚΕ) αποτελεί μέτρο της έντασης της τύρβης.

Η μέση ΤΚΕ ανά μονάδα μάζας ορίζεται ως

$$\bar{e} = \frac{1}{2} \overline{u_i'^2} \quad (1)$$

με  $u_i' = u_i - \bar{u}_i$

, όπου  $u_i'$  με  $i = 1, 2, 3$ , οι τυρβώδεις συνιστώσες του ανέμου, οι οποίες υπολογίζονται από τη διαφορά μεταξύ του μετρούμενου και του μέσου ανέμου.

Ακολουθεί η περιγραφή των όρων παραγωγής και κατανάλωσης τύρβης, οι οποίοι συμμετέχουν στην εξίσωση διατήρησης της μέσης ΤΚΕ:

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}}_I + \underbrace{\bar{u}_i \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_i}}_{II} = \underbrace{\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} \overline{u_i' \theta_v'}}_{III} - \underbrace{\overline{u_i' u_j'} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}_{IV} - \underbrace{\frac{\partial \overline{u_j' e}}{\partial x_j}}_V - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{u_i' p'}}{\partial x_i}}_{VI} - \underbrace{\epsilon}_{VII} \quad (2)$$

Ακολουθείται η αρίθμηση του Einstein, ενώ  $x_{i,j}$  είναι οι καρτεσιανές συντεταγμένες των αντίστοιχων συνιστωσών του ανέμου και  $t$  ο χρόνος.  $\theta'_v$  και  $p'$  είναι οι τυρβώδεις συνιστώσες της αντίστοιχης δυναμικής θερμοκρασίας  $\theta_v$  και της πίεσης  $p$ , αντίστοιχα. Το  $g$  αντιπροσωπεύει αντιπροσωπεύει την επιτάχυνση της βαρύτητας και το  $\rho'$  την μέση πυκνότητα του αέρα, ενώ το  $\varepsilon$  τον ρυθμό αποδόμησης της ΤΚΕ.

Οι όροι I και II στην εξίσωση 2 περιγράφουν τη χρονική μεταβολή και την μεταφορά της ΤΚΕ, αντίστοιχα, σε ένα συγκεκριμένο σημείο. Ο όρος της πλευστότητας (buoyancy) III, εκφράζει τη θερμική παραγωγή ή κατανάλωση τύρβης, με την τυρβώδη ροή αντίστοιχης δυναμικής θερμοκρασίας  $\overline{w'\theta'_v}$  να παίζει σημαντικό ρόλο. Σύμφωνα με την K-θεωρία, οι τυρβώδεις ροές μπορούν να παραμετροποιηθούν μέσω της μερικής παραγωγού της εκάστοτε μεταφερόμενης ποσότητας και ένα θετικό συντελεστή στροβιλώδους μεταφοράς  $K$  (Stull 1988). Η παραμετροποίηση αυτή αποτελεί το σχήμα για το κλείσιμο στροβίλων μικρού μεγέθους και δίνεται από τη σχέση

$$\overline{w'\theta'_v} = -K \frac{\partial \overline{\theta_v}}{\partial z} \quad (3)$$

με το  $K$  να εξαρτάται από τη μεταφερόμενη ποσότητα και το μέγεθος των στροβίλων, ενώ η τιμή του τυπικά αυξάνεται με το ύψος. Ο όρος  $\overline{w'\theta'_v}$  εξαρτάται από τη στατική ευστάθεια, δηλαδή είναι θετικός ή αρνητικός υπό ασταθείς ή ευσταθείς συνθήκες, αντίστοιχα. Απουσία της μεταφοράς ψυχρότερου ή θερμότερου αέρα, ο όρος της πλευστότητας εξαρτάται από την εισερχόμενη ακτινοβολία. Συνεπώς, κατά τη διάρκεια της μέρας είναι θετικός, ενώ κατά τις νυχτερινές ώρες είναι αρνητικός. Υπό ασταθείς συνθήκες, ο όρος III είναι θετικός σχεδόν σε όλο το βάθος του ΑΟΣ. Όταν υπάρχουν νέφη, παίρνει θετικές τιμές στα στρώματα εντός του νέφους, εκτός από τα στρώματα κοντά στη βάση του νέφους όπου επικρατεί η στατική ευστάθεια. Η τύρβη που προκαλείται λόγω πλευστότητας ονομάζεται θερμική τύρβη (thermal turbulence).

Ο όρος IV αντιπροσωπεύει την μηχανική παραγωγή τύρβης και είναι θετικός πάντοτε. Μέσω της K-θεωρίας μπορεί να γραφεί ως

$$-\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} = K \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = K \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right)^2 \quad (4)$$

Η μέγιστη παραγωγή μηχανικής τύρβης (shear production) συντελείται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, όπου η διάτμηση  $\partial u_i / \partial x_j$  λόγω ανέμου είναι εντονότερη. Επιπλέον, μικρότερος ρυθμός παραγωγής μηχανικής τύρβης παρατηρείται στην κορυφή του ΑΟΣ καθώς και γύρω από το νυχτερινό αεροχείμαρρο. Η μηχανική παραγωγή τύρβης εξαρτάται από τον άνεμο και είναι συνήθως η μόνη διαδικασία παραγωγής τύρβης κατά τις νυχτερινές ώρες.

Ο όρος V περιγράφει την τυρβώδη μεταφορά της  $\bar{\varepsilon}$ . Η μεταφορά ΤΚΕ παρατηρείται κυρίως στην κατακόρυφη διεύθυνση. Ο όρος VI περιγράφει τη συνεισφορά στην ΤΚΕ που προέρχεται από κύματα, όπως τα εσωτερικά κύματα βαρύτητας. Τέλος, ο όρος VII περιγράφει την αποδόμηση της ΤΚΕ, ο ρυθμός της οποίας μειώνεται με το ύψος.

Το ύψος του ΑΟΣ εξαρτάται κυρίως από τους όρους III και IV. Όταν ο όρος της θερμικής παραγωγής είναι κατά τουλάχιστον τρεις τάξεις μεγέθους μεγαλύτερος από τον μηχανικό όρο, τότε επικρατεί η "ελεύθερη παραγωγή τύρβης". Κατά τον ίδιο τρόπο όταν επικρατεί

ο μηχανικός όρος συντελείται 'εξαναγκασμένη παραγωγή τύρβης'. Ο ρυθμός παραγωγής ΤΚΕ λόγω διάτμησης μειώνεται πιο γρήγορα με το ύψος σε σχέση με τον ρυθμό θερμικής παραγωγής (Oke 1987). Γι' αυτό το λόγο, το ΑΟΣ είναι συνήθως βαθύτερο όταν επικρατεί η θερμική παραγωγή συγκριτικά με την περίπτωση της μηχανικής παραγωγής. Συγκεκριμένα, κατά τη θερμική παραγωγή τύρβης, οι μάζες που ανέρχονται από το επιφανειακό στρώμα κερδίζουν ορμή καθώς ανεβαίνουν στο αναμειγμένο στρώμα (ΑΣ). Ωστόσο, όταν φτάσουν στη θερμότερη ελεύθερη τροπόσφαιρα, αποκτούν αρνητική πλευστότητα, ενώ υπερπηδούν σε μικρή απόσταση λόγω της ορμής τους. Εξαιτίας της ελάχιστης παρουσίας τύρβης στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, δεν υπάρχει τρόπος μεταφοράς του αέρα προς αυτή. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι αέριες μάζες να βυθίζονται πάλι στο ΑΣ, σχεδόν ανέπαφες, με τους ρύπους να επιστρέφουν και να εγκλωβίζονται στο ΑΣ. Αντιθέτως, θερμές μάζες από την ελεύθερη τροπόσφαιρα, μεταφέρονται και αναμειγνύονται έντονα μέσα στο ΑΣ, αλλά δε μπορούν να περάσουν το 'καπάκι' του ευσταθούς στρώματος παρόλο που έχουν θετική πλευστότητα (Stull 1988).

## 2.2 Δομή και Ημερήσιος κύκλος Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος

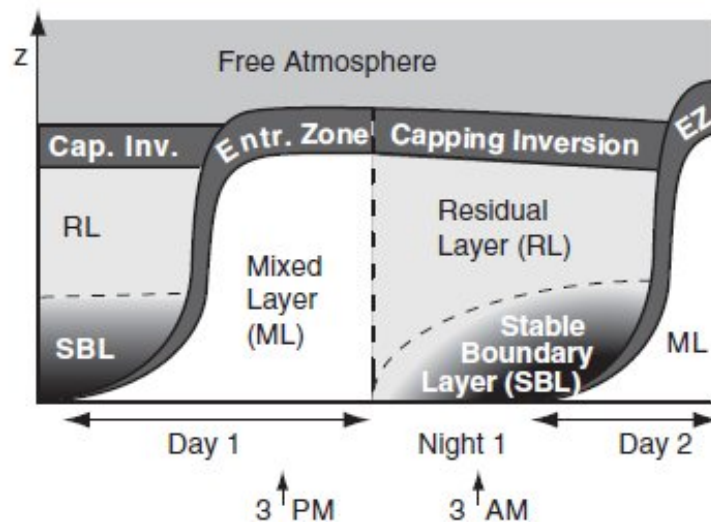
Υπό αίθριες μετεωρολογικές συνθήκες, το ΑΟΣ αποτελείται από τα ακόλουθα στρώματα:

- Ένα στατικά ασταθές **αναμειγμένο στρώμα (ΑΣ)**, κατά τη διάρκεια της ημέρας.
- Κατά τη διάρκεια της νύχτας, ένα στατικά ευσταθές **νυχτερινό στρώμα (ΝΣ)**, σχηματίζεται κάτω από το στατικά ουδέτερο **υπολειπόμενο στρώμα (ΥΣ)**. Το ΥΣ περιέχει ρύπους και υγρασία που προέρχονται από το ΑΣ της προηγούμενης ημέρας, αλλά δεν χαρακτηρίζεται από έντονη τύρβη.
- Το χαμηλότερο στρώμα μεταξύ 20 και 200 m του ΑΟΣ ονομάζεται **επιφανειακό στρώμα (ΕΣ)**. Στο ΕΣ οι κατακόρυφες μεταβολές της ταχύτητας ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας είναι σημαντικές. Ωστόσο, οι κατακόρυφες τυρβώδεις ροές είναι ομοιόμορφες και γι' αυτό το λόγο το επιφανειακό στρώμα είναι γνωστό ως στρώμα σταθερής ροής.
- Ο διαχωρισμός της **ελεύθερης ατμόσφαιρας (ΕΑ)** από το αναμειγμένο στρώμα γίνεται μέσω μίας έντονα ευσταθούς **ζώνης εισροής (entrainment zone)**, η οποία χαρακτηρίζεται από διακοπτόμενη τύρβη. Κατά τη διάρκεια της νύχτας, οι τυρβώδεις ροές στη ζώνη εισροής εξασθενούν, αφήνοντας ένα στατικά ευσταθές στρώμα **επιστεγάζουσας αναστροφής (capping inversion)**.

Η ανάπτυξη του αναμειγμένου στρώματος (ΑΣ), κατά τη διάρκεια του ημερήσιου κύκλου χωρίζεται σε τέσσερις φάσεις:

1. Σχηματισμός ρηχού ΑΣ, το οποίο αναπτύσσεται αργά
2. Έντονη ανάπτυξη του ΑΣ
3. Σχεδόν σταθερό ΑΣ με μεγάλο βάθος
4. Αποδόμηση της τύρβης





Σχήμα 2: Δομή και Ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ υπό αίθριες συνθήκες μία καλοκαιρινή ημέρα πάνω από ξηρά. Η άσπρη απόχρωση απεικονίζει στατικά ασταθή αέρα, η ανοιχτή γκρι απόχρωση ουδέτερη ευστάθεια και η σκούρα γκρι απόχρωση ισχυρή στατική ευστάθεια. (Πηγή: Stull, 2011)

Η ανάπτυξη και ο ημερήσιος κύκλος του οριακού στρώματος φαίνονται στο Σχήμα 2. Κατά τις πρώτες πρωινές ώρες το ΑΣ είναι αρκετά ρηχό, με βάθος της τάξης των δεκάδων μέτρων υπό αίθριες συνθήκες και μερικών εκατοντάδων μέτρων υπό συνθήκες με έντονους ανέμους. Το βάθος του αυξάνεται με αργό ρυθμό, καθώς το ευσταθές νυχτερινό στρώμα σκεπάζει το νεοσυντιθέμενο ΑΣ.

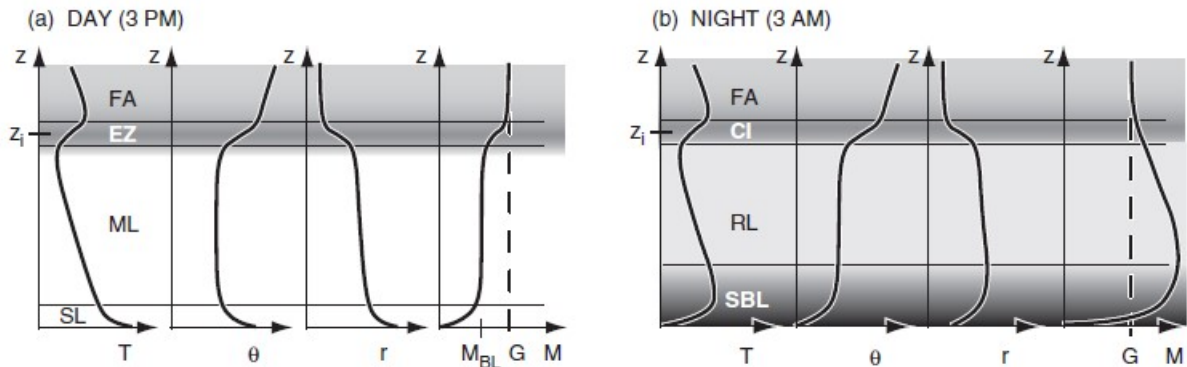
Τις επόμενες ώρες, ο ψυχρός αέρας του νυχτερινού στρώματος (ΝΣ) αποκτά περίπου ίση θερμοκρασία με αυτήν του υπολειπόμενου στρώματος (ΥΣ), ενώ η κορυφή του ΑΣ έχει φτάσει στη βάση του ΥΣ. Όταν οι ανερχόμενες μάζες φτάσουν στην κορυφή του ΥΣ, συναντούν αντίσταση λόγω της ύπαρξης αναστροφής και ο ρυθμός ανάπτυξης του ΑΣ μειώνεται.

Κατά την τρίτη φάση ανάπτυξης του ΑΟΣ, το βάθος του ΑΣ είναι σχεδόν σταθερό καθόλη τη διάρκεια του απογεύματος. Το τελικό ύψος του ΑΟΣ διαφέρει από μέρος σε μέρος, ενώ εξαρτάται από τις συνοπτικές συνθήκες και τις συνθήκες μέσης κλίμακας. Κατά τη Δύση του Ηλίου, η παραγωγή θερμικής τύρβης μειώνεται. Απουσία μηχανικών πηγών, η τύρβη στο ΑΣ αποδομείται τελείως, με αποτέλεσμα το στρώμα αυτό να χαρακτηρίζεται πάλι ως ΥΣ. Κατά τη διάρκεια της αποδόμησης, υπάρχουν ακόμη κάποιες ανερχόμενες μάζες, οι οποίες φτάνουν μέχρι το επάνω μέρος του ΑΣ όπου μπορούν να προκαλέσουν εισροή αέρα (entrainment), ενώ το επιφανειακό στρώμα είναι ήδη ευσταθώς στρωματωμένο (Stull 1988).

Κατά τη διάρκεια του ημερήσιου κύκλου του οριακού στρώματος μεταβάλλεται η κατακόρυφη κατανομή διαφόρων παραμέτρων, όπως η θερμοκρασία, η δυνητική θερμοκρασία, η υγρασία και η ταχύτητα ανέμου. Στη διάρκεια της ημέρας, ζεστές αέριες μάζες (thermals) ανεβαίνουν από το επιφανειακό στρώμα προς το αναμειγμένο στρώμα, μέχρις ότου συναντήσουν τη θερμοκρασιακή αναστροφή της ζώνης εισροής. Η κυκλοφορία των thermals δημιουργεί ισχυρές τυρβώδεις ροές, οι οποίες προκαλούν έντονη ανάμειξη ρύπων και υγρασίας στην κατακόρυφη



διεύθυνση. Στη ζώνη εισροής ο αέρας από την ελεύθερη τροπόσφαιρα ενσωματώνεται στο ΑΣ, αυξάνοντας με αυτόν τον τρόπο το βάθος του. Οι ρύποι που εκπέμπονται εντός του ΑΟΣ παραμένουν παγιδευμένοι, καθώς δεν μπορούν να διαφύγουν μέσω της ζώνης εισροής. Υπό ήπιες μετεωρολογικές συνθήκες, ο άνεμος εντός του ΑΟΣ είναι υπογεωστροφικός λόγω της τριβής που αναπτύσσεται με την επιφάνεια του εδάφους. Στη διάρκεια της ημέρας, ο άνεμος παραμένει μέτριας έντασης κοντά στο έδαφος, ενώ σε μεγαλύτερα ύψη παρατηρούνται μεγαλύτερες εντάσεις.



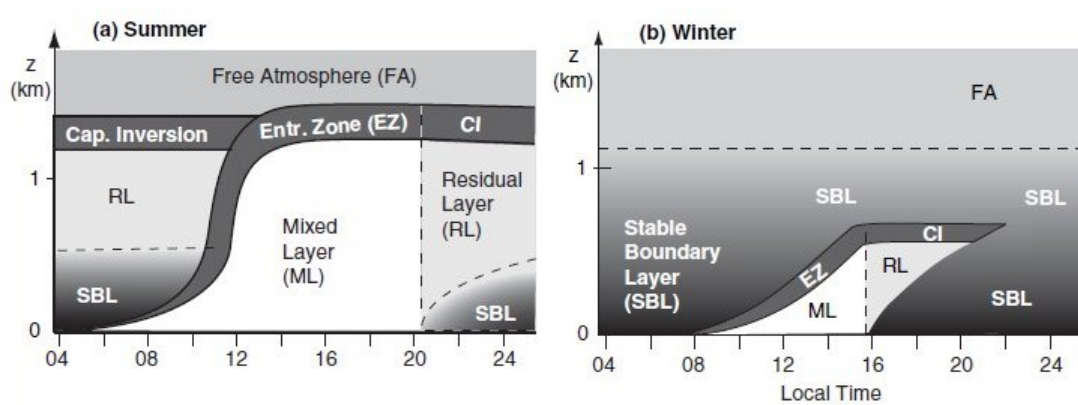
Σχήμα 3: Τυπικά κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας ( $T$ ), δυνητικής θερμοκρασίας ( $\theta$ ), αναλογίας μίγματος ( $r$ ) και ταχύτητας ανέμου ( $M$ ) κατά τη διάρκεια της ημέρας (a) και της νύχτας (b). Η διακεκομμένη κατακόρυφη γραμμή αντιπροσωπεύει τη γεωστροφική ταχύτητα ανέμου. (Πηγή: Stull, 2011)

Κατά τη διάρκεια της νύχτας, το κατώτερο τμήμα του αναμειγμένου στρώματος ψύχεται εξαιτίας της επαφής του με το ψυχρότερο έδαφος. Οι τυρβώδεις ροές εξασθενούν με την τριβή της επιφάνειας του εδάφους να επιβραδύνει τους ανέμους κοντά σε αυτό. Ωστόσο απουσία τύρβης, ο αέρας στα μεσαία στρώματα του ΑΟΣ δεν αναμειγνύεται πλέον με τα πιο 'αργά' στρώματα της επιφάνειας. Ως αποτέλεσμα, ο αέρας του μεσαίου ΑΟΣ μπορεί να αποκτήσει υπεργεωστροφικές ταχύτητες, ακόμη και όταν οι άνεμοι κοντά στην επιφάνεια είναι ασθενείς. Ο σχηματισμός χαμηλού ύψους όπου εκδηλώνονται υπεργεωστροφικοί άνεμοι ονομάζεται νυχτερινός αεροχείμαρρος (nocturnal jet). Ο νυχτερινός αεροχείμαρρος μπορεί να προκαλέσει έντονη οριζόντια μεταφορά ρύπων και, επιπλέον, μπορεί να τροφοδοτήσει καταιγίδες με υδρατμούς. Η κατακόρυφη κατανομή των παραμέτρων υγρασίας, θερμοκρασίας και ταχύτητας ανέμου όπως διαμορφώνεται στη διάρκεια της ημέρας και της νύχτας φαίνεται στο Σχήμα 3.

### 2.3 Εποχικός κύκλος Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος

Κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών, η διάρκεια της ημέρας είναι μεγαλύτερη από τη διάρκεια της νύχτας, κάτι που είναι πιο έντονο όσο πηγαίνουμε σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη.

Κατά την καλοκαιρινή περίοδο, το αναμειγμένο στρώμα ξεκινάει τις πρωινές ώρες από χαμηλά ύψη. Στη συνέχεια, ωστόσο, αναπτύσσεται έντονα διαπερνώντας το υπολειπόμενο στρώμα, ενώ τις απογευματινές ώρες συνεχίζει να αναπτύσσεται με αργό ρυθμό. Εάν ο αέρας του ΑΟΣ περιέχει επαρκή ποσότητα υδρατμών, υπάρχει πιθανότητα σχηματισμού νεφών τύπου



Σχήμα 4: Ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ κατά τους θερινούς (a) και χειμερινούς (b) μήνες. (Πηγή: Stull, 2011)

cumulus. Τις νυχτερινές ώρες, σχηματίζεται κοντά στο έδαφος ένα ρηχό ευσταθές στρώμα (νυχτερινό στρώμα), αφήνοντας ένα παχύ ουδέτερο στρώμα (υπολειπόμενο στρώμα) στο μεσαίο τμήμα του ΑΟΣ.

Κατά τη χειμερινή περίοδο, υπό ήπιες μετεωρολογικές συνθήκες πάνω από την ξηρά, συντελείται μεγαλύτερη ψύξη κατά τη διάρκεια της νύχτας, η οποία διαρκεί περισσότερο, σε σχέση με τη θέρμανση κατά τη διάρκεια της ημέρας. Το ισοζύγιο θερμοκρασίας είναι αρνητικό στη διάρκεια ενός εικοσιτετραώρου, ενώ επικρατούν ευσταθείς συνθήκες οριακού στρώματος. Επίσης, συχνή είναι η παρουσία στρατόμορφων νεφών ή ομίχλης, τα οποία σχηματίζονται λόγω της διέλευσης κάποιου μετώπου. Ο σχηματισμός του υπολειπόμενου στρώματος κατά τις πρώτες νυχτερινές ώρες, γρήγορα κυριαρχείται από το ευσταθές νυχτερινό στρώμα. Ο ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ κατά τους θερινούς και χειμερινούς μήνες, αντίστοιχα, αποτυπώνεται στο Σχήμα 4.

Συμφωνά με όσα μόλις ειπώθηκαν, το ΑΟΣ εξελίσσεται με διαφορετικό τρόπο κατά τους χειμερινούς και θερινούς μήνες. Ωστόσο, η εξέλιξη του ΑΟΣ μεταβάλλεται και με την τοποθεσία. Με άλλα λόγια, το οριακό στρώμα δεν έχει τα ίδια χαρακτηριστικά σε όλες τις τοποθεσίες, καθώς ο παράγοντας με την πιο καθοριστική σημασία στη διαμόρφωση του ΑΟΣ είναι η θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ της επιφάνειας του εδάφους και του υπερκείμενου αέρα. Αυτό σημαίνει ότι μπορεί να σχηματιστεί ένα αναμειγμένο στρώμα ανεξάρτητα από την ώρα της ημέρας, εφόσον το έδαφος είναι θερμότερο από τον υπερκείμενο αέρα. Αντίστοιχα, μία επιφάνεια που είναι ψυχρότερη του αέρα, μπορεί να δημιουργήσει ένα ευσταθές οριακό στρώμα. Παραδείγματος χάρη, μπορεί να σχηματιστεί ένα αναμειγμένο στρώμα σε περιπτώσεις όπου ψυχρός αέρας μεταφέρεται κατά τη διάρκεια του χειμώνα πάνω από μία θερμότερη λίμνη. Εάν υποθέσουμε ότι όλη η έκταση του εδάφους είναι καλυμμένη με πάγο, με εξαίρεση την επιφάνεια της λίμνης που βρίσκεται στο κέντρο της περιοχής, τότε ο ψυχρός αέρας καθώς μεταφέρεται πάνω από τη λίμνη δημιουργεί τοπικά ένα αναμειγμένο στρώμα.

### 3 Μεθοδολογία

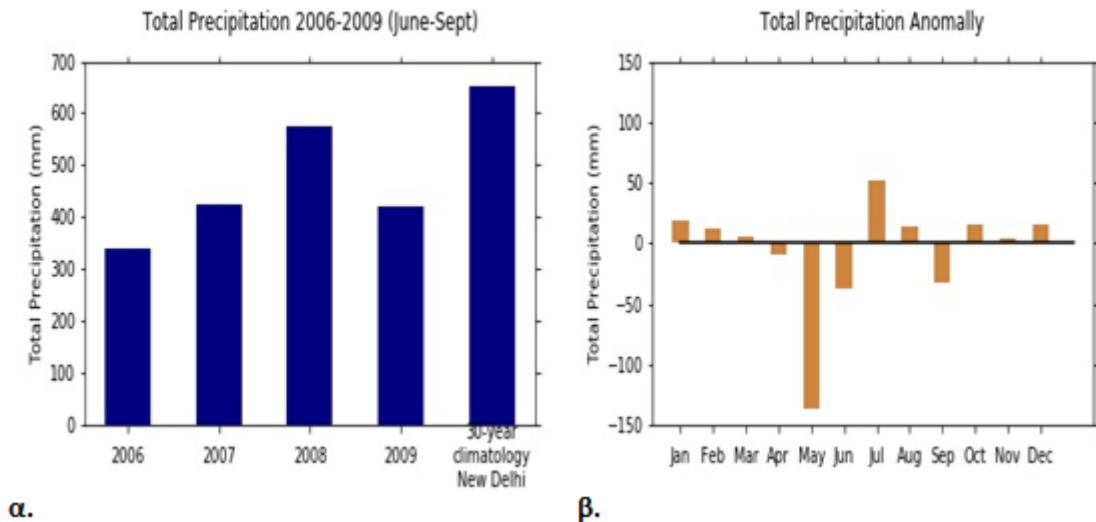
Σε αυτό το κεφάλαιο θα παρουσιαστούν ο σταθμός μετρήσεων lidar του Gual Pahari, όπου πραγματοποιήθηκε η πειραματική μας εκστρατεία καθώς και οι μετεωρολογικές συνθήκες στη διάρκεια αυτής και η κλιματολογία της περιοχής. Επιπλέον, παρουσιάζονται η εξίσωση του lidar και η αρχή λειτουργίας τους καθώς και τα τεχνικά χαρακτηριστικά του συστήματος *Polly<sup>XT</sup>*. Στη συνέχεια, θα περιγραφεί η τεχνική προσδιορισμού της κορυφής του ΑΟΣ Wavelet Covariance Transform (WCT). Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται στο διορθωμένο με την απόσταση σήμα lidar (range-corrected signal), το οποίο αποτελεί ένα ικανοποιητικό μέτρο για τον συντελεστή σωματιδιακής οπισθοσκέδασης, καθώς η εξασθένιση και η μοριακή οπισθοσκέδαση μπορούν να παραληφθούν στην παρούσα εφαρμογή (Bosenberg and Linne, 2002). Η στατιστική ανάλυση που θα παρουσιαστεί στο επόμενο κεφάλαιο, θα βασιστεί στα αποτελέσματα της τροποποιημένης μεθόδου (WCT) (Baars et al., 2008). Τέλος, θα δοθούν τα βασικά χαρακτηριστικά των συμπληρωματικών πηγών δεδομένων και των μεθόδων που αυτές αξιοποιούν για τον προσδιορισμό του ΑΟΣ.

#### 3.1 Σταθμός μετρήσεων lidar, Μετεωρολογικές Συνθήκες και Κλιματολογία της περιοχής

Οι μετρήσεις lidar έλαβαν χώρα στο χρονικό διάστημα μεταξύ Μαρτίου 2008 και Μαρτίου 2009 στο σταθμό μετρήσεων του Gual Pahari (28.43° North, 77.15° East, 243 m a.s.l.), 20 km νότια του Νέου Δελχί στα πλαίσια του προγράμματος EUCAARI (European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality Interactions). Στα πλαίσια του ίδιου προγράμματος πραγματοποιήθηκαν τέσσερις μακροχρόνιες πειραματικές εκστρατείες στο Νέο Δελχί, τη Νότια Αφρική, τη Βραζιλία και την Κίνα. Η πειραματική εκστρατεία του Gual Pahari αποτελεί την πρώτη μακροχρόνια εκστρατεία για τη μελέτη της κατακόρυφης δομής των αιωρούμενων σωματιδίων στην περιοχή του Νέου Δελχί. Τα περίχωρα της περιοχής αποτελούν ημιαστικό περιβάλλον με αγροτικές καλλιέργειες και ελαφριά βλάστηση. Στην περιοχή που βρίσκεται ο σταθμός επιτρέπεται η κυκλοφορία αποκλειστικά ηλεκτρικών οχημάτων. Οι ανθρωπογενείς πηγές στην περιοχή προέρχονται από την κυκλοφορία των οχημάτων, τις αστικές εκπομπές και την παραγωγή ενέργειας. Επιπλέον υπάρχουν εκπομπές ερημικής σκόνης, οι οποίες προέρχονται από τη γειτονική έρημο Thar, η οποία είναι η ένατη μεγαλύτερη υποτροπική έρημος.

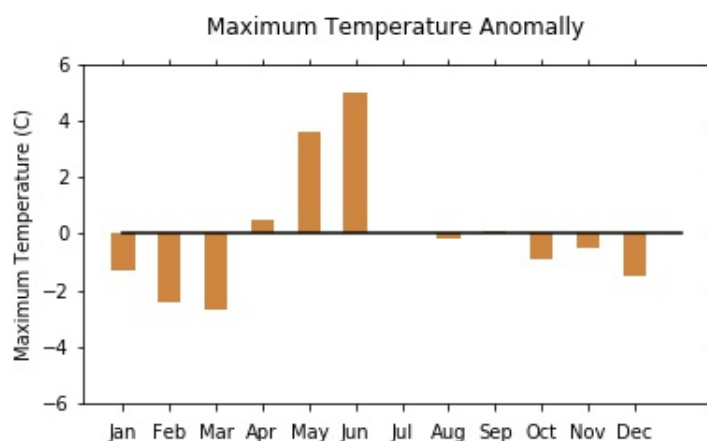
Όσον αφορά τις ποσότητες βροχόπτωσης, το έτος 2008 σημειώθηκαν οι μεγαλύτερες ποσότητες στο διάστημα Ιουνίου - Σεπτεμβρίου συγκριτικά με τα έτη 2006 - 2009, καθώς η ετήσια ποσότητα βροχόπτωσης το έτος 2008 στο Gual Pahari έφτασε στα 570 mm (Hyvarinen et al. , 2011). Ωστόσο, αυτή η τιμή παραμένει χαμηλότερη από τη 30-ετή κλιματολογική τιμή της βροχόπτωσης στο Νέο Δελχί (653 mm). Επιπλέον, το έτος 2008, η έναρξη της μουσωνικής περιόδου σημειώθηκε στις 16 Ιουνίου. Η ημερομηνία αυτή είναι η πιο πρόωμη ημερομηνία έναρξης της μουσωνικής περιόδου που έχει καταγραφεί στην περιοχή, βάσει δεδομένων βροχόπτωσης από το 1901 (Tyagi et al. , 2009). Ενδεικτικά, τα έτη 2006, 2007 και 2009 η έναρξη της μουσωνικής περιόδου σημειώθηκε στις 30 Ιουνίου, ενώ η μουσωνική περίοδος το έτος 2008 διήρκησε από τις 16 Ιουνίου έως τις 30 Σεπτεμβρίου. Κατά τους μήνες Μάιο, Ιούνιο και Σεπτέμβριο σημειώθηκαν μεγαλύτερες ποσότητες βροχόπτωσης συγκριτικά με την κλιματολογία, ενώ τους υπόλοιπους μήνες σημειώθηκαν χαμηλότερες ποσότητες σε

σχέση με τις κλιματολογικές τιμές. Στο σχήμα 5 παρουσιάζεται η συνολική βροχόπτωση στο Gual Pahari στο διάστημα Ιουνίου - Σεπτεμβρίου για τα έτη 2006-2009 και η κλιματολογική τιμή 30 χρόνων για το Νέο Δελχί (α) καθώς επίσης η ανωμαλία (κλιματολογία-2008) συνολικής βροχόπτωσης σε μηνιαία βάση (β) (Πηγή: WMO).



Σχήμα 5: Συνολική βροχόπτωση στο Gual Pahari στο διάστημα Ιουνίου - Σεπτεμβρίου για τα έτη 2006-2009 και κλιματολογική τιμή 30 χρόνων για το Νέο Δελχί (α). Ανωμαλία (κλιματολογία-2008) συνολικής βροχόπτωσης σε μηνιαία βάση (β).

Όσον αφορά τις μέγιστες μηνιαίες θερμοκρασίες, αυτές ήταν χαμηλότερες κατά  $4^{\circ}\text{C}$  από τις αντίστοιχες κλιματολογικές τιμές κατά τον Μάιο και Ιούνιο του 2008. Ωστόσο, κατά τη διάρκεια του Φεβρουαρίου 2009 και Μαρτίου 2008, σημειώθηκαν μέγιστες μηνιαίες θερμοκρασίες υψηλότερες κατά  $3^{\circ}\text{C}$  σε σχέση με την κλιματολογία της περιοχής (Πηγή: WMO). Στο σχήμα 6 παρουσιάζεται η ανωμαλία (κλιματολογία-2008) μέγιστης μηνιαίας θερμοκρασίας.



Σχήμα 6: Ανωμαλία (κλιματολογία-2008) μέγιστης μηνιαίας θερμοκρασίας.

## 3.2 Αυτοματοποιημένες μετρήσεις με χρήση lidar

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται αυτοματοποιημένες μετρήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν με το φορητό σύστημα Raman lidar *POLLY<sup>XT</sup>* (**P**O**R**table **L**idar **s****Y**stem **e****X**Tended). Οι μετρήσεις αυτές θα χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό και την ανάλυση της κορυφής του ΑΟΣ στην περιοχή του Gual Pahari, New Delhi.

### 3.2.1 Αρχή λειτουργίας και εξίσωση lidar

Το lidar (LIght Detection And Ranging) αποτελεί όργανο ενεργής τηλεπισκόπησης, το οποίο αποτελείται από μία πηγή laser και ένα τηλεσκόπιο - δέκτη. Η πηγή laser παράγει σύντομους παλμούς φωτός σε συγκεκριμένη φασματική περιοχή. Συνήθως, προτού μία δέσμη φωτός διαδοθεί στην ατμόσφαιρα, διέρχεται από ένα τηλεσκόπιο beam expander το οποίο 'μεγεθύνει' τη δέσμη, επιτυγχάνοντας μείωση στην απόκλιση της δέσμης.

Ο δέκτης αποτελείται από ένα τηλεσκόπιο, το οποίο συλλέγει τα φωτόνια που οπισθοσκεδάστηκαν από την ατμόσφαιρα. Στη συνέχεια, η δέσμη περνάει από το οπτικό σύστημα ανάλυσης (optical analyzing system), όπου γίνεται επιλογή συγκεκριμένων μηκών κύματος και καταστάσεων πόλωσης. Στην απλούστερη περίπτωση χρησιμοποιείται ένα φίλτρο παρεμβολής (interference filter). Το φίλτρο επιτρέπει τη διέλευση φωτονίων τα οποία βρίσκονται σε συγκεκριμένη ζώνη διέλευσης (passband) γύρω από συγκεκριμένο μήκος κύματος, ενώ υποβαθμίζει φωτόνια που βρίσκονται εκτός της ζώνης διέλευσης, όπως η ακτινοβολία υποβάθρου. Τέλος, η ανίχνευση του σήματος γίνεται μέσω διατάξεων φωτοπολλαπλασιαστών (photomultiplier tubes) ή φωτοδιόδων χιονοστιβάδας (avalanche photodiodes), μέσω των οποίων γίνεται η καταμέτρηση των φωτονίων. Οι φωτοπολλαπλασιαστές είναι πολύ ευαίσθητοι και χρησιμοποιούνται όταν το οπισθοσχεδαζόμενο σήμα είναι ασθενές. Τέλος, το οπτικό σήμα μετατρέπεται σε ηλεκτρικό (Weitkamp 2005).

Η ισχύς που οφείλεται στην ελαστική σκέδαση σε συγκεκριμένο μήκος κύματος, περιγράφεται από τη Διαφορική Εξίσωση Lidar για ελαστική οπισθοσκέδαση:

$$P(R, \lambda) = P_0 \frac{c\tau}{2} A n \frac{O(R)}{R^2} \beta(R, \lambda) \exp \left[ -2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr \right] \quad (5)$$

Ο όρος  $A$  αντιπροσωπεύει την επιφάνεια των οπτικών τμημάτων που είναι υπεύθυνα για τη συλλογή του οπισθοσχεδαζόμενου φωτός. Ο όρος  $n$  αντιπροσωπεύει την απόδοση του συστήματος, συμπεριλαμβάνοντας την απόδοση όλων των οπτικών στοιχείων από τα οποία διέρχεται το εκπεμπόμενο και προσλαμβανόμενο φως καθώς και την απόδοση ανίχνευσης. Ο όρος  $\frac{O(R)}{R^2}$  αποτελεί τον γεωμετρικό παράγοντα, ο οποίος εξαρτάται από τη συνάρτηση αλληλεπικάλυψης  $O(R)$  και από την απόσταση της πηγής από τον σχεδαστή. Ο όρος  $\beta(R, \lambda)$  περιγράφει τον συντελεστή οπισθοσκέδασης σε απόσταση  $R$  και σε συγκεκριμένο μήκος κύματος  $\lambda$ , ενώ μετριέται σε  $m^{-1}sr^{-1}$ . Πιο αναλυτικά, ο συντελεστής οπισθοσκέδασης ορίζεται ως  $\beta(R, \lambda) = \beta_{mol}(R, \lambda) + \beta_{aer}(R, \lambda)$ . Ο παράγοντας  $\exp \left[ -2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr \right]$  αποτελεί τον συντελεστή διαπερατότητας και περιγράφει την εξασθένιση του φωτός κατά τη διάδοσή του από το lidar σε απόσταση  $R$  και αντίστροφα. Τέλος, ο όρος  $\alpha(r, \lambda)$  αποτελεί τον συντελεστή εξασθένισης, ο οποίος συμπεριλαμβάνει την σωματιδιακή και μοριακή σκέδαση και απορρόφηση. Πιο αναλυτικά, ο συντελεστής εξασθένισης ορίζεται ως

$\alpha(r, \lambda) = \alpha_{mol,sca}(R, \lambda) + \alpha_{mol,abs}(R, \lambda) + \alpha_{aer,sca}(R, \lambda) + \alpha_{aer,abs}(R, \lambda)$  και μετρείται σε  $m^{-1}$  (Weitkamp 2005).

### 3.2.2 Το σύστημα Raman lidar *Polly<sup>XT</sup>*

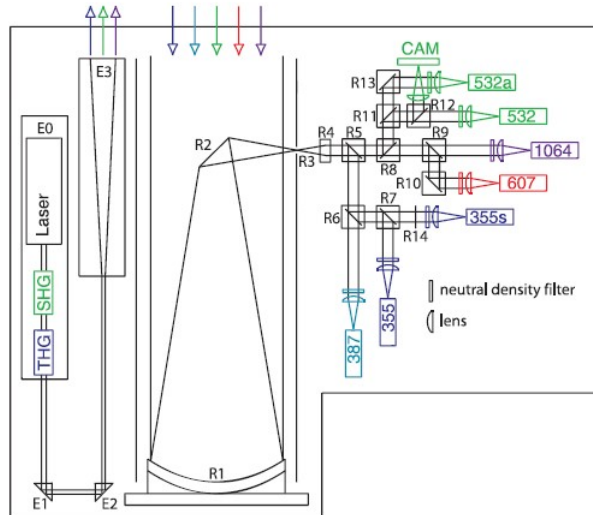
Το *Polly<sup>XT</sup>* αποτελείται από έξι κανάλια και είναι 3+2+1 σύστημα Raman lidar. Μπορούμε να υπολογίσουμε το προφίλ του συντελεστή οπισθοσκέδασης στα μήκη κύματος 355, 532 και 1064 nm, το προφίλ του συντελεστή εξασθένισης στα μήκη κύματος 355 και 532 nm, ενώ το προφίλ της αποπόλωσης (depolarization) μετράται στα 1064 nm. Το *Polly<sup>XT</sup>* είναι φορητό και ο χειρισμός του μπορεί να γίνει εξ' ολοκλήρου από απόσταση, με δυνατότητες όπως ρύθμιση του laser, έλεγχος της τάσης των φωτοπολλαπλασιαστών, μέτρηση της θερμοκρασίας μέσα στην καμπίνα και μετεωρολογικό σταθμό. Επιπλέον, διαθέτει έναν ανιχνευτή βροχόπτωσης, ο οποίος στέλνει σήμα στο σύστημα επίκτησης δεδομένων (data acquisition), ώστε να τερματιστεί η λειτουργία του laser σε περίπτωση βροχόπτωσης. Όλα τα μέρη του συστήματος *Polly<sup>XT</sup>* βρίσκονται εντός μίας αδιάβροχης μεταλλικής καμπίνας η οποία φέρει θερμομόνωση. Στο Σχήμα 7 αποτυπώνονται αναλυτικά τα διάφορα τμήματα του συστήματος Raman lidar *Polly<sup>XT</sup>*.



Σχήμα 7: Η καμπίνα που περιέχει τα διάφορα τμήματα του Raman lidar συστήματος *Polly<sup>XT</sup>* (1) κεφαλή laser, (2) παροχή ρεύματος laser, (3) επιμηκυντής δέσμης, (4) τηλεσκόπιο, (5) δέκτης με επτά κανάλια, (6) παροχή ρεύματος για τη μονάδα ψύξης του φωτοπολλαπλασιαστή στα 1064 nm, (7) υπολογιστής με κάρτα επίκτησης δεδομένων και κάρτα διεπαφής, (8) UPS, (9) μονάδα κλιματισμού, (10) αισθητήρες εξωτερικής θερμοκρασίας και βροχόπτωσης, (11) κάλυμμα οροφής

Όσον αφορά τα οπτικά τμήματα του συστήματος lidar *Polly<sup>XT</sup>*, αυτά απεικονίζονται στο Σχήμα 8. Το σύστημα διαθέτει laser Nd:YAG τύπου Inlite III. Ο ρυθμός επανάληψης των παλμών είναι 20 Hz, ενώ η ενέργεια ανά παλμό είναι 450 mJ στα 1064 nm. Το σύστημα laser μαζί με τους κρυστάλλους παραγωγής της δεύτερης (second harmonic generation) και τρίτης αρμονικής (second harmonic generation) βρίσκονται σε ένα κοινό μεταλλικό πλακίδιο (E0), το οποίο εξασφαλίζει τη σωστή ευθυγράμμιση των καναλιών 355, 532 και 1064 nm που εκπέμπουν ταυτόχρονα. Η ακτινοβολία που εκπέμπεται είναι γραμμικά πολωμένη στα





Σχήμα 8: Διάταξη των οπτικών τμημάτων του *Polly<sup>XT</sup>*. Οι λεπτομέρειες εξηγούνται στο κείμενο.

355 nm, ενώ στη συνέχεια δύο πρίσματα χαλαζία (E1 και E2) εκτρέπουν τη δέσμη προς τα επάνω. Η μπροστινή και η πίσω επιφάνεια των πρισμάτων φέρει αντι-ανακλαστική επίστρωση (antireflection coating) για τα εκπεμπόμενα μήκη κύματος. Ένας χρωματικός επιμηκυντής δέσμης (beam expander) E3 διογκώνει τη διάμετρο της δέσμης από τα 6 mm στα 45 mm. Με αυτόν τον τρόπο η απόκλιση της δέσμης είναι λιγότερο από 0.2 mrad.

Το οπισθοσχεδαζόμενο φως συλλέγεται από ένα Νευτώνειο τηλεσκόπιο (Newtonian telescope) R1 και R2. Το πρωτεύον κάτοπτρο έχει διάμετρο 30 cm και εστιακή απόσταση 90 cm με επίστρωση από άργυρο. Το δευτερεύον κάτοπτρο είναι επίπεδο σε ελλειπτικό σχήμα, με τα μήκη του μικρού και μεγάλου άξονα στα 76.2 mm και 107.77 mm, αντίστοιχα, ενώ η επίστρωση του είναι από αλουμίνιο.

Το φως που ανακλάται από το δευτερεύον κάτοπτρο, διέρχεται από μία οπή (pinhole), η οποία καθορίζει το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου στο 1 mrad. Στο πίσω μέρος του pinhole, βρίσκεται ένας χρωματικός φακός (achromatic lens), ο οποίος ευθυγραμμίζει το φως και το διαδίδει στα έξι κανάλια. Στη συνέχεια, το φως διαχωρίζεται στα διάφορα κανάλια μέσω διχροϊκών διαχωριστών δέσμης (dichroitic beamsplitter) R5, R6, R7, R8 και R9, οι οποίοι ανακλούν τα μικρά μήκη κύματος και αφήνουν τα μεγαλύτερα να διέλθουν. Ο κάθε διαχωριστής δέσμης έχει τα δικά του χαρακτηριστικά όσον αφορά το συντελεστή ανάκλασης και διαπερατότητας. Ο R14 αποτελεί έναν πολωτή, ο οποίος τοποθετείται στο κανάλι των 355 nm και εξασφαλίζει την ανίχνευση κάθετα πολωμένου φωτός στα 355 nm μόνο.

Πριν από κάθε κανάλι, τοποθετούνται φίλτρα παρεμβολής, τα οποία επιτρέπουν τη διέλευση του φωτός γύρω από ένα στενό εύρος ζώνης (bandwidth). Τα φίλτρα παρεμβολής καταστράλλουν το φως σε μήκη κύματος που δεν επιθυμούμε να ανιχνευτούν, καθώς και το ανελαστικό σήμα στο εύρος όπου η διάδοση του ελαστικού κύματος είναι μέγιστη. Επιπλέον, πριν από κάθε κανάλι είναι τοποθετημένα φίλτρα ουδέτερης πυκνότητας (neutral density filters), τα οποία είναι υπεύθυνα για τη μείωση του ρυθμού καταμέτρησης (count rate) στα 10 Mcps. Τέλος, το οπτικό σήμα μετατρέπεται σε ηλεκτρικό και ενισχύεται μέσω φωτοπολλαπλασιαστών (Althausen et al., 2009).

### 3.3 Η μέθοδος Wavelet Covariance Transform

Στην παρούσα μελέτη γίνεται εφαρμογή της μεθόδου Wavelet Covariance Transform (WCT) (Brooks, 2003). Έπειτα από μία σειρά τροποποιήσεων η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται στο λογισμικό ανάλυσης δεδομένων του συστήματος Polly για τον αυτοματοποιημένο εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ,  $z_i$  (Baars, 2008).

Ο εντοπισμός της κορυφής του ΑΟΣ με την τροποποιημένη μέθοδο WCT γίνεται μέσω της προσαρμογής ενός εξιδανικευμένου κατακόρυφου προφίλ στο μετρούμενο προφίλ, όπως φαίνεται στο Σχήμα 9. Το εξιδανικευμένο προφίλ χαρακτηρίζεται από έντονη οπισθοσκέδαση στο κατώτερο τμήμα του ΑΟΣ, από μία μείωση στη μεταβατική ζώνη και από χαμηλότερη οπισθοσκέδαση συγκριτικά με το ΑΟΣ στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (Σχήμα α). Το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ συμπίπτει με το κεντρικό σημείο της μεταβατικής ζώνης. Η τεχνική WCT επηρεάζεται λιγότερο από το θόρυβο, συγκριτικά με τις μεθόδους της βαθμίδας και της διακύμανσης που θα περιγραφούν στο Παράρτημα Β. Η τεχνική WCT περιγράφεται από την σχέση:

$$W_f(a, b) = \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (6)$$

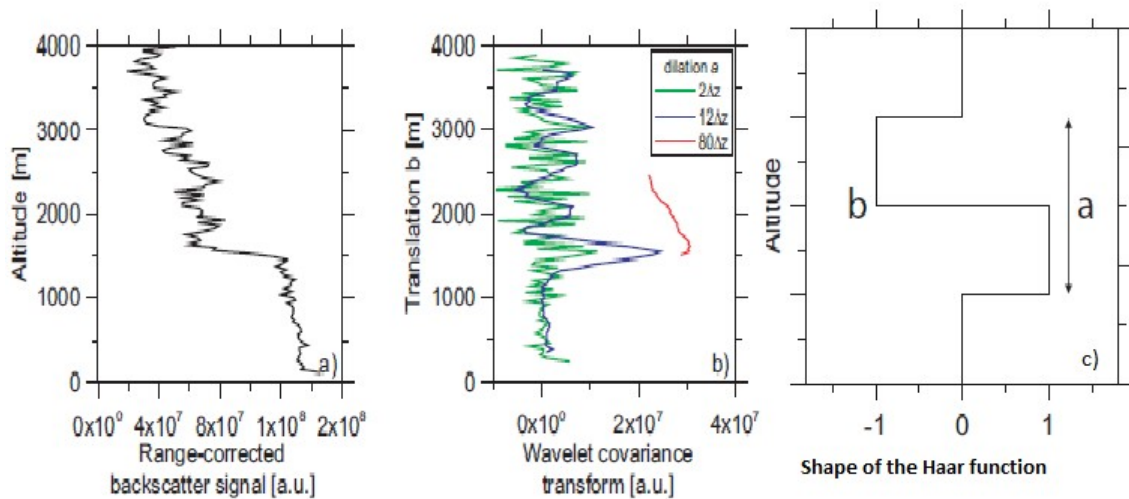
όπου  $f(z)$  είναι το διορθωμένο με την απόσταση σήμα,  $z$  το ύψος της κάθε μέτρησης και  $z_b$  και  $z_t$  το κατώτερο και ανώτερο όριο της βαθμίδας του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος lidar.

Ο όρος  $h\left(\frac{z-b}{a}\right)$  περιγράφει τη συνάρτηση Haar, η οποία είναι μία συνάρτηση βήματος και φαίνεται στο Σχήμα 9 c. Ο παράγοντας  $a$  περιγράφει το εύρος της συνάρτησης βήματος, ενώ ο παράγοντας  $b$  τη θέση του βήματος. Ο μετασχηματισμός της συνδιακύμανσης (covariance transform)  $W_f(a, b)$  αποτελεί μέτρο της συσχέτισης του διορθωμένου με την απόσταση οπισθοσκεδαζόμενου σήματος lidar με τη συνάρτηση Haar. Το ύψος του ΑΟΣ ορίζεται στο σημείο όπου ο μετασχηματισμός  $W_f(a, b)$  και η συνάρτηση βήματος εμφανίζουν τη μέγιστη συσχέτιση.

Σε περιπτώσεις σχετικά ξεκάθਾਰου κατακόρυφου σήματος lidar, όπως αυτό του Σχήματος 9a, που χαρακτηρίζονται από εντονότερη οπισθοσκέδαση στο ΑΟΣ και ασθενέστερη στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, ο μετασχηματισμός  $W_f(a, b)$  παρουσιάζει τοπικό μέγιστο στο ύψος της κορυφής του ΑΟΣ. Αυτό συμβαίνει και στην περίπτωση για  $a = 12\Delta z = 450$  m στο Σχήμα 9b. Η WCT είναι συνάρτηση του παράγοντα  $b$ , θέση της συνάρτησης βήματος, καθώς το εύρος  $a$  επιλέγεται *a priori*.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 9b, η επιλογή του κατάλληλου εύρους της συνάρτησης βήματος αποτελεί κρίσιμο παράγοντα για τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ μέσω της τεχνικής WCT. Το ιδανικό εύρος έχει πάχος όσο η μεταβατική ζώνη. Συγκεκριμένα, για σχετικά μικρές τιμές του παράγοντα  $a$ , επικρατεί ο θόρυβος του σήματος στο κατακόρυφο προφίλ (για  $a = 2\Delta z = 75$  m). Αντίθετα, σχετικά μεγάλες τιμές του παράγοντα  $a$  ( $a = 80\Delta z = 3000$  m) οδηγούν σε αποκοπή υψών τόσο στα κατώτερα όσο και στα ανώτερα τμήματα του προφίλ, τα οποία είναι κρίσιμα για την ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ. Συγκεκριμένα, στην περίπτωση όπου  $a = 80\Delta z = 3000$  m, αποκόπτονται 1500 m από το χαμηλότερο και ψηλότερο τμήμα του κατακόρυφου προφίλ, εξαιτίας του μεγάλου εύρους. Ως αποτέλεσμα, το προφίλ του μετασχηματισμού  $W_f$  που προκύπτει είναι μη αντιπροσωπευτικό, καθώς έχουν

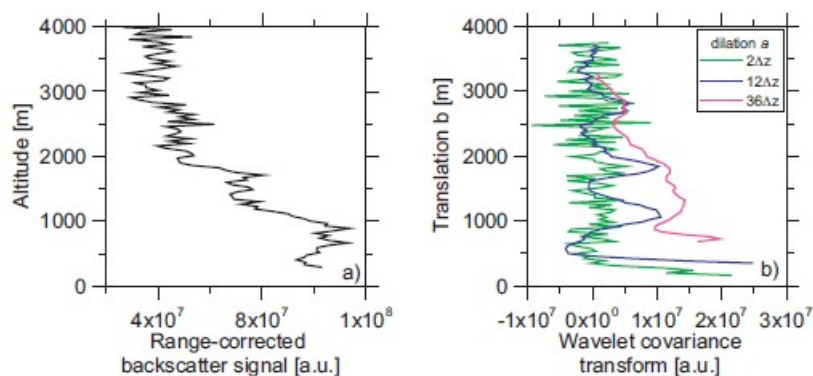




Σχήμα 9: Υπολογισμός του ύψους κορυφής ΑΟΣ μετά την εφαρμογή της τεχνικής WCT. a) Κατακόρυφο σήμα lidar, b) Οι μετασχηματισμοί συνδιακύμανσης που προκύπτουν για διάφορες τιμές του εύρους  $a = 2\Delta z, 12\Delta z, 80\Delta z$ , c) Συνάρτηση βήματος (Πηγή: Baars et al., 2008)

χαθεί χρήσιμες πληροφορίες από τα κατώτερα ύψη και δεν είναι δυνατός ο προσδιορισμός της κορυφής του ΑΟΣ.

Επιπλέον, σε περιπτώσεις που η ατμόσφαιρα περιέχει πολλαπλά στρώματα αιωρούμενων σωματιδίων, όπως στο Σχήμα 10 όπου το ιδανικό εύρος είναι  $a = 12\Delta z = 450$  m, οι δομές αυτές δεν μπορούν να αποδοθούν για πολύ μικρές ή πολύ μεγάλες τιμές του παράγοντα εύρους. Έτσι, ο εντοπισμός της κορυφής του ΑΟΣ είναι σχετικά αβέβαιος σε τέτοιες περιπτώσεις. Είναι φανερό ότι η επιλογή του κατάλληλου εύρους  $a$  αποτελεί τη μεγαλύτερη πρόκληση για την επιτυχή ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ με τη μέθοδο WCT.



Σχήμα 10: Υπολογισμός του ύψους κορυφής ΑΟΣ μετά την εφαρμογή της τεχνικής WCT παρουσία πολλαπλής στρωμάτωσης.

a) Διορθωμένο με την απόσταση οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, b) Ο αντίστοιχος μετασχηματισμός WCT για διάφορες τιμές εύρους  $a$ . (Πηγή: Baars et al., 2008)

Ο Brooks (2003) ανέπτυξε μία επαναληπτική μέθοδο, η οποία εφαρμόστηκε σε παρατηρήσεις

ευσταθούς θαλάσσιου οριακού στρώματος. Η προσέγγιση του Brooks ξεκινάει με ένα αυθαίρετα μεγάλο εύρος  $a$ . Σε κάθε επανάληψη το πλήρες πλάτος στο μισό του μεγίστου (Full Width at Half Maximum) του μετασχηματισμού  $W_f(a, b)$  επιλέγεται ως το επόμενο εύρος. Η επαναληπτική μέθοδος συνεχίζεται μέχρις ότου η τιμή του  $a$  να παραμένει σταθερή σε κάθε βήμα. Ωστόσο, βρέθηκε από τους Holger et al. (2008) ότι η μέθοδος του Brooks αποτυγχάνει παρουσία νεφών και πολλαπλών στρωμάτων αιωρούμενων σωματιδίων. Επιπλέον, κατά την περίοδο μετάβασης από το νυχτερινό στο ημερήσιο ΑΟΣ, η οποία χαρακτηρίζεται από έντονες χρονικές μεταβολές στο κατακόρυφο προφίλ lidar και διάφορα στρώματα (αναμειγμένο και υπολειπόμενο στρώμα), η μέθοδος αυτή αποτυγχάνει πλήρως. Εξαιτίας αυτών των περιορισμών οι Holger et al. (2008) εισήγαγαν μία σειρά τροποποιήσεων, οι οποίες επιτρέπουν τον προσδιορισμό του ύψους της κορυφής του ΑΟΣ, υπό την παρουσία νεφών και έντονης στρωμάτωσης.

### 3.3.1 Η τροποποιημένη μέθοδος Wavelet Covariance Transform

Το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ συχνά υποδεικνύεται από την πρώτη ισχυρή βαθμίδα που εμφανίζεται πάνω από το έδαφος. Η εισαγωγή μίας τιμής κατωφλίου στην WCT επιτρέπει τον εντοπισμό των σημαντικών βαθμίδων και την ταυτόχρονη παράλειψη των ασθενέστερων βαθμίδων. Η εξίσωση 6 μπορεί να διασπαστεί ως εξής:

$$\begin{aligned} W_f(a, b) &= \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \\ &= \frac{1}{a} \int_{z_b}^{b-a/2} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz + \frac{1}{a} \int_{b-a/2}^b f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \\ &\quad + \frac{1}{a} \int_b^{b+a/2} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz + \frac{1}{a} \int_{b+a/2}^{z_t} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \end{aligned} \quad (7)$$

Η τιμή της συνάρτησης βήματος είναι 0 για  $z_b \leq z \leq b - a/2$  και  $b - a/2 \leq z \leq z_t$ , 1 για  $b - a/2 \leq z \leq b$  και -1 για  $b \leq z \leq b + a/2$ . Έτσι προκύπτει:

$$W_f(a, b) = \frac{1}{a} \left( \int_{b-a/2}^b f(z) dz - \int_b^{b+a/2} f(z) dz \right) \quad (8)$$

Για διακριτό σήμα lidar το εύρος της συνάρτησης βήματος ορίζεται ως:

$$a = n\Delta z, n=2, 4, 6, 8 \dots$$

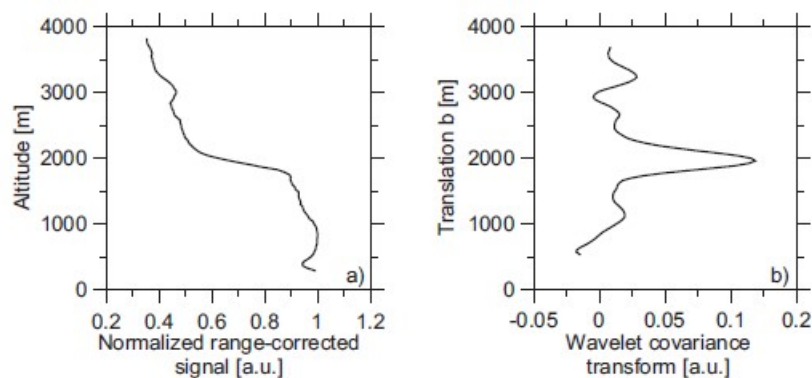
και η θέση του βήματος  $b$  πρέπει να επιλέγει ανάμεσα σε δύο διακριτά σημεία δεδομένου προκειμένου να εξασφαλισθεί ίσος αριθμός σημείων σε κάθε ολοκλήρωμα. Αυτό οδηγεί στη διακριτή μορφή της WCT για  $f(z) = P(z)z^2$ :

$$\begin{aligned} W_f(a, b) &= \frac{1}{n} \left( \sum_{b-a/2}^b P(z)z^2 - \sum_b^{b+a/2} P(z)z^2 \right) \\ &= \frac{1}{2} \left( \overline{P(z)z^2}^{below} - \overline{P(z)z^2}^{above} \right) = \frac{1}{2} \Delta \left( \overline{P(z)z^2} \right) \end{aligned} \quad (9)$$

Στο επόμενο βήμα, πραγματοποιείται κανονικοποίηση του διορθωμένου με την απόσταση

σήματος ως προς τη μέγιστη τιμή σήματος που εντοπίζεται κάτω από τα 1000 m, η οποία είναι συνήθως η μέγιστη τιμή του  $P(z)z^2$  εντός του ΑΟΣ. Η κανονικοποίηση εξασφαλίζει την εφαρμοσιμότητα της τροποποιημένης WCT μεθόδου υπό διάφορες συνθήκες οπισθοσκέδασης σε καθαρή ή ρυπασμένη ατμόσφαιρα. Στο Σχήμα 11 φαίνεται το κανονικοποιημένο σήμα και ο αντίστοιχος μετασχηματισμός WCT. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η  $W_f(a, b)$  αποκτά μέγιστη τιμή ίση με 0.12 για θέση βήματος  $b_{max} = 1900m$ , η οποία αντιστοιχεί στο ύψος της κορυφής του ΑΟΣ. Σύμφωνα με την εξίσωση 9, η τιμή 0.12 αντιστοιχεί σε μείωση του μέσου σήματος κατά 24 % σε σχέση με τη μέγιστη τιμή του εντός του ΑΟΣ.

Επιπλέον, ο χρήστης του αλγορίθμου έχει τη δυνατότητα χρήσης υψών αποκοπής, από 1 έως 29, εύρους 30 m το καθένα. Με αυτόν τον τρόπο μπορεί να αποφευχθεί η ανίχνευση στρωμάτων που βρίσκονται εσωτερικά στα χαμηλότερα στρώματα του ΑΟΣ, τα οποία δημιουργούν παραπλανητικές για τον αλγόριθμο βαθμίδες στο διορθωμένο με την απόσταση σήμα. Στο Παράρτημα Α παρουσιάζεται ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα κατάλληλης χρήσης των υψών αποκοπής. Επιπλέον, όπως θα δούμε στις χαρακτηριστικές περιπτώσεις του Κεφαλαίου 5, η μέθοδος της συνδιακύμανσης καταφέρνει να εντοπίσει την κορυφή του ΑΟΣ με επιτυχία χάρη στην κατάλληλη προσαρμογή του κατωφλίου μείωσης σήματος και της χρήσης υψών αποκοπής.

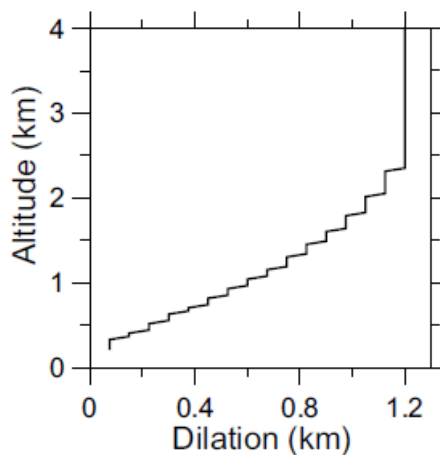


Σχήμα 11: Διορθωμένο με την απόσταση σήμα (a) και αντίστοιχη WCT για  $\alpha=12\Delta z$  (b) (Πηγή: Baars et al., 2008)

Στις περιπτώσεις όπου δεν εντοπίζονται έντονες βαθμίδες κάτω και επάνω από τη μεταβατική ζώνη, η τιμή κατωφλίου του μετασχηματισμού  $W_f(a, b)$  δεν έχει εξάρτηση από το εύρος της συνάρτησης βήματος. Έχει βρεθεί ότι η τιμή κατωφλίου 0.05 είναι κατάλληλη στις περισσότερες των περιπτώσεων. Σύμφωνα με την εξίσωση 9, η τιμή αυτή αντιστοιχεί σε μείωση του σήματος κατά 10 % σε σχέση με τη μέγιστη τιμή σήματος εντός του ΑΟΣ και είναι επαρκής για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ. Ωστόσο, σε αρκετές περιπτώσεις, όπως αυτές που παρουσιάζονται στο Κεφάλαιο 5, χρειάστηκε να αυξομειώσουμε την τιμή κατωφλίου προκειμένου να εντοπίσουμε την κορυφή του ΑΟΣ με επιτυχία. Το πρώτο ύψος πάνω από το επίπεδο του εδάφους όπου σημειώνεται τοπικό μέγιστο του μετασχηματισμού  $W_f(a, b)$ , το οποίο ξεπερνά την τιμή κατωφλίου ορίζεται ως το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ  $z_i$  (Baars et al., 2008).

### 3.3.2 Αυξανόμενο με το ύψος εύρος βήματος a

Όπως έχουμε ήδη αναφέρει, η κατάλληλη επιλογή του εύρους a είναι πολύ σημαντική για την αποτελεσματικότητα της τροποποιημένης μεθόδου συνδιακύμανσης. Για μικρές τιμές του εύρους a το οπισθοσχεδαζόμενο σήμα έχει μεγάλη ευαισθησία στο θόρυβο, ενώ για μεγάλες τιμές εύρους a αποκόπτονται τα χαμηλότερα τμήματα του ΑΟΣ κάτι που δυσχεραίνει τον εντοπισμό της κορυφής σε περιπτώσεις ρηχού ΑΟΣ. Η καταλληλότερη επιλογή, είναι η χρήση εύρους a ίσου με τη μεταβατική ζώνη. Ωστόσο, η πληροφορία αυτή δεν είναι διαθέσιμη a priori. Έτσι, προκειμένου να αποφευχθεί ο θόρυβος ο οποίος αυξάνεται με το ύψος χρησιμοποιούμενα ένα προφίλ εύρους a, το οποίο αυξάνει τετραγωνικά με το ύψος, όπως φαίνεται στο Σχήμα 12 (Baars et al., 2008). Με αυτόν τον τρόπο, αποφεύγεται η αποκοπή υψών στα κατώτερα ύψη και αντιμετωπίζεται ο έντονος θόρυβος στα ανώτερα ύψη. Η προσαρμογή του εύρους a είναι προκαθορισμένη από τον δημιουργό του αλγόριθμου της μεθόδου συνδιακύμανσης Dr. Baars Holger και ο χρήστης δεν έχει τη δυνατότητα να παρέμβει σε αυτό.

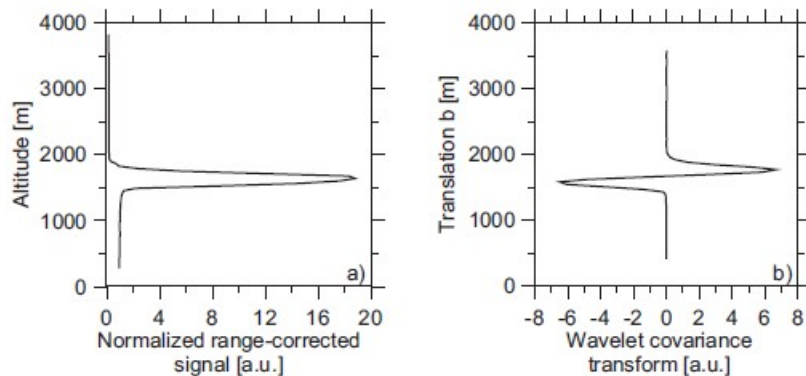


Σχήμα 12: Αυξανόμενο με το ύψος εύρος βήματος a. (Πηγή: Baars et al., 2008)

### 3.3.3 Ανίχνευση της βάσης των νεφών

Πέραν της κορυφής του ΑΟΣ στην παρούσα μελέτη εξετάζουμε την παρουσία χαμηλών νεφών και γι' αυτό το λόγο θα περιγραφεί συνοπτικά η μέθοδος εντοπισμού της βάσης τους. Για τον προσδιορισμό της βάσης των νεφών βασιζόμαστε πάλι στην εξίσωση του lidar (εξίσωση 5, Κεφάλαιο 3). Σε μία ομοιογενή ατμόσφαιρα το οπισθοσχεδαζόμενο σήμα ελαττώνεται μονοτονικά με το ύψος. Ωστόσο, παρουσία νεφών, παρατηρείται αύξηση του σήματος λόγω της παρουσίας υδροσταγόνων. Έτσι, η βάση των νεφών μπορεί να ανιχνευθεί εύκολα, από το επιστρεφόμενο σήμα lidar. Συγκεκριμένα, η βάση των νεφών εντοπίζεται στο ύψος όπου το σήμα παρουσιάζει τη μέγιστη αύξηση, όπως φαίνεται στο Σχήμα 13. Ο μετασχηματισμός WCT παρουσιάζει χαρακτηριστική μορφή λόγω του ορισμού της συνάρτησης βήματος. Συγκεκριμένα, η WCT γίνεται αρνητική στη βάση του νέφους και παρουσιάζει τοπικό ελάχιστο, ενώ στη συνέχεια γίνεται θετική και παρουσιάζει τοπικό μέγιστο. Οι Baars et al., 2008 βρήκαν η τιμή κατωφλίου - 0.1 λειτουργεί ικανοποιητικά για τον εντοπισμό της βάσης του νέφους. Η βάση του νέφους ορίζεται ως το ύψος κάτω από το επίπεδο όπου η WCT παίρνει

τιμή μικρότερη της τιμής κατωφλίου (μεγαλύτερη κατά απόλυτη τιμή). Στο Σχήμα 13 η βάση του νέφους εντοπίζεται από τον αλγόριθμο στα 1397 m.



Σχήμα 13: Κανονικοποιημένο σήμα lidar (a) και η χαρακτηριστική μορφή της WCT για  $\alpha=6\Delta z$  (b). (Πηγή: Baars et al., 2008)

Όταν ο αλγόριθμος εντοπίσει, με τον τρόπο που μόλις περιγράφηκε, την ύπαρξη νέφους, τότε το αντίστοιχο ύψος χρησιμοποιείται σαν ύψος αποκοπής. Έτσι, χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ μόνο ύψη που βρίσκονται χαμηλότερα από τη βάση του νέφους. Εάν δεν μπορεί να ανιχνευθεί κάποια σημαντική βαθμίδα, τότε είναι πολύ πιθανό το νέφος να έχει σχηματιστεί εντός του ΑΟΣ. Σε αυτήν την περίπτωση ο αλγόριθμος δεν μπορεί να δώσει το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ.

Εναλλακτικά, ο εντοπισμός της βάσης των νεφών μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω της πρώτης παραγώγου του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος  $dP/dr$  ως το σημείο όπου η τιμή της παραγώγου αλλάζει από αρνητική σε θετική (Pal et al., 1992; Demoz et al., 1999).

### 3.4 Συμπληρωματικές Πηγές Δεδομένων

#### 3.4.1 Ραδιοβολίσεις

Οι ραδιοβολίσεις αποτελούν την πιο διαδεδομένη πηγή δεδομένων για τον επιχειρησιακό προσδιορισμό του ύψους ανάμειξης. Η κατανομή των δεδομένων είναι παγκόσμια και ο ποιοτικός έλεγχος τους είναι συνεχής. Ωστόσο, στους περισσότερους από τους σταθμούς οι ραδιοβολίσεις πραγματοποιούνται δύο φορές ημερησίως σε προκαθορισμένες ώρες (00:00 UTC και 12:00 UTC). Κάποιοι επιπλέον περιορισμοί αφορούν τη χαμηλή κατακόρυφη διακριτική ανάλυση των δεδομένων σε σχέση με την κατακόρυφη κλίμακα του ΑΟΣ. Επίσης, παρατηρείται εξομάλυνση των μετρήσεων η οποία οφείλεται στο συνδυασμό του χρόνου απόκρισης των αισθητήρων με τον υψηλό ρυθμό ανόδου της ραδιοβόλιδας. Ως αποτέλεσμα, η ραδιοβολίση παρέχει ένα στιγμιότυπο της θερμοδυναμικής κατάστασης της ατμόσφαιρας. Ο προσδιορισμός του ύψους ανάμειξης από δεδομένα ραδιοβόλισης μπορεί να εμπεριέχει μεγάλη αβεβαιότητα (Russel et al., 1974; Hanna et al., 1985; Martin et al., 1988). Κατά την ανάλυση του ευσταθιού (νυχτερινού) ΑΟΣ μπορούν να προκύψουν συγκεκριμένα προβλήματα εξαιτίας της έλλειψης παγκόσμιας σχέσης μεταξύ των προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας, ανέμου και των τυρβώδων παραμέτρων (ροές ορμής και θερμότητας, ΤΚΕ).

Οι ραδιοβολίσεις που αξιοποιήσαμε στην παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκαν στο αεροδρόμιο Safdarjung του Νέου Δελχί, το οποίο βρίσκεται 18km ΒΑ του Gual Pahari. Οι συντεταγμένες της τοποθεσίας διεξαγωγής των ραδιοβολίσεων είναι  $28.58^\circ$  γ.π. και  $77.21^\circ$  γ.μ. με υψόμετρο 216 m από την επιφάνεια της θάλασσας. Οι ραδιοβολίσεις πραγματοποιούνταν ανά 12 ώρες, στις 00:00 UTC (05:30 IST) και στις 12:00 UTC (17:30 IST). Η κωδικοποιημένη ονομασία του σταθμού είναι VIDD 42182 και η πρόσβαση στα δεδομένα έγινε μέσω της ιστοσελίδας του University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήσαμε δύο διαφορετικές μεθόδους για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ. Η πρώτη μέθοδος γνωρίζει ευρεία χρήση για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ και είναι η μέθοδος Bulk Richardson Number, ο οποίος ορίζεται ως (Menut et al., 1999)

$$R_{ib}(z) = \frac{g(z - z_0)}{\theta(z)} \frac{(\theta(z) - \theta(z_0))}{u(z)^2 + v(z)^2} \quad (10)$$

όπου  $\theta$  είναι η δυνητική θερμοκρασία,  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $z$  το ύψος της ραδιοβόλισης και  $z_0$  η ανύψωση της επιφανείας. Επιπλέον  $u(z)$  και  $v(z)$  είναι η ζωνική και μεσημβρινή συνιστώσα του διανύσματος του ανέμου, αντίστοιχα. Ο αριθμητής αντιπροσωπεύει την αποδόμηση της θερμικής τύρβης λόγω πλευστότητας σε όλο το βάθος του ΑΟΣ, ενώ ο παρονομαστής αντιπροσωπεύει προσεγγιστικά τη συνολική παραγωγή τύρβης λόγω διάτμησης (Vogelezang and Holtslag, 1996).

Η κορυφή του ΑΟΣ ορίζεται ως το χαμηλότερο ύψος για το οποίο πληρείται η συνθήκη  $R_{ib} > R_{ibc}$ , με  $R_{ibc}$  τον κρίσιμο Bulk Richardson Number. Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιείται κρίσιμη τιμή ίση με 0.21 (Vogelezang 1996). Γενικά, η ροή του αέρα θεωρείται τυρβώδης για τιμές του Bulk Richardson Number μικρότερες από 0.25, ενώ για μεγαλύτερες τιμές η ροή αναμένεται να γίνει σταδιακά στρωτή (Wallace and Hobbs, 2006). Ωστόσο, έχει διαπιστωθεί ότι για εύρος τιμών  $0.2 < R_{ibc} < 0.5$  ο Bulk Richardson Number αποδίδει λογικές εκτιμήσεις του ύψους κορυφής ΑΟΣ (Zilitinkevich and Baklanov, 2001).

Μερικά από τα πλεονεκτήματα της χρήσης του Bulk Richardson Number είναι ότι εφαρμόζεται τόσο υπό ασταθείς όσο υπό ευσταθείς συνθήκες και επιτρέπει τη συνεχή μετάβαση μεταξύ ευσταθούς και ασταθούς ΑΟΣ. Επίσης, δεν απαιτεί τον εντοπισμό της επιστεγάζουσας αναστροφής (όταν υπάρχει) από θερμοκρασιακά προφίλ καθώς ούτε και τον υπολογισμό των ροών επιφανείας οι οποίες είναι δύσκολο να προσδιοριστούν (Leventidou et al., 2013). Ωστόσο, η αβεβαιότητα της μεθόδου Bulk Richardson Number μπορεί να αγγίζει το 50% των υπολογιζόμενων υψών για τιμές ύψους μικρότερες του 1 km, αλλά μειώνεται για μεγαλύτερες τιμές υψών (Seidel Dian et al., 2010). Όπως θα δούμε στο Παράρτημα Γ έχουν προταθεί διάφορες τιμές για τον κρίσιμο Bulk Richardson Number στη βιβλιογραφία, οι οποίες έχουν προκύψει από διαφορετικές πειραματικές μελέτες (Zilitinkevich and Baklanov, 2001).

Η δεύτερη μέθοδος αφορά τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ από τις κατακόρυφες βαθμίδες σχετικής υγρασίας και δυνητικής θερμοκρασίας σε συνδυασμό με την παρατήρηση των κατακόρυφων προφίλ παραμέτρων υγρασίας (σχετική υγρασία, σημείο κόρου, αναλογία



μίγματος), τα προφίλ παραμέτρων θερμοκρασίας (δυναμική θερμοκρασία, ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία, αντίστοιχη δυναμική θερμοκρασία) καθώς και το προφίλ της ταχύτητας ανέμου.

### 3.4.2 Δορυφόρος CALIPSO - Δορυφορικό σύστημα lidar CALIOP

Η αποστολή Cloud - Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO) που έχει ως σκοπό την παρατήρηση της Γης από το διάστημα εκτοξεύθηκε στις 28 Απριλίου 2006. Κινείται σε τροχιακό ύψος 705 km, με κλίση 98°, ενώ αποτελεί μέρος της συστοιχίας δορυφόρων "A - train", η οποία συμπεριλαμβάνει τις αποστολές Aqua, PARASOL και Aura <https://www-calipso.larc.nasa.gov/about/atrain.php>. Η αποστολή CALIPSO φέρει αισθητήρες ενεργής τηλεπισκόπησης lidar καθώς και παθητικής τηλεπισκόπησης, οι οποίοι μπορούν να παρέχουν χρήσιμα δεδομένα που αφορούν την κατακόρυφη δομή και τις οπτικές ιδιότητες των αιρούμενων σωματιδίων και των νεφών.

Ο δορυφόρος CALIPSO φέρει ως κύριο όργανο το Cloud -Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), το οποίο είναι ένα σύστημα lidar οπισθοσκέδασης που λειτουργεί στα 532 και 1064 nm. Επιπλέον, το CALIOP είναι εξοπλισμένο με ένα κανάλι αποπώλησης στα 532 nm, το οποίο παρέχει τα κατακόρυφα προφίλ αιρούμενων σωματιδίων και νεφών σε υψηλή ανάλυση. Η χρήση μεγθυντών δέσμης μειώνει τη γωνιακή απόκλιση της εκπεμπόμενης δέσμης, προκειμένου να παραχθεί μία δέσμη με διάμετρο 70 m στην επιφάνεια της Γης (Winker, 2006).

Ο δορυφόρος CALIPSO περιλαμβάνει τα επιστημονικά δεδομένα Επιπέδου 1 και Επιπέδου 2. Τα δεδομένα Επιπέδου 2 περιλαμβάνουν τα βαθμονομημένα και διορθωμένα με τη γεωγραφική θέση προφίλ του συντελεστή οπισθοσκέδασης, συνοδευόμενα από το σχετικό υλικό απεικόνισης. Η οριζόντια ανάλυση είναι 1/3, 1 και 5 km, ενώ η κατακόρυφη ανάλυση είναι 30 m. Στα 8 πρώτα χιλιόμετρα πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας η οριζόντια ανάλυση είναι 1/3 km. Τα δεδομένα στρωμάτων αιρούμενων σωματιδίων Επιπέδου 2 παρέχουν την περιγραφή των στρωματώσεων αιρούμενων σωματιδίων, συμπεριλαμβανομένου του ύψους κορυφής και βάσης τους, το οποίο εντοπίζεται μέσω της χρήσης αυτοματοποιημένων αλγορίθμων από τα δεδομένα Επιπέδου 1. Αναλυτική περιγραφή των προαναφερθέντων αλγορίθμων δίνεται στους Vaughan et al. (2004) και Winker (2006).

Για τον προσδιορισμό του ύψους του ΑΟΣ από συστήματα lidar, έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι, οι οποίες εφαρμόζονται στα δεδομένα Επιπέδου 1B, όπως:

1. Η τεχνική βαθμίδας (Melfi et al., 1985; Boers and Eloranta, 1986; Palm et al., 1998, 2005),
2. Η τεχνική Haar wavelet (Davis et al., 2000; Brooks, 2003, και
3. Η τεχνική μέγιστης διακύμανσης (Jorgan et al., 2010).

Η εφαρμογή αυτών των μεθόδων στα προϊόντα του δορυφόρου CALIPSO είναι δύσκολη λόγω του χαμηλού λόγου σήματος - θορύβου (SNR, e.g. Giannakaki et al., 2009) των προϊόντων Επιπέδου 1. Το χαμηλό SNR δυσχεραίνει τον εντοπισμό οποιουδήποτε οπισθοσκεδαζόμενου σήματος (e.g. Jordan et al., 2010).

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιείται το προϊόν στρωμάτωσης αιωρούμενων σωματιδίων Επιπέδου 2, το οποίο αξιολογήθηκε για πρώτη φορά από τους Leventidou et al (2013) στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Η μέθοδος που αξιοποίησαν οι Leventidou et al (2013) βασίζεται στην υπόθεση ότι η κορυφή του κατώτερου στρώματος που ανιχνεύεται είναι αντιπροσωπευτική της κορυφής του ΑΟΣ (σε συμφωνία με τον συμβατικό θερμοδυναμικό ορισμό; Palm et al, 2005). Τα προϊόντα στρωμάτωσης αιωρούμενων σωματιδίων Επιπέδου 2 παρέχουν πληροφορίες για τη βάση και την κορυφή των ανιχνευθέντων στρωματώσεων, οι οποίες καταγράφονται σε ομοιογενή οριζόντια ανάλυση 5 km. Αναλυτική περιγραφή του αλγόριθμου ανίχνευσης στρωματώσεων του συστήματος CALIOP δίνεται στους Vaughan et al. (2009) και στο εγχειρίδιο [https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202\\_Part2\\_rev1x01.pdf](https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202_Part2_rev1x01.pdf) (Κεφάλαιο 5· [https://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality\\_Summaries/CALIOP\\_L2LayerProducts\\_3.01.html](https://eosweb.larc.nasa.gov/PRODOCS/calipso/Quality_Summaries/CALIOP_L2LayerProducts_3.01.html)). Τέλος, σημειώνεται πως η αποστολή CALIPSO δε διαθέτει επιχειρησιακό προϊόν για τον προσδιορισμό του ύψους ΑΟΣ.

### 3.4.3 Αριθμητικό μοντέλο WRF

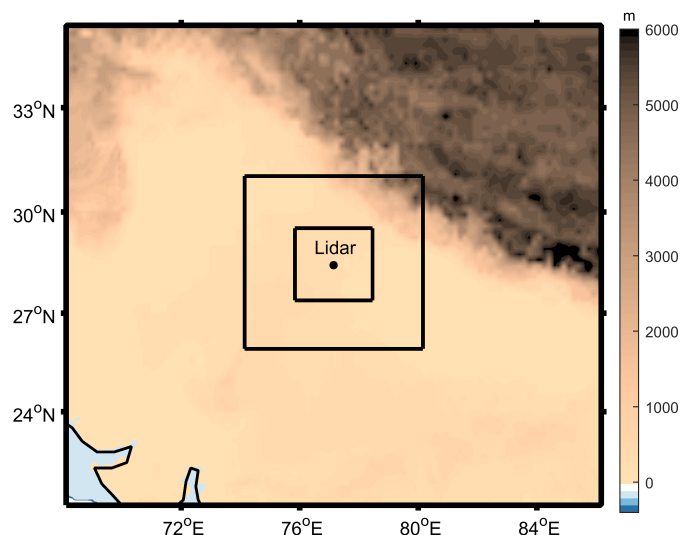
Το μετεωρολογικό μόντελο WRF (Weather Research and Forecasting), Version 3.2.1) (Skamarock et al., 2008) είναι ένα αριθμητικό σύστημα πρόγνωσης καιρού και ατμοσφαιρικών προσομοιώσεων σχεδιασμένο τόσο για ερευνητικές όσο και επιχειρησιακές εφαρμογές. Ο δυναμικός πυρήνας του μοντέλου χρησιμοποιεί τις μη υδροστατικές εξισώσεις του Euler, με την ύπαρξη υδροστατικής επιλογής. Για την επίλυση εξισώσεων στο οριζόντιο επίπεδο χρησιμοποιείται εναλλασσόμενο πλέγμα Arakawa C, ενώ στο κατακόρυφο πλέγμα χρησιμοποιείται σύστημα συντεταγμένων Eta, οι οποίες ακολουθούν την τοπογραφία. Επιπλέον, υπάρχει η δυνατότητα προεπιλεγμένου αριθμού και διάταξης καθ' ύψος των Eta επιπέδων, με το ανώτερο από αυτά να φτάνει στα 50 hPa (~ 20 km AGL).

Η συνολική περιοχή στην οποία έγινε η προσομοίωση, η οποία έχει ως κέντρο το γ.μ. και γ.π. του σταθμού lidar απεικονίζεται στο Σχήμα 14. Η κάθε κυψελίδα του μοντέλου έχει χωρική διακριτική ικανότητα 18 km x 18 km για το 1ο domain, 6 km x 6 km για το 2ο domain και 2 km x 2 km για το 3ο domain. Η περιοχή που καλύπτει το 3ο domain κυμαίνεται μεταξύ 75.8408 deg - 78.4592 deg East και 27.3848 - 29.5249. deg North.

Στη συγκεκριμένη μελέτη γίνεται χρήση του σχήματος Yonsein University (YSU) (Hong et al., 2006) για την παραμετροποίηση του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος, σε συνδυασμό με το μοντέλο επιφανείας εδάφους Noah/UCM (Chen and Dundia, 2001 και την εφαρμογή εστίασης διπλής κατεύθυνσης (two - way nesting). Επιπλέον, χρησιμοποιούνται τα σχήματα Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al., 1997) για την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, το σχήμα σύμφωνα με τον Dundhia(1989) για τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία. Ακόμη, χρησιμοποιείται το σχήμα επιφανειακού στρώματος που βασίζεται στην αναθεωρημένη MM5 θεωρία ομοιότητας των Jimenez et al (2012) και το σχήμα Kain and Fritsch (1990, 1993) για τα νέφη. Όσον αφορά την αναπαράσταση της μικροφυσικής ακολουθείται το σχήμα Thompson (Thompson et al., 2008).

Όσον αφορά τη χρήση γης και τις κατηγορίες εδάφους χρησιμοποιήθηκαν τα προκαθορισμένα σύνολα δεδομένων του Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) με 21 κατηγορίες χρήσεων γης, τα οποία δίνονται στους προ-επεξεργαστές (pre-processors)





Σχήμα 14: Συνολική περιοχή στην οποία έγινε η προσομοίωση του μοντέλου WRF, η οποία έχει ως κέντρο το γ.μ. και γ.π. του σταθμού lidar.

του μοντέλου. Οι αρχικές και πλευρικές οριακές συνθήκες του μοντέλου προέρχονται από αναλύσεις του National Centers for Environmental Prediction (NCEP) operational Global Fine Analysis (FNL)  $1^\circ \times 1^\circ$ . Τα δεδομένα επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας, αυτά προέρχονται από δεδομένα σε σχεδόν πραγματικό χρόνο με παγκόσμια κάλυψη (High Resolution Real - Time Global SST (RTG SST HR)), χωρικής ανάλυσης  $0.083^\circ \times 0.083^\circ$ , τα οποία ανανεώνονται κάθε 24 ώρες.

### Καθορισμός ύψους ΑΟΣ βάσει του σχήματος YSU στο μοντέλο WRF

Το ΑΟΣ είναι υπεύθυνο για τις κατακόρυφες ροές υπό-πλεγματικής (sub - grid) κλίμακας λόγω μεταφοράς από στροβίλους, όχι μόνο μέσα σε αυτό αλλά και σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη. Γι αυτό το λόγο, όταν ενεργοποιείται ένα σχήμα ΑΟΣ, η explicit αναπαράσταση της κατακόρυφης διάχυσης απενεργοποιείται, υπό την υπόθεση ότι το σχήμα του ΑΟΣ θα μπορέσει να αναπαραστήσει αυτή τη διαδικασία. Η πιο κατάλληλη επιλογή για διαδικασίες οριζόντιας διάχυσης βασίζεται στην οριζόντια αποδιαμόρφωση (horizontal deformation) ή σε σταθερές τιμές του συντελεστή τυρβώδους διάχυσης  $K_h$ , όπου η οριζόντια και κατακόρυφη διάχυση αντιμετωπίζονται ανεξάρτητα. Οι επιφανειακές ροές προέρχονται από σχήματα για το επιφανειακό στρώμα. Τα σχήματα του ΑΟΣ καθορίζουν το προφίλ των ροών μέσα σε ένα καλά αναμειγμένο ΑΟΣ και σε ένα ευσταθές στρώμα. Με αυτό τον τρόπο, τα σχήματα ΑΟΣ παρέχουν τις τάσεις θερμοκρασίας, υγρασίας (συμπεριλαμβανομένων νεφών) και της οριζόντιας ορμής μέσα σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη. Τα περισσότερα σχήματα χρησιμοποιούν την υπόθεση της ξηρής ανάμειξης, αλλά μπορούν να συμπεριλάβουν τις επιδράσεις της συμπύκνωσης στην κατακόρυφη ευστάθεια, η οποία καθορίζει την ανάμειξη. Αυτά τα σχήματα είναι μονοδιάστατα και βασίζονται στην υπόθεση ότι υπάρχει σαφής διαχωρισμός μεταξύ των υπό-πλεγματικών στροβίλων και των στροβίλων που μπορεί να αναπαραστήσει το μοντέλο.

Το σχήμα YSU είναι η εξελιγμένη μορφή του σχήματος Medium Range Forecast Model (MRF) PBL, το οποίο συμπεριλαμβάνει και τους αντίθετους στη βαθμίδα (countergradient) όρους για την αναπαράσταση των ροών που προέρχονται από μη - τοπικές βαθμίδες. Αυτό προσέθεσε στο σχήμα (MRF) PBL, μία explicit αναπαράσταση του στρώματος εισροής (entrainment) το οποίο βρίσκεται στην κορυφή του οριακού στρώματος. Η εισροή είναι ανάλογη της επιφανειακής ροής πλευστότητας (surface buoyancy flux), η οποία ακολουθεί τα αποτελέσματα των μελετών που αξιοποιούν μοντέλα μεγάλων στροβίλων (large - eddy models).

Υπό ασταθείς συνθήκες, η κορυφή του ΑΟΣ εντοπίζεται μέσω του αριθμού Bulk Richardson, χρησιμοποιώντας ως κρίσιμη τιμή  $Ricr=0$ , συγκριτικά με το (MRF) PBL που χρησιμοποιούσε  $Ricr=0.5$ . Με τη νέα κρίσιμη τιμή  $Ricr$ . Με αυτό τον τρόπο, η εύρεση της κορυφής του ΑΟΣ εξαρτάται αποτελεσματικά από το προφίλ της πλευστότητας και ορίζεται στο ύψος όπου συντελείται η μέγιστη εισροή, συγκριτικά με το στρώμα στο οποίο η ικανότητα διάχυσης (diffusivity) γίνεται ελάχιστη (Skamarock et al., 2008). Η ανάμειξη στο ασταθές ΑΟΣ αναπαρίσταται μέσω του προφίλ του συντελεστή στροβιλώδους διάχυσης  $K$  και των αντίθετων στη βαθμίδα όρων.

Υπό ευσταθείς συνθήκες, το ύψος του ΑΟΣ δίνεται εξ'ορισμού στο πρώτο σ-επίπεδο, κάτι που συντελεί σε έντονη υποεκτίμηση του ΑΟΣ σε πολλές περιπτώσεις.

#### 3.4.4 Σύστημα πρόγνωσης ECMWF

Το ECMWF (European Centre for Medium - range Weather Forecasts) προσομοιώνει τη γενική κυκλοφορία, όντας τμήμα ενός συστήματος πρόγνωσης. Το μοντέλο περιλαμβάνει ένα παγκόσμιο πλέγμα οριζόντιας ανάλυσης  $1.0^\circ$ , με 62 κατακόρυφα επίπεδα πίεσης από το έδαφος μέχρι τα 5 hPa. Η χρονική ανάλυση του μοντέλου είναι 3 h. Η μόνη παράμετρος του μοντέλου που χρησιμοποιήσαμε στην παρούσα εργασία είναι το ύψος του ΑΟΣ. Για τον υπολογισμό του επιλέξαμε τα τέσσερα κοντινότερα σημεία του πλέγματος γύρω από το σταθμό lidar Gual Pahari σε αποστάσεις 96, 50, 104 και 65 km. Στη συνέχεια, το ύψος του ΑΟΣ υπολογίστηκε μέσω παρεμβολής χρησιμοποιώντας συντελεστές βαρύτητας αντίστροφης απόστασης. Αναλυτικότερη περιγραφή του μοντέλου ECMWF δίνεται στο ECMWF (2010c).

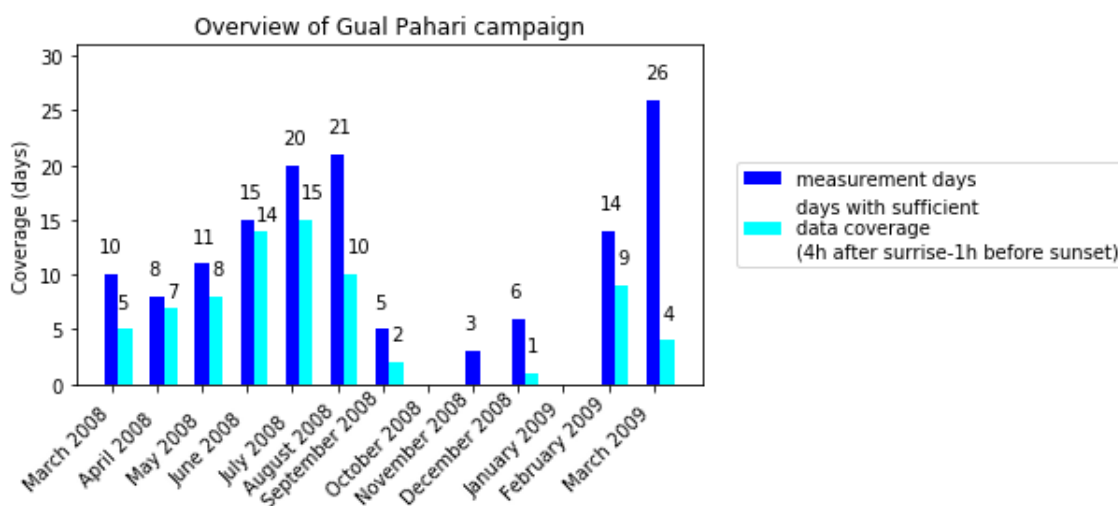
Το ύψος του ΑΟΣ προσδιορίζεται στο μοντέλο ECMWF μέσω της μεθόδου Bulk Richardson Number (BRN) με  $Ricr$  τιμή ίση με 0.25 (ECMWF, 2010b). Εάν ο  $Ricr$  εντοπιστεί μεταξύ δύο κατακόρυφων επιπέδων, τότε χρησιμοποιείται γραμμική παρεμβολή για την εύρεση του ύψους ΑΟΣ.

Στη στατιστική ανάλυση ωριαίων υψών, η οποία παρουσιάζεται στο Κεφάλαιο 4, χρησιμοποιούνται μόνο τα ύψη που αντιστοιχούν στις ώρες ανάπτυξης του ΑΟΣ (03:00, 6:00, 9:00 και 12:00 UTC). Το μέσο και μέγιστο ημερήσιο ύψος ΑΟΣ για την εποχική στατιστική υπολογίστηκε, από τη μέση και μέγιστη τιμή ωριαίων υψών, αντίστοιχα, μεταξύ 03:00 και 12:00 UTC. Ο ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης υπολογίστηκε από τη γραμμική προσαρμογή στα ωριαία ύψη μετά την Ανατολή του Ηλίου (03:00 UTC) μέχρι το μέγιστο ύψος ΑΟΣ (συνήθως στις 09:00 UTC). Στις χαρακτηριστικές περιπτώσεις μελέτης που αναλύονται στο Κεφάλαιο 5, χρησιμοποιούνται για λόγους σύγκρισης όλα τα ωριαία ύψη, τόσο κατά τη διάρκεια της ημέρας όσο και κατά τη διάρκεια της νύχτας.

## 4 Αποτελέσματα - Στατιστική Ανάλυση

### 4.1 Κάλυψη Δεδομένων

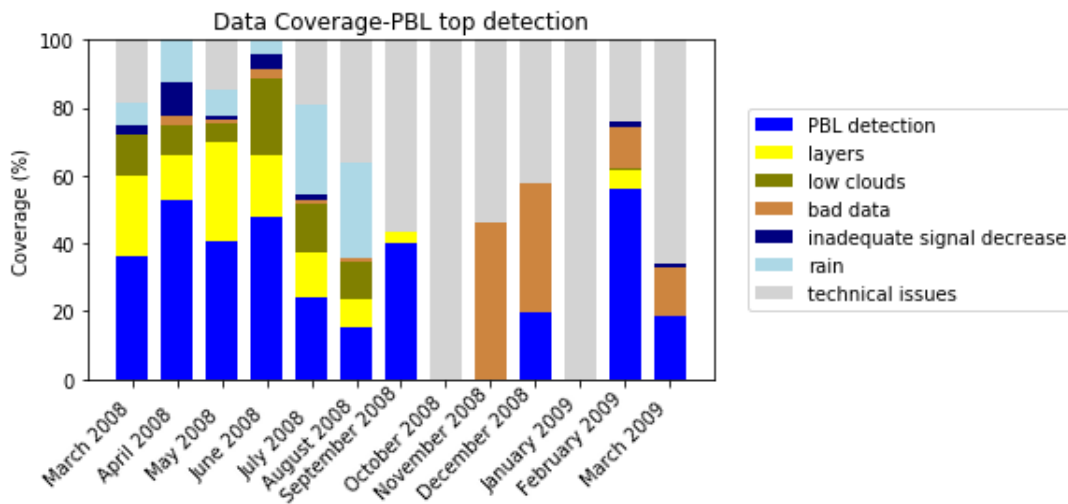
Η πειραματική εκστρατεία έλαβε χώρα από τον Μάρτιο του 2008 έως τον Μάρτιο του 2009. Οι μέρες κατά τις οποίες πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις καθώς και οι ημέρες με επαρκή κάλυψη δεδομένων (από 4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση) αποτυπώνονται στο Σχήμα 15. Ο συνολικός αριθμός ημερών ανέρχεται στις 139 από τις 396 συνολικές ημέρες (35%). Ωστόσο, ο συνολικός χρόνος μετρήσεων μπορεί να διαφέρει από μέρα σε μέρα και να μην αφορά όλο το 24ωρο. Αυτό οφείλεται στον τερματισμό της λειτουργίας του lidar σε περίπτωση βροχόπτωσης καθώς και σε τεχνικά προβλήματα με τη μονάδα laser. Ο μήνας με τον μέγιστο αριθμό ημερών που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις είναι ο Μάρτιος του 2009 (26 ημέρες). Ωστόσο, οι μέρες που προσφέρονται για την στατιστική ανάλυση του ημερήσιου ΑΟΣ περιορίζονται στις τέσσερις καθώς δεν υπάρχουν δεδομένα κατά την ημερήσια περίοδο (από 4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση). Η μέση κάλυψη δεδομένων κατά τη διάρκεια όλης της πειραματικής εκστρατείας υπολογίστηκε στο 61% του συνολικού χρόνου. Η μη πραγματοποίηση μετρήσεων οφείλεται είτε σε τεχνικά προβλήματα (27% συνολικού χρόνου) είτε σε βροχοπτώσεις (12% συνολικού χρόνου). Όσον αφορά τις βροχοπτώσεις, η μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης παρατηρείται τους μήνες Ιούλιο 2008 και Αύγουστο 2008, με ποσοστά 27% και 28% αντίστοιχα. Η εμφάνιση βροχοπτώσεων είναι υψηλή λόγω του συστήματος των μουσώνων που εμφανίζεται κατά τους μήνες αυτούς, με την επίσημη μουσωνική περίοδο να διαρκεί από 16 Ιουνίου 2008 έως 28 Σεπτεμβρίου 2008. Τα ποσοστά έχουν υπολογιστεί με βάση τα 15λεπτα που ανιχνεύθηκε η κορυφή του ΑΟΣ ως προς τα 15λεπτα της ημερήσιας περιόδου.



Σχήμα 15: Αποτύπωση των ημερών ανά μήνα κατά τη διάρκεια των οποίων πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις και ημερών με επαρκή κάλυψη δεδομένων (από 4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση).

Όσον αφορά τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ, αυτός μπορεί να μην είναι δυνατός λόγω της ύπαρξης πολλαπλών στρωμάτων ή χαμηλών νεφών μέσα στο ΑΟΣ, λόγω δεδομένων κακής ποιότητας αλλά και λόγω ανεπαρκούς μείωσης του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. Α-

πό την καταμέτρηση 15λεπτων που πραγματοποιήθηκε, βρέθηκε ότι το ποσοστό επιτυχούς εντοπισμού της κορυφής του ΑΟΣ ήταν, κατά μέσο όρο, 53% στη διάρκεια των μετρήσεων και 32% για όλη τη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας. Σε σχέση με το χρόνο που πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις η αδυναμία ανίχνευσης της κορυφής του ΑΟΣ οφείλεται κατά 20% στην παρουσία στρωμάτωσης, κατά 15% στην παρουσία χαμηλών νεφών, 9% σε δεδομένα κακής ποιότητας και 3% σε ανεπαρκή μείωση του σήματος. Στο Σχήμα 16 παρουσιάζεται η αποτύπωση των ημερών ανά μήνα κατά τη διάρκεια των οποίων πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις (από 4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση).



Σχήμα 16: Κάλυψη δεδομένων για την ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ. Τα ποσοστά έχουν υπολογιστεί με βάση τα 15λεπτα που ανιχνεύθηκε η κορυφή του ΑΟΣ ως προς τα 15λεπτα της συνολικής ημερήσιας περιόδου (4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση του Ηλίου).

### Συσχέτιση μη ανίχνευσης κορυφής οριακού με παρουσία στρωμάτων

Οι μεγαλύτερες διαφοροποιήσεις μεταξύ των πραγματοποιηθέντων μετρήσεων και των περιπτώσεων ανίχνευσης της κορυφής του ΑΟΣ, εμφανίζονται μεταξύ του Μαρτίου 2008 και του Ιουλίου 2008, σε ποσοστά που κυμαίνονται από 30% έως 50%. Επιπλέον, κατά τη διάρκεια αυτών των μηνών έχουμε σημαντική παρουσία στρωμάτων και χαμηλών νεφών τα οποία περιορίζουν τα ποσοστά ανίχνευσης της κορυφής του ΑΟΣ. Στην προσπάθεια να εντοπιστεί η ύπαρξη κάποιας σχέσης μεταξύ της ανεπιτυχούς ανίχνευσης της κορυφής του ΑΟΣ και της παρουσίας στρωμάτων και χαμηλών νεφών, υπολογίστηκε η συσχέτιση μεταξύ των περιπτώσεων μη ανίχνευσης της κορυφής του ΑΟΣ και της γενικής παρουσίας στρωμάτων και χαμηλών νεφών. Συγκεκριμένα, βρέθηκε ότι ο ανεπιτυχής εντοπισμός της κορυφής του ΑΟΣ σχετίζεται σε σημαντικό βαθμό με την παρουσία στρωμάτων και χαμηλών νεφών, με συντελεστή συσχέτισης Pearson 0.96.

### Αποτελεσματικότητα ανίχνευσης της κορυφής του οριακού στρώματος παρουσία στρωμάτων

Σε αυτό το σημείο προσπαθήσαμε να υπολογίσουμε τα ποσοστά επιτυχούς ανίχνευσης του

ΑΟΣ παρουσία στρωμάτων. Αρχικά, έγινε καταμέτρηση των περιπτώσεων στις οποίες η ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ δεν εμποδίζεται από την παρουσία στρωμάτωσης ή την ανεπαρκή μείωση του σήματος (781 15λεπτα). Στη συνέχεια, καταμετρήθηκαν οι συνολικές περιπτώσεις ύπαρξης στρωμάτωσης ανεξάρτητα του αν εμποδίζουν τον εντοπισμό του ΑΟΣ ή όχι (1270 15λεπτα). Από το λόγο τους, βρέθηκε ότι η ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ πραγματοποιήθηκε με επιτυχία σε ποσοστό 61.5% των περιπτώσεων ύπαρξης στρωμάτωσης. Επιπλέον, η αδυναμία εντοπισμού της κορυφής ΑΟΣ λόγω ανεπαρκούς μείωσης του σήματος παρατηρείται σε ποσοστό 6% (80 15λεπτα) των συνολικών περιπτώσεων που υπάρχει στρωμάτωση (1270 15λεπτα). Αυτή ήταν η πρώτη ένδειξη ότι η κατάλληλη επιλογή της τιμής κατωφλίου μπορεί να αυξήσει κατά πολύ την αποτελεσματικότητα της μεθόδου ακόμη και παρουσία στρωμάτωσης. Ορισμένες περιπτώσεις που δείχνουν την επίδραση αλλαγής της τιμής κατωφλίου και των υψών αποκοπής θα παρουσιαστούν στο Παράρτημα Α.

## 4.2 Εποχικός Κύκλος ΑΟΣ

### Υπολογισμός ύψους κορυφής ΑΟΣ – Κριτήρια

- Το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ υπολογίστηκε αρχικά από τη μέση τιμή 15 λεπτών του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος lidar στα 1064 nm χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της συμμεταβολής (WCT).
- Στη συνέχεια, εφόσον στο διάστημα της ημερήσιας περιόδου (4 ώρες μετά την Ανατολή μέχρι 1 ώρα πριν τη Δύση) υπάρχει το 25% των μετρήσεων, υπολογίστηκαν οι ημερήσιες μέσες και μέγιστες τιμές ύψους κορυφής ΑΟΣ.
- Για τον υπολογισμό του μέγιστου ημερήσιου ύψους ΑΟΣ, τέθηκε κριτήριο σχετικά με την ώρα εμφάνισής του. Συγκεκριμένα, θέσαμε ως περιορισμό το διάστημα μετά τις 8:30 UTC (14:00 IST), δηλαδή 2 ώρες μετά το ηλιακό μεσημέρι.

Η ανάγκη για την εισαγωγή αυτού του κριτηρίου προέκυψε από την εμφάνιση αρκετά μεγάλων τιμών ύψους σε ώρες που δεν προβλέπονται από τον τυπικό ημερήσιο κύκλο του οριακού στρώματος. Σε κάποιες περιπτώσεις η μεγαλύτερη τιμή ύψους εμφανίζεται κατά τις πρωινές ώρες, περίοδος αντιστοιχεί στη φάση της έντονης ανάπτυξης του ΑΟΣ και ακολουθείται από ΑΟΣ σχεδόν σταθερού βάρους. Ωστόσο, αυτό το μέγιστο απορρίπτεται καθώς εμφανίζεται πριν από το Ηλιακό μεσημέρι.

### Υπολογισμός ύψους κορυφής ΑΟΣ – Παραδοχή βάσης χαμηλών νεφών

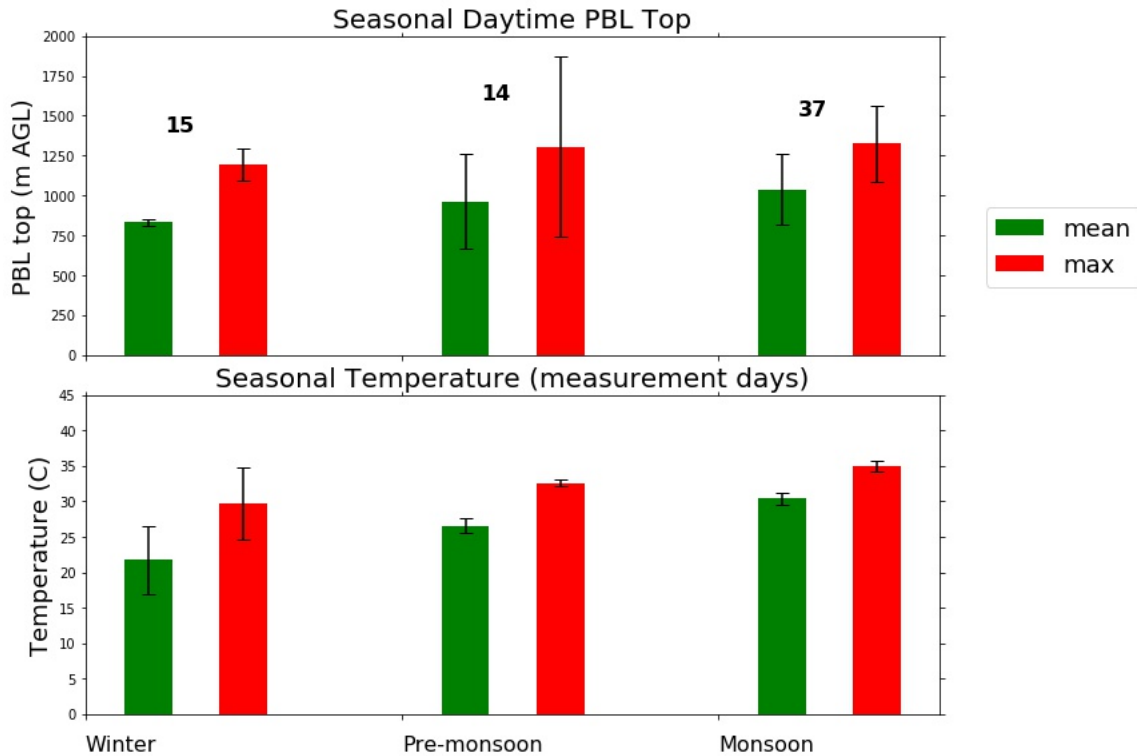
Κατά τον υπολογισμό του ύψους κορυφής ΑΟΣ από τους 15λεπτους μέσους όρους του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος, θεωρήσαμε ότι στις περιπτώσεις που ανιχνεύεται η βάση των χαμηλών νεφών, αυτή αποτελεί την κορυφή του ΑΟΣ. Για να θεωρηθεί ότι το ύψος της βάσης των νεφών ταυτίζεται με την κορυφή του οριακού στρώματος, θέσαμε ως περιορισμό αυτή να εντοπίζεται κάτω από τα 3 km. Η παραδοχή αυτή μπορεί να οδηγήσει σε υπερεκτίμηση του ύψους ΑΟΣ καθώς η βάση των νεφών μπορεί να μην ταυτίζεται σε όλες τις περιπτώσεις με την κορυφή του ΑΟΣ. Όταν ο αλγόριθμος εντοπίζει κάποιο νέφος στο προφίλ του σήματος lidar, τότε το αντίστοιχο ύψος χρησιμοποιείται σαν ύψος αποκοπής. Έτσι, μόνο οι τιμές που

βρίσκονται χαμηλότερα από τη βάση του νέφους χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ. Σε περιπτώσεις που δεν μπορεί να ανιχνευτεί κάποια σημαντική βαθμίδα στο σήμα lidar, τότε το νέφος έχει αναπτυχθεί πιθανότατα μέσα στο ΑΟΣ. Σε αυτές τις περιπτώσεις ο αλγόριθμος δεν μπορεί να εξάγει το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ (Baars et al., 2008).

Ο λόγος που επιλέχθηκε η ανάλυση του εποχικού κύκλου του οριακού στρώματος βάσει της κατηγοριοποίησης του India Meteorological Department, είναι η καλύτερη προσαρμογή του στις μετεωρολογικές συνθήκες της περιοχής σε σχέση με τον συμβατικό διαχωρισμό των εποχών. Με βάση αυτό τον διαχωρισμό οι εποχές ταξινομούνται ως χειμώνας (Δεκέμβριος – Μάρτιος), καλοκαίρι ή προ-μουσωνική περίοδος (Απρίλιος – Ιούνιος) , μουσωνική περίοδος (Ιούλιος – Σεπτέμβριος) και μετα-μουσωνική περίοδος (Οκτώβριος – Νοέμβριος). Ωστόσο, το 2008 η μουσωνική περίοδος ξεκίνησε στις 16 Ιουνίου και έτσι η προ-μουσωνική περίοδος για το έτος 2008 ορίζεται από 1η Απριλίου 2008 έως 15η Ιουνίου 2008, ενώ η μουσωνική περίοδος από 16η Ιουνίου έως 28η Σεπτεμβρίου.

Μετά τον υπολογισμό των ημερήσιων μέσων και μέγιστων τιμών ύψους κορυφής ΑΟΣ από το σύνολο των 15λεπτων μετρήσεων για 66 ημέρες με επαρκή κάλυψη δεδομένων, υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες μέσες και μέγιστες μηνιαίες τιμές, και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε έλεγχος ακραίων τιμών. Συγκεκριμένα, υπολογίσαμε το 1<sup>ο</sup> (Q1) και 3<sup>ο</sup> (Q3) τεταρτημόριο των δεδομένων καθώς και το ενδοτεταρτημοριακό εύρος (IQR) για τα δεδομένα μέσου ρυθμού ανάπτυξης κάθε εποχής. Το ενδοτεταρτημοριακό εύρος (IQR) ορίζεται ως η διαφορά μεταξύ του 3ου και 1ου τεταρτημορίου. Οι τιμές που βρίσκονται εκτός του διαστήματος  $[Q1 - 1.5 \cdot IQR, Q3 + 1.5 \cdot IQR]$  αντιμετωπίζονται ως ύποπτες ακραίες τιμές. Από την ανάλυση ακραίων τιμών απορρίψαμε 4 ημερήσια ύψη (10 Φεβρουαρίου 2009, 14 Φεβρουαρίου, 20 Μαρτίου 2008 και 4 Δεκεμβρίου) της χειμερινής περιόδου, 1 ημερήσιο ύψος της προ-μουσωνικής περιόδου (9 Απριλίου 2008) και 5 ύψη της μουσωνικής περιόδου (27 Ιουνίου 2008, 12 Ιουλίου 2008, 29 Αυγούστου 2008, 3-4 Σεπτεμβρίου 2008). Στο Σχήμα 17 παρουσιάζεται η εποχική στατιστική ανάλυση του ημερήσιου μέσου και μέγιστου ύψους ΑΟΣ μετά την απόρριψη ακραίων τιμών. Για λόγους σύγκρισης παρουσιάζεται ο εποχικός κύκλος θερμοκρασιών για τις ημέρες που αναλύθηκαν.

Από το Σχήμα 17 παρατηρούμε ότι το μέσο και μέγιστο βάθος ΑΟΣ ακολουθεί το θερμοκρασιακό κύκλο αρκετά καλά, ιδίως κατά τη χειμερινή περίοδο. Η μεγαλύτερη μεταβλητότητα, εμφανίζεται την προ-μουσωνική περίοδο, καθώς τότε οι ενδοημερήσιες βαθμίδες θερμοκρασίας είναι μεγαλύτερες. Επιπλέον, η μεταβλητότητα οφείλεται στο συνδυασμό ξηρών ημερών και ημερών με βροχή στη διάρκεια της προ-μουσωνικής περιόδου. Στο σύνολο των ημερών που αναλύθηκαν παρατηρείται μικρή ενδοεποχική μεταβλητότητα, η οποία οφείλεται στο συνδυασμό του θερμότερου σε σχέση με την κλιματολογία χειμώνα και της ψυχρότερης σε σχέση με την κλιματολογία προ-μουσωνικής περιόδου. Ως αποτέλεσμα, ο εποχικός κύκλος εμφανίζεται εξομαλυσμένος συγκριτικά με τον κλιματολογικά αναμενόμενο. Οι εποχικές τιμές μέσου και μέγιστου ύψους ΑΟΣ και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις παρουσιάζονται στον Πίνακα 1.



Σχήμα 17: Εποχικό μέσο και μέγιστο ύψος ΑΟΣ συναρτήσει του εποχικού κύκλου μέσης και μέγιστης θερμοκρασίας.

Πίνακας 1: Εποχικές τιμές μέσου και μέγιστου ύψους ΑΟΣ και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις.

	MEAN (m)	MAX (m)	STD_MEAN (m)	STD_MAX (m)
WINTER	832	1196	23	101
PRE- MONSOON	962	1306	296	567
MONSOON	1039	1326	221	239

### 4.3 Ημερήσιος Κύκλος ΑΟΣ

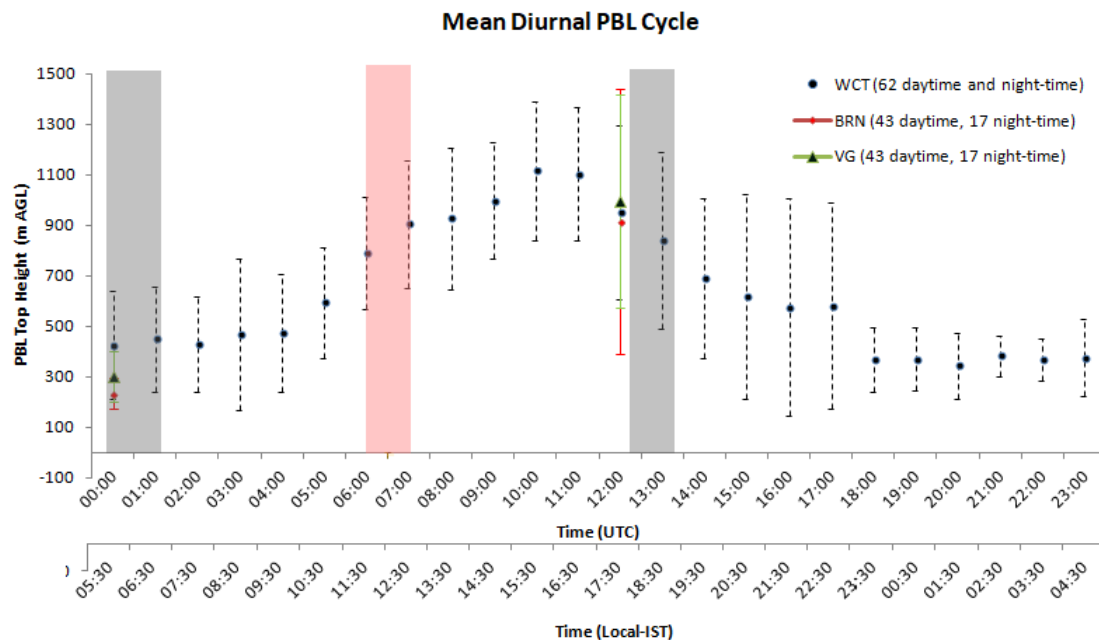
Πέρα από τη στατιστική ανάλυση του μέσου και μέγιστου εποχικού ύψους ΑΟΣ, ενδιαφέρον παρουσιάζει η μεταβολή της ημερήσιας εξέλιξης του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας στο Gual Pahari.

- Προκειμένου να πραγματοποιηθεί στατιστική ανάλυση του ημερήσιου κύκλου ΑΟΣ, αρχικά έγινε υπολογισμός των ωριαίων υψών για κάθε ημέρα της πειραματικής εκστρατείας με επαρκή κάλυψη δεδομένων. Τα ωριαία ύψη ΑΟΣ, υπολογίστηκαν από τη μέση τιμή των τριών χρονικά κοντινότερων μετρήσεων στο ωριαίο ύψος που θέλουμε να υπολογίσουμε (π.χ. για το ωριαίο ύψος στις 12:00 UTC, θα χρησιμοποιήσουμε τις μετρήσεις των 11:45, 12:00 και 12:15).
- Ο υπολογισμός των ωριαίων υψών πραγματοποιήθηκε για 62 ημέρες της καμπάνιας με ικανοποιητική κάλυψη δεδομένων (> 25% μετρήσεων). Εξαιρέθηκαν τα δεδομένα για τους μήνες Σεπτέμβριο (2 ημέρες) και Δεκέμβριο (1 ημέρα), καθώς δεν μπορούν να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικά του ημερήσιου κύκλου για αυτούς τους μήνες.



- Στη συνέχεια και εφόσον υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα ωριαίων υψών για πάνω από το 50% των ημερών του κάθε μήνα, αυτά χρησιμοποιήθηκαν στη μηνιαία στατιστική υψών για κάθε ώρα της ημέρας.
- Τέλος, από τη μέση τιμή των μηνιαίων υψών κάθε ώρας, υπολογίστηκε ο μέσος ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ για όλη την καμπάνια. Συνολικά αναλύθηκαν ωριαία ύψη 62 ημερών για 8 μήνες. Προϋπόθεση για τον υπολογισμό είναι η διαθεσιμότητα πάνω από το 50% μέσων μηνιαίων υψών για κάθε ώρα.

Εκτός των ωριαίων υψών που προέκυψαν από τις μετρήσεις lidar, αναλύθηκαν 43 περιπτώσεις ημερήσιων ραδιοβολίσεων (12:00 UTC) και 32 περιπτώσεις νυχτερινών ραδιοβολίσεων (00:00 UTC) με τις μεθόδους Bulk Richardson Number (BRN) και κατακόρυφων βαθμίδων σχετικής υγρασίας και δυνητικής θερμοκρασίας (*VerticalGradient-VG*). Ο μέσος ημερήσιος κύκλος που προέκυψε για τις 62 ημέρες της καμπάνιας καθώς και για τις περιπτώσεις ημερήσιων και νυχτερινών ραδιοβολίσεων παρουσιάζεται στο Σχήμα 18



Σχήμα 18: Μέσος ημερήσιος κύκλος ΑΟΣ και αντίστοιχη τυπική απόκλιση. Η ροζ γραμμοσκιασμένη περιοχή δείχνει τις ώρες του ηλιακού μεσημεριού, ενώ οι γκρι γραμμοσκιασμένες περιοχές δείχνουν τις ώρες της Ανατολής και Δύσης του Ηλίου (για τους 8 μήνες που αναλύθηκαν).

Αρχικά, παρατηρούμε ότι εμφανίζονται μεγάλες τυπικές αποκλίσεις, κυρίως στη διάρκεια της ημέρας. Αυτό οφείλεται στη μεγάλη μεταβλητότητα του ΑΟΣ από ημέρα σε ημέρα και αντανακλά την επίδραση των μετεωρολογικών συνθηκών (βροχόπτωση, νεφοκάλυψη) στη διαμόρφωση του ΑΟΣ. Το μέγιστο βάθος του ΑΟΣ παρατηρείται κατά μέσο όρο στις 09:45 UTC (15:15 IST) 3 ώρες αργότερα από το ηλιακό μεσημέρι (12:00-12:30 IST), συμπεριφορά που παρατηρείται, κατά μέσο όρο, σε όλους τους μήνες που αναλύθηκαν. Όσον αφορά το μέσο όρο υψών από τις ραδιοβολίσεις αυτός βρίσκεται σε καλή συμφωνία με τα αντίστοιχα ωριαία ύψη από τις μετρήσεις lidar, ιδιαίτερα για τις ημερήσιες ραδιοβολίσεις (12:00 UTC).



#### 4.4 Άλλες Παράμετροι που καθορίζουν την ανάπτυξη του ΑΟΣ

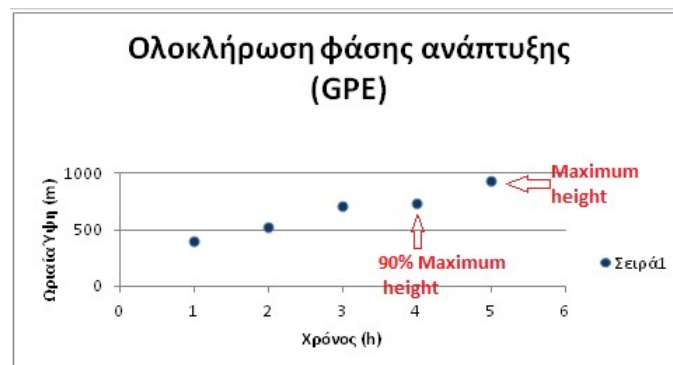
##### Περίοδος και Χρόνος Ολοκλήρωσης Ανάπτυξης του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος

Στην προηγούμενη ενότητα, πραγματοποιήθηκε η στατιστική ανάλυση για το βάθος του οριακού στρώματος. Συγκεκριμένα, εξετάστηκε ο εποχικός κύκλος του μέσου και μέγιστου βάθους οριακού στρώματος καθώς και ο μέσος ημερήσιος κύκλος του στη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας.

Ωστόσο, υπάρχουν και άλλες παράμετροι οι οποίες μπορούν να μας δώσουν σημαντικές πληροφορίες για τον ημερήσιο κύκλο του οριακού στρώματος. Μία από αυτές είναι η περίοδος ανάπτυξης του ΑΟΣ. Η περίοδος ανάπτυξης αρχίζει από τη στιγμή που το βάθος του ΑΟΣ αυξάνεται (περίπου 4 ώρες μετά την Ανατολή του Ηλίου) μέχρι τη στιγμή που φτάνει στο 90 % του μέγιστου βάθους του, που ορίζεται ως το growth period end (GPE) (Baars et al., 2008). Η μεθοδολογία που ακολουθήσαμε για τον προσδιορισμό του GPE, περιγράφεται παρακάτω:

- Ο υπολογισμός του GPE πραγματοποιήθηκε για τις περιπτώσεις ημερών με επαρκή κάλυψη δεδομένων (> 25 % μετρήσεων). Συνολικά αναλύθηκαν 66 περιπτώσεις, καθώς στην ανάλυση δεν συμπεριλάβαμε τους μήνες Σεπτέμβριο (2 ημέρες) και Δεκέμβριο (1 ημέρα).
- Αρχικά, υπολογίστηκε η ώρα κατά την οποία το ΑΟΣ εμφανίζει το μέγιστο βάθος του, υπό τον περιορισμό το μέγιστο βάθος να εμφανίζεται μετά τις 8:30 UTC (14:00 IST), δηλαδή 2 ώρες μετά το ηλιακό μεσημέρι.
- Στη συνέχεια, υπολογίζεται το 90 % του βάθους ΑΟΣ. Η ώρα κατά την οποία εμφανίζεται το 90 % του βάθους ΑΟΣ (με απόκλιση 5 %), συμβολίζεται ως το GPE (Growth Period End), δηλαδή το τέλος της περιόδου ανάπτυξης. Σε περιπτώσεις που, για την περίοδο πριν την εμφάνιση του μέγιστου βάθους, υπάρχουν κενά στα δεδομένα ύψους κορυφής ΑΟΣ, τότε δεν μπορούμε να προσδιορίσουμε το GPE.

Στο Σχήμα 19 φαίνεται ο τρόπος υπολογισμού του χρόνου ολοκλήρωσης της ανάπτυξης.



Σχήμα 19: Υπολογισμός χρόνου ολοκλήρωσης της φάσης ανάπτυξης.

Επιπλέον, υπολογίστηκε η διάρκεια της περιόδου ανάπτυξης (GPD, Growth Period Duration) ως το διάστημα μεταξύ της έναρξης ανάπτυξης του ΑΟΣ (GPB, Growth Period Beginning) και της ολοκλήρωσης της ανάπτυξης του (GPE). Η έναρξη της ανάπτυξης ορίστηκε 4 η μετά την Ανατολή του Ηλίου και επομένως μεταβάλλεται για κάθε μήνα.

Σε αυτό το σημείο εξετάσαμε αν εμφανίζεται κάποια αξιολογη μεταβολή στη διάρκεια της περιόδου ανάπτυξης σε εποχικό επίπεδο. Συνολικά αναλύθηκαν 24 περιπτώσεις όπου μπορέσαμε να προσδιορίσουμε το τέλος της περιόδου ανάπτυξης (GPE). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 2

Πίνακας 2: Εποχική στατιστική διάρκειας περιόδου ανάπτυξης (GPD).

	Growth Period Duration (h)	$GPD_{mean}$ (h)	$GPD_{sd}$ (h)	N
Winter	1 h 30 min - 5 h 15 min	3 h 27 min	1h 14 min	10
Pre-monsoon	4 h - 5 h 45min	4 h 27 min	45 min	5
Monsoon	3h 30 min - 6 h 15 min	4h 50 min	55 min	9

Παρατηρούμε ότι κατά τους χειμερινούς μήνες η περίοδος ανάπτυξης εμφανίζει κατά μέσο όρο μικρότερη διάρκεια απ' ότι κατά την προ-μουσωνική και μουσωνική περίοδο. Ωστόσο, δεν μπορούμε να οδηγηθούμε σε κάποιο στατιστικά ασφαλές συμπέρασμα. Τέλος, αναλύθηκε η ώρα εμφάνισης του μέγιστου ύψους ΑΟΣ με τα αντίστοιχα αποτελέσματα να παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.

Πίνακας 3: Εποχική στατιστική χρόνου εμφάνισης μέγιστου ύψους ΑΟΣ.

	$Max_{time}$ (UTC)	$Max_{timemean}$ (UTC)	$Max_{timesd}$ (h)	N
Winter	8:15 - 10:45	8:30	2 h 42 min	10
Pre - monsoon	8:30 - 10:30	9:36	48min	5
Monsoon	9:00 - 11:30	10:18	54min	9

Η ώρα εμφάνισης του μέγιστου ύψους ΑΟΣ είναι μεγαλύτερη κατά μέσο όρο τη μουσωνική περίοδο, χωρίς ωστόσο να μας επιτρέπεται να εξάγουμε κάποιο στατιστικά ασφαλές συμπέρασμα.

## Ημερήσιος Ρυθμός Ανάπτυξης του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος

Ο ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης του οριακού στρώματος (DGR, Daily Growth Rate) αποτελεί ακόμη μία χρήσιμη παράμετρο για την μελέτη τόσο του ημερήσιου όσο και του εποχικού κύκλου του οριακού στρώματος. Ο ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης του οριακού στρώματος, υπολογίστηκε σύμφωνα με την παρακάτω μεθοδολογία:

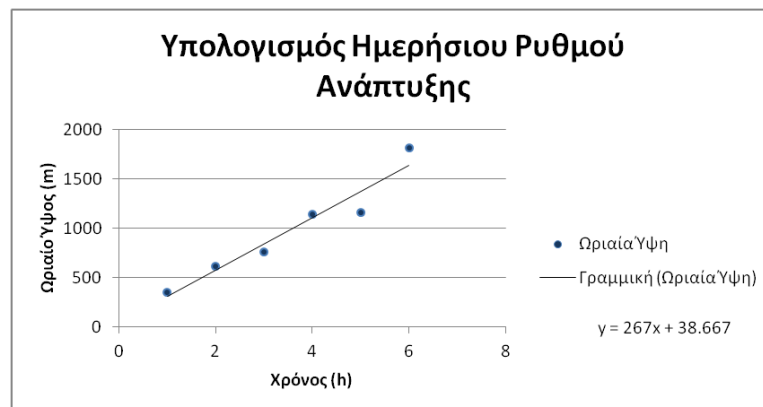
- Αρχικά, υπολογίστηκαν τα ωριαία ύψη ΑΟΣ, ως η μέση τιμή των τριών χρονικά κοντινότερων μετρήσεων στο ωριαίο ύψος που θέλουμε να υπολογίσουμε (π.χ. για το ωριαίο ύψος στις 12:00 UTC, θα χρησιμοποιήσουμε τις μετρήσεις των 11:45, 12:00 και 12:15).

- Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε γραμμική παλινδρόμηση με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων, για τα ωριαία ύψη από την έναρξη της ανάπτυξης του ΑΟΣ (4 h μετά την Ανατολή του Ηλίου) μέχρι την ώρα που το βάθος του ΑΟΣ φτάνει στη μέγιστη τιμή του. Η κλίση της ευθείας που προέκυψε από τη γραμμική παλινδρόμηση αποτελεί τον ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης του ΑΟΣ σε m/h (Baars et al. , 2008; Kohronen et al. , 2014).

Τέλος, για τον υπολογισμό του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης του ΑΟΣ, τέθηκαν δύο περιορισμοί.

- Πρώτον, θα πρέπει να υπάρχουν διαθέσιμα τουλάχιστον τέσσερα διαδοχικά ωριαία ύψη ΑΟΣ.
- Εναλλακτικά, θα πρέπει να έχουμε στη διάθεσή μας τρία ωριαία ύψη ΑΟΣ, που να μην είναι όμως διαδοχικά.

Στο Σχήμα 20 φαίνεται ο τρόπος υπολογισμού του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από τα ωριαία ύψη όπως εφαρμόστηκε στα δεδομένα ύψους ΑΟΣ της 22ης Μαρτίου 2008.



Σχήμα 20: Τρόπος υπολογισμού του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης για την περίπτωση της 22ης Μαρτίου 2008.

Συνολικά αναλύθηκαν 62 ημέρες της καμπάνιας με επαρκή κάλυψη δεδομένων. Ο υπολογισμός του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης ήταν εφικτός σε 51 περιπτώσεις, εκ των οποίων 4 έδωσαν αρνητικούς ρυθμούς ανάπτυξης λόγω της εμφάνισης μεγάλου βάθους ΑΟΣ πριν από το ηλιακό μεσημέρι. Επιπλέον πραγματοποιήθηκε έλεγχος ύποπτων ακραίων τιμών. Από την ανάλυση προέκυψε 1 ακραία τιμή ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης κατά την προ-μουσωνική περίοδο (7 Απριλίου 2008, ρυθμός 520 m/h) και 1 ακραία τιμή κατά τη μουσωνική περίοδο (13 Ιουλίου 2008 με ρυθμό 281 m/h). Στον Πίνακα 4 παρουσιάζονται οι μέσες τιμές και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις για τον ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης ανά εποχή μετά τον αποκλεισμό των ακραίων τιμών (45 περιπτώσεις).

Παρατηρούμε ότι δεν εμφανίζεται έντονη εποχικότητα όσον αφορά τον ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης. Κατά τη μουσωνική περίοδο έχουμε εμφάνιση μικρότερων ρυθμών ανάπτυξης αλλά δεν μπορούμε να βγάλουμε κάποιο στατιστικά ασφαλές συμπέρασμα, καθώς η τυπική απόκλιση του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης για κάθε εποχή βρίσκεται μέσα στο διάστημα τυπικής απόκλισης των υπολοίπων.

Πίνακας 4: Εποχική στατιστική ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης.

	Range (m/h)	$DGR_{mean}$ (m/h)	$DGR_{sd}$ (m/h)	N
Winter	82-460	190	116	15
Pre - monsoon	95-356	188	90	9
Monsoon	25-227	113	58	21

Στη συνέχεια, υπολογίσαμε τον ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης κατά τις ημέρες της καμπάνιας που δεν σημειώθηκε βροχόπτωση και κατά τις ημέρες με βροχόπτωση. Βρέθηκε ότι τις ημέρες που δεν σημειώθηκε βροχόπτωση (31 περιπτώσεις) εμφανίζονται ρυθμοί ανάπτυξης μεταξύ 25 και 460 m/h, ενώ κατά τις ημέρες με βροχή (14 περιπτώσεις) σημειώθηκαν ρυθμοί ανάπτυξης μεταξύ 29 και 221 m/h, όπως φαίνεται στον Πίνακα 5.

Πίνακας 5: Ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης για ημέρες με και χωρίς βροχόπτωση.

	Range (m/h)	$DGR_{mean}$ (m/h)	$DGR_{sd}$ (m/h)	N
Non-rainy days	25-460	172	102	31
Rainy days	29-221	113	55	14

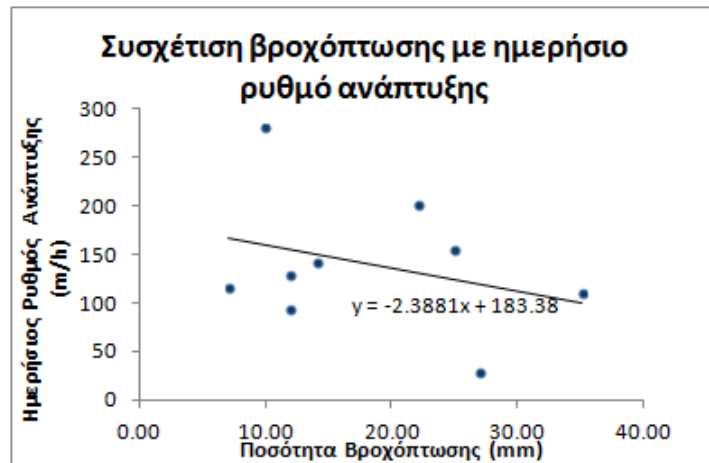
Έπειτα από τη στατιστική ανάλυση της περιόδου ανάπτυξης και του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης είδαμε ότι οι παράμετροι αυτοί δεν εμφανίζουν έντονη εποχικότητα, με το εποχικό εύρος τους να είναι αρκετά μεγάλο. Αυτό υποδεικνύει ότι οι μετεωρολογικές συνθήκες της εκάστοτε ημέρας είναι αυτές που καθορίζουν τον ημερήσιο κύκλο του ΑΟΣ και όχι τόσο η εποχή που βρισκόμαστε.

#### 4.5 Συσχέτιση βάθους ΑΟΣ και ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης με βροχοπτώσεις

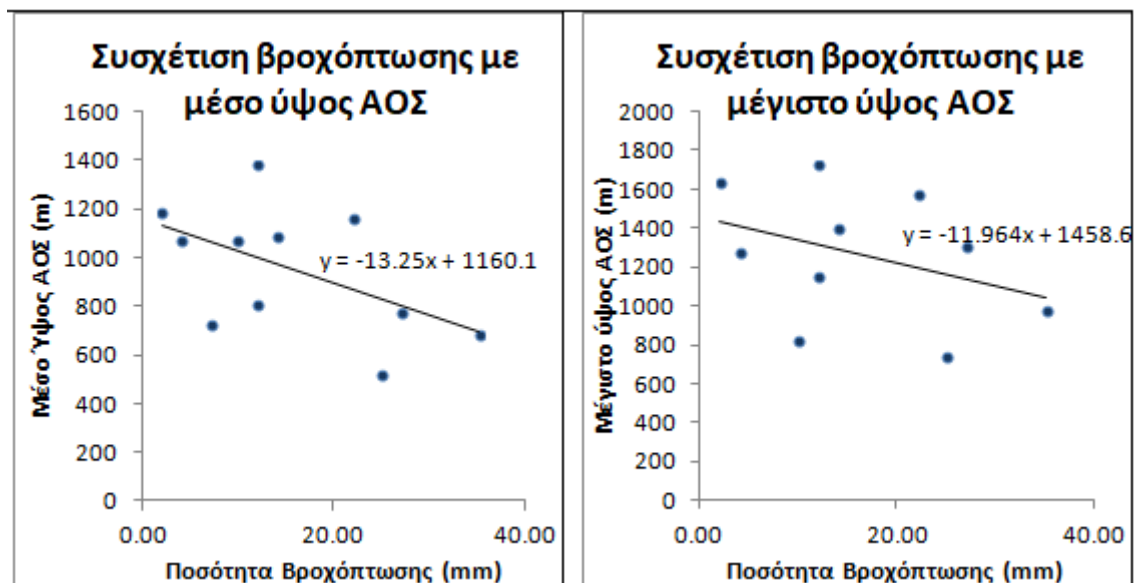
Σε αυτό το σημείο επιχειρούμε να εντοπίσουμε την ύπαρξη κάποιας συσχέτισης μεταξύ της ποσότητας βροχόπτωσης και του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης. Γι' αυτό το λόγο απομονώσαμε τις περιπτώσεις με εκδήλωση βροχόπτωσης μεγαλύτερης από 7 mm/day (9 περιπτώσεις). Τα δεδομένα βροχόπτωσης προέρχονται από το σταθμό του αεροδρομίου Safdarjung, 20 km από το Gual Pahari. Όπως αναμέναμε η συσχέτιση μεταξύ της ποσότητας βροχόπτωσης και του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης είναι αρνητική. Η συσχέτισή τους όμως δεν φαίνεται να είναι αρκετά ισχυρή καθώς ο συντελεστής Pearson ισούται με - 0.32. Ενδεχομένως, η διαθεσιμότητα κοντινότερων μετρήσεων βροχόπτωσης και η ανάλυση μεγαλύτερου αριθμού δεδομένων να απέδιδε καλύτερη συσχέτιση. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 22.

Όσον αφορά τη συσχέτιση της ποσότητας βροχόπτωσης με το ύψος του ΑΟΣ, βρέθηκε ότι για ποσότητες βροχόπτωσης μεγαλύτερες των 2 mm (11 περιπτώσεις) το μέσο και μέγιστο ύψος του οριακού στρώματος εμφανίζουν συντελεστές συσχέτισης - 0.53 και - 0.38, αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 22.

Με βάση την παραπάνω ανάλυση, μπορούμε να πούμε ότι η βροχόπτωση επηρεάζει τον ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης, με την προϋπόθεση η ποσότητά να είναι επαρκής για να τροποποιήσει



Σχήμα 21: Συσχέτιση ποσότητας βροχόπτωσης (>7 mm) με μέσο ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης.



Σχήμα 22: Συσχέτιση ποσότητας βροχόπτωσης (>2 mm) με μέσο και μέγιστο ύψος ΑΟΣ.

τους θερμικούς μηχανισμούς ανάμειξης του οριακού στρώματος, δηλαδή τις κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις. Σαφώς η ύπαρξη μεγαλύτερου πλήθους δεδομένων θα μας επέτρεπε να οδηγηθούμε σε στατιστικά ισχυρότερα συμπεράσματα. Επιπλέον, προκειμένου να εξάγουμε πιο ισχυρά στατιστικά αποτελέσματα, θα πρέπει να έχουμε στη διάθεσή μας περισσότερα δεδομένα υψών και βροχόπτωσης, το ποιοτικό χαρακτηριστικό του χρόνου εκδήλωσης της βροχόπτωσης καθώς και μετεωρολογικά δεδομένα σε πιο κοντινή τοποθεσία με το σταθμό μετρήσεων lidar. Τα χρησιμοποιούμενα δεδομένα βροχόπτωσης προέρχονται από το μετεωρολογικό σταθμό του αεροδρομίου Safdarjung, ο οποίος απέχει 18 km από το σταθμό lidar. Έτσι, μπορεί οι ποσότητες βροχόπτωσης στο σταθμό lidar να διαφέρουν εάν η βροχόπτωση δεν προέρχεται από κάποιο σύστημα μέσης ή συνοπτικής κλίμακας αλλά από κάποιο τοπικά περιορισμένο φαινόμενο.

## 4.6 Σύγκριση ύψους κορυφής ΑΟΣ από το $Polly^{XT}$ και δεδομένα ραδιοβολίσεων

Προκειμένου να γίνει μία αξιολόγηση της μεθόδου Wavelet Covariance Transform (WCT), πραγματοποιήθηκε σύγκριση των αποτελεσμάτων του αλγορίθμου με διαθέσιμα δεδομένα ραδιοβολίσεων.

Οι ραδιοβολίσεις που αξιοποιήσαμε πραγματοποιήθηκαν στο αεροδρόμιο Safdarjung του Νέου Δελχί, το οποίο βρίσκεται 18km ΒΑ του Gual Pahari. Οι συντεταγμένες της τοποθεσίας διεξαγωγής των ραδιοβολίσεων είναι  $28.58^\circ$  γ.π. και  $77.21^\circ$  γ.μ. με υψόμετρο 216 m από την επιφάνεια της θάλασσας. Οι ραδιοβολίσεις πραγματοποιούνταν ανά 12 ώρες, στις 00:00 UTC (05:30 IST) και στις 12:00 UTC (17 : 30 IST). Η κωδικοποιημένη ονομασία του σταθμού είναι VIDD 42182 και η πρόσβαση στα δεδομένα έγινε μέσω της ιστοσελίδας του University of Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

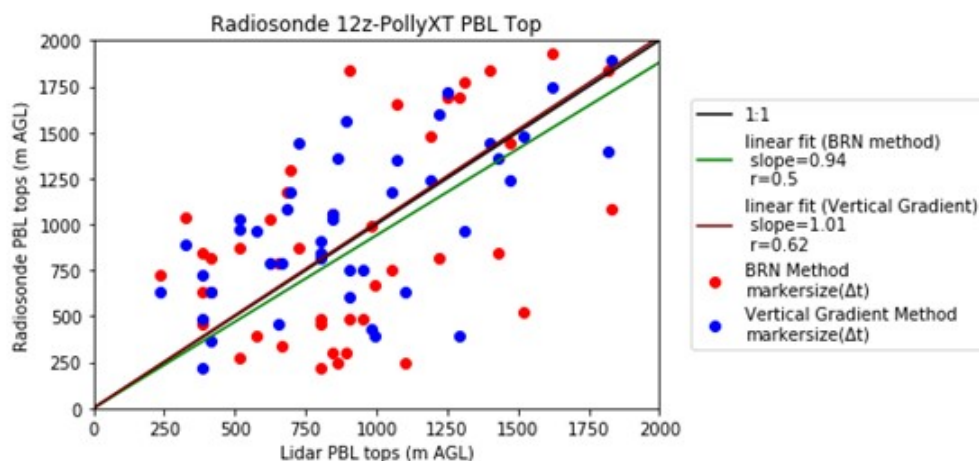
Ο υπολογισμός του ύψους κορυφής του ΑΟΣ από τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων πραγματοποιήθηκε με δύο μεθόδους. Αρχικά, εφαρμόστηκε η μέθοδος του Bulk Richardson Number (BRN), ο οποίος υπολογίστηκε από τη Σχέση (13), την οποία πρότειναν οι Menut et al. (1999). Επιπρόσθετα, το ύψος κορυφής ΑΟΣ προσδιορίστηκε από τις κατακόρυφες βαθμίδες (Vertical Gradient –VG) σχετικής υγρασίας και δυνητικής θερμοκρασίας σε συνδυασμό με την παρατήρηση των κατακόρυφων προφίλ παραμέτρων υγρασίας (σχετική υγρασία, σημείο κόρου, αναλογία μίγματος), τα προφίλ παραμέτρων θερμοκρασίας (δυνητική θερμοκρασία, ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία, αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία) καθώς και το προφίλ της ταχύτητας ανέμου.

Το ύψος κορυφής ΑΟΣ από τις μετρήσεις lidar υπολογίστηκε από το μέσο όρο της προηγούμενης και επόμενης 15λεπτης μέτρησης σε σχέση με την ώρα που πραγματοποιήθηκαν οι ραδιοβολίσεις. Σε λίγες περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκαν μετρήσεις lidar που απέχουν 30 ή 45 λεπτά από την ώρα της ραδιοβολίσης. Ωστόσο, από ελέγχους που πραγματοποιήθηκαν, βρέθηκε ότι ούτε η χρονική απόσταση από τις ραδιοβολίσεις ούτε και η διαφορά μεταξύ των δύο 15λεπτων μετρήσεων lidar έχουν σημαντική επίδραση στην απόκλιση υψών μεταξύ των μεθόδων.

### Ημερήσιες Ραδιοβολίσεις

Η σύγκριση των μεθόδων βασίστηκε σε 45 περιπτώσεις ημερήσιων ραδιοβολίσεων (12:00 UTC). Επιπλέον, εφαρμόστηκε κριτήριο ύψους με άνω όριο τα 2000 m, καθώς εκτός αυτής της περιοχής εμφανίζονται μεγάλες αποκλίσεις μεταξύ των μεθόδων. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των υψών lidar με τα ύψη ραδιοβολίσεων από τις δύο μεθόδους παρουσιάζονται στο Σχήμα 23.

Ο συντελεστής συσχέτισης Pearson ( $r$ ) που προέκυψε για τη μέθοδο BRN είναι ίσος με 0.5, ενώ για τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων βρέθηκε ίσος με 0.62. Η κλίση (το σημείο τομής με τον άξονα  $\psi$  τέθηκε ίσο με μηδέν) της ευθείας που προσαρμόστηκε με γραμμική παλινδρόμηση στα δεδομένα βρέθηκε ίση με 0.94 για τη μέθοδο BRN και ίση με 1.01 για τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των μεθόδων στη διάρκεια της ημέρας συνοψίζονται στον Πίνακα 6.



Σχήμα 23: Διάγραμμα διασποράς υψών κορυφής ΑΟΣ από τη μέθοδο BRN σε σχέση με τα ύψη από τη μέθοδο WCT (κόκκινα σύμβολα), καθώς και διασπορά υψών από κατακόρυφες βαθμίδες με ύψη από τη μέθοδο WCT (μπλε σύμβολα) κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Πίνακας 6: Αποτελέσματα σύγκρισης υψών lidar με ημερήσιες ραδιοβολίσεις.

	Bulk Richardson Number	Vertical Gradient
Slope (s)	0.94	1.01
Correlation (r)	0.5	0.62

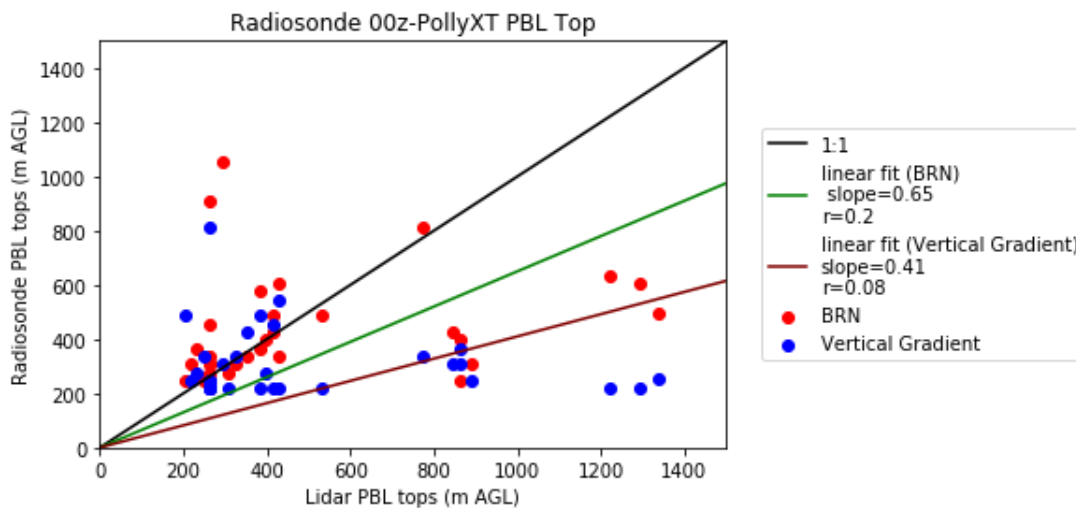
Η απόκλιση μεταξύ των μεθόδων μπορεί να αποδοθεί αφενός στην απόσταση του σταθμού των ραδιοβολίσεων από το σταθμό lidar, η οποία είναι 20 km, αφετέρου στην κατακόρυφη διακριτική ανάλυση των ραδιοβολίσεων η οποία είναι πολύ μικρότερη από των μετρήσεων lidar. Βέβαια, για την ομογενοποίηση της κατακόρυφης διακριτικής ανάλυσης, πραγματοποιήσαμε παρεμβολή στα δεδομένα των ραδιοβολίσεων ανά 30 m. Ένας άλλος λόγος είναι το γεγονός ότι η κρίσιμη τιμή του αριθμού Richardson αφορά τοπικές βαθμίδες και όχι πεπερασμένες διαφορές μεταξύ στρωμάτων. Τέλος, η ύπαρξη ασταθών στρωμάτων αιωρούμενων σωματιδίων ή χαμηλών νεφών μπορεί να αποτελέσει παράμετρο τοπικής κλίμακας. Έτσι μπορεί να επηρεαστούν οι μετρήσεις lidar και η ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ αλλά οι ραδιοβολίσεις να μείνουν ανεπηρέαστες από την ύπαρξη στρωμάτωσης ή χαμηλών νεφών, και αντίστροφα.

## Νυχτερινές Ραδιοβολίσεις

Η σύγκριση των μεθόδων βασίστηκε σε 32 περιπτώσεις νυχτερινών ραδιοβολίσεων (00:00 UTC). Επιπλέον εφαρμόστηκε κριτήριο ύψους με άνω όριο τα 1500 m. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των υψών lidar με τα ύψη ραδιοβολίσεων από τις δύο μεθόδους παρουσιάζονται στο Σχήμα 24.

Ο συντελεστής συσχέτισης Pearson (r) που προέκυψε για τη μέθοδο BRN είναι ίσος με 0.22, ενώ για τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων βρέθηκε ίσος με -0.19. Η κλίση (το σημείο τομής με τον άξονα y τέθηκε ίσο με μηδέν) της ευθείας που προσαρμόστηκε με γραμμική παλινδρόμηση στα δεδομένα βρέθηκε ίση με 0.65 για τη μέθοδο BRN και ίση με 0.41 για τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των μεθόδων στη διάρκεια της ημέρας συνοψίζονται στον Πίνακα 7.





Σχήμα 24: Διάγραμμα διασποράς υψών κορυφής ΑΟΣ από τη μέθοδο BRN σε σχέση με τα ύψη από τη μέθοδο WCT (κόκκινα σύμβολα), καθώς και διασπορά υψών από κατακόρυφες βαθμίδες με ύψη από τη μέθοδο WCT (μπλε σύμβολα) κατά τη διάρκεια της νύχτας.

Πίνακας 7: Αποτελέσματα σύγκρισης υψών lidar με νυχτερινές ραδιοβολίσεις.

	Bulk Richardson Number	Vertical Gradient
Slope (s)	0.65	0.41
Correlation (r)	0.18	0.08

Η απόκλιση μεταξύ των μεθόδων μπορεί να αποδοθεί, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, αφενός στην απόσταση του σταθμού των ραδιοβολίσεων από το σταθμό lidar, αφετέρου στην κατακόρυφη διακριτική ανάλυση των ραδιοβολίσεων η οποία είναι πολύ μικρότερη από των μετρήσεων lidar. Επιπλέον, κατά τις νυχτερινές ώρες το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ εντοπίζεται σε χαμηλά ύψη, όπου έχουμε μη πλήρη αλληλεπικάλυψη της οπισθοσχεδαζόμενης δέσμης laser με το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου. Τέλος, στο εύρος αυτό, έχουμε λίγα σημεία μέτρησης από τις ραδιοβολίσεις οι οποίες μπορεί να μην επαρκούν για την ικανοποιητική παρεμβολή στα προφίλ σχετικής υγρασίας και δυνητικής θερμοκρασίας. Συνολικά, από τη σύγκριση υψών lidar με ημερήσιες και νυχτερινές ραδιοβολίσεις βλέπουμε ότι η μέθοδος BRN παρουσιάζει πιο σταθερή απόδοση μεταξύ ημέρας και νύχτας, σε αντίθεση με τη μέθοδο Vertical Gradient η απόδοση της οποίας μειώνεται κατά πολύ τη νύχτα.

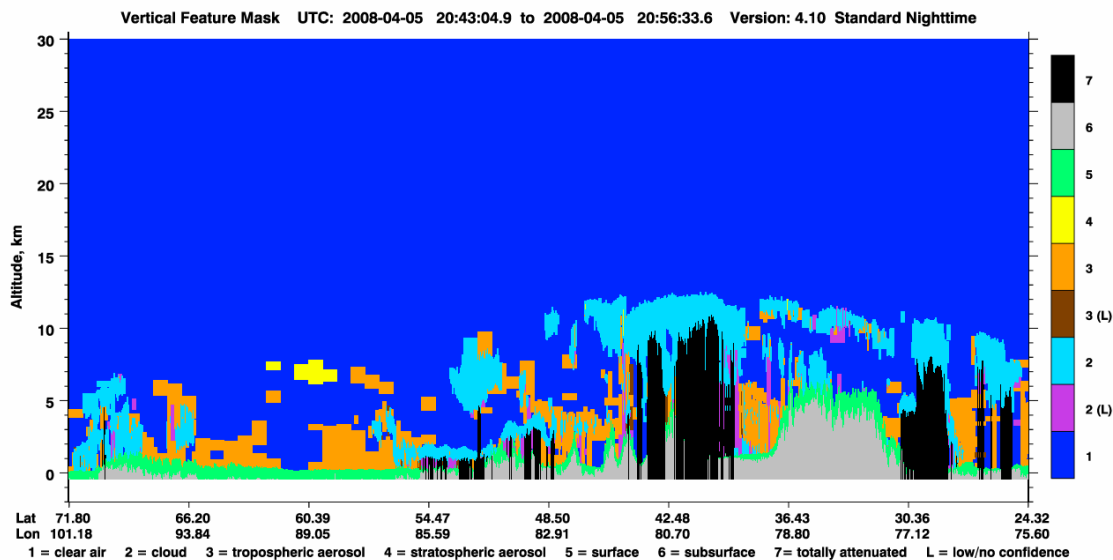
#### 4.7 Σύγκριση ύψους κορυφής ΑΟΣ από το Polly<sup>XT</sup> και το CALIOP

Στο χρονικό πλαίσιο της πειραματικής εκστρατείας εντοπίστηκαν 21 περάσματα του δορυφόρου CALIPSO πάνω από τη 2<sup>ο</sup> x 2<sup>ο</sup> περιοχή με κέντρο το Gual Pahari, με τις αποστάσεις από σημείο ενδιαφέροντος να κυμαίνονται μεταξύ 21 και 102 km. Οι αλγόριθμοι του CALIPSO εντόπισαν στις περισσότερες περιπτώσεις 2 ή 3 στρωματώσεις, ενώ σε μία μόνο περίπτωση εντοπίστηκαν 4 στρώματα.

Σε 7 περιπτώσεις οι αλγόριθμοι του CALIPSO δεν κατάφεραν να εντοπίσουν κάποιο στρώμα.

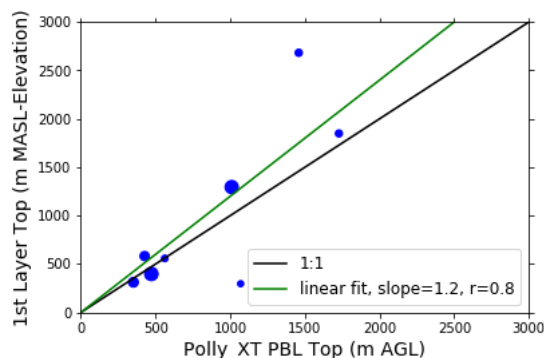


Από τον εποπτικό έλεγχο της χωροχρονικής αποτύπωσης του Vertical Feature Mask διαπιστώσαμε την ύπαρξη νεφών η οποία εμποδίζει τον εντοπισμό οποιουδήποτε στρώματος. Στο Σχήμα 25 αποτυπώνεται η χωροχρονική εξέλιξη του Vertical Feature Mask στις 5 Απριλίου 2008 από τις 20 : 43 : 04.9 μέχρι τις 20 : 56 : 33.6 όπου είναι εμφανής η ύπαρξη νεφών. Επιπλέον, σε 6 περιπτώσεις το πρώτο και μοναδικό στρώμα που ανιχνεύτηκε από τους αλγόριθμους βρισκονταν είτε εκτός του ΑΟΣ είτε και εκτός της ελεύθερης τροπόσφαιρας. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στη μεταφορά στρωμάτων από κάποια άλλη περιοχή και η αδυναμία ανίχνευσης οποιουδήποτε υποκείμενου στρώματος λόγω της πλήρους εξασθένησης της δέσμης laser μέσα σε αυτά.



Σχήμα 25: Χωροχρονική εξέλιξη του Vertical Feature Mask στις 5 Απριλίου 2008 από τις 20 : 43 : 04.9 μέχρι τις 20 : 56 : 33.6.

Για τον χρονικό συγχρονισμό των δεδομένων από το CALIOP με τα δεδομένα από το *Polly<sup>XT</sup>* χρησιμοποιήσαμε τη 15λεπτη μέτρηση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος, η οποία συμπεριλαμβάνει τη χρονική στιγμή του δορυφορικού περάσματος. Ωστόσο σε 3 περιπτώσεις (23 Ιουλίου, 24 Αυγούστου, 20 Μαρτίου 2009), όπου δεν είχαμε στη διάθεσή μας απόλυτα συγχρονισμένα δεδομένα, χρησιμοποιήθηκαν τα χρονικά πλησιέστερα δεδομένα από το σύστημα *Polly<sup>XT</sup>* σε εύρος 1.5 ώρας. Οι αλγόριθμοι του συστήματος CALIOP δίνουν το ύψος του 1ου στρώματος πάνω από τη Μέση Στάθμη Θάλασσας (m MASL). Προκειμένου να έχουμε κοινές μονάδες με το σύστημα *Polly<sup>XT</sup>* διορθώσαμε τα ύψη του CALIOP με την τοπογραφία. Η σύγκριση των υψών από το *Polly<sup>XT</sup>* και το CALIOP παρουσιάζεται στο Σχήμα 26 και στον Πίνακα 8. Η συσχέτιση μεταξύ των υψών είναι πολύ ικανοποιητική ( $r=0.8$ ) με το σύστημα CALIOP να υπερεκτιμά σημαντικά το ύψος του οριακού στρώματος ( $\text{slope}=1.2$ ). Από την παραπάνω σύγκριση διαπιστώσαμε ότι απόσταση του περάσματος του δορυφόρου από το σταθμό lidar δεν επηρεάζει τη συσχέτιση των μετρήσεων.



Σχήμα 26: Διάγραμμα διασποράς υψών κορυφής ΑΟΣ από το σύστημα  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα CALIOP. Το μέγεθος των συμβόλων αντιπροσωπεύει την απόσταση του περάσματος του δορυφόρου από το σταθμό lidar.

Πίνακας 8: Στατιστική υψών κορυφής ΑΟΣ από το σύστημα  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα CALIOP.

	1st Layer Top
Correlation	0.8
Slope	1.2
N	8

#### 4.8 Σύγκριση ύψους κορυφής ΑΟΣ από το $Polly^{XT}$ και το ECMWF

Σε αυτό το υποκεφάλαιο θα γίνει σύγκριση των υψών ΑΟΣ που προκύπτουν από τις μετρήσεις του επίγειου συστήματος lidar  $Polly^{XT}$  και των υψών ΑΟΣ που προκύπτουν από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

Το σύστημα ECMWF δίνει το ύψος κορυφής του οριακού στρώματος σε ένα πλέγμα σημείων, οριζόντιας διακριτικής ανάλυσης  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ . Επιλέξαμε τα 4 κοντινότερα σημεία του πλέγματος με αποστάσεις 96, 50, 104 και 65 km, αντίστοιχα, από το σημείο ενδιαφέροντος. Το ύψος του ΑΟΣ στην τοποθεσία του Gual Pahari προσδιορίστηκε με παρεμβολή των υψών από τα 4 κοντινότερα σημεία, μέσω της χρήσης αριθμητικών μέσων αντίστροφης απόστασης (inverse-distance weighted averages). Η σύγκριση περιορίστηκε στο ημερήσιο οριακό στρώμα και συγκεκριμένα στις ωριαίες τιμές των 03:00, 06:00, 09:00 και 12:00 UTC.

Αρχικά, επιλέξαμε τις ημέρες της καμπάνιας με επαρκή κάλυψη δεδομένων (> 25 % των μετρήσεων, από 4 η μετά την Ανατολή μέχρι 1 η πριν τη Δύση), οι οποίες αντιστοιχούν σε 66 περιπτώσεις. Στη συνέχεια, έγινε σύγκριση των ωριαίων υψών από το σύστημα  $Polly^{XT}$  και των υψών από το σύστημα ECMWF και τέθηκαν κάποιιο περιορισμοί για την περαιτέρω στατιστική ανάλυση:

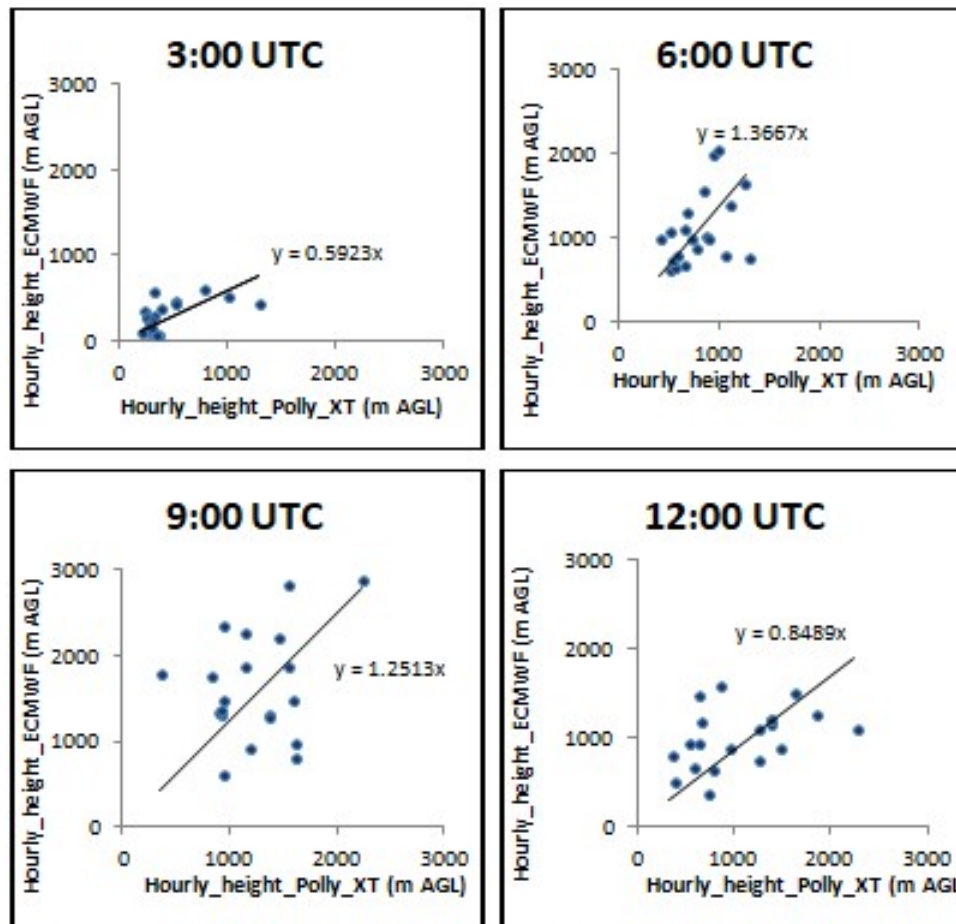
- Έγινε αποκλεισμός των υψών που είναι μεγαλύτερα των 3 km. Με την εφαρμογή αυτού του κριτηρίου αποκλείστηκαν 8 ύψη του συστήματος ECMWF (7 στις 09:00 UTC και 1 στις 06:00 UTC).
- Έγινε έλεγχος της διαθεσιμότητας ωριαίων υψών από το  $Polly^{XT}$  και επιλέξαμε να

περιορίσουμε τη σύγκριση υψών μόνο στις ημερήσιες περιπτώσεις που έχουν διαθέσιμα όλα τα συγχρονισμένα ύψη (03:00, 06:00, 09:00 και 12:00 UTC).

Έπειτα από την εφαρμογή των παραπάνω κριτηρίων οι ημερήσιες περιπτώσεις που προσφέρονται για σύγκριση είναι 20 στο σύνολο (80 ωριαία ύψη), οι οποίες μεν είναι σημαντικά λιγότερες από τις αρχικά διαθέσιμες, καθιστούν δε την ανάλυσή μας πιο αξιόπιστη. Ωστόσο, η ανάλυση ημερήσιου μέσου και μέγιστου ύψους που θα ακολουθήσει θα βασιστεί και στις 66 περιπτώσεις με επαρκή κάλυψη δεδομένων, καθώς θα χρησιμοποιηθούν οι 15λεπτες μετρήσεις του συστήματος *Polly<sup>XT</sup>* και όχι τα ωριαία ύψη.

### Σύγκριση ωριαίων υψών (03:00, 06:00, 09:00 και 12:00 UTC)

Πραγματοποιήσαμε σύγκριση των ωριαίων υψών (03:00, 06:00, 09:00 και 12:00 UTC) που προέκυψαν από το σύστημα *Polly<sup>XT</sup>* και το σύστημα ECMWF, περιοριζόμενοι στις 20 περιπτώσεις με 100% διαθεσιμότητα συγχρονισμένων υψών. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης ανά ωριαίο ύψος φαίνονται στο Σχήμα 27 και στον Πίνακα 9.



Σχήμα 27: Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar *Polly<sup>XT</sup>* και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

Στις 03:00 UTC παρουσιάζεται η μεγαλύτερη συσχέτιση ( $r = 0.57$ ) μεταξύ των υψών, με τα ύψη όμως από το ECMWF να είναι αρκετά χαμηλότερα από τα ύψη του *Polly<sup>XT</sup>* ( $s =$

Πίνακας 9: Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar *Polly<sup>XT</sup>* και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

	03:00 UTC	06:00 UTC	09:00 UTC	12:00 UTC
correlation	0.57	0.43	0.26	0.41
slope	0.59	1.37	1.25	0.85
N	20	20	20	20

Πίνακας 10: Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar *Polly<sup>XT</sup>* και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF με βάση την εποχική περίοδο.

All	All (Winter)	All (Pre-monsoon)	All (Monsoon)	
correlation	0.61	0.75	0.7	0.61
slope	1.09	1.59	1.15	0.71
N	80	28	32	20

0.59). Αυτό οφείλεται στη μειωμένη ευαισθησία του *Polly<sup>XT</sup>* στην ανίχνευση των χαμηλότερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας, κάτω από 200 - 300 m, εξαιτίας της μη πλήρους αλληλεπικάλυψης της οπισθοσκεδαζόμενης δέσμης laser με το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου. Επιπλέον, σε κάποιες περιπτώσεις το *Polly<sup>XT</sup>* ανιχνεύει το υπολειπόμενο στρώμα της προηγούμενης ημέρας, το οποίο δεν έχει προλάβει να αντικατασταθεί από το νεοσυντιθέμενο ΑΟΣ.

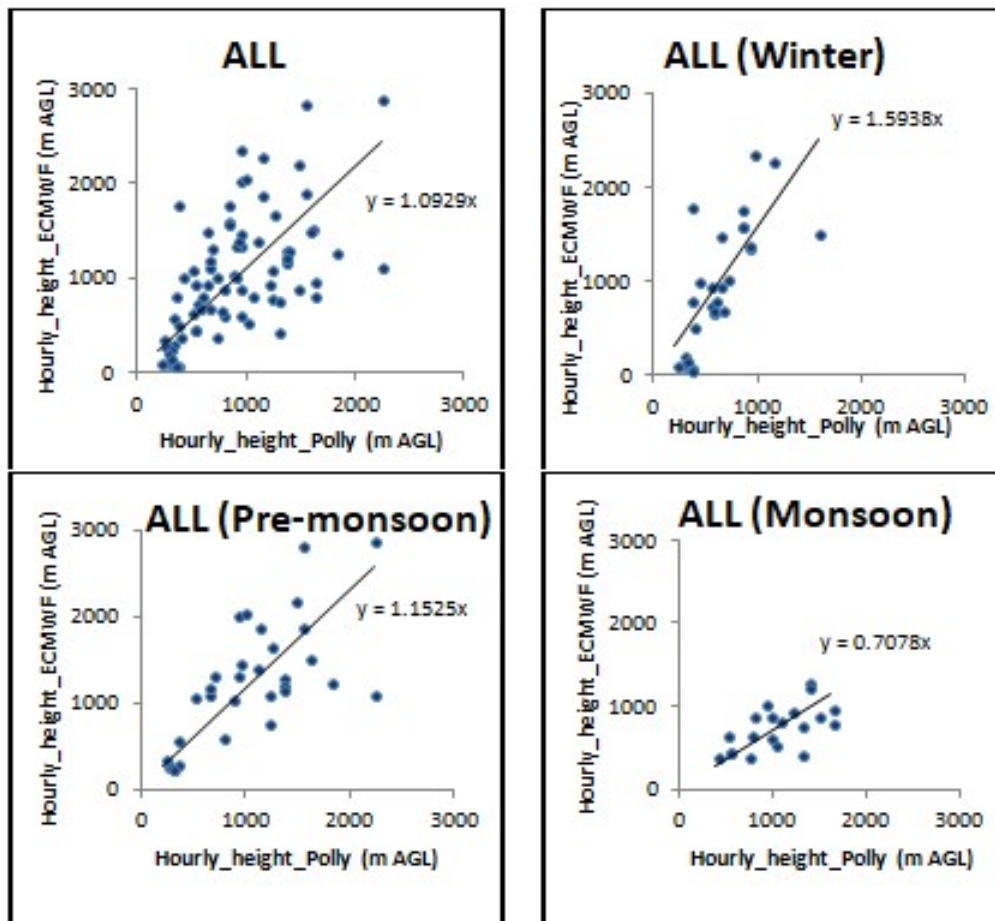
Στις 06:00 UTC η συσχέτιση είναι ελαφρώς μικρότερη ( $r = 0.43$ ) με το σύστημα ECMWF να υπερεκτιμά το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ. Στις 09:00 UTC παρουσιάζεται η μικρότερη συσχέτιση ( $r=0.26$ ) αλλά η κατανομή των υψών είναι πιο κοντά στην ευθεία 1:1. Στις 12:00 UTC παρουσιάζεται συσχέτιση με συντελεστή  $r = 0.41$  με την προσαρμοσμένη ευθεία να έχει την πιο κοντινή κλίση ( $s = 0.85$ ) στην ευθεία 1:1. Στις 09:00 και 12:00 UTC δεν παρουσιάζεται κάποια ξεκάθαρη τάση υπερεκτίμησης ή υποεκτίμησης από το σύστημα ECMWF, κάτι που υποδεικνύει την εξάρτηση του υπολογιζόμενου ύψους από τις μετεωρολογικές συνθήκες, όπως η νεφοκάλυψη και η βροχόπτωση, της εκάστοτε ημέρας.

## Σύγκριση ωριαίων υψών σε εποχικό επίπεδο

Αφού ολοκληρώσαμε την ανάλυση υψών σε ωριαία βάση, προχωρήσαμε σε ανάλυση βάσει της εποχικής περιόδου. Αρχικά, συσχετίστηκαν όλα τα διαθέσιμα ωριαία ύψη (03:00, 06:00, 09:00 και 12:00 UTC) και στη συνέχεια κατηγοριοποιήθηκαν βάσει της εποχής. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 28 και στον Πίνακα 10.

Από τη στατιστική ανάλυση όλων των διαθέσιμων ωριαίων υψών (80 τιμές) προέκυψε αρκετά καλή συσχέτιση ( $r = 0.61$ ), με την προσαρμοσμένη ευθεία ( $s = 1.09$ ) πολύ κοντά στην ευθεία 1:1, με τα ύψη που είναι μικρότερα των 1500 m να παρουσιάζουν μικρότερες αποκλίσεις. Αυτό υποδεικνύει ότι σε γενικές γραμμές ημερήσιας ώρας και εποχικής περιόδου τα αποτελέσματα του συστήματος ECMWF συσχετίζονται πολύ ικανοποιητικά με τα αποτελέσματα του συστήματος lidar *Polly<sup>XT</sup>*.

Στη συνέχεια, διερευνήσαμε εάν η συσχέτιση αυτή επηρεάζεται από την εποχή. Συγκεκριμένα, βρήκαμε ότι τα ωριαία ύψη στη διάρκεια του χειμώνα (28 τιμές) εμφανίζουν μεγαλύτερη συσχέτιση ( $r = 0.75$ ), αλλά το σύστημα ECMWF υπερεκτιμά το ύψος ΑΟΣ σημαντικά ( $s =$

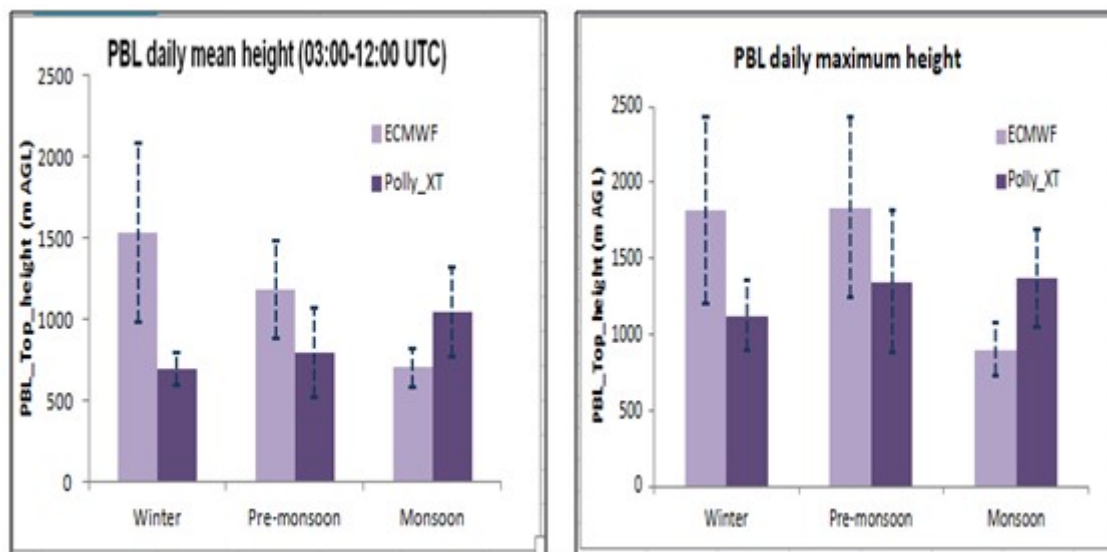


Σχήμα 28: Συσχέτιση ωριαίων υψών από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF με βάση την εποχική περίοδο.

1.59). Η ίδια τάση υπερεκτίμησης παρατηρείται σε μικρότερο βαθμό ( $s = 1.15$ ) και κατά την προ-μουσωνική περίοδο (32 τιμές) με τα ύψη να εμφανίζουν συντελεστή συσχέτισης  $r = 0.70$ . Τέλος, κατά τη μουσωνική περίοδο (20 τιμές) το σύστημα ECMWF φαίνεται να υποεκτιμά ( $s = 0.71$ ) το ωριαίο ύψος ΑΟΣ, με τα ύψη να εμφανίζουν ελαφρώς μικρότερη συσχέτιση ( $r = 0.61$ ). Οι μεγάλες ποσότητες βροχόπτωσης που σημειώνονται κατά τη μουσωνική περίοδο μπορεί να αποτελούν μία από τις αιτίες απόκλισης, λόγω της ενδεχόμενης μη ικανοποιητικής τους αναπαράστασης από το αντίστοιχο σχήμα παραμετροποίησης του ECMWF. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης του εποχικού μέσου και μέγιστου ύψους φαίνονται στο Σχήμα 29 και στους Πίνακες 11 και 12.

Επομένως, κατά τη χειμερινή και προ-μουσωνική περίοδο τα ύψη συσχετίζονται καλύτερα, με το σύστημα πρόγνωσης ECMWF να υπερεκτιμά τα ωριαία ύψη ΑΟΣ. Αντίθετα, κατά την περίοδο των μουσώνων τα ύψη εμφανίζουν ελαφρώς χαμηλότερη συσχέτιση, με το σύστημα πρόγνωσης ECMWF να υποεκτιμά το ωριαίο ύψος ΑΟΣ. Αυτό, υποδηλώνει την ενδεχόμενη αδυναμία του συστήματος ECMWF, να προσαρμόσει κατάλληλα τον υπολογισμό του ύψους ΑΟΣ στις μετεωρολογικές συνθήκες όπως είναι η νεφοκάλυψη και η βροχόπτωση, κάτι που αναπόφευκτα επηρεάζεται από τη χωρική και χρονική ανάλυση του συστήματος ECMWF.

## Σύγκριση εποχικού μέσου και μέγιστου ύψους



Σχήμα 29: Σύγκριση εποχικού μέσου και μέγιστου ύψους ΑΟΣ από το σύστημα lidar *Polly<sup>XT</sup>* και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

Σε εποχικό επίπεδο παρατηρούμε ότι το σύστημα ECMWF υπερεκτιμά το μέσο και μέγιστο ύψος του ΑΟΣ συγκριτικά με το σύστημα *Polly<sup>XT</sup>*. Επιπλέον, από την εποχική στατιστική υψών για το σύστημα ECMWF προκύπτουν μεγαλύτερες τιμές τυπικής απόκλισης, κάτι που φανερώνει μεγαλύτερη διασπορά στα υπολογιζόμενα ύψη, η οποία προέρχεται κυρίως από τη χαμηλή χρονική ανάλυση του συστήματος. Με άλλα λόγια, τα αποτελέσματα που προκύπτουν κάθε 3 h από το σύστημα ECMWF είναι αρκετά πιο διαφοροποιημένα μεταξύ τους σε σχέση με τις μετρήσεις lidar που πραγματοποιούνται κάθε 30 sec (χρόνος σκαναρίσματος του συστήματος *Polly<sup>XT</sup>*) και ο μέσος όρος τους εξάγεται κάθε 15 min.

Κατά τη μουσωνική περίοδο, ακολουθείται η συμπεριφορά της υποεκτίμησης ύψους από το σύστημα ECMWF, η οποία εμφανίζεται και σε επίπεδο ωριαίων υψών. Επιπλέον, κατά τη μουσωνική περίοδο τα ύψη του συστήματος ECMWF παρουσιάζουν μικρότερη τυπική απόκλιση καθώς οι ωριαίες τιμές μεταξύ 3:00 και 12:00 UTC δεν παρουσιάζουν τόσο έντονες διαφορές όσο κατά τη χειμερινή περίοδο. Αυτό αφενός οφείλεται στις χαμηλότερες τιμές ωριαίων υψών μεταξύ 6:00 και 12:00 UTC, σε σχέση με τη χειμερινή περίοδο, λόγω της αυξημένης νεφοκάλυψης και βροχόπτωσης. Αφετέρου οφείλεται στις υψηλότερες τιμές κατά τις 3:00 UTC, σε σχέση με τη χειμερινή περίοδο, λόγω της πιο πρώιμης έναρξης της ανάπτυξης του ΑΟΣ κατά τους μουσωνικούς μήνες (Ανατολή 5:30-5:45 UTC) σε σχέση με τους χειμερινούς μήνες (Ανατολή 6:30-7:00 UTC). Τα αποτελέσματα της εποχικής σύγκρισης μέσου και μέγιστου ύψους φαίνονται στο Σχήμα 29 και στους Πίνακες 11 και 12, αντίστοιχα.

Οι αποκλίσεις του συστήματος ECMWF οφείλονται πιθανόν σε κάποιες αδυναμίες των σχημάτων παραμετροποίησης της ακτινοβολίας και του σχηματισμού νεφών. Ενδεχομένως, τα υπάρχοντα σχήματα να έχουν δοκιμαστεί με επιτυχία σε διάφορες περιοχές μελέτης αλλά να μην προσαρμόζονται τόσο ικανοποιητικά στη συγκεκριμένη περιοχή. Επιπλέον, θα πρέπει να λάβουμε υπόψη μας και τη χαμηλή χωρική διακριτική ικανότητα του συστήματος ECMWF,



Πίνακας 11: Σύγκριση εποχικού μέσου ύψους από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

	$PBL_{mean}$	$Pbl_{sd}$	$PBL_{mean}$	$PBL_{sd}$	N
	$ECMWF(m)$	$ECMWF(m)$	$Polly(m)$	$Polly(m)$	
Winter	1500	572	678	98	10
Pre-monsoon	1180	303	797	277	12
Monsoon	704	118	1045	280	36

Πίνακας 12: Σύγκριση εποχικού μέγιστου ύψους από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

	$PBL_{max}$	$Pbl_{sd}$	$PBL_{max}$	$PBL_{sd}$	N
	$ECMWF(m)$	$ECMWF(m)$	$Polly(m)$	$Polly(m)$	
Winter	1816	614	1121	232	11
Pre - monsoon	1836	593	1347	464	11
Monsoon	901	176	1375	320	36

100 km x 100 km, η οποία δεν είναι ικανή να αποτυπώσει φαινόμενα μικρότερα της μέσης κλίμακας τα οποία όμως μπορεί να προκαλέσουν σε τοπικό επίπεδο νεφοκάλυψη, βροχόπτωση, μεταβολή της επιφανειακής θερμοκρασίας και συνεπώς μεταβολή του βάθους του ΑΟΣ. Τέλος, όπως έχει ήδη αναφερθεί η χαμηλή χρονική ανάλυση, δεν επιτρέπει την αποτύπωση φαινομένων μικρής διάρκειας τα οποία όμως μπορεί να προκαλέσουν μεταβολή του βάθους ΑΟΣ.

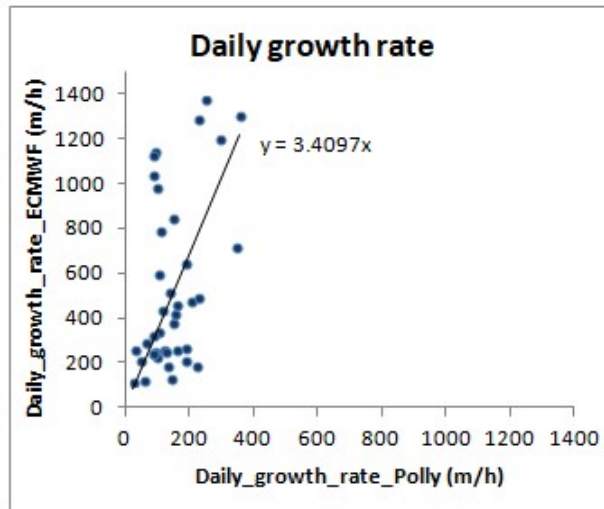
## Σύγκριση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης

Έχοντας ολοκληρώσει τη στατιστική ανάλυση ωριαίων υψών και μέγιστου ύψους ΑΟΣ, επιχειρήσαμε να συγκρίνουμε μία ακόμη σημαντική παράμετρο που είναι ο ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης. Η ανάλυση επικεντρώθηκε στις ημέρες της καμπάνιας κατά τις οποίες είχαμε ήδη υπολογίσει τον ημερήσιο ρυθμό ανάπτυξης από τις μετρήσεις του συστήματος  $Polly^{XT}$ , έπειτα από την εφαρμογή του κριτηρίου αρνητικών τιμών (αποκλεισμών 4 περιπτώσεων) και του ελέγχου ακραίων τιμών (αποκλεισμός 2 περιπτώσεων).

Ο υπολογισμός του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από τα δεδομένα του συστήματος ECMWF έγινε μέσω της προσαρμογής ευθείας με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων στα ωριαία ύψη από τις 03:00 UTC μέχρι το μέγιστο ύψος. Παράλληλα, απαιτήσαμε διαθεσιμότητα όλων των υψών ECMWF μεταξύ 03:00 και 12:00 UTC. Έτσι, αποκλείστηκαν 6 περιπτώσεις όπου δεν ήταν διαθέσιμα όλα τα ύψη λόγω προηγούμενης διαγραφής (μεγαλύτερα των 3 km). Τελικά, η στατιστική ανάλυση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης βασίστηκε σε 39 περιπτώσεις.

Από τη στατιστική ανάλυση βρέθηκε ικανοποιητική συσχέτιση μεταξύ του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το  $Polly^{XT}$  και το ECMWF, κυρίως για ρυθμούς κάτω των 700 m/h. Ο συντελεστής συσχέτισης βρέθηκε ίσος με 0.47 και η κλίση της ευθείας ίση με 3.4, με το ECMWF να δίνει σημαντικά μεγαλύτερες τιμές ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης. Τα αποτελέσματα της στατιστικής ανάλυσης φαίνονται στο Σχήμα 30 και στον Πίνακα 13.

Υπάρχουν δύο πιθανοί λόγοι που ευθύνονται για την υπερεκτίμηση που μόλις περιγράφηκε. Ο πρώτος, είναι η χαμηλή χρονική ανάλυση του συστήματος ECMWF, η οποία είναι ίση με



Σχήμα 30: Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

Πίνακας 13: Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

	Daily growth rate (m/h)
Correlation	0.47
Slope	3.4
N	39

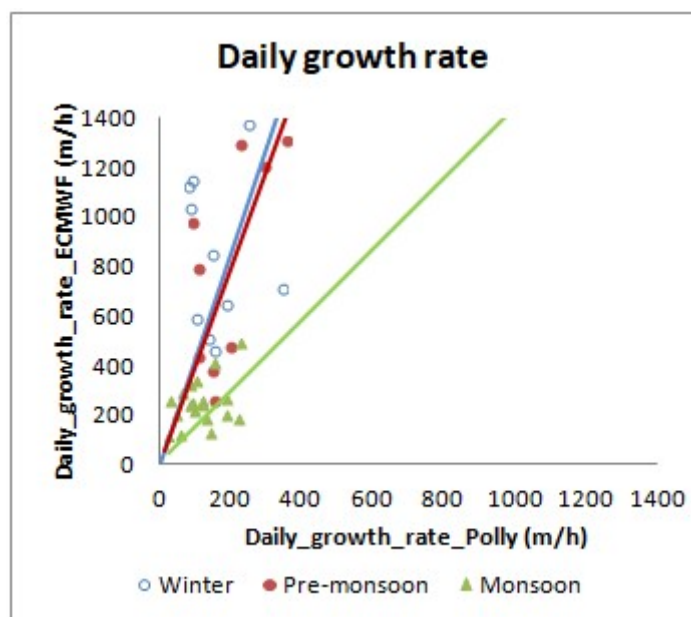
3 h και όπως φαίνεται από τη στατιστική ανάλυση που προηγήθηκε δεν είναι επαρκής για να περιγράψει την ανάπτυξη του ημερήσιου οριακού στρώματος και επιπλέον μπορεί να αδυνατεί να αποδώσει το μέγιστο ύψος του ΑΟΣ δημιουργώντας διαφορές στο εύρος και στη φάση του μέγιστου ύψους. Ο δεύτερος λόγος, είναι ο χρόνος που το σύστημα ECMWF δίνει τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων του. Συγκεκριμένα, τα αποτελέσματα που αντιστοιχούν στις 03:00 UTC δεν αντιπροσωπεύουν πλήρως τον χρόνο έναρξης της ανάπτυξης του ΑΟΣ αλλά τη φάση λίγο πριν τη μετάβαση από το νυχτερινό στο ημερήσιο ΑΟΣ. Έτσι, από το σύστημα ECMWF δεν έχουμε στη διάθεση μας κάποιο αποτέλεσμα που να αντιπροσωπεύει επακριβώς την έναρξη της ανάπτυξης του ΑΟΣ.

### Σύγκριση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης με εποχικό κριτήριο

Σε αυτό το σημείο θελήσαμε να εξετάσουμε εάν η συσχέτιση του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης έχει κάποια εποχική εξάρτηση. Τα αποτελέσματα φαίνονται στο Σχήμα 31 και στον Πίνακα 14.

Αρχικά, παρατηρούμε ότι η τάση υπερεκτίμησης του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα ECMWF εμφανίζεται κυρίως κατά τους χειμερινούς και προ-μουσωνικούς μήνες. Επιπλέον, τους χειμερινούς μήνες η συσχέτιση του ρυθμού ανάπτυξης είναι σχεδόν ανύπαρκτη ( $r = -0.07$ ). Τους προ-μουσωνικούς μήνες ωστόσο παρουσιάζεται ικανοποιητική συσχέτιση ( $r = 0.63$ ). Όσον αφορά την περίοδο των μουσώνων η συσχέτιση είναι λιγότερο ικανοποιητική ( $r = 0.36$ ).





Σχήμα 31: Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF, με εποχικό κριτήριο.

Πίνακας 14: Συσχέτιση ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$  και από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF, με εποχικό κριτήριο.

	correlation	slope	N
Winter	-0.07	4.2	10
Pre-monsoon	0.63	4	9
Monsoon	0.36	1.9	20

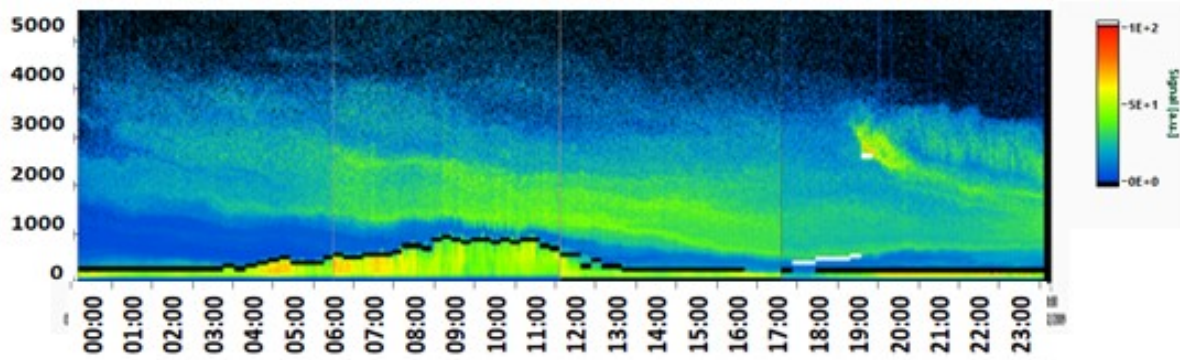
## 5 Χαρακτηριστικές Περιπτώσεις Μελέτης

### Περίπτωση πολλαπλής στρωμάτωσης: 1 - 2 Μαρτίου 2009

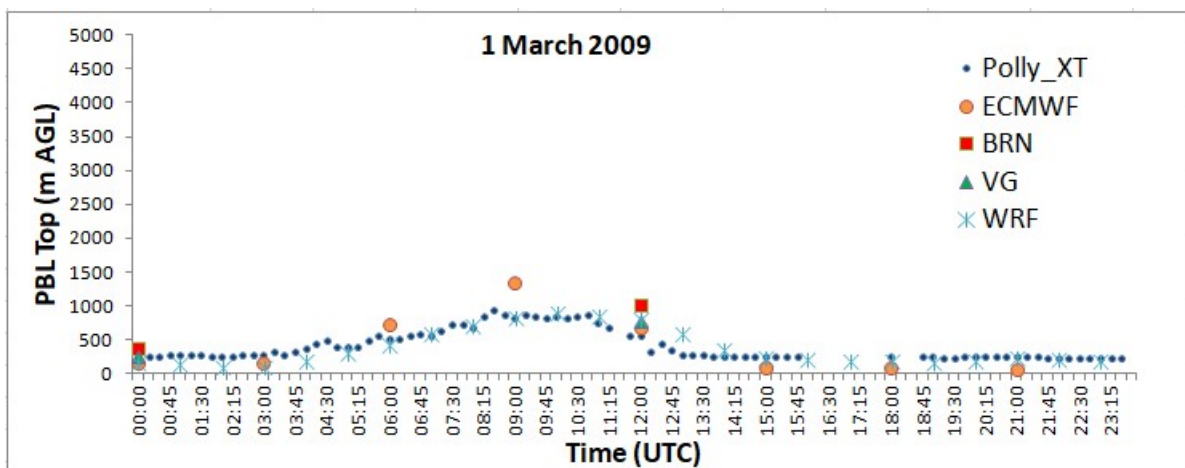
Στο προηγούμενο κεφάλαιο εστιάσαμε στη στατιστική ανάλυση του μέσου και μέγιστου εποχικού βάρους ΑΟΣ καθώς και στην ανάλυση του ενδοημερήσιου κύκλου ΑΟΣ. Επιπλέον, παρουσιάσαμε τη σύγκριση των υψών που προκύπτουν από το σύστημα lidar  $Polly^{XT}$ , με τα ύψη που προκύπτουν από τις συμπληρωματικές πηγές δεδομένων. Συγκεκριμένα, παρουσιάσαμε τις συγκρίσεις με δεδομένα ραδιοβολίσεων, με δεδομένα από το δορυφορικό σύστημα lidar CALIOP καθώς και με δεδομένα εξόδου από το σύστημα πρόγνωσης ECMWF.

Σε αυτό το κεφάλαιο θα εστιάσουμε στην αξιολόγηση της μεθόδου συνδιακύμανσης που εφαρμόζεται στα δεδομένα του συστήματος  $Polly^{XT}$  και στη σύγκριση των ανακτώμενων υψών με δεδομένα ραδιοβολίσεων και με τα δεδομένα εξόδου δύο ατμοσφαιρικών μοντέλων, του WRF και του ECMWF. Τα δύο αυτά μοντέλα, έχουν διαφορετική χρονική και χωρική ανάλυση και επιπλέον χρησιμοποιούν διαφορετικές μεθόδους για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ, όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 3. Επιπλέον, το ύψος ΑΟΣ από τα δεδομένα ραδιοβολίσεων προσδιορίστηκε με δύο τρόπους, το σχήμα Bulk Richardson Number (BRN) με  $Ricr = 0.21$  (Menut et al., 1999) και τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων (VG) σχετικής

υγρασίας και δυνητικής θερμοκρασίας.



Σχήμα 32: Χωροχρονική αποτύπωση διορθωμένου με την απόσταση σήματος στα 1064 nm την 1 Μαρτίου 2009.



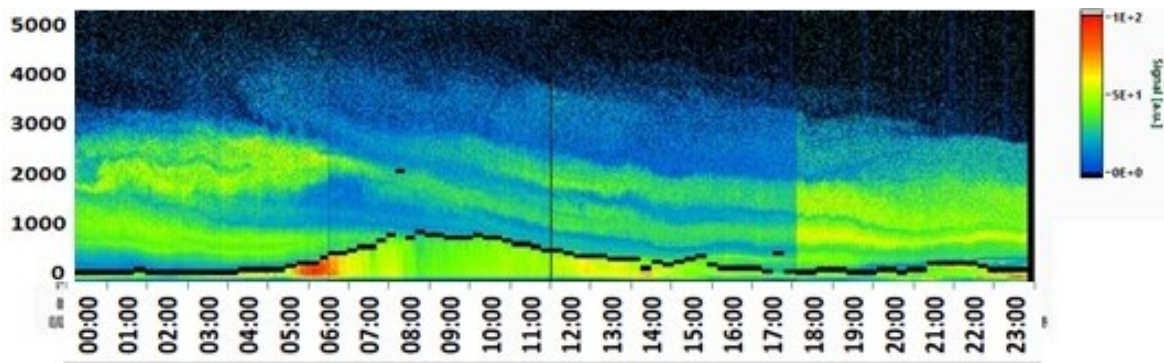
Σχήμα 33: Εξέλιξη του ΑΟΣ βάσει των μεθόδων συνδιακύμανσης, BRN και VG, καθώς και των δεδομένων εξόδου των μοντέλων WRF και ECMWF κατά την 1η Μαρτίου 2009.

Η σύγκριση εστιάστηκε σε μία χαρακτηριστική περίπτωση πολλαπλής στρωμάτωσης, διάρκειας δύο ημερών, από την 1η Μαρτίου 2009 μέχρι την 2η Μαρτίου 2009.

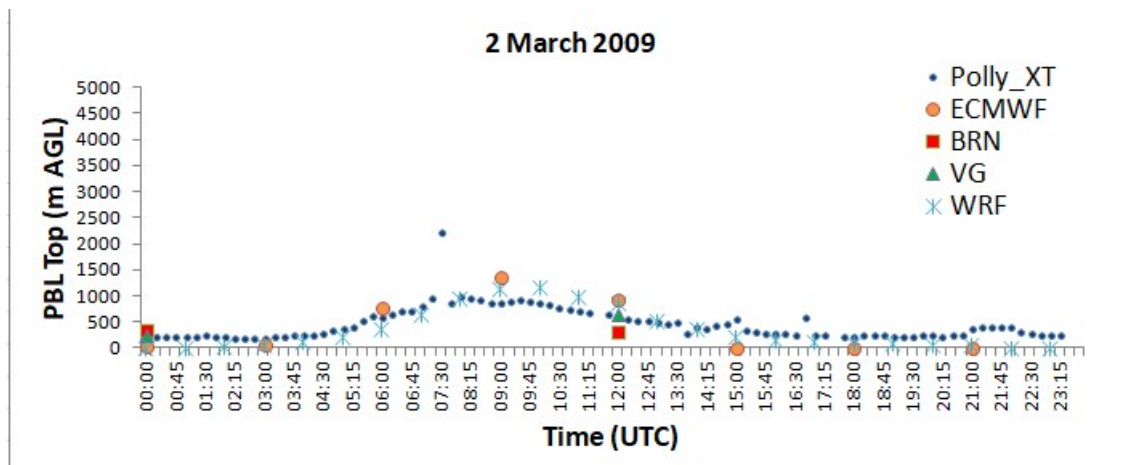
Κατά την 1η ημέρα (1 Μαρτίου 2009) παρουσιάζεται έντονη στρωμάτωση μεταξύ 1 km και 3 km. Ωστόσο, η τροποποιημένη μέθοδος της συνδιακύμανσης (WCT) καταφέρνει να εντοπίσει με επιτυχία την κορυφή του οριακού στρώματος ανά 15 λεπτά. Αυτό επιτυγχάνεται χάρη στην κατάλληλη προσαρμογή του κατωφλίου μείωσης σήματος από 6% έως 16% και τη χρήση 1 - 2 υψών αποκοπής. Η συμφωνία με τα δεδομένα εξόδου του μοντέλου WRF είναι πολύ ικανοποιητική με συντελεστή συσχέτισης  $r = 0.92$  (23 ωριαίες τιμές). Επιπλέον, παρουσιάζεται πολύ καλή συμφωνία με τα δεδομένα εξόδου του μοντέλου ECMWF με συντελεστή συσχέτισης  $r = 0.99$  (6 ωριαίες τιμές). Όσον αφορά τα δεδομένα ραδιοβολίσεων, η συσχέτιση είναι πολύ καλή, κυρίως με τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων κατά τη νύχτα.

Κατά τη 2η ημέρα (2 Μαρτίου 2009) η στρωμάτωση διαχωρίζεται σε πολλαπλά στρώματα, το χαμηλότερο εκ των οποίων εισέρχεται στο οριακό στρώμα. Παρόλα αυτά η μέθοδος της συνδιακύμανσης καταφέρνει να εντοπίσει με επιτυχία την κορυφή του ΑΟΣ πλην, δύο 15λεπτων

περιπτώσεων που εντοπίζονται δύο ανυψωμένα στρώματα. Αυτό επιτυγχάνεται χάρη στην κατάλληλη προσαρμογή του κατωφλίου μείωσης σήματος από 6% έως 10% και τη χρήση ενός ύψους αποκοπής. Η συσχέτιση με τα δεδομένα εξόδου του μοντέλου WRF είναι πολύ ικανοποιητική με συντελεστή συσχέτισης 0.95 (24 ωριαίες τιμές). Επιπλέον, παρουσιάζεται πολύ καλή συμφωνία με τα δεδομένα εξόδου του μοντέλου ECMWF με συντελεστή συσχέτισης  $r = 0.92$  (8 ωριαίες τιμές). Η συμφωνία με τις ραδιοβολίσεις είναι πολύ καλή, κυρίως με τη μέθοδο κατακόρυφων βαθμίδων, τόσο τη νύχτα όσο και τη μέρα. Τέλος, παρατηρούμε ότι κατά τις δύο ημέρες του επεισοδίου τα μοντέλα WRF και ECMWF υπερεκτιμούν το ύψος του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας, ενώ κατά τη διάρκεια της νύχτας υποεκτιμούν το ύψος ΑΟΣ.



Σχήμα 34: Χωροχρονική αποτύπωση διορθωμένου με την απόσταση σήματος στα 1064 nm την 1 Μαρτίου 2009.



Σχήμα 35: Εξέλιξη του ΑΟΣ βάσει των μεθόδων συνδιακύμανσης, BRN και VG, καθώς και των δεδομένων εξόδου των μοντέλων WRF και ECMWF κατά την 1η Μαρτίου 2009.

## 6 Συμπεράσματα - Συζήτηση

Στην παρούσα μελέτη έγινε ανάκτηση του ύψους ΑΟΣ από επίγειες παρατηρήσεις του συστήματος Raman lidar *Polly<sup>XT</sup>* στην περιοχή του Gual Pahari για τη χρονική περίοδο Μάρτιος 2008 - Μάρτιος 2009 με χρήση της μεθόδου συνδιακύμανσης. Προκειμένου να προσδιοριστεί το ύψος ΑΟΣ από το σύστημα *Polly<sup>XT</sup>* χρησιμοποιήθηκε η τροποποιημένη μέθοδος συνδιακύμανσης (WCT). Το ύψος ΑΟΣ προσδιορίστηκε από 15λεπτους μέσους όρους του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος στα 1064 nm, έπειτα από κανονικοποίηση του σήματος, χρήση ενός κατωφλίου μείωσης σήματος και ενός εξαρτώμενου από το ύψος εύρους βήματος. Με τη διεξαγωγή δοκιμών, διαπιστώθηκε ότι η κατάλληλη επιλογή του κατωφλίου μπορεί να συντελέσει στην αύξηση της αποτελεσματικότητας της μεθόδου, σε περιπτώσεις παρουσίας στρωμάτωσης στο εσωτερικό του ΑΟΣ ή ανυψωμένης στρωμάτωσης έξω από αυτό. Οι εκτιμήσεις του ύψους ΑΟΣ από το *Polly<sup>XT</sup>* συγκρίθηκαν με δεδομένα ραδιοβολίσεων, δορυφορικές παρατηρήσεις CALIPSO και προσομοιώσεις από τα μετεωρολογικά μοντέλα ECMWF και WRF.

Άπο την ανάλυση του εποχικού βάθους ΑΟΣ και του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης, βρέθηκε ότι το μέσο και μέγιστο βάθος ΑΟΣ δεν παρουσιάζουν έντονη εποχική μεταβλητότητα, με τη μεγαλύτερη ενδοεποχική μεταβλητότητα κατά την προ-μουσωνική περίοδο, καθώς υπήρχαν μέρες με μεγάλα ποσά βροχόπτωσης και μέρες κατά τις οποίες δε σημειώθηκαν καθόλου βροχοπτώσεις. Επιπλέον, βρέθηκε ότι το υπολογιζόμενο μέσο και μέγιστο βάθος ΑΟΣ ακολουθεί τον εποχικό θερμοκρασιακό κύκλο αρκετά καλά. Οι μεγάλες τιμές τυπικής απόκλισης αντανακλούν την επίδραση που έχουν οι εκάστοτε συνοπτικές και μετεωρολογικές συνθήκες στη διαμόρφωση του ΑΟΣ. Η μελέτη της διάρκειας της περιόδου ανάπτυξης και του ημερήσιου ρυθμού ανάπτυξης δεν ανέδειξε κάποια έντονη εποχικότητα. Αναφορικά με το μέσο ημερήσιο κύκλο, προέκυψε ότι η μέγιστη τιμή βάθους ΑΟΣ εμφανίζεται κατά μέσο όρο περίπου 3 ώρες μετά το Ηλιακό μεσημέρι.

Η σύγκριση των υψών από το *Polly<sup>XT</sup>* με τα ύψη από τα δεδομένα ραδιοβολίσεων είναι αρκετά καλή στη διάρκεια της ημέρας, χωρίς κάποια ξεκάθαρη τάση υπερεκτίμησης ή υποεκτίμησης σε καμία από τις δύο μεθόδους. Κατά τις νυχτερινές ώρες τα ύψη από το *Polly<sup>XT</sup>* και τις ραδιοβολίσεις δεν συσχετίζονται τόσο ικανοποιητικά, με το *Polly<sup>XT</sup>* να δίνει σημαντικά μεγαλύτερες τιμές για το ύψος ΑΟΣ. Η μικρή συσχέτιση οφείλεται αφενός στην ανίχνευση του Υπολειπόμενου Στρώματος αντί του Νυχτερινού από το σύστημα *Polly<sup>XT</sup>*, καθώς στα χαμηλά ύψη έχουμε μη πλήρη αλληλεπικάλυψη της οπισθοσχεδαζόμενης δέσμης laser με το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου. Αφετέρου οφείλεται στη χαμηλή κατακόρυφη ανάλυση των ραδιοβολίσεων και στην απόσταση του σταθμού lidar από το σταθμό ραδιοβολίσεων.

Όσον αφορά τη σύγκριση με τα προϊόντα Στρωμάτωσης Επιπέδου2 του συστήματος CALIOP παρατηρείται σχετικά πολύ ικανοποιητική συμφωνία, με τους αλγόριθμους ανίχνευσης στρωμάτωσης του δορυφόρου CALIPSO να υπερεκτιμούν το ύψος ΑΟΣ. Αυτό οφείλεται στην συχνή ανίχνευση υπερυψωμένων στρωμάτων από το σύστημα CALIOP τα οποία μπορεί να έχουν μεταφερθεί από κάποια άλλη περιοχή. Η δέσμη laser μπορεί να υποστεί πλήρη εξασθένιση μέσα σε αυτά τα στρώματα, με αποτέλεσμα να μην μπορούμε να ανιχνεύσουμε τα υποκείμενα στρώματα που μπορεί να αντιστοιχούν στην πραγματική κορυφή του ΑΟΣ.

Τα αποτελέσματα της σύγκρισης υψών με τις εκτιμήσεις για το ύψος ΑΟΣ από το σύστημα

πρόγνωσης ECMWF είναι αρκετά ικανοποιητικά, ιδίως τις εποχές που δεν έχουμε έντονες βροχοπτώσεις, με το σύστημα ECMWF υπερεκτιμά το βάθος ΑΟΣ κατά τους χειμερινούς και προ-μουσωνικούς μήνες, ενώ την περίοδο των μουσώνων υποεκτιμά το ύψος ΑΟΣ.

Τέλος, πραγματοποιήθηκε σύγκριση με τις εκτιμήσεις του μετεωρολογικού μοντέλου WRF εστιάζοντας σε κάποιες χαρακτηριστικές περιπτώσεις μελέτης. Συγκεκριμένα, για μία περίπτωση παρουσία πολλαπλής στρωμάτωσης κατά το διάστημα 1-2 Μαρτίου 2009, βρέθηκε εξαιρετικά καλή συσχέτιση μεταξύ των υψών από το *Polly<sup>XT</sup>* και το μοντέλου WRF, με το μοντέλο WRF να υπερεκτιμά το βάθος ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας, ενώ κατά τις νυχτερινές ώρες εμφανίζεται μία τάση υποεκτίμησης. Αυτές οι τάσεις οφείλονται στο σχήμα παραμετροποίησης της κατακόρυφης διάχυσης και των διαδικασιών εισροής. Υπό ευσταθείς συνθήκες όπως αυτές που εμφανίζονται κατά τις νυχτερινές ώρες, το ύψος του ΑΟΣ δίνεται εξ' ορισμού στο πρώτο σ-επίπεδο, γεγονός που συντελεί στην υποεκτίμηση του σε πολλές περιπτώσεις.

Μελοντικές έρευνες σε παρόμοια θέματα θα μπορούσαν να επεκταθούν και στην προσπάθεια ανίχνευσης του νυχτερινού οριακού στρώματος, κάτι που βέβαια απαιτεί αλλαγές σε επίπεδο διάταξης του συστήματος lidar προκειμένου να επιτευχθεί πλήρης αλληλεπικάλυψη της δέσμης laser με το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου σε χαμηλότερα ύψη και σε επίπεδο επίκτησης δεδομένων προκειμένου να γίνεται καταγραφή του σήματος με κατακόρυφη ανάλυση 7.5 m. Επιπλέον, η διεξαγωγή περισσότερο μακροχρόνιων μετρήσεων αναμένεται να παρέχει περισσότερα δεδομένα κάτι που θα καταστήσει τα συμπεράσματα στατιστικά ασφαλέστερα, θα δώσει πληροφορίες για την υπερετήσια διακύμανση του ΑΟΣ και θα καταστήσει δυνατή τη σύγκριση με περισσότερα δορυφορικά περάσματα. Σαφώς όλες οι παραπάνω βελτιώσεις θα πρέπει να αξιολογηθούν και ως προς το οικονομικό κόστος που αναμένεται να έχουν. Τέλος, ήδη είναι σε πιλοτικό στάδιο η εφαρμογή της μεθόδου συνδιακύμανσης σε φθηνότερα συστήματα ενός καναλιού, όπως τα συστήματα Doppler lidar και τα ceilometers, προκειμένου να αξιολογηθεί η δυνατότητα επιχειρησιακής ανίχνευσης του ΑΟΣ με την αυτοματοποιημένη μέθοδο της συνδιακύμανσης.

# Παραρτήματα

## A Μεταβολή παραμέτρων της μεθόδου WCT

Ο αλγόριθμος της τροποποιημένης WCT μεθόδου, διαθέτει μία σειρά παραμέτρων, τις οποίες ο χρήστης μπορεί να μεταβάλλει κατάλληλα ώστε να πετύχει τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ ανάλογα με την περίπτωση που εξετάζει κάθε φορά.

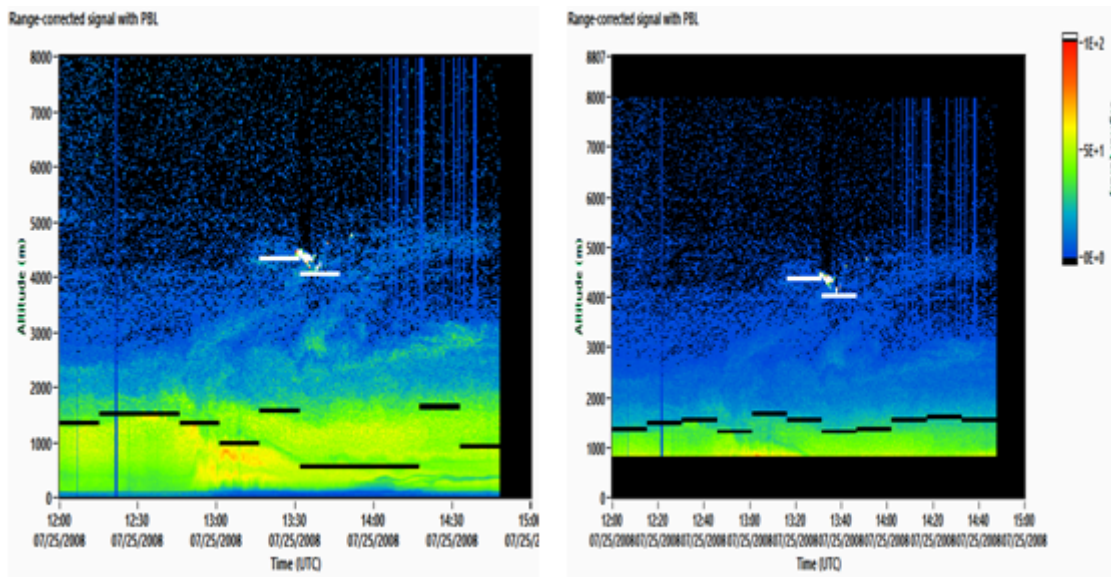
### A1 Μεταβολή του ύψους αποκοπής

Μία από τις παραμέτρους που μπορούν να μεταβληθούν από τον ο χρήστη του αλγορίθμου είναι ο αριθμός των υψών αποκοπής. Το κάθε ύψος αντιστοιχεί σε εύρος 30 m και ο χρήστης μπορεί να αποκόψει από 1 bin (30 m) μέχρι 30 bins (30 x 30 m = 900 m). Το οπισθοσχεδάζόμενο σήμα που βρίσκεται κάτω από το εκάστοτε ύψος/ύψη αποκοπής δεν λαμβάνεται υπόψη από τον αλγόριθμο της τροποποιημένης WCT για τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ.

Η αποκοπή υψών είναι χρήσιμη σε περιπτώσεις όπου υπάρχουν στρώματα αιωρούμενων σωματιδίων σε χαμηλά ύψη. Τα στρώματα αυτά δημιουργούν έντονες βαθμίδες στο εσωτερικό του ΑΟΣ με αποτέλεσμα να δρουν παραπλανητικά για τον αλγόριθμο, ο οποίος προσπαθεί να εντοπίσει ύψη όπου εμφανίζονται έντονες βαθμίδες στο οπισθοσχεδάζόμενο σήμα λόγω της μετάβασης από το οριακό στρώμα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα. Η κατάλληλη μεταβολή του ύψους αποκοπής μπορεί να βελτιώσει σημαντικά την αποτελεσματικότητα του αλγορίθμου στον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ. Ακολουθεί μία περίπτωση από την πειραματική εκστρατεία του Gual Paharí για τις 25 Ιουλίου 2008, όπου φαίνεται η επίδραση του ύψους αποκοπής στον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ.

Στο Σχήμα 36 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα του αλγορίθμου πριν και μετά την εφαρμογή αλλαγών στην παράμετρο του ύψους αποκοπής. Στο αρχικό τρέξιμο ο αλγόριθμος εντοπίζει τη στρωμάτωση η οποία είναι έντονη εντός του οριακού στρώματος. Αυτό συμβαίνει, λόγω της έντονης βαθμίδας η οποία έχει δημιουργηθεί και η οποία ερμηνεύεται από τον αλγόριθμο ως η κορυφή του ΑΟΣ. Ωστόσο, ένας κατάλληλα εκπαιδευμένος χρήστης καταλαβαίνει ότι η κορυφή του ΑΟΣ βρίσκεται λίγο χαμηλότερα από το 2 km, όπου και το οπισθοσχεδάζόμενο σήμα μειώνεται σημαντικά. Προκειμένου, να αποφευχθεί η ανίχνευση της εσωτερικής στρωμάτωσης, ο χρήστης μετέβαλε την παράμετρο του ύψους αποκοπής. Έπειτα από πολλές διαδοχικές δοκιμές για διάφορες τιμές της παραμέτρου (5, 10, 15, 20, 25 ύψη αποκοπής), βρέθηκε ότι ο αλγόριθμος εντοπίζει την κορυφή του ΑΟΣ έχοντας αποκόψει 27 ύψη (27 x 30 = 810 m).





Σχήμα 36: Αποτέλεσμα του αλγόριθμου πριν και μετά την εφαρμογή ύψους αποκοπής.

## A2 Μεταβολή της τιμής κατωφλίου της WCT

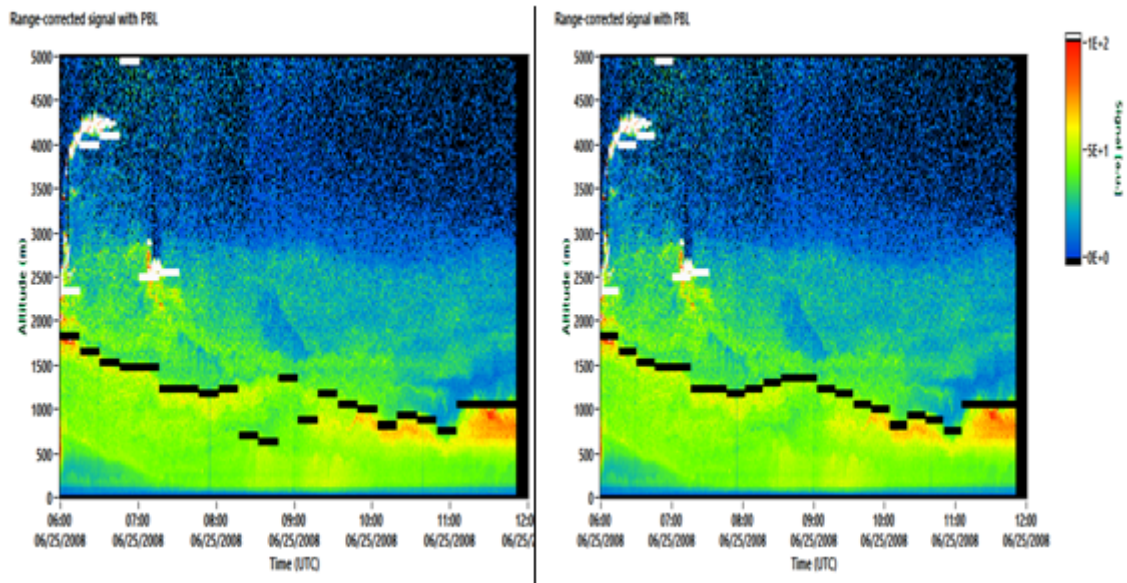
### Ύπαρξη εσωτερικής στρωμάτωσης στο οριακό στρώμα – Αύξηση της τιμής κατωφλίου

Το κατώφλι (threshold value) του μετασχηματισμού της συμμεταβολής (WCT) είναι ακόμη μία παράμετρος του αλγορίθμου, η οποία μπορεί να μεταβληθεί κατάλληλα από τον χρήστη, ούτως ώστε να εντοπιστεί με επιτυχία η κορυφή του ΑΟΣ. Έπειτα από σειρά δοκιμών, βρέθηκε ότι η τιμή κατωφλίου 0.05 για την WCT, είναι κατάλληλη, σε γενικές γραμμές, για την επιτυχή ανίχνευση της κορυφής του ΑΟΣ (Baars et al. , 2008). Σύμφωνα με τον Τύπο (9) η τιμή αυτή του κατωφλίου αντιστοιχεί σε μείωση του σήματος κατά 10 % σε σχέση με τη μέγιστη τιμή του σήματος. Ωστόσο, σε ορισμένες περιπτώσεις η τιμή κατωφλίου 0.05 χρειάζεται τροποποίηση προκειμένου να εντοπιστεί η κορυφή του ΑΟΣ. Ακολουθεί η περίπτωση της 25ης Ιουνίου 2008, 6:00-12:00, όπου τροποποιήσαμε την τιμή κατωφλίου.

Αρχικά, όπως φαίνεται στο Σχήμα 37 εφαρμόστηκε ο αλγόριθμος με τιμή 0.05 για το κατώφλι της WCT, η οποία προτείνεται από τη βιβλιογραφία. Το αποτέλεσμα, ωστόσο, του αλγορίθμου δεν εντοπίζει αποτελεσματικά την κορυφή του ΑΟΣ στο διάστημα 8:00-10:00. Αυτό συμβαίνει λόγω της ύπαρξης εσωτερικής στρωμάτωσης στο εσωτερικό του ΑΟΣ, η οποία οφείλεται σε ανομοιογενή ανάμειξη του οριακού στρώματος και δημιουργεί μία βαθμίδα στο οπισθοσκεδάζόμενο σήμα. Η βαθμίδα αυτή ερμηνεύεται λανθασμένα από τον αλγόριθμο ως η κορυφή του ΑΟΣ.

Προκειμένου να βελτιωθεί η αποτελεσματικότητα του αλγορίθμου, αυξήσαμε την τιμή κατωφλίου από 0.05 σε 0.07, η οποία αντιστοιχεί σε μείωση του σήματος κατά 14 % σε σχέση με το μέγιστο του. Με αυτό τον τρόπο, αγνοούνται οι μικρότερες βαθμίδες, οι οποίες δρουν παραπλανητικά ως προς τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ. Επομένως, η κατάλληλη αύξηση της τιμής κατωφλίου, βελτιώνει την αποτελεσματικότητα του αλγορίθμου, παρά την παρουσία στρωμάτων αιωρούμενων σωματιδίων στο εσωτερικό του οριακού στρώματος.





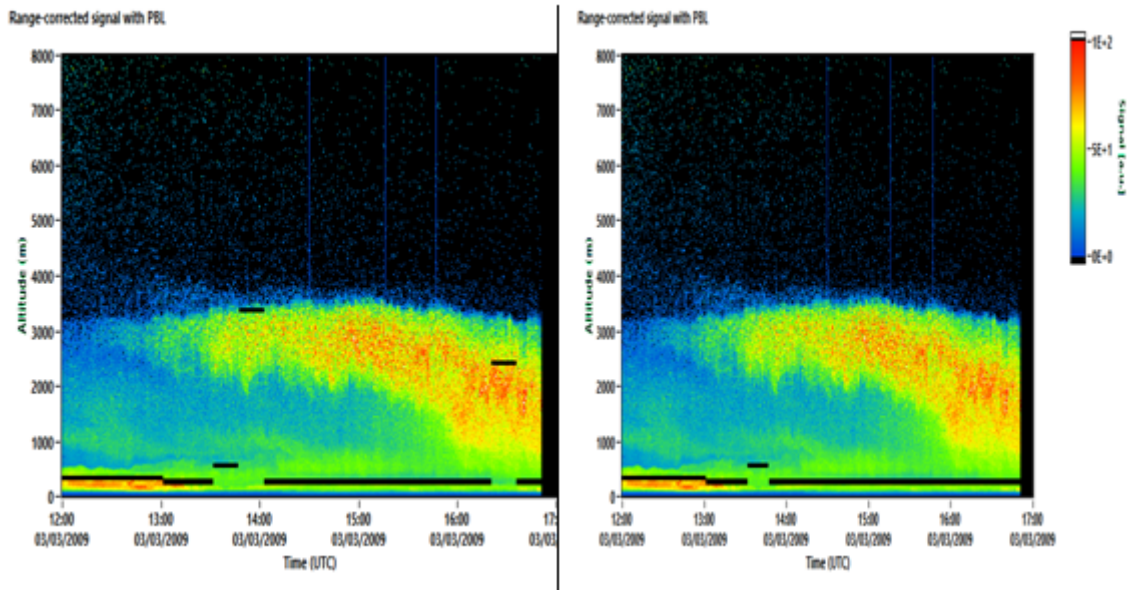
Σχήμα 37: Αποτέλεσμα του αλγόριθμου πριν και μετά την τροποποίηση της τιμής κατωφλίου της WCT, αντίστοιχα.

### Ύπαρξη ανυψωμένης στρωμάτωσης – Μείωση της τιμής κατωφλίου

Σε ορισμένες από τις περιπτώσεις οπισθοσκεδαζόμενου σήματος που αναλύθηκαν από την πειραματική εκστρατεία στο Gual Pahari, χρειάστηκε η μείωση της τιμής κατωφλίου, προκειμένου να εντοπιστεί επιτυχώς η κορυφή του ΑΟΣ. Οι περιπτώσεις αυτές χαρακτηρίζονται από την παρουσία ανυψωμένης στρωμάτωσης, η οποία μπορεί να είναι είτε αποκομμένη είτε να εισέρχεται στο εσωτερικό του οριακού στρώματος. Η ύπαρξη ανυψωμένης στρωμάτωσης μπορεί να δημιουργήσει μία βαθμίδα της τάξης του 10 %, μείωση που αντιστοιχεί στην προκαθορισμένη τιμή κατωφλίου 0.05.

Προκειμένου, να αποφευχθεί η ανίχνευση των ανυψωμένων στρωμάτων, ο χρήστης πρέπει να μειώσει την τιμή του κατωφλίου, ούτως ώστε ο αλγόριθμος να ανιχνεύσει μικρότερες βαθμίδες. Στο Σχήμα 38 φαίνεται το αποτέλεσμα του αλγόριθμου για τις 3 Μαρτίου 2009, 12:00-17:00, όπου ο αλγόριθμος δίνει δύο ανυψωμένα στρώματα για 13:45-14:00 στα 3401 m και για 16:30-16:45 στα 2444 m.

Όπως γίνεται αντιληπτό από το Σχήμα 38 η ανυψωμένη στρωμάτωση είναι αρκετά έντονη (ισχυρό οπισθοσκεδαζόμενο σήμα, κίτρινος και κόκκινος χρωματισμός). Προκειμένου, να βελτιωθεί το αποτέλεσμα του αλγόριθμου και να εντοπιστεί η κορυφή του οριακού στρώματος, ο χρήστης μείωσε την τιμή του κατωφλίου στο 0.03. Το συγκεκριμένο κατώφλι αντιστοιχεί σε μείωση του σήματος κατά 6 %, και επομένως μπορεί να εντοπίσει ασθενέστερες βαθμίδες. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 38, ο αλγόριθμος μετά την μείωση του κατωφλίου εντοπίζει την κορυφή του ΑΟΣ. Συγκεκριμένα, για τις 13:45-14:00 δίνει ύψος κορυφής στα 293 m, ενώ για τις 16:30-16:45 στα 263 m.



Σχήμα 38: Αποτέλεσμα του αλγόριθμου πριν και μετά την τροποποίηση της τιμής κατωφλιού της WCT, αντίστοιχα.

## Β Αξιολόγηση και σύγκριση μεθόδων προσδιορισμού του ΑΟΣ

### Β1 Άλλες μέθοδοι προσδιορισμού του ύψους ΑΟΣ

Η μέθοδος gradient καθώς και η μέθοδος WCT βασίζονται στην παραδοχή ότι το ΑΟΣ περιέχει περισσότερα αιωρούμενα σωματίδια από την ελεύθερη τροπόσφαιρα. Η παραδοχή αυτή συνεπάγεται έντονη μείωση του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος στην κορυφή του ΑΟΣ. Η μέθοδος variance αξιοποιεί την έντονη χρονική μεταβολή του σήματος lidar στην κορυφή του ΑΟΣ. Αυτή η μεταβολή του σήματος οφείλεται στην εισροή αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα προς το ΑΟΣ. Στο Σχήμα 39 φαίνεται η εφαρμογή των μεθόδων gradient, variance και το σχήμα gradient Richardson. Οι μέθοδοι εφαρμόζονται σε ένα εξιδανικευμένο προφίλ ατμοσφαιρικής ποσότητας (π.χ. υγρασία, συγκέντρωση αιωρούμενων σωματιδίων). Στην περίπτωση του Σχήματος 39 η κορυφή του ΑΟΣ εντοπίζεται στα 1050 m.

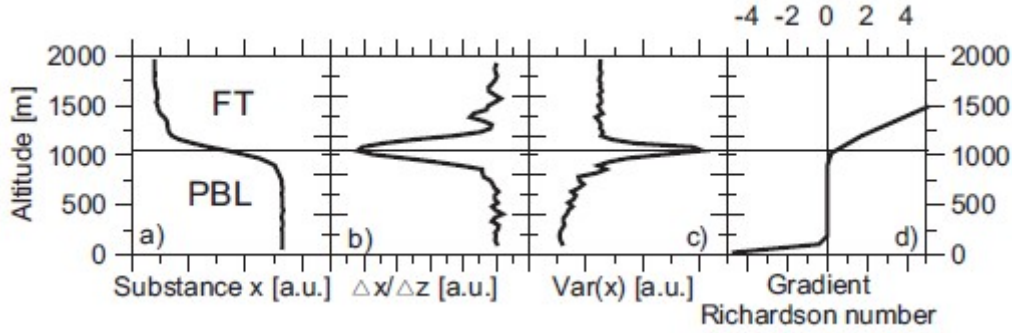
Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα σημαντικότερα σημεία της κάθε μεθόδου.

### Μέθοδος Βαθμίδας (Gradient Method)

Η μέθοδος αυτή αξιοποιεί την έντονη μείωση του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος lidar που συμβαίνει στην κορυφή του ΑΟΣ. Το ύψος της κορυφής του ΑΟΣ  $z_i$  ορίζεται ως το ύψος όπου η πρώτη παράγωγος του διορθωμένου με την απόσταση σήματος

$$\frac{d}{dz}(P(z)z^2) \quad (11)$$

παρουσιάζει ελάχιστο. Το σημαντικότερο μειονέκτημα της μεθόδου gradient είναι η ύπαρξη θορύβου στο σήμα, κάτι που απαιτεί κατακόρυφη εξομάλυνση του σήματος. Εναλλακτικά,



Σχήμα 39: (a) Εξιδανικευμένο προφίλ ατμοσφαιρικής ποσότητας μέσα στο ΑΟΣ (PBL) και στην ελεύθερη τροπόσφαιρα FT και αντίστοιχα (b) προφίλ της μεθόδου gradient, (c) της μεθόδου variance και (d) προφίλ του αριθμού gradient Richardson (Πηγή: Baars et al., 2008)

ο υπολογισμός της βαθμίδας του διορθωμένου με την απόσταση σήματος  $P(z)z^2$  μπορεί να γίνει μέσω της εφαρμογής μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης σε συγκεκριμένο αριθμό σημείων.

### Μέθοδος της Διακύμανσης (Variance Method)

Όπως έχει ήδη ειπωθεί, στην κορυφή του ΑΟΣ λαμβάνει χώρα έντονη ανάμειξη λόγω της εισροής αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα ή το υπολειπόμενο στρώμα. Αυτό συνεπάγεται μεγάλη χρονική μεταβλητότητα των διαφόρων ατμοσφαιρικών ποσοτήτων (υγρασία, αιωρούμενα σωματίδια, αέριοι ρύποι) στη μεταβατική ζώνη. Η διακύμανση αυτή οφείλεται στην έντονη διαφορά των χαρακτηριστικών του ΑΟΣ και της ελεύθερης τροπόσφαιρας. Το ύψος στο οποίο η χρονική διακύμανση

$$Var(z) = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \left( P(z)_k z^2 - \overline{P(z)z^2} \right)^2 \quad (12)$$

παρουσιάζει μέγιστη τιμή ερμηνεύεται ως το ύψος  $z_i$  της κορυφής του ΑΟΣ (Menut et al., 1999). Ωστόσο, υπό στατικά ευσταθείς συνθήκες, όπως κατά τη διάρκεια της νύχτας, η μέθοδος αυτή μπορεί να αποτύχει λόγω του μικρού ρυθμού ανταλλαγής αέρα στην κορυφή του ΑΟΣ. Ένας επιπλέον περιορισμός της μεθόδου variance είναι η περιορισμένη χρονική ανάλυση, καθώς για τον υπολογισμό της χρονικής διακύμανσης απαιτείται ένας μεγάλος αριθμός κατακόρυφων προφίλ.

### Σχήμα Gradient Richardson Number

Το σχήμα Gradient Richardson Number βασίζεται στην σύγκριση των κινητήριων δυνάμεων της τύρβης. Ο Gradient Richardson Number ορίζεται ως (Stull 1988)

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\Delta \overline{\theta_v}}{\Delta z}}{\left( \frac{\Delta \overline{u}}{\Delta z} \right)^2} \quad (13)$$

όπου  $\overline{u}$  είναι το διάνυσμα του μέσου οριζόντιου ανέμου. Η εξίσωση (8) είναι ο λόγος του όρου της πλευστότητας (Εξίσωση 3) προς την αρνητική τιμή του όρου της διάτμησης (Εξίσωση 4) της εξίσωσης ΤΚΕ (Εξίσωση 2). Οι παραδοχές που έχουν γίνει στην Εξίσωση (2) αφορούν την οριζόντια ομοιογένεια και την παράλειψη των καθοδικών κινήσεων.

Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 2, τα αίτια παραγωγής της τύρβης μπορεί να είναι θερμικά, μηχανικά ή μία υπέρθεση αυτών. Αρνητικές τιμές του  $R_i$  υποδεικνύουν ελεύθερες ανοδικές κινήσεις, μικρές θετικές τιμές εξαναγκασμένες ανοδικές κινήσεις, ενώ μεγάλες θετικές τιμές μη τυρβώδεις συνθήκες. Μέσω του ορισμού μίας κρίσιμης τιμής  $R_i$ , μεταξύ 0.25 και 10, μπορεί να προσδιοριστεί η μετάβαση από την τυρβώδη ροή που επικρατεί στο ΑΟΣ στην στρωτή ροή που επικρατεί στην ελεύθερη τροπόσφαιρα. Σε αντίθεση με την τεχνική της διακύμανσης, το σχήμα του Gradient Richardson Number μπορεί να εφαρμοστεί σε δεδομένα χαμηλής χρονικής ανάλυσης όπως κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας και ταχύτητας ανέμου τα οποία προέρχονται από ραδιοβολίσεις (Baars et al., 2008). Επιπλέον, το σχήμα του Gradient Richardson Number χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό της κορυφής του ΑΟΣ από πολλά προγνωστικά ατμοσφαιρικά μοντέλα, όπως το μοντέλο του ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts).

## **B2 Σύγκριση μεθόδων (επιτόπιες μετρήσεις, τηλεπισκόπηση) προσδιορισμού της κορυφής του στρώματος ανάμειξης**

Το παράρτημα αυτό βασίζεται στη δημοσίευση των Seibert et al., (2000) όπου έγινε μία σύνοψη των σημαντικότερων μεθόδων προσδιορισμού του ύψους ανάμειξης.

Ο προσδιορισμός του ύψους ανάμειξης μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω της επεξεργασίας κατακόρυφων προφίλ δεδομένων (μετρήσεις ή δεδομένα εξόδου από αριθμητικά μοντέλα) ή μέσω παραμετροποιήσεων που χρησιμοποιούν απλές εξισώσεις ή μοντέλα και απαιτούν ελάχιστα δεδομένα εισόδου. Η μέθοδος πακέτων (parcel method) και οι μέθοδοι του αριθμού Richardson εφαρμόζονται σε κατακόρυφα προφίλ ραδιοβολίσεων και αποδίδουν ικανοποιητικά αποτελέσματα υπό συνθήκες αστάθειας. Ωστόσο, υπό ευσταθείς συνθήκες δημιουργείται η ανάγκη για συνέργεια διαφορετικών μεθόδων όπως μετεωρολογικού ιστού και sodar. Όσον αφορά τα σχήματα παραμετροποιήσεων, αυτά εμφανίζουν αδυναμίες υπό συγκεκριμένες συνθήκες, κάνοντας απαραίτητη την ανάπτυξη πιο ευέλικτων αλγορίθμων που να είναι αποτελεσματικοί σε μεγάλο εύρος συνθηκών.

Οι ραδιοβολίσεις αποτελούν την πιο διαδεδομένη πηγή δεδομένων για τον επιχειρησιακό προσδιορισμό του ύψους ανάμειξης. Η κατανομή των δεδομένων είναι παγκόσμια και ο ποιοτικός έλεγχος του είναι συνεχής. Ωστόσο, στους περισσότερους από τους σταθμούς οι ραδιοβολίσεις πραγματοποιούνται δύο φορές ημερησίως σε προκαθορισμένες ώρες (00:00 UTC και 12:00 UTC). Κάποιοι επιπλέον περιορισμοί αφορούν τη χαμηλή κατακόρυφη διακριτική ανάλυση των δεδομένων σε σχέση με την κατακόρυφη κλίμακα του ΑΟΣ. Επίσης, παρατηρείται εξομάλυνση των μετρήσεων η οποία οφείλεται στο συνδυασμό του χρόνου απόκρισης των αισθητήρων με τον υψηλό ρυθμό ανόδου της ραδιοβολίδας. Ως αποτέλεσμα, η ραδιοβολίση παρέχει ένα στιγμιότυπο της θερμοδυναμικής κατάστασης της ατμόσφαιρας. Ο προσδιορισμός του ύψους ανάμειξης από δεδομένα ραδιοβολίσεων μπορεί να εμπεριέχει μεγάλη αβεβαιότητα (Russel et al., 1974; Hanna et al., 1985; Martin et al., 1988). Κατά την ανάλυση του ευσταθούς (νυχτερινού) ΑΟΣ μπορούν να προκύψουν συγκεκριμένα προβλήματα εξαιτίας της

έλλειψης παγκόσμιας σχέσης μεταξύ των προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας, ανέμου και των τυρβώδων παραμέτρων (ροές ορμής και θερμότητας, ΤΚΕ).

Ο υπολογισμός του ύψους ανάμειξης μέσω των κατακόρυφων προφίλ που μπορούν να ανακτηθούν από δέσμια μπαλόνια (tethered balloons) και από αεροσκάφη, ακολουθεί παρόμοια μεθοδολογία με την ανάλυση δεδομένων ραδιοβολίσεων. Τα κατακόρυφα προφίλ μπορεί να περιλαμβάνουν τυρβώδεις παραμέτρους ή/και συγκεντρώσεις αερίων, όμως το κόστος λειτουργίας τους είναι υψηλό περιορίζοντας τη χρησιμοποίησή τους σε πειραματικές εκστρατείες.

Η χρήση συστημάτων ενεργής τηλεπισκόπησης (lidar, doppler radar, sodar, wind profiling radar) έχει το πλεονέκτημα της μη διατάραξης του μελετούμενου μέσου και της συνεχούς λειτουργίας (όσο το επιτρέπουν οι οικονομικοί πόροι). Τα συστήματα lidar μπορούν να αξιοποιήσουν τα προφίλ συγκεντρώσεων αιωρούμενων σωματιδίων ή αερίων, προκειμένου να ανακτηθεί από αυτά το ύψος ανάμειξης. Ωστόσο, όπως έχει ειπωθεί πολλές φορές στην παρούσα μελέτη, απαιτείται προσεκτική ερμηνεία των δεδομένων του οπισθοσχεδαζόμενου σήματος, καθώς τα ανιχνευόμενα στρώματα αιωρούμενων σωματιδίων δεν αποτελούν πάντα προϊόν κατακόρυφης ανάμειξης. Αντίθετα, σε πολλές περιπτώσεις τα στρώματα προέρχονται από την οριζόντια μεταφορά αιωρούμενων σωματιδίων ή από τη συσσώρευση προϋπάρχουσων διαδικασιών. Υπό ευσταθείς συνθήκες, προκύπτουν προβλήματα λόγω των ασθενών κατακόρυφων βαθμίδων που εμφανίζονται, ενώ τις απογευματινές ώρες απαιτείται ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα μέχρι να εμφανιστεί μία ξεκάθαρη ασυνέχεια στην κορυφή του ευσταθούς ΑΟΣ μέσα από το προηγούμενος καλά αναμειγμένο ΑΟΣ (Russell et al., 1974).

Στον Πίνακα 15 συνοψίζονται οι πιο διαδεδομένες μέθοδοι προσδιορισμού του ύψους ανάμειξης καθώς και τα σημαντικότερα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα αυτών.

## Γ Προτεινόμενες τιμές του κρίσιμου Bulk Richardson Number από τη βιβλιογραφία

Εδώ και πολλές δεκαετίες η μέθοδος Bulk Richardson Number έχει χρησιμοποιηθεί σε πλήθος πειραματικών ερευνών (Hanna 1969; Heinemann and Rose 1990; Seibert et al. 1998; Andreas et al. 2000; García et al. 2002) καθώς και πειραμάτων modelling (Troen and Mahrt 1986; Holtslag et al. 1990; Holtslag and Boville 1993; Hong 2010 και πολλές άλλες). Ταυτόχρονα, η επιστημονική κοινότητα έδειχνε έντονο ενδιαφέρον γύρω από τον υπολογισμό ενός παγκόσμιου Bulk Richardson Number. Παραδείγματος χάρη, ο Mahrt (1981) ανέλυσε παρατηρήσεις από την πειραματική εκστρατεία Wangara (Clarke et al., 1971) και βρήκε ότι η κατανομή συχνοτήτων του  $R_{ibc}$  έχει μέση τιμή γύρω στο 0.55 και επικρατούσα τιμή (mode) γύρω στο 0.3. Πιο πρόσφατα, οι Vogelezang και Holtslag το 1996 χρησιμοποίησαν πολυετείς παρατηρήσεις από ένα μετεωρολογικό πύργο ύψους 200 m ο οποίος ήταν συνδιαταγμένος με ένα sodar στο Cabauw της Ολλανδίας, προκειμένου να υπολογίσουν τον  $R_{ibc}$  με μεγαλύτερη ακρίβεια. Για ευσταθείς συνθήκες στρωμάτωσης, διαπίστωσαν ότι αν γίνει μερική τροποποίηση του  $R_{ibc}$ , εξαιρώντας την επίδραση της τριβής στο επιφανειακό στρώμα, τότε η αξιοπιστία υπολογισμού του  $R_{ibc}$  μπορεί να βελτιωθεί σημαντικά. Οι υπολογιζόμενες τιμές τους για τον τροποποιημένο  $R_{ibc}$  κυμαίνονται μεταξύ 0.2-0.3. Επίσης, ο Sorensen με τους συνεργάτες του το 1996 προσπάθησε να υπολογίσει τον βέλτιστο  $R_{ibc}$  βασιζόμενος σε 100

Πίνακας 15: Σύγκριση μεθόδων προσδιορισμού του ΑΟΣ (Προσαρμογή από Seibert et al., 2000)

Μέθοδος	Πλεονεκτήματα	Μειονεκτήματα
Ραδιοβόλιση	Πολυετής μετρήσεις με παγκόσμια κάλυψη Γρήγορη διανομή δεδομένων  Συμβατότητα με μετρήσεις στην ελεύθερη ατμόσφαιρα	Διασχίζουν ΑΟΣ σε λίγα λεπτά (στιγμιότυπο) Χαμηλή κατακόρυφη διακριτική ανάλυση Σταθερές ώρες μετρήσεων παγκόσμια Προβλήματα εντοπισμού σε χαμηλά ύψη που επηρεάζουν τα προφίλ ανέμου
Δέσμιο Μπαλόκι	Ταχύτητα προσαρμοσμένη στην επιθυμητή κατακόρυφη ανάλυση  Δυνατότητα μετρήσεων τύρβης και αερίων συγκεντρώσεων	Περιορισμένο σε πειραματικές εκστρατείες μη αυτοματοποιημένες μετρήσεις Κατακόρυφο εύρος μέχρι 500 m Αδύνατες μετρήσεις με ισχυρούς ανέμους και έντονες ανοδικές συνθήκες
Ιστός	Δυνατότητα διαφορετικών αισθητήρων/μετρήσεις τύρβης Υψηλή ανάλυση στα χαμηλά ύψη	Περιορισμένο εύρος 50–300 m  Απαιτούνται πολλοί αισθητήρες και μεγάλο κόστος
Αεροσκάφος	Δυνατότητα διαφορετικών αισθητήρων Χωρική ανάλυση κατάλληλη για μελέτες μέσης κλίμακας	Περιορισμένο σε πειραματικές εκστρατείες Περιορισμοί ύψους πτήσης για λόγους ασφαλείας
Doppler Radar Wind Profiler	Δυνατότητα επίγειων μετρήσεων και αεροσκάφος (radar) Υψηλός ρυθμός δειγματοληψίας	Πρώτο κατακόρυφο ύψος στα 200 m  Περιορισμένη κατακόρυφη ανάλυση Δυσκολία λειτουργίας radar υπό καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες
Sodar	Χαμηλό κόστος. Κατάλληλο για αυτοματοποιημένες μετρήσεις Υψηλή χωροχρονική ανάλυση  Minisodar επιτρέπουν μετρήσεις ρηχού ΑΟΣ	Περιορισμένο εύρος (500-1000)m  Ευαισθησία στους περιβαλλοντικούς θορύβους Ηχορύπανση



περίπου ραδιοβολίσεις πάνω από την Κοπεγχάγη. Συγκεκριμένα, υπολόγισαν τον σχετικό τετραγωνικό σφάλμα του ύψους ΑΟΣ συναρτήσεως του  $R_{ibc}$  και διαπίστωσαν ότι το σφάλμα αυτό ελαχιστοποιείται στο 30% όταν ο  $R_{ibc}$  ισούται με 0.14.

Οι Zilitinkevich και Baklanov συνοψίζουν το 2001 τις προαναφερθείσες και πολλές άλλες μελέτες, τα αποτελέσματα των οποίων φαίνονται στον Πίνακα 16. Από την μελέτη τους είναι προφανές ότι ο  $R_{ibc}$  δεν αποτελεί παγκόσμια σταθερά και μπορεί να κυμαίνεται από  $O(0.1)$  μέχρι  $O(1)$  για δεδομένα ΑΟΣ. Παρόλα αυτά, η έρευνα για τον υπολογισμό ενός παγκόσμιου  $R_{ibc}$  συνεχίζεται μέχρι και σήμερα (π.χ. Jericevic and Grisogono, 2006; Esau and Zilitinkevich, 2010). Μέχρι σήμερα, έχουν πραγματοποιηθεί λίγες έρευνες που προσπαθούν να μελετήσουν τη σχέση του  $R_{ibc}$  με διάφορες φυσικές μεταβλητές, όπως το αεροδυναμικό μήκος τραχύτητας, η ευστάθεια ελεύθερης ροής και ο παράγοντας Coriolis (Richardson et al., 2013).

Στον Πίνακα 16 συνοψίζονται τα αποτελέσματα διαφόρων μελετών οι οποίες προσπαθούν να οδηγηθούν σε έναν βελτιωμένο υπολογισμό του  $R_{ibc}$ . Πολλές από αυτές χρησιμοποιούν τροποποιημένες μορφές και ορισμούς του Bulk Richardson Number. Επιπλέον, δεν υπάρχει κάποια σύγκλιση γύρω από την επιλογή ενός ύψους αναφοράς. Στα προγνωστικά αριθμητικά μοντέλα χρησιμοποιείται συνήθως ως ύψος αναφοράς το κατώτερο κατακόρυφο επίπεδο του μοντέλου. Είναι εμφανές λοιπόν ότι η ακρίβεια της μεθόδου Bulk Richardson Number δεν μπορεί να είναι πολύ μεγάλη. Έχοντας παρουσιάσει αρκετές από τις μεθόδους υπολογισμού

Πίνακας 16: Εναλλακτικές τιμές του κρίσιμου Bulk Richardson Number. (Προσαρμογή από Zilitinkevich and Baklanov, 2001)

Βιβλιογραφία	$R_{ibc}$	Μεθοδολογία
Anisimova et al., 1978	μέχρι 7.0	Εργαστηριακά πειράματα με κεκλιμένες καθοδικές ροές
Brost and Wyngaard, 1978	0.11–0.22	Μετρήσεις και σχήμα με κλείσιμο 2ης τάξης
Byzova et al., 1989	0.6–1.0	Δεδομένα τυρβώδους και μέσης ροής (πύργος 300 m)
Holtstag et al., 1990	0.25–0.5	Βέλτιστη προσαρμογή σε δεδομένα ραδιοβολίσεων
Holtstag and Boville, 1993	0.5	Προσομοιώσεις και ραδιοβολίσεις από διάφορες τοποθεσίες
Melgarejo and Deardorff, 1974	0.55, 0.3	Δεδομένα από το πείραμα Wangara
Sorensen et al., 1996	0.14–0.24	Ραδιοβολίσεις σε ευσταθές ΑΟΣ (Jaegersborg)
Troen and Mahrt, 1986	0.5	Δεδομένα από LES και πείραμα Wangara
Vogelezang and Holtstag, 1996	0.21–0.22	Νυχτερινό ΑΟΣ, ιστός και sodar (Cabauw)
Vogelezang and Holtstag, 1996	0.30–0.32	Καλά αναμειγμένο ΑΟΣ, ιστός και sodar (Cabauw)
Wentzel, 1983	0.33	Δεδομένα πειράματος Wangara (θερμική τύρβη)

του κρίσιμου Bulk Richardson Number, είναι εμφανές ότι οι παραπάνω μέθοδοι παρουσιάζουν τα εξής αδύναμα σημεία:

- Εσωτερική αβεβαιότητα της κάθε μεθόδου. Το ύψος προκύπτει από την ισορροπία αντί του πραγματικού ύψους του ευσταθούς ΑΟΣ κάτι που δεν αποτελεί καλή προσέγγιση σε ασταθείς συνθήκες.
- Μεγάλη αβεβαιότητα στην επιλογή κατάλληλου κρίσιμου αριθμού Richardson, κάτι που μειώνει περαιτέρω την ακρίβεια της κάθε μεθόδου.



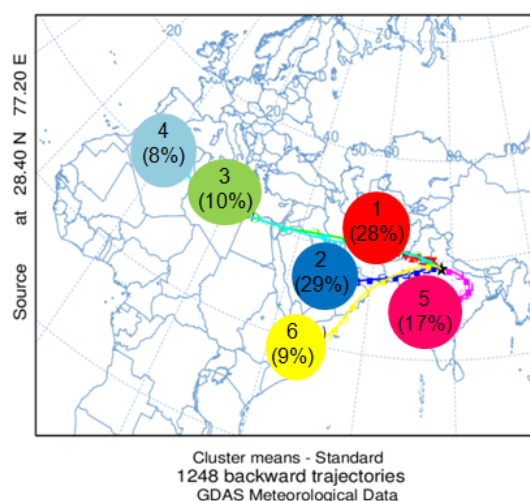
## Δ Άλλες Διατάξεις Οργάνων κατά την Πειραματική Εκστρατεία του Gual Pahari - Ανάλυση σε τομείς

Εκτός του συστήματος lidar *Polly<sup>XT</sup>*, κατά τη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας του Gual Pahari, η οποία διενεργήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος EUCAARI διενεργήθηκαν μετρήσεις και από μία σειρά άλλων οργάνων, τα οποία παρουσιάζονται στο Σχήμα 40 μαζί με τις παραμέτρους αιωρούμενων σωματιδίων που μπορεί να μετρήσει το κάθε ένα (Komppula et al., 2010).

- DPMS (Twin- Differential Mobility Particle Sizer) → particle number size distribution, diameter 4-850 nm & total particle number concentration
- Aerosol Particle Sizer (APS) → particle number size distribution, diameter 0.5 – 10 μm
- Multi - angle Absorption Photometer (MAAP) → aerosol black carbon concentration , absorption coef at 670 nm
- Nephelometer → aerosol scattering coef at 520 nm
- Cimel sun photometer → columnar AOD
- Partisol filter sampler → aerosol mass, EC/OC fraction

Σχήμα 40: Διάγραμμα διατάξεων οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν κατά την Πειραματική Εκστρατεία του Gual Pahari.

Προκειμένου να γίνει διερεύνηση της προέλευσης των αερίων μαζών, πραγματοποιήθηκε ανάλυση κατά συστάδες σε 6 τομείς. Συνολικά, αναλύθηκαν 1248 οπισθοτροχιές, κάνοντας χρήση μετεωρολογικών δεδομένων GDAS. Η ανάλυση έδειξε ότι η πλειοψηφία των αερίων μαζών προέρχεται από Βόρειες και ΒΔ διευθύνσεις. Επιπλέον, η κυριότερη συνεισφορά προέρχεται από κοντινές περιοχές, με πιο απομακρυσμένες περιοχές στα ΒΔ να συνεισφέρουν κατά 18%. Η ανάλυση κατά συστάδες παρουσιάζεται στο Σχήμα 41 (Πηγή: *Giannakaki et al., in preparation*).



Σχήμα 41: Ανάλυση σε τομείς στο γ.μ. και γ.π. του σταθμού Gual Pahari.

## Ε Συντομογραφίες Όρων

Πίνακας 17: Συντομογραφίες Όρων

ΑΣ	Αναμειγμένο Στρώμα
ΑΟΣ	Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα
ΕΣ	Επιφανειακό Στρώμα
ΝΣ	Νυχτερινό Στρώμα
TKE	Τυρβώδης Κινητική Ενέργεια
ΥΣ	Υπολειπόμενο Στρώμα
AGL	Above Ground Level
ASL	Above Sea Level
BRN method	Bulk Richardson Number method
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
DGR	Daily Growth Rate (Ημερήσιος ρυθμός ανάπτυξης)
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EUCAARI	European Integrated project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions
GPB	Growth Period Beginning (Έναρξη περιόδου ανάπτυξης)
GPD	Growth Period Duration (Διάρκεια περιόδου ανάπτυξης)
GPE	Growth Period End (Ολοκλήρωση περιόδου ανάπτυξης)
HGR	Hourly Growth Rate (Ωριαίος ρυθμός ανάπτυξης)
IQR	Interquartile range (Ενδοτεταρτημοριακό εύρος)
IST	India Standard Time
Laser	Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation
Lidar	Light Detection and Ranging
Nd:YAG	Neodymium-Doped Yttrium Aluminum Garnet
Polly <sup>XT</sup>	POrtable Lidar sYstem eXTended
Q1	1st Quartile (1ο τεταρτημόριο)
Q3	3rd Quartile (3ο τεταρτημόριο)
Sodar	Sonic Detection and Ranging
TKE	Turbulent Kinetic Energy
WCT	Wavelet Covariance Transform
WHO	World Health Organization
WMO	World Meteorological Organization
WRF	Weather Research and Forecasting
YSU	Yonsei University

## ΣΤ Αγγλική Ορολογία

Πίνακας 18: Αγγλική Ορολογία

achromatic lens	αχρωματικός φακός
antireflection coating	αντιανακλαστική επιφάνεια
avalanche photodiode	φωτοδίοδοι χιονοστοιβάδας
beam divergence	απόκλιση δέσμης
beam expander	επιμηκυντής ακτίνας
beam expansion	επέκταση δέσμης
beamsplitter	διαχωριστής δέσμης
buoyancy	πλευστότητα
capping inversion	επιστεγάζουσα αναστροφή
convection	ανοδικές κινήσεις
count rate	ρυθμός καταμέτρησης
data acquisition	επίκτηση δεδομένων
dew point	σημείο κόρου
entrainment	εισροή
entrainment zone	ζώνη εισροής
equivalent potential temperature	ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία
forced convection	εξαναγκασμένες ανοδικές κινήσεις
free convection	ελεύθερες ανοδικές κινήσεις
Full Width at Half Maximum (FWHM)	πλήρες πλάτος στο μισό του μεγίστου
interface card	κάρτα διεπαφής
interference filter	φίλτρο παρεμβολής
mixing layer	αναμειγμένο στρώμα
mixing ratio	αναλογία μίγματος
neutral density filter	φίλτρο ουδέτερης πυκνότητας
nocturnal jet	νυχτερινός αεροχειμάρρος
optical analyzing system	οπτικό σύστημα ανάλυσης
overlap function	συνάρτηση επικάλυψης
passband	ζώνη διέλευσης
photomultiplier tube	φωτοπολλαπλασιαστής
potential temperature	δυναμική θερμοκρασία
range-corrected signal	διορθωμένο με την απόσταση σήμα
residual layer	αποκομμένο ή υπολειπόμενο στρώμα
step function	συνάρτηση βήματος
subgeostrophic wind	υπογεωστροφικός άνεμος
supergeostrophic wind	υπεργεωστροφικός άνεμος
surface layer	επιφανειακό στρώμα
tethered balloon	δέσμιο μπαλόνι
transition zone	μεταβατική ζώνη
turbulent kinetic energy	τυρβώδης κινητική ενέργεια
virtual potential temperature	αντίστοιχη δυναμική θερμοκρασία
wavelet covariance transform	μετασχηματισμός της συμμεταβολής

## Βιβλιογραφία

- Althausen, Dietrich, Ronny Engelmann, Holger Baars, Birgit Heese, Albert Ansmann, Detlef Müller, and Mika Komppula. 2009. “Portable Raman Lidar Polly XT for Automated Profiling of Aerosol Backscatter, Extinction, and Depolarization.” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 26 (11): 2366–78. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1304.1>.
- Baars, H., A. Ansmann, R. Engelmann, and D. Althausen. 2008. “Continuous Monitoring of the Boundary-Layer Top with Lidar.” *Atmospheric Chemistry and Physics* 8 (23): 7281–7296. Boers, R., Eloranta, E.W., 1986. “Lidar measurements of the atmospheric entrainment zone and the potential temperature jump across the top of the mixed layer.” *Boundary Layer Meteorol.* 34, 357e375.
- Bosenberg, J. and H. Linne. 2002. “Laser remote sensing of the planetary boundary Layer”. *Meteorologische Zeitschrift* 11, 233–240.
- Brooks, 2003. “Finding Boundary Layer Top: Application of a Wavelet Covariance Transform to Lidar Backscatter Profiles” Chen, Fei, and Jimy Dudhia. 2001. “Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity.” *Monthly Weather Review* 129 (4): 569–85. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129).
- Cohn, S. A. and W. M. Angevine. 2000. “Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars”. *Journal of Applied Meteorology* 39, 1233–1247.
- Davis, K. J., N. Gamage, C. R. Hagelberg, C. Kiemle, D. H. Lenschow, and P. P. Sullivan. 2000. “An Objective Method for Deriving Atmospheric Structure from Airborne Lidar Observations.” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17 (11): 1455–68. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017).
- Demoz, B., et al., 1999. “Determination of Cloud Base Height Using the GSFC Raman Lidar”. Ninth ARM Science Team Meeting Proceedings, 1–8.
- Dudhia, Jimy. 1988. “Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model.” *Journal of the Atmospheric Sciences* 46 (20): 3077–3107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046).
- ECMWF: IFS Documentation – Cy36r1, part 4: Physical processes.
- ECMWF: IFS Documentation – Cy36r1, ECMWF, 2010c.
- Eresmaa, N., A. Karppinen, S. M. Joffre, J. Räsänen, and H. Talvitie. 2006. “Mixing Height Determination by Ceilometer.” *Atmos. Chem. Phys.* 6 (6): 1485–93. <https://doi.org/10.5194/acp-6-1485-2006>.
- Giannakaki, E., 2009. Study of Optical and Physical Properties of Aerosols Using Laser Remote Sensing Techniques Lidar. Aristotle University Of Thessaloniki (AUTH),

Thessaloniki, Greece.

Hooper, W. P. and E. W. Eloranta. 1985. "Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: The method, accuracy, and results from joint measurements with radiosonde and kytoon." *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 990–1001.

Hyvärinen, A.-P., H. Lihavainen, M. Komppula, T. S. Panwar, V. P. Sharma, R. K. Hooda, and Y. Viisanen. 2010. "Aerosol Measurements at the Gual Pahari EUCAARI Station: Preliminary Results from in-Situ Measurements." *Atmospheric Chemistry and Physics* 10 (15): 7241–7252.

Hyvärinen, A.-P., T. Raatikainen, D. Brus, M. Komppula, T. S. Panwar, R. K. Hooda, V. P. Sharma, and H. Lihavainen. 2011. "Effect of the Summer Monsoon on Aerosols at Two Measurement Stations in Northern India – Part 1: PM and BC Concentrations." *Atmospheric Chemistry and Physics* 11 (16): 8271–82. <https://doi.org/10.5194/acp-11-8271-2011>.

Jimenez PA, Dudhia J, Gonzalez-Rouco JF, Navarro J, Montavez JP, Garcia-Bustamente E. 2012. "A revised scheme for the WRF surface layer formulation." *Mon Weather Rev* 140:898–918.

Jordan, Nikisa S., Raymond M. Hoff, and Julio T. Bacmeister. 2010. "Validation of Goddard Earth Observing System-Version 5 MERRA Planetary Boundary Layer Heights Using CALIPSO: VALIDATION OF GEOS-5 USING CALIPSO." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115 (D24). <https://doi.org/10.1029/2009JD013777>.

Kain, John S., and J. Michael Fritsch. 1989. "A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization." *Journal of the Atmospheric Sciences* 47 (23): 2784–2802. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047).

Kain J. S. and Fritsch J. M. 1993. "Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D.J. Raymond", Eds., Amer. Meteor. Soc., 246 pp.

Komppula, M., T. Mielonen, A. Arola, K. Korhonen, H. Lihavainen, A.-P. Hyvärinen, H. Baars, et al. 2012. "Technical Note: One Year of Raman-Lidar Measurements in Gual Pahari EUCAARI Site Close to New Delhi in India – Seasonal Characteristics of the Aerosol Vertical Structure." *Atmospheric Chemistry and Physics* 12 (10): 4513–24. <https://doi.org/10.5194/acp-12-4513-2012>.

Korhonen, K., E. Giannakaki, T. Mielonen, A. Pfüller, L. Laakso, V. Vakkari, H. Baars, et al. 2014. "Atmospheric Boundary Layer Top Height in South Africa: Measurements with Lidar and Radiosonde Compared to Three Atmospheric Models." *Atmospheric Chemistry and Physics* 14 (8): 4263–78. <https://doi.org/10.5194/acp-14-4263-2014>.

Lammert, A. and J. Bosenberg. 2005. "Determination of the convective boundary layer height with laser remote sensing." *Boundary-Layer Meteorology* 119, 157– 170.

Lelieveld, J., P. J. Crutzen, V. Ramanathan, M. O. Andreae, C. M. Brenninkmeijer, T. Campos, G. R. Cass, et al. 2001. “The Indian Ocean Experiment: Widespread Air Pollution from South and Southeast Asia.” *Science* (New York, N.Y.) 291 (5506): 1031–36. <https://doi.org/10.1126/science.1057103>.

Leventidou, E., P. Zanis, D. Balis, E. Giannakaki, I. Pytharoulis, and V. Amiridis. 2013. “Factors Affecting the Comparisons of Planetary Boundary Layer Height Retrievals from CALIPSO, ECMWF and Radiosondes over Thessaloniki, Greece.” *Atmospheric Environment* 74 (August): 360–66. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2013.04.007>. Lin Y.-L., Farley R. D. and Orville H. D. 1983. “Bulk parameterization of the snow field in a cloud model.” *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.

Mlawer, Eli J., Steven J. Taubman, Patrick D. Brown, Michael J. Iacono, and Shepard A. Clough. 1997. “Radiative Transfer for Inhomogeneous Atmospheres: RRTM, a Validated Correlated-k Model for the Longwave.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102 (D14): 16663–82. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>.

Nakajima, Teruyuki, Soon-Chang Yoon, Veerabhadran Ramanathan, Guang-Yu Shi, Toshihiko Takemura, Akiko Higurashi, Tamio Takamura, et al. 2007. “Overview of the Atmospheric Brown Cloud East Asian Regional Experiment 2005 and a Study of the Aerosol Direct Radiative Forcing in East Asia.” *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112 (D24): D24S91. <https://doi.org/10.1029/2007JD009009>.

Oke. T. R. 1987. “Boundary Layer Climates.” Second Edition. DOI: 10.1002/qj.49711448412.

Pal, Shiv R., Wolfgang Steinbrecht, and Allan I. Carswell. 1992. “Automated Method for Lidar Determination of Cloud-Base Height and Vertical Extent.” *Applied Optics* 31 (10): 1488–94. <https://doi.org/10.1364/AO.31.001488>.

Palm, S.P., Benedetti, A., Spinhirne, J., 2005. “Validation of ECMWF global forecast model parameters using GLAS atmospheric channel measurements.” *Geophys. Res. Lett.* 32.

Perrino, C., Tiwari, S., Catrambone, M., Torre, D.D., Rantica, E., Canepari, S., 2011. “Chemical characterization of atmospheric PM in Delhi, India, during different periods of the year, including Diwali festival.” *Atmos. Pollut. Res.* 2, 418–427.

Ramanathan. 2007. “Atmospheric Brown Clouds: Hemispherical and Regional Variations in Long-Range Transport, Absorption, and Radiative Forcing.” *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 112. <https://doi.org/10.1029/2006jd008124>.

Russel, P. B. and E. E. Uthe. 1978. “Regional patterns of mixing depth and stability: Sodar network measurements for input to air quality models.” *Bulletin of the American Meteorological Society* 54, 1275–1287.

Seidel Dian, J., Ao Chi, O., Li, Kun, 2010. “Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: comparison of methods and uncertainty analysis.” *J. Geophys. Res.*

Sergej Zilitinkevich, Alexander Baklanov. 2001. "Calculation of the Height of Stable Boundary Layers in Operational Models." COPENHAGEN: DANISH METEOROLOGICAL INSTITUTE.

Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. and Huang X.-Y., Wang W., Powers J. G. , 2008. "A Description of the Advanced Research WRF Version 3". NCAR Technical Note.

Steyn, D., M. Baldi, and R. M. Hoff. 1999. "The detection of mixed layer depth and entrainment zone thickness from lidar backscatter profiles." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16, 953–959.

Stull, R. B. 1988. "An Introduction to Boundary Layer Meteorology." Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London.

Stull, Roland. 2015. "Practical Meteorology: An Algebra-Based Survey of Atmospheric Science." Third Edition, The University of British Columbia, Vancouver, Canada.

Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, and W. D. Hall. 2008. "Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization." *Mon. Weather Rev.*, 136, 5095–5115.

Tyagi et al. , 2009. "Monsoon 2008, Areport, Government of India." India Meteorological Department 2009.

Vaughan, M., Young, S., Winker, D., Powell, K., Omar, A., Liu, Z., Hu, Y., Hostetler, C., 2004. "Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products." In: Singh, U.N. (Ed.), *Laser Radar Techniques for Atmospheric Sensing*. SPIE Proceedings, vol. 5575. International Society for Optical Engineering, pp. 16e30.

Vogelezang, D. H. P., and A. a. M. Holtslag. 1996. "Evaluation and Model Impacts of Alternative Boundary-Layer Height Formulations." *Boundary-Layer Meteorology* 81 (3–4): 245–69. <https://doi.org/10.1007/BF02430331>.

Wallace, J., Hobbs, P., 2006. "Atmospheric Science an Introductory Survey."

Weitkamp, C. (Ed.). 2005. "Lidar Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere." Springer, New York.

Winker, D.H., 2006. "CALIOP Algorithm Theoretical Basis. In: CALIOP Instrument, and Algorithms Overview." NASA.

Zilitinkevich, Sergej, Baklanov, Alexander. 2001. "Calculation of the Height of Stable Boundary Layers in Operational Models." Danish Meteorological Institute, Copenhagen.

Λεβεντίδου Ελπίδα. 2012. "Μελέτη του ύψους του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος



πάνω από την Ελλάδα με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων.” Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Μαρίνου Ελένη. 2013. “Προσδιορισμός ύψους ανάμειξης από δορυφορικά δεδομένα CALIPSO και σύγκριση με αριθμητικές προσομοιώσεις. Πειραματική εκστρατεία ACEMED.” Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.