



Πανεπιστήμιο Αιγαίου
Τμήμα Περιβάλλοντος



Προσχέδιο διδακτορικής διατριβής

**Προσδιορισμός της Επίδρασης Αιωρούμενων Σωματιδίων στο
Κλιματικό Ισοζύγιο Ακτινοβολίας από In Situ και Δορυφορικές
Μετρήσεις**

Μάριος-Μπρούνο Κόρας-Καράσα

Φυσικός

M.Sc Ατμοσφαιρικές επιστήμες και περιβάλλον

Μυτιλήνη 2015

Τριμελής συμβουλευτική επιτροπή

Χρήστος Ματσούκας, Επίκουρος Καθηγητής, Τμήμα Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου (Επιβλέπων Καθηγητής)

Γεώργιος Μπίσκος, Αναπληρωτής Καθηγητής, Ινστιτούτο Κύπρου

Νικόλαος Χατζηαναστασίου, Αναπληρωτής Καθηγητής, Τμήμα Φυσικής, Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων

Η παρούσα έρευνα έχει συγχρηματοδοτηθεί από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο – ΕΚΤ) και από εθνικούς πόρους μέσω του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» του Εθνικού Στρατηγικού Πλαισίου Αναφοράς (ΕΣΠΑ) – Ερευνητικό Χρηματοδοτούμενο Έργο: ΘΑΛΗΣ. Επένδυση στην κοινωνία της γνώσης μέσω του Ευρωπαϊκού Κοινωνικού Ταμείου.



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ
επένδυση στην κοινωνία της γνώσης

ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ

Περίληψη

Η αλληλεπίδραση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων με την ηλιακή ακτινοβολία αποτελεί έναν πολύ σημαντικό παράγοντα διατάραξης του ισοζυγίου ακτινοβολιών και κατά συνέπεια του ενεργειακού ισοζυγίου του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Παρά την σημασία των αερολυμάτων σε ότι αφορά στο κλίμα του πλανήτη, η αβεβαιότητα ως προς τον ρόλο τους είναι μεγάλη. Στην δυσκολία του προσδιορισμού της κλιματικής επίδρασης των αερολυμάτων συμβάλει η σημαντική χωροχρονική μεταβλητότητα τους. Ένας άλλος παράγοντας αβεβαιότητας είναι η, μέχρι πρόσφατα, ελλιπής γνώση του κατακόρυφου προφίλ τους και τα σφάλματα τα οποία εισάγονται λόγω της κατακόρυφης υπέρθεσης νεφών και αερολυμάτων. Το όργανο Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) στον δορυφόρο CALIPSO, παρέχει για πρώτη φορά δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων κατακόρυφης ανάλυσης, δίδοντας έτσι πληροφορία σχετικά με το προφίλ των αερολυμάτων.

Στην παρούσα διατριβή, με χρήση του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας FORTH, επιχειρείται ο προσδιορισμός της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία (Direct Radiative Effect - DRE), στην επιφάνεια της Γης, εντός της ατμόσφαιρας και στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Για τον σκοπό αυτό γίνεται χρήση δεδομένων αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης από το CALIOP. Με αυτό τον τρόπο καθίσταται εφικτή η εξαγωγή των κατακόρυφων προφίλ της DRE στην ατμόσφαιρα και των ρυθμών ψύξης / θέρμανσής της παρουσία αερολυμάτων. Βάσει των προφίλ αυτών μπορούν να εξαχθούν πολύ σημαντικά αποτελέσματα όσον αφορά στην επίδραση των αερολυμάτων στην δυναμική της ατμόσφαιρας. Η μελέτη πραγματοποιείται σε πλανητική κλίμακα, σε χωρική ανάλυση $1 \times 1^\circ$ και σε μηνιαίο επίπεδο μεταξύ 2007 και 2009. Τα αποτελέσματα της μελέτης υποδεικνύουν ψύξη της επιφάνειας της Γης και θέρμανση της ατμόσφαιρας. Επειδή η επιφανειακή ψύξη λόγω των αερολυμάτων είναι ισχυρότερη από την θέρμανση της ατμόσφαιρας, τα αερολύματα, σε μέσο παγκόσμιο επίπεδο, οδηγούν σε αύξηση της πλανητικής ανακλαστικότητας κατά 0.41 Wm^{-2} , δηλαδή ψύχουν το σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα.

Το δεύτερο μέρος της παρούσας διατριβής αφορά στην εισαγωγή στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας FORTH, δεδομένων αερολυμάτων (κατακόρυφης ανάλυσης) προερχόμενων από το τρισδιάστατο μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό πακέτο AtmOpt. Τα δεδομένα αυτά είναι υψηλής χωρικής ($36 \times 36 \text{ km}$) και χρονικής (1 h) ανάλυσης και αφορούν στην περιοχή της Ευρώπης για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου του 2012. Για την μελέτη της επίδρασης των αερολυμάτων αυτών στις ροές ακτινοβολίας, το εν χρήσει μοντέλο τροποποιήθηκε κατάλληλα. Τα εξαχθέντα αποτελέσματα όσον αφορά στις DRE αποκαλύπτουν σημαντικές από ώρα σε ώρα και ημέρα σε ημέρα μεταβολές. Σε μέση ημερήσια κλίμακα, τα αερολύματα ψύχουν την επιφάνεια και θερμαίνουν την ατμόσφαιρα,

έως και κατά 50 Wm^{-2} και 35 Wm^{-2} τοπικά, αντίστοιχα. Στην κορυφή της ατμόσφαιρας παρατηρείται σχεδόν στο σύνολο της περιοχής μελέτης ψύξη η οποία φθάνει τοπικά και τα 25 Wm^{-2} .

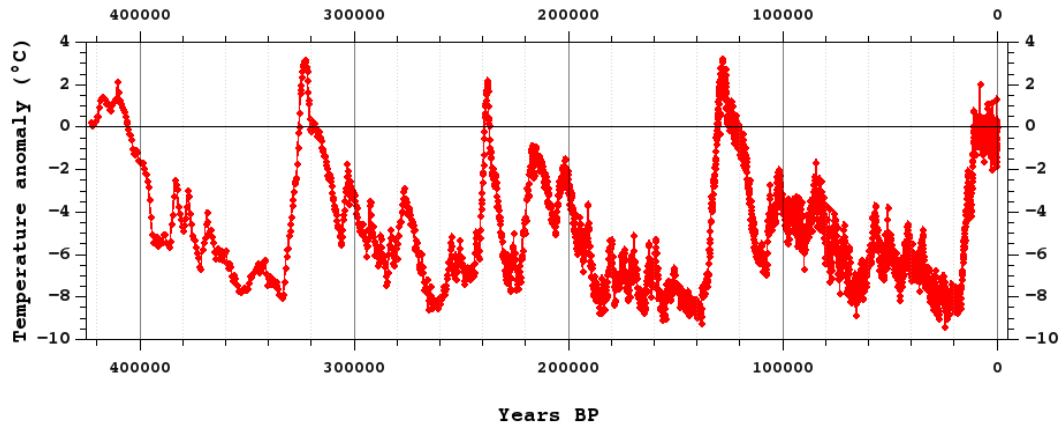
Εισαγωγή

Ένα από τα θέματα που απασχολεί, με αυξανόμενο ενδιαφέρον, τις τελευταίες δεκαετίες την διεθνή επιστημονική και όχι μόνο, κοινότητα, είναι το ζήτημα της κλιματικής αλλαγής και τα ερωτήματα που ανακύπτουν γύρω από αυτήν. Χαρακτηριστικά αναφέρονται τα ακόλουθα:

- Σε τί βαθμό έχουν συμβεί κλιματικές αλλαγές, ποιά είναι τα αίτια τους και σε τι βαθμό έχει συντελέσει στο φαινόμενο αυτό ο άνθρωπος;
- Το φαινόμενο θα συνεχιστεί και στο μέλλον και εάν ναι με τί ρυθμούς;
- Ποιές είναι οι κοινωνικές και οικονομικές επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής;
- Τί μέτρα μπορούν να ληφθούν;

Για την μελέτη του κλίματος και των μεταβολών του, απαιτείται η σφαιρική γνώση των παραμέτρων που το επηρεάζουν και διεπιστημονική προσέγγιση. Για τον λόγο αυτό διεξάγεται σε παγκόσμιο επίπεδο σημαντική έρευνα. Οι εμπλεκόμενοι, έμμεσα ή άμεσα, στην μελέτη των κλιματικών αλλαγών επιστημονικοί κλάδοι είναι, μεταξύ άλλων, αυτοί της ατμοσφαιρικής φυσικής και χημείας, της φυσικής του ηλίου, της γεωλογίας και της ωκεανογραφίας. Η ανάπτυξη της επιστήμης της πληροφορικής έχει επίσης προσφέρει τα μέγιστα όσον αφορά τόσο στην ανάλυση μεγάλου όγκου κλιματικών δεδομένων όσο και στην ανάπτυξη προτυποποιήσεων (μοντέλων) με σκοπό την μελέτη του κλίματος. Οι συνέπειες των κλιματικών αλλαγών απασχολούν επιστήμονες πολύ διαφορετικών μεταξύ τους κλάδων: από ιατρούς, βιολόγους και οικολόγους έως κοινωνιολόγους και οικονομολόγους.

Πρέπει να καταστεί ξεκάθαρο ότι το κλίμα της Γης είναι διαρκώς μεταβαλλόμενο. Σημαντικές κλιματικές αλλαγές έχουν συντελεστεί στο παρελθόν, με ψυχρές περιόδους (παγετωνικές) να ακολουθούνται από θερμές (μεσοπαγετωνικές). Η σημερινή εποχή είναι μεσοπαγετωνική. Μια επισκόπηση της κλιματικής ιστορίας της Γής, τα τελευταία 420000 χρόνια, παρέχεται στο Σχήμα 1. Τα δεδομένα θερμοκρασιών του σχήματος έχουν ληφθεί από καρότα πάγου στην λίμνη Βοστόκ, (Ανταρκτική).

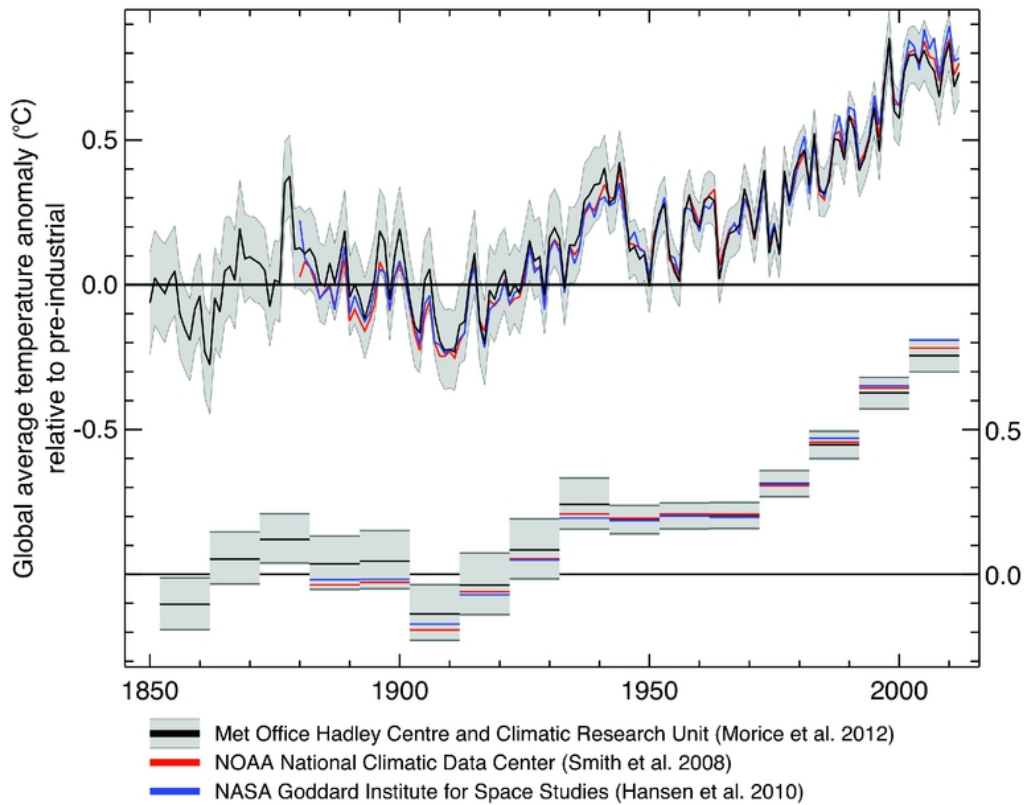


Σχήμα 1: Χρονοσειρά ανωμαλιών μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας σε σχέση με τις σημερινές τιμές, Πηγή: Petit, J.R., et al., 2001, Vostok Ice Core Data for 420,000 Years, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001-076. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.

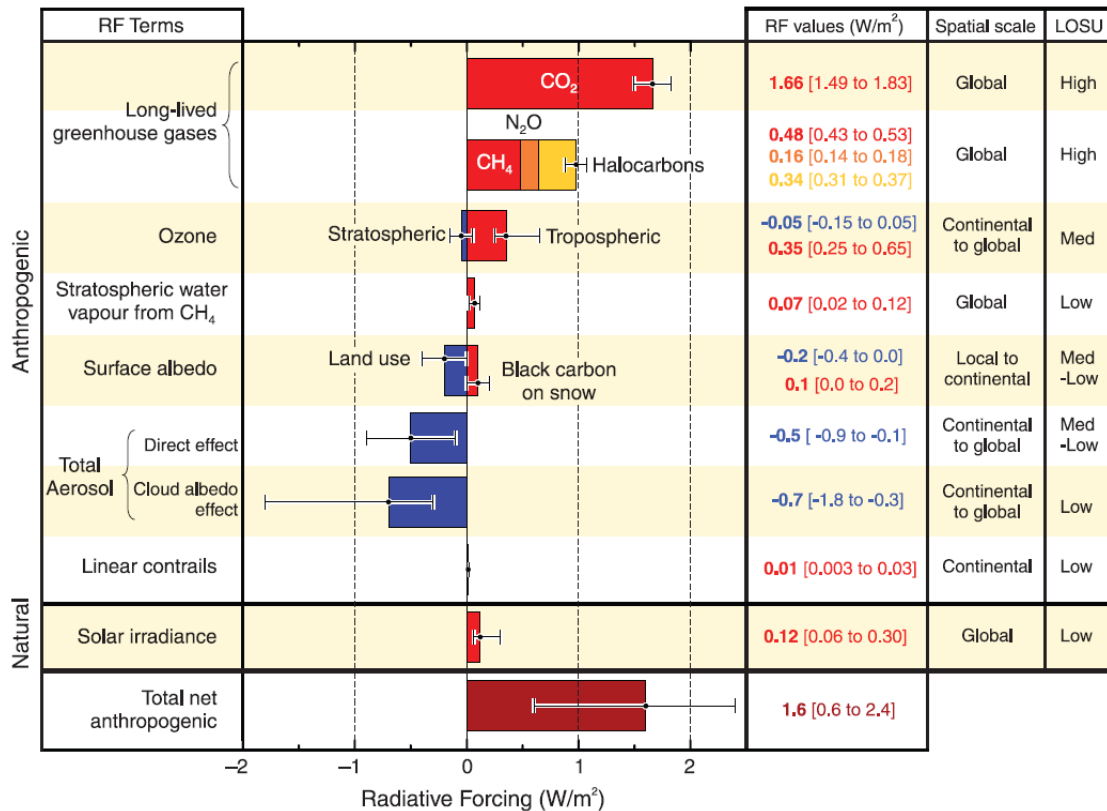
Η σημαντικότερη πηγή ενέργειας για την Γη είναι ο Ήλιος. Η εισερχόμενη, μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία θερμαίνει την Γη, η οποία με την σειρά της εκπέμπει προς το διάστημα μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία. Η εισερχόμενη ηλιακή και η εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία καθορίζουν το ενεργειακό ισοζύγιο (energy budget) του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Προκειμένου να υπάρχει ισορροπία πρέπει οι ροές ενέργειας που συνδέονται με την εισερχόμενη και την εξερχόμενη ακτινοβολία να είναι ίσες. Το φαινόμενο της κλιματικής αλλαγής συνίσταται στην διατάραξη του ενεργειακού ισοζυγίου του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Η διατάραξη του ενεργειακού ισοζυγίου (κατ' ουσίαν του ισοζυγίου ακτινοβολιών) μπορεί να οφείλεται σε φυσικές και χημικές μεταβολές στην ατμόσφαιρα (π.χ. εκρήξεις ηφαιστείων, εκπομπές ρύπων) ή σε μεταβολές της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (π.χ. λόγω αυξημένης ηλιακής δραστηριότητας ή μεταβολές στην τροχιά της Γης). Συνεπώς, τα αίτια της διατάραξης του ενεργειακού ισοζυγίου μπορούν να είναι τόσο φυσικά όσο και ανθρωπογενή. Η προαναφερθείσα διατάραξη του ισοζυγίου ονομάζεται εξαναγκασμένη διαταραχή ακτινοβολίας (radiative forcing). Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η αύξηση των συγκεντρώσεων στην ατμόσφαιρα των αερίων του θερμοκηπίου από την βιομηχανική επανάσταση και μετέπειτα, η οποία ελαττώνοντας την διαφεύγουσα στο διάστημα γήινη (μεγάλου μήκους κύματος) ακτινοβολία, επέφερε μια διαταραχή της τάξεως των $2.83 \pm 0.28 \text{ W/m}^{-2}$ (Skeie et al., 2011). Οι μεταβολές της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας κατά την περίοδο από το 1850 έως σήμερα, από τρεις βάσεις δεδομένων (HadCRUT4, MLOST και GISTemp) παρέχονται στο Σχήμα 2.

Global Temperatures (1850-2012)

annual average and 10-year average



Σχήμα 2: Χρονοσειρά ανωμαλιών μέσω ετήσιων τιμών (άνω) και μέσω τιμών ανά δεκαετία (κάτω) της παγκόσμιας θερμοκρασίας σε βαθμούς Κελσίου (°C) από το 1850 έως το 2012, σε σχέση με τις προβιομηχανικές τιμές, βάσει τριών διαφορετικών βάσεων δεδομένων. 1) Μαύρη γραμμή: βάση δεδομένων HadCRUT4 - UK Met Office Hadley Centre and University of East Anglia Climate Research Unit, ανωμαλίες σε σχέση με την περίοδο 1850-1899 (Morice et al. 2012). Οι γκρι ζώνες αντιστοιχούν στο εύρος εμπιστοσύνης 95%. 2) Κόκκινη γραμμή: βάση δεδομένων MLOST - US National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Climatic Data Centre, ανωμαλίες σε σχέση με την περίοδο 1880-1899 (Smith et al., 2008). 3) Μπλε γραμμή: βάση δεδομένων GISSTemp - National Aeronautics and Space Administration (NASA) Goddard Institute for Space Studies, ανωμαλίες σε σχέση με την περίοδο 1880-1899 (Hansen et al., 2010).



Σχήμα 3: Εκτιμώμενες τιμές επίδρασης διαφόρων παραμέτρων στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γη-Ατμόσφαιρα (σε W/m²) από τη βιομηχανική επανάσταση έως το 2005 και αντίστοιχες αβεβαιότητες (εύρος 5-95%). Παρέχεται επίσης το επίπεδο επιστημονικής γνώσης (LOSU, level of scientific understanding) για καθεμία εκ των παραμέτρων αυτών (πηγή: IPCC, 2007).

Οι σημαντικότερες παράμετροι διατάραξης του ενεργειακού ισοζυγίου Γης-Ατμόσφαιρας, οι εκτιμώμενες τιμές επίδρασης τους σε αυτό (από την βιομηχανική επανάσταση έως το 2005), καθώς και το επίπεδο επιστημονικής γνώσης για καθεμία εκ των παραμέτρων αυτών σύμφωνα με την διακυβερνητική επιτροπή για την κλιματική αλλαγή (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) παρέχονται στο Σχήμα 3. Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, μία ιδιαίτερα σημαντική παράμετρος είναι αυτή των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, με την ποσοτικοποίηση της επίδρασης τους στο κλίμα να είναι σαφώς πιο δύσκολη και περίπλοκη από ότι αυτή των αερίων του θερμοκηπίου (IPCC, 2007) και αποτελούν έναν από τους μεγαλύτερους παράγοντες αβεβαιότητας όσον αφορά στην διατάραξη του ενεργειακού ισοζυγίου (Boucher et al., 2013). Στην δυσκολία αυτή συμβάλει, επίσης, η ιδιαίτερα σημαντική χωροχρονική μεταβλητότητα των αερολυμάτων, κυρίως λόγω του σχετικά μικρού χρονικού διαστήματος κατά το οποίο παραμένουν στην γήινη ατμόσφαιρα (από 10⁻⁴ ημέρες (~10 sec) έως μερικές εβδομάδες). Παρά το γεγονός ότι η αβεβαιότητα ως προς την εκτίμηση του ρόλου των αερολυμάτων είναι υψηλή και το επίπεδο επιστημονικής κατανόησης τους

είναι σχετικά χαμηλό (ιδίως όσον αφορά στην έμμεση επίδραση τους), τα αερολύματα φαίνεται να προκαλούν ψύξη σε πλανητική κλίμακα. Από την άλλη πλευρά, διάφορες μελέτες (π.χ. Hatzianastassiou et al, 2004a; 2007a,b) έχουν δείξει ότι τα αερολύματα, μέσω της αλληλεπίδρασής τους με την ηλιακή ακτινοβολία, προκαλούν σημαντική ψύξη της επιφάνειας της Γης (ξηράς - θάλασσας) και θέρμανση της ατμόσφαιρας.

Η αλληλεπίδραση των αερολυμάτων με την ηλιακή ακτινοβολία η οποία προσδιορίζει τον κλιματικό τους ρόλο παρουσιάζει ισχυρή εξάρτηση από τις οπτικές τους ιδιότητες (Hatzianastassiou et al., 2004) που δεν εξασφαλίζεται από επίγειες και επιτόπιες μετρήσεις. Αυτός είναι ένας σημαντικός παράγοντας αβεβαιότητας για την επιστημονική γνώση σε σχέση με την κλιματική αλλαγή και τον ρόλο των αερολυμάτων (Σχήμα 3). Επομένως, προκειμένου να αποσαφηνιστεί και να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση των αερολυμάτων στο κλίμα είναι σημαντική η γνώση της χωροχρονικής κατανομής των χημικών και οπτικών τους ιδιοτήτων, τόσο σε τοπικό, όσο και σε πλανητικό επίπεδο. Για τον σκοπό αυτό οργανώνονται επιτόπιες (in situ) μετρήσεις, ενώ λαμβάνονται επίσης δεδομένα τηλεπισκόπησης τόσο από επίγειους Σταθμούς (π.χ. δίκτυο AERONET, Aerosol Robotic Network) όσο και από όργανα πάνω σε δορυφόρους (π.χ. MODerate resolution Imaging Spectroradiometer -MODIS, Total Ozone Mapping Spectrometer -TOMS, Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization -CALIOP). Οι τελευταίοι (δορυφόροι) έχουν το πρόσθετο πλεονέκτημα της ευρείας γεωγραφικής κάλυψης σε θεωρητικό επίπεδο, που είναι πολύ σημαντικό στοιχείο για τις μελέτες κλιματικής επίδρασης των αερολυμάτων. Εκτός αυτών, προσπάθειες για την κατανόηση του ρόλου των αερολυμάτων πραγματοποιούνται μέσω προτυποποίησης (μοντέλων) σε ηλεκτρονικούς υπολογιστές.

Στην παρούσα διατριβή, μελετάται η επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία. Για το σκοπό αυτό απαιτείται η χρήση φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας και ικανοποιητικής χωροχρονικής ανάλυσης και ποιότητας οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων. Η μελέτη χωρίζεται σε δύο μέρη. Στο πρώτο μέρος, το μοντέλο παράσχει τα αποτελέσματα σε πλανητική κλίμακα και σε μηνιαίο επίπεδο, για την περίοδο 2007-2009, κάνοντας χρήση κατακόρυφου προφίλ οπτικού πάχους αερολυμάτων παρεχόμενων από δορυφορικές μετρήσεις και πιο συγκεκριμένα από το CALIOP. Στο δεύτερο μέρος η μελέτη της επίδρασης των αερολυμάτων πραγματοποιείται για την περιοχή της Ευρώπης, για το καλοκαίρι του 2012 (Ιούνιος-Ιούλιος), σε υψηλότερη, όμως, χωρική και χρονική ανάλυση, με χρήση δεδομένων αερολυμάτων από το μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό AtmOpt.

Η δομή της διατριβής έχει ως εξής:

Στο πρώτο κεφάλαιο παρέχεται το απαραίτητο θεωρητικό υπόβαθρο όσον αφορά στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας και την αλληλεπίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια του πλανήτη. Δίδεται επίσης έμφαση στον ορισμό, την περιγραφή και την σημασία της γνώσης της χωροχρονικής μεταβολής και του κατακόρυφου προφίλ των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται εκτενώς το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας που χρησιμοποιήθηκε για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής καθώς και τα απαραίτητα δεδομένα εισόδου σε αυτό. Έμφαση δίδεται στην παρουσίαση της βάσης δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων CALIOP και στα μοντέλα PMCAMx και Atmopt (τα οποία επίσης “τροφοδοτούν” το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας με οπτικές ιδιότητες).

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η χωροχρονική μεταβολή του οπτικού πάχους των αερολυμάτων με χρήση δεδομένων από το CALIOP και τα αποτελέσματα του μοντέλου όσον αφορά στην επίδρασή τους στην ηλιακή ακτινοβολία.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εισαγωγής στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας, των δεδομένων αερολυμάτων από τα μοντέλα ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό AtmOpt.

Στο πέμπτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα βασικότερα ευρήματα της διδακτορικής διατριβής.

Στο τέλος παρατίθεται η σχετική βιβλιογραφία και παραρτήματα με ορισμένα αποτελέσματα τα οποία παρέχονται, χωρίς σχολιασμό για λόγους πληρότητας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. Θεωρητικό υπόβαθρο

1.1 Ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας

Η Γή, τρίτος κατά σειρά απόστασης πλανήτης από τον Ήλιο, έχει σαν βασική πηγή ενέργειας την εκπεμπόμενη ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία από αυτόν. Ο Ήλιος, ως αστέρας κύριας ακολουθίας παράγει ενέργεια μέσω θερμοπυρηνικών αντιδράσεων μετατροπής υδρογόνου σε ήλιον. Από την επιφάνεια του Ηλίου, εκπέμπεται προς το διάστημα ισχύς $P=3.92 \cdot 10^{23}$ KW. Στην μέση απόσταση Γης-Ηλίου ($R_0 = 1.5 \cdot 10^{11}$ m) η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας προκύπτει βάσει της εξίσωσης

$$I_0 = \frac{P}{4\pi R_0^2} \quad (\text{εξ. 1.1})$$

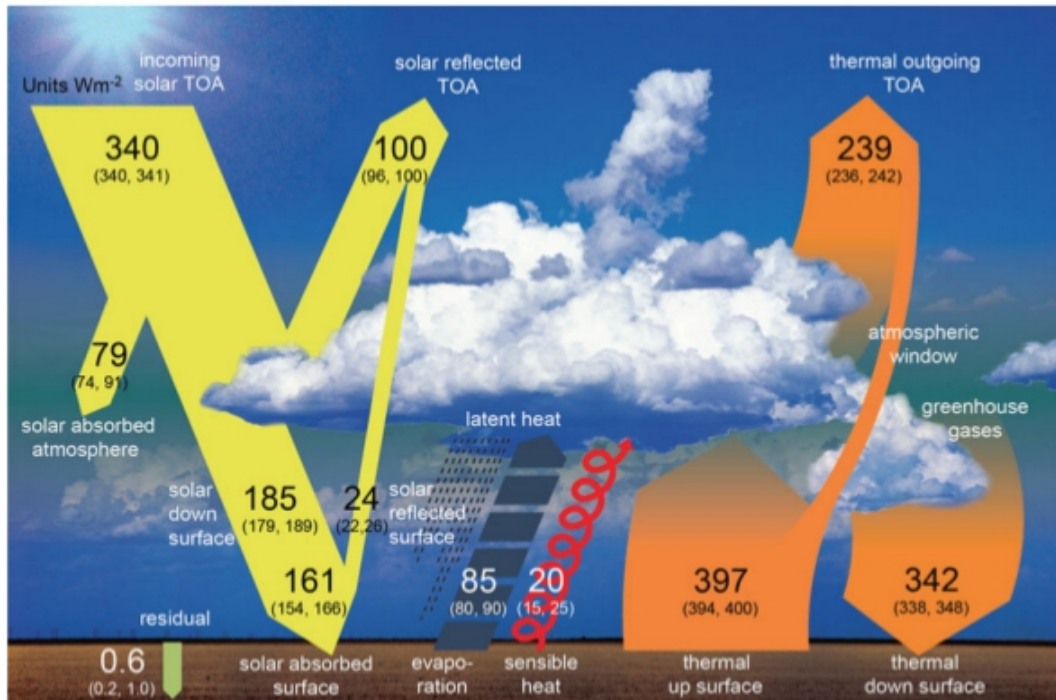
και σύμφωνα με τις πιο πρόσφατες εκτιμήσεις (Wild et al., 2013), είναι ίση με 1361 W/m^2 . Η τιμή αυτή της έντασης της ακτινοβολίας, ονομάζεται ηλιακή σταθερά (I_0) και αντιστοιχεί σε μια μέση ηλιακή ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας, στην κορυφή της ατμόσφαιρας και κατά την διάρκεια ενός έτους, της τάξεως των 340 W/m^2 . Εκ του ποσού αυτού, ένα ποσοστό της τάξεως του 30% ανακλάται από τα νέφη, την ατμόσφαιρα (αέρια, αερολύματα) και την επιφάνεια της Γης. Το ποσό αυτό ονομάζεται πλανητική ανακλαστικότητα. Τα νέφη και η ατμόσφαιρα, επίσης, απορροφούν ένα ποσό της τάξεως του 20%, συνεπώς το ποσό ενέργειας, το οποίο απορροφάται από την επιφάνεια της Γης, αντιστοιχεί μόνο στο ήμισυ περίπου, της ενέργειας στην κορυφή της ατμόσφαιρας.

Η απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας από την Γη και την ατμόσφαιρα οδηγεί στην θέρμανσή τους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα την εκπομπή ακτινοβολίας σε μεγαλύτερα μήκη κύματος (υπέρυθρο φάσμα), σύμφωνα με τον νόμο του Stokes. Η ροή της υπέρυθρης ακτινοβολίας μπορεί να υπολογιστεί βάσει του νόμου των Stefan-Boltzmann:

$$J = \varepsilon \sigma T^4, \quad (\text{εξ. 1.2})$$

όπου J είναι η ροή της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας σε W/m^2 , σ είναι η σταθερά του Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Js}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T η θερμοκρασία (σε K) και ε ο συντελεστής εκπομπής (για μέλαν σώμα $\varepsilon = 1$). Η υπέρυθρη (γήινη) ακτινοβολία απορροφάται ισχυρά από τα νέφη, τους υδρατμούς και ατμοσφαιρικά αέρια, όπως το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το όζον (O_3) και το μεθάνιο (CH_4) (αέρια του θερμοκηπίου). Η διαφεύγουσα προς το διάστημα γήινη ακτινοβολία προκαλεί ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας και αντισταθμίζει την θέρμανση από την μικρού μήκους κύματος, ηλιακή ακτινοβολία. Έχει σημασία να αναφερθεί πως μόλις το 8% της εκπεμπόμενης από το έδαφος υπέρυθρης ακτινοβολίας διαφεύγει,

τελικά, προς το διάστημα. Μια επισκόπηση του κλιματικού συστήματος, όπως περιγράφηκε ανωτέρω, με τα πιο πρόσφατα δεδομένα (Wild et al., 2013) παρέχεται στο Σχήμα 1.1.



Σχήμα 1.1: Το ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης – Ατμόσφαιρας. Οι αναγραφόμενοι αριθμοί αντιστοιχούν στην καλύτερη και πιο πρόσφατη (αρχές 21ου αιώνα) εκτίμηση των διαφόρων παραμέτρων, καθώς και στο εύρος τιμών το οποίο μπορούν να λάβουν (εντός των παρενθέσεων). Τα μεγέθη δίδονται σε Wm^{-2} . Πηγή: Wild et al., 2013.

Το ενεργειακό ισοζύγιο μπορεί να διαταραχθεί και να προκληθούν κλιματικές αλλαγές με αύξηση των αερίων του θερμοκηπίου, η οποία οδηγεί, τελικά, στην ελάττωση της διαφεύγουσας προς το διάστημα υπέρυθρης ακτινοβολίας ή με αύξηση της πλανητικής ανακλαστικότητας, γεγονός το οποίο έχει ως άμεσο αποτέλεσμα την ελάττωση της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας. Τέλος, κλιματικές αλλαγές μπορεί να επιφέρουν οι μεταβολές της τιμής της ηλιακής σταθεράς, η οποία συνδέεται με την ηλιακή δραστηριότητα. Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, η αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας (τόσο της μικρού μήκους κύματος όσο και της υπέρυθρης) με τις διάφορες παραμέτρους του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας είναι ένα πολύπλοκο ζήτημα. Στην παρούσα εργασία θα εξετασθεί η κλιματική επίδραση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων και πιο συγκεκριμένα η διατάραξη της ροής της ηλιακής ακτινοβολίας. Για τον λόγο αυτό, στην συνέχεια παρέχεται αναλυτικότερη περιγραφή των θεμάτων που αφορούν στην μικρού μήκους κύματος (ηλιακή) ακτινοβολία και στα αερολύματα.

1.2 Αλληλεπίδραση ηλιακής ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια της Γής

Η ηλιακή ακτινοβολία μετά την είσοδο της στην γήινη ατμόσφαιρα αλληλεπιδρά με τα μόρια των ατμοσφαιρικών αερίων, τα νέφη και τα αερολύματα. Δύο εκ των σημαντικότερων μηχανισμών αλληλεπίδρασης είναι η σκέδαση και η απορρόφηση. Οι σημαντικότερες παράμετροι όσον αφορά στα δύο αυτά φαινόμενα είναι:

α) το μήκος κύματος, λ , της προσπίπτουσας ακτινοβολίας,

β) το μέγεθος των σκεδάζοντων σωματιδίων (μορίων ατμοσφαιρικών αερίων, νεφροσταγονιδίων ή αερολυμάτων), το οποίο συνήθως εκφράζεται με την αδιάστατη παράμετρο μεγέθους (size parameter) α , βάσει της εξίσωσης

$$\alpha = 2\pi r / \lambda = \pi D_p / \lambda \quad , \quad (\text{εξ. 1.3})$$

όπου r και D_p είναι η ακτίνα και η διάμετρος του σωματιδίου, αντίστοιχα

γ) ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης N του σκεδάζοντος σωματιδίου,

$$N = n + ik \quad , \quad (\text{εξ. 1.4})$$

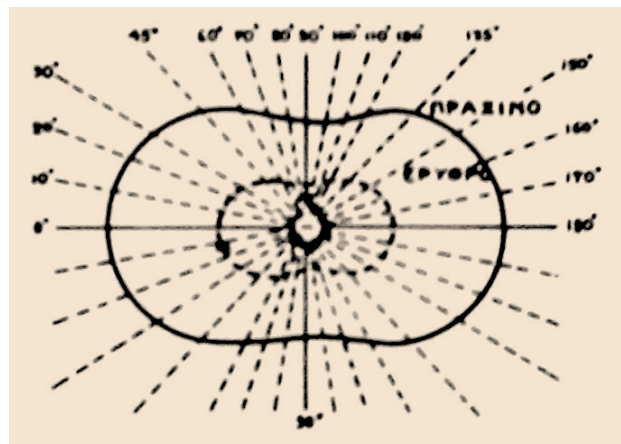
όπου n και k το πραγματικό και το φανταστικό μέρος του δείκτη διάθλασης (N), αμφότερα συναρτήσεις του μήκους κύματος και σχετιζόμενα με την σκέδαση και την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από το σωματίδιο, αντίστοιχα.

1.2.1 Σκέδαση ηλιακής ακτινοβολίας και παράγοντας ασυμμετρίας

Η σκέδαση του φωτός κατέχει έναν εξέχοντα ρόλο στην διάδοση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα καθώς μέσω αυτής αλλάζει η διεύθυνση των φωτονίων (Vardavas and Taylor, 2007). Η σκέδαση μπορεί να διαχωρισθεί σε οπισθοσκέδαση (backward scattering) και εμπροσθοσκέδαση (forward scattering). Στην ατμόσφαιρα παρατηρούνται δύο κύριες κατηγορίες σκέδασης στις οποίες θα γίνει εκτενέστερη αναφορά στην συνέχεια: η σκέδαση Rayleigh και η σκέδαση Mie. Αμφότερες θεωρούνται ελαστικές καθώς η ενέργεια των σκεδαζόμενων φωτονίων παραμένει σταθερή, χωρίς σημαντική μεταφορά θερμικής ενέργειας στην ατμόσφαιρα (Vardavas and Taylor, 2007). Συνεπώς, η προσπίπτουσα και η σκεδαζόμενη ακτινοβολία έχουν την ίδια συχνότητα.

1.2.1.1 Σκέδαση Rayleigh

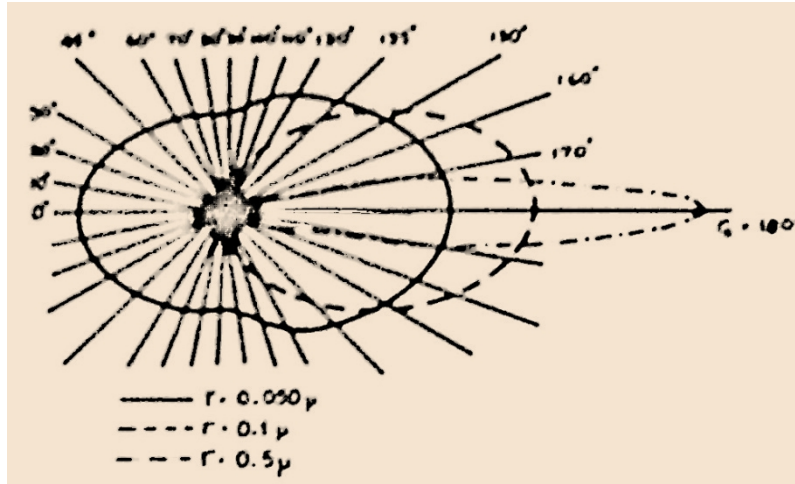
Όταν ένα φωτόνιο μήκους κύματος λ αλληλεπιδρά με ένα σχετικά μικρό σωματίο με παράμετρο μεγέθους $a \ll 1$, ή αλλιώς ακτίνας η οποία δεν υπερβαίνει το $1/10$ του λ (π.χ. ατμοσφαιρικά μόρια), η σκέδαση ονομάζεται σκέδαση Rayleigh. Η σκέδαση Rayleigh παρουσιάζει ισχυρή εξάρτηση από το μήκος κύματος (είναι ισχυρότερη για μικρότερα λ) γεγονός στο οποίο οφείλεται το γαλάζιο χρώμα του ουρανού. Η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι συνάρτηση του μήκους κύματος λ , του δείκτη διάθλασης και της γωνίας μεταξύ σκεδαζόμενης και προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Κατά την σκέδαση Rayleigh η ακτινοβολία σκεδάζεται προς όλες τις κατευθύνσεις, ενώ παρατηρείται συμμετρία τόσο ως προς την διεύθυνση διαδόσεως όσο και της κάθετης προς αυτήν. Ένα τυπικό παράδειγμα σκέδασης Rayleigh και της εξάρτησής της από το μήκος κύματος παρέχεται στο σχήμα 1.2.



Σχήμα 1.2: Πολικό διάγραμμα της έντασης της σκεδαζόμενης μονοχρωματικής ακτινοβολίας (πράσινο και ερυθρό φώς) από σωματίδια ακτίνας $r=0.025\mu\text{m}$. Πηγή: Σαχσαμάνογλου και Μακρογιάννης, 1990.

1.2.1.2 Σκέδαση Mie

Για σωματίδια περίπου ίδιου μεγέθους με το μήκος κύματος της ακτινοβολίας ($a \sim 1$), όπως σωματίδια νεφών και αερολυμάτων, λαμβάνει χώρα η σκέδαση Mie. Κατά την σκέδαση Mie παρατηρείται σκέδαση όλων των μηκών κύματος, ενώ η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι συνάρτηση της σχέσης μεγέθους σωματιδίου και λ , του δείκτη διάθλασης, του μεγέθους των σκεδάζοντων σωματιδίων καθώς και της γωνίας μεταξύ των διευθύνσεων σκεδαζόμενης και προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Σε αντίθεση με την σκέδαση Rayleigh παρατηρείται συμμετρία μόνο ως προς την διεύθυνση διαδόσεως της ακτινοβολίας. Ένα τυπικό παράδειγμα σκέδασης Mie και της εξάρτησής της από το μέγεθος των σκεδάζοντων σωματιδίων παρέχεται στο σχήμα 1.3.



Σχήμα 1.3: Πολικό διάγραμμα της έντασης της σκεδαζόμενης μονοχρωματικής ακτινοβολίας από σωματίδια ακτίνας $r=0.025\mu\text{m}$, $0.1\mu\text{m}$ και $0.5\mu\text{m}$. Πηγή: Σαχσαμάνογλου και Μακρογιάννης, 1990.

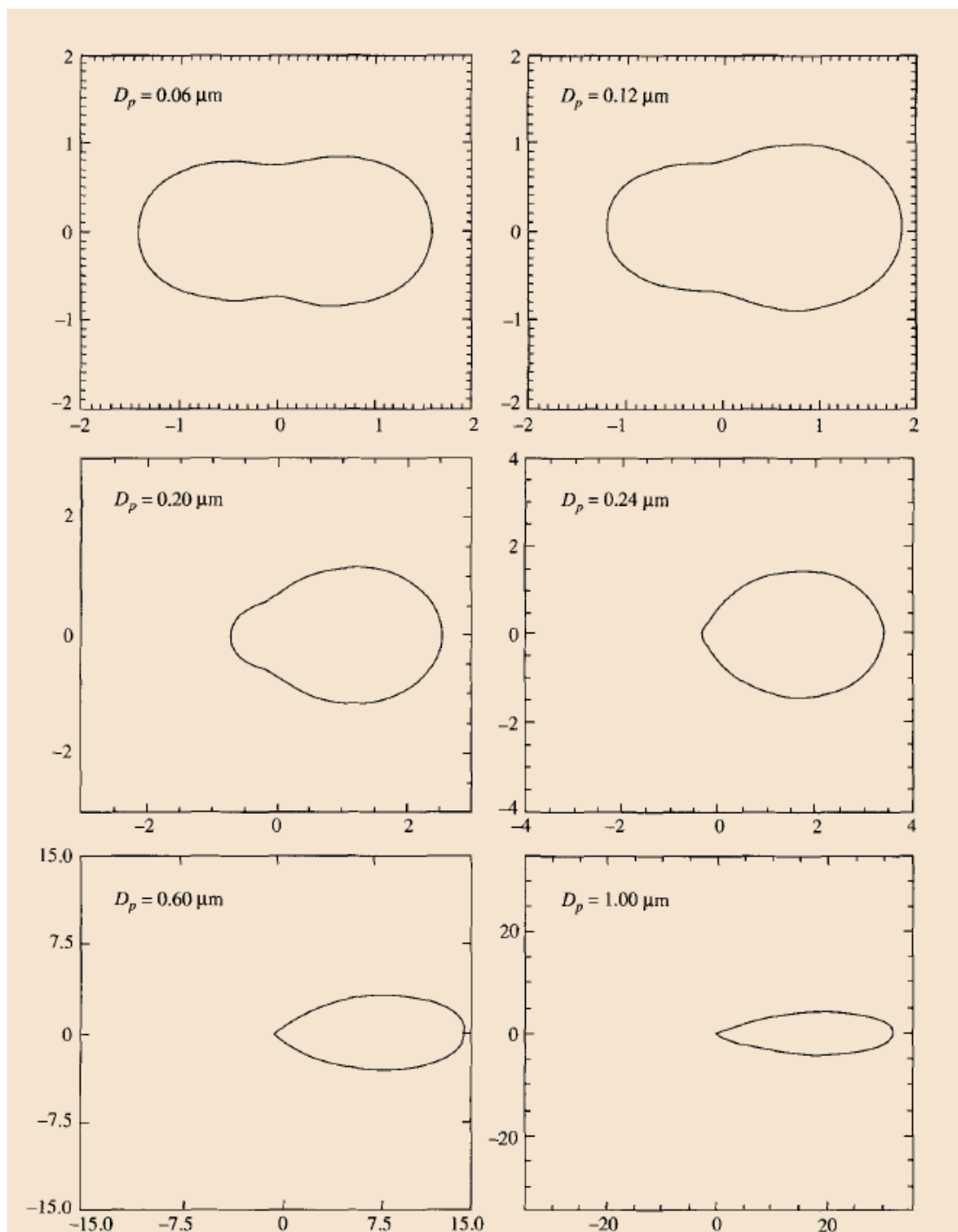
1.2.1.3 Παράγοντας ασυμμετρίας

Ο παράγοντας ασυμμετρίας (asymmetry parameter ή factor) ορίζεται από την σχέση:

$$g = \frac{\omega_1}{3} = \frac{1}{2} \int_{-1}^1 P(\cos \Theta) \cos \Theta d \cos \Theta \quad (\text{εξ. 1.5})$$

όπου P είναι η συνάρτηση φάσης, η οποία εκφράζει την γωνιακή κατανομή της σκεδαζόμενης ενέργειας συναρτήσει της γωνίας σκέδασης Θ και ορίζεται για μόρια, νεφοσταγόνες και αερολύματα (Korras Carraca et al., 2015). Η συνάρτηση φάσης μπορεί να εκφραστεί με χρήση πολωνύμων Legendre ω_l (Liou, 2002) για $l=1$ (ω_1 στην εξ. 1.5). Ο παράγοντας ασυμμετρίας είναι ο πρώτος όρος της συνάρτησης φάσης και αποτελεί μία σημαντική παράμετρο όσον αφορά στην διάδοση της ακτινοβολίας. Για ισοτροπική σκέδαση, ισχύει $g=0$ (περίπτωση μοριακής σκέδασης Rayleigh). Ο παράγοντας ασυμμετρίας αυξάνει καθώς το μέγιστο της κατανομής της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας καθίσταται περισσότερο οξύ. Για σωματίδια τύπου Lorenz-Mie (αερολύματα, νεφοσταγόνες), ο παράγοντας ασυμμετρίας λαμβάνει θετικές τιμές υποδηλώνοντας επικράτηση της εμπροσδοσκέδασης της ακτινοβολίας η οποία γίνεται ισχυρότερη καθώς το μέγεθος των σωματιδίων αυξάνει, όπως μπορούμε να δούμε και στο παράδειγμα του Σχήματος 1.4. Ο παράγοντας ασυμμετρίας δύναται να λάβει αρνητικές τιμές στην περίπτωση που το μέγιστο της συνάρτησης φάσης παρατηρείται όπισθεν του σωματιδίου (σε γωνίες $90-180^\circ$). Συνεπώς, αρνητικές τιμές g υποδηλώνουν οπισθοσκέδαση της ακτινοβολίας. Συμπερασματικά, ο παράγοντας ασυμμετρίας αποτελεί μια απλή έκφραση της συνάρτησης φάσης (καθώς είναι ο πρώτος όρος της), εξ ου και η σημασία της χρήσης του στα μοντέλα διάδοσης ακτινοβολίας. Επίσης,

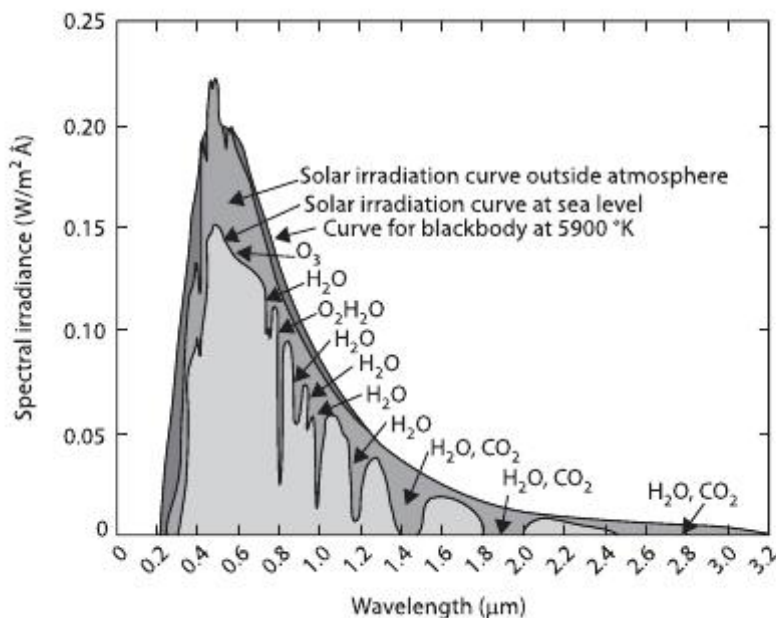
χρησιμοποιείται εκτεταμένα για την περιγραφή του μεγέθους των αερολυμάτων καθώς και σε κλιματικά μοντέλα ή μοντέλα γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 1.4: Γωνιακή κατανομή της έντασης της σκεδαζόμενης ηλιακής ακτινοβολίας μήκους κύματος 550 nm για σωματίδια θειικού αμμωνίου $(NH_4)_2SO_4$ διαφόρων διαμέτρων D_p (Nemesure et al. 1995). Στο παράδειγμα αυτό η σχετική υγρασία είναι ίση με 80% και η προσπίπτουσα ακτινοβολία εισέρχεται από τα αριστερά. Πηγή: Atmospheric Chemistry and Physics, Seinfeld and Pandis, 2006.

1.2.2 Απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας

Η αλληλεπίδραση ενός φωτονίου με ένα σωματίο, η οποία έχει ως αποτέλεσμα την μετατροπή της ενέργειας του φωτονίου σε θερμική ονομάζεται απορρόφηση (Vardavas and Taylor, 2007) και σχετίζεται κυρίως με τις μεταπτώσεις μεταξύ των επιτρεπόμενων κβαντισμένων ενεργειακών επιπέδων των μορίων (ηλεκτρονικές, ταλαντωτικές και περιστροφικές). Οι κυριότεροι απορροφητές της ηλιακής (μικρού μήκους κύματος) ακτινοβολίας είναι τα ατμοσφαιρικά αέρια -κυρίως οι υδρατμοί (H_2O), το όζον (O_3), το οξυγόνο (O_2) και το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2)- καθώς και τα αερολύματα. Εκ του ποσοστού της τάξεως του 20% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας το οποίο απορροφάται εντός της ατμόσφαιρας (βλ. ενότητα 1.1), το 18% περίπου αντιστοιχεί στην απορρόφηση από τα προαναφερόμενα ατμοσφαιρικά αέρια και τα αερολύματα, ενώ το υπόλοιπο 2% απορροφάται από τα νέφη. Η επίδραση της απορρόφησης ακτινοβολίας από διάφορα ατμοσφαιρικά αέρια στο ηλιακό φάσμα στο κατώτατο όριο της ατμόσφαιρας παρέχεται στο Σχήμα 1.5. Όπως μπορεί να διαπιστωθεί ο σημαντικότερος απορροφητής ηλιακής ακτινοβολίας είναι το όζον (O_3), το οποίο απορροφά, ισχυρά την υπεριώδη ακτινοβολία. Επίσης, σημαντική απορρόφηση παρατηρείται σε μήκη κύματος μεγαλύτερα των $0.7 \mu m$, κυρίως από τους υδρατμούς και σε μικρότερο βαθμό από το CO_2 . Η απορρόφηση της ακτινοβολίας είναι ιδιαίτερα σημαντική όσον αφορά στο ενεργειακό ισοζύγιο και στο κλίμα του πλανήτη, καθώς οδηγεί στην θέρμανση της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 1.5: Χαμηλής ανάλυσης εικόνα του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας και στο επίπεδο της επιφάνειας της θάλασσας. Διακρίνονται οι φασματικές περιοχές στις οποίες απορροφούν τα διάφορα ατμοσφαιρικά αέρια.

1.2.3 Εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας, οπτικό πάχος και ανακλαστικότητα απλής σκέδασης

Ο συνδυασμός σκέδασης και απορρόφησης της ακτινοβολίας οδηγεί στην εξασθένησή της καθώς διαδίδεται εντός της γήινης ατμόσφαιρας. Η σχετική εξασθένηση μονοχρωματικής ακτινοβολίας μήκους κύματος λ και έντασης I_λ καθώς διαδίδεται κατακόρυφα εντός ατμοσφαιρικού στρώματος στοιχειώδους πάχους dx δίδεται από τον νόμο του Beer:

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -a_{\text{ext}}(\lambda) \rho dx \quad (\text{εξ. 1.6}),$$

όπου $a_{\text{ext}}(\lambda)$ είναι ο συντελεστής εξασθένησης (extinction coefficient) του μέσου (ατμοσφαιρικού στρώματος) και ρ η πυκνότητά του.

Με ολοκλήρωση της εξίσωσης μεταξύ δύο υψών x_1 και x_2 (με $x_1 > x_2$) λαμβάνουμε

$$\frac{I_{\lambda,1}}{I_{\lambda,2}} = e^{-\int_{x_1}^{x_2} a_{\text{ext}}(\lambda) \rho dx} \quad (\text{εξ. 1.7})$$

ή αλλιώς:

$$\frac{I_{\lambda,1}}{I_{\lambda,2}} = e^{-\tau_{\text{ext}}} \quad (\text{εξ. 1.8})$$

όπου $I_{\lambda,1}$ και $I_{\lambda,2}$ είναι, αντίστοιχα, η ένταση της εισερχόμενης και εξερχόμενης του στρώματος ακτινοβολίας, ενώ τ_{ext} είναι το οπτικό πάχος εξασθένησης του στρώματος.

Αντίστοιχα με τον συντελεστή εξασθένησης, ορίζονται οι συντελεστές σκέδασης $a_{\text{scat}}(\lambda)$ και απορρόφησης $a_{\text{abs}}(\lambda)$. Προφανώς, ισχύει:

$$a_{\text{ext}}(\lambda) = a_{\text{scat}}(\lambda) + a_{\text{abs}}(\lambda) \quad (\text{εξ. 1.9})$$

Αντιστοίχως, μπορούμε να ορίσουμε τα οπτικά πάχη σκέδασης (τ_{scat}) και απορρόφησης (τ_{abs}) ενός ατμοσφαιρικού στρώματος.

Ο λόγος του συντελεστή σκέδασης προς τον συντελεστή εξασθένησης (ή ισοδύναμα, του οπτικού πάχους σκέδασης προς το οπτικό πάχος εξασθένησης) ονομάζεται ανακλαστικότητα απλής σκέδασης (single scattering albedo, ω). Η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης λαμβάνει τιμές από 0 (αποκλειστικά απορροφητικό στρώμα) έως 1 (αποκλειστικά σκεδαστικό ατμοσφαιρικό στρώμα).

Τόσο το οπτικό πάχος, όσο και η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης, είναι εξαιρετικά σημαντικές παράμετροι όσον αφορά στην αλληλεπίδραση ακτινοβολίας – ατμόσφαιρας (νεφών, ατμοσφαιρικών αερίων και αερολυμάτων). Για τον λόγο αυτό η χρήση τους είναι απαραίτητη σε μοντέλα διάδοσης ακτινοβολίας.

1.2.4 Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας με την επιφάνεια της Γης

Τμήμα της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης απορροφάται από αυτή, ενώ το υπόλοιπο ανακλάται. Ο λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία ονομάζεται λευκαύγεια του εδάφους (surface albedo). Η λευκαύγεια μπορεί να λάβει τιμές μεταξύ 0 (ολική απορρόφηση) και 1 (ολική σκέδαση της ακτινοβολίας από το έδαφος). Διαφορετικές επιφάνειες έχουν αρκετά διαφορετικές τιμές λευκαύγειας. Για παράδειγμα, η λευκαύγεια των ωκεανών και των δασών είναι αρκετά μικρή. Από την άλλη πλευρά ερημικές εκτάσεις ή έδαφος καλυμμένο από χιόνι και πάγο χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές λευκαύγειας.

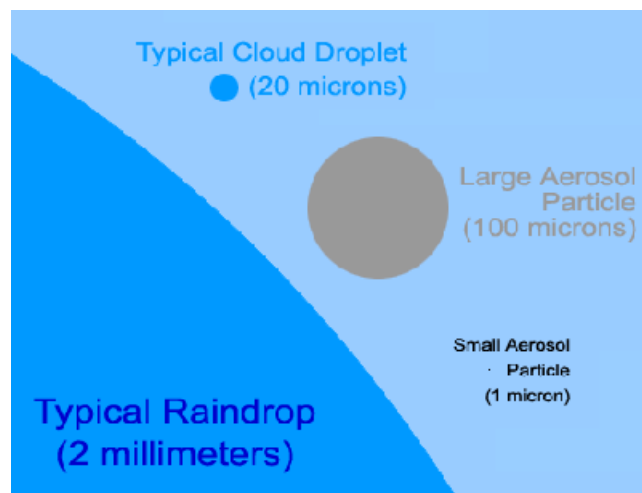
1.3 Ατμοσφαιρικά αερολύματα και η κλιματική τους επίδραση

1.3.1 Βασικές έννοιες και κατηγορίες αερολυμάτων

Ως ατμοσφαιρικά αερολύματα (aerosols) ορίζονται τα μικροσκοπικά σωματίδια, στερεής ή υγρής φάσης, τα οποία αιωρούνται στην ατμόσφαιρα. Ο αυστηρός ορισμός των αερολυμάτων περιλαμβάνει τόσο τα σωματίδια, όσο και την αέρια μάζα εντός της οποίας αιωρούνται. Στην πράξη όμως με τον όρο αυτόν περιγράφουμε μόνο τα σωματίδια (R. A. Hansell Jr. et al., 2011).

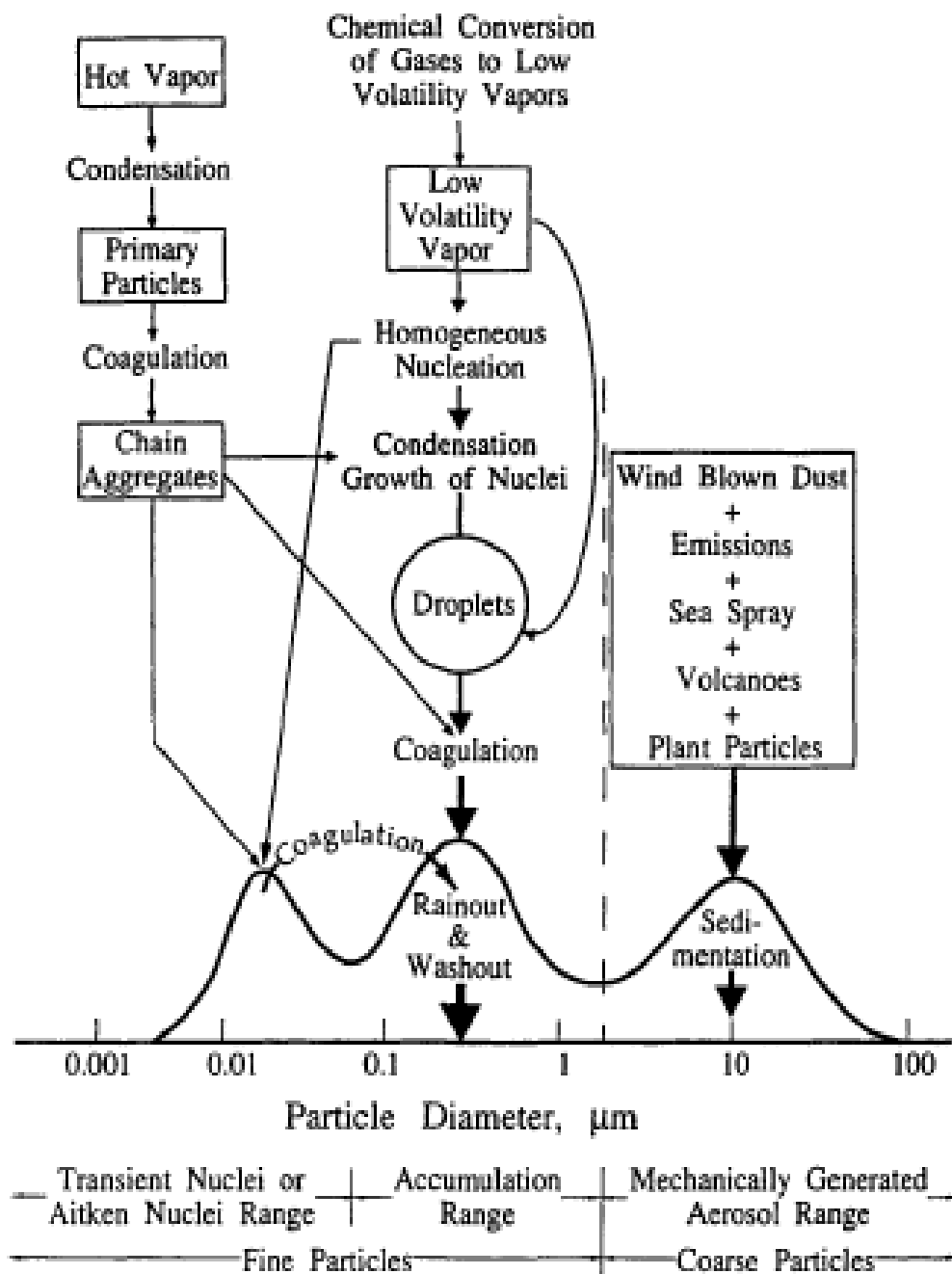
Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα μπορούν να είναι είτε φυσικής προέλευσης (όπως για παράδειγμα ηφαιστειακά αερολύματα, αερολύματα λόγω καύσης βιομάζας, ερημική σκόνη και θαλάσσιο άλας), είτε να εκπέμπονται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες (π.χ. αστικά / βιομηχανικά αερολύματα ή αερολύματα προερχόμενα από οικοδομικές / κατασκευαστικές δραστηριότητες). Παγκοσμίως, το 90%, περίπου, των αερολυμάτων εκτιμάται ότι είναι φυσικής προέλευσης, ενώ το υπόλοιπο 10%, ανθρωπογενούς (Voiland, A. 2010). Επίσης, τα αερολύματα διακρίνονται σε πρωτογενή και δευτερογενή. Με τον όρο πρωτογενή αναφέρονται τα αερολύματα τα οποία εκπέμπονται απευθείας στην ατμόσφαιρα, ενώ ως δευτερογενή ορίζονται εκείνα τα οποία προκύπτουν ως αποτέλεσμα χημικών αντιδράσεων από πρόδρομες αέρειες ενώσεις (precursor gases). Τα αερολύματα απομακρύνονται από την γήινη ατμόσφαιρα μέσω της συσσωμάτωσης τους με άλλα σωματίδια και με την διαδικασία της εναπόθεσής τους (deposition), δηλαδή την μεταφορά τους στην επιφάνεια της Γης. Η εναπόθεση διακρίνεται σε ξηρή (dry deposition), δηλαδή την μεταφορά τους στην Γη λόγω

της βαρύτητας και σε υγρή (wet deposition), η οποία συνίσταται στην απομάκρυνση των σωματιδίων από την ατμόσφαιρα μέσα από την εισαγωγή τους στον υετό.



Σχήμα 1.6: Σύγκριση μεγέθους ατμοσφαιρικών αερολυμάτων με μία τυπική βροχοσταγόνα και νεφοσταγόνα.

Το μέγεθος των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων κυμαίνεται μεταξύ περίπου 10 nm (0.01 μm) και 100 μm . Σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από 2.5 μm αναφέρονται συνήθως ως μικρού μεγέθους ή λεπτά (fine mode), ενώ όταν η διάμετρός τους είναι μεγαλύτερη από 2.5 μm αναφέρονται ως μεγάλου μεγέθους ή χονδρά (coarse mode). Τα μικρού και μεγάλου μεγέθους αερολύματα, εν γένει, έχουν διαφορετικές πηγές προέλευσης, μετασχηματίζονται με άλλους τρόπους, ενώ και οι μηχανισμοί απομάκρυνσής τους από την γήινη ατμόσφαιρα διαφέρουν (Σχήμα 1.7). Επίσης, τόσο η χημική τους σύσταση, όσο και οι οπτικές τους ιδιότητες είναι διαφορετικές. Ως εκ τούτου, ο διαχωρισμός των αερολυμάτων σε μικρού και μεγάλου μεγέθους είναι πολύ σημαντικός σε οποιαδήποτε έρευνα αφορά στην μελέτη των φυσικών και χημικών ιδιοτήτων τους, καθώς επίσης και στις επιπτώσεις τους στο κλίμα αλλά και στην ανθρώπινη υγεία. Επιπροσθέτως, τα λεπτά αερολύματα μπορούν να διαχωριστούν σε άλλες δύο κατηγορίες μεγέθους: τους πυρήνες (nuclei) Aitken, με διάμετρο μικρότερη των 100 nm και την κατηγορία συσσώρευσης (accumulation mode), η οποία περιλαμβάνει τα σωματίδια με διαμέτρους από 100 nm έως 2.5 μm . Οι πυρήνες Aitken σχηματίζονται λόγω της συμπύκνωσης θερμών ατμών κατά τη διάρκεια διαδικασιών καύσης, καθώς επίσης και μέσω πυρηνοποίησης ατμοσφαιρικών μορίων προς παραγωγή νέων σωματιδίων, ενώ απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα μέσω της συσσωμάτωσής τους σε μεγαλύτερα σωματίδια. Αποτελούν σημαντικό κλάσμα της ολικής αριθμητικής συγκέντρωσης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, αλλά λόγω των πολύ μικρών διαστάσεών τους η συμβολή τους στη συνολική μάζα και στον όγκο των αερολυμάτων είναι περιορισμένη.



Σχήμα 1.7: Εξιδανικευμένη σχηματική αναπαράσταση της κατανομής του μεγέθους των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (Whitby and Cantrell 1976). Σημειώνονται οι βασικές τάξεις μεγέθους, οι πηγές και οι μηχανισμοί απομάκρυνσής τους. (Πηγή: Seinfeld and Pandis, 2006)

Τα σωματίδια που ανήκουν στην κατηγορία συσσώρευσης παράγονται μέσω συσσωμάτωσης πυρήνων Αίτκεν, καθώς επίσης και κατά την συμπύκνωση ατμών σε προϋπάρχοντα σωματίδια, γεγονός το οποίο προκαλεί αύξηση του μεγέθους τους. Η μηχανισμοί απομάκρυνσης των σωματιδίων συσσώρευσης από την ατμόσφαιρα δεν είναι τόσο αποτελεσματικοί και ως εκ τούτου ο χρόνος παραμονής τους στην ατμόσφαιρα (residence time) είναι μεγαλύτερος (εξ ου και το όνομα της κατηγορίας αυτής). Τέλος, τα μεγάλα

μεγέθους (χονδρά) αερολύματα, σχηματίζονται κατά τη διάρκεια μηχανικών διεργασιών και απαρτίζονται κυρίως από σωματίδια σκόνης (ανθρωπογενούς ή φυσικής προέλευσης) καθώς και σωματίδια θαλασσίου άλατος και άλλα πρωτογενή αερολύματα. Λόγω του μεγέθους τους, χαρακτηρίζονται από μεγάλες ταχύτητες καθίζησης και ως εκ τούτου ο χρόνος παραμονής τους στην γήινη ατμόσφαιρα είναι μικρός.

Στο σημείο αυτό παρέχεται μία συνοπτική περιγραφή των σημαντικότερων φυσικών και ανθρωπογενών πηγών των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων.

α) Εδαφική σκόνη

Τα σωματίδια εδαφικής σκόνης αποτελούν ένα πολύ σημαντικό κλάσμα του συνολικού φορτίου αερολυμάτων στην γήινη ατμόσφαιρα και μεταφέρονται σε αυτή μέσω της δράσης του ανέμου σε ξηρές (ερήμους) και ημίξηρες περιοχές. Ως εκ τούτου, οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις εδαφικής σκόνης απαντώνται στις υποτροπικές περιοχές του πλανήτη και ιδίως στο βόρειο ημισφαίριο, όπου και εντοπίζονται κατά κύριο λόγο οι μεγαλύτερες ερημικές εκτάσεις. Τα σωματίδια αυτά παρουσιάζουν πολύ σημαντική χωρική και χρονική μεταβλητότητα. Ο χρόνος παραμονής στην ατμόσφαιρα των σωματιδίων σκόνης εξαρτάται από το μέγεθός τους. Τα μεγαλύτερα σωματίδια απομακρύνονται γρήγορα μέσω της βαρυτικής καθίζησης (ξηρή εναπόθεση) καθώς και από τη βροχόπτωση (υγρή εναπόθεση), σε αντιδιαστολή με τα μικρότερου μεγέθους σωματίδια τα οποία μπορούν να παραμείνουν στην γήινη ατμόσφαιρα για διάστημα έως αρκετών εβδομάδων (IPCC, 2001).

β) Θαλάσσιο άλας

Τα σωματίδια θαλασσίου άλατος δημιουργούνται μέσω της δράσης του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας και χαρακτηρίζονται από διαμέτρους μεταξύ περίπου 0.05 και 10μm (IPCC, 2001). Τα σωματίδια αυτά, είναι ιδιαίτερα αποτελεσματικοί πυρήνες συμπύκνωσης (cloud condensation nuclei, ή CCN), συνεπώς ο ρόλος τους στην έμμεση επίδραση των αερολυμάτων είναι ύψιστης σπουδαιότητας. Είναι ιδιαίτερα σημαντικό να αναφερθεί το γεγονός ότι τα εν λόγω αερολύματα, στις θαλάσσιες περιοχές όπου πνέουν ισχυροί άνεμοι και δεν υπάρχουν άλλες σημαντικές πηγές αερολυμάτων, αποτελούν τους κυρίαρχους πυρήνες συμπύκνωσης, ενώ ταυτόχρονα είναι και οι σημαντικότεροι σκεδαστές της ηλιακής ακτινοβολίας (O'Dowd et al., 1997, Murphy et al., 1998a, Quinn et al., 1998).

γ) Αερολύματα καύσης βιομάζας

Τα αερολύματα καύσης βιομάζας περιέχουν μεταξύ άλλων νιτρικά, αμμωνιακά, θειικά και οργανικά χημικά συστατικά, καθώς και μαύρο άνθρακα (Andreae et al., 2001), ο οποίος αποτελεί σημαντικό απορροφητή της ηλιακής ακτινοβολίας και ως εκ τούτου ο κλιματικός

του ρόλος είναι ιδιαίτερα σημαντικός. Οι κυριότερες πηγές αυτών των αερολυμάτων είναι οι δασικές πυρκαγιές και ιδίως αυτές που εκδηλώνονται στα τροπικά δάση, οι πυρκαγιές σε χορτολιβαδικές εκτάσεις τύπου σαβάνας, ενώ επίσης εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα μέσω της καύσης ξυλείας και αγροτικών απορριμμάτων.

δ) Ανθρωπογενή αερολύματα

Ανθρωπογενούς προέλευσης πρωτογενή αερολύματα σκόνης απελευθερώνονται στην ατμόσφαιρα κατά τη διάρκεια κατασκευαστικών εργασιών, καθώς επίσης από λατομεία, μεταλλουργικές δραστηριότητες και κατά την παραγωγή τσιμέντου. Επιπροσθέτως, σκόνη προερχόμενη από εκχερσωμένες εκτάσεις γης, θεωρείται και αυτή ως ανθρωπογενής.

Κατά την καύση ορυκτών καυσίμων απελευθερώνονται στην ατμόσφαιρα σημαντικές ποσότητες οργανικών αερολυμάτων και μαύρου άνθρακα. Επίσης, ανθρωπογενούς προέλευσης θειικά σωματίδια, τόσο στερεής φάσης (κυρίως θειικό αμμώνιο), όσο και υγρής (θειικό οξύ) σχηματίζονται κατά την καύση καυσίμων που περιέχουν θείο και χρησιμοποιούνται σε αυτοκίνητα, σταθμούς παραγωγής ενέργειας και βιομηχανίες (Vardavas and Taylor, 2007).

ζ) Πρωτογενή βιογενή αερολύματα

Τα πρωτογενή βιογενή αερολύματα αποτελούνται από φυτικά υπολείμματα και μικροβιακά σωματίδια (βακτήρια, μύκητες, ιοί, φύκη, γύρη, σπόρια κ.τ.λ.). Οι γνώσεις όσον αφορά στη συμβολή των βιογενών αερολυμάτων στο ολικό φορτίο των αερολυμάτων είναι εν γένει περιορισμένες (IPCC, 2001).

η) Ηφαιστειακά αερολύματα

Κατά τη διάρκεια ηφαιστειακών εκρήξεων μεταξύ άλλων, εισέρχονται στην γήινη ατμόσφαιρα σημαντικά ποσά πρωτογενών αερολυμάτων. Επίσης, δευτερογενώς μέσω της οξείδωσης θειούχων αερίων προερχόμενων από τις εκρήξεις, σχηματίζονται θειικά αερολύματα. Τα ηφαιστειακά αερολύματα σε σπάνιες περιπτώσεις μπορούν να «περάσουν» στην στρατόσφαιρα, όπου και παραμένουν για σημαντικό χρονικό διάστημα. Οι ηφαιστειακές εκρήξεις είναι δυνατό να έχουν σημαντικές επιδράσεις στο κλίμα (ψύξη), με χαρακτηριστικό παράδειγμα αυτό της έκρηξης του ηφαιστείου Pinatubo το 1991 (Ramachandran et al., 2000).

1.3.2 Αλληλεπίδραση αερολυμάτων με την ακτινοβολία

Τα αερολύματα αλληλεπιδρούν με την ακτινοβολία, κυρίως την μικρού μήκους κύματος (ηλιακή), τροποποιώντας έτσι το ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Η επίδραση των αερολυμάτων είναι είτε άμεση (direct), μέσω της σκέδασης και της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από αυτά, ελαττώνοντας με αυτόν τον τρόπο την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης, είτε έμμεση (indirect), δια μέσου της τροποποίησης των ιδιοτήτων των νεφών. Η έμμεση επίδραση σχετίζεται με το γεγονός ότι τα αερολύματα λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης (Cloud Condensation Nuclei, CCN) και συνήθως διαχωρίζεται σε δύο επιμέρους επιδράσεις (Haywood, J. M. and Boucher, 2000). Η πρώτη έμμεση επίδραση προκαλείται από την αύξηση του αριθμού και την μείωση του μεγέθους των υδροσταγονιδίων στα νέφη, λόγω αυξημένης παρουσίας αερολυμάτων (Twomey, 1974), γεγονός το οποίο οδηγεί στην αύξηση της ανακλαστικότητας των νεφών (Twomey effect). Η δεύτερη έμμεση επίδραση είναι αποτέλεσμα της ελάττωσης του μεγέθους των υδροσταγονιδίων και συνίσταται στην μείωση της ικανότητας πρόκλησης υετού από ένα νέφος, την αύξηση της περιεκτικότητας του σε υγρή φάση νερό και την επέκταση του χρόνου ζωής του (Albrecht, 1989). Τέλος, μπορεί να ορισθεί η ημι-άμεση (semi-direct) επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία. Η ημι-άμεση επίδραση συνίσταται στην απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας από τα αερολύματα, που μπορεί να τροποποιήσει τη θερμοκρασιακή δομή της ατμόσφαιρας επιδρώντας έτσι στην ανωμεταφορά, καθώς και τις ιδιότητες των νεφών (Graßl, 1979, Hansen, 1997, U. Lohmann and J. Feichter, 2005, Rudich et al., 2003; McFarquhar and Wang, 2006).

Μεταξύ των πιο σημαντικών οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων που χρησιμοποιούνται σε μοντέλα διάδοσης ακτινοβολίας (Radiative Transfer Models) καθώς και μοντέλα κλίματος (climate models) και γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας (General Circulation Models, GCMs) συγκαταλέγονται το οπτικό πάχος (Aerosol Optical Depth, AOD), ο παράγοντας ασυμμετρίας (Asymmetry parameter, ή g_{aer}) και η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης (Single Scattering Albedo, ή ω_{aer}). Το οπτικό πάχος αποτελεί ένα μέτρο του φορτίου των αερολυμάτων πάνω από μία περιοχή, ο παράγοντας ασυμμετρίας καθορίζεται από την γωνιακή κατανομή της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας και προσδιορίζει το εάν τα αερολύματα εμπροσθοσκεδάζουν ή οπισθοσκεδάζουν, ενώ η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης εκφράζει το εάν τα αερολύματα είναι περισσότερο / λιγότερο σκεδάζοντα ή απορροφητικά (βλ. Εν.

1.3.3 Σπουδαιότητα γνώσης του κατακόρυφου προφίλ των αερολυμάτων

Τόσο η άμεση όσο και η ημι-άμεση επίδραση των αερολυμάτων παρουσιάζουν ευαισθησία στο κατακόρυφο προφίλ των αερολυμάτων (Léon et al., 2002; Abel et al., 2005; Ramanathan et al., 2007; Johnson et al., 2008), (Penner et al., 2006) αντίστοιχα. Ιδιαίτερης σημασίας όσον αφορά στο ισοζύγιο ακτινοβολιών διαφαίνεται να είναι η ύπαρξη στρώματος απορροφητικών αερολυμάτων πάνω από τα νέφη, περίπτωση αρκετά συνηθισμένη στην ατμόσφαιρα Alfaro-Contreras et al., 2014; Devasthale and Thomas, 2011). Οι Alfaro-Contreras et al. (2014), δίδουν ένα ποσοστό ετήσιας συχνότητας εμφάνισης 20% στις νοτιοδυτικές αφρικανικές ακτές, ενώ αντίστοιχης τάξεως συχνότητα διαπιστώνουν για τον κόλπο του Τόνκιν (νότια θάλασσα Κίνας), τον Περσικό κόλπο, την Μεσόγειο και την ανατολική Κίνα κατά την διάρκεια της άνοιξης και στον Περσικό κόλπο και την Μεσόγειο θάλασσα κατά την διάρκεια και του θέρους. Παρόμοιες τιμές αναφέρονται επίσης από τους Devasthale and Thomas (2011). Η ευαισθησία των ροών ακτινοβολίας στο κατακόρυφο προφίλ των απορροφητικών αερολυμάτων μελετήθηκε σε αρκετές ακόμα εργασίες (π.χ. Chand et al. (2009); Zarzycki and Bond (2010); Samset and Myhre (2011); Samset et al. (2013)). Τα αποτελέσματα αυτών συγκλίνουν στο γεγονός ότι η παρουσία σωματιδίων μαύρου άνθρακα πάνω από νέφη οδηγεί σε σημαντική αύξηση της διαταρακτικής αποτελεσματικότητας, δηλαδή σε σαφώς ενισχυμένη επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία. Λόγω της μεγάλης σπουδαιότητας του κατακόρυφου προφίλ των αερολυμάτων σε ό,τι αφορά στην επίδρασή τους στην ακτινοβολία, τα τελευταία έτη πραγματοποιήθηκε σημαντική πρόοδος στο προσδιορισμό της κατακόρυφης κατανομής και στρωμάτωσής τους. Σε αυτό τον σκοπό συντέλεσε το όργανο Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) στον δορυφόρο CALIPSO (Winker et al., 2009, 2010).

Οι Meloni et al. (2005) μελέτησαν την ευαισθησία της επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία ως προς το κατακόρυφο προφίλ του οπτικού πάχους των σωματιδίων ερημικής σκόνης, κατά την διάρκεια δύο ημερών, στην νήσο της Λαμπεντούζα (Μεσόγειος). Τα αποτελέσματα έδειξαν μικρή εξάρτηση από τα σκεδαστικά αερολύματα και ισχυρή από τα απορροφητικά. Το παρατηρούμενο (πραγματικό) προφίλ του AOD έδωσε χαμηλότερες τιμές πλανητικής ψύξης σε σχέση με ένα πρότυπο προφίλ AOD ελαττούμενου μονότονα με το ύψος.

Οι Johnson et al. (2008) ανέλυσαν τα αποτελέσματα μιας καμπάνιας πάνω από την δυτική Αφρική και αναφέρουν ότι η επίδραση των αερολυμάτων εντός της ατμόσφαιρας και στην κορυφή αυτής παρουσιάζει ευαισθησία στο κατακόρυφο κατανομή των αερολυμάτων. Όσον αφορά στην τροποποίηση των ροών ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης, η ευαισθησία

βρέθηκε να είναι μικρότερη (μόνο 10% της συνολικής επίδρασης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα).

Οι Zhang et al. (2013) σύγκριναν τις διαφορές μεταξύ δεδομένων οπτικού πάχους ερημικών αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης προερχόμενων από μοντέλο χημικής μεταφοράς (chemical transport model) από την μία, και ενός “τεχνητού” προφίλ με εκθετική ελάττωση του οπτικού πάχους από την άλλη πλευρά. Κατά την διάρκεια ενός μήνα, οι μέσες πλανητικές τιμές DRE τροποποιήθηκαν κατά -0.12 Wm^{-2} στην κορυφή της ατμόσφαιρας (ενίσχυση ψύξης) και 0.04 Wm^{-2} (ελάττωση ψύξης) στην επιφάνεια της Γης. Παρ’ όλα αυτά πάνω από ορισμένες περιοχές οι διαφορές όσον αφορά στην επίδραση στην επιφάνεια της Γης βρέθηκαν να είναι αρκετά μεγαλύτερες (π.χ. 0.64 Wm^{-2} στην Σαχάρα και 1.16 W m^{-2} στην έρημο Γκόμπι)

Τα κατακόρυφα προφίλ αερολυμάτων από το CALIOP χρησιμοποιήθηκαν από τους Oikawa et al. (2013) (ταυτόχρονα με δεδομένα νεφών από το MODIS) με σκοπό τον προσδιορισμό της επίδρασης των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης, την ατμόσφαιρα και την κορυφή της ατμόσφαιρας για συνθήκες ηλιοφάνειας, νέφωσης συνδυασμό αυτών. Το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας που χρησιμοποιήθηκε για την συγκεκριμένη μελέτη έτρεξε για ένα χρόνο. Τα αποτελέσματα υπέδειξαν διαφοροποιήσεις μεταξύ των περιπτώσεων παρουσίας αερολυμάτων πάνω από τα νέφη και κάτω από αυτά.

Οι Meyer et al. (2013) μελέτησαν την περιοχή του νοτιοανατολικού Ατλαντικού κατά την διάρκεια των χειμερινών μηνών (Αύγουστος-Σεπτέμβριος). Στην εν λόγω περιοχή λαμβάνει χώρα καύση βιομάζας και αυτό έχει σαν συνέπεια την ύπαρξη αερολυμάτων υπεράνω του στρώματος των νεφών. Με την εισαγωγή σε μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας δεδομένων αερολυμάτων από το CALIOP και δεδομένων νεφών από το MODIS, μελέτησαν την στιγμιαία επίδραση των ευρισκόμενων υπεράνω των νεφών αερολυμάτων στην ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Λαμβάνοντας υπ’ όψιν το χαμηλό οπτικό πάχος των νεφών κάτω από τα αερολύματα που παρέχει το MODIS καθώς επίσης και την πιθανή υποεκτίμηση του AOD από το CALIOP κατά την διάρκεια της ημέρας, υπολόγισαν ότι η επίδραση των ευρισκόμενων υπεράνω των νεφών αερολυμάτων στη ακτινοβολία φθάνει έως και τα 30 W m^{-2} .

Οι Zhang et al. (2014) ανέπτυξαν την μεθοδολογία των Meyer et al. (2013) σε μια έκδοση με Look-Up-Tables με χρήση στατιστικών μεθόδων και εξήγαγαν τιμές επίδρασης αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας για τις περιπτώσεις της ύπαρξης αερολυμάτων πάνω από νέφη σε ωκεάνιες περιοχές. Τα αποτελέσματα της εν λόγω μελέτης είναι ακόμα σε προκαταρκτικό στάδιο και περιορίζονται στα απορροφητικά αερολύματα. Παραταύτα, προσδιορίστηκαν περιοχές με σημαντικές τιμές επίδρασης στην ακτινοβολία αερολυμάτων ευρισκόμενων

υπεράνω του στρώματος των νεφών και πιο συγκεκριμένα ο νοτιοδυτικός Ατλαντικός και ο Βόρειος Ειρηνικός. Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται σε συμφωνία με άλλες σχετικές μελέτες,

Οι Vuolo et al. (2014) μελέτησαν την επίδραση που έχει στις ροές ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας η σχετική θέση αερολυμάτων - νεφών, κάνοντας χρήση ενός μοντέλου γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Βρήκαν ότι η παρουσία αερολυμάτων, ιδιαίτερα μαύρου άνθρακα είναι πολύ περισσότερο αποτελεσματική στο να εισάγει μεταβολές στην ροή της ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Η διαταρακτική αποτελεσματικότητα του μαύρου άνθρακα πάνω από τα νέφη είναι 7.5 φορές υψηλότερη συγκριτικά με την περίπτωση που βρίσκεται κάτω από τα νέφη. Παρεμφερή αποτελέσματα αναφέρονται και από τους Choi and Chung (2014), οι οποίοι διαπίστωσαν ότι η σχετική θέση απορροφητικών αερολυμάτων - νεφών εισάγει μεταβολές μίας τάξης μεγέθους στην επίδρασή τους στην ακτινοβολία

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. Μεθοδολογία

Στο παρόν κεφάλαιο, παρουσιάζεται η μεθοδολογία που ακολουθείται στην εν λόγω διατριβή. Πιο συγκεκριμένα, στην ενότητα 2.1 παρέχεται η περιγραφή του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας που χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία. Στην ενότητα 3.2 παρουσιάζονται τα δεδομένα εισαγωγής στο μοντέλο, όπως αυτά απαιτούνται στην έκδοση FORTH-CALIOP, με έμφαση στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων από το CALIOP. Τέλος, στην ενότητα 3.3 παρουσιάζεται η νέα έκδοση FORTH-PMCAMx στην οποία γίνεται χρήση δεδομένων αερολυμάτων προερχόμενων από το μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό πακέτο AtmOpt, για τα οποία παρέχονται επίσης πληροφορίες.

2.1. Περιγραφή μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας.

Προκειμένου να υπολογισθεί η επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία γίνεται χρήση του ντετερμινιστικού φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας (radiative transfer model) FORTH, το οποίο αναπτύχθηκε από ένα μοντέλο ακτινοβολίας-ανωμεταφοράς (radiative convective model, Vardavas and Carver, 1984).

Στο μοντέλο αυτό, η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Top Of Atmosphere, TOA) υπολογίστηκε για την φασματική περιοχή μεταξύ 0.2 μm και 10.0 μm με βάση το φασματικό προφίλ “synthetic Gueymard spectrum” (Gueymard, 2004). Η ηλιακή σταθερά I_0 θεωρείται ίση με 1367 Wm^{-2} , τιμή η οποία διορθώνεται για την ελλειπτική τροχιά της Γης. Για κάθε κυψελίδα του μοντέλου, οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται σε 117 μήκη κύματος μεταξύ 0.2 και 1 μm και σε 10 φασματικές ζώνες μεταξύ 1 και 10 μm . Στα μήκη κύματος της φασματικής περιοχής του υπεριώδους και του ορατού (UV-VIS) έχει ληφθεί υπ’ όψιν η απορρόφηση από το όζον και η σκέδαση Rayleigh από τον αέρα. Στο κοντινό υπέρυθρο (near-IR) συμπεριλαμβάνεται η απορρόφηση από τους υδρατμούς, το διοξείδιο του άνθρακα και το μεθάνιο. Επίσης, στο μοντέλο λαμβάνεται υπ’ όψιν η σκέδαση και απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα νέφη (χαμηλά, μεσαία, υψηλά), τα αερολύματα, καθώς και η ανάκλαση από την επιφάνεια της Γης.

Για κάθε μήκος κύματος και φασματική ζώνη, επιλύεται ένα σύστημα εξισώσεων διάδοσης μονοχρωματικής ακτινοβολίας, λαμβάνοντας υπ’ όψιν την απορρόφηση καθώς και τις πολλαπλές σκεδάσεις της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Η επίλυση των εξισώσεων γίνεται με εφαρμογή της προσεγγιστικής μεθόδου delta-Eddington (Joseph et al., 1976). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην συνάρτηση σκεδάζουσας φάσης Henyey-Greenstein και αποτελεί επέκταση της μεθόδου του Eddington (Shettle and Weinman, 1970; Hatzianastassiou et. al, 2007a). Κατά την εφαρμογή της μεθόδου delta-Eddington οι

παράμετροι του οπτικού πάχους (τ), του παράγοντα ασυμμετρίας (g) και της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης (ω), αντικαθίστανται με την χρήση των ακόλουθων μετασχηματισμών:

$$\tau' = (1 - \omega f) \tau \quad (\text{εξ. 2.1})$$

$$\omega' = \frac{(1 - f) \omega}{(1 - \omega f)} \quad (\text{εξ. 2.2})$$

$$g' = \frac{g}{1 + g} \quad (\text{εξ. 2.3})$$

όπου $f = g^2$

Στις δύο εκδόσεις του μοντέλου οι οποίες χρησιμοποιούνται στην παρούσα διατριβή και θα περιγραφούν στην συνέχεια, η ατμόσφαιρα διαχωρίζεται σε 40 στρώματα (έκδοση FORTH-CALIOP) και 28 στρώματα (έκδοση FORTH-PMCAMx), από την επιφάνεια του εδάφους έως το ισοβαρικό επίπεδο των 50 mbar. Σε κάθε στρώμα το ολικό οπτικό πάχος υπολογίζεται ως εξής:

$$\tau = \tau_{aers} + \tau_{aera} + \tau_{ma} + \tau_R + \tau_{cs} + \tau_{ca} \quad (\text{εξ. 2.4})$$

όπου τ_{aers} , τ_{aera} είναι, αντίστοιχα, τα οπτικά πάχη σκέδασης και απορρόφησης των αερολυμάτων, τ_{ma} είναι το οπτικό πάχος της μοριακής απορρόφησης, τ_R το οπτικό πάχος της σκέδασης Rayleigh, ενώ τ_{cs} και τ_{ca} είναι τα οπτικά πάχη σκέδασης και απορρόφησης, αντίστοιχα, των νεφών. Η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης για κάθε στρώμα δίδεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\omega = \omega_{aer} + \omega_R + \omega_c \quad (\text{εξ. 2.5})$$

$$\text{όπου } \omega_{aer} = \tau_{aer} / \tau, \quad \omega_R = \tau_R / \tau \quad \text{και} \quad \omega_c = \tau_c / \tau \quad (\text{εξ. 2.6})$$

Τέλος, ο παράγοντας ασυμμετρίας του κάθε στρώματος του μοντέλου υπολογίζεται από την σχέση:

$$g = \frac{g_{aer} \omega_{aer} + g_R \omega_R + g_c \omega_c}{\omega} \quad (\text{εξ. 2.7})$$

στην οποία g_{aer} είναι ο παράγοντας ασυμμετρίας των αερολυμάτων, g_c είναι ο παράγοντας ασυμμετρίας του νέφους και g_R ο παράγοντας ασυμμετρίας της σκέδασης

Rayleigh (ίσος με το 0, λόγω ισότροπης σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα ατμοσφαιρικά αέρια).

Η άμεση επίδραση των αερολυμάτων υπολογίζεται στην κορυφή της ατμόσφαιρας, στην επιφάνεια της Γης και στα 40 (ή 28) ατμοσφαιρικά στρώματα που ορίζονται στο μοντέλο, ως ακολούθως:

$$\Delta F = F - F_{no\ aerosol} \quad (\text{εξ. 2.8})$$

όπου F και $F_{no\ aerosol}$ είναι οι καθαρές ροές ηλιακής ακτινοβολίας που υπολογίζονται από το μοντέλο (προς τα κάτω ροή μείον την προς τα πάνω ροή), με αερολύματα και απουσία αερολυμάτων, αντίστοιχα. Εντός της ατμόσφαιρας, χρησιμοποιώντας τον Πρώτο Θερμοδυναμικό Νόμο και τον νόμο της υδροστατικής ισορροπίας μπορούν να υπολογισθούν οι ρυθμοί θέρμανσης της. Οι ρυθμοί θέρμανσης ενός ατμοσφαιρικού στρώματος πάχους dp εξάγονται από την ακόλουθη σχέση:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{\Delta F}{dp} \quad (\text{εξ. 2.9})$$

στην οποία $\frac{\partial T}{\partial t}$ είναι οι ρυθμοί θέρμανσης (σε $K\ day^{-1}$), ΔF είναι η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία, c_p είναι η ειδική θερμότητα του ατμοσφαιρικού αέρα υπό σταθερή πίεση ($1006\ J\ Kg^{-1}\ K^{-1}$) και g είναι η σταθερά της βαρύτητας. Οι ρυθμοί θέρμανσης εκφράζουν την αρχική τάση της ατμόσφαιρας να θερμανθεί χωρίς καμία ανάδραση και είναι ανάλογοι της απορρόφησης ακτινοβολίας από τα αερολύματα.

Διάφορες εκδόσεις του ανωτέρω περιγραφέντος μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας, έχουν χρησιμοποιηθεί σε μελέτες που αφορούν στην επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία και στο ενεργειακό ισοζύγιο, τόσο σε τοπική (π.χ. Μεσόγειος, Ελλάδα) (Fotiadi et al., 2006, Benas et al., 2011, Papadimas et al. 2012), όσο και σε πλανητική κλίμακα (Hatzianastassiou et. al, 2004a,b, 2005, 2007a,b).

Για τον σκοπό της παρούσας διατριβής έγινε χρήση δύο νέων εκδόσεων του μοντέλου FORTH: η έκδοση FORTH-CALIOP και η έκδοση FORTH-PMCAMx. Η σημαντικότερη διαφοροποίηση σε σχέση με προηγούμενες εκδόσεις έγκειται στην χρήση δεδομένων αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης και στην δυνατότητα εξαγωγής των κατακόρυφων προφίλ της επίδρασης των αερολυμάτων εντός της ατμόσφαιρας. Βάσει των προφίλ αυτών μπορούν να εξαχθούν πολύ σημαντικά αποτελέσματα όσον αφορά στην επίδραση των αερολυμάτων στην δυναμική της ατμόσφαιρας και συνεπώς στην στατική ευστάθεια / αστάθεια αυτής. Στην έκδοση FORTH-CALIOP γίνεται χρήση δορυφορικών δεδομένων

αερολυμάτων από το CALIOP, ενώ στην έκδοση FORTH-PMCAMx γίνεται χρήση δεδομένων αερολυμάτων προερχόμενων από το μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό πακέτο AtmOpt. Αναλυτικότερη περιγραφή των δύο αυτών εκδόσεων και των δεδομένων εισαγωγής σε καθεμία από αυτές παρέχεται στην συνέχεια.

2.2. Έκδοση FORTH-CALIOP.

Το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας, το οποίο χρησιμοποιείται για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, απαιτεί ως είσοδο δεδομένα τα οποία αφορούν στις φυσικές παραμέτρους οι οποίες αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία. Οπότε, απαιτούνται παγκόσμια δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων και των νεφών, συγκέντρωσης ατμοσφαιρικών αερίων, πίεσης, κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας και υγρασίας, καθώς επίσης και δεδομένα τύπου εδάφους και επιφανειακής ανακλαστικότητας. Πρέπει να τονισθεί ότι στην παρούσα έκδοση του μοντέλου χρησιμοποιούνται για πρώτη φορά παγκόσμια δεδομένα οπτικού πάχους αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης από το CALIOP, στα οποία θα δοθεί στην συνέχεια μια πιο αναλυτική περιγραφή.

2.2.1. Θερμοκρασία, υγρασία και πίεση

Όπως έχει αναφερθεί το μοντέλο λαμβάνει ως είσοδο κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας υγρασίας και πίεσης. Πιο συγκεκριμένα γίνεται χρήση δεδομένων θερμοκρασίας στα 2m και σε 14 επίπεδα της ατμόσφαιρας (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70 και 50 mbar). Αντιστοίχως, τα δεδομένα σχετικής και ειδικής υγρασίας αφορούν στο ύψος των 2m και σε 8 ατμοσφαιρικά επίπεδα (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400 και 300 mbar). Τα δεδομένα αυτά, καθώς και η πίεση στα 2m λαμβάνονται σε χωρική ανάλυση $2.5 \times 2.5^\circ$ και σε μέση μηνιαία βάση από την βάση δεδομένων reanalysis του National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Kalnay et al., 1996).

2.2.2. Νέφη

Οι ιδιότητες των νεφών, στην τρέχουσα έκδοση του μοντέλου λαμβάνονται από την βάση δεδομένων International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (Rossow et al. 1996). Πιο συγκεκριμένα, γίνεται χρήση μηνιαίων δεδομένων, σε ανάλυση $2.5 \times 2.5^\circ$ από την πιο πρόσφατη συλλογή (ISSCP-D2). Τα δεδομένα αυτά συνίστανται σε μηνιαίες τιμές νεφοκάλυψης (cloud amount), οπτικού πάχους (cloud optical thickness) και πίεσης κορυφής (cloud top pressure) για διάφορα είδη νεφών. Το ISCCP διαχωρίζει τα νέφη σε χαμηλά (Cumulus, Stratocumulus, Stratus), μεσαία (Altostratus, Nimbustratus), υψηλά (Cirrus, Cirrostratus) και κατακόρυφης ανάπτυξης. Τα χαμηλά και τα μεσαία νέφη διαχωρίζονται σε δύο επιμέρους κατηγορίες (υγρής και στερεάς φάσης), ενώ τα υψηλά και τα

κατακόρυφης ανάπτυξης θεωρούνται ως στερεάς φάσης μόνο, συνεπώς λαμβάνουμε δεδομένα για 15, συνολικά, τύπους νεφών.

2.2.3. Έδαφος

Τα δεδομένα τοπογραφίας που χρησιμοποιεί το μοντέλο υπολογίζονται χρησιμοποιώντας τις τιμές πίεσης στα 2 m που παρέχονται από το NCEP. Επίσης, από την βάση δεδομένων ISCCP λαμβάνεται ο τύπος του εδάφους. Το ISCCP θεωρεί 4 βασικούς τύπους επιφανείας: (i) ξηρά, (ii) θάλασσα, (iii) χιόνι και (iv) πάγος (παγωμένος ωκεανός). Όσον αφορά στην επιφανειακή ανακλαστικότητα έγινε χρήση δεδομένων από την NASA.

2.2.4. Ατμοσφαιρικά αέρια

Στο μοντέλο γίνεται χρήση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα (CO₂), του όζοντος (O₃), του μεθανίου (CH₄) και του υποξειδίου του αζώτου (N₂O). Οι μέσες μηνιαίες τιμές, σε 2.5°x2.5° , οριζόντια ανάλυση της συγκέντρωση O₃, σε μονάδες Dobson (DU) λαμβάνονται από το όργανο TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS), το οποίο βρίσκεται στον δορυφόρο Television Infrared Observational Satellite (TIROS). Τα δεδομένα αυτά είναι ενταγμένα στην συλλογή ISCCP-D2, από όπου λαμβάνονται επίσης, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, τα δεδομένα της νεφοκάλυψης. Για το CO₂ , το CH₄ και το N₂O λαμβάνονται σταθερές τιμές συγκεντρώσεων, ίσες με 0.54 g/cm² (ή αλλιώς 344 ppmv), 0.0009 g/cm² (1570 ppmv) και 0.00045 (287 ppmv).

2.2.5. Αερολύματα

Για τους υπολογισμούς του μοντέλου απαιτούνται φασματικά δεδομένα κατακόρυφου προφίλ οπτικού πάχους (AOD), ανακλαστικότητας απλής σκέδασης (SSA) και παράγοντα ασυμμετρίας των αερολυμάτων (g_{aer}). Όσον αφορά στο κατακόρυφο προφίλ AOD, έγινε χρήση δεδομένων από το Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), το οποίο βρίσκεται στον πολική τροχιάς δορυφόρο Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO). Τα δεδομένα αυτά συνίστανται σε κατακόρυφης ανάλυσης AOD στα μήκη κύματος των 532 και 1064nm. Στην παρούσα εργασία γίνεται χρήση των πρώτων (στα 532nm). Εκτενής περιγραφή της εν λόγω βάσης δεδομένων θα ακολουθήσει στην προσεχή ενότητα. Φασματικά δεδομένα AOD, SSA και g_{aer} ελήφθησαν από την κλιματολογική βάση δεδομένων Global Aerosol Data Set (GADS), η οποία συνδυάζει τόσο αποτελέσματα μετρήσεων όσο και μοντέλων αερολυμάτων (Koepke et al., 1997). Οι εν λόγω οπτικές ιδιότητες παρέχονται από το GADS σε 61 μήκη κύματος από τα 0.25 έως τα 40 μ m (εξ αυτών, για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας έγινε χρήση μόνο των μικρών μηκών κύματος) και δίδονται για 8 τιμές σχετικής υγρασίας (0, 50, 70, 80, 90, 95,

98, και 99%). Λόγω της ισχυρής εξάρτησης που παρουσιάζουν οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων από την σχετική υγρασία (Hatzianastassiou et al., 2004), τα πρωτογενή δεδομένα του GADS προσαρμόζονται στις επικρατούσες τιμές σχετικής υγρασίας.

2.2.6 Δεδομένα οπτικού πάχους αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης από το CALIOP.

Έως σχετικά πρόσφατα τα διαθέσιμα δορυφορικά δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων παρείχαν αφορούσαν στο σύνολο της ατμοσφαιρικής στήλης (π.χ. MODIS, TOMS) χωρίς να υπάρχει η δυνατότητα διερεύνησης των κατακόρυφων κατανομών τους, παρά το μεγάλο ενδιαφέρον που παρουσιάζουν αυτές. Τέτοιας μορφής δεδομένα κατακόρυφου προφίλ, κατέστησαν διαθέσιμα χάρη στο όργανο Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), το οποίο βρίσκεται στον πολική τροχιά δορυφόρο

Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO). Εκτός του CALIOP, ο δορυφόρος είναι εξοπλισμένος με δύο ακόμα όργανα: την κάμερα ευρέως πεδίου (Wide Field Camera -WFC) και το ραδιόμετρο Imaging Infrared Radiometer (IIR).

Ο δορυφόρος CALIPSO, ο οποίος αποτελεί κοινή αποστολή της National Aeronautics and Space Administration (NASA) και της Γαλλικής διαστημικής εταιρείας (Centre National d' Etudes Spatiales - CNES), εκτοξεύθηκε στις 28 Απριλίου 2006 έχοντας ως σκοπό την μελέτη της επίδρασης των νεφών και των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της Γης και στο κλίμα, ενώ άρχισε να παρέχει δεδομένα από τον Ιούνιο του ίδιου έτους. Ο CALIPSO αποτελεί μέρος της ομάδας δορυφόρων A-train (Afternoon Train) η οποία, εκτός αυτού, περιλαμβάνει τους δορυφόρους Aqua, CloudSat και Aura. Όλοι οι δορυφόροι της A-train βρίσκονται σε ηλιοσύγχρονη πολική τροχιά ύψους 705 km και διέρχονται από τον ισημερινό περίπου στη 1:30 PM, τοπική ώρα. Η κλίση της τροχιάς (98.2°) επιτρέπει την πλανητική κάλυψη (μεταξύ 82°S and 82°N). Κάθε δορυφόρος διέρχεται πάνω από τις ίδιες περιοχές κάθε 16 ημέρες με σφάλματα τροχιάς μικρότερα από ± 10 km. Το βασικότερο όργανο του CALIPSO, το lidar CALIOP, χρησιμοποιεί ένα laser το οποίο λειτουργεί σε δύο μήκη κύματος (532 και 1064nm). Η εξερχόμενη δέσμη του laser είναι γραμμικώς πολωμένη και δύο, ευαίσθητα ως προς την πόλωση, φασματικά κανάλια στα 532 nm παρέχουν μετρήσεις του βαθμού γραμμικής πόλωσης του εισερχόμενου σήματος. Με χρήση των δύο αυτών καναλιών και ενός ακόμα, στα 1064nm, το CALIOP υπολογίζει την κατακόρυφη κατανομή των αερολυμάτων και των νεφών όχι μόνο κατά την διάρκεια της ημέρας αλλά και (για πρώτη φορά) κατά την διάρκεια της νύχτας, καθώς επίσης και τις μικροφυσικές και οπτικές τους ιδιότητες (Winker et al., 2007, Winker et al., 2013). Τα προφίλ αυτά, παρέχονται σε κατακόρυφη ανάλυση 30 m κάτω από τα 8.2 km και 60 m μεταξύ 8.2 km και 20.2 km. Η λειτουργία του lidar σε δυο μήκη κύματος επιτρέπει τον προσδιορισμό των διαστάσεων του στόχου πάνω στον οποίον η δέσμη του laser οπισθοσκεδάζεται, ενώ επίσης διευκολύνει την

διάκριση μεταξύ αερολυμάτων και νεφών, καθώς επίσης και τον προσδιορισμό του τύπου του αερολύματος (Winker et al., 2007). Πιο αναλυτικά, ο προσδιορισμός του τύπου των σωματιδίων αερολυμάτων πάνω από μία περιοχή συνίσταται στην εκτίμηση της κατάλληλης τιμής του λόγου εξασθένησης προς την οπισθοσκεδάση της δέσμης του laser ή αλλιώς του λόγου lidar (Sa). Η παράμετρος Sa είναι πολύ σημαντική για τον προσδιορισμό της εξασθένησης λόγω της παρουσίας αερολυμάτων και ακολούθως στον προσδιορισμό του οπτικού πάχους τους μέσω των μετρήσεων οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας. Είναι απαραίτητο να αναφερθεί ότι η εν λόγω παράμετρος δεν εξαρτάται από την αριθμητική πυκνότητα αλλά από φυσικές και χημικές ιδιότητες των αερολυμάτων όπως κατανομή μεγεθών (size distribution), μορφή και χημική σύσταση των σωματιδίων. Οι ιδιότητες αυτές εξαρτώνται πρωτίστως από τις πηγές των αερολυμάτων και από παραμέτρους όπως η ανάμειξη, η μεταφορά και στην περίπτωση των υγροσκοπικών σωματιδίων η απορρόφηση H₂O (hydration). Έτσι για κάθε τύπο αερολυμάτων αντιστοιχούν συγκεκριμένες τιμές Sa που συνδέονται με lookup tables (Winker et. al, 2013). Το CALIOP θεωρεί τους ακόλουθους 6 τύπους αερολυμάτων: (i) Σκόνη (Dust), (ii) Σκόνη με ρύπανση (Polluted Dust), (iii) Θαλάσσια αερολύματα (Marine), (iv) “Καθαρά” ηπειρωτικά αερολύματα (Clean Continental), (v) Ρύπανση (Pollution), και (vi) Αερολύματα από καύση βιομάζας (Biomass Burning).

Τα δεδομένα του CALIOP ταξινομούνται σε διάφορα επίπεδα επεξεργασίας (levels). Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιούνται δεδομένα οπτικού πάχους αερολυμάτων επιπέδου 2 (level 2) από την έκδοση 3.01. Τα δεδομένα αυτά παρέχονται σε 5km οριζόντια ανάλυση και ωριαία βάση. Το παρεχόμενο από το CALIOP AOD δίδεται για διάφορα ατμοσφαιρικά στρώματα, των οποίων ο αριθμός (έως 8) και το πάχος διαφέρει από κυψελίδα σε κυψελίδα. Τα μήκη κύματος στα οποία αντιστοιχεί το οπτικό πάχος είναι αυτά των 532 και 1064nm (εδώ γίνεται χρήση των πρώτων).

Ένα ακόμα σημαντικό θέμα στο οποίο πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή, είναι το ζήτημα του διαχωρισμού μεταξύ αερολυμάτων και νεφών, καθότι μια λάθος εκτίμηση δύναται να εισάγει σημαντικά σφάλματα στις μελέτες για τις οποίες χρησιμοποιούνται τα δεδομένα από το CALIOP. Ο βαθμός εμπιστοσύνης για το εάν το εύρημα το οποίο εντόπισε το lidar είναι αερόλυμα ή νέφος εκφράζεται από μία παράμετρο η οποία ονομάζεται Cloud Aerosol Discrimination (CAD) score (Liu et al., 2009). Η εν λόγω παράμετρος λαμβάνει τιμές μεταξύ -100 και 100. Όταν οι τιμή της εν λόγω παραμέτρου είναι ίση με -100 έχουμε την μέγιστη εμπιστοσύνη ότι το CALIOP εντόπισε αερολύματα, ενώ όταν είναι ίση με 100, νέφη. Γενικά, αρνητικές τιμές CAD score υποδεικνύουν ότι τον εντοπισμό αερολυμάτων και θετικές τον εντοπισμό νεφών. Τιμές CAD score 0 υποδηλώνουν πλήρη αβεβαιότητα όσον αφορά στο τι

είναι το εύρημα. Στην παρούσα εργασία έγινε χρήση δεδομένων AOD μόνο στις περιπτώσεις όπου είχαμε CAD score < -50.

Τέλος, όσον αφορά στην αξιοπιστία των δεδομένων που παρέχει το CALIOP έχουν δημοσιευθεί εργασίες στις οποίες γίνεται έλεγχος και σύγκριση με άλλες βάσεις δεδομένων, δορυφορικών (MODIS) και επίγειων AERONET, με αρκετά ενθαρρυντικά αποτελέσματα. Ενδεικτικά αναφέρονται οι μελέτες των Redemann et al., 2012 και Koffi et al., 2012 (σύγκριση CALIOP με MODIS) και αυτή των Omar et al., 2013 (σύγκριση CALIOP με AERONET). Ένα στοιχείο που διαπιστώνεται είναι ότι λόγω περιορισμών στον αλγόριθμο ανεύρεσης των δεδομένων Level 2 του CALIOP, τα εξαγόμενα μεγέθη της εξασθένησης λόγω αερολυμάτων, στην ανώτερη τροπόσφαιρα ενδέχεται να είναι υποεκτιμημένα (Winker et. al, 2013).

2.3 Εισαγωγή στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας, δεδομένων αερολυμάτων προερχόμενων από μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας - Έκδοση FORTH-PMCAMx.

Το δεύτερο μέρος της παρούσας διατριβής αφορά στην εισαγωγή στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας FORTH, δεδομένων αερολυμάτων (κατακόρυφης ανάλυσης) προερχόμενων από το μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό πακέτο AtmOpt, των οποίων παρέχεται στην συνέχεια μία επισκόπηση.

2.3.1 Το μοντέλο PMCAMx.

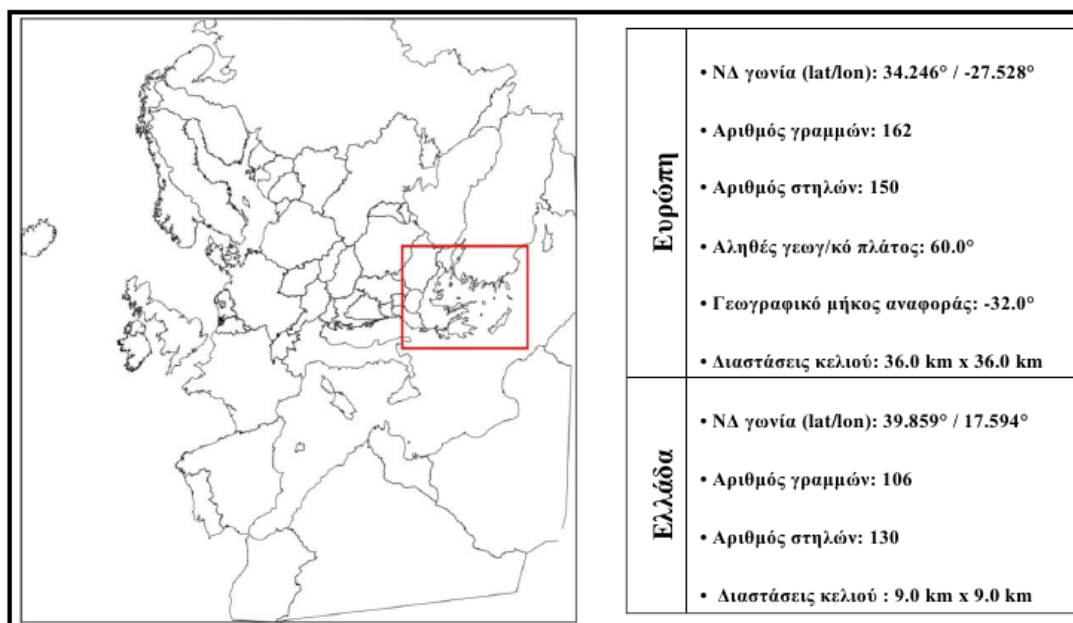
Η έκδοση του μοντέλου από την οποία ελήφθησαν τα δεδομένα είναι η “PMCAMx-2008” (Murphy and Pandis, 2009; Tsimpidi et al., 2010; Karydis et al., 2010; Fountoukis et al., 2011). Το PMCAMx είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας, στο οποίο λαμβάνεται υπ’ όψιν τόσο η οριζόντια όσο και η κατακόρυφη μεταφορά και διασπορά, η υγρή και ξηρή εναπόθεση, καθώς και η αέριας φάσης χημεία. Όσον αφορά στις διεργασίες που σχετίζονται με τα ατμοσφαιρικά αερολύματα, στο μοντέλο συμπεριλαμβάνονται η υγρής φάσης χημεία, η αύξηση της μάζας των ανόργανων αερολυμάτων, καθώς επίσης και ο σχηματισμός και η αύξηση της μάζας των δευτερογενών οργανικών αερολυμάτων (Secondary Organic Aerosol – SOA). Η μεταφορά ανάμεσα στην αέρια και την σωματιδιακή φάση υπολογίζεται από το PMCAMx με χρήση του μοντέλου θερμοδυναμικής ισορροπίας ISORROPIA (Nenes et al., 1998, Fountoukis et. al, 2011). Για την παρακολούθηση των διεργασιών αύξησης της μάζας των αερολυμάτων, το μοντέλο κάνει χρήση μίας τμηματικής προσέγγισης (sectional approach), χωρίζοντας τα σωματίδια σε 10 κατηγορίες (τάξεις) μεγεθών μεταξύ 40 nm και 40 μm (Πίνακας 2.1).

Κατηγορία μεγέθους	Διάμετρος (σε μm)
1	0.039063 – 0.078125
2	0.078125 – 0.15625
3	0.15625 – 0.3125
4	0.3125 – 0.625
5	0.625 – 1.25
6	1.25 – 2.5
7	2.5 – 5.0
8	5.0 – 10.0
9	10.0 – 20.0
10	20.0– 40.0

Πίνακας 2.1: Οι 10 κατηγορίες μεγεθών σωματιδίων αερολυμάτων στο PMCAMx.

Στα είδη σωματιδίων, τα οποία προτυποποιούνται στο PMCAMx συμπεριλαμβάνονται τα ακόλουθα: θειικά, νιτρικά, αμμωνιακά, νάτριο, χλώριο, κάλιο, μαγνήσιο, στοιχειακός άνθρακας, καθώς επίσης πρωτογενή και δευτερογενή οργανικά αερολύματα. Το μοντέλο παρέχει, ως έξοδο, ωριαία δεδομένα κατακόρυφου προφίλ συγκεντρώσεων των προαναφερθέντων αερολυμάτων, για κάθε κατηγορία μεγέθους.

Το PMCAMx εκτελείται για την περιοχή της Ευρώπης (πρωτεύων κানাβος / master grid) και για την περιοχή της Ελλάδας (εμφωλευμένος κানাβος / nested grid). Η οριζόντια ανάλυση του μοντέλου είναι 36 km x 36 km για την Ευρώπη και 9 km x 9 km για την Ελλάδα, με χρήση πολικών στερεογραφικών συντεταγμένων (Σχήμα 2.1), ενώ οι υπολογισμοί γίνονται σε 14 κατακόρυφα επίπεδα από τα 50 m έως, κατά προσέγγιση, το ύψος των 6.5 km.



Σχήμα 2.1: Η περιοχή της Ευρώπης (master grid) και εντός του κόκκινου πλαισίου η περιοχή της Ελλάδας (nested grid), στις οποίες εκτελείται το PMCAMx και τα χαρακτηριστικά τους (δεξιά).

Στο μοντέλο γίνεται χρήση βάσεων δεδομένων ανθρωπογενών και βιογενών εκπομπών. Πιο συγκεκριμένα, οι ανθρωπογενείς εκπομπές αερίων λαμβάνονται από την βάση δεδομένων GEMS (Visschedijk et al., 2007). Οι ανθρωπογενείς σωματιδιακές εκπομπές οργανικού και στοιχειακού άνθρακα προέρχονται από την βάση δεδομένων Pan-European Carbonaceous aerosol inventory η οποία αναπτύχθηκε στα πλαίσια του προγράμματος EUCAARI (Kulmala et al., 2009). Όσον αφορά στις βιογενείς εκπομπές, οι πρόδρομες αέριες εκπομπές οργανικών αερολυμάτων που προέρχονται από την χλωρίδα και πιο συγκεκριμένα από τα φυλλώματα παράγονται από το μοντέλο MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature) (Guenther et al., 2006), οι εκπομπές θαλασσιών αερολυμάτων παράγονται από μοντέλο το οποίο αναπτύχθηκε από τους O'Dowd et al., 2008, ενώ, τέλος, για τις εκπομπές από δασικές πυρκαγιές χρησιμοποιείται η βάση δεδομένων IS4FIRES (FMI, Finland), η οποία αναπτύχθηκε επίσης στα πλαίσια του EUCAARI. Επισημαίνεται ότι στο PMCAMx δεν συμπεριλαμβάνονται πηγές ερημικών αερολυμάτων. Τέλος, τα μετεωρολογικά δεδομένα που απαιτούνται για τους υπολογισμούς του PMCAMx, παρέχονται από το μετεωρολογικό μοντέλο Weather Research and Forecasting Model (WRF).

2.3.2 Το λογισμικό πακέτο AtmOpt.

Όπως προαναφέρθηκε το PMCAMx, δίδει ως έξοδο ωριαίες συγκεντρώσεις αερολυμάτων σε διάφορα ύψη. Προκειμένου να εξετασθεί η επίδραση των αερολυμάτων αυτών στην ηλιακή ακτινοβολία, είναι απαραίτητη η γνώση των οπτικών τους ιδιοτήτων. Οι υπολογισμοί των

οπτικών ιδιοτήτων γίνονται μέσω του λογισμικού AtmOpt (Charalabidis et al. 2013, Panagiotopoulou et. al, under preparation), κάνοντας χρήση δεδομένων από όλες τις κατηγορίες μεγεθών των σωματιδίων (πίνακας 2.1), μεταξύ 40 nm και 40 μm . Οι υπολογισμοί των συντελεστών σκέδασης και απορρόφησης γίνονται βάσει της θεωρίας για την σκέδαση Mie, ενώ οι συντελεστές διάθλασης υπολογίζονται από την χημική σύσταση των αερολυμάτων. Προκειμένου να υπολογισθούν οι οπτικές παράμετροι από την θεωρία Mie γίνονται ορισμένες παραδοχές όσον αφορά στην μικροφυσική κατάσταση των αερολυμάτων. Πιο συγκεκριμένα χρησιμοποιούνται δύο διαφορετικές παραδοχές οι οποίες δίδουν δύο, ελαφρώς διαφοροποιημένα αποτελέσματα:

- ένας τύπος σωματιδίων αποτελούμενος από ομογενείς σφαίρες (internal mixture, homogeneous spheres) και
- σφαίρες με πυρήνα και κέλυφος αποτελούμενο από μαύρο άνθρακα (core – shell spheres)

Η αξιοπιστία του λογισμικού AtmOpt έχει ελεγχθεί μέσω της σύγκρισης του εξαγόμενου οπτικού πάχους των αερολυμάτων με δορυφορικά (MODIS-Aqua) και επίγεια (δίκτυο Σταθμών AERONET) δεδομένα (Charalabidis et al. 2013, Panagiotopoulou et. al, under preparation).

Με εφαρμογή της προαναφερθείσας μεθόδου, παρέχονται εν τέλει, εκτός του οπτικού πάχους, ο παράγοντας ασυμμετρίας και η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης των αερολυμάτων για την περίοδο του Ιουνίου και του Ιουλίου του έτους 2012, παράμετροι οι οποίες εισάγονται στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας. Το μοντέλο FORTH τροποποιήθηκε ούτως ώστε να εκτελείται στην χωρική και χρονική ανάλυση του PMCAMx, ενώ όσον αφορά στις μετεωρολογικές παραμέτρους που απαιτούνται για την λειτουργία του, έγινε χρήση διαθέσιμων δεδομένων από το μετεωρολογικό μοντέλο WRF (Weather Research and Forecasting Model), το οποίο και παρέχει μετεωρολογικά δεδομένα εισόδου στο PMCAMx. Πιο συγκεκριμένα, από το εν λόγω μοντέλο ελήφθησαν δεδομένα προφίλ ύψους, πίεσης, υγρασίας καθώς επίσης και επιφανειακής λευκαύγειας, τα οποία εισήχθησαν στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας.

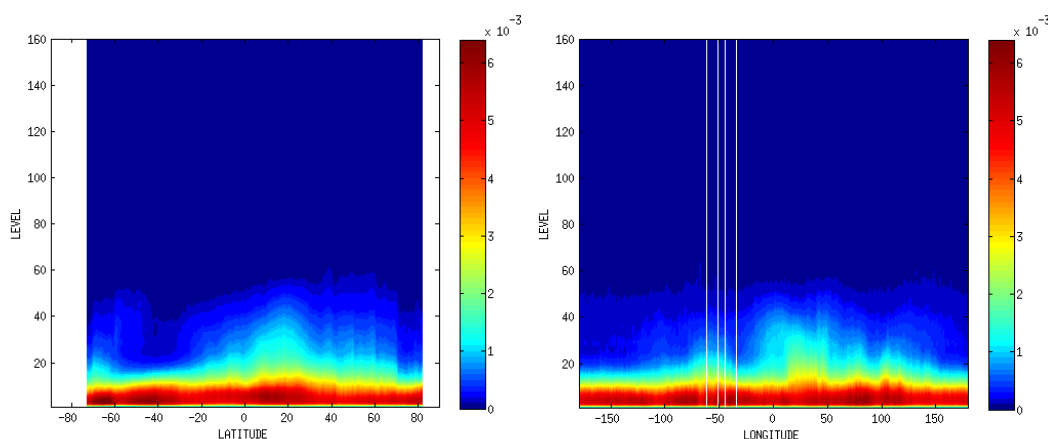
Στο σημείο αυτό πρέπει να διευκρινισθεί ότι το μοντέλο FORTH-PMCAMx υπολογίζει τις ροές ακτινοβολίας σε 28 κατακόρυφα ατμοσφαιρικά στρώματα. Ο αριθμός 28 αντιστοιχεί στον αριθμό των στρωμάτων στα οποία «τρέχει» το WRF.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. Μοντέλο FORTH-CALIOP – Αποτελέσματα και ανάλυση

Στο παρόν Κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του πρώτου μέρους της παρούσας διατριβής. Στο πρώτο μέρος του Κεφαλαίου διερευνάται η χωροχρονική μεταβλητότητα και η κατακόρυφη εξάρτηση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (AOD) στο μήκος κύματος των 532 nm, κάνοντας χρήση δορυφορικών δεδομένων AOD, κατακόρυφης ανάλυσης, παρεχόμενων από το CALIOP. Η περίοδος κάλυψης του CALIOP εκτείνεται από τον Ιούλιο του 2006 έως τον Οκτώβριο του 2011, εκ των οποίων εδώ χρησιμοποιήθηκαν τρία πλήρη έτη (2007-2009) ,ώστε να εξασφαλισθεί η ταυτόχρονη διαθεσιμότητα δεδομένων νεφών από το ISCCP. Τα δεδομένα αυτά, εισάγονται στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας. Τα σχετικά αποτελέσματα όσον αφορά στην επίδραση των αερολυμάτων αυτών στην ηλιακή ακτινοβολία παρέχονται στο δεύτερο μέρος του τρέχοντος Κεφαλαίου.

3.1 Βάση δεδομένων CALIOP

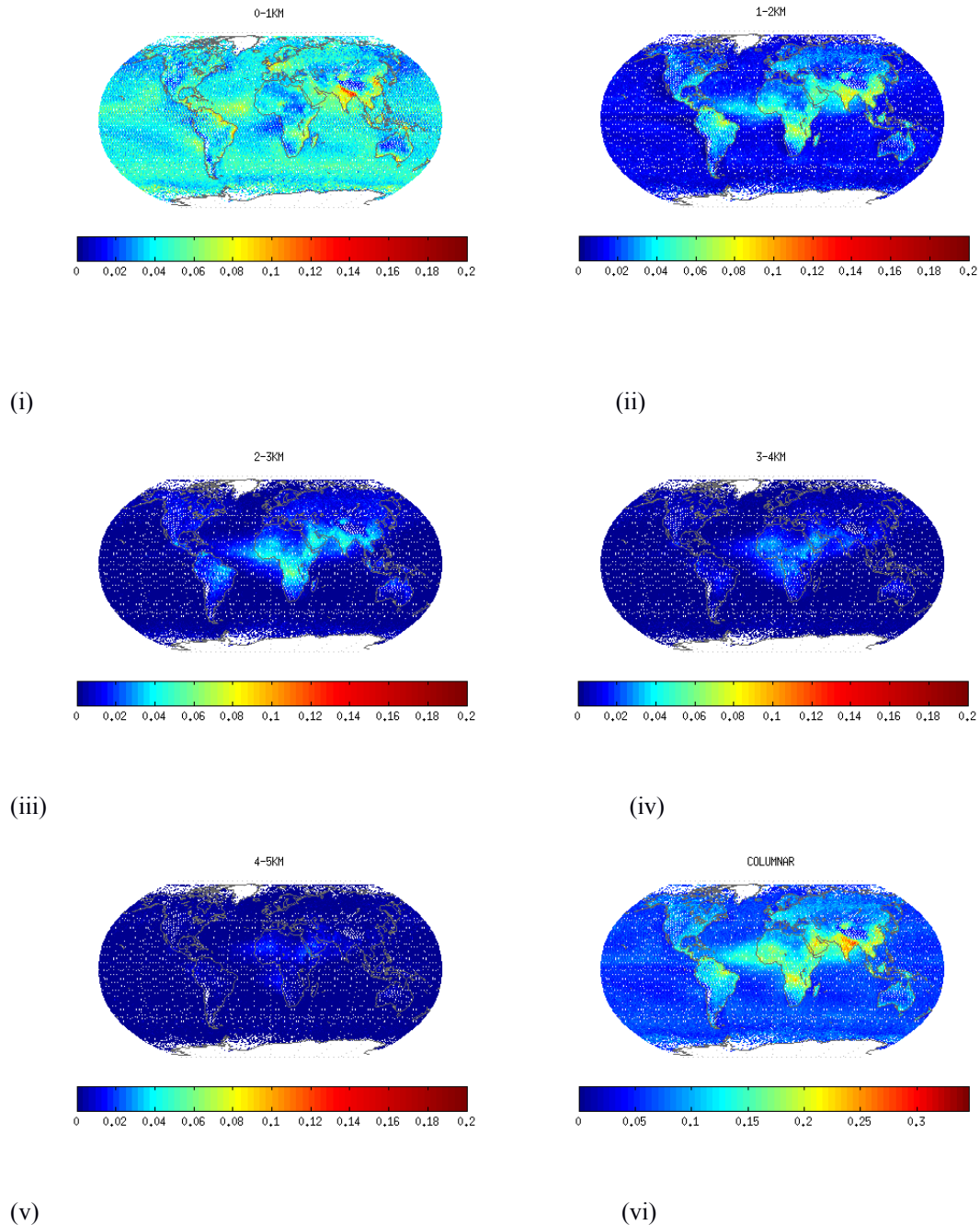
Στην παρούσα ενότητα εξετάζεται η γεωγραφική μεταβλητότητα και η κατακόρυφη εξάρτηση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων από την βάση δεδομένων CALIOP. Η μελέτη πραγματοποιείται τόσο σε μέσο ετήσιο, όσο και σε εποχικό επίπεδο. Τα πρωτογενή δεδομένα AOD (ωριαία, 5 km οριζόντια ανάλυση και σε έως 8 στρώματα) μεσοποιήθηκαν σε πλέγμα $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, σε μηνιαία χρονική ανάλυση και διαμοιράστηκαν, αρχικά σε 160 κατακόρυφα επίπεδα πάχους 100 m, ξεκινώντας από την επιφάνεια του εδάφους και στην συνέχεια σε 5 επίπεδα πάχους 1 km. Για τον υπολογισμό αυτό έγινε χρήση δεδομένων DEM (Digital Elevation Model) που παρέχονται μαζί με τα δεδομένα CALIOP και με την ίδια χωροχρονική ανάλυση. Με άθροιση των AOD σε κάθε στρώμα εξήχθησαν και οι μηνιαίες τιμές οπτικού πάχους μεταξύ 0 και 16 km πάνω από την επιφάνεια του εδάφους (agl-above ground level). Από εδώ και στο εξής το στρώμα μεταξύ 0-16 km θα αναφέρεται ως ατμοσφαιρική στήλη. Στην συνέχεια, με μεσοποίηση των υπολογισθεισών μηνιαίων τιμών του AOD, υπολογίσθηκαν τόσο οι μέσες ετήσιες, όσο και οι 12 μέσες μηνιαίες κλιματολογικές τιμές για κάθε ένα από τα προαναφερθέντα στρώματα (Σχήματα 3.1, 4.2). Για να γίνει αποδεκτή μία μηνιαία κλιματολογική τιμή τέθηκε ο όρος της ύπαρξης μηνιαίων τιμών AOD από τουλάχιστον τρία έτη, ενώ για την αποδοχή μιας κλιματολογικής ετήσιας τιμής το κριτήριο που εφαρμόστηκε ήταν η ύπαρξη δεδομένων από 12 μήνες (εξασφάλιση εποχικής αντιπροσωπευτικότητας). Η ανωτέρω διαδικασία / επεξεργασία, πραγματοποιήθηκε ξεχωριστά για κάθε κυψελίδα (cell $1^{\circ} \times 1^{\circ}$), ώστε να εξαχθούν οι παρουσιαζόμενες στην συνέχεια γεωγραφικές κατανομές των μέσων ετησίων και κλιματολογικών μηνιαίων τιμών του οπτικού πάχους των αερολυμάτων. Σε περίπτωση μη πλήρωσης των προαναφερόμενων συνθηκών σε κάποια κυψελίδα, αυτή απεικονίζεται με λευκό χρώμα στους χάρτες.



Σχήμα 3.1: Μεταβολή των μέσων ετήσιων τιμών AOD καθ' ύψος (160 επίπεδα πάχους 100m). Τα αποτελέσματα έχουν μεσοποιηθεί για κάθε γεωγραφικό πλάτος (i) και μήκος (ii), σε ζώνες 1°.

Στο Σχήμα 3.1 παρέχεται η μεταβολή των μέσων ετήσιων τιμών οπτικού πάχους των αερολυμάτων στο μήκος κύματος των 532 nm από την βάση δεδομένων CALIOP, καθ' ύψος (160 επίπεδα πάχους 100m), με μεσοποίηση των αποτελεσμάτων για κάθε γεωγραφικό πλάτος (i) και μήκος (ii) σε ζώνες 1°, ενώ στο Σχήμα 3.2 παρέχονται οι γεωγραφικές κατανομές των μέσων ετήσιων τιμών του AOD. Τα αποτελέσματα στο Σχήμα αφορούν στα στρώματα 0-1 km, 1-2 km, 2-3 km, 3-4 km, 4-5 km, καθώς και στην ατμοσφαιρική στήλη (0-16 km). Τα δύο κύρια ευρήματα που προκύπτουν από τις κατανομές αυτές είναι, πρώτον, η αξιόλογη γεωγραφική μεταβλητότητα του οπτικού πάχους των αερολυμάτων και δεύτερον, η σημαντική μείωση που υφίσταται αυτό με την αύξηση του υψομέτρου (επισημαίνουμε ότι τα ύψη των στρωμάτων είναι δοσμένα σε km πάνω από την επιφάνεια του εδάφους). Πιο συγκεκριμένα παρατηρείται ότι σχεδόν το σύνολο του φορτίου των αερολυμάτων εντοπίζεται κάτω από τα 5 km, ενώ σημαντική πτώση στις τιμές του AOD παρατηρείται πάνω από τα 2 km agl. Τα χαρακτηριστικά αυτά είναι πιο εμφανή στο Σχήμα 3.1. Όσον αφορά στην γεωγραφική εξάρτηση του οπτικού πάχους και επικεντρώνόμενοι στα δεδομένα ατμοσφαιρικής στήλης (0-16 km, Σχήμα 4.1-vi), οι υψηλότερες τιμές AOD σύμφωνα με το CALIOP εντοπίζονται στις δύο μεγαλύτερες ερημικές περιοχές του πλανήτη: την Σαχάρα και την Αραβική έρημο (έως και 0.29 στο σύνολο της ατμοσφαιρικής στήλης, πάνω από την κεντρική Αραβική χερσόνησο), δηλαδή σε περιοχές όπου επικρατούν ερημικής προέλευσης σωματίδια, στην Ινδική υπο-ήπειρο (τιμές AOD έως και 0.35 στην κοιλάδα του Γάγγη), στην ανατολική Κίνα, στην Ινδοκίνα καθώς και σε περιοχές της νότιας Αφρικής (συνδεδεμένα, πιθανότατα με αερολύματα πρωτίστως προερχόμενα από καύση βιομάζας (κυρίως στην Αφρική, όπου το οπτικό πάχος λαμβάνει τιμές έως και 0.26), είτε από ανθρωπογενή αστικά /

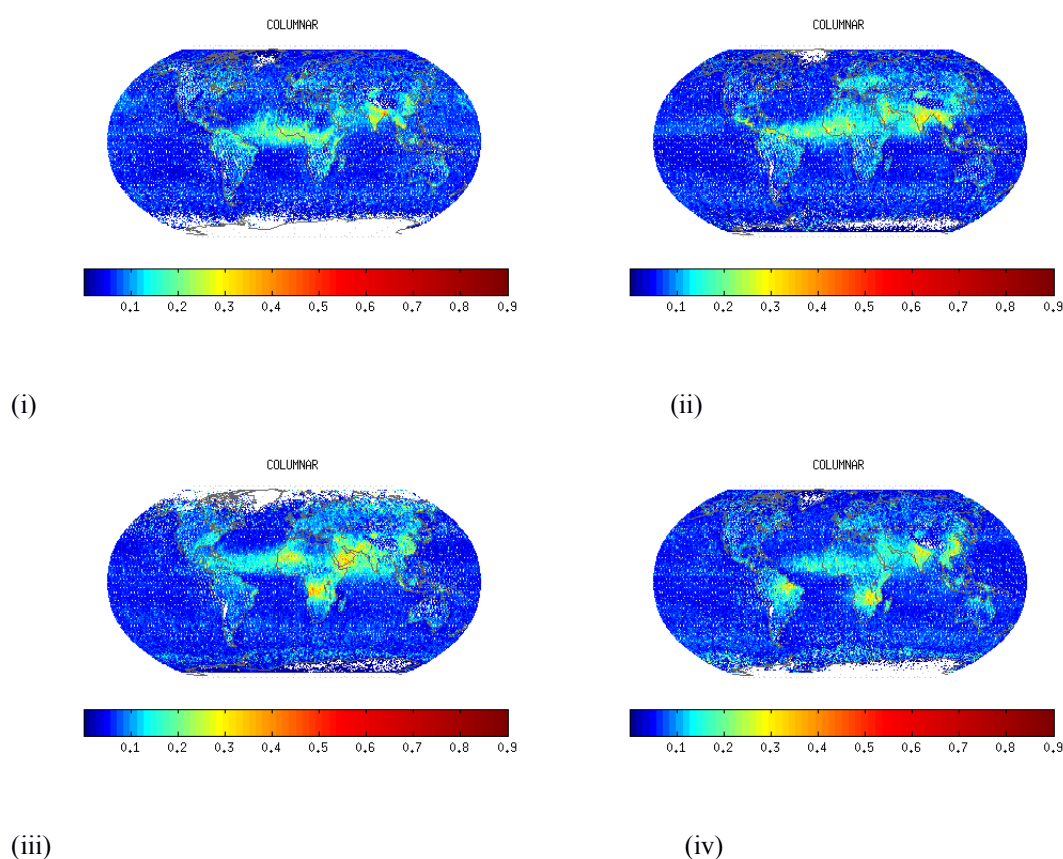
βιομηχανικά αερολύματα (Κίνα). Υψηλές τιμές AOD εντοπίζονται επίσης σε τμήματα της ΒΑ Βραζιλίας (περιοχή όπου επίσης παρατηρείται συχνή καύση βιομάζας-πυρκαγιές σε τροπικά δάση) και στον υποτροπικό Ατλαντικό ωκεανό ανοικτά της ΒΑ Αφρικής, γεγονός το



Σχήμα 3.2: Γεωγραφική μεταβολή μέσων κλιματολογικών ετήσιων τιμών AOD από την βάση δεδομένων CALIOP. (i) 0-1 km, (ii) 1-2km, (iii) 2-3km, (iv) 3-4km, (v) 4-5km agl και (vi) ατμοσφαιρική στήλη.

οποίο αποδίδεται στις εκροές ερημικής σκόνης από την Σαχάρα. Εκτός των δύο προαναφερθεισών ερημικών περιοχών, σχετικά υψηλές τιμές οπτικού πάχους παρατηρούνται

και στις ερημικές εκτάσεις της Δυτικής Κίνας (έρημος Τακλαμακάν). Από την άλλη πλευρά, μικρές τιμές AOD παρατηρούνται στις περισσότερες ωκεάνιες περιοχές, όπου το μεγαλύτερο κλάσμα του φορτίου των αερολυμάτων αποτελείται από σωματίδια θαλασσίου άλατος. Χαρακτηριστικό επίσης είναι το γεγονός ότι πάνω από τους ωκεανούς το σύνολο σχεδόν των αερολυμάτων εντοπίζεται στο στρώμα μεταξύ 0 και 1 km. Στο στρώμα αυτό παρατηρούνται υψηλές τιμές AOD στην δυτική και κεντρική Ευρώπη (έως και 0.12), γεγονός το οποίο μπορεί να αποδοθεί στην αστική και βιομηχανική ρύπανση. Οι υψηλότερες τιμές AOD (έως και 0.20) στο εν λόγω στρώμα εντοπίζονται στην Ινδία και πιο συγκεκριμένα στην κοιλάδα του Γάγγη.



Σχήμα 3.3: Γεωγραφική μεταβολή των μηνιαίων κλιματολογικών τιμών του AOD από την βάση δεδομένων CALIOP (ατμοσφαιρική στήλη). (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος.

Όσον αφορά στην εποχική (ενδοετήσια) μεταβλητότητα του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, αξιολογήματα συμπεράσματα προκύπτουν από τη μελέτη των γεωγραφικών κατανομών των κλιματολογικών μηνιαίων τιμών του AOD. Εδώ, θα περιορισθούμε στην εξέταση του εποχικού κύκλου στο σύνολο της ατμοσφαιρικής στήλης (Σχήμα 3.3). Όπως

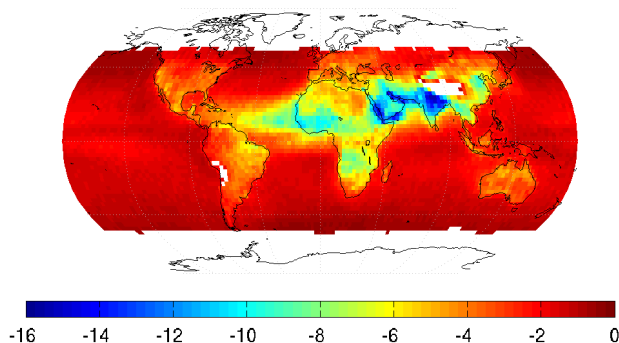
μπορεί να διαπιστωθεί, η ενδοετήσια κύμανση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων παρουσιάζει σημαντικές διαφορές, τόσο ως προς το εύρος όσο και ως προς τα χαρακτηριστικά, ανάλογα με την περιοχή στην οποία εστιάζουμε. Η περιοχή στην οποία παρατηρείται πιο ισχυρός εποχικός κύκλος είναι η Αραβική χερσόνησος με σαφώς υψηλότερες τιμές AOD κατά το θέρος (έως 0.6) και δευτερευόντως την άνοιξη και σαφώς μικρότερες τιμές το φθινόπωρο και τον χειμώνα. Η τάση αυτή συνδέεται, ενδεχομένως, με μεταβολές στην παραγωγή ερημικής σκόνης στην Αραβική χερσόνησο που συμβαίνουν εντός του έτους. Κατά την διάρκεια του Χειμώνα η παραγωγή σκόνης είναι σχετικά μικρή, αυξάνεται σημαντικά κατά τους μήνες Μάρτιο και Απρίλιο, ενώ γίνεται μέγιστη τον Ιούνιο και τον Ιούλιο (Prospero et al., 2002). Ενδιαφέρον παρουσιάζει η ενδοετήσια κύμανση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων στην περιοχή της Ινδίας, όπου οι μικρότερες τιμές AOD εντοπίζονται κατά τα θέρος, γεγονός το οποίο ενδέχεται να οφείλεται στην μουσωνική δραστηριότητα. Μεταξύ Μαΐου και Σεπτεμβρίου πνέουν οι ΝΔ, γενικά, διεύθυνσης θερινοί μουσώνες οι οποίοι προκαλούν πολύ μεγάλα ύψη υετού κατά την εν λόγω περίοδο οδηγώντας έτσι στην απόπλυση και βροχοπλυση των σωματιδίων των αερολυμάτων και στην συνακόλουθη ελάττωση του οπτικού πάχους τους. Αντίθετα, κατά την ψυχρή εποχή οι επικρατούντες χειμερινοί μουσώνες συνδέονται με ξηρές συνθήκες που ευνοούν την αύξηση του φορτίου των αερολυμάτων. Αντίστροφος εποχικός κύκλος παρατηρείται στην Αραβική Θάλασσα, όπου οι μέγιστες τιμές οπτικού πάχους εντοπίζονται κατά το Θέρος (Ιούλιο) γεγονός το οποίο αποδίδεται στην μεταφορά ερημικής σκόνης από το Κέρας της Αφρικής και την Αραβική χερσόνησο κάτω από την επίδραση των επικρατούντων κατά την εποχή αυτή ΝΔ ανέμων (Li and Ramanathan, 2002). Όσον αφορά στην περιοχή της νότιας Αφρικανικής ηπείρου, αποκαλύπτεται επίσης ένας, σημαντικού εύρους εποχικός κύκλος. Στην εν λόγω περιοχή παρατηρούνται σαφώς υψηλότερες τιμές AOD κατά το χειμώνα, πρωτίστως, και την άνοιξη του Ν. Ημισφαιρίου σε σχέση με το καλοκαίρι και το φθινόπωρο. Στην ξηρή περίοδο (χειμώνας και άνοιξη) της συγκεκριμένης περιοχής λαμβάνει χώρα εκτεταμένη καύση βιομάζας. Στην βόρεια Αφρική παρατηρούνται επίσης σημαντικές ενδοετήσιες μεταβολές στο οπτικό πάχος των αερολυμάτων με υψηλότερες τιμές πάνω από την Σαχάρα την άνοιξη και το θέρος, ενώ μία ζώνη υψηλών τιμών AOD διαπιστώνεται να μετατοπίζεται προς βορρά κατά την μετάβαση από τον χειμώνα στο θέρος, συνδεδεμένη ενδεχομένως με την καύση βιομάζας κατά την διάρκεια του χειμώνα (ξηρή εποχή) στην περιοχή του Σαχέλ.

3.2 Αποτελέσματα μοντέλου

Τα δεδομένα οπτικού πάχους των αερολυμάτων από το CALIOP, τα οποία παρουσιάστηκαν στην προηγούμενη ενότητα, εισήχθησαν στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας FORTH. Όπως έχει αναφερθεί, το μοντέλο λαμβάνει ως είσοδο και δίδει αποτελέσματα σε μηνιαίο επίπεδο και σε πλέγμα $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, έτσι τα πρωτογενή δεδομένα AOD μεσοποιήθηκαν στην χωρική και χρονική ανάλυση του μοντέλου. Ακολουθώντας την ίδια μεθοδολογία με αυτή της προηγούμενης ενότητας υπολογίστηκαν οι μέσες μηνιαίες και μέσες ετήσιες κλιματολογικές τιμές της επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης (DRE_{surf}), εντός της ατμόσφαιρας (DRE_{atm}) και στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}).

Αρχικά, το ποσοστό νεφοκάλυψης τέθηκε στο μοντέλο ίσο με 0 ώστε να μελετηθεί η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία υπό συνθήκες καθαρού ουρανού, ενώ στην συνέχεια οι ίδιοι υπολογισμοί έγιναν με χρήση του εξαγόμενου από το ISCCP ποσοστού νεφοκάλυψης, ώστε να ληφθούν τα αντίστοιχα αποτελέσματα παρουσία νεφών. Τα αποτελέσματα παρουσία νεφών παρουσιάζονται στην συνέχεια, ενώ τα αντίστοιχα αποτελέσματα υπό ανέφελες συνθήκες παρέχονται στο παράρτημα 1.

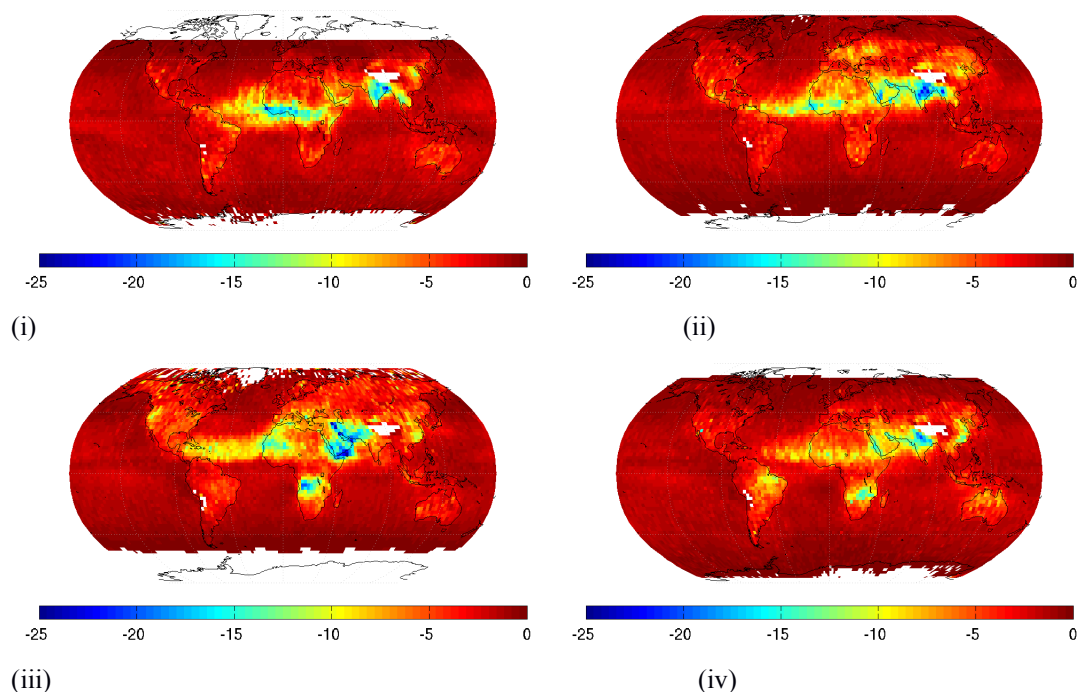
3.2.1 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης



Σχήμα 3.4: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί παρουσία νεφών.

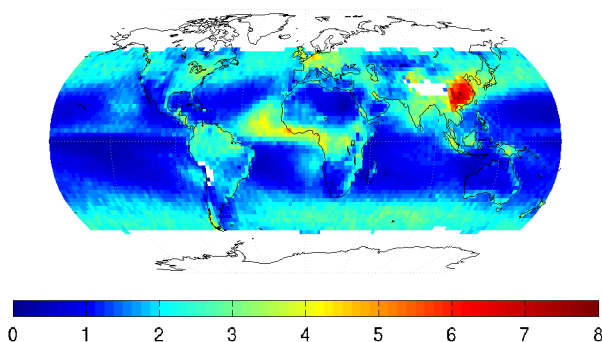
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου, παρουσία νεφών, τα ατμοσφαιρικά αερολύματα μέσω σκέδασης και απορρόφησης της κατερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας προκαλούν ψύξη της επιφάνειας της Γης. Στο Σχήμα 3.4 παρέχεται η γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης. Οι αρνητικές τιμές στο σχήμα υποδεικνύουν ψυκτική δράση των αερολυμάτων (κυανά χρώματα – ισχυρότερη ψύξη, ερυθρά χρώματα –

ασθενέστερη). Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, η ψύξη είναι ισχυρότερη σε ηπειρωτικές περιοχές με μεγαλύτερο φορτίο αερολυμάτων αποτελούμενου από σωματίδια τόσο φυσικής προέλευσης όσο και ανθρωπογενών. Η ισχυρότερη επιφανειακή ψύξη (έως -15.4 Wm^{-2}) παρατηρείται στην Αραβική έρημο και στην Ινδική υπο-ήπειρο. Τα αερολύματα προκαλούν επίσης ισχυρή επιφανειακή ψύξη (της τάξεως των -5 έως -10 Wm^{-2}) σε ξηρές και ημίξηρες περιοχές της βόρειας Αφρικής και πιο συγκεκριμένα στην έρημο Σαχάρα και νοτίως αυτής (Σαχέλ). Επίσης, σχετικά ισχυρή ψύξη παρατηρείται σε τμήματα της νότιας αφρικανικής ηπείρου και στην Άπω Ανατολή (κυρίως στην ανατολική Κίνα). Η μέση τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων πάνω από χερσαίες περιοχές είναι ίση με -1.37 Wm^{-2} . Στους ωκεανούς η επίδραση των αερολυμάτων είναι σαφώς μικρότερη (μέση τιμή -0.63 Wm^{-2}), κυρίως λόγω του εν γένει χαμηλού φορτίου αερολυμάτων. Αξιόλογη ψύξη παρατηρείται μόνο στον τροπικό και υποτροπικό βόρειο Ατλαντικό ωκεανό (τοπικά έως και -5 Wm^{-2}) και στον βόρειο Ινδικό ωκεανό και κυρίως στην Αραβική θάλασσα, αμφότερες περιοχές με σχετικά υψηλό φορτίο αερολυμάτων (το υψηλότερο από όλες τις υπόλοιπες ωκεάνιες περιοχές). Στην πρώτη περίπτωση μεταφέρεται ερημική σκόνη από την έρημο Σαχάρα (Remer et al., 2008; Winker et al., 2013), ενώ στην δεύτερη παρατηρείται μεταφορά αερολυμάτων από την νότια και νοτιοανατολική Ασία (περιοχές με σημαντικές πηγές αερολυμάτων ανθρωπογενούς και φυσικής προέλευσης, όπως αστικών, καύσης βιομάζας και ερημικών – βλ. ενότητα 3.1).



Σχήμα 3.5: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων μηνιαίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης, για τέσσερις χαρακτηριστικούς μήνες: (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί παρουσία νεφών.

Η εποχική μεταβολή της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης (Σχήμα 3.5) βρίσκεται σε συμφωνία με τον εποχικό κύκλο του οπτικού πάχους. Η επίδραση των αερολυμάτων είναι ισχυρότερη πάνω από περιοχές και κατά την διάρκεια μηνών με υψηλότερο φορτίο αερολυμάτων. Χαρακτηριστικά, κατά την διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης του νοτίου ημισφαιρίου τα προερχόμενα από πυρκαγιές και γενικότερα καύση βιομάζας αερολύματα επιφέρουν ισχυρή ψύξη (έως και -20 Wm^{-2}). Επίσης, η εποχική καύση βιομάζας στην νότια Αμερική και κυρίως στην περιοχή της Αμαζονίας (Remer et al., 2008), έχει ως αποτέλεσμα την ισχυρότερη ψύξη κατά την διάρκεια την άνοιξης. Ένας σαφής εποχικός κύκλος της DRE_{surf} παρουσιάζεται στην Αραβική χερσόνησο με ισχυρότερη ψύξη κατά την διάρκεια του θέρους και μικρότερη κατά την διάρκεια του χειμώνα και του φθινοπώρου. Αυτός ο εποχικός κύκλος βρίσκεται σε συμφωνία με την ενδοετήσια κύμανση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων στην εν λόγω περιοχή (υψηλότερες τιμές AOD κατά το θέρος).



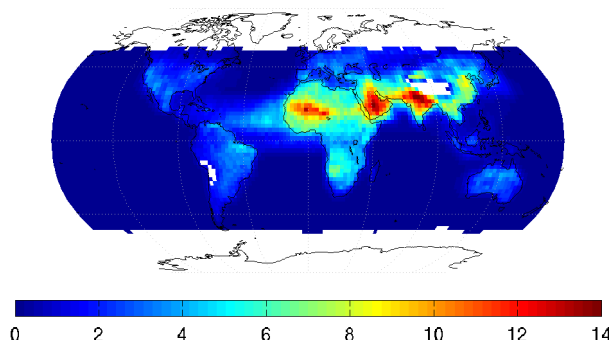
Σχήμα 3.6: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών των διαφορών μεταξύ άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία παρουσία νεφών και των αντίστοιχων υπολογισθέντων τιμών υπό συνθήκες καθαρού ουρανού (σε W/m^2), στην επιφάνεια της Γης.

Θέτοντας στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας το ποσοστό νεφοκάλυψης ίσο με μηδέν, λαμβάνουμε την άμεση επίδραση των αερολυμάτων υπό ανέφελες συνθήκες. Τα αποτελέσματα δείχνουν μια ελάττωση της DRE_{surf} , τοπικά έως και κατά 8 Wm^{-2} η οποία είναι μεγαλύτερη πάνω από περιοχές με ταυτόχρονη παρουσία νεφών και αερολυμάτων (Άπω Ανατολή και Ινδία, κεντρική Αφρική, τροπικός βόρειος Ατλαντικός ωκεανός και δυτική Ευρώπη). Οι μέσες κλιματολογικές ετήσιες τιμές της DRE_{surf} στην περίπτωση των ανέφελων συνθηκών βρέθηκαν ίσες με -2.23 Wm^{-2} πάνω από χερσαίες εκτάσεις και -1.25 Wm^{-2} , πάνω από τους ωκεανούς. Οι μέσες ετήσιες κλιματολογικές (2007–2009) τιμές των διαφορών μεταξύ DRE_{surf} παρουσία νεφών και των αντίστοιχων υπολογισθέντων τιμών υπό συνθήκες

καθαρού ουρανού παρέχεται στο Σχήμα 3.6. Τα θετικά πρόσημα στον χάρτη υποδεικνύουν ελάττωση της DRE_{surf} καθώς τα αερολυμάτα ψύχουν την επιφάνεια της Γης (αρνητικές τιμές DRE_{surf}).

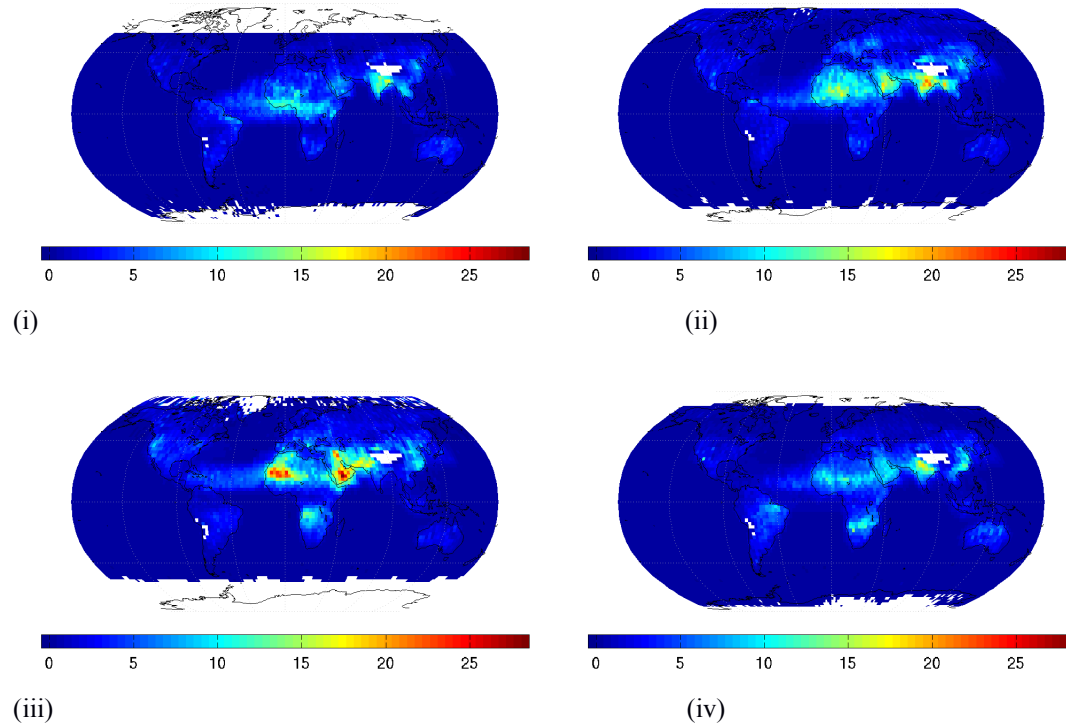
3.2.2 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα

3.2.2.1 Αποτελέσματα στο σύνολο της ατμοσφαιρικής στήλης



Σχήμα 3.7: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) εντός της ατμόσφαιρας. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί παρουσία νεφών.

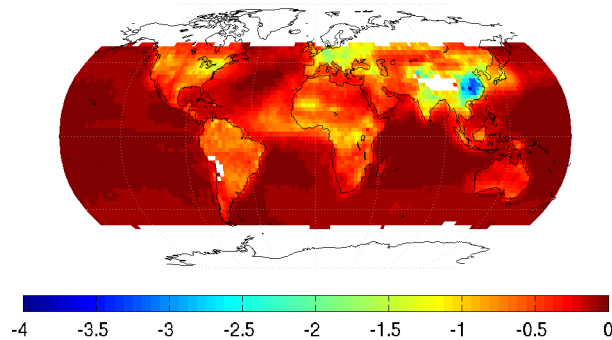
Τα αποτελέσματα του μοντέλου σε ότι αφορά στην άμεση επίδραση των αερολυμάτων εντός της ατμόσφαιρας (DRE_{atm}) ή ισοδύναμα την επίδραση των αερολυμάτων στην ατμοσφαιρική απορρόφηση, αθροισμένα σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη παρέχονται στα Σχήματα 3.7 και 3.8. Πιο συγκεκριμένα στο Σχήμα 3.7 παρουσιάζεται η γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων τιμών της DRE_{atm} , ενώ στο Σχήμα 3.8 παρουσιάζεται η αντίστοιχη γεωγραφική μεταβολή για τους χαρακτηριστικούς μήνες Ιανουάριο, Απρίλιο, Ιούλιο και Οκτώβριο. Τα αποτελέσματα αυτά έχουν προκύψει με άθροιση των επί μέρους τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων σε καθένα από τα 40 στρώματα του μοντέλου.



Σχήμα 3.8: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων μηνιαίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) εντός της ατμόσφαιρας, για τέσσερις χαρακτηριστικούς μήνες: (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί παρουσία νεφών.

Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, η παρουσία αερολυμάτων επιφέρει αύξηση της απορρόφησης ηλιακής ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα. Η αυξημένη ατμοσφαιρική απορρόφηση μετατρέπεται σε θερμότητα (Hatzianastassiou et al., 2007). Συνεπώς, το πρόσημο της DRE_{atm} είναι αντίθετο της DRE_{surf} (δηλαδή τα αερολύματα θερμαίνουν την γήινη ατμόσφαιρα). Η θέρμανση είναι ισχυρότερη (ερυθρά χρώματα στους χάρτες) στις ίδιες ως επί το πλείστον περιοχές όπου παρατηρείται η μέγιστη επιφανειακή ψύξη (περισσότερο αρνητικές τιμές DRE_{surf}). Πιο συγκεκριμένα, η άμεση επίδραση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα είναι ισχυρότερη (τοπικά έως και $14.1 Wm^{-2}$) πάνω από περιοχές με υψηλό φορτίο απορροφητικών αερολυμάτων και εν γένει υψηλή επιφανειακή ανακλαστικότητα, όπως η έρημος Σαχάρα και η Αραβική έρημος, καθώς και η Ινδική υπο-ήπειρος. Η μέση τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα πάνω από χερσαίες περιοχές είναι ίση με $2.67 Wm^{-2}$, ενώ πάνω από τους ωκεανούς είναι και πάλι σαφώς μικρότερη ($0.30 Wm^{-2}$). Το γεγονός αυτό οφείλεται, πρώτον στο υψηλότερο AOD πάνω από τις ηπείρους σε σχέση με τους ωκεανούς και δεύτερον στο ότι οι κύριες πηγές ισχυρά απορροφητικών σωματιδίων εντοπίζονται στις ηπειρωτικές περιοχές.

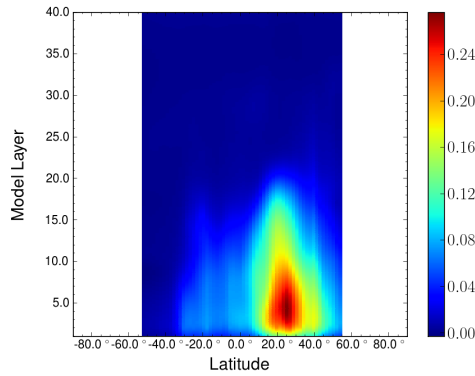
Υπό συνθήκες καθαρού ουρανού, οι αντίστοιχες τιμές είναι ίσες με 3.05 Wm^{-2} (ξηρά) και 0.37 W m^{-2} (ωκεανοί), υποδεικνύοντας ότι η παρουσία νεφών οδηγεί στην ελάττωση της DRE_{atm} (τοπικά έως και κατά 3.5 Wm^{-2}). Οι μέσες κλιματολογικές ετήσιες τιμές των διαφορών μεταξύ DRE_{atm} παρουσία νεφών και DRE_{atm} υπό συνθήκες καθαρού ουρανού παρέχονται στο Σχήμα 3.9.



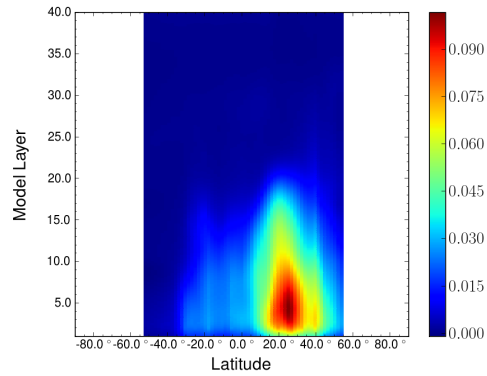
Σχήμα 3.9: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών των διαφορών μεταξύ άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία παρουσία νεφών και των αντίστοιχων υπολογισθέντων τιμών υπό συνθήκες καθαρού ουρανού (σε W/m^2), εντός της ατμόσφαιρας.

3.2.2.2 Κατακόρυφο προφίλ της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και στους ρυθμούς θέρμανσής της

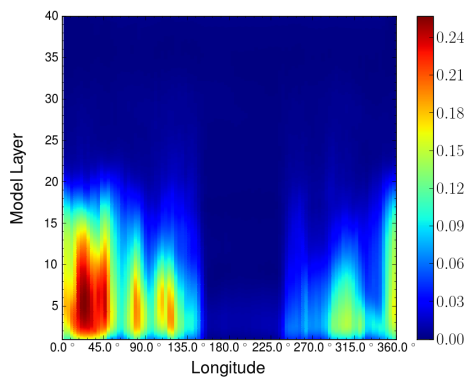
Τα παρουσιασθέντα στο εδάφιο 3.2.2.1 αποτελέσματα στο σύνολο της ατμοσφαιρικής στήλης δεν παρέχουν την συνολική εικόνα όσον αφορά στην άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα. Λόγω της μεγάλης σημασίας που έχει η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ατμοσφαιρική απορρόφηση σε ζητήματα όπως η ατμοσφαιρική ευστάθεια, στην συνέχεια παρουσιάζεται αναλυτικά το κατακόρυφο προφίλ της. Επιπλέον, από το κατακόρυφο προφίλ της DRE_{atm} και με χρήση του πρώτου θερμοδυναμικού νόμου και της υδροστατικής εξίσωσης λαμβάνονται και παρουσιάζονται οι ρυθμοί θέρμανσης της ατμόσφαιρας παρουσία αερολυμάτων.



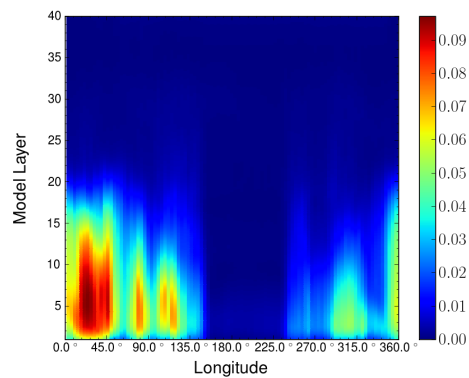
(a-i)



(a-ii)



(b-i)



(b-ii)

Σχήμα 3.10: Προφίλ μέσω ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων παρουσία νεφών: (i) στην ατμοσφαιρική απορρόφηση (σε $W m^{-2}$) και (ii) στους ρυθμούς θέρμανσης της ατμόσφαιρας (σε $K day^{-1}$). Οι τιμές έχουν μεσοποιηθεί για κάθε γεωγραφικό πλάτος (α) και μήκος (β) σε ζώνες 2.5° .

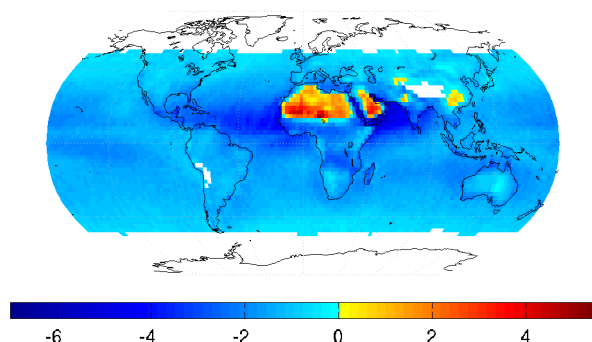
Στο Σχήμα 3.10 παρουσιάζονται τα κατακόρυφα προφίλ της επίδρασης των αερολυμάτων στην ατμοσφαιρική απορρόφηση και στους ρυθμούς θέρμανσης της ατμόσφαιρας, τα οποία ως αναμένεται είναι ανάλογα. Τα αποτελέσματα δίδονται μεσοποιημένα για κάθε γεωγραφικό πλάτος (άνω) και μήκος (κάτω) με σκοπό να παρασχεθεί πληροφορία σε σχέση με την γεωγραφική μεταβολή τους. Το πρώτο συμπέρασμα που μπορεί να εξαχθεί από το Σχήμα 3.10 είναι η ισχυρή εξάρτηση της επίδρασης των αερολυμάτων από το ύψος. Επειδή, όπως μπορεί να διαπιστωθεί, το προφίλ της DRE_{atm} και συνεπώς των ρυθμών θέρμανσης βρίσκεται σε συμφωνία με το κατακόρυφο προφίλ του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, παρατηρείται ισχυρότερη θέρμανση στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας (το AOD είναι υψηλότερο σε ύψη σχετικά κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και κυρίως εντός του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος). Η ισχυρότερη θέρμανση των παρεδάφιων στρωμάτων οδηγεί σε αύξηση της ατμοσφαιρικής στατικής ευστάθειας, γεγονός πολύ σημαντικό λόγω της επίδρασής του στην ανωμεταφορά. Η ισχυρότερη DRE, με τιμές που φθάνουν έως και τα

0.27 W m^{-2} και η οποία έχει ως αποτέλεσμα την θέρμανση της ατμόσφαιρας κατά 0.1 K day^{-1} παρατηρείται μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 20° και 30° B . Αυτό οφείλεται στο ότι μεταξύ αυτών των πλατών βρίσκονται δύο σημαντικές πηγές απορροφητικών σωματιδίων: η Σαχάρα και η Αραβική έρημος. Ένα άλλο χαρακτηριστικό που αποκαλύπτεται για τις εν λόγω περιοχές είναι οι σχετικά υψηλές τιμές που λαμβάνει η άμεση επίδραση των αερολυμάτων και οι ρυθμοί θέρμανσης της ατμόσφαιρας σε μεγαλύτερα ύψη (έως και το 20ό επίπεδο του μοντέλου). Αυτό οφείλεται πρωτίστως στο γεγονός ότι η ερημική σκόνη εκτίνεται σε σχετικά μεγάλα ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, κυρίως κατά την διάρκεια του θέρους (Winker et al., 2013). Στο νότιο ημισφαίριο η επίδραση των αερολυμάτων στην ατμοσφαιρική απορρόφηση και τους ρυθμούς θέρμανσης είναι σαφώς μικρότερη σε σύγκριση με ό,τι συμβαίνει στο βόρειο, κυρίως λόγω των σημαντικά λιγότερων πηγών αερολυμάτων στα ως επί το πλείστον καλυμμένα από ωκεανούς νότια πλάτη. Παρά ταύτα, ένα δευτερεύον μέγιστο στα νότια υποτροπικά πλάτη ($20^\circ - 30^\circ \text{ N}$) είναι εμφανές στις κατανομές της επίδρασης των αερολυμάτων του Σχήματος 5α. Το μέγιστο αυτό οφείλεται στην παρουσία ερημικής προέλευσης σωματιδίων από ξηρές και ημίξηρες περιοχές, όπως η έρημος Καλαχάρι, καθώς επίσης και σε αερολύματα καύσης βιομάζας προερχόμενα από πυρκαγιές σε Σαβάνες που λαμβάνουν χώρα κατά την διάρκεια του χειμώνα του νοτίου ημισφαιρίου (ξηρή εποχή).

Όπως μπορεί να διαπιστωθεί από τα μεσοποιημένα κατά γεωγραφικό μήκος προφίλ της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων και των ρυθμών θέρμανσης, παρατηρείται μια διαφοροποίηση μεταξύ δυτικού και ανατολικού ημισφαιρίου, με υψηλότερες τιμές στο δεύτερο. Αυτό μπορεί να αποδοθεί στις μεγαλύτερες εκτάσεις ξηράς και συνεπώς στην ύπαρξη περισσότερων πηγών αερολυμάτων στο ανατολικό ημισφαίριο. Επίσης, στο Σχήμα 3.10b διακρίνονται 4 ζώνες με σχετικά υψηλές τιμές DRE. Η πρώτη εξ αυτών, μεταξύ $10^\circ \Delta$ και 50° A , με την άμεση επίδραση των αερολυμάτων να φθάνει τα 0.25 Wm^{-2} θερμαίνοντας την ατμόσφαιρα κατά 0.1 Kday^{-1} , συνδέεται με την ερημική σκόνη, κυρίως από την Σαχάρα και την Αραβική έρημο. Στην εν λόγω ζώνη παρατηρείται η πιο ισχυρή επίδραση των αερολυμάτων. Η δεύτερη, μεταξύ 80° και 90° A , μπορεί να συνδεθεί με τις σημαντικές πηγές αερολυμάτων (κυρίως καύσης βιομάζας και ανθρωπογενών) που εντοπίζονται στην Ινδική υποήπειρο. Η ανθρωπογενής ρύπανση στην Άπω Ανατολή και πιο συγκεκριμένα στην Κίνα είναι το κύριο αίτιο για την τρίτη παρατηρούμενη ζώνη ισχυρής επίδρασης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα (μεταξύ 95° και 130° A). Μία τέταρτη ζώνη γεωγραφικών μηκών με σχετικά υψηλές τιμές DRE_{atm} και ρυθμών θέρμανσης (αν και μικρότερες από ότι στις προηγούμενες ζώνες) παρατηρείται στο δυτικό ημισφαίριο (περίπου 60° - $40^\circ \Delta$). Στην περίπτωση αυτή τα αποτελέσματα μπορούν να αποδοθούν κυρίως στην ύπαρξη αερολυμάτων προερχόμενων από καύση βιομάζας στην τροπική νότια Αμερική και πιο συγκεκριμένα στην

περιοχή της Αμαζονίας. Μεταξύ, κατά προσέγγιση, των γεωγραφικών μηκών 145° Α και 130° Δ η DRE_{atm} και κατά συνέπεια οι ρυθμοί θέρμανσης της ατμόσφαιρας είναι πρακτικά μηδενικές. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι σε αυτά τα γεωγραφικά μήκη εκτείνεται ο Ειρηνικός ωκεανός στον οποίο δεν υπάρχουν σημαντικές πηγές αερολυμάτων. Συνεπώς, το φορτίο των αερολυμάτων είναι πολύ μικρό και αποτελείται ως επί το πλείστον από σωματίδια θαλασσίου άλατος, τα οποία είναι ελάχιστα απορροφητικά.

3.2.3 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας

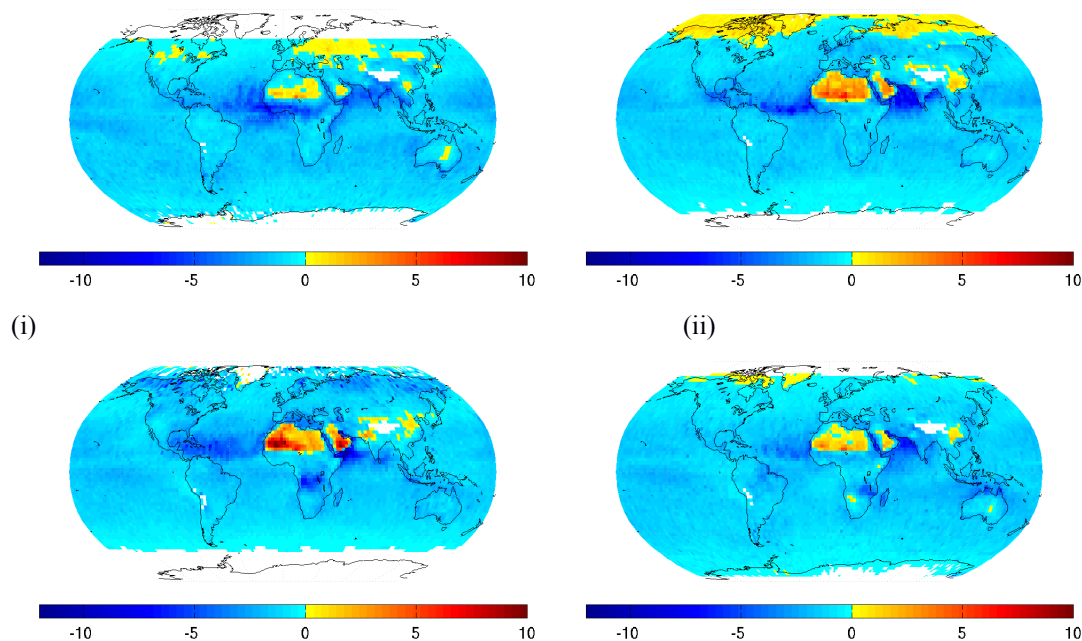


Σχήμα 3.11: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί παρουσία νεφών.

Στο Σχήμα 3.11 παρέχεται η γεωγραφική μεταβολή της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}). Οι αρνητικές τιμές DRE_{TOA} (κυανά χρώματα) αντιστοιχούν σε ελάττωση της καθαρής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας ή ισοδύναμα σε αύξηση της πλανητικής ανακλαστικότητας. Το γεγονός αυτό οδηγεί σε πλανητική ψύξη. Αντίθετα, θετικές τιμές DRE_{TOA} (κίτρινα-ερυθρά χρώματα στο Σχήμα 3.11) αντιστοιχούν σε μείωση της πλανητικής ανακλαστικότητας, δηλαδή σε πλανητική θέρμανση. Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η άμεση επίδραση των αερολυμάτων κυμαίνεται μεταξύ -6.9 (πλανητική ψύξη) και 5.2 Wm^{-2} (πλανητική θέρμανση). Στις περισσότερες περιοχές του πλανήτη λόγω του γεγονότος ότι η επιφανειακή ψύξη λόγω αερολυμάτων είναι ισχυρότερη από την θέρμανση της ατμόσφαιρας που αυτά προκαλούν, η άμεση επίδραση στην κορυφή της ατμόσφαιρας έχει αρνητικό πρόσημο. Η DRE_{atm} λαμβάνει θετικές τιμές πάνω από περιοχές με απορροφητικά αερολύματα και υψηλές τιμές επιφανειακής λευκαύγειας, σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες (π.χ. Johnson et al., 2008). Η ισχυρότερη πλανητική θέρμανση εντοπίζεται πάνω από την βόρεια Αφρική και την Αραβική χερσόνησο. Το γεγονός αυτό αποδίδεται στην υψηλή λευκαύγεια των ξηρών και ημίξηρων περιοχών, η οποία έχει ως αποτέλεσμα πολλαπλές σκεδάσεις μεταξύ των αερολυμάτων και του εδάφους, καθώς επίσης και στο ότι πάνω από τις εν λόγω περιοχές επικρατούν

απορροφητικά σωματίδια ερημικής σκόνης (Hatzianastassiou et al., 2004). Ασθενέστερη πλανητική θέρμανση παρατηρείται επίσης σε άλλες περιοχές της Ασίας, όπως για παράδειγμα πάνω από την νότια Κίνα.

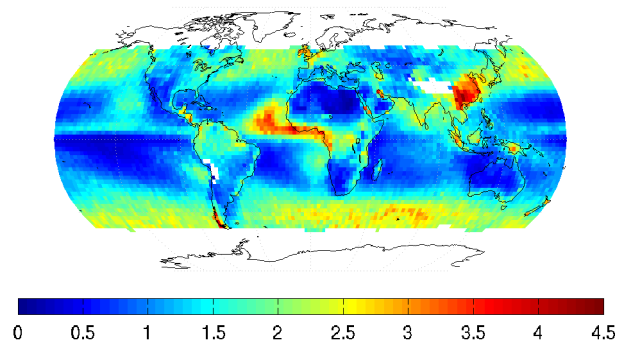
Αντίθετα, η παρουσία αερολυμάτων έχει ως αποτέλεσμα ισχυρή πλανητική ψύξη πάνω από τον τροπικό Ατλαντικό ωκεανό, την Ερυθρά και την Αραβική θάλασσα καθώς επίσης και πάνω από τον Περσικό κόλπο. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει πως η μεταφερόμενη πάνω από τους ωκεανούς ερημική σκόνη έχει ισχυρά ψυκτική επίδραση στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Το διαφορετικό πρόσημο μεταξύ γειτονικών περιοχών με παρόμοιο τύπο αερολυμάτων (όπως χαρακτηριστικά των κυριαρχούμενων από ερημικά αερολύματα περιοχών της βόρειας Αφρικής και του τροπικού βορείου Ατλαντικού ωκεανού) αποκαλύπτει τον πολύ σημαντικό ρόλο της επιφανειακής ανακλαστικότητας στον προσδιορισμό της DRE_{TOA} . Σε πλανητικό επίπεδο και σε μέση κλιματολογική ετήσια κλίμακα, τα αποτελέσματα του μοντέλου δείχνουν ότι παρουσία νεφών τα αερολύματα επιφέρουν αύξηση της πλανητικής ανακλαστικότητας κατά 0.41 Wm^{-2} .



Σχήμα 3.12: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων μηνιαίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για τέσσερις χαρακτηριστικούς μήνες: (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί παρουσία νεφών.

Η γεωγραφική μεταβολή της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας για τους 4 χαρακτηριστικούς μήνες κάθε εποχής παρέχεται στο Σχήμα 3.12. Το σημαντικότερο εύρημα που μπορεί να εξαχθεί από το Σχήμα είναι η πλανητική θέρμανση (DRE_{TOA} έως και 2 W m^{-2}) πάνω από περιοχές που καλύπτονται από χιόνι και πάγο, όπως για παράδειγμα η περιοχή της Αρκτικής κατά τον Απρίλιο και του μεγαλύτερου τμήματος της Ρωσίας κατά τον Ιανουάριο. Το γεγονός αυτό, είναι ιδιαίτερης σημασίας, ιδίως για την περίπτωση της Αρκτικής λόγω της κλιματικής ευαισθησίας της (Stocker, 2013). Επίσης, ενδιαφέρον έχει η ενδοετήσια κύμανση της DRE_{TOA} πάνω από τις ερημικές περιοχές της Αραβικής χερσονήσου και της Σαχάρας. Στις εν λόγω περιοχές η πλανητική θέρμανση που προκαλείται από τα αερολύματα είναι σαφώς ισχυρότερη κατά την διάρκεια του θέρους (Ιούλιος) οπότε και φθάνει τοπικά τα 10 W m^{-2} .

Οι μέσες ετήσιες κλιματολογικές (2007–2009) τιμές των διαφορών μεταξύ DRE_{TOA} παρουσία νεφών και των αντίστοιχων υπολογισθέντων τιμών υπό συνθήκες καθαρού ουρανού παρέχονται στο Σχήμα 3.13.



Σχήμα 3.13: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών των διαφορών μεταξύ άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία παρουσία νεφών και των αντίστοιχων υπολογισθέντων τιμών υπό συνθήκες καθαρού ουρανού (σε W/m^2), στην κορυφή της ατμόσφαιρας.

Η τροποποίηση που επιφέρει η παρουσία νεφών στη άμεση επίδραση των αερολυμάτων καθίσταται περισσότερο κατανοητή μέσω της μελέτης της διαταρακτικής τους αποτελεσματικότητας η οποία και παρουσιάζεται στην αμέσως επόμενη ενότητα. Για λόγους πληρότητας τα αποτελέσματα του εν χρήση μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας όσον αφορά στις DRE (στην επιφάνεια της Γης, εντός της ατμόσφαιρας και στην κορυφή της ατμόσφαιρας) υπό ανέφελες συνθήκες παρέχονται στο παράρτημα.

3.2.4 Διαταρακτική αποτελεσματικότητα αερολυμάτων

Στο σημείο απαιτείται η εισαγωγή του όρου της διαταρακτικής αποτελεσματικότητας των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (Aerosol Forcing Efficiency – ARFE). Η διαταρακτική αποτελεσματικότητα ορίζεται ο λόγος της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία προς το ολικό οπτικό πάχος τους (σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη). Πιο συγκεκριμένα μπορούμε να ορίσουμε την διαταρακτική αποτελεσματικότητα των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γής, εντός της ατμόσφαιρας και την κορυφή της ατμόσφαιρας ως ακολούθως:

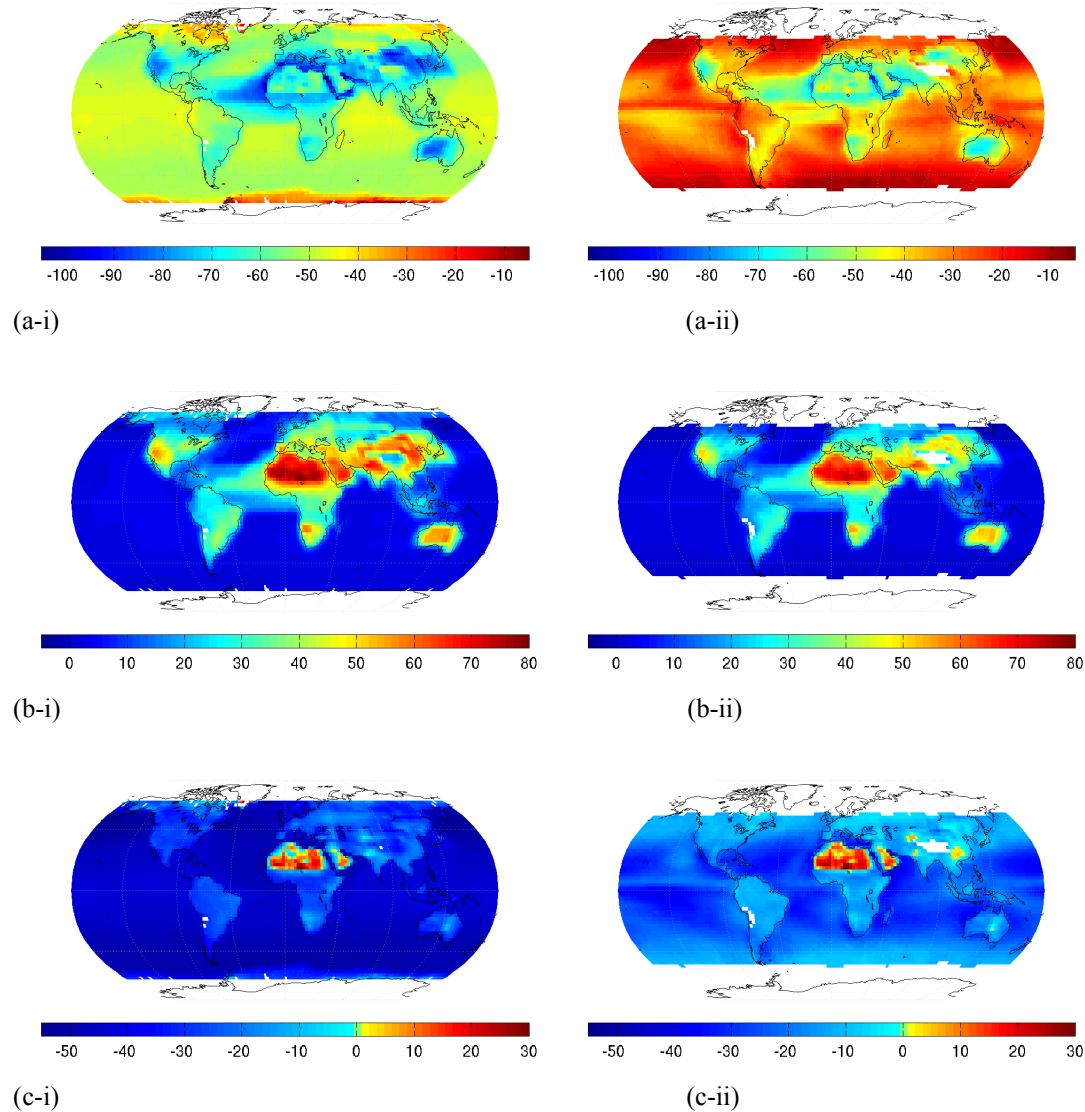
$$ARFE_{surf} = DRE_{surf}/AOD_{col}$$

$$ARFE_{atm} = DRE_{atmf}/AOD_{col}$$

$$ARFE_{TOA} = DRE_{TOA}/AOD_{col}$$

όπου DRE_{surf} , DRE_{atmf} και DRE_{TOA} η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γής, εντός της ατμόσφαιρας και στην κορυφή της ατμόσφαιρας, αντίστοιχα και AOD_{col} το ολικό οπτικό πάχος. Επειδή το οπτικό πάχος είναι αδιάστατο, οι μονάδες της ARFE είναι οι ίδιες με αυτές της DRE, δηλαδή W/m^2 .

Στην ενότητα αυτή μελετώνται οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την διαταρακτική αποτελεσματικότητα των αερολυμάτων. Για τον σκοπό αυτό υπολογίσθηκαν οι ARFE στην επιφάνεια της Γής, εντός της ατμόσφαιρας και στην κορυφή της ατμόσφαιρας, τόσο υπό ανέφελες συνθήκες, όσο και παρουσία νεφών. Οι γεωγραφικές μεταβολές των μέσων ετησίων κλιματολογικών τιμών της $ARFE_{surf}$, $ARFE_{atm}$ και $ARFE_{TOA}$, για την περίοδο 2007-2009 παρέχονται στο Σχήμα 3.14. Όπως είναι αναμενόμενο, η διαταρακτική αποτελεσματικότητα των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γής λαμβάνει αρνητικά πρόσημα, εντός της ατμόσφαιρας θετικά, ενώ στην κορυφή της ατμόσφαιρας η ARFE μπορεί να λάβει τόσο θετικές, όσο και αρνητικές τιμές (με τις τελευταίες να κυριαρχούν).



Σχήμα 3.14: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της διαταρακτικής αποτελεσματικότητας των αερολυμάτων (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης (a), εντός της ατμόσφαιρας (b) και στην κορυφή της ατμόσφαιρας (c). Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί υπό ανέφελες συνθήκες (i) και παρουσία νεφών (ii).

Στην περίπτωση των ανέφελων συνθηκών (πρώτη στήλη στο Σχήμα 3.14), η διαταρακτική αποτελεσματικότητα των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης είναι ισχυρότερη (δηλαδή λαμβάνει περισσότερο αρνητικές τιμές) σε περιοχές με φορτίο αερολυμάτων αποτελούμενο κυρίως από απορροφητικά αερολύματα και χαρακτηριζόμενες, ως επί το πλείστον, από μικρή επιφανειακή λευκαύγεια. Πιο συγκεκριμένα, η ισχυρότερη $ARFE_{surf}$, με τιμές οι οποίες τοπικά φθάνουν ή και υπερβαίνουν τα $-100 Wm^{-2}$, παρατηρείται στον τροπικό βόρειο Ατλαντικό ωκεανό (πάνω από τον οποίο μεταφέρονται απορροφητικά ερημικά αερολύματα από την Σαχάρα), την Μεσόγειο, την Ερυθρά θάλασσα, τον Περσικό κόλπο και σε περιοχές της Άπω

Ανατολής (κυρίως στην βορειοανατολική Κίνα). Αυτή η συσχέτιση μεταξύ της απορροφητικότητας των αερολυμάτων και της επιφανειακής ανακλαστικότητας με την $ARFE_{surf}$, μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η παρουσία περισσότερο απορροφητικών αερολυμάτων ή μια μείωση της λευκαύγειας του εδάφους επιφέρει ισχυροποίηση της ψύξης στην επιφάνεια της Γης.

Εντός της ατμόσφαιρας και πάντα υπό ανέφελες συνθήκες, η διαταρακτική αποτελεσματικότητα των αερολυμάτων είναι ισχυρότερη πρωτίστως πάνω από περιοχές με φορτίο αερολυμάτων αποτελούμενο από απορροφητικά αερολύματα και δευτερευόντως πάνω από περιοχές με υψηλή επιφανειακή ανακλαστικότητα. Η ισχυρότερες τιμές $ARFE_{atm}$ (έως και 80 W m^{-2}) εντοπίζονται στην έρημο Σαχάρα (περιοχή στην οποία συνυπάρχουν και τα δύο προαναφερόμενα κριτήρια). Συνεπώς, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι περισσότερα απορροφητικά αερολύματα θερμαίνουν ισχυρότερα την ατμόσφαιρα κάτι το οποίο είχε καταστεί εμφανές και στην προηγούμενη ενότητα όπου μελετήθηκε η γεωγραφική μεταβολή της DRE. Επίσης στην αύξηση της θέρμανσης εντός της ατμόσφαιρας μπορεί να συνεισφέρει (σε μικρότερο βαθμό) και μια αύξηση της λευκαύγειας του εδάφους.

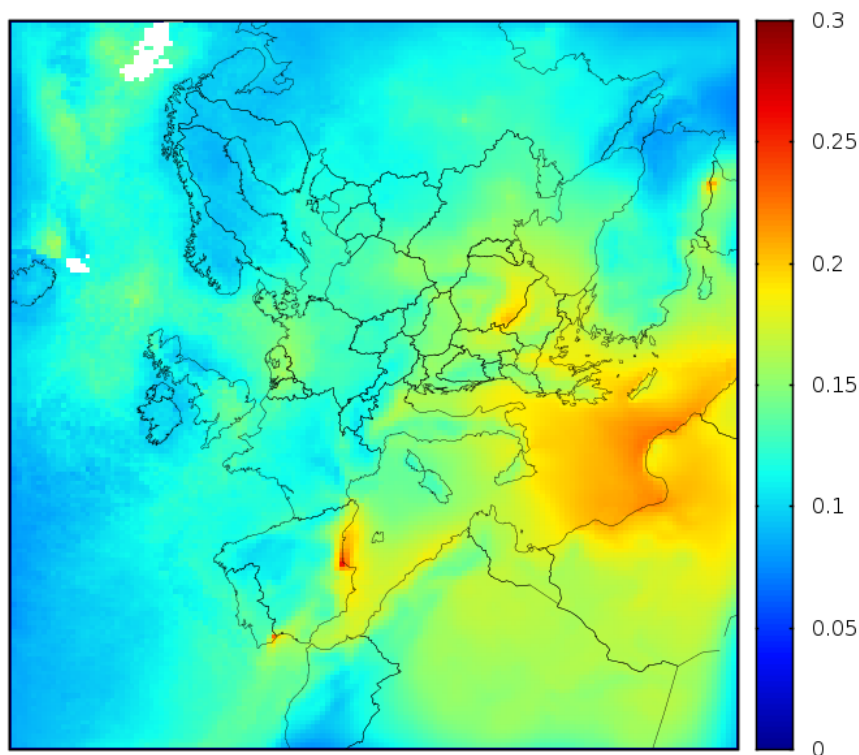
Τέλος, στην κορυφή της ατμόσφαιρας, μπορεί να διαπιστωθεί ότι ο σημαντικότερος παράγοντας που καθορίζει την διαταρακτική αποτελεσματικότητα είναι η λευκαύγεια του εδάφους. Μια αύξηση της επιφανειακής ανακλαστικότητας έχει ως αποτέλεσμα λιγότερο αρνητικές τιμές $ARFE_{TOA}$ ή περισσότερο θετικές, στην περίπτωση που το πρόσημο είναι θετικό εξ αρχής. Συνεπώς, πάνω από ισχυρά ανακλαστικές επιφάνειες, η πλανητική ψύξη ελαττώνεται, ενώ σε περιοχές στις οποίες κυριαρχούν απορροφητικά αερολύματα, όπως η έρημος Σαχάρα, η διαταρακτική αποτελεσματικότητα στην κορυφή της ατμόσφαιρας μπορεί να λάβει ακόμα και θετικές τιμές (πλανητική θέρμανση).

Η παρουσία των νεφών (2η στήλη στο Σχήμα 3.14) έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση της διαταρακτικής αποτελεσματικότητας των αερολυμάτων κατ' απόλυτες τιμές. Πιο συγκεκριμένα, τα νέφη ελαττώνουν τόσο την επιφανειακή ψύξη όσο και την ατμοσφαιρική θέρμανση που επιφέρουν τα αερολύματα. Όσον αφορά στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η πλανητική ψύξη ελαττώνεται, οδηγώντας ακόμα και σε αλλαγή προσήμου της DRE (από αρνητικό σε θετικό) σε ορισμένες περιοχές, όπως στην Κίνα (από -20 W m^{-2} σε 5 W m^{-2}).

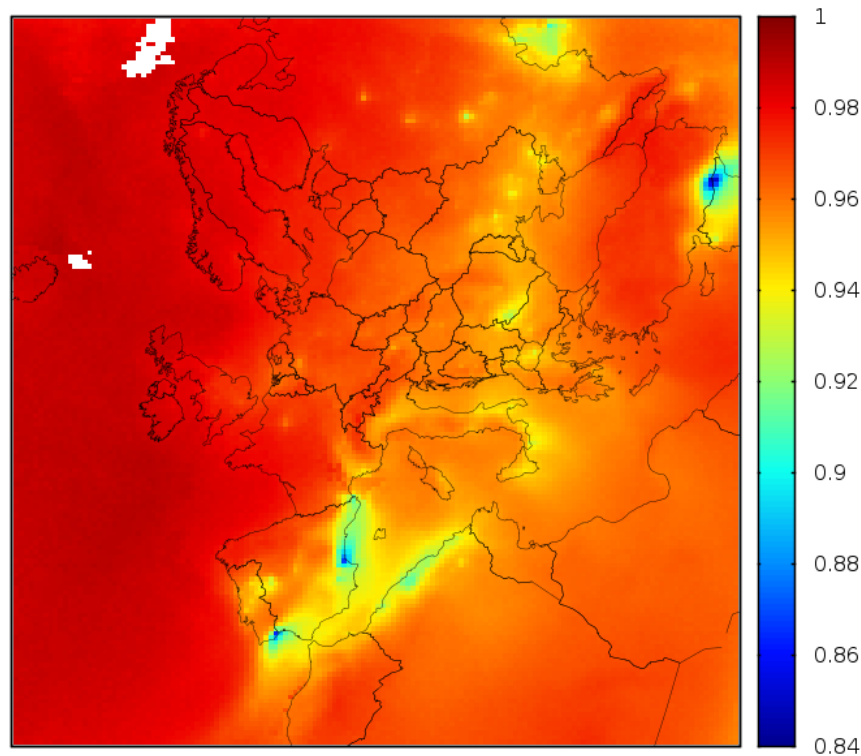
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. Μοντέλο FORTH-PMCAMx – Αποτελέσματα και ανάλυση

Στο παρόν Κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του δεύτερου μέρους της παρούσας διατριβής, στο οποίο γίνεται χρήση δεδομένων αερολυμάτων προερχόμενων από το μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx και το λογισμικό AtmOpt. Με την αναπτυχθείσα τροποποιημένη έκδοση του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας FORTH (FORTH-PMACAMx) έγινε ο υπολογισμός των ροών ακτινοβολίας για τους μήνες Ιούνιο και Ιούλιο του 2012, στην περιοχή της Ευρώπης, σε πλέγμα 36x36 km και ωριαία χρονική ανάλυση. Το οπτικό πάχος των αερολυμάτων και κατά συνέπεια η άμεση επίδρασή τους στις ροές ακτινοβολίας παρουσιάζουν σημαντικές από ώρα σε ώρα και μέρα σε μέρα μεταβολές, έχοντας ισχυρή εξάρτηση από περιορισμένα χρονικώς γεγονότα (όπως π.χ. πυρκαγιές) και τις επικρατούσες συνοπτικές συνθήκες. Με σκοπό την λήψη μιας εποπτικής εικόνας, στην συνέχεια παρουσιάζονται οι μέσες ημερήσιες και ωριαίες τιμές του AOD και της DRE για όλη την περίοδο μελέτης.

4.1 Οπτικές ιδιότητες αερολυμάτων από το λογισμικό AtmOpt



Σχήμα 4.1: Γεωγραφική μεταβολή μέσων ημερησίων τιμών του οπτικού πάχους των αερολυμάτων προερχόμενων από το λογισμικό AtmOpt, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012.



Σχήμα 4.2: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ημερησίων τιμών της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων, προερχόμενων από το λογισμικό *AtmOpt*, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012.

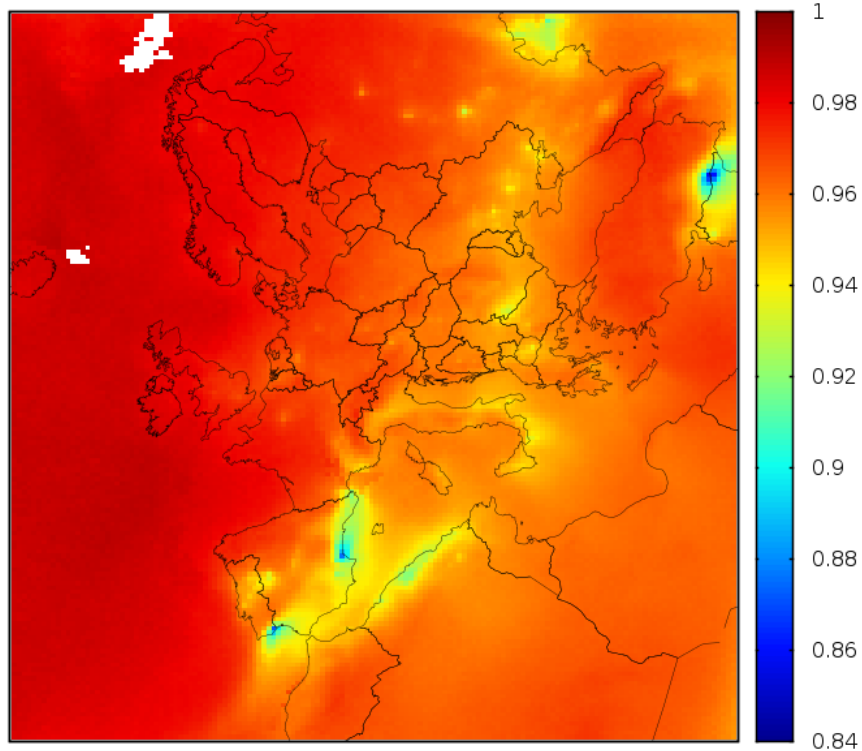
Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, πάνω από την περιοχή μελέτης, το οπτικό πάχος λαμβάνει τιμές έως και 0.30. Οι υψηλότερες τιμές AOD παρατηρούνται στα παράκτια τμήματα της δυτικής και βορειοδυτικής Ισπανίας. Γενικά υψηλές τιμές, οι οποίες φθάνουν ή και υπερβαίνουν το 0.20 παρατηρούνται στα νοτιότερα τμήματα της κεντρικής λεκάνης της Μεσογείου, ιδίως νοτιοανατολικά της Ελλάδας. Άλλες περιοχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από σχετικά υψηλό AOD είναι οι βιομηχανοποιημένες περιοχές των Βαλκανίων (κυρίως οι παραδουνάβιες επαρχίες της Ρουμανίας), η κοιλάδα του Πάδου (περιοχή επίσης με σημαντική βιομηχανική δραστηριότητα), η νότια Ιβηρική χερσόνησος (νοτιότατο άκρο Πορτογαλίας), καθώς επίσης και τμήμα της νοτιοανατολικής Τουρκίας, στα σύνορα με την Συρία. Οπτικό πάχος το οποίο φθάνει το 0.15-0.17 παρατηρείται στην δυτική Ευρώπη (χαρακτηριστικά αναφέρονται οι Κάτω Χώρες και η βόρεια και δυτική Γερμανία, ενώ παρόμοιες τιμές AOD παρουσιάζονται στην Ουκρανία. Μια βαθμίδα ελάττωσης του οπτικού πάχους από δυσμάς προς ανατολάς παρατηρείται στην Μαύρη Θάλασσα. Στις θαλάσσιες περιοχές της βόρειας Ευρώπης (Νορβηγική θάλασσα), το οπτικό πάχος των αερολυμάτων φθάνει έως και το 0.16, γεγονός το οποίο οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στην παρουσία θαλασσίου άλατος. Τέλος, στην Σκανδιναβική χερσόνησο, τις αρκτικές περιοχές της ευρωπαϊκής Ρωσίας, στην βορειοανατολική Τουρκία και τον Καύκασο, καθώς επίσης σε απομακρυσμένες από ακτές

περιοχές του Ατλαντικού ωκεανού η ατμόσφαιρα φαίνεται να είναι αρκετά καθαρή από αερολύματα ($AOD < 0.1$).

Από την προηγηθείσα ανάλυση έχει παραληφθεί η περιοχή της βόρειας Αφρικής λόγω του γεγονότος ότι στο μοντέλο PMCAMx δεν γίνεται χρήση βάσεων εκπομπών ερημικής σκόνης (σημαντικότερη πηγή αερολυμάτων στην εν λόγω περιοχή), οπότε το οπτικό πάχος αναμένεται να είναι ισχυρά υποεκτιμημένο. Υποεκτίμηση του AOD (πιο περιορισμένη) αναμένεται επίσης στις περιοχές στις οποίες παρατηρείται, εν γένει, μεταφορά ερημικών αερολυμάτων κατά την περίοδο μελέτης, όπως για παράδειγμα στην δυτική Μεσόγειο.

Η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης πάνω από την περιοχή μελέτης (Σχήμα 4.2) κυμαίνεται μεταξύ 0.84 και 1. Οι υψηλότερες τιμές SSA (ισχυρά σκεδαστικά αερολύματα) παρατηρούνται πρωτίστως στον Ατλαντικό ωκεανό (λόγω της σημαντικής παρουσίας θαλασσίων αερολυμάτων) και δευτερευόντως σε εκτεταμένα τμήματα της δυτικής και βόρειας Ευρώπης. Απορροφητικά αερολύματα (μικρότερες τιμές SSA) φαίνεται να επικρατούν κυρίως στην δυτική Μεσόγειο, τμήματα της ανατολικής και νότιας Ιβηρικής χερσονήσου, στην νοτιοανατολική Τουρκία και δευτερευόντως σε περιοχές της Ιταλικής και Βαλκανικής χερσονήσου, καθώς επίσης και σε αστικά / βιομηχανικά κέντρα της ανατολικής Ευρώπης (Ουκρανία, Ρωσία).

Τα προαναφερθέντα αφορούν στα αποτελέσματα που παρέχει το λογισμικό AtmOpt όταν τα αερολύματα θεωρούνται ως ομογενείς σφαίρες (internal mixture), γεγονός το οποίο οδηγεί σε μια μικρή υπερεκτίμηση της απορροφητικότητας τους. Στην περίπτωση της παραδοχής ότι τα αερολύματα είναι μή ομογενείς σφαίρες (core – shell), οι τιμές του ληφθέντος SSA είναι ελαφρώς χαμηλότερες. Κατόπιν μελέτης, βρέθηκε ότι τα σφάλματα που εισάγονται στον υπολογισμό των ροών ακτινοβολίας από την διαφοροποίηση αυτή είναι ουσιαστικά αμελητέα, οπότε στην συνέχεια παρέχονται οι DRE με χρήση των αποτελεσμάτων του AtmOpt για ομογενείς σφαίρες. Για λόγους πληρότητας, το SSA στην περίπτωση των μή ομογενών σφαιρών παρέχεται στο Σχήμα 4.3.



Σχήμα 4.3: Γεωγραφική μεταβολή μέσων ημερησίων τιμών της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων, προερχόμενων από το λογισμικό *AtmOpt* θεωρώντας τα αερολύματα ως μή ομογενείς σφαίρες (*core-shell*), για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012.

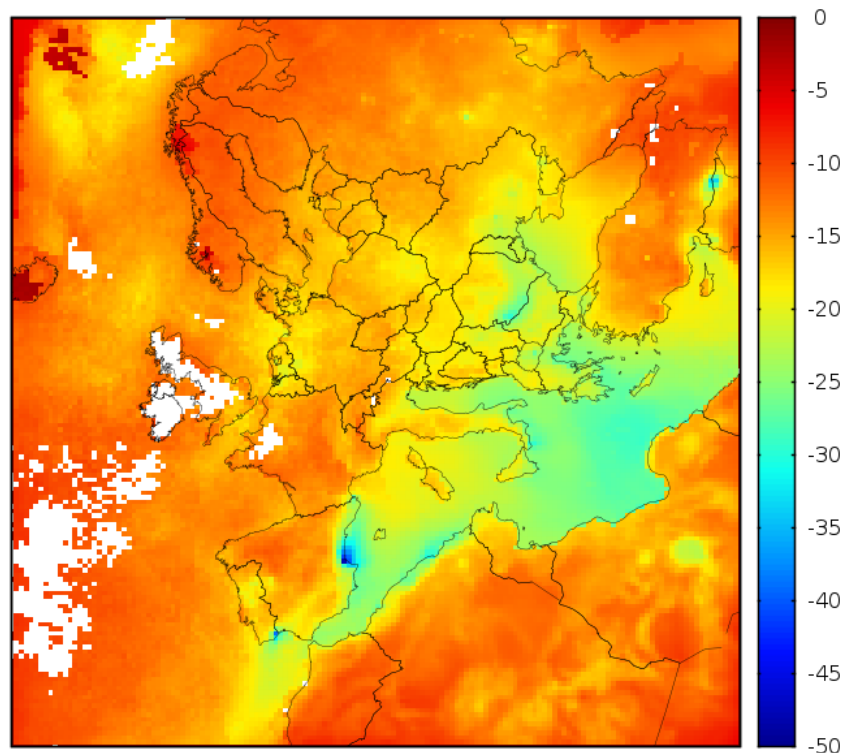
4.2 Αποτελέσματα μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας

4.2.1 Μέσες ημερήσιες τιμές

Τα δεδομένα οπτικού πάχους των αερολυμάτων από το *AtmOpt*, τα οποία παρουσιάστηκαν στην προηγούμενη ενότητα, εισήχθησαν στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας *FORTH*. Τα ωριαία αποτελέσματα όσον αφορά στις ροές ακτινοβολίας μεσοποιήθηκαν για όλη την περίοδο μελέτης (Ιούνιος-Ιούλιος 2012) και η γεωγραφική τους μεταβολή παρουσιάζεται στην συνέχεια. Περιοχές με μη ικανοποιητική χρονική κάλυψη δεδομένων απεικονίζονται με λευκό χρώμα στους χάρτες.

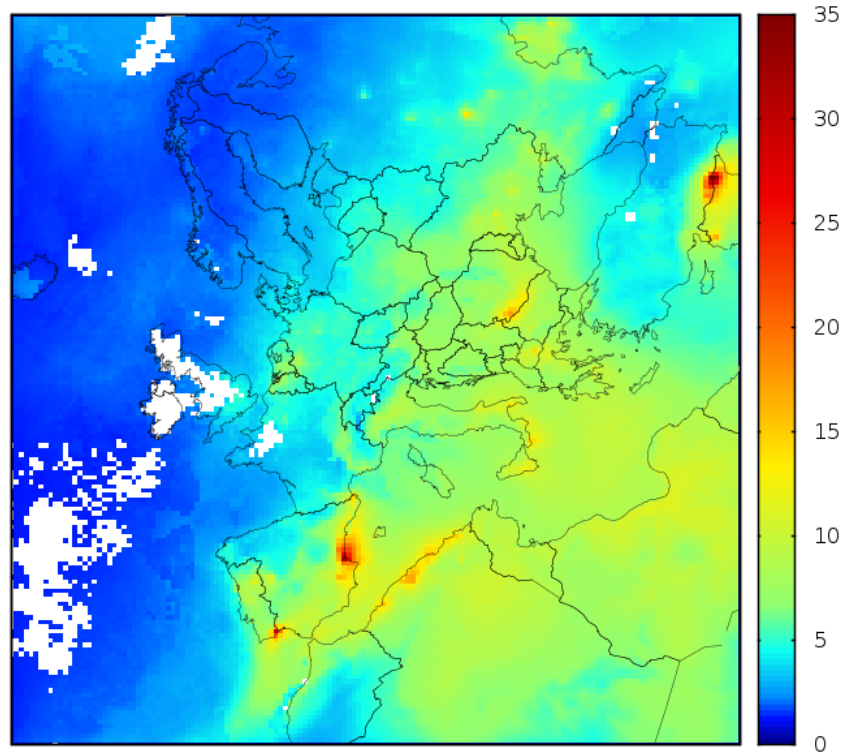
Στο Σχήμα 4.4 παρέχεται η γεωγραφική μεταβολή των μέσων ημερησίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης (DRE_{surf}). Όπως μπορεί να διαπιστωθεί, η επιφανειακή ψύξη είναι ισχυρότερη στην περιοχές με υψηλότερο φορτίο αερολυμάτων, όπως στην κεντρική και δυτική λεκάνη της Μεσογείου, τα Βαλκάνια και την δυτική Μαύρη θάλασσα. Οι υψηλότερες τιμές επίδρασης των αερολυμάτων, σε όλη την περιοχή μελέτης,

παρατηρούνται στις δυτικές ακτές της Ισπανίας (τοπικά DRE_{surf} έως και -50 Wm^{-2}). Επίσης, η DRE_{surf} λαμβάνει μεγαλύτερες (απόλυτες) τιμές σε περιοχές της ηπειρωτικής Ευρώπης με ισχυρή επικράτηση απορροφητικών αερολυμάτων.



Σχήμα 4.4: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ημερησίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012.

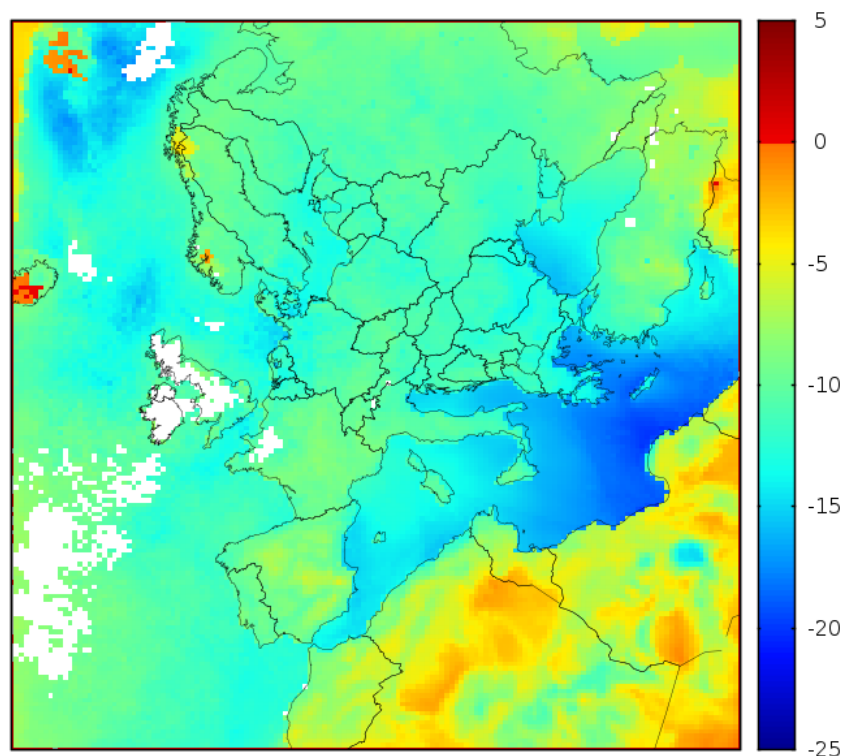
Στο Σχήμα 4.5 παρέχεται η γεωγραφική μεταβολή των μέσω ημερησίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων εντός της ατμόσφαιρας (DRE_{atm}). Τα αποτελέσματα είναι αθροισμένα σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη (28 στρώματα). Γενικά, διαπιστώνεται ότι η ισχυρότερη επίδραση των αερολυμάτων στην ατμοσφαιρική απορρόφηση εντοπίζεται στις ίδιες, ως επί το πλείστον, περιοχές στις οποίες παρατηρείται η εντονότερη επιφανειακή ψύξη. Συνεπώς, οι μεγαλύτερες τιμές DRE_{atm} (τοπικά έως και 35 Wm^{-2}) εμφανίζονται πάνω από περιοχές με σχετικά υψηλότερο φορτίο, κυρίως απορροφητικών αερολυμάτων. Ως εκ τούτου, στα ωκεάνια τμήματα της περιοχής μελέτης και στην Σκανδιναβία, όπου επικρατούν εν γένει χαμηλά φορτία κυρίως σκεδαστικών αερολυμάτων θαλάσσιας προέλευσης, η DRE_{atm} λαμβάνει μικρές τιμές (μικρότερες από 5 Wm^{-2}).



Σχήμα 4.5: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ημερησίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) εντός της ατμόσφαιρας, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012.

Στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Σχήμα 4.6), κατά τον Ιούνιο και τον Ιούλιο του 2012, τα αερολύματα προκαλούν σχεδόν στο σύνολο της περιοχής μελέτης ψύξη, ή ισοδύναμα αυξάνουν την πλανητική ανακλαστικότητα. Εξαιρέση αποτελούν ορισμένες καλυμμένες από χιόνι ή πάγο περιοχές που εντοπίζονται στα ορεινά της Σκανδιναβίας, καθώς επίσης και σε τμήματα της Ισλανδίας και της Γροιλανδίας (ασθενής θέρμανση, μικρότερη από $5 Wm^{-2}$), υποδεικνύοντας την σημασία των πολλαπλών σκεδάσεων μεταξύ του εδάφους και του στρώματος των αερολυμάτων. Η διαφαινόμενη πλανητική ψύξη, οφείλεται στο γεγονός ότι, σε συμφωνία με τα ευρήματα του 3ου Κεφαλαίου, η επιφανειακή ψύξη που προκαλούν τα αερολύματα είναι ισχυρότερη από την ατμοσφαιρική θέρμανση (πάντα κατ' απόλυτες τιμές). Η ισχυρότερη ψύξη παρατηρείται πάνω από περιοχές με χαμηλή επιφανειακή λευκαύγεια, στις οποίες το αερολυματικό φορτίο είναι σχετικά υψηλό και αποτελείται από περισσότερο σκεδαστικά σωματίδια. Πιο συγκεκριμένα η ψύξη πάνω από την Μεσόγειο (κυρίως την κεντρική) φθάνει και τα $-25 Wm^{-2}$, ενώ στην Βόρεια και την Νορβηγική θάλασσα η DRE_{TOA} λαμβάνει τοπικά τιμές έως και -15 με $-20 Wm^{-2}$. Πάνω από την ηπειρωτική Ευρώπη η επίδραση των αερολυμάτων στην πλανητική ανακλαστικότητα είναι σαφώς μικρότερη και κυμαίνεται στις περισσότερες περιοχές μεταξύ ~ -7 και $-12 Wm^{-2}$.

Στην Ιβηρική χερσόνησο, και στα νοτιανατολικά της Τουρκίας, οι τιμές της DRE_{TOA} είναι ακόμα μικρότερες κατά απόλυτο τιμή λόγω της παρουσίας σε αυτές περισσότερων απορροφητικών αερολυμάτων, τα οποία θερμαίνουν ισχυρά την ατμόσφαιρα αντισταθμίζοντας κατά μεγάλο ποσοστό την επιφανειακή ψύξη.

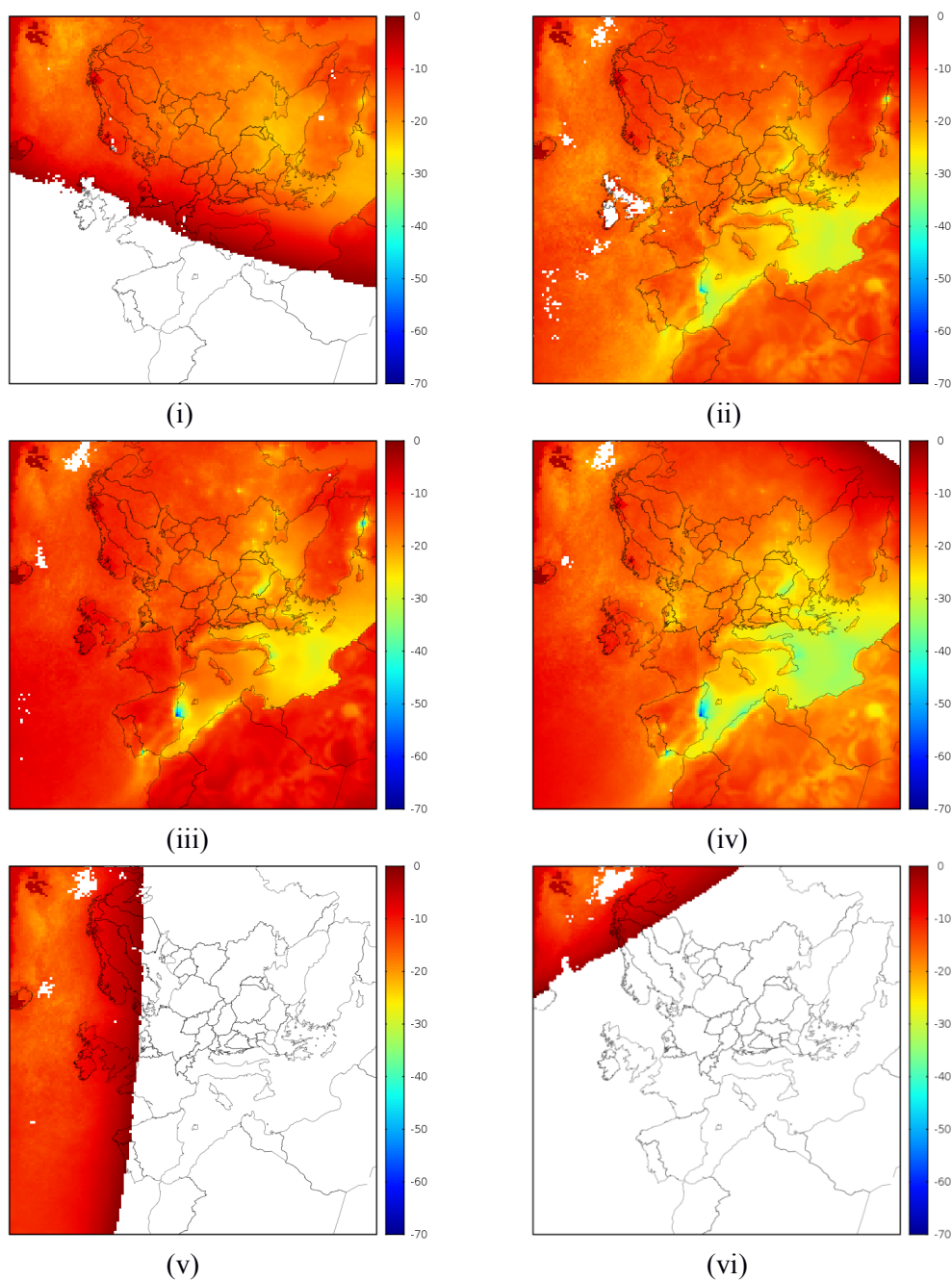


Σχήμα 4.6: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ημερησίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012.

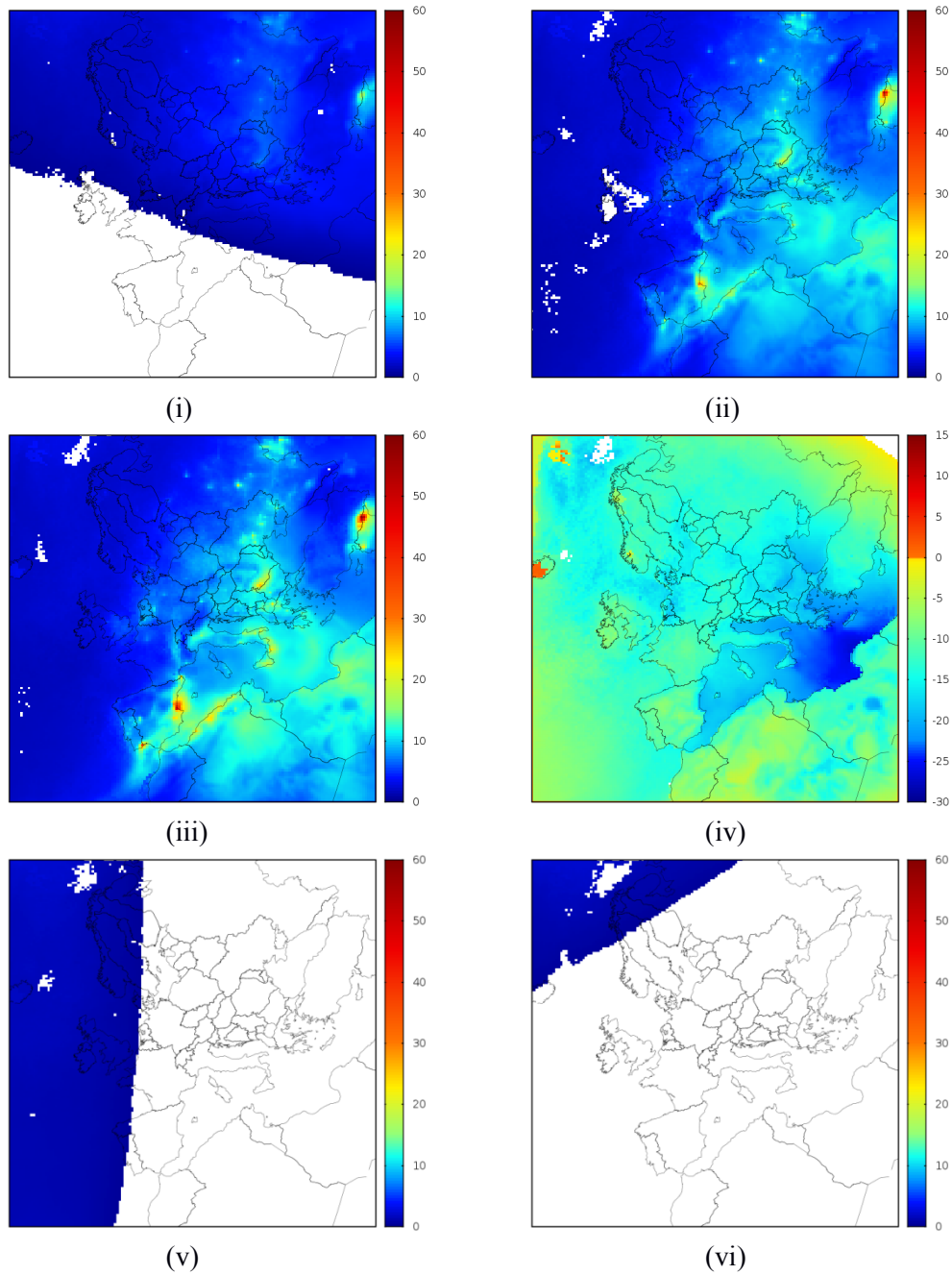
4.2.2 Μέση ενδοημερήσια κύμανση άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων

Οι ωριαίες τιμές DRE που εξήχθησαν από το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας μεσοποιήθηκαν κατάλληλα και υπολογίστηκε η μέση ενδοημερήσια κύμανση τους καθ' όλη την περίοδο μελέτης. Ενδεικτικά αποτελέσματα όσον αφορά στις DRE_{surf} , DRE_{atm} και DRE_{TOA} , για τις ώρες 4, 8, 12, 16, 20 και 24 UTC παρέχονται στα Σχήματα 4.7 έως 4.9. Όπως μπορεί να διαπιστωθεί η μέση ενδοημερήσια κύμανση είναι πολύ σημαντική. Σε κάθε περίπτωση η άμεση επίδραση των αερολυμάτων είναι ισχυρότερη κατά την διάρκεια ωρών με μεγαλύτερα ύψη ηλίου, γεγονός το οποίο αποκαλύπτει τον πρωτεύοντα ρόλο της εισερχόμενης ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Κατά τις πρωινές και απογευματινές ώρες και κυρίως κοντά στην ανατολή και την δύση του ηλίου, αντίστοιχα, η DRE είναι χαμηλή, αν και εάν εκφρασθεί σε ποσοστά επί της εισερχόμενης στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα ακτινοβολίας, είναι εν γένει υψηλότερη.

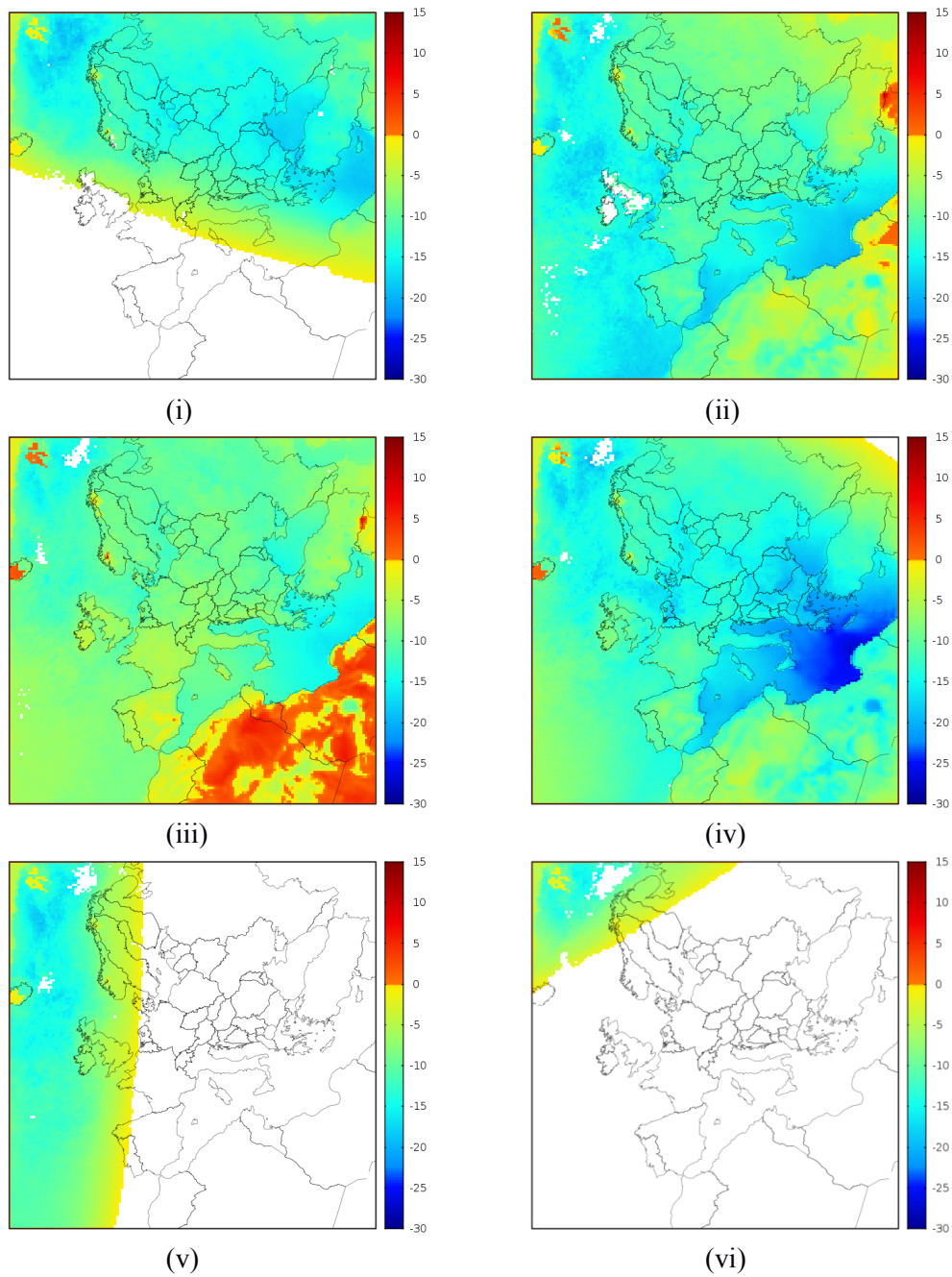
Η μέση ενδοημερήσια κύμανση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (Παράρτημα 2) είναι εν γένει μικρή και ως εκ τούτου ο ρόλος της στα παρακάτω αποτελέσματα είναι περιορισμένος.



Σχήμα 4.7: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ωριαίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012. Παρέχονται τα αποτελέσματα για τις ώρες (i) 4 UTC, (ii) 8 UTC, (iii) 12 UTC, (iv) 16 UTC, (v) 20 UTC και (vi) 24 UTC.



Σχήμα 4.8: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ωριαίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) εντός της ατμόσφαιρας, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012. Παρέχονται τα αποτελέσματα για τις ώρες (i) 4 UTC, (ii) 8 UTC, (iii) 12 UTC, (iv) 16 UTC, (v) 20 UTC και (vi) 24 UTC.



Σχήμα 4.9: Γεωγραφική μεταβολή μέσω ωριαίων τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012. Παρέχονται τα αποτελέσματα για τις ώρες (i) 4 UTC, (ii) 8 UTC, (iii) 12 UTC, (iv) 16 UTC, (v) 20 UTC και (vi) 24 UTC.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. Συμπεράσματα-προοπτικές

Τα σωματίδια των αερολυμάτων τροποποιούν το πεδίο των ακτινοβολιών και κυρίως των μικρού μήκους κύματος (Vardavas and Taylor, 2007). Η αλληλεπίδραση των αερολυμάτων με την ηλιακή ακτινοβολία η οποία προσδιορίζει τον κλιματικό τους ρόλο παρουσιάζει ισχυρή εξάρτηση από τις οπτικές τους ιδιότητες (Hatzianastassiou et al., 2004). Επομένως, προκειμένου να αποσαφηνιστεί και να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση των αερολυμάτων στο κλίμα είναι σημαντική η γνώση της χωροχρονικής κατανομής των χημικών και οπτικών τους ιδιοτήτων, τόσο σε τοπικό, όσο και σε πλανητικό επίπεδο. Παρά την σημασία των αερολυμάτων σε ότι αφορά στο κλίμα του πλανήτη, η αβεβαιότητα ως προς τον ρόλο τους είναι μεγάλη. Στην δυσκολία του προσδιορισμού της κλιματικής επίδρασης των αερολυμάτων συμβάλει η σημαντική χωροχρονική μεταβλητότητα τους. Ένας άλλος παράγοντας αβεβαιότητας είναι η, έως πρόσφατα, ελλιπής γνώση του κατακόρυφου προφίλ τους και τα σφάλματα τα οποία εισάγονται λόγω της κατακόρυφης υπέρθεσης νεφών και αερολυμάτων. Το όργανο Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) στον δορυφόρο CALIPSO (Winker et. Al, 2013), παρέχει για πρώτη φορά δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων κατακόρυφης ανάλυσης, δίδοντας έτσι πληροφορία σχετικά με το προφίλ των αερολυμάτων. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή μελετήθηκε η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία με χρήση δεδομένων αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης. Για τον σκοπό αυτό έγινε χρήση του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας FORTH το οποίο τροποποιήθηκε κατάλληλα για τις ανάγκες της διατριβής. Η μελέτη χωρίζεται σε δύο μέρη:

Στο πρώτο μέρος, εισήχθησαν στο μοντέλο δεδομένα αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης από το CALIOP. Με αυτό τον τρόπο κατέστη εφικτή η εξαγωγή των κατακόρυφων προφίλ της DRE στην ατμόσφαιρα και οι ρυθμοί ψύξης / θέρμανσής της παρουσία αερολυμάτων. Η μελέτη πραγματοποιήθηκε σε πλανητικό κλίμακα, σε χωρική ανάλυση $1 \times 1^\circ$ και σε μηνιαίο επίπεδο μεταξύ 2007 και 2009 (τρία πλήρη έτη). Τα αποτελέσματα της μελέτης υπέδειξαν ψύξη της επιφάνειας της Γης (έως και 8 Wm^{-2}) και θέρμανση της ατμόσφαιρας (τοπικά έως και 14 Wm^{-2}). Επειδή η επιφανειακή ψύξη λόγω των αερολυμάτων, γενικά, είναι ισχυρότερη από την θέρμανση της ατμόσφαιρας, βρέθηκε ότι τα αερολύματα, σε μέσο παγκόσμιο επίπεδο, οδηγούν σε αύξηση της πλανητικής ανακλαστικότητας κατά 0.41 Wm^{-2} , δηλαδή ψύχουν το σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα. Πιο αναλυτικά, στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η άμεση επίδραση των αερολυμάτων κυμαίνεται μεταξύ -6.9 (πλανητική ψύξη) και 5.2 Wm^{-2} (πλανητική θέρμανση), με τα αρνητικά πρόσημα να κυριαρχούν. Σε τοπικό επίπεδο, πλανητική θέρμανση παρατηρείται μόνο πάνω από περιοχές με υψηλή επιφανειακή ανακλαστικότητα (π.χ. ερήμους).

Επίσης, τρέχοντας το μοντέλο έχοντας θέσει το ποσοστό νεφοκάλυψης ίσο με μηδέν υπολογίσθηκαν οι DRE υπό συνθήκες καθαρού ουρανού. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα αυτά με τα προαναφερθέντα κατέστη δυνατή η μελέτη του ρόλου των νεφών στην άμεση επίδραση των αερολυμάτων. Από την μελέτη αυτή προέκυψε ότι τα νέφη ελαττώνουν τόσο την επιφανειακή ψύξη όσο και την ατμοσφαιρική θέρμανση που επιφέρουν τα αερολύματα. Όσον αφορά στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η πλανητική ψύξη ελαττώνεται, οδηγώντας ακόμα και σε αλλαγή προσήμου της DRE (από αρνητικό σε θετικό) σε ορισμένες περιοχές, όπως στην Κίνα

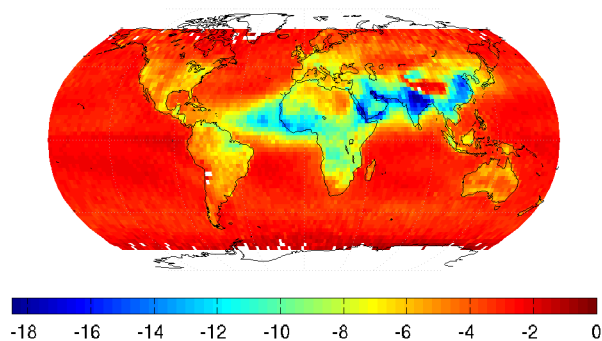
Στο δεύτερο μέρος της παρούσας διατριβής εισήχθησαν στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας FORTH, δεδομένα αερολυμάτων (κατακόρυφης ανάλυσης) προερχόμενα από το τρισδιάστατο μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας PMCAMx. Το PMCAMx είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο, το οποίο δίδει ως έξοδο ωριαίες συγκεντρώσεις αερολυμάτων σε διάφορα ύψη. Όπως έχει αναφερθεί, προκειμένου να εξετασθεί η επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία, είναι απαραίτητη η γνώση των οπτικών τους ιδιοτήτων. Οι υπολογισμοί των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων πραγματοποιήθηκαν μέσω του λογισμικού AtmOpt, από το οποίο και ελήφθησαν. Πιο συγκεκριμένα, με το εν λόγω λογισμικό, υπολογίζονται οι συντελεστές σκέδασης και απορρόφησης βάσει της θεωρίας για την σκέδαση Mie και οι συντελεστές διάθλασης από την χημική σύσταση των αερολυμάτων. Τα δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων από το AtmAopt είναι υψηλής χωρικής (36x36 km) και χρονικής (1 h) ανάλυσης και αφορούν στην περιοχή της Ευρώπης για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου του 2012. Για την μελέτη της επίδρασης των αερολυμάτων αυτών στις ροές ακτινοβολίας, το εν χρήσει μοντέλο τροποποιήθηκε κατάλληλα. Τα εξαχθέντα αποτελέσματα όσον αφορά στις DRE αποκάλυψαν σημαντικές από ώρα σε ώρα και ημέρα σε ημέρα μεταβολές έχοντας ισχυρή εξάρτηση από περιορισμένα χρονικά γεγονότα (όπως π.χ. πυρκαγιές) καθώς επίσης και τις επικρατούσες συνοπτικές συνθήκες. Σε μέση ημερήσια κλίμακα, τα αερολύματα βρέθηκε ότι ψύχουν την επιφάνεια της Γης και θερμαίνουν την ατμόσφαιρα, έως και κατά 50 Wm^{-2} και 35 Wm^{-2} τοπικά, αντίστοιχα. Στην κορυφή της ατμόσφαιρας παρατηρήθηκε σχεδόν στο σύνολο της περιοχής μελέτης ψύξη (τοπικά και τα 25 Wm^{-2}).

Οι δύο εκδόσεις του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας αναμένεται να χρησιμοποιηθούν στην συνέχεια για περαιτέρω μελέτη των ζητημάτων της επίδρασης των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών. Όσον αφορά στο μοντέλο FORTH-CALIOP, είναι αρκετά σημαντική η εκτέλεση μιας ανάλυσης ευαισθησίας της DRE σε σχέση με το κατακόρυφο προφίλ των αερολυμάτων και την σχετική θέση νεφών – σωματιδίων αερολυμάτων. Ενδιαφέρον θα είχε και μια διερεύνηση του κλιματικού ρόλου διαφόρων τύπων αερολυμάτων. Το τελευταίο, μπορεί να μελετηθεί πιο αναλυτικά (αλλά σε περιορισμένη χρονική κλίμακα) με την

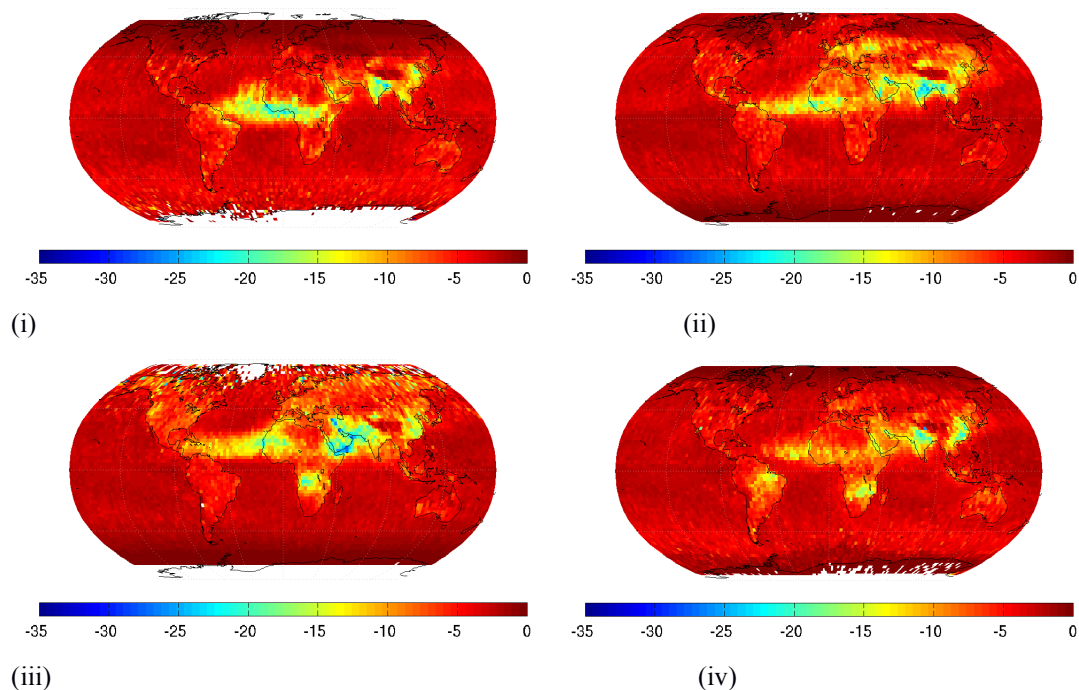
αναπτυχθείσα έκδοση FORTH-PMCAMx. Με την έκδοση αυτή είναι επίσης δυνατό να γίνει διερεύνηση των επιπτώσεων που έχει στο ισοζύγιο ακτινοβολιών του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας, η εφαρμογή πολιτικών περιορισμού της ατμοσφαιρικής ρύπανσης.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1: Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία υπό ανέφελες συνθήκες

Π1.1 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης



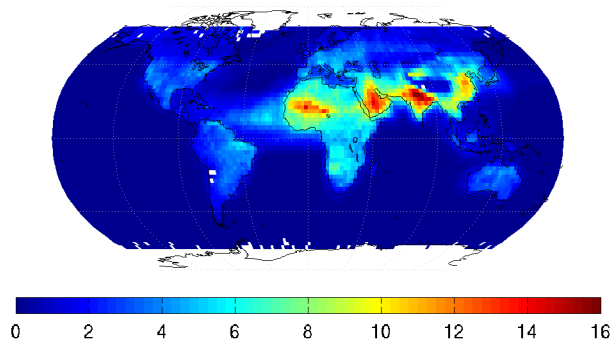
Σχήμα Π1: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί υπό ανέφελες συνθήκες.



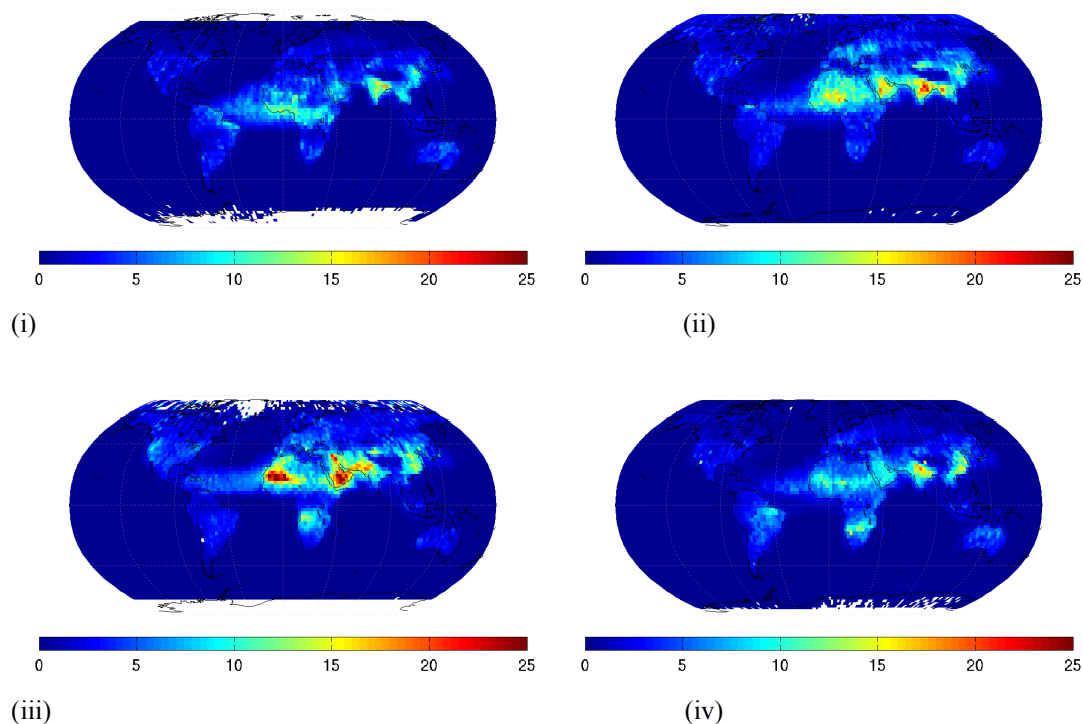
Σχήμα Π2: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων μηνιαίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην επιφάνεια της Γης, για τέσσερις χαρακτηριστικούς μήνες: (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί υπό ανέφελες συνθήκες.

Π1.2 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα

Π1.2.1 Αποτελέσματα στο σύνολο της ατμοσφαιρικής στήλης

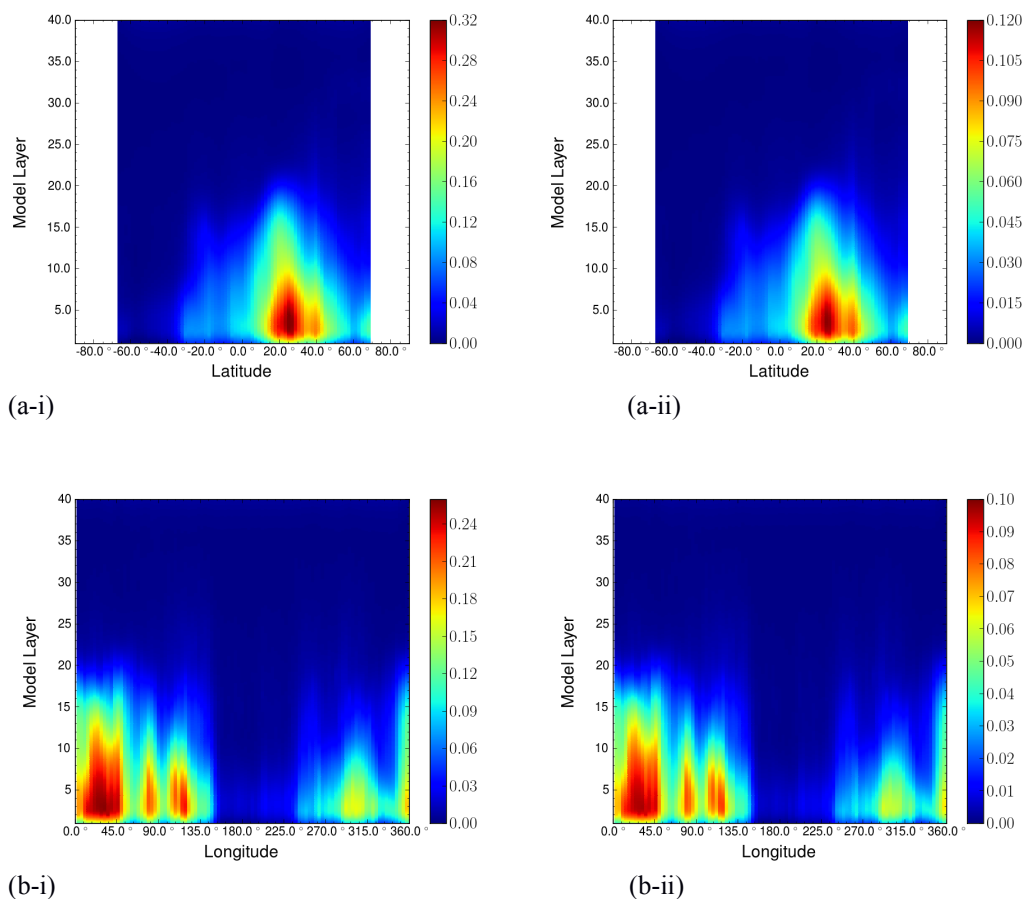


Σχήμα Π3: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) εντός της ατμόσφαιρας. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί υπό ανέφελες συνθήκες.



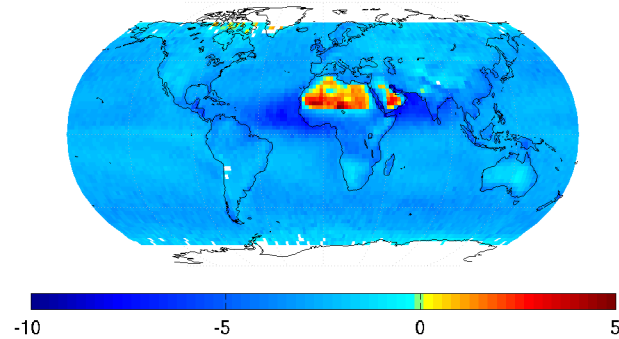
Σχήμα Π4: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων μηνιαίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) εντός της ατμόσφαιρας, για τέσσερις χαρακτηριστικούς μήνες: (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί υπό ανέφελες συνθήκες.

Π1.2.2 Κατακόρυφο προφίλ της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και στους ρυθμούς θέρμανσής της

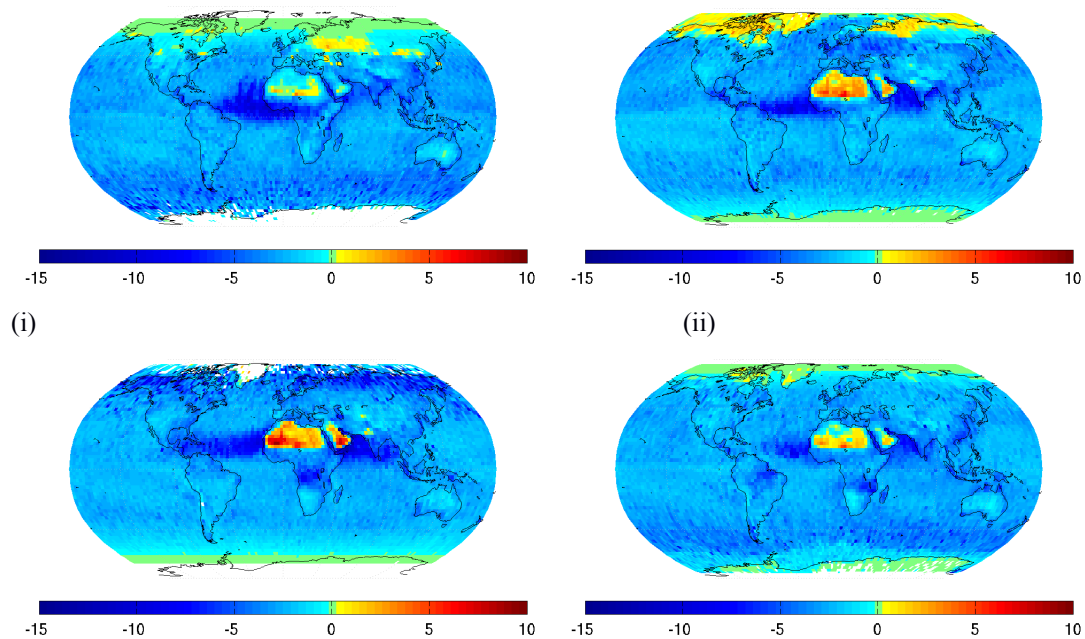


Σχήμα Π5: Προφίλ μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων υπό ανέφελες συνθήκες: (i) στην ατμοσφαιρική απορρόφηση (σε $W m^{-2}$) και (ii) στους ρυθμούς θέρμανσης της ατμόσφαιρας (σε $K day^{-1}$). Οι τιμές έχουν μεσοποιηθεί για κάθε γεωγραφικό πλάτος (α) και μήκος (β) σε ζώνες 2.5° .

Π1.3 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας

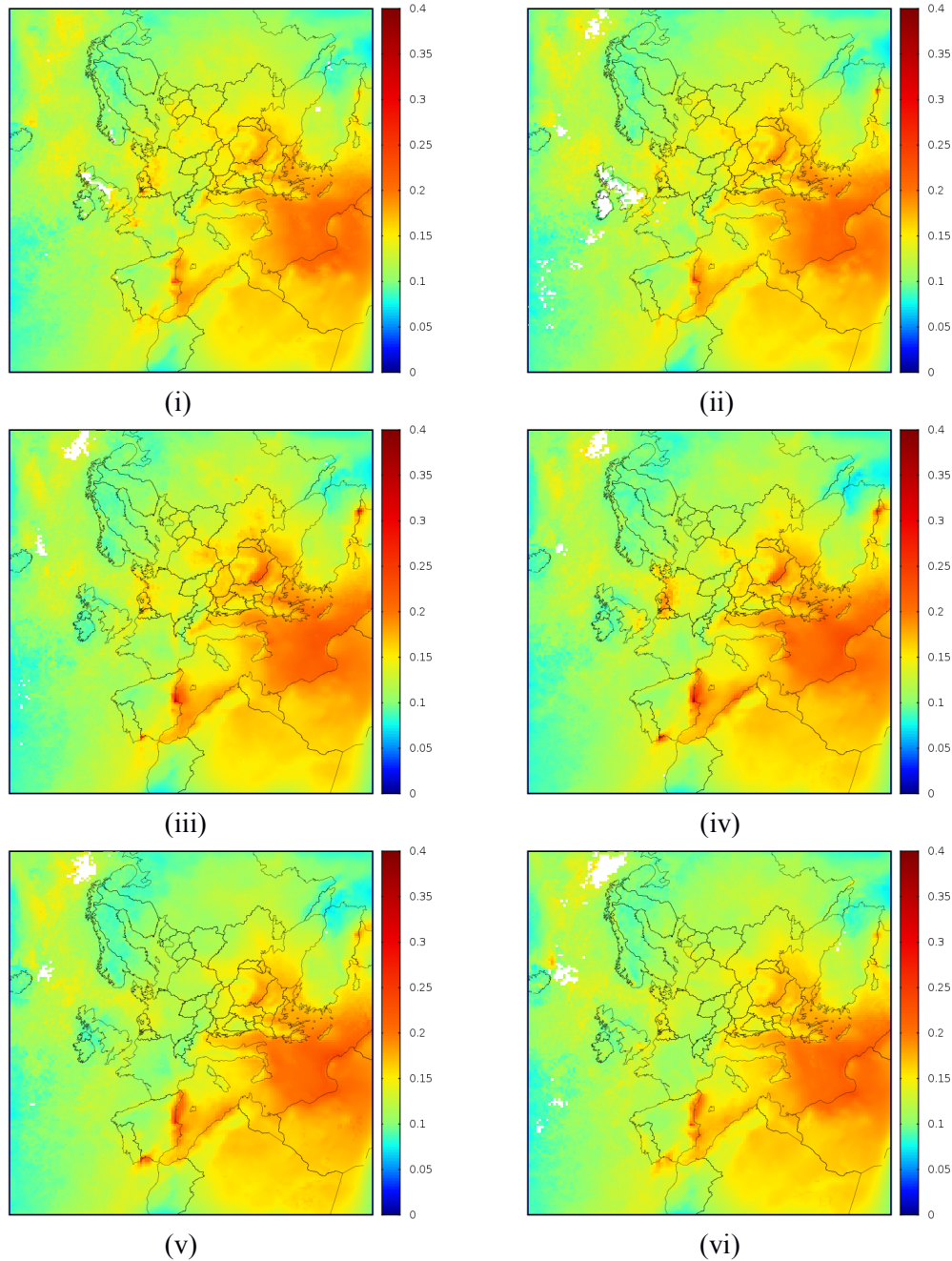


Σχήμα Π6: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων ετησίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην κορυφή της ατμόσφαιρας



Σχήμα Π7: Γεωγραφική μεταβολή των μέσων μηνιαίων κλιματολογικών (2007–2009) τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (σε W/m^2) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για τέσσερις χαρακτηριστικούς μήνες: (i) Ιανουάριος, (ii) Απρίλιος, (iii) Ιούλιος και (iv) Οκτώβριος. Τα αποτελέσματα έχουν εξαχθεί υπό ανέφελες συνθήκες.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2: Μέση ενδοημερήσια κύμανση οπτικού πάχους των αερολυμάτων πάνω από την περιοχή της Ευρώπης (δεδομένα λογισμικού AtmOpt)



Σχήμα Π2: Γεωγραφική μεταβολή μέσων ωριαίων τιμών του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, για την περίοδο μεταξύ 5 Ιουνίου και 30 Ιουλίου 2012. Παρέχονται τα αποτελέσματα για τις ώρες (i) 4 UTC, (ii) 8 UTC, (iii) 12 UTC, (iv) 16 UTC, (v) 20 UTC και (vi) 24 UTC.

Βιβλιογραφία

Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923), 1227-1230.

Benas, N., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Fotiadi, A., Mihalopoulos, N., & Vardavas, I. (2011). Aerosol shortwave daily radiative effect and forcing based on MODIS Level 2 data in the Eastern Mediterranean (Crete). *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 11, 19881-19925.

Charalampidis P. E., Pilinis C. , Fountoukis C., Panagiotopoulou A. and Pandis S. N.: Predictions of aerosol extinction coefficients over Greece by means of a new modular software system; European Aerosol Conference (EAC) 2013, 1 - 6 September 2013, Prague, Czech Republic

Fotiadi, A., N. Hatzianastassiou, P.W. Stackhouse, C. Matsoukas, E. Drakakis, K.G. Pavlakis, D. Hatzidimitriou, and I. Vardavas, (2006): Spatial and Temporal Distribution of Long-Term Solar Surface Radiation Budget over Greece. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 132, 2693-2718

Fountoukis, C., Racherla, P. N., Denier Van Der Gon, H. A. C., Polymeneas, P., Charalampidis, P. E., Pilinis, C., ... & Pandis, S. N. (2011). Evaluation of a three-dimensional chemical transport model (PMCAMx) in the European domain during the EUCAARI May 2008 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(20), 10331-10347

Guenther, A., Karl, T., Harley, P., Wiedinmyer, C., Palmer, P. I., & Geron, C. (2006). Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature). *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 6(1), 107-173.

Hansell Jr, R. A., Reid, J. S., Tsay, S. C., Roush, T. L., & Kalashnikova, O. V. (2011). A sensitivity study on the effects of particle chemistry, asphericity and size on the mass extinction efficiency of mineral dust in the earth's atmosphere: from the near to thermal IR. *Atmospheric chemistry and Physics*, 11(4), 1527-1547.

Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 102, 6831-6864.

Hatzianastassiou, N., Katsoulis, B., & Vardavas, I. (2004). Global distribution of aerosol direct radiative forcing in the ultraviolet and visible arising under clear skies. *Tellus B*, 56(1), 51-71.

Hatzianastassiou, N., Katsoulis, B., & Vardavas, I. (2004). Sensitivity analysis of aerosol direct radiative forcing in ultraviolet–visible wavelengths and consequences for the heat budget. *Tellus B*, 56(4), 368-381.

Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Drakakis, E., Stackhouse Jr, P. W., Koepke, P., Fotiadi, A., ... & Vardavas, I. (2007). The direct effect of aerosols on solar radiation based on satellite observations, reanalysis datasets, and spectral aerosol optical properties from Global Aerosol Data Set (GADS). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(10), 2585-2599.

Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Fotiadi, A., Stackhouse Jr, P. W., Koepke, P., Pavlakis, K. G., & Vardavas, I. (2007). Modelling the direct effect of aerosols in the solar near-infrared on a planetary scale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(12), 3211-3229.

Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Hatzidimitriou, D., Pavlakis, C., Drakakis, M., & Vardavas, I. (2004). Ten year radiation budget of the earth: 1984–93. *International journal of climatology*, 24(14), 1785-1802.

Haywood, J., & Boucher, O. (2000). Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review. *REVIEWS OF GEOPHYSICS-RICHMOND VIRGINIA THEN WASHINGTON-*, 38(4), 513-543.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Johnson, B. T., Heese, B., McFarlane, S. A., Chazette, P., Jones, A., & Bellouin, N. (2008). Vertical distribution and radiative effects of mineral dust and biomass burning aerosol over West Africa during DABEX. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D23).

Joseph, J. H., Wiscombe, W. J., & Weinman, J. A. (1976). The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(12), 2452-2459.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... & Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437-471. ISO 690

- Karydis, V. A., Tsimpidi, A. P., Fountoukis, C., Nenes, A., Zavala, M., Lei, W., ... & Pandis, S. N. (2010). Simulating the fine and coarse inorganic particulate matter concentrations in a polluted megacity. *Atmospheric Environment*, 44(5), 608-620.
- Keil, A. and Haywood, J.M. (2003). Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000: A case study based on measured aerosol and cloud properties. *Journal of Geophysical Research* 108. doi: 10.1029/2002JD002315. issn: 0148-0227.
- Koepke, P., Hess, M., Schult, I., & Shettle, E. P. (1997). Global aerosol data set. Hamburg, Germany: Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- Koffi, B., Schulz, M., Bréon, F. M., Griesfeller, J., Winker, D., Balkanski, Y., ... & Takemura, T. (2012). Application of the CALIOP layer product to evaluate the vertical distribution of aerosols estimated by global models: AeroCom phase I results. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 117(D10).
- Korras-Carraca, M. B., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Gkikas, A., & Papadimas, C. D. (2014). The regime of aerosol asymmetry parameter over Europe, Mediterranean and Middle East based on MODIS satellite data: evaluation against surface AERONET measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 14(16), 22677-22713.
- Kulmala, M., Asmi, A., Lappalainen, H. K., Carslaw, K. S., Pöschl, U., Baltensperger, U., ... & O'Dowd, C. D. (2009). Introduction: European Integrated Project on Aerosol Cloud Climate and Air Quality interactions (EUCAARI)—integrating aerosol research from nano to global scales. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(8), 2825-2841
- Léon, J. F., Chazette, P., Pelon, J., Dulac, F., & Randriamiarisoa, H. (2002). Aerosol direct radiative impact over the INDOEX area based on passive and active remote sensing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 107(D19), INX2-5.
- Li, F., & Ramanathan, V. (2002). Winter to summer monsoon variation of aerosol optical depth over the tropical Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 107(D16), AAC-2.
- Liu, Z., Vaughan, M., Winker, D., Kittaka, C., Getzewich, B., Kuehn, R., ... & Hostetler, C. (2009). The CALIPSO lidar cloud and aerosol discrimination: Version 2 algorithm and initial assessment of performance. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(7), 1198-1213.

Lodge, J. P. (1980). *Man's impact on climate*: edited by W. Bach, J. Pankrath and W. Kellogg, Elsevier Scientific Publishing Co., PO Box 211, Amsterdam, The Netherlands, and 52 Vanderbilt Ave., New York 10017, USA, 1979, pp. xxiii+ 327. Price \$58.50 (Dfl. 120.00).

Lohmann, U., & Feichter, J. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(3), 715-737.

McFarquhar, G. M., & Wang, H. (2006). Effects of aerosols on trade wind cumuli over the Indian Ocean: Model simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(616), 821-843.

Murphy, B. N., & Pandis, S. N. (2009). Simulating the formation of semivolatile primary and secondary organic aerosol in a regional chemical transport model. *Environmental science & technology*, 43(13), 4722-4728..

Nenes, A., Pandis, S. N., & Pilinis, C. (1998). ISORROPIA: A new thermodynamic equilibrium model for multiphase multicomponent inorganic aerosols. *Aquatic geochemistry*, 4(1), 123-152.

O'Dowd, C. D., Langmann, B., Varghese, S., Scannell, C., Ceburnis, D., & Facchini, M. C. (2008). A combined organic-inorganic sea-spray source function. *Geophysical Research Letters*, 35(1).

Omar, A. H., Winker, D. M., Tackett, J. L., Giles, D. M., Kar, J., Liu, Z., ... & Trepte, C. R. (2013). CALIOP and AERONET aerosol optical depth comparisons: One size fits none. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(10), 4748-4766.

Panagiotopoulou, A., Charalambidis, P., Fountoukis, C., Pilinis, C., & Pandis, S. N. PMCAMx evaluation over Europe against AERONET and MODIS aerosol optical depth measurements (under preparation)

Papadimas, C. D., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Kanakidou, M., Mihalopoulos, N., & Vardavas, I. (2012). The direct effect of aerosols on solar radiation over the broader Mediterranean basin. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(15), 7165-7185.

Pappas, V., Hatzianastassiou, N., Papadimas, C., Matsoukas, C., Kinne, S., & Vardavas, I. (2013). Evaluation of spatio-temporal variability of Hamburg Aerosol Climatology against aerosol datasets from MODIS and CALIOP. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(16), 8381-8399.

Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., & Gill, T. E. (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of geophysics*, 40(1), 2-1.

Prospero, J., P. Ginoux, O. Torres, and S. E. Nicholson (2002), Environmental Characterization of Global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS-7 TOMS absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002, doi:10.1029/20000GR000095.

Ramanathan, V., Ramana, M. V., Roberts, G., Kim, D., Corrigan, C., Chung, C., & Winker, D. (2007). Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption. *Nature*, 448(7153), 575-578.

Redemann, J., Vaughan, M. A., Zhang, Q., Shinozuka, Y., Russell, P. B., Livingston, J. M., ... & Remer, L. A. (2012). The comparison of MODIS-Aqua (C5) and CALIOP (V2 & V3) aerosol optical depth. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(6), 3025-3043.

Remer, L. A., Kleidman, R. G., Levy, R. C., Kaufman, Y. J., Tanré, D., Mattoo, S., ... & Holben, B. N. (2008). Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D14).

Rossow, B., A. W. Walker, D. E. Beusichel, M.D. Roiter, W. And International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), Documentation of New Cloud Dataset, WMO/TD 737, 115 pp., World Clim. Res. Programme, World Meteorok Organ., Geneva, 1996

Rudich, Y., Sagi, A., & Rosenfeld, D. (2003). Influence of the Kuwait oil fires plume (1991) on the microphysical development of clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108(D15).

Shettle, E. P., & Weinman, J. A. (1970). The transfer of solar irradiance through inhomogeneous turbid atmospheres evaluated by Eddington's approximation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(7), 1048-1055.

Skeie, R. B., Berntsen, T. K., Myhre, G., Tanaka, K., Kvalevåg, M. M., & Hoyle, C. R. (2011). Anthropogenic radiative forcing time series from pre-industrial times until 2010. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(22), 11827-11857.

Stocker, D. Q.: Climate change 2013: The physical science basis, Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for Policy-makers, IPCC, 2013.

- Tsimpidi, A. P., Karydis, V. A., Zavala, M., Lei, W., Molina, L., Ulbrich, I. M., ... & Pandis, S. N. (2010). Evaluation of the volatility basis-set approach for the simulation of organic aerosol formation in the Mexico City metropolitan area. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(2), 525-546.
- Twomey, S. (1974). Pollution and the planetary albedo. *Atmospheric Environment* (1967), 8(12), 1251-1256.
- Vardavas, I. and Taylor, F W (2007): Radiation and climate, International Series of Monographs on Physics No 138, Oxford University Press, Oxford
- Vardavas, I. M., & Carver, J. H. (1984). Solar and terrestrial parameterizations for radiative-convective models. *Planetary and space science*, 32(10), 1307-1325.
- Visschedijk, A. J. H., Zandveld, P. Y. J., & Denier Van Der Gon, H. A. C. (2007). A high resolution gridded European emission database for the EU integrated project GEMS. TNO, Apeldoorn, Netherlands, TNO-report.
- Voiland, A. (2010). Aerosols: Tiny particles, big impact.
- Wild, M., Folini, D., Hakuba, M. Z., Schär, C., Seneviratne, S. I., Kato, S., ... & König-Langlo, G. (2014). The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*, 44(11-12), 3393-3429.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., & McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34(19).
- Winker, D. M., Tackett, J. L., Getzewich, B. J., Liu, Z., Vaughan, M. A., & Rogers, R. R. (2013). The global 3-D distribution of tropospheric aerosols as characterized by CALIOP. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(6), 3345-3361.
- Zhang, L., Li, Q. B., Gu, Y., Liou, K. N., & Meland, B. (2013). Dust vertical profile impact on global radiative forcing estimation using a coupled chemical-transport-radiative-transfer model. *Atmos. Chem. Phys*, 13(14), 7097-7114.
- Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., & Jones, P. D. (2012). Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 117(D8).
- Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., & Lawrimore, J. (2008). Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21(10), 2283-2296.

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, 48(4).

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., ... & Stievenard, M. (2001). Vostok ice core data for 420,000 years. *IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series*, 76, 2001.

Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2006). *Atmospheric chemistry and physics*. Hoboken.

Vardavas, I. M., Vardavas, I., & Taylor, F. (2011). *Radiation and Climate: Atmospheric energy budget from satellite remote sensing (Vol. 138)*. Oxford University Press.

Σαχσαμάνογλου και Μακρογιάννης (1990), *Γενική Μετεωρολογία*

Περιεχόμενα

Περίληψη	3
Εισαγωγή	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. Θεωρητικό υπόβαθρο	11
1.1 Ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας	11
1.2 Αλληλεπίδραση ηλιακής ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια της Γης	13
1.2.1 Σκέδαση ηλιακής ακτινοβολίας και παράγοντας ασυμμετρίας	13
1.2.2 Απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας	17
1.2.3 Εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας, οπτικό πάχος και ανακλαστικότητα ατλής σκέδασης	18
1.2.4 Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας με την επιφάνεια της Γης	19
1.3 Ατμοσφαιρικά αερολύματα και η κλιματική τους επίδραση	19
1.3.1 Βασικές έννοιες και κατηγορίες αερολυμάτων	19
1.3.2 Αλληλεπίδραση αερολυμάτων με την ακτινοβολία	24
1.3.3 Σπουδαιότητα γνώσης του κατακόρυφου προφίλ των αερολυμάτων	25
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. Μεθοδολογία	29
2.1 Περιγραφή μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας.	29
2.2 Έκδοση FORTH-CALIOP	32
2.2.1 Θερμοκρασία, υγρασία και πίεση	32
2.2.2 Νέφη	32
2.2.3 Έδαφος	33
2.2.4 Ατμοσφαιρικά αέρια	33
2.2.5 Αερολύματα	33
2.2.6 Δεδομένα οπτικού πάχους αερολυμάτων κατακόρυφης ανάλυσης από το CALIOP	34
2.3 Εισαγωγή στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας, δεδομένων αερολυμάτων προ-ερχόμενων από μοντέλο ποιότητας της ατμόσφαιρας - Έκδοση FORTH-PMCAMx	36
2.3.1 Το μοντέλο PMCAMx	36
2.3.2 Το λογισμικό πακέτο AtmOpt	38

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. Μοντέλο FORTH-CALIOP - Αποτελέσματα και ανάλυση	41
3.1 Βάση δεδομένων CALIOP	41
3.2 Αποτελέσματα μοντέλου...	46
3.2.1 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης	46
3.2.2 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα	49
3.2.3 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας	54
3.2.4 Διαταρακτική αποτελεσματικότητα αερολυμάτων	57
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. Μοντέλο FORTH-PMCAMx - Αποτελέσματα και ανάλυση	61
4.1 Οπτικές ιδιότητες αερολυμάτων από το λογισμικό AtmOpt	61
4.2 Αποτελέσματα μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας	64
4.2.1 Μέσες ημερήσιες τιμές	64
4.2.2 Μέση ενδοημερήσια κύμανση άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων	67
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. Συμπεράσματα-προοπτικές	71
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1: Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία υπό ανέφελες συνθήκες	75
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2: Μέση ενδοημερήσια κύμανση οπτικού πάχους των αερολυμάτων πάνω από την περιοχή της Ευρώπης (δεδομένα λογισμικού AtmOpt)	79
Βιβλιογραφία	81

