



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ / ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΧΡΗΣΤΟΣ ΣΠΥΡΟΥ

ΑΜ : 2004524

**ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΤΩΝ ΕΠΙΔΡΑΣΕΩΝ
ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ ΣΤΗ ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΗΣ
ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΚΑΙ ΣΤΟ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ**

Επιβλέπων Καθηγητής : Καθηγητής Γ. Κάλλος

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή :

Καθηγητής : Γ. Κάλλος

Καθηγητής : Ν. Μιχαλόπουλος

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια : Β. Νοταρίδου

Εξεταστική Επιτροπή :

Καθηγητής : Α. Νένες

Αναπληρωτής Καθηγητής : Α. Παπαγιάννης

Αναπληρωτής Καθηγητής : Κ. Ιακωβίδης

Λέκτορας : Ι. Πυθαρούλης

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Αθήνα 2011



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ / ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΥΠΟΛΗ, ΚΤΙΡΙΟ ΦΥΣ-IV
ΑΘΗΝΑ 15784

ΠΡΑΚΤΙΚΟ
ΕΞΕΤΑΣΗΣ ΥΠΟΨΗΦΙΟΥ ΔΙΔΑΚΤΟΡΑ

Κατά το άρθρο 13 Ν.2083/92

Οι υπογράφωντες το παρόν αποτελούμε τα μέλη της επταμελούς Εξεταστικής Επιτροπής που ορίστηκε από τη Γενική Συνέλευση του Τμήματος Φυσικής στις 14/11/2011 για την κρίση της Διδακτορικής Διατριβής του κ. Σπύρου Χρήστου του Τμήματος Φυσικής με θέμα:

«Ανάπτυξη αλγορίθμων για τον υπολογισμό των επιδράσεων των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας και το ενεργειακό ισοζύγιο»

Η επταμελής Εξεταστική Επιτροπή απαρτίστηκε από τους: κ.κ Γ. Κάλλο, Καθηγητή Ε.Κ.Π.Α, Ν. Μιχαλόπουλο, Καθηγητή Πανεπιστημίου Κρήτης, Β. Νοταρίδου, Αν. Καθηγήτρια Ε.Κ.Π.Α., Α. Νένε, Καθηγητή Georgia Institute of Technology, Α. Παπαγιάννη, Αν. Καθηγητή Ε.Μ.Π., Κ. Ιακωβίδη, Αν. Καθηγητή Ε.Κ.Π.Α., Ι. Πυθαρούλη, Λέκτορα Α.Π.Θ.

Τα παραπάνω μέλη της Επιτροπής συνήλθαμε δημόσια στις 22/11/2011 και ώρα 14:00 και υποβάλαμε τον υποψήφιο σε εξέταση. Συμπεράναμε ομόφωνα από αυτή την εξέταση ότι ο υποψήφιος:

- α) Κατέχει την επιστημονική περιοχή του θέματος της διδακτορικής διατριβής. Στο πλαίσιο αυτό ανέπτυξε με άνεση και επιτυχία το αντικείμενό του και απάντησε με πληρότητα στις ερωτήσεις που του υποβλήθηκαν.
- β) Το περιεχόμενο της διατριβής του κ. Σπύρου είναι πρωτότυπο και προάγει την επιστήμη στο χώρο της Φυσικής της Ατμόσφαιρας και της Μετεωρολογίας.

Σύμφωνα με τα παραπάνω και κατά Νόμο ομόφωνα εισηγούμεθα την απονομή στον
κ Σπύρου, Φυσικό, τον τίτλο του Διδάκτορα του Πανεπιστημίου Αθηνών με βαθμό
«Άριστα».

Αθήνα, 22 Νοεμβρίου 2011

Η Εξεταστική Επιτροπή

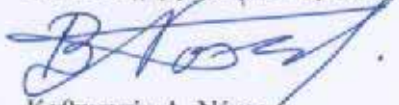
Καθηγητής Γ. Κάλλος



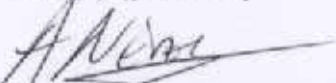
Καθηγητής Ν. Μιχαλόπουλος



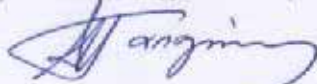
Αν. Καθηγήτρια Β. Νοταρίδου



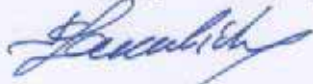
Καθηγητής Α. Νένης



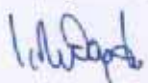
Αν. Καθηγητής Α. Παπαγιάννης



Αν. Καθηγητής Κ. Ιακωβίδης



Λέκτορας Ι. Πυθαρούλης



Στον Αδελφό μου

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διατριβή εκπονήθηκε στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών με την επίβλεψη του Καθηγητή Γεωργίου Κάλλου. Θα ήθελα να τον ευχαριστήσω ιδιαίτερα για την υποστήριξη και την υπομονή με την οποία με καθοδήγησε σε θέματα ατμοσφαιρικής φυσικής, αιωρούμενων σωματιδίων και αριθμητικών μοντέλων, καθώς και για την ουσιαστική και ανθρώπινη συνεργασία που είχαμε όλα αυτά τα χρόνια.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω όλα τα μέλη της εξεταστικής μου επιτροπής Καθηγητή Ν. Μιχαλόπουλο, Αν. Καθηγήτρια Β. Νοταρίδου, Καθηγητή Α. Νένε, Αν. Καθηγητή Α. Παπαγιάννη, Αν. Καθηγητή Κ. Ιακωβίδη και Λέκτορα Ι. Πυθαρούλη για τις χρήσιμες συμβουλές και υποδείξεις τους.

Σημαντική ήταν η εμπειρία που αποκόμισα από τις συζητήσεις μου με τους Fedor Mesinger, Ducan Jovic αλλά ιδιαίτερα τον Tom Black σε τεχνικά και όχι μόνο θέματα αριθμητικής πρόγνωσης. Επίσης ευχαριστώ τον William K.-M. Lau της NASA για τις πολύτιμες συμβουλές του σε θέματα ακτινοβολίας.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον Επίκουρο Καθηγητή Πέτρο Κατσαφάδο για την υποστήριξη και καθοδήγησή του στα θέματα του συστήματος SKIRON κατά τα πρώτα χρόνια της διατριβής μου, αλλά και για τις συμβουλές του στη μετέπειτα πορεία της εργασίας αυτής.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τα παλιά και νέα μέλη της ερευνητικής ομάδας Ατμοσφαιρικών Μοντέλων Πρόγνωσης Καιρού του Πανεπιστημίου Αθηνών Σ. Σολωμό, Χ. Μητσάκου, Ι. Κούστα, Μ. Αστήθα, Η. Μαυροματίδη, Γ. Γαλάνη, Π. Λουκά, Γ. Εμμανουήλ, Χ. Καλογερή και Ν. Μπαρτζώτα για την άψογη συνεργασία και την ουσιαστική υποστήριξη τους όλα αυτά τα χρόνια.

Θα ήθελα τέλος να ευχαριστήσω την οικογένεια μου αλλά και την Χρυσίδα για την υπομονή, την κατανόηση και τη συμπαράστασή της.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ιδιαίτερη σημασία των αιωρούμενων σωματιδίων στον καιρό και το κλίμα έχει μελετηθεί και αποτυπωθεί τις τελευταίες δεκαετίες μέσα από πλήθος εργασιών και αποτελεί σήμερα ένα από τα πιο καίρια θέματα της επιστημονικής κοινότητας. Σε μια εποχή που τα έντονα καιρικά φαινόμενα και οι κλιματικές αλλαγές απασχολούν σε μεγάλο βαθμό τον άνθρωπο και την κοινωνία, η επίδραση των σωματιδίων αυτών φέρνει στην επιφάνεια μια σειρά από φυσικές διεργασίες και μηχανισμούς που δυσκολεύουν την ακριβή αναπαράσταση και πρόγνωση καιρού και κλίματος.

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη των μηχανισμών παραγωγής και μεταφοράς σωματιδίων εδαφικής σκόνης, η ανάπτυξη νέων μηχανισμών περιγραφής της επίδρασης της σκόνης στο ενεργειακό ισοζύγιο σε μοντέλα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και η εφαρμογή των παραπάνω στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν στο πλαίσιο της διατριβής επαναπροσδιορίζουν τις περιοχές που λειτουργούν σαν πηγές σωματιδίων σκόνης φυσικής προέλευσης και βελτιώνουν τις διεργασίες παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης. Παράλληλα αναπτύχθηκαν κατάλληλοι αλγόριθμοι για την προσαρμογή του νέου μοντέλου ακτινοβολίας RRTMG στο σύστημα SKIRON με τελικό στόχο την ποσοτικοποίηση των άμεσων επιδράσεων της σκόνης στο ενεργειακό ισοζύγιο.

Με την ανάπτυξη και εφαρμογή του εν λόγω συστήματος έγινε δυνατή η σε βάθος μελέτη των διεργασιών εκείνων που χαρακτηρίζουν την επίδραση των σωματιδίων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών. Επίσης και η εκτιμήθηκε η ένταση των επιδράσεων αυτών και η σημασίας που έχουν στην πληρέστερη μελέτη της ατμόσφαιρας. Με βάση τους ελέγχους ευαισθησίας που πραγματοποιήθηκαν για τα επιμέρους τμήματα ανάπτυξης και το ολοκληρωμένο σύστημα μοντέλων, αλλά και από τις προσομοιώσεις μεγάλης κλίμακας, προέκυψε η πολυπλοκότητα των άμεσων επιδράσεων της σκόνης στην ακτινοβολία.

Η ύπαρξη σωματιδίων φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα ελαττώνει το ποσοστό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος μέσω σκέδασης και απορρόφησης. Κατά τη διάρκεια της ημέρας το ποσοστό της ενέργειας που απορροφάται από το νέφος σκόνης θερμαίνει το στρώμα της ατμόσφαιρας στο οποίο βρίσκεται, αυξάνοντας τους ρυθμούς θέρμανσης. Αντίθετα κατά τη διάρκεια της νύχτας ακτινοβολεί θερμαίνοντας τα

υποκείμενα και παρακείμενα στρώματα της ατμόσφαιρας, ενώ ψύχεται το ίδιο. Παράλληλα το στρώμα της σκόνης παγιδεύει την εξερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία από το έδαφος, θερμαίνοντας τα επιφανειακά στρώματα. Η ανάδραση των σωματιδίων στην ακτινοβολία έχει σαν αποτέλεσμα και την μεταβολή της μέσης θερμοκρασιακής κατανομής στην επιφάνεια και στην ατμοσφαιρική στήλη. Τα σωματίδια σκόνης σε γενικές γραμμές ψύχουν τα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, θερμαίνουν τη μέση τροπόσφαιρα και ψύχουν την κατώτερη τροπόσφαιρα. Η θερμοκρασιακή μεταβολή των επιφανειακών στρωμάτων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το ύψος στο οποίο βρίσκεται η σκόνη και μπορεί να είναι και θετική και αρνητική.

Η επίδραση της σκόνης έχει εμφανείς επιδράσεις και στην απόδοση του μοντέλου, όσον αφορά στην αναπαράσταση της θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου και την κατανομή της βροχόπτωσης. Η ενεργειακή ανακατανομή στην ατμόσφαιρα αλλάζει την ευστάθεια και τις ανοδικές κινήσεις μεταβάλλοντας τη θέση και την ένταση του υετού. Η εισαγωγή της ανάδρασης της σκόνης σύστημα επιτρέπει ικανοποιητικότερη αναπαράσταση των φαινομένων.

Λέξεις Κλειδιά : Αερολύματα, ερημική σκόνη, επίδραση στην ακτινοβολία

ABSTRACT

The last decades the importance of aerosols in the weather and climate has been studied and highlighted by several research groups around the world. The interactions between aerosols and various aspects of the atmosphere have revealed a series of mechanisms and feedbacks that make accurate weather and climate predictions more difficult and complicated.

The scope of this thesis is to study the processes that govern dust production, transport and deposition of desert dust particles, the development of parameterizations for calculating the radiative impacts of dust on limited area models and finally the application of the system to the Mediterranean Area.

The algorithms developed redefine the areas that can act as desert dust sources and improve the description of the physical processes that have to do with the dust cycle in the atmosphere. Also a new radiative transfer algorithm, RRTMG, has been modified to work in the framework of the SKIRON model for the purpose of quantifying the direct radiative feedback of mineral dust.

The development of this system has allowed the in-depth study of the mechanisms that characterize the radiative feedback and the estimation of their importance on weather and climate studies. Through several sensitivity tests and long term applications the complexity of the direct radiative impacts has become clear.

The first and foremost effect of dust is the reduction of the incoming solar radiation through scattering and absorption. During the day the amount of energy absorbed by the dust cloud increases the heating rates of the atmospheric layer. On the contrary during the night dust particles emit longwave radiation towards the adjacent layers increasing their temperature. Also the outgoing radiation is trapped between surface and dust layer which causes heating in the lower troposphere. So in effect the radiative feedback of dust has a profound impact on the vertical temperature distribution by cooling the upper troposphere, heating the middle troposphere and cooling the lower troposphere. The changes on the surface layer depend greatly on the height of desert dust particles and can be both negative and positive.

The dust feedback on radiation has a profound effect on the model performance on temperature, wind speed and precipitation. The direct effect of dust on the energy distribution modifies convection and the stability of the atmosphere thus changing precipitation patterns. However the introduction of dust feedbacks improves the representation of the atmosphere by the model.

Keywords : Aerosols, desert dust, radiative impact

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γενικά.....	1
1.2 Ανοικτά Θέματα.....	10
1.3 Αντικείμενο της Διατριβής – Μεθοδολογία και Ανάπτυξη	12

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ – ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

2.1 Γενικά κλιματικά χαρακτηριστικά.....	16
2.2 Πηγές Σωματιδίων – Σύσταση Σκόνης.....	19
2.3 Τροχιές Μεταφοράς.....	23
2.4 Επίδραση Σωματιδίων Σκόνης Στο Ισοζύγιο Ακτινοβολιών.....	28

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – ΤΟ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΕΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ SKIRON

3.1 Βασικές Εξισώσεις και Σχήματα Χρονικής Διαφόρισης.....	36
3.2 Οριζόντια Διακριτοποίηση.....	39
3.3 Eta (η) συντεταγμένη και κατακόρυφη διακριτοποίηση.....	40
3.4 Ανάπτυξη Μεθοδολογίας για την Περιγραφή του Κύκλου Ζωής Σωματιδίων.....	41

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΤΟ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ RRTM

4.1 Η κ-συσχέτιση και οι κ-κατανομές.....	59
4.2 Αλγόριθμος Διάδοσης Ακτινοβολίας.....	63
4.3 Ανάπτυξη Διαδικασίας Προσαρμογής του Μοντέλου Ακτινοβολίας RRTM....	64
4.4 Ανάπτυξη Μεθοδολογίας Καθορισμού Οπτικών Ιδιοτήτων Σωματιδίων.....	66

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΕΛΕΓΧΟΙ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ

5.1 Αξιολόγηση Μοντέλου RRTM στη Δομή του Συστήματος SKIRON.....	72
5.2 Έλεγχος Ευαισθησίας Οπτικού Πάχους Ερημικής Σκόνης.....	79
5.3 Επίδραση Σωματιδίων Σκόνης Φυσικής Προέλευσης Στην Ενεργειακή Κατανομή.....	84
5.4 Έλεγχος με Δεδομένα Ραδιοβολήσεων.....	99

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 – ΠΟΣΟΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΑΝΑΔΡΑΣΗΣ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ

6.1 Σύγκριση Αποτελεσμάτων με Πειραματικά Δεδομένα.....	105
6.2 Αλληλεπίδραση Σκόνης – Εισερχόμενης Ακτινοβολίας Στην Επιφάνεια.....	111
6.3 Επίδραση Σκόνης στην Ατμοσφαιρική Στήλη.....	116
6.4 Μεταβολή Στη Θερμοκρασιακή Κατανομή.....	122

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	137
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι – ΦΥΣΙΚΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ SKIRON.....	162
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ – ΧΕΙΡΙΣΜΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ RRTM..	174
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙΙ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ.....	177

Κεφάλαιο	ΕΙΣΑΓΩΓΗ
1	

1.1 Γενικά

Η ιδιαίτερη σημασία των αιωρούμενων σωματιδίων στο κλίμα και τον άνθρωπο έχει μελετηθεί και αποτυπωθεί τις τελευταίες δεκαετίες μέσα από πλήθος εργασιών και αποτελεί σήμερα ένα από τα πιο καίρια θέματα της επιστημονικής κοινότητας. Σε μια εποχή που τα έντονα καιρικά φαινόμενα και οι κλιματικές αλλαγές απασχολούν σε μεγάλο βαθμό τον άνθρωπο και την κοινωνία, η επίδραση των σωματιδίων αυτών φέρνει στην επιφάνεια μια σειρά από φυσικές διεργασίες και μηχανισμούς που δυσκολεύουν την ακριβή πρόγνωση του καιρού και του κλίματος.

Ως αιωρούμενα σωματίδια (Particulate Matter , PM) χαρακτηρίζουμε κάθε σώμα, στερεό ή υγρό (εκτός του νερού) που βρίσκεται σε διασπορά και έχει διάμετρο μεγαλύτερη από 0,0002 μm και μικρότερη από 500 μm περίπου. Η σκόνη, ο καπνός και η ιπτάμενη τέφρα αποτελούν χαρακτηριστικά παραδείγματα αιωρούμενων σωματιδίων. Ποικίλουν ανάλογα με το μέγεθος, τη σύσταση και την προέλευσή τους και κατηγοριοποιούνται ανάλογα με την αεροδυναμική τους διάμετρο. Αιωρούμενα σωματίδια διαμέτρου μεταξύ 2.5 - 10.0 μm , χαρακτηρίζονται ως *χονδρόκοκκα σωματίδια*, PM10 ("coarse" particles). Τα σωματίδια αυτά έχουν διάφορες πηγές προέλευσης, όπως σκόνη μεταφερόμενη με τον άνεμο, από οχήματα τα οποία κινούνται σε άστρωτους δρόμους, από μηχανήματα βιομηχανιών συμπίεσης, λιωσίματος και τροχισμού διαφόρων υλικών, κ.ά. Αιωρούμενα σωματίδια διαμέτρου μικρότερης των 2.5 μm αναφέρονται ως *λεπτόκοκκα σωματίδια*, PM 2.5 ("fine" particles) και προκύπτουν από πολλές, διαφορετικές πηγές όπως, από τα καυσαέρια των αυτοκινήτων, από διάφορες βιομηχανικές εγκαταστάσεις καθώς και απευθείας από φυσικές πηγές. Στην παρούσα εργασία θα μας απασχολήσουν σωματίδια φυσικής προέλευσης.

Κύρια πηγή των αιωρούμενων σωματιδίων φυσικής προέλευσης αποτελούν οι ερημικές εκτάσεις του πλανήτη, με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα την έρημο της Σαχάρα η οποία αποτελεί και την σημαντικότερη πηγή σκόνης παγκοσμίως (D'Almeida, 1987; Washington et al., 2003). Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι η συγκεκριμένη έρημος έχει ηλικία 4 – 6 χιλιάδες χρόνια μόνο (Kröpelin et al., 2008).

Κατά τη μέση Ολόκαινη περίοδο η περιοχή χαρακτηριζόταν από υγρότερο κλίμα με χαμηλή βλάστηση (Kröpelin et al., 2008). Έντονες μεταβολές στο κλίμα της περιοχής και στην τροχιά της γης οδήγησαν στην σταδιακή ερημοποίησή της και τη μετάβαση από τη λεγόμενη “πράσινη Σαχάρα” στη σημερινή έρημο (Claussen et al., 1999; Kröpelin et al., 2008).

Κάθε χρόνο ένα μεγάλο ποσό σκόνης μεταφέρεται από την έρημο Σαχάρα και εισάγεται στην ατμόσφαιρα κάτω από ευνοϊκές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Υπολογίζεται μάλιστα, με βάση επιτόπιες μετρήσεις, δορυφορικές εικόνες και προσομοιώσεις με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων, ότι η ποσότητα αυτή είναι της τάξης των 10^7 τόνων το χρόνο (Guerzoni, 1999; Goudie et al., 2001; Prospero et al., 2002; Papadopoulos et al., 2002; Zender et al., 2003; Kallos et al., 2009). Έχει παρατηρηθεί ότι μεγάλες ποσότητες σκόνης μπορούν να φτάσουν μέχρι και το Νότιο τμήμα της Βορείου Αμερικής, ενώ ιδιαίτερα σημαντική είναι η επίδρασή της στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και της Ευρώπης (Kallos et al., 2006; Papyannis et al., 2008). Υπολογίζεται ότι περίπου η μισή ποσότητα αιωρούμενων σωματιδίων που εναποτίθεται στους ωκεανούς προέρχεται από την έρημο Σαχάρα (Goudie et al., 2001).

Οι σημαντικότερες περιοχές που δρουν ως πηγές τροφοδοσίας της ατμόσφαιρας είναι η κοιλάδα του Bodèlè μεταξύ Tibesti και Lake Chad και ακολουθούν ορισμένες περιοχές της Μαυριτανίας, το Mali, η νότια Αλγερία και η Τυνησία και μεγάλο τμήμα της Δυτικής Σαχάρας. Επίσης ως σημαντικές πηγές υποδεικνύονται το νότιο ακρωτήριο της Αφρικής, η έρημος της Nubian στη νότια Αίγυπτο, το Βόρειο Σουδάν, η Ανατολική Λιβυκή Έρημος, η Αίγυπτος, η πεδιάδα της Αιθιοπίας, η περιοχή γύρω από το Djibouti, ο Νίγηρας και τα όρη Ahaggar (Σχήμα 1.1.1; Prospero et al., 1996; Goudie et al., 2001).

Ο κύκλος της σκόνης στην ατμόσφαιρα παρουσιάζει έντονη εποχιακή διακύμανση και συνδέεται άμεσα με την ευρύτερη ατμοσφαιρική κυκλοφορία (Moulin et al., 1997; Nickovic et al., 2001). Κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης η περιοχή της Μεσογείου επηρεάζεται από δύο ανώτερους αεροχειμάρρους (jet streams): Τον πολικό αεροχείμαρρο, ο οποίος αρχικά βρίσκεται πάνω από την Ευρώπη, και τον υποτροπικό αεροχείμαρρο πάνω από τη Βόρεια Αφρική. Η συνδυασμένη επίδραση των δύο αυτών συστημάτων ενισχύει την κίνηση υπερτροπικών (extratropical) κυκλώνων ανατολικά και βορειοανατολικά, εισάγοντας πλούμια σκόνης (dust plumes) στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (Avila et al.,

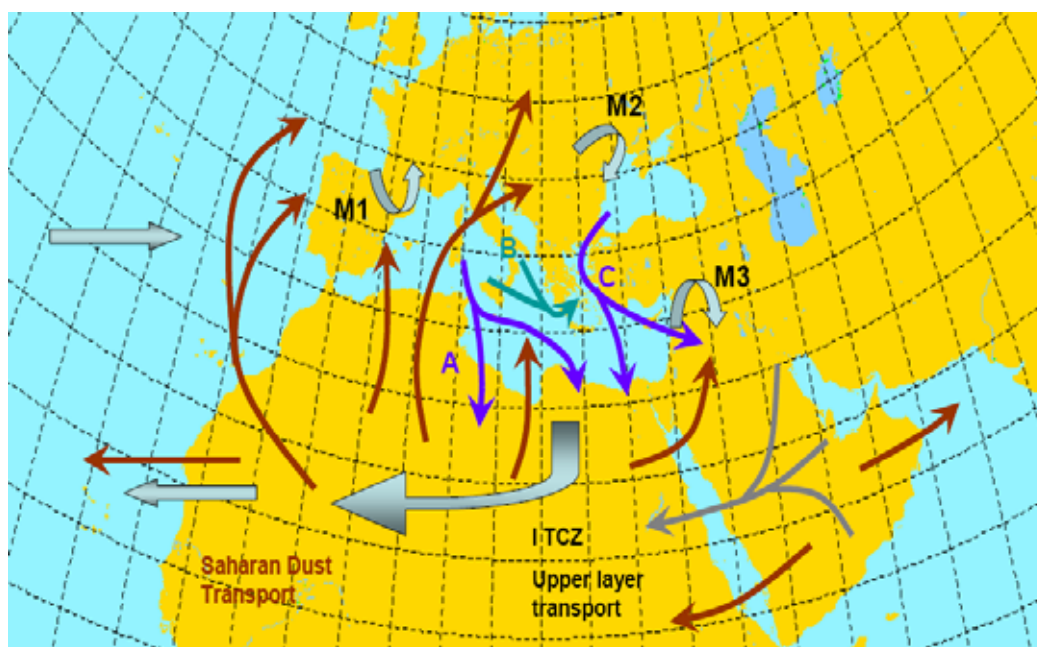
1997, Rodriguez et al., 2001, Herut and Krom 1996, Kubilay et al., 2000, Kallos et al., 2006, Spyrou et al., 2010, Σχήμα 1.1.2).



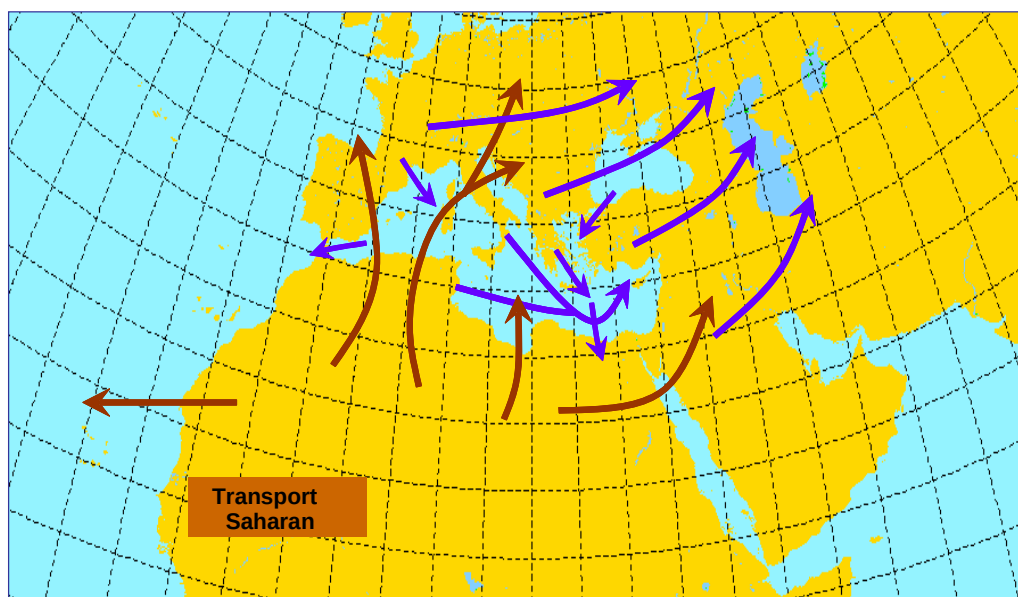
Σχήμα 1.1.1 : Οι κυριότερες πηγές σωματιδίων σκόνης στην έρημο Σαχάρα

Κατά τη θερμή περίοδο του έτους τα σωματίδια που παράγονται και μεταφέρονται από τη Σαχάρα είναι περίπου διπλάσια σε ποσότητα απ'ότι την ψυχρή (Husar et al., 1997), αλλά το μεγαλύτερο μέρος αυτών βρίσκεται κάτω από την επίδραση του τροπικού ανατολικού αεροχειμάρρου από την Αφρική προς τον Ατλαντικό, φτάνοντας στη θάλασσα της Καραϊβικής και τη Βόρειο Αμερική (Perry et al., 1997, Kallos et al., 2002; Kallos et al., 2006). Οι Ben-Ami et al. (2009) χρησιμοποιώντας δορυφορικά στοιχεία από το σύστημα CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) παρατήρησαν ότι μεταφορά αυτή μπορεί να πραγματοποιηθεί σε δύο ύψη: (α) σε μεγαλύτερα των 5Km, αποκομμένα από το θαλάσσιο οριακό στρώμα και (β) μέσα στο θαλάσσιο ΑΟΣ, κυρίως από σωματίδια που προέρχονται από παράκτιες περιοχές.

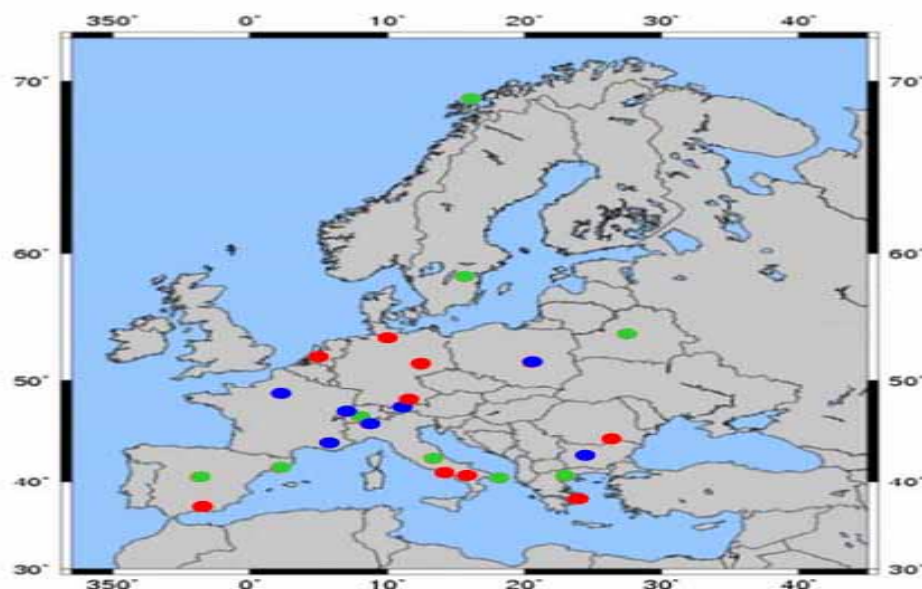
Αντίθετα τα περισσότερα των επεισοδίων σκόνης Σαχάρας προς τη Μεσόγειο και την Ευρώπη, παρατηρούνται κατά τις ψυχρές και μεταβατικές περιόδους του χρόνου (Kallos et al., 1997; Rodriguez et al., 2001; Knippertz et al., 2007; Σχήμα 1.1.2-3). Με βάση μια σειρά μετρήσεων από το δίκτυο του EARLINET (Σχήμα 1.1.4) κατά τη χρονική περίοδο 2000 – 2002 παρατηρήθηκε ότι ο αριθμός των επεισοδίων σκόνης είναι μεγαλύτερος την άνοιξη, το καλοκαίρι και νωρίς το φθινόπωρο, κυρίως στη Βόρεια και Βορειοανατολική Ευρώπη. Σε εξαιρετικές περιπτώσεις τα σωματίδια μπορούν να φτάσουν μέχρι και τη Βόρεια Ευρώπη (Papayannis et al., 2008).



Σχήμα 1.1.2: Τροχιές και κλίμακες μεταφοράς ανθρωπογενών και φυσικών σωματιδίων κατά τη θερμή περίοδο. Οι τροχιές μεταφοράς σκόνης Σαχάρας με κόκκινο χρώμα (Kallos et al., 2007).



Σχήμα 1.1.3: Τροχιές και κλίμακες μεταφοράς ανθρωπογενών και φυσικών σωματιδίων κατά τις μεταβατικές περιόδους. Οι τροχιές μεταφοράς σκόνης Σαχάρας με κόκκινο χρώμα (Kallos et al., 2007).



Σχήμα 1.1.4: Θέσεις των 25 μετρητικών σταθμών του EARLINET. Με μπλέ χρώμα αντιπροσωπεύονται οι σταθμοί με LIDAR οπισθοσκέδασης, με πράσινο οι σταθμοί με Raman LIDAR και με κόκκινο με Raman LIDAR πολλαπλής σκέδασης (Pappalardo et al., 2009)

Τα σωματίδια φυσικής προέλευσης διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο σε πολλές φυσικές διεργασίες και στο κλιματικό σύστημα του πλανήτη. Ένας αριθμός από αυτά τα σωματίδια μπορούν να λειτουργήσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης για το σχηματισμό νεφών αλλάζοντας έτσι τις μικροφυσικές (αριθμός υδροσταγόνων), τις μικροχημικές αλλά και τις οπτικές ιδιότητες των νεφών (Twomey 1974; Jones et al., 1994). Η ύπαρξη σωματιδίων μεταβάλλει σε μεγάλο βαθμό και την ικανότητα των νεφών για βροχή ή χιόνι (indirect effect – Charlson et al., 1992), καθώς επίσης και τη λευκαύγεια του ίδιου του νέφους (Junge 1975, Twomey, 1977, Solomos et al., 2011).

Σημαντικός είναι ο ρόλος των αιωρούμενων σωματιδίων σκόνης Σαχάρας και στη θάλασσα καθώς διαδραματίζει ουσιαστικό ρόλο στον βιογεωχημικό κύκλο μέσα σε αυτήν, ενώ καθορίζει και την ποιότητα των θαλάσσιων υδάτων. Μέσω εναπόθεσης μια σειρά από συστατικά φτάνουν στην επιφάνεια των ωκεανών, μερικά εκ των οποίων όπως ο σίδηρος και ο φώσφορος αποτελούν σημαντικά θρεπτικά συστατικά για το θαλάσσιο οικοσύστημα. Η σημασία αυτών γίνεται ακόμα πιο έντονη κατά τη διάρκεια μεγάλων σποραδικών επεισοδίων υγρής κυρίως απόθεσης στην επιφάνεια της θάλασσας (Paerl, 1997; Prospero et al., 1996; Spokes et al., 2000), σε oligotροφικές θάλασσες και κατά τη διάρκεια εποχών μικρού στρώματος ανάμειξης (θερινή περίοδος). Χαρακτηριστικό παράδειγμα της ευεργετικής αυτής επίδρασης αποτελεί η ανατολική Μεσόγειος, μια oligotροφη θάλασσα με υψηλές όμως ροές σκόνης Σαχάρας στην επιφάνειά της (Herut et al., 2001). Στη συγκεκριμένη

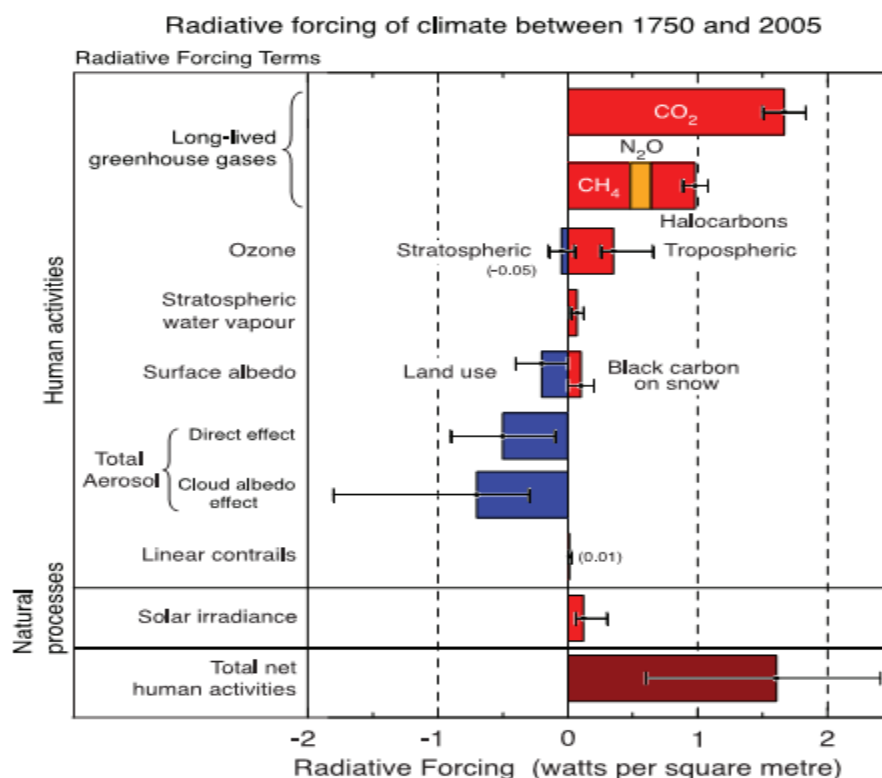
περίπτωση η ατμοσφαιρική εναπόθεση μπορεί να παίζει ένα σημαντικό ρόλο στην απόδοση θρεπτικών αλάτων στα επιφανειακά νερά (Goudie and Middleton 2001).

Η ύπαρξη αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα έχει έντονη επίδραση στην ποιότητα του αέρα και κατ'επέκταση στον ίδιο τον άνθρωπο. Μάλιστα την τελευταία δεκαετία μια σειρά από επιδημιολογικές μελέτες έδειξαν μια έντονη συσχέτιση μεταξύ σωματιδίων σκόνης και υγείας (Dockery and Pope, 1996; Mitsakou et al., 2008). Σε περιοχές όπου η παραγωγή σκόνης είναι ιδιαίτερα έντονη, παρουσιάζει επιπτώσεις αντίστοιχες των ανθρωπογενούς προέλευσης ρύπων (Mitsakou et al., 2008). Στις περιοχές αυτές η συγκέντρωση σκόνης κατά τη διάρκεια αμμοθύελλας ξεπερνάει κατά πολύ τα επιτρεπτά όρια (Nickling and Gillies, 1993) δημιουργώντας προβλήματα υγείας όπως αλλεργίες, αναπνευστικές νόσους κ.λ.π. Έχει μάλιστα παρατηρηθεί έντονη συσχέτιση μεταξύ της εμφάνισης κρουσμάτων μηνιγγίτιδας και της ερημικής σκόνης στη Δυτική Αφρική από τον Φεβρουάριο μέχρι και Μάρτιο (Sultan et al., 2005).

Ιδιαίτερα σημαντική είναι και η επίδραση που έχουν τα σωματίδια στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα και στο έδαφος. Τα αιωρούμενα σωματίδια σκεδάζουν και απορροφούν μέρος της ηλιακής αλλά και της υπέρυθρης ακτινοβολίας (Perlwitz et al., 2001; Miller et al., 2004; Spyrou et al., 2010). Με αυτό τον τρόπο επηρεάζουν την ίδια τη δυναμική της ατμόσφαιρας, αλλά και διάφορες επιμέρους παράμετροι όπως την εξάτμιση, το φαινόμενο του θερμοκηπίου και την ευστάθεια (Perez et al., 2006; Heinold et al., 2008). Αυτή είναι η λεγόμενη άμεση επίδραση των σωματιδίων (direct effect - Charlson et al., 1991). Μέρος της ακτινοβολίας που απορροφάται, επανεκπέμπεται στα μεγάλα μήκη κύματος θερμαίνοντας έτσι την ατμόσφαιρα στο ύψος της σκόνης και στο έδαφος, μεταβάλλοντας την κατακόρυφη δομή και την ευστάθεια της ατμόσφαιρας (Dufresne et al., 2001, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007; Heinold et al., 2008; Pandithurai et al., 2008).

Το μέγεθος της άμεσης επίδρασης είναι αβέβαιο (Σχήμα 1.1.5) και εξαρτάται από τις οπτικές ιδιότητες της σκόνης (οι οποίες μεταβάλλονται συναρτήσει του μήκους κύματος), τη χωρική και χρονική κατανομή των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα (Penner et al., 2001, Ramaswamy et al., 2001), τη νεφοκάλυψη και τη λευκαύγεια της επιφάνειας (Liao and Seinfeld, 1998; Rosenfeld 2000, 2006, Ramanathan et al 2001, Levin et al. 2005; Solomos et al., 2011). Μια σειρά από εργασίες έχουν μελετήσει τις παραμέτρους εκείνες που έχουν τη σημαντικότερη συσχέτιση στον καθορισμό της

επίδρασης των σωματιδίων στην ακτινοβολία. Οι Liao and Seinfeld (1998), Sokolik and Toon (1999), Lau et al., (2009); Kim et al., (2010), Zhao et al., (2010) και άλλοι ασχολήθηκαν με το πώς η κατανομή των σωματιδίων σκόνης, η σύσταση τους και η κατακόρυφη δομή τους στην ατμόσφαιρα επηρεάζουν το ισοζύγιο ακτινοβολιών.



Σχήμα 1.1.5: Επιδράσεις στο κλίμα από εξωτερικούς παράγοντες φυσικής και ανθρωπογενούς προέλευσης για το έτος 2005 (Forster et al. 2007) σε σύγκριση με την έναρξη της βιομηχανικής εποχής (το έτος 1750) σύμφωνα με τη Διακρατική Επιτροπή για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC, 2007).

Η δυσκολία ποσοτικοποίησης της επίδρασης των αιωρούμενων σωματιδίων έγκειται στο γεγονός ότι η μεταφερόμενη σκόνη δεν αποτελείται από καθαρά κρυσταλλικά στοιχεία, αλλά από μίξη διαφόρων μεταλλικών και μη συστατικών (Pye et al., 1987) ανάλογα με την περιοχή προέλευσης. Επίσης μέρος των μεταφερόμενων σωματιδίων υποβάλλονται σε ετερογενείς αντιδράσεις που οδηγούν στη δημιουργία νέων σωματιδιακών ρύπων. Παράδειγμα αποτελούν τα σωματίδια σκόνης καλυμμένα με θειικά αερολύματα (Kandler et al., 2007; Mihalopoulos et al., 2007; Astitha et al., 2010). Το γεγονός αυτό οδηγεί σε μεγάλες αβεβαιότητες στην άμεση επίδραση της σκόνης στην ακτινοβολία από μετρήσεις που έγιναν σε διαφορετικές περιοχές και με διαφορετικές μεθόδους (Sokolik and Toon, 1996; IPCC 2007; Otto et al., 2008).

Μετρήσεις της άμεσης επίδρασης της σκόνης (direct radiative effect – DRE) σε διάφορες περιοχές έδειξαν ότι το τοπικό DRE είναι ιδιαίτερα ισχυρό: Οι Haywood et al., (2003) στα πλαίσια του προγράμματος SHADE (Saharan Dust Experiment) με τη χρήση αεροσκάφους μέτρησαν μείωση στην ηλιακή ακτινοβολία μέχρι -130 W/m^2 στις ακτές της Δυτικής Αφρικής. Κατά τη διάρκεια του πειράματος ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) οι Hsu et al., (2001) έδειξαν μια μέση πτώση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας κατά -45 W/m^2 στο βόρειο τμήμα της ερήμου Σαχάρας για τον Ιούλιο του 1985, με τη χρήση δεδομένων TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Για την ίδια περίοδο παρατηρήθηκε ταυτόχρονα αύξηση της εισερχόμενης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας κατά $+25 \text{ W/m}^2$ σε περιοχές της Βορείου Αφρικής. Παρόμοια αποτελέσματα παρουσίασαν και οι Haywood et al., (2005), οι οποίοι μέτρησαν αύξηση μέχρι και $+50 \text{ W/m}^2$ στην ίδια περιοχή για τον Ιούλιο του 2003.

Οι Bierwirth et al., (2008) στα πλαίσια του προγράμματος SAMUM (SAharan Mineral DUst ExperiMent) μέτρησαν μεταβολή από -45 έως -65 W/m^2 στην επιφάνεια και έως και $+22 \text{ W/m}^2$ στο υπέρυθρο στο όριο της ατμόσφαιρας πάνω από το Μαρόκο στις 19 Μαΐου 2006. Παράλληλα η “καθαρή” (net) μεταβολή για την ίδια περίοδο ποικίλει από -19 έως $+24 \text{ W/m}^2$, ανάλογα με τη λευκαύγεια του εδάφους. Στην επιφάνεια Ιδιαίτερα ενδιαφέρον αποτελεί και το γεγονός ότι στο Νοτιοανατολικό Μαρόκο τα σωματίδια σκόνης προκαλούν αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας.

Κατά τη διάρκεια επεισοδίου σκόνης στις 15 – 21 Μαΐου 2006 στην περιοχή του Bodele, η ανακατανομή της ενέργειας λόγω των σωματιδίων οδήγησε στη δημιουργία και καταστροφή ενός αεροχείμαρρου χαμηλού ύψους (Low Level Jet – Heinold et al., 2008). Στη συγκεκριμένη περίπτωση η μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας τη μέρα έφτασε μέχρι και τα -536 W/m^2 . Κατά τη διάρκεια τη νύχτας αυξήθηκε η εκπεμπόμενη ενέργεια στο υπέρυθρο στην επιφάνεια μέχρι και $+310 \text{ W/m}^2$, λόγω εκπομπής του πλούμιου σκόνης.

Έντονη μεταβολή του ενεργειακού ισοζυγίου παρατηρήθηκε και από τους Slingo et al. (2006) κατά την λεπτομερή μελέτη ενός σημαντικού επεισοδίου σκόνης στην περιοχή του Νίγηρα τον Μάρτιο του 2006 (3 – 12 Μαρτίου). Με τη χρήση επίγειου κινητού σταθμού (ARM mobile Facility) και δορυφορικών δεδομένων SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) του Meteosat – 8, παρατηρήθηκε πτώση μέχρι και -250 W/m^2 στη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία στην

επιφάνεια, την ίδια στιγμή που η ανακλώμενη ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας αυξήθηκε κατά $+100 \text{ W/m}^2$. Κατά τη διάρκεια του επεισοδίου αυτού η εκπομπή της επιφάνειας μειώθηκε πάνω από -100 W/m^2 , αντιδρώντας πρακτικά στην πτώση κατά 13°C της θερμοκρασίας της λόγω της “σκίασης” (shading effect) από τα σωματίδια σκόνης.

Ιδιαίτερα περίπλοκη είναι και η επίδραση που έχει η μεταβολή του ισοζυγίου στην ποσότητα του νετού. Γενικά μείωση της ενέργειας που δέχεται η επιφάνεια του εδάφους οδηγεί σε μείωση της βροχόπτωσης από σύγκλιση (convective precipitation - Coakley and Cess, 1985; Miller and Tegen, 1998; Levin et al., 2009, Solomos et al., 2011). Επίσης η μείωση αυτή ελλοτώνει το ποσό σκόνης που εναποτίθεται μέσω υγρής απόθεσης με αποτέλεσμα την αύξηση του χρόνου ζωής των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα (Miller et al., 2004).

Από δεδομένα των δορυφόρων της NASA διαπιστώθηκε ότι τα σωματίδια σκόνης από την έρημο Σαχάρα ευθύνονται κατά το $1/3$ περίπου για την πτώση της θερμοκρασίας του Βόρειου Ατλαντικού μεταξύ του Ιουνίου του 2005 και του 2006, συμβάλλοντας έτσι στην μείωση της κυκλωνικής δραστηριότητας στην περιοχή. Τη θερινή περίοδο του 2006 παρατηρήθηκαν μόνο 5 τυφώνες σε σχέση με τους 15 του 2005, χρονιά στην οποία η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας (SST) ήταν μεγαλύτερη (NASA News Release - December 14, 2007). Για την ίδια χρονική περίοδο οι Lau and Kim (2007) έδειξαν ότι η μείωση του SST του Βόρειου Ατλαντικού εμφανίζει έντονη συσχέτιση με την έξαρση των επεισοδίων μεταφοράς σκόνης και την συνεπαγόμενη μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας την ίδια περίοδο.

Πρόσφατες προσομοιώσεις με συστήματα γενικής κυκλοφορίας (General Circulation Models – GCM), παρατηρήσεις και δεδομένα του προγράμματος AeroCom (Aerosol Comparisons between Observations and Models) ανέδειξαν το συνολικό DRE των σωματιδίων σκόνης ανθρωπογενούς και φυσικής προέλευσης παγκοσμίως (Πίνακας 1.1.1) και έδωσαν μια εκτίμηση της τάξης μεγέθους της επίδρασης της σκόνης. Ιδιαίτερα για την περίπτωση των ανθρωπογενών σωματιδίων σκόνης (από γεωργικές εργασίες και αλλαγές στη χρήση γης) σύγχρονες μελέτες έδειξαν ότι η άμεση επίδρασή τους στην ακτινοβολία είναι της τάξης του 0.1 W/m^2 και μικρότερο (Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007). Λόγω της πολυπλοκότητας και ασάφειας στον ακριβή υπολογισμό των ανθρωπογενών εκπομπών, καθώς και τη σχετικά μικρή και ιδιαίτερα τοπική επίδρασή τους, δεν περιλαμβάνονται στους υπολογισμούς του DRE.

Αναφορά	Shortwave Forcing (W/m ²)	Longwave Forcing (W/m ²)	Net Top Of The Atmosphere
Liao et al., 2004	-0.21	+0.31	+0.1
Reddy et al., 2005a	-0.28	+0.14	-0.14
Jacobson 2001a	-0.20	+0.07	-0.13
Miller et al. 2004	-0.33	+0.15	-0.18
Yoshioka et al. 2007	-0.92	+0.31	-0.61
Shell & Somerville 2007	-0.73	+0.23	-0.5
Myhre and Stordal 2001	-0.53	+0.13	-0.4
GISS	-0.75	+0.19	-0.56
UIO-CTM	-0.56	+0.19	-0.37
LSCE	-0.6	+0.3	-0.3
UMI	-0.54	+0.19	-0.35

Πίνακας 1.1.1: Επίδραση των αιωρούμενων σωματιδίων στο ενεργειακό ισοζύγιο παγκοσμίως με βάση προσομοιώσεις από διάφορες ερευνητικές ομάδες (κίτρινο), παρατηρήσεις (πράσινο) και δεδομένα του AeroCom.(κόκκινο) (IPCC 2007; Bierwirth et al., 2008).

1.2. Ανοικτά Θέματα

Το αντικείμενο των σωματιδίων φυσικής προέλευσης θεωρείται πολύ επίκαιρο και γίνεται σημαντική έρευνα παγκοσμίως. Τα κυριότερα σημεία που εστιάζει η έρευνα αυτή συνοψίζονται στα εξής:

- Η φύση της πηγής καθορίζει μια σειρά παραμέτρων των σωματιδίων, όπως το μέγεθος, τη χημική σύσταση, αλλά και τις οπτικές ιδιότητες τους, περιπλέκοντας έτσι τις διεργασίες του κύκλου ζωής της σκόνης. Ποιοι είναι οι μηχανισμοί παραγωγής των σωματιδίων σκόνης και πως εξαρτώνται από τη σύσταση του εδάφους, τον τύπο βλάστησης καθώς και τη χημική σύσταση στις περιοχές που λειτουργούν ως πηγές σκόνης;
- Τα σωματίδια σκόνης αποτελούν ένα κλιματικό παράγοντα, μεταβάλλοντας μέσω σκέδασης, απορρόφησης και εκπομπής το ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας. Ποιές είναι οι βασικές διεργασίες αλληλεπίδρασης μεταξύ των σωματιδίων φυσικής προέλευσης και της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος και σε τι ποσοστό είναι σημαντικές;

- Η ύπαρξη αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα σε αρκετές περιπτώσεις δημιουργεί τις συνθήκες για την πραγματοποίηση χημικών αντιδράσεων και μετασχηματισμών. Ποιοι είναι οι μηχανισμοί αλληλεπίδρασης των σωματιδίων και αερίων και πως αυτοί επιδρούν στη χημική σύσταση της ατμόσφαιρας;
- Ο συνδυασμός σωματιδίων ανθρωπογενούς και φυσικής προέλευσης σωματιδίων δυσχεραίνει τον ακριβή προσδιορισμό της συγκέντρωσης και των επιπτώσεων των τελευταίων. Ποια είναι η συνεισφορά των σωματιδίων ανθρωπογενούς προέλευσης στις παραπάνω διεργασίες;
- Έχει αποδειχθεί ότι σε περιπτώσεις επεισοδίων μεταφοράς ερημικής σκόνης, τα επίπεδα των αερολυμάτων υπερβαίνουν κατά πολύ το όριο που έχει επιβάλλει η Ευρωπαϊκή Ένωση και οι εθνικές νομοθεσίες παγκοσμίως. Πόσο σημαντική θεωρείται η ποσοτικοποίηση της συνεισφοράς των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στα όρια που έχει θέσει η νομοθεσία όσον αφορά στους σωματιδιακούς ρύπους στην ατμόσφαιρα;
- Τα σωματίδια φυσικής προέλευσης μπορούν να λειτουργήσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης, μεταβάλλοντας έτσι τη μικροφυσική των νεφών και τη δυναμική της ατμόσφαιρας. Το φαινόμενο αυτό είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο και μη γραμμικό δυσχεραίνοντας περισσότερο τον ακριβή προσδιορισμό του. Πώς η σκόνη επηρεάζει τις διεργασίες σχηματισμού νεφών και τα ποσοστά βροχόπτωσης;
- Έχει παρατηρηθεί (κυρίως στην Αφρική) άμεση σχέση μεταξύ έντονης δραστηριότητας σκόνης και κρουσμάτων μηνιγγίτιδας. Σε ποιο βαθμό η συσχέτιση αυτή εμφανίζεται και σε πιο απομακρυσμένες περιοχές; Ποια είναι η σχέση των σωματιδίων σκόνης με την υγεία;
- Σε πρόσφατη έρευνα η NASA διαπίστωσε ότι η μείωση του SST του Βόρειου Ατλαντικού εμφανίζει έντονη συσχέτιση με την έξαρση των επεισοδίων μεταφοράς σκόνης Σαχάρας. Πόσο επιδρά η μεγάλης κλίμακας μεταφορά (Long-Range Transport, LRT) στον καιρό και το κλίμα παγκοσμίως;

Τα ερωτήματα που παρατέθηκαν αποτελούν το κίνητρο της παρούσας διατριβής και αρκετά από αυτά πραγματεύεται το παρόν ερευνητικό έργο. Ο ποσοτικός και ποιοτικός προσδιορισμός των επιδράσεων αυτών είναι καίριας σημασίας για την βελτίωση της πρόγνωσης του καιρού και των μακροπρόθεσμων κλιματικών αλλαγών.

1.2. Αντικείμενο της Διατριβής – Μεθοδολογία και Ανάπτυξη

Τα πεδία ενασχόλησης και οι στόχοι της παρούσας διατριβή βασίζονται στα παραπάνω ερωτήματα που απασχολούν την ερευνητική κοινότητα σήμερα και ειδικότερα:

- Στον προσδιορισμό των περιοχών που λειτουργούν ως πηγές σωματιδίων φυσικής προέλευσης.
- Στις διεργασίες παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης εδαφικής σκόνης.
- Στον εξέταση των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων φυσικής προέλευσης.
- Στην ποσοτικοποίηση της ανάδρασης των σωματιδίων σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα και στο έδαφος.

Γενικός στόχος της διατριβής είναι η ανάπτυξη – βελτίωση νέων μηχανισμών σε υφιστάμενα μοντέλα περιορισμένης περιοχής για την ποσοτικοποίηση της επίδρασης των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα. Απώτερος σκοπός είναι η ανάπτυξη ενός ολοκληρωμένου συστήματος, βασισμένο σε ήδη υπάρχοντα μοντέλα περιορισμένης περιοχής, που να είναι σε θέση να περιγράψει τον κύκλο σκόνης στην ατμόσφαιρα και να εκτιμήσει την επίδραση της στην περιοχή της Μεσογείου.

Οι ειδικοί στόχοι της διατριβής που οδηγούν στην επίτευξη του γενικού στόχου συνίστανται στα παρακάτω:

1. Επαναπροσδιορισμός των περιοχών που λειτουργούν σαν πηγές σωματιδίων φυσικής προέλευσης και των χαρακτηριστικών τους. Ο τύπος εδάφους, η υφή και το είδος βλάστησης επαναπροσδιορίστηκαν στο μοντέλο SKIRON με νέες λεπτομερέστερες βάσεις δεδομένων με προσδιορισμένες ιδιότητες. Στο κομμάτι αυτό περιλαμβάνεται και ο καθορισμός πιο εξειδικευμένων παραμέτρων απαραίτητες για τον προσδιορισμό της σύστασης του εδάφους, όπως η περιεκτικότητα σε πυλό.
2. Βελτίωση των διεργασιών παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης των σωματιδίων σκόνης με την ανάπτυξη νέου ολοκληρωμένου υποσυστήματος περιγραφής του κύκλου ζωής της σκόνης στο ατμοσφαιρικό μοντέλο SKIRON.
3. Ανάπτυξη κατάλληλων αλγορίθμων για την προσαρμογή νέου μοντέλου ακτινοβολίας στο σύστημα SKIRON, ο οποίος θα είναι σε θέση να περιγράψει

την ανάδραση των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στην ακτινοβολία. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) το οποίο τροποποιήθηκε κατάλληλα για να λειτουργεί στη δομή του ατμοσφαιρικού μοντέλου. Για το σκοπό αυτό αναπτύχθηκε και διαδικασία προσδιορισμού των οπτικών ιδιοτήτων της σκόνης στα διάφορα μήκη κύματος.

4. Εφαρμογή του ολοκληρωμένου συστήματος στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και της Βορείου Αφρικής για μεγάλο χρονικό διάστημα, με σκοπό την μελέτη της ανάδρασης των σωματιδίων στον καιρό και το κλίμα της περιοχής.
5. Έλεγχος των αποτελεσμάτων με τη βοήθεια παρατηρήσεων και δεδομένων από διάφορα σημεία της Ευρώπης και εξαγωγή στατιστικών αποτελεσμάτων. Επίσης η ολοκλήρωση του νέου αυτού μοντέλου για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα καθιστά δυνατή την ποσοτικοποίηση της ανάδρασης των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο κλίμα της περιοχής.

Με την ανάπτυξη του εν λόγω συστήματος γίνεται δυνατή η σε βάθος μελέτη των διεργασιών εκείνων που χαρακτηρίζουν την επίδραση των σωματιδίων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, καθώς επίσης και η εκτίμηση της έντασης των επιδράσεων αυτών και της σημασίας που έχουν στην πληρέστερη μελέτη του καιρού και του κλίματος. Η καινοτομία αναφέρεται από τη μία πλευρά στην ανάπτυξη, βελτίωση και χρήση τελειότερων επιστημονικών και τεχνολογικών μεθόδων και διεργασιών (βελτίωση υφιστάμενων αριθμητικών μοντέλων, προσαρμογή σύγχρονων συνιστωσών και παραμετροποιήσεων, διάδοση των αποτελεσμάτων σε ενδιαφερόμενους και χρήση αυτών σε μελέτες και εργασίες, χρήση εξελιγμένων πακέτων γραφικών). Από την άλλη η συνδυασμένη χρήση του συστήματος με υπάρχοντες μετρήσεις και δεδομένα οδηγεί ένα βήμα μπροστά στην κατανόηση και περιγραφή ενός τόσο σημαντικού όσο και πολύπλοκου θέματος.

1.3. Διάρθρωση της διατριβής

Η παρούσα διατριβή αναπτύσσεται σε συνολικά 6 κεφάλαια:

- ♦ Στο **Κεφάλαιο 1** συνοψίζονται τα σημαντικότερα στοιχεία που αφορούν στην επίδραση των αιωρούμενων σωματιδίων φυσικής προέλευσης σε μια σειρά διεργασιών στην ατμόσφαιρα και κυρίως στο ισοζύγιο ακτινοβολιών.

Πραγματοποιείται μια αναδρομή στη πρόσφατη και συναφή βιβλιογραφία που καταδεικνύει την αβεβαιότητα που υπάρχει στον ακριβή προσδιορισμό της επίδρασης αυτής, τόσο τοπικά, όσο και σε παγκόσμια κλίμακα. Στο κεφάλαιο αυτό καταγράφονται και οι στόχοι της διατριβής καθώς και η διάρθρωση και δομή της.

- ♦ Στο **Κεφάλαιο 2** πραγματοποιείται μια αναλυτική περιγραφή του κύκλου ζωής των σωματιδίων στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου που αποτελεί και την περιοχή ενδιαφέροντος της μελέτης. Αναφέρονται οι κυριότερες πηγές σωματιδίων, οι επικρατούσες τροχιές μεταφοράς τους και οι μετεωρολογικές συνθήκες που τις χαρακτηρίζουν. Περιγράφονται επίσης οι φυσικές διεργασίες που καθορίζουν την επίδραση των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο ισοζύγιο ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα και το έδαφος.
- ♦ Στο **Κεφάλαιο 3** περιγράφεται το ατμοσφαιρικό σύστημα SKIRON και παρουσιάζονται μερικά βασικά στοιχεία για τα σχήματα περιγραφής ατμοσφαιρικών και εδαφικών διεργασιών. Αναλύεται επίσης σε βάθος και η ανάπτυξη που πραγματοποιήθηκε για την περιγραφή της παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης αιωρούμενων σωματιδίων φυσικής προέλευσης, η οποία αναπτύχθηκε να λειτουργεί στη δομή του ατμοσφαιρικού μοντέλου ειδικά για τις ανάγκες της συγκεκριμένης διατριβής.
- ♦ Στο **Κεφάλαιο 4** περιγράφεται το μοντέλο διαχείρισης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα RRTM και η ανάπτυξη/βελτίωση που έγινε προκειμένου να λειτουργήσει στη δομή του συστήματος SKIRON και είναι σε θέση να περιγράψει την επίδραση του έχουν τα σωματίδια σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολίας και στην κατανομή της ενέργειας στην ατμόσφαιρα.
- ♦ Στο **Κεφάλαιο 5** παρατίθενται οι έλεγχοι ευαισθησίας του νέου ολοκληρωμένου συστήματος δεδομένης της εκτεταμένης ανάπτυξης/αλλαγής/βελτίωσης που έγιναν σε αυτό. Οι έλεγχοι ευαισθησίας περιλαμβάνουν μία σειρά προσομοιώσεων με το νέο σύστημα και αντιπαράθεση των αποτελεσμάτων με παρατηρήσεις και δεδομένα από διάφορες πηγές. Οι προσομοιώσεις αυτές δίνουν μια εικόνα για τη συμπεριφορά του συστήματος κάτω από διάφορες συνθήκες καθώς επίσης και για την αξιοπιστία του.
- ♦ Στο **Κεφάλαιο 6** πραγματοποιούνται μεγάλης κλίμακας προσομοιώσεις που καταδεικνύουν και ποσοτικοποιούν την ανάδραση των σωματιδίων φυσικής

προέλευσης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Γίνεται έτσι μια σκιαγράφηση των επιδράσεων της σκόνης στο κλίμα της περιοχής.

- ♦ Στο **Κεφάλαιο 7** συνοψίζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εκπόνηση της διατριβής. Επίσης προτείνονται θέματα για μελλοντική έρευνα πάνω στα φαινόμενα που εξετάστηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Κεφάλαιο	ΓΕΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ – ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ
2	

Η περιοχή εστίασης της παρούσας διατριβής αποτελείται από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, η οποία περιλαμβάνει την Κεντρική και Ανατολική Ευρώπη, μέρος της Δυτικής Ασίας και τη Βόρεια και Κεντρική Αφρική (Σχήμα 2.1). Η συγκεκριμένη περιοχή παρουσιάζει κλιματικά χαρακτηριστικά ιδιαίτερου ενδιαφέροντος που ενισχύουν τη μακρινή μεταφορά σωματιδιακών ρύπων φυσικής προέλευσης. Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται τα γενικά κλιματικά και γεωγραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής τα οποία ελέγχουν τις διεργασίες μεταφοράς σκόνης από την Αφρική στην Ευρώπη. Καταγράφονται επίσης οι πιο έντονες πηγές σωματιδιακών ρύπων φυσικής προέλευσης (σωματίδια σκόνης) στην ευρύτερη περιοχή της Βορείου Αφρικής, οι επικρατούσες τροχιές μεταφοράς αλλά και οι κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες για μεγάλης κλίμακας μεταφορές. Επίσης καταγράφεται η χημική σύσταση των σωματιδίων σκόνης Σαχάρας, όπως βρέθηκαν από διάφορες μελέτες και εργασίες.



Σχήμα 2.1 : Περιοχή ενδιαφέροντος της παρούσας διατριβής

2.1 Γενικά κλιματικά χαρακτηριστικά

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί μια κλειστή θάλασσα. Από όλες τις πλευρές περιβάλλεται από υψηλές χερσονήσους και ορεινούς όγκους που λειτουργούν ως διαχωριστικά φυσικά εμπόδια. Τα κενά ανάμεσα στις ορεινές περιοχές λειτουργούν ως κανάλια για τη μεταφορά αερίων μαζών προς και από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Οι κλιματικές συνθήκες μπορούν να διαχωριστούν γενικότερα σε θερμές και ψυχρές περιόδους (Maheras et al. 1999). Κατά την ψυχρή περίοδο του έτους (Νοέμβριος – Φεβρουάριος) τα συστήματα υψηλών πιέσεων που καλύπτουν την Ευρώπη σε συνδυασμό με τη μετατόπιση της δυτικής ζωνικής ροής προς νότο (low index circulation) ευνοούν την κυκλωνική δραστηριότητα στη Μεσόγειο (Kallos et al., 2007). Οι καιρικές συνθήκες στην περιοχή διαμορφώνονται από την διέλευση υφέσεων σε συνδυασμό με την επέκταση της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας της Ανατολικής Ευρώπης στα Βαλκάνια. Η κυκλωνική δραστηριότητα στη Μεσόγειο περιλαμβάνει τη διέλευση υφέσεων του Ατλαντικού, την ανάπτυξη υφέσεων σε συγκεκριμένες περιοχές κυκλογενούς δραστηριότητας της Μεσογείου, αλλά και την ενίσχυση εξασθενημένων χαμηλών που έχουν δημιουργηθεί στη Μεσόγειο ή προέρχονται από τον Ατλαντικό. Το έντονο ανάγλυφο των περιοχών που βρέχονται από τη Μεσόγειο καθώς επίσης και η πολύπλοκη διανομή ξηράς – θάλασσας προσδιορίζουν τα χαρακτηριστικά των υφέσεων που κινούνται ή αναπτύσσονται στη Μεσογειακή ζώνη (Metaxas, 1977).

Η θερμή περίοδος του έτους (Ιούλιος – Σεπτέμβριος) χαρακτηρίζεται από ατμοσφαιρική κυκλοφορία υψηλού δείκτη (high index circulation), αποτέλεσμα της επέκτασης του υποτροπικού αντικυκλώνα προς τα μέσα γεωγραφικά πλάτη (Kallos et al., 2007). Τα βαρομετρικά χαμηλά του Βόρειου Ατλαντικού Ωκεανού κινούνται προς την Ευρώπη και μόνο οι άκρες των μετώπων φτάνουν έως την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (Kallos et al. 1993, Kassomenos et al. 1995). Τον Ιούλιο και τον Αύγουστο η κυκλωνική δραστηριότητα σχεδόν μηδενίζεται και οι υφέσεις που μπορεί να αναπτυχθούν είναι αβαθείς και παραμένουν στην περιοχή της κυκλογένεσης λόγω της εγκατάστασης του υποτροπικού αντικυκλώνα στη Μεσόγειο και τη Βόρεια Αφρική.

Οι μεταβατικές περίοδοι (Μάρτιος – Μάιος και Οκτώβριος) έχουν διαφορετική διάρκεια και η συνοπτική κατάσταση καθορίζεται από την εξασθένηση των επικρατούντων συνοπτικών συστημάτων και την ενίσχυση νέων κέντρων

δραστηριότητας. Γενικά από το Μάρτιο προς τον Απρίλιο οι τροχιές των υφέσεων τείνουν να περνούν περισσότερο κοντά στις ακτές της Βόρειας Αφρικής, ενώ το Μάιο οι συχνότερα εμφανιζόμενες τροχιές είναι αυτές που περνούν πάνω από τη Δυτική Μεσόγειο (Alpert et al., 1990). Η συχνότητα διέλευσης υφέσεων της Βόρειας Αφρικής από την Βορειοανατολική και Ανατολική Μεσόγειο αυξάνει την περίοδο αυτή (Prezerakos, 1985; Alpert et al., 1990) με αποτέλεσμα την αύξηση της αστάθειας στην περιοχή. Το Μάρτιο οι υφέσεις αυτές κινούνται ανατολικά κατά μήκος των ακτών της Βόρειας Αφρικής, τον Απρίλιο οι τροχιές τους στρέφονται ελαφρώς βορειοανατολικά ενώ το Μάιο περνούν πάνω από τη Δυτική Μεσόγειο. Το πέρασμα των υφέσεων αυτών συνδέονται συχνά φαινόμενα μεταφοράς σωματιδίων σκόνης από τη Σαχάρα.

Η γενική εικόνα της ατμοσφαιρικής ροής στην περιοχή της Μεσογείου παρουσιάζει μια βόρεια ή βορειοδυτική συνιστώσα μέσα στην τροπόσφαιρα. Αυτή η ροή παρουσιάζει ιδιαίτερη εμμονή κατά τη θερμή περίοδο του έτους και κατά τη διάρκεια των μεταβατικών περιόδων (άνοιξη-φθινόπωρο) και διαρκεί αρκετές ημέρες (Kallos et al. 1998b). Η βόρεια ροή της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας δημιουργείται κυρίως λόγω της διαφορικής θέρμανσης μεταξύ των εδαφών της Νοτίου Ευρώπης, της Βόρειας Αφρικής και της Μεσογείου θάλασσας. Δεδομένης της πολυπλοκότητας της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, αέριοι και σωματιδιακοί ρύποι που εκπέμπονται από διάφορες πηγές στην περιοχή μπορούν να υποστούν μακρινή μεταφορά και να βρεθούν αρκετά μακριά από την περιοχή δημιουργίας τους (Kallos et al. 1993, 1998a, Luria et al. 1996, Dayan and Levy 2002, Dayan and Lamb 2005).

Όλα τα προαναφερθέντα μετεωρολογικά και κλιματικά χαρακτηριστικά συνεισφέρουν στη δημιουργία χαρακτηριστικών τροχιών μεταφοράς αέριων και σωματιδιακών ρύπων σε ποικίλες χωρικές και χρονικές κλίμακες (Zender et al., 2006; Kallos et al., 2007; Spyrou et al., 2010).

2.2 Πηγές Σωματιδίων – Σύσταση Σκόνης

Μία σειρά από μελέτες τις τελευταίες δεκαετίες έχουν καταγράψει τις κυριότερες πηγές σωματιδίων φυσικής προέλευσης, καθώς και τη χωροχρονική κατανομή των τροχιών μεταφοράς από την έρημο Σαχάρα (Duce 1995; Prospero 1996a; Prospero 1996b; Gao et al., 2001; Zender et al., 2006). Δορυφορικές εικόνες καταγράφουν καθαρά ότι οι τιμές του οπτικού βάθους που οφείλονται στη σκόνη είναι κατά πολύ μεγαλύτερες από τις τιμές που οφείλονται σε άλλους ρύπους στη Βόρεια Αμερική, Ευρώπη και Ασία (Prospero et al., 2002;). Επίσης τα νέφη σκόνης έχουν μεγαλύτερο χρόνο παραμονής στην ατμόσφαιρα και εμφανίζονται πιο συχνά από τα αντίστοιχα άλλων αερολυμμάτων (Husar et al., 1997).

Ιδιαίτερα σημαντικές είναι οι μετεωρολογικές συνθήκες οι οποίες ελέγχουν την εισαγωγή των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα και τη μεταφορά τους σε μεγάλες αποστάσεις: Η σύσταση του εδάφους, το είδος της βλάστησης, η περιεκτικότητά τους σε νερό, η τυρβώδης κατάσταση του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος και η ταχύτητα του ανέμου είναι οι πιο σημαντικές παράμετροι που επηρεάζουν την ένταση της εκάστοτε πηγής (Zender et al., 2006; Spyrou et al., 2010).

Στην προσπάθεια καταγραφής των περιοχών που δρουν ως πηγές σωματιδίων και τις χρονικές περιόδους που ενεργοποιούνται οι Prospero et al. (2002) χρησιμοποίησαν μια μεγάλη χρονοσειρά δεδομένων (13 χρόνια, 1980–1992) από τον δορυφόρο Nimbus7 και συγκεκριμένα από τον αισθητήρα TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Καθώς οι μετρήσεις του TOMS πραγματοποιούνται στο υπεριώδες φάσμα (UV) και η λευκαύγεια του εδάφους στο υπέρυθρο είναι αμελητέα, ο αισθητήρας μπορεί να εντοπίσει αερολύματα πάνω από στεριά και θάλασσα (Torres et al., 1998). Με βάση τα δεδομένα αυτά, αλλά και με μια παρόμοια εργασία των Ginoux et al. (2001), χαρακτηρίστηκαν οι κυριότερες περιοχές που μπορούν να λειτουργήσουν ως πηγές σωματιδίων φυσικής προέλευσης.

Η σύσταση της σκόνης που μεταφέρεται από τις ερημικές περιοχές της Σαχάρας παρουσιάζει έντονη μεταβλητότητα και εξαρτάται άμεσα από τους διαφορετικούς τύπους εδάφους στις πηγές, αλλά και τους διάφορους χημικούς μετασχηματισμούς που συμβαίνουν κατά τη μεταφορά σε απομακρυσμένες περιοχές (Querol et al., 2009; Engelbrecht et al., 2010; Astitha et al., 2010).

Χρησιμοποιώντας μία σειρά δεδομένων η σκόνη στην Ευρώπη, όσο και στην έρημο Σαχάρα περιέχει σε μεγάλο βαθμό μεταλλικά συστατικά (Avila et al., 1997;

Guieu et al., 2002; Bardouki et al., 2002; Sciare et al., 2003; Kandler et al., 2007) όπως κουάρτς (SiO_2), αλουμίνιο (Al_2O_3), οξείδιο του τιτανίου (TiO_2). Η σκόνη της Σαχάρας φαίνεται να περιέχει επίσης σημαντικές ποσότητες αιματίτη (Fe_2O_3), οξείδιο του μαγνησίου (MgO) και οξείδιο του ασβεστίου (CaO). Ιδιαίτερα ο αιματίτης ευθύνεται σε μεγάλο βαθμό για την απορροφητική ικανότητα της σκόνης στην ακτινοβολία (Mishra et al., 2008). Το ανθρακικό ασβέστιο (CaCO_3) το οποίο συναντάται σε αρκετές περιοχές της Βορείου Αφρικής, αναγνωρίζεται από την επίδρασή του να αυξάνει το pH του νερού της βροχής (Avila et al., 1997; Herut et al., 2001).

Οι κυριότερες περιοχές που λειτουργούν σαν πηγές σωματιδίων καταγράφονται παρακάτω:

2.2.1 Τυνησία και Βορειοανατολική Αλγερία

Νότια της Οροσειράς του Άτλαντα υπάρχει μια από τις πιο ενεργές πηγές σκόνης στη Σαχάρα (Σχήμα 2.2a). Στην πεδινή περιοχή, νότια της οροσειράς, υπάρχει ένα εκτενές σύστημα από αποξηραμένες λίμνες και αλυκές (αναφέρονται ως “chotts”) πάνω από τις οποίες παρατηρείται και η εντονότερη παραγωγή σωματιδίων. Οι μεγαλύτερες είναι οι Chott Jerid (33.7°N , 8.4°E με έκταση 4900km^2) στην Τυνησία και Chott Melrhir (34.3°N , 6.3°E με έκταση 1800km^2) στην βορειοανατολική Αλγερία, ενώ η μέγιστη παραγωγή παρατηρείται ανάμεσα στις δύο αυτές περιοχές. Η πηγή εκτείνεται νότια και νοτιοανατολικά, μέχρι περίπου τις 30°N , συνορεύοντας δυτικά με τα όρη του Άτλαντα. Η σημαντικότερη παραγωγή ξεκινάει από τον Απρίλιο – Μάιο και διαρκεί μέχρι και τον Αύγουστο – Σεπτέμβριο.

Η συγκέντρωση πρόσφατων και παλαιών ιζημάτων στην περιοχή, καθώς και η ύπαρξη μεγάλων ποσοτήτων άλατος που διευκολύνουν τη διάλυση των ιζημάτων αυτών, χαρακτηρίζει την περιοχή ως πηγή λεπτών μεταλλικών σωματιδίων (Middleton et al., 1986; Pye, 1989; Gill, 1996).

2.2.2 Ανατολική Λιβυκή Έρημος

Μια περιοχή με έντονη δραστηριότητα είναι η Ανατολική Λιβυκή Έρημος, η οποία εκτείνεται μέχρι τη δυτική Αίγυπτο (Σχήμα 2.2b). Οι πηγές αυτές είναι ενεργές σχεδόν όλο το χρόνο, αλλά η μέγιστη παραγωγή παρατηρείται τον Μάιο – Ιούνιο. Η τοπογραφία του βόρειου τμήματος της περιοχής αυτής περιλαμβάνει μια σειρά από ρέματα απορροής (wadis), τα οποία δέχονται τους ανέμους από το ανυψωμένο νότιο μέρος (τα όρη Al Jabar Al Akhad με μέγιστο υψόμετρο 1200m στη Λιβύη). Η περιοχή εκτείνεται από την ακτή της Λιβύης στο κόλπο του Sidra (βόρεια της

Βεγγάζης) μέχρι την Qattara Depression ($\sim 30^{\circ}\text{N}$, 28°E). Το ανατολικό άκρο της πηγής βρίσκεται στη νοτιοδυτική πλευρά της Qattara Depression και εκτείνεται σε ένα σχετικά στενό πέρασμα ($\sim 22^{\circ}\text{N}$ - 23°N , 15°E - 17°E), που οροθετείται στα δυτικά από την οροσειρά Al Jabar Al Akhad και τα όρη Jabal Bin Ghunaymah και Sarir Tibasti.

2.2.3 Αίγυπτος

Οι Αιγυπτιακές πηγές σκόνης (Σχήμα 2.2c) ενεργοποιούνται το Μάρτιο και σταματούν περίπου τον Οκτώβριο. Η πιο σημαντική περιοχή εκτείνεται νοτιοανατολικά από $\sim 24^{\circ}\text{N}$ - 25°N , 33°E (βόρεια του Aswan) μέχρι $\sim 27^{\circ}\text{N}$, 29°E στα βορειοδυτικά. Η πηγή αυτή συνήθως επεκτείνεται βορειοδυτικά και ενώνεται με την Ανατολική Λιβυκή Έρημο που περιγράψαμε παραπάνω. Το ανατολικό όριο φτάνει μέχρι τη δυτική όχθη του Νείλου, ενώ στα δυτικά καταλήγει σε μια χαμηλή περιοχή στην κεντρική Αίγυπτο.

2.2.4 Σουδάν και οι Οροσειρές της Αιθιοπίας

Η μέγιστη παραγωγή της περιοχής αυτής τοποθετείται το Μάιο μέχρι τον Ιούλιο, από τα δυτικά των Οροσειρών της Αιθιοπίας, μέχρι τα οροπέδια του δυτικού Σουδάν και του Ανατολικού Τσάντ (Ennedi Plateau), από 15°N μέχρι 22°N (Σχήμα 2.2d). Στα βόρεια η πηγή επεκτείνεται μέχρι την Tilal an Nuba, μια ορεινή περιοχή (με μέγιστα υψόμετρα 900 – 1300m) στα νοτιοδυτικά του Χαρτούμ (15.5°N , 32.5°E). Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού η παραγωγή σκόνης εκτείνεται βόρεια κατά μήκος των Οροσειρών της Αιθιοπίας, μέχρι την Ερυθρά Θάλασσα.

Μέσα σε αυτή την μεγάλη περιοχή αναγνωρίζονται μια σειρά από ιδιαίτερα ενεργές περιοχές. Η πρώτη με κέντρο $\sim 18.5^{\circ}\text{N}$, 22.5°E - 26°E βρίσκεται ανατολικά του Mourdi Depression στα βορινά όρια του Οροπεδίου Ennedi. Δύο ακόμα βρίσκονται μεταξύ του Νείλου και των βουνών ανατολικά της Ερυθράς Θάλασσας, ενώ ιδιαίτερα ενεργές περιοχές υπάρχουν στην έρημο Nubia με κέντρα $\sim 20^{\circ}\text{N}$, 32°E και $\sim 18^{\circ}\text{N}$, 35°E . Τέλος η περιοχή που περιλαμβάνει το Wadi Langeb (18°N , 35°E) αποτελεί πηγή εντυπωσιακών αμμοθυελλών (dust storms).

2.2.5 Πεδιάδα της Αιθιοπίας και Djibouti

Η περιοχή αυτή ορίζεται από τους ορεινούς όγκους της Αιθιοπίας, της Εριτρέας και της Σομαλίας στα δυτικά και στα νότια, και στα νότια από τα βουνά της Υεμένης, κατά μήκος της Ερυθράς Θάλασσας (Σχήμα 2.2e). Εμφανίζει αξιόλογη παραγωγή μόνο τον Ιούνιο και τον Ιούλιο, καθώς τον υπόλοιπο χρόνο είναι σχετικά ανενεργή. Το μέγιστο παρουσιάζεται ανατολικά των Danakil Depression και Kobar Sink ($\sim 14^{\circ}\text{N}$, 40°E).

2.2.6 Μαυριτανία και Δυτική Σαχάρα

Μια σειρά από πηγές βρίσκονται στη δυτική όχθη της Βόρειας Αφρικής, οι οποίες ξεκινούν από τα δυτικά της πόλης Nouadibou ($\sim 21^{\circ}\text{N}, 16^{\circ}\text{E}$) και επεκτείνονται βόρεια μέχρι Δυτική Σαχάρα. Στα βορειοανατολικά καλύπτει τη Μαυριτανία ($\sim 26^{\circ}\text{--}27^{\circ}\text{N}, 6^{\circ}\text{--}7^{\circ}\text{W}$), και φτάνει μέχρι τα σύνορα της Αλγερίας (Σχήμα 2.2f). Οι πηγές αυτές ενεργοποιούνται στην αρχή του χρόνου από Ιανουάριο μέχρι Μάιο και στο τέλος του χρόνου. Κατά τους μεταβατικούς μήνες καλύπτονται από ένα πυκνό πλούμιο σκόνης (όπως άλλωστε και το μεγαλύτερο μέρος της βόρειας Αφρικής) που προέρχεται από άλλες περιοχές και δυσχεραίνει την ανίχνευσή της έντασής τους με δορυφορικά δεδομένα (Middleton, 1989).

2.2.7 Μαλί, Μαυριτανία και τα όρη Ahaggar (Δυτική πλευρά)

Η περιοχή αυτή καλύπτεται από ένα πολύπλοκο σύμπλεγμα από πηγές σωματιδίων σκόνης (Σχήμα 2.2g). Το καλοκαίρι καλύπτεται πλήρως από σωματίδια και καθιστώντας αδύνατη την ανίχνευση πηγών. Αντίθετα από τον Ιανουάριο έως το Μάρτιο και από τον Οκτώβριο μέχρι το Δεκέμβριο μια ενεργή περιοχή εκτείνεται από $\sim 17^{\circ}\text{--}18^{\circ}\text{N}, 8^{\circ}\text{--}10^{\circ}\text{W}$ ανατολικά νοτιοανατολικά μέχρι τις $\sim 26^{\circ}\text{N}$ κατά μήκος του μεσημβρινού. Η περιοχή δεν έχει χαρτογραφηθεί πλήρως και είναι πρακτικά ακατοίκητη. Βόρεια του ποταμού Νίγηρα παρατηρείται η μέγιστη παραγωγή, ενώ ιδιαίτερα σημαντική είναι η περιοχή βορειοδυτικά του Tombouctou (ανάμεσα στις $18^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$ και $3^{\circ}\text{W} - 8^{\circ}\text{W}$) η οποία εμφανίζεται ενεργή όλη τη διάρκεια του έτους.

2.2.8 Νίγηρας και τα όρη Ahaggar (Νότια πλευρά)

Ένα καλά χαρτογραφημένο σύνολο από πηγές βρίσκεται μεταξύ $18^{\circ}\text{N} - 23^{\circ}\text{N}$ και $3^{\circ}\text{E} - 6^{\circ}\text{E}$ (Σχήμα 2.2h) και ενεργοποιείται τους μεταβατικούς μήνες. Η τοπογραφία της περιοχής ορίζεται από τα όρη Adrar des Ifoghas στα δυτικά, το Ahaggar στα βόρεια και το Massif de l'Air στα ανατολικά. Η πιο ενεργή πηγή βρίσκεται σε μία χαμηλή περιοχή ανάμεσα στις πλαγιές των βουνών, ενώ πολλές φορές η παραγωγή εκτείνεται πέρα από τα Adrar des Ifoghas και η πηγή ενώνεται με αυτές του δυτικού Ahaggar και του Tanezrouft.

2.2.9 Λεκανοπέδιο Λίμνης Τσαντ και Ύψωση Μποντελέ

Η περιοχή αυτή αποτελεί την πιο σημαντική και έντονη πηγή σκόνης παγκοσμίως (Σχήμα 2.2i). Μεγάλα τμήματα της Λεκάνης εμφανίζουν έντονη παραγωγή καθόλη τη διάρκεια του έτους, γεγονός που επιβεβαιώνουν μια σειρά από μετρήσεις ορατότητας (Mboureou et al., 1997). Η περιοχή οροθετείται από το Massif de l'Air στα δυτικά, την οροσειρά Tibesti στα βόρεια και την πεδιάδα Ennedi στα ανατολικά στο δυτικό

Τσαντ και το ανατολικό Σουδάν. Το νότιο όριο βρίσκεται στο βόρεια πλευρά της λίμνης Τσαντ. Μέσα στην περιοχή αυτή υπάρχει ένα σημείο που ξεχωρίζει όλο το χρόνο μεταξύ $16^{\circ}\text{N} - 18^{\circ}\text{N}$ και $15^{\circ}\text{E} - 19^{\circ}\text{E}$, ακριβώς πάνω στην Ύφεση Μποντελέ (Bodele Depression) και το Erg du Djourab. Μια δεύτερη ιδιαίτερα ενεργή πηγή βρίσκεται προς τα δυτικά με κέντρο στις $\sim 17.5^{\circ}\text{N}$ μεταξύ 12°E και 14°E , στο νότιο όριο του Grand Erg du Bilma στο βόρειο Νίγηρα.

Με τη χρήση δορυφορικών εικόνων (ιδιαίτερα SeaWiFS – Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) παρατηρήθηκαν μια σειρά από “σημειακές” πηγές σωματιδίων σκόνης. Το γεγονός ότι η πηγή αυτή είναι ενεργή καθόλη τη διάρκεια του έτους καθώς επίσης και τα χαρακτηριστικά των σημειακών πηγών αποδεικνύουν πόσο ευαίσθητη είναι η παραγωγή σκόνης στη συγκεκριμένη τοπολογία και στις μετεωρολογικές και περιβαλλοντικές συνθήκες που επικρατούν εκεί (Prospero et al., 2002).



Σχήμα 2.2a-i : Οι κυριότερες πηγές σωματιδίων σκόνης στην έρημο Σαχάρα

2.3 Τροχιές Μεταφοράς

Σωματίδια σκόνης από ερημικές και ημι-ερημικές περιοχές της Βορείου Αφρικής εισάγονται στην ατμόσφαιρα υπό κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες μπορούν να μεταφερθούν προς τη Μέση Ανατολή, την Ευρώπη, ακόμα και πάνω από τον

Ατλαντικό μέχρι την Αμερική (Kallos et al., 2006; Kallos et al., 2007). Έχει υπολογιστεί ότι κάθε χρόνο περίπου 10^8 τόνοι σκόνης εναποτίθενται στη Μεσόγειο και την Ευρώπη (Guerzoni et al., 1999; Kallos et al., 2005). Σχεδόν κάθε μέρα κάποια περιοχή της Μεσογείου βρίσκεται υπό την επίδραση ερημικής σκόνης κάτω από διάφορες μετεωρολογικές συνθήκες (Kallos et al., 2007).

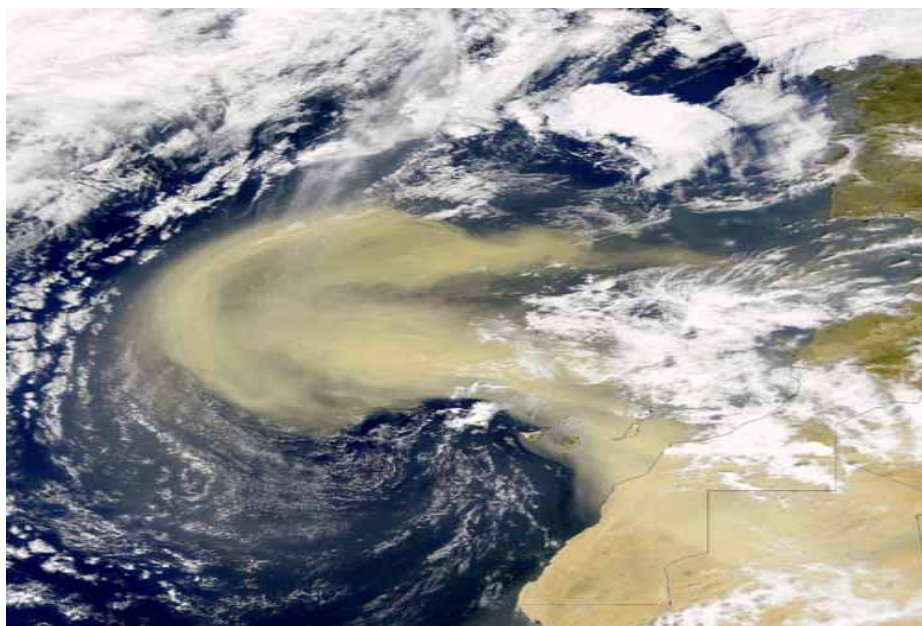
Έχει βρεθεί με τη βοήθεια δορυφορικών εικόνων αλλά και επιτόπιων μετρήσεων ότι υπάρχει μια έντονη εποχιακή μεταβλητότητα στη μεταφορά σκόνης, η οποία εξαρτάται τόσο από τα χαρακτηριστικά της πηγής (τον τύπο του εδάφους, την υγρασία, το μέγεθος και τη σύσταση των ίδιων των σωματιδίων) όσο και από την ευρύτερη ατμοσφαιρική κυκλοφορία (di Sarra et al., 2001; Ozsoy et al., 2001; Kallos et al., 2007; Spyrou et al., 2010). Το χειμώνα και την άνοιξη η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου βρίσκεται υπό την επίδραση δύο αεροχειμάρρων: του πολικού αεροχείμαρρου, πάνω από την Ευρώπη, και του υποτροπικού αεροχείμαρρου πάνω από την Αφρική. Ο συνδυασμός των δύο αυτών δυτικών χειμάρρων ενισχύει την μεταφορά υποτροπικών κυκλώνων ανατολικά και βορειοανατολικά, ευνοώντας την εισαγωγή νεφών σκόνης προς τη Μεσόγειο (Σχήμα 1.1.3). Τη θερινή περίοδο ο αριθμός των μεταφερόμενων σωματιδίων είναι διπλάσιος σε σχέση με τη χειμερινή περίοδο (Luria et al., 1996; Husar et al., 1997), αλλά το μεγαλύτερο ποσοστό μεταφοράς πραγματοποιείται από την Αφρική προς τον Ατλαντικό, φτάνοντας μέχρι την Καραϊβική και τη Βόρειο Αμερική (Perry et al., 1997; Kallos et al., 2006; Σχήμα 1.1.2).

2.3.1. Βόρειος Ατλαντικός

Μερικές από τις παλαιότερες επιστημονικές παρατηρήσεις σωματιδίων σκόνης πραγματοποιήθηκαν στη δυτική ακτή της Αφρικής (Darwin 1846). Η δυτική ροή μάζας πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό είναι η πιο “ογκώδης”, περιλαμβάνοντας ουσιαστικά έως και το 50% της μάζας που μεταφέρεται από την έρημο Σαχάρα συνολικά (Schutz et al., 1981; D’Almeida, 1986; Σχήμα 2.3.1.1). Μία σειρά από μελέτες έχουν καταγράψει έντονα επεισόδια μεταφοράς και εναπόθεσης σωματιδίων σκόνης στο Βόρειο Ατλαντικό και την Αμερικανική ήπειρο (Prospero 1996; Kallos et al., 2006).

Η “κινητικότητα” αυτή παρατηρείται κυρίως τους καλοκαιρινούς μήνες και συνδέεται με έντονες θερμικές διαταραχές που αναπτύσσονται πάνω από τη Δυτική Αφρική, περίπου στις $15-20^{\circ}\text{N}$, και κινούνται δυτικά μεταφέροντας μεγάλο αριθμό

σωματιδίων. Τα πλούμια σκόνης που σχηματίζονται συνήθως συνδέονται με τροπικά ανατολικά κύματα (easterly waves) που εμφανίζονται στις Αφρικανικές ακτές κάθε 2.5 – 5 μέρες (Perry et al., 1997; Middleton and Goudie, 2001). Λόγω των ανέμων αυτών δημιουργούνται πολύπλοκες δομές που μπορούν να μεταφέρουν σκόνη ακόμα και στη Δυτική Ευρώπη.



Σχήμα 2.3.1.1 : Πλούμιο σκόνης από την περιοχή της Δυτικής Σαχάρας με κατεύθυνση τον Βόρειο Ατλαντικό στις 26 Φεβρουαρίου 2000 (SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center - ORBIMAGE).

Οι πηγές για τη δημιουργία υπερατλαντικών νεφών είναι κυρίως στη Μαυριτανία και το Μαλί και πιο βόρεια στη Δυτική Σαχάρα. Σκόνη από αυτές τις περιοχές μεταφέρεται με τη βοήθεια δύο κυρίως συστημάτων: Από τη Μαυριτανία/Μαλί με ανατολικούς Μέσο – Α κλίμακας ανέμους, Ατμοσφαιρικό Στρώμα Σαχάρας (Saharan Air Layer – SAL) ή Αφρικανικά ανατολικά κύματα (Schutz, 1980; D’Almeida, 1986; Middleton and Goudie, 2001). Αντίθετα σκόνη από τη Δυτική Σαχάρα μεταφέρεται μέσω θαλάσσιων βορειοανατολικών ανέμων (Grousset et al., 1992), αλλά δεν καταφέρνει να φτάσει πέραν του Κόλπου της Γουινέας καθώς εναποτίθεται από τις έντονες βροχές της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης (Afeti and Resch, 2000).

2.3.2. Ευρώπη

Σωματίδια σκόνης από τη Σαχάρα μεταφέρονται πάνω από τη Μεσόγειο και εναποτίθενται στη Νότια Ευρώπη (Middleton and Goudie, 2001; Kallos et al., 2005).

Λιγότερο συχνά τα αερολύματα φτάνουν βορειότερα στη Μεγάλη Βρετανία (Wheeler, 1986), την Ολλανδία (Reif et al., 1986), τη Γερμανία (Littman, 1991) και ακόμα σπανιότερα στη Σκανδιναβία (Franzen et al., 1994; Papayannis et al., 2008). Σε αρκετές περιπτώσεις λόγω ενός χαμηλού συστήματος πάνω από το Βискаϊκό κόλπο σωματίδια από τις πηγές στη Αλγερία φτάνουν στη Γαλλία και την κεντρική Ευρώπη (Wheeler 1986; Coude-Gaussen et al., 1988; Barkan et al., 2005; Querol et al., 2009; Σχήμα 2.3.2.1).



Σχήμα 2.3.2.1 : Πλούμιο σκόνης με κατεύθυνση την κεντρική Ευρώπη στις 18 Ιουλίου 2000 (SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center - ORBIMAGE).

Οι τροχιές αυτές μεταφοράς δημιουργούνται από έντονα κυκλωνικά συστήματα τα οποία περνάνε από την ακτή της Βορείου Αφρικής με κατεύθυνση προς τα ανατολικά. Βαθιές σφήνες υφέσεως (troughs), στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, μεταφέρουν ψυχρό αέρα από τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη προς τη Βόρεια Αφρική. Κατά μήκος του μετώπου που δημιουργείται μεταξύ του ψυχρού αυτού αέρα και των θερμών αερίων μαζών της Αφρικής δημιουργούνται βαθιά χαμηλά συστήματα, με έντονους οριζόντιους ανέμους ($>10\text{m/sec}$). Ο συνδυασμός των ισχυρών αυτών ανέμων και των έντονων κατακόρυφων ανοδικών κινήσεων εισάγει σωματίδια σκόνης στην ατμόσφαιρα και τα μεταφέρει σε μεγάλες αποστάσεις από τη Σαχάρα προς την κεντρική Ευρώπη (Bonelli and Marcazzan, 1996; Collaud Coen et al., 2003; Barkan et al., 2005). Τα περισσότερα των επεισοδίων σκόνης Σαχάρας προς

τη Μεσόγειο και την Ευρώπη, εμφανίζονται κατά τις ψυχρές και μεταβατικές περιόδους του χρόνου (Kallos et al., 1997, Rodriguez et al., 2001; Kallos et al., 2007; Spyrou et al., 2010).

2.3.3. Ανατολική Μεσόγειος

Μεταφορά σκόνης από τη Βόρειο Αφρική προς την Ανατολική Μεσόγειο (Σχήμα 2.3.3.1) παρατηρείται κυρίως την άνοιξη και συνήθως συνδέεται με το πέρασμα χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων προς τα ανατολικά (Sharav lows; Alpert and Zin, 1989; Egger et al., 1995; Middleton and Goudie, 2001). Οι κυκλώνες αυτοί δημιουργούνται από βαθμίδες θερμοκρασίας μεταξύ των ψυχρών θαλάσσιων μαζών στα βόρεια και των θερμότερων ηπειρωτικών μαζών στα νότια (Middleton and Goudie, 2001). Αντίθετα σωματίδια από πηγές στη Μέση Ανατολή μεταφέρεται προς τη Μεσόγειο τους φθινοπωρινούς μήνες (Kubilay et al., 2000). Τα επεισόδια από την Αραβική Χερσόνησο διαρκούν συνήθως 1 ημέρα σε αντίθεση με τα επεισόδια από τη Σαχάρα που έχουν διάρκεια 2 – 4 ημέρες (Dayan et al., 1991), ενώ παράλληλα η σκόνη εμφανίζεται σε μεγαλύτερα ύψη. Επίσης αναλύσεις δειγμάτων που έγιναν σε μια περίοδο 20 χρόνων στο Ισραήλ έδειξαν ότι η Αφρικανική σκόνη είναι μακράν πιο συνηθισμένη στην Ανατολική Μεσόγειο (Ganor et al., 1991; Querol et al., 2009).



Σχήμα 2.3.3.1: Πλούσιο σκόνης με κατεύθυνση την Ανατολική Μεσόγειο στις 24 Φεβρουαρίου 2007 (SeaWiFS Project, NASA/Goddard Space Flight Center – ORBIMAGE).

2.4. Επίδραση Σωματιδίων Σκόνης Στο Ισοζύγιο Ακτινοβολιών

Το κλίμα της Γης καθορίζεται από την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, την απώλεια της ενέργειας προς το διάστημα με τη μορφή της γήινης υπέρυθρης ακτινοβολίας και των εσωτερικών διεργασιών στην ατμόσφαιρα της Γης που ανακατανέμουν την ενέργεια στο σύστημά της. Όταν αυτές οι ενεργειακές ροές είναι σε ισορροπία τότε η Γη βρίσκεται σε κατάσταση θερμικής ισορροπίας και το κλίμα είναι ευσταθές. Οποιαδήποτε απόκλιση (εισερχόμενης ή εξερχόμενης ακτινοβολίας) οδηγεί το κλίμα της Γης σε θερμότερη ή ψυχρότερη κατάσταση, ώστε να επέλθει ξανά η εν λόγω ισορροπία (Pandis and Seinfeld 1993). Για παράδειγμα ένα από τα αέρια του θερμοκηπίου, το διοξείδιο του άνθρακα θερμαίνει τα στρώματα της τροπόσφαιρας επειδή πρόκειται για ένα αέριο που απορροφά ισχυρά στο υπέρυθρο μήκος κύματος.

Σε αντίθεση με τα αέρια του θερμοκηπίου (CO_2 , CH_4 , κ.τ.λ.), τα οποία επηρεάζουν μόνο την εξερχόμενη, υπέρυθρη ακτινοβολία, τα σωματίδια σκόνης επιδρούν και στις δύο “πλευρές” του ενεργειακού φάσματος, σκεδάζοντας και απορροφώντας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία. Ιδιαίτερα ισχυρή είναι η σκέδαση στην ορατή περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας (στέλνοντας έτσι ένα ποσοστό της πίσω στο διάστημα) ψύχοντας την επιφάνεια του πλανήτη (IPCC 2007, Tegen 2003; Spyrou et al., 2010). Αντιθέτως στο υπέρυθρο κυριαρχεί η απορρόφηση και επανεκπομπή και η σκόνη λειτουργεί ως αέριο θερμοκηπίου (Tegen 2003; Helmert 2007). Έτσι σε αντίθεση με τα θερμοκηπικά αέρια, τα ατμοσφαιρικά σωματίδια μπορούν να προκαλέσουν τόσο θέρμανση όσο και ψύξη της ατμόσφαιρας (Kauffman et al., 2005; IPCC 2007; Lau et al., 2009).

2.4.1 Σκέδαση και απορρόφηση από μικρά σωματίδια

Όταν μία δέσμη φωτός συγκρούεται με ένα σωματίδιο το ποσό της ενέργειας που σκεδάζεται είναι ανάλογο της έντασης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας:

$$F_{scat} = C_{scat} F_0 \quad (2.4.1.1)$$

όπου C_{scat} είναι η διατομή της μονοσωματιδιακής σκέδασης (single-particle scattering cross section). Αντίστοιχα για το κομμάτι της απορρόφησης:

$$F_{abs} = C_{abs} F_0 \quad (2.4.1.2)$$

όπου C_{scat} είναι η διατομή της μονοσωματιδιακής απορρόφησης (single-particle absorption cross section). Η αρχή διατήρησης της ενέργειας επιβάλλει ότι η ενέργεια που αφαιρείται από την προσπίπτουσα δέσμη φωτός ισούται με το ποσό της ενέργειας που σκεδάζεται προς όλες τις κατευθύνσεις και που απορροφάται από το σωματίδιο. Η συνδυασμένη επίδραση των δύο αυτών φαινομένων αναφέρεται ως *εξασθένηση* (extinction), οπότε η διατομή της μονοσωματιδιακής εξασθένησης μπορεί να γραφεί ως:

$$C_{ext} = C_{scat} + C_{abs} \quad (2.4.1.3)$$

Η αδιάστατη ικανότητα σκέδασης ενός σωματιδίου Q_{scat} ορίζεται ως Q_{scat}/A , όπου A η επιφάνεια της διατομής του σωματιδίου. Ορίζοντας με τον ίδιο τρόπο τα Q_{abs} και Q_{ext} προκύπτει:

$$Q_{ext} = Q_{scat} + Q_{abs} \quad (2.4.1.4)$$

Ο λόγος Q_{scat} προς Q_{ext} καλείται “λευκαύγεια μονοσωματιδιακής σκέδασης” (single-scattering albedo – SSA):

$$\omega = \frac{Q_{scat}}{Q_{ext}} = \frac{C_{scat}}{C_{ext}} \quad (2.4.1.5)$$

Επομένως το κλάσμα της ενέργειας που σκεδάζεται από ένα σωματίδιο είναι ω και το κλάσμα που απορροφάται είναι $1 - \omega$.

Ανάλογα με το μήκος κύματος του σκεδαζόμενου φωτός οι μηχανισμοί σκέδασης μπορούν να χωριστούν σε 3 κατηγορίες (Seinfeld and Pandis, 1998):

1. Ελαστική σκέδαση – Το μήκος κύματος της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι ίδιο με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας δέσμης.
2. Ημιαστική σκέδαση – Το μήκος κύματος μετατοπίζεται λόγω του φαινομένου Doppler και της διάθλασης.
3. Ανελαστική σκέδαση – Η σκεδαζόμενη ακτινοβολία έχει διαφορετικό μήκος κύματος από την προσπίπτουσα.

Στην παρούσα εργασία μας ενδιαφέρουν οι διαδικασίες απορρόφησης και ελαστικής σκέδασης της ακτινοβολίας από ένα σφαιρικό σωματίδιο, οι οποίες περιγράφονται από τη θεωρία Mie (ή αλλιώς θεωρία Lorenz-Mie-Debye; Kerker 1969; Bohren and Huffman 1983).

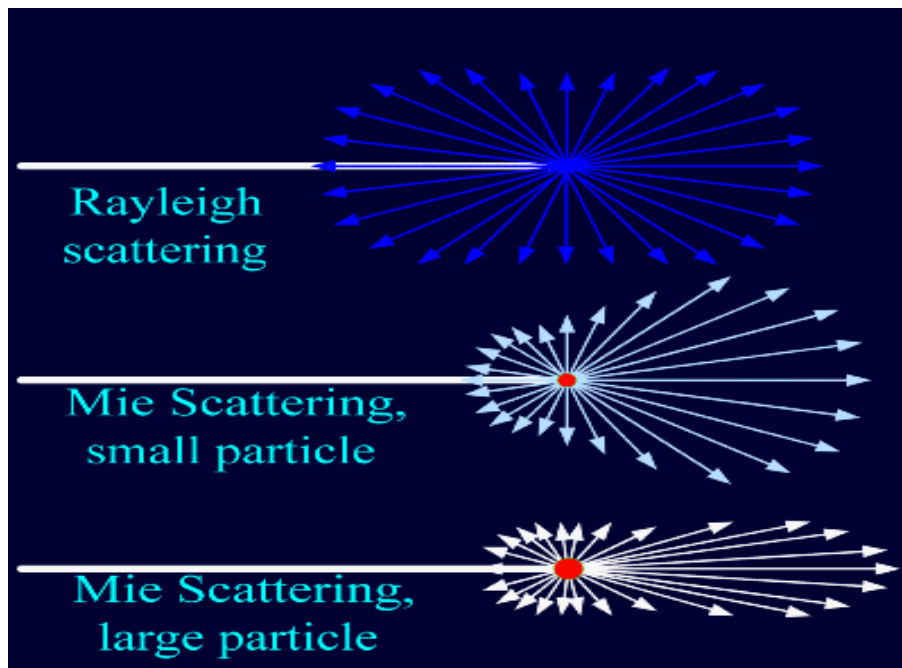
Οι κυριότερες παράμετροι που αφορούν στην σκέδαση και απορρόφηση της ακτινοβολίας από ένα σωματίδιο είναι:

1. Το μήκος κύματος λ της προσπίπτουσας ακτίνας,
2. Το μέγεθος του σωματιδίου, το οποίο εκφράζεται μέσω της αδιάστατης παραμέτρου $a = \pi D_p / \lambda$, όπου D_p η ενεργός διάμετρος του σωματιδίου και λ το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Με βάση την παράμετρο μεγέθους a η σκέδαση χωρίζεται σε 3 κατηγορίες:

[2.1] $a \ll 1$ Σκέδαση Rayleigh (σωματίδια πολύ μικρά σε σχέση με το μήκος κύματος).

[2.2] $a \cong 1$ Σκέδαση Mie (σωματίδια συγκρίσιμα σε μέγεθος σε σχέση με το μήκος κύματος).

[2.3] $a \gg 1$ Γεωμετρική σκέδαση (σωματίδια πολύ μεγάλα σε σχέση με το μήκος κύματος).



Σχήμα 2.4.1.1: Χαρακτηριστικοί λοβοί της σκέδασης Rayleigh και Mie

3. Την οπτική ιδιότητα του σωματιδίου σε σχέση με το περιβάλλον μέσο, ή τον μιγαδικό δείκτη διάθλασης (complex refractive index): $N = n + ik$. Και οι δύο όροι του μιγαδικού δείκτη διάθλασης, φανταστικός και πραγματικός, εξαρτώνται από το μήκος κύματος λ . Ο φανταστικός όρος αντιπροσωπεύει τη συνιστώσα της εξασθένησης και ο πραγματικός όρος τη συνιστώσα της διάδοσης (μη-

εξασθένηση). Ο δείκτης N συνήθως κανονικοποιείται με τον μιγαδικό δείκτη διάθλασης του μέσου (στη περίπτωση μας του ατμοσφαιρικού αέρα) N_0 :

$$m = \frac{N}{N_0} . \text{ Στον Πίνακα 2.4.1.1 καταγράφονται οι μιγαδικοί δείκτες διάθλασης για}$$

μια σειρά στοιχείων στα 589nm (Seinfeld and Pandis, 1998).

Συστατικό της ατμόσφαιρας	$N = n + ik$	
	n	k
Νερό	1.333	1.96×10^{-9}
Πάγος	1.309	1.96×10^{-9}
NaCl	1.544	0
H ₂ SO ₄	1.426	0
NH ₄ NSO ₄	1.473	0
(NH ₄) ₂ NSO ₄	1.521	0
SiO ₂	1.55	0 ($\lambda=550\text{nm}$)
Άνθρακας	1.96	-0.66 ($\lambda=550\text{nm}$)
Μεταλλική Σκόνη	1.51	0.0055 ($\lambda=550\text{nm}$)

Πίνακας 2.4.1.1.: Ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης για διάφορες ατμοσφαιρικές ουσίες στα 598nm (Seinfeld and Pandis 1998).

Η γωνιακή κατανομή της έντασης της ακτινοβολίας που σκεδάζεται από ένα σωματίδιο σε συγκεκριμένο μήκος κύματος καλείται *συνάρτηση φάσης* (phase function). Η συνάρτηση φάσης ορίζεται ως η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας σε συγκεκριμένη γωνία θ σε σχέση με την προσπίπτουσα ακτίνα, κανονικοποιημένη ως προς το ολοκλήρωμα της σκεδαζόμενης έντασης σε όλες τις γωνίες:

$$P(\theta, a, m) = \frac{F(\theta, a, m)}{\int_0^\pi F(\theta, a, m) \sin \theta d\theta} \quad (2.4.1.6)$$

όπου $F(\theta, a, m)$ η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας σε γωνία θ . Το ολοκλήρωμα της συνάρτησης φάσης ως προς το κέντρο σφαιρικού σωματιδίου είναι 4π :

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi P(\theta, a, m) \sin \theta d\theta d\phi = 4\pi \quad (2.4.1.7)$$

Η πιο χρήσιμη παράμετρος που προκύπτει από την συνάρτηση φάσης είναι η *παράμετρος ασυμμετρίας* (asymmetry parameter) g η οποία ορίζεται ως η μέση τιμή του συνημιτόνου της γωνίας σκέδασης:

$$g = \frac{1}{2} \frac{\int_0^\pi \cos \theta F(\theta, a, m) \sin \theta d\theta}{\int_0^\pi F(\theta, a, m) \sin \theta d\theta} = \frac{1}{2} \int_0^\pi \cos \theta P(\theta, a, m) \sin \theta d\theta \quad (2.4.1.8)$$

Ο όρος $\frac{1}{2}$ διασφαλίζει ότι $g = 1$ για φως το οποίο σκεδάζεται πλήρως σε γωνία $\theta = 0^\circ$ και $g = -1$ για φως το οποίο σκεδάζεται πλήρως σε γωνία $\theta = 180^\circ$. Για σωματίδιο που σκεδάζει ισοτροπικά προς όλες τις διευθύνσεις το $g = 0$. Θετικές τιμές της παραμέτρου ασυμμετρίας δείχνουν ότι το σωματίδιο σκεδάζει περισσότερη ακτινοβολία προς τα μπροστά (ίδια διεύθυνση με τη διεύθυνση της προσπίπτουσας δέσμης). Αρνητικές τιμές δείχνουν το αντίθετο (προς την αντίθετη διεύθυνση της προσπίπτουσας δέσμης).

Μία ακόμα παράμετρος που χρησιμοποιείται για την κατανομή της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι ο *ημισφαιρικός λόγος οπισθοσκέδασης* (hemispheric backscatter ratio) ή απλώς λόγος οπισθοσκέδασης. Ορίζεται ως το ποσοστό της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας που κατευθύνεται προς το πίσω ημισφαιρικό τμήμα του σωματιδίου:

$$b = \frac{\int_0^\pi P(\theta, a, m) \sin \theta d\theta}{\int_0^\pi P(\theta, a, m) \sin \theta d\theta} \quad (2.4.1.9)$$

Το πλεονέκτημα του λόγου οπισθοσκέδασης είναι ότι μπορεί εύκολα να μετρηθεί με ένα νεφελόμετρο, τη στιγμή που η παράμετρος ασυμμετρίας g απαιτεί γνώση όλου του φάσματος της συνάρτησης φάσης.

Η θεωρία Mie μπορεί να αποτελέσει την ιδανική βάση για την δημιουργία υπολογιστικής διαδικασίας για τον υπολογισμό της σκέδασης και απορρόφησης της ακτινοβολίας από ένα σωματίδιο, συναρτήσει του μήκους κύματος (Bohren and Huffman, 1983; Seinfeld and Pandis, 1998).

2.4.2 Εξασθένηση από σύνολο σωματιδίων

Στην παραπάνω ενότητα ασχοληθήκαμε με το πώς ένα μόνο σωματίδιο σκεδάζει και απορροφά την προσπίπτουσα σε αυτό ακτινοβολία. Μια ενδελεχής αντιμετώπιση της εξασθένησης από ένα σύνολο σωματιδίων είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη και χρονοβόρα. Αν όμως η μέση απόσταση μεταξύ των σωματιδίων είναι μεγάλη σε σχέση με το μέγεθος των σωματιδίων, μπορεί να θεωρηθεί ότι η συνολική ένταση της ακτινοβολίας που σκεδάζεται είναι το άθροισμα των επιμέρους εντάσεων από κάθε σωματίδιο και μία μονοσωματιδιακή θεωρία σκέδασης μπορεί να εφαρμοστεί. Μία τέτοια παραδοχή ισχύει ακόμα και για τις πιο “πυκνές” ατμοσφαιρικές συνθήκες (Seinfeld and Pandis, 1995). Αυτό αποδεικνύεται εύκολα αν θεωρήσουμε για παράδειγμα μία συνολική συγκέντρωση της τάξης του 10^{-6} cm^{-3} , με σωματίδια διαμέτρου $\sim 1 \mu\text{m}$. Ακόμα και σε αυτή την ακραία περίπτωση φόρτου σωματιδίων, το κλάσμα του όγκου που καταλαμβάνεται από σωματίδια ανά cm^{-3} αέρα είναι μόλις $(\pi/6) \times 10^{-6}$.

Θεωρούμε την διάδοση ακτινοβολίας σε ένα στρώμα ατμοσφαιρικού αέρα πάχους dz , ο οποίος περιέχει σωματίδια σκόνης. Όπως έχουμε δει η εξασθένηση προκύπτει από διαδικασίες σκέδασης και απορρόφησης καθώς η δέσμη διασχίζει το στρώμα. Η μεταβολή της έντασης της ακτινοβολίας ορίζεται ως:

$$dF = -b_{ext} F dz \quad (2.4.2.1)$$

όπου b_{ext} ο συντελεστής εξασθένησης με μονάδες αντίστροφου μήκους (m^{-1}):

$$b_{ext} = C_{ext} N \quad (2.4.2.2)$$

όπου N ο συνολικός αριθμός συγκέντρωσης (σωματίδια ανά m^{-3}). Επομένως ο συντελεστής b_{ext} αποτελεί την ποσοστιαία ελάττωση της έντασης ανά μονάδα μήκους. Αν F_0 η ένταση της ακτινοβολίας σε $z=0$ (π.χ. στην κορυφή της ατμόσφαιρας), τότε η ένταση σε απόσταση z μέσα στο στρώμα υπολογίζεται από το νόμο Beer – Lambert (Ingle and Crouch, 1988):

$$\frac{F}{F_0} = \exp(-b_{ext} z) \quad (2.4.2.3)$$

Το αδιάστατο προϊόν $\tau = b_{ext} z$ καλείται “οπτικό βάθος” του στρώματος και συνδέεται άμεσα με τον αριθμό των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Το οπτικό βάθος των αεροζόλ είναι ένα φυσικό μέγεθος που εξαρτάται από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας (δεδομένης της εξάρτησης του συντελεστή εξασθένησης με το μήκος

κύματος). Το οπτικό βάθος μειώνεται με την αύξηση του μήκους κύματος. Αυτό θα σήμαινε ότι τα αερολύματα είναι σχετικά διαφανή στην υπέρυθη ακτινοβολία και έτσι η επίδραση τους στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας της Γης θα περιοριζόταν στην περιοχή του ηλιακού φάσματος. Κάτι τέτοιο όμως δεν ισχύει καθώς τα σωματίδια εδαφικής σκόνης προκαλούν σημαντική απορρόφηση στην ακτινοβολία (Seinfeld and Pandis, 1998).

Για ένα πληθυσμό σφαιρικών σωματιδίων με αριθμό συγκέντρωσης N ο συντελεστής εξασθένησης συνδέεται με την αδιάστατη ικανότητα σκέδασης με τη σχέση:

$$b_{ext} = \frac{\pi D_p^2}{4} N Q_{ext} \quad (2.4.2.4)$$

Ο συντελεστής εξασθένησης μπορεί να γραφεί και ως άθροισμα των συντελεστών σκέδασης και απορρόφησης (b_{scat} και b_{abs} αντίστοιχα), οι οποίοι έχουν ίδιες σχέσεις με τα Q_{scat} και Q_{abs} :

$$b_{ext} = b_{scat} + b_{abs} \quad (2.4.2.5)$$

Σε περίπτωση που έχουμε ένα πληθυσμό από διαφορετικού μεγέθους σωματίδια με ίδιους δείκτες διάθλασης m και συνάρτηση κατανομής αριθμού $n(D_p)$, ο συντελεστής εξασθένησης δίνεται από τη σχέση:

$$b_{ext}(\lambda) = \int_0^{D_p^{\max}} \frac{\pi D_p^2}{4} Q_{ext}(m, a) n(D_p) dD_p \quad (2.4.2.6)$$

όπου $D_p^{\max}$ η μέγιστη διάμετρος του πληθυσμού. Αντίστοιχες εκφράσεις προκύπτουν και για τα $b_{scat}(\lambda)$ και $b_{abs}(\lambda)$ συναρτήρηση των $Q_{scat}(\lambda)$ και $Q_{abs}(\lambda)$.

Ο συντελεστής εξασθένησης μπορεί να γραφεί σαν συνάρτηση της κατανομής

μάζας των σωματιδίων $n_m(D_p) = \rho_p \frac{\pi D_p^3}{6} n(D_p)$ ως:

$$b_{ext}(\lambda) = \int_0^{D_p^{\max}} \frac{3}{2 \rho_p D_p} Q_{ext}(m, a) n_m(D_p) dD_p \Rightarrow$$

$$b_{ext}(\lambda) = \int_0^{D_p^{\max}} E_{ext}(D_p, \lambda, m) n_m(D_p) dD_p \quad (2.4.2.7)$$

όπου ρ_p η πυκνότητα των σωματιδίων και $E_{ext}(D_p, \lambda, m)$ η ικανότητα εξασθένησης μάζας (mass extinction efficiency). Με τον ίδιο τρόπο ορίζονται και οι ικανότητες

απορρόφησης μάζας (mass absorption efficiency) και σκέδασης μάζας (mass scattering efficiency):

$$E_{scat}(D_p, \lambda, m) = \frac{3}{2\rho_p D_p} Q_{scat}(m, a) \quad (2.4.2.8)$$

$$E_{abs}(D_p, \lambda, m) = \frac{3}{2\rho_p D_p} Q_{abs}(m, a) \quad (2.4.2.9)$$

Κεφάλαιο	ΤΟ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΕΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ SKIRON
3	

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται τα γενικά χαρακτηριστικά του συστήματος SKIRON, οι απαραίτητες τροποποιήσεις που έγιναν καθώς και η προσθήκη νέων υποσυστημάτων. Το μη-υδροστατικό αριθμητικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής SKIRON τροποποιήθηκε κατάλληλα ώστε να αποτελέσει το εργαλείο για την μελέτη του κύκλου σκόνης από τις ερημικές περιοχές της υφελίου καθώς και την επίδραση αυτής στο ισοζύγιο ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Το συγκεκριμένο μοντέλο διακρίνεται για την αξιόπιστη αναπαράσταση μετεωρολογικών φαινομένων (Kallos et al., 1997a, 1997b, 1997c, 1998a, 1998b, 1998c; Papadopoulos et al., 1997; Kallos et al., 2005; Spyrou et al., 2010), απαραίτητη προϋπόθεση για την πληρέστερη μελέτη της επίδρασης των σωματιδίων στο ενεργειακό ισοζύγιο.

Οι βασικές εξισώσεις του μοντέλου στηρίζονται στην μη-υδροστατική προσέγγιση και ο υπολογισμός των εξαρτημένων μεταβλητών πραγματοποιείται σε καθορισμένα σημεία πλέγματος. Η επίλυση των διαφορικών εξισώσεων ως προς το χρόνο και το χώρο προσεγγίζεται αριθμητικά με χρήση σχημάτων πεπερασμένων διαφορών. Η συγκεκριμένη μεθοδολογία εφαρμόζεται με σκοπό την εκπλήρωση των απαιτήσεων για υπολογιστική οικονομία αλλά και των φυσικών περιορισμών που επικρατούν στην ατμόσφαιρα. Στον οριζόντιο χώρο, το μοντέλο ορίζεται σε “semi-staggered” πλέγμα τύπου E (Arakawa, 1972; Mesinger, 1973; Janjic, 1974; Janjic, 1979; Vasiljevic, 1982; Cullen, 1983; Cullen, 1985).

Το μοντέλο χρησιμοποιεί την η κατακόρυφη συντεταγμένη, η οποία εμφανίζεται ως γενικευμένη μορφή της αντίστοιχης σίγμα (σ). Οι ορεινοί όγκοι στο η -σύστημα παριστάνονται ως “κυψελίδες ορογραφίας” στα σημεία του πλέγματος. Στις κατακόρυφες πλευρές των “κυψελίδων ορογραφίας” του μοντέλου χρησιμοποιείται η “non-slip” οριακή συνθήκη βάσης (Philips, 1957).

Στη δομή του μοντέλου SKIRON αναπτύχθηκε επίσης ξεχωριστή συνιστώσα για την περιγραφή του κύκλου σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα με βάση τις

εργασίες των Marticorena et al., 1997; Zender et al., 2003; Perez et al., 2006 και Spyrou et al., 2010. Το εν λόγω σχήμα περιλαμβάνει σειρά αλγορίθμων και παραμετροποιήσεων για την πληρέστερη περιγραφή των διεργασιών παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης σωματιδίων. Η έκδοση αυτή του συστήματος SKIRON λειτουργεί επιχειρησιακά στις εγκαταστάσεις της ΟΑΜ&ΠΚ στο Πανεπιστήμιο Αθηνών από το Νοέμβριο του 2007, έχοντας αντικαταστήσει πλήρως την προηγούμενη έκδοση του μοντέλου (Nickovic et al., 2001).

3.1. Βασικές Εξισώσεις και Σχήματα Χρονικής Διαφόρισης

Σύμφωνα με τους Kasahara (1974) και Simmons and Burridge (1981) και χρησιμοποιώντας τις *eta* συντεταγμένες από τη σχέση (3.2.1), οι βασικές εξισώσεις για αδιαβατική κίνηση χωρίς τριβή είναι οι εξής (Mesinger et al., 1988):

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} + f\mathbf{k} \times \mathbf{v} + \nabla \Phi + \frac{RT}{p} \nabla p = 0 \quad (3.1.1)$$

$$\frac{dT}{dt} + \kappa \cdot \frac{T \cdot \omega}{p} = 0 \quad (3.1.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right) + \nabla \cdot \left(\mathbf{v} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = 0 \quad (3.1.3)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = - \frac{R \cdot T}{p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (3.1.4)$$

$$\omega \equiv \frac{dp}{dt} = - \int_0^\eta \nabla \cdot \left(\mathbf{v} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta + \mathbf{v} \cdot \nabla p \quad (3.1.5)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int_0^{\eta_s} \nabla \cdot \left(\mathbf{v} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta \quad (3.1.6)$$

$$\dot{\eta} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} = - \frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^\eta \nabla \cdot \left(\mathbf{v} \cdot \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta \quad (3.1.7)$$

Στις συγκεκριμένες εξισώσεις, $\frac{d}{dt}$ παριστάνει την ολική παράγωγο ως προς το χρόνο, $\mathbf{v}$ είναι το οριζόντιο διάνυσμα της ταχύτητας, f η παράμετρος Coriolis, k το μοναδιαίο διάνυσμα στον κατακόρυφο άξονα, Φ το γεωδυναμικό, R η παγκόσμια σταθερά των αερίων και κ ο λόγος R/c_p , όπου c_p είναι η ειδική θερμότητα σε σταθερή πίεση. Ο όρος $\dot{\eta}$ αντιστοιχεί στη κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου.

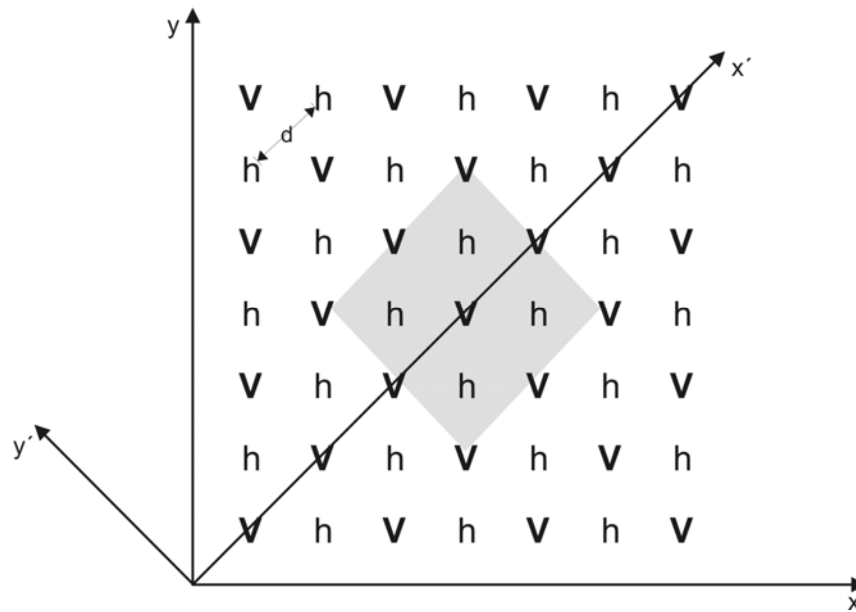
Η χρονική διαφόριση στο μοντέλο SKIRON στηρίζεται στη χρήση “explicit” αριθμητικών σχημάτων (Ames, 1969; Gadd, 1974; Mesinger, 1974; Mesinger, 1977; Janjic and Wiin-Nielsen, 1977). Σε πρώτη φάση, επιλύεται χρονικά η εξίσωση της συνέχειας με χρήση “forward” σχήματος και στη συνέχεια, οι προκύπτουσες τιμές των βαθμίδων της πίεσης χρησιμοποιούνται για την ενημέρωση των συνιστωσών του ανέμου ολοκληρώνοντας “backward” ως προς το χρόνο.

Στο μοντέλο SKIRON οι διαδικασίες χρονικής διαφόρισης εκτελούνται με την ακόλουθη σειρά:

- για κάθε χρονικό βήμα Δt επιλύονται οι διαδικασίες μικρής κλίμακας, οι οποίες ακολουθούνται από την οριζόντια διάχυση
- κάθε δεύτερο χρονικό βήμα υπολογίζονται οι όροι της οριζόντιας μεταφοράς και οι διαδικασίες υγροποίησης μεγάλης κλίμακας (large scale precipitation)
- κάθε τέταρτο χρονικό βήμα εκτελούνται οι υπόλοιπες φυσικές διαδικασίες που σχετίζονται με τυρβώδη ανάμιξη, διεργασίες επιφανειακού στρώματος και σχηματισμό νετού σε ζώνες σύγκλισης (convective precipitation)
- οι ροές της μικρού και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας υπολογίζονται αναλυτικά κάθε 1 ώρα ολοκλήρωσης, παρεμβάλλοντας την επίδραση της κατανομής τους σε κάθε χρονικό βήμα ολοκλήρωσης Δt .

3.2. Οριζόντια Διακριτοποίηση

Η αριθμητική επίλυση των εξισώσεων του μοντέλου εφαρμόζεται στα σημεία semi-staggered πλέγματος τύπου E (Messinger, 1973; Janjic, 1974; Mesinger and Arakawa, 1976; Janjic, 1979; Vasiljevic, 1982; Janjic and Messinger, 1989; Janjic et al., 1995), όπως απεικονίζεται στο Σχήμα (3.2.1).



Σχήμα 3.2.1: Πλέγμα τύπου E σε κύριο (x, y) και δευτερεύον (x', y') σύστημα συντεταγμένων. Η ελάχιστη έκταση τεσσάρων σημείων πλέγματος σημειώνεται με τη σκιασμένη περιοχή. Η απόσταση ανάμεσα σε δύο διαδοχικά σημεία πλέγματος της ίδιας μεταβλητής απεικονίζεται με d .

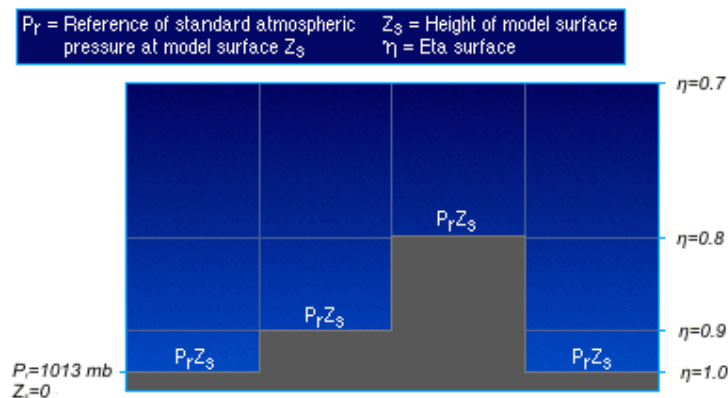
Στα σημεία πλέγματος που σημειώνονται με **v** επιλύονται οι οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου u και v , ενώ στα σημεία **h** επιλύονται όλες οι υπόλοιπες εξαρτημένες μεταβλητές, όπως η επιφανειακή πίεση, η θερμοκρασία, η ειδική υγρασία, η αναλογία μίγματος των νεφών, η κατακόρυφη ταχύτητα, η τυρβώδης κινητική ενέργεια καθώς και οι επιφανειακές μεταβλητές. Στο Σχήμα (3.2.1) παρουσιάζονται δύο οριζόντια συστήματα συντεταγμένων: το κύριο (x, y) , που ακολουθεί τις κανονικές γεωγραφικές συντεταγμένες και το δευτερεύον (x', y') , που προκύπτει με περιστροφή του κανονικού συστήματος γεωγραφικών συντεταγμένων κατά 45° . Με τον τρόπο αυτό τα σημεία πλέγματος **h** και αντίστοιχα τα σημεία **v** βρίσκονται στον ίδιο άξονα. Για υπολογιστικούς λόγους, στο περιστρεμμένο σύστημα συντεταγμένων επιβάλλεται και δεύτερος μετασχηματισμός, κατά τον οποίο το πολικό σημείο του πεδίου ορισμού μεταφέρεται στην τομή του ισημερινού με τον

μηδενικό μεσημβρινό. Έτσι, το τροποποιημένο σύστημα συντεταγμένων παρέχει πιο ομοιόμορφη οριζόντια απόσταση μεταξύ των σημείων πλέγματος, μειώνοντας σε μεγάλο βαθμό τη σύγκλιση των μεσημβρινών στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη και επομένως, χρησιμοποιώντας το ίδιο χρονικό βήμα Δt , δεν ανατρέπεται το κριτήριο σύγκλισης.

3.3. Eta (η) συντεταγμένη και κατακόρυφη διακριτοποίηση

Η επιλογή της eta (η) ως κατακόρυφης συντεταγμένης του μοντέλου βασίστηκε στη σωστή αναπαράσταση της επίδρασης του ανάγλυφου και στην ελαχιστοποίηση γνωστών σφαλμάτων κατά τον υπολογισμό της δύναμης βαροβαθμίδας, της μεταφοράς και της οριζόντιας διάχυσης σε περιπτώσεις απότομης ορογραφίας. Ακολουθώντας το *σίγμα* (σ) κατακόρυφο σύστημα συντεταγμένων σε περιπτώσεις σημαντικών κλίσεων στην ορογραφία, η θερμοβαθμίδα καθορίζεται μερικώς από υδροστατικές θερμοκρασιακές μεταβολές λόγω απότομων μεταβολών στο υψόμετρο, παρά από την πραγματική οριζόντια βαθμίδα της θερμοκρασίας.

Η eta (η) κατακόρυφη συντεταγμένη “βαθμωτής ορογραφίας” (step-mountain) αναπαριστά τα υψόμετρα της επιφάνειας ως διακριτά σύνολα τιμών ή βημάτων, άμεσα εξαρτώμενα από την κατακόρυφη ανάλυση του μοντέλου και από το πραγματικό ύψος των ορεινών όγκων. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, το επιφανειακό ανάγλυφο παρουσιάζεται βαθμωτό αντί ομαλό και συνεχές, όπως σε σ -συντεταγμένη. Για δεδομένο εύρος υψομέτρων, η eta συντεταγμένη δεν εμφανίζει μοναδικότητα αντιστοιχίας ύψους και eta επιφανειών σε αντίθεση με την σ -συντεταγμένη, όπου κάθε ύψος αντιστοιχεί σε μοναδική σ -επιφάνεια (Σχήμα 3.3.1).



Σχήμα 3.3.1: Αναπαράσταση ανάγλυφου σε eta κατακόρυφη συντεταγμένη.

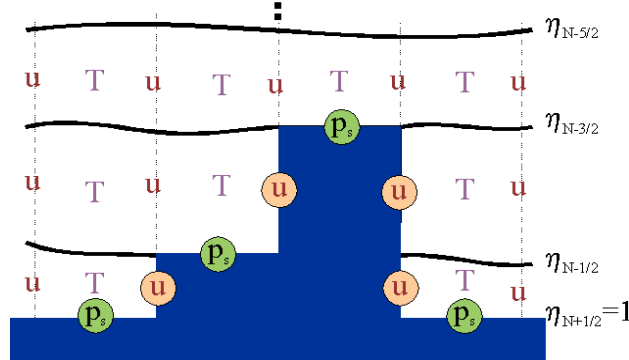
Βασικό χαρακτηριστικό της *eta* συντεταγμένης αποτελεί η κανονικοποίηση της με τη χρήση σταθερής τιμής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (1013 hPa), αντί για σημειακή επιφανειακή πίεση άμεσα εξαρτώμενης από το κατά τόπους υψόμετρο. Η συγκεκριμένη μετατροπή έχει ως αποτέλεσμα την επίπεδη εμφάνιση των *eta* επιφανειών που εκτείνονται πάνω από τους ορεινούς όγκους. Στις επίπεδες *eta* επιφάνειες εκτιμώνται με μεγαλύτερη ακρίβεια οι όροι των οριζόντιων βαθμίδων πίεσης, λόγω μη εισαγωγής σφαλμάτων από την υψομετρική διαφορά γειτνιαζόντων σημείων πλέγματος (Janjic, 1977; Janjic, 1980; Messinger, 1982). Οι *eta* συντεταγμένες ορίζονται από τη σχέση (Mesinger, 1984; Mesinger et al., 1988):

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_{sfc} - p_T} \right) \eta_{srf}, \quad (3.3.1)$$

όπου

$$\eta_{srf} = \frac{p_{ref}(z_{sfc}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \quad (3.3.2)$$

Στις εξισώσεις καθορισμού της *eta* κατακόρυφης συντεταγμένης, p_T αποτελεί την πίεση στην κορυφή του μοντέλου, p_{sfc} και z_{sfc} παριστάνουν την πίεση και το ύψος στο κάτω όριο του μοντέλου και p_{ref} την πίεση αναφοράς της κατακόρυφης στήλης (επί παραδείγματι, η πίεση της πρότυπης ατμόσφαιρας). Οι ορεινοί όγκοι στο *eta* σύστημα συντεταγμένων παριστάνονται ως “κυψελίδες ορογραφίας”. Στο συγκεκριμένο πλέγμα, η θερμοκρασία (T), η ειδική υγρασία (q) και οι οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου (u , v) τοποθετούνται στο μέσο των κατακόρυφων επιπέδων, ενώ η κατακόρυφη ταχύτητα (w) και το γεωδυναμικό ύψος (Φ) τοποθετούνται στις διαχωριστικές επιφάνειες των επιπέδων. Τα σημεία v (Σχήμα-3.1.1) βρίσκονται στις κάθετες πλευρές των “κυψελίδων ορογραφίας”, ενώ οι επιφανειακές συντεταγμένες συμπίπτουν με τις ελεύθερες κορυφές των “κυψελίδων ορογραφίας” (Σχήμα 3.3.2).



Σχήμα 3.3.2: Η κατακόρυφη κατανομή των εξαρτημένων μεταβλητών σε *eta* κατακόρυφο σύστημα συντεταγμένων.

Γενικά, η αναπαράσταση του ανάγλυφου κατά τη διάρκεια προσομοιώσεων εμφανίζει σημαντικές εξομαλύνσεις των τοπογραφικών εξάρσεων, οι οποίες δεν ανταποκρίνονται στην πραγματικότητα, ακόμα και σε περιπτώσεις εφαρμογής της *eta* συντεταγμένης. Η εξομάλυνση της ορογραφίας μπορεί να αποτελέσει σημαντική πηγή σφάλματος κυρίως σε περιοχές που επηρεάζονται από μικρής κλίμακας τοπογραφικά χαρακτηριστικά.

3.4. Ανάπτυξη Μεθοδολογίας για την Περιγραφή του Κύκλου Ζωής Σωματιδίων

Στη δομή του μοντέλου SKIRON αναπτύχθηκε για να λειτουργήσει μια ξεχωριστή συνιστώσα (module) για την ατμοσφαιρική παραγωγή, την μεταφορά και την εναπόθεση σωματιδίων φυσικής προέλευσης. Κύρια πηγή των αιωρούμενων σωματιδίων αποτελούν οι ερημικές εκτάσεις του πλανήτη, με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα την έρημο Σαχάρα η οποία αποτελεί και την σημαντικότερη πηγή σκόνης παγκοσμίως (Washington et al., 2003). Για την πληρέστερη περιγραφή των διεργασιών παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας νέες συνιστώσες και παραμετροποιήσεις για να λειτουργήσουν στη δομή του συστήματος SKIRON.

Τα σωματίδια αυτά όπως είδαμε μεταβάλλουν σε σημαντικό βαθμό πλήθος φυσικών παραμέτρων και σχετίζονται άμεσα με την μεταβολή της κατάστασης της ατμόσφαιρας και των καιρικών και κλιματικών φαινομένων. Στόχος ήταν η όσο το δυνατόν καλύτερη περιγραφή των διεργασιών αυτών, ώστε να μπορεί να μελετηθεί σε βάθος η επίδραση που έχουν τα σωματίδια αυτά στον καθορισμό του ενεργειακού ισοζυγίου στην ατμόσφαιρα και την επιφάνεια του εδάφους.

3.4.1. Ανάπτυξη Σχήματος Παραγωγής Σωματιδίων – Μεταφορά

Ο κύκλος ζωής των σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα περιγράφεται με την εξίσωση της συνέχειας τύπου Euler, η οποία ολοκληρώνεται χρονικά ταυτόχρονα με άλλες προγνωστικές εξισώσεις του μοντέλου. Η εξίσωση συνέχειας που χρησιμοποιείται είναι της μορφής που δίνεται παρακάτω:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_j}{\partial t} = & -u \frac{\partial C_j}{\partial x} - v \frac{\partial C_j}{\partial y} - (w - v_{gk}) \frac{\partial C_j}{\partial z} - \nabla \cdot (K_H \nabla C_j) - \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial C_j}{\partial z} \right) + \\ & \left(\frac{\partial C_j}{\partial t} \right)_{SOURCE} - \left(\frac{\partial C_j}{\partial t} \right)_{SINK} \end{aligned} \quad (3.4.1.1)$$

Στην παραπάνω εξίσωση C είναι η συγκέντρωση σκόνης, u και v είναι οι οριζόντιες συνιστώσες του ανέμου, w η κατακόρυφη ταχύτητα, v_{gk} η ταχύτητα εναπόθεσης, K_H ο πλευρικός συντελεστής διάχυσης, K_z ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης, $(\frac{\partial C_j}{\partial t})_{SOURCE}$ η μεταβολή της συγκέντρωσης λόγω πηγών και $(\frac{\partial C_j}{\partial t})_{SINK}$ η μεταβολή της συγκέντρωσης από καταβόθρες (εναπόθεση). Ο τελευταίος όρος περιέχει και τις διεργασίες ξηρής και υγρής εναπόθεσης. Ο δείκτης j αναφέρεται σε κάθε κλάση σωματιδίου (size bin).

Η παραγωγή σωματιδίων φυσικής προέλευσης υπολογίζεται ως:

$$F_{d,j} = T \cdot A_m \cdot S \cdot a \cdot Q_s \cdot \sum_{i=1}^I M_{i,j} \quad (3.4.1.2)$$

όπου $F_{d,j}$ η κατακόρυφη ροή μάζας κάθε σωματιδίου, T ένας ρυθμιστικός συντελεστής της τάξης του 10^{-4} (Zender et al., 2003), A_m η ισχύς της πηγής ανάλογα με τη βλάστηση, S η ικανότητα με την οποία το έδαφος παράγει σκόνη για δεδομένες μετεωρολογικές συνθήκες (Zender et al., 2003b), a ο συντελεστής απόδοσης της διαδικασίας “βομβαρδισμού” (sandblasting mass efficiency), Q_s η οριζόντια ροή των μεγαλύτερων σωματιδίων άμμου και $\sum_{i=1}^I M_{i,j}$ η “επικάλυψη μάζας” σε κάθε κλάση σωματιδίων j . Η άθροιση γίνεται στις $I = 3$ “τάξεις” της πηγής, όπως θα δούμε αναλυτικότερα στα Κεφάλαιο 3.4.2.

Από την κατακόρυφη ροή μάζας υπολογίζεται η συγκέντρωση της κάθε κλάσης σωματιδίου σε κάθε πλεγματικό σημείο που λειτουργεί ως πηγή παραγωγής σωματιδίων. Η κατανομή των σωματιδίων αυτών περιγράφεται παρακάτω.

3.4.2. Ανάπτυξη Αλγορίθμου για την Περιγραφή της Κατανομής σωματιδίων

Για την περιγραφή της κατανομής και μεταφοράς των σωματιδίων σκόνης χρησιμοποιείται μια μέθοδος ανεξάρτητων “κλάσεων” (bin-method, Zender et al., 2003; Spyrou et al., 2010). Κάθε κλάση έχει μια ανεξάρτητα διαμορφωμένη κατανομή, η οποία επιτρέπει τον πιο ακριβή χειρισμό του αριθμού των σωματιδίων και των οπτικών ιδιοτήτων της σκόνης. Ο αριθμός των μεταφερόμενων κλάσεων (transport bins) περιορίζεται μόνο από την διαθέσιμη υπολογιστική ισχύ.

Παρά το γεγονός ότι η παραγωγή των σωματιδίων ξεκινάει από μεγάλα σωματίδια άμμου (μέσω της διαδικασίας που περιγράψαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο), μόνο μικρά σωματίδια ($D \leq 10 \mu m$) καταφέρνουν να παραμείνουν στην ατμόσφαιρα και να μεταφερθούν σε σημαντικές αποστάσεις.

Ξεκινώντας θεωρούμε ότι η κατακόρυφη ροή σκόνης κατανέμεται ανάλογα με το μέγεθος των σωματιδίων σε μια αναλυτική, λογαριθμική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (lognormal probability density function – PDF). Η κατανομή αυτή περιλαμβάνει τις “τάξεις” υποβάθρου της σκόνης (background modes), όπως προτάθηκαν από τον D’Almeida (1987) και οι οποίες αναφέρονται ως “τάξεις πηγής” (source modes). Ο Πίνακας 3.4.2.1 αναφέρει τις παραμέτρους εκείνες που χαρακτηρίζουν τις πηγές σκόνης: $\tilde{D}_n$ είναι η μέση διάμετρος αριθμού (number median diameter), $\tilde{D}_v$ μέση διάμετρος μάζας (mass median diameter), σ_g γεωμετρική τυπική απόκλιση και M το ποσοστό μάζας σε κάθε “τάξη”.

$\tilde{D}_n, \mu m$	$\tilde{D}_v, \mu m$	σ_g Fraction	M Fraction
0.16	0.832	2.10	0.036
3.19	4.82	1.9	0.957
10.0	19.38	1.6	0.007

Πίνακας 3.4.2.1 : Παράμετροι των “τάξεων” υποβάθρου όπως αναφέρονται στον D’Almeida (1987)

Το μετεωρολογικό μοντέλο μεταφέρει τη σκόνη σε j κατηγορίες, οι οποίες αποτελούν τις “τάξεις” μεταφοράς (transport modes). Ο αριθμός j επιλέγεται ώστε να υπάρχει η βέλτιστη αναλογία υπολογιστικού κόστους και ακρίβειας στους υπολογισμούς. Το ποσοστό της μάζας που μεταφέρεται από κάθε “τάξη” στις πηγές (i) σε κάθε κατηγορία μεταφοράς j είναι η “επικάλυψη μάζας” (mass overlap) $M_{i,j}$, η οποία υπολογίζεται με βάση τους Schulz et al., (1998) ως:

$$M^{ij} = \frac{1}{2} \left[erf \left(\frac{\ln \left(\frac{r_{\max,j}}{D_{v,i}} \right)}{\sqrt{2} \ln \sigma_{g,i}} \right) - erf \left(\frac{\ln \left(\frac{r_{\min,j}}{D_{v,i}} \right)}{\sqrt{2} \ln \sigma_{g,i}} \right) \right] \quad (3.4.2.1)$$

όπου erf είναι η τυπική συνάρτηση σφάλματος, $r_{\min,j}$ και $r_{\max,j}$ η ελάχιστη και μέγιστη ακτίνα της κατηγορίας μεταφοράς j , $\tilde{D}_{v,i}$ η μέση διάμετρος μάζας της πηγής και $\sigma_{g,i}$ η γεωμετρική τυπική απόκλιση της κατανομής της πηγής, όπως δίνονται στον πίνακα 3.4.2.1. Οι κατηγορίες μεταφοράς που χρησιμοποιούνται είναι 8 (Spyrou et al., 2010) και περιγράφονται στον πίνακα 3.4.2.2. Στον ίδιο πίνακα δίνονται και η ενεργή ακτίνα (effective radius) r_{eff} , καθώς επίσης και μέση ακτίνα αριθμού r_n και η γεωμετρική τυπική απόκλιση σ_g της κατανομής των κλάσεων μεταφοράς.

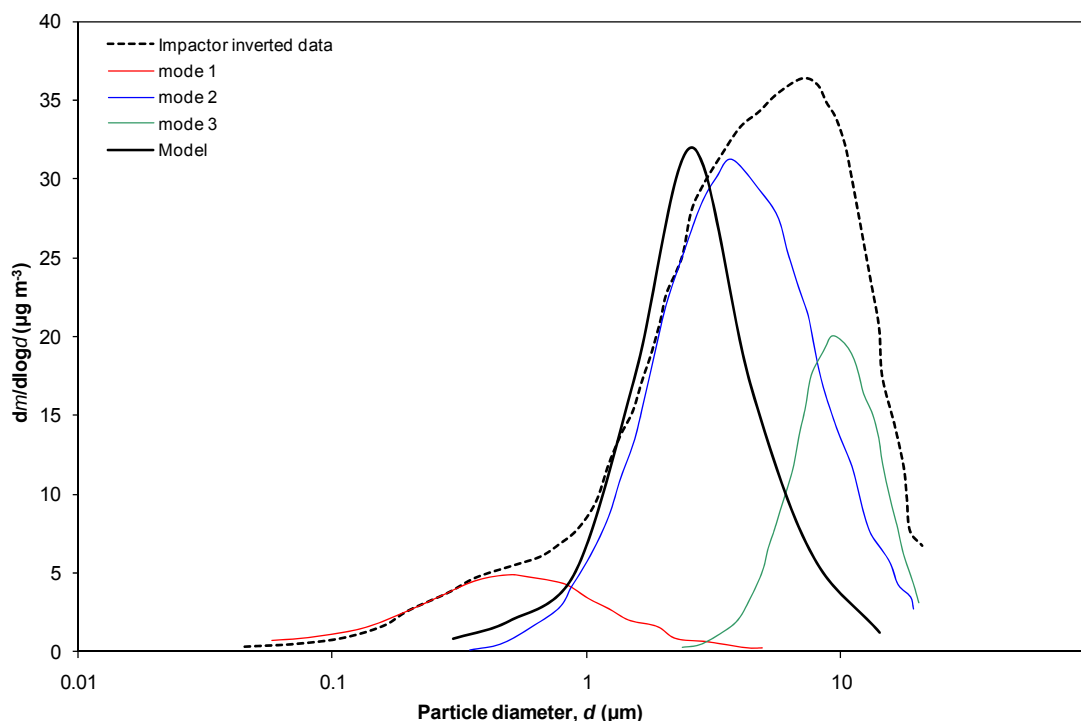
Bin	$r_{\min}$	$r_{\max}$	r_{eff}	r_n	σ_g
1	0.1	0.18	0.15	0.2986	2
2	0.18	0.3	0.25	0.2986	2
3	0.3	0.6	0.45	0.2986	2
4	0.6	1	0.78	0.2986	2
5	1	1.8	1.3	0.2986	2
6	1.8	3	2.2	0.2986	2
7	3	6	3.8	0.2986	2
8	6	10	7.1	0.2986	2

Πίνακας 3.4.2.2 : Οι 8 κλάσεις σωματιδίων που χρησιμοποιούνται στο σύστημα. Δίνονται η ελάχιστη και η μέγιστη ακτίνα κάθε κλάσης, η ενεργή ακτίνα, η μέση ακτίνα αριθμού της κατανομής και η γεωμετρική τυπική απόκλιση (Spyrou et al., 2010)

Το συνολικό κλάσμα της μάζας που μεταφέρεται είναι $\sum \sum M_{i,j} = M = 0.98$ για σωματίδια με διαμέτρους $0.2\mu m \leq D \leq 20\mu m$ που χρησιμοποιούμε εδώ. Η υπόλοιπη μάζα που δεν μεταφέρεται βρίσκεται στην 3^η “τάξη” της κατανομής της πηγής (με κέντρο τα $19\mu m$), η οποία όμως δεν διαδραματίζει σημαντικό ρόλο σε μεγάλης κλίμακας μεταφορές που μας απασχολούν εδώ.

Για την αξιολόγηση της κατανομής των σωματιδίων σκόνης, έγινε σύγκριση με πειραματικά δεδομένα από ένα επεισόδιο μεταφοράς που μελετήθηκε από τους Gerasopoulos et al. (2007) στην Κρήτη, την περίοδο 4 – 6 Μαρτίου 2005. Οι συγγραφείς μελέτησαν την εποχιακή κατανομή της μάζας σωματιδίων σε μια παράκτια τοποθεσία 70Km ανατολικά-νότιοανατολικά του Ηρακλείου (Φινοκαλιά), με τη χρήση ενός Small-Deposit-area low-volume-Impactor (SDI, Maenhaut et al., 1996). Χρησιμοποιώντας μια σειρά από καμπύλες ικανότητας συλλογής (collection

efficiency curves) στα δεδομένα του οργάνου, διαχώρισαν τις διάφορες “τάξεις” κάθε κατανομής. Στο σχήμα 3.4.2.1 καταγράφονται οι τρεις “τάξεις” της κατανομής των σωματιδίων που μετρήθηκαν και το αποτέλεσμα της προσομοίωσης του μοντέλου. Η κατανομή της μάζας που υπολογίστηκε από το σύστημα συμπίπτει ικανοποιητικά με την δεύτερη “τάξη”, η οποία αντιστοιχεί σε μεταφορά σωματιδίων Αφρικανικής σκόνης (Spyrou et al., 2010).



Σχήμα 3.4.2.1 : Κατανομές μάζας σωματιδίων σκόνης κατά τη διάρκεια επεισοδίου μεταφοράς σκόνης στην Κρήτη 4 – 6 Μαρτίου 2005. Καταγράφονται τα δεδομένα του οργάνου (impactor inverted data), οι διαφορετικές “τάξεις” της κατανομής και τα αποτελέσματα του μοντέλου (Gerasopoulos et al; 2007; Spyrou et al., 2010).

3.4.3. Ανάπτυξη Σχήματος Υπολογισμού Οριακής ταχύτητας τριβής

Η κύρια παράμετρος για τον προσδιορισμό της έντασης των περιοχών που δρουν ως πηγές σκόνης είναι η ταχύτητα του ανέμου και η ικανότητα της να αποκολλήσει σωματίδια από το έδαφος και να τα εισάγει στην ατμόσφαιρα. Μια επαρκής παραμετροποίηση αυτής της διαδικασίας είναι τόσο σημαντική όσο και δύσκολη, καθώς η παραγωγή σκόνης εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως τον τύπο βλάστησης, την υγρασία και την υφή του εδάφους, την ταχύτητα τριβής και άλλους που θα δούμε αναλυτικά στη συνέχεια.

Ένα σωματίδιο σκόνης που είναι αρχικά σε κατάσταση ακινησίας δέχεται τις εξής δυνάμεις: Το βάρος του, τις δυνάμεις συνοχής και συνάφειας με τα άλλα σωματίδια και το έδαφος και την δύναμη από τον άνεμο. Οι δύο πρώτες δυνάμεις εξαρτώνται από το μέγεθος των σωματιδίων, ενώ η τελευταία από την ικανότητα μεταφοράς της ενέργειας από τον άνεμο στην επιφάνεια, η οποία εξαρτάται κυρίως από τα στοιχεία τραχύτητας και την υγρασία του εδάφους (Marticorena and Bergametti, 1995, MaB95). Όλες αυτές οι παράμετροι ορίζουν την ελάχιστη (οριακή) ταχύτητα τριβής (threshold friction velocity, U_t^*) που απαιτείται για να θέσει σε κίνηση ένα σωματίδιο. Από τη στιγμή εκείνη η τροχιά που θα ακολουθήσει εξαρτάται από το βάρος του και την ταχύτητα του ανέμου.

Σωματίδια άμμου (sand, $D > 60 \mu\text{m}$) ανασηκώνονται από το έδαφος σε ύψος μερικών δεκάδων εκατοστών, αλλά λόγω του βάρους τους επιστρέφουν στην επιφάνεια πολύ γρήγορα ($\sim 20 \text{ min}$, Zender et al., 2003). Από την πρόσκρουση στην επιφάνεια ελευθερώνουν μικρότερα σωματίδια πηλού (clay, $D < 2.5 \mu\text{m}$) και ιλύς (silt, $2.5 \mu\text{m} < D < 60 \mu\text{m}$), τα οποία εισάγονται στην ατμόσφαιρα και έχουν αρκετά μεγάλο χρόνο παραμονής σε αυτή, ώστε να μεταφερθούν σε μεγαλύτερες αποστάσεις. Η διαδικασία αυτή του “βομβαρδισμού” (saltation bombardment) αποτελεί τον κυρίως μηχανισμό παραγωγής σωματιδίων σκόνης από τις ερήμους (Alfaro and Gomes, 2001; Grini et al., 2002, Zender et al., 2003; Spyrou et al., 2010).

Ο υπολογισμός της οριακής ταχύτητας τριβής, πάνω από την οποία ξεκινάει η διαδικασία του βομβαρδισμού ακολουθεί την παραμετροποίηση των Marticorena and Bergametti (1995):

$$U_*^t = \begin{cases} \frac{0.129 \cdot \left(\frac{\rho_p g D_{opt}}{\rho_a} \right)}{(1.928 \text{Re } F^{0.092} - 1)^{0.5}} & 0.03 < \text{Re } F < 10 \\ 0.12 \cdot \left(\frac{\rho_p g D_{opt}}{\rho_a} \right) \left(1 - 0.0858 e^{-0.0617(\text{Re } F - 10)} \right) & \text{Re } F > 10 \end{cases} \quad (3.4.3.1)$$

Όπου ρ_p η πυκνότητα των σωματιδίων, ρ_a η πυκνότητα του αέρα, g η επιτάχυνση της βαρύτητας, $D_{opt} = 60 \mu\text{m}$ η βέλτιστη διάμετρος για την οποία η οριακή ταχύτητα τριβής έχει τη μικρότερη τιμή της και $\text{Re } F$ ο αριθμός Reynolds. Για τον υπολογισμό του αριθμού Reynolds χρησιμοποιείται μια εμπειρική σχέση που προκύπτει από

πειράματα σε αεροσήραγγες: $Re F = a * D_{opt}^{1.56} + b$, με $a = 1331 cm^{-1}$ και $b = 0.38$.

Χρησιμοποιώντας τη σχέση αυτή τα σφάλματα στον υπολογισμό του U_t^* δεν ξεπερνούν το 3% (MaB95).

Στον υπολογισμό της οριακής ταχύτητας τριβής σημαντικό ρόλο παίζει η υγρασία του εδάφους. Ξηρά εδάφη είναι πιο εύκολο να αποκολλήσουν σωματίδια από περιοχές με αυξημένη υγρασία λόγω π.χ. υψηλής βροχόπτωσης. Μια σειρά παραμετροποιήσεων έχουν προταθεί για την περιγραφή αυτού του φαινομένου (Pye, 1987; Gillette 1988; Shao et al. 1996, Fecan et al., 1999). Στο μοντέλο SKIRON επιλέχθηκε η παραμετροποίηση του Fecan et al., 1999 στην οποία η μέγιστη υγρασία εδάφους που επιτρέπεται για την παραγωγή σκόνης εξαρτάται από την περιεκτικότητα του εδάφους σε πηλό:

$$w' = 0.0014(\%clay)^2 + 0.17(\%clay) \quad (3.4.3.2)$$

Για τον πληρέστερο υπολογισμό της οριακής υγρασίας w' χρησιμοποιήθηκε ξεχωριστή βάση δεδομένων για τον καθορισμό της περιεκτικότητας του εδάφους σε πηλό (Reynolds et al., 1999). Η τελική τιμή της οριακής ταχύτητας τριβής υπολογίζεται έτσι ως:

$$U_*^t = \begin{cases} U_*^t & w \leq w_t \\ U_*^t \sqrt{1 + 1.21(w - w')^{0.68}} & w > w_t \end{cases} \quad (3.4.3.3)$$

Η κατακόρυφη ροή σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα κυριαρχείται από τη διαδικασία αυτή του “βομβαρδισμού”, καθώς η απευθείας παραγωγή αερολυμάτων είναι αμελητέα, λόγω της πολύ μεγάλης οριακής ταχύτητας τριβής που αυτά εμφανίζουν (Greeley and Iversen, 1985). Για τον υπολογισμό της κατακόρυφης ροής βρίσκουμε πρώτα την οριζόντια ροή της μάζας των μεγαλύτερων σωματιδίων άμμου, που ξεκινάνε τη διαδικασία βομβαρδισμού:

$$Q_s = \frac{C \cdot \rho \cdot U_*^3}{g} \left(1 - \frac{U_{*t}}{U_*} \right) \left(1 + \frac{U_{*t}}{U_*} \right) \quad (3.4.3.4)$$

όπου $C = 2.61$, ρ η πυκνότητα του ατμοσφαιρικού αέρα, g η επιτάχυνση της βαρύτητας, U_* η ταχύτητα τριβής του ανέμου και U_{*t}^* η οριακή ταχύτητα τριβής (White 1979). Η οριζόντια ροή συνδέεται με την κατακόρυφη ροή των παραγόμενων σωματιδίων μέσω ενός συντελεστή απόδοσης a (sandblasting mass efficiency – Shao and Leslie 1997; Marticorena et al., 1997):

$$a = 100 \exp[(13.4M_{clay} - 6)\ln 10] \quad (3.4.3.5)$$

όπου M_{clay} η περιεκτικότητα του εδάφους σε πηλό. Ο συντελεστής a εμφανίζει μεγάλη ευαισθησία στην περιεκτικότητα σε πυλό, καθώς αυξάνει 3 τάξεις μεγέθους στο διάστημα $0.20 < M_{clay} < 0$, κάνοντας επιτακτική τη χρήση της λεπτομερούς βάσης δεδομένων των Reynolds et al., (1999).

3.4.4. Πηγές Σκόνης – Βελτίωση Υπομοντέλου Εδάφους

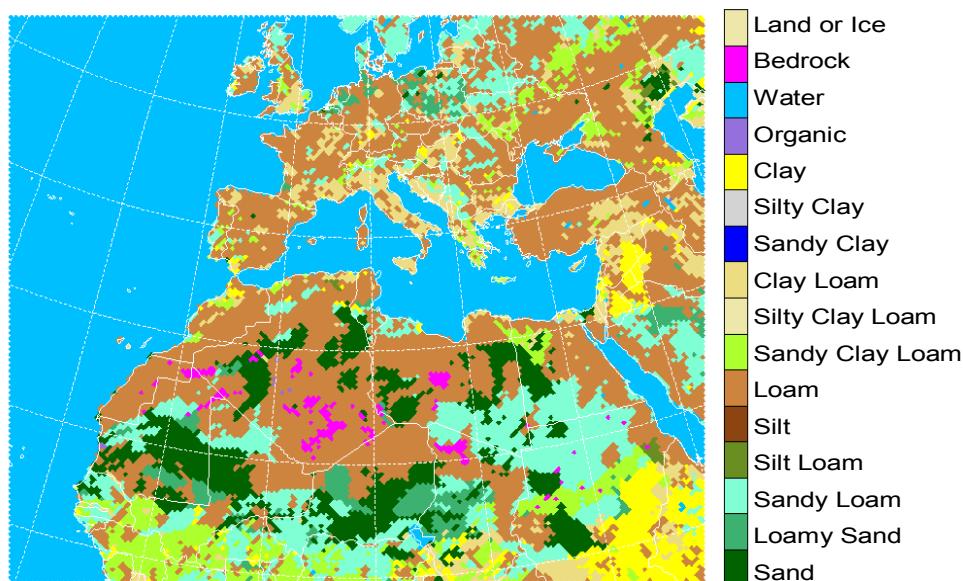
Κυρίαρχο ρόλο στις διεργασίες παραγωγής σωματιδίων σκόνης από την επιφάνεια διαδραματίζουν τα χαρακτηριστικά του εδάφους. Ο τύπος βλάστησης, το είδος του εδάφους, η περιεκτικότητα του σε πηλό και η υγρασία του αποτελούν σημαντικούς παράγοντες που ρυθμίζουν ουσιαστικά την ικανότητα παραγωγής της πηγής. Το ύψος του οριακού στρώματος, η τυρβώδης κατάσταση της επιφάνειας, οι τοπικές κυκλοφορίες αποτελούν φαινόμενα που εξαρτώνται σημαντικά από την κατάσταση της επιφάνειας και επηρεάζουν την παραγωγή σωματιδίων. Η χρήση πληρέστερων βάσεων δεδομένων οδήγησε σε βελτίωση των αποτελεσμάτων του μοντέλου, κυρίως όσον αφορά στην αναπαράσταση της θερμοκρασιακής μεταβολής (Kallos et al., 2008; Spyrou et al., 2010).

Για την πληρέστερη περιγραφή των φαινομένων αυτών αναπτύχθηκε διαδικασία προσαρμογής σύγχρονων βάσεων δεδομένων στη δομή του μοντέλου SKIRON. Για την αναπαράσταση της υφής του εδάφους χρησιμοποιήθηκε η βάση των Miller και White (1998), βασισμένη στην γεωγραφική κατηγοριοποίηση του Αμερικανικού Υπουργείου Γεωργίας (U.S. Department of Agriculture's State Soil Geographic Database – Σχήμα 3.4.4.1). Η συγκεκριμένη βάση περιλαμβάνει 16 κατηγορίες υφής εδάφους με ανάλυση 30'' της μοίρας και περιέχει επίσης πληροφορίες για μια σειρά φυσικών παραμέτρων που χρειάζονται στο ατμοσφαιρικό μοντέλο, όπως το πόσο πορώδες είναι το έδαφος, η ικανότητά του να συγκρατεί νερό, η θερμική αγωγιμότητα και άλλες θερμοδυναμικές παραμέτρους (Πίνακας 3.4.4.1).

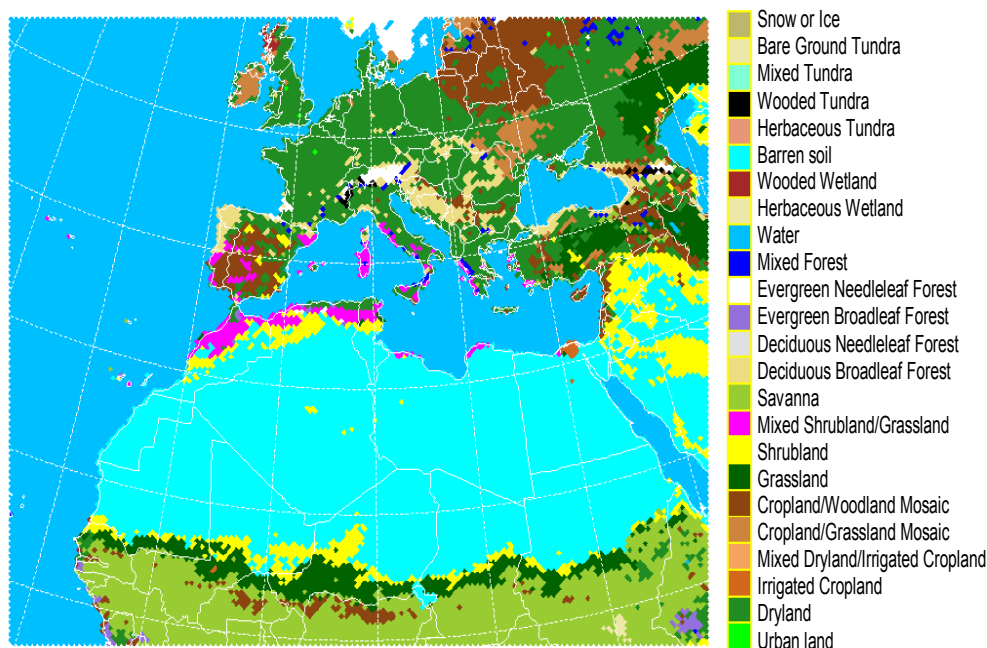
Όσον αφορά τον τύπο βλάστησης χρησιμοποιούνται οι 24 κατηγορίες U.S. Geological Survey (USGS), επίσης με ανάλυση 30'' (Anderson et al. 1976). Το παγκόσμιο αυτό σετ δημιουργήθηκε από δεδομένα του AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) και εμπλουτίστηκε με την προσθήκη αστικών περιοχών προερχόμενες από το Αμερικανικό Υπουργείο Άμυνας (Grossman-Clarke et al.,

2005). Περιέχει επίσης μια σειρά από πληροφορίες όπως η τραχύτητα και η λευκαύγεια του εδάφους (Πίνακας 3.4.4.2). Για τη χρήση αυτής της βάσης δεδομένων αναπτύχθηκε κατάλληλη διαδικασία προσαρμογής του τύπου βλάστησης στο πλέγμα του μοντέλου SKIRON (Σχήμα 3.4.4.2).

Για τον προσδιορισμό των περιοχών που μπορούν να λειτουργήσουν ως πηγές σωματιδίων σκόνης υπολογίζεται κατά πόσο ένα “κουτί” πλέγματος (grid box) καλύπτεται από ερημικές περιοχές ως:

$$A_m = \frac{\text{αριθμός ερημικών σημείων}}{\text{συνολικός αριθμός σημείων}}$$


Σχήμα 3.4.4.1 : Οι 16 κατηγορίες τύπου εδάφους που προσαρμόστηκαν στο σύστημα SKIRON



Σχήμα 3.4.4.2 : Οι 24 κατηγορίες βλάστησης που προσαρμόστηκαν στο σύστημα SKIRON

N	b parameter	Air dry soil moisture content limits	Maximum soil moisture content - porosity ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	Saturated soil potential (m)	Saturated soil hydraulic conductivity (m s^{-1})	
1	2.79	0.01	0.339	0.069	1.07E-06	SAND
2	4.26	0.028	0.421	0.036	1.41E-05	LOAMY SAND
3	4.74	0.047	0.434	0.141	5.23E-06	SANDY LOAM
4	5.33	0.084	0.476	0.759	2.81E-06	SILT LOAM
5	5.33	0.084	0.476	0.759	2.81E-06	SILT
6	5.25	0.066	0.439	0.355	3.38E-06	LOAM
7	6.66	0.067	0.404	0.135	4.45E-06	SANDY CLAY LOAM
8	8.72	0.12	0.464	0.617	2.04E-06	SILTY CLAY LOAM
9	8.17	0.103	0.465	0.263	2.45E-06	CLAY LOAM
10	10.73	0.1	0.406	0.098	7.22E-06	SANDY CLAY
11	10.39	0.126	0.468	0.324	1.34E-06	SILTY CLAY
12	11.55	0.138	0.468	0.468	9.74E-07	CLAY
13	5.25	0.066	0.439	0.355	3.38E-06	ORGANIC MATERIAL
14	0	0	1	0	0	WATER
15	2.79	0.006	0.2	0.069	1.41E-04	BEDROCK
16	4.26	0.028	0.421	0.036	1.41E-05	OTHER(land-ice)

Πίνακας 3.4.4.1: Θερμοφυσικά χαρακτηριστικά για τις 16 κατηγορίες υφής εδάφους (<http://www.rap.ucar.edu>)

N	Surface albedo	Roughness length (m)	Minimum stomatal resistance (s m^{-1})	R_{gl} parameter (radiation stress function)	hs parameter (vapour pressure deficit function)	
1	0.15	1	200	999	999	Urban and Built-Up Land
2	0.19	0.07	40	100	36.25	Dryland Cropland and Pasture
3	0.15	0.07	40	100	36.25	Irrigated Cropland and Pasture
4	0.17	0.07	40	100	36.25	Mixed Dryland/Irrigated Cropland and Pasture
5	0.19	0.07	40	100	36.25	Cropland/Grassland Mosaic
6	0.19	0.15	70	65	44.14	Cropland/Woodland Mosaic
7	0.19	0.08	40	100	36.35	Grassland
8	0.25	0.03	300	100	42	Shrubland
9	0.23	0.05	170	100	39.18	Mixed Shrubland/Grassland
10	0.2	0.86	70	65	54.53	Savanna
11	0.12	0.8	100	30	54.53	Deciduous Broadleaf Forest
12	0.11	0.85	150	30	47.35	Deciduous Needleleaf Forest
13	0.11	2.65	150	30	41.69	Evergreen Broadleaf Forest
14	0.1	1.09	125	30	47.35	Evergreen Needleleaf Forest
15	0.12	0.8	125	30	51.93	Mixed Forest
16	0.19	0.001	100	30	51.75	Water Bodies
17	0.12	0.04	40	100	60	Herbaceous Wetland
18	0.12	0.05	100	30	51.93	Wooded Wetland
19	0.12	0.01	999	999	999	Barren or Sparsely Vegetated
20	0.16	0.04	150	100	42	Herbaceous Tundra
21	0.16	0.06	150	100	42	Wooded Tundra
22	0.16	0.05	150	100	42	Mixed Tundra
23	0.17	0.03	200	100	42	Bare Ground Tundra
24	0.7	0.001	999	999	999	Snow or Ice

Πίνακας 3.4.4.2 : Φυσικά χαρακτηριστικά για τις 24 κατηγορίες βλάστησης (<http://www.rap.ucar.edu>)

3.4.5 Επίδραση του Ιξώδους Υποστρώματος

Στο σχεδιασμό του σχήματος για την παραγωγή της σκόνης χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του ιξώδους υποστρώματος (viscous sublayer, VSL, Janjic, 1994). Σε αυτό βοήθησε το γεγονός ότι υπάρχει φυσική ομοιότητα μεταξύ της τυρβώδους ανάμειξης πάνω από τη θάλασσα και πάνω από ερήμους (Chamberlain, 1993, Segal, 1990). Ακολουθώντας την αναλογία για την ανταλλαγή στο έδαφος ορμής / θερμότητας / υγρασίας, όπως γίνεται στο μοντέλο Eta, εδώ θεωρήθηκε ότι στην περίπτωση της ανάμειξης της σκόνης δημιουργείται ένα λεπτό ιξώδες στρώμα πάχους λίγων cm αμέσως επάνω από την ερημική επιφάνεια. Αυτό συμβαίνει όταν επικρατούν συνθήκες στρωτής ροής. Με την αύξηση της τυρβώδους ανάμειξης η ροή μετατρέπεται σε τυρβώδη. Όταν η ροή γίνει τελείως τυρβώδης, εξαφανίζεται το ιξώδες στρώμα και αρχίζει κινητικότητα και κίνηση σε παραβολική τροχιά των σωματιδίων επάνω από επιφάνειες με σκόνη. Η φάση της κινούμενης σκόνης έχει πολλές ομοιότητες με το σπάσιμο των κυμάτων με αφρό στη θάλασσα. Κάτω από αυτές τις συνθήκες γίνεται μια αποδοτική ανταλλαγή υλικού (σκόνης) μεταξύ της επιφάνειας της ερήμου και της ατμόσφαιρας.

Οι υπολογισμοί των ροών σκόνης στην επιφάνεια εκτελούνται με ανάλογο τρόπο με την ανάμειξη της υγρασίας σε επιφάνεια πάνω από θάλασσα στο μοντέλο Eta. Η συγκέντρωση σκόνης στην κορυφή του VSL, η C_1 ορίζεται ως:

$$C_1 = C_s + \left(\frac{z_{1s}}{\omega} \right) F_s \quad (3.4.5.1)$$

Όπου C_s η συγκέντρωση στην επιφάνεια, ω η τυρβώδης διάχυση και F_s η τυρβώδης ροή στην επιφάνεια πάνω από το VSL. Η συγκέντρωση C_s παραμετροποιείται σαν μια συνάρτηση της ταχύτητας τριβής στην ακόλουθη μορφή:

$$C_s = \Gamma \lambda u_*^3 \left(1 - \frac{u_{*t}}{u_*} \right) \quad (3.4.5.2)$$

Όπου το $u_{*t} = 0.15$ m/sec και το λ μια εμπειρική σταθερά. Με τη χρήση του συντελεστή Γ , μπορεί να μετρηθεί η επίδραση της υγρασίας του εδάφους στην παραγωγή σκόνης:

$$\Gamma = \begin{cases} \left(1 - \frac{w}{w_t} \right) & w < w_t \\ 0 & w \geq w_t \end{cases} \quad (3.4.5.3)$$

Όπου το $w_t = 0.2 \text{ Kg/m}^3$ είναι το ανώτατο όριο της υγρασίας του εδάφους στο μοντέλο Eta. Στην εξίσωση 3.4.5.3 η παραγωγή σκόνης σταματά αν η υγρασία του εδάφους γίνει ίση με w_t .

Αντίστοιχα με τις άλλες μεταβλητές του μοντέλου, το “βάθος” του VSL, το Z_{1S} , δίνεται από τη σχέση:

$$z_{1S} = \zeta M \frac{\omega R r^{1/4} Sc^{1/2}}{u_*} \quad (3.4.5.4)$$

Όπου το $\zeta = 0.35$ και το M μια εμπειρική σταθερά. Τα υπόλοιπα σύμβολα που χρησιμοποιούνται στην (3.6.5.4) είναι τα εξής:

- Αριθμός Reynolds : $Rr = \frac{z_0 u_*}{\nu}$ Αριθμός Schmidt : $Sc = \frac{\nu}{\omega} = 10$
- Μοριακή διάχυση ορμής $\nu = 0.000015 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$
- Μήκος τραχύτητας $z_0 = \max\left(0.018 \frac{u_*}{g}, 1.59 \times 10^{-5} \text{ m}\right)$
- Ταχύτητα τριβής u_* υπολογισμένη από το μοντέλο

Η τυρβώδης ροή σκόνης ορίζεται από τη σχέση:

$$F_s = \left(\frac{K_s}{\Delta z}\right)(C_{LM} - C_1) \quad (3.4.5.5)$$

Όπου K_s ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης για τη σκόνη, που θεωρούμε ότι είναι ίδιος με αυτόν για την αισθητή θερμότητα, και με C_{LM} η συγκέντρωση στο χαμηλότερο επίπεδο του μοντέλου. Θεωρώντας ότι η συνέχεια για τις ροές εκτείνεται κατά μήκος του VSL η συγκέντρωση στην κορυφή του VSL υπολογίζεται από τη σχέση:

$$C_1 = \frac{C_s + \alpha C_{LM}}{1 + \alpha}, \quad \alpha = \frac{\left(\frac{K_s}{\Delta z}\right)}{\left(\frac{\omega}{z_{1S}}\right)} \quad (3.4.5.6)$$

Σύμφωνα με την 3.4.5.2 το C_1 μπορεί να θεωρηθεί σαν μια στατιστική (weighted) μέση τιμή των C_s και C_{LM} . Το C_1 αναπαριστά τη συνθήκη του χαμηλότερου ορίου για το σχήμα της τυρβώδους ανάμειξης.

Επομένως με βάση τις 3.4.5.1 και 3.4.5.2 προκύπτει:

$$F_s = \left(\frac{K_s^*}{\Delta z} \right) (C_{LM} - C_1) \quad \mu\epsilon \quad K_s^* = \frac{1}{1+a} K_s \quad (3.4.5.7)$$

Οι δύο οριακές ταχύτητες $u_{*1} = 0.225$ m/sec και $u_{*1} = 0.7$ m/sec οριοθετούν διαφορετικές καταστάσεις ροής: α) στρωτή, β) τυρβώδης, και γ) πολύ τυρβώδης κατάσταση με κίνηση σε παραβολική τροχιά (saltation) των σωματιδίων σκόνης. Για παράδειγμα στο πρώτο όριο η εμπειρική σταθερά M παίρνει τιμές από 30 έως 10 (Janjic, 1994, Liu et al., 1979).

Η τυρβώδης ανάμειξη πάνω από το πάνω από το επιφανειακό στρώμα παραμετροποιείται με την εξίσωση της κατακόρυφης διάχυσης (Janjic, 1990):

$$C_L^{n+1} = C_L^n + \frac{\Delta t}{\Delta z_L} \left(K_{H,L-1/2} \frac{C_{L-1}^n - C_L^{n+1}}{\Delta z_{L-1/2}} - K_{H,L+1/2} \frac{C_L^{n+1} - C_L^n}{\Delta z_{L+1/2}} \right) \quad (3.4.5.8)$$

Στην επιφάνεια των ερήμων, λόγω υπερθέρμανσης του εδάφους, μπορούν να δημιουργηθούν έντονα ανοδικά ρεύματα, τα οποία συνδέονται με έντονη κατακόρυφη μεταφορά σκόνης, ακόμα και με την απουσία διάτμησης ανέμου στην επιφάνεια. Σε αυτές τις περιπτώσεις οι ροές δεν υπολογίζονται μέσω της (3.4.2.1), καθώς κάτω από shear-free συνθήκες παύει να υφίσταται η ταχύτητα τριβής u_* δημιουργώντας προβλήματα απροσδιοριστίας στον υπολογισμό των ροών στην επιφάνεια.

Η μέθοδος του Beljaars (1994), η οποία χρησιμοποιείται στο μοντέλο Eta, εξαλείφει το πρόβλημα διορθώνοντας την τυρβώδη κινητική ενέργεια με την κινητική ενέργεια του ανέμου κοντά στην επιφάνεια (near – surface wind) που δημιουργείται από τους μεγάλης κλίμακας στροβίλους (eddies, Janjic, 1996b). Με τη διόρθωση του Beljaars η επιφανειακή ροή λόγω θερμικών κινήσεων (buoyancy) μετατρέπεται στην τυρβώδη κινητική ενέργεια του ανέμου κοντά στην επιφάνεια. Το ποσό της επιφανειακής θερμικής ροής που μετατρέπεται σε τυρβώδη κινητική ενέργεια δίνεται από τη σχέση

$$U_B^2 = (1.2 \times W^*)^2, \quad \mu\epsilon \quad W^* = \left[\frac{1}{273} \times gh(\overline{w''T}) \right]^{1/3} \quad (3.4.5.9)$$

Όπου h το βάθος του επιφανειακού στρώματος που δημιουργείται λόγω buoyancy. Ουσιαστικά η διόρθωση που εισάγει ο Beljaars πραγματοποιείται προσθέτοντας την ταχύτητα U_B στο πάνω όριο του επιφανειακού στρώματος.

Κάτω από αυτές τις συνθήκες η ροή εμφανίζει μια δικιά της ξεχωριστή διάτμηση της ταχύτητας του ανέμου, η οποία χαρακτηρίζεται από μία “ελάχιστη ταχύτητα τριβής” U_* και ένα “ελάχιστο μήκος Monin – Obukhov” L^* . Το πλανητικό οριακό

στρώμα εμφανίζεται καλά οργανωμένο σε συνδυασμό με ένα σχετικά ομαλό μήκος τραχύτητας. Για τον υπολογισμό της ροής σκόνης (F_s) χρησιμοποιείται ο “αεροδυναμικός” συντελεστής ανάμειξης:

$$K_{AC} = \frac{F_s}{U_* \Delta C_A} \quad (3.4.5.10)$$

Η παραπάνω εξίσωση ισχύει για ένα μεγάλο εύρος τυρβώδους συνθηκών, $10^{-10} \leq \frac{z_{0u}}{h} \leq 10^{-5}$, όπου z_{0u} το μήκος τραχύτητας για την ορμή. Επίσης η συγκέντρωση ΔC_A δίνεται:

$$\Delta C_A = C_{AS} - C_{LM} = \left(C_S - \frac{F_C}{kU_*} \ln \frac{z_{0u}}{z_{0C}} \right) - C_{LM} \quad (3.4.5.11)$$

Όπου $k=0.4$ η σταθερά Von Karman, C_{LM} η συγκέντρωση στο χαμηλότερο επίπεδο του μοντέλου, C_S η συγκέντρωση στην επιφάνεια και C_{AS} η συγκέντρωση στο επίπεδο z_{0u} . Με βάση τον Zilitinkevich et al. (1998) γίνονται οι παρακάτω προσεγγίσεις:

$$\frac{U_*}{W_*} = 0.36 \left(\frac{z_{0M}}{h} \right)^{0.1} \quad \text{και} \quad K_{AC} = \frac{1}{4.4 \left(\frac{h}{z_{0u}} \right)^{0.1} - 1.5} \quad (3.4.5.12)$$

Επομένως η επιφανειακή ροή στα σημεία του μοντέλου όπου επικρατούν shear – free συνθήκες υπολογίζεται ως:

$$F_s = \frac{0.36 \left(\frac{z_{0u}}{h} \right) W_* (C_S - C_{LM})}{\frac{1}{k} \ln \frac{z_{0u}}{z_{0C}} + 4.4 \left(\frac{z_{0u}}{h} \right)^{-1} - 1.7} \quad (3.4.5.13)$$

3.4.6. Βελτίωση Αλγορίθμων Ξηρής και Υγρής Εναπόθεσης Σωματιδίων

Η απομάκρυνση των σωματιδίων σκόνης από την ατμόσφαιρα πραγματοποιείται με δύο μηχανισμούς: την ξηρή και την υγρή εναπόθεση. Η ξηρή εναπόθεση στο μοντέλο παραμετροποιείται με βάση το σχήμα αντιστάσεων των Kumar et al., (1996), αντικαθιστώντας το προηγούμενο σχήμα του Georgi (1986), που προυπήρχε στο

μοντέλο SKIRON (Nickovic et al., 2001). Η ταχύτητα εναπόθεσης κάθε σωματιδίου υπολογίζεται ως:

$$V_d = V_{sed} + \frac{1}{r_a + r_b + r_a r_b V_{sed}} \quad (3.4.6.1)$$

όπου $r_a = \frac{1}{ku_*} \left[\ln \left(\frac{1}{z_0} \right) - \varphi_h \right]$ και $r_b = \frac{1}{u_* (S_c^{-2/3} + 10^{-3/S_i})}$ η αεροδυναμική αντίσταση

(aerodynamic resistance) και η αντίσταση του εδάφους (boundary resistance), k η σταθερά von Karman, z_0 το μήκος τραχύτητας της επιφάνειας, φ_h ένας διορθωτικός όρος ευστάθειας (stability correction term), S_i ο αριθμός Stokes που χαρακτηρίζει την ατμοσφαιρική ροή του αέρα και V_{sed} η οριακή ταχύτητα εναπόθεσης όπως αυτή προσδιορίζεται από το νόμο του Stokes. Έτσι η μεταβολή στη συγκέντρωση της σκόνης λόγω ξηρής εναπόθεσης σε κάθε επίπεδο LM του μοντέλου υπολογίζεται ως

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{SINKddep} = - \left(\frac{\partial v_{dep}}{\partial t} \right)^{LM} \quad (3.4.6.2)$$

Όσον αφορά την υγρή εναπόθεση αναπτύχθηκε και προσαρμόστηκε στο σύστημα μία σύγχρονη διαδικασία που περιλαμβάνει παραμετροποιήσεις για “σάρωση” (scavenging) τόσο μέσα στο νέφος, όσο και κάτω από αυτό. Η χωρική μεταβολή της συγκέντρωσης των σωματιδίων λόγω βροχής εξαρτάται από ένα συντελεστή “σάρωσης” (scavenging coefficient) Λ ως $\frac{\partial C}{\partial t} = -\Lambda C$. Για σωματίδια μέσα στο

σύννεφο ο συντελεστής υπολογίζεται ως $\Lambda_c = 4.2 \times 10^{-7} \frac{EP}{d_d}$, όπου E είναι η

ικανότητα συλλογής, P ο ρυθμός βροχόπτωσης και d_d η διάμετρος των σταγόνων του νέφους. Για διεργασίες συλλογής κάτω από το νέφος εφαρμόζεται η παραμετροποίηση των Seinfeld and Pandis (1998):

$$E(d_p) = \frac{4}{Re Sc} \left(1 + 0.4 Re^{1/2} Sc^{1/3} + 0.16 Re^{1/2} Sc^{1/2} \right) + 4\phi \left[\frac{\mu}{\mu_w} + \phi(1 + Re^{1/2}) \right] + \left(\frac{St - S^*}{St - S^* + 2/3} \right)^{3/2}$$

όπου μ και μ_w το κινηματικό ιξώδες του αέρα ($1.8 \cdot 10^{-5} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) και του νερού ($10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) αντίστοιχα, $\phi = d_p / d_d$ ο λόγος της διαμέτρου του σωματιδίου προς τη

διάμετρο των υδροσταγόνων, S_c ο αριθμός Schmidt και S_t ο αριθμός Stokes. Τέλος η παράμετρος S^* υπολογίζεται ως $S^* = \frac{1.2 + \ln(1 + Re)/12}{1 + \ln(1 + Re)}$.

3.4.7. Παράμετροι Που Σχετίζονται με τη Μεταφορά

3.4.7.1 Οριζόντια Μεταφορά

Στο μοντέλο Eta χρησιμοποιείται το ακόλουθο σχήμα για την περιγραφή της οριζόντιας μεταφοράς των σωματιδίων:

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{adv} = -u \frac{\partial C}{\partial x} - v \frac{\partial C}{\partial y} \quad (3.4.7.1.1)$$

Σε μία διάσταση η μεταφορά υπολογίζεται με τη χρήση του ακόλουθου σχήματος:

$$C_j^{n+1} = C_j^n - \mu \frac{C_j^n - C_{j-1}^n}{\Delta x} - \frac{1}{3} \mu (C_{j-1}^n - 2C_j^n + C_{j+1}^n) \quad (3.4.7.1.2)$$

Όπου j σημείο του πλέγματος, n το χρονικό επίπεδο, $\mu = c \frac{\Delta t}{\Delta x}$ ο αριθμός Courant, c η ταχύτητα μεταφοράς και Δx και Δt το χωρικό και χρονικό βήμα αντίστοιχα. Σε δύο διαστάσεις ακολουθείται παρόμοια διαδικασία, αθροίζοντας τις συνεισφορές στους x και y άξονες.

3.4.7.2 Κατακόρυφη Μεταφορά

Συμβατικά σχήματα κατακόρυφης μεταφοράς μπορεί να δώσει αρνητικές τιμές σε ποσότητες όπως η συγκέντρωση της σκόνης. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται το σχήμα Van Leer (1977):

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t} \right)_{adv} = -W \frac{\partial C}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} (CW) + C \frac{\partial W}{\partial z} \quad (3.4.7.2.1)$$

Όπου $W = w - v_g$ η σχετική κατακόρυφη ταχύτητα, w η κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου και v_g η ταχύτητα εναπόθεσης λόγω βαρύτητας η οποία δίνεται από τη φόρμουλα του Stokes:

$$v_{gk} = \frac{2g\rho_{pk}R_k^2}{9\nu} \quad (3.4.7.2.2)$$

Με ρ_{pk} η πυκνότητα των σωματιδίων, R_k η ακτίνα των σωματιδίων, v το κινηματικό ιξώδες του αέρα και g η επιτάχυνση της βαρύτητας.

3.3.7.3 Κατακόρυφη Διάχυση

Στο μοντέλο Eta χρησιμοποιείται το σχήμα των Kolmogorov – Heisenberg:

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{vdif} = -\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z \frac{\partial C}{\partial z}\right) \quad (3.4.7.3.1)$$

Θεωρώντας ότι το K_z είναι ίσο με τους αντίστοιχους συντελεστές για τη θερμοκρασία και την υγρασία.

3.3.7.4 Πλευρική Διάχυση

Στην εξίσωση μεταφοράς εφαρμόζεται το σχήμα δευτέρας τάξης:

$$\left(\frac{\partial C}{\partial t}\right)_{ldif} = -\nabla(K_H \nabla C) \quad (3.4.7.4.1)$$

Όπου ο συντελεστής K_H εξαρτάται από την παρουσία τυρβώδους κινητικής ενέργειας (Janjic, 1990):

$$K_H = F d_{\min} \sqrt{2(\Delta_x u - \Delta_y v)^2 + 2(\Delta_x u + \Delta_y v)^2 + F''TK} \quad (3.4.7.4.2)$$

Όπου F και F' εμπειρικές σταθερές, $d_{\min}$ η ελάχιστη πλεγματική απόσταση και $ΤΚΕ$ η τυρβώδης κινητική ενέργεια όπως αυτή υπολογίζεται μέσα στο μοντέλο.

Κεφάλαιο	ΤΟ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΜΕΝΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ RRTM
4	

Η αξιόπιστη περιγραφή της επίδρασης των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στηρίχθηκε στην προσαρμογή/βελτίωση και χρήση κατάλληλου αλγορίθμου για το χειρισμό των υπό μελέτη φαινομένων. Κύριος άξονας για την επιλογή του υπομοντέλου ακτινοβολίας ήταν η ακρίβεια και η ταχύτητα στους υπολογισμούς, τόσο στην γενικότερη περιγραφή του ισοζυγίου στην ατμόσφαιρα και στο έδαφος, όσο και στη δυνατότητα χειρισμού της επίδρασης των αιωρούμενων σωματιδίων. Για το σκοπό αυτό επιλέχθηκε το μοντέλο RRTM (Rapid Radiative Transfer Model – Mlawer et al., 1997; Oreopoulos et al., 1999; Iacono et al., 2000; Pincus et al., 2003; Baker et al., 2003; Clough et al., 2005; Morcrette et al., 2008; Iacono et al., 2008).

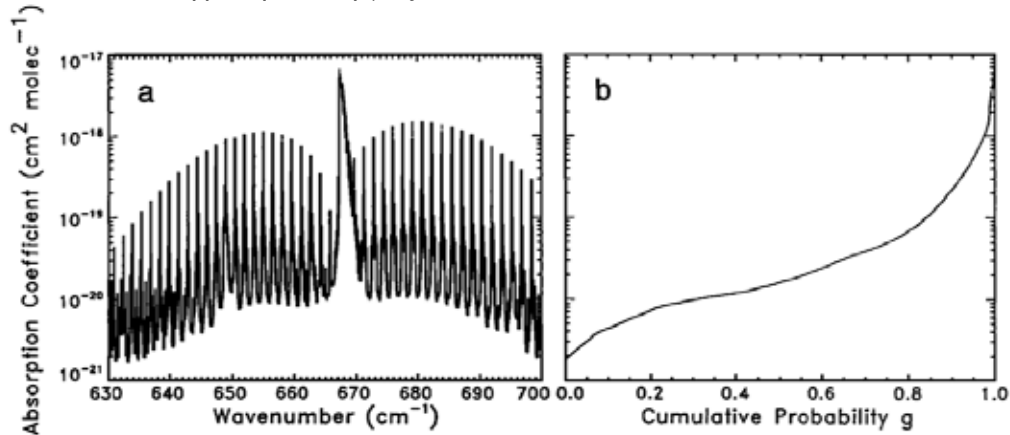
Στόχος για τη δημιουργία και ανάπτυξη του RRTM ήταν να δημιουργηθεί ένα σύστημα που να έχει την ακρίβεια των καλύτερων “γραμμή-με-γραμμή” (line-by-line) φασματικών μοντέλων, αλλά να απαιτεί μικρότερη υπολογιστική ισχύ και να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν κομμάτι ενός κλιματικού ή ενός μέσης κλίμακας ατμοσφαιρικού μοντέλου. Το RRTM αποτελεί παράγωγο του προγράμματος ARM (Atmospheric Radiation Measurement Program – Stokes and Schwartz, 1994), γεγονός το οποίο επέτρεψε στους δημιουργούς του να έχουν μια μεγάλη βάση δεδομένων για αξιολόγηση και βελτίωση. Για τον υπολογισμό των ροών και των ρυθμών θέρμανσης και ψύξης χρησιμοποιείται η μέθοδος της κ-συσχέτισης (correlated-k method – Ambartsumian, 1936; Arking and Grossman 1972; Wang et al., 1976; Goody et al., 1989; Lacis and Oinas, 1991; Fu and Liou, 1992), η οποία επιλέχθηκε για την ακρίβεια και ταχύτητα στην εκτέλεση υπολογισμών, αλλά και για την προσαρμοστικότητα της σε προβλήματα πολλαπλής σκέδασης.

4.1 Η κ-συσχέτιση και οι κ-κατανομές

Η κ-συσχέτιση (correlated-k) είναι μια προσεγγιστική μέθοδος για τον γρήγορο υπολογισμό των ροών και των ρυθμών θέρμανσης και ψύξης σε μη-ομογενείς ατμόσφαιρες. Η μέθοδος αυτή έχει συγκρίσιμη ακρίβεια με ένα line-by-line μοντέλο

αλλά πραγματοποιεί πολύ μικρότερο αριθμό εργασιών στον υπολογισμό των παραμέτρων ακτινοβολίας. Αρχικά η ατμόσφαιρα χωρίζεται σε ομογενή στρώματα, όσα είναι τα κατακόρυφα επίπεδα του ατμοσφαιρικού μοντέλου (ή όσα επιλέξει ο χρήστης). Οι υπολογισμοί για κάθε στρώμα, σε κάθε μπάνα του φάσματος, πραγματοποιούνται χρησιμοποιώντας ένα μικρό σετ από συντελεστές απορρόφησης, οι οποίοι όμως χαρακτηρίζουν τους συντελεστές απορρόφησης για όλες τις συχνότητες της κάθε φασματικής μπάνας.

Οι συντελεστές φασματικής απορρόφησης $k(\nu)$ μεταβάλλονται ακανόνιστα με τον κυματαριθμό ν , οπότε δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν απευθείας για τον υπολογισμό τέτοιων αντιπροσωπευτικών τιμών. Παρολαυτά αναδιατάσσοντας τους συντελεστές με αύξουσα σειρά, μια χαρακτηριστική τιμή μπορεί να δοθεί για κάποιο συγκεκριμένο κομμάτι της ομαλά πια μεταβαλλόμενης συνάρτησης. Αυτό επιτυγχάνεται μετατρέποντας τη φασματική συσχέτιση του k σε συσχέτιση μιας μεταβλητής g ($k(\nu) \rightarrow k(g)$), όπου $g(k)$ το κλάσμα των συντελεστών απορρόφησης στο υποσύνολο $< k$. Η συνάρτηση $g(k)$ αναφέρεται ως “αθροιστική συνάρτηση πιθανότητας” (cumulative probability function). Ένα παράδειγμα της διεργασίας αυτής φαίνεται στο Σχήμα 4.1.1 για την περιοχή $630 - 700 \text{ cm}^{-1}$. Η διαδικασία μετατροπής $\nu \rightarrow g$ (West et al., 1990), από την οποία προκύπτει η k -κατανομή, αποτελεί και τη βάση λειτουργίας του RRTM.



Σχήμα 4.1.1: Συντελεστές απορρόφησης για το διοξείδιο του άνθρακα για ένα στρώμα σε μια τυπική καλοκαιρινή ατμόσφαιρα στην περιοχή $630\text{--}700 \text{ cm}^{-1}$ (a) συναρτήσει του κυματαριθμού και (b) έχοντας μετατραπεί σε αύξουσα σειρά.

Η επίδραση αυτής της μετατροπής είναι ουσιαστικά η επανατοποθέτηση της σειράς των όρων στην ολοκλήρωση (με βάση τον κυματαριθμό) στις εξισώσεις της ακτινοβολίας. Με αυτόν τον τρόπο η διάδοση ακτινοβολίας στον g χώρο μπορεί να

πραγματοποιηθεί όπως στα μονοχρωματικά μοντέλα. Για παράδειγμα θεωρούμε την εξερχόμενη ακτινοβολία ενός στρώματος :

$$\bar{R}_{\nu 1 \nu 2} = \frac{1}{\nu_2 - \nu_1} \int_{\nu_1}^{\nu_2} d\nu \left(R_0(\nu) + \int_{T_v}^1 [B(\nu, \theta(T_v')) - R_0(\nu)] dT_v' \right) \quad (4.1.1)$$

όπου ν_1 και ν_2 ο αρχικός και τελικός κυμαριθμός του φασματικού διαστήματος, R_0 η εισερχόμενη ακτινοβολία στο στρώμα, $B(\nu, \theta)$ η συνάρτηση Planck για κυμαριθμό ν και θερμοκρασία θ , T_v η εκπομπή (transmittance) για τον οπτικό δρόμο (optical path) του στρώματος και T_v' η εκπομπή σε ένα σημείο του οπτικού δρόμου του στρώματος. Θεωρώντας ότι η συνάρτηση Planck μεταβάλλεται γραμμικά στο στρώμα και ότι το στρώμα είναι ομογενές όσον αφορά την θερμοκρασία, την πίεση και την συγκέντρωση των διαφόρων συστατικών της ατμόσφαιρας, με συγκεκριμένους συντελεστές απορρόφησης, η σχέση (4.1) γίνεται :

$$\bar{R}_{\nu 1 \nu 2} = \frac{1}{\nu_2 - \nu_1} \int_{\nu_1}^{\nu_2} d\nu \left[B_{eff}(\nu, T_v) + [R_0(\nu) - B_{eff}(\nu, T_v)] \exp \left(-k(\nu, P, \theta) \frac{\rho \Delta z}{\cos \phi} \right) \right] \quad (4.1.2)$$

όπου $B_{eff}(\nu, T_v)$ η ενεργή (effective) συνάρτηση Planck για το στρώμα, η οποία μεταβάλλεται ανάλογα με την εκπομπή του στρώματος, με τρόπο που διασφαλίζει τη συνέχεια της ροής για αδιαφανείς (opaque) συνθήκες (Clough et al., 1992). Στην εξίσωση (4.1.2) η εκπομπή εξαρτάται από τον συντελεστή απορρόφησης $k(\nu, P, \theta)$ σε πίεση P και θερμοκρασία θ , την πυκνότητα ρ του απορροφητή, το πάχος του στρώματος Δz και τη γωνία ϕ του οπτικού δρόμου.

Πραγματοποιώντας τη μετατροπή $\nu \rightarrow g$ που είδαμε παραπάνω η εξίσωση (4.1.2) γίνεται :

$$\bar{R}_{\nu 1 \nu 2} = \int_0^1 dg \left[B_{eff}(g, T_g) + [R_0(g) - B_{eff}(g, T_g)] \exp \left(-k(g, P, \theta) \frac{\rho \Delta z}{\cos \phi} \right) \right] \quad (4.1.3)$$

όπου όλοι οι όροι που εξαρτώνται από το ν μετασχηματίστηκαν ώστε να εξαρτώνται από το g . Παρά το γεγονός ότι η ενεργή συνάρτηση Planck δεν είναι συνεχής ως προς το g , η ομαλή, μονοτονικά αυξητική συμπεριφορά της συνάρτησης $k(g)$ επιτρέπει προσεγγιστικές μετατροπές στην εξίσωση (4.1.3). Αυτό επιτυγχάνεται χωρίζοντας το εύρος της μεταβλητής g σε υποδιαστήματα, καθένα από τα οποία αντιστοιχεί σε ένα μικρό εύρος τιμών $k(g)$, και θεωρώντας μια χαρακτηριστική τιμή k_j του συντελεστή απορρόφησης σε κάθε υποδιάστημα. Αυτή η χαρακτηριστική τιμή

χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της εξερχόμενης ακτινοβολίας σε ολόκληρο το υποδιάστημα. Οι ροές που προκύπτουν για κάθε υποδιάστημα πολλαπλασιάζονται με ένα συντελεστή βάρους W_j και αθροίζονται για να δώσουν την τελική ακτινοβολία :

$$\bar{R}_{\text{vlv2}} = \sum_j W_j R' = \sum_j W_j \left[B_{\text{eff},j} + (R_{0,j} - B_{\text{eff},j}) \exp\left(-k_j \frac{\rho \Delta z}{\cos \phi}\right) \right] \quad (4.1.4)$$

Το μόνο σφάλμα που εισάγεται με τη μέθοδο αυτή οφείλεται στη χρήση σταθερών τιμών για τα $k_j, R_j, B_{\text{eff},j}$ για κάθε υποδιάστημα, αντί για $k(\nu)$ και R_ν . Επομένως η ακρίβεια της μεθόδου περιορίζεται μόνο από την διαθέσιμη υπολογιστική ισχύ, καθώς η διαδικασία της επανατοποθέτησης δεν εισάγει περαιτέρω σφάλματα στη διαδικασία.

Η μεθοδολογία αυτή επεκτείνεται ώστε να υπολογίζονται όλες οι απαραίτητες ροές ακτινοβολίας σε μη ομογενείς ατμόσφαιρες, διαιρώντας τις σε ομογενή στρώματα. Σε κάθε στρώμα ακολουθείται η διαδικασία που περιγράψαμε παραπάνω, χρησιμοποιώντας την εξερχόμενη ακτινοβολία κάθε στρώματος (για κάθε τιμή του g) ως την εισερχόμενη του αμέσως επόμενου κ.τ.λ.

Θεωρώντας ότι η μετατροπή $\nu \rightarrow g$ είναι πανομοιότυπη για διαδοχικά στρώματα, η αντίστοιχα ότι η k κατανομή σε ένα στρώμα συσχετίζεται πλήρως στο φασματικό χώρο με την k κατανομή στο επόμενο στρώμα, τότε η εφαρμογή της μεθόδου σε μη ομογενείς ατμόσφαιρες είναι απολύτως ακριβής. Γενικά όμως οι παραδοχές αυτές δεν ισχύουν απόλυτα. Καθώς η θερμοκρασία, η πίεση και η συγκέντρωση των απορροφητών σε κάθε στρώμα μεταβάλλεται, κάθε συντελεστής $k(\nu)$ επηρεάζεται διαφορετικά. Αυτή η ανακρίβεια μετριάζεται σε ένα βαθμό από το περιορισμένο ύψος στο οποίο η ατμόσφαιρα αλλάζει από αδιαφανής σε διαφανή και είναι γενικά μικρή, ιδιαίτερα αν οι φασματικές περιοχές που επιλεχθούν εμφανίζουν ομοιογένεια στους απορροφητές και στις οπτικές ιδιότητες του κάθε στρώματος (Mlawer et al., 1997). Επίσης κάθε μοντέλο που χρησιμοποιεί την μέθοδο της k συσχέτισης θα πρέπει να περιέχει μια διαδικασία για να υπολογίζει τις μεταβολές αυτές των συντελεστών απορρόφησης σε μια φασματική περιοχή. Στην περίπτωση του RRTM πραγματοποιείται μια γραμμική παρεμβολή σε κάθε μήκος κύματος, χρησιμοποιώντας προϋπολογισμένους συντελεστές k_j , οι οποίοι αντιστοιχούν σε όλες τις ατμοσφαιρικές συνθήκες (Mlawer et al., 1997). Η παραπάνω διαδικασία

επιτρέπει στο σύστημα να χειριστεί ανομοιογένειες που δημιουργούνται στα όρια επιφάνειας/ατμόσφαιρας και ατμόσφαιρας/νεφών.

Για τη βέλτιστη επιλογή των φασματικών περιοχών του RRTM ακολουθήθηκαν τα εξής:

1. Κάθε φασματική περιοχή περιέχει το πολύ δύο κύριους απορροφητές (key or major species), η επίδραση των οποίων αναλύεται με μεγάλη λεπτομέρεια. Άλλα στοιχεία που έχουν μικρή (αλλά όχι μηδαμινή) επίδραση στη συγκεκριμένη περιοχή αναλύονται λιγότερο διεξοδικά και αναφέρονται ως “δευτερεύοντα” (minor species).
2. Το εύρος των τιμών της συνάρτησης Planck σε κάθε περιοχή δεν πρέπει να είναι ακραία.
3. Ο αριθμός των περιοχών να είναι το μικρότερος δυνατός, χωρίς να θυσιάζεται η ακρίβεια του συστήματος.

4.2 Αλγόριθμος Διάδοσης Ακτινοβολίας

Οι υπολογισμοί σε κάθε υποπεριοχή, κάθε φασματικού διαστήματος, πραγματοποιούνται με τον ίδιο τρόπο που ένα “γραμμή-με-γραμμή” (line-by-line) μοντέλο χειρίζεται ένα φασματικό σημείο. Έτσι για μη-ομογενείς ατμόσφαιρες η συνάρτηση Planck μεταβάλλεται γραμμικά συναρτήσει του οπτικού βάθους τ (Clough et al., 1992):

$$B_{eff}(\tau) = \frac{B_{lay} + 0.2\tau B_{bnd}}{1 + 0.2\tau} \quad (4.2.1)$$

όπου B_{lay} και B_{bnd} οι συναρτήσεις Planck για τη θερμοκρασία στο μέσο και στο όριο του κάθε ατμοσφαιρικού στρώματος αντίστοιχα.

Η εξίσωση διάδοσης ακτινοβολίας σε κάθε στρώμα και φασματική περιοχή γράφεται με βάση την εξίσωση (4.1.4) ως:

$$R' = R_0 + (B_{eff} + R_0) \cdot A \quad (4.2.2)$$

όπου R' και R_0 η εξερχόμενη και εισερχόμενη ακτινοβολία αντίστοιχα και A η απορρόφηση. Η δυσκολία που εμφανίζεται με τη χρήση αυτού του φορμαλισμού έχει να κάνει με το γεγονός ότι η μετατροπή $v \rightarrow g$ μεταβάλλεται έντονα με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, ιδιαίτερα με την περιεκτικότητα των κυρίως απορροφητών. Έτσι αν χρησιμοποιηθεί μια προσεγγιστική τιμή της συνάρτησης Planck για μια

φασματική περιοχή, η οποία αντιστοιχεί στην κυρίαρχη συχνότητα της περιοχής αυτής, μειώνεται η ακρίβεια της μεθόδου. Το πρόβλημα αυτό λύνεται με την εξής διαδικασία: Καταρχήν η ολοκληρωμένη συνάρτηση Planck για κάθε μπάντα, η οποία είναι συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας, υπολογίζεται και αποθηκεύεται κάθε 1 βαθμό Kelvin (με γραμμική παρεμβολή υπολογίζεται η τιμή της σε οποιαδήποτε άλλη θερμοκρασία). Έπειτα το ποσοστό αυτής της ακτινοβολίας που οφείλεται στις συχνότητες που σχετίζονται με κάθε φασματική περιοχή υπολογίζεται ως:

$$f_g = \frac{B_g W_g}{\frac{1}{\nu_2 - \nu_1} \int_{\nu_1}^{\nu_2} B_\nu(T) d_\nu} \quad (4.2.3)$$

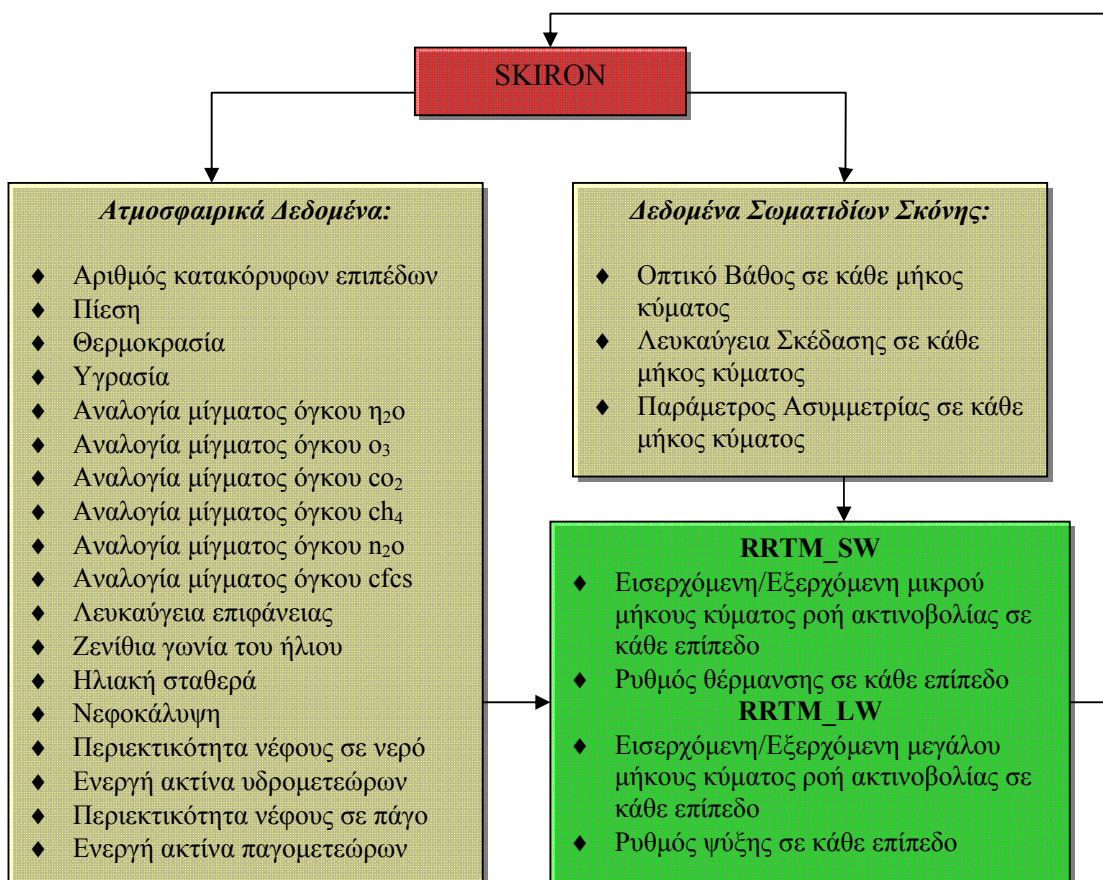
όπου B_g η μέση τιμή της συνάρτησης Planck των συχνοτήτων στη φασματική περιοχή, W_g η συνάρτηση βάρους της περιοχής και ν_1 και ν_2 τα όρια της περιοχής.

Το ποσοστό αυτό εξαρτάται κυρίως από τη μετατροπή $\nu \rightarrow g$, η οποία με τη σειρά της εξαρτάται από την αναλογία των κυρίως απορροφητών. Η συνάρτηση Planck για κάθε υποπεριοχή προκύπτει πολλαπλασιάζοντας τον συντελεστή f_g με την ολοκληρωμένη ακτινοβολία Planck σε κάθε μπάντα. Η διαδικασία αυτή διασφαλίζει ότι η ακτινοβολία Planck είναι η σωστή σε κάθε φασματική μπάντα. Αναλυτικοί πίνακες των ατμοσφαιρικών συστατικών που περιλαμβάνονται στους υπολογισμούς καταγράφονται σε πίνακες στο παράρτημα II.

4.3 Ανάπτυξη Διαδικασίας Προσαρμογής του Μοντέλου Ακτινοβολίας RRTM

Για να είναι δυνατή η λειτουργία του υπομοντέλου διαχείρισης ακτινοβολίας RRTM στη δομή του ατμοσφαιρικού συστήματος SKIRON, αναπτύχθηκε και δοκιμάστηκε κατάλληλη υπολογιστική διαδικασία. Τα μετεωρολογικά δεδομένα που είναι απαραίτητα για τη λειτουργία του RRTM περιλαμβάνουν βασικές τρισδιάστατες μετεωρολογικές μεταβλητές όπως η θερμοκρασία, η υγρασία, οι συντελεστές διάχυσης, η ατμοσφαιρική πίεση, ένα πλήθος δεδομένων υετού, αλλά και δισδιάστατες όπως η κλασματική κατανομή βλάστησης στο πλέγμα και η λευκαύγεια της επιφάνειας. Επίσης παρέχονται δεδομένα για τα σωματίδια σκόνης όπως συγκέντρωση και οπτικές ιδιότητες. Με τη σειρά του το ατμοσφαιρικό μοντέλο δέχεται από τη συνιστώσα του RRTM ροές ακτινοβολίας και ρυθμούς θέρμανσης και

ψύξης. Στο Σχήμα 4.3.1 καταγράφεται αναλυτικά το διάγραμμα λειτουργίας του υπομοντέλου ακτινοβολίας στη δομή του συστήματος SKIRON.



Σχήμα 4.3.1 : Διάγραμμα λειτουργίας υπομοντέλου RRTM στη δομή του συστήματος SKIRON

Για να είναι δυνατή η απομόνωση της επίδρασης των σωματιδίων σκόνης στην ακτινοβολία, αναπτύχθηκε διαδικασία κατά την οποία ο χρήστης επιλέγει αν θα υπάρχει ανάδραση (feedback) των σωματιδίων στην ακτινοβολία, πριν την εκτέλεση της εκάστοτε προσομοίωσης. Η μεθοδολογία προσαρμογής δοκιμάστηκε εκτενώς με υπολογιστικούς ελέγχους ευαισθησίας, ώστε να βρεθεί η βέλτιστη αναλογία υπολογιστικής ισχύος και ακρίβειας των αποτελεσμάτων. Οι έλεγχοι αυτοί παρουσιάζονται στο Κεφάλαιο 5.

4.4. Ανάπτυξη Μεθοδολογίας Καθορισμού Οπτικών Ιδιοτήτων Σωματιδίων

Οι πιο σημαντικές παράμετροι που καθορίζουν τις διεργασίες σκέδασης και απορρόφησης από αερολύματα είναι:

- ο το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας λ ,
- ο το μέγεθος του σωματιδίου D_p ,
- ο ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης N ,
- ο το οπτικό βάθος του στρώματος των σωματιδίων τ ,
- ο η ικανότητα εξασθένησης των σωματιδίων Q_{ext} ,
- ο η λευκαύγεια μονοσωματιδιακής σκέδασης ω και
- ο η παράμετρος ασυμμετρίας σε κάθε μήκος κύματος g .

Για τον υπολογισμό των αναγκαίων παραμέτρων αναπτύχθηκαν μια σειρά από παραμετροποιήσεις με σκοπό να λειτουργήσουν στη δομή του ατμοσφαιρικού συστήματος SKIRON.

Η λευκαύγεια μονοσωματιδιακής σκέδασης ω και η παράμετρος ασυμμετρίας g σε κάθε μήκος κύματος λ υπολογίστηκαν με τη βοήθεια του πακέτου OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds – Hess et al., 1998). Το συγκεκριμένο πακέτο αποτελεί μια μεγάλη βάση δεδομένων που περιέχει τις μικροφυσικές και οπτικές ιδιότητες νεφών και αερολυμάτων σε διαφορετικά μήκη κύματος. Τα δεδομένα αυτά κατηγοριοποιούνται και εισάγονται στο υπομοντέλο διαχείρισης της ακτινοβολίας. Ιδιαίτερα για το ατμοσφαιρικό παράθυρο των 550nm (όπου η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι και πιο σημαντική) σύγχρονα πειράματα έδειξαν ότι η λευκαύγεια σκέδασης βρίσκεται περίπου στο 0.95 αντί του 0.83 που δίνει το OPAC (Kalashnikova et al., 2005, Ralph Kahn προσωπική επαφή).

Ο υπολογισμός της ικανότητας εξασθένησης αποδείχθηκε πιο πολύπλοκος: Από την παραπάνω βάση δεδομένων και για κάθε ζητούμενο μήκος κύματος βρέθηκε ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης των σωματιδίων σκόνης. Με τη βοήθεια της θεωρίας Mie (Wiscombe 1980) υπολογίστηκαν οι ικανότητες εξασθένησης Q_{ext} για κάθε μήκος κύματος και για κάθε μέγεθος σωματιδίου. Στους πίνακες που ακολουθούν καταγράφονται οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων σκόνης σε κάθε μήκος κύματος.

$\lambda(\mu m)$	ω	g	N
0.2632- 0.2000	0.5571	0.931	1.530-0.030i
0.3448- 0.2632	0.5781	0.913	1.530-0.025i
0.4415- 0.3448	0.6797	0.850	1.530-0.013i
0.6250- 0.4415	0.9600	0.775	1.530-0.0055i
0.7782- 0.6250	0.8934	0.742	1.530-0.0040i
1.242 - 0.7782	0.9213	0.714	1.530-0.0040i
1.299 - 1.242	0.9215	0.704	1.530-0.0050i
1.626 - 1.299	0.9248	0.697	1.530-0.0057i
1.942 - 1.626	0.9269	0.694	1.530-0.0064i
2.150 - 1.942	0.9239	0.692	1.530-0.0076i
2.500 - 2.150	0.8922	0.704	1.520-0.014i
3.077 - 2.500	0.7856	0.729	1.520-0.039i
3.846 - 3.077	0.8907	0.701	1.510-0.018i
4.2016 - 3.8461	0.9587	0.691	1.500-0.0067i
4.4444 - 4.2016	0.9587	0.691	1.500-0.067i
4.8076 - 4.4444	0.9504	0.693	1.500-0.0087i
5.5555 - 4.8076	0.8255	0.720	1.460-0.018i
6.7567 - 5.5555	0.7122	0.721	1.430-0.063i
7.1942 - 6.7567	0.7422	0.714	1.420-0.052i
8.4745 - 7.1942	0.3549	0.690	1.220-0.089i
9.2592 - 8.4745	0.2061	0.620	1.190-0.29i
10.2040 - 9.2592	0.4750	0.398	2.910-0.65i
12.1951 - 10.2040	0.5614	0.538	1.830-0.20i
14.2857 - 12.1951	0.4671	0.470	2.000-0.35i
15.8730 - 14.2857	0.2869	0.435	1.510-0.26i
20.0000 - 15.8730	0.2809	0.349	1.770-0.47i
28.5714 - 20.0000	0.3853	0.218	2.990-0.80i
1000 - 28.57143	0.1426	0.109	2.340-0.70i

Πίνακας 4.4.1.: Στον πίνακα καταγράφονται η λευκαύγεια μονοσωματιδιακής σκέδασης ω , η παράμετρος ασυμμετρίας g και ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης N σε κάθε μήκος κύματος λ .

Από την παραπάνω βάση δεδομένων που δημιουργήθηκε και για κάθε ζητούμενο μήκος κύματος βρέθηκε ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης των σωματιδίων σκόνης από προϋπολογισμένους πίνακες του OPAC (look-up tables). Με τη βοήθεια της θεωρίας Mie (Wiscombe 1980) υπολογίστηκαν οι ικανότητες εξασθένησης Q_{ext} για κάθε μήκος κύματος και για κάθε μέγεθος σωματιδίου (Πίνακας 4.4.2), από το σύνολο των παραπάνω παραμέτρων.

$\lambda(\mu m)$	$r_{min} - r_{max}$							
	0.1-0.18	0.18-0.3	0.3-0.6	0.6-1	1-1.8	1.8-3	3-6	6-10
0.2632 - 0.2000	3.8927	2.2862	2.5554	2.1925	2.1932	2.1317	2.0938	2.0621
0.3448 - 0.2632	3.5585	3.1988	2.6632	2.4508	2.2456	2.1645	2.1054	2.0701
0.4415 - 0.3448	2.4992	3.9749	1.8573	2.2282	2.2216	2.2439	2.1203	2.0875
0.6250 - 0.4415	1.5360	2.8160	3.0860	2.5830	2.3450	2.2400	2.1740	2.1100
0.7782 - 0.6250	0.6382	2.3214	4.1088	1.7096	2.4809	2.0850	2.3035	2.1771
1.242 - 0.7782	0.2047	1.0004	3.5272	3.7395	2.1275	2.0748	2.2080	2.1740
1.299 - 1.242	0.0925	0.5272	2.3450	4.0356	2.2235	2.6083	2.0442	2.1503
1.626 - 1.299	0.0488	0.2999	1.7878	3.8338	2.9018	2.6206	2.6440	2.2032
1.942 - 1.626	0.0295	0.1776	1.1058	3.4897	3.6852	2.0313	2.0564	2.0632
2.150 - 1.942	0.0206	0.1126	0.7464	2.6959	4.1366	1.8144	2.3474	2.4183
2.500 - 2.150	0.0162	0.0598	0.3974	1.8867	3.7126	2.9330	2.7016	2.3241
3.077 - 2.500	0.0278	0.0649	0.2859	1.2311	3.1522	3.5807	2.1700	2.2945
3.846 - 3.077	0.0112	0.0275	0.1385	0.7146	2.3264	3.9170	2.1413	2.2213
4.2016 - 3.8461	0.00395	0.0121	0.0695	0.4437	1.8776	3.9411	2.9471	2.8520
4.4444 - 4.2016	0.00395	0.0112	0.0695	0.4437	1.8776	3.9411	2.9471	2.8520
4.8076 - 4.4444	0.00416	0.0091	0.0493	0.3151	1.4168	3.4014	3.4875	2.7762
5.5555 - 4.8076	0.00601	0.0123	0.0354	0.1630	0.6900	2.4750	4.0038	1.9174
6.7567 - 5.5555	0.0204	0.0354	0.0736	0.1962	0.6111	1.7668	3.2881	2.5755
7.1942 - 6.7567	0.0161	0.0278	0.0795	0.1543	0.5002	1.5689	3.2006	2.8382
8.4745 - 7.1942	0.0256	0.0431	0.0798	0.1503	0.2972	0.6182	1.2753	2.2998
9.2592 - 8.4745	0.0777	0.1301	0.2377	0.4253	0.7301	1.1777	1.7116	2.1439
10.2040 - 9.2592	0.0388	0.0652	0.1481	0.4522	2.3694	3.2912	2.8608	2.6140
12.1951 - 10.2040	0.0264	0.0447	0.0856	0.1825	0.5082	1.8657	3.5777	2.6505

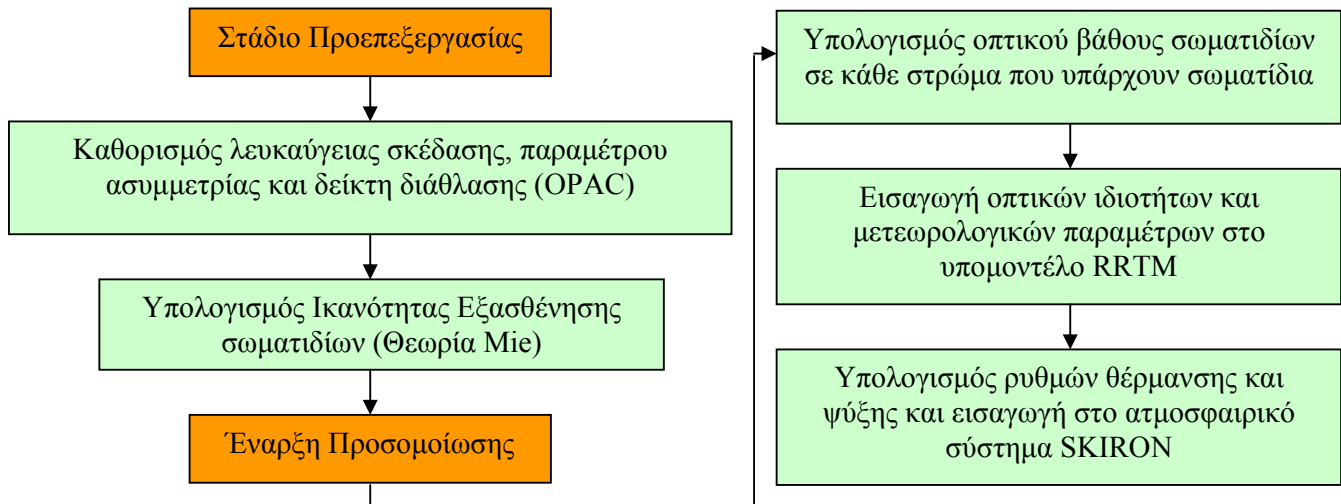
$\lambda(\mu m)$	$r_{min} - r_{max}$							
	0.1-0.18	0.18-0.3	0.3-0.6	0.6-1	1-1.8	1.8-3	3-6	6-10
14.2857 - 12.1951	0.0335	0.0566	0.1069	0.2160	0.5383	1.8853	3.3221	2.7493
15.8730 - 14.2857	0.0323	0.0541	0.0990	0.1805	0.3437	0.7776	1.7445	2.7628
20.0000 - 15.873	0.0389	0.0652	0.1194	0.2182	0.4187	0.9917	2.3222	2.9552
28.571 - 20.0000	0.0168	0.0282	0.0522	0.0983	0.2078	0.6857	3.4731	3.0213
1000 - 28.571	0.0155	0.0259	0.0470	0.0830	0.1457	0.2892	0.7968	3.1283

Πίνακας 4.4.2.: Στον πίνακα καταγράφεται η ικανότητα εξασθένησης Q_{ext} σε κάθε μήκος κύματος λ , για κάθε εύρος σωματιδίων σκόνης.

Ο υπολογισμός των παραμέτρων αυτών πραγματοποιείται στο στάδιο προεπεξεργασίας του μοντέλου και τα πεδία ετοιμάζονται ώστε να εισαχθούν στο σύστημα και στο υπομοντέλο RRTM. Κατά την εκτέλεση της προσομοίωσης υπολογίζεται και το οπτικό βάθος των σωματιδίων σε κάθε μήκος κύματος με βάση τη σχέση των Perez et al.,(2006):

$$\tau(\lambda) = \sum_1^N \frac{3}{4\rho_k r_k} DL_k Q_{ext,k}(\lambda) \quad (4.4.1)$$

όπου $N = 8$ ο αριθμός των κλάσεων σωματιδίων, ρ_k , r_k η πυκνότητα και η ακτίνα των σωματιδίων, DL_k ο φόρτος σκόνης (dust load) στο στρώμα, $Q_{ext,k}$ η ικανότητα εξασθένησης σε κάθε μήκος κύματος. Συνολικά όλη η διαδικασία περιγράφεται στο σχήμα 4.4.1 που ακολουθεί:



Σχήμα 4.4.1: Διάγραμμα καθορισμού οπτικών ιδιοτήτων σωματιδίων σκόνης για τη λειτουργία του υπομοντέλου RRTM

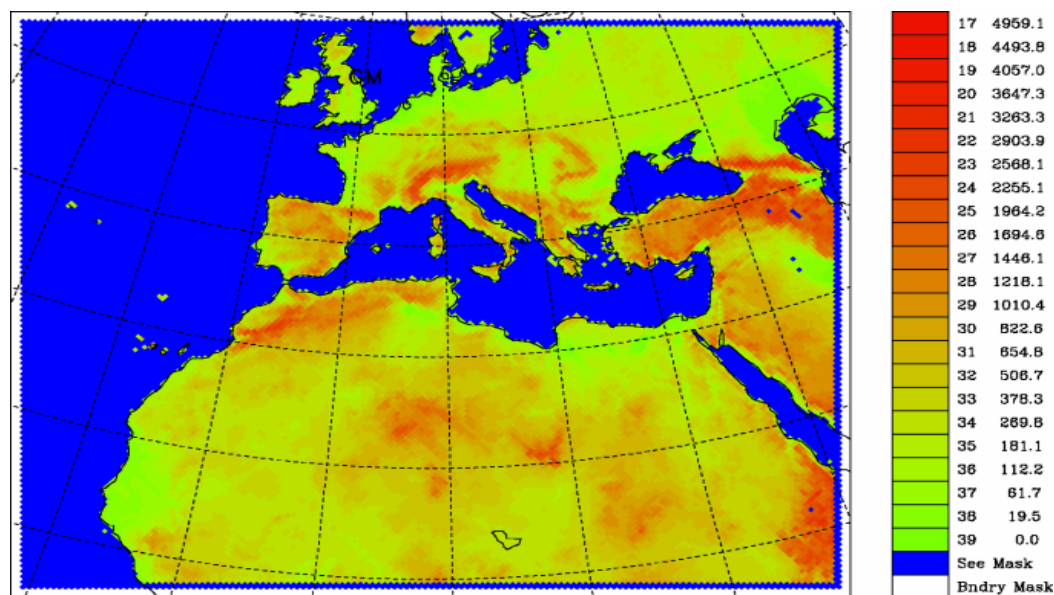
Κεφάλαιο	ΕΛΕΓΧΟΙ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ
5	

Όπως αναφέρθηκε στο πρώτο κεφάλαιο στόχος της διατριβής είναι η ανάπτυξη κατάλληλου συστήματος για τη μελέτη και τον υπολογισμό της επίδρασης της σωματιδιακής σκόνης φυσικής προέλευσης στο ισοζύγιο ακτινοβολίας, όπως περιγράφηκε στα κεφάλαια 3 και 4. Στο παρόν κεφάλαιο καταγράφονται μία σειρά από ελέγχους ευαισθησίας του ολοκληρωμένου αυτού συστήματος, με τη βοήθεια πραγματικών δεδομένων και καθιερωμένων στατιστικών μεγεθών. Αρχικά εξετάζεται η λειτουργία του συστήματος SKIRON με την εισαγωγή στη δομή του αλγορίθμου ακτινοβολίας RRTM σε σχέση με το προγενέστερο GFDL. Σε δεύτερη φάση ελέγχεται η ικανότητα του νέου ολοκληρωμένου συστήματος να εκτιμήσει ποιοτικά και ποσοτικά τις διεργασίες του κύκλου ζωής των σωματιδίων ερημικής σκόνης στην ατμόσφαιρα. Τέλος ελέγχεται κατά πόσο η ανάπτυξη που πραγματοποιήθηκε ποσοτικοποιεί την επίδραση της σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα και το έδαφος που είναι και ο γενικός στόχος της παρούσας διατριβής.

Για το σύνολο των ελέγχων ευαισθησίας επιλέχτηκε η ολοκλήρωση του συστήματος SKIRON σε μια ευρεία περιοχή η οποία καλύπτει την Κεντρική και Βόρειο Αφρική, τη Μεσόγειο Θάλασσα καθώς και το μεγαλύτερο τμήμα της Ευρώπης (Σχήμα 5.1), με τις προδιαγραφές που περιγράφονται στον Πίνακα 5.1.

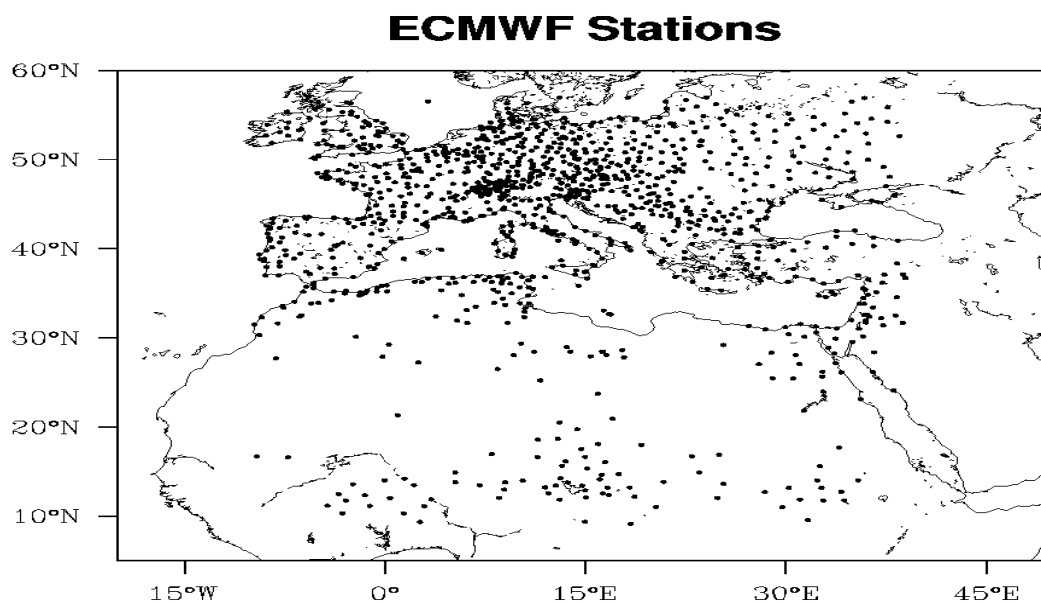
SKIRON – RRTM – GFDL	
Δεδομένα Εισόδου	Αρχικές και οριακές συνθήκες από το CIRCE reanalysis (0.15° x 0.15°) σε 16 ισοβαρικά επίπεδα. Τοπογραφία (30''x30'') – δεδομένα USGS. Φυτοκάλυψη (30''x30'') – δεδομένα USGS. Υφή εδάφους (30''x30'') FAO/UNESCO.
Οριζόντια Ανάλυση	0.24° x 0.24°
Αριθμός Κατακόρυφων Επιπέδων	38 (έως 22km)
Χρονικό βήμα	90sec
Αλγόριθμος Ακτινοβολίας	RRTM – GFDL

Πίνακας 5.1: Προδιαγραφές ολοκλήρωσης ατμοσφαιρικού μοντέλου SKIRON.



Σχήμα 5.1: Περιοχή ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON. Στο σχήμα καταγράφεται και η ορογραφία του μοντέλου.

Για τον έλεγχο της αξιοπιστίας του συστήματος στον εκάστοτε έλεγχο που πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα θερμοκρασίας, ταχύτητας ανέμου και αθροιστικής βροχόπτωσης (άθροισμα κάθε 12 ώρες) από τους σταθμούς του ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) στην περιοχή της Αφρικής και της Ευρώπης (Σχήμα 5.2).



Σχήμα 5.2: Θέσεις των σταθμών του ECMWF που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του συστήματος SKIRON (~600 Σταθμοί).

5.1. Αξιολόγηση Μοντέλου RRTM στη Δομή του Συστήματος SKIRON.

Βασικός άξονας ανάπτυξης της παρούσας διατριβής αποτελεί η αντικατάσταση του υπάρχοντος σχήματος υπολογισμού ακτινοβολιών GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) του μοντέλου SKIRON με το σχήμα RRTM (Rapid Radiative Transfer Model). Απώτερος στόχος είναι να διερευνηθεί η ανάδραση των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας μέσω του νέου αυτού συστήματος.

Σε πρώτη φάση ελέγχεται κατά πόσο ο νέος αλγόριθμος ακτινοβολίας (RRTMG) είναι σε θέση να περιγράψει ικανοποιητικά την ατμοσφαιρική κατάσταση σε σχέση με τον παλαιότερο αλγόριθμο (GFDL). Όπως είδαμε και στο Κεφάλαιο 4, το RRTM δημιουργήθηκε και αξιολογήθηκε από την AER με μια μεγάλη σειρά δεδομένων από δορυφόρους, αεροσκάφη και επίγειες μετρήσεις και αποτελεί αυτή τη στιγμή έναν από τους πιο σύγχρονους αλγορίθμους διάδοσης ακτινοβολίας, με πληθώρα παραμετροποιήσεων και συστατικών, τόσο στα μικρά μήκη κύματος, όσο και στο υπέρυθρο. Σε αντίθεση ο αλγόριθμος του GFDL, παρά το γεγονός ότι λειτουργεί αρκετά χρόνια στη δομή του συστήματος SKIRON με ικανοποιητικά αποτελέσματα, δεν προσφέρεται για εξειδικευμένες μελέτες, όπως η άμεση επίδραση της σκόνης στην ακτινοβολία. Επιπρόσθετα έχει παρατηρηθεί ότι το GFDL υπερεκτιμά την προσπίπτουσα ακτινοβολία την ημέρα, αλλά και την εκπεμπόμενη ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της νύχτας, με αποτέλεσμα την υπερεκτίμηση των ακρότατων θερμοκρασιών στην ατμόσφαιρα και το έδαφος (Messinger, Janjic προσωπική επαφή).

Για τον έλεγχο των παραπάνω επιλέχθηκε και προσομοιώθηκε ο Μάρτιος του 2002 και με τα δύο μοντέλα ακτινοβολίας (GFDL, RRTM) και πραγματοποιήθηκε έλεγχος με δεδομένα θερμοκρασίας, ταχύτητας ανέμου και συνολικής βροχόπτωσης και στις δύο περιπτώσεις. Ο Μάρτιος επιλέχθηκε γιατί βρίσκεται στη μεταβατική περίοδο του έτους, μια περίοδο στην οποία αναμένεται έντονη μεταφορά σωματιδίων σκόνης από τη Βόρειο Αφρική στη Μεσόγειο και επομένως παρουσιάζει έντονο ενδιαφέρον για την εργασία αυτή. Για το λόγο αυτό η προσομοίωση με τον αλγόριθμο RRTM πραγματοποιείται λαμβάνοντας υπόψη την επίδραση της σκόνης στο ενεργειακό ισοζύγιο.

Το μοντέλο ολοκληρώνεται από τις 20 Φεβρουαρίου 2002 με σκοπό να αναπτυχθεί επαρκές υπόβαθρο ατμοσφαιρικής σκόνης, αλλά και για να

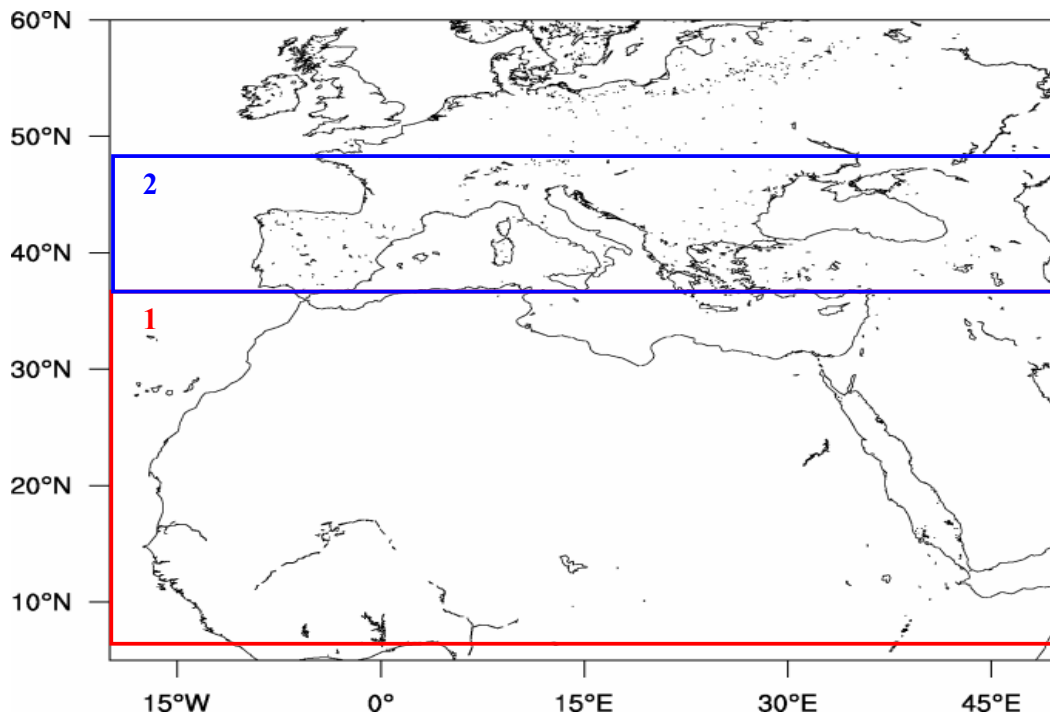
δημιουργηθούν ρεαλιστικές τιμές θερμοκρασίας και υγρασίας εδάφους. Οι αρχικές και οριακές συνθήκες προέρχονται από τα CIRCE reanalysis αρχεία.

Η περιοχή ενδιαφέροντος χωρίζεται σε 2 τομείς (Σχήμα 5.1.1) :

1. Βόρεια και Κεντρική Αφρική
2. Νότια Ευρώπη

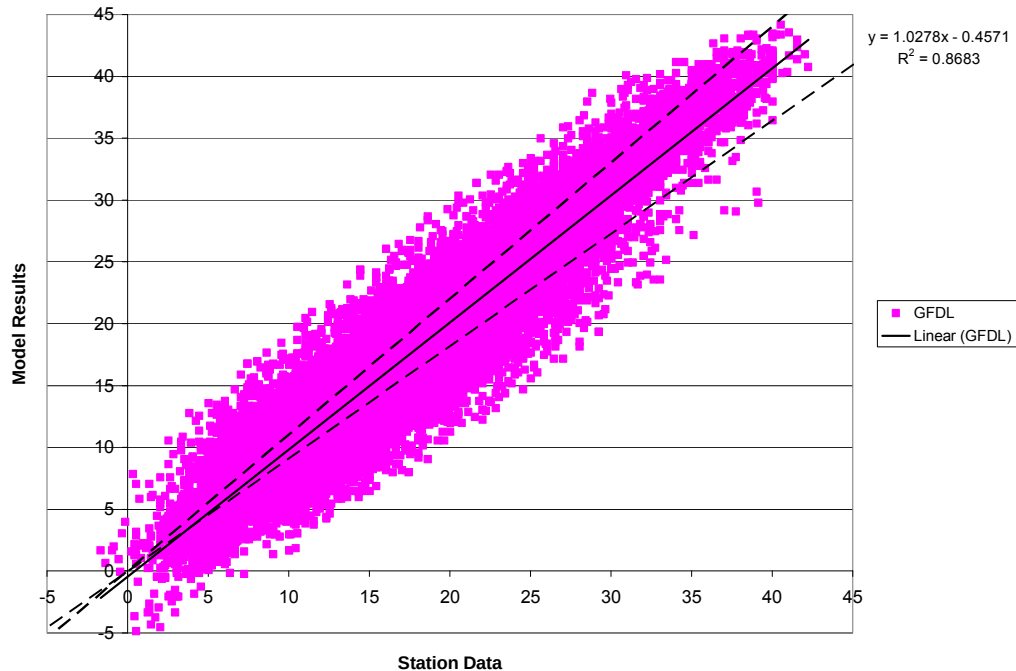
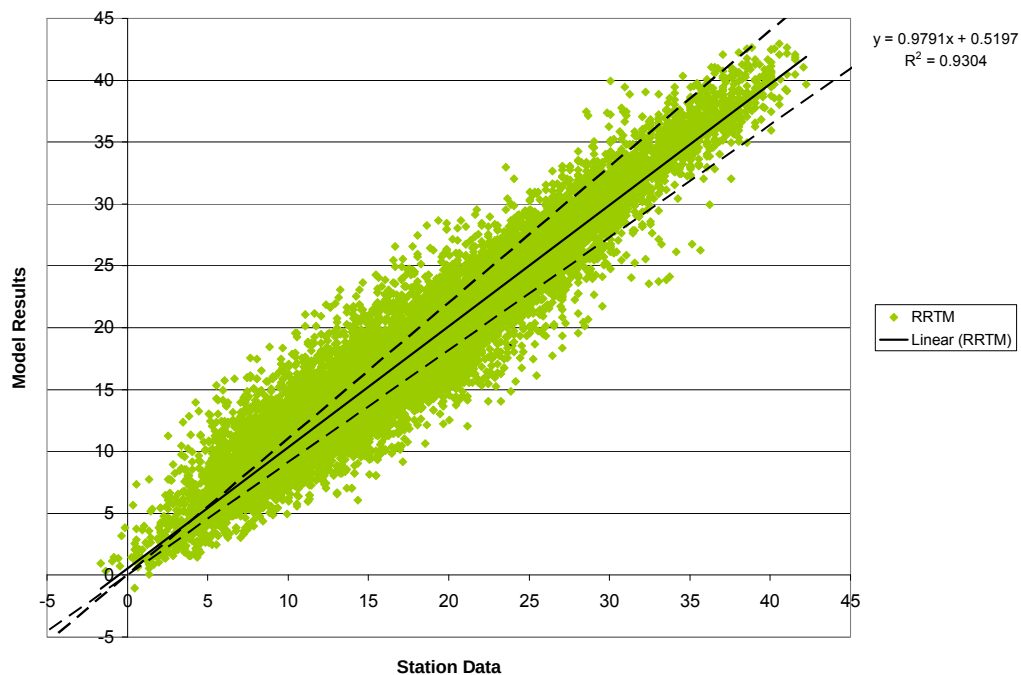
Με τον τρόπο αυτό απομονώνονται οι ιδιομορφίες κάθε τμήματος και ο μεγάλος όγκος δεδομένων είναι πιο εύκολα διαχειρίσιμος. Επίσης οι περιοχές που επιλέχθηκαν βρίσκονται υπό την άμεση επίδραση σωματιδίων σκόνης. Ιδιαίτερα η Βόρεια Αφρική περιλαμβάνει τις περιοχές εκείνες που λειτουργούν ως πηγές σωματιδίων, με αποτέλεσμα την εντονότερη εμφάνιση φαινομένων επίδρασης σκόνης στις φυσικές διεργασίες. Ο τομέας 2 αντίθετα δέχεται την επίδραση της σκόνης σε επεισοδιακή μορφή, ανάλογα με τη γενικότερη ατμοσφαιρική κυκλοφορία και τις συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή.

Από το σύνολο των δεδομένων θερμοκρασίας από τους σταθμούς επιφανείας του ECMWF και τα αποτελέσματα των δύο συστημάτων κατασκευάζονται διαγράμματα διασποράς μοντέλου – μετρήσεων για το σύνολο των διαθέσιμων σταθμών σε κάθε τομέα της περιοχής ενδιαφέροντος (Σχήματα 5.1.2-3). Σε κάθε διάγραμμα διασποράς καταγράφεται και το εύρος τιμών $\pm 10\%$ από την ιδανική γραμμή τάσης (trendline) των 45° (Πίνακας 5.1.1).



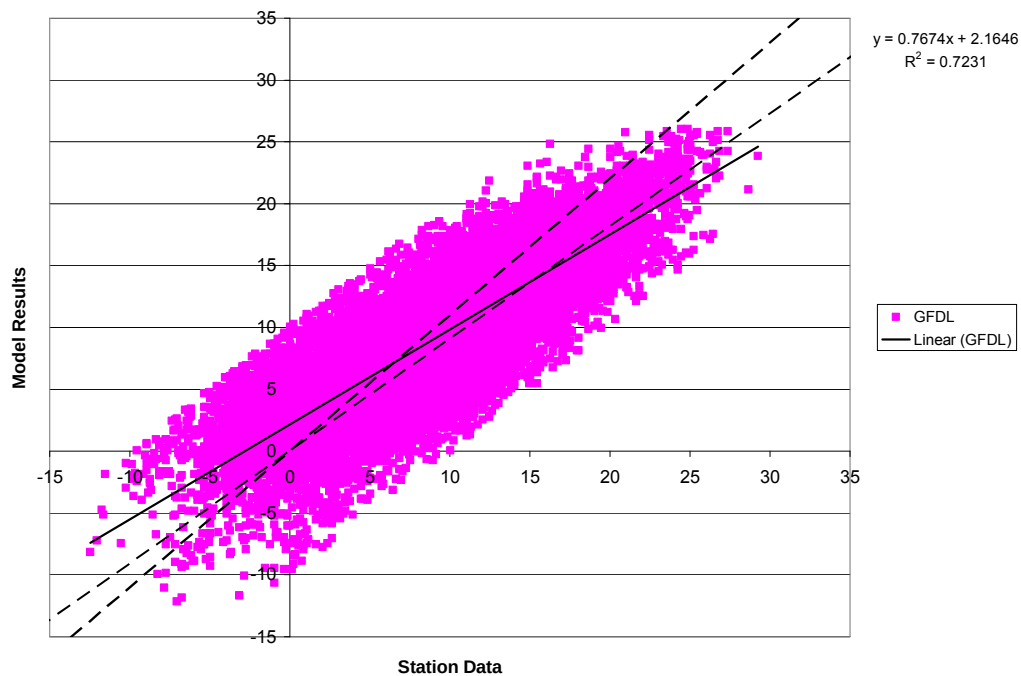
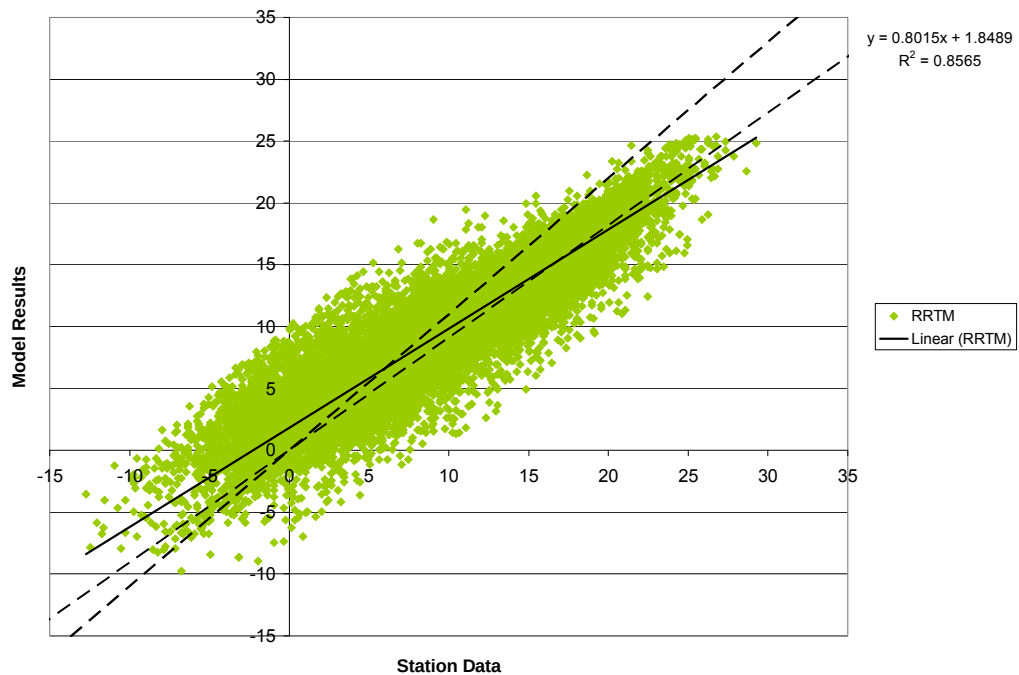
Σχήμα 5.1.1: Οι 2 τομείς στους οποίους χωρίζεται η περιοχή ενδιαφέροντος.

Τομέας 1 - Αφρική



Σχήμα 5.1.2.: Διαγράμματα διασποράς θερμοκρασίας μεταξύ αποτελεσμάτων του συστήματος SKIRON και των δεδομένων των σταθμών του ECMWF. Με πράσινο χρώμα (πάνω σχήμα) περιγράφεται η προσομοίωση με RRTM και με κόκκινο (κάτω σχήμα) η προσομοίωση με GFDL.

Τομέας 2 - Ευρώπη



Σχήμα 5.1.3.: Διαγράμματα διασποράς θερμοκρασίας μεταξύ αποτελεσμάτων του συστήματος SKIRON και των δεδομένων των σταθμών του ECMWF. Με πράσινο χρώμα (πάνω σχήμα) περιγράφεται η προσομοίωση με RRTM και με κόκκινο (κάτω σχήμα) η προσομοίωση με GFDL.

Τομέας	Αλγόριθμος Ακτινοβολίας	Αριθμός Αποτελεσμάτων Στο $\pm 10\%$ των Μετρήσεων
1. Αφρική	RRTM	20002
	GFDL	12345
2. Ευρώπη	RRTM	30525
	GFDL	16533

Πίνακας 5.1.2: Αριθμός αποτελεσμάτων μοντέλου στο $\pm 10\%$ των πραγματικών μετρήσεων για τους δύο τομείς για τους δύο αλγορίθμους ακτινοβολίας (RRTM – GFDL).

Η σύγκριση που παρουσιάζεται στα σχήματα 5.1.2 και 5.1.3 δείχνει γραμμική συσχέτιση μεταξύ των παρατηρούμενων και εκτιμώμενων θερμοκρασιών και με τους δύο αλγορίθμους ακτινοβολίας και για τους δύο τομείς (Αφρική και Ευρώπη). Στην Αφρική, όπου τα φαινόμενα ανάδρασης της ακτινοβολίας είναι εντονότερα, τα αποτελέσματα του αλγορίθμου RRTM συνδέονται με τα πραγματικά δεδομένα με τη σχέση $T_{RRTM} = 0.979T_{stations}$ με συντελεστή συσχέτισης $r=0.96$. Αντίστοιχα το GFDL παρουσιάζει σχέση με τα πραγματικά δεδομένα $T_{GFDL} = 1.028T_{stations}$ με συντελεστή συσχέτισης $r=0.92$. Αντίστοιχα στην περιοχή της Ευρώπης τα αποτελέσματα του RRTM σχετίζονται με τη θερμοκρασία $T_{RRTM} = 0.801T_{stations}$ με συντελεστή συσχέτισης $r=0.92$ και του GFDL $T_{GFDL} = 0.76T_{stations}$ με συντελεστή συσχέτισης $r=0.84$ (Πίνακας 5.1.3). Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι και στους δύο τομείς το εύρος τις διασποράς των πραγματικών δεδομένων σε σχέση με τα αποτελέσματα του συστήματος μειώνεται κατά περίπου **45%** (Πίνακας 5.1.2). Το γεγονός αυτό δείχνει ότι οι προβλεπόμενες τιμές θερμοκρασίας από το συνδυασμό SKIRON/RRTM βρίσκονται πληρέστερα στην πραγματική κατάσταση από το σύστημα SKIRON/GFDL.

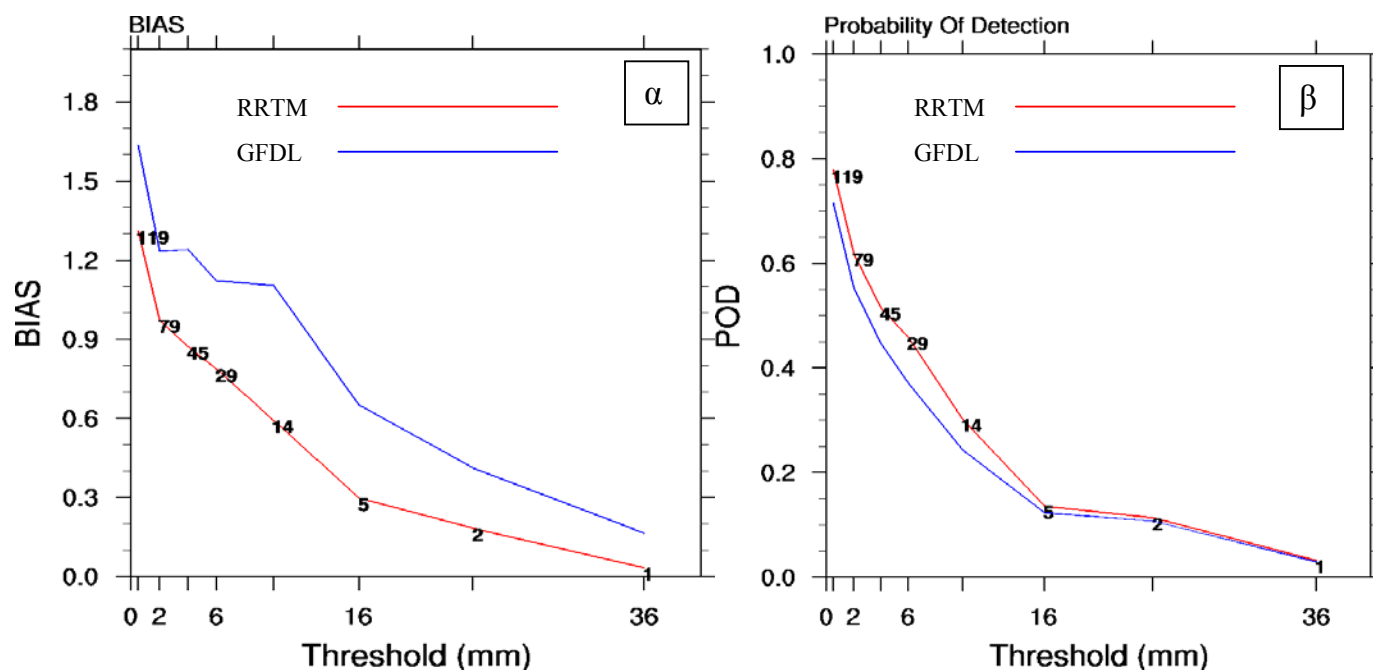
Τομέας	Αλγόριθμος Ακτινοβολίας	Γραμμή Τάσης	R^2
1. Αφρική	RRTM	$y = 0.9791x + 0.5197$	0.93
	GFDL	$y = 1.0278x - 0.4571$	0.86
2. Ευρώπη	RRTM	$y = 0.8015x + 1.8480$	0.85
	GFDL	$y = 0.7674x + 2.1646$	0.72

Πίνακας 5.1.3: Συντελεστές συσχέτισης για τους δύο τομείς για τους δύο αλγορίθμους ακτινοβολίας (RRTM – GFDL)

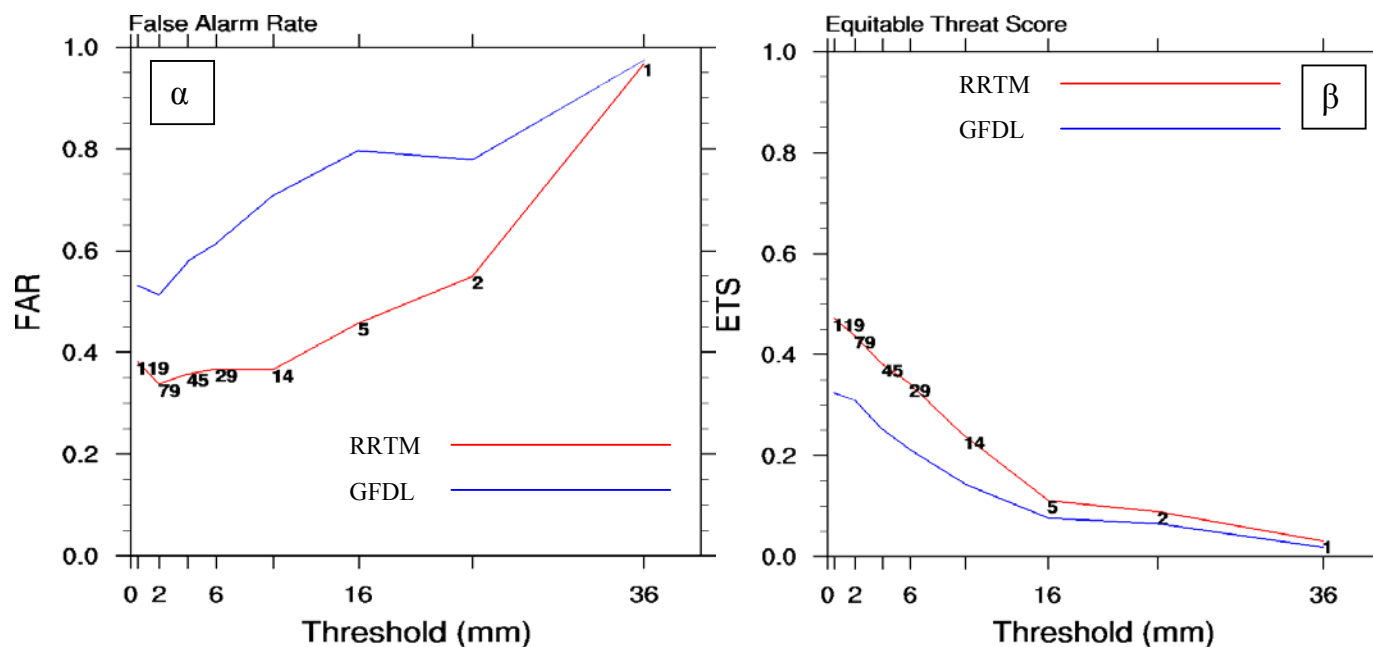
Η βελτίωση που παρατηρείται και στις δύο περιοχές (Αφρική και Ευρώπη) οφείλεται στην ενσωμάτωση της επίδρασης των σωματιδίων σκόνης στο σύστημα, καθώς ο Μάρτιος είναι μήνας που χαρακτηρίζεται από έντονα φαινόμενα μεταφοράς ερημικής σκόνης στην Ευρώπη. Τα σωματίδια μέσω του φαινομένου της σκίασης μειώνουν τη θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους σε τιμές που μπορεί να φτάσουν σε ακραίες περιπτώσεις και τους 13°C στην Αφρική για την εποχή αυτή (Slingo et al., 2006). Αντίθετα η εκπομπή ακτινοβολίας στο υπέρυθρο κατά τη διάρκεια της νύχτας θερμαίνει την επιφάνεια του εδάφους.

Οι ενεργειακές μεταβολές που εισέρχονται από την αλλαγή του αλγορίθμου περιγραφής ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα έχουν άμεση συνέπεια και στη βροχόπτωση. Μεταβολή της ενέργειας οδηγεί σε μεταβολή της ευστάθειας, με άμεσο αντίκτυπο στην ικανότητα του μοντέλου να αναπαριστά τα ποσά υετού στην περιοχή ενδιαφέροντος. Από το σύνολο των σταθμών στην περιοχή ενδιαφέροντος εξετάζεται η επίδραση της αλλαγής αλγορίθμου ακτινοβολίας στο ύψος υετού που δίνει το μοντέλο. Στην περίπτωση αυτή θεωρούμε ολόκληρη την περιοχή ολοκλήρωσης και όχι σε τομείς όπως στην περίπτωση της θερμοκρασίας, καθώς το πλήθος των παρατηρήσεων είναι ήδη σχετικά περιορισμένο και ιδιαίτερα στη Βόρειο Αφρική είναι ουσιαστικά ανύπαρκτο για την περίοδο που εξετάζεται.

Η βροχόπτωση θεωρείται διακριτή μετεωρολογική παράμετρος και για την αξιολόγηση του μοντέλου SKIRON χρησιμοποιούνται οι δείκτες POD (Probability of Detection), FAR (False Alarm Rate), BIAS και ETS (Equitable Threat Score), όπως αυτοί περιγράφονται στο παράρτημα III. Η ποσοτικοποίηση της ικανότητας πρόγνωσης του ύψους υετού βασίστηκε στην ανάπτυξη πίνακα ενδεχομένων, όπου το κάθε στοιχείο του αντιπροσωπεύει το πλήθος των περιπτώσεων κατά τις οποίες η εκτιμώμενη και η παρατηρούμενη ποσότητα ύδατος υπερβαίνουν προκαθορισμένο ύψος σε αντίστοιχες χρονικές περιόδους. Τα όρια των συγκεκριμένων υψών καθορίστηκαν 0.5, 2, 4, 6, 10, 16, 24 και 36 mm (Κατσαφάδος 2003). Η διαδικασία εφαρμόστηκε για τον υετό κατανεμημένο σε χρονικές περιόδους διάρκειας 12 ωρών ανά σταθμό στο σύνολο της περιόδου ελέγχου. (Σχήματα 5.1.3.1α-β και Σχήματα 5.1.3.2α-β).



Σχήμα 5.1.1.3.: Δείκτες BIAS (α), POD (β) για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα με τη χρήση του αλγορίθμου GFDL, ενώ με μπλε τα αποτελέσματα με τη χρήσης του RRTM. Καταγράφεται επίσης ο αριθμός των σταθμών που εμφάνισαν το κάθε ύψος βροχόπτωσης



Σχήμα 5.1.1.3.: Δείκτες FAR (α) και ETS (β) για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα με τη χρήση του αλγορίθμου GFDL, ενώ με μπλε τα αποτελέσματα με τη χρήσης του RRTM. Καταγράφεται επίσης ο αριθμός των σταθμών που εμφάνισαν το κάθε ύψος βροχόπτωσης

Ο δείκτης BIAS (βέλτιστη τιμή το +1) βελτιώνεται κατά 0.3 στο διάστημα [0.5mm, 2mm], με αποτέλεσμα να συρρικνώνεται η υπερεκτίμηση που εμφανίζει το μοντέλο σε αυτά τα ύψη βροχόπτωσης. Αντίστοιχη βελτίωση παρατηρείται και στα επόμενα διαστήματα [2mm, 4mm] και [4mm, 6mm]. Αντίστοιχη βελτίωση εμφανίζουν και οι δείκτες POD, FAR και ETS με την προσομοίωση με το σύστημα RRTM να εκτιμά καλύτερα την εμφάνιση συγκεκριμένου ύψους βροχόπτωσης και να περιορίζει τις λανθασμένες περιπτώσεις. Για κλάσεις υετού μεγαλύτερες των 10mm, τα δεδομένα ήταν πολύ λίγα για τη δημιουργία επαρκούς στατιστικού συνόλου (1 – 5 σταθμοί), όποτε η εικόνα που δίνουν δεν είναι αντιπροσωπευτική για αυτά τα επίπεδα βροχόπτωσης.

Η πληρέστερη περιγραφή της ενεργειακής κατανομής του RRTM έναντι του GFDL έχει σαν αποτέλεσμα την καλύτερη αναπαράσταση των φαινομένων σύγκλισης που οδηγούν στην εμφάνιση βροχόπτωσης. Επιπρόσθετα το μοντέλο RRTM χειρίζεται πληρέστερα την δημιουργία νέφωσης στην περιοχή ολοκλήρωσης, χρησιμοποιώντας την αναλογία μίγματος υγρών υδρομετεώρων (cloud-water mixing ratio) και στερεών υδρομετεώρων (ice mixing ratio).

Τέλος η ύπαρξη των σωματιδίων σκόνης στους υπολογισμούς της κατανομής της ακτινοβολίας έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταβολή της ευστάθειας και της διαθέσιμης ενέργειας στο σύστημα για τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων. Στο σημείο αυτό πρέπει να τονιστεί ότι η επίδραση στο ποσοστό υετού εξετάζεται αποκλειστικά από ενεργειακής πλευράς (άμεση ανάδραση σωματιδίων σκόνης). Η παρουσία σκόνης στην ατμόσφαιρα επιδρά στα πεδία βροχόπτωσης και έμμεσα, όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 2, λόγω μεταβολής του αριθμού των πυρήνων συμπύκνωσης, φαινόμενο όμως που δεν εξετάζεται στην παρούσα διατριβή.

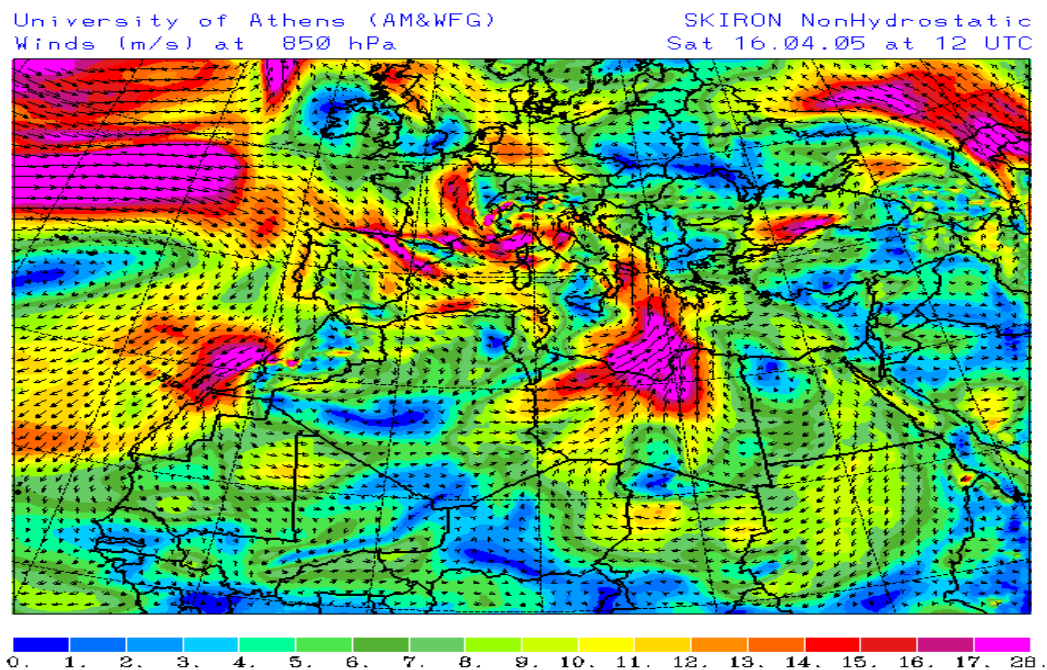
5.2. Έλεγχος Ευαισθησίας Οπτικού Πάχους Ερημικής Σκόνης.

Έχοντας πιστοποιήσει την ακρίβεια λειτουργίας του συστήματος RRTM ελέγχεται η ακρίβεια και αποτελεσματικότητα του ολοκληρωμένου πια συστήματος SKIRON/RRTM στον υπολογισμό του Οπτικού Πάχους των σωματιδίων σκόνης (Aerosol Optical Depth). Η ικανότητα περιγραφής των διεργασιών παραγωγής και μεταφοράς σκόνης από τις ερημικές περιοχές της Αφρικής είναι ιδιαίτερα σημαντική. Η θέση και η ποσότητα των σωματιδίων συνδέεται άμεσα με την χωρική κατανομή και την ένταση της επίδρασης στην ακτινοβολία. Αυτός είναι και ο λόγος για τον

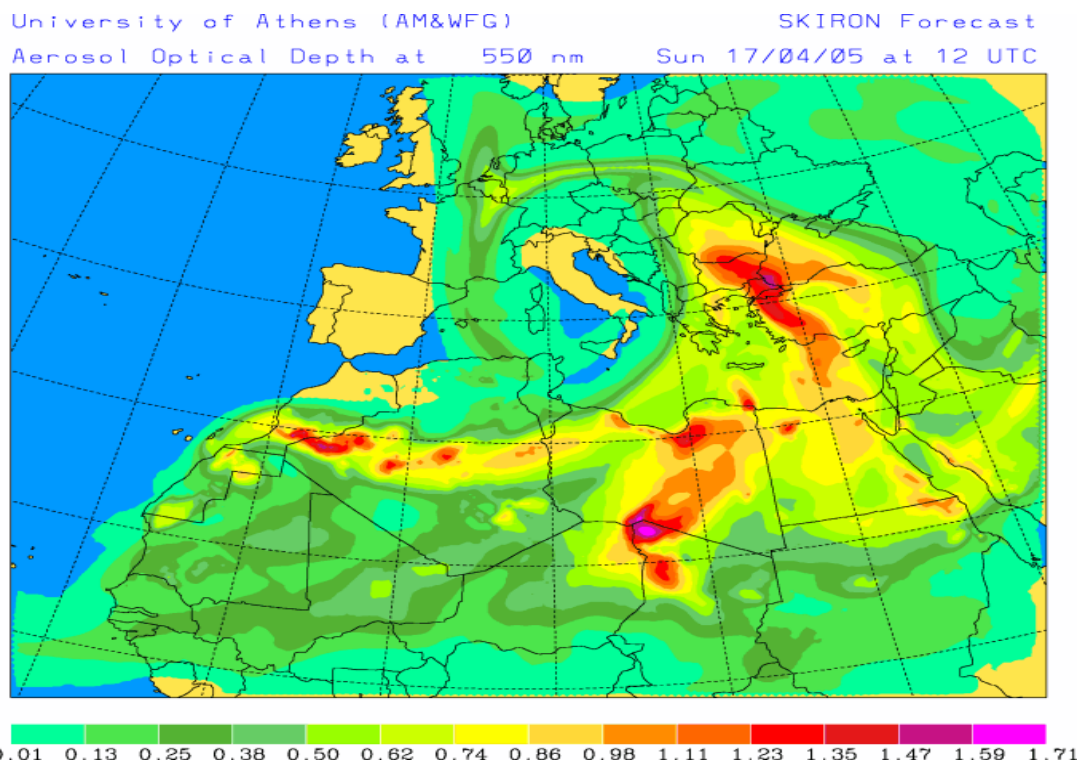
οποίο αναπτύχθηκε το νέο μοντέλο περιγραφής του κύκλου σκόνης στην ατμόσφαιρα που περιγράφεται στο Κεφάλαιο 3.

Για την αξιολόγηση του μοντέλου επιλέχθηκε και προσομοιώθηκε ένα έντονο επεισόδιο μεταφοράς σκόνης από την Αφρική προς την Ευρώπη τον Απρίλιο του 2005. Στις 15 Απριλίου 2005 ισχυροί νότιοι επιφανειακοί άνεμοι στην Αίγυπτο και τη Λιβύη εισήγαγαν στην ατμόσφαιρα μεγάλες ποσότητες σωματιδίων. Τα σωματίδια αυτά μεταφέρθηκαν προς την Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο τις επόμενες ημέρες μέσω Νοτιοδυτικού Ρεύματος στα μεγαλύτερα ύψη της ατμόσφαιρας (Σχήμα 5.2.1). Η τροχιά αυτή θεωρείται τυπική για τις μεταβατικές περιόδους του έτους με μεγάλη συχνότητα εμφάνισης ιδιαίτερα τους μήνες Απρίλιο και Μάρτιο, όπως είδαμε και στο Κεφάλαιο 2.

Το επεισόδιο καταγράφηκε και από τον δορυφόρο Aqua της NASA (με χρήση του Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS), όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.2.3.



Σχήμα 5.2.1: Πεδίο ανέμων στα 850hPa στις 16 Απριλίου 2005 12 UTC, το οποίο προκάλεσε τη μεταφορά σωματιδίων από την Αίγυπτο προς την Κεντρική Μεσόγειο, όπως προσομοιώθηκε από το σύστημα SKIRON.



Σχήμα 5.2.2: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από το σύστημα SKIRON για τις 17 Απριλίου 2005 12 UTC.



Σχήμα 5.2.2: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από το δορυφόρο Terra για τις 17 Απριλίου 2005 12 UTC.

Για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του συστήματος χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το δίκτυο σταθμών του AERONET (Aerosol Robotic Network), διορθωμένα όσον αφορά στη συνεισφορά των νεφών (AOD Level 2) και

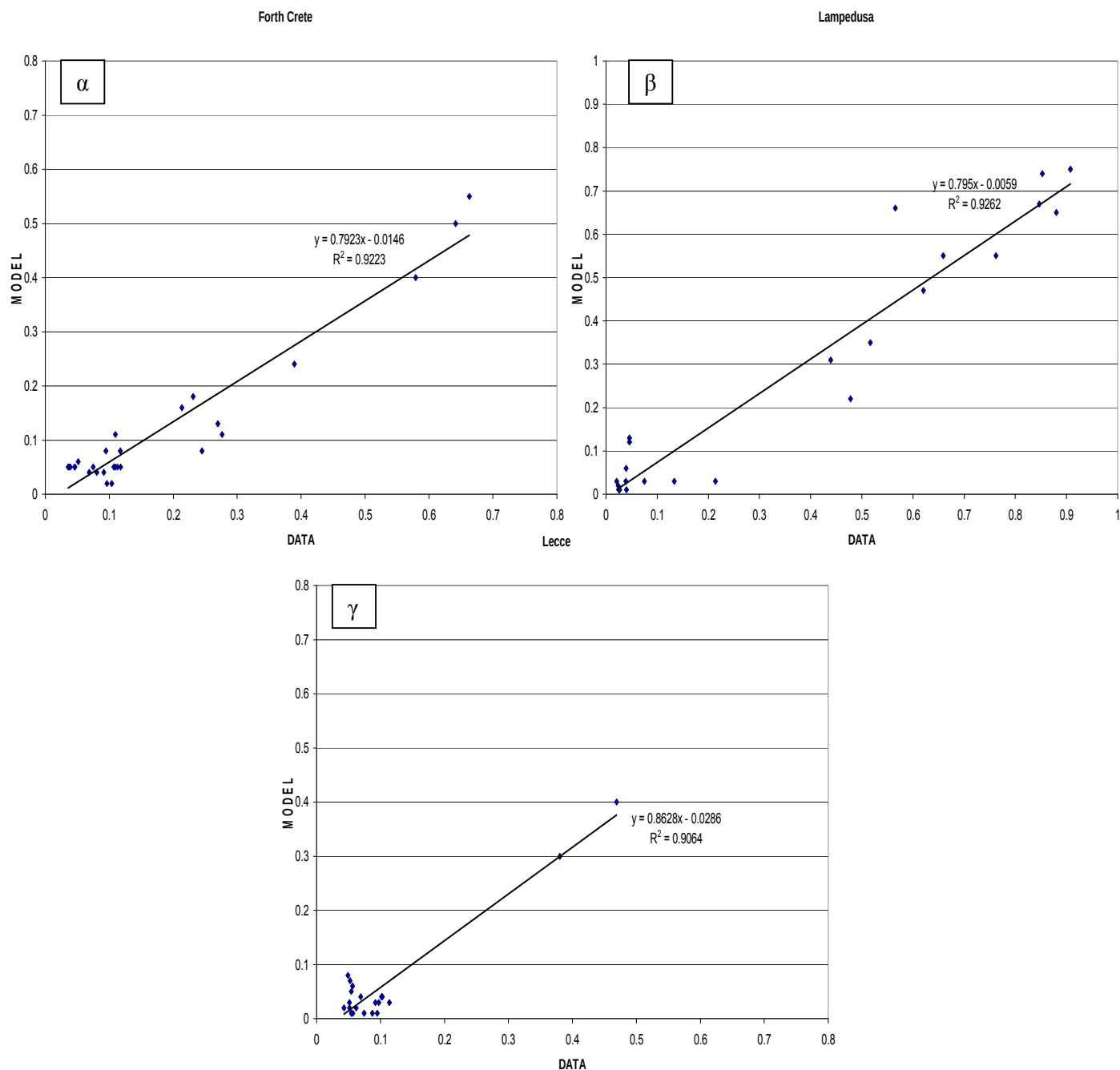
συγκεκριμένα από τρεις σταθμούς στην περιοχή της Κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου στην Κρήτη, στην Lampedusa και στο Lecce (Σχήμα 5.2.4.).

Οι παραπάνω σταθμοί δεν παρέχουν τιμές οπτικού πάχους στα 550nm, οπότε Ο υπολογισμός του πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τη μεθοδολογία του Iqbal (1983), γνωρίζοντας τα οπτικά πάχη σε δύο κοντινά μήκη κύματος λ_1 και λ_2 , μέσω του υπολογισμού του συντελεστή Angstrom $\alpha = \frac{\ln(AOD\lambda_1 / AOD\lambda_2)}{\ln(\lambda_2 / \lambda_1)}$ (Spyrou et al., 2010). Η μέθοδος αυτή μας επιτρέπει να συγκρίνουμε απευθείας αποτελέσματα του συστήματος με τιμές των σταθμών του AERONET στο ζητούμενο μήκος κύματος (π.χ. στα 550nm).

Όσον αφορά το μοντέλο SKIRON, ολοκληρώθηκε για το πρώτο δεκαπενθήμερο του Απριλίου 2005 με τις προδιαγραφές που φαίνονται στον Πίνακα 5.1. Το ολοκληρωμένο σύστημα είναι σε θέση να υπολογίσει το οπτικό βάθος των σωματιδίων σκόνης, όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 3. Με αυτό τον τρόπο και από τα δεδομένα των σταθμών δημιουργήθηκαν κατάλληλα διαγράμματα διασποράς για κάθε σταθμό, αλλά και για όλες τις διαθέσιμες μετρήσεις συνολικά (Σχήμα 5.2.5.). Επειδή οι μετρήσεις AOD του δικτύου AERONET (και ειδικά οι διορθωμένες Level – 2 μετρήσεις) είναι στιγμιαίες και σποραδικές δεν θεωρείται σκόπιμο να κατασκευαστούν διαγράμματα χρονοσειρών μοντέλου – παρατηρήσεων.



Σχήμα 5.2.4: Θέσεις των τριών σταθμών του AERONET που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση του συστήματος SKIRON όσον αφορά στο οπτικό βάθος.



Σχήμα 5.2.5: Διαγράμματα διασποράς μεταξύ των τιμών οπτικού πάχους στα 550 nm τριών σταθμών του δικτύου AERONET και των αποτελεσμάτων του συστήματος SKIRON. Τα διαγράμματα αφορούν στον σταθμό στην Κρήτη (α), στην Lampedusa (β) και στο Lecce (γ) Στα διαγράμματα καταγράφεται επίσης και ο συντελεστής συσχέτισης R^2 .

Οι τιμές του οπτικού πάχους που μετρήθηκαν στην περιοχή κυμαίνονται από 0.1 στις 15 και 16 Απριλίου έως και 0.9 στις 17 και 18, όπου και το νέφος σκόνης αναπτύσσεται πλήρως πάνω από την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Οι μεγαλύτερες τιμές παρατηρούνται στο σταθμό στη Lampedusa, ο οποίος είναι και ο

πλησιέστερος στη Βόρεια Αφρική και δέχεται εντονότερα την επίδραση των επεισοδίων ερημικής σκόνης.

Η συσχέτιση των μετρήσεων με τον υπολογισμό του οπτικού πάχους της σκόνης είναι ικανοποιητική σε όλους τους σταθμούς που εξετάστηκαν. Οι μετρήσεις με τα μεγέθη συνδέονται με τη σχέση $DOD = 0.79 AOD$ (συντελεστής συσχέτισης $r=0.95$) για τους σταθμούς σε Κρήτη και Lampedusa και με $DOD = 0.86 AOD$ (συντελεστής συσχέτισης $r=0.94$) για το σταθμό στο Lecce. Η υποεκτίμηση που παρατηρείται είναι λογική, καθώς το μοντέλο υπολογίζει οπτικό βάθος μόνο από τα σωματίδια φυσικής προέλευσης, ενώ τα δεδομένα από τους σταθμούς περιλαμβάνουν το σύνολο των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα. Τα αποτελέσματα αυτά είναι ενδεικτικά της αξιοπιστίας της μεθοδολογίας που εφαρμόζεται στο μοντέλο SKIRON όσον αφορά στον υπολογισμό του ποσού των σωματιδίων που μεταφέρονται από τη Σαχάρα στην Ευρώπη.

5.3. Επίδραση Σωματιδίων Σκόνης Φυσικής Προέλευσης Στην Ενεργειακή Κατανομή.

Ο ρόλος των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στην ενεργειακή κατανομή της ατμόσφαιρας, όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 2, είναι πολυδιάστατος. Κατά τη διάρκεια της ημέρας τα σωματίδια σκόνης μέσω σκέδασης και απορρόφησης ελαττώνουν το ποσοστό της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος. Παράλληλα η ενέργεια που απορροφάται θερμαίνει το στρώμα της ατμόσφαιρας στο οποίο περιέχονται. Κατά τη διάρκεια της νύχτας οι διεργασίες αντιστρέφονται: τα σωματίδια εκπέμπουν υπέρυθη ακτινοβολία προς το έδαφος θερμαίνοντας το, ενώ παράλληλα ψύχεται το στρώμα της ατμόσφαιρας που τα περιέχει.

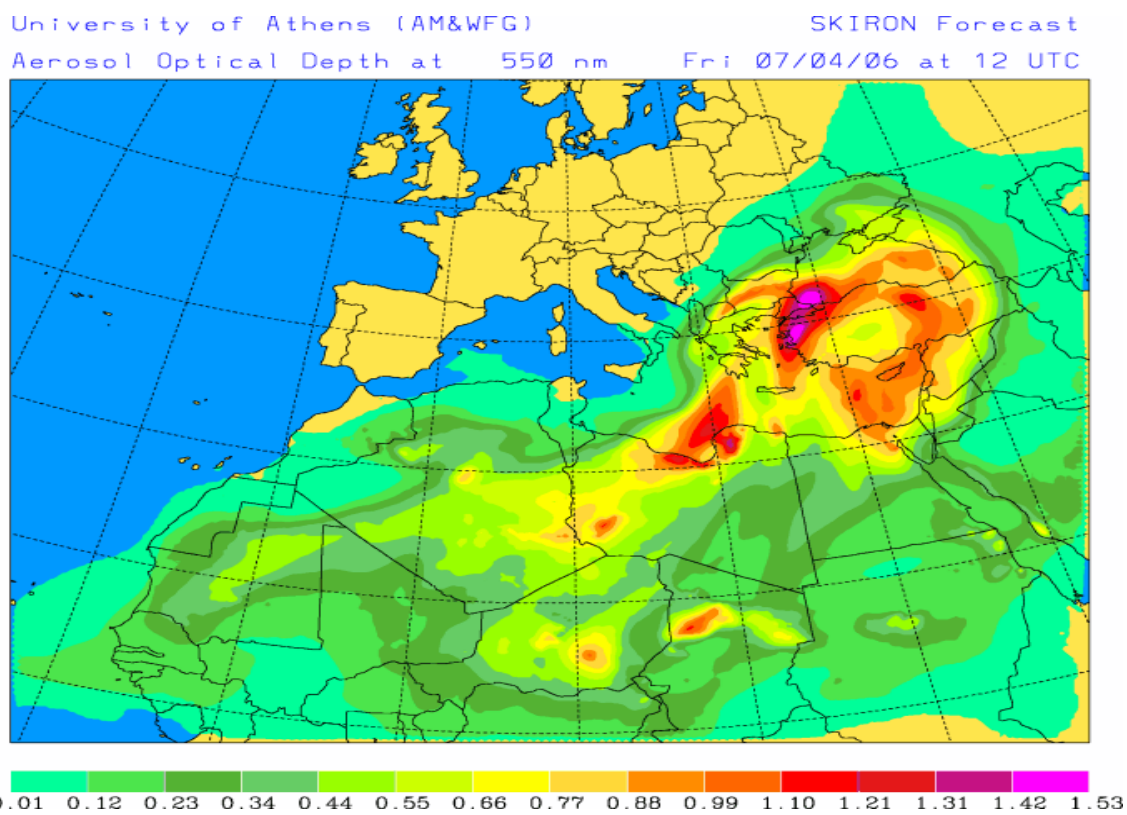
Για τον έλεγχο των διεργασιών αυτών επιλέχθηκε ένα χαρακτηριστικό επεισόδιο μεταφοράς από τη Σαχάρα προς την Ευρώπη, τον Απρίλιο του 2006. Στις 5 Απριλίου 2006 ισχυροί άνεμοι στη Νοτιοανατολική πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα στη Βόρεια Αφρική εισήγαγαν στην ατμόσφαιρα μεγάλες ποσότητες σωματιδίων σκόνης τα οποία με τη βοήθεια νοτιοδυτικών ανέμων μεταφέρθηκαν στη Μεσόγειο και έφτασαν στον Ελλαδικό χώρο 2 ημέρες μετά στις 7 Απριλίου 2006. Το επεισόδιο ήταν έντονο και καταγράφηκε από δορυφόρους της NASA (Σχήμα 5.3.1-4). Τα σωματίδια σκόνης που καταφέρνουν να εισχωρήσουν σε μεγάλα ύψη στην ατμόσφαιρα και να μεταφερθούν σε μεγάλες αποστάσεις, έχουν μικρές διαμέτρους

και επιβιώνουν στην ατμόσφαιρα για αρκετές μέρες μέχρι να εναποτεθούν. Σαν αποτέλεσμα μπορούν να επηρεάζουν περιοχές αρκετά απομακρυσμένες από τις πηγές παραγωγής (Tegen et al., 1996; Kallos et al., 2006; Zender et al., 2006; Spyrou et al., 2010). Στις 9 Απριλίου 2006 το φαινόμενο επαναλήφθηκε με τον ίδιο τρόπο (ισχυροί άνεμοι στη Νοτιοανατολική πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα στη Βόρειο Αφρική) εκκινώντας νέο επεισόδιο στην ίδια περιοχή με μεγαλύτερη ένταση από το προηγούμενο. Τα σωματίδια σκόνης που εισήχθηκαν στην ατμόσφαιρα μεταφέρθηκαν από τη Βόρειο Αφρική πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα προς την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου φτάνοντας μέχρι και την Κύπρο μερικές μέρες μετά στις 12 και 13 Απριλίου 2006 (Σχήμα 5.3.5-8). Και οι δύο αυτές τροχιές θεωρούνται τυπικές για τις μεταβατικές περιόδους του έτους με μεγάλη συχνότητα εμφάνισης ιδιαίτερα τους μήνες Απρίλιο και Μάρτιο, όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 2.

Για τη μελέτη του παραπάνω φαινομένου μεταφοράς σωματιδίων και την επίδραση της ερημικής σκόνης στο ενεργειακό ισοζύγιο ολοκληρώθηκε το ατμοσφαιρικό σύστημα SKIRON για το πρώτο δεκαπενθήμερο του Απριλίου 2006 με τις προδιαγραφές που φαίνονται στον Πίνακα 5.1. Η περιοχή ολοκλήρωσης καταγράφεται στο Σχήμα 5.1 και περιλαμβάνει τη Βόρειο Αφρική, τη Μεσόγειο και την Ευρώπη. Για τον προσδιορισμό της επίδρασης των σωματιδίων στην ακτινοβολία πραγματοποιήθηκαν 2 προσομοιώσεις: Μία με τα αερολύματα να αλληλεπιδρούν ενεργειακά (WDE – With Dust Effects) και μια χωρίς (NDE – No Dust Effects). Και οι δύο προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση του αλγορίθμου RRTM, καθώς όπως αναφέρθηκε περιλαμβάνει τις διεργασίες επίδρασης της σκόνης στην ακτινοβολία. Η προσομοίωση χωρίς επίδραση έγινε επίσης με τη χρήση του RRTM, αλλά θεωρώντας τα σωματίδια ανενεργά. Με αυτόν τον τρόπο οι διαφορές που προκύπτουν οφείλονται αποκλειστικά στη σκόνη και όχι σε διαφορές λόγω χρήσης διαφορετικού αλγορίθμου. Και στις δύο περιπτώσεις το σύστημα ολοκληρώθηκε πρώτα από τις 10 μέχρι τις 31 Μαρτίου 2006 για να δημιουργηθεί ικανοποιητικό υπόβαθρο σκόνης στην ατμόσφαιρα, αλλά και κατανομή της θερμοκρασία και της υγρασίας του εδάφους. Με τον τρόπο αυτό εξαλείφονται τα προβλήματα και τα σφάλματα που προκύπτουν από το “cold start” του συστήματος με τη χρήση κλιματικών τιμών.



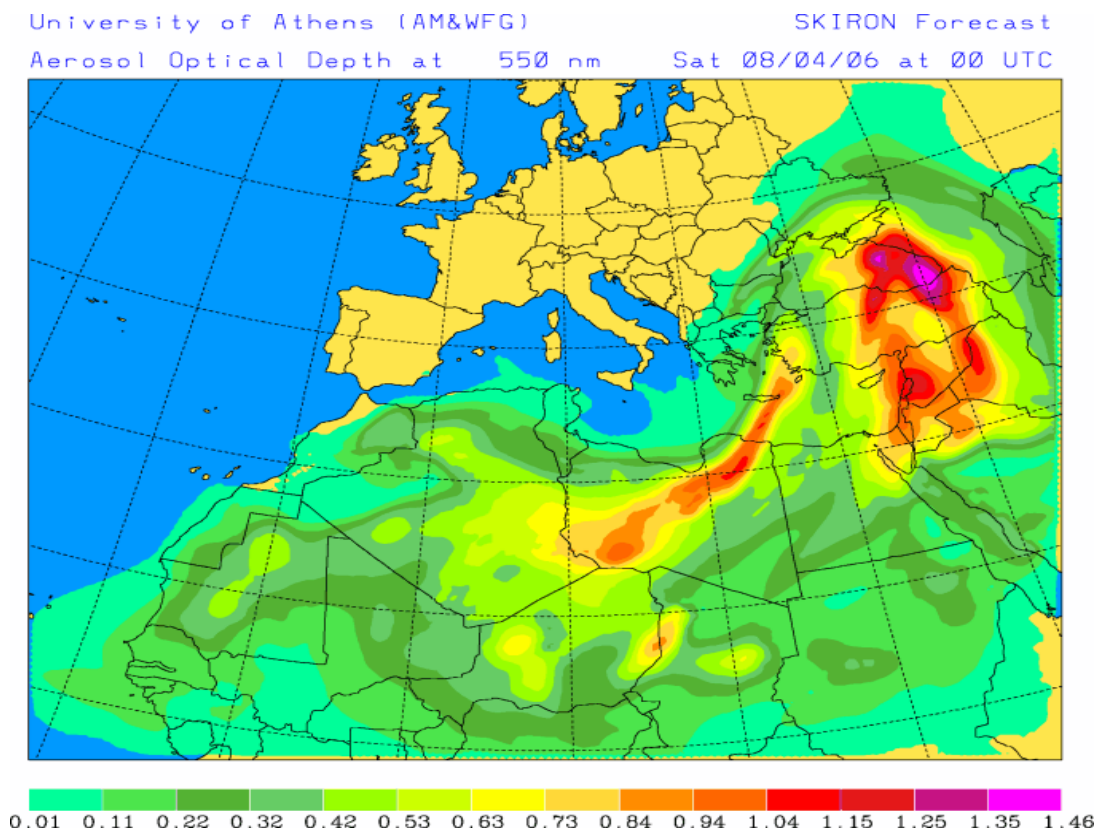
Σχήμα 5.3.1: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από το δορυφόρο Terra (MODIS) για τις 7 Απριλίου 2006, όπου φαίνεται η είσοδος της σκόνης προς τον Ελλαδικό χώρο.



Σχήμα 5.3.2: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από την ολοκλήρωση του συστήματος SKIRON για τις 7 Απριλίου 2006.



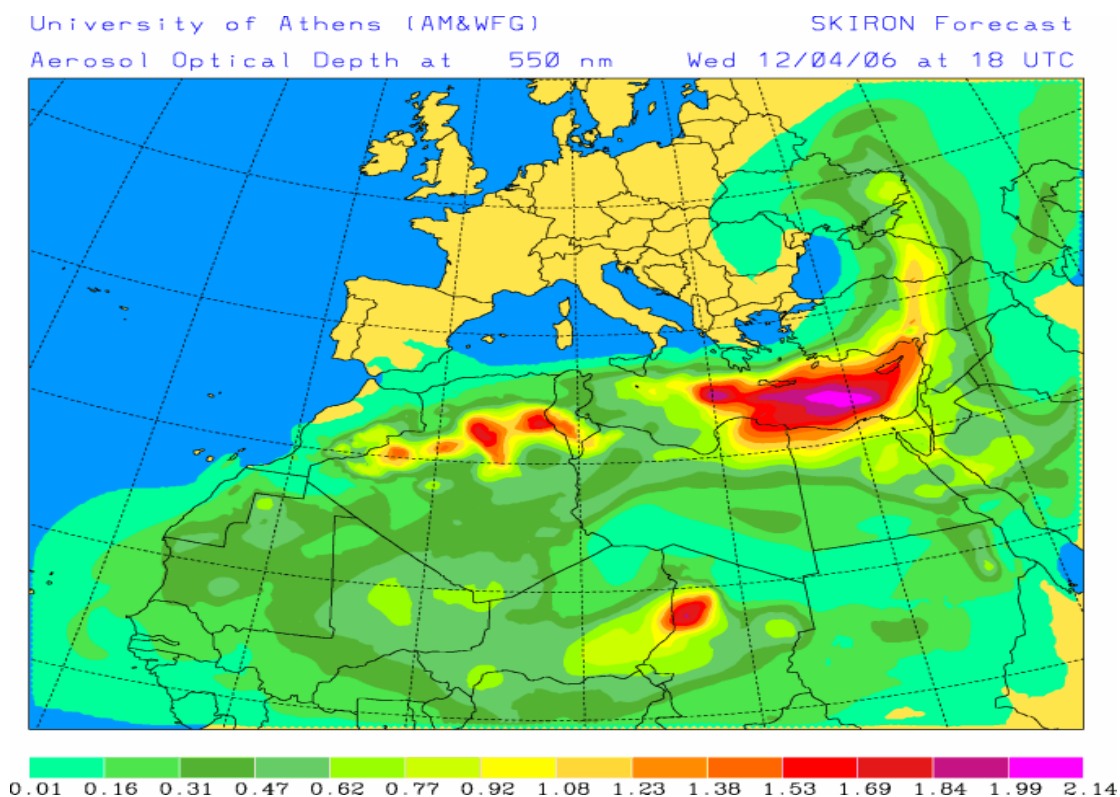
Σχήμα 5.3.3: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από το δορυφόρο Terra (MODIS) για τις 8 Απριλίου 2006



Σχήμα 5.3.4: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από την ολοκλήρωση του συστήματος SKIRON για τις 8 Απριλίου 2006.



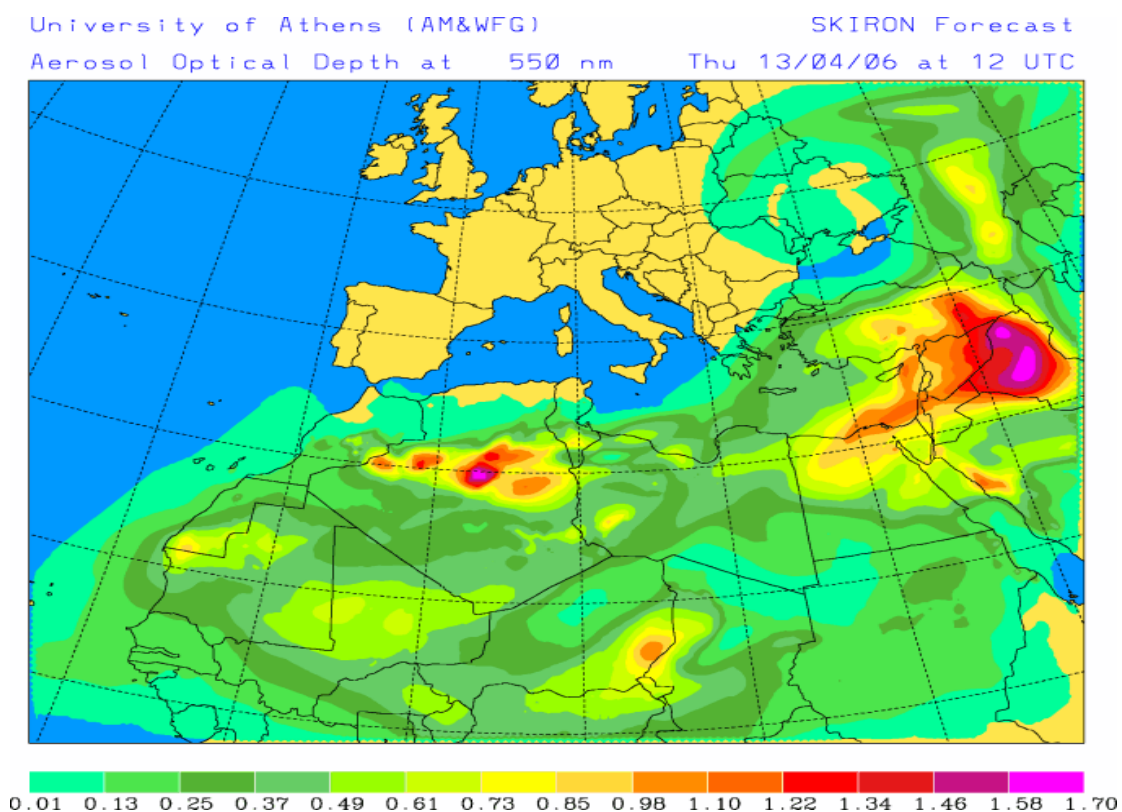
Σχήμα 5.3.5: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από το δορυφόρο Terra (MODIS) για τις 12 Απριλίου 2006, όπου φαίνεται η είσοδος της σκόνης προς τον Ελλαδικό χώρο.



Σχήμα 5.3.6: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από την ολοκλήρωση του συστήματος SKIRON για τις 12 Απριλίου 2006.



Σχήμα 5.3.7: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από το δορυφόρο Terra (MODIS) για τις 13 Απριλίου 2006, όπου φαίνεται η είσοδος της σκόνης προς τον Ελλαδικό χώρο.



Σχήμα 5.3.8: Οπτικό βάθος αερολυμάτων από την ολοκλήρωση του συστήματος SKIRON για τις 13 Απριλίου 2006.

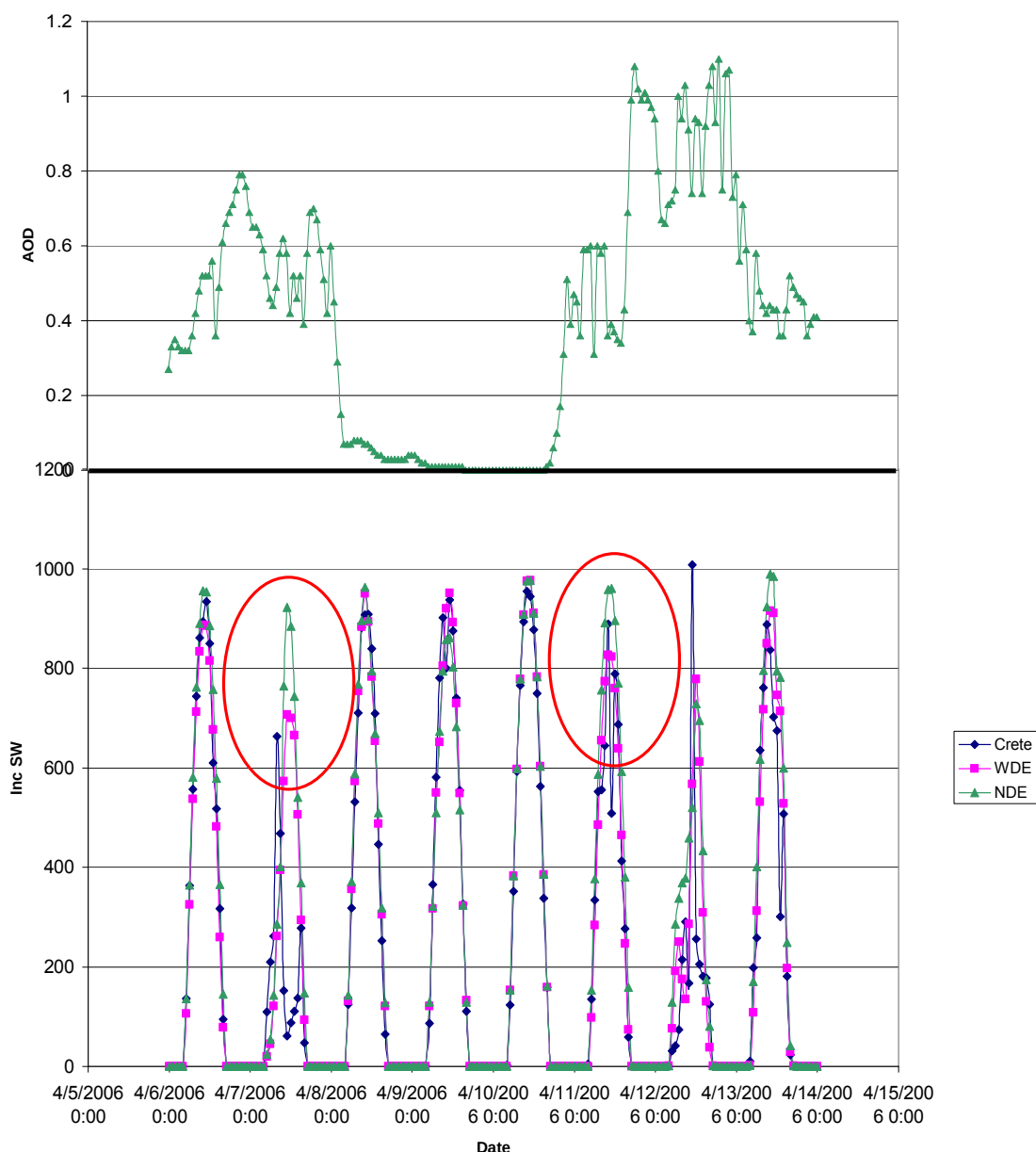
Λόγω της ύπαρξης εδαφικής σκόνης στην περιοχή μειώνεται το ποσοστό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος. Μέρος της ακτινοβολίας αυτής επανεκπέμπεται στο διάστημα λόγω της λευκαύγειας του νέφους (Dufresne et al., 2001; Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007), ενώ ένα τμήμα της απορροφάται από το νέφος θερμαίνοντας το κομμάτι της στήλης όπου η ύπαρξη των σωματιδίων είναι ισχυρή, για να επανεκπεμφθεί τη νύχτα στην επιφάνεια (Heinold et al., 2008).

Για τον ποσοτικό έλεγχο, καταρχήν του φαινομένου της “σκίασης” χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από δύο σταθμούς μέτρησης εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στο ΤΕΙ Κρήτης (διαθέσιμα μέσω AERONET) και στο Πανεπιστήμιο της Κύπρου (Σχήμα 5.3.9). Και οι δύο αυτοί σταθμοί παρέχουν συνεχείς ωριαίες τιμές μικρού μήκους κύματος εισερχόμενης ακτινοβολίας σε W/m^2 για μεγάλες περιόδους και βρίσκονται στις θέσεις που διασχίζουν τα σωματίδια σκόνης κατά τη μεταφορά τους πάνω από τη Μεσόγειο.



Σχήμα 5.3.9: Θέσεις των δύο σταθμών μέτρησης ηλιακής ακτινοβολίας σε Κρήτη και Κύπρο

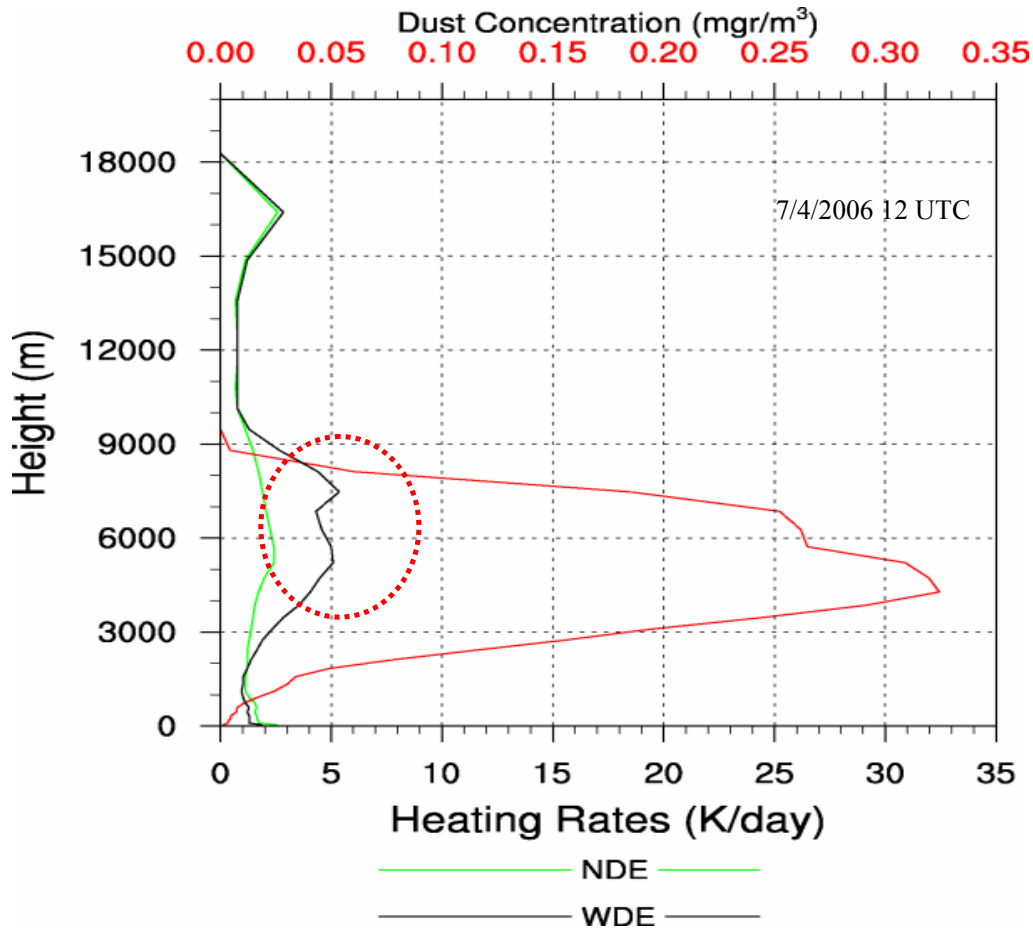
Με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα από το σταθμό στην Κρήτη και τα αποτελέσματα του συστήματος δημιουργούνται χρονοσειρές εισερχόμενης ακτινοβολίας και για τα δύο είδη προσομοιώσεων (WDE – NDE).



Σχήμα 5.3.10.: Κατανομή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και του Οπτικού Βάθους στα 550nm στο σταθμό μέτρησης στην Κρήτη. Επίσης καταγράφονται τα αποτελέσματα ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και χωρίς αυτήν (NDE).

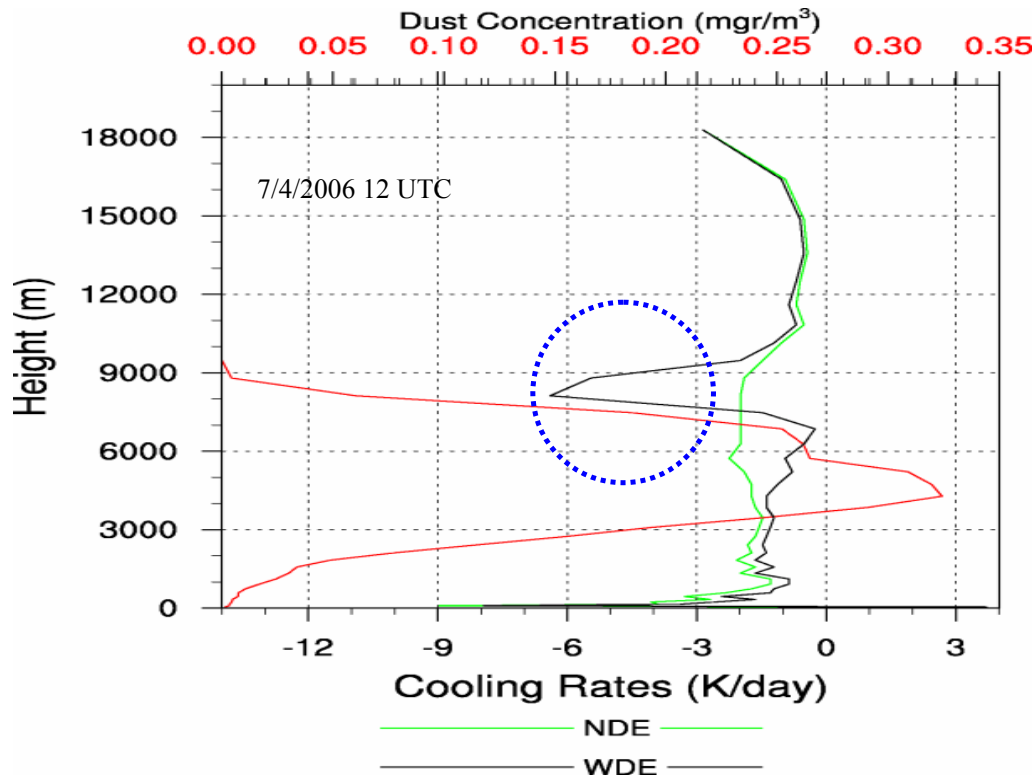
Κατά τη διέλευση των σωματιδίων σκόνης πάνω από το σταθμό της Κρήτης παρατηρείται μείωση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας της τάξεως των $\sim 200 \text{ W/m}^2$ στις 7 Απριλίου το μεσημέρι. Η ελάττωση αυτή είναι ιδιαίτερα έντονη και δεν μπορεί να αποδοθεί αποκλειστικά στην εξασθένηση λόγω των σωματιδίων σκόνης. Για να εξηγηθεί η εξασθένηση πρέπει να εξεταστεί και η μεταβολή της γενικότερης ατμοσφαιρικής κατάστασης στην περιοχή και κυρίως της νέφωσης.

Κατά τη διάρκεια της ημέρας το ποσοστό της ακτινοβολίας που απορροφάται από τα σωματίδια σκόνης θερμαίνει το στρώμα μέσα στο οποίο βρίσκεται (Σχήμα 5.3.11).



Σχήμα 5.3.11: Κατακόρυφη κατανομή των ρυθμών θέρμανσης της ατμοσφαιρικής στήλης πάνω από το σταθμό της Κρήτης σε K/ημέρα στις 7 Απριλίου 2006 (12 UTC). Με μαύρο χρώμα καταγράφονται τα αποτελέσματα ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και με πράσινο χωρίς αυτήν (NDE). Επίσης καταγράφεται με κόκκινο χρώμα η κατακόρυφη συγκέντρωση σκόνης σε mgr/m^3 .

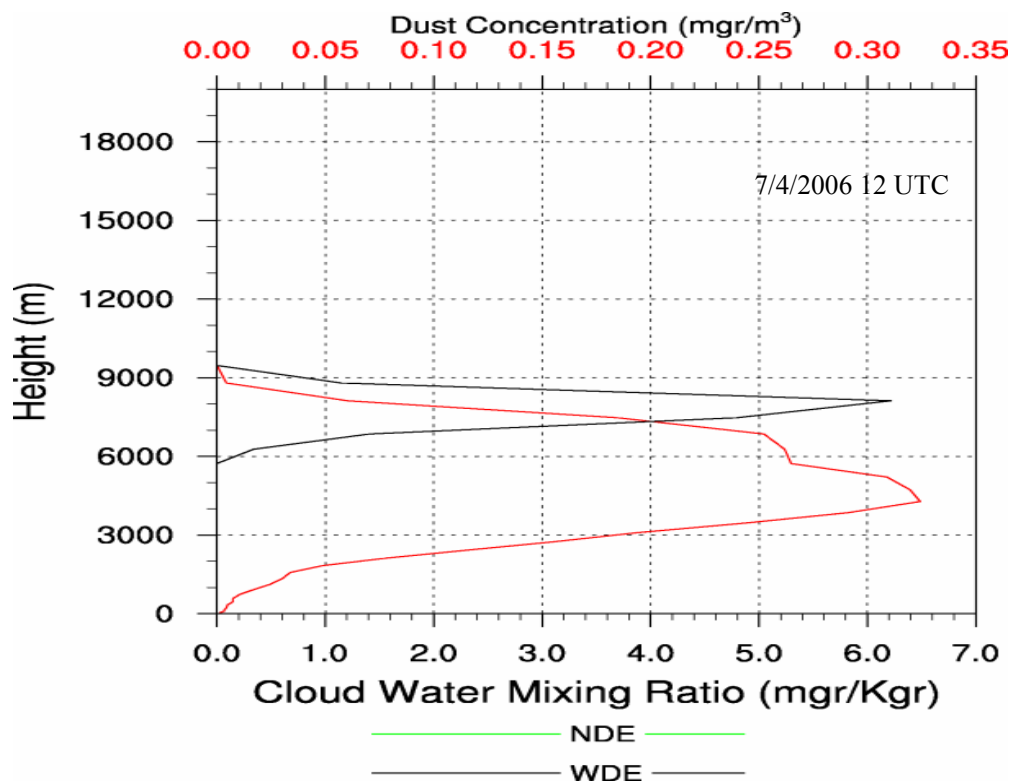
Αντίθετα στα ανώτερα ύψη πάνω από το στρώμα της σκόνης η ακτινοβολία ανακλάται. Η ανάκλαση αυτή αυξάνει τους ρυθμούς ψύξης πάνω από το επίπεδο των σωματιδίων ελαττώνοντας τη θερμοκρασία του στρώματος. (Σχήμα 5.3.12). Η ψύξη αυτή οδηγεί τη θερμοκρασία του στρώματος πιο κοντά στη θερμοκρασία δρόσου με αποτέλεσμα να συμπυκνωθούν υδρατμοί και να σχηματιστούν νέφη τύπου cirrus. Η διαδικασία αυτή επεκτείνει την ήδη υπάρχουσα νέφωση στην περιοχή πάνω από το σταθμό μέτρησης της ακτινοβολίας. Η δημιουργία υψηλών νεφών, σε συνδυασμό με την εξασθένηση που προκαλούν τα σωματίδια ερημικής σκόνης εξηγεί την μείωση στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία που παρατηρείται. Ελέγχοντας την κατακόρυφη μεταβολή των ρυθμών θέρμανσης και ψύξης σε σχέση με την έκταση του πλούμιου σκόνης καταγράφεται αυτή η μεταβολή.



Σχήμα 5.3.12: Κατακόρυφη κατανομή των ρυθμών ψύξης της ατμοσφαιρικής στήλης πάνω από το σταθμό της Κρήτης σε Κ/ημέρα στις 7 Απριλίου 2006 (12 UTC). Με μαύρο χρώμα καταγράφονται τα αποτελέσματα ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και με πράσινο χωρίς αυτήν (NDE). Επίσης καταγράφεται με κόκκινο χρώμα η κατακόρυφη συγκέντρωση σκόνης σε mgr/m^3 .

Η επέκταση της νέφωσης πάνω από το σταθμό μέτρησης στην Κρήτη καταγράφεται και στην κατακόρυφη κατανομή της αναλογίας μίγματος υδρομετεώρων στην ατμοσφαιρική στήλη (Cloud Water Mixing Ratio – Σχήμα 5.3.13). Η έκδοση του συστήματος που περιλαμβάνει την ανάδραση της σκόνης καταφέρνει να αποδώσει επιτυχώς την επέκταση της νέφωσης (Σχήμα 5.3.13), η οποία σε συνδυασμό με την εξασθένηση που προκαλούν τα σωματίδια σκόνης εξηγεί την μείωση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην Κρήτη στις 7 Απριλίου 2006.

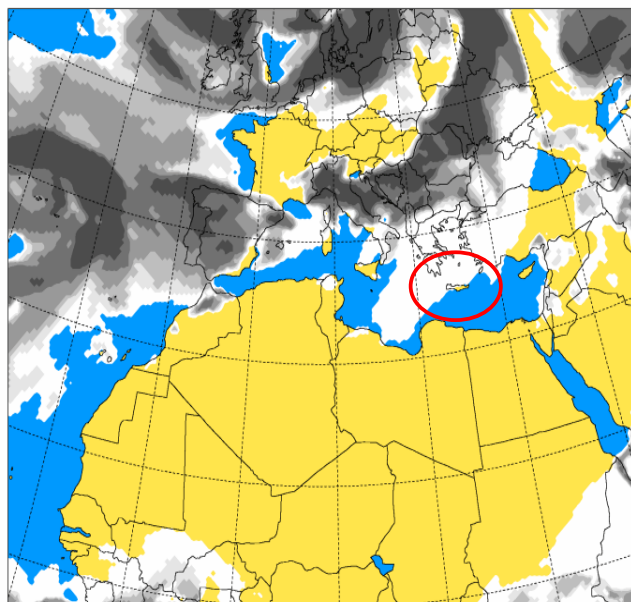
Εδώ πρέπει να τονιστεί ότι τα σωματίδια σκόνης λειτουργούν και σαν πυρήνες συμπύκνωσης, μεταβάλλοντας περαιτέρω τις διεργασίες δημιουργίας και μετασχηματισμού των νεφών. Στην παρούσα όμως διατριβή το φαινόμενο εξετάζεται μόνο από την πλευρά της άμεσης επίδρασης της σκόνης στην ακτινοβολία (direct effects), και όχι των έμμεσων επιδράσεων που αυτή επιφέρει. Το φαινόμενο αυτό περιγράφεται και σαν ημι-άμεση επίδραση των σωματιδίων στα νέφη (semi-direct effect).



Σχήμα 5.3.13: Κατακόρυφη κατανομή του cloud water mixing ratio πάνω από το σταθμό της Κρήτης σε gr/m^2 στις 7 Απριλίου 2006 (12 UTC). Με μαύρο χρώμα καταγράφονται τα αποτελέσματα με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και με πράσινο χωρίς αυτήν (NDE). Επίσης καταγράφεται με κόκκινο χρώμα η κατακόρυφη συγκέντρωση σκόνης σε mgr/m^3 .

University of Athens (AM&WFG)
Cloud Cover

SKIRON NonHydrostatic
Fri 07.04.06 at 12 UTC

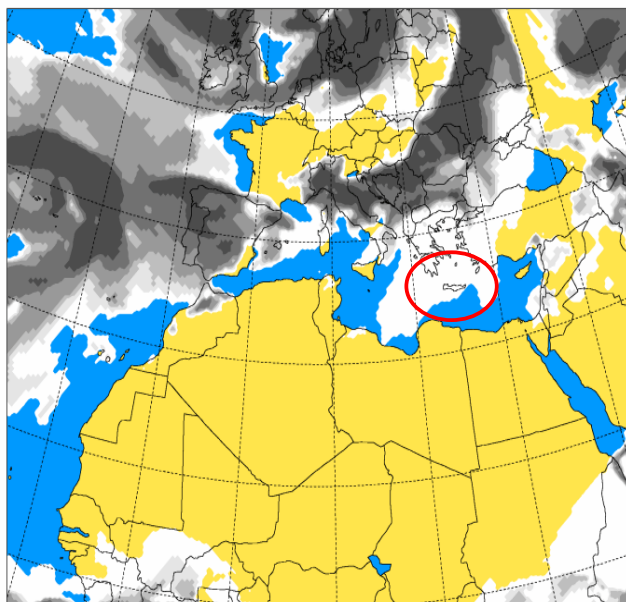


HIGH CLOUDS LOW CLOUDS

Σχήμα 5.3.13α: Κατανομή της νεφοκάλυψης από το σύστημα SKIRON την 7^η Απριλίου 2006 χωρίς την ανάδραση των σωματιδίων σκόνης (NDE).

University of Athens (AM&WFG)
Cloud Cover

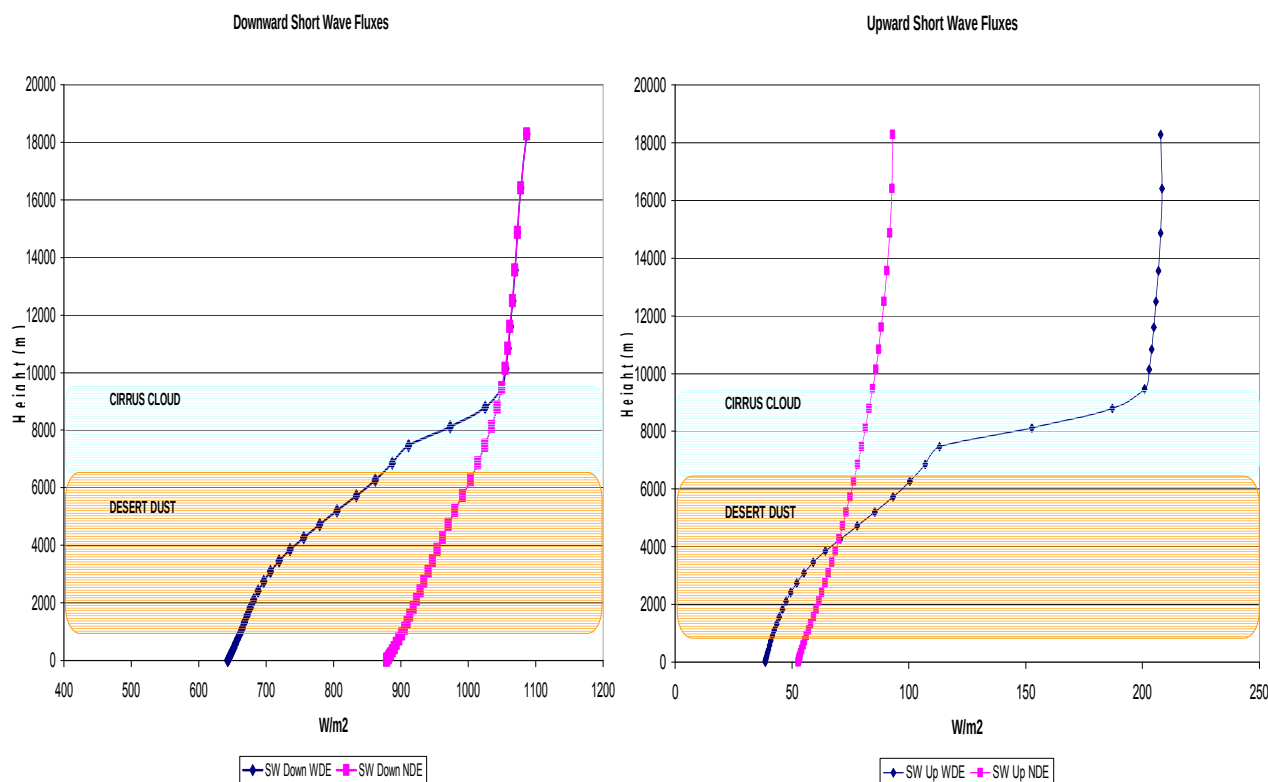
SKIRON NonHydrostatic
Fri 07.04.06 at 12 UTC



HIGH CLOUDS LOW CLOUDS

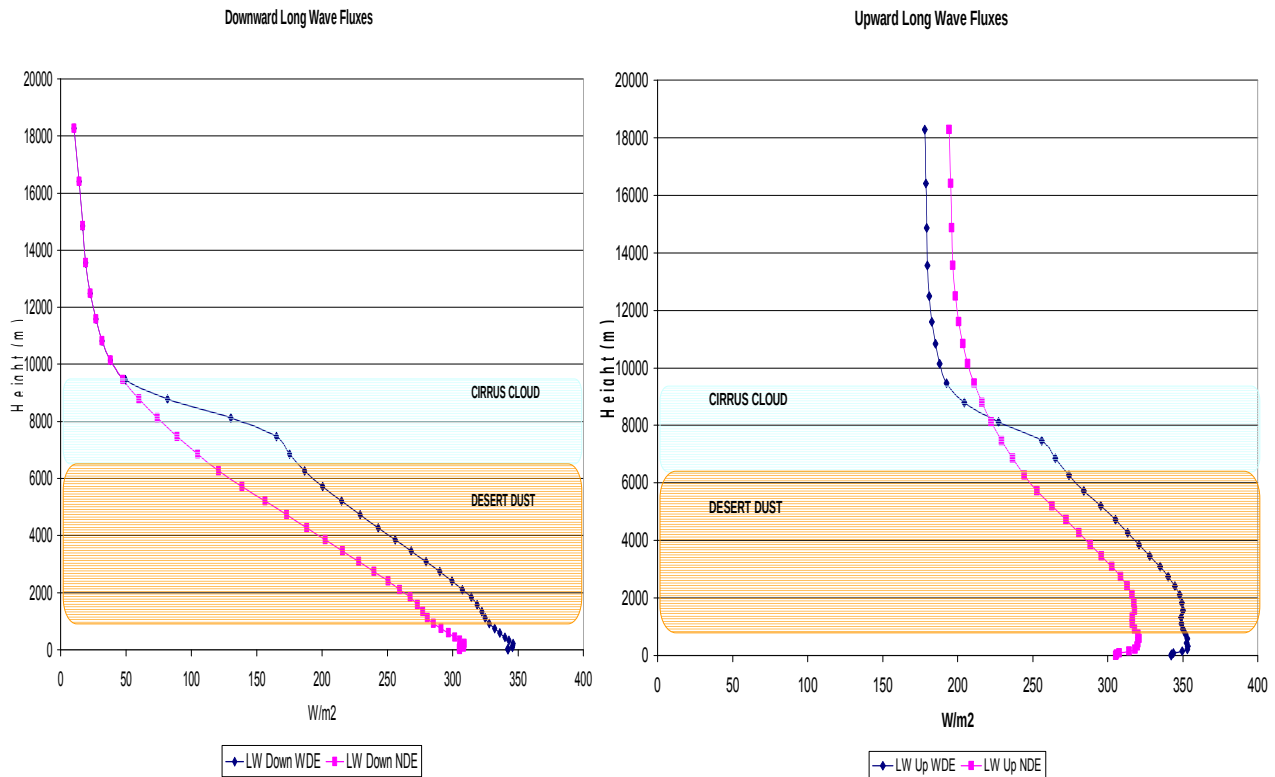
Σχήμα 5.3.13β: Κατανομή της νεφοκάλυψης από το σύστημα SKIRON την 7^η Απριλίου 2006 με την ανάδραση των σωματιδίων σκόνης (WDE).

Καταγράφοντας την κατακόρυφη μεταβολή των ροών στην ατμοσφαιρική στήλη φαίνεται καθαρά η επίδραση των σωματιδίων ερημικής σκόνης στην ανακατανομή της ενέργειας (Σχήμα 5.3.14-15). Στο ορατό η δημιουργία του νέφους Cirrus και της σκόνης ελαττώνει την εισερχόμενη ακτινοβολία στην επιφάνεια κατά **27%**, κυρίως λόγω σκέδασης και απορρόφησης από τη σκόνη, κάτι το οποίο συμφωνεί και με τις παρατηρήσεις από το σταθμό μέτρησης ακτινοβολίας. Αντίστοιχα η ανακλώμενη ακτινοβολία που φτάνει στο όριο της ατμόσφαιρας αυξάνεται κατά **55%**, κυρίως λόγω ανάκλασης από το νέφος που δημιουργείται. Αντίθετα η ανακλώμενη από το έδαφος ακτινοβολία ελαττώνεται κατά **27%** λόγω ακριβώς της μείωσης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (Σχήμα 5.3.14).



Σχήμα 5.3.14.: Κατακόρυφη κατανομή των ροών μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω από το αεροδρόμιο του Ελληνικού στις 7 Απριλίου 2006 12 UTC. Στο σχήμα καταγράφεται και το στρώμα σωματιδίων σκόνης και το νέφος που δημιουργήθηκε λόγω της επίδρασης της σκόνης.

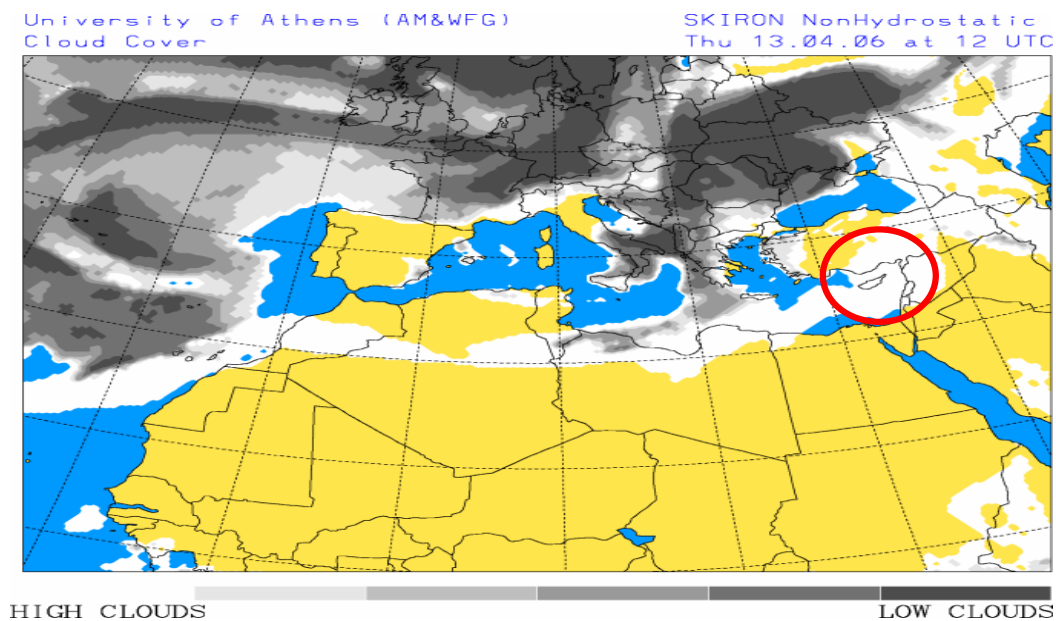
Στο υπέρυθρο ο συνδυασμός νέφους και σκόνης αυξάνει το ποσό της εισερχόμενης ακτινοβολίας στο έδαφος κατά **11%**, λόγω εκπομπής κυρίως από το νέφος. Αντίθετα το ποσοστό της ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της ατμόσφαιρας ελαττώνεται κατά **8%**, καθώς ένα ποσοστό απορροφάται από την ατμόσφαιρα στο επίπεδο του Cirrus (Σχήμα 5.3.15).



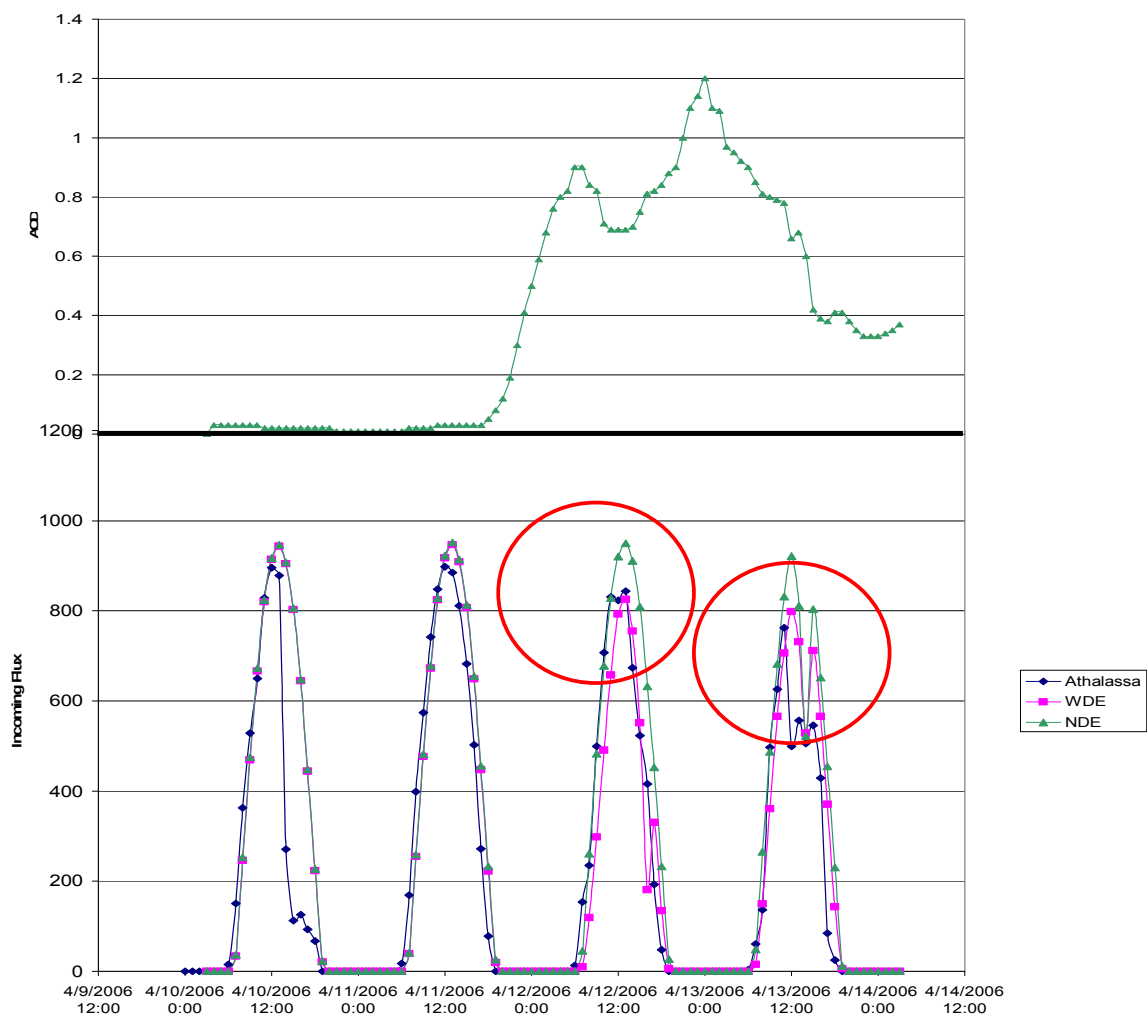
Σχήμα 5.3.15.: Κατακόρυφη κατανομή των ροών μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας πάνω από το αεροδρόμιο του Ελληνικού στις 7 Απριλίου 2006 12 UTC. Στο σχήμα καταγράφεται και το στρώμα σωματιδίων σκόνης και το νέφος που δημιουργήθηκε λόγω της επίδρασης της σκόνης.

Στις 8 Απριλίου τα επίπεδα εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στον υπό μελέτη σταθμό στην Κρήτη επανέρχονται σε κανονικές τιμές υποβάθρου, μέχρι τις 12 Απριλίου, όπου το δεύτερο νέφος σκόνης φτάνει στο σταθμό. Λόγω σκέδασης και απορρόφησης της ακτινοβολίας από τα σωματίδια, παρατηρείται μείωση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας κατά $\sim 80 \text{ W/m}^2$ (Σχήμα 5.3.10). Στην περίπτωση αυτή η διαφορά αποδίδεται αποκλειστικά στην ύπαρξη σκόνης πάνω από την περιοχή μελέτης (Σχήματα 5.3.7-8) και στο φαινόμενο της “σκίασης” που επιφέρει.

Ακολουθώντας την ίδια διαδικασία για τον σταθμό της Κύπρου στην Αθαλάσσα κατά την περίοδο 12 – 13 Απριλίου 2006 καταγράφεται η ωριαία μεταβολή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (Σχήμα 5.3.17). Κατά το πέρασμα των σωματιδίων παρατηρήθηκε μείωση στο μέγιστο της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας μεγαλύτερη από $\sim 70 \text{ W/m}^2$ στις 12 Απριλίου. Στις 13 Απριλίου η συνολική ελάττωση είναι εντονότερη αλλά αποδίδεται και στην ύπαρξη νέφωσης στην περιοχή (Σχήμα 5.3.16). Το μοντέλο καταφέρνει και εδώ να περιγράψει καλύτερα τις ατμοσφαιρικές συνθήκες με την εισαγωγή της επίδρασης των αερολυμάτων φυσικής προέλευσης.



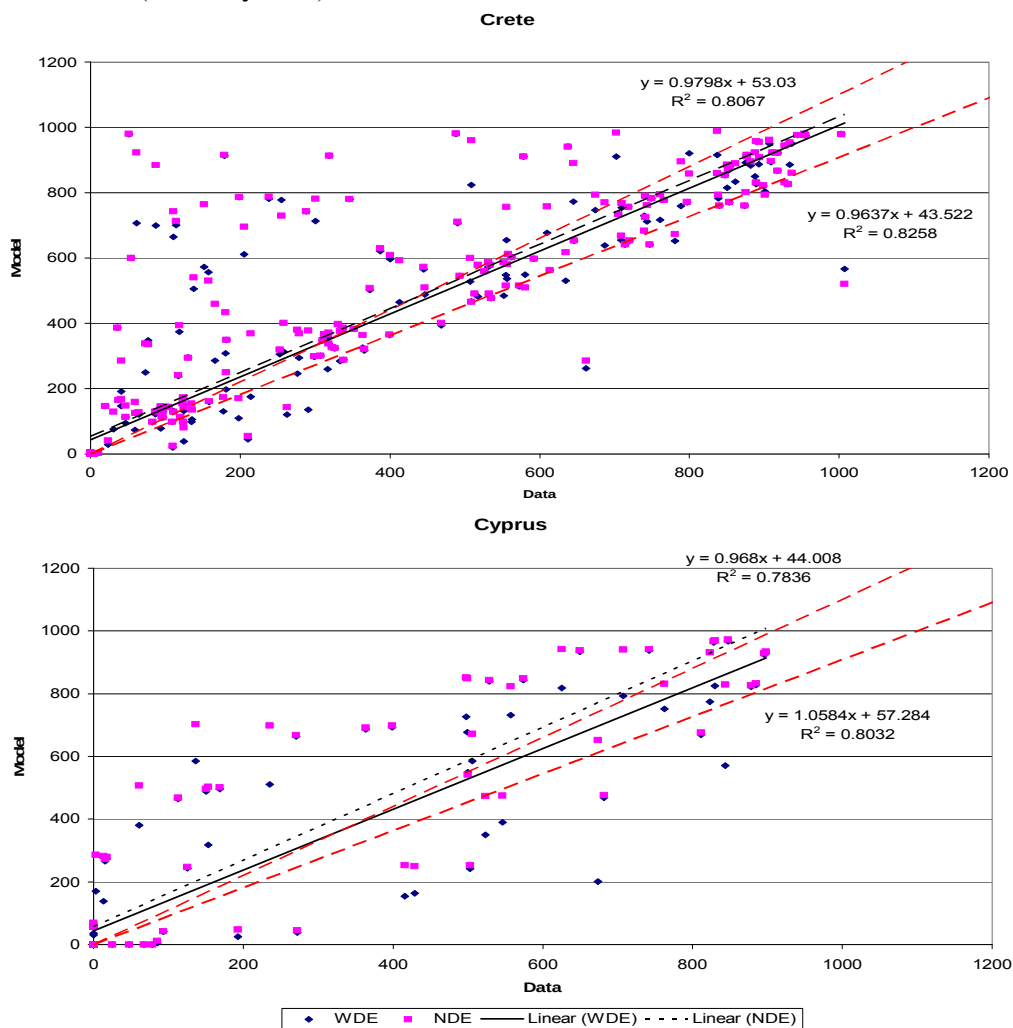
Σχήμα 5.3.16.: Κατανομή της νεφοκάλυψης από το σύστημα SKIRON την 13^η Απριλίου 2006



Σχήμα 5.3.17.: Κατανομή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας και του οπτικού βάθους των σωματιδίων στο σταθμό μέτρησης στην Κύπρο από 10 έως 14 Απριλίου 2006. Επίσης καταγράφονται τα αποτελέσματα ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και χωρίς αυτήν (NDE).

Έχοντας εξετάσει την επίδραση των σωματιδίων σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών μελετάται η μεταβολή της ικανότητας του ατμοσφαιρικού συστήματος στην καταγραφή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας.

Με τη χρήση πραγματικών δεδομένων από το δίκτυο μέτρησης ακτινοβολίας του AERONET (AErosol RObotic NETwork) και μετρήσεων από το Πανεπιστήμιο της Αθαλάσσας στην Κύπρο και των αποτελεσμάτων του συστήματος κατασκευάστηκαν διαγράμματα διασποράς παρατηρήσεων – προσομοιώσεων και για τους δύο σταθμούς (Κρήτη – Κύπρος). Στόχος είναι να καταγραφεί η τυχόν βελτίωση που επιφέρει η εισαγωγή της άμεσης επίδρασης των σωματιδίων σκόνης στην ικανότητα αναπαράστασης της κατανομής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην περιοχή από το μοντέλο SKIRON (Σχήμα 5.3.18). Σε κάθε διάγραμμα διασποράς καταγράφεται και το εύρος τιμών $\pm 10\%$ από την ιδανική γραμμή τάσης (trendline) των 45° (Πίνακας 5.3.1).



Σχήμα 5.3.18: Διαγράμματα διασποράς μετρήσεων και αποτελεσμάτων του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και χωρίς αυτήν (NDE).

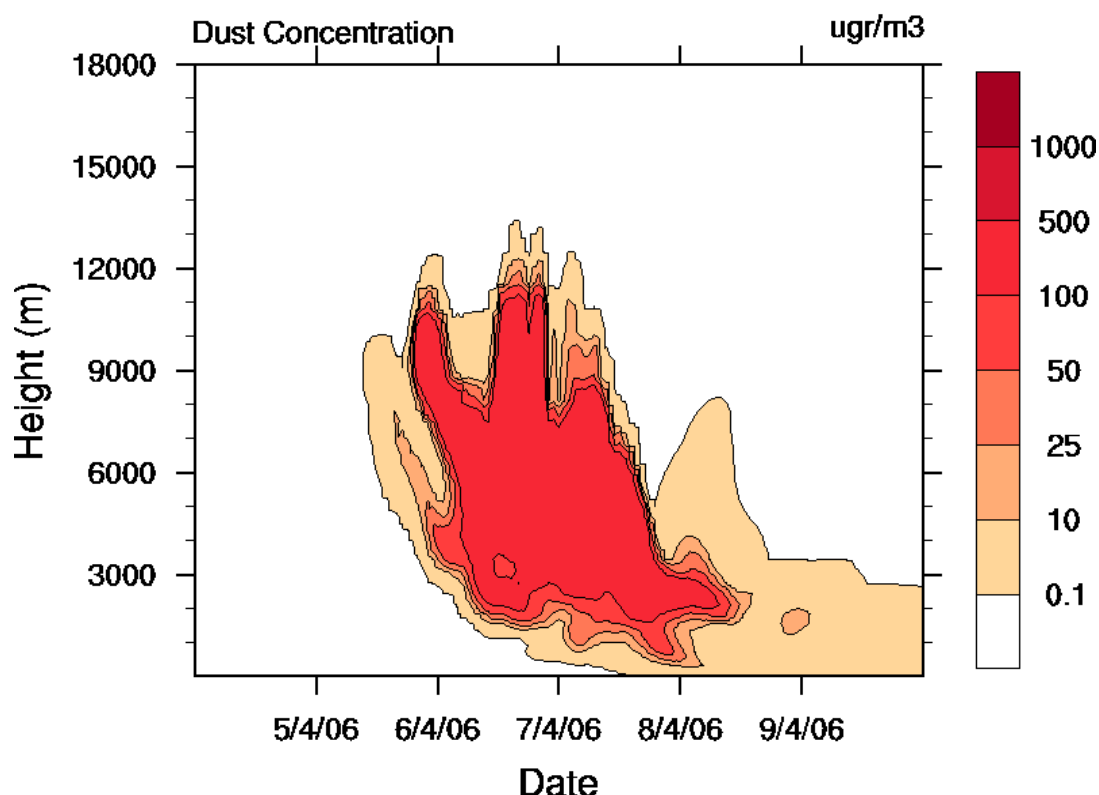
Σταθμός	Ανάδραση Σωματιδίων	Αριθμός Αποτελεσμάτων Στο $\pm 10\%$ των Μετρήσεων
1. Κρήτη	WDE	76
	NDE	64
2. Κύπρος	WDE	10
	NDE	5

Πίνακας 5.3.1: Αριθμός αποτελεσμάτων μοντέλου στο $\pm 10\%$ των πραγματικών μετρήσεων για τους δύο σταθμούς μέτρησης ακτινοβολίας

Με βάση τα δεδομένα των σταθμών αυτών καθίσταται σαφής η βελτίωση της ικανότητας του συστήματος στην αναπαράσταση της κατανομής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας. Η παρουσία σκόνης μεταβάλλει το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος μέσω σκέδασης και απορρόφησης. Και στους δύο σταθμούς που εξετάστηκαν η εξασθένηση που προκλήθηκε από τα σωματίδια φυσικής προέλευσης αποτυπώνεται ικανοποιητικά στις προσομοιώσεις με ενεργή την ανάδραση στην ακτινοβολία. Στην περίπτωση του σταθμού στην Κύπρο ο συντελεστής συσχέτισης αυξάνεται από $r=0.88$ χωρίς την επίδραση της σκόνης σε $r=0.9$ με ενεργή την ανάδραση σωματιδίων, ενώ αντίστοιχη βελτίωση από $r=0.89$ σε $r=0.91$ παρατηρείται και στο σταθμό στο Πανεπιστήμιο της Κρήτης.

5.4. Έλεγχος με Δεδομένα Ραδιοβολήσεων

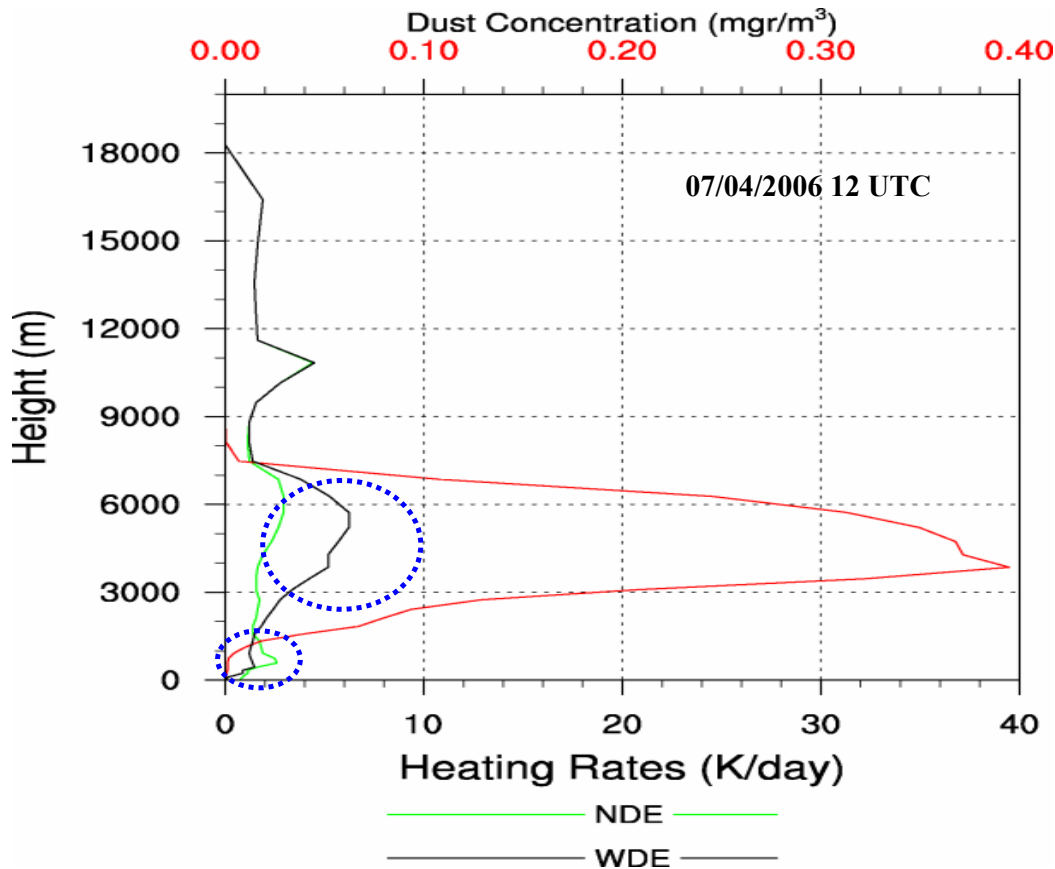
Η ανακατανομή ενέργειας λόγω της ύπαρξης των σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα επέφερε σημαντικές μεταβολές στην θερμοδυναμική δομή της κατακόρυφης στήλης. Με σκοπό την περαιτέρω μελέτη των διεργασιών που οδήγησαν στη μεταβολή αυτή εξετάζεται η κατακόρυφη θερμοδυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας πάνω από το αεροδρόμιο του Ελληνικού κατά το πέρασμα του νέφους σκόνης στις 7 Απριλίου 2006 (Σχήμα 5.3.2). Το πλούμιο σκόνης που καλύπτει την περιοχή εκτείνεται κατακόρυφα μέχρι και τα 10 Km και επηρεάζει το χώρο από την 6^η Απριλίου έως και την 8^η (Σχήμα 5.4.1). Τις επόμενες ημέρες η ατμόσφαιρα πάνω από το Ελληνικό καθαρίζει λόγω εναπόθεσης αλλά και μεταφοράς των σωματιδίων σκόνης ανατολικότερα, όπου θα επηρεάσουν σε 3 ημέρες, όπως είδαμε στο προηγούμενο, την περιοχή της Κύπρου.



Σχήμα 5.4.1: Εξέλιξη της κατακόρυφης κατανομής της συγκέντρωσης των σωματιδίων σκόνης με το χρόνο πάνω από το αεροδρόμιο του Ελληνικού..

Στις 7 Απριλίου 2006 το μεσημέρι (12 UTC) η σκόνη εκτείνεται μέχρι και τα 6 Km ύψος πάνω από το Ελληνικό. Τα σωματίδια σκόνης απορροφούν μέρος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας, με άμεσο αποτέλεσμα τη θέρμανση του στρώματος στο οποίο βρίσκονται. Αντίστοιχα μέσω της συνολικής απορρόφησης ελαττώνεται το ποσό ακτινοβολίας που φτάνει στα κατώτερα στρώματα (κάτω από τη σκόνη) και μειώνεται η θερμοκρασία του.

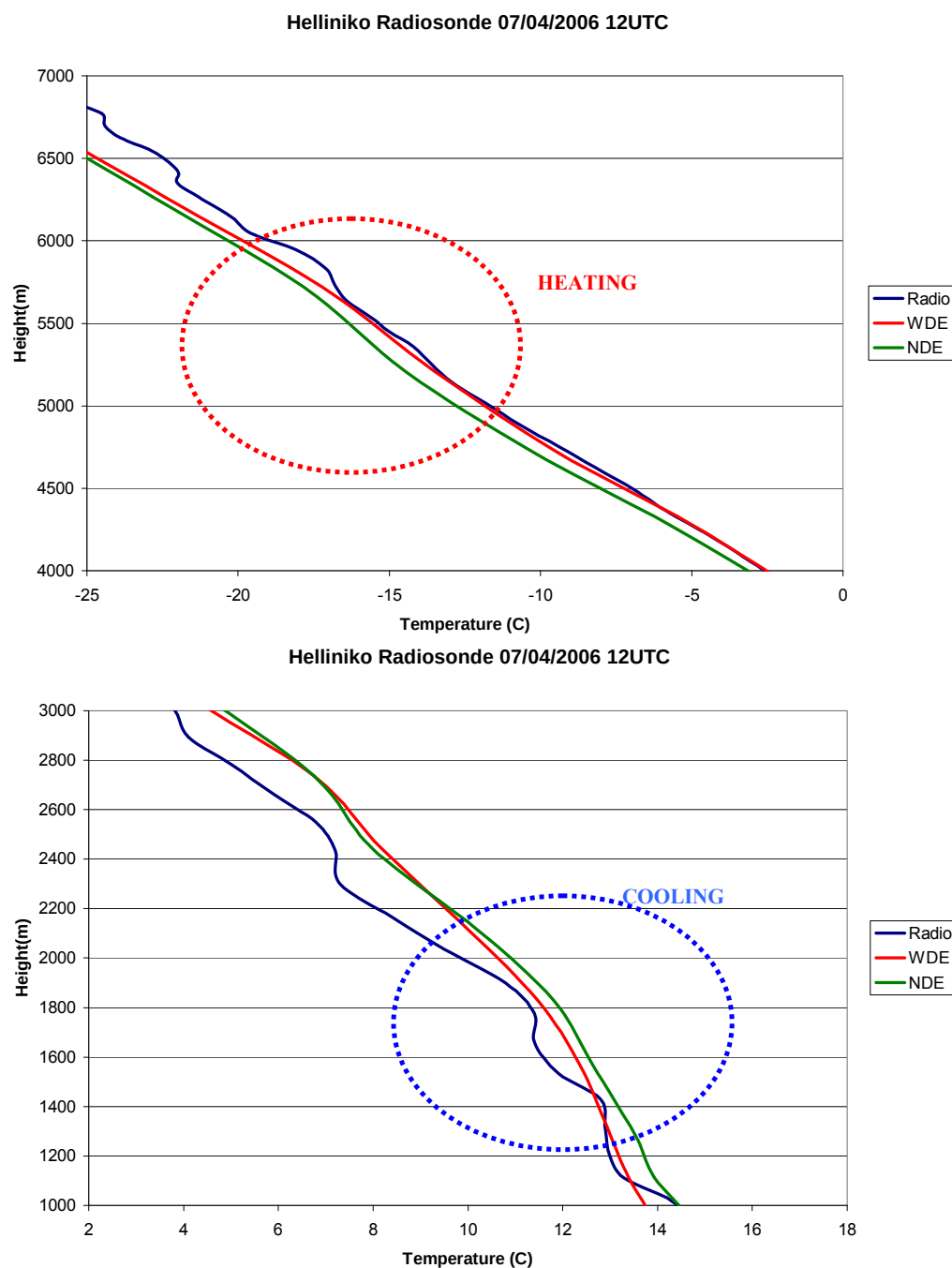
Από την ολοκλήρωση του συστήματος καταγράφονται οι ρυθμοί θέρμανσης της ατμοσφαιρικής στήλης στις 7 Απριλίου 2006 12 UTC στο Ελληνικό και για τις δύο περιπτώσεις προσομοιώσεων (με ανάδραση σωματιδίων σκόνης – WDE και χωρίς – NDE). Στο ίδιο σχήμα καταγράφεται και η κατακόρυφη συγκέντρωση σωματιδίων στην περιοχή με σκοπό να διαπιστωθεί η επίδραση της σκόνης μέσα στην ατμοσφαιρική στήλη (Σχήμα 5.4.2).



Σχήμα 5.4.2: Κατακόρυφη κατανομή των ρυθμών θέρμανσης της ατμοσφαιρικής στήλης πάνω από το αεροδρόμιο του Ελληνικού σε Κ/ημέρα στις 7 Απριλίου 2006 (12 UTC). Με μαύρο χρώμα καταγράφονται τα αποτελέσματα ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και με πράσινο χωρίς αυτήν (NDE). Επίσης καταγράφεται με κόκκινο χρώμα η κατακόρυφη συγκέντρωση σκόνης σε mgr/m^3 .

Η ύπαρξη των σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα προκαλεί θέρμανση του στρώματος στο οποίο εκτείνεται. Στην περίπτωση της 7ης Απριλίου (Σχήμα 5.4.2) τα αερολύματα προκάλεσαν αύξηση των ρυθμών θέρμανσης καθ' ύψος από $\sim 1^\circ \text{K/ημέρα}$ στα 3-4 Km ύψος, μέχρι και 3°K/ημέρα στη μέση τροπόσφαιρα. Όπως αναμένεται το μέγεθος της ανάδρασης εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό και στον αριθμό των σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα, καθώς οι μεγαλύτερες μεταβολές καταγράφονται στις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις. Αντίθετα στα κατώτερα στρώματα τα σωματίδια μέσω του φαινομένου της “σκίασης” προκαλούν μείωση των ρυθμών θέρμανσης και άρα ψύξη της στήλης.

Οι μεταβολές αυτές έχουν άμεση συνέπεια στη θερμοκρασιακή κατανομή της ατμόσφαιρας. Για τον έλεγχο αυτών χρησιμοποιούνται δεδομένα από τις ημερήσιες ραδιοβολίσεις που πραγματοποιούνται στο Ελληνικό (Σχήμα 5.4.3).



Σχήμα 5.4.3.: Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας της ατμοσφαιρικής στήλης πάνω από το αεροδρόμιο του Ελληνικού στις 7 Απριλίου 2006 12 UTC. Με μπλε χρώμα καταγράφονται τα δεδομένα της ραδιοβόλησης, με κόκκινο τα αποτελέσματα ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON με την επίδραση των σωματιδίων (WDE) και με πράσινο χωρίς αυτήν (NDE).

Με βάση τα δεδομένα θερμοκρασίας από τη ραδιοβόληση και τα αποτελέσματα του μοντέλου καταγράφεται η μεταβολή της θερμοκρασιακής κατανομής της στην ατμοσφαιρική στήλη κατά τη διάρκεια της ημέρας. Τα σωματίδια σκόνης απορροφώντας ηλιακή ακτινοβολία θερμαίνουν τα ανώτερα στρώματα μέχρι και $+0.6^{\circ}\text{C}$ στα 5500m, ενώ αντίθετα ψύχουν τα κατώτερα κοντά στο έδαφος μέχρι και -

0.5°C. Η ψύξη στα χαμηλά στρώματα και στην επιφάνεια του εδάφους προκαλείται και από τη σκέδαση ακτινοβολίας, δηλαδή από τη συνολική εξασθένηση που επιφέρουν τα σωματίδια στην εισερχόμενη ακτινοβολία.

Έχοντας εξετάσει τις άμεσες επιδράσεις των σωματιδίων ερημικής σκόνης στην ατμόσφαιρα και το έδαφος, παρατηρήθηκε ότι το ολοκληρωμένο σύστημα SKIRON/RRTM περιγράφει πληρέστερα την θερμοκρασιακή κατανομή τόσο στο έδαφος, όσο και μέσα στην ατμοσφαιρική στήλη, ειδικά στα σημεία που η παρουσία σκόνης είναι ισχυρή.

Γίνεται λοιπόν εμφανές ότι τα σωματίδια φυσικής προέλευσης μεταβάλλουν το ενεργειακό ισοζύγιο στην ατμόσφαιρα και το έδαφος. Μέσω του φαινομένου της “σκίασης” η σκόνη σκεδάζει και απορροφά ηλιακή ακτινοβολία και λειτουργεί σαν νέφος μειώνοντας την εισερχόμενη ενέργεια στην επιφάνεια κατά τη διάρκεια της ημέρας. Επιπρόσθετα λόγω απορρόφησης αυξάνεται η θερμοκρασία στο στρώμα της ατμόσφαιρας που περιέχει σωματίδια ερημικής σκόνης.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας μέρος της ενέργειας που έχει απορροφηθεί επανεκπέμπεται στο υπέρυθρο ψύχοντας ουσιαστικά την ατμοσφαιρική στήλη στο ύψος της σκόνης. Παράλληλα τα επιφανειακά στρώματα θερμαίνονται από την υπέρυθρη ακτινοβολία που παγιδεύεται μεταξύ εδάφους και σκόνης.

Κεφάλαιο	ΠΟΣΟΤΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΑΝΑΔΡΑΣΗΣ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ
6	

Οι έλεγχοι ευαισθησίας που αναπτύχθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο αποτέλεσαν το πρώτο τμήμα της ολοκληρωμένης μελέτης της επίδρασης των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα και το έδαφος. Στο κεφάλαιο αυτό πραγματοποιούνται μια σειρά προσομοιώσεων που καλύπτουν ένα εύρος 6 χρόνων από το 2002 έως και το 2007. Σκοπός της διαδικασίας αυτής είναι να ποσοτικοποιηθούν οι άμεσες επιδράσεις των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο περιοχικό κλίμα της Μεσογείου (Dust Direct Effect – DRE).

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το ολοκληρωμένο σύστημα SKIRON, με το υπομοντέλο ακτινοβολίας RRTM, όπως αυτό περιγράφηκε στα Κεφάλαια 3 και 4. Η περιοχή που επιλέχθηκε είναι η ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, η Βόρεια Αφρική και η Κεντρική Ευρώπη. Όπως διαπιστώθηκε και στο Κεφάλαιο 2 οι περιοχές αυτές βρίσκονται κάτω από την έντονη επίδραση σωματιδίων εδαφικής σκόνης. Η περιοχή ολοκλήρωσης του συστήματος παρουσιάζεται στο Σχήμα 5.1. με τα χαρακτηριστικά που καταγράφονται στον Πίνακα 5.1. Και σε αυτή την περίπτωση πραγματοποιήθηκαν δύο ειδών προσομοιώσεις: Μία με τα αερολύματα να αλληλεπιδρούν ενεργειακά (With Dust Effects – WDE) και μια χωρίς (No Dust Effects – NDE). Οι διαφορές μεταξύ των δύο αποτελούν την ανάδραση των σωματιδίων σκόνης (Myhre et al., 2003) στην ενεργειακή κατανομή της ατμόσφαιρας και του εδάφους.

Σε πρώτη φάση θα εξεταστεί η ικανότητα του ολοκληρωμένου συστήματος στην αποτύπωση της πραγματικής ατμοσφαιρικής κατάστασης στην περιοχή με τη βοήθεια ενός μεγάλου αριθμού πραγματικών δεδομένων. Θα εξεταστεί κατά πόσο η επίδραση των σωματιδίων ερημικής σκόνης βελτιώνει τα αποτελέσματα του μοντέλου.

Έπειτα με βάση τα αποτελέσματα του συστήματος θα γίνει μια προσπάθεια να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση της σκόνης στην ακτινοβολία, σε όλο το εύρος του φάσματος. Θα εξεταστεί η επίδραση στην ακτινοβολιακή κατανομή καθώς και σε κάποιες κύριες μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως τη θερμοκρασία και τη βροχόπτωση. Με τον τρόπο αυτό θα δούμε της σημασία της άμεσης επίδρασης της σκόνης στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου και της Ευρώπης.

6.1. Σύγκριση Αποτελεσμάτων με Πειραματικά Δεδομένα.

Όλες οι διεργασίες που περιγράφηκαν στα προηγούμενα Κεφάλαια μεταβάλλουν το ενεργειακό ισοζύγιο στην ατμόσφαιρα και την επιφάνεια του εδάφους, τροποποιώντας τον καιρό και το κλίμα στην περιοχή. Διαπιστώθηκε ότι το ολοκληρωμένο σύστημα SKIRON με το ανανεωμένο μοντέλο παραγωγής σωματιδίων σκόνης και τον αλγόριθμο ακτινοβολίας RRTM είναι σε θέση να περιγράψει τα φαινόμενα αυτά. Στο Κεφάλαιο αυτό πραγματοποιείται μία εκτενής στατιστική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων του μοντέλου SKIRON για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων (WDE και NDE). Η αξιολόγηση πραγματοποιείται χρησιμοποιώντας δεδομένα θερμοκρασίας, ταχύτητας ανέμου και βροχόπτωσης από το δίκτυο σταθμών εδάφους του ECMWF (Σχήμα 5.2) και αποτελεσμάτων του συστήματος SKIRON για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων. Τα στατιστικά μεγέθη που χρησιμοποιούνται αναλύονται εκτενώς στο Παράρτημα ΙΙΙ.

Η εισαγωγή της ανάδρασης των σωματιδίων σκόνης στο σύστημα SKIRON μεταβάλλει την ενεργειακή κατανομή στην επιφάνεια του εδάφους και την ατμοσφαιρική στήλη. Τα πεδία θερμοκρασίας αλλάζουν σε σχέση με την προσομοίωση ελέγχου (χωρίς την ανάδραση) με αποτέλεσμα την μεταβολή της ικανότητας αναπαράστασης του μοντέλου. Με τη βοήθεια του μεγάλου διαθέσιμου αριθμού δεδομένων θερμοκρασίας από τη Βόρειο Αφρική εξετάζεται σε ποιο βαθμό μεταβάλλεται η ικανότητα του μοντέλου όσον αφορά στην αναπαράσταση της θερμοκρασιακής κατανομής στην περιοχή ενδιαφέροντος. Ουσιαστικά εξετάζεται σε ποιο βαθμό η εισαγωγή της επίδρασης των σωματιδίων σκόνης στην ακτινοβολία μεταβάλλει τα πεδία του συστήματος SKIRON. Καθώς το ενδιαφέρον της παρούσας εργασίας εστιάζεται στη σκόνη επιλέγεται ο τομέας 1 του σχήματος 5.1.1 (Κεντρική και Βόρεια Αφρική), ο οποίος βρίσκεται υπό την επίδραση των σωματιδίων σε όλη την περίοδο προσομοίωσης (6 χρόνια).

Από τα αποτελέσματα του συστήματος SKIRON εξάγεται η επιφανειακή θερμοκρασία σε κάθε σταθμό του δικτύου του ECMWF. Η διαδικασία αυτή πραγματοποιείται για κάθε ώρα για το σύνολο της περιόδου προσομοίωσης (2002 – 2007). Δημιουργείται έτσι ένα εκτενές στατιστικό δείγμα που επιτρέπει την αξιολόγηση του συστήματος για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων (WDE, NDE). Από το σύνολο των στατιστικών μεγεθών που προκύπτουν υπολογίζεται μια μέση

τιμή των δεικτών BIAS, RMSE και συντελεστή συσχέτισης για κάθε εποχή του έτους (Πίνακας 6.1.1).

	BIAS		RMSE		Correlation		#Stations
	WDE	NDE	WDE	NDE	WDE	NDE	
DJF	-0.101	-0.422	1.941	2.758	0.918	0.891	192
MAM	0.139	-0.579	1.842	2.823	0.947	0.885	196
JJA	0.306	0.796	2.042	3.071	0.933	0.862	192
SON	0.199	0.391	1.991	2.839	0.901	0.836	193

Πίνακας 6.1.1. Στατιστικά μεγέθη BIAS, RMSE, Correlation Coefficient για τη θερμοκρασία για τα έτη 2002 – 2007 για προσομοιώσεις με και χωρίς ανάδραση σωματιδίων σκόνης στην ακτινοβολία (WDE και NDE αντίστοιχα). Με κόκκινο σημειώνονται τα καλύτερα μεγέθη από τις δύο προσομοιώσεις.

Η επίδραση των σωματιδίων φυσικής σκόνης στη θερμοκρασιακή κατανομή στην επιφάνεια έχει άμεση συνέπεια στην ικανότητα του συστήματος SKIRON στην αποτύπωση της πραγματικής ατμοσφαιρικής κατάστασης στην περιοχή ελέγχου. Σε όλες τις εποχές τα στατιστικά μεγέθη εμφανίζουν αισθητή βελτίωση. Οι μεγαλύτερες μεταβολές στους δείκτες παρατηρούνται στις μεταβατικές περιόδους του έτους (Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο) και τις θερινές (Ιούνιος – Ιούλιος – Αύγουστος), όπου και η ένταση των πηγών σκόνης είναι μεγάλη και αντίστοιχα συγκεντρώσεις σκόνης ικανές να προκαλέσουν αισθητές μεταβολές. Μεταβολές παρατηρούνται και το χειμώνα (Δεκέμβριος – Ιανουάριος – Φεβρουάριος) και από Σεπτέμβριο μέχρι και Νοέμβριο, καθώς η περιοχή ενδιαφέροντος εξακολουθεί και βρίσκεται υπό την επίδραση εδαφικής σκόνης.

Η εισαγωγή της ανάδρασης σωματιδίων σκόνης επιτρέπει στο μοντέλο να περιγράψει πληρέστερα την ενεργειακή κατανομή στην επιφάνεια του εδάφους, λόγω ανακατανομής ακτινοβολίας που φτάνει σε αυτό.

Όπως και στην περίπτωση της αξιολόγησης με δεδομένα θερμοκρασίας, χρησιμοποιώντας αποτελέσματα του συστήματος SKIRON εξάγεται η ταχύτητα ανέμου σε κάθε σταθμό του δικτύου του ECMWF. Και σε αυτή την περίπτωση ο υπολογισμός των στατιστικών μεγεθών πραγματοποιείται για κάθε ώρα και υπολογίζεται η μέση τιμή του για κάθε εποχή του έτους και για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων (WDE, NDE). Με τη βοήθεια του μεγάλου διαθέσιμου όγκου

δεδομένων ταχύτητας ανέμου εξετάζεται σε ποιο βαθμό μεταβάλλεται η ικανότητα του μοντέλου όσον αφορά στην αναπαράσταση της κατανομής του ανεμολογικού πεδίου στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται για ταχύτητες ανέμου μεγαλύτερες των 2m/sec, για να αποφευχθεί “μόλυνση” του δείγματος με μεγάλο αριθμό μηδενικών ή πολύ μικρών τιμών. Από το σύνολο των στατιστικών μεγεθών που προκύπτουν υπολογίζεται μια μέση τιμή των δεικτών BIAS, RMSE και συντελεστή συσχέτισης για κάθε εποχή του έτους (Πίνακας 6.1.2).

	BIAS		RMSE		Correlation		#Stations
	WDE	NDE	WDE	NDE	WDE	NDE	
DJF	-0.515	-0.701	1.751	2.321	0.630	0.538	71
MAM	-0.501	-0.881	1.772	2.341	0.657	0.574	86
JJA	-0.473	-0.764	1.669	2.187	0.656	0.561	89
SON	-0.617	-0.987	1.685	2.245	0.613	0.521	79

Πίνακας 6.1.2. Στατιστικά μεγέθη BIAS, RMSE, Correlation Coefficient για την ταχύτητα του ανέμου για τα έτη 2002 – 2007 για προσομοιώσεις με και χωρίς ανάδραση σωματιδίων σκόνης στην ακτινοβολία (WDE και NDE αντίστοιχα. Με κόκκινο σημειώνονται τα καλύτερα μεγέθη από τις δύο προσομοιώσεις.

Όπως και στην περίπτωση της αξιολόγησης με δεδομένα θερμοκρασίας, έτσι και στην περίπτωση της ταχύτητας του ανέμου, η εισαγωγή της ανάδρασης σωματιδίων σκόνης βελτιώνει τους στατιστικούς δείκτες σε όλες τις εποχές. Οι μεγαλύτερες μεταβολές στους δείκτες παρατηρούνται στις μεταβατικές και θερινές περιόδους του έτους (Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο και Ιούνιο – Ιούλιο – Αύγουστο αντίστοιχα), όπου η επίδραση των σωματιδίων σκόνης εμφανίζεται εντονότερη λόγω αύξηση της έντασης των πηγών. Κατά τη χειμερινή περίοδο και από Σεπτέμβριο μέχρι και το Νοέμβριο παρουσιάζεται βελτίωση στους τρεις δείκτες που χρησιμοποιούνται. Γενικά τις περιόδους αυτές η κινητικότητα της σκόνης είναι περιορισμένη, αλλά ικανή να μεταβάλει σε ένα βαθμό την ένταση των φαινομένων.

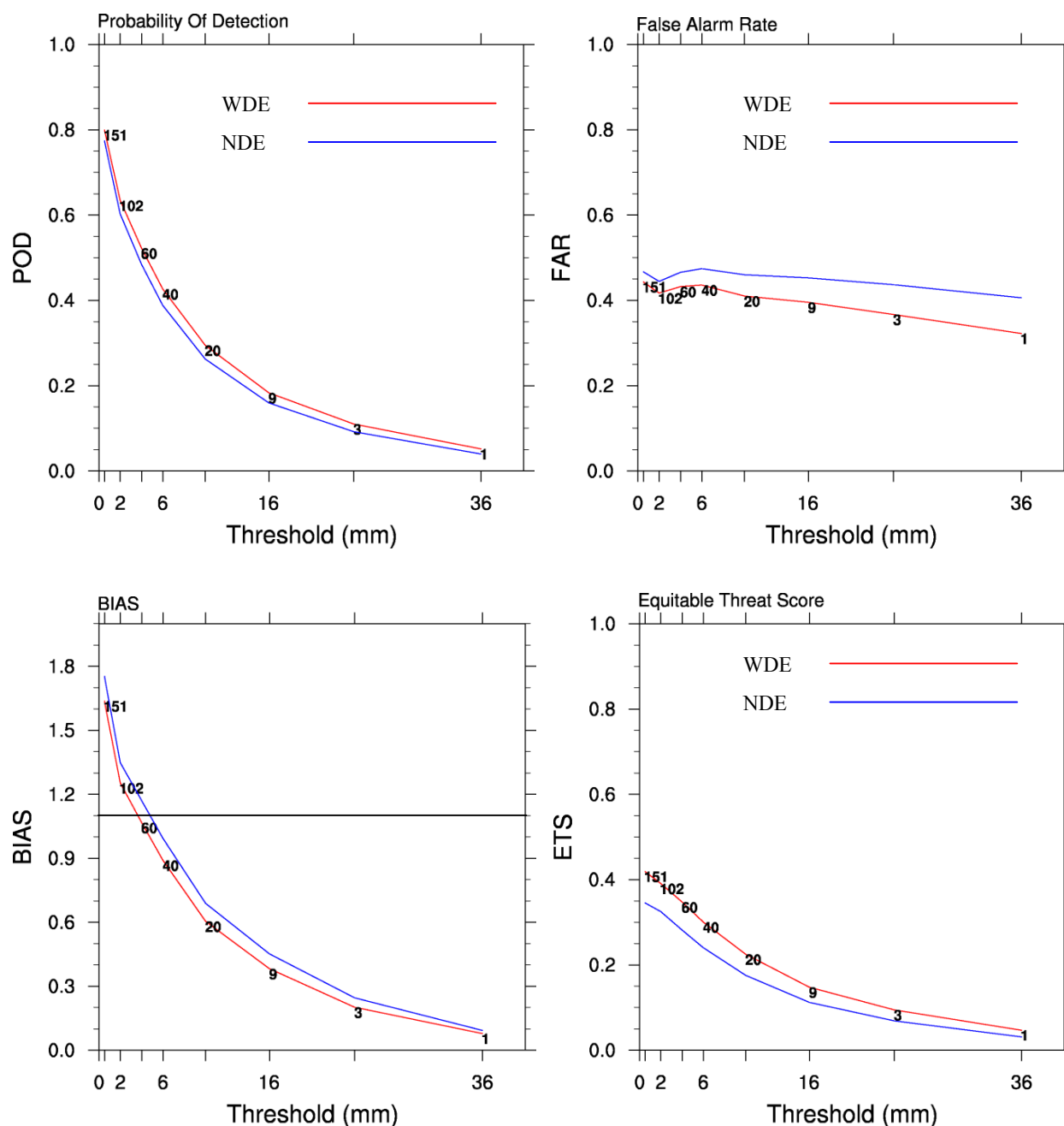
Οι διαφορές που καταγράφονται οφείλονται στην ανακατανομή της ενέργειας στην επιφάνεια, η οποία επηρεάζει την ευστάθεια του οριακού στρώματος και μεταβάλει την ταχύτητα του ανέμου. Επιπρόσθετα, όπως φάνηκε και στην περίπτωση της θερμοκρασιακής κατανομής, τροποποιείται η διαθέσιμη εισερχόμενη ενέργεια

μέσω του φαινομένου της “σκίασης” τις πρωινές ώρες, και μέσω εκπομπής του νέφους σκόνης κατά τη διάρκεια της νύχτας.

Η ανακατανομή αυτή της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, λόγω των σωματιδίων σκόνης, έχει άμεση συνέπεια στην πρόγνωση του υετού. Μεταβολή της ενέργειας σημαίνει μεταβολή στις ανοδικές κινήσεις και στα φαινόμενα σύγκλισης, με αποτέλεσμα το μοντέλο να μην περιγράφει πλήρως τα φαινόμενα αυτά. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι μελετάται το φαινόμενο μόνο από τη σκοπιά της ενεργειακής ανακατανομής που εισάγει η σκόνη στο σύστημα. Η διαδραστικότητα σκόνης – υετού κατατάσσεται στις έμμεσες επιδράσεις (indirect effect) και η μελέτη του ξεφεύγει από τους στόχους της παρούσας διατριβής.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν όλους τους σταθμούς του ECMWF στην περιοχή ενδιαφέροντος (Σχήμα 5.1) και περιλαμβάνουν δωδεκάωρα (12h) αθροιστικών βροχοπτώσεων. Στην περίπτωση της βροχόπτωσης χρησιμοποιούνται δεδομένα από όλη την περιοχή ελέγχου και για ολόκληρη την περίοδο προσομοίωσης και όχι μόνο από την Αφρική. Ο λόγος είναι ότι πρέπει να δημιουργηθεί ένα επαρκές στατιστικό δείγμα, το οποίο δεν μπορεί να γίνει μόνο με σταθμούς στην Αφρική.

Η ποσοτικοποίηση της ικανότητας αναπαράστασης του ύψους υετού βασίστηκε στην ανάπτυξη πίνακα ενδεχομένων, όπου το κάθε στοιχείο του αντιπροσωπεύει το πλήθος των περιπτώσεων κατά τις οποίες η εκτιμώμενη και η παρατηρούμενη ποσότητα ύδατος υπερβαίνουν προκαθορισμένο ύψος σε αντίστοιχες χρονικές περιόδους. Τα όρια των συγκεκριμένων υψών καθορίστηκαν 0.5, 2, 4, 6, 10, 16, 24 και 36 mm.. Η διαδικασία εφαρμόστηκε για τον υετό κατανεμημένο σε χρονικές περιόδους διάρκειας 12 ωρών ανά σταθμό στο σύνολο της υπό μελέτη περιόδου (2002 – 2007). Από το σύνολο των μεγεθών που προκύπτουν υπολογίζονται οι μέσες τιμές για όλη την περίοδο ελέγχου. Τα μεγέθη που υπολογίζονται είναι τα Probability Of Detection (POD), False Alarm Rate (FAR), BIAS και Equitable Threat Score (ETS), όπως περιγράφονται αναλυτικά στο Παράρτημα ΙΙΙ.



Σχήμα 6.1.3: Στατιστικά μεγέθη POD, FAR, BIAS, ETS, για το σύνολο των ετών 2002 – 2007 για τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων (WDE και NDE). Στα γραφήματα καταγράφεται επίσης και ο μέσος αριθμός των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε κατηγορία ύψους βροχόπτωσης.

Με βάση τη στατιστική αξιολόγηση με τη βοήθεια δεδομένων βροχόπτωσης διαφαίνεται μια βελτίωση της ικανότητας αναπαράστασης του νετού του συστήματος SKIRON με την εισαγωγή της ανάδρασης των σωματιδίων σκόνης. Η ανακατανομή

της ενέργειας στην ατμοσφαιρική στήλη που προκαλούν τα σωματίδια σκόνης έχει έντονη επίδραση στις κατακόρυφες κινήσεις και επομένως στα ποσοστά βροχόπτωσης. Μέσω του φαινομένου της “σκίασης” ελαττώνεται η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια, με αποτέλεσμα την μείωση της διαθέσιμης ενέργειας για την ανάπτυξη κατακόρυφων ανοδικών κινήσεων.

Επιπρόσθετα η θέρμανση που προκαλούν τα σωματίδια σκόνης στη μέση τροπόσφαιρα μπορεί να δημιουργήσει αναστροφή στο στρώμα της σκόνης, εμποδίζοντας έτσι τον υγρό αέρα να ανέβει σε μεγαλύτερα ύψη, δημιουργώντας έτσι ένα είδος ευστάθειας στην περιοχή.

Οι μεταβολές στους στατιστικούς δείκτες είναι σε γενικές γραμμές μικρές, αλλά ουσιαστικές: το POD βελτιώνεται κατά 0.03, όσο και το FAR, το οποίο σημαίνει ότι το σύστημα έχει μεγαλύτερες πιθανότητες να προβλέψει σωστά το προκαθορισμένο ύψος βροχής στην περιοχή ενδιαφέροντος και μικρότερες να εμφανίζει λανθασμένα ύψη βροχόπτωσης. Ο δείκτης BIAS εμφανίζει βελτίωση μέχρι και 0.2 στις κατηγορίες ύψους βροχής μέχρι 6mm, βελτιώνοντας την υπερεκτίμηση που εμφανίζει το σύστημα, καθώς με την παρουσία των σωματιδίων σκόνης ελαττώνεται η διαθέσιμη ενέργεια για ανοδικές κινήσεις μέσω του φαινομένου της “σκίασης”. Αντίστοιχη βελτίωση της τάξης του 0.3 εμφανίζει και ο δείκτης ETS. Σε όλα τα στατιστικά μεγέθη, στα ποσά υετού μεγαλύτερα των 10mm, ο μέσος αριθμός των διαθέσιμων σταθμών με πραγματικά δεδομένα είναι πολύ μικρός για να εξαχθεί ασφαλές συμπέρασμα.

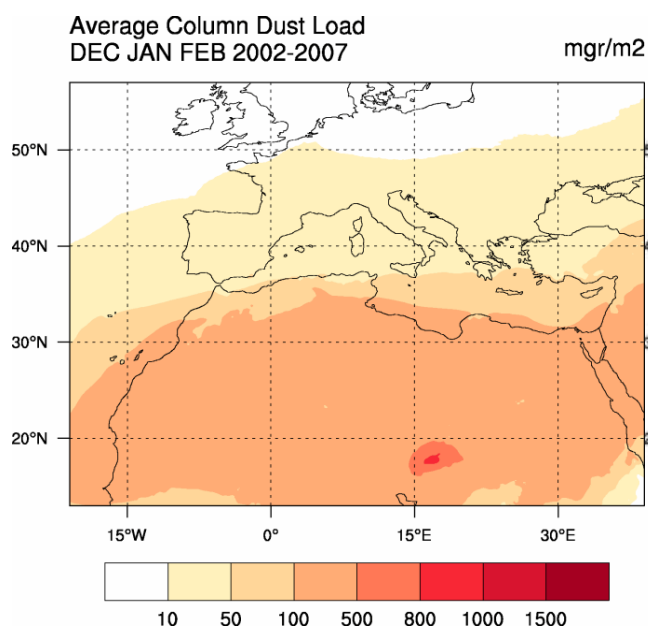
Η βελτίωση των στατιστικών μεγεθών καταδεικνύει τη σημασία εισαγωγής των φαινομένων ανάδρασης της σκόνης στο σύστημα. Οι διεργασίες αυτές έχουν άμεση επίδραση στη διαθέσιμη ενέργεια της ατμοσφαιρικής στήλης και στην κατακόρυφη ευστάθεια. Σημειώνεται ότι εδώ μελετήθηκε μόνο η άμεση (direct effect) και σε μικρότερο βαθμό η ημι-άμεση (semi-direct) επίδραση των σωματιδίων σκόνης στα ποσά βροχόπτωσης και την ικανότητα του συστήματος να τα προβλέψει και όχι την έμμεση ανάδραση (indirect effect) και τις επιπτώσεις που αυτή έχει στην ατμόσφαιρα. Οι μικροφυσικές διεργασίες που πραγματοποιούνται στο νέφος λόγω της ύπαρξης των σωματιδίων (μεταβολή πυρήνων συμπύκνωσης – παγοποίησης), είναι έξω από το σκοπό της διατριβής αυτής και δεν μελετούνται εδώ.

6.2. Αλληλεπίδραση Σκόνης – Εισερχόμενης Ακτινοβολίας Στην Επιφάνεια.

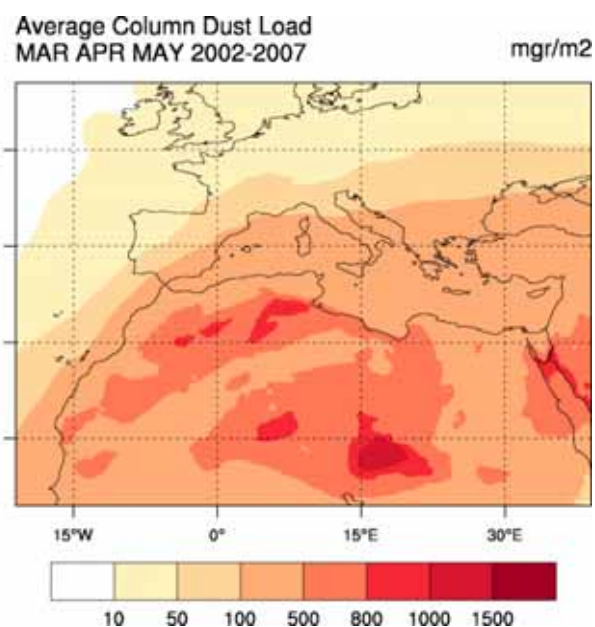
Η ύπαρξη σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα εξασθενεί την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία μέσω σκέδασης και απορρόφησης. Τοπικά η εξασθένηση αυτή μπορεί να φτάσει σε μεγάλες τιμές, όπως στη περίπτωση ενός έντονου επεισοδίου μεταφοράς στο Νίγηρα στις 8 Μαρτίου 2010 (Slingo et al., 2006), όπου η εξασθένηση έφτασε μέχρι και τα 400 W/m^2 (περίπου 31% της ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της ατμόσφαιρας). Η εξασθένηση αυτή είναι εντονότερη στα μικρά μήκη κύματος, χωρίς όμως να θεωρείται μηδενική στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος.

Σε παγκόσμια κλίμακα η μέση εξασθένηση της ακτινοβολίας λόγω της επίδρασης της σκόνης κυμαίνεται σε τιμές μικρότερες του 1 W/m^2 , όπως είδαμε από διάφορες μελέτες στην εισαγωγή της διατριβής. Τα αποτελέσματα αυτά προέρχονται κυρίως από τη χρήση παγκοσμίων μοντέλων γενικής κυκλοφορίας (General Circulation Models), τα οποία περιέχουν μια γνωστή σειρά μειονεκτημάτων: Χαμηλή χωρική ανάλυση πλέγματος τόσο οριζόντια, όσο και κατακόρυφα, απλοποιήσεις εξισώσεων, ανεπαρκής περιγραφή κατανομής βλάστησης και χρήσης γης (σημαντικοί παράγοντες στον καθορισμό του κύκλου ζωής των σωματιδίων φυσικής προέλευσης), τρόποι παραμετροποίησης της νέφωσης.

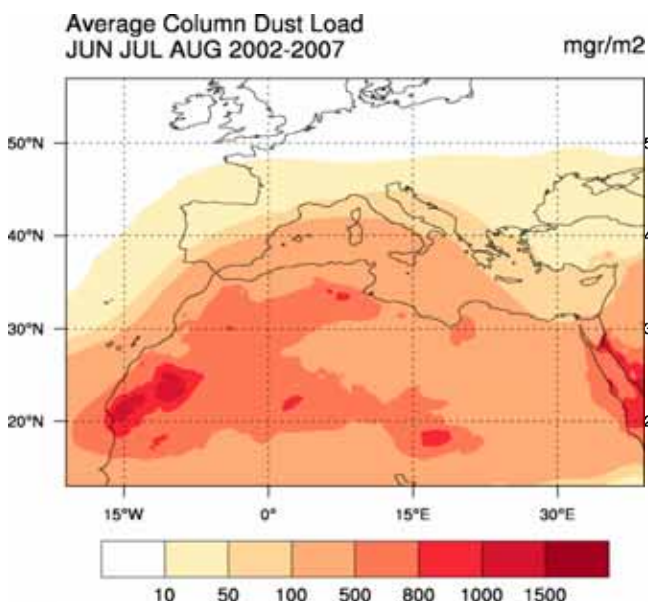
Με τη χρήση του ανεπτυγμένου συστήματος SKIRON προσομοιώνεται ένα χρονικό εύρος 6 ετών (2002 – 2007) με την επίδραση της σκόνης και χωρίς. Αρχικά καταγράφεται η εποχιακή κατανομή του φόρτου σκόνης (dust load) για όλα τα έτη. Κατά τις μεταβατικές περιόδους (Σχήμα 6.2.2) η χωρική κατανομή των σωματιδίων καλύπτει σχεδόν το σύνολο της περιοχής ολοκλήρωσης, με τις περιοχές στη Βόρειο Αφρική να εμφανίζουν τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις, ενώ σωματίδια σκόνης φτάνουν μέχρι και τη Νορβηγία. Κατά τις θερινές περιόδους (Σχήμα 6.2.3) τα επεισόδια μεταφοράς περιορίζονται κυρίως στη Νότια Ευρώπη, με εντονότερη παρουσία στα Ανατολικά σε Μάλτα και Ιταλία. Τους χειμερινούς μήνες τα φαινόμενα υποχωρούν και οι τροχιές περνούν τη λεκάνη της Μεσογείου σε μικρότερη συχνότητα και περιορισμένη ένταση (Σχήμα 6.2.1), ενώ από Σεπτέμβριο μέχρι και Νοέμβριο τα επεισόδια μεταφοράς είναι επίσης περιορισμένα και μόνο ένα μικρό ποσοστό σωματιδίων φτάνει μέχρι την Ανατολική Ευρώπη (Σχήμα 6.2.4). Αναλογικά οι μέγιστες επιδράσεις στην Ευρώπη και τη Μεσόγειο αναμένονται τις μεταβατικές και θερινές περιόδους του έτους.



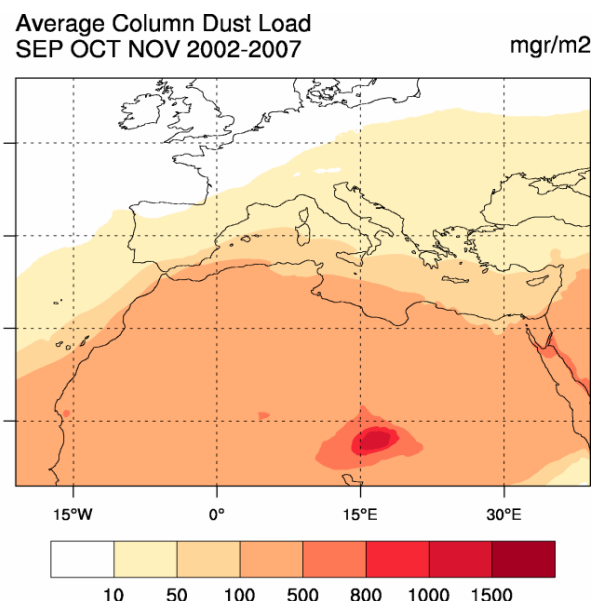
Σχήμα 6.2.1: Μέση ημερήσια κατανομή του φόρτου σκόνης για τους μήνες Δεκέμβριο – Ιανουάριο – Φεβρουάριο για τα έτη 2002 – 2007.



Σχήμα 6.2.2: Μέση ημερήσια κατανομή του φόρτου σκόνης για τους μήνες Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο για τα έτη 2002 – 2007.



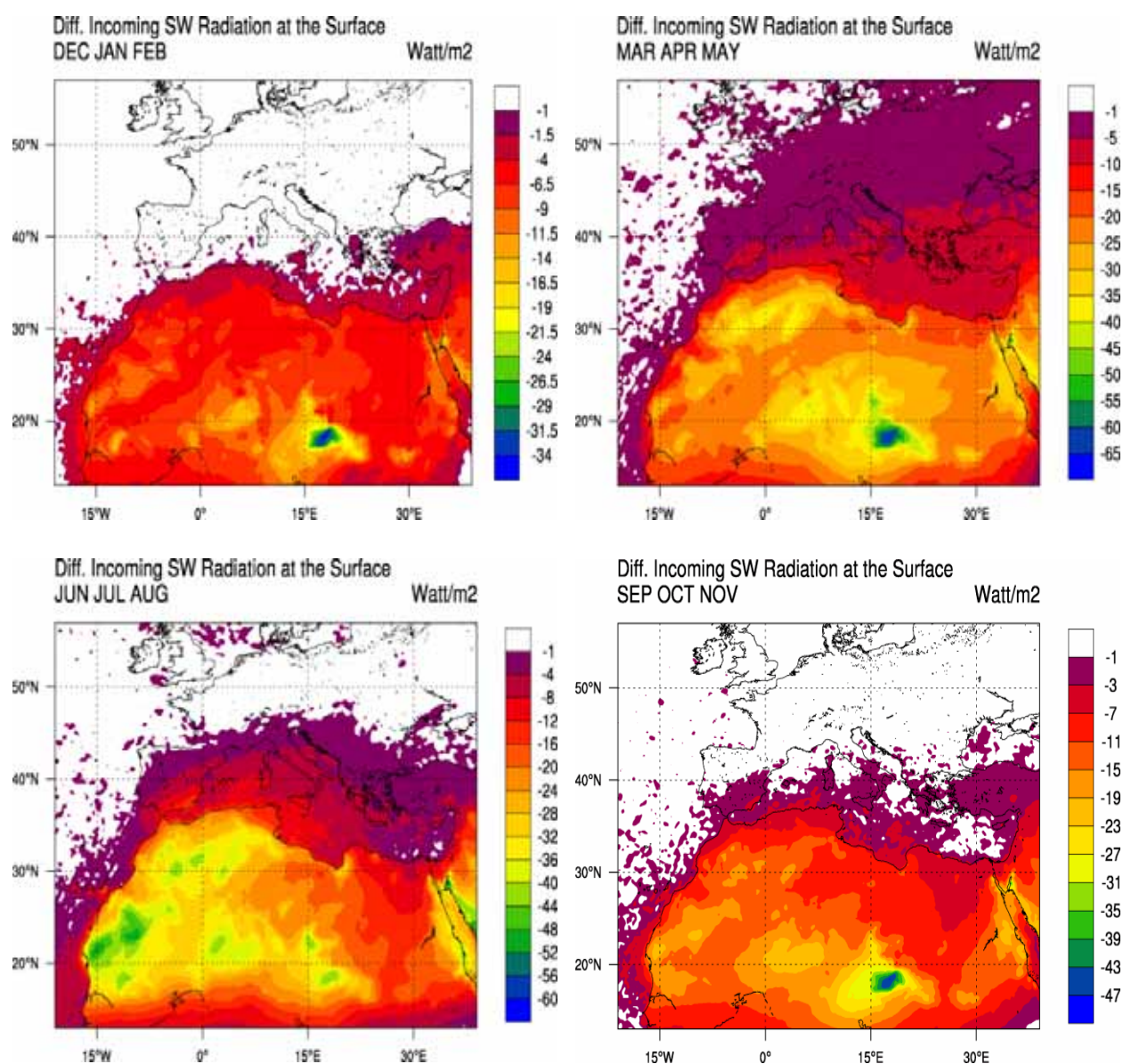
Σχήμα 6.2.3: Μέση ημερήσια κατανομή του φόρτου σκόνης για τους μήνες Ιούνιο – Ιούλιο – Αύγουστο για τα έτη 2002 – 2007.



Σχήμα 6.2.4: Μέση ημερήσια κατανομή του φόρτου σκόνης για τους μήνες Σεπτέμβριο – Οκτώβριο – Νοέμβριο για τα έτη 2002 – 2007.

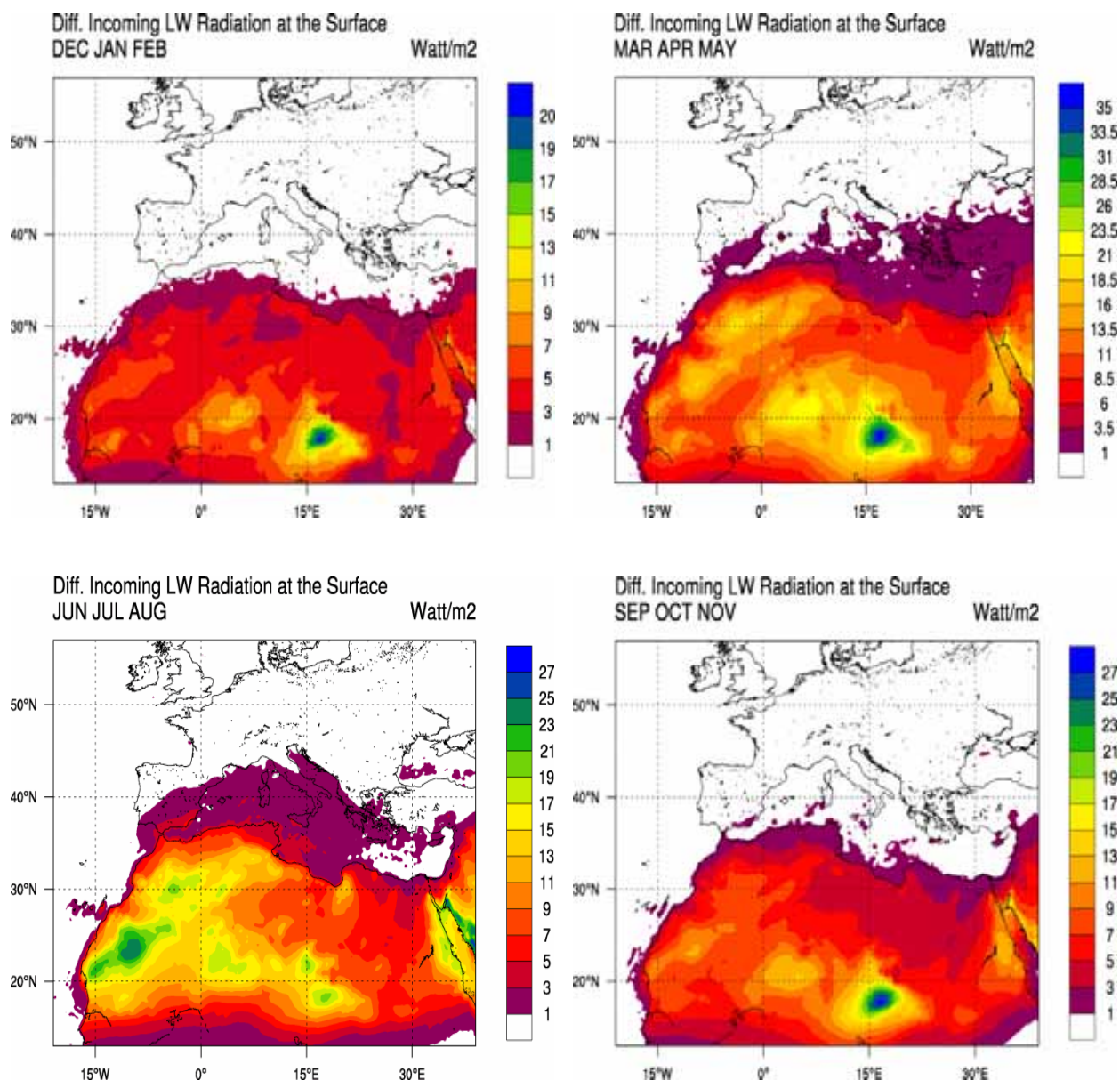
Η παρουσία σωματιδίων φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα έχει σαν αποτέλεσμα καταρχήν τη μείωση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια μέσω σκέδασης και απορρόφησης. Έχοντας λοιπόν καταγράψει την μέση χωρική κατανομή των σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα από τα αποτελέσματα του μοντέλου, μπορεί να υπολογιστεί η άμεση αυτή επίδραση των σωματιδίων στην κατανομή της ακτινοβολίας.

Σε πρώτη φάση υπολογίζονται οι μέσες ημερήσιες τιμές εισερχόμενης ακτινοβολίας (μικρού και μεγάλου μήκους κύματος) και για τα δύο είδη προσομοιώσεων και υπολογίζεται η διαφορά τους ($WDE - NDE$). Στα μικρά μήκη κύματος η παρουσία σκόνης προκαλεί μείωση του ποσοστού ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος. Στο Σχήμα 6.2.5 καταγράφεται αυτή η μεταβολή για κάθε εποχή του έτους σε μέση ημερήσια τιμή.



Σχήμα 6.2.5: Μέση ημερήσια μεταβολή της εισερχόμενης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας στην επιφάνεια, λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή συνολικά για τα έτη 2002 – 2007

Αντίθετα στα μεγάλα μήκη κύματος τα σωματίδια φυσικής προέλευσης εκπέμπουν ένα ποσοστό της απορροφημένης ηλιακής ακτινοβολίας, κυρίως κατά τις νυχτερινές ώρες. Επομένως στο υπέρυθρο κυριαρχεί η απορρόφηση και επανεκπομπή και η σκόνη λειτουργεί ως αέριο θερμοκηπίου, αυξάνοντας τη θερμοκρασία του εδάφους στις περιοχές όπου η παρουσία της είναι έντονη. Στο Σχήμα 6.2.6 καταγράφεται αυτή η μεταβολή για κάθε εποχή του έτους σε μέση ημερήσια τιμή.



Σχήμα 6.2.6: Μέση ημερήσια μεταβολή της εισερχόμενης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας στην επιφάνεια , λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή συνολικά για τα έτη 2002 – 2007

Με βάση τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων γίνεται καταρχήν εμφανές ότι η μεταβολή στην εισερχόμενη ακτινοβολία στην επιφάνεια εξαρτάται άμεσα από τη χωρική και χρονική κατανομή των σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα. Ιδιαίτερα σημαντικό είναι το γεγονός ότι η ανάδραση των σωματιδίων στην ακτινοβολία έχει διαφορετικό πρόσημο στα μικρά μήκη κύματος σε αντίθεση με το υπέρυθρο. Όπως είδαμε και στο Κεφάλαιο 2 ένα ποσοστό της ενέργειας που απορροφάται από το σύννεφο σκόνης κατά τη διάρκεια της ημέρας επανεκπέμπεται προς την επιφάνεια κατά τη διάρκεια την νύχτας, λειτουργώντας σαν αέριο θερμοκηπίου. Το ποσό αυτό της ενέργειας είναι μικρότερο από την εξασθένηση που προκαλείται στα μικρά μήκη κύματος, αλλά μεταβάλλει την ευστάθεια του επιφανειακού στρώματος τη νύχτα και το ύψος του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος. Δείγματα της ανακατανομής αυτής της ενέργειας συζητήθηκε και στο Κεφάλαιο 5. Συνολικά όμως η επίδραση των σωματιδίων σκόνης στην εισερχόμενη ακτινοβολία έχει αρνητικό πρόσημο, μειώνοντας τα ποσά ενέργειας που φτάνουν στο έδαφος.

Τους χειμερινούς μήνες (Δεκέμβριο – Ιανουάριο – Φεβρουάριο) τα σωματίδια περιορίζονται στην περιοχή της Αφρικής μειώνοντας την εισερχόμενη ακτινοβολία κατά -5 Watt/m^2 στην περιοχή της Νότιας Μεσογείου, ενώ στην περιοχή του Chad η εξασθένηση φτάνει και τα -15 Watt/m^2 . Το ποσό των σωματιδίων στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και της Ευρώπης δεν είναι αρκετό για να προκαλέσει αισθητή μεταβολή στην εισερχόμενη ενέργεια στην επιφάνεια. Η εντονότερη εξασθένηση παρατηρείται στο τρίμηνο Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο, όπου η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (μικρού και μεγάλου μήκους κύματος) στην επιφάνεια η μέση ημερήσια φτάνει τα -5 Watt/m^2 σε όλη την Ευρώπη, ενώ οι περιοχές της Μεσογείου και ιδιαίτερα η Ανατολική Μεσόγειος εμφανίζουν μέσες ημερήσιες διαφορές μέχρι και -15 Watt/m^2 . Η Βόρειος Αφρική που βρίσκεται συνεχώς υπό την επίδραση των σωματιδίων φυσικής προέλευσης παρουσιάζει εντονότερη εξασθένηση της τάξεως των -30 Watt/m^2 σε μέση ημερήσια τιμή.

Τους θερινούς μήνες (Ιούνιο – Ιούλιο – Αύγουστο) μεγαλύτερη εξασθένηση παρουσιάζει η Δυτική Μεσόγειος με μέσες τιμές μέχρι και -7 Watt/m^2 , ενώ στην Ανατολική Ευρώπη η μέση ημερήσια εξασθένηση φτάνει μέχρι και τα -5 Watt/m^2 . Οι περιοχές της Ανατολικής Αφρικής εμφανίζουν τη μέγιστη εξασθένηση με τιμές που ξεπερνούν τα -22 Watt/m^2 στο Μαλί και τη Μαυριτανία λόγω της έντονης παρουσίας σκόνης ολόκληρη την περίοδο μελέτης.

Από Σεπτέμβριο μέχρι και το Νοέμβριο οι μεγάλες συγκεντρώσεις σωματιδίων σκόνης περιορίζονται στην περιοχή της Βορείου Αφρικής με μέση συνολική εξασθένηση της τάξεως -3 Watt/m^2 στο Νότιο τμήμα της Μεσογείου. Εντονότερη είναι η ανάδραση στην περιοχή του Τσάντ και της Κεντρικής Αφρικής, όπου η μέση ημερήσια εξασθένηση αγγίζει τα -20 Watt/m^2 .

Στα Σχήματα 6.2.5 και 6.2.6 παρατηρούμε ότι η επίδραση των σωματιδίων σκόνης στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην επιφάνεια του εδάφους είναι πολυδιάστατη με διαφορετική ανάδραση (θετική ή αρνητική) ανάλογα με την περιοχή του φάσματος που εξετάζεται. Πιο προφανής είναι η επίδραση στην εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος, καθώς το φαινόμενο της “σκίασης” κυριαρχεί και εξασθενεί σε σημαντικό βαθμό το ποσοστό της ενέργειας που φτάνει στο έδαφος. Αντίθετα στα μεγάλα μήκη κύματος η ανάδραση της σκόνης έχει θετικό πρόσημο, αυξάνοντας τα ποσά εισερχόμενης και εξερχόμενης υπέρυθρης ακτινοβολίας. Το γεγονός αυτό συμφωνεί με το θεωρητικό υπόβαθρο καθώς στα μεγάλα μήκη κύματος τα σωματίδια συμπεριφέρονται σαν θερμοκηπικό αέριο εκπέμποντας την ενέργεια που απορροφήθηκε από το νέφος σκόνης.

Το μέγιστο της επίδρασης στη Μεσόγειο και τη Νότια Ευρώπη παρατηρείται κατά τη μεταβατική περίοδο, όπου η μεταφορά σκόνης είναι ιδιαίτερα έντονη. Αντίθετα στην ευρύτερη περιοχή της Βορείου Αφρικής τα φαινόμενα αυτά είναι ιδιαίτερα έντονα λόγω της διαρκούς παρουσίας σωματιδίων στην ατμόσφαιρα.

6.3. Επίδραση Σκόνης στην Ατμοσφαιρική Στήλη.

Όπως συζητήθηκε στο Κεφάλαιο 2 και παρατηρήθηκε στους ελέγχους ευαισθησίας στο Κεφάλαιο 5 η ύπαρξη σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα έχει άμεσες επιδράσεις στην ενεργειακή κατανομή στην ατμοσφαιρική στήλη. Για την ποσοτικοποίηση την ανάδρασης αυτής υπολογίζεται η μέση ημερήσια μεταβολή της διαφοράς της εισερχόμενης και της εξερχόμενης συνολικής ακτινοβολίας (μικρού και μεγάλου μήκους κύματος) στο όριο της ατμόσφαιρας, μέσω των δύο ειδών προσομοιώσεων:

$$F = (RTOA_{IN} - RTOA_{OUT})_{WDE} - (RTOA_{IN} - RTOA_{OUT})_{NDE} \quad (6.3.1)$$

όπου $RTOA$ η ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (IN εισερχόμενη και OUT εξερχόμενη), WDE η προσομοίωση με ενεργή την ανάδραση των σωματιδίων

και NDE χωρίς αυτήν. Οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται για όλο το φάσμα ακτινοβολίας (ορατό και υπέρυθρο συνολικά) για το σύνολο των σημείων πλέγματος της περιοχής. Το μέγεθος F , όπως ορίστηκε στην Εξίσωση 6.3.1 καταγράφει το πως μεταβάλλεται η απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας κατά τη διέλευση της ακτινοβολίας μέσα από αυτή.

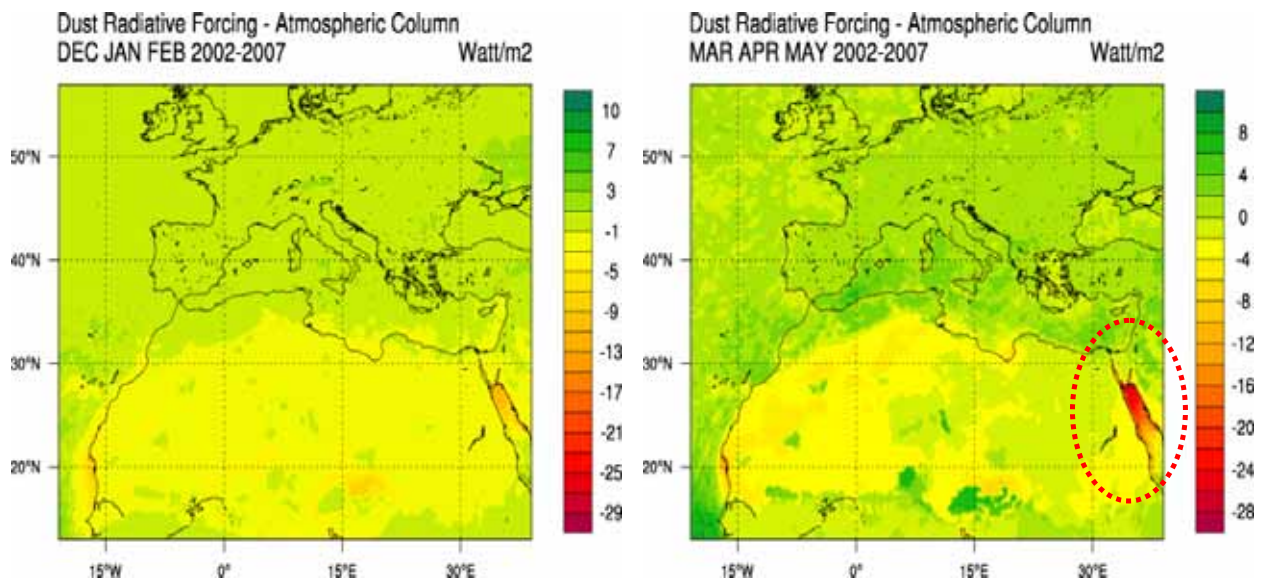
Θεωρούμε ότι τα σωματίδια φυσικής σκόνης δεν έχουν ουσιαστική επίδραση στην εισερχόμενη ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας, καθώς βρίσκονται σε χαμηλό ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα και η ανακλαστικότητά τους δεν είναι σημαντική. Έτσι μπορεί να θεωρηθεί ότι:

$$RTOA_{IN-WDE} \approx RTOA_{IN-NDE} \quad (6.3.2)$$

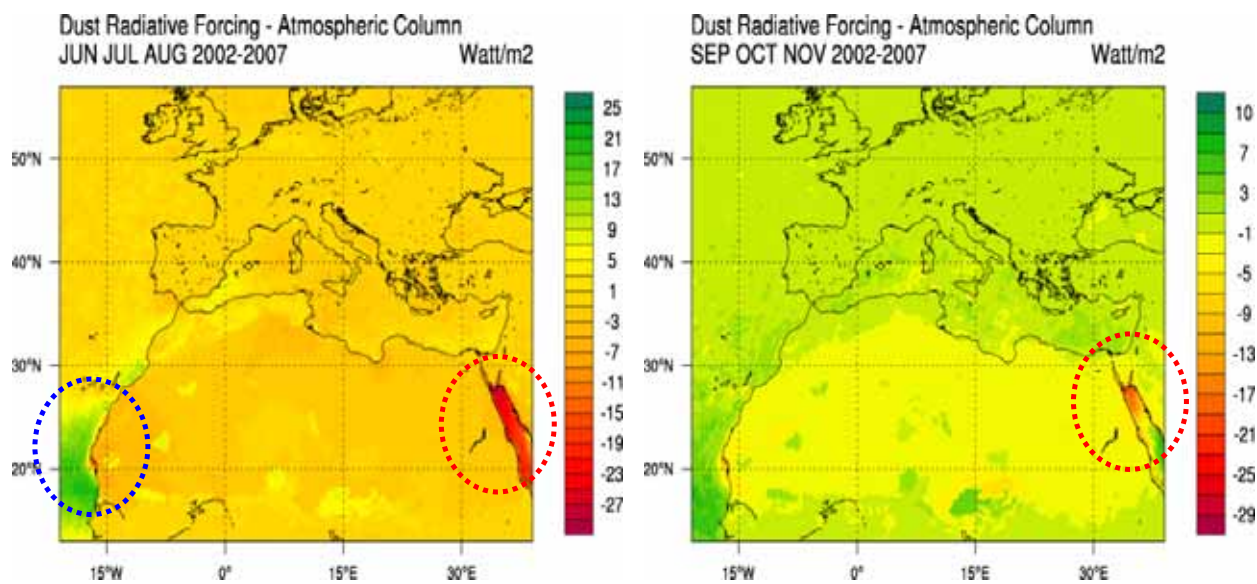
Με βάση την 6.2.2 η σχέση 6.2.3 γίνεται:

$$F = -(RTOA_{OUT})_{WDE} + (RTOA_{OUT})_{NDE} \quad (6.3.3)$$

Συνεπώς αρνητικές τιμές του μεγέθους F σημαίνουν ότι μεγαλύτερο ποσό ενέργειας απορροφήθηκε από την ατμόσφαιρα, λόγω της ύπαρξης σκόνης. Αντίθετα θετικές τιμές δείχνουν ότι συμπεριλαμβανομένης της ανάδρασης η στήλη αποδίδει στο διάστημα μεγαλύτερα ποσά ακτινοβολίας. Μέσω των αποτελεσμάτων του συστήματος καταγράφεται η μεταβολή αυτή στο Σχήμα 6.3.1.



Σχήμα 6.3.1: Μέση ημερήσια μεταβολή της απορροφητικότητας της ατμόσφαιρας λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή για τα έτη 2002 – 2007



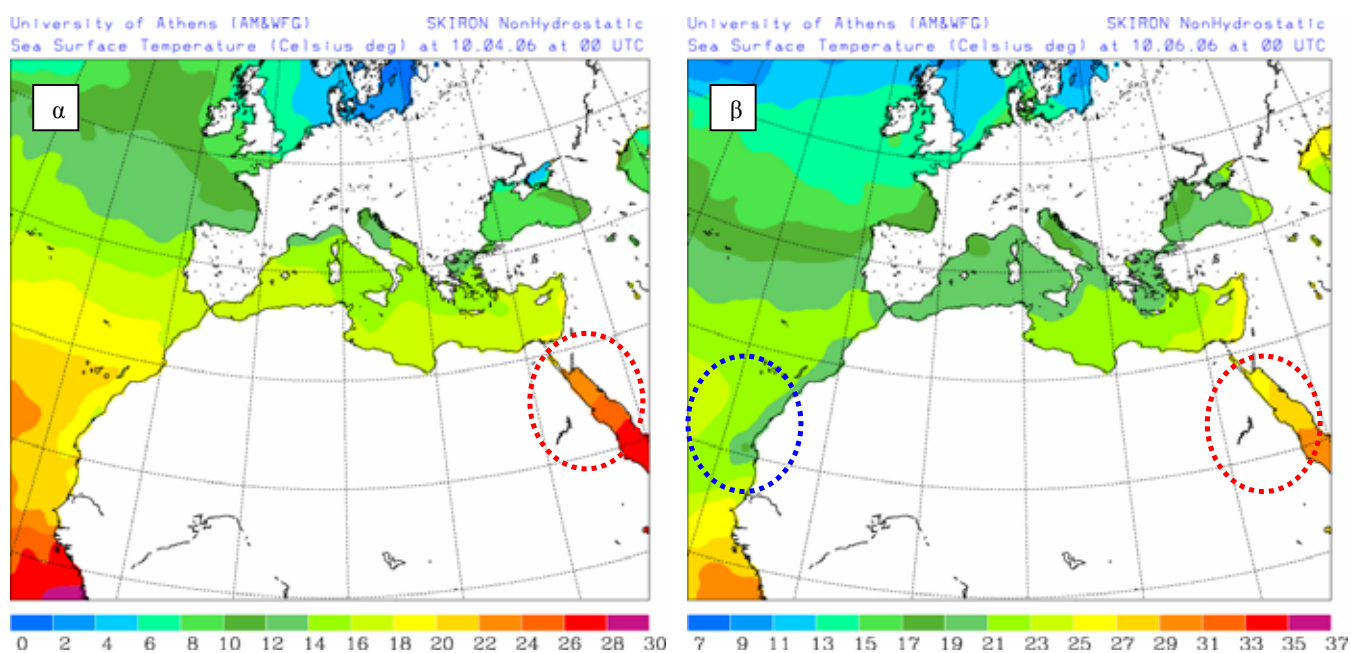
Σχήμα 6.3.1: Μέση ημερήσια μεταβολή της απορροφητικότητας της ατμόσφαιρας λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή για τα έτη 2002 – 2007

Κατά τη χειμερινή περίοδο οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σωματιδίων σκόνης περιορίζονται στην Αφρική και τη Νότια Μεσόγειο. Η ανάδραση εμφανίζει κυρίως αρνητικό πρόσημο, το οποίο συνεπάγεται ότι η απορροφητικότητα της ατμοσφαιρικής στήλης αυξάνεται όταν συμπεριληφθεί στις προσομοιώσεις η επίδραση της σκόνης στην ακτινοβολία.

Κατά τους μεταβατικούς μήνες παρατηρείται αύξηση είναι της τάξεως των -2 W/m^2 , σε μέση ημερήσια τιμή, στο μεγαλύτερο τμήμα της Κεντρικής και Βόρειας Αφρικής, ενώ η Ερυθρά Θάλασσα και η περιοχή του Chad εμφανίζουν μέση ημερήσια μεταβολή στα -13 W/m^2 (Σχήμα 6.3.1). Τις μεταβατικές περιόδους έντονη αύξηση της απορροφητικότητας εμφανίζει το δυτικό τμήμα της Σαχάρας και η Μαυριτανία με μέσες ημερήσιες μεταβολές έως -10 Watt/m^2 , και η Ερυθρά Θάλασσα με -25 Watt/m^2 . Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή της Ερυθράς Θάλασσας. Η έντονη αύξηση της απορροφητικότητας οφείλεται στο γεγονός ότι η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST) είναι ιδιαίτερα υψηλή λόγω θαλάσσιων ρευμάτων στην περιοχή (Σχήμα 6.3.2α). Αποτέλεσμα των θερμοκρασιών αυτών είναι η εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας η οποία παγιδεύεται στα κατώτερα στρώματα λόγω των μεγάλων συγκεντρώσεων σκόνης και απορροφάται από την ατμόσφαιρα. Αντίθετα η ατμόσφαιρα πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα εμφανίζεται να αποδίδει μεγαλύτερα ποσά ενέργειας λόγω της σκόνης, έως και 3 W/m^2 (Σχήμα

6.3.1). Η διαφορετική αυτή συμπεριφορά οφείλεται στη μεταβολή της νέφωσης που προκαλείται από την ανακατανομή της ακτινοβολίας στη στήλη.

Τους καλοκαιρινούς μήνες η περιοχή της Αφρικής εμφανίζει αύξηση της απορροφητικότητας μέχρι και -5 Watt/m^2 σε μέση ημερήσια τιμή, ενώ έντονη αύξηση παρατηρείται και πάνω από την Ερυθρά Θάλασσα με -25 Watt/m^2 , εξαιτίας του φαινομένου που περιγράφηκε παραπάνω (υψηλό SST). Αντίθετα μείωση της τάξης των $+20 \text{ W/m}^2$ καταγράφεται στις Δυτικές ακτές της Αφρικής πάνω από τον Ατλαντικό. Εδώ επικρατεί το αντίθετο φαινόμενο, με μία σχετικά ψυχρή επιφάνεια θάλασσας, η οποία ακτινοβολεί μικρά ποσά στο υπέρυθρο (Σχήμα 6.3.2β). Επιπρόσθετα οι συγκεντρώσεις σωματιδίων σκόνης στην περιοχή είναι ιδιαίτερα υψηλές, καθώς τις θερινές περιόδους η σκόνη που παράγεται κατευθύνεται προς τον Ατλαντικό, όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 2. Επομένως εξασθενεί το ποσό ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην κατώτερη τροπόσφαιρα και το έδαφος, ενώ παράλληλα εκπέμπεται υπέρυθρη ακτινοβολία προς το όριο της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 6.3.2: Κατανομή της επιφανειακής θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας (SST) για μία ημέρα τον Απρίλιο (α) και τον Ιούνιο (β).

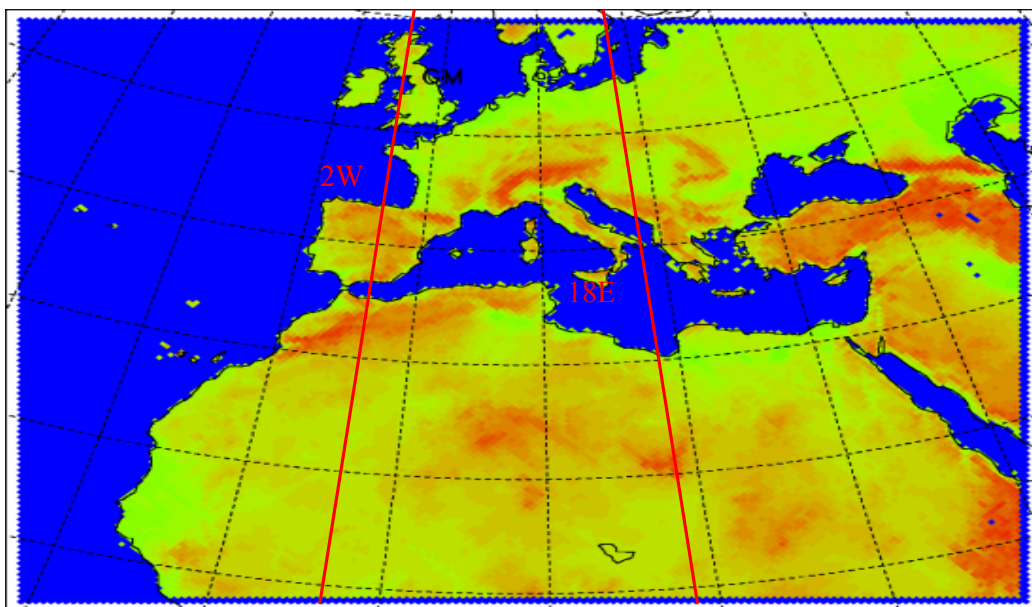
Αντίστοιχη εικόνα καταγράφεται και από Σεπτέμβριο μέχρι και Νοέμβριο, με μείωση όμως της έντασης των φαινομένων σε σχέση με το καλοκαίρι. Έτσι η Βόρεια και Κεντρική Αφρική εμφανίζουν αύξηση της απορροφητικότητας κατά -3 W/m^2 σε μέση ημερήσια τιμή λόγω απορρόφησης ακτινοβολίας από την διαρκώς παρούσα

ερημική σκόνη κοντά στις πηγές, ενώ μικρές μεταβολές παρατηρούνται και στην Κεντρική Μεσόγειο (Σχήμα 6.3.1). Για ακόμα μία φορά η περιοχή της Ερυθράς Θάλασσας εμφανίζει αυξημένα ποσά απορροφητικότητας με μέγιστη τιμή τα -18 W/m^2 για τους λόγους που αναλύθηκαν παραπάνω.

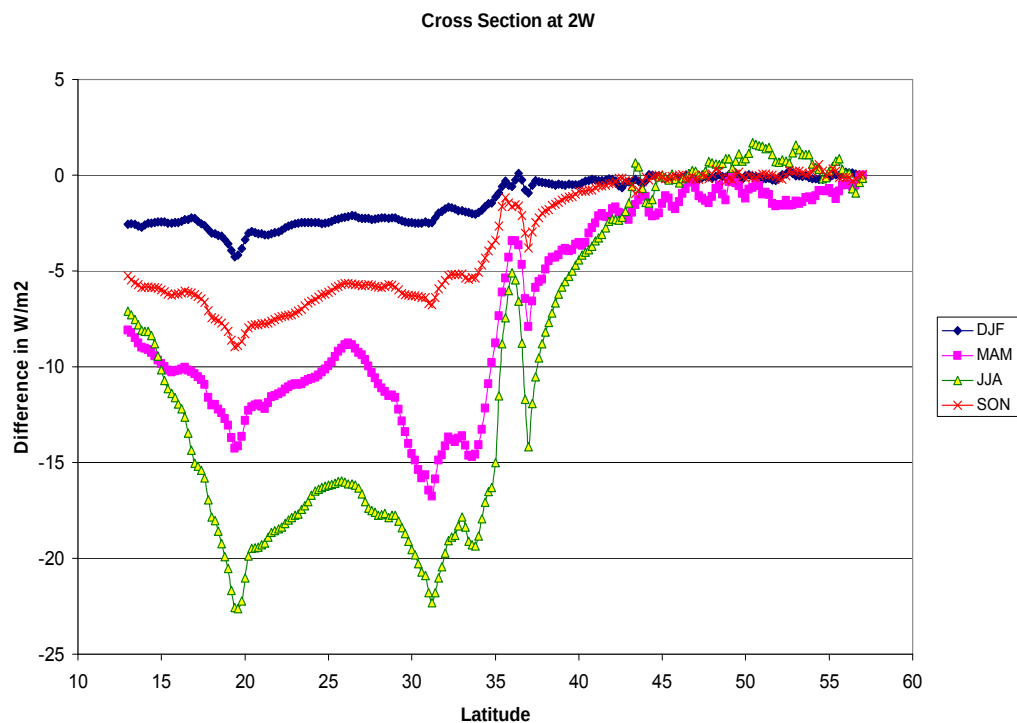
Ιδιαίτερα σημαντικό είναι να τονιστεί ότι η μεταβολή στην απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας δεν οφείλεται αποκλειστικά στην ανάδραση των σωματιδίων σκόνης. Λόγω της ύπαρξης σωματιδίων μεταβάλλεται η δημιουργία νέφωσης (όπως είδαμε και στο Κεφάλαιο 5) και η κατανομή της στην περιοχή ενδιαφέροντος. Το φαινόμενο αυτό περιγράφεται και ως ημι-άμεση επίδραση των σωματιδίων σκόνης (semi-direct effect).

Με σκοπό την πληρέστερη κατανόηση της επίδρασης των σωματιδίων στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία κατασκευάζονται κατακόρυφες τομές (vertical cross-sections) στην περιοχή ολοκλήρωσης σε διάφορα γεωγραφικά μήκη. Με αυτόν τον τρόπο μπορεί να μελετηθεί η επίδραση των σωματιδίων σκόνης στην εισερχόμενη ακτινοβολία (μικρού και μεγάλου μήκους κύματος συνολικά). Και εδώ καταγράφεται η μεταβολή $RINC_{WDE} - RINC_{NDE}$ σε μέση ημερήσια τιμή.

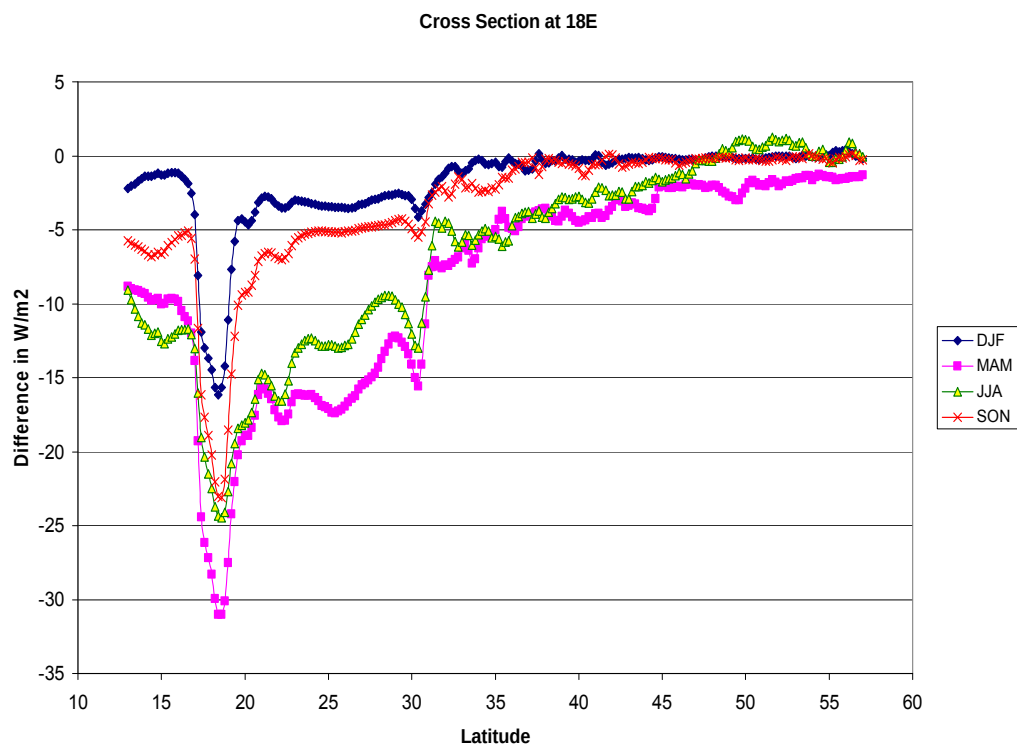
Οι τομές δημιουργήθηκαν στα γεωγραφικά μήκη 2°W και 18°E (Σχήμα 6.3.3). Τα γεωγραφικά μήκη επιλέχθηκαν ώστε να περιλαμβάνουν δύο πολύ έντονες πηγές: Το Μαλί και την Αλγερία, όπου τα σωματίδια που παράγονται επηρεάζουν την Ευρώπη και τη Μεσόγειο, και την περιοχή του Chad και του Bodele, οι οποίες είναι και οι εντονότερες στη Σαχάρα.



Σχήμα 6.3.3: Θέσεις των κατακόρυφων τομών θερμοκρασίας στην περιοχή ολοκλήρωσης του συστήματος SKIRON (κόκκινες γραμμές) στις 2°W και 18°E



Σχήμα 6.3.4: Μεταβολή της μέσης ημερήσιας εισερχόμενης ακτινοβολίας στο έδαφος στις 2° W, λόγω της επίδρασης των σωματιδίων σκόνης στην ακτινοβολία.



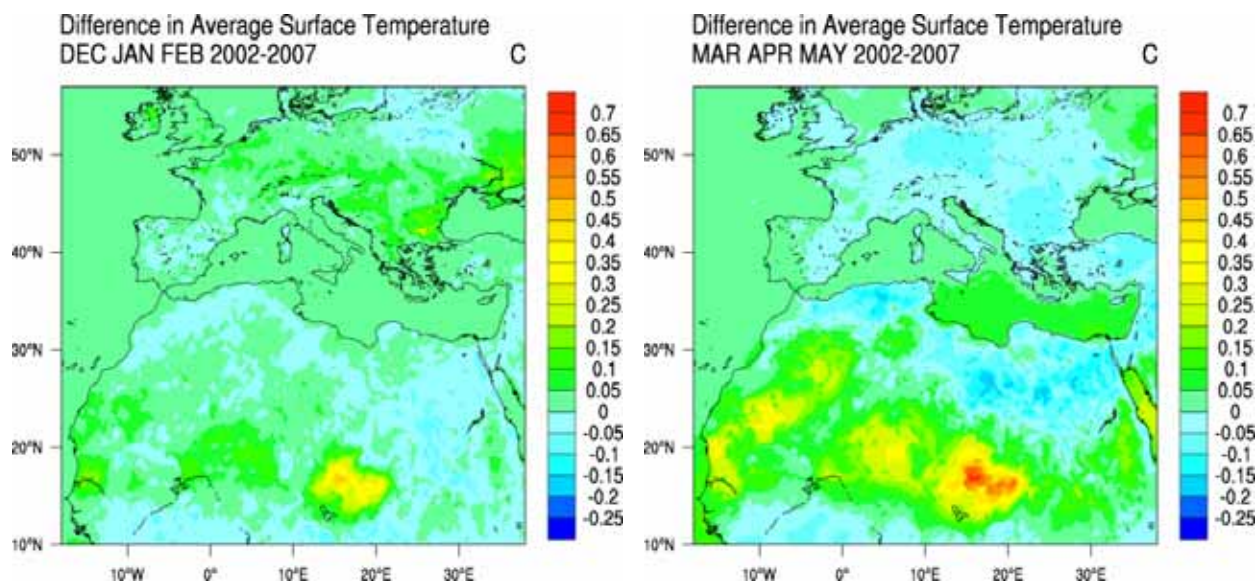
Σχήμα 6.3.4: Μεταβολή της μέσης ημερήσιας εισερχόμενης ακτινοβολίας στο έδαφος στις 18° E, λόγω της επίδρασης των σωματιδίων σκόνης στην ακτινοβολία.

6.4. Μεταβολή Στη Θερμοκρασιακή Κατανομή

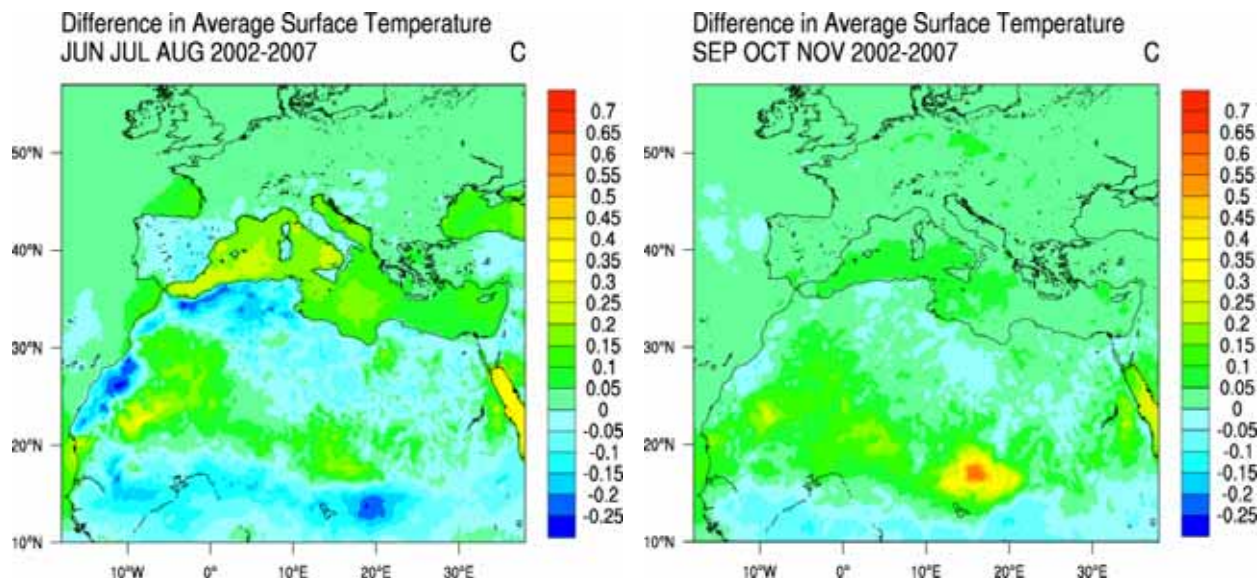
Με βάση τα αποτελέσματα των ελέγχων ευαισθησίας του Κεφαλαίου 5, αλλά και του θεωρητικού υποβάθρου που αναλύθηκε στο Κεφάλαιο 2, διαφαίνεται ότι η ύπαρξη σωματιδίων φυσικής σκόνης στην ατμόσφαιρα μεταβάλλει την ενεργειακή κατανομή σε έδαφος και ατμοσφαιρική στήλη.

Οι μεταβολές αυτές έχουν άμεση συνέπεια στη θερμοκρασιακή κατανομή στο έδαφος αλλά και στην ατμόσφαιρα. Σε απομακρυσμένες από τις πηγές περιοχές, όπου τα σωματίδια της σκόνης βρίσκονται σε ύψος μέσα στην τροπόσφαιρα αναμένεται μείωση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Αντίθετα σε περιοχές όπου η συγκέντρωση των σωματιδίων σκόνης κοντά στο έδαφος είναι μεγάλη (όπως κοντά στις περιοχές που λειτουργούν ως πηγές) η εκπομπή ακτινοβολίας της απορροφούμενης από το πλούμιο αναμένεται να προκαλέσει αύξηση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας στην επιφάνεια, παρά το γεγονός ότι συνολικά η ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος ελαττώνεται. Επιπρόσθετα το φαινόμενο αυτό εντείνεται όταν τα σωματίδια σκόνης βρίσκονται πολύ κοντά στο έδαφος, καθώς αυξάνεται η θερμοκρασία της στήλης που τα περιέχει και άρα του αέρα κοντά στο έδαφος.

Για την πληρέστερη μελέτη και κατανόηση των παραπάνω καταγράφονται οι μέσες ημερήσιες μεταβολές στη θερμοκρασία του εδάφους για το σύνολο των ετών προσομοίωσης (2002 – 2007), από τις δύο κατηγορίες προσομοιώσεων WDE και NDE (Σχήμα 6.4.1).



Σχήμα 6.4.1: Μέση ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του εδάφους λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή για τα έτη 2002 – 2007



Σχήμα 6.4.1: Μέση ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του εδάφους λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή για τα έτη 2002 – 2007

Κατά τους χειμερινούς μήνες παρατηρείται αύξηση της μέσης ημερήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας στην Κεντρική Αφρική (κυρίως γύρω από τις πηγές στο Chad και το Bodele) μέχρι και $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, ενώ μικρότερη αύξηση εμφανίζεται στη Δυτική Αφρική, μέχρι και $+0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Στις περιοχές αυτές τα σωματίδια σκόνης μένουν σε χαμηλό ύψος κοντά στις πηγές με αποτέλεσμα τη θέρμανση των επιφανειακών στρωμάτων. Επιπρόσθετα η σκόνη εκπέμπει υπέρυθρη ακτινοβολία ενισχύοντας τη θερμοκρασιακή μεταβολή. Αντίθετα η περιοχή της Βόρειας Αφρικής εμφανίζει μείωση της επιφανειακής θερμοκρασίας μέχρι και $-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, λόγω εξασθένησης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας από τα νέφη σκόνης. Αντίστοιχα μικρή ελάττωση της τάξεως των $-0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ παρουσιάζεται στη Δυτική Ευρώπη (Ισπανία και Νοτιοδυτική Γαλλία) και στη Μάλτα. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η αύξηση της θερμοκρασίας στην Κεντρική και Ανατολική Ευρώπη μέχρι $+0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, ενώ αντίθετα η Βορειοανατολική Ευρώπη παρουσιάζει μείωση της ίδιας τάξης ($-0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Οι μεταβολές αυτές πιθανότατα οφείλονται στη γενικότερη μεταβολή της ατμοσφαιρικής κατάστασης, λόγω της ανάδρασης σκόνης, παράδειγμα της οποίας καταγράφηκαν στο Κεφάλαιο 5.

Τις μεταβατικές περιόδους η θερμοκρασιακές μεταβολές είναι πιο ξεκάθαρες, καθώς τα σωματίδια σκόνης καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή μελέτης και οι επιδράσεις τους είναι πιο έντονες. Έτσι παρατηρείται αύξηση μέχρι και $+0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ στην Κεντρική Αφρική και μέχρι $+0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ στη Δυτική, σε μέση ημερήσια τιμή, λόγω της

εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας προς την επιφάνεια. Επιπρόσθετα η θέρμανση των κατώτερων στρωμάτων προκαλείται από την “παγίδευση” υπέρυθρης ακτινοβολίας κάτω από τη σκόνη, αλλά και λόγω απορρόφησης ηλιακής ακτινοβολίας από τα σωματίδια κοντά στο έδαφος. Αντίθετα σε ολόκληρη την Ευρώπη η σκόνη προκαλεί ελάττωση της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας ως και $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, με μέγιστες μεταβολές στη Γερμανία, τα Βαλκάνια και την Τουρκία, λόγω εξασθένησης της εισερχομένης ηλιακής ακτινοβολίας από τα σωματίδια μέσα στην τροπόσφαιρα. Μικρή αύξηση εμφανίζει και η Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειος, της τάξεως των $+0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Από Ιούνιο μέχρι και Αύγουστο αύξηση της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας παρατηρείται στην Ανατολική Αφρική (μέχρι $+0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$) και μικρότερη στην Κεντρική Αφρική, μέχρι $+0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ για τους λόγους που αναφέρθηκαν πιο πάνω. Οι παράκτιες περιοχές της Βόρειας και Δυτικής Αφρικής εμφανίζουν μείωση μέχρι και $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, ενώ πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα αυξάνεται η μέση θερμοκρασία από $+0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$ στην Κεντρική Μεσόγειο, έως και $+0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ στη Δυτική. Αντίθετα η Δυτική Ευρώπη παρουσιάζει μείωση της μέσης ημερήσιας επιφανειακής θερμοκρασίας μέχρι και $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, καθώς τη θερινή περίοδο τα επεισόδια σκόνης περιορίζονται σε εκείνη την περιοχή, ελαττώνοντας τα ποσοστά ενέργειας που φτάνουν στο έδαφος μέσω του φαινομένου της “σκίασης”. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή κάτω από τη ζώνη σύγκλισης (ITCZ) η οποία εμφανίζει μείωση θερμοκρασίας μέχρι και $-0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$, παρά το γεγονός ότι βρίσκεται κοντά στις πηγές σκόνης. Αυτό συμβαίνει καθώς κατά τη θερινή περίοδο τα έντονα ανοδικά ρεύματα στην περιοχή εισάγουν μεγάλες ποσότητες σωματιδιακής σκόνης στη μέση τροπόσφαιρα για να μεταφερθούν αργότερα προς τον Ατλαντικό (όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 2). Σαν αποτέλεσμα η συγκέντρωση σωματιδίων κοντά στο έδαφος δεν είναι αρκετή ώστε να προκαλέσει θέρμανση των επιφανειακών στρωμάτων. Παράλληλα λόγω των μεγάλων συγκεντρώσεων σε ύψος ενισχύεται το φαινόμενο της “σκίασης”, ελαττώνοντας τα ποσά ενέργειας που φτάνουν στο έδαφος και προκαλώντας μείωση της θερμοκρασίας.

Η κινητικότητα της σκόνης περιορίζεται από Σεπτέμβριο μέχρι και Νοέμβριο, με τα επεισόδια μεταφοράς να περιορίζονται κάτω από τη Μεσόγειο. Έτσι για ακόμα μια φορά παρατηρείται αύξηση της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας στην Κεντρική και Δυτική Αφρική μέχρι $+0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ λόγω της ύπαρξης ικανών συγκεντρώσεων που θερμαίνουν τα επιφανειακά στρώματα, ενώ αντίθετα η Βόρεια Αφρική παρουσιάζει

ελάττωση της τάξης των -0.1°C λόγω εξασθένησης εισερχόμενης ακτινοβολίας. Η υπόλοιπη περιοχή ενδιαφέροντος δεν εμφανίζει σημαντικές διαφοροποιήσεις. Συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα καταγράφονται στον Πίνακα που ακολουθεί:

Εποχή	Ενδεικτική Περιοχή	Μέγιστη Μέση Ημερήσια Μεταβολή
DJF	Κεντρική Αφρική	+0.5 °C
	Δυτική Αφρική	+0.2 °C
	Βόρεια Αφρική	-0.1 °C
	Κεντρική Ευρώπη	+0.1 °C
	Βορειοανατολική Ευρώπη	-0.1 °C
MAM	Κεντρική Αφρική	+0.7 °C
	Δυτική Αφρική	+0.4 °C
	Κεντρική Ευρώπη	-0.2 °C
	Ανατολική Ευρώπη	-0.2 °C
	Κεντρική Μεσόγειος	+0.05 °C
JJA	Ερυθρά Θάλασσα	+0.4 °C
	Δυτική Αφρική	-0.2 °C
	Βόρεια Αφρική	-0.1 °C
	Κεντρική Αφρική	-0.25 °C
	Δυτική Ευρώπη	-0.15 °C
SON	Δυτική Αφρική	+0.5 °C
	Βόρεια Αφρική	-0.1 °C
	Δυτική Μεσόγειος	+0.1 °C

Πίνακας 6.4.1: Μέγιστη μέση ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του εδάφους λόγω ανάδρασης σκόνης κάθε εποχή για ενδεικτικές περιοχές

Με σκοπό την πληρέστερη κατανόηση της επίδρασης των σωματιδίων στη θερμοκρασιακή κατανομή της ατμοσφαιρικής στήλης κατασκευάζονται κατακόρυφες τομές (vertical cross-sections) στην περιοχή ολοκλήρωσης σε διάφορα γεωγραφικά μήκη. Με αυτόν τον τρόπο μπορεί να μελετηθεί η επίδραση των σωματιδίων σκόνης στη θερμοκρασία μέσα στην ατμόσφαιρα. Και εδώ καταγράφεται η μεταβολή $T_{WDE} - T_{NDE}$ σε μέση ημερήσια τιμή.

Οι τομές δημιουργήθηκαν στα γεωγραφικά μήκη 2°W και 18°E (Σχήμα 6.3.3). Εκτός από τις κατακόρυφες διαφορές θερμοκρασίας υπολογίζεται και η μέση ημερήσια κατακόρυφη συγκέντρωση σκόνης στις ίδιες θέσεις, ώστε να γίνει άμεση αντιπαραβολή της ύπαρξης σωματιδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα και τη θερμοκρασιακή μεταβολή. Σκοπός της παρούσας καταγραφής είναι να ποσοτικοποιηθεί η επίδραση των σωματιδίων φυσικής σκόνης στην μέση ημερήσια κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας. Αρχικά συζητάται η μέση κατακόρυφη θερμοκρασιακή μεταβολή στις 2°W .

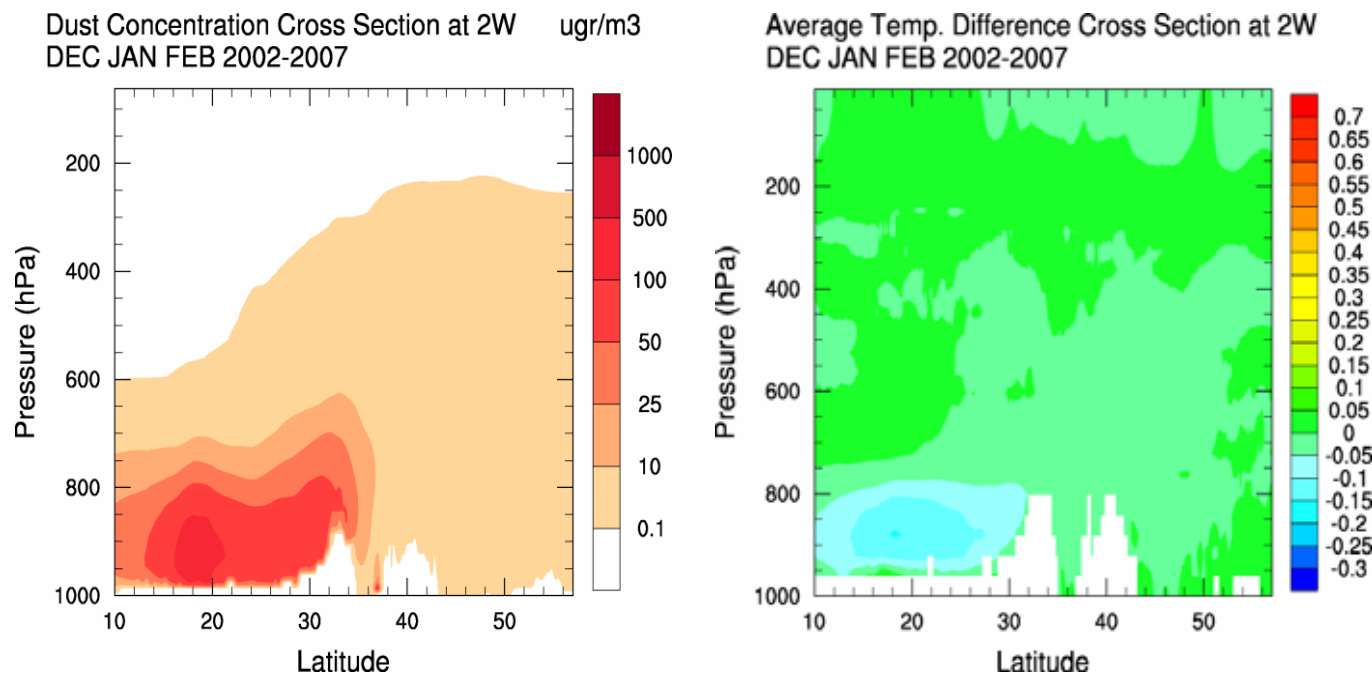
Τους χειμερινούς μήνες από Δεκέμβριο μέχρι και Φεβρουάριο η επίδραση των σωματιδίων περιορίζεται μέχρι τις 30°N στη Δυτική Αφρική και Μεσόγειο και μέχρι τις 40°N στην Κεντρική Μεσόγειο (Σχήμα 6.4.6). Τα σωματίδια σωματιδιακής σκόνης στην κατώτερη τροπόσφαιρα εκπέμπουν ακτινοβολία στο υπέρυθρο, με αποτέλεσμα την ψύξη του στρώματος μέχρι τα 800hPa , ενώ ταυτόχρονα η ακτινοβολία αυτή θερμαίνει την επιφάνεια μέχρι και $+0.1^{\circ}\text{C}$ (Σχήμα 6.4.2).

Το ίδιο φαινόμενο επαναλαμβάνεται και κατά τις μεταβατικές περιόδους (Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο), με μεγαλύτερη όμως ένταση, καθώς οι συγκεντρώσεις σωματιδίων που παρατηρούνται είναι μεγαλύτερες. Η κατώτερη τροπόσφαιρα ψύχεται από την εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας κατά -0.2°C , ενώ παράλληλα η ακτινοβολία αυτή θερμαίνει τα επιφανειακά στρώματα κατά το ίδιο ποσοστό $+0.2^{\circ}\text{C}$ (Σχήμα 6.4.3).

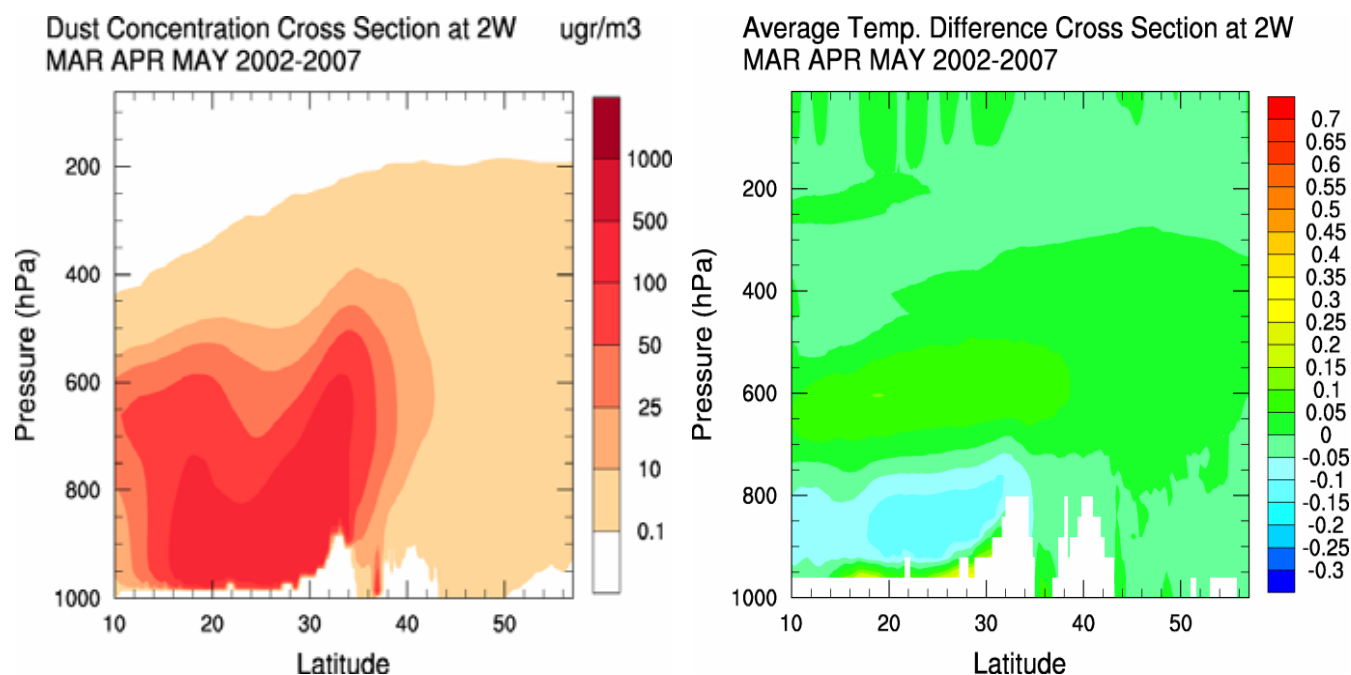
Τη θερινή περίοδο η περιοχή η περιοχή αυτή εμφανίζει έντονη κινητικότητα σωματιδίων, όπως περιγράφηκε και στο Κεφάλαιο 2, τα οποία διασχίζουν τη Δυτική Μεσόγειο και φτάνουν να επηρεάσουν τη Δυτική Ευρώπη. Η παρουσία σκόνης στη μέση τροπόσφαιρα σκεδάζει και απορροφά την εισερχόμενη ακτινοβολία, με αποτέλεσμα την ελάττωση της θερμοκρασίας στην περιοχή Νότια από τη ζώνη σύγκλισης (ITCZ) μέχρι και -0.2°C . Στην περιοχή μεταξύ 20°N και 35°N παρατηρείται θέρμανση των επιφανειακών στρωμάτων λόγω εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας από τα υπερκείμενα στρώματα. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η θέρμανση της μέσης τροπόσφαιρας (μέχρι και τα 400hPa) μέχρι και $+0.3^{\circ}\text{C}$, λόγω απορρόφησης εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, αλλά και μέρους της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τα σωματίδια στην κατώτερη τροπόσφαιρα (Σχήμα 6.4.4).

Από Σεπτέμβριο μέχρι και Νοέμβριο τα φαινόμενα παραγωγής περιορίζονται στην Κεντρική και Βόρειο Αφρική, με τα σωματίδια σκόνης να προκαλούν ψύξη της

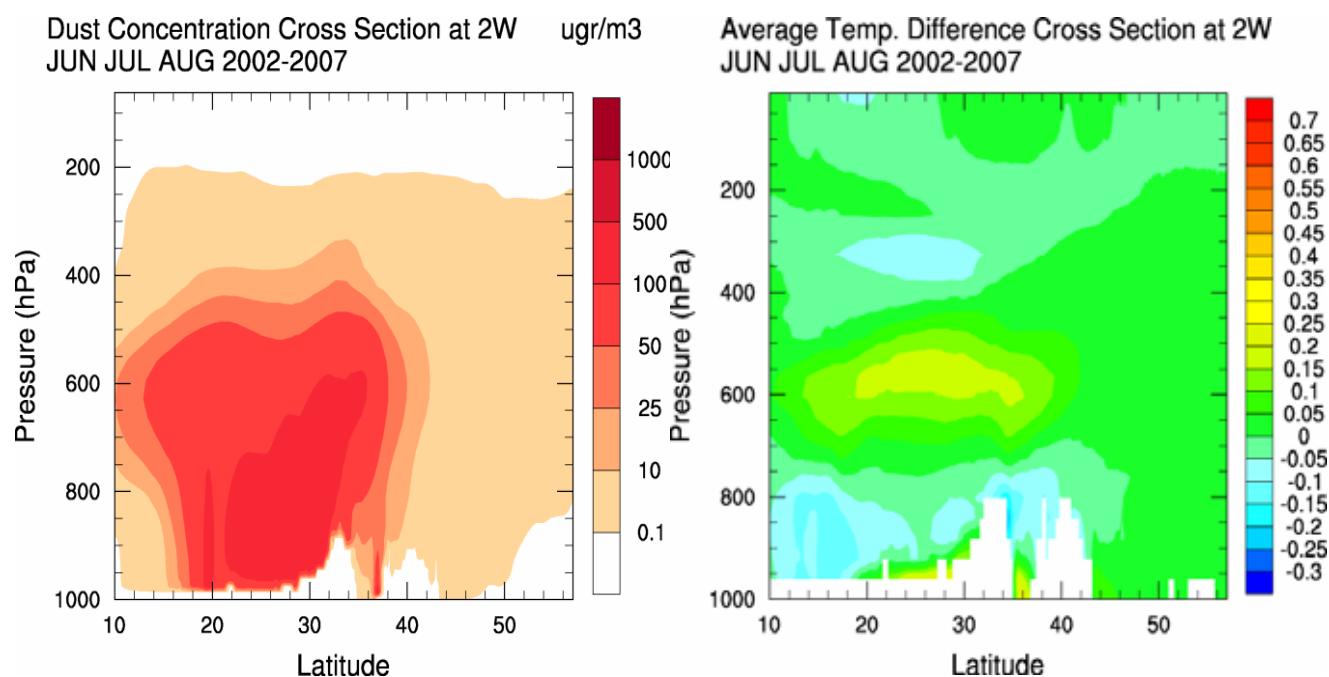
κατώτερης τροπόσφαιρας μέχρι -0.1°C , εκπέμποντας υπέρυθρη ακτινοβολία. Οι συγκεντρώσεις αυτή την εποχή είναι μικρές με αποτέλεσμα τα ποσοστά εκπομπής να είναι μικρά και όχι ικανά να θερμάνουν αισθητά την ατμόσφαιρα κοντά στο έδαφος (Σχήμα 6.4.5).



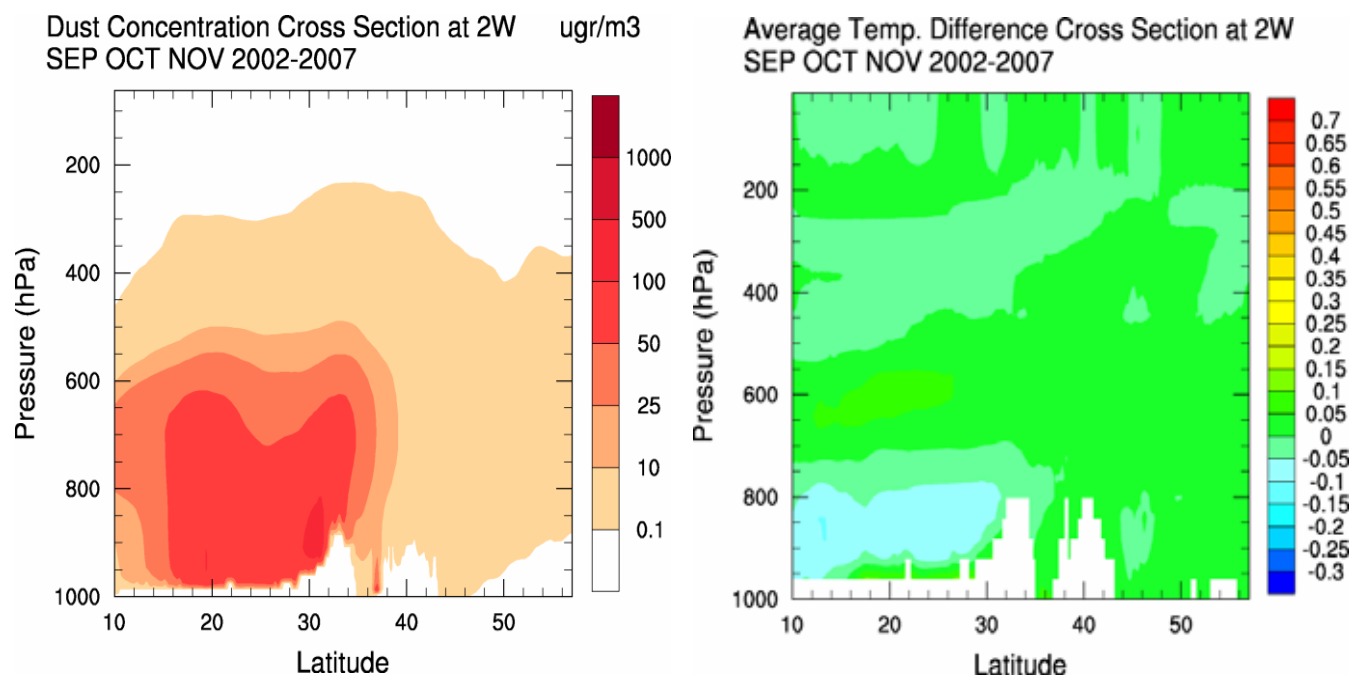
Σχήμα 6.4.2: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{gr}/\text{m}^2$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Δεκέμβριο – Ιανουάριο – Φεβρουάριο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 2°W



Σχήμα 6.4.3: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{gr}/\text{m}^2$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 2°W



Σχήμα 6.4.4: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{gr}/\text{m}^2$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Ιούνιο – Ιούλιο – Αύγουστο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 2°W



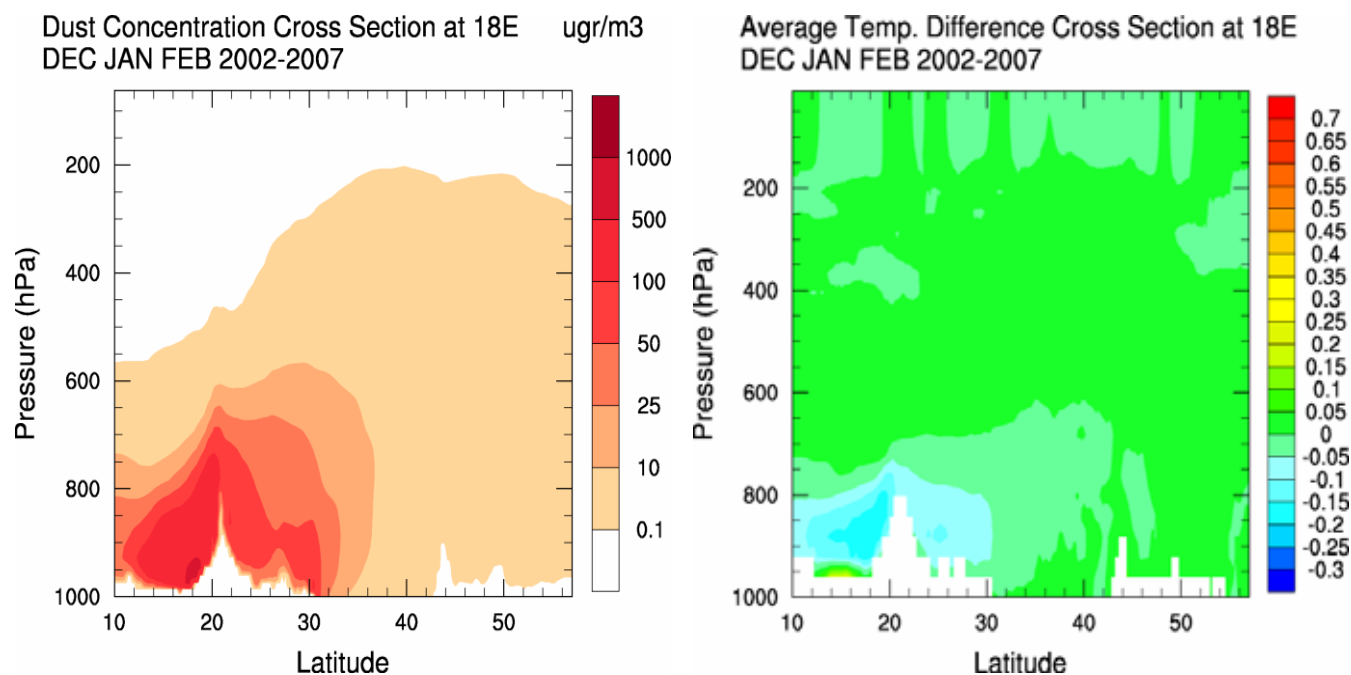
Σχήμα 6.4.5: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{gr}/\text{m}^2$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Σεπτέμβριο – Οκτώβριο – Νοέμβριο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 2°W

Αντίστοιχα φαινόμενα αναμένονται και στην καταγραφή της μεταβολής της μέσης κατακόρυφης ημερήσιας θερμοκρασίας στις 18°E . Τους χειμερινούς μήνες από Δεκέμβριο μέχρι και Φεβρουάριο η επίδραση των σωματιδίων περιορίζεται μέχρι τις 40°N στην Κεντρική Μεσόγειο. Κοντά στο έδαφος μέχρι τα 950hPa παρατηρείται αύξηση της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας του στρώματος μέχρι $+0.4^{\circ}\text{C}$, καθώς βρίσκεται υπό την έντονη επίδραση σωματιδίων σκόνης πολύ κοντά στην επιφάνεια. Τα σωματίδια σκόνης δέχονται την εκπεμπόμενη ακτινοβολία από τα υπερκείμενα στρώματα, ενώ παράλληλα οι συγκεντρώσεις κοντά στο έδαφος είναι αρκετά μεγάλες ώστε μέσω απορρόφησης να αυξηθεί η θερμοκρασία του τμήματος κοντά στο έδαφος. Αντίθετα το ανώτερο στρώμα μέχρι τα 800 hPa ψύχεται κατά -0.2°C , λόγω εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας (Σχήμα 6.3.7)

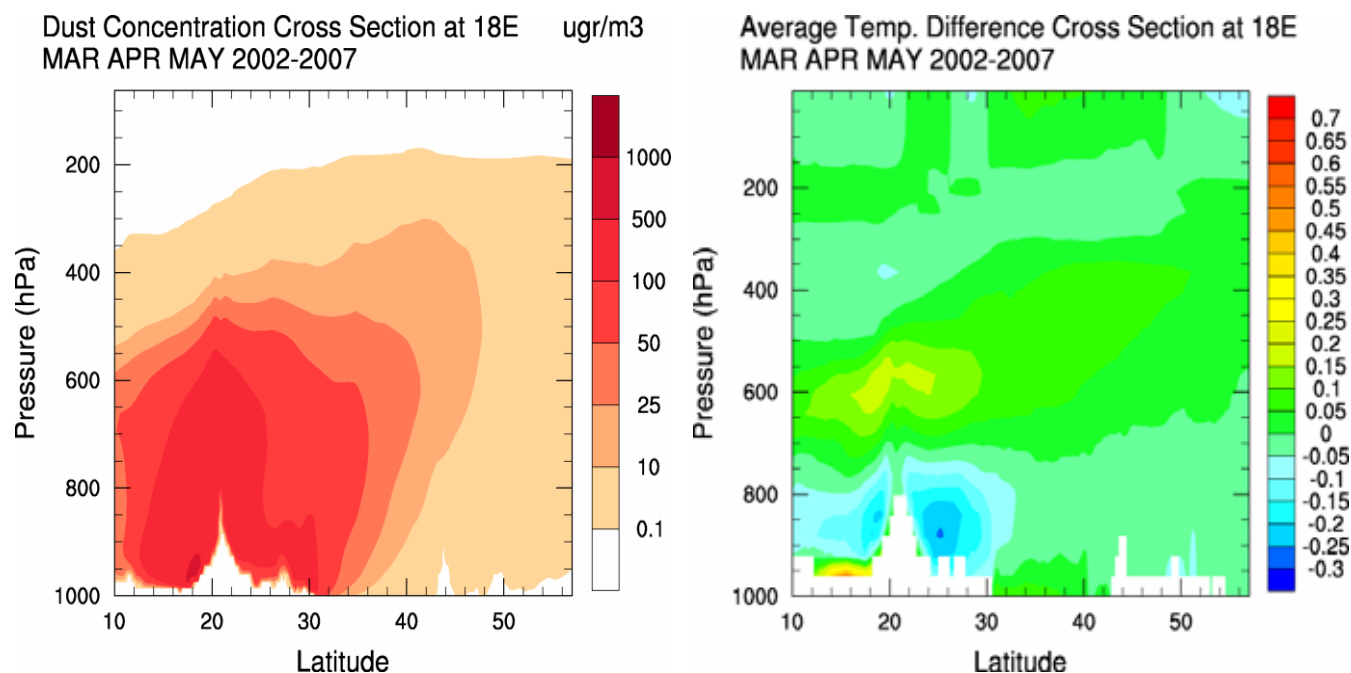
Αντίστοιχα στις μεταβατικές περιόδους παρατηρείται το ίδιο φαινόμενο πάνω από τις πηγές. Οι περιοχές κοντά στο Chad εμφανίζουν αύξηση της θερμοκρασίας στα κατώτερα στρώματα της τάξης των $+0.4^{\circ}\text{C}$ μέχρι και τα 950hPa. Λόγω των μεγάλων συγκεντρώσεων σωματιδίων στη μέση τροπόσφαιρα, τα οποία απορροφούν μέρος της εισερχόμενης ακτινοβολίας, παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας της τροπόσφαιρας πάνω από τα 600 hPa της τάξης των $+0.3^{\circ}\text{C}$. Αντίθετα στο στρώμα μεταξύ 900 hPa και 700 hPa η θερμοκρασία ελαττώνεται μέχρι και -0.25°C , καθώς τα σωματίδια φυσικής προέλευσης επανεκπέμπουν την απορροφημένη ακτινοβολία στο υπέρυθρο. Σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη (πάνω από 35°N) μείωση μέχρι και -0.1°C παρατηρείται λόγω σκέδασης και απορρόφησης από τα σωματίδια σκόνης που βρίσκονται στα μεγαλύτερα ύψη, μέσω του φαινομένου της “σκίασης” (Σχήμα 6.3.8).

Τους θερινούς μήνες από Ιούνιο μέχρι και Αύγουστο Νότια από τη ζώνη σύγκλισης η μέση μηνιαία θερμοκρασία ελαττώνεται στο κατακόρυφο μέχρι -0.25°C . Η ελάττωση αυτή οφείλεται στην έντονη παρουσία σκόνης στη μέση τροπόσφαιρα μέχρι και τα 600hPa που εξασθενεί την εισερχόμενη ακτινοβολία. Στις περιοχές που βρίσκονται υπό την άμεση επίδραση των πηγών των σωματιδίων παρατηρείται αύξηση μέχρι $+0.3^{\circ}\text{C}$, λόγω απορρόφησης ακτινοβολίας από τα σωματίδια στα χαμηλά στρώματα. Αντίθετα στη μέση τροπόσφαιρα η παρουσία σκόνης αυξάνει τη μέση θερμοκρασία μέχρι και $+0.3^{\circ}\text{C}$ (Σχήμα 6.3.9).

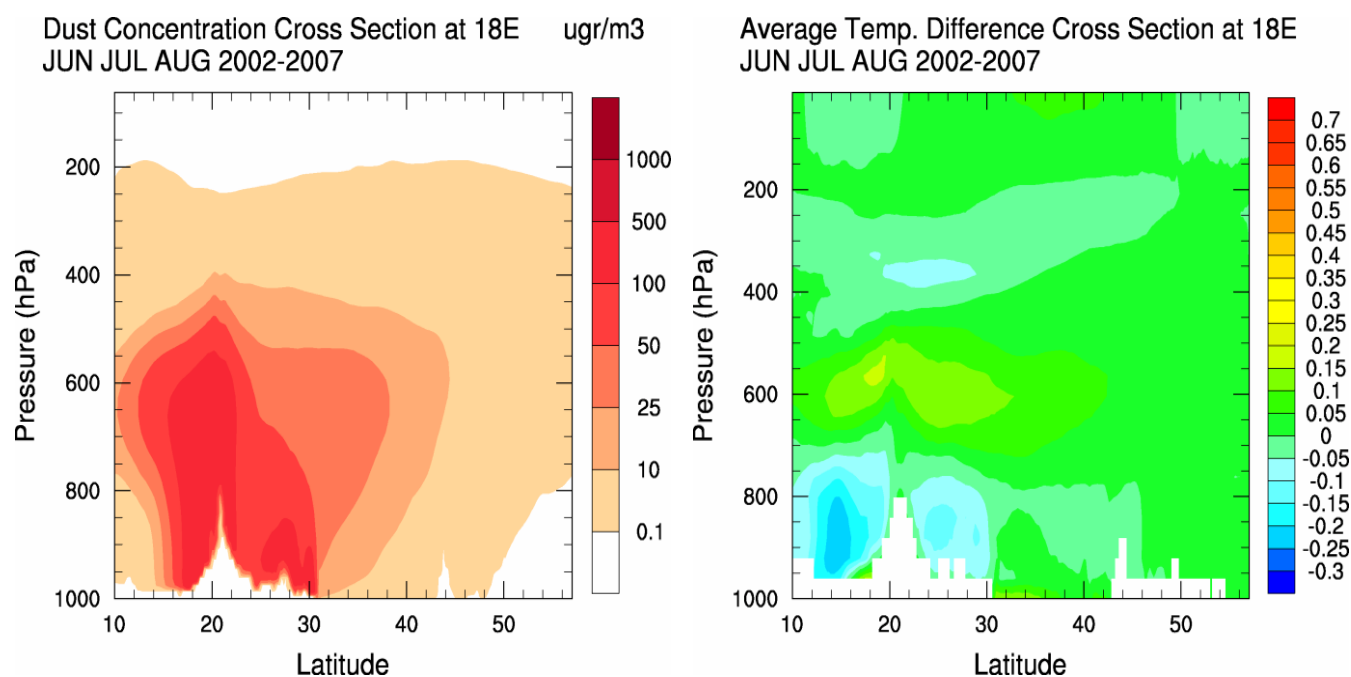
Από Σεπτέμβριο μέχρι και Νοέμβριο η ανάδραση σκόνης εμφανίζεται κυρίως κοντά στις πηγές. Και εδώ παρατηρείται αύξηση της μέσης θερμοκρασίας μέχρι $+0.3^{\circ}\text{C}$ κοντά στην επιφάνεια, ενώ η μέση τροπόσφαιρα ψύχεται μέχρι και -0.2°C από την εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας (Σχήμα 6.3.10).



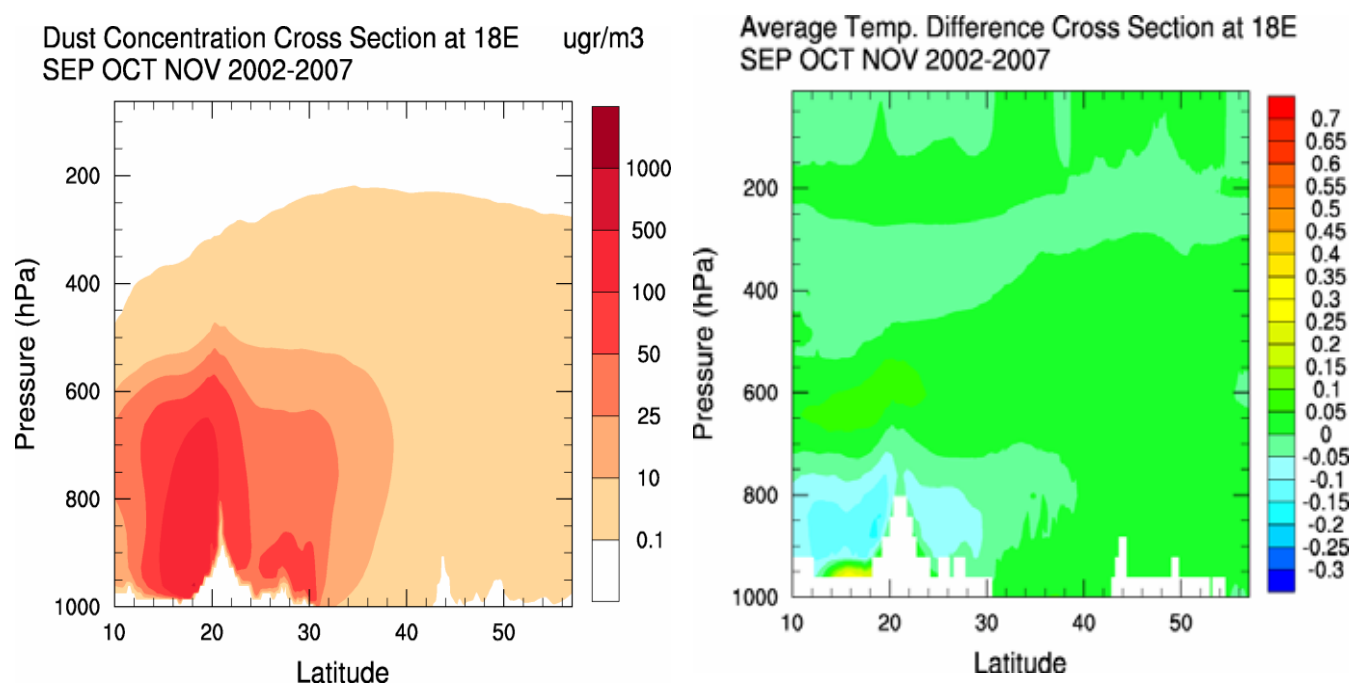
Σχήμα 6.4.6: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{g}/\text{m}^2$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Δεκέμβριο – Ιανουάριο - Φεβρουάριο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 18°E



Σχήμα 6.4.: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{g}/\text{m}^2$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 18°E



Σχήμα 6.4.8: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Ιούνιο – Ιούλιο – Αύγουστο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 18°E



Σχήμα 6.4.9: Κατακόρυφη κατανομή της μέσης συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης σε $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (αριστερά) και διαφορές στη μέση ημερήσια θερμοκρασία (δεξιά) για Σεπτέμβριο – Οκτώβριο – Νοέμβριο για τα έτη 2002 – 2002 λόγω επίδρασης σκόνης στη θέση 18°E

Έχοντας ποσοτικοποιήσει τις άμεσες επιδράσεις των σωματιδίων σκόνης φυσικής προέλευσης μέσα στην ατμόσφαιρα σε ένα εύρος 6 χρόνων διαπιστώνεται ότι οι μεταβολές που εισάγονται στην ατμοσφαιρική στήλη λόγω της σκόνης είναι ιδιαίτερα σημαντικές:

- Μεγάλες συγκεντρώσεις σκόνης κοντά στο έδαφος (κυρίως πάνω από τις πηγές) προκαλούν θέρμανση των κατώτερων στρωμάτων, κυρίως απορροφώντας την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία.
- Αντίθετα όταν τα σωματίδια σκόνης έχουν μεταφερθεί σε μεγάλες αποστάσεις και βρίσκονται στη μέση τροπόσφαιρα προκαλούν ψύξη των υποκείμενων στρωμάτων εξασθενώντας την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία.
- Η ύπαρξη σωματιδίων παγιδεύει την εκπεμπόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία από το έδαφος στα κατώτερα στρώματα.
- Στη μέση τροπόσφαιρα η εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας προκαλεί ψύξη του στρώματος στο οποίο βρίσκεται η σκόνη με ταυτόχρονη αύξηση θερμοκρασίας στα παρακείμενα στρώματα. Η αύξηση αυτή εξαρτάται άμεσα από τον αριθμό των σωματιδίων, καθώς μικρές συγκεντρώσεις δεν εκπέμπουν αρκετά ώστε να προκαλέσουν αισθητή μεταβολή στη μέση θερμοκρασία.
- Τα σωματίδια σκόνης φυσικής προέλευσης μεταβάλλουν τη θερμοκρασιακή κατανομή σε τέτοιο ποσοστό που δεν μπορεί πια να θεωρείται αμελητέο. Ιδιαίτερη σημασία φαίνεται να κατέχουν οι διεργασίες στα μεγάλα μήκη κύματος (κυρίως λόγω της εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας), οι οποίες δεν περιλαμβάνονται στις περισσότερες κλιματικές μελέτες, λόγω της πολυπλοκότητάς τους.

Κεφάλαιο	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ
7	

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκαν μια σειρά εργασιών με σκοπό την ανάπτυξη-βελτίωση νέων φυσικών μηχανισμών σε ένα υφιστάμενο μοντέλο περιορισμένη περιοχής, με σκοπό την ποσοτικοποίηση της επίδρασης των σωματιδίων φυσικής προέλευσης στο ενεργειακό ισοζύγιο στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Έμφαση δόθηκε στην προσαρμογή ενός νέου υποσυστήματος υπολογισμού της διάδοσης ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα και το έδαφος (RRTM) για να λειτουργεί στην δομή του μοντέλου SKIRON, ώστε να μελετηθούν εκτενώς οι διεργασίες επίδρασης της σωματιδιακής σκόνης φυσικής προέλευσης στο ενεργειακό ισοζύγιο στην ατμόσφαιρα και το έδαφος. Ειδικότερα :

- Αναπτύχθηκε υπομοντέλο διαχείρισης εκπομπών και μεταφοράς σωματιδίων σκόνης φυσικής προέλευσης.
- Προσαρμόστηκε κατάλληλη διαδικασία για τον υπολογισμό των διεργασιών απομάκρυνσης των σωματιδίων από την ατμόσφαιρα (υγρή και ξηρή εναπόθεση).
- Αναπτύχθηκε διαδικασία για τον προσδιορισμό των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων σκόνης
- Αναπτύχθηκε μεθοδολογία για τη λειτουργία του μοντέλου RRTM στη δομή του ατμοσφαιρικού μοντέλου SKIRON.
- Το ολοκληρωμένο σύστημα εφαρμόστηκε για μια μεγάλη χρονική περίοδο 6 ετών από το 2002 – 2007 σε μία περιοχή που περιελάμβανε τη Βόρεια Ευρώπη, τη Μεσόγειο Θάλασσα και την Κεντρική Ευρώπη, με σκοπό τη μελέτη της ανάδρασης της σκόνης στο περιοχικό κλίμα.

Με βάση τους ελέγχους ευαισθησίας που πραγματοποιήθηκαν για τα επιμέρους τμήματα ανάπτυξης και για το ολοκληρωμένο σύστημα μοντέλων, αλλά και από τις προσομοιώσεις μεγάλης κλίμακας προέκυψαν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Η στατιστική αξιολόγηση που πραγματοποιήθηκε με περισσότερους από 600 μετεωρολογικούς σταθμούς του Ευρωπαϊκού Κέντρου (ECMWF) ανέδειξε τη βελτίωση στην περιγραφή των ατμοσφαιρικών διεργασιών του νέου

ολοκληρωμένου μοντέλου. Έχοντας εξετάσει διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους έγινε σαφές ότι το μοντέλο RRTM αναπαριστά πληρέστερα την κατανομή ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα και το έδαφος και βελτιώνει την προγνωστική ικανότητα του συστήματος SKIRON. Η επιλογή του RRTM αποτελεί μια ουσιαστική βάση για τον υπολογισμό του κύκλου ζωής σωματιδίων φυσικής προέλευσης και σε δεύτερη φάση την επίδρασή τους στο ισοζύγιο ακτινοβολιών.

- Η ανάπτυξη ενός υποσυστήματος περιγραφής του κύκλου ζωής της σκόνης στην ατμόσφαιρα, περιγράφει ικανοποιητικά τη χωρική και χρονική κατανομή των σωματιδίων, καθώς και το οπτικό βάθος στην περιοχή ενδιαφέροντος. Με τη βοήθεια δορυφορικών εικόνων και δεδομένων από σταθμούς μέτρησης οπτικού βάθους του δικτύου AERONET παρατηρήθηκε ικανοποιητική συμφωνία μοντέλου – παρατηρήσεων όσον αφορά στη χωροταξική κατανομή σωματιδίων σκόνης.
- Η ύπαρξη σωματιδίων φυσικής προέλευσης στην ατμόσφαιρα ελαττώνει το ποσοστό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος μέσω σκέδασης και απορρόφησης. Η μείωση αυτή εξαρτάται άμεσα από τη συγκέντρωση της σκόνης και μπορεί να φτάσει και σε τιμές μεγαλύτερες των 80 Watt/m^2 στην περιοχή της Μεσογείου. Στη Βόρειο Αφρική όπου η παρουσία της σκόνης είναι συνεχής και έντονη οι διαφορές φτάνουν και τα 250 Watt/m^2 ανάλογα με την περίπτωση.
- Κατά τη διάρκεια της ημέρας το ποσοστό της ενέργειας που απορροφάται από το νέφος σκόνης θερμαίνει το στρώμα της ατμόσφαιρας στο οποίο βρίσκεται, αυξάνοντας του ρυθμούς θέρμανσης. Αντίθετα κατά τη διάρκεια της νύχτας το στρώμα της σκόνης ακτινοβολεί θερμαίνοντας τα παρακείμενα στρώματα της ατμόσφαιρας, ενώ ψύχεται το ίδιο.
- Παράλληλα το στρώμα της σκόνης παγιδεύει την εξερχόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία από το έδαφος, θερμαίνοντας τα επιφανειακά στρώματα.
- Το φαινόμενο της “σκίασης” κυριαρχεί στην εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία, μειώνοντας την ενέργεια που φτάνει στο έδαφος. Αντίθετα στα μεγάλα μήκη κύματος η ανάδραση της σκόνης έχει θετικό πρόσημο, αυξάνοντας τα ποσά εισερχόμενης και εξερχόμενης υπέρυθρης ακτινοβολίας. Το γεγονός αυτό συμφωνεί με το θεωρητικό υπόβαθρο καθώς

στα μεγάλα μήκη κύματος τα σωματίδια συμπεριφέρονται σαν θερμοκηπικό αέριο εκπέμποντας την ενέργεια που απορροφήθηκε από το νέφος σκόνης. Οι εντονότερες μεταβολές παρατηρούνται τις μεταβατικές περιόδους του έτους, όπου οι συγκεντρώσεις σκόνης στην περιοχή μελέτης είναι ιδιαίτερα αυξημένες.

- Η απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας αυξάνεται όταν συμπεριληφθεί στους υπολογισμούς η ανάδραση των σωματιδίων σκόνης. Τα σωματίδια απορροφούν μέρος της εισερχόμενης ακτινοβολίας με αποτέλεσμα να θερμαίνεται το στρώμα της ατμόσφαιρας στο οποίο βρίσκονται. Αντίθετα τα κατώτερα στρώματα ψύχονται λόγω του φαινομένου της “σκίασης”, με αποτέλεσμα την ανακατανομή της ενέργειας στην ατμοσφαιρική στήλη.
- Η ανάδραση των σωματιδίων στην ακτινοβολία έχει σαν αποτέλεσμα και την μεταβολή της μέσης θερμοκρασιακής κατανομής στην επιφάνεια και στην ατμοσφαιρική στήλη. Τα σωματίδια σκόνης θερμαίνουν τα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας, ενώ παράλληλα ψύχεται η μέση και κατώτερη τροπόσφαιρα. Στην επιφάνεια του εδάφους σε περιοχές μακριά από τις πηγές, όπου τα σωματίδια σκόνης βρίσκονται σε αρκετό ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα, παρατηρείται μείωση της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας λόγω του φαινομένου της “σκίασης”. Αντίθετα κοντά στις πηγές οι μεγάλες συγκεντρώσεις σκόνης οδηγούν σε αύξηση της θερμοκρασίας του εδάφους, λόγω της έντονης εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας.
- Η ανάδραση της σκόνης έχει εμφανείς επιδράσεις και στην απόδοση του μοντέλου, όσον αφορά στην αναπαράσταση της θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου και την κατανομή της βροχόπτωσης. Λόγω της ύπαρξης σωματιδίων σκόνης μεταβάλλεται η κατανομή της ακτινοβολίας στο έδαφος επηρεάζοντας τη θερμοκρασιακή κατανομή και σε δεύτερη φάση την ταχύτητα του ανέμου. Αντίστοιχα η ενεργειακή ανακατανομή στην ατμόσφαιρα αλλάζει την ευστάθεια και τις ανοδικές κινήσεις μεταβάλλοντας τη θέση και την ένταση του υετού. Η εισαγωγή της ανάδρασης της σκόνης στο σύστημα επιτρέπει την ικανοποιητικότερη αναπαράσταση των φαινομένων.

Όπως ήταν φυσικό, δεν κατέστη δυνατό να απαντηθούν όλα τα ερωτήματα που σχετίζονται με τις αλληλεπιδράσεις αιωρούμενων σωματιδίων και κλίματος και η

πορεία της διατριβής οδήγησε σε νέα θέματα προς μελλοντική έρευνα. Η προτεινόμενη μελλοντική έρευνα θα μπορούσε να εστιαστεί σε μια σειρά θεμάτων όπως τα παρακάτω:

- Οι σημαντικότερες παράμετροι στον καθορισμό της ανάδρασης της σκόνης αποτελούν οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων, οι οποίες εξαρτώνται άμεσα από τα χαρακτηριστικά των περιοχών που λειτουργούν ως πηγές σκόνης. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η εισαγωγή διαφορετικών οπτικών ιδιοτήτων ανάλογα με τη γεωλογική σύσταση των πηγών, και όχι αποκλειστικά από το μέγεθος των σωματιδίων και το μήκος κύματος.
- Τα αιωρούμενα σωματίδια επιδρούν στο σχηματισμό και τη μικροφυσική των νεφών επηρεάζοντας την ποσότητα υετού και μακροπρόθεσμα το υδάτινο ισοζύγιο μιας περιοχής. Αυτό γίνεται με τη μετατροπή των σωματιδίων τρίτης γενιάς σε πυρήνες συμύκνωσης νέφους (CCN) και πυρήνες παγοποίησης (IN) ανάλογα με τη χημική σύστασή τους. Ένα σύστημα που περιλαμβάνει και αυτές τις διεργασίες, αλλά και την επίδραση της ακτινοβολίας, θα δώσει σημαντικές πληροφορίες για τη συνολική επίδραση των σωματιδίων σκόνης στον καιρό και το κλίμα.
- Το ολοκληρωμένο σύστημα θέτει τις βάσεις για μία μακροχρόνια κλιματική μελέτη, σε παγκόσμιο επίπεδο των επιδράσεων των σωματιδίων στην ακτινοβολία. Η εισαγωγή της διαδικασίας που ακολουθήθηκε στην παρούσα διατριβή σε ένα μοντέλο παγκόσμιας κυκλοφορίας θα επιτρέψει τη μελέτη των φαινομένων σε βάθος πολλών χρόνων, διορθώνοντας τις προβλέψεις για το μελλοντικό κλίμα του πλανήτη.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ - ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Afeti G. M. and F. J. Resch 2000: Physical characteristics of Saharan dust near the Gulf of Guinea. *Atmospheric Environment*, **34**, pp. 1273-9.
- Albers, S. C.: The LAPS wind analysis, *Weather Forecast.*, **10**, 342–352, 1995.
- Albers, S., McGinley, J. A., Birkenheuer, D., and Smart, J. R., 1996: The local analysis and prediction system (LAPS): analysis of clouds, precipitation, and temperature, *Weather Forecast.*, **11**, 273–287, 1996.
- Alpert P., B. U. Neeman and Y. Shay-El, 1990: Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. *Journal of Climate*, **3**, 1474-1478.
- Alpert, P., and B. Ziv 1989: The sharav cyclone: Observations and some theoretical considerations, *J. Geophys. Res.*, **94**(D15), 18,495–18,514.
- Ambartunian, V., The effect of the absorption lines on the radiative equilibrium of the outer layers of the stars, *Publ. Obs. Astron. Univ. Leningr.*, **6**, 7-18, 1936.
- Ames, W.F., 1969: Numerical Methods for Partial Differential Equations. *Nelson Press*, London, pp.291.
- Anderson J.R, E. E. Hardy, J. T. Roach, and R. E. Witmer 1976: A Land Use And Land Cover Classification System For Use With Remote Sensor Data, *Geological Survey Professional Paper* 964, 1976.
- Astitha M., G. Kallos, C. Spyrou, W. O'Hirok, J. Lelieveld and H. A. C. Denier van der Gon 2010: Modelling the chemically aged and mixed aerosols over the eastern central Atlantic Ocean – potential impacts. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 5797–5822, 2010 doi:10.5194/acp-10-5797-2010
- Arakawa, A., 1970: Numerical simulation of large-scale atmospheric motions. Numerical Solution of Field Problems in Continuum Physics, SIAM-AMS Proceedings, **2**, pp.24-40.
- Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model. Numerical Simulation of Weather and Climate. *Tech. Report No. 7*. Department of Meteorology, University of California, Los Angeles, pp.116.
- Arakawa, A., and V.R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods Comput. Phys.*, **17**, pp.173-265.
- Arking, A. A., and K. Grossman, The influence of line shape and bandstructure on temperatures in planetary atmospheres *J. Atmos. Sci.*, **29**, 937-949, 1972.
- Arsenic, I., D. T. Mihailovic, D. V. Kapor, G. Kallos, B. Lalic, and A. Papadopoulos, 2000: Calculating the surface temperature of the solid underlying surface by modified force-restore method. *Theoretical and Applied Climatology*, **67**, pp.109-113.
- Atkinson, B.W., 1981: Meso-scale Atmospheric Circulations, Academic Press, pp.19.
- Avila A., J. Pefiuelas and M. Alarcon 1997: Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, **102**, (D18) 21,977-21,996.
- Avila, A., M. Alarcon, I. Queralt, 1997: The chemical composition of dust transported in red rains-Its contribution to the biochemical cycle of a Holm oak forest in Catalonia (Spain). *Atmos. Environ.*, **32**, pp. 179-191.
- Baidya Roy, S., and R. Avissar, 2000: Scales of response of the convective boundary layer to land-surface heterogeneity, *Geoph. Res. Let.*, **27**, pp.533-536.

- Baidya Roy, S., and R. Avissar, 2001: Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *J. Geoph. Res.*, submitted.
- Bardouki H., H. Liakakou, C. Economou, J. Sciare, J. Smolik, V. Zdimal, K. Eleftheriadis, M. Lazaridis, C. Dye and N. Mihalopoulos 2002: Chemical composition of size-resolved atmospheric aerosols in the eastern Mediterranean during summer and winter. *Atmospheric Environment*, **37**, 195-208.
- Barker, H.W., R. Pincus, and J.-J. Morcrette, The Monte-Carlo Independent Column Approximation: Application within large-scale models. *Proceedings of the GCSS/ARM Workshop on the Representation of Cloud Systems in Large-Scale Models.*, May 2002, Kananaskis, Alberta, Canada, 10pp., 2003. Available on-line at: www.met.utah.edu/skrueger/gcss-2002/Extended-Abstracts.pdf.
- Baumgartner, A., and E. Reichel, 1975: The World Balance: Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation and Run-Off. Elsevier Scientific Publishers, Amsterdam, pp. 179.
- Baumman, K. and A. Stohl, 1997: Validation of a long-range trajectory model using gas balloon tracks from the Gordon Benett Cup 95. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, pp.711-720.
- Ben-Ami Y., I. Koren, and O. Altaratz, 2009: Patterns of North African dust transport over the Atlantic: winter vs. summer, based on CALIPSO first year data. *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 7867–7875, 2009.
- Bernstein, L.S., A. Berk, P.K. Acharya, D.C. Robertson, G.P. Anderson, J.H. Chetwynd, and L.M. Kimball, 1996: Very narrow band model calculations of atmospheric fluxes and cooling rates using the MODTRAN code, *J. Atm. Sci.*, Vol. 53, No. 19, pp. 2887-2904.
- Betts, A.K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, pp.1306-1335.
- Betts, A.K., and M.J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, pp.693-709.
- Bierwirth Eike, Manfred Wendisch, Andr Ehrlich, Birgit Heese, Matthias Tesche, Dietrich Althausen, Alexander Schladitz, Detlef Muller, Sebastian Otto, Thomas Trautmann, Tilman Dinter, Wolfgang Von Hoyningen-Huene and Ralph Kahn 2008: Spectral surface albedo over Morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. *Tellus* (2009), **61B**, 252–269. DOI: 10.1111/j.1600-0889.2008.00395.x.
- Bjerknes, J., 1968: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, pp.163-172.
- Black, T.L., 1994: The new NMC mesoscale eta model: Description and forecast examples. *Wea. Forecasting*, **9**, pp.265-278.
- Bohren C. F. and D. R. Huffman 1983: *Absorption and scattering of light by small particles*. New York, Wiley-Interscience.
- Bonan, G.B., D. Pollard and S.L. Thompson, 1992: Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, **359**, pp.716-718.
- Bonelli, P., and G. M. B. Marcazzan 1996: Elemental composition and air trajectories of African dust transported in northern Italy, in The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, edited by S. Guerzoni and R. Chester, pp. 275– 283, *Springer*, New York.
- Borges, M., and D. L. Hartmann, 1992: Barotropic instability and optimal perturbations of observed non-zonal flows. *J. Atmos. Sci.*, **49**, pp. 335-354.

- Brankovic, C., T.N. Palmer, F. Molteni, S. Tibaldi and U. Cubasch, 1990. Extended-range predictions with ECMWF models: Time-lagged ensemble forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, pp. 867-912.
- Brooks, H.E., and C.A. Doswell III, 1996: A comparison of measures-oriented and distributions-oriented approaches to forecast verification. *Wea. Forecasting*, **11**, pp.288-303.
- Brown, B.G., G. Thompson, R.T. Bruintjes, R. Bullock, and T. Kane, 1997: Intercomparison of in-flight icing algorithms. Part II: Statistical verification results. *Wea. And Forec.* **12**, pp.890-914.
- Budyko, M.I., Ed., 1963: Atlas Teplovogo Balansa. Gidrometeorologicheskoe, Izdatelszo, Moscow, pp. 69.
- Buizza, R., 1994: Sensitivity of Optimal Unstable Structures. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, pp. 429-451.
- Buizza, R., 1997: The singular vector approach to the analysis of perturbation growth in the atmosphere. *Ph. D. thesis, University College London*, Gower Street, London.
- Buizza, R., and T. N. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric general circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 9, pp. 1434-1456.
- Buizza, R., J. Tribbia, F. Molteni, and T. N. Palmer, 1993: Computation of optimal unstable structures for a numerical weather prediction model. *Tellus*, **45A**, pp. 388-407.
- Buizza, R., T. Petroliaqis, T. N. Palmer, J. Barkmeijer, M. Hamrud, A. Hollingsworth, A. Simmons, and N. Wedi, 1998: Impact of model resolution and ensemble size on the performance of an ensemble prediction system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, pp. 1935-1960.
- C.A. Reynolds, T. J. Jackson, and W.J. Rawls. 1999. Estimating Available Water Content by Linking the FAO Soil Map of the World with Global Soil Profile Databases and Pedo-transfer Functions. Proceedings of the AGU 1999 Spring Conference, Boston, MA. May 31-June 4, 1999.
- Cayan, D.R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the north oceans: Driving the sea surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, pp.859-881.
- Charlson T.N and Prospero J.M. 1972: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology*, **11**, pp.283-297.
- Charlson, R. J., J. Langner, H. Rodhe, C. Leovt, S. Warren, 1991: Perturbation of the Northern Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, **43AB**, 152-163.
- Charlson, R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen, D. J. Hofmann, 1992: Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, **255**, 423-430.
- Charney, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, **4**, pp. 135-162.
- Charney, J. G., 1948: On the scale of atmospheric motions. *Geophys. Publ.*, **17**, pp. 1-17.
- Chatfield, C., 1978: Statistics for Technology, Halsted Press NY, pp.134-148.
- Chen, F., and Coauthors, 1996: Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *J. Geophys. Res.*, **101**, pp.7251-7277.
- Chirikov, B.V., 1979: A Universal Instability of Many Dimensional Oscillator Systems. *Phys. Rep.*, **52**, pp. 264-379.

- Christidis, Z., 1986: Hydrodynamic mesoscale modeling of atmospheric transport and pollutant deposition in the vicinity of a lake. *Phd thesis*, University of Michigan.
- Claussen M., C. Kubatzki, V. Brovkin, A. Ganopolski, P. Hoelzmann and H.-J. Pachur 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene, *Geophysical Research Letters*, **26**, No14, pp2037-2040.
- Clough, S. A., M. J. Iacono, and J.-L. Moncet, Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates: Application to water vapor, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15,761-15,785, 1992.
- Clough, S.A., M.W. Shephard, E.J. Mlawer, J.S. Delamere, M.J. Iacono, K. Cady-Pereira, S. Boukabara, P.D. Brown, Atmospheric radiative transfer modeling: a summary of the AER codes, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, **91**, 233-244, 2005.
- Coakley, J. A., and R. D. Cess 1985: Response of the NCAR Community Climate Model to the radiative forcing by the naturally occurring tropospheric aerosol, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1677–1692.
- Collaud Coen, M., E. Weingarten, D. Schaub, C. Hueglin, C. Corrigan, M. Schwikowski, and U. Baltenspreger (2003), Saharan dust events at the Jungfraujoch: Detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and analysis of the events during the years 2001 and 2002, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **3**, 5547– 5594.
- Colle B.A., C.F. Mass and K.J. Westrick, 2000: MM5 precipitation verification over the Pacific Northwest during the 1997-1998 cool seasons. *Wea. Forecasting*, **15**, pp. 730-744.
- Colle, B. A., K. J. Westrick, and C. F. Mass, 1999: Evaluation of MM5 and Eta-10 Precipitation Forecasts over the Pacific Northwest during the Cool Season. *Wea. Forecasting*, **14**, 137–154.
- Colle, B.A., J.B. Olson, and J.S. Tongue, 2002: Verification of the Eta and Real-Time MM5 over the Eastern U.S. *19th AMS Conference on Weather Analysis and Forecasting*, 11-16 August, San Antonio, USA.
- Collins, M., and M.R. Allen, 2002: Assessing the relative roles of initial and boundary conditions in interannual to decadal climate predictability. *J. Climate*, **15**, pp. 3104-3109.
- Coude-Gaussen G., E. Desire and R. Regrain 1988 : Particulate des poussières sahariennes distales tombées sur la Picardie et l'Ile de France le 7 mai 1988 *Hommes et Terres du Nord* **4** 246-51.
- Courant R., K. Friedrichs, and H. Lewy, 1928: Über die partiellen differenzengleichungen der mathematischen physik. *Math. Ann*, **100**, pp.32-74.
- Courtier, P., C. Freydier, J.-F. Geleyn, F. Rabier, and M. Rochas, 1991: The Arpege project at Météo-France. *Proceedings of the ECMWF Seminar on Numerical methods in atmospheric models*, **Vol. II**, pp. 193-231. ECMWF, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK.
- Critchfield, H.J., 1983: General Climatology, Prentice-Hall, Inc., pp.3-12.
- Crowley, T.J., 1983: The geologic record of climatic change. *Rev. of Geoph. and Space Phys.*, **21**, pp.828-877.
- Cullen, M.J.P., 1983: Current progress and prospects in numerical techniques for weather prediction models. *J. Comp. Phys.*, **50**, pp.1-37.
- Cullen, M.J.P., 1985: Developments in global modeling at the UK Meteorological Office. *GARP Special Rep., No. 43, WMO, Geneva, I*, pp.83-98.

- D'Almeida, G.A 1987: Desert aerosol characteristics and effects on climate. In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds.), *Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and Past Patterns of Global atmospheric transport*. NATO ASI series, C, **282**, pp.311-338.
- D'Almeida, G. A., 1987: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, **92**, 3017– 3026.
- Dalcher, A., E. Kalnay and R. Hoffman, 1988. Medium-range lagged average forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, pp. 402-416.
- D'Almeida G. A., 1986: A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 903-16.
- Dalu, G.A., R.A. Pielke, M. Baldi, and X. Zeng, 1996: Heat and Momentum Fluxes Induced by Thermal Inhomogeneities with and without Large-Scale Flow. *J. Atm. Sci.*, **53**, pp. 3286–3302.
- Darwin C., 1846: An account of the fine dust which often falls in the Atlantic Ocean *Quarterly Journal of the Geological Society*, **2**, pp. 26-30.
- Davey, M., and D.L.T., Anderson, 1998. A comparison of the 1997/1998 El Niño with other such events. *Weather*, **53**, pp. 295-302.
- Davies, R., 1982: Documentation of the solar radiation parameterization for the GLAS climate model. *NASA Technical Memorandum 83961*. [Available from NASA, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771].
- Dayan U., J. Heffter, J. Miller and G. Gutman 1991: Dust intrusion into the Mediterranean basin. *Journal of Applied Meteorology*, **30**, pp. 1185-99.
- Dayan, U., and D. Lamb, 2005: Global and synoptic-scale weather patterns controlling wet atmospheric deposition over Central Europe. *Atmos. Environ.*, **39**, 521-533.
- Dayan, U., and I. Levy, 2002: Relationship between synoptic-scale atmospheric circulation and ozone concentrations over Israel. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4813, doi: 10.1029/2002JD002147.
- Dentener, F. J., G. R. Carmichael, Y. Zhang, J. Lelieveld, and P. J. Crutzen, 1996: Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere, *J. Geophys. Res.*, **101**, 22,869– 22,889.
- Deque, M. and J.F. Royer, 1992. The skill of extended-range extra-tropical winter dynamical forecasts. *J. Climate*, **5**, pp. 1346-1356.
- Dickinson, R.E., and A. Henderson-Sellers, 1988: Modelling tropical deforestation. A study of GCM land-surface parameterizations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, pp.439-462.
- Duce, R. A., 1995: Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in *Dahlem Workshop on Aerosol Forcing of Climate*, edited by R. J. Charlson and J. Heintzenberg, pp. 43–72, John Wiley, New York,
- Dufrense, J.L., C. Gautier and P. Ricchiazzi 2001: Longwave Scattering of Mineral Aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences*, **59**, pp.1959-1966.
- Eden, C., and T. Jung, 2001: North Atlantic interdecadal variability: Oceanic response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *J. Clim.*, **14**, pp.676-691.
- Egger, J., P. Alpert, A. Taffner, and B. Ziv 1995: Numerical experiments on the genesis of sharav cyclones, *Tellus*, Ser. A, **47**, 162–174.
- Ek, M., and L. Mahrt, 1991: A one-dimensional planetary boundary layer model with interactive soil layers and plant canopy. *User Guide (version 1.0.4)*, Department of Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon 97331-2209 USA, pp 54.

- Eliassen, E., B. Machenhauer and E. Rasmussen, 1970: On a numerical method for integration of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields. Rep.No.2, *Inst. For Theor. Meteor., University of Copenhagen*.
- Engelbrecht J.P. and E. Derbyshire, 2010: Airborne Mineral Dust, Mineralogical Society of America, 6, no. 4; p. 241-246; doi: 10.2113/gselements.6.4.241.
- Epstein, E. S., 1969: Stochastic dynamic prediction. *Tellus*, **21**, pp. 739-759.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a non-linear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geoph. Res.*, **99**, pp. 10,143-10,162.
- Fels, S. B. and M. D. Schwarzkopf, 1975: The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1475-1488.
- Fels, S. B. and M. D. Schwarzkopf, 1981: An efficient, accurate algorithm for calculating CO₂ 15μ band cooling rates. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1205-1232.
- Fennessy, M. J., and J. Shukla, 2000: Seasonal Prediction over North America with a Regional Model Nested in a Global Model. *J. Climate*, **13**, pp. 2605–2627.
- Fleming, R. J., 1971a: On stochastic dynamic prediction. I: the energetics of uncertainty and the question of closure. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, pp. 851-872.
- Fleming, R. J., 1971b: On stochastic dynamic prediction. II: predictability and utility. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, pp. 927-938.
- Forster, P. V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the 4th IPCC Assessment Report* [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.
- Fraedrich, K., and K. Muller, 1992: Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *Intern.J.Clim.*, **12**, pp. 25-31.
- Franzen L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom- Lunden, S. Juntto and A-L Savolainen 1994: The 'yellow snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991 - a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds, *Atmospheric Environment*, **28**, (22) 3587-604.
- Franzen L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom- Lunden, S. Juntto S and A.L. Savolainen 1994: The 'yellow snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991 - a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds: *Atmospheric Environment*, **28**, (22) 3587-604.
- Fu, Q., and K. N. Liou, On the correlated k-distribution method for Radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2139-2156, 1992.
- Gadd, A.J., 1974: An economical explicit integration scheme. *Meteorological Office Technical Note* **44**, pp7.
- Gallus, W., 1999: Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective precipitation. *Wea. Forecasting*, **14**, pp.405-426.
- Ganor E., S. Brenner, E. Neeman and N. Lavi 1991: The chemical composition of aerosols settling in Israel following dust storms. *Atmospheric Environment*, **25**, pp. 2665-70.
- Ganor E., S. Brenner, E. Neeman and N. Lavi 1991: The chemical composition of aerosols settling in Israel following dust storms. *Atmospheric Environment*, **25**, pp. 2665-70.

- Gao, Y., Y. J. Kaufman, D. Tanre, D. Kolber, and P. G. Falkowski, Seasonal distributions of aeolian iron fluxes to the global ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 29–32, 2001.
- Gerasopoulos E., E. Koulouri, N. Kalivitis, G. Kouvarakis, S. Saarikoski, T. M^η akela, R. Hillamo, and N. Mihalopoulos 2007: Size-segregated mass distributions of aerosols over Eastern Mediterranean: seasonal variability and comparison with AERONET columnar size-distributions. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 2551–2561, 2007.
- Gill, T. E. 1996: Eolian sediments generated by anthropogenic disturbances of playas: Human impacts on the geomorphic system and geomorphic impacts on the human system, *Geomorphology*, **17**, 207–228, 1996.
- Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. M. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S.-J. Lin. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, **106**, 20,255–20,274, 2001.
- Giorgi, F., G.T. Bates, and S.J. Nieman, 1993: The Multiyear Surface Climatology of a Regional Atmospheric Model over the Western United States. *J. Climate*, **6**, pp.75-95.
- Gleeson, T. A., 1970: Statistical-dynamical predictions. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, pp. 333-344.
- Goody, R. M., R. West, L. Chen, and D. Crisp, The correlated k-distribution method for radiation calculation in nonhomogeneous atmospheres, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **42**, 539-550, 1989.
- Goudi, A.S, N.J. Middleton 2001: Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, **56(2001)**, 179 – 204.
- Graedel, T.E., and P.J. Crutzen, 1993: Atmospheric Change: An earth system perspective. *W.H. Freeman and Company NY*, pp.5-8, 113-115.
- Grasso, L. D., 2000: The differentiation between grid spacing and resolution and their application to numerical modeling. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, pp.579-580.
- Greeley, R., and J. D. Iversen, Wind as a Geological Process, *Cambridge Planet. Sci., Ser.*, vol. **4**, Cambridge Univ. Press, New York, 1985.
- Grossman-Clarke, S., Zehnder, J.A., Stefanov, W.L., Liu, Y., and Zoldak, M.A. 2005: Urban modifications in a mesoscale meteorological model and the effects on near surface variables in an arid metropolitan region. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, pp. 1281-1297.
- Grousset F. E., P. Rognon, G. Coude-Gaussen and P. Pedemay 1992: Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**, pp. 203-12.
- Guerzoni, S., R. Chester, F. Dulac, B. Herut, M. D. Loye-Pilot, C. Measures, C. Migon, C. Molinaroli, C. Moulin, P. Rossini, C. Saydam, A. Soudine, P. Zivory, 1999: The role of atmospheric deposition in the biochemistry of the Mediterranean Sea, *Prog. Oceanogr.*, **44**, 147-190.
- Guieu C., M.D. Loye-Pilot, C. Ridame and C. Thomas 2002: Chemical characterization of the Saharan dust end-member: Some biogeochemical implications for the western Mediterranean Sea. *Journal of the Geological Research*, **107**, doi:10.1029/2001JD000582.
- Haltiner, G. and R. T. Williams, 1980: Numerical prediction and dynamic meteorology. *John Wiley & Sons Inc.*, New York, pp. 477.

- Harshvardham, and T. G. Corsetti, 1984: Longwave radiation parameterization for the UCLA/GLAS GCM. *NASA Technical Memorandum 86072*. [Available from NASA, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771].
- Hartmann, D.L., 1994: *Global Physical Climatology*, Academic Press, New York, pp.99-113.
- Harzallah, A. and R. Sadourny, 1995: Internal Versus SST-Forced Atmospheric Variability as Simulated by an Atmospheric General Circulation Model. *J. Climate*, **8**, pp.474-495.
- Haywood, J.M., et al., 2003c: Radiative properties and direct Radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE:1. Solar spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002687.
- Haywood, J.M., et al., 2003a: Comparison of aerosol size distributions, radiative properties, and optical depths determined by aircraft observations and Sun photometers during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8471, doi:10.1029/2002JD002250.
- Haywood, J.M., et al., 2003b: The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.*, **108**(D13), 8473, doi:10.1029/2002JD002226.
- Haywood, J.M., et al., 2005: Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003. *J. Geophys. Res.*, **110**, D05105, doi:10.1029/2004JD005232.
- Heinold B., J. Helmert, O. Hellmuth, R. Wolke, A. Ansmann, B. Marticorena, B. Laurent, and I. Tegen 2007: Regional modeling of Saharan dust events using LM-MUSCAT: Model description and case studies. *Journal Of Geophysical Research*, **112**, D11204, Doi:10.1029/2006jd007443, 2007
- Heinold, B., I. Tegen, K. Schepanski and O. Hellmuth, 2008: Dust Radiative feedback on Saharan boundary layer dynamics and dust mobilization. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L20817, doi:10.1029/2008GL035319.
- Helmert J., B. Heinold, I. Tegen, O. Hellmuth and M. Wendisch, 2007: On the direct and semidirect effects of Saharan dust over Europe: A modelling study, *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2006JD007444.
- Henderson-Sellers, A., and V., Gornitz, 1984: Possible climatic impacts of land cover transformations with particular emphasis on tropical deforestation. *Clim. Change*, **6**, pp.231-257.
- Henrici, P., 1963: *Error Propagation for Difference Methods*, John Wiley.
- Herut, B., M. Nimmo, A. Medway, R. Chester, M. D. Krom, 2001: Dry atmospheric inputs of trace metals at the Mediterranean coast of Israel (SE Mediterranean): sources and fluxes. *Atmospheric Environment*, **35**, 803-813.
- Hess, M., P. Koepke and I. Schult 1993: Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, pp.831-844.
- Highwood, E.J., et al., 2003: Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during Saharan Dust Experiment (SHADE): 2. Terrestrial spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108**(D18), 8577, doi:10.1029/2002JD002552.
- Hoffman, R.N. and E. Kalnay, 1983. Lagged averaged forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting. *Tellus*, **35A**, pp. 100-118.
- Hogrefe, C., S.T. Rao, P. Kasibhatla, G. Kallos, C. Tremback, W. Hao, D. Olerud, A. Xiu, J. McHenry and K. Alapaty, 2001: Evaluating the performance of regional-scale

- photochemical modelling systems: Part I-Meteorological predictions. *Atm. Env.*, **35**, pp. 4159-4174.
- Holland M.M., C.M. Bitz, M. Eby and A.J. Weaver, 2001: The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic thermohaline circulation. *J. Clim.*, **14**, pp.656-675.
- Hollingsworth, A., 1980. An experiment in Monte Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, pp. 409-418.
- Hollingsworth, A., P., Viterbo, and A.J., Simmons, 2002: The relevance of numerical weather prediction for forecasting natural hazards and for monitoring the global environment. *ECMWF Research Department Technical Memorandum No. 361*, ECMWF, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, UK.
- Houtekamer, P. L., and H. Mitchell, 1998: Data assimilation using an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, pp. 796-811.
- Houtekamer, P. L., L. Lefaivre, J. Derome, H. Ritchie, and H. Mitchell, 1996: A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, pp. 1225-1242.
- Hsu, N.C., J.R. Herman, and C. Weaver, 2000: Determination of Radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE data. *J. Geophys. Res.*, **105**(D16), 20649–20661.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, pp.676-679.
- Husar, R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe, 1997: Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16,889–16,909.
- Iacono, M.J., E.J. Mlawer, S.A. Clough and J.-J. Morcrette: Impact of an improved longwave radiation model, RRTM. on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate mode, CCM3. *J. Geophys. Res.*, **105**, 14873-14890, 2000.
- Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, M.W. Shephard, S.A. Clough, and W.D. Collins, Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER Radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103, doi:10.1029/2008JD009944, 2008.
- Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, S.A. Clough: Evaluation of upper tropospheric water vapor in the NCAR community climate model (CCM3) using modeled and observed HIRS radiances. *J. Geophys. Res.*, **108**(D2), 4037, doi:10.1029/2002JD002539. 2003.
- Ingle, J. D. J.; Crouch, S. R. 1988: *Spectrochemical Analysis*; Prentice Hall: Englewood Cliffs, New Jersey; pp 372–381.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Cambridge University Press, UK, 2007.
- Jacob, C., 1994: The impact of the new cloud scheme on ECMWF's Integrated Forecasting System (IFS). *Proceedings of the ECMWF/GEWEX workshop on Modeling, validation and assimilation of clouds*, ECMWF, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, 31 October - 4 November 1994, pp. 464.
- Jacobson, M.Z., 1999: *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, Cambridge University Press, pp.186-198.
- Jacobson, M.Z., 2001a: Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols. *J. Geophys. Res.*, **106**(D2), 1551–1568.

- Jacquemin B., and J. Noilhan, 1990: Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set. *Bound. Layer Meteor.*, **52**, pp.93-134.
- Janjic Z. I., 1996a: The Mellor-Yamada Level 2.5 turbulence closure scheme in the NCEP Eta Model. *WMO WPRP, 4.14-4.15 in Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling*, WMO, Geneva, CAS/WGNE.
- Janjic Z. I., 1996b: The Surface Layer Parameterization in the NCEP Eta Model. *WMO WPRP, 4.16-4.17 in Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling*, WMO, Geneva, CAS/WGNE.
- Janjic, Z. I., 1974: A stable centered difference scheme free of the two-grid-interval noise. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, pp.319-323.
- Janjic, Z. I., 1977: Pressure gradient force and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, pp.186-199.
- Janjic, Z. I., 1979: Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. *Contrib. Atmos. Phys.*, **52**, pp.69-84.
- Janjic, Z. I., 1980: Numerical problems related to steep mountains in sigma coordinates. *Mountains and Numerical Weather Prediction*, Workshop, ECMWF, 1979, Reading, U.K. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, U.K., pp.48-89.
- Janjic, Z. I., 1990: The step-mountain coordinate: physical package. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, pp.1429-1443.
- Janjic, Z. I., and F. Mesinger, 1983: Finite-difference methods for the shallow water equations on various horizontal grids. *Numerical Methods for Weather Prediction, Vol. 1*, Seminar, ECMWF, 1983, Reading, U.K. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, U.K., pp.29-101.
- Janjic, Z. I., and F. Mesinger, 1989: Response to small-scale forcing on two staggered grids used in finite-difference models of the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, pp.1167-1176.
- Janjic, Z. I., F. Mesinger, and T. L. Black, 1995: The pressure advection term and additive splitting in split-explicit models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, pp.953-957.
- Janjic, Z. I., and A. Wiin-Nielsen, 1977: On geostrophic adjustment and numerical procedures in a rotating fluid. *J. Atmos. Sci.*, **34**, pp.297-310.
- Janjic, Z.I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, pp.927-945.
- Janjic, Z.I., J.P. Gerrity Jr., and S. Nickovic, 2001: An Alternative Approach to Nonhydrostatic Modeling. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, pp. 1164-1178.
- Jarraud, M., and C. Girard, 1983: The spectral technique. *Numerical Methods for Weather Prediction, Vol. II*, Seminar, ECMWF, 1983, Reading, U.K. Shinfield Park, Reading, Berkshire RG2 9AX, U.K., pp.1-59.
- Jenne, R.L., 1993: *Climate Model Description and Impact on Terrestrial Climate*: Chapter 10 in Global Climate Change, Majumbar, et al., Eds., Penn. Academy of Sciences, pp.154-164.
- Jensen, M.H., 1994: Multifractals and multiscaling. Phd thessis, Niels Bohr Institute and NORDITA, Nov.1993/Aug.1994, pp.179.
- Jones, C.G., and C.D. Thorncroft, 1998. The rôle of El Niño in Atlantic tropical cyclone activity. *Weather*, **53**, pp.324-336.

- Junge, C.E., 1975: The possible influence of aerosols on the general circulation and climate and possible approaches for modelling. In: *The Physical Basis of Climate and Climate Modelling: Report of the International Study Conference in Stockholm, 29 July-10 August 1974: organised by WMO and ICSU and supported by UNEP Global Atmospheric Research Programme (GARP), WMO-ICSU Joint Organising Committee*. World Meteorological Organization, Geneva, pp. 244–251.
- Jurik, M., 1998: Using Chaos Analysis to Predict the Optimal Forecast Distance, Neural Networks and Financial Forecasting, Jurik Research.
- Kahl, J.D., J.M. Harris, G.A. Herbert and M.P. Olson, 1989: Intercomparison of long-range trajectory models applied to arctic haze. Air pollution modeling and its application VII, edited by Han van Dop, 1989, pp.148.
- Kain, J. S., and J.M. Fritsch, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kalashnikova, O. V., R. Kahn, I. N. Sokolik and Wen-Hao Li, 2005: Ability of multiangle remote sensing observations to identify and distinguish mineral dust types: Optical models and retrievals of optically thick plumes, *J. Geophys. Res.*, **110**, D18S14, doi:10.1029/2004JD004550.
- Kallos G., C Spyrou, M Astitha, C Mitsakou, S Solomos, J Kushta, I Pytharoulis, P Katsafados, E Mavromatidis, N Papantoniou and G Vlastou, 2009: Ten-year operational dust forecasting - Recent model development and future plans. *IOP Conf.Series: Earth and Environmental Science* **7** (2009), doi:10.1088/1755-1307/7/1/012012.
- Kallos G., Katsafados P., Spyrou C., Papadopoulos A. 2005: Desert dust deposition over the Mediterranean Sea estimated with the SKIRON/Eta - System validation, *4th EuroGOOS Conference – Brest – France – June 2005*.
- Kallos G., M. Astitha, P. Katsafados and C. Spyrou, 2007: “Long-Range Transport of Anthropogenically and Naturally Produced PM in the Mediterranean and North Atlantic: Present Status of Knowledge”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 1230–1251, doi: 10.1175/JAM2530.1.
- Kallos G., Spyrou C., Astitha, M., Mitsakou, C., Solomos, S., Kushta, I., Mavromatidis, E., 2008: 'Recent SKIRON dust model development and future plans', EGU General Assembly 2008, Vienna, Austria, 13–18/4/2008.
- Kallos, G., A. Papadopoulos and P. Katsafados, 2000: The POSEIDON weather forecasting system. *Proceedings of 6th Hellenic Symposium on Oceanography and Fisheries*, 23–26 May 2000, Chios Greece.
- Kallos, G., A. Papadopoulos, P. Katsafados, and S. Nickovic, 2006: Transatlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. *Journal Of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2005JD006207.
- Kallos, G., A. Papadopoulos, S. Nickovic, and P. Katsafados, 1998c: The regional weather forecasting models as predictive tools for major environmental disasters and natural hazards. *5th NATO/ARW workshop on Large Scale Computations in Air Pollution Modeling*, 6–10 July 1998, Sofia, Bulgaria.
- Kallos, G., A. Papadopoulos, S. Nickovic, P. Katsafados, and O. Kakaliagou, 1998b: Forecasting extreme rainfall events in the Mediterranean region with the Skiron system: Sensitivity tests. *6th International Conference on Precipitation: Predictability of rain at the various scales*, 29 June–1 July 1998, Hawaii, USA.
- Kallos, G., and M. Segal, 1991: On the meteorological conditions during post-precipitation periods. Implications to air pollution. *J. Appl. Meteor.*, **30**, pp. 297–311.

- Kallos, G., P. Kassomenos, and R.A. Pielke, 1993: Synoptic and mesoscale weather conditions during air pollution episodes in Athens, Greece. *Boun-Layer Meteor.*, 62, 163-184.
- Kallos, G., S. Nickovic, A. Papadopoulos, and O. Kakaliagou, 1998a: The Skiron forecasting system and its capability to predict extreme weather events in the Mediterranean. *7th International Symposium on Natural and Man-Made Hazards (HAZARDS-98)*, 17-22 May 1998, Chania, Greece.
- Kallos, G., S. Nickovic, A. Papadopoulos, D. Jovic, O. Kakaliagou, N. Misirlis, L. Boukas, N. Mimikou, G. Sakellaridis, J. Papageorgiou, E. Anadranistakis, and M. Manousakis, 1997b: The regional weather forecasting system Skiron: An overview. *Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, 15-17 October 1997, Athens, Greece, 109-122.
- Kallos, G., S. Nickovic, A. Papadopoulos, D. Jovic, O. Kakaliagou, N. Misirlis, L. Boukas, N. Mimikou, G. Sakellaridis, J. Papageorgiou, E. Anadranistakis, and M. Manousakis, 1997: The regional weather forecasting system SKIRON: An overview, in: *Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, G. Kallos, V. Kotroni, and K. Lagouvardos, ed., ISBN: 960-8468-22-1, University of Athens, Greece, pp. 109-122.
- Kallos, G., S. Nickovic, D. Jovic, O. Kakaliagou, A. Papadopoulos, N. Misirlis, L. Boukas, and N. Mimikou, 1997a: The ETA model operational forecasting system and its parallel implementation. *Proceedings of the 1st Workshop on Large-Scale Scientific Computations*, 7-11 June 1997, Varna, Bulgaria, pp 15.
- Kallos, G., S. Nickovic, D. Jovic, O. Kakaliagou, A. Papadopoulos, N. Misirlis, L. Boukas, N. Mimikou, G. Sakellaridis, J. Papageorgiou, E. Anadranistakis, and M. Manousakis, 1997c: The Regional Weather Forecasting System Skiron and its capability for forecasting dust uptake and transport. *Proceedings of the WMO conference on dust storms*, 1-6 November 1997, Damascus, Syria, pp 9.
- Kallos, G., V. Kotroni, K. Lagouvardos, and A. Papadopoulos, 1998a: On the long-range transport of air pollutants from Europe to Africa. *Geoph. Res. Lett.*, 25, 619-622.
- Kallos, G., V. Kotroni, K. Lagouvardos, M. Varinou, and A. Papadopoulos, 1998b: The role of the Black Sea on the long-range transport from southeastern Europe towards Middle East during summer. *Proceedings, 23rd NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and Its Application*, Sofia, Bulgaria, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 85-93, ISBN: 0-306-46188-9.
- Kandler K., Nathalie Benker, Ulrich Bundke, Emilio Cuevas, Martin Ebert, Peter Knippertz, Sergio Rodriguez, Lothar Schutz, Stephan Weinbruch 2007: Chemical composition and complex refractive index of Saharan Mineral Dust at Izana, Tenerife (Spain) derived by electron microscopy. *Atmospheric Environment*, 41, (2007) 8058–8074. doi:10.1016/j.atmosenv.2007.06.047.
- Karl, T.R., M.E. Schlesinger, and W.C. Wang, 1989: A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part I: Central tendencies and dispersion. *Preprints, Sixth Conference on Applied Climatology*. American Meteorology Society, pp.188-196.
- Kasahara A., 1974: Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 102, pp.509-522.
- Kassomenos, P., V. Kotroni and G. Kallos, 1995: Analysis of the climatological and air quality observations from the Greater Athens Area. *Atmos. Environ.*, 29, 3671-3688.
- Kaufman Y.J., Koren I., Remer L.A, Rosenfeld D., Rudich Y., 2005: The effect of smoke, dust and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic 160 Ocean,

- Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States of America **102**, 11207-11212.
- Kerker M. 1969: The scattering of light and other electromagnetic radiation. New York, Academic.
- Kessler, W.S. and M.J., McPhaden, 1995: Oceanic equatorial Kelvin waves and the 1991-1993 El Niño. *J. Clim.* **8**, pp.1757-1774.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, G.B. Bonan, B.A. Boville, B.P. Briegleb, D.L. Williamson and P.J. Rash, 1996: "Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)". *NCAR Technical Note, NCAR/TN-420+STR, Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder Colorado.*
- Kiladis, G.N. and H.F. Diaz, 1989: Global climate anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J.Clim.*, **2**, pp. 1069-1090.
- Kim, K.-M., Lau, W. K.-M., Sud, Y. C., and Walker, G. K. 2010: Influence of aerosol-radiative forcings on the diurnal and seasonal cycles of rainfall over West Africa and Eastern Atlantic Ocean using GCM simulations. *Clim. Dyn.*, **35**, 115–126, doi:10.1007/s00382-010-0750-1, 2010.
- Knippertz P., C. Deutscher, K. Kandler, T. Muller, O. Schulz and L. Schutz 2007: Dust mobilization due to density currents in the Atlas region: Observations from the Saharan Mineral Dust Experiment 2006 field campaign. *Journal Of Geophysical Research*, **Vol. 112**, D21109, Doi:10.1029/2007jd008774, 2007.
- Korres, G., A., Lascaratos, E., Hatzia Apostolou and P. Katsafados, 2002: Towards an ocean forecasting system for the Aegean sea. *The Global Atmosphere and Ocean Systems*, **8**, pp.191-218.
- Krishnamurti, T.N., 1995: Numerical weather prediction. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **27**, pp.195-224.
- Krishnamurti, T.N., H.S. Bedi, and V.M. Hardiker, 1998: An Introduction to Global Spectral Modeling, Oxford University Press, New York.
- Kröpelin S., D. Verschuren, A.-M. Lézine, H. Eggermont, C. Cocquyt, P. Francus, J.-P. Cazet, M. Fagot, B. Rumes, J. M. Russell, F. Darius, D. J. Conley, M. Schuster, H. von Suchodoletz and D. R. Engstrom, 2008: Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science*, **320** no. 5877 pp. 765-768 DOI: 10.1126/science.1154913.
- Kubilay N., S. Nickovic, C. Moulin and F. Dulac 2000: An illustration of the transport and deposition of mineral dust onto the eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment*, **34**, 1293-1303.
- Kumar, N., F.W. Lurmann, A.S. Wexler, S. Pandis, and J.H. Seinfeld. 1996. Development and Application of a Three Dimensional Aerosol Model. Presented at the A&WMA Specialty Conference on Computing in Environmental Resource Management, Research Triangle Park, NC, December 2-4, 1996.
- Lacis, A. A. and J. E. Hansen,, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- Lacis, A. A., and V. Oinas, A description of the correlated k distribution method for modelling nongray gaseous absorption, thermal emission, and multiple scattering in vertically inhomogeneous atmospheres, *J. Geophys. Res.*, **96**, 9027-9074, 1991.
- Lau, K. M., and J. M. Kim 2007: How nature foiled the 2006 hurricane forecasts, *Eos Trans. AGU*, **88**(9), 105–107.
- Lau, K. M., Kim, K. M., Sud, Y. C. and Walker, G. K. 2009: A GCM study of the response of the atmospheric water cycle of West Africa and the Atlantic to

- Saharan dust radiative forcing, *Ann. Geophys.*, **27**, 4023–4037, doi:10.5194/angeo-27-4023-2009, 2009.
- Ledermann K., 1984. Handbook of applicable mathematics. Statistics, volume VI, part B. J Wiley and sons, pp. 940-952.
- Leith, C. E., 1974: Theoretical skill of Monte Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, pp. 409-418.
- Levin, Z., A. Teller, E. Ganor, and Y. Yin, 2005: On the interactions of mineral dust, sea-salt particles and clouds: A measurement and modelling study from the Mediterranean Israeli Dust Experiment campaign. *J. Geophys. Res.*, 110, doi: 10.1029/2005JD005810.
- Levin, Z., and W. R. Cotton, eds., 2009: *Aerosol Pollution Impact on Precipitation: A Scientific Review*. Lead author, Chapter 7: Effects of pollution aerosol, including biomass burning, on clouds and precipitation. *Aerosol Pollution Impact on Precipitation. A Scientific Review*. Springer Verlag, 386pp.
- Levin, Z., E. Ganor, and V. Gladstein, 1996: The Effects of Desert Particles Coated with Sulfate on Rain Formation in the Eastern Mediterranean. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1511–1523.
- Levitus, S., 1982: Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Professional paper 13, Rockville, MD, pp 173.
- Liao, H. and Seinfeld, J.H., 1998: Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables. *J. Geophys. Res.*, **103(D24)**: 31637-31645.
- Liao, H., J.H. Seinfeld, P.J. Adams, and L.J. Mickley, 2004: Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, D16207, doi:10.1029/2003JD004456.
- Littmann T. 1991: Rainfall, temperature and dust storm anomalies in the African Sahel. *Geographical Journal*, **157**, pp. 136-60.
- Liu, W.T., K.B. Katsaros, and J.A. Businger, 1979: Bulk parametrization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, pp.1722-1735.
- Lobocki, L., 1993: A procedure for the derivation of surface-layer bulk relationships from simplified second order closure models. *J. Appl. Meteor.*, **32**, pp.126-138.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic non-periodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20**, pp. 130-141.
- Lorenz, E. N., 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, pp. 321-333.
- Lorenz, E. N., 1969: Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J. Atmos. Sci.*, **26**, pp. 636-646.
- Lorenz, E. N., 1993: The Essence of Chaos. UCL Press, pp 227.
- Lorenz, E.N., 1982. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, **34A**, pp. 505-513.
- Loye-Pilot M. D., J.M. Martin and J. Morelli 1986: Influence of Saharan dust on the rainfall acidity and atmospheric input to the Mediterranean, *Nature*, **321**, pp.427-8.
- Luria, M., and Coauthors, 1996: Atmospheric Sulphur over the East Mediterranean region. *J. Geophys. Res.*, 101, 25917-25930.
- Lyapunov, A.M., 1949: Problème générale de la stabilité du mouvement, *Ann. of Math.* Kharkov, 17, pp.204-474.

- Lynn, B.H., D. Rind, and R. Avissar, 1995: The importance of mesoscale circulations generated by sub-grid-scale landscape heterogeneities in general circulation models. *J. Climate*, **8**, pp. 191-205.
- Machenhauer, B., 1979: The spectral method. Numerical methods used in atmospheric models. *GARP publication series*, **17**, pp.121-275.
- Maheras, P., E. Xoplaki, T. Davies, J. V. Vide, M. Bariendos and M. Alcoforado, 1999: Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860–1990. *Int. J. Climatol.*, **19**, 1697–1715.
- Mahfouf, J.F., 1999: Influence of physical processes on the tangent-linear approximation. *Tellus*, **51A**, pp. 147-166.
- Mahfouf, J.F., E. Richard, and P. Mascart, 1987: The Influence of Soil and Vegetation on the Development of Mesoscale Circulation, *J. Climate*, **26**, pp.1483-1495.
- Mahrt, L., and H.L. Pan, 1984: A two-layer model of soil hydrology. *Bound. Layer Meteor.*, **29**, pp.1-20.
- Mahrt, L., and M. Ek, 1984: The influence of atmospheric stability on potential evaporation. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, pp.222-234.
- Mangarella, P.A., A.J. Chambers, R.L. Street, and E.Y. Hsu, 1973: Laboratory studies of evaporation and energy transfer through a wavy air-water interface. *J. Phys. Oceanogr.*, **3**, pp.93-101.
- Mao, Q., R.T. McNider, S. Mueller, and H.M.H. Juang, 1999: An optimal model output calibration algorithm suitable for objective temperature forecasting. *Wea. Forecasting*, **14**, pp.190-202.
- Marticorena, B., and G. Bergametti, Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, **100**, 16,415–16,430, 1995.
- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doume, and M. Legrand, Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, **102**, 4387–4404, 1997.
- Mass, C.F., D. Ovens, K. Westrick, and B. Colle, 2002: Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts?. *Bull.Am.Met.Soc.*, **83**, pp.407-430.
- Mbourou, G. N., J. J. Bertrand, and S. E. Nicholson, 1997: The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 868–882.
- MEDIAS, 2000: El Niño and its teleconnections about Africa and Mediterranean. *MEDIAS newsletter*, **12**, pp. 9-37.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, pp.1791-180.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, pp.851-875.
- Mesinger F., and A. Arakawa, 1976: Numerical methods used in atmospheric models. *Global Atmospheric Research Programme (GARP) Publications Series*, **17**, pp.1-64.
- Mesinger, 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronaut.*, **44**, pp.195-202.
- Mesinger, F., 1974: An economical explicit scheme, which inherently prevents the false two-grid-interval wave in the forecast fields. *Proceedings of the Symposium on Difference and Spectral Methods for Atmosphere and Ocean Dynamics Problems*, Novosibirsk, 17-22 September 1973, Acad. Sci., Novosibirsk, Part II, pp.18-34.

- Mesinger, F., 1973: A method for construction of second-order accuracy difference schemes permitting no false two-grid-interval wave in the height field. *Tellus*, **25**, pp.444-458.
- Mesinger, F., 1977: Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, pp.200-210.
- Mesinger, F., 1982: On the convergence and error problems of the calculation of the pressure gradient force in sigma coordinate models. *Geoph. Astroph. Fluid Dyn.*, **19**, pp.105-117.
- Mesinger, F., 1993: Sensitivity of the definition of a cold front to the parameterization of turbulent fluxes in the NMC's Eta model. *Res. Activ. In Atmos. And Ocean. Modelling*, **18**, pp.4.36-4.38.
- Mesinger, F., 1996: Improvements in quantitative precipitation forecasts with the Eta regional model at National Centers for Environmental Prediction: the 48;km upgrade. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **77**, pp.2637-2649.
- Mesinger, F., Z.I. Janjic, S. Nickovic, D. Gavrilov, and D.G. Deaven, 1988: The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, pp.1493-1518.
- Metaxas D.A., 1973: Air-sea interaction in the Greek seas and resulted Etesian wind characteristics. *Technical Report No 5*, School of Physics and Mathematics, University of Ioannina.
- Middleton N. J. and A.S. Goudie, 2001: Saharan dust: Sources and trajectorie, *Trans. Inst. Br. Geogr.* **NS,26**, pp. 165 – 181.
- Middleton N. J., 1986: The geography of dust storms. Unpublished PhD thesis, University of Oxford, UK.
- Middleton, N. J., 1989: Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms: Examples from India/ Pakistan, Mauritania and Mongolia, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, edited by M. Leinen and M. Sarnthein, pp. 97–132, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Mihailovic, D., and G. Kallos, 1997a: A sensitivity study of a coupled soil-vegetation boundary layer scheme for use in mesoscale modeling. *Bound. Layer Meteor.*, **82**, pp.283-315.
- Mihailovic, D., G. Kallos, Arsenic, B. Lalic, B. Rajkovic, and A. Papadopoulos, 1999b: Sensitivity of soil surface temperature in a force-restore equation to heat fluxes and deep soil temperature. *Inter. J. Clim.*, **19**, pp.1617-1632.
- Mihailovic, D., G. Kallos, B. Lalic, A. Papadopoulos, and I. Arsenic, 1999a: Parameterization of Hydrological processes for application to regional and mesoscale modeling. *The Global Atmosphere and Ocean System*, **7**, pp.73-89.
- Mihailovic, D.T., B. Rajkovic, B. Lalic, D. Jovic, and I. Arsenic, 1997b: The main features of the hydrological module in the land air parameterization scheme (LAPS). *Phys. Chem. Earth*, **21**, pp.201-204.
- Mihalopoulos N., V.M. Kerminenb, M. Kanakidoua, H. Berresheimc, J. Sciare 2007: Formation of particulate sulfur species (sulfate and methanesulfonate) during summer over the Eastern Mediterranean: A modelling approach. *Atmospheric Environment*, **41** (2007) 6860–6871. doi:10.1016/j.atmosenv.2007.04.039.

- Miller, R. L., and I. Tegen 1998: Climate response to soil dust aerosols, *J. Clim.*, **11**, 3247–3267.
- Mintz, Y., 1984: The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface conditions. *The Global Climate*, J. Houghton, Ed., Cambridge University Press, pp.79-105.
- Mishchenko, M. I., L. D. Travis, and A. A. Lacis 2002: Scattering, Absorption, and Emission of Light by Small Particles, Cambridge University Press, Cambridge.
- Mishra S. K., Dey Sagnik and S. N. Tripathi 2008: Implications of particle composition and shape to dust radiative effect: A case study from the Great Indian Desert. *Geophysical Research Letters*, **35**, L23814, doi:10.1029/2008GL036058.
- Mitsakou C., G. Kallos, N. Papantoniou, C. Spyrou, S. Solomos, M. Astitha and C. Housiadas, 2008: Saharan dust levels in Greece and received inhalation doses. *Atm. Chem. Phys.*, **8**, 7181-7192, 2008
- Mlawer, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono and S.A. Clough: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16,663-16,682, 1997.
- Molteni, F. and T.N. Palmer, 1991a. A real-time scheme for the prediction of forecast skill. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, pp. 1088-1097.
- Molteni, F., and T. N. Palmer, 1993: Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, pp. 1088-1097.
- Molteni, F., R. Buizza, T. N. Palmer, and T. Petroliaigis, 1996: The new ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, pp. 73-119.
- Molteni, F., R. Mureau, and T.N. Palmer, 1991b. Atmospheric instability and ensemble weather prediction. *ECMWF Research Department Tech. No. 177*, ECMWF, Shinfield Park, Reading, RG2-9AX.
- Monin, A.S., and A.M. Obukhov 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk USSR*, **151**, pp. 1963-1967.
- Monin, A.S., and Yaglom, 1971: Statistical Fluid Mechanics, MIT Press, Cambridge, MA.
- Morcrette, J.-J., 1990: Impact of changes to the radiation transfer parameterisation plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, pp. 847-873.
- Morcrette, J.-J., H.W. Barker, J.S. Cole, M.J. Iacono, and R. Pincus, Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecast System, *Mon. Wea. Rev.*, in press, 2008.
- Morcrette, J.-J., Impact of the radiation-transfer scheme RRTM in the ECMWF forecasting system, ECMWF Newsletter No. 91, 2001.
- Moulin C., C. E. Lambert, F. Dulac and U. Dayan 1997: Control of atmospheric export of dust by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, **387**, pp. 691-4.
- Murphy, J.M., 1988. The impact of ensemble forecasts on predictability. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **114**, pp. 463-493.
- Murphy, J.M., 1990. Assessment of the practical utility of extended-range ensemble forecasts, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, pp. 89-125.
- Myhre, G., A. Grini, J. M. Haywood, F. Stordal, B. Chatenet, D. Tanre, J. K. Sundet, and I. S. A. Isaksen (2003), Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign, *J. Geophys. Res.*, **108(D18)**, 8579, doi:10.1029/2002JD002566.

- Myhre, G., and F. Stordal, 2001a: Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18193–18204.
- Myhre, G., and F. Stordal, 2001b: On the tradeoff of the solar and thermal infrared radiative impact of contrails. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3119–3122.
- Nace, R.L., 1964: Water of the world. *Natur.Hist.*, **73**, no. 1.
- Nickovic, S., D. Jovic, O. Kakaliagou, and G. Kallos, 1997a: Production and long-range transport of desert dust in the Mediterranean region: Eta model simulations, *Proceedings of 22nd NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modelling and Its Applications*, 2-6 Jun 1997, Clermont-Ferrand, France.
- Nickovic, S., D. Mihailovic, and A. Papadopoulos, 1998: The Weather Forecasting System SKIRON, Vol. II: Model description. *ISBN 960-8468-16-7*.
- Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos and O. Kakaliagou, 2001: A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geoph. Res.*, **106**, pp.18113-18129.
- Nickovic, S., G. Kallos, O. Kakaliagou, and D. Jovic, 1997b: Aerosol production/transport/deposition process in the Eta model: desert dust simulations. *Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, 15-17 October 1997, Athens, Greece, 137-145.
- Nobre, C., P.J. Sellers and J. Shukla, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Clim.*, **4**, pp.957-988.
- Nobre, P., A. Moura, and L. Sun, 2001: Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's regional spectral models at IRI. *Bull.Am.Met.Soc.*, **82**, pp.2787-2796.
- Noilhan J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, pp.536-549.
- Oreopoulos, L., and H.W. Barker, 1999: Accounting for subgrid-scale cloud variability in a multi-layer 1-D solar radiative transfer algorithm. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 301-330.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric process. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **56**, pp.527-530.
- Orszag, S.A., 1970: Transform method for calculation of vector coupled sums: application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, **27**, pp.890-895.
- Orszag, S.A., 1972: Comparison of pseudospectral and spectral approximation. *Stud. Appl. Math.*, **51**, pp.253-259.
- Otto S. Eike Bierwirth, Bernadett Weinzierl, Konrad Kandler, Michael Esselborn, Matthias Tesche, Alexander Schladitz, Manfred Wendisch, Andthomas Trautmann 2008: Solar radiative effects of a Saharan dust plume observed during SAMUM assuming spheroidal model particles. *Tellus* (2009), **61B**, 270–296, DOI: 10.1111/j.1600-0889.2008.00389.x
- Palmer, T. N., F. Molteni, R. Mureau, R. Buizza, P. Chapelet, and J. Tribbia, 1993: Ensemble prediction. *Proceedings of the ECMWF Seminar on Validation of models over Europe: vol. I*, ECMWF, Shinfield Park, Reading, RG2 9AX, UK.
- Palmer, T.N., 1993: Extended range atmospheric prediction and the Lorenz model. *Bull.Am.Met.Soc.*, **74**, pp.49-65.
- Pan, H.-L., and L. Mahrt, 1987: Interaction between soil hydrology and boundary layer development. *Bound. Layer Meteor.*, **38**, pp.185-202.

- Pandis, S.N., Wexler, A.S., and J.H. Seinfeld, 1993: Secondary organic aerosol formation and transport, II, Predicting the ambient secondary organic aerosol size distribution. *Atmos. Environ.*, **27A**, 2403-2416.
- Pandithurai G., S. Dipu, K. K. Dani, S. Tiwari, D. S. Bisht, P. C. S. Devara, and R. T. Pinker 2008: Aerosol radiative forcing during dust events over New Delhi, India. *J. Of Geophys. Res.*, **113**, D13209, Doi:10.1029/2008jd009804, 2008
- Gelsomina Pappalardo, Ulla Wandinger, Lucia Mona, Anja Hiebsch, Ina Mattis, Holger Linnè, Aldo Amodeo, Albert Ansmann, Arnoud Apituley, Lucas Alados Arboledas, Dimitris Balis, Anatoli Chaikovsky, Adolfo Comeron, Giuseppe D'Amico, Volker Freudenthaler, Aldo Giunta, Ivan Grigorov, Alexandros Papayannis, Maria Rita Perrone, Aleksander Pietruczuk, Manuel Pujadas, Vincenzo Rizi, Nicola Spinelli, Matthias Wiegner, 2009: EARLINET for long term aerosol observations: *Proceedings of the 8th International Symposium on Tropospheric Profiling*, ISBN 978-90-6960-233-2, The Netherlands, October 2009.
- Papayannis, A., V. Amiridis, L. Mona, G. Tsaknakis, D. Balis, J. Bösenberg, A. Chaikovski, F. De Tomasi, I. Grigorov, I. Mattis, V. Mitev, D. Müller, S. Nickovic, C. Pérez, A. Pietruczuk, G. Pisani, F. Ravetta, V. Rizi, M. Sicard, T. Trickl, M. Wiegner, M. Gerding, R.E. Mamouri, G. D'Amico, and G. Pappalardo, 2008: Systematic lidar observations of Saharan dust over Europe in the frame of EARLINET (2000-2002). *J. Geophys. Res.*, **113**, D10204, doi:10.1029/2007JD009028.
- Papadopoulos, A., G. Kallos, S. Nickovic, D. Jovic, M. Dacic, and P. Katsafados, 1997: Sensitivity studies of the surface and radiation parameterization schemes of the Skiron system. *Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15-17 October 1997, Athens, Greece*, 155-164.
- Papadopoulos, A., K. Nittis and P. Katsafados, 2000: Evaluation of the Meteorological forecasting for the POSEIDON system. *Proceedings of 6th Hellenic Symposium on Oceanography and Fisheries, 23-26 May 2000, Chios Greece*.
- Papadopoulos, A., P. Katsafados G., Kallos, G., and S. Nickovic, 2002: The Poseidon weather forecasting system: An overview. *The Global Atmosphere and Ocean Systems*, **8**, pp. 219-237.
- Paulson, C.A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, pp.857-861.
- Penner, J.E., et al., 2001: Aerosols, their direct and indirect effects. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of WorkingGroup I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 289–348.
- Perez C., S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbosch, and V. E. Cachorro 2006: A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modelling, *J. Geophys. Res.*, **111**, D15214, doi:10.1029/2005JD006579, 2006.
- Perlwitz, J., I. Tegen, and R. L. Miller 2001: Interactive soil dust aerosol model in the GISS GCM 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aerosols, *J. Geophys. Res.*, **106**, 18,167– 18,192.
- Perry K. D., T. A. Cahill, R. A. Eldred and D. D. Dutcher 1997: Long-range transport of North African dust to the eastern United States. *Journal of Geophysical Research*, **102**, pp.11,225-38.

- Perry, K.D., T.A. Cahill, R.A. Eldred, and D.D. Dutcher, 1997, Long-range transport of North African dust to the eastern United States, *J. Geophys. Res.*, **102**, 11225-11238.
- Philander, G., 1998: Learning from El Niño. *Weather*, **53**, pp.270-274.
- Philander, S.G.H., 1990: El Niño, La Niña and the Southern Oscillation, Academic Press NY, pp.280.
- Philips, N.A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteorol.*, **14**, pp.184-185.
- Pielke, R.A., 1984: Mesoscale Meteorological Modeling, Academic Press NY, pp.612.
- Pielke, R.A., and X. Zeng, 1994a: Compounding of uncertainty in climate change scenarios. *Global Climate Change*. Air&Waste Management Association International Specialty Conference, **5**, pp.393.
- Pielke, R.A., and X. Zeng, 1994b: Long-Term Variability of Climate. *J. Atmos. Sci.*, **51**, pp.155-159.
- Pielke, R.A., G.A. Dalu, J.S. Snook, T.J. Lee, and T.G.F. Kittel, 1991: Nonlinear Influence of Mesoscale Land Use on Weather and Climate, *J. Clim.*, **4**, pp.1053-1069.
- Pincus, R., H.W. Barker, and J.-J. Morcrette: A fast, flexible, approximate technique for computing radiative transfer in inhomogeneous clouds. *J. Geophys. Res.*, **108(D)**, 4376, doi:10.1029/2002JD003322, 2003.
- Prezerakos N. G., 1985: The Northwest African depressions affecting the South Balkans. *Journal of Air & Waste Manage. Assoc.*, **44**, 57-61.
- Prospero J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson and T. E. Gill, 2002: Environmental Characterization Of Global Sources Of Atmospheric Soil Dust Identified With The Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (Toms) Absorbing Aerosol Product, *Rev. Geophys.*, **40(1)**, 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Prospero, J. M., 1996a: The atmospheric transport of particles to the ocean, in *Particle Flux in the Ocean*, edited by V. Ittekkott, S. Honjo, and P. J. Depetris, *SCOPE Rep. 57*, pp. 19–52, John Wiley, New York.
- Prospero, J. M., 1996b: Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview, in *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean*, edited by S. Guerzoni and R. Chester, pp. 133–151, Kluwer Acad., Norwell, Mass.
- Pye, K., 1987: Aeolian Dust and Dust Deposits, *Academic, San Diego, Calif.*
- Pye, K., 1989: Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes, in *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, edited by M. Leinen and M. Sarnthein, pp. 3–30, Kluwer Acad., Norwell, Mass., 1989.
- Querol X., A. Alastuey, J. Pey, M. Cusack, N. Perez, N. Mihalopoulos, C. Theodosi, E. Gerasopoulos, N. Kubilay, and M. Kocak, 2009: Variability in regional background aerosols within the Mediterranean, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 4575-4591, 2009.
- R. L. Miller, I. Tegen, J. Perlwitz 2004: Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. *Journal Of Geophysical Research*, **109**, D04203, doi:10.1029/2003JD004085
- Ramage, C.S., and A. M. Hori, 1981: Meteorological aspects of El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, pp.1827-1835.

- Ramaswamy, V., et al., 2001: Radiative forcing of climate change. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349–416.
- Reddy, M.S., O. Boucher, Y. Balanski, and M. Schulz, 2005a: Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12803, doi:10.1029/2004GL021743.
- Reiff J., G.S. Forbes F.T.M. Spieksma and J.J. Reynders 1986: African dust reaching northwestern Europe: a case study to verify trajectory calculations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, pp. 1543-67.
- Robert, A.J., 1966: The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations. *J. Meteor. Soc. Jap.*, **44**, pp.237-244.
- Rodriguez, S., X. Querol, A. Alastues, G. Kallos and O. Kakaliagou, 2001: Saharan dust contribution to PM10 and TSP levels in Southern and Eastern Spain, *Atmos. Environ.*, **35**, 2433-2447.
- Rogers, E., D. G. Deaven, and G. S. Dimego, 1995: The Regional Analysis System for the Operational “Early” Eta Model: Original 80-km Configuration and Recent Changes. *Wea. Forecasting*, **10**, pp.810–810.
- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, **287**, 1793-1796.
- Ramanathan V, PJ Crutzen, JT Kiehl, D Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate and the hydrologic cycle. *Science*, **294**, 2119-2124.
- Rosenfeld, D., 2006: Aerosols, Clouds and Climate. *Science*, **312**, 1323-1324.
- S. Kröpelin, D. Verschuren, A.-M. Lézine, H. Eggermont, C. Cocquyt, P. Francus, J.-P. Cazet, M. Fagot, B. Rumes, J. M. Russell, F. Darius, D. J. Conley, M. Schuster, H. von Suchodoletz, D. R. Engstrom 2008: Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years, *Science*, **320**, pp765 - 768 ,doi: 10.1126/science.1154913
- Schaefer, J.T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Wea. Forecasting*, **5**, pp.570-575.
- Schulz, M., Y. J. Balkanski, W. Guelle, and F. Dulac, Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness, *J. Geophys. Res.*, **103**, 10,579– 10,592, 1998.
- Schutz L. 1980: Long-range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara , *Annals of the New York Academy of Sciences*, **338**, pp. 515-32.
- Sciare J., H. Bardouki, C. Moulin and N. Mihalopoulos 2003: Aerosol sources and their contribution to the chemical compositions of aerosols in the Eastern Mediterranean Sea during summertime. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 291-302.
- Segal M., J. R. Garratt, G. Kallos, and R. A. Pielke, 1989b: On the impact of wet soil and canopy temperatures on daytime boundary-layer growth. *J. Atmos. Sci.*, **46**, pp.3673-3684.
- Segal M., J. R. Garratt, R. A. Pielke, W. E. Schreiber, A. Rodi, G. Kallos and J. Weaver, 1989a: The impact of crop areas in northeast Colorado on midsummer mesoscale thermal circulations. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, pp.809-825.

- Segal M., R. Avissar, M. C. McCumber and R. A. Pielke, 1988: Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *J. Atmos. Sci.*, **45**, pp.2268-2293.
- Seinfeld, J.H., and S.N. Pandis. 1998. Atmospheric Chemistry and Physics, From Air Pollution to Climate Change. John Wiley and Sons, Inc., NY.
- Sellers, P.J., D.A. Randall, G.J. Collatz, J.A. Berry, C.B. Field, D.A. Dazlich, C. Zhang, G.D. Collelo, and L. Bounoua, 1996: A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs - Part I-model formulation. *J. Climate*, **9**, pp.676-705.
- Sellers, P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, 1986: A simple biosphere (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, pp.505-531.
- Sellers, W.D., 1965: Physical Climatology. University of Chicago Press, Chicago, IL, pp.272.
- Shao, Y., and L. M. Leslie, Wind erosion prediction over the Australian continent, *J. Geophys. Res.*, **102**, 30,091– 30,105, 1997.
- Shell, K. and Somerville, R. C. J. 2007: Direct radiative effect of mineral dust and volcanic aerosols in a simple aerosol climate model. *J. Geophys. Res.* **112**, doi:10.1029/2006JD007197.
- Shukla, J., C. Nobre and P.J. Sellers, 1990: Amazon deforestation and climate change. *Science*, **247**, pp.1322-1325.
- Simmons, A. J., D. M. Burridge, M. Jarraud, C. Girard, and W. Wergen, 1989: The ECMWF medium-range prediction models development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **40**, pp. 28-60.
- Simmons, A. J., R. Mureau, and T. Petroligis, 1995: Error growth and predictability estimates for the ECMWF forecasting system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, pp. 1739-1771.
- Simmons, A.J., and D.M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, pp.758-766.
- Slingo A., T. P. Ackerman, R. P. Allan, E. I. Kassianov, S. A. McFarlane, G. J. Robinson, J. C. Barnard,2 M. A. Miller, J. E. Harries, J. E. Russell, and S. Dewitte, 2006: Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophysical Research Letters*,**33**, L24817, doi:10.1029/2006GL027869.
- Slingo, J., 1998: The 1997/1998 El Niño. *Weather*, **53**, pp.274-281.
- Sokolik, I. N., and O. B. Toon, 1996: Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature*, **381**, 681–683.
- Solomos S., G. Kallos, J. Kushta, M. Astitha, C. Tremback, A. Nenes, and Z. Levin 2011: An integrated modeling study on the effects of mineral dust and sea salt particles on clouds and precipitation, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 873–892, 2011 doi:10.5194/acp-11-873-2011
- Somerville, R. C. J., 1979: Predictability and prediction of ultra-long planetary waves. *Preprints of the Amer. Meteor. Soc. Fourth Conference on Numerical Weather Prediction*, Silver Spring, MD, pp. 182-185.
- Spyrou C., C. Mitsakou, G. Kallos, P. Louka, and G. Vlastou, 2010: An improved limited area model for describing the dust cycle in the atmosphere. *Journal Of Geophysical Research*, **115**, D17211, doi:10.1029/2009JD013682, 2010.

- Stetter, H.J., 1973: Analysis of Discretization Methods for Ordinary Differential Equations, Springer, New York.
- Stokes, G. E., and S. E. Schwartz, The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program: Programmatic background and design of the cloud and radiation test bed, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **75**, 1201-1221, 1994.
- Stokowski D., 2005: The addition of the direct radiative effect of atmospheric aerosols into the Regional Atmospheric Modelling System (RAMS). *DoD Center for Geosciences/Atmospheric Research under grant DAAD 19-02-2-2005*, Paper No 764, Department of Atmospheric Science, Colorado State University.
- Stull, R.B., 1989: An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, pp.20.
- Sultan B., K. Labadi, J-F Guégan and S. Janicot1, 2005: Climate Drives the Meningitis Epidemics Onset in West Africa. *PLoS Med*, **2(1)**:e6. doi:10.1371/journal.pmed.0020006.
- Sundqvist, H., E. Berge, and J.E. Kristjansson, 1989: Condensation and cloud studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, pp.1641-1657.
- Swap R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot and P. Kallberg 1992: Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus*, **44B**, 133-49.
- Tegen I., 2003: Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, **22**, pp. 1821 – 1834.
- Tegen, I., and A. A. Lacis, 1996: Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, **101**, 19,237– 19,244.
- The Weather Generator Project, Global Change Newsletter, The International Geosphere-Biosphere Programme: A study of Global Change (GBP) of the International Council of Scientific Union*, 1993, **16**, pp.10-11.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, pp. 3040-3060.
- Torres O., P.K. Bhartia, J.R. Herman and Z. Ahmad 1998, Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation. Theoretical Basis, *J. Geophys. Res.*, **103**, 17099-17110.
- Toth, Z., and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bull. Am. Met. Soc.*, **74**, pp. 2317-2330.
- Tracton, M. S., and E. Kalnay, 1993: Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: practical aspects. *Wea. Forecasting*, **8**, pp. 379-398.
- Tracton, M.S., K. Mo, W. Chen, E. Kalnay, R. Kistler and G. White, 1989. Dynamical extended range forecasting (DERF) at the National Meteorological Center. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, pp. 2230-2247.
- Twomey, S.A., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149–1152.
- United Nations Environment Programme Task Team on Implications of Climatic Change in the Wider Caribbean, *Workshop on Climate Change and Sea-Level Rise Scenarios for Florida*, 1993, pp.31.
- Vager, B.G., and S.S. Zilitinkevitch, 1968: Theoretical model of diurnal variations of meteorological fields. *Meteor. and Hydrol.*, 3-18 (in Russian).
- Vasiljevic, D., 1982: The effect of Mesinger's procedure for preventing grid separation on the geostrophic mode. *Contrib. Atmos. Phys.*, **55**, pp.177-181.

- Viterbo, P., and C.M. Beljaars, 1995: An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation. *J. Clim.*, **8**, pp. 2716-2748.
- Von Storch, H., E. Zorita, and U. Cubasch, 1993: Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An Application to Iberian Rainfall in Wintertime. *J. Clim.*, **6**, pp.1161-1171.
- Wang, W. C., Y. L. Yung, A. A. Lacis, T. Mo, and J. E. Hansen, Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases, *Science*, **194**, 685-690, 1976.
- Washington, R., Todd, M., Middleton, N.J. and Goudie, A.S., 2003: Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers*, **93**(2), 297-313.
- Weaver, C.P., S.B. Roy, and R. Avissar, 2001: Sensitivity of simulated mesoscale atmospheric circulations resulting from landscape heterogeneity to aspects of model configuration. *J. Geoph. Res.*, **107**, pp. 8.1-8.21.
- Wheeler D. A. 1986: The meteorological background to the fall of Saharan dust, November 1984. *Meteorological Magazine*, **115**, pp. 1-9.
- White, B. R., Soil transport by winds on Mars, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4643– 4651, 1979.
- White, B.G., J. Paegle, W.J. Steenburgh, J.D. Horel, R.T. Swanson, L.K. Cook, D.J. Onton, and J.G. Miles, 1999: Short-Term Forecast Validation of Six Models. *Wea. Forecasting*, **14**, pp.84–108.
- Wigley, T.M.L., and S.C.B. Raper, 1993, Implications for climate and sea level of revised IPCC emissions scenarios. *Nature*, **357**, pp.293-300.
- Wilks, D.S., 1995: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Academic Press NY, pp 233-277.
- Wiscombe W. J., 1980: Improved Mie scattering algorithms, *Applied Optics*, **19**, pp.1505-1509.
- Yoshizawa, T., 1966: Stability theory by Lyapunov's Second Method, Mathematical Society of Japan.
- Yoshioka, M., N. Mahowald, J.L. Dufresne, and C. Luo, 2005: Simulation of absorbing aerosol indices for African dust. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18S17, doi:10.1029/2004JD005276.
- Zender C.S. and D. Newman 2003b: Spatial heterogeneity in aeolian erodibility: Uniform, topographic, geomorphic, and hydrologic hypotheses, *Journal Of Geophysical Research*, **108**, D17, 4543, doi:10.1029/2002JD003039, 2003.
- Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman, 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, **108**, D14, doi:10.1029/2002JD002775.
- Zhao, Q., and F.H. Carr, 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.
- Zhao, Q., F.H. Carr, and G.B. Lesins, 1991: Improvement of precipitation forecasts by including cloud water in NMC's Eta Model. Preprints, Ninth Conf. on Numerical Weather Prediction, Denver, CO, Amer. Meteor. Soc., pp.50-53.
- Zhao C., X. Liu, L. R. Leung, and S. Hagos 2010: Radiative impact of mineral dust on monsoon precipitation variability over West Africa. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **10**, 27185–27226, 2010 doi:10.5194/acpd-10-27185-2010.

- Zhong, S., and J.C. Doran, 1998: An evaluation of the importance of surface flux variability on GCM-scale boundary-layer characteristics using realistic meteorological and surface forcing. *J. Clim.*, **11**, pp.2774-2788.
- Zilitinkevich, S.S., 1970: Dynamics of the planetary boundary layer. *Gidrometeorologicheskoe Izdatelystvo*, Leningrad, 292 (in Russian).
- Zilitinkevich, S.S., 1995: Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows. *Air Pollution III - Volume I in Air Pollution Theory and Simulation*, edited by H. Power, N. Moussiopoulos, and C.A. Brebbia, Computational Mechanics Publications, Southampton Boston, pp.53-60.
- Αστήθα Μ., 2007: Γενικά χαρακτηριστικά μεταφοράς και μετασχηματισμού αέριων ρύπων – πιθανές επιπτώσεις στο περιοχικό κλίμα. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Φυσικής, Τομέας Περιβάλλοντος, Αθήνα 2007.
- Βαρίνου Μ., 2000: Χαρακτηριστικές κλίμακες διασποράς και φωτοχημικών μετασχηματισμών αέριων ρύπων στην περιοχή της Βορειοανατολικής Μεσογείου. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Φυσικής, Τομέας Περιβάλλοντος, Αθήνα 2000.
- Κατσαφάδος, Π. 2003: Παράγοντες και παραμετροποιήσεις που καθορίζουν τη μακράς διάρκειας προγνωστική ικανότητα μοντέλων περιορισμένης περιοχής. *Διδακτορική Διατριβή*, Τμήμα Φυσικής, Τομέας Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα 2003.
- Παπαδόπουλος, Α., 2001: Ένα αριθμητικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής με ιδιαίτερες δυνατότητες στο χειρισμό των αρχικών και οριακών συνθηκών. *Διδακτορική διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Παράρτημα	ΦΥΣΙΚΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ SKIRON
I	

Στο αριθμητικό μοντέλο SKIRON λειτουργεί πλήρες πακέτο υπολογισμού των φυσικών διεργασιών, στο οποίο η επίλυση των ατμοσφαιρικών διαδικασιών με κλίμακα μικρότερη από την απόσταση των σημείων πλέγματος του βασίζεται σε ένα σύνολο εξελιγμένων σχημάτων παραμετροποίησης. Ειδικότερα, το πακέτο περιλαμβάνει:

1.1. Ενεργειακό ισοζύγιο στην επιφάνεια του εδάφους

Για τον υπολογισμό των ενεργειακών διεργασιών στην επιφάνεια του εδάφους, το μοντέλο SKIRON βασίζεται στο μοντέλο εδάφους του Oregon State University (Ek and Mahrt, 1991). Σε αυτό, υπολογίζονται οι ενεργειακές διαδικασίες στην επιφάνεια του εδάφους και στο υπέδαφος (Mahrt and Pan, 1984), λαμβάνοντας υπόψη και την κάλυψη από τα φυτά (Pan and Mahrt, 1987). Περιλαμβάνει 4 υπεδάφια στρώματα με βάθη 10, 30, 60 και 100 cm αντίστοιχα. Όπως έχει διαπιστωθεί, ο ελάχιστος αριθμός επιπέδων για την αναλυτική επίλυση της δεύτερης τάξης εξίσωσης της συνέχειας της ροής μέσα στο έδαφος προτείνεται να είναι 6, χρησιμοποιώντας το τελευταίο ως τη δεξαμενή θερμότητας και υγρασίας (Παπαδόπουλος, 2001).

1.2. Εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου στην επιφάνεια του εδάφους

Ο υπολογισμός της θερμοκρασίας της επιφάνειας του εδάφους, που μαζί με την επιφάνεια της θάλασσας αποτελούν το κάτω όριο του πεδίου ολοκλήρωσης του μοντέλου, προκύπτει από την επίλυση της εξίσωσης του ενεργειακού ισοζυγίου στην επιφάνεια του εδάφους:

$$RSW_{in} - RSW_{out} + RLW_{in} - \sigma \cdot T_{sfc}^4 = S + H + L_v \cdot ET_a \quad (1.2.1)$$

όπου $(RSW_{in} - RSW_{out})$ είναι η καθαρή ροή της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας στην επιφάνεια εδάφους, RLW_{in} είναι η εισερχόμενη ροή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος που φτάνει στο έδαφος, σ είναι η σταθερά των Stephan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T_{sfc} είναι η επιφανειακή θερμοκρασία του εδάφους σε °K, S

είναι η ροή θερμότητας στο έδαφος, H είναι η αισθητή ροή θερμότητας και $L_v \cdot ET_a$ είναι η λανθάνουσα ροή θερμότητας, όπου L_v είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ($2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) και ET_a είναι η πυκνότητα ροής υδρατμών. Οι μονάδες όλων των όρων που περιγράφουν τις ροές ενέργειας υπολογίζονται σε W m^{-2} .

1.3. Ροή θερμότητας στο έδαφος

Για την αριθμητική επίλυση των επιμέρους όρων της εξίσωσης του ενεργειακού ισοζυγίου εφαρμόζεται, αρχικά, μία πρώτη προσέγγιση για τον υπολογισμό της ροής θερμότητας στο έδαφος, S , σύμφωνα με τη σχέση:

$$S = DF_{soil} \cdot \frac{T_{sfc} - T_{soil1}}{0.5 \cdot Z_{soil11}} \quad (1.3.1)$$

όπου T_{soil1} είναι η θερμοκρασία του πρώτου εδαφικού στρώματος, Z_{soil1} είναι το πάχος του και DF_{soil} είναι η θερμική αγωγιμότητα του εδάφους. Με την έναρξη της προσομοίωσης και στο πρώτο χρονικό βήμα, η θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους καθώς και η θερμοκρασία και η υγρασία στα διάφορα εδαφικά στρώματα καθορίζονται από τη διαδικασία υπολογισμού των αρχικών συνθηκών.

1.4. Εξάτμιση

Στον υπολογισμό της πυκνότητας ροής υδρατμών ET_a πάνω από μια επιφάνεια λαμβάνεται υπόψη ότι συνεισφέρουν η άμεση εξάτμιση E_{dir} από το υγρό έδαφος, η διαπνοή E_t και η εξάτμιση του νετού E_c που έχει συγκρατηθεί από τα φυτά, δηλαδή ισχύει η σχέση:

$$ET_a = E_{dir} + E_t + E_c \quad (1.4.1)$$

Το σύνολο της πυκνότητας ροής υδρατμών ET_a δεν μπορεί να υπερβεί τη δυναμική εξάτμιση.

1.5 Υδρολογία - Διαχείριση του νερού στο έδαφος

Η διαχείριση του νερού στο έδαφος εφαρμόζεται από το μοντέλο σε τρία στάδια. Αρχικά ελέγχεται η διαθέσιμη ποσότητα του νερού, λόγω νετού, που μπορεί να διεισδύσει μέσα στο έδαφος. Έτσι, αν μετά τον υπολογισμό της συνολικής εξάτμισης η εναπομείνουσα περιεκτικότητα του νερού που παραμένει στα φυτά ξεπερνά το μέγιστο ποσό που μπορεί να συγκρατηθεί στα φυλλώματά τους, τότε το

επιπλέον νερό απορρέει στο έδαφος. Με την εισαγωγή της ανομοιογενούς κάλυψης του εδάφους, διαμορφώνεται με καλύτερη ακρίβεια η κατανομή του διαθέσιμου νερού που εισχωρεί σε αυτό. Σε περίπτωση ισχυρής βροχόπτωσης, αν στην επιφάνεια έχουν απομείνει μεγάλες ποσότητες νερού, τότε το επιπλέον απομακρύνεται στο τέλος του χρονικού βήματος ως υπερβάλλον.

Η χρονική μεταβολή της εδαφικής υγρασίας ανάμεσα στα υπεδάφια στρώματα εκτιμάται με την επίλυση της εξίσωσης ροής υγρασίας, η οποία σε διαφορική μορφή εμφανίζεται ως:

$$\frac{\partial SMC}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_{SMC} \cdot \frac{\partial SMC}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_{SMC}}{\partial z} \quad (1.5.1)$$

όπου για το i -στό στρώμα λαμβάνει τη μορφή:

$$\Delta z_i \cdot \frac{\partial SMC_i}{\partial t} = \left(D_{SMC} \cdot \frac{\partial SMC}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left(D_{SMC} \frac{\partial SMC}{\partial z} + K_{SMC} \right) \quad (1.5.2)$$

Η υδραυλική αγωγιμότητα του εδάφους K_{SMC} και η διαχυτική ικανότητα D_{SMC} είναι συναρτήσεις του εδαφικού νερού SMC και συνδέονται με τη σχέση:

$$D_{SMC} = K_{SMC} \cdot \frac{\partial \Psi}{\partial SMC} \quad (1.5.3)$$

όπου Ψ το δυναμικό του εδαφικού νερού. Οι συντελεστές K_{SMC} , D_{SMC} και Ψ υπολογίζονται από τις σχέσεις (Clapp και Hornberger, 1978):

$$\Psi = \Psi_{sat} \cdot \left(\frac{SMC_{sat}}{SMC} \right)^b \quad (1.5.4)$$

$$K_{SMC} = K_{SMC}^{sat} \cdot \left(\frac{SMC}{SMC_{sat}} \right)^{2b+3} \quad (1.5.5)$$

$$D_{SMC} = - \frac{b \cdot K_{SMC}^{sat} \cdot \Psi_{sat}}{SMC_{sat}} \cdot \left(\frac{SMC}{SMC_{sat}} \right)^{b+3} \quad (1.5.6)$$

όπου SMC_{sat} , b , Ψ_{sat} και K_{SMC}^{sat} ορίζονται σύμφωνα με την ανομοιογενή κατανομή της σύστασης και της κάλυψης του εδάφους.

Σε περιπτώσεις βροχόπτωσης, όπου το παρεχόμενο νερό δεν μπορεί να διηθηθεί ή να επαναεξατμιστεί, τότε θεωρείται απορρέον. Σε έντονη βροχόπτωση κατά την οποία υπάρχει σημαντική παροχή νερού στο έδαφος, στο τέλος κάθε χρονικού βήματος ολοκλήρωσης ελέγχεται η υπέρβαση της περιεκτικότητας σε νερό σε σχέση με την αντίστοιχη τιμή κορεσμού που εμφανίζει ο συγκεκριμένος τύπος εδάφους.

Στην περίπτωση αυτή, το πλεονάζον νερό απορρέει προς το επόμενο υπεδάφιο στρώμα. Ολοκληρώνοντας το σύνολο της κατακόρυφης στήλης μέσα στο έδαφος, εάν υπάρχει περίσσεια εδαφικού νερού και στο τελευταίο στρώμα τότε αυτό απομακρύνεται θεωρώντας το ως απώλεια λόγω βαρύτητας του.

1.6 Θερμικό ισοζύγιο εδάφους

Η μεταβολή της θερμοκρασίας μέσα στο έδαφος υπολογίζεται από την εξίσωση της θερμικής διάχυσης:

$$C_v \cdot \frac{\partial T_{soil}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(DF_{soil} \cdot \frac{\partial T_{soil}}{\partial z} \right) \quad (1.6.1)$$

όπου DF_{soil} και C_v είναι η θερμική αγωγιμότητα και η θερμική χωρητικότητα του εδάφους κατά όγκο, αντίστοιχα.

Η θερμική αγωγιμότητα του εδάφους εξαρτάται από πλήθος παραγόντων, όπως το μέγεθος των σωματιδίων του εδάφους, την προσπίπτουσα ακτινοβολία, την περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό και τυχόν μεταβολές της. Η παρουσία εδαφικής υγρασίας επηρεάζει τη θερμοχωρητικότητα, την πυκνότητα και τη θερμική αγωγιμότητα του. Η θερμική χωρητικότητα του υγρού εδάφους, που εξαρτάται από την περιεκτικότητα του εδαφικού νερού SMC , υπολογίζεται από τη σχέση:

$$C_v = SMC \cdot \rho_w c_w + (1 - SMC_{sat}) \cdot \rho_s c_s + (SMC_{sat} - SMC) \cdot \rho_{air} c_{air} \quad (1.6.2)$$

όπου SMC και SMC_{sat} είναι η εκτιμώμενη και η αντίστοιχη σε κορεσμό περιεκτικότητα του εδαφικού νερού και $\rho_w c_w$, $\rho_s c_s$, $\rho_{air} c_{air}$ είναι το γινόμενο της πυκνότητας και της ειδικής θερμικής χωρητικότητας του νερού, του εδάφους και του αέρα, αντίστοιχα. Οι τιμές αυτών των ποσοτήτων διαμορφώνονται με τέτοιο τρόπο ώστε να λαμβάνεται υπόψη η ανομοιογενής κατανομή της σύστασης του εδάφους, δηλαδή:

$$\begin{aligned} \rho_w c_w &= 4.2 \times 10^6 \text{ J/m}^3\text{K} \\ \rho_s c_s &\text{ ανάλογα με τον τύπο του εδάφους} \\ \rho_{air} c_{air} &= 1004 \text{ J/m}^3\text{K}. \end{aligned} \quad (1.6.3)$$

οπότε και η θερμική χωρητικότητα του υγρού εδάφους εκφράζεται σε μονάδες $\text{J/m}^3\text{K}$.

Η θερμική αγωγιμότητα του εδάφους μεταβάλλεται σημαντικά με την έλλειψη εδαφικής υγρασίας και υπολογίζεται από τη σχέση (Pielke, 1984):

$$DF_{soil} = \begin{cases} 420 \cdot \exp(-(P_f + 2.7)) & , P_f \leq 5.2 \\ 0.1744 & , P_f > 5.2 \end{cases} \quad (1.6.4)$$

όπου P_f είναι η βάση του δεκαδικού λογάριθμου του δυναμικού του εδαφικού νερού Ψ , όταν το Ψ εκφράζεται σε m, οπότε και η θερμική αγωγιμότητα του υγρού εδάφους εκφράζεται σε μονάδες J/msK.

Η ολοκληρώσιμη μορφή της εξίσωσης θερμικής διάχυσης (1.6.1) για το i -οστό στρώμα εδάφους λαμβάνει τη μορφή:

$$\Delta z_i \cdot C_v \cdot \frac{\partial T_{soil_i}}{\partial t} = \left(DF_{soil} \cdot \frac{\partial T_{soil}}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left(DF_{soil} \cdot \frac{\partial T_{soil}}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (1.6.5)$$

Για $z=0$ οι όροι του δεύτερου μέλους της εξίσωσης (3.4.6.5) παριστάνουν τη ροή θερμότητας του εδάφους S (Wm^{-2}) η οποία καθορίζεται ως:

$$S = DF_{soil} \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (1.6.6)$$

όπου

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{T_{sfc} - T_{soil_1}}{0.5 \cdot Z_{soil_1}} \quad (1.6.7)$$

Ο υπολογισμός της κατακόρυφης βαθμίδας της θερμοκρασίας του εδάφους εκκινεί από καθορισμένη σταθερή θερμοκρασία ως οριακή συνθήκη, η οποία λαμβάνεται είτε από “gridded” δεδομένα δηλαδή, από αποτελέσματα άλλων μοντέλων εδάφους (προερχόμενα κυρίως από ECMWF ή NCEP) ή προκαθορίζονται εμπειρικά κατά τη φάση προεπεξεργασίας των δεδομένων του συστήματος.

1.7 Επιφανειακή θερμοκρασία

Μετά τον υπολογισμό της εδαφικής θερμοκρασίας στο πρώτο στρώμα T_{soil_1} , η επιφανειακή θερμοκρασία του εδάφους T_{sfc} υπολογίζεται από την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου, όπως δίνεται από την εξίσωση (3.4.2.1) που γράφεται και με τη μορφή:

$$F - \sigma \cdot T_{sfc}^4 = S + H + BETA \cdot L_v \cdot ET_p \quad (1.7.1)$$

όπου F είναι η συνολική ροή ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους:

$$F = RSW_{in} - RSW_{out} + RLW_{in} \quad (1.7.2)$$

και $BETA$ ένας βοηθητικός στους υπολογισμούς παράγοντας που ισούται με ET_a/ET_p .

Η ροή θερμότητας του εδάφους S , καθορίζεται από τις σχέσεις (1.6.6) και (1.6.7).

Η ροή αισθητής θερμότητας H δίνεται από τη σχέση:

$$\begin{aligned}
H &= \rho \cdot c_p \cdot c_h \cdot (\theta_{sfc} - \theta_{air}) \\
&= \rho \cdot c_p \cdot c_h \cdot [(\theta_{sfc} - T_{air}) - (\theta_{air} - T_{air})]
\end{aligned} \tag{1.7.3}$$

Η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία από την επιφάνεια του εδάφους, $\sigma \cdot T_{sfc}^4$, γραμμικοποιείται ως εξής:

$$\sigma \cdot T_{sfc}^4 \approx \sigma \cdot T_{air}^4 \cdot \left(1 + 4 \cdot \left(\frac{T_{sfc} - T_{air}}{T_{air}} \right) \right) \tag{1.7.4}$$

Με χρήση της καταστατικής εξίσωσης των αερίων:

$$p_{sfc} = \rho \cdot R_d \cdot T_{air}$$

και των εξισώσεων (1.6.6), (1.6.7), (1.7.1) και (1.7.4) και επιλύοντας ως προς T_{sfc} , προκύπτει η θερμοκρασία της επιφάνειας του εδάφους:

$$T_{sfc} = \frac{YY + (ZZ1 - 1) \cdot T_{soil1}}{ZZ1} \tag{1.7.5}$$

όπου

$$YY = T_{air} + \frac{\frac{(F - \sigma \cdot T_{air}^4)}{RCH} + (\theta_{air} - T_{air}) - BETA \cdot EPSCA}{RR} \tag{1.7.6}$$

$$ZZ1 = 1 + \frac{DF_{soil}}{-0.5 \cdot Z_{soil1} \cdot RCH \cdot RR} \tag{1.7.7}$$

$$RCH = \rho \cdot c_p \cdot c_h \tag{1.7.8}$$

$$EPSCA = \frac{L_v \cdot ET_p}{\rho \cdot c_p \cdot c_h} \tag{1.7.9}$$

και RR και DF_{soil} έχουν ήδη υπολογιστεί από τις εξισώσεις (1.4.4) και (1.6.4).

1.8. Χειρισμός κατακόρυφης τυρβώδους ανάμιξης

Το μοντέλο SKIRON προσομοιώνει την τυρβώδη κατάσταση στην ελεύθερη ατμόσφαιρα με την εφαρμογή του σχήματος Mellor-Yamada 2.5 τάξεως (Mellor and Yamada, 1974, 1982; Janjic, 1990, 1994, 1996a, 1996b). Η συγκεκριμένη επιλογή βασίστηκε στο ολοκληρωμένο θεωρητικό του υπόβαθρο και τα αξιόπιστα αποτελέσματα που επιδεικνύει κατά την εφαρμογή του σε ατμοσφαιρικά μοντέλα. Το σχήμα εφαρμόζεται σε όλα τα επίπεδα του μοντέλου εκτός από το επιφανειακό στρώμα.

Κατά την εφαρμογή του σχήματος, παρατηρήθηκε ότι είναι δυνατό να υπολογιστούν και αρνητικές (μη αποδεκτές) τιμές της τυρβώδους κινητικής ενέργειας

(TKE), για κάποιες παραδεκτές τιμές εξωγενών παραμέτρων. Η επιδεικνυόμενη συμπεριφορά του σχήματος αναφέρεται ως “realizability” πρόβλημα. Ένας τρόπος αντιμετώπισης του προβλήματος είναι η αποκοπή, από την εξίσωση υπολογισμού της TKE, παραμέτρων που οφείλονται σε διατμητικό άνεμο και σε ανοδικές κινήσεις λόγω θέρμανσης. Για το συγκεκριμένο πρόβλημα έχει προταθεί συμπληρωματική διαδικασία που αφορά το σύνολο των ατμοσφαιρικών διεργασιών, εξαλείφοντας ολοκληρωτικά την ανάπτυξη του (Janjic, 1996a).

Η εφαρμογή του μοντέλου SKIRON με επαρκή κατακόρυφη ανάλυση (συνήθως 32 κατακόρυφα επίπεδα) επιτρέπει την αξιόπιστη και λεπτομερή αναπαράσταση των τυρβωδών διεργασιών του επιφανειακού στρώματος με βάση την θεωρία ομοιότητας Monin-Obukhov. Για τη μελέτη της μοριακής ανάμιξης στην επιφάνεια, εφαρμόζονται πρόσθετες τεχνικές παραμετροποίησης, οι οποίες διαφοροποιούνται για σημεία πλέγματος που αντιστοιχούν σε χερσαίες ή υδάτινες επιφάνειες.

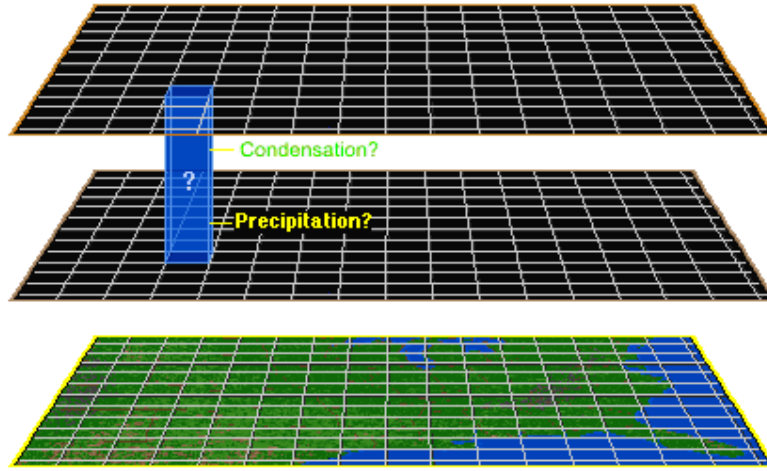
1.9 Διαδικασίες υγροποίησης

Το μοντέλο SKIRON περιλαμβάνει πλήρες πακέτο προσομοίωσης των διαδικασιών υγροποίησης. Κατά την εφαρμογή του μοντέλου, ο σχηματισμός υδάτινων κατακρημνισμάτων μπορεί να προέρχεται από μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικές κινήσεις που μπορούν να αναλυθούν από το μοντέλο (large scale precipitation), όπως εκτεταμένες περιοχές ανοδικών κινήσεων που οδηγούν στην δημιουργία στρωματόμορφων νεφικών συστημάτων και συμπύκνωσης. Μπορεί επίσης να προέρχεται από ατμοσφαιρικές διεργασίες κλιμάκων μικρότερων από την ανάλυση του μοντέλου οι οποίες και παραμετροποιούνται (convective precipitation), όπως σε περιπτώσεις ανοδικών κινήσεων ζωνών σύγκλισης.

1.9.1 Μεγάλης κλίμακας διαδικασίες υγροποίησης

Οι συγκεκριμένης κλίμακας διαδικασίες συμπύκνωσης θεωρείται ότι αναπτύσσονται σε περιπτώσεις όπου η σχετική υγρασία λαμβάνει τιμές που υπερβαίνουν κάποιο προκαθορισμένο όριο. Τυπικά, το συγκεκριμένο όριο λαμβάνει τιμές μικρότερες από 100% και προσεγγίζει το 100% καθώς αυξάνει η διακριτότητα του μοντέλου. Η υπέρβαση του ορίου της σχετικής υγρασίας οδηγεί σε συμπύκνωση και η απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας μεταβάλλει τη θερμοκρασία του αέρα στο συγκεκριμένο σημείο πλέγματος. Η ποσότητα του νερού που

συμπυκνώνεται προστίθεται στο επόμενο ατμοσφαιρικό στρώμα του μοντέλου. Σε περίπτωση όπου στο επόμενο ατμοσφαιρικό στρώμα δεν έχει επιτευχθεί κορεσμός, μέρος του εισερχόμενου νερού εξατμίζεται, μέχρι η σχετική υγρασία φτάσει το προκαθορισμένο όριο πάνω από το οποίο πραγματοποιείται συμπύκνωση. Το ποσό του νερού που συμπυκνώνεται προστίθεται στο επόμενο ατμοσφαιρικό στρώμα του μοντέλου (Σχήμα 1.9.1.1). Στο σχήμα προσομοίωσης των διαδικασιών υγροποίησης, η περιεκτικότητα των νεφών σε νερό ή σε παγοκρυστάλλους υπολογίζεται προγνωστικά σε στρωματόμορφα νέφη (Zhao et al., 1991; Zhao and Carr, 1997). Ως προγνωστική μεταβλητή χρησιμοποιείται η αναλογία μίγματος σωματιδίων νερού σε υγρή ή στερεά φάση, η οποία συμβολίζεται με m .



Σχήμα 1.9.1.1: Σχηματική παράσταση δημιουργίας μεγάλης κλίμακας υδάτινων κατακρημνισμάτων.

Με την ενσωμάτωση του σχήματος των νεφών, οι προγνωστικές εξισώσεις του μοντέλου για τη θερμοκρασία T , την ειδική υγρασία q , και την αναλογία μίγματος υδροσταγονιδίων και παγοκρυστάλλων m εμφανίζονται ως:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = T_{non} + \frac{L}{C_p} C_g - \frac{L}{C_p} E_c - \frac{L}{C_p} E_r - \frac{L_f}{C_p} P_{sm} \quad (1.9.1.1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = q_{non} + E_c + E_r - C_g \quad (1.9.1.2)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = m_{non} + C_g - P - E_c \quad (1.9.1.3)$$

όπου

$$q_{non} = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 q + \text{turbulent term}$$

$$T_{non} = -\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3 T + \frac{\kappa \omega T}{p} + Q_r + \text{turbulent term}$$

$$m_{non} = -\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h m$$

$$\kappa = \frac{R_d}{C_p}$$

και $\mathbf{v}_3 \cdot \nabla_3$ αποτελεί τη μεταφορά και στις τρεις διαστάσεις, $\mathbf{v}_h \cdot \nabla_h$ εκφράζει την οριζόντια μεταφορά, p είναι η ατμοσφαιρική πίεση, R_d είναι η παγκόσμια σταθερά των αερίων για ξηρό αέρα, C_p είναι η ειδική θερμότητα του αέρα σε σταθερή πίεση, ω είναι η κατακόρυφη ταχύτητα σε συντεταγμένες πίεσης και σε μονάδες (Pa s^{-1}), Q_r είναι η βαθμίδα θέρμανσης λόγω ακτινοβολίας σε (K s^{-1}), E_c , E_r είναι οι βαθμίδες εξάτμισης των νεφών και του υετίσιμου νερού, αντίστοιχα, σε (s^{-1}), C_g είναι η μεγάλης κλίμακας συμπύκνωση, P είναι η βαθμίδα σχηματισμού υετού στα νέφη σε (s^{-1}), P_{sm} είναι η βαθμίδα τήξης του παραγόμενου χιονιού σε (s^{-1}), L είναι η λανθάνουσα θερμότητα λόγω συμπύκνωσης ή εναπόθεσης και L_f είναι η λανθάνουσα θερμότητα ψύξης. Για λόγους εξοικονόμησης υπολογιστικού χρόνου, ο όρος κατακόρυφης μεταφοράς στην εξίσωση (1.9.1.3) παραλείπεται, με βάση προτεινόμενες θεωρήσεις (Sundqvist et al., 1989). Κατά τις διαδικασίες υγροποίησης, η παραγωγή υετού σε υγρή ή στερεά φάση εξαρτάται από τη θερμοκρασία και από τη σύσταση του νέφους σε νερό, σε κάθε ατμοσφαιρική στήλη που αντιστοιχεί στα σημεία πλέγματος, για το τρέχον και προηγούμενο χρονικό βήμα ολοκλήρωσης. Εξάτμιση των νεφών πραγματοποιείται σε σημεία πλέγματος όπου η σχετική υγρασία δεν υπερβαίνει την καθορισμένη κρίσιμη τιμή συμπύκνωσης. Ο υετός εκτιμάται διαγνωστικά από την περιεκτικότητα των νεφών σε νερό ή παγοκρυστάλλους. Το σύνολο των κατακρημνισμάτων υπολογίζεται στη συνέχεια προγνωστικά.

Η παραγωγή υετού μεγάλης κλίμακας βασίζεται σε έξι κύριες μικροφυσικές διεργασίες (Σχήμα-1.9.1.4):

- Μετατροπή του διαθέσιμου νερού του νέφους σε βροχή
- Συλλογή των υδροσταγονιδίων του νέφους κατά την πτώση των σταγόνων της βροχής
- Μετατροπή των παγοκρυστάλλων σε χιόνι
- Συλλογή των παγοκρυστάλλων του νέφους κατά την πτώση των νιφάδων
- Τήξη των νιφάδων χιονιού κάτω από το επίπεδο ψύξης
- Εξάτμιση του υετού κάτω από τη βάση του νέφους.

1.9.2 Σχήμα υγροποίησης σε ζώνες σύγκλισης

Ο σχηματισμός νεφών και υετού σε ζώνες έντονης σύγκλισης, υπολογίζεται στο μοντέλο SKIRON εφαρμόζοντας το σχήμα παραμετροποίησης των Betts (1986) και Betts and Miller (1986), όπως αυτό έχει τροποποιηθεί από τον Janjic (1994). Βασίζόμενος σε πλήθος παρατηρήσεων, ο Betts θεώρησε τις ζώνες σύγκλισης ως “ανακούφιση” (relaxation) της διαταραγμένης ατμόσφαιρας προς μία κατάσταση, η οποία χαρακτηρίζεται από κατατομές αναφοράς θερμοκρασίας και υγρασίας. Βασίζόμενος στη συμπεριφορά του μοντέλου σε περιπτώσεις ημερήσιων, εποχιακών και γεωγραφικών μεταβολών, ο Janjic συμπέρανε ότι το σχήμα μπορεί να βελτιωθεί με την επιβολή βασικών θερμοδυναμικών περιορισμών, σχετιζόμενων με μεταβολές της εντροπίας και ταυτόχρονα επιτρέποντας την ύπαρξη διαφόρων πιθανών κατατομών σε περιπτώσεις ανοδικών κινήσεων ζωνών σύγκλισης. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, θεωρείται αδιάκοπη κατακρήμνιση για δεδομένη στήλη αέρα. Η βασική παράμετρος που χαρακτηρίζει τα επεισόδια σύγκλισης σημειώνεται ως C_{eff} και παριστάνει την ικανότητα σχηματισμού νέφους. Η εισαγωγή της παραμέτρου εξυπηρέτησε την ανάγκη καθορισμού ενός θερμοδυναμικού όρου, ο οποίος θα περιλαμβάνει μεταβολές της θερμοκρασίας και εντροπίας που πραγματοποιούνται σε στήλη αέρα, κατά τη διάρκεια επεισοδίων έντονης σύγκλισης.

Η εφαρμογή του σχήματος περιλαμβάνει τη διαδικασία “relaxation” των κατατομών θερμοκρασίας και υγρασίας σε μία στήλη αέρα προς τις αντίστοιχες κατατομές αναφοράς. Η συγκεκριμένη διαδικασία εμφανίζει Νευτώνια μορφή για τη θερμοκρασία και την υγρασία:

$$T_{new} = T_{old} + dt \cdot (T_{ref} - T_{old})/\tau \quad (1.9.2.1)$$

$$q_{new} = q_{old} + dt \cdot (q_{ref} - q_{old})/\tau \quad (1.9.2.2)$$

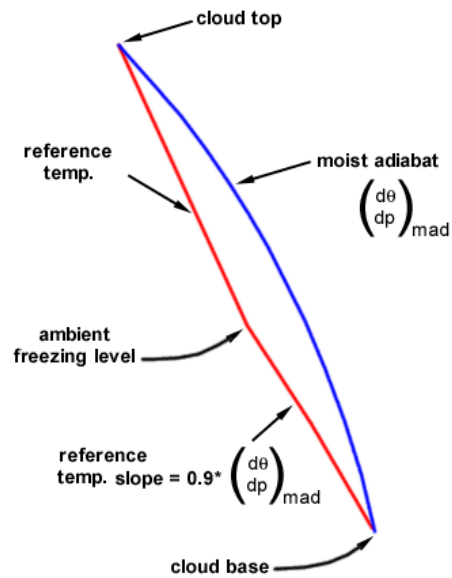
όπου T_{old} και q_{old} παριστάνουν τις τρέχουσες τιμές θερμοκρασίας και υγρασίας, T_{ref} και q_{ref} αντιστοιχούν στις τιμές αναφοράς, dt είναι το χρονικό βήμα “σύγκλισης” και τ είναι ο χρόνος κατά τη διαδικασία “relaxation”. Η συγκεκριμένη προσέγγιση θεωρείται ότι διακρίνεται από σχετική απλότητα.

Το μοντέλο SKIRON, με την εφαρμογή του σχήματος Betts-Miller-Janjic (BMJ), την “έντονη σύγκλιση” (deep convection), εμπεριέχοντας διαδικασίες υγροποίησης, καθώς και την “αβαθή σύγκλιση” (shallow convection) χωρίς τη δημιουργία υετού. Οι περιπτώσεις “έντονης σύγκλισης” αποκτούν ιδιαίτερο

ενδιαφέρον σε θερμές περιόδους, όπου και επικρατούν, ενώ “η αβαθής σύγκλιση” εμφανίζεται σημαντική σε ετήσια βάση και ειδικά πάνω από ωκεάνιες περιοχές, αποτελώντας τη συνδετική διαδικασία για τη ροή ενέργειας, υπό μορφή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, ανάμεσα στο οριακό στρώμα και την ελεύθερη ατμόσφαιρα. Συνοψίζοντας, αναφέρονται οι βασικές διαδικασίες του σχήματος BMJ:

- Το σχήμα BMJ ελέγχει, αρχικά, για περίπτωση “έντονης σύγκλισης”.
- Εντοπίζεται το πιο ασταθές ατμοσφαιρικό στρώμα μέχρι το ύψος των 130 hPa.
- Υπολογίζεται το επίπεδο συμύκνωσης, λόγω εξαναγκασμένης ανόδου (lifting condensation level-LCL), για τον καθορισμό του ύψους της βάσης του νέφους.
- Η αέρια μάζα ανέρχεται προς το επίπεδο ισορροπίας για τον καθορισμό του ύψους της κορυφής του νέφους.
- Εάν το βάθος του νέφους εντοπίζεται τουλάχιστον στα 200 hPa, το σχήμα της “έντονης σύγκλισης” συνεχίζεται, αλλιώς ελέγχεται πιθανή εφαρμογή του σχήματος “αβαθούς σύγκλισης”.
- Θεωρώντας πως το βάθος του νέφους ικανοποιεί τη συνθήκη των 200 hPa, το σχήμα της “έντονης σύγκλισης” εξακολουθεί να ισχύει, αναπτύσσοντας την κατακόρυφη κατατομή αναφοράς.
- Αρχικά, αναπτύσσεται κατατομή της θερμοκρασίας από τη βάση του νέφους προς την κορυφή του, εφαρμόζοντας το 90% της κλίσης της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας ανάμεσα στη βάση του νέφους και το επίπεδο ψύξης και συνεχίζοντας γραμμικά από το επίπεδο ψύξης έως την κορυφή του νέφους. Στο Σχήμα (1.9.2.1) αναπαριστάται η αναφερόμενη διαδικασία.
- Συνεχίζοντας, το μοντέλο καθορίζει τις απαιτούμενες τροποποιήσεις για τη δημιουργία της κατατομής της υγρασίας. Η συγκεκριμένη κατατομή δημιουργείται με την εφαρμογή του όρου *DSP* “saturation pressure deficit” και εκφράζει την απόσταση που απαιτείται να ανέλθει μία αέρια μάζα για να φτάσει σε κατάσταση κορεσμού.
- Ο όρος *DSP* εκτιμάται σε τρία επίπεδα (στη βάση του νέφους, στο επίπεδο ψύξης και στην κορυφή του νέφους) και στη συνέχεια σε άλλα σημεία κατά μήκος της κατατομής.

- Σε περίπτωση υπέρβασης των τιμών DSP παράγεται υετός το ποσό του οποίου πρέπει να βρίσκεται σε ισορροπία με τη λανθάνουσα ροή θερμότητας.



Σχήμα 1.9.2.1: Κατατομή αναφοράς για τη θερμοκρασία από το σχήμα διαδικασιών υγροποίησης σε ζώνες σύγκλισης, Betts-Miller-Janjic.

Παράρτημα	ΧΕΙΡΙΣΜΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ RRTM
II	

2.1 Μικρού Μήκους Κύματος Ακτινοβολία – RRTM_SW

Η συνιστώσα RRTM_SW πραγματοποιεί τους υπολογισμούς ροών και ρυθμών θέρμανσης για τη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία. Στους υπολογισμούς περιλαμβάνονται οι επιδράσεις του νερού, του διοξειδίου του άνθρακα, του όζοντος του μεθανίου, του οξυγόνου, των αερολυμάτων και της σκέδασης Reyleigh. Τα διαστήματα χωρισμού του φάσματος επιλέγονται με βάση τις γραμμές απορρόφησης του κάθε στοιχείου της ατμόσφαιρας. Για την επιλογή των ορίων κάθε φασματικής περιοχής της ηλιακής ακτινοβολίας χρησιμοποιήθηκε ένας συντελεστής που καταγράφει την ικανότητα του κάθε αερίου στο να απορροφά ηλιακή ακτινοβολία σε συγκεκριμένο μήκος κύματος. Ο συντελεστής αυτός (Layer Solar Radiance Absorption Factor) υπολογίζεται ως $F_v = R_{vsp} \cdot \tau_v$, όπου R_{vsp} η ηλιακή ακτινοβολία σε μήκος κύματος ν και τ_v το οπτικό βάθος. Η επιλογή των ορίων διευκολύνθηκε περαιτέρω από τη χρήση του συστήματος MODTRAN2 (Bernstein et al., 1996), το οποίο υπολογίζει ρυθμούς θέρμανσης για μια δεδομένη ατμόσφαιρα συναρτήση του κυματαριθμού και της πίεσης. Οι φασματικές περιοχές και οι κύριοι απορροφητές στη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία για την κατώτερη και μέση/άνωτερη ατμόσφαιρα καταγράφονται στον πίνακα 2.1.1:

Κυματαριθμός (cm ⁻¹)	Αέρια Συστατικά που Περιλαμβάνονται στο RRTM	
	Χαμηλότερη Ατμόσφαιρα	Μέση/Ανώτερη Ατμόσφαιρα
2600 – 3250	H ₂ O, CH ₄	CH ₄
3250 – 4000	H ₂ O, CO ₂	H ₂ O, CO ₂
4000 – 4650	H ₂ O, CH ₄	CH ₄
4650 – 5150	H ₂ O, CO ₂	CO ₂
5150 – 6150	H ₂ O, CH ₄ *	H ₂ O, CH ₄ *
6150 – 7700	H ₂ O, CO ₂	H ₂ O, CO ₂
7700 – 8050	H ₂ O, O ₂	O ₂

8050 – 12850	H ₂ O	-----
12850 – 16000	H ₂ O, O ₂ , O ₃ *	O ₂ , O ₃ *
16000 – 22650	H ₂ O, O ₃ *	O ₃ *
22650 – 29000	-----	-----
29000 – 38000	O ₃	O ₃
38000 – 50000	O ₃ , O ₂	O ₃ , O ₂
820 – 2600	H ₂ O	CO ₂

Πίνακας 2.1.1 : Οι φασματικές περιοχές και οι κύριοι απορροφητές στην κάθε μία για την κατώτερη και μέση/άνωτερη ατμόσφαιρα. (*) Τα στοιχεία αυτά περιλαμβάνονται ως δευτερεύοντες (minor) απορροφητές.

2.2 Μεγάλου Μήκους Κύματος Ακτινοβολία – RRTM_LW

Η συνιστώσα RRTM_LW πραγματοποιεί τους υπολογισμούς ροών και ρυθμών ψύξης για τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία. Στους υπολογισμούς περιλαμβάνονται οι επιδράσεις του νερού, του διοξειδίου του άνθρακα, του όζοντος, των νιτρικών οξειδίων, του μεθανίου και των CFC-11, CFC-12, CFC-22, CCl₄. Ο φασματικός χώρος χωρίζεται σε περιοχές, κάθε μία εκ των οποίων περιέχει ισχυρές μπάντες απορρόφησης λόγω περιορισμένου αριθμού αερίων. Κάθε φασματική περιοχή χωρίζεται περαιτέρω σε 16 άνισες υποπεριοχές ώστε να υπάρχει ικανοποιητική αναλογία ακρίβειας-υπολογιστικού κόστους, κυρίως στον υπολογισμό των ρυθμών ψύξης στη μέση ατμόσφαιρα. Οι φασματικές περιοχές και οι κύριοι απορροφητές στη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία για την κατώτερη και μέση/άνωτερη ατμόσφαιρα καταγράφονται στον πίνακα 2.2.1:

Κυματαριθμός (cm ⁻¹)	Αέρια Συστατικά που Περιλαμβάνονται στο RRTM	
	Χαμηλότερη Ατμόσφαιρα	Μέση/Ανώτερη Ατμόσφαιρα
10 – 250	H ₂ O, N ₂ *	H ₂ O, N ₂ *
250 – 500	H ₂ O	H ₂ O
500 – 630	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O*	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O*
630 – 700	H ₂ O, CO ₂	CO ₂ , O ₃
700 – 820	H ₂ O, CO ₂ , O ₃ *	CO ₂ , O ₃
820 – 980	H ₂ O, CO ₂ *, CFCs	CFCs
980 – 1080	H ₂ O, O ₂	O ₂

1080 – 1180	$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2^*, \text{O}_3^*, \text{N}_2\text{O}^*$	$\text{O}_3,$
1180 – 1390	$\text{H}_2\text{O}, \text{O}_2, \text{O}_3^*$	$\text{O}_3^*, \text{CO}_2^*, \text{N}_2\text{O}^*, \text{CFCs}$
1390 – 1480	H_2O	H_2O
1480 – 1800	$\text{H}_2\text{O}, \text{O}_3^*$	$\text{H}_2\text{O}, \text{O}_3^*$
1800 – 2080	$\text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2$	-----
2080 – 2250	$\text{H}_2\text{O}, \text{N}_2\text{O}, \text{CO}_2^*, \text{CO}^*$	O_3^*
2250 – 2380	CO_2	CO_2
2380 – 2600	$\text{N}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{N}_2^*$	-----

Πίνακας 2.2.1 : Οι φασματικές περιοχές και οι κύριοι απορροφητές στην κάθε μία για την κατώτερη και μέση/ανώτερη ατμόσφαιρα. (*) Τα στοιχεία αυτά περιλαμβάνονται ως δευτερεύοντες (minor) απορροφητές.

Παράρτημα	ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ
III	

3.1. Στατιστικά Μεγέθη Συνεχών Μετεωρολογικών Μεταβλητών

Η ανάπτυξη μεθοδολογίας στατιστικής ανάλυσης αποσκοπεί στην ανίχνευση τυχόν σφαλμάτων της πρόγνωσης, τα οποία κατηγοριοποιούνται σε συστηματικά, σε αριθμητικά και σε τυχαία σφάλματα. Τα συστηματικά σφάλματα μπορεί να προέρχονται από διαφοροποιήσεις του πραγματικού και του προσομοιωμένου ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος, όπως διαφορές στα τοπογραφικά χαρακτηριστικά. Αριθμητικά σφάλματα αναπτύσσονται κατά την εφαρμογή μεθόδων πεπερασμένων διαφορών καθώς και από σφάλματα αποκοπής. Επίσης, προβλήματα στον προγραμματισμό του κώδικα των αριθμητικών μοντέλων μπορεί να αποφέρουν εσφαλμένα αριθμητικά αποτελέσματα. Τυχαία σφάλματα προέρχονται κυρίως κατά τις διαδικασίες φυσικών παραμετροποιήσεων, όπως η προσομοίωση των τυρβωδών χαρακτηριστικών του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος. Ακολουθώς αναφέρονται τα μεγέθη που περιλαμβάνονται στη στατιστική ανάλυση του συνόλου των προσομοιώσεων, θεωρώντας F την τιμή της πρόγνωσης και O την αντίστοιχη μετρούμενη τιμή συγκεκριμένης συνεχούς μετεωρολογικής μεταβλητής (Wilks, 1995; Κατσαφάδος 2003).

- **Συστηματικό σφάλμα (*Bias*)**

Το συστηματικό σφάλμα εκτιμά την αντιστοιχία ανάμεσα στη μέση τιμή της πρόγνωσης και της παρατήρησης. Το συγκεκριμένο μέγεθος υπολογίζει το άθροισμα διαφορών σε σύνολο N τιμών:

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i) = \bar{F} - \bar{O} \quad (3.1.1)$$

Σε περίπτωση όπου $bias < 0$, το μοντέλο υποεκτιμά το σύνολο τιμών της συγκεκριμένης μεταβλητής, ενώ η τιμή $bias > 0$ σχετίζεται με υπερεκτίμηση της αντίστοιχης τιμής παρατήρησης από το μοντέλο.

- **Τετραγωνική ρίζα μέσου τετραγωνικού σφάλματος (Root Mean Square Error-RMSE)**

Το συγκεκριμένο μέγεθος θεωρείται από τα πλέον διαδεδομένα κατά την εκτίμηση ακρίβειας της πρόγνωσης και λειτουργεί σε πεδία πλέγματος καθ' ύψος καθώς και στο σύνολο συνεχών μεταβλητών των παρατηρήσεων επιφανείας:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2} \quad (3.1.2)$$

Η συγκεκριμένη σχέση λαμβάνει τιμές στο διάστημα $[0, +\infty)$ και τέλεια προγνωστικά πεδία προσεγγίζουν την τιμή 0. Το μέγεθος RMSE δεν εμφανίζεται αδιάστατο καθώς διατηρεί τις μονάδες των υπό σύγκριση μετεωρολογικών μεταβλητών.

- **Συντελεστής συσχέτισης (Correlation coefficient-r)**

Ο συντελεστής συσχέτισης αποτελεί ένδειξη της σχέσης ανάμεσα στις τιμές δύο μεταβλητών και ορίζεται ως η αναλογία της συμμεταβολής (covariance) των τιμών δύο πληθυσμών προς το γινόμενο των τυπικών τους αποκλίσεων (standard deviations).

$$r_{F,O} = \frac{\text{cov}(F, O)}{s_F \cdot s_O} \quad (3.1.3)$$

Η συγκεκριμένη έκφραση τροποποιείται για υπολογιστικούς λόγους και λαμβάνει τη μορφή:

$$\begin{aligned} r_{F,O} &= \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left[\frac{(F_i - \bar{F})}{s_F} \frac{(O_i - \bar{O})}{s_O} \right] \\ &= \frac{\sum_{i=1}^N (F_i O_i) - \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N (F_i) \right] \left[\sum_{i=1}^N (O_i) \right]}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^N F_i^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N F_i \right)^2 \right] \left[\sum_{i=1}^N O_i^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N O_i \right)^2 \right]}} \end{aligned} \quad (3.1.4)$$

όπου

$$s_X = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2} \text{ η τυπική απόκλιση της μεταβλητής } X.$$

Ο συντελεστής συσχέτισης λαμβάνει τιμές στο διάστημα $[-1, +1]$. Σε περιπτώσεις όπου $r_{F,O} = -1$, θεωρείται αντίθετη διακύμανση στις τιμές δύο πληθυσμών, οι οποίες σε καρτεσιανό διάγραμμα τοποθετούνται κατά μήκος ευθείας

γραμμής με αρνητική κλίση. Αντίθετα, σε $r_{F,O} = +1$, οι τιμές των δύο πληθυσμών εμφανίζουν ταυτόσημη διακύμανση και ακολουθούν ευθεία γραμμή με θετική κλίση. Μηδενική τιμή υποδηλώνει τη μη συσχέτιση των τιμών των δύο πληθυσμών.

3.2. Στατιστικά Μεγέθη Διακριτών Μετεωρολογικών Μεταβλητών

Η συγκεκριμένη στατιστική ανάλυση σχετίζεται με ρητές προγνώσεις διακριτών μετεωρολογικών μεταβλητών. Ο όρος ρητή αναφέρεται σε πρόγνωση που περιγράφεται αυστηρά μονοσήμαντα μέσα από πεπερασμένο σύνολο ενδεχομένων. Οι ρητές προγνώσεις δεν περιλαμβάνουν εκφράσεις αβεβαιότητας, όπως συμβαίνει σε στοχαστικές προγνώσεις. Η αξιολόγηση μετεωρολογικών μεταβλητών, όπως η βροχόπτωση, βασίζεται στη δημιουργία πίνακα ενδεχομένων, διαστάσεων 2×2 , που περιλαμβάνει το σύνολο των πιθανών συνδυασμών πρόγνωσης και παρατήρησης. Το κάθε στοιχείο του πίνακα αντιπροσωπεύει το πλήθος των περιπτώσεων, όπου η εκτιμώμενη και η παρατηρούμενη βροχόπτωση υπερβαίνει προκαθορισμένο ύψος σε αντίστοιχες χρονικές περιόδους. Η κατανομή των τεσσάρων συνδυασμών παριστάνεται στον Πίνακα (3.2.1), ο οποίος αποτελεί τυπικό δείγμα πίνακα ενδεχομένων για διακριτές μεταβλητές.

		Observed		
		Yes	No	
Forecast	Yes	a	b	a+b
	No	c	d	c+d
		a+c	b+d	n=a+b+c+d

Πίνακας 3.2.1: Πίνακας ενδεχομένων διακριτών μετεωρολογικών μεταβλητών. Τα γράμματα a-d αντιστοιχούν στο σύνολο των πιθανών ζευγών πρόγνωσης/παρατήρησης (σύνθεση από Wilks, 1995).

Ο όρος **a** υποδηλώνει το πλήθος των περιπτώσεων όπου οι εκτιμώμενες και παρατηρούμενες τιμές υπερβαίνουν προκαθορισμένο όριο και λογίζεται ως επιτυχής πρόγνωση. Αντίστοιχα, επιτυχείς θεωρούνται οι περιπτώσεις μη υπέρβασης του προκαθορισμένου ορίου τόσο από την προγνωστική τιμή όσο και από την τιμή της παρατήρησης, το πλήθος των οποίων αντιστοιχεί στον όρο **d**. Το στοιχείο **b** αντιπροσωπεύει το πλήθος των ενδεχομένων όπου η εκτιμώμενη τιμή υπερβαίνει συγκεκριμένο όριο, ενώ η αντίστοιχη τιμή παρατήρησης όχι. Το στοιχείο **c**

υποδηλώνει τη συχνότητα εμφάνισης περιπτώσεων κατά τις οποίες η μετρούμενη τιμή υπερβαίνει προκαθορισμένο όριο σε αντίθεση με την εκτιμώμενη τιμή. Το ενδεχόμενο **b** χαρακτηρίζεται ως εσφαλμένη πρόγνωση, ενώ το ενδεχόμενο **c** ως αποτυχής πρόγνωση. Το σύνολο των πιθανών συνδυασμών είναι $n=a+b+c+d$ με τις ιδεατές προγνώσεις να επιδεικνύουν $b=c=0$.

Τα σημαντικότερα μεγέθη, που περιλαμβάνονται στη στατιστική ανάλυση του συνόλου των προσομοιώσεων, αναφέρονται ακολούθως.

- **Ισοδύναμος βαθμός προειδοποίησης (Equitable threat score-ETS)**

Το συγκεκριμένο μέγεθος αποτελεί δείκτη της ικανότητας εκτίμησης προκαθορισμένου ύψους βροχής και με βάση τα στοιχεία του πίνακα ενδεχομένων περιγράφεται από τη σχέση:

$$ETS = \frac{a - a_r}{a + b + c - a_r} \quad (3.2.1)$$

όπου ο όρος $a_r = \frac{(a+b) \cdot (a+c)}{a+b+c+d}$ εκφράζει την τυχαία συχνότητα επιτυχών εκτιμήσεων που υπερβαίνουν προκαθορισμένο ύψος βροχής (Schaefer, 1990).

Ο ισοδύναμος βαθμός προειδοποίησης λαμβάνει τιμές στο διάστημα $[-1, +1]$ με απόλυτα επιτυχείς προγνώσεις να εμφανίζουν τιμή $+1$. Σταθερές ή τυχαίες προγνώσεις παρουσιάζουν βαθμό προειδοποίησης κοντά στο 0.

- **Βαθμός σφάλματος προειδοποίησης (False alarm rate-FAR)**

Ο βαθμός σφάλματος προειδοποίησης αποτελεί μέγεθος των προγνώσεων οι οποίες δεν επαληθεύονται. Περιλαμβάνει το σύνολο των περιπτώσεων που οι εκτιμώμενες τιμές υπερβαίνουν προκαθορισμένο όριο βροχής και συνδυάζονται με το ενδεχόμενο μη επαλήθευσης από τις αντίστοιχες τιμές παρατήρησης:

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (3.2.2)$$

Το συγκεκριμένο στατιστικό μέγεθος κυμαίνεται στο διάστημα $[0, +1]$ με τις μικρότερες τιμές να καταδεικνύουν καλύτερη επίδοση.

- **Πιθανότητα ανίχνευσης (Probability of detection-POD)**

Η πιθανότητα ανίχνευσης εκτιμά, από το σύνολο των περιπτώσεων που η παρατηρούμενη τιμή υπερβαίνει το προκαθορισμένο ύψος βροχόπτωσης, την

αναλογία των επιτυχών προγνώσεων (Brown et al., 1997) και εκφράζεται από τη σχέση:

$$POD = \frac{a}{a+c} \quad (3.2.3)$$

Το μέγεθος POD λαμβάνει τιμές στο διάστημα $[0,1]$ με βέλτιστες τιμές να κυμαίνονται κοντά στη μονάδα.

- **Συστηματικό σφάλμα (*bias-b*)**

Το συγκεκριμένο μέγεθος αποτελεί την αναλογία της συχνότητας θετικών εκτιμήσεων (περιπτώσεις προγνώσεων “Yes” του πίνακα ενδεχομένων) προς τη συχνότητα θετικών παρατηρήσεων (περιπτώσεις παρατηρήσεων “Yes” του πίνακα ενδεχομένων) και περιγράφεται ως:

$$B = \frac{a+b}{a+c} \quad (3.2.4)$$

Προγνώσεις με $B=1$ υποδηλώνουν πως η συγκεκριμένη περίπτωση υπέρβασης προκαθορισμένου ύψους βροχής εκτιμήθηκε με την ίδια συχνότητα με την οποία παρατηρήθηκε. Τιμές σφάλματος μεγαλύτερες της μονάδας αντιστοιχούν σε περιπτώσεις οι οποίες εκτιμήθηκαν συχνότερα από ότι παρατηρήθηκαν και ταυτίζονται με υπερεκτίμηση της πρόγνωσης.