



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ



**Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών
Σπουδών**

**«Μαθηματική Προτυποποίηση στις σύγχρονες
τεχνολογίες και την οικονομία»**

**Τεχνική LIDAR και εφαρμογές στη Φυσική
Περιβάλλοντος και την Μετεωρολογία**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

του Αλέξανδρου Πανταζή

Επιβλέπων: Αλέξανδρος Παπαγιάννης

Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Οκτώβριος, 2015



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ



**Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών
Σπουδών**

**«Μαθηματική Προτυποποίηση στις σύγχρονες
τεχνολογίες και την οικονομία»**

**Τεχνική LIDAR και εφαρμογές στη Φυσική
Περιβάλλοντος και την Μετεωρολογία**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

του Αλέξανδρου Πανταζή

Επιβλέπων: Αλέξανδρος Παπαγιάννης

Καθηγητής ΕΜΠ

Αθήνα, Οκτώβριος, 2015



**Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών
Σπουδών**

**«Μαθηματική Προτυποποίηση στις σύγχρονες
τεχνολογίες και την οικονομία»**

**Τεχνική LIDAR και εφαρμογές στη Φυσική
Περιβάλλοντος και την Μετεωρολογία**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

του Αλέξανδρου Πανταζή

(ΑΜ: 09312028)

Επιβλέπων: Αλέξανδρος Παπαγιάννης, Καθηγητής ΕΜΠ

Εγκρίθηκε από την Τριμελή Εξεταστική Επιτροπή τον Οκτώβριο 2015

ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ

ΗΛΙΑΣ

ΠΕΤΡΟΣ

ΠΑΠΑΓΙΑΝΝΗΣ

ΓΛΥΤΣΗΣ

ΣΤΕΦΑΝΕΑΣ

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΕΜΠ

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΕΜΠ

ΛΕΚΤΟΡΑΣ ΕΜΠ

ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ Ν. ΠΑΝΤΑΖΗΣ

Απόφοιτος Σχολής Ικάρων /

MSc “Physics and Technological Applications” NTUA

Copyright © ΑΛΕΞΑΝΔΡΟΣ Ν. ΠΑΝΤΑΖΗΣ

επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου.

Περίληψη

Στην εργασία αυτή, γίνεται εκτενή αναφορά στα «οπτικά Radar», τα LIDAR (Light Detection And Ranging) τα οποία και χρησιμοποιούν ακτινοβολία Laser, υπέρυθρου, οπτικού και υπεριώδους μήκους κύματος. Παρουσιάζονται οι χρήσεις τέτοιων συστημάτων και η μεγάλη προσφορά τους στην Φυσική της Ατμόσφαιρας, την Μετεωρολογία και την Ασφάλεια πτήσεων. Σκοπός της εργασίας αυτής, είναι να κατανοηθεί η λειτουργία τέτοιων συστημάτων και να αναδειχθεί η αναγκαιότητα χρήσης τους, από τις παραπάνω επιστήμες.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η δομή και τα συστατικά της γήινης ατμόσφαιρας. Κατόπιν, στο δεύτερο κεφάλαιο, αναλύεται η ηλιακή ακτινοβολία και οι τρόποι αλληλεπίδρασής της με την ατμόσφαιρα και ακολουθεί το τρίτο κεφάλαιο, στο οποίο αναδεικνύονται όλα τα σύγχρονα ατμοσφαιρικά φαινόμενα, όπως η ΠΚΑ (Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή), καθώς και οι επιπτώσεις της στον περιβάλλον και την βιόσφαιρα του πλανήτη.

Στο τέταρτο κεφάλαιο, γίνεται παρουσίαση συστημάτων Laser και πώς τα συστήματα αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως «Laser Radar» ή αλλιώς LIDAR και αναλύεται η τεχνική τηλεπισκόπησης Laser. Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η επεξεργασία των δεδομένων LIDAR και τα σχετικά αποτελέσματα και αναλύονται εκτενώς οι αλγόριθμοι της μαθηματικής επεξεργασίας (LIRIC), με εφαρμογή στα αερολύματα. Τέλος, στο έκτο κεφάλαιο, πραγματοποιείται ανάλυση πραγματικών καιρικών περιπτώσεων και δεικνύεται η σύμπτωση και συμβατότητα των συστημάτων LIDAR με άλλες συμβατικές, και παγκόσμια χρησιμοποιούμενες, τεχνικές μέτρησης παραμέτρων της ατμόσφαιρας.

Καταλήγοντας στον επίλογο-συμπεράσματα της εργασίας, γίνεται φανερή η ευρύτητα και αξιοπιστία χρήσης των συστημάτων LIDAR στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον και στην κατανόηση των καιρικών φαινομένων, που αντιμετωπίζει η ανθρωπότητα. Η έγκαιρη πρόγνωση και η ακριβής γνώση των καιρικών φαινομένων, κρίνεται άμεση και αναγκαία περισσότερο από κάθε άλλη φορά στην ιστορία και αποδεικνύεται ότι τα συστήματα LIDAR (σε οποιαδήποτε πλατφόρμα: εδαφος, αερομεταφερόμενα, αλλά ακόμα και στο διάστημα) είναι ασφαλή και ικανά να παρέχουν πλήθος πολύπλοκων πληροφοριών στην Φυσική της Ατμόσφαιρας, την Μετεωρολογία και την Ασφάλεια πτήσεων.

Λέξεις κλειδιά

Οπτικό πάχος αερολυμάτων, αερολύματα, αιωρούμενα σωματίδια, αλγόριθμος αντιστροφής, φωτόμετρα, οπτικά ρανταρ, ηλιακή ακτινοβολία, ελαστική και μη ελαστική σκέδαση, ατμόσφαιρα, καιρικά φαινόμενα, Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή, Μετεωρολογία, Ασφάλεια πτήσεων.

Abstract

In this M.Sc. Thesis, we report on the use of the optical Radar technique (known as LIDAR: Light Detection And Ranging) which uses Laser radiation in the infrared, visible or ultraviolet wavelength, to probe the atmosphere. This technique has been very useful in the domain of Atmospheric Physics, Meteorology and Flight Safety. The goal of this Thesis is to present the concept of working principle of the LIDAR systems and to argue the necessity of their usage at the above mentioned sciences.

At first, in chapter one, we present the structure and the composition of the Earth's atmosphere. In chapter two, we present transmission of the sun's radiation and its interaction within the atmosphere. In chapter three, we mention all current meteorological phenomena which humans face up to, such as Global Climate Changing and its consequences for the environment and life in our planet.

In chapter four, we present the principles of Laser systems and how they can be used as emitters in Laser Radar systems (LIDAR systems) and how they are applied in the laser remote sensing technique. In chapter five we present the LIDAR data processing and the use of the LIRIC algorithm to extract the vertical profiles of aerosols. Last but not least, in chapter six, we present an analysis of meteorological case studies, using LIDAR data and we intercompare water vapor profiling from LIDAR and radiosonde data.

In the conclusion part of this Thesis, we conclude on the reliability of the use of the LIDAR technique to retrieve valuable data about meteorological phenomena of human interest. The weather forecast and precise knowledge of METAR, in near-real time, in geographical each area, is more than ever necessary and the LIDAR technique (upon several platforms: ground-based, airborne or space-borne) seems to be the most appropriate to provide multiple data information in the domains of Atmospheric Physics, Meteorology and Flight Safety.

Keywords

Aerosol optical thickness, aerosols, inversion algorithm, photometers, optical Radar, radiation, elastic and inelastic scattering, atmosphere, meteorological phenomena, Global Climate Change, Meteorology, Flight Safety.

Πρόλογος - Ευχαριστίες

Αυτή η διπλωματική εργασία αποτελεί το τελευταίο στάδιο των σπουδών μου στην Σχολή Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου και συγκεκριμένα, του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών, με τίτλο: «Μαθηματική Προτυποποίηση στις σύγχρονες τεχνολογίες και την οικονομία» του Τομέα Μαθηματικών. Κατά την φοίτησή μου στην Σχολή, μου δόθηκαν τα απαραίτητα εφόδια για την παραπέρα πορεία μου στον επαγγελματικό τομέα και συνέβαλαν προσωπικά στην εν γένει διαμόρφωση του χαρακτήρα μου και της αντίληψής μου.

Διάλεξα ως θέμα της εργασίας μου να ασχοληθώ με τα συστήματα LIDAR, καθότι αυτά φαίνεται να αποδίδουν τα μέγιστα στην Φυσική της ατμόσφαιρας, την Μετεωρολογία και την Ασφάλεια πτήσεων, τομείς που αφορούν το εργασιακό μου περιβάλλον και αντικείμενο. Στην προσπάθειά μου αυτή, αρωγοί μου στάθηκαν ο κ. Αλέξανδρος Παπαγιάννης (Καθηγητής ΕΜΠ) και η κα Αθηνά Αργυρούλη (Υποψήφια Διδάκτωρ ΕΜΠ) στους οποίους και οφείλω μεγάλη ευγνωμοσύνη για την υπομονή και την καρτερία που έδειξαν λόγω των επαγγελματικών μου υποχρεώσεων.

Επίσης, στο πλαίσιο των σπουδών μου σε αυτό το Μεταπτυχιακό πρόγραμμα, ήθελα να ευχαριστήσω θερμά όλους τους καθηγητές που με προσωπικό τους μόχθο και αυταπάρνηση πολλές φορές, έδειξαν υπομονή να μας διδάξουν και μας εμφυσήσουν την αγάπη για την επιστήμη και την λογική. Πολλές ευχαριστίες, χρωστάω και στον καθηγητή της ΣΕΜΦΕ, κ. Πέτρο Στεφανέα, ο οποίος και αποτέλεσε και αποτελεί πηγή έμπνευσης και στήριγμα στις ακαδημαϊκές μου επιλογές και μου είχε δείξει πρώτος τον δρόμο για τα συστήματα LIDAR. Πολλές ευχαριστίες χρωστάω και στον Καθηγητή ΕΜΠ κ. Ηλία Γλύτση, ο οποίος στέκεται πάντα κοντά μου στις ακαδημαϊκές μου επιλογές.

Φιλικά και από τα βάθη της καρδιάς μου, ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. ΕΜΠ και προσωπικό αγαπητό φίλο, κ. Χρήστο Σπανδωνίδη, ο οποίος και στάθηκε μέντορας και με οδήγησε με τον τρόπο του, στην πύλη του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου, προκειμένου να έρθω σε επαφή με την επιστήμη και την τεχνολογία. Τίποτα όμως από όλα αυτά δεν θα ήτανε εφικτό αν για δεύτερη φορά, πλέον της υπομονής και της απέραντης κατανόησης που επέδειξε η σύζυγος μου Ευθυμία, δεν είχα και την πολύτιμη στήριξή της σε όλες τις δύσκολες στιγμές, καθώς αποτελούσε στήριγμα και οδηγό μου, προκειμένου να γνωρίσω και την άλλη μου αγάπη, την επιστήμη. Μαζί της άλλωστε ξεκίνησε και αυτό το ταξίδι στη γνώση, που μου είχαν εμφυσήσει παλαιότερα οι αγαπητοί γονείς μου, τους οποίους και ευχαριστώ βαθύτατα και από καρδιάς για την αγάπη τους και την πολύτιμη στήριξή τους σε όλα !!!

Ευχαριστώ πολύ ..

Περιεχόμενα:

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή

1.1	Δημιουργία ατμόσφαιρας	12
1.2	Σύσταση της ατμόσφαιρας	12
1.3	Δομή της ατμόσφαιρας	13
1.4	Κατανομή αερίων στην ατμόσφαιρα και υδροστατική ισορροπία	14

Κεφάλαιο 2: Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας και ύλης στην ατμόσφαιρα

2.1	Αλληλεπίδραση ηλιακής ακτινοβολίας και ατμόσφαιρας	17
2.2	Ατμοσφαιρική διάδοση οπτικής ακτινοβολίας.....	18
2.3	Σωματίδια της ατμόσφαιρας και σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας.....	19
2.4	Πολυπολικό ανάπτυγμα του ΗΜ πεδίου.....	20
2.5	Σκέδαση από ομοιογενή σφαίρα.....	21
2.6	Θεωρία ενεργού μέσου.....	23
2.7	Μέθοδος σκέδασης πολλαπλών επιπέδων.....	24
2.8	Σκέδαση Rayleigh.....	27
2.9	Σκέδαση Raman.....	29
2.10	Απορρόφηση ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας.....	33
2.11	Διάδοση ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.....	36

Κεφάλαιο 3: Γενικά θέματα φυσικής περιβάλλοντος.

3.1	Απλό μοντέλο του φαινομένου του Θερμοκηπίου.....	40
3.2	Ατμοσφαιρικό όζον.....	41
3.3	Υπεριώδης ηλιακή ακτινοβολία.....	45
3.4	Χρήση του άνθρακα και επιπτώσεις.....	46

3.5 Κλιματική Αλλαγή.....	47
3.6 Επιπτώσεις του φαινομένου του Θερμοκηπίου.....	50

Κεφάλαιο 4: Τεχνικές Τηλεπισκόπησης - Τεχνική LIDAR

4.1 Μέθοδος τηλεπισκόπησης.....	53
4.2 Γενική περιγραφή RADAR.....	54
4.3 Γενική περιγραφή LIDAR.....	56
4.4 Πειραματικές διατάξεις LIDAR.....	62
4.5 Οργανολογία συστήματος LIDAR	66
4.6 Σύστημα παραγωγής παλμών (Πομπός)	67
4.7 Συστήματα Laser	68
4.7.1 Αυθόρμητη - Εξαναγκασμένη εκπομπή και απορρόφηση.....	68
4.7.2 Υλοποίηση LASER.....	70
4.8 Σύστημα ανίχνευσης επιστροφών (Δέκτης).....	74
4.9 Περιγραφή του συστήματος LIDAR του ΕΜΠ	77
4.10 Εντοπισμός σωματιδίων στην ατμόσφαιρα.....	80
4.11 Σύστημα καταγραφής των υδρατμών	82

Κεφάλαιο 5: Επεξεργασία δεδομένων LIDAR – Εφαρμογές στα αιωρούμενα σωματίδια

5.1 Αλγόριθμος επεξεργασίας δεδομένων LIDAR	85
5.2 Ηλιακά φωτόμετρα	86
5.3 Κατακόρυφη κατανομή αερολυμάτων.....	89

Κεφάλαιο 6: Ανάλυση περιπτώσεων

6.1	Μεταφορά ερημικών σωματιδίων Σαχάρας.....	98
6.2	Μεταφορά στρατοσφαιρικού αέρα στην τροπόσφαιρα.....	104
6.3	Δυνητικός στροβιλισμός.....	107
6.4	Αεροχείμαροι και μέγιστα αεροχειμάρων.....	107
6.5	LIDAR και METAR αεροδρομίων.....	108
 Επίλογος – Συμπεράσματα.....		112
Βιβλιογραφία		114

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή

Σε αυτό το κεφάλαιο θα αναφερθούμε κατά κύριο λόγο στην δομή και σύνθεση της ατμόσφαιρας και στις βασικές αρχές που διέπουν τις φυσικές της διεργασίες.

1.1 Δημιουργία ατμόσφαιρας

Η ατμόσφαιρα στην γη δημιουργήθηκε πριν από περίπου 4.6 δισεκατομμύρια χρόνια με αρχική σύσταση το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το άζωτο (N_2), τους υδρατμούς (H_2O) και το υδρογόνο (H_2). Ακολούθησε μια μακρά μίξη αυτών των αερίων και υδρατμών και η σύστασή της φαίνεται να πήρε την τελική μορφή της πριν από περίπου 400 εκατομμύρια χρόνια [1].

Η σύσταση της ατμόσφαιρας παίζει σημαντικό ρόλο στο κλίμα της γης καθώς και στην ζωή στον πλανήτη μέσα από διάφορες φυσικές και χημικές διεργασίες. Οπότε και η μεγάλη επιβάρυνση με ρύπους, της ατμόσφαιρας, από τον άνθρωπο, παίζει πολύ σημαντικό ρόλο σε αυτό που αποκαλούμε «Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή».

1.2 Σύσταση της ατμόσφαιρας

Στην ενότητα αυτή θα δούμε τα βασικά συστατικά που αποτελούν την ατμόσφαιρα της γης και θα μιλήσουμε για την ογκομετρική σύνθεση του κάθε αερίου. Η ογκομετρική σύνθεση ορίζεται ως [1]:

$$O\% = 100 * v/V \quad (1.1)$$

όπου, V ο όγκος του ξηρού ατμοσφαιρικού αέρα, $O\%$ η ογκομετρική σύνθεση εκάστου αερίου και v είναι ο όγκος του κάθε αερίου που θα καταλάμβανε στις ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας με τον ξηρό ατμοσφαιρικό αέρα.

Η ατμόσφαιρα αποτελείται από μία μίξη ξηρού αέρα (αερίων) και υδρατμών. Ο ξηρός αυτός αέρας αποτελεί και το 99.97% της σύστασης της ατμόσφαιρας και αποτελείται κυρίως από τρία αέρια (Άζωτο, Οξυγόνο και Αργό (Ar)) σε σταθερή αναλογία ανάμιξης. Οι υδρατμοί έρχονται τέταρτοι κατά σειρά σε αυτή την αναλογία. Όσο για το Διοξείδιο του Άνθρακα, αυτό είναι μεταβλητό σε συγκέντρωση κατά περιοχή και ανάλογα με τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες.

Αντίστοιχα με την ογκομετρική σύνθεση του κάθε αερίου, μπορεί κάποιος να υπολογίσει και την μάζα σε γραμμάρια εκάστου αερίου και υδρατμών καθώς και χρόνο παραμονής του στην ατμόσφαιρα. Το τελευταίο, παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην υπερθέρμανση του πλανήτη και κατά συνέπεια στην Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή. Στον παρακάτω πίνακα δίνεται η σύνθεση του αέρα ως έχει σήμερα.

<i>Αέριο</i>	<i>Ογκομετρική Σύνθεση</i>
Άζωτο (N ₂)	78.09
Οξυγόνο (O ₂)	20.95
Αργόν (Ar)	0.93
Διοξείδιο του άνθρακα (CO ₂)	~0.03
Νέον (Ne)	1.8x10 ⁻³
Ήλιον (He)	5.24x10 ⁻⁴
Κρυπτόν (Kr)	1.0x10 ⁻⁴
Υδρογόνο (H ₂)	5.0x10 ⁻⁵
Ξένο (Xe)	8.0x10 ⁻⁶
Όζον (O ₃)	1.0x10 ⁻⁶
Ραδόνιο (Rn)	6.0x10 ⁻¹⁸

Πίνακας 1.1: Σύνθεση του ατμοσφαιρικού αέρα [1].

1.3 Δομή της ατμόσφαιρας

Στην γη, η ατμόσφαιρα χωρίζεται σε τέσσερα μέρη :

i). Την Τροπόσφαιρα, η οποία εκτείνεται από το έδαφος και έως την τροπόπαυση. Η τελευταία βρίσκεται σε ύψος 10-18 km ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή του χρόνου. Στους πόλους η τροπόπαυση εμφανίζεται στα 6-8 km, ενώ στον ισημερινό περίπου στα 18 km.

Η τροπόσφαιρα αποτελεί περίπου το 85-90% της μάζας της ατμόσφαιρας και φέρει τα παρακάτω χαρακτηριστικά [1]:

- Μειώνεται η θερμοκρασία με την αύξηση του ύψους (κατά μέσο όρο θερμοβαθμίδα (lapse rate) είναι -9.7 K / km για ξηρό αέρα).
- Έχει δυναμική αστάθεια και η ατμόσφαιρά της είναι τυρβώδης.

- Την ανάμιξη αερίων μαζών με έντονο ρυθμό και την παράλληλη διανταλλαγή ενέργειας μέσω συναγωγής (convection).

Η Τροπόσφαιρα η οποία έλαβε το όνομά της από τις λέξεις *τρόπος* και *σφαίρα*, εμπεριέχει και το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) το οποίο και εκτείνεται σε ύψος 1-2 km.

ii). Την Στρατόσφαιρα, η οποία εκτείνεται από την τροπόπαυση και έως ύψος 45 – 55 km περίπου, την στρατόπαυση. Αυτή χαρακτηρίζεται από:

- Την αύξηση της θερμοκρασίας με την αύξηση του ύψους για ύψη άνω των 20 km
- Την απουσία υδρατμών
- Και την μικρή σχετικά κατακόρυφη ανάμιξη των αερίων μαζών της.

Η στρατόσφαιρα επίσης παρουσιάζει σταθερή θερμοκρασία για ύψη 11-20 km στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και περιέχει περίπου το 90 % του ατμοσφαιρικού όζοντος.

iii). Την Μεσόσφαιρα, η οποία εκτείνεται από την στρατόπαυση και έως την μεσόπαυση σε ύψος περίπου 88-90 km και με χαρακτηριστικά:

- Την μείωση της θερμοκρασίας με την αύξηση του ύψους (-88 έως -90 °C).
- Ανάμιξη αερίων μαζών της με έντονο ρυθμό

iv). Και την Θερμόσφαιρα, με έκταση από την Μεσόπαυση και έως το ύψος των 110 km. Χαρακτηρίζεται από:

- Αύξηση της θερμοκρασίας με την αύξηση του ύψους, με την θερμοκρασία της να εξαρτάται από την ηλιακή δραστηριότητα
- Και την πολύ μικρή ανάμιξη των αέριων μαζών της.

Η γνωστή στους περισσότερους ιονόσφαιρα, όπου παρατηρείται ο μερικός ιονισμός των συστατικών της ατμόσφαιρας από την ηλιακή ή/και την σωματιδιακή συμπαντική ακτινοβολία, εκτείνεται περίπου σε ύψος από 80 έως και 300 km.

1.4 Κατανομή αερίων στην ατμόσφαιρα και υδροστατική ισορροπία

Οι αέριες μάζες στην ατμόσφαιρα παρουσιάζουν ποικίλους χρόνους παραμονής, από πολύ μικρούς, μίας ή και λίγων ημερών έως και πολύ μεγάλους, εκατοντάδων ετών. Αυτές με πολύ μεγάλο χρόνο παραμονής όπως το υποξειδίο του αζώτου (N₂O) και οι χλωροφλωράνθρακες (CFC), έχουν σταθερή χωρική κατανομή στην ατμόσφαιρα. Αντίστοιχα, αέρια με χρόνους παραμονής δεκάδων ετών όπως το CO₂ και το μεθάνιο (CH₄), παρουσιάζουν σχεδόν σταθερή χωρική κατανομή, ενώ, αέρια με χρόνους παραμονής μερικών μηνών, αντιστοιχούν σε λιγότερο ομογενείς χωρικές κατανομές [1].

Τέλος, γίνεται αντιληπτό πως αέριες μάζες με χρόνο παραμονής μικρό των μερικών ημερών, παρουσιάζουν έντονα ανομοιογενείς κατανομές στην ατμόσφαιρα διότι αντιδρούν χημικά με διάφορα συστατικά αυτής. Για παράδειγμα, ο αέριος ρύπος CFC που εκπέμπεται από το έδαφος, ενώ διέρχεται από το ΑΟΣ στην ελεύθερη τροπόσφαιρα μέσα σε μια ημέρα, παραμένει στην περιοχή της στρατόσφαιρας έως και 10 χρόνια. Δηλαδή, ο ρύπος αυτός, δημιουργούμενος από ανθρωπογενείς δραστηριότητες, ανέρχεται κατακόρυφα στην ατμόσφαιρα, με ταχύ ρυθμό και παραμένει μετά στη στρατόσφαιρα, για αρκετά μεγάλο διάστημα.

Οι μετακινήσεις αυτές των αερίων μαζών, συμβαίνουν κυρίως λόγω των διαφορών πίεσης και θερμοκρασίας σε διάφορα σημεία της γης, και επηρεάζονται από την περιστροφή της γης γύρω από τον άξονά της, από την απόσταση της γης από τον ήλιο (εποχές), καθώς επίσης, και από την ηλιακή δραστηριότητα. Κάθε αέριο λοιπόν, αναλόγως πίεσης και θερμοκρασίας που βρίσκεται και ακολουθώντας την φυσική των ρευστών, προσπαθεί να αποκτήσει υδροστατική ισορροπία και παράλληλα λόγω και των χημικών αντιδράσεων με τα άλλα συστατικά της ατμόσφαιρας, μπορεί να μετασχηματισθεί σε κάποιο άλλο νέο αέριο.

Απλή περίπτωση υδροστατικής ισορροπίας, αποτελεί η υπόθεση ότι η ατμοσφαιρική πίεση που ασκείται σε μια αέρια μάζα, εξαρτάται μόνο από το βαρητική δύναμη της μάζας του αέρα που βρίσκεται πάνω από την αέρια μάζα που εξετάζουμε. Τότε ισχύει η εξίσωση [1]:

$$p(z) = p_0 \exp \left[- \int_0^z \frac{g dz'}{RT(z')} \right] = p_0 \exp \left[- \int_0^z \frac{dz'}{H(z')} \right] \quad (1.2)$$

$$\text{όπου } H(z') = \frac{RT(z')}{g} \quad (1.3)$$

και p η πίεση στο ύψος z , p_0 η πίεση στο ύψος 0, $g=9.81 \text{ m/sec}^2$ η επιτάχυνση της βαρύτητας και T η θερμοκρασία, $R = 287 \text{ J/K*kg}$ η ατμοσφαιρική κλίμακα ύψους (pressure scale height) ή ισοδύναμα η υψομετρική κλίμακα της πίεσης και λαμβάνοντας υπόψη ότι ο ξηρός αέρας συμπεριφέρεται ως τέλειο αέριο.

Επίσης, ο ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας (θερμοβαθμίδα) με το ύψος δίνεται από τον τύπο:

$$\Gamma(z) = -dT/dz \quad (1.4)$$

και αν είναι αρνητικός, τότε η θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος και έχουμε το φαινόμενο της θερμοκρασιακής αναστροφής (temperature inversions). Τέτοια φαινόμενα

συμβαίνουν χαμηλά στην κατώτερη ατμόσφαιρα για παράδειγμα στο ΑΟΣ ή στην κατώτερη ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Γενικότερα πάντως στην τροπόσφαιρα, η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος οπότε και έχουμε συνθήκες αστάθειας, ενώ, αυξάνεται με το ύψος στην στρατόσφαιρα ή και στην περιοχή της τροπόσφαιρας όπου έχουμε συνθήκες αναστροφής της θερμοκρασίας. Τέλος, είναι πιθανό, ο ρυθμός αυτός να παραμείνει σταθερός ανάμεσα σε δύο περιοχές της ατμόσφαιρας, όπως για παράδειγμα κοντά στο έδαφος, οπότε και η θερμοκρασία εκεί μειώνεται γραμμικά καθώς αυξάνεται το ύψος.

Κλείνοντας θα αναφερθούμε και στην υψομετρική εξίσωση της ατμόσφαιρας η οποία και δίνεται από τον τύπο:

$$(z_2 - z_1) = - (RT_{mean}/g) * \ln(p_1/p_2) \quad (1.5)$$

και μας δηλώνει ότι, το πάχος ενός ατμοσφαιρικού στρώματος μεταξύ δύο πιέσεων p_1 και p_2 , είναι ανάλογο της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος αυτού, όπου T_{mean} είναι η μέση θερμοκρασία και δίνεται από τον τύπο:

$$T_{mean} = \frac{\int_{p_1}^{p_2} T d(\ln p)}{\int_{p_1}^{p_2} d(\ln p)} \quad (1.6)$$

Η πίεση, η θερμοκρασία και ο ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας, καθώς και η υψομετρική εξίσωση της ατμόσφαιρας είναι μερικές από τις εξισώσεις που λαμβάνονται υπόψη κατά την κατακόρυφη και οριζόντια κίνηση μιας αέριας μάζας στην ατμόσφαιρα, προκειμένου από την φύση, να επέλθει υδροστατική ισορροπία. Κατά την κίνηση αυτή, οι παράμετροι της θερμοκρασίας και της πίεσης μεταβάλλονται ανά περιοχή της ατμόσφαιρας και λόγω της τραχείας επιφάνειας της γης (βουνά κτλ), της κίνησής της γύρω από τον άξονά της και τον ήλιο, αλλά και από την ηλιακή δραστηριότητα, αναλόγως χρόνου παραμονής έκαστου αερίου στο αντίστοιχο ύψος στην ατμόσφαιρα, η κίνηση αυτή είναι συνεχής και αλλάζει με γοργούς ρυθμούς. Η κίνηση αυτή επηρεάζει κυρίως τα χαμηλά ύψη και είναι εντός της τροπόσφαιρας όπου και λαμβάνουμε τα περισσότερα φαινόμενα που ονομάζουμε «καιρό» και που τα τελευταία, επηρεάζουν αισθητά την καθημερινότητα του ανθρώπου και την ζωή στον πλανήτη.

Κεφάλαιο 2: Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας και ύλης στην ατμόσφαιρα

Στο κεφάλαιο αυτό θα αναφερθούμε σε όλων των ειδών τις αλληλεπιδράσεις (σκεδάσεις, απορροφήσεις κτλ) της ηλιακής ακτινοβολίας με το μέσο αέρας, καθώς η τελευταία διανύει την ατμόσφαιρα.

2.1 Αλληλεπίδραση Ηλιακής Ακτινοβολίας και ατμόσφαιρας

Η ηλιακή ακτινοβολία κατά την διάδοσή της στην ατμόσφαιρα της γης αλληλεπιδρά με τα μόρια της καθώς μεταφέρει ενέργεια σε διάφορα μήκη κύματος. Το μόριο απορροφά την ενέργεια του φωτονίου και μεταβαίνει σε διεγερμένη κατάσταση. Ο τρόπος αυτός απορρόφησης της ενέργειας αυτής αποθηκεύεται στο μόριο με τους εξής τρόπους: α). Αποθηκεύοντας ηλεκτρονική ενέργεια (E_{el}) μέσω της κατανομής των διεγερμένων ηλεκτρονίων στις διάφορες επιτρεπτές στάθμες του ατόμου, β). Με περιστροφική ενέργεια (E_{rot}) λόγω της περιστροφής του μορίου γύρω από το κέντρο μάζας του και γ). με την ταλαντωτική ενέργεια (E_{vib}) που οφείλεται στην ταλάντωση των ατόμων γύρω από το μόριο [2].

Οπότε, κατά την ακτινοβολήση της γης από τον ήλιο για παράδειγμα σε μικρά μήκη κύματος, όπως υπεριώδες ή ορατό μέσω της σχέσης:

$$\Delta E = h \cdot \nu \quad (2.1)$$

όπου, ΔE η διαφορά ενέργειας μεταξύ αρχικής και τελικής κατάστασης του μορίου λόγω της αρχής διατήρησης της ενέργειας, h η σταθερά του Planck και ν η συχνότητα στην οποία το φωτόνιο ακτινοβόλησε, το μόριο αποθηκεύει την ενέργεια ηλεκτρονικά (E_{el}). Το μήκος κύματος της συχνότητας αυτής δίνεται από την σχέση του Bohr :

$$\lambda = c / \nu \quad (2.2)$$

όπου, το c είναι η ταχύτητα του φωτός και είναι ίση περίπου με $3 \cdot 10^8$ m/s. Το μόριο παραμένει σε αυτή την διεγερμένη κατάσταση για περιορισμένο χρόνο και μετά ακολουθεί η αποδιέγερση, η οποία και συμβαίνει ως εξής:

α) Το φωτόνιο επανεκπέμπεται από το ηλεκτρόνιο με την ίδια συχνότητα με την οποία και απορροφήθηκε (οπότε και μιλάμε για ελαστική σκέδαση) προς μια τυχαία γωνία, φαινόμενο γνωστό ως ακτινοβολική μετάπτωση (radiative decay).

β) Κατά την σύγκρουση των μορίων στην ατμόσφαιρα, ειδικά σε υψηλές σχετικά πιέσεις (περίπου 1 atm), υπάρχει πιθανότητα η ενέργεια που εκπέμπεται από το διεγερμένο

μόριο να απορροφηθεί από τα γύρω μόρια και την μετατροπή της σε άλλη μορφή ενέργειας, όπως κινητική ή θερμότητα, κτλ. Η τελευταία περίπτωση της μετατροπής της ενέργειας σε θερμότητα ονομάζεται θερμοποίηση και έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση τοπικά της θερμοκρασίας.

Συμπερασματικά, η ηλιακή ακτινοβολία κατά την διάδοσή της στη γήινη ατμόσφαιρα, μετατρέπεται μέσω των διαρκών σκεδάσεων και απορρόφησης της ενέργειας, σε άλλες μορφές, που επιδρούν έντονα στην “ποιότητα” και σύνθεση της ατμόσφαιρας. Μέσω των αιωρούμενων σωματιδίων της έχουμε το φαινόμενο της ελαστικής σκέδασης Mie, μέσω των μορίων της ατμόσφαιρας φαινόμενα της επίσης ελαστικής σκέδασης Rayleigh, αλλά και της μη-ελαστικής σκέδασης Raman (όπως σε N_2 , O_2 , O_3 , H_2O κτλ). Αντίστοιχα, η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας μπορεί να γίνει είτε από τα αιωρούμενα σωματίδια στην ατμόσφαιρα όπως για παράδειγμα, η απορρόφηση στο υπεριώδες κυρίως από τα μόρια της ατμόσφαιρας (π.χ. O_2 , O_3), αλλά και ορισμένα αιωρούμενα σωματίδια που περιέχουν τέφρα κλπ. Σε αυτήν την περίπτωση, η ενέργεια που απορροφάται από τα μόρια της ατμόσφαιρας, μπορεί να οδηγήσει σε φωτοδιάσπαση του μορίου και φωτοχημικές αντιδράσεις ή, σε άλλη περίπτωση, σε φωτοϊωνισμό των ατόμων των μορίων και απόσπαση ηλεκτρονίων των εξωτερικών στοιβάδων τους, όπως συμβαίνει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας στην υπεριώδη (UV) ακτινοβολία.

2.2 Ατμοσφαιρική διάδοση οπτικής ακτινοβολίας

Κατά τη διάδοση στην ατμόσφαιρα όπως είπαμε, η ΗΜ ακτινοβολία υφίσταται διάθλαση, απορρόφηση και σκέδαση, φαινόμενα τα οποία οφείλονται στα διάφορα σωματίδια (βροχή, σκόνη, ομίχλη, καπνός, κτλ) και μόρια του αέρα. Επίσης [18], η οπτική ακτινοβολία όπως μια δέσμη Laser, υφίσταται περιπλάνηση (beam wander), διεύρυνση (diverging & thermal blooming) και σπινθηρισμούς, φαινόμενα τα οποία οφείλονται σε διάφορες οπτικής φύσης ατμοσφαιρικές μικροδιαταραχές και τα οποία αναφέρονται στη συνέχεια.

Η απόδοση των Laser στην τεχνική τηλεπισκόπησης της ατμόσφαιρας (τεχνική LIDAR- Light Detection And Ranging), εξαρτάται σε πολύ μεγάλο βαθμό από τα χαρακτηριστικά διάδοσης της "οπτικής" ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, καθώς επίσης και από τον τρόπο με τον οποίο αυτά μεταβάλλονται. Άλλα χαρακτηριστικά, πέραν των σκεδάσεων και της απορρόφησης ΗΜ ακτινοβολίας στα οποία και θα αναφερθούμε παρακάτω εκτεταμένα και τα οποία αφορούν το LIDAR ως εφαρμογή, είναι τα εξής:

- Η διαπερατότητα, κατά την οποία το μέγεθος της διαδιδόμενης οπτικής ισχύος, εκφράζεται από το συντελεστή μετάδοσης / διάδοσης ισχύος στην ατμόσφαιρα. Γενικά,

η διαπερατότητα είναι καλύτερη για μη δυσμενείς ατμοσφαιρικές συνθήκες, καθώς επίσης και για τα μεγαλύτερα ύψη (λόγω της μείωσης της ατμοσφαιρικής πίεσης).

- Η επίδραση της βροχής και άλλων μετεωρολογικών φαινομένων. Η βροχή ψύχει την επιφάνεια του στόχου – ατμόσφαιρας, με αποτέλεσμα να μειώνεται η θερμική αντίθεση στόχου και περιβάλλοντος και ταυτόχρονα αυξάνει τις απώλειες κατά την ατμοσφαιρική διάδοση.

- Περιπλάνηση δέσμης και ατμοσφαιρικοί σπινθηρισμοί. Η περιπλάνηση (γρήγορες και τυχαίες γωνιακές εκτροπές λόγω ατμοσφαιρικών διαταραχών) της δέσμης, μειώνει τη χρονική συνεκτικότητα αυτής και προκαλεί ταχέως μεταβαλλόμενες ανομοιομορφίες στο αρχικά ομοιόμορφο μέτωπο αυτής. Οι σπινθηρισμοί (συνεχής μεταβολή της λαμβανόμενης έντασης σήματος από κάποια μακρινή πηγή λόγω ατμοσφαιρικών διαταραχών), αποτελούν φαινόμενο περισσότερο έντονο στο ορατό παρά στο υπέρυθρο φάσμα.

- Παράσιτα περιβάλλοντος. Το σύστημα LIDAR μαζί με την πληροφορία, λαμβάνει και θόρυβο περιβάλλοντος, εκτός του μικρού εσωτερικού θορύβου του συστήματος. Ο θόρυβος λοιπόν αυτός περιβάλλοντος, λέγεται παράσιτο (clutter) και μπορεί να προέρχεται από τον ουρανό, τον ήλιο, τη θάλασσα επιφάνεια ή την ξηρά. Επομένως οι πιθανότητες εσφαλμένου συναγερμού και εντοπισμού (false alarm rate), καθορίζονται από το λόγο σήματος προς clutter και όχι από το λόγο σήματος προς θόρυβο.

2.3 Σωματίδια της ατμόσφαιρας και σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας

Τα μεγάλα σχετικά μήκη κύματος, διεισδύουν βαθιά στην ατμόσφαιρα μέχρι να απορροφηθούν από κάποια ατμοσφαιρικά αέρια. Πλησιέστερα στην επιφάνεια της γης γίνεται πυκνότερη η ατμόσφαιρα και η πιθανότητα απορρόφησής τους μεγαλώνει, πριν η UV ακτινοβολία αγγίξει την επιφάνεια και επηρεάσει την ζωή στον πλανήτη. Σε κάθε περίπτωση, όταν το μέγεθος του σωματιδίου είναι συγκρίσιμο με το μήκος κύματος ($\alpha \sim 1$) της ηλιακής ακτινοβολίας [2], ακολουθεί το φαινόμενο σκέδασης Mie, όπου η παράμετρος α ορίζεται ως:

$$\alpha \equiv 2\pi r / \lambda = \pi D_p / \lambda \quad (2.3)$$

και έχει σχέση με την ακτίνα (r) ή την διάμετρο $D_p = 2r$ και το μήκος κύματος (λ).

Τα σωματίδια αυτά μπορεί να είναι αιωρούμενα σωματίδια, αερολύματα, ομίχλη κτλ. και έχουν διάμετρο συγκρίσιμη με το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας, συγκεκριμένα για την περίπτωση σκέδασης Mie. Γενικότερα, τα σκεδαζόμενα σωματίδια

έχουν διάμετρο μεταξύ 0.01 μm (πυρήνες Aitken) και 10^2 με 10^4 μm (σταγόνες βροχής) ή ακόμη και 1 cm (στη περίπτωση χαλαζιού). Παρακάτω, σε αυτό το κεφάλαιο, θα δούμε και τις τέσσερις περιπτώσεις σκέδασης (Mie, Rayleigh, Raman και πολλαπλής σκέδασης) λίγο πιο αναλυτικά και θα δούμε και την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα.

Θα εισάγουμε βέβαια πρώτα τα σφαιρικά ΗΜ κύματα (πολυπολική ανάπτυξη του ΗΜ πεδίου) ως αυστηρή λύση των εξισώσεων του Maxwell εντός ενός ομοιογενούς μέσου. Κατόπιν, θα αναφερθούμε σε μια σύντομη περίληψη της θεωρίας Mie όπου η κεντρική ποσότητα είναι ο πίνακας σκέδασης T , που ουσιαστικά παρέχει το ΗΜ πεδίο που σκεδάζεται από σφαιρικό σκεδαστή, ωστόσο, η χρησιμότητά του πηγαιίνει και πέρα από αυτό, δεδομένου ότι παρέχει επίσης τις οπτικές παραμέτρους ϵ_{eff} , μ_{eff} του σύνθετου υλικού. Θα παρουσιάσουμε μετά τη μέθοδο ενεργού μέσου (effective medium) που βασίζεται στη σκέδαση της ΗΜ ακτινοβολίας από ένα σφαιρικό σκεδαστή και τέλος θα αναφερθούμε και στις σκεδάσεις Rayleigh, Raman και στην μέθοδο σκέδασης πολλαπλών επιπέδων.

2.4 Πολυπολικό ανάπτυγμα του ΗΜ πεδίου

Εξετάζουμε ένα αρμονικό ΗΜ κύμα, με γωνιακή συχνότητα ω , που περιγράφεται από το ηλεκτρικό πεδίο [3,4]:

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = \text{Re} [\mathbf{E}(\mathbf{r}) \exp(-i\omega t)] \quad (2.4)$$

Έστω ένα ομοιογενές μέσο που χαρακτηρίζεται από διηλεκτρική επιδεκτικότητα $\epsilon(\omega)\epsilon_0$ και μια μαγνητική διαπερατότητα $\mu(\omega)\mu_0$, όπου ϵ_0 , μ_0 είναι η διηλεκτρική σταθερά και μαγνητική διαπερατότητα του κενού. Από τις εξισώσεις Maxwell συνεπάγεται ότι διάνυσμα \mathbf{E} ικανοποιεί μια διανυσματική εξίσωση Helmholtz, με ένα κυματάριθμο $q = \omega/c$, όπου $c = 1/\sqrt{\mu\epsilon\mu_0\epsilon_0} = c_0/\sqrt{\mu\epsilon}$ είναι η ταχύτητα του φωτός στο μέσο. Η σκέδαση του σφαιρικού κύματος $\mathbf{E}(\mathbf{r})$ δίνεται από την (Jackson, 1975)

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}) = \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=-l}^l \left\{ a_{lm}^H f_l(qr) X_{lm}(\hat{\mathbf{r}}) + a_{lm}^E \frac{i}{q} \nabla \times [f_l(qr) X_{lm}(\hat{\mathbf{r}})] \right\}, \quad (2.5)$$

όπου a_{lm}^P ($P = \mathbf{E}, \mathbf{H}$) είναι συντελεστές που θα καθοριστούν. $X_{lm}(r)$ είναι το διάνυσμα σε σφαιρικές αρμονικές (Jackson, 1975) και f_l μπορεί να είναι ένας οποιοσδήποτε γραμμικός συνδυασμός της σφαιρικής συνάρτησης Bessel, j_l , και σφαιρικής συνάρτησης Hankel, h_l^+ . Το αντίστοιχο διάνυσμα της μαγνητικής επαγωγής, $\mathbf{B}(\mathbf{r})$, μπορεί να ληφθεί εύκολα από ηλεκτρικό πεδίο εφαρμόζοντας τις εξισώσεις του Maxwell:

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}) = \frac{\sqrt{\epsilon\mu}}{c_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=-l}^l \left\{ a_{lm}^E f_l(qr) \mathbf{X}_{lm}(\hat{\mathbf{r}}) - a_{lm}^H \frac{i}{q} \nabla \times [f_l(qr) \mathbf{X}_{lm}(\hat{\mathbf{r}})] \right\} \quad (2.6)$$

2.5 Σκέδαση από ομοιογενή σφαίρα

Είμαστε τώρα σε θέση να λύσουμε το πρόβλημα της σκέδασης ΗΜ κυμάτων από μία ομοιογενή σφαίρα (θεωρία Mie σκέδασης), δηλαδή, τον προσδιορισμό των συντελεστών (όπως a_{lm}^P της εξίσωσης 2.5) της σκέδασης του ΗΜ πεδίου από τη σφαίρα, όταν ακτινοβολείται από ένα ΗΜ επίπεδο κύμα.

Θεωρούμε μια σφαίρα ακτίνας S , με το κέντρο της την αρχή των αξόνων και υποθέτουμε ότι το ηλεκτρική επιδεκτικότητα, ϵ_s , ή/και μαγνητική διαπερατότητα, μ_s , είναι διαφορετικά από αυτά, ϵ_h, μ_h , του ομοιογενούς μέσου που το περιβάλλει. Ένα επίπεδο ΗΜ κύμα, με $f_l = j_l$ (δεδομένου ότι το επίπεδο κύμα είναι πεπερασμένο παντού) και κατάλληλων συντελεστών a_L^0 , όπου L δηλώνει συλλογικά τους δείκτες P_{lm} . Είναι [3,4]:

$$\mathbf{E}^0(\mathbf{r}) = \sum_L a_L^0 \mathbf{J}_L(\mathbf{r}) \quad (2.7)$$

Όπου,

$$\mathbf{J}_{Elm}(\mathbf{r}) = \frac{i}{qh} \nabla \times j_l(q_h r) \mathbf{X}_{lm}(\hat{\mathbf{r}}), \quad \mathbf{J}_{Hlm}(\mathbf{r}) = j_l(q_h r) \mathbf{X}_{lm}(\hat{\mathbf{r}}) \quad (2.8)$$

Και $q_h = \sqrt{\epsilon_h \mu_h} \omega / c_0$. Οι συντελεστές a_L^0 εξαρτώνται από το πλάτος, τη πόλωση και τη διάδοση του επίπεδου ΗΜ κύματος (Jackson, 1975).

Ομοίως, το κύμα που σκεδάζεται από τη σφαίρα περιγράφεται από εξίσωση 2.5 με $f_l = h_l^+$, που έχει ασυμπτωτική μορφή κατάλληλη για ένα εξερχόμενο σφαιρικό κύμα: $h_l^+ \approx (-i)^l \exp(iq_h r) / iq_h r$ με $r \rightarrow \infty$, και οι συντελεστές, a_L^+ : δηλαδή,

$$\mathbf{E}^+(\mathbf{r}) = \sum_L a_L^+ \mathbf{H}_L(\mathbf{r}) \quad (2.9)$$

όπου:

$$\mathbf{H}_{Elm}(\mathbf{r}) = \frac{i}{q_h} \nabla \times h_l^+(q_h r) X_{lm}(\hat{\mathbf{r}}), \quad \mathbf{H}_{Hlm}(\mathbf{r}) = h_l^+(q_h r) X_{lm}(\hat{\mathbf{r}}). \quad (2.10)$$

Το πεδίο για $r > S$ είναι το άθροισμα των επίπεδων κυμάτων και σκέδασης, δηλαδή, $\mathbf{E}^{out} = \mathbf{E}^0 + \mathbf{E}^+$. Η σκέδαση του σφαιρικού κύματος του \mathbf{E}^l πεδίου για $r < R$ (μέσα στην σφαίρα) επιτυγχάνεται με παρόμοιο τρόπο με την απαίτηση ότι είναι πεπερασμένο για ($r = 0$), δηλαδή,

$$\mathbf{E}^l(\mathbf{r}) = \sum_L a_L^l \mathbf{J}_L^l(\mathbf{r}) \quad (2.11)$$

όπου $\mathbf{J}_L^l(\mathbf{r})$ δίνεται από την εξίσωση 2.8 αντικαθιστώντας q_h με

$$q_s = \sqrt{\epsilon_s \mu_s} \omega / c_0$$

Εφαρμόζοντας την απαίτηση ότι τα διανυσματικά πεδία των \mathbf{E} και \mathbf{H} είναι συνεχή στην επιφάνεια της σφαίρας, θα πάρουμε μια σχέση μεταξύ των συντελεστών της σκέδασης του κύματος και του σκεδαζόμενου πεδίου, ως εξής:

$$a_L^+ = \sum_{L'} T_{LL'} a_{L'}^0. \quad (2.12)$$

όπου $T_{LL'}$, είναι τα στοιχεία του λεγόμενου πίνακα σκέδασης T . Η εξίσωση 2.12, ισχύει για οποιαδήποτε μορφή του μέσου διάδοσης. Για σφαιρικά συμμετρικούς σκεδαστές, όπως, αιωρούμενα σωματίδια περιβαλλόμενα με υγρασία και σταγόνες βροχής, κάθε σφαιρικό κύμα σκεδάζεται ανεξάρτητα από όλα τα άλλα, κάτι που οδηγεί σε έναν πίνακα T , που δεν εξαρτάται από m και να είναι διαγώνιος σε l , δηλαδή, $T_{LL} = T_L \delta_{LL}$. Δίνεται από [3,4]:

$$T_l^E(\omega) = \left[\frac{j_l(q_s r) \frac{\partial}{\partial r} (r j_l(q_h r)) \epsilon_s - j_l(q_h r) \frac{\partial}{\partial r} (r j_l(q_s r)) \epsilon_h}{h_l^+(q_h r) \frac{\partial}{\partial r} (r j_l(q_s r)) \epsilon_h - j_l(q_s r) \frac{\partial}{\partial r} (r h_l^+(q_h r)) \epsilon_s} \right]_{r=S} \quad (2.13)$$

$$T_l^H(\omega) = \left[\frac{j_l(q_s r) \frac{\partial}{\partial r} (r j_l(q_h r)) \mu_s - j_l(q_h r) \frac{\partial}{\partial r} (r j_l(q_s r)) \mu_h}{h_l^+(q_h r) \frac{\partial}{\partial r} (r j_l(q_s r)) \mu_h - j_l(q_s r) \frac{\partial}{\partial r} (r h_l^+(q_h r)) \mu_s} \right]_{r=S} \quad (2.14)$$

2.6 Θεωρία Ενεργού μέσου

Ένα σύνθετο υλικό, αποτελούμενο από σφαιρικούς σκεδαστές, μπορεί να περιγραφεί, στο όριο των μεγάλων μηκών κύματος, ως μέσο ομογενές, με μία μέση σχετική διηλεκτρική σταθερά ϵ_{eff} και μέση σχετική μαγνητική διαπερατότητα μ_{eff} [3,4]. Υποθέτουμε ότι σκεδαστές κατέχουν μια σχετική διηλεκτρική σταθερά ϵ_s , σχετική μαγνητική διαπερατότητα μ_s και ενσωματώνονται σε ένα μέσο που περιγράφεται από μια σχετική διηλεκτρική σταθερά ϵ_h και σχετική μαγνητική διαπερατότητα μ_h . Το ποσοστό κατάληψης όγκου που καταλαμβάνεται από τους σκεδαστές μέσα στο μέσο που τους φιλοξενεί συμβολίζεται με f όπως για παράδειγμα αερολύματα περιβαλλόμενα υγρασία σε σφαιρική διάταξη (σκεδαστή). Οι σταθερές ϵ_{eff} και μ_{eff} μπορούν να υπολογιστούν από την εκτεταμένη θεωρία Maxwell-Garnett (EMG) [3,5], που προχωρά ένα βήμα παραπέρα από τη συνήθη θεωρία Maxwell-Garnett ενσωματώνοντας χαρακτηριστικά της σκέδασης Mie από τους αντίστοιχους τύπους των ϵ_{eff} και μ_{eff} , δηλαδή,

$$\epsilon_{eff} = \epsilon_h \frac{x^3 - 3ifT_1^E}{x^3 + \frac{3}{2}ifT_1^E} \quad (2.15)$$

και

$$\mu_{eff} = \mu_h \frac{x^3 - 3ifT_1^H}{x^3 + \frac{3}{2}ifT_1^H} \quad (2.16)$$

όπου T_1^E (T_1^H) είναι τα ηλεκτρικό-δίπολο (μαγνητικό δίπολο), στοιχεία του πίνακα σκέδασης των 2.13, 2.14 για $l = 1$:

$$T_1^E(\omega) = \left[\frac{j_1(x_s)[xj_1(x)]'\epsilon_s - j_1(x)[x_s j_1(x_s)]'\epsilon_h}{h_1^+(x)[x_s j_1(x_s)]'\epsilon_h - j_1(x_s)[xh_1^+(x)]'\epsilon_s} \right] \quad (2.17)$$

$$T_1^H(\omega) = \left[\frac{j_1(x_s)[xj_1(x)]'\mu_s - j_1(x)[x_s j_1(x_s)]'\mu_h}{h_1^+(x)[x_s j_1(x_s)]'\mu_h - j_1(x_s)[xh_1^+(x)]'\mu_s} \right] \quad (2.18)$$

Όπου $j_1(h_1^+)$ είναι η σφαιρική Bessel (Hankel) εξίσωση πρώτης τάξης

$[xj_1(x)]' = d[zj_1(z)]/dz|_{z=x}$ κτλ. Το x αντιπροσωπεύει την παράμετρο της σφαίρας

$$x \equiv \sqrt{\epsilon_h \mu_h} \omega S / c = 2\pi S / \lambda$$

S είναι η ακτίνα της σφαίρας και λ είναι το μήκος κύματος στο μέσο που περιβάλλει τους σκεδαστές.

Επίσης, $x_s \equiv \sqrt{\epsilon_s \mu_s} \omega S / c = 2\pi S / \lambda_s$, όπου λ_s είναι το μήκος κύματος στο μέσο σφαίρα. Οι εξισώσεις 2.15 και 2.16 ισχύουν στο ημι-στατικό όριο, δηλαδή, υπό τον όρο ότι $x \ll 1$ αλλά όχι απαραίτητα $x_s \ll 1$, όπως συμβαίνει με τον συνηθισμένο τύπο Maxwell-Garnett (στατικό όριο) [3, 5].

Οι οπτικές σταθερές ϵ_{eff} και μ_{eff} , που δίνονται από τις εξισώσεις 2.15 και 2.16, χαρακτηρίζουν την οπτική απόκριση από ένα σύνθετο υλικό στο όριο μεγάλου μήκους κύματος, δηλαδή, στο όριο όπου το μήκος κύματος της ΗΜ ακτινοβολίας είναι πολύ μεγαλύτερο από τις εσωτερικές αποστάσεις μεταξύ «μορίων». Όταν το μήκος κύματος είναι συγκρίσιμο με τις εσωτερικές μεταξύ «μορίων» αποστάσεις, οι πολλαπλές σκεδάσεις του φωτός, γίνονται η κυρίαρχη διαδικασία. Ως εκ τούτου η ανομοιογένεια του σύνθετου υλικού δεν μπορεί πλέον να κρυφτεί «κάτω από το χαλί», όπως γίνεται στις θεωρίες ενεργού μέσου (όπως η θεωρία EMG που συμβουλευόμαστε εδώ), και ως εκ τούτου, απαιτείται μια αυστηρή λύση με τις εξισώσεις του Maxwell. Μία από τις πιο γνωστές τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την επίλυση των εξισώσεων Maxwell, σε ανομοιογενείς σκεδαστές είναι η στρωματική μέθοδος πολλαπλής σκέδασης [4, 6].

2.7 Μέθοδος σκέδασης πολλαπλών επιπέδων

Η Layer-Multiple-Scattering (LMS) μέθοδος είναι μια πολύ γενική και ισχυρή μέθοδος για την επίλυση των εξισώσεων Maxwell και κατά συνέπεια, την πρόβλεψη οπτικών ιδιοτήτων των σύνθετων δομών. Μια αναλυτική παραγωγή αυτής της μεθόδου και παρουσίαση με όλες τις σχετικές εξισώσεις και τους τύπους της, είναι πέρα από το πεδίο αυτής της ενότητας, θα αναφέρουμε μια σύντομη περιγραφή της μεθόδου [4, 6].

Θεωρούμε έναν 3D κρύσταλλο (μέσο) που περιέχει μακροσκοπικά, μέσα σκεδαστές, που τοποθετούνται περιοδικά στον χώρο. Μπορούμε να δούμε το κρύσταλλο, ως μια διαδοχή στρωμάτων παράλληλα προς μια κατεύθυνση. Τα στρώματα έχουν την ίδια διαστάση (2D) περιοδικότητα (ίδια προς την επιλεγμένη κατεύθυνση) και περιγράφεται από ένα 2D δικτυωτό πλέγμα [4]:

$$\mathbf{R}_n = n_1 \mathbf{a}_1 + n_2 \mathbf{a}_2 \tag{2.19}$$

όπου \mathbf{a}_1 και \mathbf{a}_2 είναι διανύσματα του επιπέδου (το οποίο θεωρείται ότι είναι το επίπεδο xy), και $n_1, n_2 = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$. Μπορούμε ίσως να αριθμήσουμε την ακολουθία των

στρωμάτων που αποτελούν έναν άπειρο "κρύσταλλο", να εκτείνεται από στον \mathbf{z} από μείον άπειρο στο συν άπειρο , ως εξής:... -2, -1, 0, 1, 2,... Το $(N + 1)$ στρώμα λαμβάνεται από το νιοστό στρώμα με ένα διάνυσμα \mathbf{a}_3 . Προφανώς, τα $\mathbf{a}_1, \mathbf{a}_2, \mathbf{a}_3$, αποτελούν την βάση ενός 3D δικτυωτού χώρου του άπειρου κρύσταλλου ή αερολύματος.

Ορίζουμε το 2D αμοιβαία δικτυωτό πλέγμα κατά αντιστοιχία της 2.19 εξίσωσης:

$$\mathbf{g} = m_1 \mathbf{b}_1 + m_2 \mathbf{b}_2, \quad m_1, m_2 = 0, \pm 1, \pm 2, \dots \quad (2.20)$$

όπου $\mathbf{b}_i \mathbf{a}_j = 2\pi \delta_{ij}$ και $i, j = 1, 2$. Τα μειωμένα (k_x, k_y) -ζώνη, που συνδέονται με την προηγούμενη συζήτηση και που έχει τη πλήρη συμμετρία του συγκεκριμένου κρυσταλλογραφικού επιπέδου, είναι γνωστά ως ζώνη Brillouin επιφάνειας (SBZ) [21]. Ορίζουμε μια αντίστοιχη μειωμένη 3D k -ζώνη ως εξής [4]:

$$\mathbf{k}_{\parallel} \equiv (k_x, k_y)$$

Εντός της SBZ ζώνης, ισχύει:

$$-\frac{|\mathbf{b}_3|}{2} < k_z \leq \frac{|\mathbf{b}_3|}{2} \quad (2.21)$$

Όπου $\mathbf{b}_3 = 2\pi \mathbf{a}_1 \times \mathbf{a}_2 / [\mathbf{a}_1 \cdot (\mathbf{a}_2 \times \mathbf{a}_3)]$ είναι κανονικό προς το κρυσταλλογραφικό επίπεδο. Η \mathbf{K} -ζώνη όπως δίνεται από την 2.21 ισοδυναμεί με αυτήν που συνήθως χρησιμοποιείται, μια περισσότερο συμμετρική Brillouin ζώνη, με την έννοια ότι ένα σημείο σε ένα από αυτά, είναι αντίστοιχα και στο άλλο ή διαφέρει από αυτό.

Ας υποθέσουμε τώρα ότι έχουμε ένα αερόλυμα ή κρύσταλλο που αποτελείται από επικαλυπτόμενους μικρο ή νάνο-σφαιρικούς σκεδαστές, αερολύματα δηλαδή ή μόρια αερίων μέσα σε ένα μέσο υποδοχής (υδρατμούς) με διαφορετική διηλεκτρική σταθερά και ας εξετάσουμε τώρα τη δομή ως μια ακολουθία των στρωμάτων των σφαιρών με το 2D περιοδικότητα της εξίσωσης 2.19. Η κυματική λύση Bloch, της δεδομένης συχνότητα ω και \mathbf{k}_{\parallel} , της εξισώσεις του Maxwell για το συγκεκριμένο σύστημα έχει την παρακάτω μορφή στο χώρο μεταξύ του νιοστού και του $(N + 1)$ στρώματος (γράφουμε παρακάτω μόνο το ηλεκτρικό πεδίο του HM κύματος):

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}) = \sum_{\mathbf{g}} \left\{ \mathbf{E}_{\mathbf{g}}^+(N) \exp[i\mathbf{K}_{\mathbf{g}}^+ \cdot (\mathbf{r} - \mathbf{A}_N)] + \mathbf{E}_{\mathbf{g}}^-(N) \exp[i\mathbf{K}_{\mathbf{g}}^- \cdot (\mathbf{r} - \mathbf{A}_N)] \right\} \quad (2.22)$$

με

$$\mathbf{K}_{\mathbf{g}}^{\pm} = \left(\mathbf{k}_{\parallel} + \mathbf{g}, \pm \left[q^2 - (\mathbf{k}_{\parallel} + \mathbf{g})^2 \right]^{1/2} \right) \quad (2.23)$$

Όπου q είναι ο κυματάριθμος, \mathbf{A}_N είναι μια κατάλληλα διαλεγμένη αρχή των αξόνων των συντεταγμένων στον χώρο μετά του N -ιστού και $(N+1)$ επιπέδου.

Μια παρόμοια έκφραση (με N αντικατάσταση από $N + 1$) δίνει το ηλεκτρικό πεδίο μεταξύ του $(N + 1)$ και του $(N + 2)$ στρώματος. Φυσικά οι συντελεστές $\mathbf{E}_{\pm}(\mathbf{N} + 1)$ σχετίζονται με τους συντελεστές του $\mathbf{E}_{\pm}(\mathbf{N})$ μέσα από τις μήτρες σκέδασης του N -ιστού επιπέδου των σφαιρών. Έχουμε λοιπόν:

$$\begin{aligned} E_{\mathbf{g}i}^{-}(N) &= \sum_{\mathbf{g}'i'} \mathbf{Q}_{\mathbf{g}i;\mathbf{g}'i'}^{\text{IV}} E_{\mathbf{g}'i'}^{-}(N+1) + \sum_{\mathbf{g}'i'} \mathbf{Q}_{\mathbf{g}i;\mathbf{g}'i'}^{\text{III}} E_{\mathbf{g}'i'}^{+}(N) \\ E_{\mathbf{g}i}^{+}(N+1) &= \sum_{\mathbf{g}'i'} \mathbf{Q}_{\mathbf{g}i;\mathbf{g}'i'}^{\text{I}} E_{\mathbf{g}'i'}^{+}(N) + \sum_{\mathbf{g}'i'} \mathbf{Q}_{\mathbf{g}i;\mathbf{g}'i'}^{\text{II}} E_{\mathbf{g}'i'}^{-}(N+1) \end{aligned} \quad (2.24)$$

όπου $l = x, y, z$, και \mathbf{Q} είναι κατάλληλα κατασκευασμένες μήτρες εκπομπής και ανάκλασης για το στρώμα. Για μια λεπτομερή περιγραφή των πινάκων αυτών, που είναι συναρτήσεις των ω, k_{\parallel} , οι ιδιότητες της σκέδασης του επιμέρους σκεδαστή (σφαίρα), και η γεωμετρία του στρώματος, βλέπουμε Στεφάνου et al. (1998, 2000).

Ένα γενικευμένο κύμα Bloch, εξ ορισμού, έχει την ιδιότητα:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_{\mathbf{g}}^{\pm}(N+1) &= \exp(i\mathbf{k} \cdot \mathbf{a}_3) \mathbf{E}_{\mathbf{g}}^{\pm}(N) \\ \mathbf{k} &= (\mathbf{k}_{\parallel}, k_z(\omega, \mathbf{k}_{\parallel})) \end{aligned} \quad (2.25)$$

Όπου \mathbf{K}_z μπορεί να είναι πραγματικό ή φανταστικό. Θέτοντας την 2.25 στην 2.24, παίρνουμε:

$$\begin{aligned} &\begin{pmatrix} \mathbf{Q}^{\text{I}} & \mathbf{Q}^{\text{II}} \\ -[\mathbf{Q}^{\text{IV}}]^{-1} \mathbf{Q}^{\text{III}} \mathbf{Q}^{\text{I}} & [\mathbf{Q}^{\text{IV}}]^{-1} [\mathbf{I} - \mathbf{Q}^{\text{III}} \mathbf{Q}^{\text{II}}] \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{E}^{+}(N) \\ \mathbf{E}^{-}(N+1) \end{pmatrix} \\ &= \exp(i\mathbf{k} \cdot \mathbf{a}_3) \begin{pmatrix} \mathbf{E}^{+}(N) \\ \mathbf{E}^{-}(N+1) \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (2.26)$$

όπου E_{\pm} είναι στήλες του πίνακα με στοιχεία: $E_{\mathbf{e}_1x}^{\pm}, E_{\mathbf{e}_1y}^{\pm}, E_{\mathbf{e}_1z}^{\pm}, E_{\mathbf{e}_2x}^{\pm}, E_{\mathbf{e}_2y}^{\pm}, E_{\mathbf{e}_2z}^{\pm}, \dots$ Στην πράξη, κρατάμε ένα πεπερασμένο αριθμό των \mathbf{g} (αυτά με $|\mathbf{g}| < \mathbf{g}_{ame}$, όπου \mathbf{g}_{ame} είναι η παράμετρος αποκοπής) που οδηγεί σε ένα επιλύσιμο σύστημα εξισώσεων (Στεφάνου et al., 1998, 2000).

Η Εξίσωση 2.26 αποτελεί ένα τυπικό πρόβλημα ιδιοτιμών, επειδή η μήτρα στην αριστερή πλευρά της εξίσωσης 2.26 δεν είναι ερμιτιανή, οι ιδιοτιμές της είναι γενικά μιγαδικοί αριθμοί. Θυμόμαστε ότι ω και $\mathbf{k}||$ είναι ποσότητες που δίνονται και ως εκ τούτου, οι ιδιοτιμές του πίνακα στην αριστερή πλευρά της εξίσωσης 2.26 καθορίζουν το \mathbf{k}_z , ανάλογα με τον αριθμό των \mathbf{g} -διανυσμάτων που υπολογίζουμε, έχουμε ένα αντίστοιχο αριθμό \mathbf{k}_z ιδιοτιμών για το συγκεκριμένο ω και $\mathbf{k}||$. Αυτές τις ιδιοτιμές του \mathbf{k}_z που είναι συναρτήσεις του πραγματικού ω , για να δοσμένο $\mathbf{k}||$, είναι γνωστά ως οι πραγματικές συχνότητες στον \mathbf{k}_z -χώρο. Σε όλες τις περιπτώσεις $[\mathbf{k}||, \text{Re}(\mathbf{k}_z)]$ βρίσκεται στη μειωμένη ζώνη που ορίζεται από την εξίσωση 2.21.

Η μέθοδος on-shell που μόλις έχει περιγραφεί, έχει διάφορα πλεονεκτήματα πέρα από τις παραδοσιακές μεθόδους. Το στρώμα στην κατεύθυνση \mathbf{z} μπορεί να συνίσταται σε όχι από ένα επίπεδο με σφαίρες (όπως αναφέρθηκε μέχρι τώρα), αλλά από έναν αριθμό των επιπέδων που μπορούν να αλλάξουν (οι ακτίνες των σφαιρών ή/και η διηλεκτρική σταθερά μπορεί να είναι διαφορετική), εφόσον έχουν την ίδια 2D περιοδικότητα. Επιπλέον, μπορούμε να υπολογίσουμε εύκολα την εκπομπή, την ανάκλαση, και την απορρόφηση του φωτός που προσπίπτει από μια οποιαδήποτε γωνία.

Για το σκοπό αυτό συνδυάζουμε τις \mathbf{Q} -μήτρες των διαφόρων στρωμάτων, με μια τελική δομή των πινάκων που καθορίζουν τις ιδιότητες σκέδασης της πλάκας (Στεφάνου et al., 1998, 2000). Η μέθοδος εφαρμόζεται εξίσου καλά σε μη απορροφητικά συστήματα. Έχοντας εξασφαλίσει ένα αυστηρό θεωρητικό υπόβαθρο σε αυτή την ενότητα, είμαστε έτοιμοι να αντιμετωπίσουμε αρκετές περιπτώσεις σκεδάσεων που αποτελούνται από σφαιρικά σωματίδια.

2.8 Σκέδαση Rayleigh

Σε περίπτωση δυνατότητας πόλωσης του σωματιδίου της ατμόσφαιρας, το ηλεκτρικό πεδίο της ακτινοβολίας δημιουργεί ένα ηλεκτρικό δίπολο στο σωματίδιο αυτό, το οποίο ταλαντώνεται στην ίδια συχνότητα με την προσπίπτουσα ακτινοβολία. Παράγεται ένα δεύτερο πεδίο στο οποίο το σωματίδιο είναι αυτό που δρα ως πηγή ακτινοβολίας. Η δευτερογενής αυτή ακτινοβολία διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις και έχει

αναγκαστικά την ίδια συχνότητα με την προσπίπτουσα. Η σκέδαση αυτή είναι γνωστή ως **σκέδαση Rayleigh** και η έντασής της είναι ανάλογη προς την τέταρτη δύναμη της συχνότητας. Αυτός ο τύπος σκέδασης μπορεί να προκληθεί από κάθε άτομο ή μόριο. Η γωνιακή κατανομή της σκέδασης από μεγαλύτερα σωματίδια σχετίζεται με το μέγεθος τους και η έντασή της με την συγκέντρωση των σωματιδίων σε ένα μέσο (πχ. αέρα, υγρό). Μπορεί να αποτελέσει μια βασική μέθοδο μέτρησης της διασπαρμένης σωματιδιακής ύλης στην ατμόσφαιρα (καπνός, ομίχλη, αερολύματα, κτλ) που την ονομάζουμε νεφελομετρία (nephelometry).

Συνήθως και στην περίπτωση των LIDAR, στη σκέδαση Rayleigh τα σκεδάζοντα σωματίδια (μόρια) της ατμόσφαιρας έχουν διάμετρο (D) μικρότερη από το μήκος κύματος (λ) της προσπίπτουσας ακτινοβολίας ($\alpha = \pi D / \lambda \ll 1$) (πχ. για το ορατό φως έχουμε σωματίδια διαμέτρου $< 0.1 \mu\text{m}$). Περιγράφηκε αρχικά από τον λόρδο Rayleigh το 1871. Τη σκέδαση αυτή την χαρακτηρίζουμε μοριακή και ρόλο σε αυτή παίζει η διαφορική ενεργός διατομή σκέδασης $d\sigma_R / d\Omega$ (differential scattering cross section) Rayleigh που για μονοχρωματικό πολωμένο φως και για οπτικά ισοτροπικά μόρια είναι:

$$d\sigma_R / d\Omega = \pi^2 (n^2 - 1)^2 / N^2 * \lambda^4 [\cos^2 \varphi * \cos^2 \theta + \sin^2 \varphi] \quad (2.27)$$

όπου, n είναι το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης της ατμόσφαιρας, N η αριθμητική πυκνότητα ($\text{mol} * \text{cm}^{-3}$) των αερίων της ατμόσφαιρας και θ, φ οι γωνίες (σε σφαιρικές συντεταγμένες) που σχηματίζουν η προσπίπτουσα και η σκεδαζόμενη πολωμένη ακτινοβολία μήκους κύματος λ (σε cm).

Με βάση την παραπάνω εξίσωση φαίνεται όπως είπαμε ότι η **σκέδαση από τη μοριακή ατμόσφαιρα (σκέδαση Rayleigh)** [2] είναι αντιστρόφως ανάλογη της τέταρτης δύναμης του λ , έτσι, η ηλιακή ακτινοβολία με μικρότερο μήκος κύματος (πχ. μπλε περιοχή του φάσματος $\lambda = 450 \text{ nm}$) σκεδάζεται εντονότερα απ'ό,τι η ακτινοβολία στην ερυθρά περιοχή του φάσματος ($\lambda = 650 \text{ nm}$), κάτι που εξηγεί και το μπλε χρώμα του καθαρού ουρανού.

Αφού ολοκληρώσουμε την εξίσωση αυτή σε μια στερεά γωνία 4π , ενδεικτικά για το επίπεδο της θάλασσας ($p = 1 \text{ atm}$) και για μέση θερμοκρασία $T = 23^\circ\text{C}$ (296 K), η ολική ενεργός διατομή σκέδασης Rayleigh σ_R (σε cm^2) γράφεται:

$$\sigma_R (\text{cm}^2) = (1.18 \times 10^{-8} / N) [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.28)$$

ή αντίστοιχα, ο ολικός συντελεστής σκέδασης Rayleigh (σε cm^{-1}) δίνεται από τη σχέση:

$$N \sigma_R (\text{ολικό}) = 1.18 \times 10^{-8} [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.29)$$

Βέβαια οι παραπάνω σχέσεις έχουν προσεγγιστική ισχύ, δεδομένου ότι ο δείκτης διάθλασης της ατμόσφαιρας παραμένει σταθερός και με το μήκος κύματος στο ορατό τμήμα του φάσματος (με επαγόμενο σφάλμα $3 < \%$). Στην περίπτωση πολωμένης ακτινοβολίας (πχ. ακτινοβολία Laser) η ενεργός διατομή οπισθοσκέδασης (για $\theta = \pi$) Rayleigh (σε $\text{cm}^2 \text{sr}^{-1}$) από τα μόρια της ατμόσφαιρας, προκύπτει από την εξίσωση (2.27) για $\theta = \pi$ και δίνεται προσεγγιστικά στο επίπεδο της θάλασσας από τη σχέση [2]:

$$\sigma(\pi)_R (\text{σε } \text{cm}^2 \text{sr}^{-1}) = d\sigma_R (\theta = \pi) / d\Omega = 5.45 \times 10^{-28} [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.30)$$

και επομένως, ο συντελεστής οπισθοσκέδασης όγκου β_R (volume backscattering coefficient) στο επίπεδο της θάλασσας (σε $T = 296 \text{ K}$) δίνεται (σε $\text{cm}^{-1} \text{sr}^{-1}$) προσεγγιστικά από τη σχέση:

$$\beta_R = N \sigma_{(\pi)R} (\text{cm}^{-1} \text{sr}^{-1}) = 1.39 \times 10^{-8} [550 \text{ nm} / \lambda (\text{nm})]^4 \quad (2.31)$$

όπου, $N = 2.55 \times 10^{19} \text{ mol/cm}^3$.

2.9 Σκέδαση Raman

Το 1928 ανακαλύφθηκε από τον Ινδό Φυσικό **Raman** ένας άλλος τύπος σκέδασης που σχετίζεται με παραγωγή νέων μηκών κύματος, μικρότερα ή μεγαλύτερα από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Θα εισέλθουμε λίγο σε μια μικρή ανάλυση του μηχανισμού αυτής της μη-ελαστικής σκέδασης Raman, αλλά θα τονίσουμε την ιδιαίτερα αποτελεσματική εφαρμογή του φαινομένου στην απόκτηση πληροφοριών για την δομή της ύλης από τις μεταπτώσεις δόνησης που αυτή υφίσταται. Η τεχνική είναι γνωστή ως **φασματοσκοπία Raman**.

Είναι ένας μηχανισμός μη-ελαστικής σκέδασης του φωτός [2]. Ακτινοβολία Laser διεγείρει τα μόρια του στόχου, τα οποία στην συνέχεια επιστρέφοντας στην μη-διεγερμένη κατάσταση εκπέμπουν ακτινοβολία σε διαφορετικό μήκος κύματος που αποτελεί χαρακτηριστικό (ταυτότητα) των μορίων του στόχου. Έτσι η ταυτότητα της δομής της ύλης του στόχου έχει μεταφερθεί προς τον συλλέκτη αυτής της ακτινοβολίας.

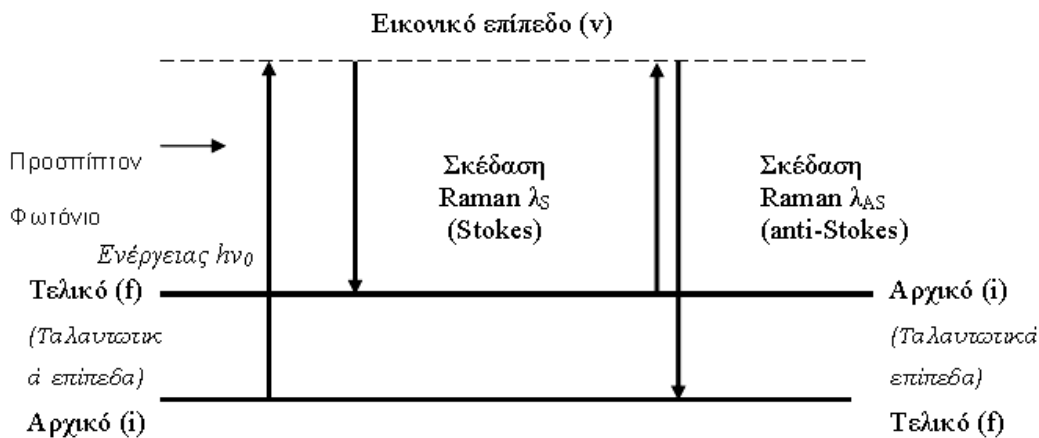
Έτσι, για παράδειγμα, κατά την διάδοσης ισχυρής παλμικής ακτινοβολίας Laser στην ατμόσφαιρα, παρατηρείται έντονη αλληλεπίδραση των μορίων αυτής με τα προσπίπτοντα φωτόνια της δέσμης Laser και δημιουργείται σαν επακόλουθο, το φαινόμενο της σκέδασης Raman. Γίνεται λοιπόν απορρόφηση των φωτονίων της προσπίπτουσας ακτινοβολίας Laser (συχνότητας ν_0), διέγερση των ταλαντωτικών επιπέδων του μορίου και μετάβαση ηλεκτρονίων του από την βασική αρχική (initial) ενεργειακή στάθμη σε μια «εικονική» (virtual) διεγερμένη ενεργειακή στάθμη και μετέπειτα, μετάπτωση σε μια τελική ενεργειακή στάθμη (final) ταλάντωσης του μορίου (Σχήμα 2.1).

Κατά την τελευταία μετάπτωση, έχουμε εκπομπή φωτονίων Raman, στα οποία και παρατηρείται μετατόπιση της αρχικής συχνότητας ν_0 της σκεδαζόμενης δέσμης του Laser στις συχνότητες ν^* και ειδικότερα, στις συχνότητες Stokes (ν_S) και anti-Stokes (ν_{AS}). Η διαφορά ενέργειας μεταξύ των σταθμών είναι τότε ίση με $E=h(\nu_0-\nu^*)$. Εάν το μόριο της ατμόσφαιρας βρίσκεται στη βασική του κατάσταση (αρχική στάθμη) και απορροφώντας το προσπίπτον φωτόνιο (μήκους κύματος λ_0) μεταβαίνει στην εικονική στάθμη και αποδιεγειρόμενο καταλήγει σε μια ανώτερη (τελική) διεγερμένη κατάσταση έχουμε το φαινόμενο της σκέδασης Raman-Stokes (εκπομπή φωτονίου μήκους κύματος $\lambda_S > \lambda_0$).

Αντίθετα, εάν το μόριο της ατμόσφαιρας βρίσκεται σε μια ήδη διεγερμένη ενεργειακή ταλαντωτική κατάσταση (αρχική στάθμη) και απορροφώντας το προσπίπτον φωτόνιο μεταβαίνει στην εικονική στάθμη και αποδιεγειρόμενο καταλήγει σε μια κατώτερη (τελική) διεγερμένη κατάσταση έχουμε το φαινόμενο της σκέδασης Raman anti-Stokes (εκπομπή φωτονίου μήκους κύματος $\lambda_{AS} > \lambda_0$), όπως παριστάνεται στο Σχήμα 2.1. Δηλαδή, ενώ στην μία περίπτωση το μόριο *κερδίζει* ενέργεια από το προσπίπτον φωτόνιο και μεταβαίνει από την αρχική σε μια διεγερμένη (τελική) ενεργειακή στάθμη (οπότε $\lambda_0 < \lambda_S$), αντιθέτως, στην άλλη περίπτωση της σκέδασης Raman anti-Stokes παρατηρούμε ότι το μόριο *χάνει* ενέργεια, και μεταβαίνει από μια διεγερμένη (αρχική) ενεργειακή στάθμη σε μια (τελική) βασική ενεργειακή στάθμη (οπότε $\lambda_0 > \lambda_{AS}$).

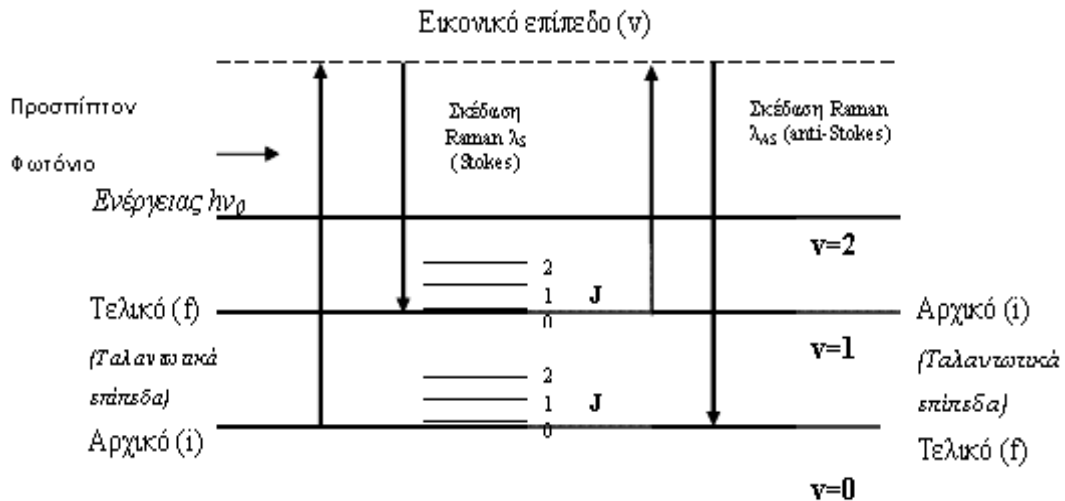
Με τον όρο «εικονική» (virtual) διεγερμένη ενεργειακή στάθμη εννοείται εκείνη η στάθμη η οποία αναφέρεται σε ένα ενεργειακό επίπεδο που ενεργειακά είναι

χαμηλότερο από ένα επίπεδο που αντιστοιχεί σε μια ηλεκτρονική μετάπτωση. Επίσης η σκέδαση Raman Stokes είναι εντονότερη από την σκέδαση Raman anti-Stokes, γιατί υπάρχουν περισσότερα μόρια στην βασική κατάσταση απ'ό,τι στην διεγερμένη κατάσταση.

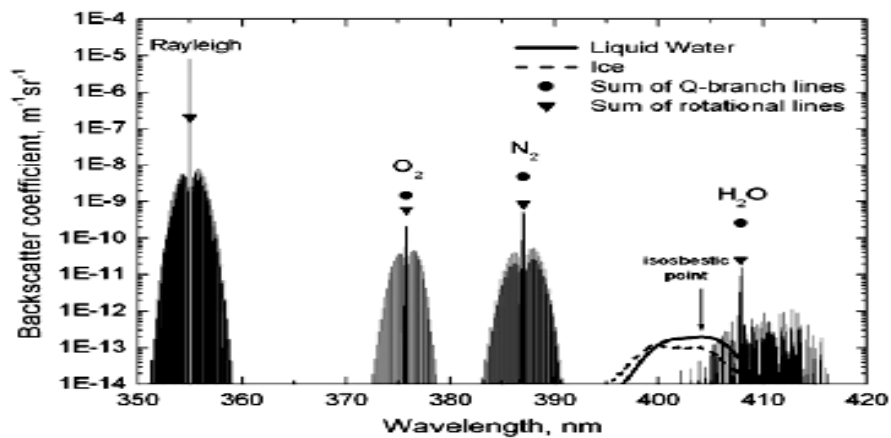


Σχήμα 2.1: Ενεργειακά επίπεδα στην σκέδαση Raman στην ατμόσφαιρα [2].

Άρα, η ακτινοβολία Laser (συχνότητας ν_0) που προσπίπτει στα ατμοσφαιρικά μόρια προκαλεί έντονη διέγερση των μοριακών αυτών ρυπαντών, κυρίως μέσω διέγερσης των ταλαντωτικών τους επιπέδων. Τα επίπεδα διακρίνονται σε ταλαντωτικά (vibrational) ενεργειακά επίπεδα (vibrational Raman scattering), και σε περιστροφικά (rotational) ενεργειακά επίπεδα (rotational Raman scattering) (Εικόνα 2.2). Επομένως, υπάρχει ένα «φάσμα» μεταβάσεων (ταλαντωτικών και περιστροφικών) όπως φαίνεται και στο Σχήμα 2.2 όπου βλέπουμε τα ταλαντωτικά (ν) [$\nu=0,1,2,\dots$], αλλά και τα περιστροφικά (J) [$J=0,1,2,\dots$] ενεργειακά επίπεδα στην σκέδαση Raman στην ατμόσφαιρα.



Σχήμα 2.2: Ενεργειακά ταλαντωτικά (ν) και περιστροφικά (J) επίπεδα στην σκέδαση Raman στην ατμόσφαιρα [2].



Σχήμα 2.3: Η φασματική κατανομή των ταλαντωτικών-περιστροφικών μεταπτώσεων Raman για τα μόρια του οξυγόνου (O_2), αζώτου (N_2) και υδρατμών (H_2O) σε υγρή και κρυσταλλική μορφή, όταν το μήκος κύματος διέγερσης είναι στα 355 nm [2].

Η σκέδαση Rayleigh είναι περίπου τρεις τάξεις μεγέθους ισχυρότερη από την σκέδαση Raman και η τελευταία είναι τόσο πιο ισχυρή, όσο η συγκέντρωση των σκεδαζόντων μοριακών ρυπαντών (πχ. άζωτο, οξυγόνο, όζον, κλπ.) στην ατμόσφαιρα είναι μεγαλύτερη [2]. Στην σκέδαση Raman υπάρχει μετρήσιμη ανταλλαγή ενέργειας μεταξύ σκεδαζόμενου (προσπίπτοντος) φωτονίου και του μοριακού σκεδαστή και ο χρόνος αυτής της αλληλεπίδρασης μπορεί να λάβει 10^{-14} s.

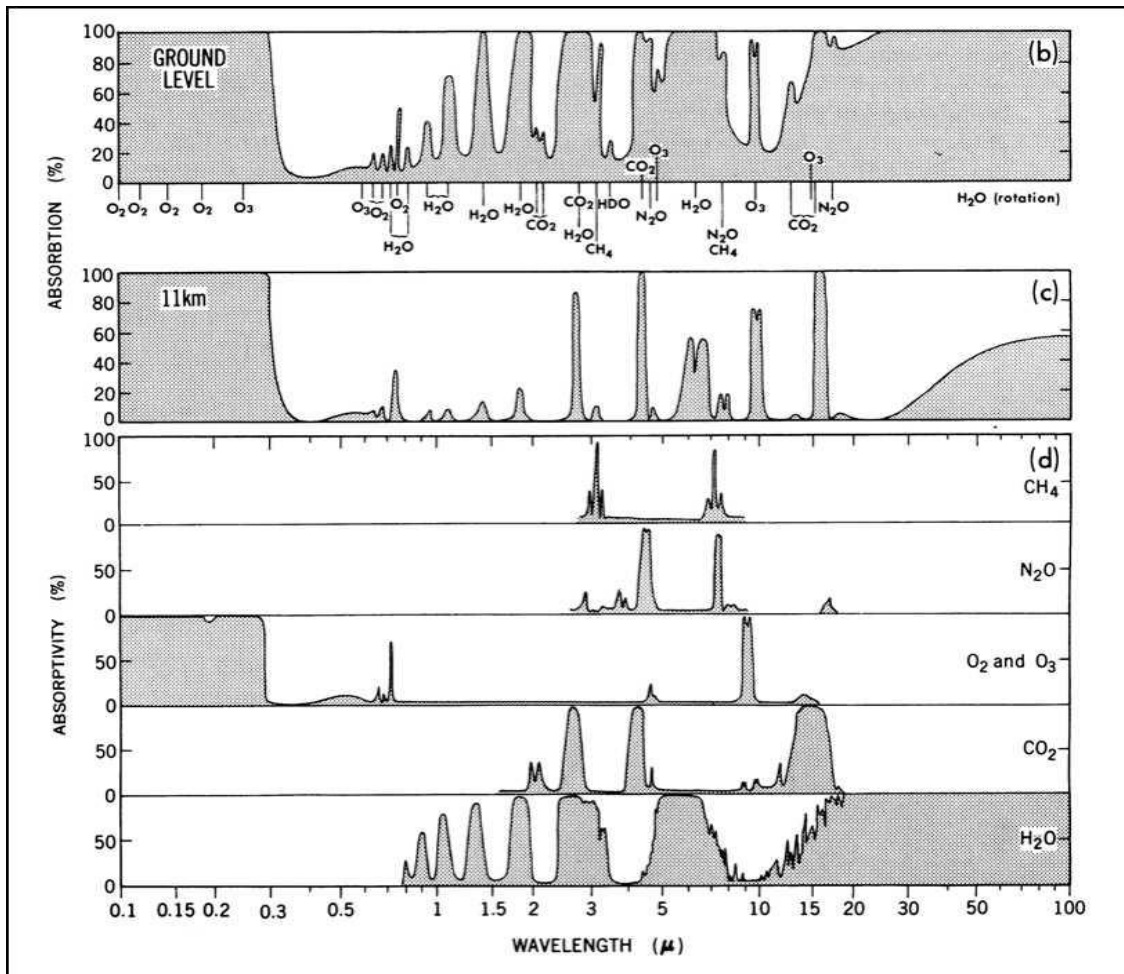
2.10 Απορρόφηση ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας

Η απορρόφηση στο οπτικό φάσμα της ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας χαρακτηρίζεται κυρίως από τις μεταπτώσεις των μορίων (οπτικές μεταπτώσεις) στα αντίστοιχα επιτρεπόμενα κβαντικά ενεργειακά επίπεδα. Τα επίπεδα αυτά σχετίζονται άμεσα από τις ενέργειες που αναφέραμε στο πρώτο κεφάλαιο, που προέρχονται από τις ηλεκτρονικές, τις ταλαντωτικές και τις περιστροφικές μεταπτώσεις των μορίων ή σε συνδυασμό των ταλαντωτικών και περιστροφικών μεταπτώσεων.

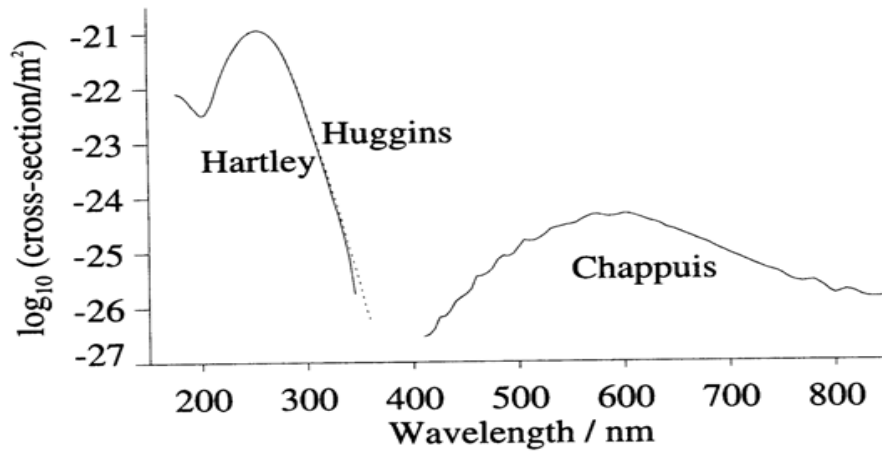
Οπότε και η ακτινοβολία που φθάνει στο επίπεδο του εδάφους και απορροφάται, προέρχεται από μία σειρά από τέτοιες μεταπτώσεις από την ατμόσφαιρα όπως για παράδειγμα από H_2O , O_2 , O_3 , CO_2 , κτλ. Τα αέρια λοιπόν αυτά και κάποια άλλα παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο και στο φαινόμενο του θερμοκηπίου που θα δούμε παρακάτω. Στο παρακάτω σχήμα 2.4, παριστάνεται η απορροφητικότητα της γήινης ατμόσφαιρας σε ύψος 11 χλμ., καθώς και η συνολική απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας που οφείλεται αντίστοιχα στα CH_4 , N_2O , O_2 , O_3 , CO_2 και H_2O . Επίσης στο Σχήμα 2.5 δίνονται όλα αναλυτικά.

Ενδεικτικά [2] τα αέρια CO , CH_4 , N_2O , O_3 , CO_2 και H_2O απορροφούν έντονα στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, ενώ μεταξύ 8-12 μm , παρατηρούμε την ύπαρξη του λεγόμενου ατμοσφαιρικού παράθυρου στο θερμικό υπέρυθρο, εντός του οποίου η απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας είναι χαμηλή (εκτός από τη ζώνη απορρόφησης του όζοντος στα 9.6 μm). Οι υδρατμοί απορροφούν στο μακρινό υπεριώδες ($\lambda < 186 \text{ nm}$) (ηλεκτρονικές μεταπτώσεις), στο υπέρυθρο στα 6.3 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις στη ζώνη ν_2), στα 2.6-3.3 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις) και σε $\lambda > 16 \mu m$ (περιστροφικές μεταπτώσεις). Το CO_2 απορροφά έντονα στο υπέρυθρο στα 15 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις στη ζώνη ν_2) και στα 4.3 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις στη ζώνη ν_3).

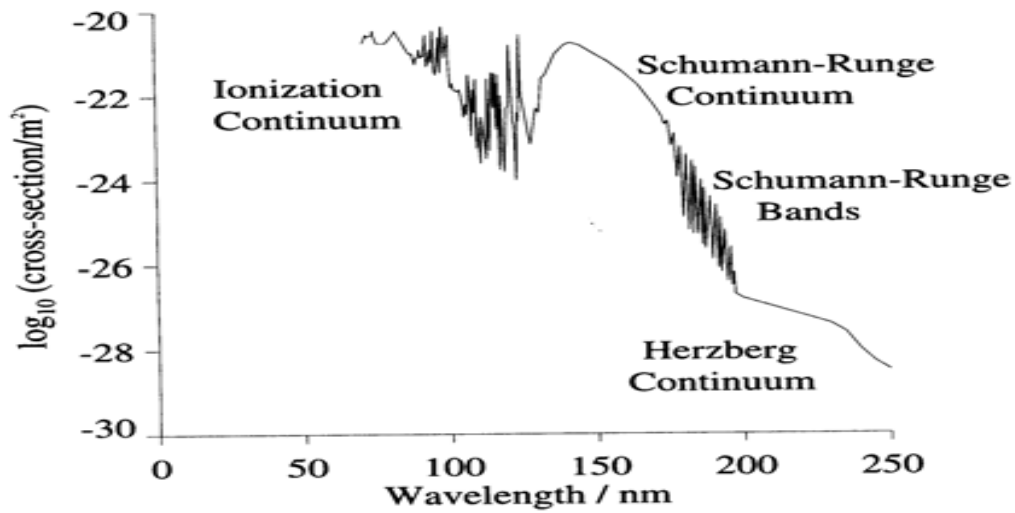
Το O_3 απορροφά κυρίως στο υπεριώδες (ηλεκτρονικές μεταπτώσεις) σε συνεχές φάσμα (continuum) από 200-310 nm (ζώνες Hartley) και στα 310-350 nm (ζώνες Huggins), αλλά και στο ορατό 400-850 nm (Chappuis), όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.3. Διαθέτει επίσης τρεις ζώνες απορρόφησης (λόγω ταλαντωτικών-περιστροφικών μεταπτώσεων) στο υπέρυθρο 9.1 μm (ν_1), 14.1 μm (ν_2) και 9.6 μm (ν_3), οι οποίες είναι ασθενέστερες από αυτές του υπεριώδους. Το N_2O απορροφά κυρίως στο υπέρυθρο (4.5 μm , 7.8 μm και 17 μm).



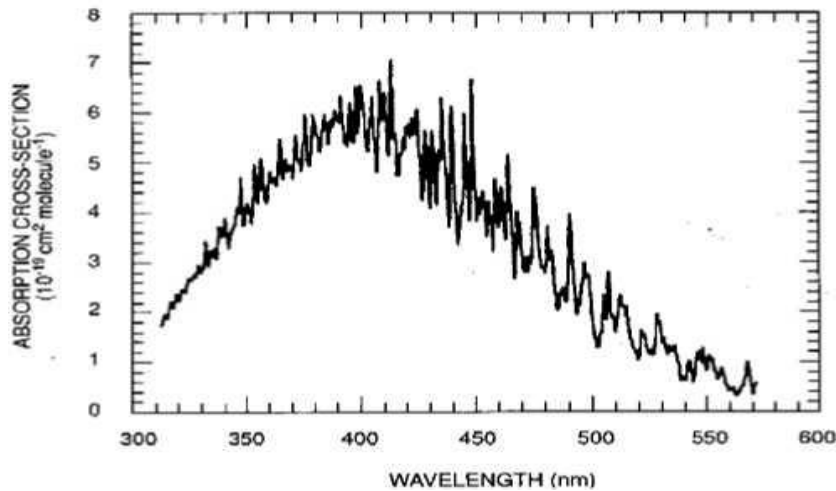
Σχήμα 2.4 Απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας (%) για τα κυριότερα ατμοσφαιρικά αέρια, (α) από το έδαφος έως την κορυφή της ατμόσφαιρας, (β) από τα 11 χλμ. και άνω και (γ) για επιλεγμένα αέρια σε όλη την ατμόσφαιρα, σε συνάρτηση με το μήκος κύματος [22].



Σχήμα 2.5: Ενεργός διατομή απορρόφησης του όζοντος σαν συνάρτηση του μήκους κύματος [1].



Σχήμα 2.6: Ενεργός διατομή απορρόφησης του οξυγόνου σαν συνάρτηση του μήκους κύματος [1].



Σχήμα 2.7: Ενεργός διατομή απορρόφησης του διοξειδίου του αζώτου σαν συνάρτηση του μήκους κύματος [23].

Το O_2 από την άλλη, απορροφά έντονα στο υπεριώδες λόγω φωτο-ιονισμού και φωτοδιάσπασης (Σχήμα 2.6). Ειδικότερα, η ισχυρή απορρόφηση για $\lambda < 100$ nm οφείλεται στον φωτο-ιονισμό, μεταξύ 100-130 nm παρατηρούνται διακριτές ζώνες απορρόφησης αγνώστου προέλευσης, μεταξύ 130-175 nm παρατηρείται το συνεχές φάσμα (Schumann-Runge continuum) λόγω φωτο-διάσπασης [$O_2 \rightarrow O(^3P) + O(^1D)$], όπου ένα άτομο οξυγόνου παραμένει στη βασική κατάσταση 'triplet-P', και το άλλο άτομο μεταβαίνει στη διεγερμένη κατάσταση 'singlet-D']. Οι ζώνες Schumann-Runge από 175-200 nm σχετίζονται με ηλεκτρονικές μεταβάσεις, πάνω στις οποίες υπερτίθενται και ταλαντωτικές μεταβάσεις. Το συνεχές φάσμα του Herzberg (200-260 nm) είναι πολύ σημαντικό, ειδικότερα στα 242 nm, για το σχηματισμό του στρατοσφαιρικού όζοντος, το οποίο θα αναλύσουμε σε επόμενη ενότητα. Τέλος, το NO_2 απορροφά κυρίως στην περιοχή του ορατού (Σχήμα 2.7).

2.11 Διάδοση ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα

Έστω, ότι κατά την μετάδοση της Ηλιακής ακτινοβολίας από τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (λαμβάνομένης ως ομοιογενής σφαίρα) και προς το έδαφος, μονοχρωματικό φως διαδίδεται διαμέσου αυτής. Τότε, η ένταση αυτής της ακτινοβολίας η οποία και έχει διανύσει απόσταση z εντός της ατμόσφαιρας, δίνεται από τον τύπο Beer-Lambert [2]:

$$I(z,\lambda) = I(0,\lambda) \exp \left[- \int_0^z \alpha(z',\lambda) dz' \right] \quad (2.32)$$

όπου $\alpha(z',\lambda)$ είναι ο συντελεστής εξασθένησης (extinction coefficient) της ατμόσφαιρας (σε cm^{-1}), στο μήκος κύματος λ στη θέση z' (Σχήμα 2.6). Συγκεκριμένα το $\alpha(z',\lambda)$ εξαρτάται από τα φαινόμενα της σκέδασης και της απορρόφησης που αναφέραμε παραπάνω, από τα μόρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Οπότε μπορούμε να αναφέρουμε τις εξής περιπτώσεις. Αυτές που αναφέρονται στα αιωρούμενα σωματίδια και στα μόρια της ατμόσφαιρας με τους αντίστοιχους συντελεστές εξασθένησης M και R , αλλά και αυτές οι οποίες αναφέρονται στην απορρόφηση (**abs**) και στην σκέδαση (**scat**). Μπορούμε λοιπόν να γράψουμε:

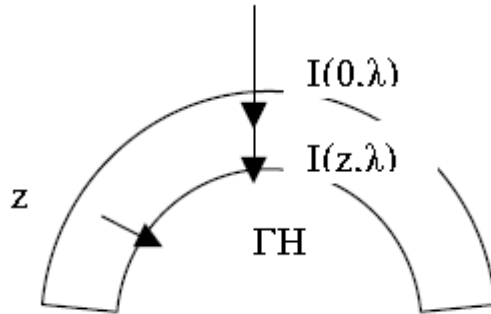
$$\alpha(\lambda) = \alpha_M(\lambda) + \alpha_R(\lambda) = \alpha_{Mscat}(\lambda) + \alpha_{Mabs}(\lambda) + \alpha_{Rscat}(\lambda) + \alpha_{Rabs}(\lambda) \quad (2.33)$$

Άρα, οι αντίστοιχες ενεργές διατομές $\sigma_{R(\lambda)}$ και $\sigma_{Rabs(\lambda)}$ από τα μόρια της ατμόσφαιρας, για Rayleigh σκέδαση και απορρόφηση αντίστοιχα σε συνδυασμό με τους συντελεστές εξασθένησης, είναι:

$$\alpha_{Rscat}(\lambda) = \sigma_{R(\lambda)} N_{\alpha\epsilon\rho\iota\alpha} \quad (2.34)$$

$$\alpha_{Rabs}(\lambda) = \sigma_{abs(\lambda)} N_{\alpha\epsilon\rho\iota\alpha} \quad (2.35)$$

όπου, $\sigma_{R(\lambda)} = 4.02 \cdot 10^{-28} (1/\lambda^4)$, $N_{\alpha\epsilon\rho\iota\alpha}$ η αριθμητική πυκνότητα των μορίων της ατμόσφαιρας (σε cm^{-3}) από τα μόρια της ατμόσφαιρας και ο δείκτης **abs** ο οποίος αναφέρεται στην απορρόφηση στο συγκεκριμένο μήκος κύματος λ . Ο συντελεστής $\alpha(\lambda)$ εξαρτάται από αυτό το μήκος κύματος της μονοχρωματικής ακτινοβολίας λ , τη θερμοκρασία, την πίεση και από την κατακόρυφη κατανομή της συγκέντρωσης των σκεδαζόντων ή απορροφούντων συστατικών της (θεωρείται εδώ πως τα μόρια της ατμόσφαιρας μόνο σκεδιάζουν και απορροφούν την ακτινοβολία και δεν εκπέμπουν).



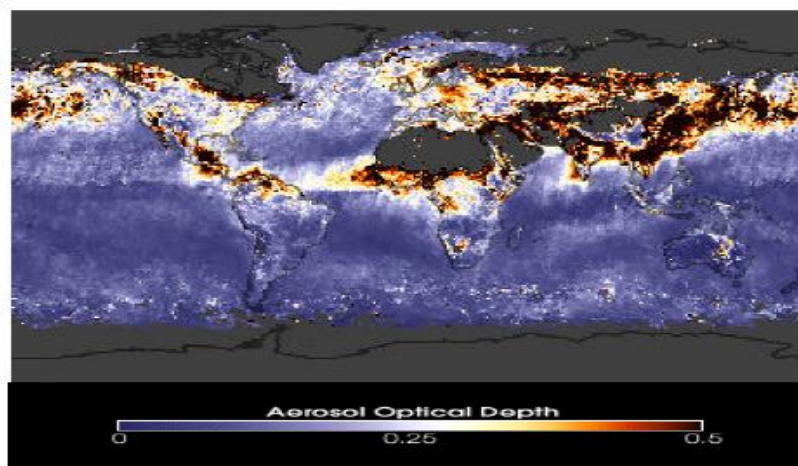
Σχήμα 2.8: Διάδοση μονοχρωματικής ακτινοβολίας σε ομοιόμορφη ατμόσφαιρα πάχους z [2].

Επειδή θεωρούμε την ατμόσφαιρα ομοιογενή μπορούμε επίσης να γράψουμε την σχέση 2.32, ως:

$$I(z, \lambda) / I(0, \lambda) = \exp(-\alpha_\lambda z) = T_\lambda \quad (2.36)$$

με T_λ την διαπερατότητα (transmissivity) της ατμόσφαιρας. Αν $I_{o,\lambda}$ είναι η προσπίπτουσα μονοχρωματική ακτινοβολία τότε η διαπερατότητα T_λ θα είναι η ακτινοβολία που διαπερνά την ατμόσφαιρα προς την ολική ακτινοβολία και αντίστοιχα απορροφητικότητα A_λ θα είναι η ακτινοβολία που απορροφάται προς την ολική και η ανακλαστικότητα ή λευκότητα (albedo) R_λ θα είναι η ακτινοβολία που ανακλάται προς την ολική. Άρα για τους τρεις αυτούς όρους θα ισχύει:

$$A_\lambda + R_\lambda + T_\lambda = 1 \quad (2.37)$$



Σχήμα 2.9: Μέσο οπτικό πάχος (0-0.5) των αιωρούμενων σωματιδίων πάνω από την επιφάνεια της γης, όπως μετρήθηκε από τον δορυφόρο MODIS [24].

Προχωρώντας τώρα σε παραγωγή της 2.36 έχουμε

$$dI_{\lambda} / I_{\lambda} = - \alpha_{\lambda} dz \quad (2.38)$$

Όπου βλέπουμε ότι όταν η ακτινοβολία διέρχεται μέσα από την ατμόσφαιρα πάχους dz εξασθενεί κατά dI . Η παρακάτω ποσότητα $\tau(\mathbf{0}, \mathbf{z})$ ονομάζεται οπτικό πάχος (optical thickness ή optical depth):

$$\tau(\mathbf{0}, \mathbf{z}) = \int_0^z \alpha(\lambda, z') dz' \quad (2.39)$$

και συνήθως λαμβάνει τιμές από 0.1 έως 0.5. Σε εξαιρετικές περιπτώσεις παίρνει τιμές και πάνω από 1 (σε μη ομοιογενές ατμοσφαιρικό στρώμα).

Κεφάλαιο 3:

Γενικά θέματα φυσικής περιβάλλοντος

Στο κεφάλαιο τρία ασχολούμαστε με θέματα που αφορούν το περιβάλλον και φαινόμενα που αντιμετωπίζουμε στην σύγχρονη πραγματικότητα.

3.1 Απλό μοντέλο του φαινομένου του Θερμοκηπίου

Μια φυσική διαδικασία που λαμβάνει χώρα και είναι ιδιαίτερως γνωστή στις μέρες μας είναι το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Μέσω του φαινομένου αυτού διατηρείται η γη θερμή και σε αυτό οφείλεται η ζωή στο πλανήτη μας. Διαφορετικά η θερμοκρασία στη γη θα ήταν -20°C , ενώ η μέση θερμοκρασία στην γη είναι 15°C , χάρη σε αυτό το φαινόμενο. Σήμερα όμως το φαινόμενο αυτό βρίσκεται σε έξαρση και συνδέεται άμεσα με την παγκόσμια θέρμανση του πλανήτη (global warming) η οποία και αποτελεί περίπτωση της κλιματικής αλλαγής. Η θερμοκρασία της γης έχει αυξηθεί κατά $0.6 \pm 0.2^{\circ}\text{C}$ από τα τέλη του 19^{ου} αιώνα και η αύξηση αυτή συνδέεται στενά με την ανθρώπινη δραστηριότητα των τελευταίων 50 ετών [1].

Έστω ότι έχουμε ένα λεπτό ατμοσφαιρικό στρώμα ομοιόμορφης θερμοκρασίας T_a . Κατόπιν υποθέτουμε ότι η γη επανεκπέμπει κατά μέσο όρο το 30% της ακτινοβολίας που λαμβάνει από τον ήλιο (λευκότητα (Albedo) $R = 30\%$), πίσω στο διάστημα αφού πρώτα απορροφάται από το έδαφος και από τους ωκεανούς. Ακολούθως μέρος αυτής επανεκπέμπεται ως υπέρυθρη ακτινοβολία. Μέρος της ανακλώμενης και εκπεμπόμενης αυτής ισχύος σκεδάζεται και απορροφάται ξανά από την ατμόσφαιρα. Κομμάτι δηλαδή αυτής της ακτινοβολίας πραγματικά παγιδεύεται εντός της ατμόσφαιρας με αποτέλεσμα να αυξάνεται η θερμοκρασία της.

Θεωρώντας τη γη ως μέλαν σώμα το ποσό της μέσης ροής ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από την ατμόσφαιρα και τους ωκεανούς και ακολούθως επανεκπέμπεται ως υπέρυθρη ακτινοβολία, δίνεται από την σχέση:

$$F_0 = (\pi R_e^2 / 4\pi R_e^2) (1 - R) F_s = 1/4(1 - R) F_s \quad (3.1)$$

Όπου F_s η προσπίπτουσα ροή ενέργειας ηλιακής ακτινοβολίας το οποίο κατά μέσο όρο κυμαίνεται στα 1370 W/m^2 , ενώ το F_0 κατά μέσο όρο κυμαίνεται στα 240 W/m^2 . Από αυτήν τη ροή ακτινοβολίας, ένα ποσοστό $T_s F_0$ φθάνει στο έδαφος και το υπόλοιπο $(1 - T_s) F_0$ απορροφάται από το λεπτό στρώμα ατμόσφαιρας.

Όμως, θεωρώντας ότι η γη εκπέμπει σαν μέλαν σώμα θερμοκρασίας K , θα ισχύει, $F_g = \sigma T_g^4$, του οποίου ένα ποσοστό $F_g T_{th}$ φθάνει στην κορυφή της ατμόσφαιρας και το υπόλοιπο $(1 - T_{th})F_g$ απορροφάται από το λεπτό στρώμα της ατμόσφαιρας (όπου F_g η ροή ενέργειας στο έδαφος, T_g ο συντελεστής διαπερατότητας της ηλιακής ακτινοβολίας και T_{th} ο συντελεστής διαπερατότητας της υπέρυθρης ακτινοβολίας από το έδαφος και τους ωκεανούς). Η ατμόσφαιρα όμως δεν είναι μέλαν σώμα, αλλά επανεκπέμπει ροή ενέργειας F_a :

$$F_a = (1 - T_{th}) \sigma T_a^4 \quad (3.2)$$

Η ροή αυτή ακτινοβολιών όμως υπακούει σε ένα ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα και άρα θα ισχύει:

$$F_0 = F_a + T_{th} F_g \quad (3.3)$$

Και

$$F_g = F_a + T_s F_0 \quad (3.4)$$

Απαλείφοντας το F_g και σύμφωνα με τις παραπάνω εξισώσεις, παίρνουμε [1]:

$$F_a = (1 - T_{th}) \sigma T_a^4 = F_0 [(1 - T_s T_{th}) / (1 + T_{th})] \quad (3.5)$$

Με αντικατάσταση λοιπόν των τιμών του F_0 που είπαμε παραπάνω, του T_s περίπου ίσο με 0.9 (μεγάλη διαπερατότητα και μικρή απορροφητικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας) και του T_{th} περίπου ίσο με 0.2 (μικρή διαπερατότητα και μεγάλη απορροφητικότητα της γήινης ακτινοβολίας) και σ , βρίσκουμε, μέσω αυτού του απλού μοντέλου, την μέση θερμοκρασία της γης, που είναι 288°K.

3.2 Ατμοσφαιρικό όζον

Ένα άλλο σημαντικό θέμα που απασχολεί τον πλανήτη μας και με τον τρόπο του συμβάλει στην κλιματική αλλαγή, είναι το ατμοσφαιρικό όζον. Αυτό, αλληλεπιδρά έντονα με την υπεριώδη ακτινοβολία που διαδίδεται στην ατμόσφαιρα και πήρε το όνομά του από τον Schonbein το 1839 [1], ο οποίος και του έδωσε την ονομασία αυτή από την ελληνική λέξη «όζειν». Η περιοχή απορρόφησης της υπεριώδους ακτινοβολίας είναι περίπου από 180 έως 310 nm.

Απορροφά κυρίως την Γ-υπεριώδη ακτινοβολία UV-C (180-280nm) και την Β-υπεριώδη UV-B (280-320nm) ηλιακή ακτινοβολία, ενώ, λιγότερο έντονα απορροφά την λιγότερο βλαβερή για τον άνθρωπο, Α-υπεριώδη UV-A (320-400nm). Το όζον αποτελεί

πολύ σημαντικό παράγοντα για την έμβια ζωή στον πλανήτη καθώς απορροφά έντονα τις περισσότερες βλαβερές υπεριώδεις ακτινοβολίες. Το όζον επίσης παίζει σημαντικότατο ρόλο στη φωτοχημεία της τροπόσφαιρας, καθώς αποτελεί βασική πηγή των OH· τα οποία και καθορίζουν τη διάρκεια ζωής πολλών ρύπων στην ατμόσφαιρα.

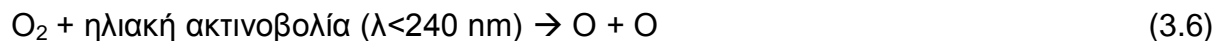
Το όζον χωρίζεται σε δύο στρώματα, στο Στρατοσφαιρικό και στο Τροποσφαιρικό όζον και η διαταραχή της κατακόρυφης κατανομής του όζοντος τόσο στην τροπόσφαιρα, όσο και στην στρατόσφαιρα, έχει σημαντικότερες συνέπειες στην βιόσφαιρα και στην ατμόσφαιρα και κατ'επέκταση στη Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή, αλλά και στην φωτοχημεία της ατμόσφαιρας.

α). Στρατοσφαιρικό όζον

Το στρατοσφαιρικό O₃ ευρίσκεται συγκεντρωμένο από τα 10-15 έως περίπου τα 34-40 km [1] από την Μέση Στάθμη της Θάλασσας (ΜΣΘ). Η συγκέντρωση της κατακόρυφης κατανομής του στην στρατόσφαιρα παρουσιάζει ένα τοπικό μέγιστο περίπου γύρω στα 20-26 km, ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή του χρόνου. Βρίσκεται σε μικρότερες συγκεντρώσεις στην περιοχή από 40-50 km, όπως επιβεβαιώθηκε από δορυφορικές μετρήσεις και μετρήσεις τηλεπισκόπησης Lidar (WMO, 2003). Το πάχος του στρώματος του όζοντος είναι μεταβλητό και εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος, τις μετεωρολογικές συνθήκες και παρουσιάζει έντονη εποχιακή διακύμανση.

Εάν συμπιέσουμε το όζον, που βρίσκεται σε μια στήλη αέρα, κάτω στο έδαφος σε κανονικές συνθήκες θερμοκρασίας και πίεσης, τότε αυτό το στρώμα θα είχε πάχος μόλις 3-5 mm. Μονάδα μέτρησης του ολικού όζοντος που είναι η μονάδα Dobson Unit (D.U.). Έτσι, ένα πάχος ολικού όζοντος 5 mm αντιστοιχεί σε 500 D.U. Επομένως, 1 D.U. αντιστοιχεί σε πάχος 0.01 mm ολικής στήλης όζοντος συμπιεσμένης στο επίπεδο του εδάφους σε κανονικές συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας (STP) (T=0°C και p=1013 hPa).

Το όζον πιστεύεται ότι δημιουργήθηκε από την φωτοσύνθεση όπου το οξυγόνο της ατμόσφαιρας το οποίο φωτολύεται από την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία με μήκος κύματος λ<240 nm (το O₂ απορροφά την ακτινοβολία με λ<240 nm). Τούτο οδηγεί στη δημιουργία ατόμων οξυγόνου σύμφωνα με την αντίδραση [1]:



Λόγω του ισοζυγίου του οξυγόνου και όζοντος στην ατμόσφαιρα, το οξυγόνο δεν καταστρέφεται τελικά γιατί ξανά παράγεται από την χλωρίδα και την πανίδα της βιόσφαιρας αλλά ούτε και το όζον αυξάνεται συνέχεια, καθώς καταστρέφεται είτε από την εκπομπή θερμότητας, η οποία λειτουργεί αρνητικά στην εξώθερμη αντίδραση:



Επίσης, το ατομικό οξυγόνο που παράγεται από την πιο παραπάνω αντίδραση, αντιδρά με το O_3 οδηγώντας στην καταστροφή του:



υπάρχουν και άλλοι μηχανισμοί που ευθύνονται για την καταστροφή του όζοντος στη στρατόσφαιρα και έχει να κάνει με τα αέρια : Cl, Br, F και I, προερχόμενα από την φωτοδιάσπαση των BrO, ClO, FO, IO αντίστοιχα, τα οποία με τη σειρά τους προέρχονται από τη φωτοδιάσπαση στη στρατόσφαιρα των αερίων CFC-11 (CCl_3F), CFC-12 (CCl_2F_2), HCl, ClONO₂, Halons (Halon-1211, δηλ. CBrClF_2), βρωμιούχο μεθύλιο (CH_3Br), τετραχλωράνθρακας (CCl_4), κλπ. Από την ανθρώπινη δραστηριότητα.

Η αντίστοιχη αντίδραση με X= Cl, Br, F και I είναι:



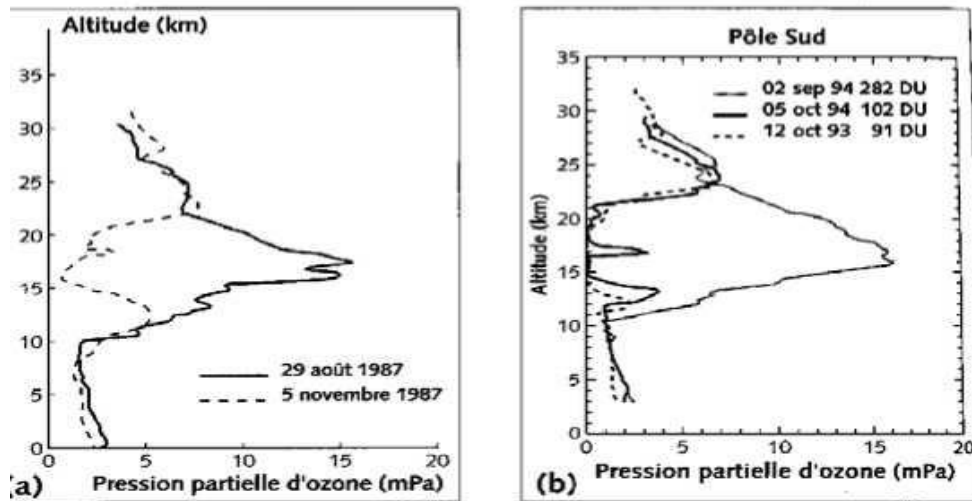
Σχήμα 3.1: Μετατροπή των αλογονούχων ενώσεων στη στρατόσφαιρα σε αλογονούχα χημικά ενεργά αέρια [1].

Το 1982, παρατηρήθηκε στη στρατόσφαιρα η μείωση του όζοντος, αρχικά στο Νότιο και Βόρειο Πόλο και μετέπειτα και στα μέσα γεωγραφικά πλάτη έως και τις μέρες μας. Σήμερα, η περιοχή του Ν. Πόλου που καλύπτεται από την **τρύπα του όζοντος** είναι της τάξης των 25.000.000 km², δηλ. διπλάσια από την ήπειρο της Ανταρκτικής (WMO, 2003). Ο χρόνος ζωής των αερίων που καταστρέφουν καταλυτικά το O_3 κυμαίνεται από μερικά χρόνια (HCFCs) σε 100 χρόνια (CFC-12), επομένως, το πρόβλημα της

καταστροφής του στρατοσφαιρικού όζοντος (εμφάνιση της «τρύπας του όζοντος») θα απασχολεί την ανθρωπότητα για τουλάχιστον μερικές δεκάδες χρόνια ακόμα.

β). Τροποσφαιρικό όζον

Αυτό παράγεται από φωτοχημική παραγωγή στην τροπόσφαιρα και την στρατόσφαιρα. Η στρατοσφαιρική προέλευση του τροποσφαιρικού όζοντος έχει μελετηθεί κυρίως στο Βόρειο Ημισφαίριο και βασίζεται στις διανταλλαγές στρατόσφαιρας-τροπόσφαιρας (stratospheric - tropospheric exchanges: STE Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2: Κατακόρυφη κατανομή συγκέντρωσης του όζοντος στο Halley Bay στην Ανταρκτική (Νότιος Πόλος) μεταξύ 0-35 χλμ. τον Αύγουστο και τον Νοέμβριο του 1987, Σεπτέμβριος 1994, Οκτώβριος 1993 και 1994 [25].

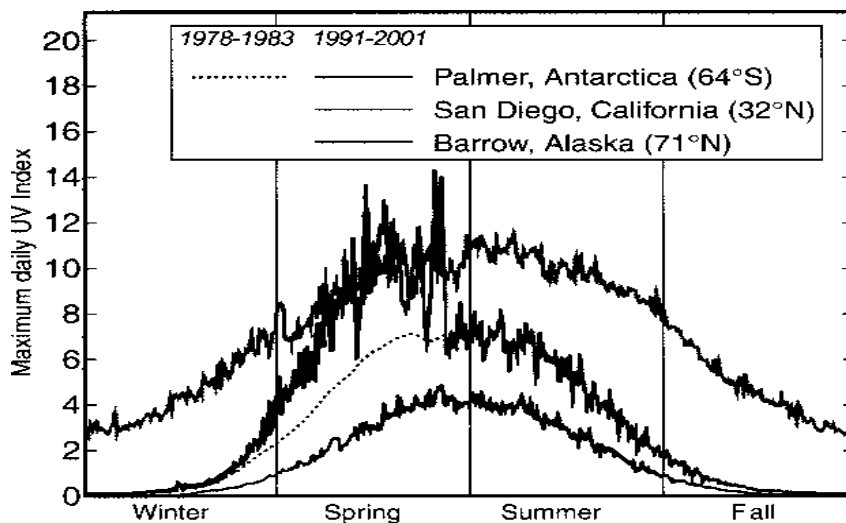
Η παραγωγή του τροποσφαιρικού όζοντος οφείλεται αρχικά στη φωτοδιάσπαση του μοριακού οξυγόνου (όπως είδαμε και παραπάνω). Η παρουσία όμως πρωτογενών αέριων ρύπων που είναι και πρόδρομα αέρια (precursors) για την παραγωγή όζοντος (πχ. CO, NO_x, NMHO, VOCs, κλπ.) που εκπέμπονται από την ανθρώπινη δραστηριότητα (βιομηχανία, μεταφορές, καύση ορυκτών καυσίμων) επιταχύνει τις φωτοχημικές αντιδράσεις παραγωγής του τροποσφαιρικού όζοντος με αποτέλεσμα να παρατηρούνται πολύ υψηλές συγκεντρώσεις όζοντος σε μεγάλα αστικά κέντρα, ιδίως σε περιόδους υψηλής ηλιοφάνειας και υψηλών θερμοκρασιών (πχ. Παρίσι, Αύγουστος 2003) και να οδηγούμαστε συχνά σε φαινόμενα έντονης φωτοχημικής ρύπανσης.

Το όζον παίζει σημαντικότατο ρόλο στη φωτοχημεία της τροπόσφαιρας, καθόσον είναι η βασική πηγή των OH[·] τα οποία και καθορίζουν τη διάρκεια ζωής πολλών ρύπων (πχ. CO, CH₄, HCs) στην ατμόσφαιρα, όπως έχουμε ξαναπεί. Η αραίωση του στρώματος του όζοντος συμβαίνει στην Ανταρκτική, αλλά και στην Αρκτική, όπου εμφανίζεται σε μικρότερο βαθμό, λόγω των διαφορετικών συνθηκών που επικρατούν εκεί. Γίνεται κατανοητό λοιπόν πως, ιδανικά, η αύξηση του στρατοσφαιρικού και η μείωση του τροποσφαιρικού όζοντος θα βοηθούσε πολύ την βιόσφαιρα του πλανήτη.

3.3 Υπεριώδης ηλιακή ακτινοβολία

Η αύξηση της B-υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας, φθάνει στην επιφάνεια της γης, λόγω της μη επαρκούς κατακράτησής της από το στρώμα του στρατοσφαιρικού όζοντος καθότι μειώνεται. Η υπεριώδεις ακτινοβολία γενικά αλλάζει κατά την διάρκεια της ημέρας και μεγιστοποιείται, υπό φυσιολογικές ανέφελες συνθήκες, κατά το μεσημέρι. Επίσης, η επίδρασή της εξαρτάται και από το γεωγραφικό πλάτος που εξετάζεται [1].

Η δράση της υπεριώδους ακτινοβολίας στη βιόσφαιρα είναι επικίνδυνη και ειδικότερα τα μήκη κύματος με $\lambda < 320$ nm. Έτσι και παρακολουθείται η εποχιακή και μακροχρόνια μεταβολή της UV-B ηλιακής παρακολουθείται συνεχώς από το ΕΦΑ του ΑΠΘ, από το 1989. Παρακάτω στο Σχήμα 3.3 φαίνεται η εποχιακή μεταβολή της μέσης τιμής του δείκτη της υπεριώδους ακτινοβολίας (UV - Index) για τα έτη 1991-2001, σε τρία διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη, Αλάσκα, Καλιφόρνια, Ανταρκτική [26].



Σχήμα 3.3: Η εποχιακή μεταβολή της μέσης τιμής του δείκτη της υπεριώδους ακτινοβολίας (UV-Index) για τα έτη 1991-2001, σε τρία διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη [26].

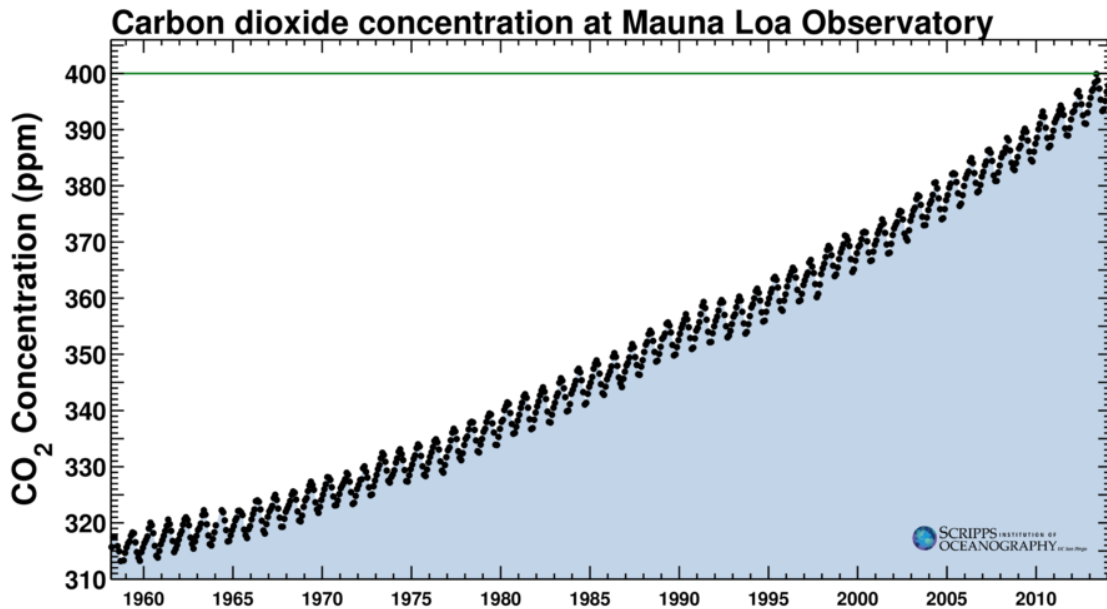
Η UV-B ακτινοβολία διεισδύει στις εξωτερικές στοιβάδες του δέρματος και είναι το πρωταρχικό αίτιο πρόκλησης εγκαυμάτων από το ήλιο για τον άνθρωπο. Το ποσό της ακτινοβολίας αυτής που φτάνει στην επιφάνεια της γης είναι μικρό αλλά και πάλι αρκεί για να προκαλέσει ζημιά στον ανθρώπινο ιστό. Επίσης, η UV-A εθεωρείτο παλαιότερα ότι είναι άκακη αλλά πρόσφατα ανακαλύφθηκε ότι διεισδύει βαθύτερα στο δέρμα και ότι συνεισφέρει τα μέγιστα στις δερματικές βλάβες, φτάνοντας μέχρι το χόριο, όπου πολλές διαδικασίες φωτογήρανσης λαμβάνουν χώρα. Τέλος, η UV-C είναι καρκινογόνος για το δέρμα και πολύ επικίνδυνη αλλά απορροφάται σε μεγάλο ποσοστό από το στρατοσφαιρικό όζον [1].

3.4 Χρήση του άνθρακα και επιπτώσεις

Ο άνθρακας αποτελεί απαραίτητο συστατικό της ζωής στον πλανήτη και η χρήση του από τον άνθρωπο σε διάφορες μορφές, είναι καθολική. Στην ατμόσφαιρα σήμερα, υπάρχει ο άνθρακας που δημιουργείται από φυσικές διεργασίες της γης, όπως οι ηφαιστειακές εκρήξεις αλλά από ανθρωπογενείς παράγοντες. Αυτές οι δύο πηγές άνθρακα μπορούν να επηρεάσουν, μακροπρόθεσμα, σε σημαντικό βαθμό τη σύσταση της γήινης ατμόσφαιρας, όσον αφορά τις συγκεντρώσεις των αερίων ιχνηθετών (trace gases: CO₂, CH₄, O₃, N₂O, NO_x, κλπ.) [1], και έτσι να παίξουν σημαντικό ρόλο στην Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή και το φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Η φωτοσύνθεση και η διαπνοή αποτελούν βασικούς μηχανισμούς ανταλλαγής άνθρακα στην ατμόσφαιρα και έτσι, ενώ τα φύλλα των φυτών κατά την ημέρα απορροφούν άνθρακα κατά την φωτοσύνθεση, τα υπόλοιπα έμβια του πλανήτη αλλά και τα φυτά, καταναλώνουν οργανική ύλη που περιέχει άνθρακα και την αποδίδουν μετά στο περιβάλλον (διαπνοή). Αυτές οι δύο βασικοί μηχανισμοί ανταλλαγής άνθρακα φαίνεται να ξεπερνούν σε εύρος την εκπομπή CO₂ από την ανθρώπινη χρήση όπως το την καύση ορυκτών καυσίμων, δασών κλπ και την άμεση δημιουργία αιωρούμενων σωματιδίων και άλλων αερίων στην ατμόσφαιρα που παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο [1] στην Κλιματική αλλαγή.

Τέλος, το γήινο ισοζύγιο του CO₂ διατηρείται και από έναν άλλο σημαντικό παράγοντα που δεν έχουμε αναφέρει έως τώρα: τους ωκεανούς. Οι ωκεανοί, έχουν την δυνατότητα αναλόγως θερμοκρασίας στην επιφάνειά τους, τα θαλάσσια ρεύματα και τις λειτουργίες της φωτοσύνθεσης και της διαπνοής, να κατακρατούν τεράστιες ποσότητες CO₂ (που παράγονται και από ανθρωπογενείς δραστηριότητες). Το CO₂ διαλύεται εύκολα στο θαλασσινό νερό και έτσι οι ωκεανοί είναι ικανοί να κατακρατούν (όπως και τα δάση) τεράστιες ποσότητες CO₂, κάτι που επίσης επηρεάζεται και από τις ήδη υπάρχουσες ποσότητες CO₂ που είναι ήδη διαλυμένες στους ωκεανούς.



Σχήμα 3.4: Συγκέντρωση του CO₂ (σε ppm) όπως καταγράφεται από το Αστεροσκοπείο Mauna Loa στην Χαβάη των Η.Π.Α, κατά τη χρονική περίοδο 1958-2015 [29].

Τα θαλάσσια ρεύματα, όπου ρέουν ψυχρά, καθοδικά ρεύματα στην περιοχή του βόρειο Ατλαντικού, αποθηκεύουν μεγάλες ποσότητες CO₂, ενώ αντίθετα όπου ρέουν θερμά (τροπικά ανοδικά ρεύματα), βοηθούν στην εκπομπή επιπλέον ποσοτήτων CO₂ στην ατμόσφαιρα. Ο Νότιος ωκεανός γύρω από την Ανταρκτική, πιστεύεται ότι με αυτόν τον τρόπο κατακρατά το 40-50% του CO₂ που προέρχεται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες [27]. Στο Σχήμα 3.4 απεικονίζεται η συγκέντρωση CO₂ όπως καταγράφεται από το Αστεροσκοπείο Mauna Loa στην Χαβάη των Η.Π.Α, κατά τη χρονική περίοδο 1958-2002 (Robert Simmon, από δεδομένα της NOAA Climate Monitoring & Diagnostics Laboratory), όπου και διαφαίνεται η αυξητική τάση συγκέντρωσής του CO₂ κατά 0.35% που προέρχεται από ανθρωπογενής χρήση του άνθρακα.

3.5 Κλιματική Αλλαγή

Αρκετές φορές μέχρι τώρα κάναμε χρήση του όρου κλιματική αλλαγή. Η Παγκόσμια Κλιματική Αλλαγή (ΠΚΑ) [1], ορίζεται ως η αργή και σταθερή αλλαγή του κλίματος, τόσο μέσω φυσικών όσο και ανθρωπογενών επιδράσεων. Μηχανισμοί όπως, η αύξηση των

αερίων του θερμοκηπίου και αύξηση θερμοκρασίας, η επέκταση της τρύπας του όζοντος, η αύξηση εκπομπών CO₂ στην ατμόσφαιρα, η καταστροφή τροπικών δασών και άλλοι, συντελούν δυστυχώς θετικά στην αύξηση του ρυθμού αλλαγής του περιβάλλοντος και την ονομαζόμενη Παγκόσμια κλιματική Αλλαγή. Ήδη, η αύξηση της μέσης τιμής της θερμοκρασίας του πλανήτη μας κατά 0.6°C κατά τα τελευταία 100 χρόνια (με σημαντική επιτάχυνση την τελευταία εικοσαετία, καθόσον ο 20^{ος} αιώνας παρουσίασε τις υψηλότερες θερμοκρασίες των τελευταίων 2000 ετών) συνεπικουρεί στην ύπαρξη της ΠΚΑ, με τελικό πιθανό αποτέλεσμα την απορρύθμιση του γήινου κλίματος (Houghton, 2000).

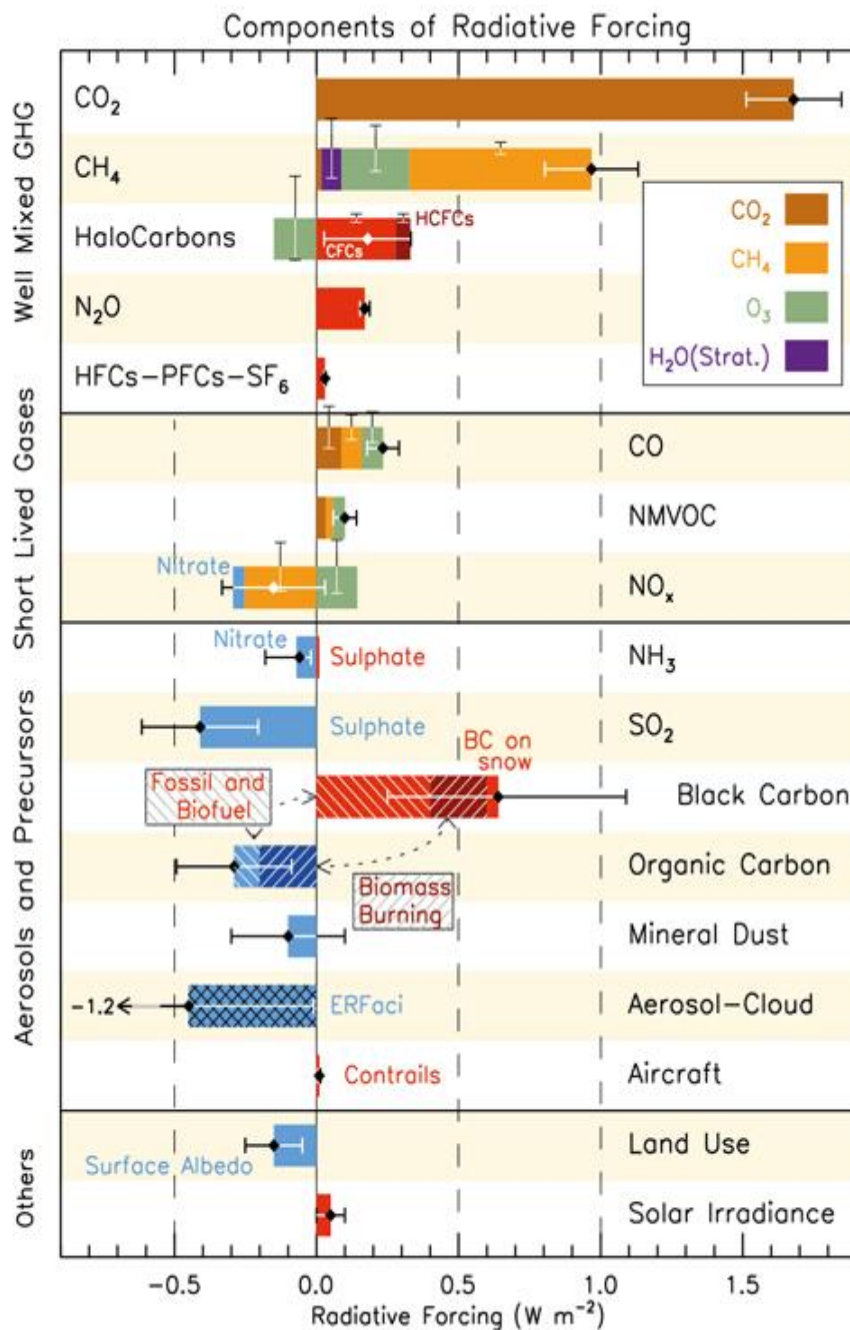
Ανάγκη παρουσιάστηκε και για την δημιουργία του όρου της κατακράτησης της ακτινοβολίας (radiative forcing: RF) σε Wm⁻². Η έννοια αυτού του όρου, έχει να κάνει με την κατακράτηση της ακτινοβολίας που δημιουργείται από την διαταραχή της συγκέντρωσης ενός αερίου ιχνηθέτη που σαν αποτέλεσμα έχει την μεταβολή της ροής της ακτινοβολίας στην τροπόπαυση σε σχέση με το αν όλα τα άλλα αέρια ιχνηθέτες παραμείνουν σε σταθερή συγκέντρωση (WMO, 2003). Η μεταβολή αυτή υπολογίζεται από ένα μονοδιάστατο μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα και μπορεί να είναι είτε θετική (positive radiative forcing) είτε αρνητική (negative radiative forcing). Η μεταβολή αυτή αφορά μόνο το σύστημα επιφάνεια γης - τροπόσφαιρα.

Τα αέρια ιχνηθέτες, το CO₂, το O₃, αλλά και τα αιωρούμενα σωματίδια παίζουν σημαντικό ρόλο στην ΠΚΑ. Τα τελευταία επηρεάζουν κατά πολύ το ενεργειακό ισοζύγιο της γης, είτε μέσω σκεδάσεων της ηλιακής αλλά και της γήινης ακτινοβολίας και της απορρόφησης της είτε μέσω πυρήνων συμπύκνωσης (cloud condensation nuclei: CCN) των υδρατμών. Έτσι, καθορίζουν και την συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων στην περιοχή, κάτι που επηρεάζει τον καιρό της περιοχής και τις βροχοπτώσεις καθώς και το χρόνο ζωής των θερμών νεφών, φαινόμενο που στην διεθνή βιβλιογραφία είναι γνωστό με τον όρο indirect aerosol effect (Σχήμα 3.5).

Η χημική σύσταση τώρα αυτών των αιωρούμενων σωματιδίων περιλαμβάνει τα σωματίδια που περιέχουν θειικά, νιτρικά, αμμωνιούχα άλατα καθώς και ενώσεις με βάση τον άνθρακα. Τα τελευταία, διαχωρίζονται σε αυτά που περιέχουν οργανικό άνθρακα (organic carbon: OC) και αυτά που περιέχουν κυρίως αιθάλη (black carbon: BC). Τα σωματίδια OC προέρχονται από χημικές διαδικασίες καύσης, ενώ τα BC προέρχονται από καύση βιομάζας και καύση ορυκτών καυσίμων.

Έντονη σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας και επομένως και τοπική ψύξη της ατμόσφαιρας (φαινόμενο που στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται ως 'direct cooling effect') προκαλούν τα OC σωματίδια και αυτά που περιέχουν θειικά άλατα. Αντίθετα, τα σωματίδια BC και αυτά που περιέχουν άλατα πυριτίου και σιδήρου (mineral dust) απορροφούν έντονα την ηλιακή και τη γήινη υπέρυθη ακτινοβολία, με αποτέλεσμα να

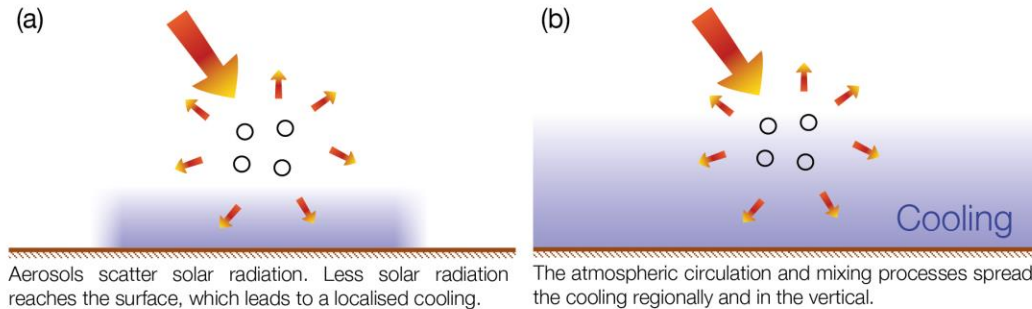
προκαλούν τοπική θέρμανση της ατμόσφαιρας (φαινόμενο που στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται ως 'direct warming effect') (Σχήμα 3.6).



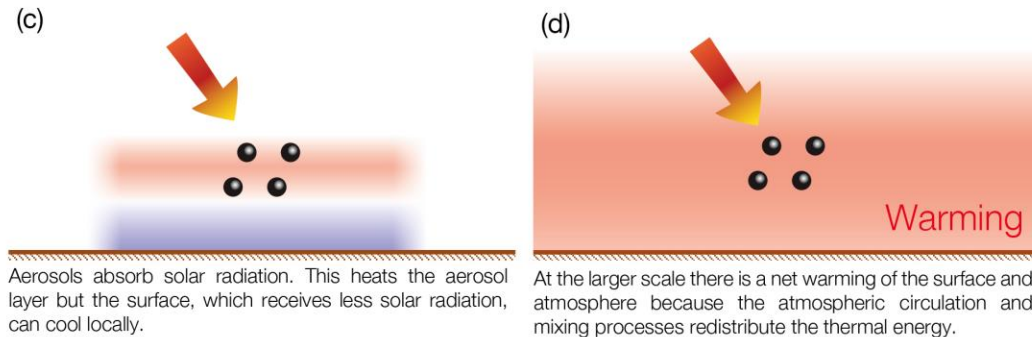
Σχήμα 3.5: Η μέση κατακράτηση ακτινοβολίας (σε $W m^{-2}$) που προκαλείται από τα βασικότερα αέρια του φαινομένου του θερμοκηπίου (CO₂, CH₄, O₃, N₂O, NO_x, αιωρούμενα σωματίδια, κλπ.), με βάση το έτος αναφοράς 1750 (πριν την βιομηχανική επανάσταση) για το έτος 2012 [28].

Aerosol-radiation interactions

Scattering aerosols



Absorbing aerosols



Σχήμα 3.6: Διάφορα φαινόμενα αλληλεπίδρασης ηλιακής ακτινοβολίας και αιωρούμενων σωματιδίων στη γήινη ατμόσφαιρα [28].

Ενώ, στο Σχήμα 3.5 παραπάνω παρατηρούμε ότι το CO_2 προκαλεί μεγαλύτερη θετική κατακράτηση ακτινοβολίας, το CH_4 και το τροποσφαιρικό O_3 λιγότερη. Ακολουθούν τα αιωρούμενα σωματίδια BC και η κατακράτηση από καύση ορυκτών καυσίμων. Βέβαια η ελάττωση του τροποσφαιρικού όζοντος φαίνεται να προκαλεί τοπική ψύξη και άρα αρνητική κατακράτηση ακτινοβολίας όπως συμβαίνει για τα OC σωματίδια και αυτά που περιέχουν θειικά άλατα. Τέλος, το έμμεσο (indirect aerosol effect) φαινόμενο από τα σωματίδια, προκαλεί έντονη αρνητική κατακράτηση ακτινοβολίας (με αρκετά μεγάλη αβεβαιότητα -2 Wm^{-2}) [30].

3.6 Επιπτώσεις του φαινομένου του Θερμοκηπίου

Υπάρχουν μόνο αρνητικές φαινομενικά επιπτώσεις από το φαινόμενο του θερμοκηπίου με μεγάλες επιδράσεις στην αναγνωρισμένα, Παγκόσμια Κλιματική

Αλλαγή. Για παράδειγμα, τα αερολύματα στην περιοχή της Μεσογείου από την μεταφορά σκόνης από την έρημο της Σαχάρας αλλά και η καύση των δασών, προκαλούν αύξηση της τοπικής θερμοκρασίας και καθ' ύψος, στην κατώτερη τροπόσφαιρα.

Επίσης, τα αιωρούμενα σωματίδια που προκαλούνται από την χρήση της βιομηχανίας και το κυκλοφοριακό από τον άνθρωπο, επιδρούν επίσης θετικά στην αύξηση της θερμοκρασία τοπικά και εν γένει του πλανήτη και γιγάντωση του φαινομένου του θερμοκηπίου. Η αποψίλωση δασών, η καύση του πετρελαίου και παραγώγων του, η μείωση της στοιβάδα του όζοντος και η καταστροφή του, μαζί με φυσικά φαινόμενα όπως El Niño τα οποία, σε συνδυασμό με τις ανθρώπινες επιδράσεις γίνονται όλο και πιο καταστρεπτικά, θα κυριαρχήσουν στο περιβάλλον του μέλλοντος και θα επηρεάσουν στενά της επιβιωσιμότητα της βιόσφαιρας στον πλανήτη (πχ. Σχήμα 3.7 παρακάτω).

Οι επιπτώσεις λοιπόν αυτές στο κλίμα του περιβάλλοντος στο άμεσο μέλλον, θα είναι [1]:

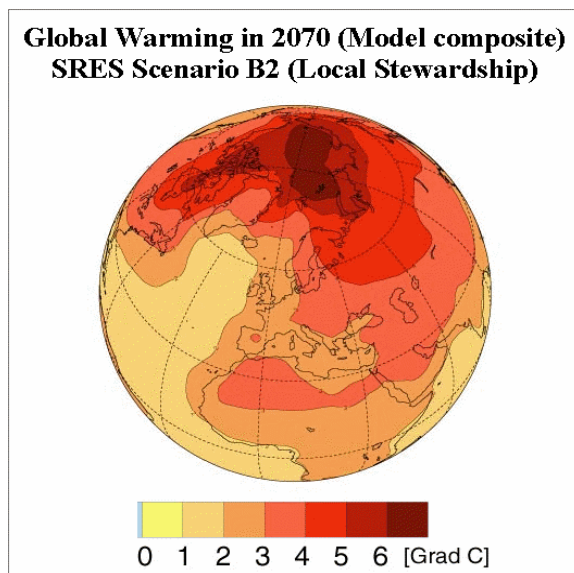
α). Άνοδος της στάθμης της θάλασσας και γενικότερα των ωκεανών από την αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη (Σχήμα 3.7) που θα έχει ως αποτέλεσμα την τήξη των παγετώνων και της θερμικής διαστολής της υδρόσφαιρας. Με τον τρόπο αυτό θα πληγούν παράκτιες περιοχές (όπως και ελληνικές ακτές) και νησιά. Μεγάλοι παγετώνες ήδη στους πόλους και τις Άλπεις έχουν αρχίσει να λειώνουν σε πολύ ανησυχητικό βαθμό και μέχρι το τέλος του 21^{ου} αιώνα αναμένεται η μέση στάθμη της θάλασσας να ανέβει κατά 0.5 m.

β). Αύξηση ακραίων φαινομένων σε συχνότητα και ένταση. Το κλίμα της γης θα έχει περισσότερους έντονους ανέμους, έντονες βροχοπτώσεις, συχνότερη χαλαζόπτωση, ξηρασία και πιο έντονα φαινόμενα (πχ εντονότερο φαινόμενο El Niño το οποίο δημιουργείται από την διατάραξη του συστήματος Ωκεανός-Ατμόσφαιρα στον Τροπικό Ειρηνικό Ωκεανό, με φοβερές επιπτώσεις (έντονες βροχοπτώσεις-πλημμύρες στο Δ. Ειρηνικό Ωκεανό) στον καιρό και το γήινο κλίμα (μέσω της διατάραξης των θαλασσίων ρευμάτων). Αυτά όλα θα προκαλέσουν αύξηση των λοιμών, λειψυδρία, επιδημίες, κλπ.

γ). Πληγή στα οικοσυστήματα και κίνδυνοι για την βιοποικιλότητα, με την ταυτόχρονη εξαφάνιση κάποιων ειδών της χλωρίδας και της πανίδας από τα διάφορα προαναφερθείσα φαινόμενα. Το φαινόμενο αυτό έχει αρχίσει και γίνεται ορατό με την εξαφάνιση αρκετών ειδών π.χ. ψαριών και άλλων ειδών που σήμερα κινδυνεύουν με εξαφάνιση.

Βλέποντας ο άνθρωπος το φαινόμενο του Θερμοκηπίου και των επιπτώσεών του, μέσω του ΟΗΕ και σε μια προσπάθεια να το περιορίσει, κάλεσε την παγκόσμια κοινότητα να ανταποκριθεί σε μια συμφωνία στο Kyoto της Ιαπωνίας, σε μια διάσκεψη

για το περιβάλλον. Η συμφωνία αυτή περιείχε την μείωση των εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου και κυρίως του CO₂ προκειμένου να περιορισθεί ο ρυθμός αύξησης των αερίων αυτών στην ατμόσφαιρα και άρα το περιορισμό κατ' επέκταση, του φαινομένου του Θερμοκηπίου.



Σχήμα 3.7: Προβλεπόμενη αύξηση της μέσης θερμοκρασίας (σε °C) του πλανήτη για το έτος 2070 [31].

Αρκετές χώρες ανταποκρίθηκαν και μεταξύ αυτών και η Ελλάδα, αλλά, μεγάλα κράτη, με το μεγαλύτερο ποσοστό εκπομπών τέτοιων αερίων σε παγκόσμια κλίμακα, όπως η Αμερική και η Ρωσία, δεν το υπέγραψαν [1]. Η Ελλάδα, αν και υπέγραψε την παραπάνω συμφωνία, ωστόσο, εδώ και λίγα χρόνια έχει ξεπεράσει το όριο που επιτρέπει η συμφωνία αυτή κυρίως λόγω καύσης πολύ ρυπογόνων καυσίμων. Παρόλο αυτά η Ελλάδα θεωρείται αναπτυσσόμενη χώρα και η πορεία της προς τις εναλλακτικές πηγές ενέργειας χωρίς κατάλοιπα, ήταν, μέχρι πριν λίγα χρόνια, ορατή.

Ωστόσο λόγω της δυσμενούς οικονομικής κυρίως κατάστασης που επικρατεί στον κόσμο, αλλά και την Ευρώπη και ειδικότερα στην Ελλάδα, αλλά και με το κόστος χρήσης εναλλακτικών πηγών ενέργειας ακόμη υψηλό στις μέρες μας, τα αιωρούμενα σωματίδια επικρατούν στην ατμόσφαιρα από καύσεις βιομάζας και λοιπών απαγορευμένων και μη πιστοποιημένων υλικών. Δημιουργείται τεράστιο πρόβλημα στην ατμόσφαιρα, κυρίως μεγάλων πόλεων, με τα οποία, μαζί με τα αέρια του θερμοκηπίου, επικρατούν οι συνθήκες που προαναφέραμε, με άστατο καιρό και “δύσκολο” στην αναλυτική του πρόγνωση.

Κεφάλαιο 4: Τεχνικές Τηλεπισκόπησης – Τεχνική LIDAR

Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζουμε τις μεθόδους τηλεπισκόπησης της σύγχρονης τεχνολογίας που ασχολούνται με το περιβάλλον και την φυσική της ατμόσφαιρας. Αναλύουμε ενδελεχώς κάποιες από αυτές.

4.1 Μέθοδος τηλεπισκόπησης

Η τηλεσκόπηση, ως μέθοδος, χρησιμοποιείται για την από «μακριά παρατήρηση» (τηλεσκόπηση) σύμφωνα με τις αρχές και χρήση των Laser, ονομάζεται τεχνική LIDAR από τα αρχικά των Αγγλικών όρων "Laser Identification Detection And Ranging" ή διαφορετικά "Light Detection And Ranging". Η αρχή λειτουργίας της μεθόδου μοιάζει με αυτή των Radar γι' αυτό και είναι περισσότερο γνωστή με την ονομασία "οπτικό ραντάρ" που συχνά αποδίδεται στην μέθοδο LIDAR. Η τεχνική εφαρμόζεται ως εξής: ένας παλμός Laser κατάλληλα επιλεγμένου μήκους κύματος εκπέμπεται προς τον "στόχο" που θέλουμε να εξετάσουμε. Η ακτινοβολία αλληλεπιδρά με τον στόχο και το φως που επιστρέφει συλλέγεται και καταγράφεται από έναν οπτικό ανιχνευτή με τον οποίο είναι εφοδιασμένο το σύστημα Laser.

Το σήμα που συλλέγεται εμπεριέχει πληροφορίες για την φύση του στόχου, την σύστασή του την απόστασή του από την πηγή Laser καθώς και την χωροταξική κατανομή του. Έτσι, με την μέθοδο LIDAR επιτυγχάνουμε την παρακολούθηση της παραγωγής και της εξελικτικής πορείας διαφόρων ρύπων στην ατμόσφαιρα. Δηλαδή, την χωρική και την χρονική εξέλιξη του φαινομένου της ρύπανσης, την παρακολούθηση καιρικών φαινομένων και μεγεθών στην ατμόσφαιρα και την δυναμική τους συμπεριφορά, με σκοπό την συλλογή στοιχείων, που θα οδηγήσουν στην ανάπτυξη εξελιγμένων μοντέλων πρόβλεψης από πλευράς μετεωρολογίας και φυσικής της ατμόσφαιρας.

Επίσης, επιτυγχάνουμε την ανίχνευση και την μέτρηση της συγκέντρωσης διαφόρων ρύπων και ιδιαίτερα εκείνων που είναι επικίνδυνοι και που στην περίπτωση τους, επιβάλλεται η μη-επαφή του παρατηρητή με το περιβάλλον τους, ή, χρήση των LIDAR σε σημεία και θέσεις με μεγάλη δυσχέρεια, χωρίς δυνατότητα πρόσβασης για την εφαρμογή άλλων μεθόδων μέτρησης. Γενικότερα, επιτυγχάνεται η τρισδιάστατη χωροταξική παρακολούθηση της κατανομής των ρύπων και μάλιστα με τρόπο, που δεν επιφέρει την διατάραξη του δείγματος, το οποίο θα μπορούσε να οδηγήσει σε εσφαλμένες μετρήσεις.

Οι μέθοδοι τηλεπισκόπησης είναι κατά βάση δύο και στηρίζονται, κυρίως, στην υπεριώδη διαφορική απορρόφηση. Κατά την πρώτη μέθοδο, την παθητική τηλεπισκόπηση, χρησιμοποιείται ο ήλιος, από τον οποίο και μετράται η απορρόφηση που υφίσταται η υπεριώδης ή/και υπέρυθη ακτινοβολία του κατά την μέτρηση, πχ, της ολικής στήλης του όζοντος. Από την άλλη, η δεύτερη μέθοδος τηλεπισκόπησης που ονομάζεται ενεργητική τηλεπισκόπηση, χρησιμοποιεί και την τεχνική LIDAR που αναφέραμε σε αυτήν την ενότητα, για την εκπομπή, σε διάφορα μήκη κύματος, παλμών Laser. Σκοπός, είναι η καταγραφή και παρακολούθηση, πχ, της κατακόρυφης στήλης του όζοντος στην τροπόσφαιρα και την στρατόσφαιρα, με μεγάλη χωρική και χρονική ακρίβεια, καθώς και της υγρασίας, αερολυμάτων και μορίων αερίων ιχνηθετών κτλ.

Στην Ελλάδα, η τεχνική LIDAR εφαρμόζεται για την καταγραφή των σωματιδίων, των υδρατμών και του όζοντος στο Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης από το 1994 και στο Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο από το 1999.

4.2 Γενική περιγραφή RADAR

Εκκινώντας το κεφάλαιο αυτό και πριν αναφερθούμε στο LIDAR, κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούμε πρώτα στην έννοια του RADAR (Radio Detection And Ranging) που είναι πιο γνώριμη στον περισσότερο κόσμο. Το RADAR εφευρέθηκε για πρώτη φορά το 1940 από τον καθηγητή του ΕΜΠ, Π. Σαντορίνη (Εικόνα 4.1). Το 1942 χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά από τους Συμμάχους εναντίον των Γερμανών και άλλαξε την ροή του πολέμου. Το 1969 οι Άγγλοι τίμησαν καθυστερημένα τον Σαντορίνη γιατί παραδέχθηκαν ότι ανακάλυψαν το RADAR δύο χρόνια αργότερα από τον ίδιο. Είναι λοιπόν αποδεδειγμένα ότι το RADAR είναι μια Ελληνική εφεύρεση σε παγκόσμια κλίμακα.



Εικόνα 4.1: Ο Π. Σαντορίνης ήταν πολιτικός μηχανικός, φυσικός και καθηγητής του Ε. Μ. Πολυτεχνείου.

Σήμερα, το Radar εξυπηρετεί και πολλούς ειρηνικούς σκοπούς εκτός από τους προαναφερθέντες στρατιωτικούς και αποτελεί σύμβολο της υψηλής τεχνολογίας. Προσφέρει ένα αξιοθαύμαστο έργο, αφιερωμένο στην ασφάλεια του επιβατικού κοινού και στην τεράστια ανάπτυξη των αερομεταφορών και την μετεωρολογία καθώς και στην διαστημική τεχνολογία. Είναι μια ηλεκτρονική συσκευή η οποία αυτοδύναμα μπορεί να αποκαλύπτει αντικείμενα τα οποία αντανακλούν ΗΜ ακτινοβολία και να παρέχει έτσι πληροφορίες απόστασης, διεύθυνσης, ταχύτητας και ύψους για κάποιο κινούμενο αντικείμενο ιπτάμενο ή όχι ή για κάποια αέρια μάζα ή συγκέντρωση υδρατμών. Το κύριο πλεονέκτημα του RADAR, είναι ότι λειτουργεί ανεξάρτητα από τις καιρικές συνθήκες και χωρίς να απαιτείται η συνεργασία του αντικειμένου που πρόκειται να εντοπιστεί.

Ένας πομπός, παράγει ΗΜ κύματα τα οποία και στέλνει στη κεραία εκπομπής, η οποία στη συνέχεια τα εκπέμπει στον χώρο. Ένα τμήμα της εκπεμπόμενης ισχύος προσκρούει στο εν λόγω αντικείμενο ή αέρια μάζα ή συγκέντρωση υδρατμών και ανακλάται. Η ανακλωμένη ισχύς επιστρέφει στην κεραία λήψης, η οποία με την σειρά της παρέχει την λήψη αυτή σε κύκλωμα αποκάλυψης ενέργειας που λέγεται δέκτης και σκοπό έχει, την αποκάλυψη του αντικειμένου που προκάλεσε την ανάκλαση και την παροχή διαφόρων πληροφοριών. Τα εκπεμπόμενα σήματα, διακόπτονται για ένα προκαθορισμένο χρονικό διάστημα, ώστε να μπορέσει ένας παλμός να φτάσει τον στόχο και να επιστρέψει πριν την εκπομπή του επόμενου παλμού. Αυτή είναι η γενική αρχή λειτουργίας του παλμικού συστήματος RADAR. Στα παλμικά RADAR συνήθως χρησιμοποιούμε μία κεραία εκπομπής - λήψης, ενώ στα συνεχούς κύματος, ξεχωριστές.

Η απόσταση του αντικειμένου (που λέγεται στόχος) από το Radar καθορίζεται με την μέτρηση του χρόνου μεταξύ εκπομπής και λήψης. Καθώς η Η/Μ ενέργεια διαδίδεται με την ταχύτητα του φωτός, ($c = 3 \times 10^8$ m/s) η απόσταση R , ενός στόχου από το RADAR βρίσκεται με μέτρηση του χρόνου που μεσολάβησε από την εκπομπή ως τη λήψη και δίνεται από την σχέση 5.1:

$$R = \frac{C * TR}{2} \quad (4.1)$$

όπου, ο συντελεστής 1/2 εμφανίζεται λόγω της διπλής απόστασης που διανύεται από το εκπεμπόμενο κύμα. Η παραπάνω εξίσωση προκύπτει από αναγωγή στη γνωστή μαθηματική σχέση $u = s/t$, όπου $s = 2R$ και $t = T$.

Η διόπτειση ενός στόχου και το ύψος του, βρίσκονται με χρησιμοποίηση κεραιών μεγάλης κατευθυντικότητας, οι οποίες μετρούν τις γωνιακές συντεταγμένες του στόχου, ως προς τον αληθή Βορρά και το επίπεδο του RADAR. Η σχετική ταχύτητα ενός αντικειμένου ως προς το RADAR βρίσκεται από τη διαφορά συχνότητας εκπεμπόμενου κύματος και της ηχούς του (φαινόμενο DOPPLER). Το ποσό μεταβολής της αρχικής συχνότητας λοιπόν, εκφράζει και τη σχετική ταχύτητα του στόχου.

Παρόλη τη μεγάλη ανάπτυξη που γνώρισε η τεχνολογία αναγνώρισης των στόχων με τη χρήση ραδιοσυχνοτήτων υπάρχουν ακόμα πολλοί περιορισμοί. Από την εξέταση της εξίσωσης του RADAR συμπεραίνουμε ότι υπάρχουν κάποια όρια στην ανίχνευση κάποιου στόχου που σχετίζονται τόσο με τον ίδιο το στόχο όσο και με την ικανότητα επεξεργασίας των δεδομένων επιστροφής. Οι μηχανικοί σχεδίασης είναι αναγκασμένοι να επιλέξουν ανάμεσα στην καλύτερη διάδοση και την καλύτερη ανάλυση καθώς και ανάμεσα σε τόσες τεχνικές που έχουν να κάνουν με τη βελτιστοποίηση κάποιων χαρακτηριστικών τους εις βάρος κάποιων άλλων.

Παρόλη την ανάπτυξη της τεχνολογίας των RADAR, αυτά, παρουσιάζουν και αρκετά μειονεκτήματα, καθώς η φυσική των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων αυτού του εύρους των ραδιοκυμάτων και μικροκυμάτων έχει περιορισμένες δυνατότητες. Τα τελευταία χρόνια έχει αναπτυχθεί ένας νέος τύπος RADAR, ο οποίος βασίζεται στην εκπομπή και λήψη "οπτικής" ακτινοβολίας αντί ραδιοκυμάτων, όπως αναφέραμε στα προηγούμενα κεφάλαια και ειδικότερα ακτινοβολίας Laser, το LIDAR.

4.3 Γενική περιγραφή LIDAR

Σκοπός μας λοιπόν τώρα είναι να δούμε τί ακριβώς είναι το LIDAR, την γενική αρχή λειτουργίας του καθώς και τις κατηγορίες LIDAR που υπάρχουν. Η αρχή λειτουργίας των παλμικών Laser "Radar" είναι η ίδια με αυτή των παλμικών RADAR ραδιοσυχνοτήτων, δηλαδή βασίζονται στη μέτρηση της χρονικής καθυστέρησης επιστροφής των εκπεμπόμενων, μικρής χρονικής διάρκειας, φωτεινών παλμών. Η τεχνική αυτή βρίσκει εφαρμογή τόσο στη μέτρηση της απόστασης στόχων, όσο και στη ναυτιλία (που δεν θα εξετάσουμε σε αυτή την εργασία). Τα συστήματα CW (Continuous Wave), για τη μέτρηση της απόστασης, βασίζονται στη μέτρηση της καθυστέρησης (χρονικής διαφοράς) μεταξύ εκπεμπόμενου και λαμβανόμενου διαμορφωμένου σήματος.

Και σε αυτήν την περίπτωση του LIDAR υπάρχει ένα σύστημα που αποτελεί τον πομπό, ένα σύστημα που αποτελεί το δέκτη καθώς και ένα σύστημα που αποτελεί το μέσο διάδοσης, που δεν είναι άλλο από την ίδια την ατμόσφαιρα (τις περισσότερες φορές). Παρά τις ομοιότητες των LIDAR με τα κοινά Radar, υπάρχουν και σημαντικές διαφορές στην λειτουργία και την απόδοση των δύο συστημάτων. Η πιο μεγάλη διαφορά μεταξύ των δύο συστημάτων είναι ότι το LIDAR χρησιμοποιεί πολύ μικρότερα μήκη κύματος. Έτσι το τελευταίο, μπορεί να είναι πολύ πιο ευαίσθητο σε αιωρούμενα μικρο-σωματίδια ή μόρια, που βρίσκονται στην ατμόσφαιρα.

Ένα από τα μεγαλύτερα πλεονεκτήματα του LIDAR, έναντι της συμβατικής τεχνολογίας των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, είναι ότι, στη δεύτερη περίπτωση,

απαιτείται η ύπαρξη μεταλλικής επιφάνειας ή συγκεντρώσεις υδρατμών ώστε να δημιουργηθεί διηλεκτρική ασυνέχεια και κατά συνέπεια να αναγνωριστεί κάποιος στόχος με αποτέλεσμα τα υπόλοιπα, εκτός μεταλλικών επιφανειών ή συγκεντρώσεων υδρατμών, να είναι σχεδόν άρατες. Αντιθέτως, στην περίπτωση του LIDAR, η κάθε επιφάνεια της τάξεως μικρότερης και ίσης του μήκους κύματος της ακτινοβολίας καθώς και μεγαλύτερη, ανεξαρτήτως υλικού, γίνεται αντιληπτή. Εκτός ίσως, από την περίπτωση στόχων (αερολυμάτων) με μήκος κύματος Laser μικρότερο της βασικής διάστασης του στόχου, όπου έχουμε μεγάλη εμπροσθοσκέδαση και άρα μικρή πιθανότητα ανίχνευσης.

Τα περισσότερα από τα πλεονεκτήματα – διαφοροποιήσεις που παρουσιάζει το LIDAR σε σχέση με το RADAR έχουν να κάνουν με τις ιδιότητες του Laser όπως [2, 18]:

- η μονοχρωματικότητα της δέσμης (συγκεκριμένο μήκος κύματος $\Delta\lambda/\lambda \approx 10^{-7}$).
- η κατευθυντικότητα των φωτονίων προς μία κατεύθυνση και όχι προς διάφορες κατευθύνσεις (απόκλιση δέσμης $< 0.1 \text{ rad}$).
- η λαμπρότητα (ισχύς ακτινοβολίας). Το Laser, λόγω της συμφωνίας των φωτονίων (θα αναφερθούμε αμέσως παρακάτω) και της υψηλής κατευθυντικότητάς του αποδίδει υψηλή τιμή ενέργειας ανά μονάδα επιφάνειας.
- η συμφωνία των κυμάτων η οποία αποτελεί ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των Laser και τα διαχωρίζει εντελώς από όλες τις άλλες φωτεινές πηγές.
- και η διαμορφωσιμότητα ή και η πόλωση, αν αυτή δίνεται από την κατασκευή του. Μια δέσμη Laser μπορεί να υποστεί είτε αναλογική διαμόρφωση πλάτους, συχνότητας και φάσης, είτε ψηφιακή διαμόρφωση (ASK, FSK, PSK, PCM, κτλ). Όσον αφορά την περίπτωση του πολωμένου φωτός, κατά την λήψη εισάγουμε τον συντελεστή αποπόλωσης δ (depolarization) ($\delta = P_{vertical} / P_{horizontal}$), όπου $P_{vertical}$ και $P_{horizontal}$ είναι η ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου φωτός στις πολώσεις vertical και horizontal που είναι μεταξύ τους κάθετες. Τυπικές τιμές του δ κυμαίνονται από 0.02 έως 0.3. Αντίστοιχα, πολωμένη δέσμη laser αποπολώνεται όταν σκεδασθεί από παγοκρυστάλλους, υδροσταγονίδια νεφών ή συμπυκνωμένα νανοσωματίδια υδρατμών σε ύψος 80-86 km.

Γενικά τα συστήματα LIDAR, μπορούν να χωριστούν σε δύο μεγάλες κατηγορίες σύμφωνα με τον τρόπο ανίχνευσης της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας: Τα μη συμφασικά (incoherent) και τα συμφασικά (coherent). Στην πρώτη περίπτωση γίνεται απευθείας καταγραφή της ενέργειας των επιστροφών, όπως η περίπτωση καταμέτρησης φωτονίων (photon counting). Αυτός ο τρόπος ανίχνευσης χρησιμοποιείται αποκλειστικά και μόνο για ανίχνευση μικρού αριθμού φωτονίων, δηλαδή σε πολύ ασθενή σήματα LIDAR και στον δέκτη, τα παραγόμενα φωτοηλεκτρόνια είναι διακριτά χρονικά και ανιχνεύσιμα ένα προς ένα. Στη δεύτερη περίπτωση, που ονομάζεται αναλογική μέθοδος

και είναι αποτελεσματικότερη στις περιπτώσεις ανίχνευσης μεγάλου αριθμού φωτονίων και ισχυρά σήματα LIDAR, γίνεται πιο σύνθετη επεξεργασία. Για την ανίχνευση των σημάτων LIDAR χρησιμοποιούνται φωτοπολλαπλασιαστές (ανίχνευση 180-900nm) και φωτοδιόδοι χιονοστοιβάδας (ανίχνευση 800-1700nm) όπως θα δούμε παρακάτω.

Και στις δύο περιπτώσεις (συμφασικά και μη) ανάλογα με το είδος του παλμού που χρησιμοποιείται μπορούμε να διακρίνουμε τα LIDAR μικροπαλμών και τα LIDAR υψηλής ενέργειας υπέρ-στενών παλμών (fs). Τα πρώτα ολοένα και περισσότερο κυριαρχούν λόγω της συνεχούς αύξησης των δυνατοτήτων των ηλεκτρονικών υπολογιστών και λόγω της ταχείας αναπτυσσόμενης επιστήμης της τεχνολογίας Laser. Το πιο σημαντικό πλεονέκτημα που παρουσιάζουν είναι ότι είναι ασφαλή για τα μάτια δηλαδή δεν μπορούν να προκαλέσουν κάποια σημαντική βλάβη σε ευαίσθητους ανθρώπινους ιστούς.

Τα LIDAR υψηλής ισχύος υπέρ-στενών παλμών (fs) [2], χρησιμοποιούνται πλέον στην περίπτωση της ατμοσφαιρικής έρευνας καθώς και στις στρατιωτικές εφαρμογές και έχουν την δυνατότητα να αυτο-οργανώνονται και να αυτο-κυματοδηγούνται, γνωστά πλέον και ως νημάτια (filaments). Έχουν αρκετά λεπτές δέσμες της τάξης των 100μm και ισχύ αρκετών δεκάδων terawatts (TW), περίπου $5 \cdot 10^{13} \text{ W/cm}^2$ και μεταδίδονται σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις. Χρησιμοποιούνται κυρίως για την ανίχνευση ρυπαντών στην ατμόσφαιρα και οι πρώτες πειραματικές μετρήσεις έγιναν με κρυστάλλους Ζαφειρίου ενισχυμένους με Τιτάνιο και παρήγαγαν παλμούς της τάξης των 100 fs (femto seconds) στα 800nm. Υπάρχουν πλέον τέτοια LIDAR και στα 248, 400 και 1064nm.

Η εξίσωση του LIDAR εν γένει, δίνεται από τον παρακάτω τύπο και είναι:

$$P(\lambda, R) = P_{0L} \cdot \frac{A_0}{R^2} \cdot \beta(\lambda, R) \cdot \eta(\lambda) \cdot \xi(R) \cdot \Delta R \cdot \exp \left[-2 \int_0^R [\alpha_{Mie}(\lambda, r) + \alpha_{Ray}(\lambda, r)] dr \right] \quad (4.2)$$

όπου, $P(\mathbf{R}, \lambda)$ είναι η ισχύς λήψης, P_{0L} η ισχύς του εκπεμπόμενου παλμού, A_0 η διάμετρος του τηλεπισκοπίου λήψης, ΔR είναι η χωρική διακριτική ικανότητα της μέτρησης LIDAR και $\xi(\mathbf{R})$ [ή $\xi(\mathbf{z})$] ο γεωμετρικός συντελεστής επικάλυψης. Ο τελευταίος εκφράζει την πιθανότητα το πεδίο της εκπεμπόμενης δέσμης Laser να βρίσκεται εντός του οπτικού πεδίου FOV – Field of View) του δέκτη του τηλεπισκοπίου για σήμα του LIDAR που προέρχεται από απόσταση \mathbf{z} . Οι τιμές που λαμβάνει ο τελευταίος είναι φυσικό πως βρίσκονται μεταξύ 0 και 1 και δίνεται από την εξίσωση [2]:

$$\xi(\mathbf{z}) = A(r_T(\mathbf{z}), w(R), d(\mathbf{z})) \frac{1}{\pi \cdot w^2(\mathbf{z})} \quad (4.3)$$

όπου, r_0 είναι η ακτίνα του τηλεπισκοπίου λήψης, και r_r η ακτίνα συλλογής φωτονίων της δέσμης σε απόσταση z , w_0 η αρχική ακτίνα της δέσμης Laser, w η ακτίνα της δέσμης laser αφού διανύσει απόσταση z , d και d_0 η απόσταση μεταξύ των οπτικών αξόνων της δέσμης laser και του οπτικού άξονα του τηλεσκοπίου στην αρχή και σε απόσταση z , αντίστοιχα. Θέτοντας τώρα την σταθερά:

$$C_1 = P_{OL} A_0 \Delta R \xi(R) \quad (4.4)$$

Η 4.2 γίνεται:

$$P(\lambda, R) = C_1 \cdot \frac{\beta(\lambda, R)}{R^2} \cdot \exp^{-2 \int_0^R [\alpha_{atm}(\lambda, r) + \alpha_{bg}(\lambda, r)] dr} \quad (4.5)$$

ή αλλιώς :

$$P(\lambda, R) R^2 = C_1 \cdot \beta(\lambda, R) \cdot \exp^{-2 \int_0^R [\alpha_{atm}(\lambda, r) + \alpha_{bg}(\lambda, r)] dr} \quad (4.6)$$

Ο δέκτης του LIDAR όμως αναγκαστικά εισαγάγει και θόρυβο από την ατμόσφαιρα (BG) οπότε και γίνεται διόρθωση του σήματος αυτού σε σχέση με την απόσταση (RSLS – Range squared LIDAR signal), δηλαδή ισχύει:

$$P'(\lambda, R) = P(\lambda, R) - BG \quad (4.7)$$

$$\text{και: } RSLS = \ln[P'(\lambda, R) \cdot R^2] = S(R) \quad (4.8)$$

Από την 4.8 μπορούμε να πάρουμε [2]:

$$S(R) - S(R_0) = \ln \frac{\beta(\lambda, R)}{\beta(\lambda, R_0)} - 2 \int_{R_0}^R \alpha(r') dr' \Leftrightarrow \frac{dS}{dR} = \frac{1}{\beta(R)} \cdot \frac{d\beta}{dR} - 2\alpha(R) \quad (4.9)$$

η οποία είναι μορφής Bernoulli και για να λυθεί είναι απαραίτητη μια δεύτερη εξίσωση που να συνδέει τον συντελεστή εξασθένισης $\alpha_{aer}(R)$ και τον συντελεστή οπισθοσκέδασης $\beta_{aer}(R)$, οι οποίοι προέρχονται από τα αιωρούμενα σωματίδια. Για τα τελευταία ισχύει:

$$C(R) = \beta_{aer}(R) / \alpha_{aer}(R) = LIDAR \text{ ratio} \quad (4.10)$$

Τότε η 4.9 λύνεται ως εξής:

$$\alpha_{aer}(R) = \frac{\exp[S(R) - S(R_F)]}{\frac{1}{\alpha(R_F)} + 2 \int_R^{R_F} \exp[S(R') - S(R_F)] dR'} - \alpha_{R_{aer}}(R) \quad (4.11)$$

Και:

$$\beta_{aer}(R) = \frac{\exp[S'(R) - S'(R_F)]}{\frac{1}{\beta(R_F)} + 2 \int_R^{R_F} \frac{1}{C(R')} \exp[S'(R') - S'(R_F)] dR'} - \beta_{R_{aer}}(R) \quad (4.12)$$

όπου:

$$S'(R) - S'(R_F) = S(R) - S(R_F) - \frac{16\pi}{3} \int_R^{R_F} \beta_{R_{aer}} \left(1 - \frac{3}{8\pi \cdot C(R')}\right) dR' \quad (4.13)$$

με R_F είναι ένα ύψος αναφοράς (πχ. 8-10 km), όπου η ατμόσφαιρα θεωρείται ότι είναι απολύτως μοριακή (απουσία αερολυμάτων). Η τεχνική αυτής της επίλυσης της εξίσωσης LIDAR προτάθηκε από τον Klett σε δύο βασικές δημοσιεύσεις (Klett, 1981 και 1985).

Ένας άλλος τρόπος να δούμε την εξίσωση 4.2 (εξίσωση LIDAR) είναι να δούμε την παρακάτω εξίσωση 4.14:

$$N(\lambda, z) = N_e(\lambda) \cdot \left(\frac{c\tau}{2}\right) \cdot \beta(\lambda, z) \cdot A \cdot \eta(\lambda) \cdot \xi(\lambda) \cdot \xi(z) \cdot z^{-2} \cdot \exp[-2\tau(\lambda, 0, z)] \quad (4.14)$$

όπου, $N(\lambda, z)$ είναι ο αριθμός των ανιχνευόμενων φωτονίων στο μήκος κύματος λ και από απόσταση z , $N_e(\lambda)$ είναι ο αριθμός των εκπεμπόμενων φωτονίων στο μήκος κύματος λ , A η επιφάνεια λήψης του οπτικού τηλεσκοπίου, $\eta(\lambda)$ είναι ο συντελεστής οπτο-ηλεκτρονικής απόδοσης του συστήματος LIDAR, c η ταχύτητα του φωτός στο κενό, τ η διάρκεια παλμού του συστήματος laser, $\xi(\lambda)$ ο συντελεστής ανακλαστικότητας του οπτικού τηλεσκοπίου, $\xi(z)$ ο γεωμετρικός συντελεστής επικάλυψης του συστήματος LIDAR στην απόσταση z , $\beta(\lambda, z)$ ο συντελεστής οπισθοσκέδασης της ατμόσφαιρας και $\tau(\lambda, 0, z)$ το οπτικό πάχος της ατμόσφαιρας από τα αιωρούμενα σωματίδια (aer), τα μόρια (mol) ή άλλα συστατικά (c) της ατμόσφαιρας:

Προφανώς ισχύει ότι:

$$\beta(\lambda, z) = \beta_{aer}(\lambda, z) + \beta_{mol}(\lambda, z) \quad (4.15)$$

Επίσης ορίζουμε και [2]:

$$\tau(\lambda, 0, z) = \int_0^z [\alpha_{\text{μοι}}(\lambda, z') + \alpha_{\text{αε}}(\lambda, z') + \alpha_c(\lambda, z')] dz' \quad (4.16)$$

το οποίο, όπως αναφέραμε και παραπάνω, είναι το οπτικό πάχος για το στρώμα μεταξύ π.χ. των υψομέτρων z και z' . Η γνώση του οπτικού πάχους είναι απαραίτητη ώστε να γνωρίζουμε το πόσο εξασθένησε η δέσμη που πέρασε μέσα από το συγκεκριμένο πάχος. Η ένταση αντινοβολίας μέσα από το πάχος αυτό δίνεται:

$$I(z) = I_0 * \exp\left[-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr\right] \quad (4.17)$$

$$\text{Επίσης, } \Delta z = (c * \tau / 2) \quad (4.18)$$

είναι η χωρική ακρίβεια μέτρησης του συστήματος LIDAR.



Σχήμα 4.1: Οπτικό πάχος και ένταση ΗΜ ακτινοβολίας [18].

Λαμβάνοντας υπόψη τη ενεργή ανακλαστική επιφάνεια του "στόχου" που είναι:

$$\sigma = \frac{4\pi}{\Omega} \rho * dA \quad (4.19) \quad \text{ή}$$

$$\sigma = \frac{4\pi}{\Omega} \rho \frac{\pi * R^2 * \theta_{3dB}^2}{4} \cos\varphi \quad (4.20)$$

όπου, Ω η στερεά γωνία σκέδασης του στόχου και μετράται σε στερακτίνια, ρ η ανακλαστικότητα της επιφάνειας του στόχου και είναι ίση με τον λόγο της ανακλώμενης ισχύος προς την προσπίπτουσα ισχύ (και κατά βάση μειώνεται με την αύξηση του μήκους κύματος), dA το εμβαδό της φωτιζόμενης επιφάνειας του στόχου, θ_{3dB} το συνολικό γωνιακό εύρος μισής ισχύος της δέσμης Laser (σε rad) και φ η κατακόρυφη

γωνία πρόσπτωσης της δέσμης Laser επάνω στην επιφάνεια του στόχου, η R_{max} που είναι η μέγιστη απόσταση ανίχνευσης παλμικού Laser, είναι:

$$R_{max} = \left| \frac{P_t * \rho * A_e * \cos\varphi}{\pi * S_{min} * L} \right|^{1/2} \quad (4.21)$$

που μας δείχνει ότι η λαμβανόμενη σχύς από έναν «στόχο», είναι ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης και όχι της τέταρτης δύναμης.

4.4 Πειραματικές διατάξεις LIDAR

Όπως προαναφέραμε, η τηλεσκόπηση με την μέθοδο LIDAR βασίζεται στην αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με τα άτομα της ύλης, η οποία κατά την επιστροφή της από τον στόχο μεταφέρει όλες τις επιθυμητές πληροφορίες. Οι βασικότεροι τύποι συστημάτων για τηλεπισκόπηση είναι οι κάτωθι [2, 17, 18]:

- LIDAR ελαστικής οπισθοσκέδασης, τα οποία είναι συστήματα LIDAR που αφορούν ανίχνευση μηκών κύματος που δεν διαφέρουν από τα εκπεμπόμενα μήκη κύματος Laser. Σε αυτά τα LIDAR ανήκουν και αυτά που περιγράφονται από τη θεωρία σκέδασης Mie (συντελεστής οπισθοσκέδασης $\beta_{aer} \sim 1/\lambda$) και από τη θεωρία της σκέδασης Rayleigh (συντελεστής οπισθοσκέδασης $\beta_{aer} \sim 1/\lambda^4$). Τα συστήματα αυτά αποτελούνται ουσιαστικά από δύο μέρη: έναν πομπό και έναν δέκτη ακτινοβολίας. Η πηγή ακτινοβολίας ενός LIDAR είναι ένα Laser παλμικής συνήθως λειτουργίας. Η ενέργεια ανά παλμό πρέπει να είναι αρκετή για να αντισταθμίσει τυχόν απώλειες λόγω απορρόφησης ή διασποράς της ακτινοβολίας και να εξασφαλίσει ότι το σήμα που επιστρέφει είναι αρκετά ισχυρό για να ανιχνευθεί. Τυπικές τιμές είναι τα 0,1-1 Joule/παλμό.

Το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας εξαρτάται από το είδος των ρυπαντών ή συστατικών που θέλουμε να μετρήσουμε και κυμαίνεται από το υπέρυθρο (1-10 μm) μέχρι το υπεριώδες (0,25 μm). Ορισμένα συστήματα απαιτούν μεταβλητό μήκος κύματος εκπομπής ακτινοβολίας Laser για την πραγματοποίηση μετρήσεων σε διαφορετικά μήκη κύματος για μεγιστοποίηση της αξιοπιστίας της λαμβανόμενης μέτρησης. Ένα σημαντικό σημείο είναι το φασματικό εύρος της ακτινοβολίας που πρέπει να είναι όσο το δυνατόν μικρότερο. Αυτό εξασφαλίζει ακτινοβολία υψηλής μονοχρωματικότητας και κατά συνέπεια μεγάλη ακρίβεια και ευαισθησία στις λαμβανόμενες μετρήσεις.

Ακολούθως, η εκπεμπόμενη δέσμη Laser κατευθύνεται μέσω ενός οπτικού συστήματος στον υπό εξέταση "στόχο". Ένα μικρό μέρος της δέσμης χρησιμοποιείται

πριν εγκαταλείψει το σύστημα για τον έλεγχο της ενέργειας του παλμού, του μήκους κύματος καθώς και για να σηματοδοτήσει την χρονική έναρξη της εκπομπής. Το δεύτερο τμήμα του συστήματος δέχεται την ακτινοβολία που επιστρέφει από το στόχο μέσω ενός οπτικού συστήματος. Η συλλεγόμενη ακτινοβολία οδηγείται σε ένα φασματικό αναλυτή ο οποίος αναλύει το σήμα στα διάφορα μήκη κύματος από τα οποία αποτελείται με σκοπό να επιλεγεί εκείνο το μήκος κύματος που περιέχει πληροφορίες και να αποκοπεί οποιαδήποτε άλλη ανεπιθύμητη ακτινοβολία. Το επιλεγμένο οπτικό σήμα, στη συνέχεια, κατευθύνεται σε ένα φωτοανιχνευτή για να μετατραπεί σε ηλεκτρικό σήμα και να ακολουθήσει η κατάλληλη επεξεργασία του για την εξαγωγή των πληροφοριών που περιέχει. Μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η ανάπτυξη διαφόρων συστημάτων τηλεπισκόπησης με χρήση Laser ανάλογα με το φυσικό μηχανισμό αλληλεπίδρασης ακτινοβολίας-ύλης.

- Τα συστήματα LIDAR μη-ελαστικής οπισθοσκέδασης αφορούν την ανίχνευση μηκών κύματος που διαφέρουν από τα εκπεμπόμενα μήκη κύματος Laser και στα οποία ανήκουν αυτά που περιγράφονται από την θεωρία σκέδασης Raman. Υπάρχουν λοιπόν τα παρακάτω είδη LIDAR μη-ελαστικής οπισθοσκέδασης:

- Τα Lidar φθορισμού, των οποίων η δομή και ο τρόπος λειτουργίας του συστήματος αυτού δεν έχει ουσιαστικές διαφορές με το βασικό σύστημα που εξετάστηκε στο προηγούμενο μέρος. Τα μόρια του στόχου απορροφούν την ακτινοβολία Laser, διεγείρονται και στη συνέχεια αποδίδουν την ενέργεια που προσέλαβαν ως οπτική ακτινοβολία σε διάφορα μήκη κύματος κατά κανόνα μεγαλύτερα από το μήκος κύματος του Laser. Το φάσμα φθορισμού είναι διαφορετικό για κάθε μόριο και αποτελεί την "ταυτότητα" του. Έτσι, με προσεκτική ανάλυση του φάσματος αυτού μπορούμε να συνάγουμε συμπεράσματα για το είδος των μελετούμενων μορίων της ατμόσφαιρας.

- Τα Lidar Raman, των οποίων το σύστημα αυτό είναι σχετικά παρόμοιο με το σύστημα LIDAR φθορισμού, αλλά η ακτινοβολία που επιστρέφει είναι αυτή που προκύπτει από τη σκέδαση Raman από τα μόρια του στόχου (πχ. ατμοσφαιρικό άζωτο, υδρατμοί, κλπ.). Στην περίπτωση της σκέδασης Raman, έχουμε πει πως η ανιχνευόμενη ακτινοβολία είναι διαφορετική από την εκπεμπόμενη ακτινοβολία του Laser ως προς το μήκος κύματος. Η μεταβολή αυτή χαρακτηρίζει το είδος των μορίων και η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας, τη συγκέντρωσή τους. Η μέθοδος αυτή απαιτεί Laser μεγαλύτερης ισχύος σε σύγκριση με το LIDAR φθορισμού γιατί το οπτικό σήμα που επιστρέφει είναι εξαιρετικά ασθενές.

- Τα Lidar Doppler των οποίων το σύστημα αυτό μετρά τη οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία Laser από τα ατμοσφαιρικά μόρια, αλλά το ενδιαφέρον στην περίπτωση αυτή επικεντρώνεται στη μετατόπιση του μήκους κύματος λόγω του φαινομένου Doppler. Το μήκος κύματος του φωτός που σκεδάζεται από κινούμενα μόρια, υφίσταται μία μεταβολή ακριβώς λόγω της κίνησης των μορίων. Μετρώντας τη μεταβολή αυτή

μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για τη διεύθυνση και το μέτρο της ταχύτητας των μορίων. Η τεχνική αυτή χρησιμοποιείται για να μελετηθεί η κίνηση αέριων μαζών στην ατμόσφαιρα καθώς και για μετρήσεις που αφορούν την ταχύτητα και φορά του ανέμου σε τοπική κλίμακα (π.χ. σε αεροδρόμια).

- Ένας άλλος τύπος είναι και το LIDAR απορρόφησης, των οποίων το σύστημα διαφέρει από τα άλλα στο ότι, αυτό που μας ενδιαφέρει είναι το μετρούμενο μέγεθος είναι η ένταση της ακτινοβολίας που επιστρέφει και όχι το μήκος κύματος της. Πιο συγκεκριμένα, μετράται η εξασθένηση της δέσμης Laser κατά τη διαδρομή της μέσα από το στόχο και εξαγονται συμπεράσματα για τις συγκεντρώσεις των διαφόρων ρυπαντών. Δεδομένου ότι ακτινοβολία ορισμένου μήκους κύματος μπορεί να απορροφάται ισχυρά από ένα είδος μορίου και λιγότερο ή καθόλου από ένα άλλο, η μέθοδος αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί στο να επιβεβαιωθεί η ύπαρξη ενός ρυπαντή στην ατμόσφαιρα. Μια άλλη διαφοροποίηση του συστήματος αυτού είναι ότι το Laser εκπομπής και ο δέκτης, βρίσκονται ξεχωριστά τοποθετημένα σε δύο διαφορετικούς σταθμούς αλλά είναι οπτικά ευθυγραμμισμένα μεταξύ τους (σύστημα DOAS - Differential Optical Absorption Spectroscopy).

- Τελευταίο τύπο LIDAR αποτελεί και το LIDAR διαφορικής απορρόφησης DIAL, όπου το σύστημα αυτό, εκμεταλλεύεται τη διαφορετικότητα του συντελεστή απορρόφησης από ένα μοριακό ρυπαντή σε σχέση με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Χρησιμοποιούνται δύο δέσμες Laser με μήκη κύματος που διαφέρουν ελάχιστα μεταξύ τους, οι οποίες εκπέμπονται διαδοχικά και διατρέχουν την ίδια διαδρομή στην ατμόσφαιρα. Η σκέδαση της ακτινοβολίας από κάποιο μόριο είναι παρόμοια και για τις δύο δέσμες αφού τα μήκη κύματος τους διαφέρουν ελάχιστα (Δλ ίσο με ακόμα και μερικά nm), αλλά ο συντελεστής απορρόφησης αλλάζει δραματικά για τις δύο αυτές δέσμες. Συγκρίνοντας τα οπισθοσκεδαζόμενα σήματα LIDAR μπορούν να εξαχθούν χρήσιμες πληροφορίες για το είδος και τη συγκέντρωση των μοριακών ρυπαντών που μας ενδιαφέρουν όπως για παράδειγμα για το O₃, SO₂, CH₄ κτλ.

Συγκεκριμένα για τα LIDAR διαφορικής απορρόφησης ισχύει [2]:

$$\frac{P_{ON}(z)}{P_{OFF}(z)} = C \cdot \exp\left(-2 \int_0^z [\sigma(\lambda_{ON}) - \sigma(\lambda_{OFF})] \cdot n(z') \cdot dz'\right) \quad (4.22)$$

όπου, $P_{ON}(z)$ και $P_{OFF}(z)$ είναι τα λαμβανόμενα σήματα LIDAR από απόσταση z , στα μήκη κύματος λ_{ON} και λ_{OFF} , αντίστοιχα, C είναι μια σταθερά του συστήματος LIDAR, $\sigma(\lambda)$ είναι η ενεργός διατομή απορρόφησης του μελετούμενου αέριου ρυπαντή στο μήκος κύματος λ και τέλος, $n(z)$ είναι η αριθμητική πυκνότητα ή αλλιώς «συγκέντρωση» (σε μόρια/cm³) του μελετούμενου αέριου ρυπαντή στην απόσταση z .

Κατηγορία αλληλεπίδρασης ακτινοβολίας-ρυπαντή	Μετρούμενος ρυπαντής-συστατικό της ατμόσφαιρας
Ελαστική σκέδαση ($\lambda_1 = \lambda_2$)	Αιωρούμενα σωματίδια, ανίχνευση νεφών, δομή της ατμόσφαιρας, πυκνότητα της ατμόσφαιρας, θερμοκρασία
Μη ελαστική σκέδαση (σκέδαση Raman) ($\lambda_1 = \lambda_2 + \Delta\lambda_R$)	Υδρατμίσι, O_3 , θερμοκρασία, αερολύματα.
Διαφορική απορρόφηση DIAL (λ_1, λ_2)	$SO_2, O_3, NO_2, NO, CO_2, H_2, HCl, NH_3, HCs, CO, H_2O$
Σκέδαση Συντονισμού	K, Na, Li, Ca, Fe
Τεχνική επαγόμενου φθορισμού (LIF)	OH ⁻

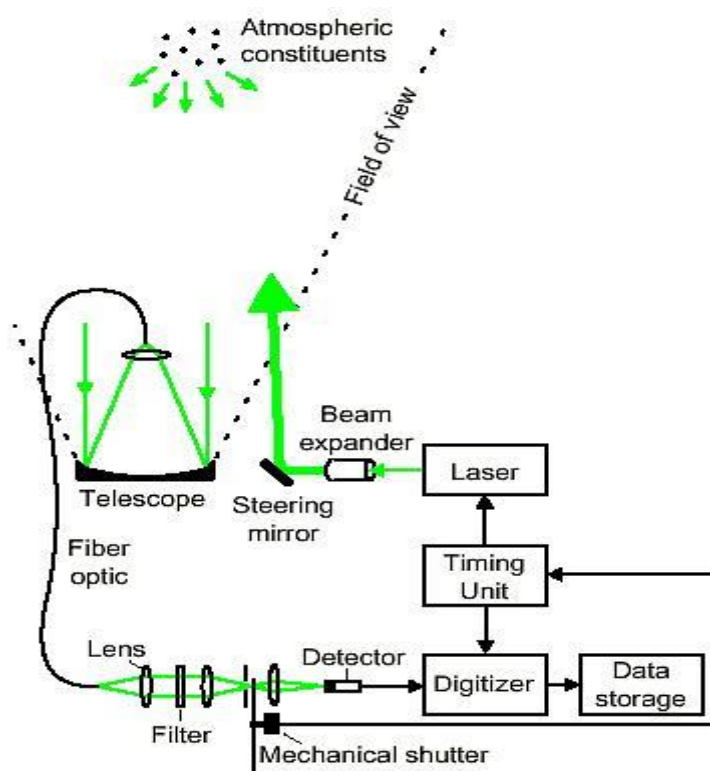
Πίνακας 4.1: Ανιχνευόμενοι ρυπαντές ή συστατικά της ατμόσφαιρας και η αντίστοιχη διεργασία (αλληλεπίδραση ακτινοβολίας-ρυπαντή) [2].

Τα πλεονεκτήματα που μπορεί κανείς να αποκομήσει από την τεχνική LIDAR σε σχέση με άλλες συμβατικές μεθόδους μέτρησης ατμοσφαιρικών ρύπων είναι ποικίλα. Καταρχάς δεν απαιτείται η μεγάλη προσέγγιση του στόχου που το κάνει κατάλληλο για παρακολούθηση από απόσταση π.χ. βιομηχανικών ρύπων. Κατά δεύτερον, η ακρίβεια στην μέτρηση που προσφέρει και οι μεγάλες αποστάσεις μέτρησις που μπορεί να καλύψει. Και τέλος, η ικανότητα μέτρησης στον χώρο των ρύπων σε τρεις διαστάσεις και σε πραγματικό χρόνο (real time 3D measurement). Παραπάνω, στον πίνακα 4.1 βλέπουμε και το είδος της σκέδασης – είδος LIDAR που χρησιμοποιείται, αναλόγως είδος ρυπαντή.

4.5 Πειραματική διάταξη συστήματος LIDAR

Η πειραματική στην περίπτωση του LIDAR όπως έχουμε πει δεν διαφέρει πολύ (ως αρχιτεκτονική) από αυτήν του Radar ραδιοκυμάτων. Έτσι, ένα σύστημα LIDAR αποτελείται από [2, 17, 18]:

- Από μια πηγή ακτινοβολίας Laser, παλμικής συνήθως λειτουργίας. Η εκπεμπόμενη ενέργεια ανά παλμό πρέπει να είναι της τάξης των 0.1-1 Joule συνήθως που κρίνονται ικανοποιητικές. Για την πραγματοποίηση μετρήσεων μεγάλου φάσματος (πολλών συστατικών) πρέπει να έχουμε την δυνατότητα μεταβολής του μήκους κύματος. Η υψηλή μονοχρωματικότητα σε κάθε περίπτωση εξασφαλίζει μεγάλη ακρίβεια στις μετρήσεις.



Σχήμα 4.2: Η αρχή της μεθόδου LIDAR μέτρησης ατμοσφαιρικών ρύπων. Η εφαρμογή βασίζεται στην αλληλεπίδραση ακτινοβολίας Laser με τον στόχο και την επιστροφή της.

Η ανίχνευση και επεξεργασία των επιστρεφόμενων παλμών γίνεται από την μονάδα επεξεργασίας του συστήματος [36].

- Το δεύτερο στοιχείο της οργανολογίας LIDAR είναι ο δέκτης (ανιχνευτής) της επιστρεφόμενης ακτινοβολίας. Ένας φασματικός αναλυτής θα αναλύσει την επιστρέφουσα ακτινοβολία, θα επιλέξει εκείνα τα μήκη κύματος που περιέχουν

πληροφορίες και θα απορρίψει όλες τις υπόλοιπες ανεπιθύμητες ακτινοβολίες. Το επιλεγμένο οπτικό σήμα κατευθύνεται σε ένα φωτοανιχνευτή, μετατρέπεται σε ηλεκτρικό σήμα και με κατάλληλη επεξεργασία εξάγεται η πληροφορία που μεταφέρει.

- Το τρίτο στοιχείο είναι απλά η ατμόσφαιρα, η οποία αποτελεί το μέσο διάδοσης της οπτικής ακτινοβολίας. Είναι χαρακτηριστικό πως ανάλογα με την εφαρμογή (και κατά συνέπεια το περιβάλλον) δημιουργούνται ξεχωριστοί τύποι συστημάτων.

4.6 Σύστημα παραγωγής παλμών (Πομπός)

Υπάρχουν δύο βασικοί τρόποι με τους οποίους μπορούν να κατασκευαστούν πηγές ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας μεγάλης ισχύος. Ο πρώτος και παλαιότερος τρόπος, είναι η κατασκευή κοιλοτήτων συντονισμού διαστάσεων της τάξης του παραγόμενου μήκους κύματος. Ο δεύτερος τρόπος, είναι οι ατομικές και μοριακές ταλαντώσεις, δηλαδή η αρχή λειτουργίας του Maser και του Laser [17, 18, 32].

Ο όρος Laser σημαίνει ενίσχυση φωτός με διεγερόμενη (εξαναγκασμένη) εκπομπή ακτινοβολίας και περιγράφει μια μονοχρωματική πηγή φωτός η οποία είναι σύμφωνη, εξαιρετικά στενής δέσμης, υψηλής κατευθυντικότητας και μεγάλης έντασης. Το LIDAR, χρησιμοποιεί, αντίστοιχα με το κλασικό RADAR, ως πομπό ακτινοβολίας μια πηγή Laser. Στην τελική μορφή της ακτινοβολίας σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν τόσο η τεχνική παραγωγής παλμών όσο και ο ίδιος ο τύπος της πηγής Laser.

Οι τεχνικές αυτές παραγωγής παλμών Laser υψηλής ισχύος στις εφαρμογές του LIDAR, είναι κατά βάση δύο και είναι οι εξής:

- Η διακοπή Q (Q-Switching), η οποία και αποτελεί τη βασική τεχνική παραγωγής στενών παλμών (nsec) υψηλής ισχύος. Μέσα στην κοιλότητα συντονισμού του Laser, παρεμβάλλουμε κάποιο ειδικό στοιχείο, το οποίο επιφέρει τόσο μεγάλες απώλειες, ώστε να μηδενίζει τον συντελεστή ποιότητας (συντονισμού) Q της κοιλότητας, οπότε δεν εκπέμπεται καθόλου ακτινοβολία. Στη συνέχεια, με την εισαγωγή ειδικής εντολής, οι απώλειες αυτές μηδενίζονται απότομα και εκπέμπεται παλμός Laser.

- Το κλείδωμα των ρυθμών ή φάσης, αποτελεί τεχνική παραγωγής περιοδικής σειράς υπερβραχέων παλμών (psec – fsec), υψηλής ισχύος. Μια κοιλότητα Laser μπορεί να υποστηρίξει πολλούς ρυθμούς ταλαντώσεων ταυτόχρονα. Όταν η διαφορά φάσης μεταξύ των συχνοτήτων δύο οποιονδήποτε διαδοχικών ρυθμών είναι η ίδια και σταθερή, τότε υπάρχει συμφασική άθροιση και ο παλμός εξόδου μετατρέπεται σε μια περιοδική σειρά υπερβραχέων φωτεινών παλμών.

Για την παλμική λειτουργία των LIDAR, εφαρμόζεται κατά προτίμηση η τεχνική διακοπής Q .

4.7 Συστήματα Laser

Ο όρος LASER προέρχεται από τα αρχικά Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation όπως αναφέραμε παραπάνω, δηλαδή, ενίσχυση φωτός με εξαναγκασμένη εκπομπή ακτινοβολίας και όρος αυτός, καλύπτει τόσο τις συσκευές που την παράγουν όσο και την αντίστοιχη ακτινοβολία [18, 32].

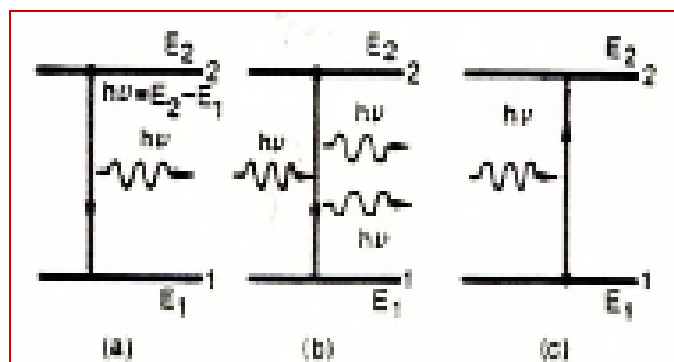
4.7.1 Αυθόρμητη - Εξαναγκασμένη εκπομπή και Απορρόφηση

Κατά την αυθόρμητη εκπομπή θεωρούμε δύο οποιαδήποτε ενεργειακά επίπεδα E_1 και E_2 με $E_1 < E_2$ ενός υλικού. Θεωρείται το επίπεδο 1 (E_1) ως το βασικό επίπεδο και έστω ότι ένα άτομο ή μόριο βρίσκεται αρχικά στο επίπεδο 2 (E_2). Επειδή λοιπόν ισχύει ότι $E_1 < E_2$ το άτομο αυτό ή το μόριο θα έχει την τάση αποδιέγερσης από το επίπεδο E_2 στο επίπεδο E_1 .

Το άτομο τότε θα ελευθερώσει ενέργεια ίση με $E_2 - E_1$ και όταν η ενέργεια αυτή ελευθερώνεται μέσω ΗΜ ακτινοβολίας, τότε ο μηχανισμός αυτός ονομάζεται αυθόρμητη εκπομπή και η συχνότητα της ακτινοβολίας αυτής θα είναι (Planck, Σχήμα 4.3):

$$\nu = (E_2 - E_1) / h \quad (4.23)$$

όπου h η σταθερά του Planck. Οπότε, κατά την αυθόρμητη εκπομπή, το φωτόνιο εκπέμπεται με ενέργεια $h\nu = E_2 - E_1$ καθώς το άτομο αποδιεγείρεται από το επίπεδο E_2 στο E_1 . Η εκπομπή ακτινοβολίας είναι ο ένας από του τρόπους εκπομπής αποδιέγερσης του ατόμου ή του μορίου. Άλλος τρόπος είναι η αύξηση της κινητικής ενέργειάς του και η μεταφορά της ενέργειας αυτής μέσω συγκρούσεων σε γειτονικά μόρια.



Σχήμα 4.3: Απεικόνιση των τριών διεγέρσεων: (a) Αυθόρμητη εκπομπή, (b) Εξαναγκασμένη εκπομπή, και (c) Απορρόφηση [32].

Η πιθανότητα αυθόρμητης εκπομπής δίνεται από τον τύπο:

$$\left(\frac{dN_2}{dt} \right) = -AN_2 \quad (4.24)$$

όπου, dN_2/dt είναι ο ρυθμός με τον οποίο συμβαίνουν οι μεταπτώσεις από το επίπεδο 2 στο 1, τον συντελεστή A τον ονομάζουμε πιθανότητα αυθόρμητης εκπομπής ή συντελεστής Einstein και N_2 ο αριθμός των ατόμων (στην μονάδα του όγκου) στον χρόνο t . Επίσης η ποσότητα $\tau=1/A$ ονομάζεται χρόνος ζωής αυθόρμητης εκπομπής.

Κατά την εξαναγκασμένη εκπομπή, η οποία και χρησιμοποιείται για το Laser, ας υποθέσουμε ότι το άτομο βρίσκεται πάλι στο επίπεδο 2 (E_2) και ένα φωτόνιο συχνότητας ν που δίνεται από την εξίσωση 4.24, ίσης δηλαδή με εκείνη της αυθόρμητης εκπομπής, προσπίπτει στο ίδιο υλικό. Καθώς το προσπίπτον φωτόνιο έχει την ίδια συχνότητα με την ατομική συχνότητα αυθόρμητης εκπομπής του υλικού, υπάρχει μια πεπερασμένη πιθανότητα ότι το ΗΜ κύμα αυτό θα εξαναγκάσει το άτομο να υποστεί μετάπτωση από το επίπεδο 2 στο 1. Έτσι, η ενεργειακή διαφορά $E_2 - E_1$ από την αποδιέγερση του ατόμου, θα προστεθεί σε αυτή του προσπίπτοντος φωτονίου.

Η διαδικασία αυτή ονομάζεται εξαναγκασμένη εκπομπή και διαφέρει από την αυθόρμητη εκπομπή, καθότι, κατά την αυθόρμητη εκπομπή, το άτομο εκπέμπει ΗΜ ακτινοβολία που σε «φάση» δεν έχει κάποια σχέση με την ΗΜ ακτινοβολία από άλλο άτομο και επίσης, το φωτόνιο εκπέμπεται προς οποιαδήποτε διεύθυνση. Αντίθετα, κατά την εξαναγκασμένη εκπομπή, η ΗΜ ακτινοβολία που επάγεται από το κάθε άτομο είναι συμφασική με αυτή του προσπίπτοντος φωτονίου και το προσπίπτον φωτόνιο καθορίζει και την διεύθυνση του εκπεμπόμενου ΗΜ κύματος. Οπότε, κατά την εξαναγκασμένη εκπομπή ισχύει αντίστοιχα:

$$\left(\frac{dN_2}{dt} \right) = -W_{21} N_2 \quad (4.25)$$

όπου dN_2/dt είναι ο ρυθμός με τον οποίο συμβαίνουν οι μεταπτώσεις από το επίπεδο 2 στο 1, W_{21} είναι η πιθανότητα της εξαναγκασμένης εκπομπής και N_2 ο αριθμός των ατόμων στην μονάδα του όγκου (πληθυσμός), σε χρόνο t . Τα A και W_{21} έχουν διαστάσεις αντίστροφου χρόνου όμως το W_{21} εξαρτάται όχι μόνο από την επιμέρους μετάπτωση αλλά και από την ένταση του προσπίπτοντος ΗΜ κύματος.

Δηλαδή ισχύει:

$$W_{21} = \sigma_{21} * F \quad (4.26)$$

όπου, F , η ροή του προσπίπτοντος κύματος και σ_{21} η ενεργός διατομή η οποία εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά την συγκεκριμένης μετάπτωσης.

Τέλος, θα αναφερθούμε και στην απορρόφηση, κατά την οποία ένα άτομο το οποίο βρίσκεται στο βασικό επίπεδο 1 ενέργειας E_1 (σε ηρεμία) και παραμένει σε αυτό, εκτός αν εξωτερικός παράγοντας, όπως για παράδειγμα ένα προσπίπτον φωτόνιο, προσπίπτει σε αυτό. Τότε, υπάρχει η πιθανότητα, το άτομο αυτό να ανέβει στο επίπεδο 2, ενέργειας E_2 , ενεργειακής διαφοράς $(E_2 - E_1)$, η οποία επιπλέον ενέργεια του παρασχέθηκε από το προσπίπτον φωτόνιο. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται απορρόφηση. Ο ρυθμός απορρόφησης W_{12} δίνεται από την εξίσωση:

$$\left(\frac{dN_1}{dt} \right) = -W_{12} N_1 \quad (4.27)$$

όπου, ο όρος N_1 αναφέρεται στο επίπεδο 1 και W_{12} ο ρυθμός απορρόφησης από το επίπεδο 1 στο 2. Αντίστοιχα, μπορούμε να γράψουμε:

$$W_{12} = \sigma_{12} * F \quad (4.28)$$

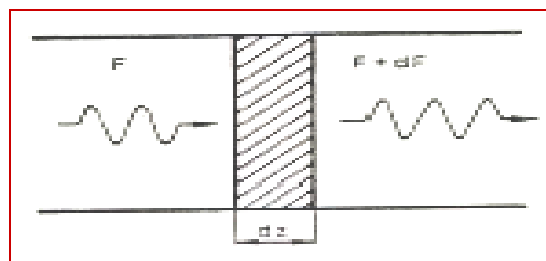
με σ_{12} την ενεργό διατομή απορρόφησης. Οι όροι σ_{12} και σ_{21} είναι ίσοι μεταξύ τους (Einstein αρχές του αιώνα) κάτι που σημαίνει πως οι πιθανότητες εξαναγκασμένης εκπομπής και απορρόφησης είναι ίσες.

4.7.2 Υλοποίηση LASER

Έστω ότι θεωρούμε δύο διαφορετικά ενεργειακά επίπεδα ενός ατόμου, με πληθυσμούς αντίστοιχα N_1 και N_2 και τότε κατά την προσπίπτουσα ακτινοβολία ροής F , μέσω των φαινομένων απορρόφησης και εξαναγκασμένης εκπομπής, παίρνουμε:

$$dF = \sigma * F * (N_2 - N_1) dz \quad (4.29)$$

το οποίο μας δείχνει πως, η εξίσωση 4.29, παίζει τον ρόλο ενισχυτή με $dF/dz > 0$ για $N_2 > N_1$ ή τον ρόλο απορροφητή με $dF/dz < 0$ για $N_2 < N_1$ (Σχήμα 4.4):



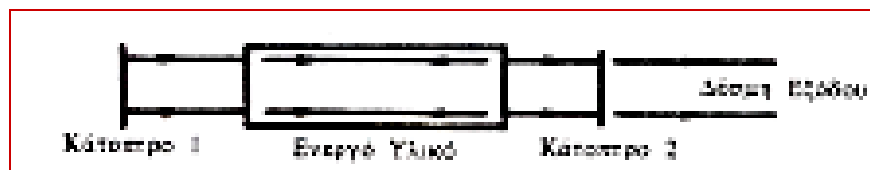
Σχήμα 4.4: Απεικόνιση στοιχειώδους μεταβολής dF στην ροή φωτονίων F επιπέδου κύματος κατά την διάδοσή του κατά dz μέσα στο υλικό [32].

Στην περίπτωση λοιπόν της θερμικής ισορροπίας, οι δύο πληθυσμοί N_1 και N_2 μπορούν να περιγραφούν μέσω της στατιστικής του Boltzmann:

$$\frac{N'_2}{N'_1} = \exp\left[-\frac{(E_2 - E_1)}{kT}\right] \quad (4.30)$$

όπου, k η σταθερά Boltzmann, T η απόλυτη θερμοκρασία και N'_2 και N'_1 οι πληθυσμοί των δύο ενεργειακών επιπέδων σε θερμική ισορροπία. Από την 4.7 βλέπουμε πως σε θερμική ισορροπία το υλικό δρα σαν απορροφητής με $N_2 < N_1$ ενώ σε περίπτωση μη ισορροπίας με $N_2 > N_1$ το υλικό δρα σαν ενισχυτής και τότε λέμε ότι συνέβη αντιστροφή πληθυσμών ενώ το υλικό το ονομάζουμε ενεργό υλικό.

Έτσι, εάν η συχνότητα μετάπτωσης $\nu = (E_2 - E_1)/h$ ανήκει στην περιοχή των μικροκυμάτων ονομάζεται Maser (Microwave Amplification by Stimulated Emission of Radiation) ενώ όταν ανήκει στην οπτική περιοχή ονομάζεται Laser. Σαν Laser έχει συνηθιστεί να αναφέρονται και οι συσκευές όπου η συχνότητα ν που αναφέραμε, ανήκει στο μακρύ ή το εγγύς υπέρυθρο, στο υπεριώδες αλλά ακόμη και στην περιοχή των ακτίνων X, απλά αναφέρεται η λέξη Laser και το αντίστοιχο πεδίο συχνότητας (πχ Laser ακτίνων X). Για την κατασκευή ενός Maser συνήθως εισάγεται μία συντονιστική κοιλότητα που συντονίζεται στην ίδια συχνότητα με την ν , ενώ για την περίπτωση του Laser συνήθως επιτυγχάνεται με την χρήση κατόπτρων και ενεργού υλικού (Σχήμα 4.5):



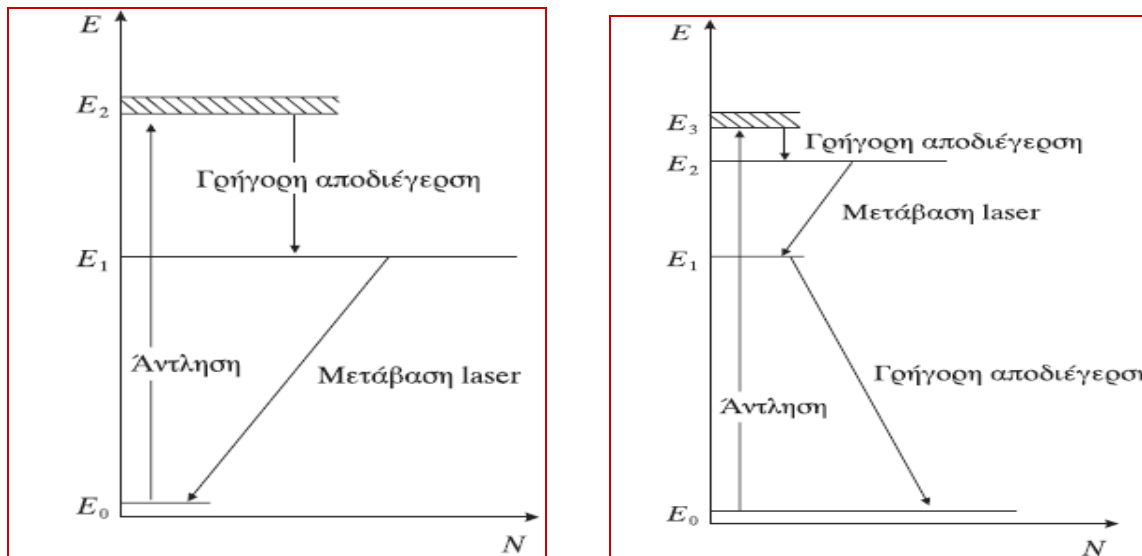
Σχήμα 4.5: Διάταξη οπτικής κοιλότητας Laser [32].

Αρχικά λοιπόν, το ενεργό υλικό εισάγεται σε μια κοιλότητα που θα συντονίζεται στην συχνότητα ν και θα περιβάλλεται στα δύο άκρα της από δύο κάτοπτρα ένα τέλεια ανακλαστικό και ένα μερικά διαπερατό σε κάποιο σημείο, ώστε, να μπορεί να εξαχθεί η ακτίνα Laser αργότερα. Ένα διαδιδόμενο κύμα θα πηγαινοέρχεται στην κοιλότητα μεταξύ των δύο κατόπτρων και θα ενισχύεται. Για να γίνει δυνατή η εκπομπή αυτής της ακτίνας, η αντιστροφή πληθυσμών θα πρέπει να ξεπεράσει το «κατώφλι» αντιστροφής πληθυσμών το οποίο και δίνεται από τον τύπο:

$$(N_2 - N_1)_k = - \frac{\ln(R_1 R_2)}{2\sigma * l} \quad (4.31)$$

όπου, R_1 και R_2 είναι οι ανακλαστικότητες ισχύος των δύο κατόπτρων, σ η ενεργός διατομή και l το μήκος του ενεργού υλικού. Μόλις λοιπόν επιτευχθεί αυτή η κρίσιμη αντιστροφή όπως ονομάζεται, τότε θα αρχίσει η αυθόρμητη εκπομπή φωτονίων τα οποία θα εκπέμπονται κατά μήκος του άξονα της κοιλότητας και θα ξεκινήσει η ενισχυτική διαδικασία.

Η αντιστροφή αυτή βέβαια στην πράξη γίνεται με την χρήση περισσότερων των δύο επιπέδων και ο λόγος είναι ότι κατά την χρήση επιπέδων και την επιθυμητή αντιστροφή πληθυσμών, η διαδικασία απορρόφησης και εξαναγκασμένης εκπομπής κάποια στιγμή θα ισορροπούσαν μεταξύ τους, όταν δηλαδή $N_1=N_2$. Οπότε η χρήση τριών, τεσσάρων και σε κάποιες περιπτώσεις και οχτώ επιπέδων είναι αναγκαστική και περισσότερο ωφέλιμη. Ένα Laser τεσσάρων επιπέδων δημιουργεί αναστροφή πληθυσμών πολύ πιο εύκολα από ένα τριών επιπέδων και ως αποτέλεσμα έχουμε τις γρήγορες αποδιεγέρσεις και μεταβάσεις Laser (Σχήμα 4.6).



Σχήμα 4.6: Αντληση σε συστήματα των τριών (αριστερά) και τεσσάρων (δεξιά) επιπέδων [32].

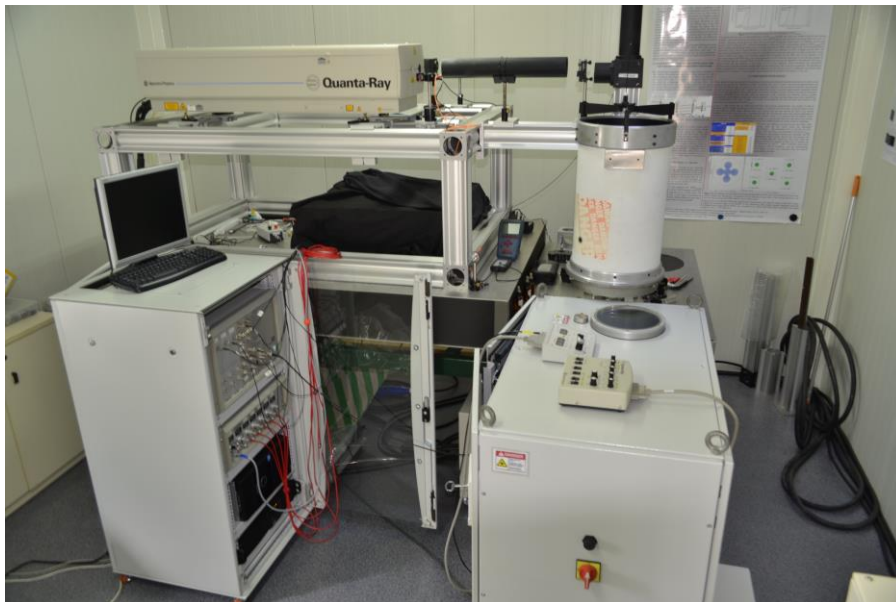
Η διαδικασία αυτή ονομάζεται άντληση και πραγματοποιείται με διάφορους τρόπους, όπως με κάποια ηλεκτρική εκκένωση ή με την χρήση άλλου Laser προκειμένου να

διεγερθεί το ενεργό υλικό που εξετάζουμε. Το ενεργό λοιπόν υλικό αυτό έχει έναν συγκεκριμένο ρυθμό απορρόφησης και αντίστοιχα, εξαναγκασμένης εκπομπής μεταξύ δύο επιπέδων για παράδειγμα 0 και 1, όταν το 1 για παράδειγμα είναι άδειο από πληθυσμό και το επίπεδο 0 είναι το βασικό επίπεδο. Οπότε, σκοπός της άντλησης, προκειμένου να έχουμε εκπομπή Laser (οπτική περιοχή), είναι να μειωθεί ο πληθυσμός του επιπέδου 0 και να αυξηθεί ο πληθυσμός του επιπέδου 1 και να τελεστεί έτσι στην συνέχεια η διαδικασία εξαναγκασμένης εκπομπής (σύστημα Laser, Σχήμα 4.5).

Η βασική συνθήκη λειτουργίας ενός Laser δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$G = R_1 * R_2 * e^{2(\beta - \alpha)L} = 1 \quad (4.32)$$

όπου, R_1 η ανακλαστικότητα του ενός κατόπτρου, έστω M_1 , R_2 η ανακλαστικότητα του δεύτερου κατόπτρου, έστω M_2 , L το μήκος της οπτικής κοιλότητας, α οι απώλειες ανά μονάδα μήκους της οπτικής κοιλότητας και β ο συντελεστής ενίσχυσης ασθενούς σήματος. Εάν $G > 1$ ή $G < 1$ τότε θα υπάρχει πρόβλημα στην λειτουργία του Laser. Πρακτικά όμως, το G είναι λίγο μικρότερο της μονάδας.



Σχήμα 4.7: Συστήματα LIDAR του Ε.Μ.Πολυτεχνείου.

Επίσης, απαραίτητη προϋπόθεση για να υπάρξει Laser είναι: να υπάρχει διαθέσιμο ενεργό μέσο, το οποίο και αποτελεί το υλικό του Laser για την απαραίτητη εκπομπή στην περιοχή του οπτικού φάσματος [18, 32]. Επίσης, να δημιουργηθεί η διαδικασία της διέγερσης μέσω του μηχανισμού της άντλησης, προκειμένου να υπάρξει αντιστροφή

πληθυσμών και τέλος, να υπάρξει οπτική κοιλότητα, προκειμένου να μπορέσουμε να έχουμε ταλάντωση Laser. Το ενεργό υλικό μπορεί να είναι αέριο, υγρό ή στερεό. Παραδείγματα αερίου Laser είναι αυτό του CO₂, του HF κλπ, υγρού Laser είναι για παράδειγμα το Laser χρωστικών ουσιών, ενώ στερεού, είναι τα Laser Nd:YAG, Ho:YAG, κλπ.

Οι μηχανισμοί άντλησης και οι αντίστοιχες κατηγορίες των Laser είναι: Οπτικά αντλούμενα Laser όπως Nd:YAG, Er:YAG, Laser ηλεκτρικής άντλησης όπως CO₂, H₂O, Ar⁺, N₂, χημικά Laser όπως HF, HCl, HBr και CO. Επίσης, υπάρχουν τα Laser δέσμης ηλεκτρονίων όπως CO₂ και HF, Laser φωτολυτικής άντλησης όπως του ιωδίου, Laser αντλούμενα από άλλα Laser όπως χρωστικών, αλκοολών και τέλος, Laser Ημιαγωγών όπως CaAlAs, Laser διεγερμένων διμερών όπως ArF, KrF, XeCl και Laser οπτικών ινών με προσμίξεις Er.

Τα χαρακτηριστικά των πηγών Laser είναι: η διάρκεια του παλμού σε ns, ps, fs και as, η δυνατότητα δημιουργίας σχετικά μικρών σε όγκο συστημάτων και η δυνατότητα δημιουργίας μεταβλητού μήκους κύματος (0.26-20 μm), με την χρήση μη γραμμικών κρυστάλλων σε συνδυασμό με σύστημα οπτικού παραμετρικού ταλαντωτή (Optical Parametric Oscillator).

4.8 Σύστημα ανίχνευσης επιστροφών (Δέκτης)

Δύο είναι τα βασικότερα στοιχεία που αποτελούν το σύστημα λήψης. Αρχικά ένα τηλεσκόπιο το οποίο είναι ικανό να συλλέξει την επιστρεφόμενη ακτινοβολία και στη συνέχεια μια συστοιχία φωτοανιχνευτών οι οποίοι μετατρέπουν τη λαμβανόμενη οπτική ακτινοβολία σε εύκολα επεξεργάσιμη με τα συμβατικά τεχνικά μέσα μορφή (ηλεκτρικό ρεύμα). Στην παράγραφο αυτή αφού αναφερθούμε σύντομα στα δύο προαναφερθέντα στοιχεία, περιγράφουμε την βασική αρχή λειτουργίας ενός δέκτη.

Θα αναφερθούμε λοιπόν στα τηλεσκόπια τα οποία αποτελούνται από ένα αντικειμενικό σύστημα φακών, το οποίο είναι συγκεντρωτικό και σχηματίζει ένα μικρό είδωλο του μακρινού αντικειμένου και ακολούθως, το είδωλο αυτό επεξεργάζεται κατάλληλα ανάλογα με την εφαρμογή. Υπάρχουν δύο κύρια είδη τηλεσκοπίων: Τα διοπτρικά τηλεσκόπια (Newtonian) [2, 18], τα οποία φέρουν συγκεντρωτικό φακό ως αντικειμενικό σύστημα και είναι χρήσιμα κυρίως σε εφαρμογές υπερύθρου. Και για την περίπτωση του LIDAR, τα κατοπτρικά τηλεσκόπια, τα οποία διαθέτουν στο αντικειμενικό τους σύστημα ένα κοίλο καθρέπτη μεγάλης εστιακής απόστασης. Σε αρκετές εμπορικές αλλά και στρατιωτικές εφαρμογές LIDAR χρησιμοποιείται τηλεσκόπιο Cassegrain που είναι όπως δείξαμε, κατοπτρικό.

Ορισμένες φορές μπορεί να χρησιμοποιείται οπτικός μίκτης, ο οποίος δέχεται ένα οπτικό σήμα αναφοράς από τον τοπικό ταλαντωτή και το λαμβανόμενο οπτικό σήμα από ανάκλαση στο στόχο. Ένας φωτοανιχνευτής, βρίσκεται κοντά στην πηγή εκπομπής Laser (με κοινό οπτικό άξονα - ομοαξονικά) και λαμβάνει συνεχώς το σήμα του τοπικού ταλαντωτή, σε μορφή δέσμης Laser χαμηλής ισχύος. Το επιστρεφόμενο από ανάκλαση στο στόχο σήμα, συνδυάζεται με τη δέσμη του τοπικού ταλαντωτή πάνω στο φωτοανιχνευτή (οπτική μίξη) και από την έξοδο του φωτοανιχνευτή προκύπτει σήμα διαφοράς συχνοτήτων των δύο οπτικών σημάτων. Στην έξοδο του οπτικού μεικτη, μετράται η διαφορά φάσης μεταξύ των δύο σημάτων ή η ολίσθηση συχνότητας doppler, από την οποία εξάγεται η ταχύτητα μεταβολής απόστασης και η απόσταση του στόχου. Υπάρχουν και τα Διαξονικά συστήματα που κάνουν την ίδια λειτουργία και απλά πομπός και δέκτης βρίσκονται σε διαφορετική θέση.

Οι φωτοφωρατές ή φωτοανιχνευτές δέχονται οπτική ακτινοβολία (φωτόνια) και παράγουν στην έξοδό τους ηλεκτρικό σήμα (τάση ή ρεύμα), ανάλογο με το χαρακτηριστικό της φωτεινής ενέργειας που δέχονται (ένταση, συχνότητα, φάση κτλ). Τα πλεονεκτήματα των φωτοφωρατών, είναι η μεγάλη ευαισθησία σε συγκεκριμένα μήκη κύματος, η ταχύτατη απόκριση και ο χαμηλός θόρυβος. Οι απαιτήσεις αυτές θα πρέπει να ικανοποιούνται ταυτόχρονα με τη μεγαλύτερη δυνατή αναισθησία στις μεταβαλλόμενες περιβαλλοντικές συνθήκες.

Οι φωτοφωρατές διακρίνονται σε δύο κύριες κατηγορίες, τους φωτοηλεκτρικούς ή κβαντικούς φωτοφωρατές και τους θερμικούς φωτοφωρατές. Στις εφαρμογές LIDAR χρησιμοποιούνται κυρίως φωτοηλεκτρικοί και συγκεκριμένα φωτοδιόδοι χιονοστιβάδας (APD – Avalanche Photodiode) και φωτοπολλαπλασιαστές (Photomultipliers). Οι πρώτοι αποτελούν μέλη της οικογένειας των φωτοφωρατών εσωτερικής δράσης ενώ οι δεύτεροι της οικογένειας των φωτοφωρατών επιφανειακής δράσης.

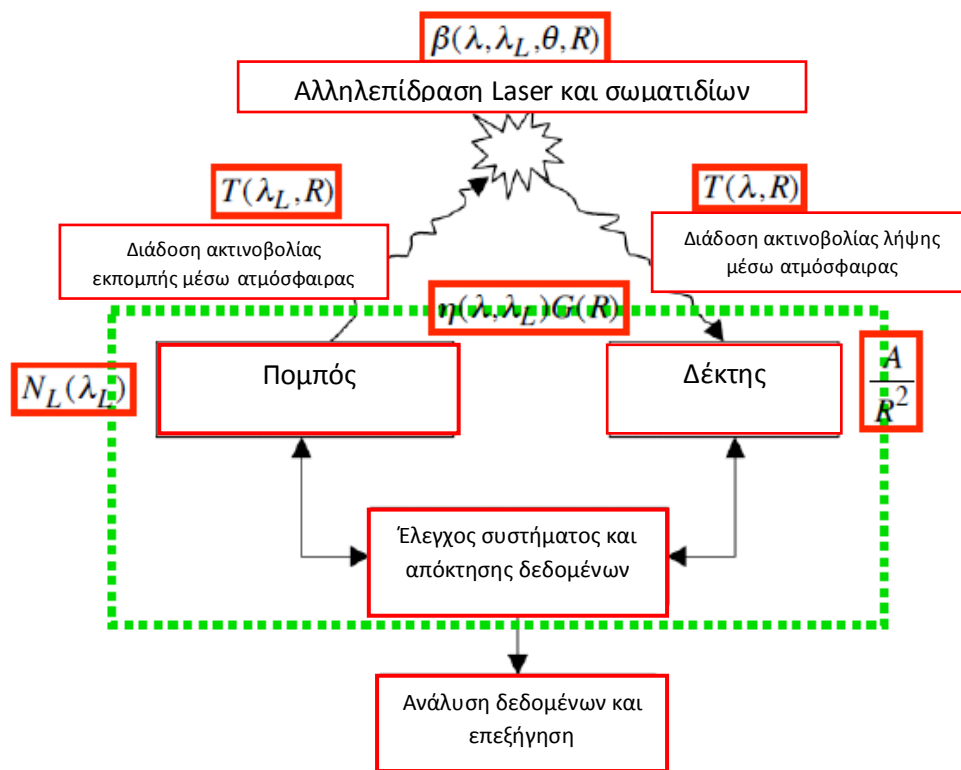
Οι φωτοδιόδοι χιονοστιβάδας αποτελούν μια παραλλαγή των κλασικών φωτοδιόδων ένωσης pn, οι οποίες λειτουργούν κάτω από μεγάλη τιμή ανάστροφου πόλωσης, βασιζόμενες στο φαινόμενο της χιονοστιβάδας. Συγκεκριμένα, οι φορείς αγωγιμότητας αποκτούν αρκετή ενέργεια, έτσι ώστε να προκαλούν μετά από συγκρούσεις νέα ζεύγη οπών ηλεκτρονίων. Οι φωτοδιόδοι χιονοστιβάδας παρουσιάζουν πολύ μεγαλύτερη ταχύτητα απόκρισης (0.5 – 8 nsec) και εύρος ζώνης, από τις κλασικές φωτοδιόδους pn. Επίσης, εμφανίζουν μεγάλη τιμή αποκρισιμότητας.

Οι φωτοδιόδοι APD προσφέρουν ενίσχυση του σήματος (που κάτω από υψηλή τάση πόλωσης μπορεί να επιτευχθεί τιμή κέρδους ρεύματος μέχρι και 1000). Κύριο υλικό κατασκευής, είναι το πυρίτιο (Si). Μειονεκτήματά τους είναι η σχετικά μεγάλη αστάθεια λειτουργίας και η απαίτηση σταθεροποιημένης τροφοδοσίας υψηλής τάσης (100 – 200 V). Η κύρια πηγή θορύβου μιας φωτοδιόδου APD δεν είναι τόσο ο θερμικός θόρυβος

όσο οι υπόλοιποι τύποι θορύβου που προέρχονται από την ίδια τη φωτοδίοδο (θόρυβος φωτονίων).

Από την άλλη οι φωτοπολλαπλασιαστές είναι διατάξεις πολλαπλασιασμού των παραγόμενων φωτοηλεκτρονίων, βασιζόμενες στο φαινόμενο της δευτερογενούς εκπομπής. Συγκεκριμένα, τα παραγόμενα από τη φωτοκάθοδο ηλεκτρόνια επιταχύνονται προς κάποια σειρά ηλεκτροδίων γνωστών ως δυνόδων (dynodes), από τα οποία απελευθερώνονται ακόμη περισσότερα ηλεκτρόνια. Κάθε επόμενη δύνοδος, έχει μεγαλύτερη τάση από την προηγούμενη.

Review of Lidar Basics



Σχήμα 4.8: Η αρχή της μεθόδου LIDAR μέτρησης ατμοσφαιρικών ρύπων και η διαδικασία που ακολουθείτε κατά την απόκτηση της πληροφορίας [18].

Το αρχικά παραγόμενο φωτοηλεκτρικό ρεύμα, μπορεί να ενισχυθεί από 104 έως 108 φορές. Αυτό σημαίνει ότι, σε κάθε αρχικό ηλεκτρόνιο της φωτοκαθόδου αντιστοιχούν 104 έως 108 καταφθάνοντα ηλεκτρόνια στην άνοδο. Τυπικός χρόνος απόκρισης (χρόνος διέλευσης ηλεκτρονίων) είναι μερικές δεκάδες ns. Οι φωτοπολλαπλασιαστές

χρησιμοποιούνται για την ανίχνευση πολύ ασθενικών φωτεινών πηγών (στο ορατό, υπέρυθρο ή υπεριώδες φάσμα).

4.9 Περιγραφή του συστήματος LIDAR του ΕΜΠ

Το σύστημα LIDAR του ΕΜΠ, σχεδιάστηκε για να εκτελεί συνεχείς μετρήσεις των αιωρούμενων σωματιδίων στο πλανητικό οριακό στρώμα και στην ελεύθερη τροπόσφαιρα. Είναι βασισμένο στη δεύτερη και τρίτη αρμονική συχνότητα ενός συμπαγούς παλμικού Nd:YAG Laser (Brilliant Quantel), που εκπέμπει στα 1064, 532 και 355 με nm, παλμούς ενέργειας εξόδου 350, 200 και 250 mJ, αντίστοιχα, 8 ns χρονικής διάρκειας παλμού και επαναληπτικότητα 10 Hz. Αποτελείται από τα κάτωθι βασικά μέρη (Εικόνα 4.2):

- Πηγή ακτινοβολίας Laser σταθερού μήκους κύματος.
- Οπτικό σύστημα εκπομπής της ακτινοβολίας Laser.
- Οπτικό σύστημα συλλογής της ακτινοβολίας Laser.
- Ηλεκτρονικό σύστημα ανίχνευσης της ακτινοβολίας Laser.
- Σύστημα καταγραφής και αποθήκευσης των δεδομένων LIDAR.
- Κατάλληλο λογισμικό για την επεξεργασία και απεικόνιση των δεδομένων LIDAR.



Εικόνα 4.2: Σύστημα Raman-LIDAR του ΕΜΠ.

Ο οπτικός δέκτης είναι ένα κοίλο παραβολικό κάτοπτρο (με μειωμένα οπτικά σφάλματα στο εστιακό επίπεδο του), με διάμετρο $D=300$ mm (ακτίνα $r_m = 150$ mm) και εστιακό μήκος $f=600$ mm. Ο δέκτης συνδέεται με το σύστημα ανίχνευσης σημάτων LIDAR μέσω μιας οπτικής ίνας. Το κύριο πλεονέκτημα μιας τέτοιας γεωμετρίας είναι η δυνατότητα να σχεδιαστούν συμπαγή συστήματα LIDAR και η δυνατότητα συνδυασμού περισσότερων του ενός τηλεσκοπίων, με μια οπτική ίνα. Επιπλέον, επιτρέπει το φυσικό διαχωρισμό του συστήματος ανίχνευσης σημάτων από το τηλεσκόπιο λήψης, κάτι που είναι ιδιαίτερα σημαντικό για συστήματα LIDAR μεταβλητής κλίσης. Η οπτική ίνα που χρησιμοποιείται στο σύστημά είναι από SiO_2 και έχει διάμετρο πυρήνα 2 mm.

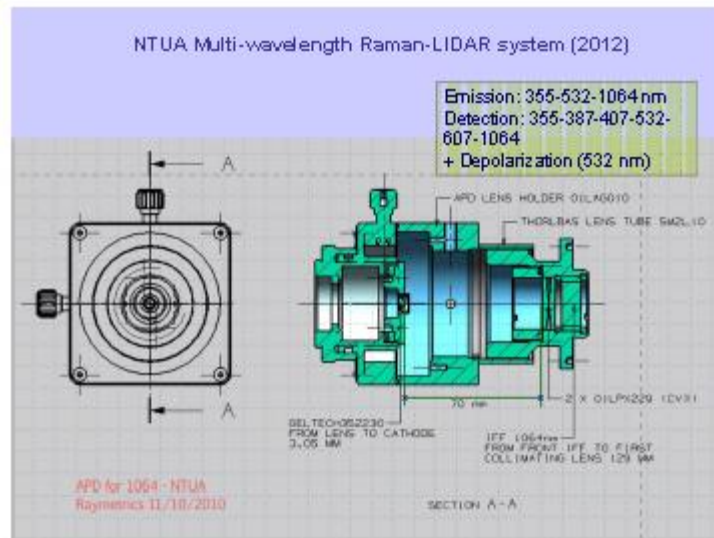
Το κιβώτιο ανίχνευσης περιέχει ενσωματωμένους τρεις ανιχνευτές οι οποίοι ανιχνεύουν την ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία στα 1064, 532 και 355 nm, καθώς και την ακτινοβολία Raman στα 387 nm που όπως προαναφέρθηκε προέρχεται από την αλληλεπίδραση της υπεριώδους δέσμης του Laser με το ατμοσφαιρικό άζωτο (σκέδαση Raman). Η ακτινοβολία ανιχνεύεται από φωτοπολλαπλασιαστές (Hamamatsu R7400-PU) ειδικά επιλεγμένους για την ευαισθησία και την γρήγορη απόκριση τους στα αντίστοιχα μήκη κύματος.

Η ακτινοβολία Laser που συλλέγεται από το οπτικό τηλεσκόπιο (Σχήμα 4.9), κατευθύνεται μέσω της οπτικής ίνας στο ανιχνευτικό σύστημα, και μέσω ενός συστήματος διχρωϊκών οπτικών φίλτρων διαχωρίζεται φασματικά και ακολούθως μέσω φακών (εστιακής απόστασης $f=50$ mm) εστιάζεται επάνω στην ενεργή επιφάνεια των ανιχνευτών. Το φασματικό εύρος και το κεντρικό μήκος κύματος των φίλτρων είναι ειδικά επιλεγμένα ώστε να αποκόπτονται όλα τα μήκη κύματος εκτός του επιθυμητού και έτσι να αυξάνεται σημαντικά ο λόγος σήματος προς θόρυβο (SNR). Το φασματικό εύρος των φίλτρων για τα 532, 355 και 387 nm είναι 0.5, 1.0 και 3.0 nm, αντίστοιχα.

Η βάση της οπτικής ίνας τοποθετείται ακριβώς (ή σχετικά κοντά) στο εστιακό επίπεδο (600 mm μακριά από τον πρωτεύον κάτοπτρο) και μπορεί να θεωρηθεί ως ένα κεντρικό εμπόδιο ακτίνα $r_s=10$ mm. Η απόσταση μεταξύ του κέντρου της δέσμης Laser και του άξονα του τηλεσκοπίου είναι $d_o=300$ mm για την περίπτωση της εκπεμπόμενης δέσμης των 532 nm. Η ακτίνα της δέσμης Laser είναι $w_o = 5$ mm και η απόκλιση της δέσμης είναι 0,5 mrad.

Το καταγραφικό σύστημα που χρησιμοποιείται (LICEL Transient Recorder TR20-80) έχει τη δυνατότητα να εκτελεί ταυτόχρονη αναλογική καταγραφή και την καταμέτρηση φωτονίων (τεχνική photon counting). Το σημαντικό αυτό πλεονέκτημα έδινε τη δυνατότητα να αποφεύγεται ο κορεσμός του σήματος στις κοντινές αποστάσεις (έως περίπου 2 km) και να διατηρείται η ευαισθησία του συστήματος στην καταγραφή σημάτων από μεγάλες αποστάσεις (τυπικά 10-12 km). Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν και δύο οπτικά φίλτρα διαπερατότητας 50% στα 355 και 532 nm, αντίστοιχα, προκειμένου να μειωθεί η ένταση των λαμβανόμενων σημάτων από το κοντινό πεδίο (π.χ. τα πρώτα

300 m) συστήματος LIDAR. Η αντίστοιχη μέγιστη χωρική ακρίβεια των πρωτογενών lidar ήταν 7.5 m (=1 Bin). Μετά την καταγραφή τους τα πρωτογενή δεδομένα (μετρήσεις LIDAR) αποθηκεύονται σε έναν ηλεκτρονικό υπολογιστή για περαιτέρω χρήση και επεξεργασία (Σχήμα 4.10).



Σχήμα 4.9: Οπτικό μέρος συστήματος καταγραφής σήματος lidar στα 1064 nm (σύστημα Raman-LIDAR ΕΜΠ) [12].



Σχήμα 4.10: Απεικόνιση σημάτων LIDAR της διάταξης Raman-LIDAR του ΕΜΠ μέσω λογισμικού οπτικής σχεδίασης [12].

Συνοψίζοντας, το σύστημα LIDAR του ΕΜΠ είναι ένα LIDAR-Raman με τριπλή δέσμη εκπομπής (1064, 532 και 355 nm) και δυνατότητα ανίχνευσης των τριών ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενων ακτινοβολιών (στα 1064, 532 και 355 nm), καθώς και της μη-ελαστικής ακτινοβολίας Raman (εκπομπής 387 nm), η οποία προέρχεται από την αλληλεπίδραση της υπεριώδους δέσμης με το ατμοσφαιρικό άζωτο N_2 . Το σύστημα LIDAR του ΕΜΠ μπορεί να ανιχνεύσει και τις ακτινοβολίες 387, 407, 607 nm και να καταγράψει το σήμα Lidar από την αποπόλωση στα 355 nm. Η λειτουργία του, ο έλεγχος της και οι προδιαγραφές λειτουργίας καθορίστηκαν τα προηγούμενα έτη (Χουρδάκης, 2004, Κόκκαλης, 2014), ενώ το σύστημα βελτιστοποιήθηκε στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος EARLINET, τόσο σε επίπεδο υλικού (hardware), όσο και σε επίπεδο λογισμικού (software).

4.10 Εντοπισμός αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα

Τα αερολύματα όπως είδαμε και στο προηγούμενο κεφάλαιο συμβάλουν τα μέγιστα στην επιδείνωση του φαινομένου του Θερμοκηπίου. Ο τρόπος εντοπισμού αυτών από τον άνθρωπο ποικίλει στις μέρες μας και γίνεται, είτε από δορυφορικά συστήματα είτε από επίγειους σταθμούς συμβατικής ανίχνευσης σωματιδίων, είτε τέλος από επίγεια (Εικόνα 4.3) και δορυφορικά συστήματα LIDAR.

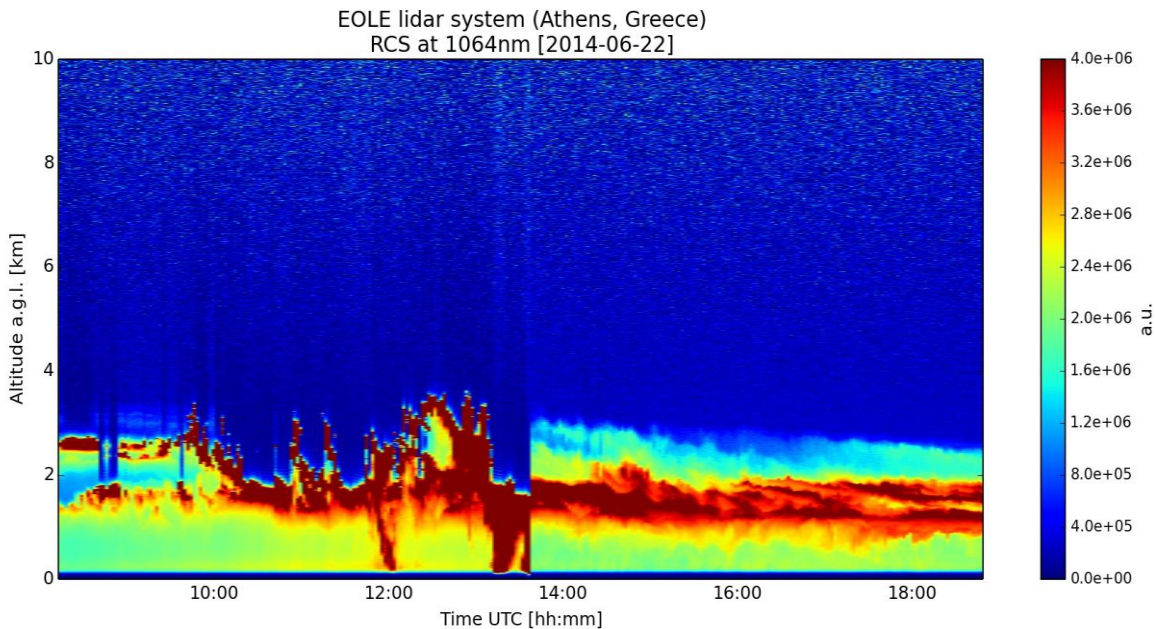
Η πρώτη περίπτωση δορυφορικής/επίγεια ανίχνευσης, με την τεχνική LIDAR, γίνεται κυρίως με φασματοσκοπικές τεχνικές ανίχνευσης οι οποίες χρησιμοποιούνται στον εντοπισμό των πηγών των αιωρούμενων σωματιδίων και τον καθορισμό των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στην τροπόσφαιρα [33]. Από την άλλη πλευρά, οι επίγειοι σταθμοί μέτρησης, μέσω παθητικής τηλεπισκόπησης, χρησιμοποιούνται σε Ευρώπη και Ασία για την καταγραφή της κατακόρυφης στήλης των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στο πλαίσιο του δικτύου AEROMET (ηλιακά φωτόμετρα) με έμφαση την μέτρηση της ολικής στήλης (οπτικό βάθος). Τέλος, υπάρχουν και τα επίγεια συστήματα που στηρίζονται στον συμβατικό τρόπο ανίχνευσης και λειτουργούν μέσω επιτόπιας δειγματοληψίας και χημικής ανάλυσης δειγμάτων των αερολυμάτων.

Το ευρωπαϊκό πρόγραμμα EARLINET (www.earlinet.org), λειτουργεί στα πλαίσια έρευνας μέσω ενός δικτύου LIDAR, με σκοπό την δημιουργία στατιστικής βάσης δεδομένων για την οριζόντια και κατακόρυφη κατανομή των αερολυμάτων στην Ευρώπη. Χρησιμοποιώντας λοιπόν τεχνικές τηλεπισκόπησης LIDAR και για την περίοδο 2000 με 2015, το δίκτυο EARLINET κατέγραψε περισσότερα από 350 περιστατικά μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρα [2].

Η σκόνη αυτή, καθώς και τα άλλα αερολύματα από ανθρώπινες δραστηριότητες, είναι εμφανή ακόμη και στον νομό Αττικής, κυρίως την καλοκαιρινή περίοδο, προκαλώντας διάφορα προβλήματα ορατότητας σε αεροδρόμια, δρόμους, αλλά και

υγείας στους ανθρώπους. Ακόμη όμως και την χειμερινή περίοδο και κυρίως για λόγους θέρμανσης με τη λειτουργία της ξυλόσομπας και του τζακιού που είναι πολύ διαδεδομένη στις μέρες μας και έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία τέφρας (κάρβουνο) (Σχήμα 3.6) στην ατμόσφαιρα και την επαγωγή παρόμοιων προβλημάτων υγείας, αλλά και παράλληλα προκαλεί μεγαλύτερη δυσκολία αναλυτικής πρόβλεψης του καιρού με τα γνωστά συμβατικά μέσα, ειδικά για μεγάλα χρονικά διαστήματα.

Τέφρα επίσης έχουμε και από εκρήξεις ηφαιστειών ανά τον κόσμο, με την γνωστή επίδρασή τους στην βιόσφαιρα, το περιβάλλον και την κοινωνία και τους ρυθμούς της, όπως την επίδραση που είχε πρόσφατα στις εναέριες συγκοινωνίες στον Ευρωπαϊκό εναέριο χώρο το έτος 2010. Η τεχνική LIDAR μπορεί να συνεισφέρει τα μέγιστα στην ακριβή παρακολούθηση και ακριβή εντοπισμό τέτοιου είδους φαινομένων.



Εικόνα 4.3: Τυπικό παράδειγμα μέτρησης των αερολυμάτων στο Λεκανοπέδιο Αττικής στο πλαίσιο του πειράματος HygrA-DC (22-06-2014) [2].

Η επίδραση των αερολυμάτων και αερίων του φαινομένου του Θερμοκηπίου, από διάφορες πηγές όπως αναφέραμε, εμπίπτουν στις επιπτώσεις της Παγκόσμιας Κλιματικής Αλλαγής. Επιπλέον, καθιστούν την πρόγνωση του καιρού, με τα σημερινά μοντέλα πρόβλεψης και παρακολούθησης, αμφίβολη και αναξιόπιστη πολλές φορές, καθώς μόλις τα πρόσφατα χρόνια ξεκίνησαν να συγκεντρώνονται στατιστικά στοιχεία

μέσω νέων μεθόδων (τεχνική τηλεπισκόπησης LIDAR) που θα βοηθήσουν, μέσω έρευνας, τα μέγιστα, στην αναλυτική πρόγνωση του καιρού.

Τέλος, με τη χρήση της τεχνικής LIDAR μπορεί κάποιος να μελετήσει με πολύ μεγάλη χωρο-χρονική ακρίβεια τις διαδικασίες μετακίνησης αερίων μαζών, ανάλυσης και συνεισφοράς τους στον τοπικό καιρό, με σκοπό την αναλυτική και ακριβή τοπική μετεωρολογική πρόγνωση. Η ανάλυση τέτοιων δεδομένων παρακολουθώντας στην πράξη, την τεχνική τηλεπισκόπησης από συστήματα LIDAR, θα είναι η επιτομή της εργασίας.

Ένα τυπικό παράδειγμα μέτρησης των αερολυμάτων στο Λεκανοπέδιο Αττικής από το σύστημα LIDAR του Ε.Μ.Π. παρουσιάζεται στην Εικόνα 4.3 παρουσιάζεται η ημερήσια πορεία του διορθωμένου σήματος LIDAR με την απόσταση για την 22-06-2014, όπου παρατηρούμε ότι τα αιωρούμενα σωματίδια ευρίσκονται εγκλωβισμένα έως ένα ύψος κυρίως μεταξύ ~2.5-3 km, ενώ στα 2-3 km δημιουργούνται νέφη (σκούρες καφέ περιοχές). Χαρακτηριστικά αναφέρουμε ότι στην ίδια Εικόνα στις 12:00 και 13:30-13:45 UTC οι σκούρες καφέ περιοχές εκτείνονται από τα 2 km έως το έδαφος, γεγονός που καταδεικνύει την κατακρίμνηση υδροσταγονιδίων στο έδαφος.

4.11 Συστήματα καταγραφής των υδρατμών

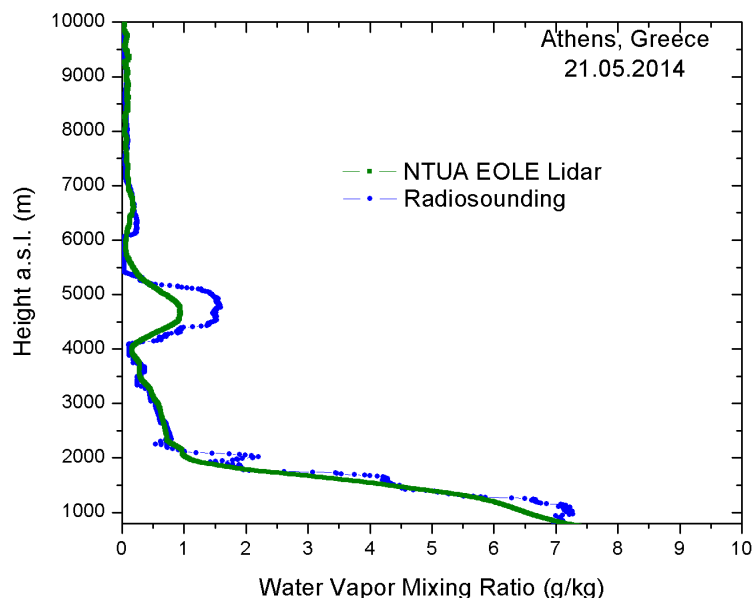
Οι υδρατμοί (H_2O), αποτελούν έναν από τους πιο βασικούς παράγοντες δημιουργίας του φαινομένου του θερμοκηπίου, καθώς ευθύνονται για τα δύο τρίτα αυτού. Λόγω λοιπόν της σπουδαιότητάς τους, είναι σημαντικό να παρακολουθούνται μέσω διαφόρων μεθόδων, προκειμένου, να γίνει κατανοητός ο τρόπος δράσης τους κυρίως στη δημιουργία νεφών. Έτσι και στο ΕΜΠ, έχει εγκατασταθεί και λειτουργεί ένας σταθμός Raman LIDAR όπως έχουμε πει σε προηγούμενη ενότητα, από το 2006, με σκοπό την μέτρηση του αζώτου (N_2) και των υδρατμών στην χαμηλή τροπόσφαιρα από τα 500 έως 5000 m από την μέση στάθμη της θάλασσας, στα 387 και 407 nm, αντίστοιχα.

Αυτά τα στοιχεία του Raman LIDAR, σε συνδυασμό με ραδιοβολίσεις από την ΕΜΥ (Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία), έδειξαν πολύ καλή σύγκλιση αποτελεσμάτων, με διαφορές που δεν υπερβαίνουν το 10% σε αυτά τα ύψη (έως 5000 m) [34] (βλ. Σχήμα 4.12). Η κατακόρυφη κατανομή συγκέντρωσης υδραμίων που προκύπτει με τις δύο αυτές μεθόδους, συγκρίνονται και με στοιχεία που παρέχονται από το δορυφορικό σύστημα παραγωγικού χρόνου AIRS (Atmospheric Infrared Sounder).

Όπως αναφέραμε σε προηγούμενη ενότητα, η τεχνική Raman LIDAR στηρίζεται στη μη ελαστική σκέδαση Raman από τα μοριακά συστατικά της ατμόσφαιρας λόγω των περιστροφικών και δονητικών μεταπτώσεων των μορίων. Έτσι, η αλλαγή στο μήκος

κύματος της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας οφείλεται στην ενεργειακή διαφορά μεταξύ της αρχικής και τελικής κατάστασης του συμμετέχοντος μορίου και είναι χαρακτηριστική για κάθε οπισθοσκεδαζόμενο μόριο (πχ. ατμοσφαιρικό άζωτο, υδρατμίο, όζον, κλπ.).

Έτσι, η ένταση της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας Raman, χαρακτηρίζει τη συγκέντρωσή από τα σκεδάζοντα μόρια της ατμόσφαιρας. Η μέθοδος αυτή απαιτεί συστήματα Laser μεγαλύτερης ισχύος σε συγκριτικά με άλλα συστήματα LIDAR, γιατί το οπτικό σήμα που επιστρέφει είναι εξαιρετικά ασθενές, λόγω της μικρής ενεργούς διατομής της σκέδασης Raman. Η επιστρεφόμενη ακτινοβολία στα 407 nm προέρχεται από την οπισθοσκέδαση Raman της ακτινοβολίας Laser των 355 nm από τα μόρια των υδρατμών (H₂O) της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 4.12: Σύγκριση της κατακόρυφης κατανομής των υδρατμών από το σύστημα Raman lidar του ΕΜΠ και την ραδιοβόλιση από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (21-05-2014).

Οι συγκεντρώσεις του αζώτου και των υδρατμών στο παραπάνω σύστημα, μετριούνται σε g υδρατμών ανά kg ξηρού αέρα και προκύπτει από την αναστροφή των LIDAR σημάτων των 355 στα 407 nm για τους υδρατμούς και αντίστοιχα, στα 387 για το άζωτο. Αυτός ο λόγος μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι ανάλογος της συγκέντρωσης των υδρατμών αφού το μοριακό άζωτο μπορεί να θεωρηθεί ότι έχει σταθερή αναλογία ανάμειξης σε αυτά τα ύψη μετρήσεων. Οπότε χρησιμοποιώντας την εξίσωση Raman

σκέδασης για τα μήκη κύματος του νερού και του αζώτου, λαμβάνουμε την εξίσωση [34]:

$$m(z) = K_m \frac{P_{\lambda_{H_2O}}(z)}{P_{\lambda_{N_2}}(z)} \times \frac{\exp\left\{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_{N_2}}^{aer}(\xi) + \alpha_{\lambda_{N_2}}^{mol}(\xi)] d\xi\right\}}{\exp\left\{-\int_0^z [\alpha_{\lambda_{H_2O}}^{aer}(\xi) + \alpha_{\lambda_{H_2O}}^{mol}(\xi)] d\xi\right\}} \quad (4.33)$$

όπου $m(z)$ είναι η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών, α^{aer} οι συντελεστές εξασθένησης του N_2 και του H_2O στα ατίστοιχα μήκη κύματος λ και P_λ τα σήματα επιστροφής μετά από Raman στα 407 nm για το H_2O και 387 nm για το N_2 . K_m είναι η συνολική σταθερά του συστήματος και ισχύει:

$$K_m = K_{\lambda_{H_2O}} + K_{\lambda_{N_2}} \quad (4.34)$$

Η παράμετρος K_m , μπορεί να μετρηθεί εάν είναι γνωστή η ενεργός διατομή της Raman σκέδασης και από τα οπτοηλεκτρονικά χαρακτηριστικά της συσκευής Raman LIDAR.

Κεφάλαιο 5: Επεξεργασία δεδομένων LIDAR – Εφαρμογές στα αιωρούμενα σωματίδια

Στο παρόν κεφάλαιο αναλύουμε τα λογισμικά που χρησιμοποιούμε στην παρούσα διπλωματική εργασία και κάνουμε χρήση αυτών σε συγκεκριμένες περιπτώσεις αερολυμάτων.

5.1 Αλγόριθμος επεξεργασίας δεδομένων (LIRIC)

Ο αλγόριθμος LIRIC [Lidar Radiometer Inversion Code] αναπτύχθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος ACTRIS (Aerosols, Clouds and Trace gases Research InfraStructure network [36]) από το Ινστιτούτο Φυσικής του Minsk (Λευκορωσία) σε συνεργασία με το Εργαστήριο Ατμοσφαιρικής Οπτικής της Lille (Γαλλία) [34]. Ο αλγόριθμος LIRIC υπολογίζει την κατακόρυφη κατανομή της συγκέντρωσης λεπτών (fine: $a < 2\mu\text{m}$) και αδρών (coarse: $2 < a < 10\mu\text{m}$) σωματιδίων, χρησιμοποιώντας τα ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενα σήματα lidar [355, 532 και 1064 nm] και τις μικροφυσικές ιδιότητες των σωματιδίων σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική κολώνα, όπως υπολογίζονται από το ηλιακό φωτόμετρο CIMEL του δικτύου AERONET (AErosol RObotic NETwork) της NASA.

Για τους προαναφερθέντες υπολογισμούς, η βασική προϋπόθεση στην οποία βασίζεται ο αλγόριθμος LIRIC, είναι ότι εκτός από τη συγκέντρωση, όλες οι άλλες ιδιότητες των σωματιδίων, παραμένουν σταθερές σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη και ίσες με τις αντίστοιχες μέσες τιμές στήλης, που υπολογίζονται από το ηλιακό φωτόμετρο. Η εκτίμηση των κατακόρυφων κατανομών συγκέντρωσης των αιωρούμενων σωματιδίων, βασίζεται στην τεχνική μέγιστης πιθανοφάνειας, έτσι ώστε τα σήματα LIDAR να αναπαράγονται μέσα στην αβεβαιότητα της μέτρησης και το ολοκλήρωμα της συγκέντρωσης των σωματιδίων να ταιριάζει με το συνολικό όγκο κατανομής συγκέντρωσης των λεπτών και αδρών σωματιδίων, που εξήχθησαν από τις μετρήσεις του ηλιακού φωτόμετρου [12].

Επιπλέον, για να αποφευχθεί οποιαδήποτε τιμή, που δεν έχει φυσικό νόημα, χρησιμοποιούνται περιορισμοί της ομαλότητας των συναρτήσεων των κατανομών. Οι συγκεντρώσεις των αιωρούμενων σωματιδίων [λεπτών και αδρών, $C_{f/c}(z)$], όπως υπολογίζονται από τον αλγόριθμο LIRIC, εκφράζονται σε αναλογία ανάμειξης όγκου (μέρη ανά δισεκατομμύριο ατμοσφαιρικού όγκου, ppbv: parts per billion by volume), ή, αντίστοιχα, με τον όγκο των σωματιδίων που εμπεριέχονται σε ένα όγκο ατμοσφαιρικού αέρα (σε $1000 \mu\text{m}^3 \text{ cm}^{-3}$). Για τη μετατροπή της συγκέντρωσης κατ'όγκο σε συγκέντρωση κατά μάζα ($m_{f/c}(z)$ σε $\mu\text{g m}^{-3}$), χρησιμοποιήθηκε η παρακάτω εξίσωση :

$$m_{f/c}(z) = \rho_{f/c} \times C_{f/c}(z) \quad (5.1)$$

Ο όρος ρ εκφράζει την πυκνότητα των σωματιδίων, ενώ οι δείκτες f/c δηλώνουν, τα λεπτά (fine) και τα αδρά σωματίδια (coarse), αντίστοιχα.

Επιπλέον, από το γινόμενο της κατακόρυφης συγκέντρωσης των σωματιδίων, όπως υπολογίζεται από το LIRIC, $\mathbf{C}_{f/c}(z)$, με τη μέση τιμή του συντελεστή εξασθένησης και οπισθοσκέδασης των σωματιδίων, $\alpha_{f/c}(\lambda)$, $\beta_{f/c}(\lambda)$, στην ατμοσφαιρική κολώνα, όπως υπολογίζεται από το CIMEL, προκύπτει η κατακόρυφη κατανομή των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων ($\alpha_{aer}(z)$ και $\beta_{aer}(z)$):

$$\alpha_{aer}(\lambda, z) = \alpha_f(\lambda) \times C_f(z) + \alpha_c(\lambda) \times C_c(z) \quad (5.2)$$

$$\beta_{aer}(\lambda, z) = \beta_f(\lambda) \times C_f(z) + \beta_c(\lambda) \times C_c(z) \quad (5.3)$$

Το LIRIC, εν γένει, ακολουθεί μια διαδικασία (αλγόριθμο) βελτιστοποίησης, προκειμένου να ανακτήσει, μέσω στατιστικής, την συγκέντρωση των αερολυμάτων. Αυτή η βελτιστοποίηση γίνεται μέσω της ελαχιστοποίησης του παρακάτω συναρτησιωειδούς:

$$\Psi(\mathbf{L}^*, \mathbf{W}^*, \mathbf{C}_{f,c}) = \Psi_1(\mathbf{L}^*, \mathbf{C}_{f,c}(z_n)) + \Psi_2(\mathbf{W}^*, \mathbf{C}_{f,c}(z_n)) + \Psi_3(\mathbf{C}_{f,c}(z_n)) \quad (5.4)$$

όπου, η πρώτη συνάρτηση συνδέει τα μετρούμενα LIDAR δεδομένα (\mathbf{L}^*) με αυτά που υπολογίζει (\mathbf{L}) μέσω του πίνακα αντιστοίχισης (Lorentz – Mie), των διαφορών τους:

$$\Delta_L(\lambda, z_n) = \mathbf{L}^*(\lambda, z_n) - \mathbf{L}(\lambda, \mathbf{C}_{f,c}(z_n), z_n) \quad (5.5)$$

Η δεύτερη συνάρτηση δηλώνει την απαίτηση ότι τα δεδομένα υπολογισμού \mathbf{W} των συγκεντρώσεων των αερολυμάτων είναι το δυνατό πλησίον των ραδιομετρικών δεδομένων \mathbf{W}^* για fine και coarse αερολύματα και η τελευταία συνάρτηση, δηλώνει την ομαλότητα που απαιτείται και τους περιορισμούς της, οι οποίοι και επιβάλλονται προκειμένου, όπως προείπαμε, να μην προκύπτουν αποτελέσματα χωρίς φυσική σημασία (σε τέτοια προβλήματα αντιστροφής).

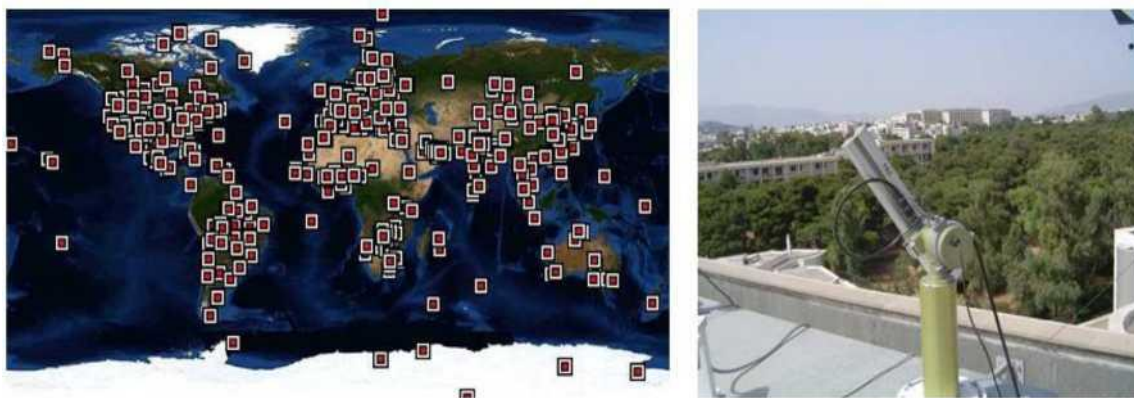
5.2 Ηλιακά φωτόμετρα

Στην ενότητα αυτή κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούμε λίγο στα ηλιακά φωτόμετρα προκειμένου να κατανοήσουμε καλύτερα την λειτουργία του αλγορίθμου LIRIC και του

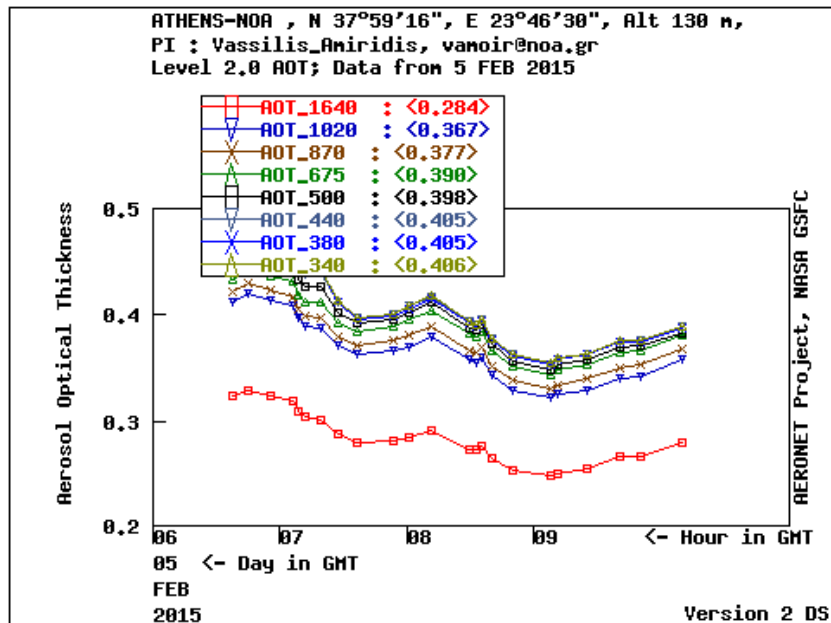
συνδυασμού που κάνει μεταξύ δεδομένων LIDAR και των φωτομέτρων. Τα ηλιακά φωτόμετρα είναι όργανα μέτρησης της έντασης της ακτινοβολίας του ήλιου που καταφθάνει στο έδαφος σε διαφορετικά μήκη κύματος (από το υπεριώδες ως το κοντινό υπέρυθρο του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος). Τα σύγχρονα ηλιακά φωτόμετρα είναι όργανα αυτοματοποιημένα και αποτελούνται από τα εξής: Μια μονάδα ανίχνευσης του ηλιακού φωτός, ένα κατάλληλο οπτικό σύστημα, ένα φασματοόμετρο ή μια σειρά από φίλτρα συμβολής, έναν φωτοανιχνευτή και ένα σύστημα ανάκτησης και καταγραφής των δεδομένων. Η μετρούμενη ποσότητα είναι η άμεση ηλιακή ακτινοβολία (direct-Sun irradiance).

Η άμεση αυτή ηλιακή ακτινοβολία στο μήκος κύματος λ , που αρχικά έχει ένταση $I(\theta, \lambda)$ στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Σχήμα 2.8), αφού διανύσει απόσταση ζ , φτάνει στο επίπεδο του εδάφους όπου και καταγράφεται από το ηλιακό φωτόμετρο. Η καταγραφή αυτή πραγματοποιείται σε πολλά μήκη κύματος (2-6 τον αριθμό). Ακολούθως, με τη βοήθεια του νόμου των Beer-Lambert και με την επιλογή συγκεκριμένων μηκών κύματος, είναι δυνατόν να υπολογιστεί το οπτικό πάχος (βλ. εξισώσεις 2.32 έως και 2.39 στο κεφάλαιο 2) των αερολυμάτων ή αντίστοιχα, η ολική στήλη των υδρατμών ή του όζοντος [14].

Το πρόγραμμα AERONET είναι ένα δίκτυο επίγειων μετρήσεων παθητικής τηλεπισκόπησης αερολυμάτων (Σχήμα 5.1 αριστερά) που ιδρύθηκε από τις NASA και LOA-PHOTONS (CNRS, Γαλλία). Σκοπός του δικτύου αυτού είναι ο υπολογισμός και η ανάκτηση οπτικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων στην συνολική ατμοσφαιρική στήλη, όπως προκύπτουν από τις μετρήσεις της άμεσης και της διάχυτης ακτινοβολίας από τα φωτόμετρα CIMEL.



Σχήμα 5.1: Αριστερά: οι σταθμοί του παγκόσμιου δικτύου AERONET. Δεξιά: Το ηλιακό φωτόμετρο CIMEL εγκατεστημένο στον ακτινομετρικό σταθμό του Ιδρύματος Ιατροβιολογικών Ερευνών της Ακαδημίας Αθηνών [13].



Σχήμα 5.2: Φωτόμετρο CIMEL του δικτύου AERONET. Συγκεκριμένα, παρέχει τα οπτικά πάχη των αερολυμάτων (Aerosol Optical Thickness-AOT) μεταξύ 340-1640 nm.

Συγκεκριμένα το ηλιακό αυτό φωτόμετρο παρέχει, τα οπτικά πάχη των αερολυμάτων (Aerosol Optical Thickness-AOT) (Σχήμα 5.2) μεταξύ 340-1640 nm., τον συντελεστή Ångström, τη συγκέντρωση της συνολικής στήλης των υδρατμών, καθώς και τη σχετική συνεισφορά των λεπτών σωματιδίων στη συνολική στήλη των αερολυμάτων, έναντι των αδρών αερολυμάτων. Όσον αφορά τα προϊόντα που προέρχονται από την αντιστροφή των σημάτων του CIMEL (ανάμεσά τους αναφέρονται και οι μικροφυσικές ιδιότητες των αερολυμάτων), αυτά υπολογίζονται με την προϋπόθεση ότι ισχύουν ορισμένες παραδοχές [15].

Χρησιμοποιείται λογισμικό που αντιστρέφει την ακτινοβολία του ουρανού για όλες τις υπεπαράλληλες (almucantar) μετρήσεις και μετρήσεις στο κύριο επίπεδο, μαζί με τα ήδη υπολογισμένα οπτικά πάχη στα ίδια μήκη κύματος. Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται στα κανάλια 340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 και 1640 nm. Οι παραδοχές που ορίζονται για τον υπολογισμό των αντίστροφων προϊόντων είναι οι εξής:

- Τα αιωρούμενα σωματίδια χωρίζονται σε δύο μεγάλες κατηγορίες: σφαιρικά και μη σφαιρικά
- Η ατμόσφαιρα θεωρείται επίπεδη και παράλληλη (plane-parallel)

- Η κατακόρυφη κατανομή των αιωρούμενων σωματιδίων θεωρείται ομογενής κατά τις μετρήσεις με almucantar και στο κύριο επίπεδο (principal plane) [13].

5.3 Κατακόρυφη κατανομή αερολυμάτων

Τα αιωρούμενα προέρχονται τόσο από φυσικές πηγές, όπως ωκεανοί, έρημος εκρήξεις ηφαιστείων κτλ όσο και από ανθρωπογενείς παράγοντες όπως βιομηχανία ρυθμοί ζωής και καύσεις καυσαερίων κτλ. Εκπέμπονται απευθείας στην ατμόσφαιρα ή δημιουργούνται στην ατμόσφαιρα μετά από μια σειρά χημικών διεργασιών μεταξύ τους με αποτέλεσμα την μετατροπή τους σε σωματίδια [12].

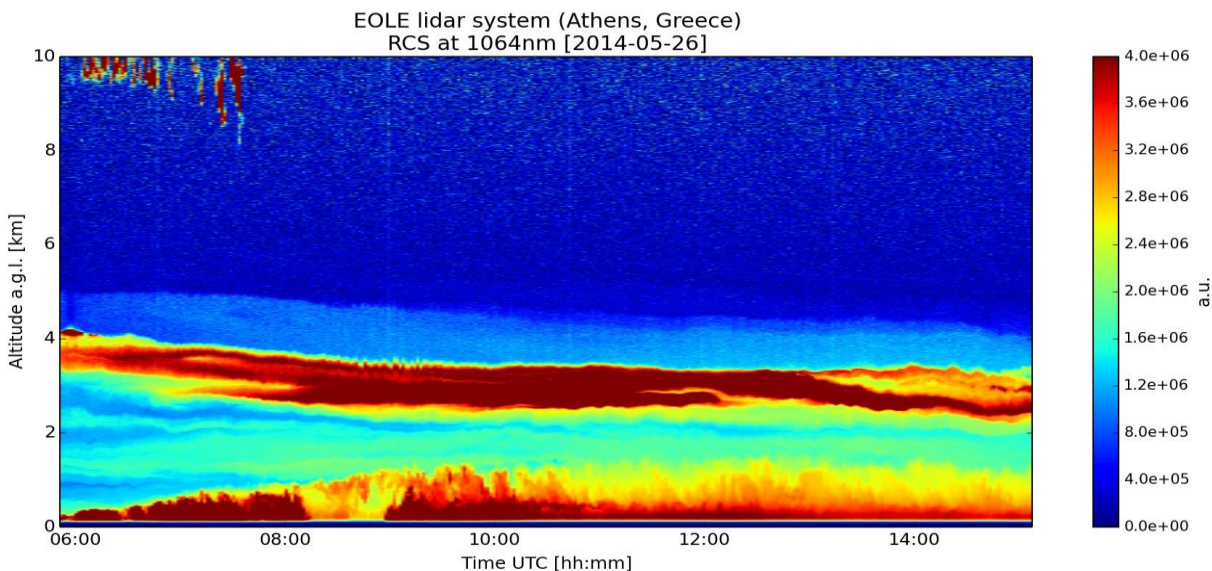
Τα αιωρούμενα σωματίδια – αερολύματα έχουν μέγεθος που κυμαίνεται από 0.002 έως και 100 μm και τα σημαντικότερα από αυτά, τα οποία και επηρεάζουν την ατμοσφαιρική χημεία της φυσικής της ατμόσφαιρας, συνήθως κυμαίνονται από 0.002 έως 10 μm. Το κατώτερο όριο δεν είναι ακριβές καθώς δεν έχει οριστεί πότε το σύνολο κάποιων μορίων μπορούν να αποτελέσουν αιωρούμενο σωματίδιο. Το ανώτερο όριο βέβαια αντιστοιχεί στο μέγεθος υδροσταγονιδίων ψιλής βροχής ή ψιλής κόκκου άμμου. Τα αερολύματα που έχουν μέγεθος από 20 έως και 100 μm θεωρούνται μεγάλα και γρήγορα απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα και δεν παραμένουν σε αυτή.

Παρακάτω θα δούμε πραγματικές μετρήσεις και επεξήγηση αυτών με προϊόντα που παράγονται από το σύστημα Raman LIDAR και τον αλγόριθμο LIRIC που αναφέραμε στην ενότητα 5.1:

Ημερήσιες μετρήσεις

1. Μεταφορά σκόνης από την έρημο Σαχάρα

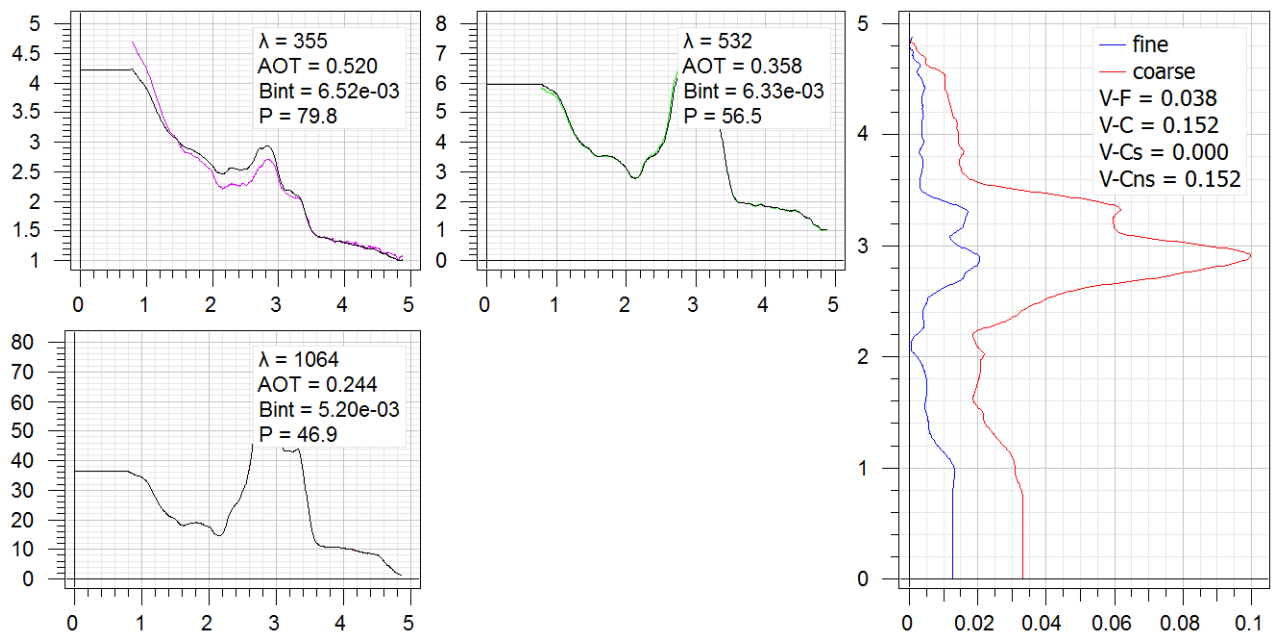
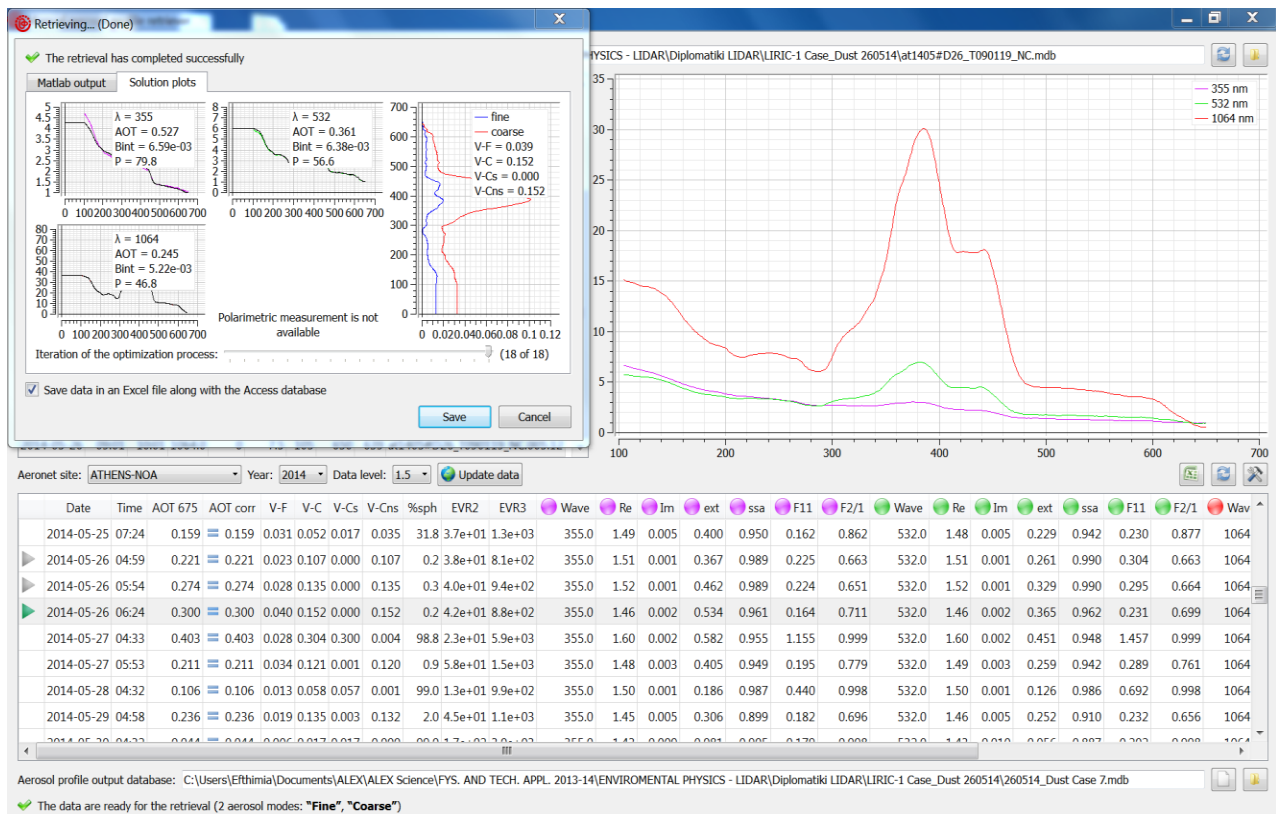
Είναι συχνό το φαινόμενο που βιώνουμε εδώ στην Ελλάδα και ειδικά στην νότια και κεντρική Ελλάδα αλλά και στην Κύπρο, με τις μετακινήσεις αέριων μαζών από την έρημο Σαχάρα. Το φαινόμενο αυτό είναι μαζικό και επηρεάζει τον τρόπο ζωής του ανθρώπου καθώς δυσκολεύει τις συγκοινωνίες και ειδικά τις εναέριες συγκοινωνίες στα αεροδρόμια, αλλά συνάμα αυξάνει και τα περιστατικά προβλημάτων υγείας, ειδικά από τις ευπαθείς ομάδες του πληθυσμού. Τα φαινόμενο αυτό, κυρίως την άνοιξη και τα θερμά καλοκαίρια, δημιουργεί ένα αρκετά επιβαρυμένο περιβάλλον για τον άνθρωπο και η παρακολούθησή τέτοιων φαινομένων μεταφοράς ερημικής σκόνης (π.χ. με συστήματα LIDAR), καθώς και η πρόβλεψή τους, αποτελούν βασική επιδίωξη της σύγχρονης Φυσικής της ατμόσφαιρας και της Μετεωρολογίας.



Εικόνα 5.1: Μεταφορά σκόνης από την έρημο Σαχάρα στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (26-05-14) [48].

Στην Εικόνα 5.1, παρουσιάζεται η ημερήσια πορεία του διορθωμένου σήματος LIDAR με την απόσταση όπως καταγράφηκε από το σύστημα Raman LIDAR του ΕΜΠ στην Αθήνα την 26-5-14 από τις 06:00 έως και 15:00 UTC. Στην Εικόνα αυτή παρατηρούμε το στρώμα των αερολυμάτων από την έρημο Σαχάρα και το οποίο κυμαίνεται σε ύψη 2,5-4 km με καφέ χρώμα, ακριβώς πάνω από το ΑΟΣ (Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα). Η μέτρηση αυτή έχει γίνει στα 1064 nm και αφορά μεγαλύτερα αερολύματα (coarse) και όχι μοριακών διαστάσεων (fine). Το καφέ χρώμα που εκτείνεται από το έδαφος και έως το ύψος των 1000 m, αντιστοιχεί σε θερμά ανοδικά ρεύματα που μεταφέρουν τους ρύπους της χαμηλής τροπόσφαιρας προς την κορυφή του ΑΟΣ.

Αμέσως μετά, στο Σχήμα 5.3, δίνεται και το αποτέλεσμα που προήλθε από την επεξεργασία αερολυμάτων μέσω του αλγόριθμου LIRIC, αφού πρώτα ελήφθησαν υπόψη τα σήματα LIDAR της Εικόνας 5.1 και των φωτομετρικών στοιχείων από φωτόμετρα CIMEL από το δίκτυο σταθμών εδάφους της NASA για κοντινές ώρες (05:51 UTC) την ίδια ημέρα. Με το LIRIC επεξεργαζόμαστε τα δεδομένα LIDAR και CIMEL για την χρονική περίοδο 09:01 με 10:01 UTC:



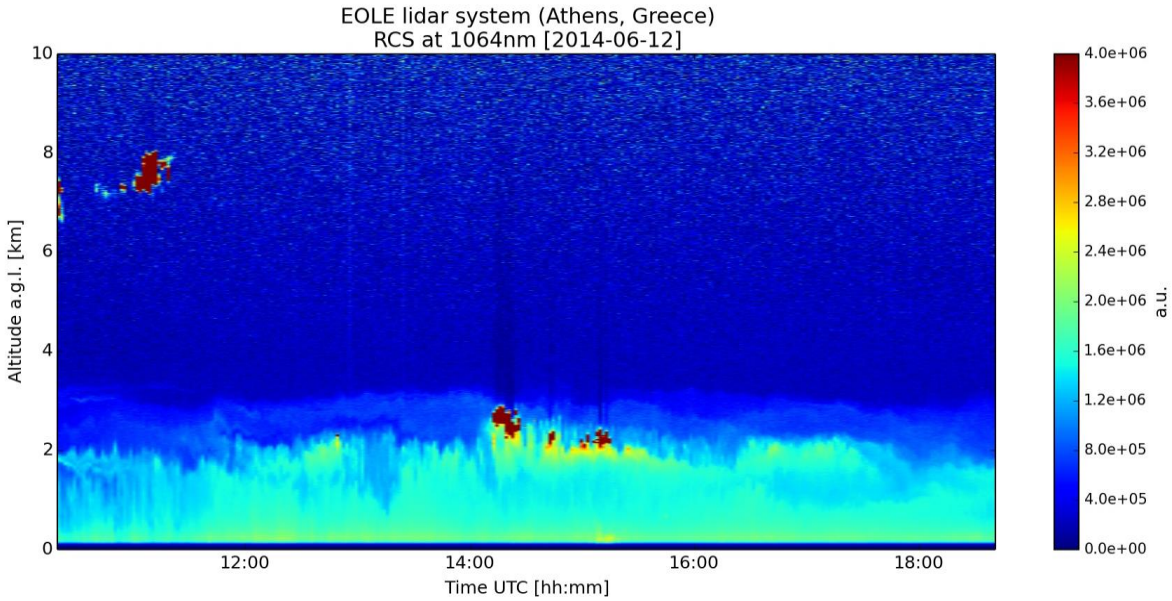
Σχήμα 5.3: Μεταφορά σκόνης από την έρημο Σαχάρα στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα, στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (26-05-14) μετά από επεξεργασία με τον αλγόριθμο LIRIC.

Στο Σχήμα αυτό (5.3) επάνω και αριστερά βλέπουμε για κάθε μήκος κύματος από τα 355, 532 και 1064 nm, την αναπαραγωγή του σήματος με μαθηματικές μεθόδους (διαφορά ελαχίστων τετραγώνων), καθώς και την συγκέντρωση των αερολυμάτων καθ' ύψος που είναι και το ολικό αποτέλεσμα του αλγόριθμου. Στο κάτω μέρος του σχήματος, φαίνεται η επιλογή των φωτομετρικών στοιχείων που βρίσκονται πλησιέστερα χρονικά και χωρικά στα σήματα LIDAR για ακριβέστερα αποτελέσματα. Τέλος, πάνω και δεξιά παρουσιάζονται τα τρία αυτά σήματα όπως ελήφθησαν υπόψη στον αλγόριθμο, μετά από επεξεργασία του χρήστη – αναλυτή. Στην από κάτω εικόνα του Σχήματος 5.3 φαίνεται το Output viewer του αλγόριθμου σε μεγέθυνση.

Εάν αυτή η αρχική επεξεργασία πριν την εκκίνηση υπολογισμού του αλγόριθμου δεν έχει γίνει με τα σωστότερα βήματα, τότε το LIRIC, αφού κάνει τους υπολογισμούς είτε δεν μπορεί να κάνει καλή σύγκλιση μέσω των μαθηματικών μεθόδων αναπαραγωγής του σήματος που χρησιμοποιεί, είτε δείχνει κόκκινες ενδείξεις μέσω κάποιων δεικτών στο αντίστοιχο μήκος κύματος, προκειμένου να δείξει στον χρήστη, την αδυναμία καλής επεξεργασίας από τον αλγόριθμο. Ο χρήστης μετά, θα κρίνει αν μπορεί να βελτιώσει την επεξεργασία του και να ξανακάνει την ίδια διαδικασία ή να λάβει τα αποτελέσματα του LIRIC ως έχουν, βάσει κάποιων παραδοχών που έχουν προηγηθεί στην συγκεκριμένη εργασία που έχει αναλάβει. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα του Σχήματος 5.3, φαίνεται να έχει προηγηθεί καλή επεξεργασία σήματος και ο αλγόριθμος μπόρεσε να λειτουργήσει και να παράξει ασφαλή αποτελέσματα, δίνοντας στον χρήστη την κατακόρυφη κατανομή αερολυμάτων στα αντίστοιχα μήκη κύματος. Μας δείχνει δηλαδή ότι πραγματικά, στα ύψη των 2,5 με 3,5 km υπάρχει σημαντική συγκέντρωση κυρίως coarse (μεγαλύτερων) και μικρότερη συγκέντρωση fine (μικρότερων) αερολυμάτων, όπως είχαμε προβλέψει από την αρχική μας Εικόνα 5.1, του διορθωμένου σήματος LIDAR με την απόσταση.

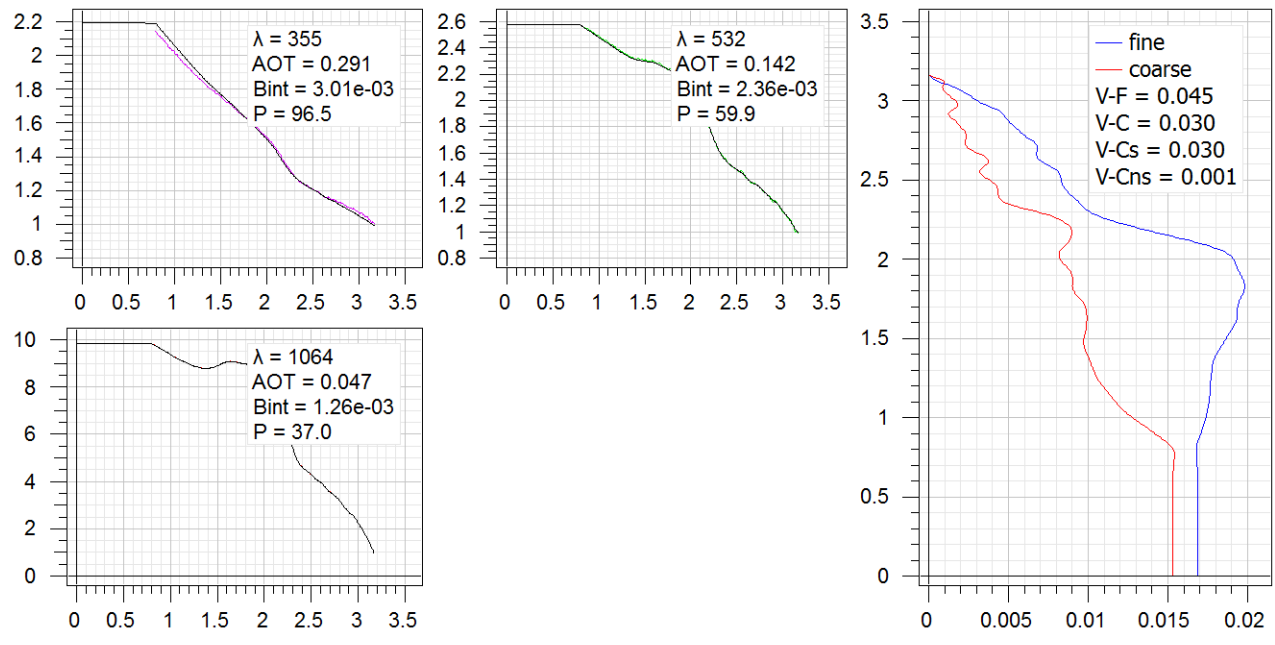
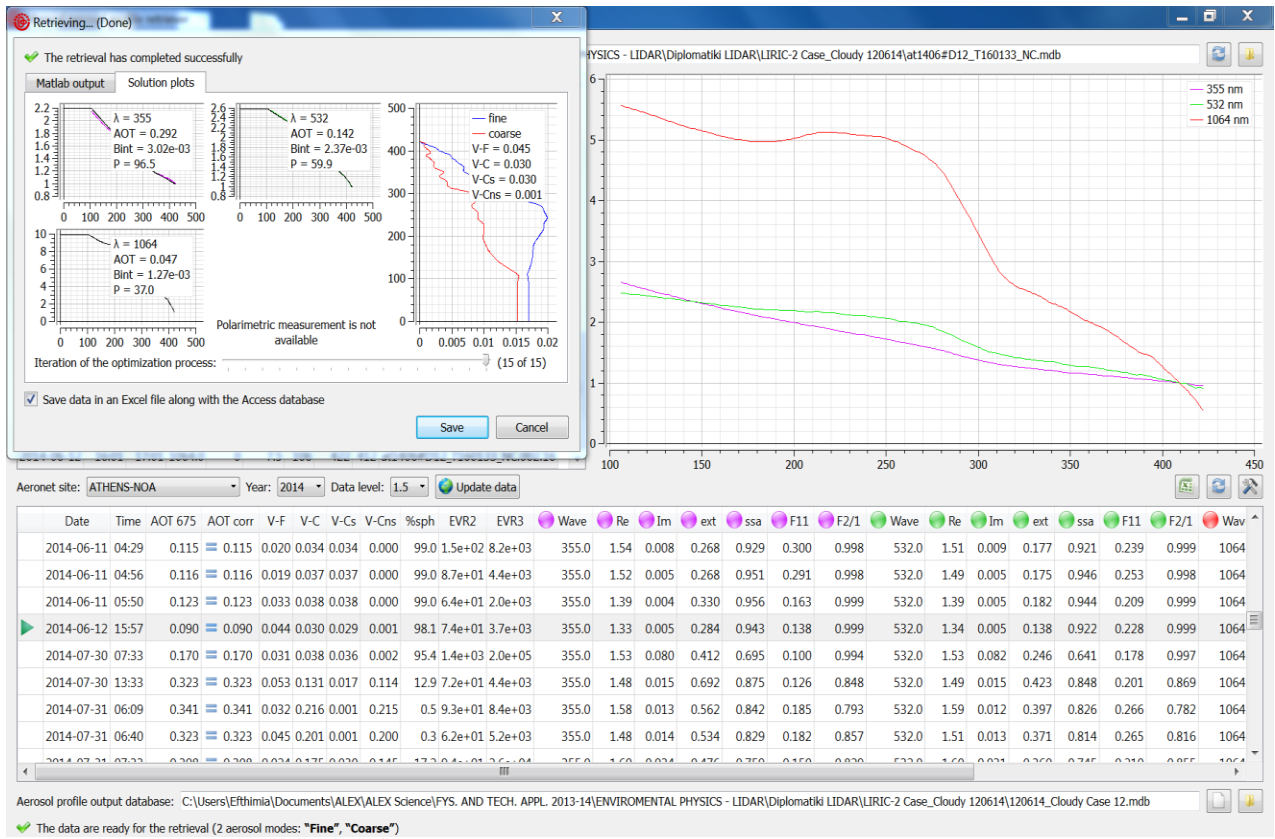
2. Δημιουργία νεφών στην κορυφή του ΑΟΣ

Στην Εικόνα 5.2 παρουσιάζεται η ημερήσια πορεία του διορθωμένου σήματος LIDAR με την απόσταση για την 12-06-14 και μεταξύ 10:00 και 19:00 και αφορά μετρήσεις που έγιναν στα 1064 nm. Είναι εμφανείς οι συγκεντρώσεις μικρών νεφών στο ανω μέρος του ΑΟΣ περί τα 2 με 2,5 km καθώς και μια μικρή συγκέντρωση νεφών στα 7 με 8 km πριν τις 12:00 UTC.



Εικόνα 5.2: Περίπτωση δημιουργίας μικρών νεφών στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα, στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (12-06-14) [48].

Τα σήματα και στα τρία μήκη κύματος (355, 532 και 1064 nm), αναλύθηκαν κατάλληλα και εισήχθησαν για περαιτέρω επεξεργασία στο LIRIC, προκειμένου να δούμε και μέσω φωτομετρικών στοιχείων της ίδιας ημέρας και της πλησιέστερης ώρας, τις ακριβείς συγκεντρώσεις των αερολυμάτων (Σχήμα 5.4) για την χρονική περίοδο 16:01 έως 17:01 UTC.

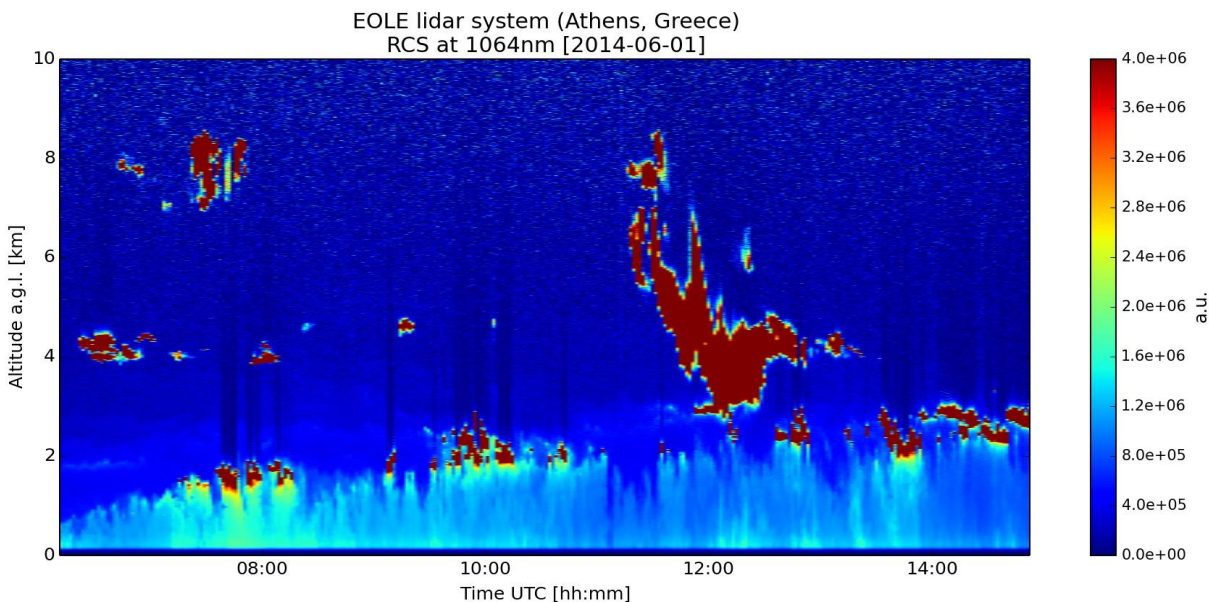


Σχήμα 5.4: Περίπτωση δημιουργίας μικρών νεφών στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα, στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (12-06-14) μετά από επεξεργασία με τον αλγόριθμο LIRIC.

Και σε αυτήν την περίπτωση λοιπόν, φαίνεται να έχει προηγηθεί καλή ανάλυση σήματος LIDAR και ο αλγόριθμος LIRIC μπόρεσε να λειτουργήσει και να παράξει ασφαλή αποτελέσματα, δίνοντας στον χρήστη την κατακόρυφη κατανομή αερολυμάτων στα αντίστοιχα μήκη κύματος καθώς έχουμε καλή σύγκλιση και από την μαθηματική αναπαραγωγή σήματος και οι φωτομετρικοί δείκτες δεν κοκκινίζουν (εκτός ορίων). Μας δείχνει δηλαδή μία μικρή συγκέντρωση αερολυμάτων στα ύψη μεταξύ 1 και 3 km με τον μεγαλύτερο αριθμό να αντιστοιχεί σε μικρότερα (fine) αερολύματα.

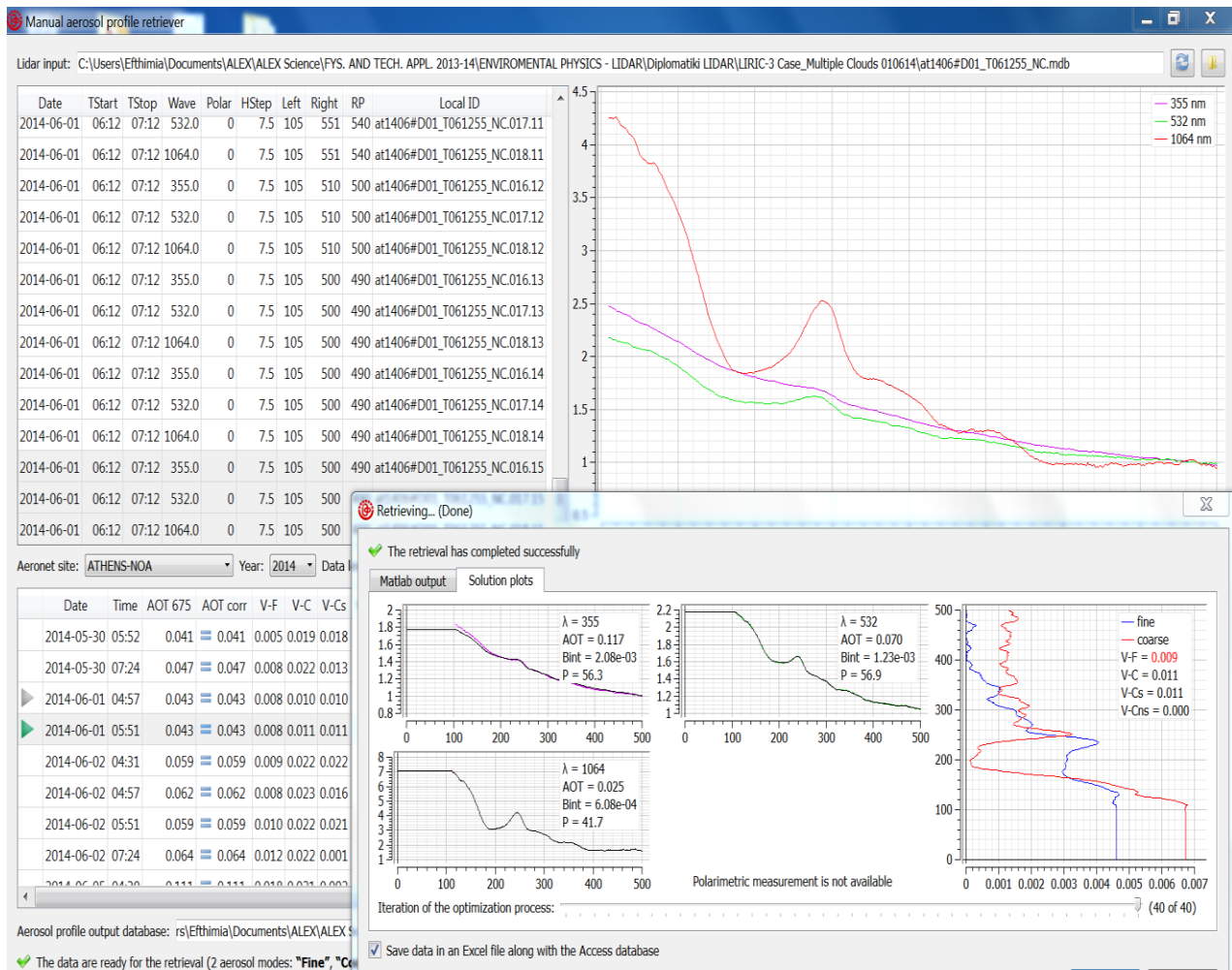
3. Δημιουργία πολλαπλών νεφών στην ελεύθερη τροπόσφαιρα

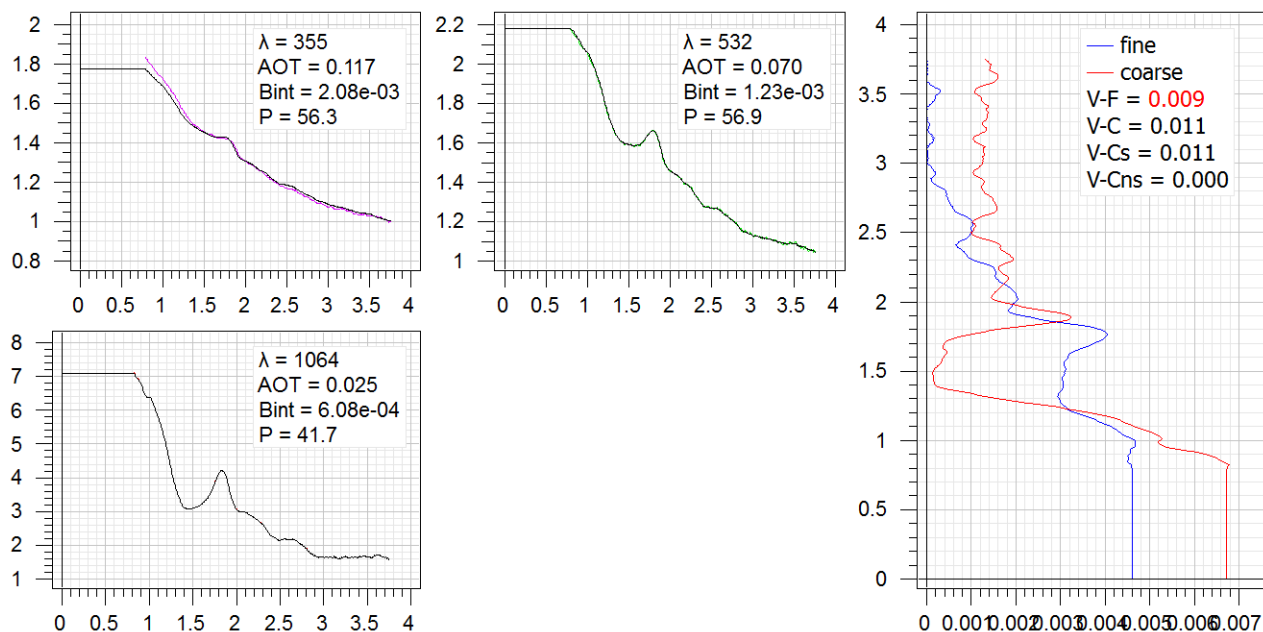
Στην Εικόνα 5.3 παρουσιάζεται η ημερήσια πορεία του διορθωμένου σήματος LIDAR με την απόσταση για την 01-06-14, μεταξύ 06:00 και 15:00 UTC και αφορά μετρήσεις που έγιναν στα 1064 nm. Είναι εμφανείς οι συγκεντρώσεις μιας σειράς νεφών υδρατμούς και αερολύματα στο άνω μέρος του ΑΟΣ περί τα 2 με 2,5 km, μέσα από τα οποία δεν μπορούσε να διέλθει πλέον η δέσμη Laser του LIDAR, καθώς φαίνεται να γίνονται πιο σκούρο μπλε, οι περιοχές πίσω από την σειρά αυτών των νεφών. Αυτό το στοιχείο, θα πρέπει να το λάβουμε σοβαρά υπόψη μας μετά στην περίπτωση μη συμφωνίας της επεξεργασίας των σημάτων μας με τον αλγόριθμο LIRIC που λαμβάνει και φωτομετρικά δεδομένα κατακόρυφης στήλης συνολικής συγκέντρωσης αερολυμάτων.



Εικόνα 5.3: Περίπτωση δημιουργίας πολλαπλών νεφών στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (01-06-14) [48].

Και αυτό, γιατί τα νέφη – υδρατμοί, περιέχουν πιθανώς αερολύματα αλλά η συγκέντρωσή τους μικρή. Οπότε, επειδή το νεφος – υδρατμός προκαλεί και αυτό, εκτός του αερολύματος που περιέχει, διαθλάσεις και διασπορα του σήματος LIDAR, κατά την ανάλυση του σήματος, ο χρήστης, απορρίπτει με τεχνικές μεθόδους το σήμα που προέρχεται από τα νέφη αυτά και ψηλότερα. Επίσης, στην ίδια Εικόνα 5.3, βλέπουμε και την δημιουργία μεγάλων νεφών, λιγότερο προφανώς πυκνών από τα προαναφερθέντα, στα ύψη μεταξύ 2,5 και 8,5 km, μιας άλλης μικρότερης σειράς νεφών με υδρατμούς και αερολύματα στα 4 με 4,5 km και τέλος, μιας συστάδας νεφών μεταξύ 7 και 8,5 km. Στο Σχήμα 5.5 θα δούμε τα αποτελέσματα του αλγορίθμου LIRIC για την δύσκολη αυτή περίπτωση πολλαπλών πυκνών νεφών) για την χρονική περίοδο 06:12 με 07:12 UTC:





Σχήμα 5.5: Περίπτωση δημιουργίας πολλαπλών νεφών στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα, στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (01-06-14) μετά από επεξεργασία με τον αλγόριθμο LIRIC.

Το αποτέλεσμα του αλγορίθμου έδειξε λοιπόν καλή σύγκλιση κατά την αναπαραγωγή του σήματος με μαθηματικές μεθόδους και στα τρία μηκη κύματος αλλά φαίνεται να μην ικανοποιήθηκαν επαρκώς ολοι οι δείκτες των φωτομετρικών στοιχείων και συγκεκριμένα των fine (μικρότερων αερολυμάτων), με αποτέλεσμα να κοκκινίσει ο αντίστοιχος δείκτης V-F, παρόλο την πολύ μικρή απόκλιση κατά 0.001. Αυτό, είναι φυσιολογικό να συμβαίνει, αν σκεφτούμε την παραδοχή που κάναμε αμέσως παραπάνω, ότι ο χρήστης, κατά την ανάλυση του σήματος LIDAR, απέρριψε με τεχνικές μεθόδους κάποιο από το σήμα το οποίο είχε επιστρέψει από τα νέφη υδρατμών και αερολυμάτων. Επίσης, η coarse ένδειξη δεν φαίνεται να μηδενίζεται στο τέλος για τον ίδιο λόγο.

Προφανώς, εντός αυτών των νεφών, υπήρξαν και κάποια μικρά αερολύματα (fine), τα οποία είχαν υπολογίσει οι φωτομετρικές μετρήσεις ότι υπάρχουν σε ποσότητα στην κατακόρυφη στήλη, αλλά λόγω των πυκνών νεφών και διαθλασεων και διασποράς του σήματος, ο χρήστης απέρριψε την μικρή συνεισφορά τους. Το LIRIC επίσης μάς έδειξε μία μικρή ποσότητα αερολυμάτων κυρίως coarse (μεγαλύτερων αερολυμάτων), στα ύψη των 1,2 με 2,5 km.

Κεφάλαιο 6: Ανάλυση περιπτώσεων

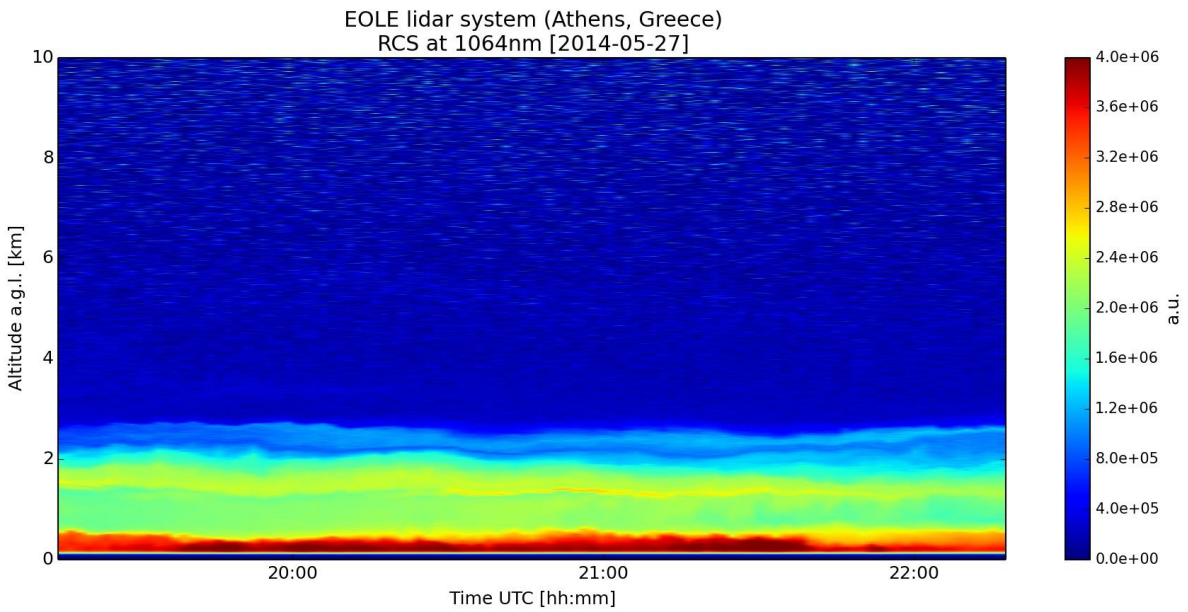
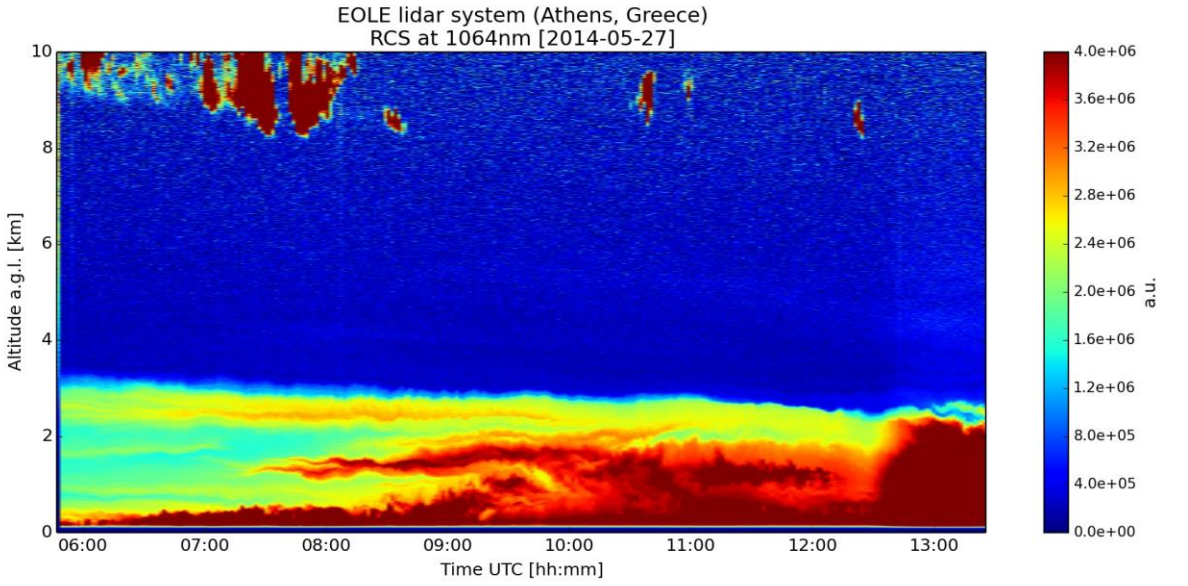
Στο κεφαλαίο αυτό θα δούμε ανάλυση κάποιων πραγματικών μετεωρολογικών περιπτώσεων, όπως αυτές προέκυψαν μετά από ανάλυση.

6.1 Μεταφορά ερημικών σωματιδίων Σαχάρας

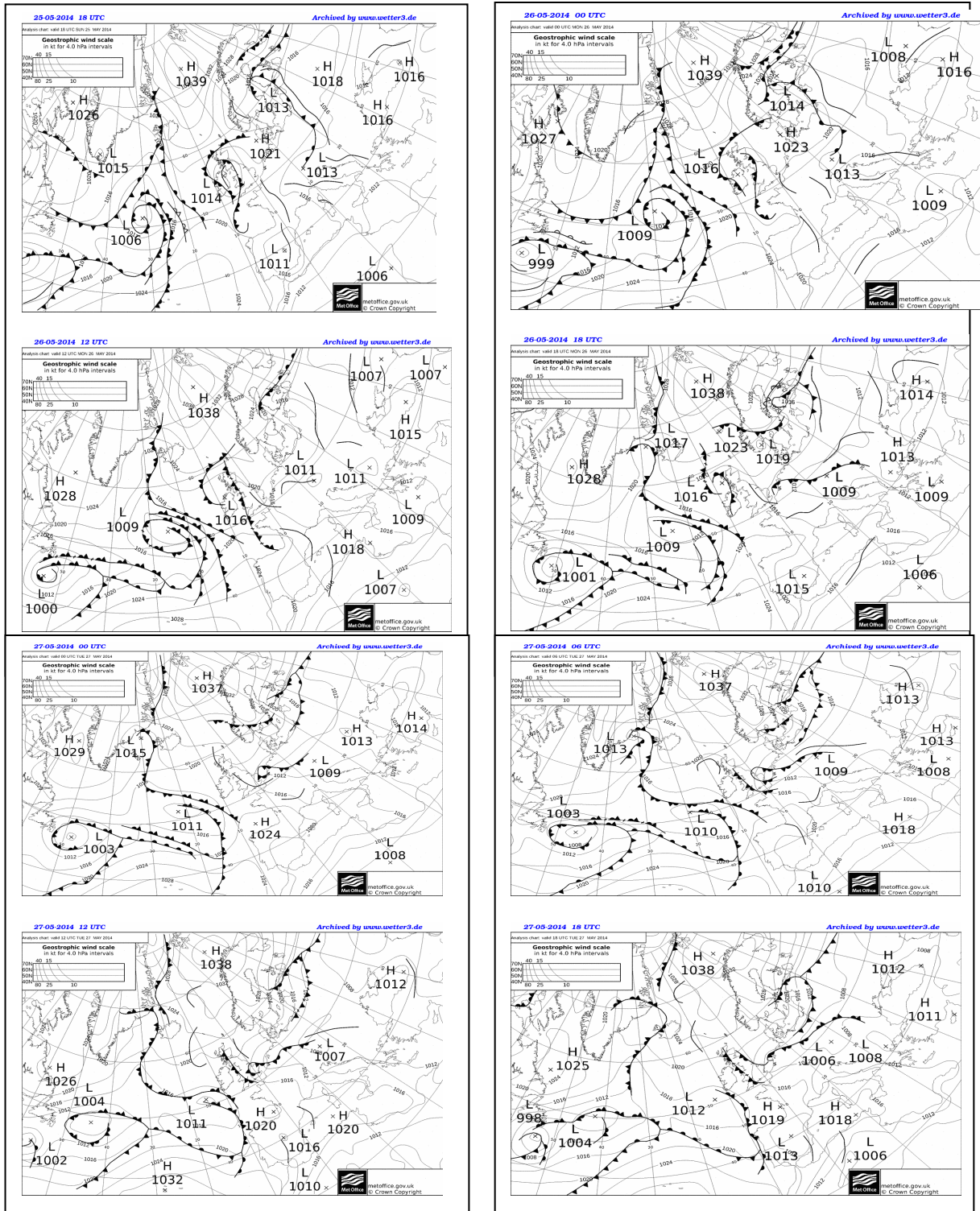
Τα αέρια ρεύματα παρασύρουν αιωρούμενα σωματίδια από την έρημο της Σαχάρας μεταφέροντας περίπου 150 εκ. τόνους σκόνης αιτησίως προς το βόρειο ημισφαίριο. Παρόμοια μεταφέρονται και 3,9 εκ. τόνοι σκόνης ετησίως από την έρημο Σαχάρας προς την ΒΔ πλευρά της Μεσογείου. Ο κύριος όγκος λοιπόν ενώ μεταφέρεται προς την Μεσόγειο, κάποιο ποσοστό μεταφέρεται και προς την βόρεια Ευρώπη ακόμη και προς την Αμερικάνικη Ηπειρο. Κατά την περίοδο ισχυρών ανέμων δημιουργούνται ανεμοθύελλες στις ερήμους όπως και σε άλλες περιοχές της γης. Το φαινόμενο αυτό γενικά μειώνεται όσο αυξάνεται η υγρασία του εδάφους και η επιφάνεια καλύπτεται από βλάστηση, συνθήκες που στην Σαχάρα λείπουν παντελώς. Μεταφέρονται λοιπόν από εκεί χονδρόκοκκα σωματίδια – αερολύματα με σύσταση υψηλή σε ασβεστίτη καθώς και ποσότητες γύψου, αργιλικών υλικών και μετάλλων.

Στην Εικόνα 6.1 φαίνεται η περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την έρημο Σαχάρας μετά από επεξεργασία από σήματα LIDAR στα 1064 nm. Βλέπουμε ότι κατά την διάρκεια της ημέρας η μεταφορά αυτή σε μεγαλύτερα αερολύματα είναι έντονη από το έδαφος και μέχρι το ύψος των 3 km. Κατά την διάρκεια της νύχτας το φαινόμενο αυτό ηρεμεί και η σκόνη έχει κατακαθίσει στο έδαφος με ελαφρότερα αερολύματα να κυμαίνονται μέχρι το ύψος των 2 km.

Στην Εικόνα 6.2 δίνεται η κίνηση των βαρομετρικών από την περιοχή της Σαχάρας από την προηγούμενη ημέρα 26-05-14 και προς την 27-05-14. Η Εικόνα αυτή μας δείχνει πως βαρομετρικά χαμηλά εκκινούν από τον Ατλαντικό, διασχίζουν την λερρημο Σαχαρά και την Αφρικανική ήπειρο από δυτικά και καταλήγουν αυτά ως χαμηλά βαρομετρικά και ψυχρά, στον Ελλαδικό χώρο από την Νότια πλευρά του και προς την κεντρική Ευρώπη. Στις Εικόνες 6.3 και 6.4 δίνεται η κίνηση των αέριων μαζών τρεις ημέρες πριν την διάρκεια της ημέρας της 27-05-14 (Εικόνα 6.3) και αντίστοιχα τρεις ημέρες πριν την διάρκεια της νύχτας της 27-05-14 (Εικόνα 6.4) στα ύψη από τα 1000 έως και 3000 m. Από τις Εικόνες αυτές επιβιβάζονται η κίνηση των αέριων μαζών (αντίστοιχα με την κίνηση των χαμηλών βαρομετρικών) από τον Ατλαντικό, δυτικά της Αφρικανική ηπείρου, την έρημο Σαχάρα και κατάληξη στον Ελλαδικό χώρο και την κεντρική Ευρώπη.

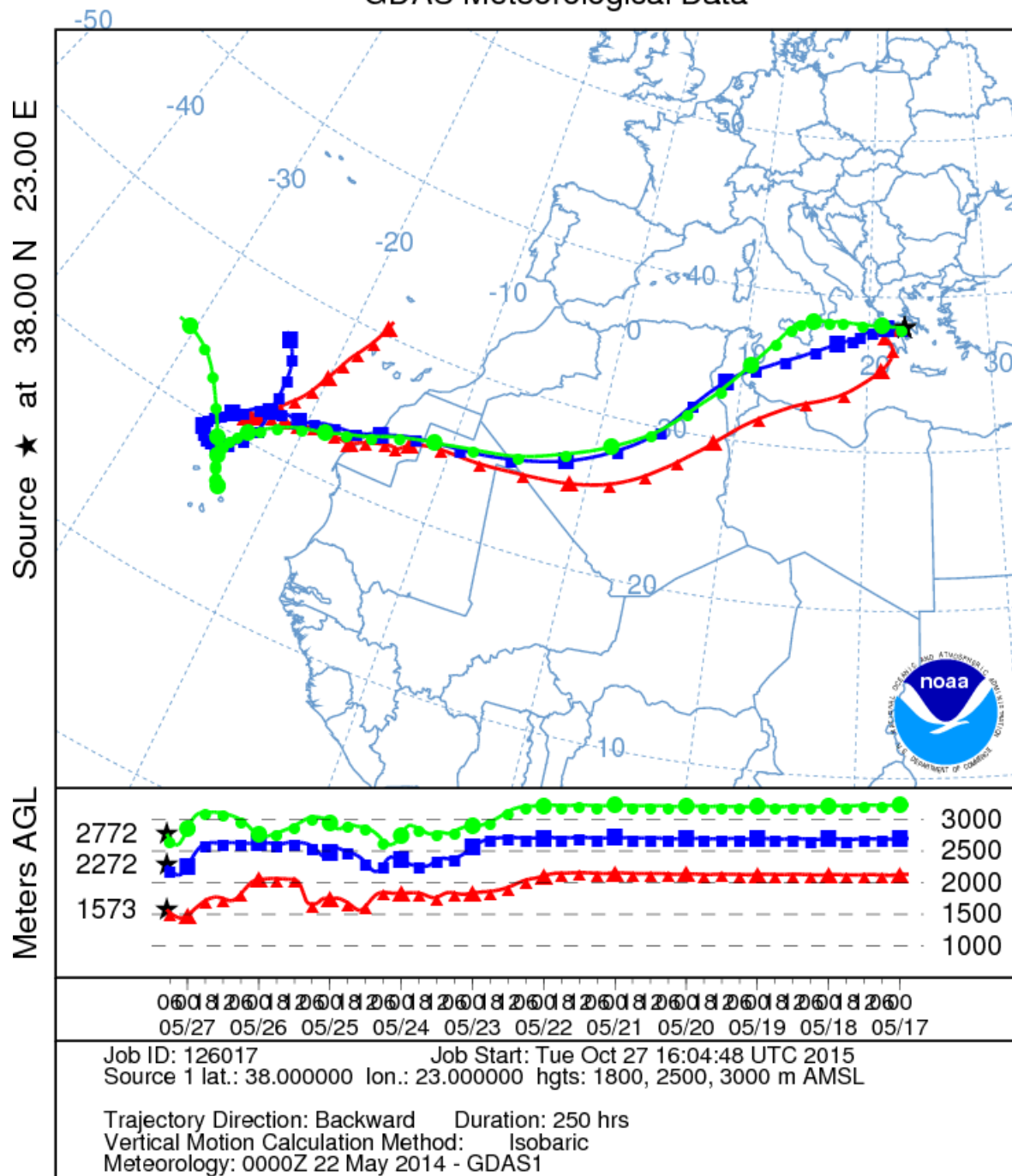


Εικόνα 6.1: Περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την Σαχάρα στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα την ημέρα (επάνω) και την νύχτα (κάτω) (27-05-14) [48].



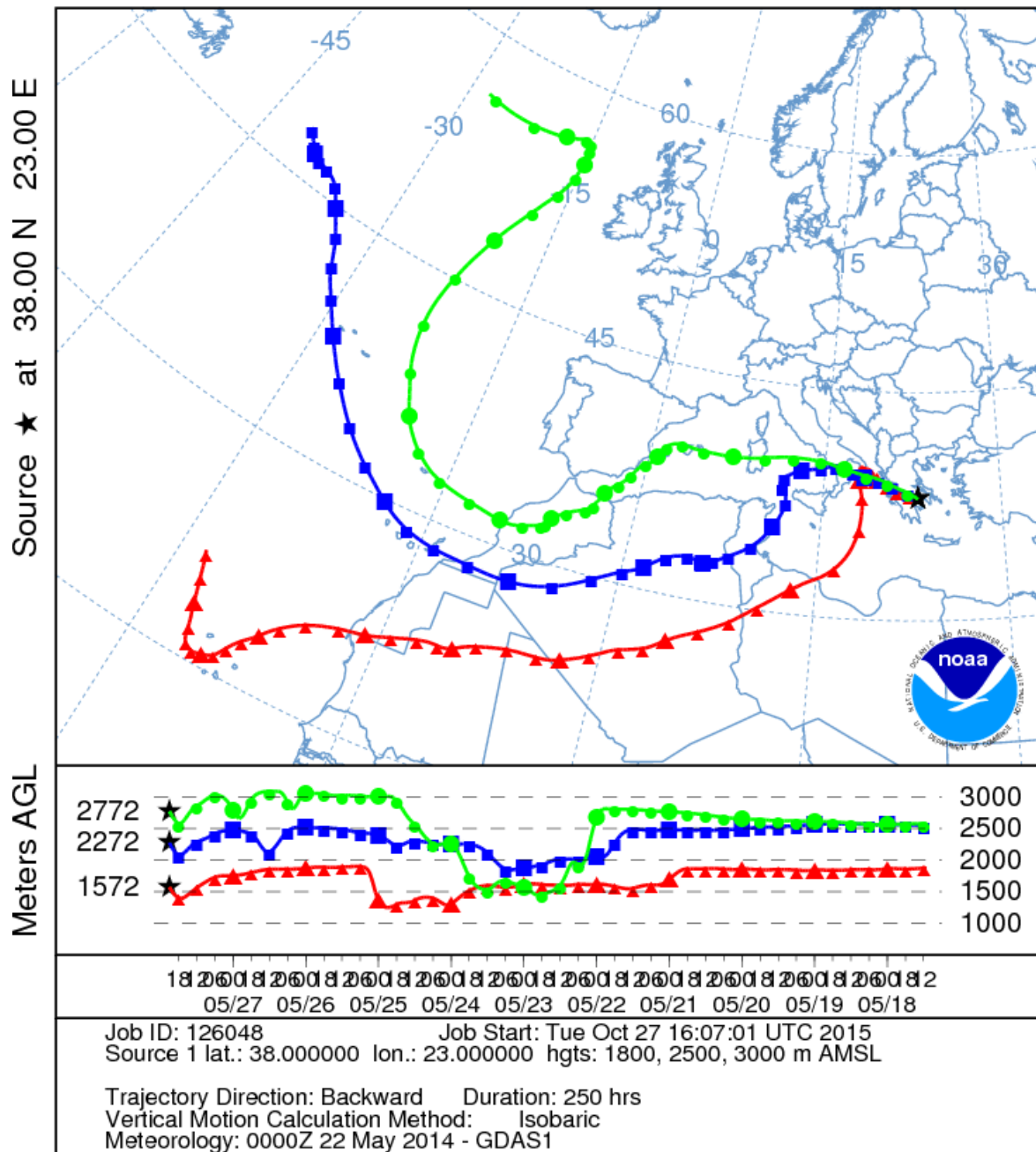
Εικόνα 6.2: Περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την Σαχάρα στο Λεκανοπέδιο Αττικής στην Αθήνα και η κίνηση των βαρομετρικών συστημάτων από 26-05-14 έως 27-05-14 [50].

NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectories ending at 0700 UTC 27 May 14
 GDAS Meteorological Data



Εικόνα 6.3: Περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την Σαχάρα στο Λεκανοπέδιο Αττικής και η οπισθοπορεία 10-ημερών για τις αέρεις μάζουν που φθάνουν στην Αθήνα την 27-05-14 στις 07:00 [49].

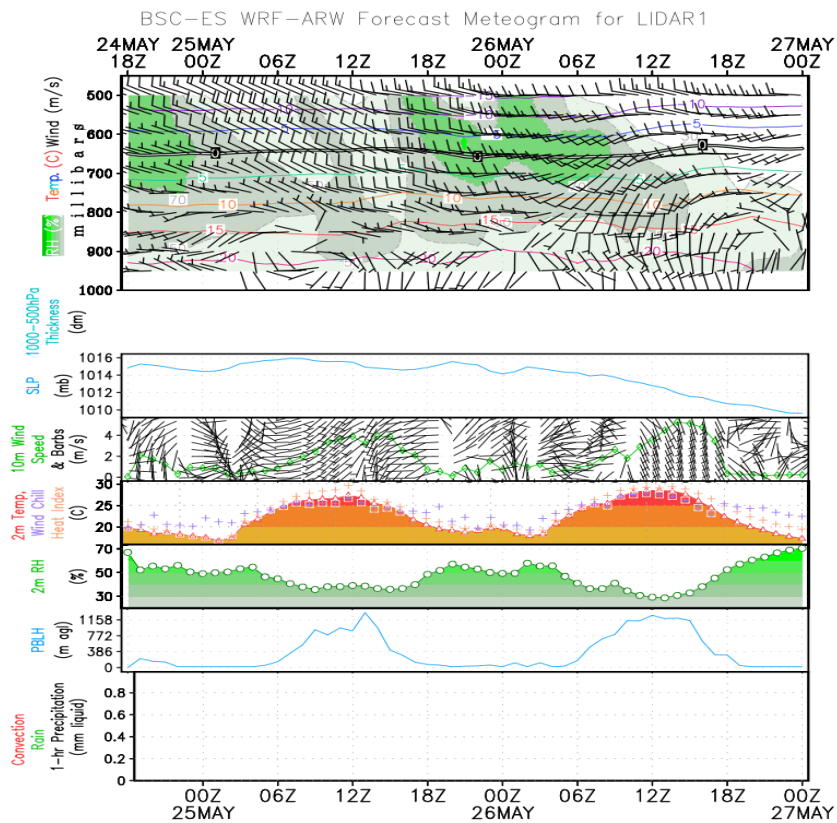
NOAA HYSPLIT MODEL
 Backward trajectories ending at 2100 UTC 27 May 14
 GDAS Meteorological Data



Εικόνα 6.4: Περίπτωση μεταφοράς σκόνης από την Σαχάρα στο Λεκανοπέδιο Αττικής και η οπισθοπορεία 9-ημερών για τις αέριες μάζες που φθάνουν στην Αθήνα την 27-05-14 στις 21:00 [49].



Εικόνα 6.5: Απεικόνιση του λογισμικού HYSPLIT για την κίνηση των αέριων μαζών (υπολογισμός οπισθοπορειών και εμπροσθοπορειών) σε επιλεγέντα ύψη [49].



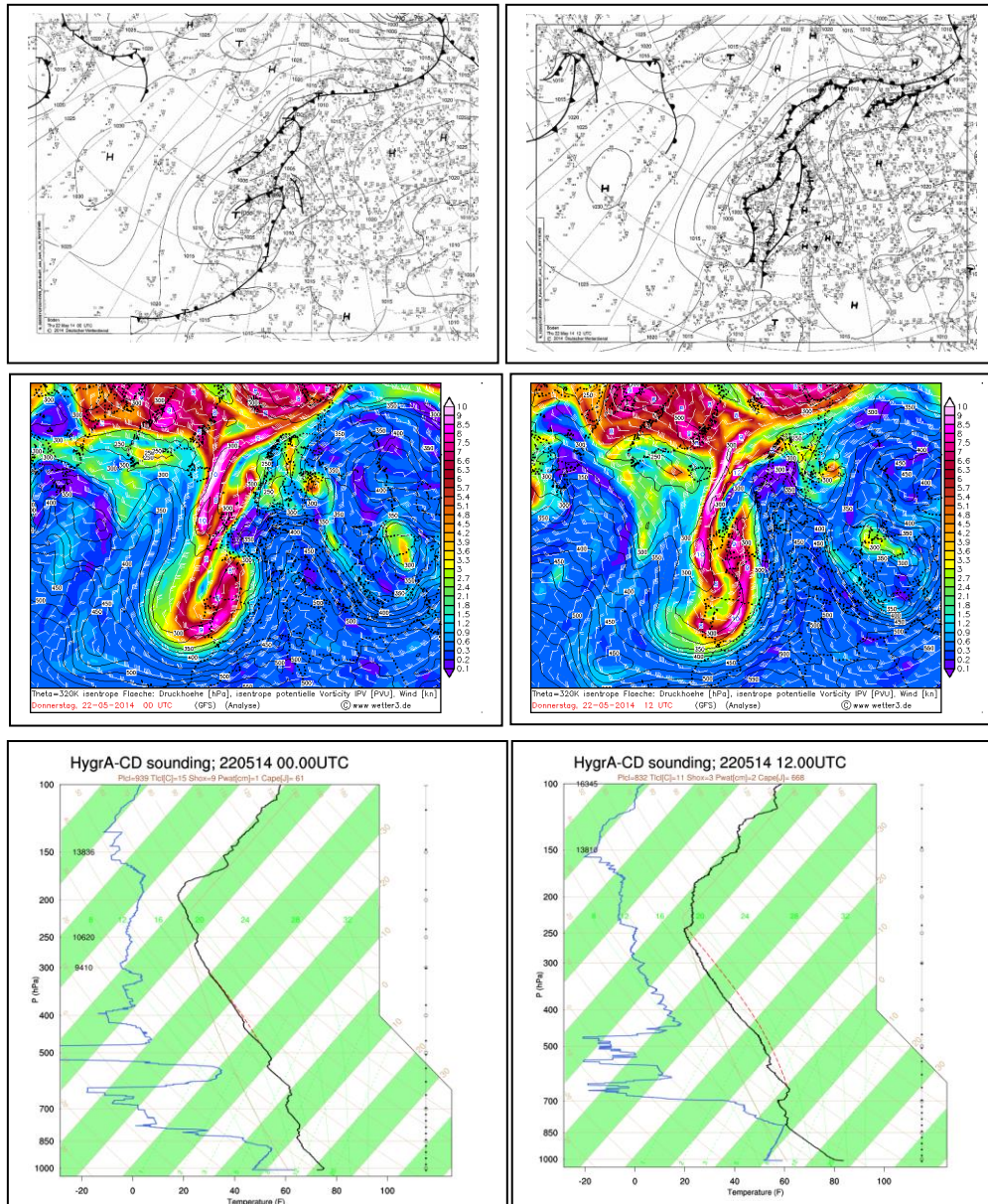
Εικόνα 6.6: Πρόγνωση του μοντέλου WRF-ARW (BSC, Ισπανία) μεταξύ 24 και 27-05-14 για το πεδίο ανέμων, το πάχος της ατμόσφαιρας (1000-500 hPa), την ταχύτητα ανέμου στα 10 m, τον δείκτη ψυχρότητας, τη θερμοκρασία και σχετική υγρασία στα 2 m, το ύψος του ΑΟΣ και την ποσότητα βροχής (αντίστοιχα από επάνω προς τα κάτω της Εικόνας) [48].

6.2 Μεταφορά στρατοσφαιρικού αέρα στην τροπόσφαιρα

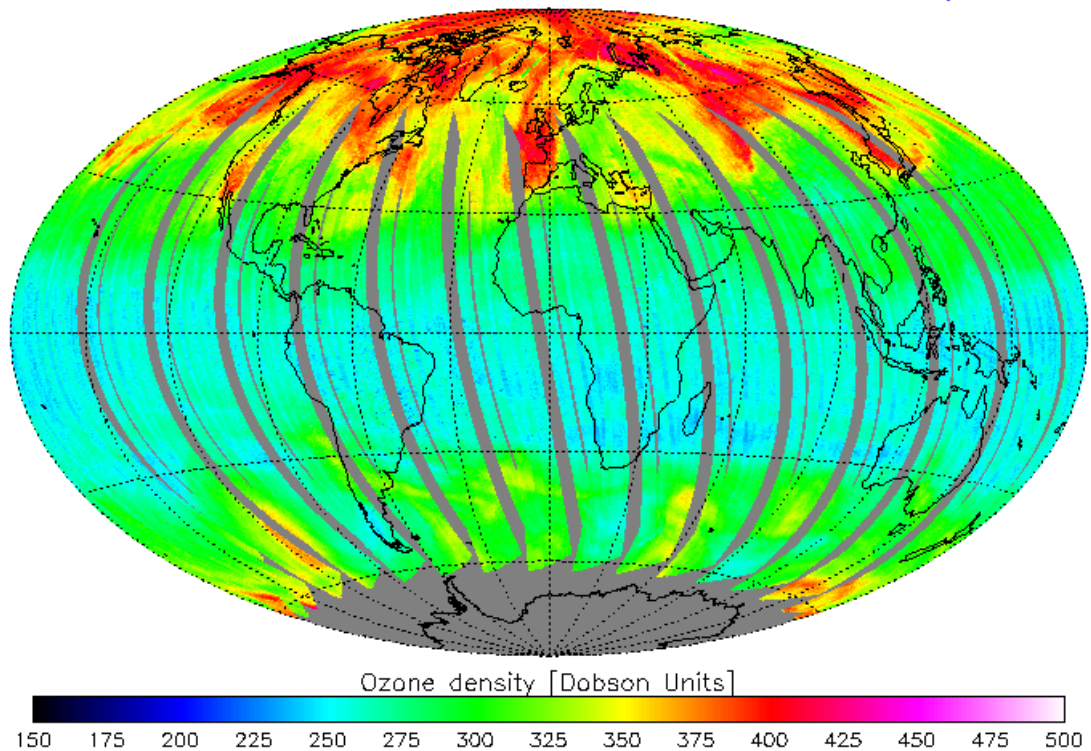
Η διανταλλαγή αερίων μαζών μεταξύ στρατόσφαιρας και τροπόσφαιρας αποτελεί μια διαδικασία ιδιαίτερης σημασίας, καθώς χαρακτηρίζεται από μεταφορά χημικών ενώσεων (όπως π.χ. CFCs, υδρατμών, κλπ.) στη στρατόσφαιρα, ενώ παράλληλα αέριες μάζες στρατοσφαιρικής προέλευσης εισέρχονται στην τροπόσφαιρα μεταφέροντας όζον. Η γενική κυκλοφορία που διέπει τις διανταλλαγές ανάμεσα σε τροπόσφαιρα και στρατόσφαιρα προτάθηκε για πρώτη φορά από τον Alan Brewer στην προσπάθειά του να ερμηνεύσει τις χαμηλές αναλογίες μείγματος των υδρατμών στη στρατόσφαιρα και είναι γνωστή ως κυκλοφορία Brewer-Dobson (Brewer-Dobson Circulation). Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή των τροπικών πλατών, εξαιτίας της έντονης θέρμανσης της επιφάνειας, παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις μέχρι και τα όρια της στρατόσφαιρας. Κατόπιν μέσω μεσημβρινής κυκλοφορίας στην στρατόσφαιρα οι αέριες μάζες μεταφέρονται προς τους πόλους (Εικόνα 6.7), ενώ καθοδικές κινήσεις που λαμβάνουν χώρα στα μεσαία και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες όζοντος (Εικόνα 6.8) στην τροπόσφαιρα και στα κατώτερα στρώματα της στρατόσφαιρας [35].

Η κυκλοφορία Brewer-Dobson οφείλεται κυρίως σε δυναμικές διεργασίες που έχουν σχέση με την κατακόρυφη διάδοση των πλανητικών κυμάτων από την τροπόσφαιρα στην στρατόσφαιρα. Τα πλανητικά κύματα διαδίδονται στην τροπόσφαιρα ανοδικά αυξάνοντας το ύψος τους και διαχέονται στη μέση ατμόσφαιρα απελευθερώνοντας ενέργεια και ορμή και προκαλώντας μια εκτροπή στη διεύθυνση της γεωστροφικής ζωνικής ροής. Ιδιαίτερα κατά τη χειμερινή περίοδο εξαιτίας της διάλυσης των πλανητικών κυμάτων που φτάνουν στη στρατόσφαιρα, προκαλείται μια εκτροπή στη διεύθυνση των αερίων μαζών προς τα βόρεια, που έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της μεσημβρινής κυκλοφορίας στη στρατόσφαιρα. Η κυκλοφορία Brewer-Dobson παρατηρείται και στα δυο ημισφαίρια με αυτήν όμως του Βορείου Ημισφαιρίου να είναι εντονότερη εξαιτίας της διαφορετικής κατανομής ξηράς και θάλασσας.

Με βάση αυτή τη μεσημβρινή κυκλοφορία που επικρατεί στη στρατόσφαιρα κατάφεραν να εξηγηθούν οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις όζοντος στους πόλους, από ότι στα τροπικά πλάτη, όπου και ευνοείται η φωτοχημική παραγωγή του. Η κυκλοφορία Brewer-Dobson (γενική κυκλοφορία) αποτελεί την γενική θεωρία που περιγράφει την διανταλλαγή των αερίων μαζών μεταξύ στρατόσφαιρας και τροπόσφαιρας και πραγματώνεται μέσω μικρότερης κλίμακας συστημάτων (συνοπτικά συστήματα), όπως είναι τα αποκομμένα χαμηλά (cut off lows) και οι στρατοσφαιρικές εισβολές (stratospheric intrusions).



Εικόνα 6.7: Εισροή στρατοσφαιρικών ξηρών αερίων προς την ελεύθερη τροπόσφαιρα κατά τη διαδικασία των στρατοσφαιρικών-τροποσφαιρικών διανταλλαγών. Για τις 00:00 και 12:00 στις 22-05-2014 δίνονται οι μετεωρολογικοί χάρτες ισοβαρών στο έδαφος (επάνω), ο δυνητικός στροβιλισμός (IPV) στο επίπεδο των 320K (μέση) και το διάγραμμα skew-T (κάτω) [49].



Εικόνα 6.8: Συγκέντρωση ολικού όζοντος από τον δορυφόρο OMI στις 22-05-2014. Είναι εμφανής η υψηλότερη συγκέντρωση στους πόλους και η μεταφορά του προς χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη [KNMI-NASA].

Η πλειοψηφία των αποκομμένων χαμηλών (cut-off low) (Εικόνα 6.7-μέση), δημιουργείται κυρίως στα μέσα γεωγραφικά πλάτη κατά τους εαρινούς μήνες και έχει διάρκεια μερικών ημερών. Γενικώς, τα αποκομμένα χαμηλά σχηματίζονται κατά την παραμόρφωση του αεροχειμάρρου, εξαιτίας της προέκτασης ενός αυλώνα κατά τη μεσημβρινή διεύθυνση. Καθώς λοιπόν αυτό το χαμηλό βαρομετρικό σύστημα αποκόπτεται, εγκλωβίζει ποσότητα ξηρό αέρα (Εικόνα 6.7-κάτω) πολικής προέλευσης, με χαρακτηριστικά όπως χαμηλές θερμοκρασίες, μεγάλες τιμές δυνητικού στροβιλισμού (Εικόνα 6.7-μέση) και μεγάλες συγκεντρώσεις όζοντος (Εικόνα 6.8). Προφανώς ο παραπάνω μηχανισμός αναφέρεται σε οριζόντια μεταφορά όζοντος, αποτελεί όμως μια διαδικασία που μπορεί να οδηγήσει με έμμεσο τρόπο σε ανταλλαγή αέρα μεταξύ τροπόσφαιρας και στρατόσφαιρας. Σε τέτοιου είδους συστήματα, αναπτύσσονται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης που μπορούν κάποιες φορές να διαπεράσουν την τροπόπαυση και μέσω των ανοδικών κινήσεων να οδηγήσουν σε ανάμειξη τροποσφαιρικού και στρατοσφαιρικού αέρα.

6.3 Δυνητικός στροβιλισμός (Potential Vorticity)

Ο δυνητικός στροβιλισμός όπως αυτός ορίστηκε από τον Ertel (1942):

$$PV = (\zeta_{\theta} + f) \cdot \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p}\right) \quad (6.1)$$

όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας, ζ_{θ} ο σχετικός στροβιλισμός ο οποίος υπολογίζεται σε μια ισεντροπική επιφάνεια, f η παράμετρος Coriolis ενώ ο τελευταίος όρος $\frac{\partial \theta}{\partial p}$ αποτελεί ένα μέτρο της ευστάθειας της ατμόσφαιρας (σε μια ευσταθή ατμόσφαιρα, η δυνητική θερμοκρασία αυξάνει με το ύψος). Ο όρος $\zeta_{\theta} + f$ αναφέρεται στον απόλυτο στροβιλισμό που προκύπτει ως το άθροισμα του σχετικού και πλανητικού στροβιλισμού [37]. Το μείον στην παραπάνω εξίσωση χρησιμοποιείται για να προκύπτουν φυσιολογικά θετικές τιμές δυνητικού στροβιλισμού στο Βόρειο Ημισφαίριο δεδομένου ότι συνήθως:

$$\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0 \quad \text{και} \quad \zeta_{\theta} + f > 0$$

Ο δυνητικός στροβιλισμός του Ertel είναι ένα μέγεθος το οποίο κάτω από αδιαβατικές συνθήκες και απουσία τριβών διατηρείται σταθερό. Από τον παραπάνω ορισμό του δυνητικού στροβιλισμού προκύπτουν και οι μονάδες μέτρησης του:

$$1 \text{ PVU (Potential Vorticity Unit)} = 10^{-6} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$$

Όταν αυτός λαμβάνει τιμές πάνω από 2 (PVU > 2), τότε ο αέρας θεωρείται ότι είναι καθαρά στρατοσφαιρικής προέλευσης.

6.4 Αεροχείμαρροι και μέγιστα αεροχειμάρων

Οι αεροχείμαρροι είναι εξαιρετικά επιμήκη και πεπλατυσμένα σε σχήμα, ρεύματα αέρα της ανώτερης κυρίως ατμόσφαιρας, τα οποία εκτείνονται σε μήκος πολλών χιλιάδων km γύρω από κάθε ημισφαίριο, έχουν πλάτος μερικών χιλιάδων km και βάθος γύρω στα 2 με 5 km (Εικόνα 6.7). Ο καλύτερος τρόπος για να περιγραφεί σχηματικά ο αεροχείμαρρος (jet stream), είναι μέσω των ισοταχών (καμπύλες σταθερής ταχύτητας) και των ισοϋψών (ρευματογραμμών) καμπυλών, με τον άξονα του να διέρχεται από τις περιοχές όπου παρατηρούνται τα μέγιστα των ταχυτήτων και με κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά [37]. Ως μέγιστο αεροχειμάρρου (jet streak) ορίζεται η περιοχή των μέγιστων ανέμων.

Από τις ισοταχείς ο άξονας του αεροχειμάρρου μπορεί να είναι ευθύγραμμος, κυκλωναίως καμπυλωμένος στην περιοχή του αυλώνα (trough) ή αντικυκλωναίως καμπυλωμένος στην περιοχή της ράχης (ridge). Στην περιοχή εισόδου και εξόδου του αεροχειμάρρου, το μέτρο της ταχύτητας της αέριας μάζας υφίσταται μεγάλες μεταβολές,

με αποτέλεσμα η επιτάχυνση της (dV / dt) να μην είναι αμελητέα και να μην ισχύει η γεωστροφική ισορροπία στα μέγιστα του αεροχειμάρρου.

6.5 LIDAR και METAR αεροδρομίων

Ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες ασφάλειας πτήσεων και εδάφους στην σύγχρονη πραγματικότητα, είναι η ορατότητα στην περιοχή των αεροδρομίων και ειδικά κατά την φάση προσέγγισης και προσγειωσης των αεροσκαφών. Η μη καλή ορατότητα και πιο συγκεκριμένα προς την κατεύθυνση της προσέγγισης των αεροσκαφών στα αεροδρόμια κάθε χρονική στιγμή, μπορεί να αποβεί μοιραία κατά την λανθασμένη αξιολόγηση του ιπτάμενου χειριστή να λάβει την απόφαση για τελική προσέγγιση και προσγείωση.

Ο παλαιότερος τρόπος εξαγωγής της ορατότητας από τα αεροδρόμια, είναι εκείνος που εφαρμόζεται οπτικά από τον ελεγκτή θέτοντας ο ίδιος χαρακτηριστικά σημεία γύρω από το αεροδρόμιο, προκειμένου να την ορίσει. Η μέθοδος αυτή, είναι πολύ απλά, τελείως εμπειρική, βασίζεται πολύ στην εμπειρία έκαστου ελεγκτή εναερίου κυκλοφορίας και σίγουρα, δεν ικανοποιεί τις αποστάσεις και ειδικά το ύψος από το οποίο ο ιπτάμενος χειριστής προσεγγίζει το αεροδρόμιο και ζητά METAR και άρα και ορατότητα αεροδρομίου.

Οι τωρινές μέθοδοι μέτρησης της ορατότητας, στηρίζονται σε συσκευές που απέχουν πολύ μικρές αποστάσεις μεταξύ τους (διϊστατικά συστήματα), τα οποία βρίσκονται στο έδαφος και τα οποία θεωρούν την μελετούμενη ατμόσφαιρα ως ομογενή, λόγω της μικρής απόστασης μεταξύ πομπού και δέκτη. Οι συσκευές αυτές έχουν όμως ορισμένα σοβαρά μειονεκτήματα:

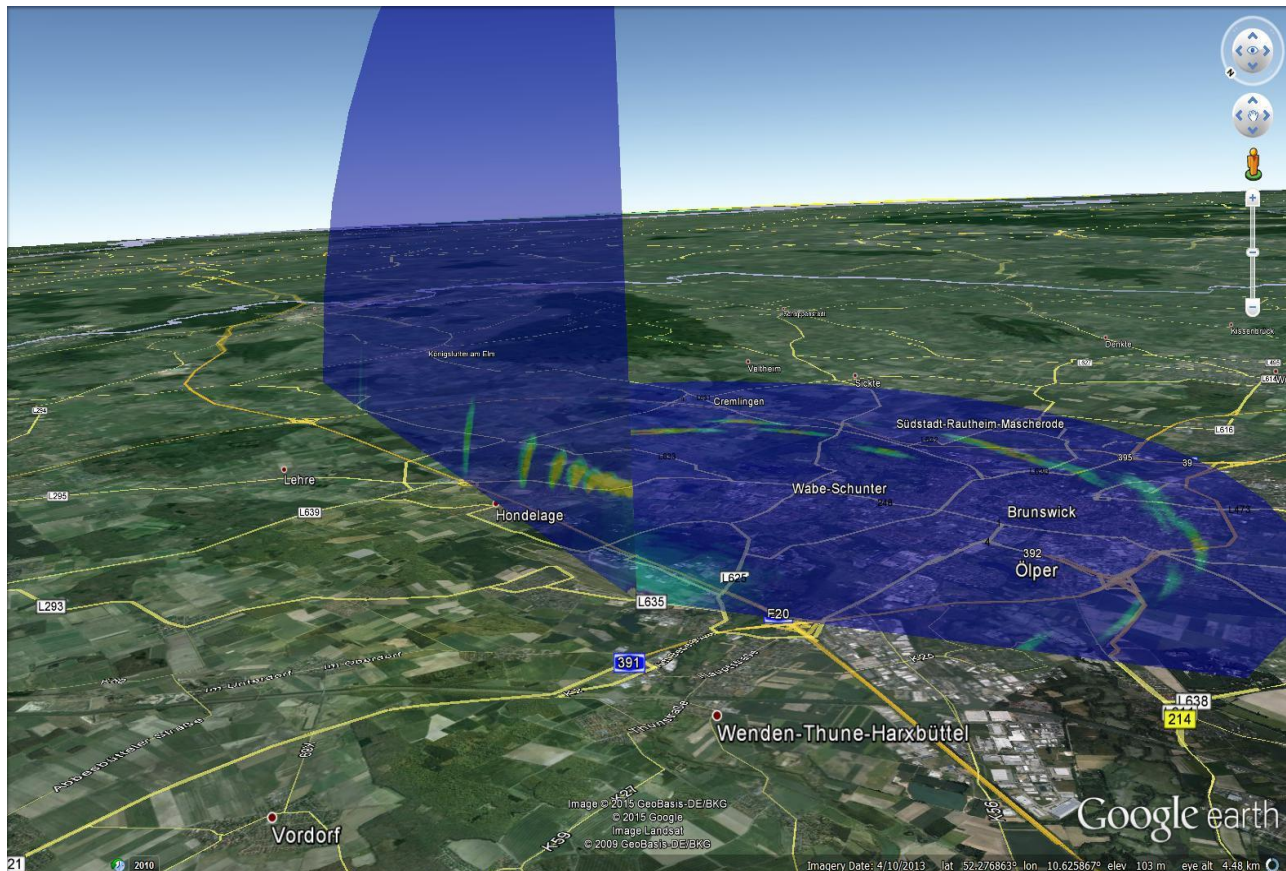
α) Ευρισκόμενα στο έδαφος άρα δεν μετρούν την ορατότητα που έχει ο κάθε χειριστής αεροσκάφους στον αέρα και προς το αεροδρόμιο.

β) Θεωρούν την ατμόσφαιρα ως ομογενή σε όλο το μήκος που αυτά τα συστήματα αναπτύσσονται.

Και, τέλος, γ) Μετρούν μόνο τον συντελεστή εξασθένησης (α) όπως ορίσαμε σε προηγούμενο κεφάλαιο.

Το τελευταίο, ίσως να μην αποτελεί και τόσο «μειονέκτημα» της συγκεκριμένης συσκευής, καθότι υπάρχουν έρευνες που εμπειρικά αναφέρονται σε αυτήν την εξάρτηση ορατότητας και συντελεστή εξασθένησης (α).

Η ορατότητα, συνδέεται άμεσα όπως είναι φυσικό, με τις συγκεντρώσεις των αερολυμάτων και των υδρατμών και τις κινήσεις χαμηλών αέριων μαζών στις περιοχές των αεροδρομίων. Η παραγωγή αερολυμάτων είναι συνεχής σε τέτοιου είδους περιοχές και ειδικά σε εκείνες μεγάλων και πολυσύχναστων αεροδρομίων, όπου η πιθανότητα ατυχήματος είναι αυξημένη λόγω και της αυξημένης κίνησης των αεροσκαφών. Αυτό συμβαίνει λόγω των εκπεμπόμενων καυσαερίων των αεροσκαφών και λοιπών κινούμενων οχημάτων για τις ανάγκες των αεροδρομίων, καθώς και των οχημάτων της ευρύτερης περιοχής κατά την προσέλευση και αποχώρηση του κόσμου από τα αεροδρόμια. Οι περιοχές αυτές καθημερινά «ρυπαίνονται» και η ποιότητα του γύρω περιβάλλοντος υποβαθμίζεται, με αποτέλεσμα να επικρατούν συνθήκες άστατου και πολλές φορές μη προβλέψιμου με ακρίβεια, καιρού. Αυτό γίνεται φανερό και από την διαφορά καιρικών φαινομένων που μπορεί να επικρατούν σε άλλες περιοχές, πλησίον των πολυσύχναστων, ειδικά, αεροδρομίων.



Εικόνα 6.3: 3-διάστατη καταγραφή αερολυμάτων και νεφών στο αεροδρόμιο της πόλης Braunschweig (Γερμανία) στα 355 nm (© Raymetrics S.A.).

Κύριο χαρακτηριστικό αυτής της ανομοιομορφίας, είναι η ορατότητα, όπου ακόμη και με αίθριο καιρό, η πυκνότητα των αερολυμάτων από τα καυσαέρια των αεροσκαφών, είναι ορατή με γυμνό οφθαλμό. Στην Εικόνα 6.3 παρουσιάζεται η 3-διάστατη απεικόνιση των οπισθοσκεδαζόμενων σημάτων LIDAR (κατά αζιμούθιο και καθ' ύψος) στο αεροδρόμιο της πόλης Braunschweig (Γερμανία) όπως καταγράφηκε από 3-διάστατο σύστημα LIDAR στα 355 nm (Εικόνα 6.4). Στην απεικόνιση αυτή, είναι φανερή η υπεροχή ενός τέτοιου συστήματος στον υπολογισμό της ορατότητας ενός αεροδρομίου. Παρόμοια συστήματα προμηθεύονται χώρες στο εξωτερικό, όπως η Γερμανία, η Γαλλία, το Κατάρ και άλλες, προκειμένου με κατάλληλη επεξεργασία σήματος, να μπορεί να υπολογισθεί η ορατότητα σε διαστάσεις από πολύ χαμηλά ύψη (περίπου 100 m) έως 3-4 km, καλύπτοντας μια περιοχή κατά αζιμούθιο και καθ' ύψος, μέχρι και αποστάσεις και ύψη λήψης της απόφασης προσέγγισης των αεροδρομίων (5 με 10 NM) από τον ιπτάμενο χειριστή.

Όπως γίνεται αντιληπτό από τα αποτελέσματα στην Εικόνα 6.3, το σύστημα LIDAR είναι ικανό εκτός της ορατότητας, να καταγράφει σε πραγματικό χρόνο παράλληλα τα νέφη (υδρατμούς) και τα αερολύματα, καθώς και την βάση νεφών, επομένως ένα και μόνο τέτοιο σύστημα δίνει ταυτόχρονα πολλαπλές πληροφορίες διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων.



Εικόνα 6.4: Σύστημα LIDAR 3-διάστατης σάρωσης στα 355 nm (© Raymetrics S.A.).

Τι συμπέρασμα λοιπόν αποκομίζουμε από τα άλλα δύο σοβαρά μειονεκτήματα της έως σήμερα εφαρμοσθείσας τεχνικής; Ότι η ορατότητα που μετράται (αν θεωρηθεί σωστή), αφορά μόνο την ορατότητα στο ύψος του εδάφους και όχι σε κάποιο ύψος και προς την διεύθυνση προσέγγισης των αεροσκαφών και ότι θεωρείται η ατμόσφαιρα τοπικά ομογενής, ανεξαρτήτως των μετεωρολογικών συνθηκών που επικρατούν στο αεροδρόμιο.

Γίνεται κατανοητό, πως η σημερινή μέθοδος χρήζει διόρθωσης και βελτίωσης και ότι σύντομα, όπως και διαφέρεται από αεροδρόμια του εξωτερικού, η μέθοδος αυτή θα τροποποιηθεί και θα πρέπει να αναπτυχθούν ειδικοί αλγόριθμοι που θα εφαρμοσθούν σε τέτοια συστήματα LIDAR, προκειμένου να μετρήσουν την ορατότητα και έτσι, να μπορεί να δοθεί ασφαλής και ακριβής τιμή αυτής στον ιπτάμενο χειριστή αεροσκάφους που προσεγγίζει το αεροδρόμιο.

Τα συστήματα LIDAR, μπορούν, σε μια τέτοια εποχή όπου ο καιρός και ειδικά ο τοπικός καιρός, μεταβάλεται πολλές φορές ραγδαία, από σχεδόν αίθριος σε καταιγίδα, ομίχλη κτλ. (φαινόμενο που οι κλιματολόγοι δηλώνουν ότι θα αυξηθεί κατά πολύ στο μέλλον), να στηρίξουν τέτοιες αυξημένες απαιτήσεις στον δρόμο προς την ασφάλεια πτήσεων και εδάφους, προσφέροντας πληροφορίες ορατότητας, ακριβούς θέσης-κίνησης νεφών και συστημάτων καιρού εντός και γύρω από το αεροδρόμιο, καθώς και κατεύθυνσης και ταχύτητας ανέμου δίνοντας ένα ολοκληρωμένο και ακριβές METAR σχεδόν σε πραγματικό χρόνο στον χρήστη.

Επίλογος – Συμπεράσματα

Κλείνοντας την εργασία αυτή, καλό θα ήταν να κάνουμε μια συνολική ανασκόπηση προκειμένου να δούμε την αναγκαιότητα χρήσης των συστημάτων LIDAR στον τομέα της έρευνας στην Ατμοσφαιρική Φυσική και την Μετεωρολογία, με έμφαση στην Ασφάλειας πτήσεων. Μετά από εκτενή αναφορά στην ατμόσφαιρα και την δομή της, την αλληλεπίδρασή της με την ηλιακή ακτινοβολία και σημαντικά φαινόμενα που απασχολούν έντονα την βιόσφαιρα και την ζωή στον πλανήτη, όπως η ΠΚΑ και οι συνέπειές της, έγινε εμφανώς αντιληπτή η αναγκαιότητα χρήσης κάθε μέσου που μπορεί να προσφέρει στην έγκαιρη και ακριβή πρόγνωση του καιρού και ειδικά των έντονων και ξαφνικών καιρικών φαινομένων που επικρατούν αυτή τη στιγμή στην υφήλιο.

Τα συστήματα LIDAR, δείξαμε πως μπορούν να προσφέρουν ασφαλώς και με ακρίβεια, τα μέγιστα στην πρόγνωση του τοπικού καιρού και το METAR αεροδρομίων, σε σχεδόν πραγματικό χρόνο. Επιπλέον, τα υπάρχοντα δίκτυα LIDAR στην Ευρώπη, Ασία και Αμερική δίνουν πληροφορίες για την έγκαιρη, ασφαλή και αξιόπιστη πρόγνωση του καιρού, ειδικά όταν τα δεδομένα LIDAR συνδυασθούν και με άλλους τρόπους παρακολούθησης της ατμόσφαιρας, όπως τα μετεωρολογικά ραντάρ, τα ραντάρ νεφών, τα ηλιακά φωτόμετρα, οι διάφοροι δορυφόροι και άλλα παγκόσμια δίκτυα δεδομένων καιρού (π.χ. ραδιοβολίσεις).

Η επιμέρους χρήση τέτοιων συστημάτων, όπως είδαμε στο πλαίσιο αυτής της εργασίας, έχει να κάνει με την μέτρηση σωματιδίων και γενικότερα αερολυμάτων, όζοντος και λοιπών συστατικών της ατμόσφαιρας, σε όλα τα ύψη κατά την ημέρα και τη νύχτα, μετρώντας την σύσταση της ατμόσφαιρας σε πραγματικό χρόνο, τοπικά, αλλά και την διύθυνση κίνησης και την ταχύτητα αέριων μαζών, είτε τοπικά, είτε μέσω δικτύου σταθμών Doppler LIDAR, για την κάλυψη μεγάλων έως και αρκετά μεγάλων περιοχών (χωρών και ηπείρων). Επίσης, καλύπτουν ανάγκες METAR περιοχών και αεροδρομίων καθώς και μέτρησης της ορατότητας σε τρεις διαστάσεις, στις απαιτούμενες από διεθνείς οργανισμούς αποστάσεις, και μετρούν με μεγάλη ακρίβεια και αξιοπιστία το είδος και τη θέση-βάση των νεφών.

Τα συστήματα LIDAR δεν έχουν σοβαρούς περιορισμούς, όσον αφορά το μέγεθος, το βάρος τους και την τοποθεσία τους. Μπορεί να υπάρξει σταθερό σύστημα σε κάποιο χώρο, κινητό στον δρόμο κάνοντας μετρήσεις σε μια διαδρομή ή ακόμη και αερομεταφερόμενο από UAVs αναλόγως των εφαρμογών τους. Συστήματα LIDAR όπως είπαμε υπάρχουν και δορυφορικά λόγω του μικρού τους μεγέθους και βάρους, αλλά και της σπουδαιότητας των πληροφοριών που προσφέρουν. Η κατασκευή και η γενικότερη τεχνογνωσία κατασκευής τέτοιων συστημάτων είναι γνωστή και διατίθενται στο εμπόριο από χώρες που μετέχουν σε δίκτυα συστημάτων LIDAR, όπως η Ελλάδα,

η Γαλλία, οι Ηνωμένες Πολιτείες Αμερικής και άλλες. Στην Ελλάδα υπάρχει μάλιστα μια εταιρεία που παράγει συστήματα LIDAR με πολλές εξαγωγές κάθε χρόνο, καθώς και Ελληνικά πανεπιστήμια που το έχουν εντάξει στα προγράμματα ερευνών τους όπως το ΕΜΠ και το Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης από το έτος 1994.

Συμπεραίνουμε λοιπόν, πως τα συστήματα LIDAR είναι ικανά να παρέχουν πλήθος πληροφοριών για ποικίλες χρήσεις-εφαρμογές στον τομέα της Φυσικής της ατμόσφαιρας και ως συνέπεια, την Μετεωρολογία και την Ασφάλεια πτήσεων. Δεν έχουν ιδιαίτερους περιορισμούς μεταφοράς και εγκατάστασης και η τεχνολογία τέτοιων συστημάτων έχει αποκτηθεί σε μεγάλο βαθμό. Τα συστήματα αυτά γνωρίζουν άνθιση παγκοσμίως και η χρήση τους από τα κράτη σε θέματα ασφάλειας και έγκαιρης και αξιόπιστης μετεωρολογικής πρόγνωσης, καθώς και από τα κέντρα έρευνας της ατμόσφαιρας, σε συνδυασμό με το φαινόμενο της ΠΚΑ και τις συνέπειές του, κρίνεται σκόπιμη, αναγκαία και άμεση !

Βιβλιογραφία

1. Παπαγιάννης, Α. Σημειώσεις: «Φυσική περιβάλλοντος», Έκδοση Ε.Μ.Π., 2015.
2. Παπαγιάννης, Α., Σημειώσεις: «Laser και εφαρμογές τους στην Βιοϊατρική και το Περιβάλλον», Έκδοση Ε.Μ.Π., 2014.
3. Πανταζής, Α., «Μεταϋλικά συντονισμού Mie με ευρυζωνική ή/και πολυζωνική απόκριση», Διπλωματική Εργασία MSc, ΕΜΠ, 2015.
4. Γιαννόπαπας, Β., Φωτοεπαγόμενος Μαγνητισμός σε νανοσωματίδια, 11 75446 C014, Πανεπιστήμιο Πατρών, 2008.
5. Doyle, W. T., Optical properties of a suspension of metal spheres. *Phys. Rev. B* 39: 9852–9858, 1989.
6. Yang Hao, Raj Mittra, *FDTD Modeling of Metamaterials*, Artech London / Boston 2009.
7. Bohren, C. F. and Huffman, D. R., *Absorption and Scattering of Light by Small Particles*. New York: Wiley, 1984.
8. Tsekeri, A., Amiridis, V., Kokkalis, P., Basart, S., Chaikovsky, A., Dubovik, O., Mamouri, R. E., Papayannis, A., and Baldasano, J. M.: Application of synergetic lidar and sunphotometer, algorithm for the characterization of a dust event over Athens, Greece, *Brit. J. Environ. Climate Change*, **3**, 531-546, 2013.
9. Ibach, H. and Luth, H., *Solid-State Physics*, Berlin, Germany: Springer, 2003.
10. Schumann, U., Weinzier, B., Reitebuch, O., Schlager, H., Minikin, A., Forster, C., Baumann, R., Sailer, T., Graf, K., Mannstein, H., Voigt, C., Rahm, S., Simmet, R., Scheibe, M., Lichtenstern, M., Stock, P., Ruba, H., Schauble, D., Tafferner, A., Rautenhaus, M., Gerz, T., Ziereis, H., Krautstrunk, M., Mallaun, C., Gayet, J.-F., Lieke, K., Kandler, K., Ebert, M., Weinbruch, S., Stohl, A., Gasteiger, J., Olafsson, H., Sturm, K.: Airborne observations of the Eyjafjalla volcano ash cloud over Europe during air space closure in April and May 2010, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 2245-2279, 2011.
11. Bukowiecki, N., Zieger, P., Weingartner, E., Juranyi, Z., Gysel, M., Neining, B., Schneider, B., Hueglin, C., Ulrich, A., Wichser, A., Henne, S., Brunner, D., Kaegi,

- R., Schwikowski, M., Tobler, Wienhold, F. G., Engel, I., Buchmann, B., Peter, T., and Baltensperger, U.: Groundbased and airborne in-situ measurements of the Eyjafjallajökull volcanic aerosol plume in Switzerland in spring 2010, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 10011-10030, doi:10.5194/acp-11- 10011-2011, 2011.
12. Κόκκαλης, Π., «Μελέτη τροποσφαιρικών αερολυμάτων με επίγειες και δορυφορικές τεχνικές – ανάλυση μετρήσεων και στατιστική επεξεργασία», Διδακτορική Διατριβή, ΕΜΠ, 2014.
13. Σουπιωνά, Ο., «Μελέτη της κατανομής του μεγέθους/συγκέντρωσης των αιωρούμενων επίγειων αερολυμάτων στο Λεκανοπέδιο Αθηνών για το έτος 2013», Διπλωματική Εργασία, ΕΜΠ, 2014.
14. Κόκκαλης, Π., «Μελέτη του οπτικού πάχους των αιωρούμενων σωματιδίων στο Λεκανοπέδιο Αθηνών με χρήση ηλιακών φωτομέτρων και δορυφορικών μετρήσεων», Διπλωματική Εργασία, ΕΜΠ, 2010.
15. Dubovik, O., A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Munoz, B. Veihelmann, W. J. van der Zande, J.-F. Leon, M. Sorokin, I. Slutsker, Application of Spheroid Models to Account of Aerosol Particle Nonsphericity in Remote Sensing of Desert Dust, *J. Geophys. Res.*, **111**, D11208 doi:10.1029/2005JD006619, 2006.
16. Weitkamp, C., «Lidar - Range Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere», Optical Sciences, Springer, 2003.
17. Young, M., «Οπτική και Laser – Οπτικές ίνες και κυματοητογοί», Εκδόσεις ΕΜΠ, 1986.
18. Σαγός Γ. Α., Μαλαχίας, Ν. Γ., «Αρχές ηλεκτροοπτικών συστημάτων και στρατιωτικές εφαρμογές», Παπασωτηρίου, 2004.
19. Measures, R., Laser Remote Sensing, Krieger Publ. Company, USA, 1992.
20. Serway, R., C. Moses, C. Moyer, Σύγχρονη Φυσική, Πανεπιστημιακές Εκδόσεις Κρήτης, Ηράκλειο, 2000.
21. Modinos, A. *Field, Thermionic, and Secondary Electron Emission Spectroscopy*. New York: Plenum, 1984.
22. Peixoto, J. P. and Ort, A. H., «Physics of Climate», American Institute of Physics, N. York, 1993.

23. Harwood, M.H., and R. L. Jones, Temperature dependent UV-visible absorption cross-sections of NO₂ and N₂O₄: Low temperature measurements of the equilibrium constant for NO₂-N₂O₄, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,955-22,964, 1994.
24. NASA Goddard SpaceFlight Center, MODIS Science Team [http://modis.gsfc.nasa.gov/sci_team].
25. La Meteorologie, 8ème série, No13, Editions METEO France, 1996.
26. WMO, "Scientific Assessment of Ozone depletion: 2002, Global Ozone Research and Monitoring Project-report No47, 498 pp., Geneva, 2003.
27. Prospero, J., R. Nees, M. Uematsu, 'Deposition rate of particulate and dissolved aluminum derived from Saharn dust in precipitation at Miami, Florida', *J. Geophys. Res.*, 92, 14723, 1987. Sarmiento, J., K. Gruber, 'Sinks for anthropogenic carbon', *Physics Today*, 55, 30-36, 2002.
28. IPCC, Fifth Assessment Report: Climate Change 2013 (AR5), Working Group I Report "The Physical Science Basis", WMO, Geneva, Switzerland, 2014.
29. Scripps CO₂ Program, Scripps Institute of Oceanography, La Jolla, CA, ΗΠΑ, 2015.
30. Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden and D. Xiaosu, Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
31. Climate Model, Max Planck Institut fuer Meteorologie, Hamburg, Γερμανίας.
32. Svelto, O., «Αρχές των Lasers», Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα, 1996.
33. Mamouri R.E., A. Papayannis, V. Amiridis, D. Müller, P. Kokkalis, S. Rapsomanikis, E.T. Karageorgos, G. Tsaknakis, A. Nenes, and, S. Kazadzis and E. Remoundaki, Multi-wavelength Raman lidar, sun photometric and aircraft measurements in combination with inversion models for the estimation of the aerosol optical and physico-chemical properties over Athens, Greece, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 1793–1808, 2012
34. Chaikovsky, A., O. Dubovik, B. Holben, A. Bril1, P. Goloub, D. Tanré, G. Pappalardo, U. Wandinger, L. Chaikovskaya1, S. Denisov, Y. Grudo, A. Lopatin, Y. Karol, T. Lapyonok, V. Amiridis, A. Ansmann, A. Apituley, L. Allados-

Arboledas, I. Biniotoglou, A. Boselli, G. D'Amico, V. Freudenthaler, D. Giles, M. J. Granados-Muñoz, P. Kokkalis, D. Nicolae, S. Oshchepkov, A. Papayanni, M. R. Perrone, A. Pietruczuk, F. Roca-denbosch, M. Sicard, Slutsker, C. Talianu, F. De Tomasi, A. Tsekeri, J. Wagner, X. Wang, Lidar-Radiometer Inversion Code (LIRIC) for the retrieval of vertical aerosol properties from combined lidar/radiometer data: development and distribution in EARLINET, *Atmos. Meas. Techn.*, (submitted, 2015).

35. Mamouri, R. E., A. Papayannis, G. Tsaknakis, V. Amiridis and M. Koukouli, First water vapor measurements over Athens, Greece, obtained by a combined Raman-elastic backscatter lidar system, *Optica Pura Y Aplicada*, **41**, 109-116, 2008.
36. Stohl, A., P. Bonasoni, P. Cristofanelli, W. Collins, J. Feichter, A. Frank, C. Forster, E. Gerasopoulos, H. Gaeggeler, P. James, T. Kentarchos, H. Kromp-Kolb, B. Krueger, C. Land, J. Meloen, A. Papayannis, A. Priller, P. Seibert, M. Sprenger, G. J. Roelofs, H. E. Scheel, C. Schnabel, P. Siegmund, L. Tobler, T. Trickl, H. Wernli, V. Wirth, P. Zanis, and C. Zerefos, Stratosphere-troposphere exchange - a review, and what we have learned from STACCATO. STACCATO special section of *J. Geophys. Res.* 108, 8516, doi:10.1029/2002JD002490. [56](#), 2003.
37. Ακριτίδης, Δ., Συνοπτικά και δυναμικά χαρακτηριστικά της δομής της ανώτερης τροπόσφαιρας κατά τη μεταφορά στρατοσφαιρικού όζοντος, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 2008.

Ιστοθέσεις

38. www.actris.net
39. http://volcanoes.usgs.gov/volcanic_particles/properties.html/density.
40. <http://aolab.phys.dal.ca/img/lidar>.
41. <http://hygracd.impworks.gr/>
42. http://www1.wetter3.de/Archiv/archiv_ukmet.html
43. <http://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajasrc.pl>