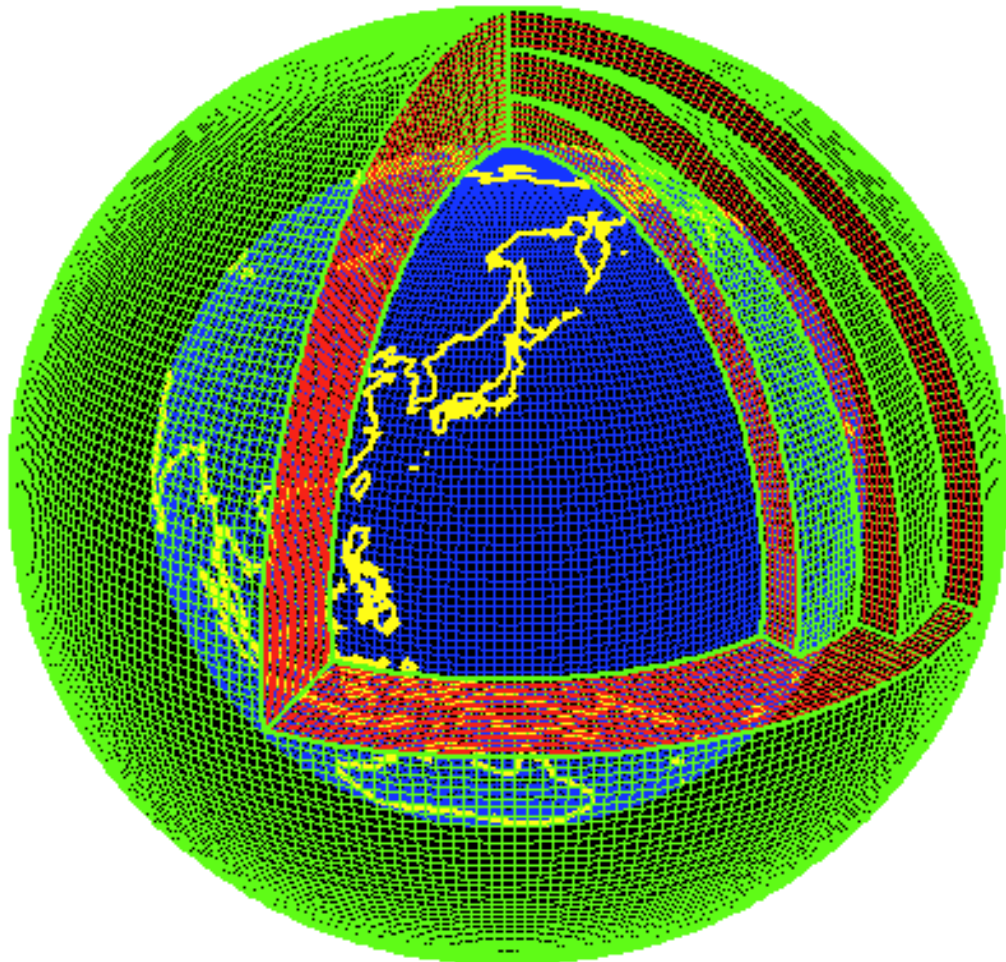




**ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ
ΚΡΗΤΗΣ**
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ



ΓΚΙΚΑΣ ΑΝΤΩΝΗΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΠΡΙΛΙΟΣ 2004
ΧΑΝΙΑ

Για την εργασία αυτή θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου η οποία μου έδωσε την ευκαιρία να σπουδάσω και να φτάσω στο σημείο που βρίσκομαι τώρα και με βοήθησε με όλες τις δυνάμεις της. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Λέκκα ο οποίος εκτός από επιβλέπων καθηγητής της διπλωματικής μου εργασίας ήταν εκείνος που με δίδαξε την μετεωρολογία και με έκανε να την αγαπήσω. Ένα σημαντικό ευχαριστώ θα ήθελα να απευθύνω στον κ. Κατσαφάδο ο οποίος με βοήθησε με την βιβλιογραφία. Η εργασία αυτή αφιερώνεται στην οικογένεια μου, στον κ. Λέκκα, στους φίλους μου και στην Στέλλα.

Αντώνης Γκίκας

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΧΡΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗΣ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ	2
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΑΡΧΕΣ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ	7
2.1 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΜΑΖΑΣ	7
2.2 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ	8
2.3 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	10
2.3.1 ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ	11
2.3.2 ΕΣΩΤΕΡΙΚΕΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ	13
2.4 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ	13
2.5 ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ	14
2.5.1 ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΟΒΑΘΜΙΔΑΣ	14
2.5.2 ΒΑΡΥΤΙΚΗ ΔΥΝΑΜΗ	16
2.5.3 ΙΞΩΔΗΣ ΔΥΝΑΜΗ	17
2.6 ΑΔΡΑΝΕΣ ΠΛΑΙΣΙΟ ΑΝΑΦΟΡΑΣ ΚΑΙ ΠΡΟΦΑΝΗ ΔΥΝΑΜΗ	20
2.6.1 ΦΥΓΟΚΕΝΤΡΟΣ ΔΥΝΑΜΗ	20
2.6.2 ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ	21
2.6.3 ΔΥΝΑΜΗ CORIOLIS	22
2.7 Η ΥΔΡΟΣΤΑΤΙΚΗ ΕΞΙΣΩΣΗ	26
2.8 Η ΥΔΡΟΣΤΑΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ	27
2.9 Η ΕΞΙΣΩΣΗ ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ	29
2.9.1 EULERIAN ΜΕΘΟΔΟΣ	29
2.9.2 LAGRANGIAN ΜΕΘΟΔΟΣ	30
2.10 ΔΕΥΤΕΡΟΣ ΝΟΜΟΣ ΤΟΥ ΝΕΥΤΩΝΑ	31
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	35
3.1 ΒΗΜΑΤΑ ΣΤΗΝ ΔΙΑΤΥΠΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	35
3.2 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ	35
3.3 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΧΩΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ	35
ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ	35
3.4 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	36
3.5 ΕΠΙΛΟΓΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	37
3.6 ΕΠΙΛΟΓΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ	37
3.7 ΘΕΤΟΝΤΑΣ ΧΡΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ	37
3.8 ΔΟΜΗ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΠΛΕΓΜΑΤΟΣ	37
3.8.1 ΟΡΙΖΟΝΤΙΟ ΠΛΕΓΜΑ	39
3.8.2 ΚΑΘΕΤΟ ΠΛΕΓΜΑ	45
3.8.3 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΔΙΑΚΡΙΤΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ	46
3.8.4 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΡΧΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ	50
3.8.5 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΟΡΙΑΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ	50
3.9 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	50
3.9.1 ΠΛΕΥΡΙΚΕΣ ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	51
3.9.2 ΤΥΠΟΙ ΠΛΕΥΡΙΚΩΝ ΟΡΙΑΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ	52
3.9.3 ΑΝΩ ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	54
3.9.4 ΚΑΤΩ ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	57
3.10 ΑΦΟΜΟΙΩΣΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ	59
3.11 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	60
3.12 ΤΕΣΤ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ	60
3.13 ΙΚΑΝΟΤΗΤΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ	61
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΕΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΕΣ ΜΕΣΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ	64
4.1 ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟΓΕΙΕΣ ΑΥΡΕΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΕΠΙΠΕΔΗ ΕΚΤΑΣΗ	64
4.2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ ΚΑΙ ΧΙΟΝΙΟΥ	68
4.3 ΑΥΡΕΣ ΟΡΕΩΝ ΚΑΙ ΚΟΙΛΑΔΩΝ	71
4.4 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΛΙΜΝΗΣ	72
4.5 ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΤΩΝ ΝΕΦΩΝ	74

4.5.1	ΤΥΠΟΙ ΟΜΙΧΛΗΣ ΚΑΙ ΝΕΦΩΝ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ	74
4.5.2	ΝΕΦΗ	74
4.5.3	ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΝΕΦΩΝ	74
4.5.4	ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΝΕΦΩΝ	75
4.5.5	ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΝΕΦΩΝ	79
4.6	ΟΜΙΧΛΗ	80
4.7	ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ	82
4.8	ΜΕΤΩΠΑ ΚΑΙ ΜΕΤΩΠΟΓΕΝΝΗΣΗ	85
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΜΟΝΤΕΛΑ		90
5.1	E.C.M.W.F.	90
5.1.1	ΟΙ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	90
5.1.2	ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	91
5.1.3	Η ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΔΙΑΤΥΠΩΣΗ	93
5.1.4	ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ	93
5.1.5	Η ΟΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	93
5.1.6	ΠΛΑΝΗΤΙΚΟ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ	94
5.1.7	ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ	95
5.1.8	ΝΕΦΗ	95
5.1.9	Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ	96
5.1.10	Η ΑΦΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΚΑΙ ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ	97
5.1.10.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	97
5.1.10.2	ΠΡΟΕΠΙΛΟΓΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ	97
5.1.10.3	ΠΟΙΟΤΙΚΟΣ ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ	98
5.1.10.4	ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΑΦΟΜΟΙΩΣΗΣ	98
5.1.11	ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ	100
5.1.11.1	ΤΟ ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ	100
5.1.11.2	ΤΑ ΑΜΕΣΑ ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΕΞΟΔΟΥ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	101
5.1.11.3	ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ	101
5.1.11.4	ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ	101
5.1.12	ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ	102
5.1.13	ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΤΟΥ E.C.M.W.F.	102
5.1.14	ΔΙΑΣΠΟΡΑ ΠΡΟΪΟΝΤΩΝ EPS ΤΟΥ E.C.M.W.F.	102
5.1.15	ΣΥΝΟΠΤΙΚΑ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΑ ΠΡΟΪΟΝΤΑ	104
5.1.16	ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΗΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ	110
5.1.17	ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΣΤΟ GTS	110
5.1.18	ΑΡΧΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	111
5.1.18.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	111
5.1.18.2	ΧΡΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	111
5.1.18.3	ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΚΑΙ ΚΑΘΕΤΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	112
5.1.18.4	ΟΡΟΓΡΑΦΙΑ	112
5.1.18.5	ΝΗΣΙΑ ΚΑΙ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΙ	112
5.1.18.6	ΠΑΡΕΜΒΟΛΗ	112
5.1.19	Η ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ E.C.M.W.F.	114
5.1.19.1	ΟΙ ΤΥΠΙΚΕΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΕΙΣ ΤΩΝ ΝΤΕΤΕΡΜΙΝΙΣΤΙΚΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ	115
5.1.19.1.1	ΚΑΤΑΝΟΩΝΤΑΣ ΤΙΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΕΙΣ RMSE	117
5.1.19.1.2	ΚΑΤΑΝΟΩΝΤΑΣ ΤΙΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΕΙΣ RMSE	117
5.1.19.1.3	ΠΑΡΕΜΒΟΛΗ ΤΟΥ RMSE	119
5.1.19.1.4	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ	119
5.1.19.2	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΗΣ	120
5.1.19.3	ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΩΝ	121
5.1.19.3.1	ΤΟ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ BRIER	121
5.1.19.3.2	ΑΞΙΟΠΙΣΤΙΑ, ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ	121
5.2	ΣΚΙΡΩΝ	122

5.2.1 ΣΥΝΘΕΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	123
5.2.2 ΣΧΕΤΙΚΑ ΜΕ ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΣΚΙΡΩΝ	123
5.2.3 ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	124
5.2.4 ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	124
5.2.5 ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΙΣΟΔΟΥ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ	126
5.2.5.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΑΠΟ ΤΟ E.C.M.W.F.	126
5.2.5.2 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΑΠΟ ΤΟ ΕΘΝΙΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ (NCER)	126
5.2.6 ΦΑΣΗ ΠΡΟ – ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ	127
5.2.6.1 ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΟΔΟΥ	127
5.2.6.2 ΒΑΣΙΚΑ ΚΑΙ ΗΜΙ – ΒΑΣΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΟΔΟΥ	127
5.2.7 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ	127
5.2.8 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ	128
5.2.9 ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ	128
5.2.10 ΓΡΑΦΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ	128
5.2.11 ΓΡΑΦΙΚΑ ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΤΟΥ ΣΚΙΡΩΝ	128
5.3 ΠΟΣΕΙΔΩΝ	134
5.3.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	134
5.3.2 ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ	134
5.3.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΤΩΝ ΡΥΠΩΝ	135
5.3.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΩΚΕΑΝΩΝ	136
5.3.4.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	136
5.3.4.2 ΤΟ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ	136
5.3.5 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΟΝΤΑ ΣΤΗΝ ΑΚΤΗ	136
5.3.6 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	137
5.4 C.O.S.MO.	146
5.4.1 ΤΟ LM ΜΟΝΤΕΛΟ	146
5.5 ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ENSEMBLE	147
5.5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	147
5.5.2 Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΩΝ ΣΦΑΛΜΑΤΩΝ	147
5.5.3 ΤΟ ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ENSEMBLE ΤΟΥ E.C.M.W.F.	148
5.5.4 ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ	149
5.5.4.1 ΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΤΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΣΕ ΜΕΣΑΙΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΠΛΑΤΗ	149
5.5.4.2 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΣΦΑΛΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	150
5.5.5 ΙΚΑΝΟΤΗΤΑ ΔΙΑΔΟΣΗΣ	150
5.5.5.1 Η ΒΑΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ	150
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	151
6.1 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΣΥΜΒΑΛΛΟΥΝ ΣΤΗΝ ΕΠΙΤΥΧΙΑ ΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	151
6.2 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ	151
6.3 Ο ΡΟΛΟΣ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ	153
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	

Εισαγωγή

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι να παρέχει εισαγωγικές γνώσεις και πληροφορίες σε ότι αφορά τον τομέα της μοντελοποίησης των ποικίλων διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα, αποσκοπώντας στην πρόβλεψη των καιρικών φαινομένων, για μια βραχυπρόθεσμη περίοδο. Μέσα στην εργασία θα γίνουν γνωστά τα στάδια εξέλιξης των ατμοσφαιρικών μοντέλων στο πέρασμα των χρόνων ξεκινώντας από τις πρώτες επινοήσεις

και προσπάθειες προσέγγισης προσομοίωσης της ατμόσφαιρας καταλήγοντας στις μέρες μας.

Αφού αναπτυχθούν κάποια βασικά στοιχεία αναφορικά με την αριθμητική πρόγνωση καιρού το ενδιαφέρον επικεντρώνεται στον τρόπο με τον οποίο “κατασκευάζεται” το μοντέλο με αναφορά στις βασικές έννοιες που το περιγράφουν καθώς επίσης και σε βασικές αρχές, μαθηματικές και φυσικές, που το διέπουν.

Στην συνέχεια αναφέρεται μια περιγραφή του τρόπου δόμησης και λειτουργίας του αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού. Μέσα από αυτήν την περιγραφή θα παρουσιαστούν κάποια βασικά καιρικά φαινόμενα και πως αυτά περιγράφονται μέσα από τις διαδικασίες του ίδιου του μοντέλου. Ακολουθεί μια συνοπτική περιγραφή των χαρακτηριστικών και των προϊόντων των μοντέλων που χρησιμοποιούνται στον Ελλαδικό χώρο όπως αυτό του E.C.M.W.F. (European Center Mesoscale Weather Forecasting), ΣΚΙΡΩΝ, ΠΟΣΕΙΔΩΝ και C.O.S.MO. (Coordinated Small – Scale Modeling Consortium). Είναι αξιοσημείωτο να αναφερθεί και η παρουσίαση μιας ποιοτικής σύγκρισης μεταξύ των μοντέλων με απώτερο στόχο να γίνουν γνωστά τα θετικά και τα αρνητικά που παρουσιάζει το καθένα από αυτά έναντι των άλλων.

Στο τελευταίο κεφάλαιο της εργασίας καταγράφονται οι εκτιμήσεις για το μέλλον της αριθμητικής πρόγνωσης, οι προοπτικές και οι απαιτήσεις που προκύπτουν από την ανάγκη βελτιστοποίησης των δεδομένων που εξάγονται από τα αριθμητικά μοντέλα. Παρόλη την εξέλιξη της τεχνολογίας και της τεχνογνωσίας η “απόδοση” τους δεν έχει φτάσει στο μέγιστο. Στην προσπάθεια βελτιστοποίησης αυτής της απόδοσης σημαντικός είναι ο ρόλος του μετεωρολόγου, ο οποίος αντιμετωπίζει την ατμόσφαιρα με ένα διαφορετικό τρόπο ξεφεύγοντας από την “ψυχρή” λογική των αριθμών και των υπολογιστών θέτοντας την προσωπική του άποψη η οποία έχει ως βάση κάποιες παραμέτρους οι οποίες δεν μπορούν να εισαχθούν στους υπολογιστές που χρησιμοποιούνται για να “τρέξει” το μοντέλο.

Κεφάλαιο 1: Χρονική εξέλιξη της αριθμητικής πρόγνωσης

Από την πρώτη στιγμή που εμφανίστηκε ο άνθρωπος πάνω στη γη άρχισε να δέχεται στην καθημερινή του ζωή τις επιδράσεις των καιρικών φαινομένων. Μια ισχυρή καταιγίδα μπορούσε να προκαλέσει πλημμύρα, με καταστροφικές συνέπειες στο φυσικό περιβάλλον στην ανθρώπινη περιουσία ή ακόμη και στην ίδια του τη ζωή. Γι’ αυτό και οι πρώτοι θεοί που

λάτρευε ήταν θεοί που σύμφωνα με τις δοξασίες κάθε πολιτισμού μπορούσαν να ελέγχουν τα βίαια καιρικά φαινόμενα.

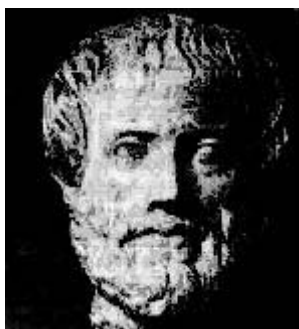
Κατά την αρχαιότητα οι διάφοροι λαοί απέδιδαν τη δημιουργία των ατμοσφαιρικών – καιρικών φαινομένων στους θεούς. Η Ελληνική μυθολογία αποτελεί τον αδιάψευστο μάρτυρα σύμφωνα με τον οποίο στον Ελληνικό χώρο η δημιουργία τέτοιων φαινομένων αποδίδονταν στους θεούς, με κορυφαίο φυσικά το θεό Δία.

Οι αρχαίοι Έλληνες φιλόσοφοι, οι οποίοι στην έννοια της φιλοσοφίας περιελάμβαναν το σύνολο των ανθρωπινων γνώσεων, προχώρησαν σε μια λεπτομερέστερη θεώρηση των ατμοσφαιρικών - μετεωρολογικών φαινομένων. Μελετώντας αυτά χωρίς θρησκευτικές προκαταλήψεις και μαγανείες, άρχισαν με την πάροδο του χρόνου να αποδίδουν τη γένεση αυτών σε φυσικά αίτια, ερχόμενοι έτσι σε απευθείας αντίθεση με τη λαϊκή και θρησκευτική παράδοση. Η διαφορά αυτή των αντιλήψεων μεταξύ λαού και φιλοσόφων, εμφανίζεται παραστατικά στην κωμωδία του Αριστοφάνους “Νεφέλες”, στο διάλογο μεταξύ Στρεψιάδου και Σωκράτους.

Ο Στρεψιάδης απηχεί τις λαϊκές δοξασίες, σύμφωνα με τις οποίες ο Δίας προκαλεί τη βροχή, ο δε Σωκράτης, θερμός υποστηρικτής των φιλοσόφων, λέει στον Στρεψιάδη ότι η βροχή προκαλείται από τις νεφέλες (νέφη), και προσθέτει χαρακτηριστικά: ‘Είδες ποτέ βροχήν χωρίς νεφέλας;’

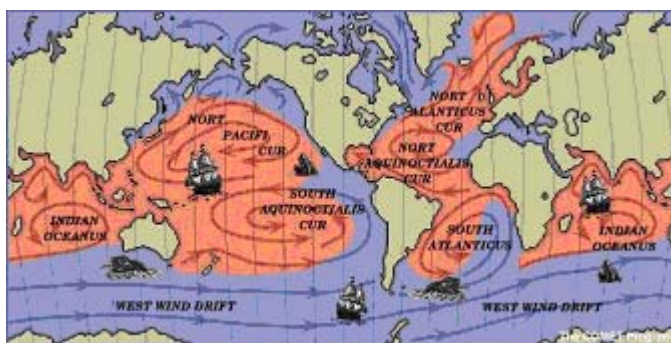
Η πρώτη απόπειρα για ερμηνεία των διαφόρων ατμοσφαιρικών φαινομένων έγινε τον 5ο π.Χ. αιώνα. Οι αρχαίοι Έλληνες φιλόσοφοι και αστρονόμοι μετά από συστηματική παρατήρηση των καιρικών φαινομένων διατύπωσαν τις αρχές που τα διέπουν. Προσπάθησαν μάλιστα να φτάσουν μέχρι τη στατιστική πρόγνωση του καιρού, από τις καταγραφές των καιρικών φαινομένων στα “παραπήγματα” τα οποία αναρτούσαν σε ειδική θέση στην Αρχαία Αγορά. Οι σπουδαιότερες προσπάθειες ήταν του Αριστοτέλη και του Ιπποκράτη. Ο Ιπποκράτης κατέληξε στην αρχή ότι τα μετεωρολογικά φαινόμενα επαναλαμβάνονται. Τα παρακολούθησε συστηματικά κατά τη διάρκεια του έτους και έγινε ο πατέρας της κλιματολογίας.

Η σημαντική για την μετεωρολογία περίοδος, αρχίζει με τον ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΗ (384-322 π.Χ.). Ο Αριστοτέλης αποκατέστησε το κύρος της Μετεωρολογίας καθιστώντας αυτή κλάδο γνώσεως ανεξάρτητο της Αστρονομίας και γράφοντας το πρώτο παγκοσμίως εγχειρίδιο Μετεωρολογίας που ευτυχώς διασώθηκε και είναι τα “μετεωρολογικά”. Στο σύγγραμμά του αυτό, ο Αριστοτέλης περιλαμβάνει όλες τις υπάρχουσες κατά την εποχή του γνώσεις, τις οποίες αφού έλεγξε και συμπλήρωσε με δικές του παρατηρήσεις και θεωρίες καθώς και με παρατηρήσεις των μαθητών του, τις κατέταξε σε ένα σύστημα. Αυτή η εργασία, μέχρι και τον 17ο μ.Χ. αιώνα, αποτελούσε το μοναδικό παγκοσμίως μετεωρολογικό εγχειρίδιο. Για τον λόγο αυτό, ο Αριστοτέλης δικαίως θεωρείται ως ο ΠΑΤΕΡΑΣ ΤΗΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ (Σχήμα 1.1).



Σχήμα 1.1: Αριστοτέλης (Πηγή: <http://www.hnms.gr>)

Μέχρι την εφεύρεση του θερμομέτρου (1503) και του βαρομέτρου (1643) καμία σημαντική πρόοδος δεν είχε γίνει στην επιστήμη της μετεωρολογίας. Η χρήση των οργάνων αυτών ήταν σταθμός γιατί για πρώτη φορά τα μετεωρολογικά στοιχεία εκφράστηκαν με αριθμητικά μεγέθη. Ακολούθησε και η εφεύρεση άλλων οργάνων όπως των βροχόμετρων, των υγρόμετρων και των ανεμόμετρων. Επίσης οι παρατηρήσεις του καιρού που κατέγραφαν οι καπετάνιοι των ιστιοφόρων πλοίων, που εκτελούσαν πλέον μεγαλύτερα ταξίδια, έδωσαν ώθηση για διάφορες έρευνες τον 17ο, 18ο και 19ο αιώνα (Σχήμα 1.2).



Σχήμα 1.2: Οι άνεμοι και τα θαλάσσια ρεύματα που παρατηρήθηκαν (Πηγή: <http://www.hnms.gr>)

Η συγκέντρωση και η επεξεργασία των παρατηρήσεων αυτών από τα καράβια αλλά και από διάφορους σταθμούς στη στεριά, επέτρεψε τη συστηματική έρευνα των διαφόρων φαινομένων της ατμόσφαιρας και ταυτόχρονα βοήθησε την προσπάθεια ερμηνείας των αιτιών που τα προκαλούν. Σταδιακά άρχισαν με την πάροδο του χρόνου να διατυπώνονται αρχές και νόμοι της Φυσικής Μετεωρολογίας.

Σημαντικός σταθμός στην ιστορία της θεωρητικής και εφαρμοσμένης μετεωρολογίας ήταν η κατασκευή από τον Γερμανό μετεωρολόγο BRANDES (1820), των πρώτων συνοπτικών χαρτών καιρού, όπου γίνεται φανερή η ύπαρξη και η φύση των συστημάτων πίεσης. (βαρομετρικά χαμηλά, βαρομετρικά ψηλά). Την εποχή εκείνη πρωτοεμφανίστηκε η Συνοπτική μετεωρολογία όπου η περαιτέρω ανάπτυξή έγινε πραγματικότητα χάρη σε ένα τυχαίο γεγονός που αφορούσε μια στρατιωτική επιχείρηση. Στις 14 Νοεμβρίου 1854 κατά τη διάρκεια του Κριμαϊκού Πολέμου μια κακοκαιρία επηρέασε τη περιοχή του Εύξεινου Πόντου προκαλώντας μεγάλες ζημιές στον Αγγλικό και το Γαλλικό στόλο (Σχήμα 1.3). Ο Γάλλος Υπουργός των Στρατιωτικών με αφορμή το γεγονός αυτό ρώτησε το διευθυντή του Αστεροσκοπείου των Παρισίων LA VERRIER εάν θα μπορούσε να έχει γίνει πρόβλεψη της κακοκαιρίας. Ο LA VERRIER συλλέγοντας παρατηρήσεις από διακόσιους και πλέον μετεωρολογικούς σταθμούς της Ευρώπης διαπίστωσε ότι η μεγάλη ατμοσφαιρική διαταραχή που επηρέασε τον Εύξεινο Πόντο είχε προηγουμένως διατρέξει την Ευρώπη. Κατέληξε λοιπόν στο συμπέρασμα ότι η πρόγνωση του καιρού εναπόκειται στη συχνή καταγραφή μετεωρολογικών παρατηρήσεων από πολλές περιοχές και στην άμεση αποστολή των συλλεγμένων στοιχείων στα ειδικά μετεωρολογικά κέντρα. Ο LA VERRIER υπήρξε λοιπόν ο θεμελιωτής των δικτύων μετεωρολογικών σταθμών και μετεωρολογικών υπηρεσιών.



Σχήμα 1.3: Καταστροφή Άγγλο-γαλλικού Στόλου το 1854 (Κριμαία) (Πηγή: <http://www.hnms.gr>)

Από την πρώτη στιγμή φάνηκε ότι είναι απαραίτητη η διεθνής συνεργασία για τη σωστή πρόβλεψη του καιρού με αποτέλεσμα να συσταθεί το 1878 ο Διεθνής Μετεωρολογικός Οργανισμός, από τον οποίο δημιουργήθηκε το 1950 ο Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός (W.M.O.).

Στις αρχές του 20ού αιώνα, ο Νορβηγός Vilhelm Bjerknes υποστήριξε ότι η φυσική της ατμόσφαιρας είχε αναπτυχθεί αρκετά έτσι ώστε να επιτραπεί η πρόβλεψη του καιρού χρησιμοποιώντας υπολογισμούς. Ανέπτυξε ένα σύνολο επτά εξισώσεων των οποίων η λύση, σε γενικές γραμμές, θα πρόβλεπε μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικές κινήσεις.

Ακολουθεί ο Bjerknes ο οποίος πρότεινε έναν "γραφικό υπολογισμό," βασιζόμενος στους μετεωρολογικούς χάρτες, για την επίλυση των εξισώσεων. Αν και οι μέθοδοί του συνέχισαν να χρησιμοποιούνται και να αναπτύσσονται μέχρι τη δεκαετία του '50, η έλλειψη ταχύτερων μεθόδων υπολογισμού και η έλλειψη αξιόπιστων στοιχείων παρατήρησης περιόρισαν την επιτυχία τους ως τεχνικές πρόβλεψης.

Το 1922, ο Lewis Fry Richardson ανέπτυξε το πρώτο σύστημα αριθμητικής πρόγνωσης καιρού (NWP → Numerical Weather Prediction). Οι τεχνικές υπολογισμού που χρησιμοποίησε στηρίχθηκαν στον διαχωρισμό της ατμόσφαιρας σε κυψέλες (grid cells), στις πεπερασμένες λύσεις διαφοράς των διαφορικών εξισώσεων τεχνικές οι οποίες ήταν ίδιες με αυτές που χρησιμοποιήθηκαν από τις πρώτες γενεές των δημιουργών των AGCM (Atmospheric General Circulation Model). Η μέθοδος του Richardson, βασίστηκε στις απλοποιημένες μορφές των "πρωτογενών εξισώσεων" του Bjerknes για την κίνηση και την κατάσταση (και πρόσθεσε μια όγδοη μεταβλητή, για την ατμοσφαιρική σκόνη) μειώνοντας τους υπολογισμούς που απαιτούνται σε επίπεδο όπου η "γραπτή" λύση μπόρεσε να προβλεφτεί. Ακόμα και ο στόχος αυτός ήταν τόσο μεγάλος που ο Richardson δεν τον φαντάστηκε ως τεχνική πρόβλεψης του καιρού. Η προσπάθειά του να "υπολογίσει" τον καιρό για μια ενιαία περίοδο οκτώ ωρών διάρκεσε έξι εβδομάδες και κατέληξε σε αποτυχία.

Οι τεράστιες υπολογιστικές απαιτήσεις των πράξεων του μοντέλου, οδήγησαν τον Richardson να προτείνει μια απίστευτη ιδέα την οποία ονόμασε "εργοστάσιο πρόβλεψης". Το "εργοστάσιο" θα αποτελούνταν από 64.000 ανθρώπους. Ο καθένας θα χρησιμοποιούσε μια απλή αριθμομηχανή και θα εκτελούσε μέρος των υπολογισμών. Ένας αρχηγός στο κέντρο, χρησιμοποιώντας χρωματικά σήματα και τηλέγραφο, θα συντόνιζε την πρόβλεψη.

Στην καλύτερη περίπτωση αυτής της απίστευτης ιδέας, ο Richardson σκέφτηκε ότι θα ήταν σε θέση πιθανώς να υπολογίσει τον καιρό περίπου τόσο γρήγορα όπως συμβαίνει στην πραγματικότητα. Μόνο στη δεκαετία του '40, όταν έκαναν την εμφάνιση τους οι πρώτοι ψηφιακοί υπολογιστές, κάνοντας εφικτό τον αυτόματο υπολογισμό σε μια πρωτοφανή κλίμακα, μπόρεσε η ιδέα του Richardson να γίνει πραγματικότητα.

Ο μαθηματικός του Πανεπιστημίου Princeton, John Von Neumann ήταν πρωτοπόρος στον τομέα των υπολογιστών. Ασχολούμενος με τις προσομοιώσεις εκρήξεων πυρηνικών όπλων, παρατήρησε κοινά σημεία με την αντίστοιχη της πρόγνωσης καιρού (και τα δύο είναι μη γραμμικά προβλήματα της ρευστοδυναμικής). Το 1946, σύντομα αφότου ο ENIAC (πρώτος ηλεκτρονικός υπολογιστής) έγινε πραγματικότητα, ο Von Neumann άρχισε να υποστηρίζει την εφαρμογή των υπολογιστών με στόχο την πρόβλεψη του καιρού.

Με την βοήθεια των επιχορηγήσεων από το Γραφείο καιρού, του Ναυτικού και της Πολεμικής Αεροπορίας, συγκέντρωσε μια ομάδα θεωρητικών μετεωρολόγων στο ίδρυμα Princeton για μια πιο αναλυτική μελέτη. Παρόλο που η καιρική πρόβλεψη για μια μικρή περιοχή αποδείχθηκε εφικτή, ο Von Neumann σκόπευε να κινηθεί προς το εξαιρετικά φιλόδοξο πρόβλημα, της προσομοίωσης της ατμόσφαιρας. Αυτό, στη συνέχεια, θα επέτρεπε την δημιουργία μοντέλου που θα αφορούσε το κλίμα. Ο Jule Charney, ένας δραστήριος και ταλαντούχος μετεωρολόγος που είχε συνεργασθεί με τον Carl-Gustaf Rossby στο πανεπιστήμιο του Σικάγου και με τον Arnt Eliassen στο πανεπιστήμιο του Όσλο, κλήθηκε για να διευθύνει αυτήν την ομάδα μετεωρολογίας.

Το πρόγραμμα αυτής της ομάδας "έτρεξε" την πρώτη αυτοματοποιημένη πρόγνωση καιρού του στον ENIAC το 1950. Το μοντέλο της ομάδας, όπως και αυτό του Richardson, διαίρεσε την ατμόσφαιρα σε ένα μεγάλο σύνολο grid cells (κυψέλες) και υιοθέτησε τις πεπερασμένες μεθόδους διαφοράς για να λύσει τις διαφορικές εξισώσεις αριθμητικά. Οι προβλέψεις τους κάλυπταν τη Βόρεια Αμερική, χρησιμοποιώντας ένα δισδιάστατο πλέγμα με 270 σημεία για μία περιοχή περίπου 700 km².

Από την άλλη πλευρά του Ατλαντικού, η μετεωρολογική υπηρεσία της Σουηδικής Βασιλικής Πολεμικής Αεροπορίας στη Στοκχόλμη ήταν η πρώτη στον κόσμο που ξεκίνησε σε καθημερινή βάση την πρόγνωση καιρού (με τη ραδιοφωνική μετάδοση των προβλέψεων πριν από την παρατήρηση). Το ινστιτούτο μετεωρολογίας στο πανεπιστήμιο της Στοκχόλμης, συνεργάστηκε με τον διακεκριμένο μετεωρολόγο Carl-Gustaf Rossby, ο οποίος επωμίστηκε την ευθύνη για το μοντέλο το οποίο χρησιμοποίησαν. Ξεκινώντας από τον Δεκέμβριο του 1954 πραγματοποιούσαν προβλέψεις τρεις φορές εβδομαδιαίως για την περιοχή του Βόρειου Ατλαντικού με την βοήθεια του υπολογιστή BESK, ο οποίος χρησιμοποιώντας ένα απλοποιημένο βαροτροπικό μοντέλο.

Το έτος 1958 ετέθησαν σε τροχιά γύρω από τη γη οι πρώτοι τεχνητοί δορυφόροι για την έρευνα της γήινης ατμόσφαιρας και της περιοχής κοντά στα όρια του κοσμικού διαστήματος.

Γενικώς η συμβολή των τεχνητών δορυφόρων στη Μετεωρολογία ήταν τόσο επιτυχής, ώστε κατασκευάστηκαν και ειδικοί μετεωρολογικοί δορυφόροι τόσο από τους Αμερικάνους όσο και από τους Ρώσους . Ο πρώτος από αυτούς ο TIROS 1 (Σχήμα 1.4). Στις αρχές του 21ου αιώνα οι μετεωρολογικοί δορυφόροι που είναι σε τροχιά και καλύπτουν την Ευρώπη είναι οι Αμερικανικοί NOAA (σειρά TIROS), οι Ευρωπαϊκοί METEOSAT IV και οι Ρωσικοί METEOR I και II.



Σχήμα 1.4: Η πρώτη φωτογραφία μετεωρολογικού δορυφόρου (1960) (Πηγή: <http://www.hnms.gr>)

Το τελευταίο επίτευγμα από τα τέλη της δεκαετίας του 60 μέχρι και σήμερα, είναι η χρησιμοποίηση των πλέον σύγχρονων ηλεκτρονικών υπολογιστών στην αριθμητική πρόγνωση του καιρού με τη βοήθεια των αριθμητικών μοντέλων που μπορούν να προσομοιάζουν τις καιρικές διεργασίες που συντελούνται στην ατμόσφαιρα.

Κεφάλαιο 2: Αρχές διατήρησης και θεμελιώδεις δυνάμεις

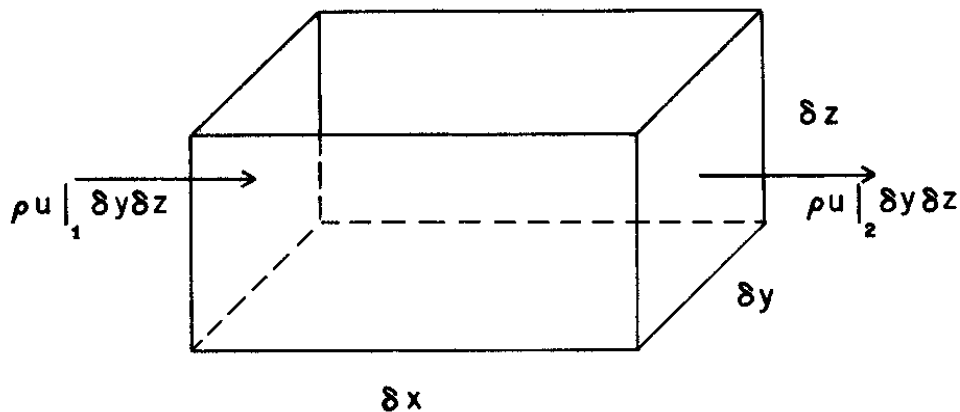
Έχοντας γίνει μια εκτενή ιστορική ανασκόπηση για την εξέλιξη της αριθμητικής πρόγνωσης στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει αναφορά στις βασικές αρχές που υπακούει το μοντέλο, στις δυνάμεις που ευθύνονται για τις ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες, στην υδροστατική εξίσωση και στην εξίσωση συνέχειας όπου ίσως είναι η πιο βασικές εξισώσεις που χρησιμοποιεί κατά την προσομοίωση ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο.

2.1 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ

Στην ατμόσφαιρα της γης, η μάζα δεν έχει ούτε “αποθήκες” ούτε “πηγές”. Με αυτήν την έκφραση αναφέρεται ότι η μάζα μέσα και έξω από ένα απειροελάχιστο δείγμα πρέπει να είναι ίση με την αλλαγή της μάζας στο δείγμα. Ένας τέτοιος όγκος απεικονίζεται στο Σχήμα 2.1, όπου $\rho u|_1 \delta y \delta z$ είναι η ροή εισόδου της μάζας στην αριστερή πλευρά και $\rho u|_2 \delta y \delta z$ η ροή εξόδου από την δεξιά πλευρά. Τα σύμβολα $\delta x, \delta y$ και δz αντιπροσωπεύουν τις κάθετες πλευρές του δείγματος, το ρ αντιπροσωπεύει την πυκνότητα, και το u αντιπροσωπεύει την συνιστώσα της ταχύτητας στο επίπεδο $\delta z \delta y$.

Εάν το μέγεθος του δείγματος είναι αρκετά μικρό, τότε η αλλαγή στην ροή μάζας κατά μήκος του μπορεί να γραφτεί ως

$$[\rho u|_1 - \rho u|_2] \delta y \delta z = \left[\rho u|_1 - \rho u|_2 - \frac{\partial \rho u}{\partial x} \Big|_1 \delta x - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \rho u}{\partial x^2} \Big|_1 (\delta x)^2 - \dots \right] \delta y \delta z = \frac{\delta M}{\delta t}$$



Σχήμα 2.1: Μια σχηματική απεικόνιση του όγκου που χρησιμοποιείται για την παραγωγή της σχέσης διατήρησης της μάζας. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke SR.)

Όπου το $\rho u|_2$ έχει γραφτεί σε όρους μονοδιάστατου αναπτύγματος Taylor και το $\delta M / \delta t$ είναι το ποσοστό αύξησης ή μείωσης της μάζας στο δείγμα. Παραμελώνοντας τους όρους τάξης $(\delta x)^2$ και μεγαλύτερους, αυτή η έκφραση μπορεί να ξαναγραφεί

$$-\frac{\partial \rho u}{\partial x} \Big|_1 \delta x \delta y \delta z \cong \frac{\delta M}{\delta t}$$

και δεδομένου ότι η μάζα M είναι ίση με το γινόμενο ρV (όπου $V = \delta x \delta y \delta z$ είναι ο όγκος του δείγματος), αυτή η έκφραση μπορεί να ξαναγραφεί

$$-\frac{\partial \rho u}{\partial x} \Big|_1 \delta x \delta y \delta z \cong V \frac{\delta \rho}{\delta t},$$

υποθέτοντας ότι ο όγκος είναι σταθερός σε σχέση με το χρόνο.

Εάν η ροή μάζας μέσω των πλευρών $\delta x \delta y$ και $\delta x \delta z$ εξετάζεται με παρόμοιο τρόπο, τότε η πλήρης εξίσωση για τη ροή μάζας στο "κουτί" μπορεί να γραφτεί

$$-\frac{\partial}{\partial x} \rho u \Big|_1 \delta x \delta y \delta z - \frac{\partial}{\partial y} \rho v \Big|_1 \delta x \delta y \delta z - \frac{\partial}{\partial z} \rho w \Big|_1 \delta x \delta y \delta z \cong V \frac{\delta \rho}{\delta t}$$

και διαιρώντας με τον όγκο, η εξίσωση που προκύπτει είναι

$$-\frac{\partial \rho u}{\partial x} \Big|_1 - \frac{\partial \rho v}{\partial y} \Big|_1 - \frac{\partial \rho w}{\partial z} \Big|_1 \cong \frac{\delta \rho}{\delta t}$$

Εάν οι χρονικές και οι χωρικές αυξήσεις θεωρούνται μηδέν στο όριο, τότε

$$\lim_{\substack{\delta x \rightarrow 0, \delta y \rightarrow 0 \\ \delta z \rightarrow 0, \delta t \rightarrow 0}} \left(-\frac{\partial \rho u}{\partial x} \Big|_1 - \frac{\partial \rho v}{\partial y} \Big|_1 - \frac{\partial \rho w}{\partial z} \Big|_1 \right) = \lim_{\substack{\delta x \rightarrow 0, \delta y \rightarrow 0 \\ \delta z \rightarrow 0, \delta t \rightarrow 0}} \frac{\delta \rho}{\delta t},$$

από το υπόλοιπο των όρων στο ανάπτυγμα Taylor περιέχονται $\delta x, \delta y$ ή δz .

Γραφόμενο σε επέκταση

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x} \rho u + \frac{\partial}{\partial y} \rho v + \frac{\partial}{\partial z} \rho w \right] = \frac{\partial \rho}{\partial t}, \quad (2.1)$$

όπου ο δείκτης 1 αφαιρείται επειδή ο όγκος του δείγματος τείνει το όριο του στο 0. Η εξίσωση (2.1) είναι η μαθηματική έκφραση της σχέσης διατήρησης της μάζας. Ονομάζεται επίσης *εξίσωση συνέχειας*. Σε διανυσματική μορφή γράφεται

$$-(\nabla \cdot \rho \vec{V}) = \partial \rho / \partial t \quad (2.2)$$

2.2 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

Η ατμόσφαιρα σε μέση κλίμακα συμπεριφέρεται παρόμοια με ένα ιδανικό αέριο και θεωρείται ότι βρίσκεται τοπικά σε *θερμοδυναμική ισορροπία*. Ο πρώτος νόμος της θερμοδυναμικής για την ατμόσφαιρα αναφέρει ότι οι διαφορικές αλλαγές στην θερμότητα, dQ , είναι ίσες με το άθροισμα του διαφορικού έργου που παράγεται από ένα αντικείμενο, dW , και τις διαφορικές αυξήσεις στην εσωτερική του ενέργεια, dI . Ο πρώτος νόμος της θερμοδυναμικής περιγράφεται μαθηματικά από την σχέση

$$dQ = dW + dI \quad (2.3)$$

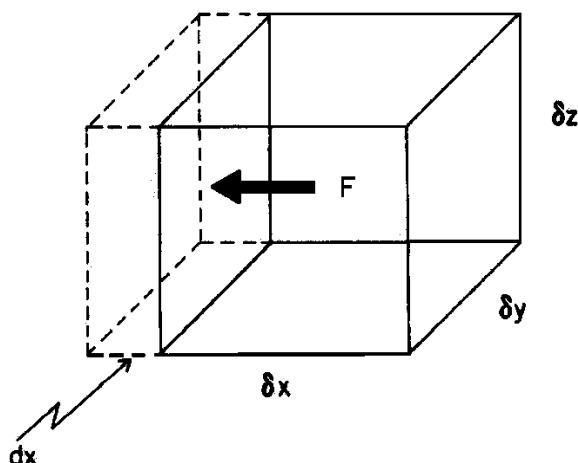
Το εμβαδόν του δείγματος, με όγκο $\delta x \delta y \delta z$, έπεται από μια αύξηση στην διεύθυνση x , που προκαλείται από μια δύναμη F , μπορεί να εκφραστεί από τον ακόλουθο μαθηματικό τύπο

$$dW = F dx ,$$

και δεδομένου ότι η δύναμη μπορεί να εκφραστεί ως πίεση P που ασκείται πάνω από μια περιοχή $\delta y \delta z$,

$$dW = p \delta y \delta z \delta x . (2.4)$$

ο όρος $\delta y \delta z \delta x$ αντιπροσωπεύει την μεταβολή δV στον όγκο.



Σχήμα 2.2: Μια σχηματική απεικόνιση της αλλαγής σε μέγεθος ενός όγκου αερίου εξαιτίας μια δύναμης F που ασκείται στην επιφάνεια $\delta x \delta y$. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke SR.)

Για μια μονάδα μάζας υλικού, είναι κατάλληλο να ξαναγραφεί η έκφραση ως

$$dw = p da , (2.5)$$

όπου το p είναι ο συγκεκριμένος όγκος (specific volume). Σε ένα ιδανικό αέριο, όπως αναφέρθηκε, η πίεση στην Εξ. (2.5) ασκείται ομοιόμορφα σε όλες τις πλευρές του όγκου του αερίου.

Η έκφραση του έργου στην Εξ. (2.3) θα μπορούσε επίσης να περιλάβει το εξωτερικό έργο που προκύπτει από διαδικασίες όπως τις χημικές αντιδράσεις, τις αλλαγές φάσης ή τον ηλεκτρομαγνητισμό εντούτοις, όμως αυτά τα αποτελέσματα δεν συμπεριλαμβάνονται σε αυτήν την παραγωγή του έργου.

Ο νόμος του ιδανικού αερίου, που αναφέρθηκε προηγουμένως, προήλθε από τις παρατηρήσεις της συμπεριφοράς των αερίων σε διαφορετικές πιέσεις, θερμοκρασίες και όγκους. Οι ερευνητές τον 17^ο και 18^ο αιώνα διαπίστωσαν ότι για ένα δεδομένο αέριο, ο χρόνος πίεσης του όγκου είναι ίσος με μια σταθερά για οποιαδήποτε σταθερή θερμοκρασία (νόμος Boyle) και ότι η πίεση που διαιρείται με τη θερμοκρασία είναι ίση με μια σταθερά για οποιοδήποτε σταθερό όγκο (νόμος Charles).

2.3 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

Η διατήρηση της κίνησης εκφράζεται από το δεύτερο νόμο του Νεύτωνα, που δηλώνει ότι μια δύναμη που ασκείται σε ένα αντικείμενο προκαλεί μια επιτάχυνση, όπως δίνεται από την σχέση

$$\vec{F} = M\vec{a}$$

όπου το \vec{F} και \vec{a} είναι τα διανύσματα της δύναμης και της επιτάχυνσης, αντίστοιχα, και το M είναι η μάζα του αντικειμένου. Στις ατμοσφαιρικές επιστήμες χρησιμοποιείται μια δύναμη που ομαλοποιείται από τη μάζα, έτσι αυτή η έκφραση μπορεί να γραφτεί

$$\vec{F}/M = \vec{f} = \vec{a}, \quad (2.6)$$

Δεδομένου ότι η επιτάχυνση αντιπροσωπεύει την αλλαγή της ταχύτητας σε σχέση με το χρόνο, το \vec{a} μπορεί να γραφτεί

$$\vec{a} = d_n \vec{V}_n / dt, \quad (2.7)$$

όπου ο δείκτης n αναφέρεται σε ένα σύστημα συντεταγμένων χωρίς επιτάχυνση. Εντούτοις, επειδή οι ατμοσφαιρικές κινήσεις αναφέρονται στην γη η οποία περιστρέφεται, η επιτάχυνση πρέπει να εκφραστεί με μια διαφορετική μορφή.

Εάν η γη περιστρέφεται με μια σταθερή γωνιακή ταχύτητα $\vec{\Omega}$, κατόπιν η ταχύτητα \vec{V}_n ενός αντικειμένου ή ενός σωματιδίου του αέρα μπορεί να γραφτεί ως το άθροισμα της ταχύτητας σε σχέση με τη γη και της ταχύτητας ως αποτέλεσμα της περιστροφής. Εκφρασμένο το παραπάνω από μαθηματική άποψη, είναι

$$\vec{V}_n = \vec{V} + \vec{\Omega} \times \vec{R}, \quad (2.8)$$

όπου το \vec{R} αντιπροσωπεύει το διάνυσμα θέσης του σωματιδίου μετρημένο από το κέντρο της γης, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.3. Το διαφορικό μπορεί να περιγραφεί ομοίως από το άθροισμα της παραγώγου σε σχέση με την επιφάνεια της γης και τις αλλαγές που προκύπτουν από τον ρυθμό περιστροφής του πλανήτη, όπως δίνεται από την σχέση

$$\frac{d_n}{dt} = \frac{d}{dt} + \vec{\Omega} \times. \quad (2.9)$$

Αντικαθιστώντας τις Εξ. (2.9) στην Εξ. (2.7) προκύπτει

$$\vec{a} = \left(\frac{d}{dt} + \vec{\Omega} \times \right) \vec{V}_n = \frac{d\vec{V}_n}{dt} + \vec{\Omega} \times \vec{V}_n = \frac{d}{dt} (\vec{V} + \vec{\Omega} \times \vec{R}) + \vec{\Omega} \times (\vec{V} + \vec{\Omega} \times \vec{R}).$$

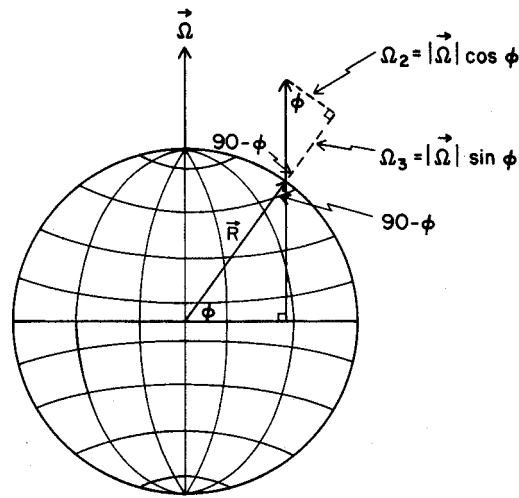
Απλοποιώντας τα αποτελέσματα προκύπτει

$$\vec{a} = (d\vec{V}/dt) + 2(\vec{\Omega} \times \vec{V}) + \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{R}), \quad (2.10)$$

όπου έχει χρησιμοποιηθεί η σχέση $\vec{V} = d\vec{R}/dt$.

Ο πρώτος όρος στην δεξιά πλευρά στην Εξ. (2.10) είναι η επιτάχυνση όπως “φαίνεται” από την περιστρεφόμενη γη. Ο δεύτερος όρος, η *επιτάχυνση Coriolis*, λειτουργεί μόνο όταν

υπάρχει κίνηση, και ο τελευταίος όρος, η κεντρομόλος επιτάχυνση, ασκείται πάντα στο σωματίδιο.



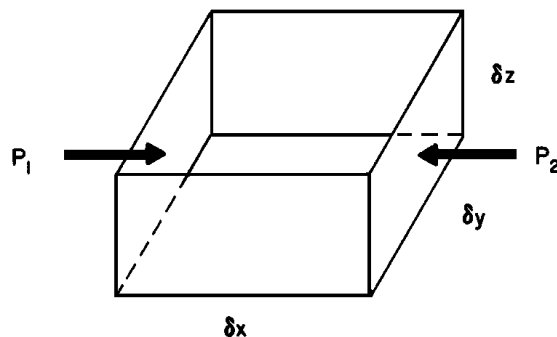
Σχήμα 2.3: Οι συνιστώσες της γωνιακής ταχύτητας της Γης $\vec{\Omega}$ ως συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους ϕ . (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke SR.)

Μετά την περιγραφή της επιτάχυνσης σε σχέση με τη γη, πρέπει να διευκρινιστούν οι δυνάμεις που προκαλούν τις αλλαγές στην κίνηση. Είναι σημαντικό να εξεταστούν οι δυνάμεις που ενεργούν εξωτερικά και εσωτερικά σε ένα σωματίδιο. Οι εξωτερικές δυνάμεις είναι εκείνες που προκύπτουν από την βαροβαθμίδα, την βαρύτητα και είναι ανεξάρτητες από την κίνηση. Οι εσωτερικές δυνάμεις προκαλούνται από τις αλληλεπιδράσεις του ρευστού που προκαλούνται από τις τριβές των μορίων.

2.3.1 ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ

Η δύναμη βαροβαθμίδας μπορεί να προκύψει με παρόμοιο τρόπο που χρησιμοποιείται για την εξίσωση συνέχειας της μάζας. Η διαφορά πίεσης κατά μήκος ενός δείγματος, που απεικονίζεται στο Σχήμα 2.4, μπορεί να εκφραστεί:

$$P_2 - P_1 = \frac{\partial p}{\partial x} \Big|_{x_1} \delta x + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} (\delta x)^2 + \dots + O((\delta x)^3).$$



Σχήμα 2.4: Μια σχηματική απεικόνιση ενός όγκου με πίεση (P_1 και P_2) σε δύο απέναντι πλευρές. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke SR.)

Δεδομένου ότι η πίεση είναι δύναμη ανά μονάδα εμβαδού και κατευθύνεται προς τη χαμηλότερη πίεση, η δύναμη ανά μονάδα μάζας στην διεύθυνση x f_{PGF_x} , που απαιτείται στην Εξ. (2.6) μπορεί να γραφτεί

$$f_{PGF_x} = -\frac{(P_2 - P_1)A}{M} = -\frac{\partial p}{\partial x} \bigg|_1 \frac{\delta x A}{M} - \frac{1}{2} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \bigg|_1 \frac{(\delta x)^2 A}{M} + \dots, \quad (2.11)$$

όπου

$$A = \delta y \delta z \text{ και } M = \rho V = \rho \delta x \delta y \delta z.$$

Αντικαθιστώντας το A και το M στην Εξ. (2.11) προκύπτει

$$f_{PGF_x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \bigg|_1 - \frac{1}{2\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \bigg|_1 \delta x - \dots,$$

και εάν απαιτείται το δx για να γίνει πολύ μικρό, τότε

$$f_{PGF_x} = \lim_{\delta x \rightarrow 0} \left[-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \bigg|_1 - \frac{1}{2\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} \bigg|_1 \delta x - \dots \right] = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}.$$

Μια ισοδύναμη παραγωγή στις διευθύνσεις y και z οδηγεί την δύναμη βαροβαθμίδας στην εξής μορφή

$$\vec{f}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial p}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial p}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial p}{\partial z} \vec{k} \right] = -\frac{1}{\rho} \nabla p,$$

όπου το \vec{i} , \vec{j} και \vec{k} είναι τα διανύσματα στις τρεις χωρικές διευθύνσεις.

Η *βαρύτητα* είναι μια άλλη εξωτερική δύναμη. Εάν η δύναμη βαρύτητας μεταξύ της γης και ενός σωματιδίου αέρα ορίζεται ως \vec{G} , είναι σύνηθες να συμπεριλαμβάνεται στην κεντρομόλο επιτάχυνση, που δίνεται στην Εξ. (2.10), στον καθορισμό της *τροποποιημένης βαρυτικής δύναμης*. Η δύναμη \vec{G} έχει διεύθυνση προς το κέντρο της γης και είναι αντιστρόφως ανάλογη με το τετράγωνο της απόστασης από το κέντρο της γης. Η αφαίρεση της κεντρομόλου επιτάχυνσης από το \vec{G} παράγει την τροποποιημένη βαρύτητα, που δίνεται από την σχέση

$$-g\vec{k} = \vec{G} - \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{R})$$

Στις ατμοσφαιρικές ροές, μερικές φορές εξετάζονται οι μεταβολές του g , εξαιτίας του ύψους πάνω από το έδαφος ή της θέσης στην επιφάνεια της γης. Για τις κυκλοφορίες μέσης κλίμακας αυτές οι μικρές μεταβολές στην τροπόσφαιρα παραμελούνται συνήθως, και η τροποποιημένη βαρύτητα θεωρείται ως σταθερά ($g = 9.80665 \text{ms}^{-2}$).

Άλλες εξωτερικές δυνάμεις, όπως ο ηλεκτρομαγνητισμός, θα μπορούσαν να περιληφθούν, αλλά για τις κυκλοφορίες μέσης κλίμακας μέσα στην τροπόσφαιρα μόνο η βαρύτητα και η βαροβαθμίδα θεωρούνται ως εξωτερικές δυνάμεις.

2.3.2 ΕΣΩΤΕΡΙΚΕΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ

Οι εσωτερικές δυνάμεις είναι απαραίτητες για τον διασκεδασμό της ορμής από τις μοριακές κινήσεις. Καθορίζονται σε όρους αξιωμάτων, τα αποτελέσματα αυτών των δυνάμεων στην ορμή εκφράζονται από το ιξώδες του αερίου (ή του υγρού) και της “παραμόρφωσης” του πεδίου ορμής. Στην ατμόσφαιρα, το ιξώδες είναι αρκετά μικρό και οι ταχύτητες είναι αρκετά μεγάλες και οι επιδράσεις των εσωτερικών δυνάμεων αγνοούνται.

Η σχέση διατήρησης της κίνησης Εξ. (2.6), μπορεί να γραφτεί

$$d\vec{V}/dt = -(1/\rho)\nabla\rho - g\vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V}, \quad (2.12)$$

όπου ο τελευταίος όρος στη δεξιά πλευρά, αναφέρεται ως *δύναμη Coriolis*.

Τότε

$$\vec{V} = \vec{V}(x(t), y(t), z(t), t)$$

(η ταχύτητα είναι μια συνάρτηση του χρόνου και της θέσης σε μία δεδομένη στιγμή), από τον κανόνα υπολογισμού αλυσίδας,

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \frac{\partial\vec{V}}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial\vec{V}}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial\vec{V}}{\partial z} \frac{dz}{dt} + \frac{\partial\vec{V}}{\partial t}$$

ή

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + \frac{\partial\vec{V}}{\partial t}.$$

Επομένως η Εξ. (2.32) μπορεί να γραφτεί

$$\frac{\partial\vec{V}}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \vec{V} - \frac{1}{\rho} \nabla p - g\vec{k} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V}, \quad (2.13)$$

η οποία είναι μια μορφή της σχέσης της διατήρησης της ορμής, η οποία ονομάζεται *εξίσωση της κίνησης*.

2.4 ΑΡΧΗ ΔΙΑΤΗΡΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ

Το νερό μπορεί να εμφανιστεί σε τρεις μορφές: στερεή, υγρή και αέρια. Για να γραφτεί η σχέση της αρχής διατήρησης του νερού πρέπει να μελετηθούν οι αλλαγές των φάσεων και η κίνηση του μέσα στην ατμόσφαιρα.

Ο νόμος διατήρησης του νερού μπορεί να γραφτεί

$$dq_n/dt = S_{q_n}, \quad n = 1, 2, 3, \quad (2.14)$$

όπου το q_1, q_2 και q_3 ορίζονται ως η αναλογία της μάζας της στερεάς, της υγρής και της αέριας μορφής του νερού, αντίστοιχα, με τη μάζα του αέρα στον ίδιο όγκο. Ο όρος S_{q_n} αναφέρεται στις διαδικασίες με τις οποίες το νερό υποβάλλεται στις αλλαγές φάσης, καθώς επίσης και στο νερό που παράγεται ή που χάνεται στις χημικές αντιδράσεις. Για τις περισσότερες εφαρμογές μέση κλίμακας, οι χημικές αλλαγές στη μάζα του νερού μπορούν να

αγνοηθούν και οι όροι μπορούν να εκφραστούν ως συνεισφορές εξ αιτίας των ακόλουθων διαδικασιών:

$$S_{q1} = \begin{bmatrix} + \textit{freezing} \\ - \textit{melting} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} + \textit{deposition}(\textit{vapor_to_solid}) \\ - \textit{sublimation}(\textit{solid_to_vapor}) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} + \textit{fallout_from_above} \\ - \textit{fallout_to_below} \end{bmatrix}$$

$$S_{q2} = \begin{bmatrix} + \textit{melting} \\ - \textit{freezing} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} + \textit{condensation} \\ - \textit{evaporation} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} + \textit{fallout_from_above} \\ - \textit{fallout_to_below} \end{bmatrix}$$

$$S_{q3} = \begin{bmatrix} + \textit{evaporation} \\ - \textit{condensation} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} + \textit{sublimation}(\textit{solid_to_vapor}) \\ - \textit{deposition}(\textit{vapor_to_solid}) \end{bmatrix}.$$

Ο τρόπος με τον οποίο αυτοί οι όροι εκφράζονται μαθηματικά μπορεί να γίνει περίπλοκος.

2.5 ΟΙ ΘΕΜΕΛΙΩΔΕΙΣ ΔΥΝΑΜΕΙΣ

Οι κινήσεις της ατμόσφαιρας υπακούουν τους θεμελιώδεις νόμους της φυσικής: της διατήρησης της μάζας, της ορμής, και της ενέργειας. Αυτές οι αρχές εφαρμόζονται σε ένα μικρό τομέα της ατμόσφαιρας προκειμένου να ληφθούν οι εξισώσεις. Εντούτοις, πριν παραχθεί η πλήρη εξίσωση ορμής είναι χρήσιμο να γίνει μια αναφορά στη φύση των δυνάμεων που επηρεάζουν τις ατμοσφαιρικές κινήσεις.

Αυτές οι δυνάμεις μπορούν να ταξινομηθούν είτε ως δυνάμεις σωμάτων (body forces) είτε ως δυνάμεις επιφάνειας (surface forces). Οι δυνάμεις σωμάτων ασκούνται στο κέντρο της μάζας ή ενός σωματιδίου ρευστού και έχουν μεγέθη ανάλογα με τη μάζα του σωματιδίου. Η βαρύτητα είναι ένα παράδειγμα μιας δύναμης σώματος. Οι δυνάμεις επιφάνειας ενεργούν πάνω από το οριακό στρώμα που χωρίζει ένα σωματίδιο ρευστού από τον περίγυρο της. Τα μεγέθη τους είναι ανεξάρτητα από τη μάζα του σωματιδίου. Η δύναμη της πίεσης είναι ένα τέτοιο παράδειγμα.

Ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα για την κίνηση περιγράφει ότι ο ρυθμός αλλαγής της ορμής (επιτάχυνση) ενός αντικειμένου, όπως υπολογίζεται σε σχέση με το σύστημα συντεταγμένων, είναι ίσος με το άθροισμα όλων των ενεργούντων δυνάμεων. Για τις ατμοσφαιρικές κινήσεις μετεωρολογικού ενδιαφέροντος, οι δυνάμεις που είναι οι βασικές είναι η δύναμη βαροβαθμίδας, η δύναμη βαρύτητας και η τριβή. Εάν, όπως συνηθίζεται, η κίνηση αναφέρεται σε ένα σύστημα συντεταγμένων που περιστρέφεται με τη γη, ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα μπορεί ακόμα να εφαρμοστεί υπό τον όρο ότι ορισμένες *προφανείς δυνάμεις*, η φυγόκεντρος δύναμη και η δύναμη Coriolis, συμπεριλαμβάνονται μεταξύ των δυνάμεων που ενεργούν.

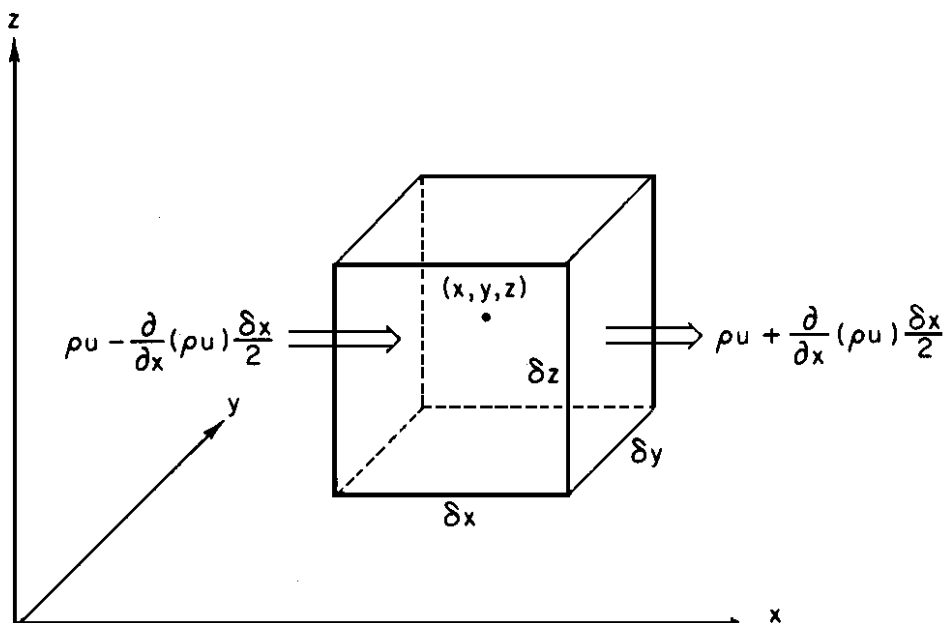
2.5.1 Η ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΟΒΑΘΜΙΔΑΣ

Έστω ένα απειροελάχιστο σωματίδιο του αέρα με όγκο $\delta V = \delta x \delta y \delta z$, που κεντροθετείται ως σημείο x_o, y_o, z_o όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.5. Εξαιτίας των τυχαίων μοριακών κινήσεων, η ορμή μεταδίδεται συνεχώς στα τοιχώματα του όγκου από τον περιβάλλοντα αέρα. Αυτή η μεταφορά ορμής ανά μονάδα χρόνου και ανά μονάδα εμβαδού είναι ακριβώς η *πίεση* που ασκείται στα τοιχώματα του όγκου και είναι σχεδιασμένη ως p_o , κατόπιν η πίεση στα τοιχώματα επονομαζόμενη ως A στο Σχήμα 2.5 μπορεί να εκφραστεί με ένα ανάπτυγμα Taylor ως:

$$\frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2} + p_o + \textit{higher - order - terms}$$

Αγνοώντας τους όρους υψηλής τάξης στο ανάπτυγμα Taylor, η δύναμη πίεσης στο τοίχωμα A είναι:

$$F_{A_x} = -\left(p_o + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2}\right) \delta y \delta z$$



Σχήμα 2.5: Η συνιστώσα x της δύναμης βαροβαθμίδας που ενεργεί σε ένα στοιχείο ενός ρευστού. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Όπου $\delta y \delta z$ είναι το εμβαδόν του τοιχώματος A. Ομοίως, η δύναμη που ασκείται στο τοίχωμα B είναι:

$$F_{B_x} = +\left(p_o - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\delta x}{2}\right) \delta y \delta z$$

Επομένως, η συνιστώσα x της δύναμης της πίεσης που ενεργεί στον όγκο είναι:

$$F_x = F_{A_x} + F_{B_x} = -\frac{\partial p}{\partial x} \delta x \delta y \delta z$$

Η μάζα m του διαφορικού στοιχείου όγκου είναι απλά η πυκνότητα ρ . Κατά συνέπεια, η συνιστώσα x της δύναμης βαροβαθμίδας ανά μονάδα είναι:

$$\frac{F_x}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

Ομοίως, μπορεί εύκολα να αποδειχθεί ότι οι συνιστώσες z και y της δύναμης βαροβαθμίδας ανά μονάδα μάζας είναι:

$$\frac{F_y}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad \text{και} \quad \frac{F_z}{m} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$$

Έτσι ώστε η συνολική δύναμη βαροβαθμίδας ανά μονάδα μάζας είναι:

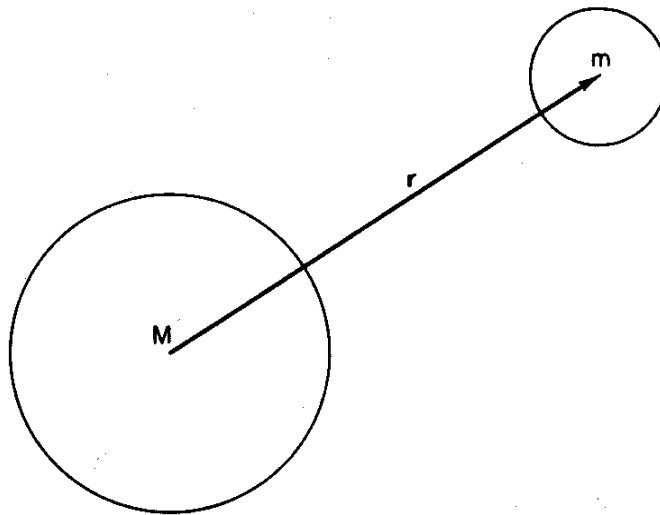
$$\frac{F}{m} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (2.15)$$

Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι αυτή η δύναμη είναι ανάλογη προς την βαθμίδα του πεδίου της πίεσης, όχι με την ίδια την πίεση.

2.5.2 Η ΒΑΡΥΤΙΚΗ ΔΥΝΑΜΗ

Ο νόμος του Νεύτωνα για την παγκόσμια βαρύτητα αναφέρει ότι δύο οποιαδήποτε στοιχεία μάζας στον κόσμο έλκονται μεταξύ τους με μια δύναμη ανάλογη προς τις μάζες τους και αντιστρόφως ανάλογη προς το τετράγωνο της απόστασης που τις χωρίζει. Κατά συνέπεια, εάν δύο στοιχεία μάζας M και m τα οποία απέχουν μια απόσταση $r = |\mathbf{r}|$ (με το διάνυσμα r να έχει διεύθυνση προς το m όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.6), τότε η δύναμη που ασκείται από τη μάζα M στην μάζα m εξαιτίας της βαρυτικής έλξης είναι:

$$\mathbf{F}_g = -\frac{GMm}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r} \right) \quad (2.16)$$



Σχήμα 2.6: Δύο σφαιρικές μάζες των οποίων τα κέντρα απέχουν μια απόσταση r . (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Όπου το G είναι μια παγκόσμια σταθερά η οποία ονομάζεται σταθερά βαρύτητας. Ο νόμος της βαρυτικής έλξης όπως εκφράζεται στην Εξ. 2.16 πραγματικά ισχύει μόνο για σημειακές μάζες. Για αντικείμενα πεπερασμένου βαθμού το ρ θα ποικίλει από το ένα μέρος του αντικειμένου στο άλλο. Εντούτοις, για πεπερασμένα σώματα (finite bodies) η Εξ. (2.16) μπορεί ακόμα να εφαρμοστεί εάν το $|\mathbf{r}|$ ερμηνεύεται ως απόσταση μεταξύ των κέντρων των μαζών των σωμάτων. Κατά συνέπεια, εάν η γη θεωρηθεί ως η μάζα M και m είναι ένα στοιχείο μάζας της ατμόσφαιρας, τότε η δύναμη ανά μονάδα μάζας που ασκείται στην ατμόσφαιρα από την βαρυτική έλξη της γης είναι:

$$\frac{\mathbf{F}_g}{m} = \mathbf{g}^* = -\frac{GM}{r^2} \left(\frac{\mathbf{r}}{r} \right) \quad (2.17)$$

Στη δυναμική μετεωρολογία είναι σύνηθες να χρησιμοποιείται ως κάθετη συντεταγμένη το ύψος πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας. Εάν η μέση ακτίνα της γης υποδεικνύεται από

το a και η απόσταση επάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας υποδεικνύεται από το z , τότε από το γεγονός ότι η γη δεν είναι σφαιρική, ισχύει $r = a + z$. Επομένως η Εξ. (2.17) μπορεί να ξαναγραφεί ως:

$$g^* = \frac{g_o^*}{(1 + z/a)^2} \quad (2.18)$$

Όπου το $g_o^* = -(GM/a^2)(\mathbf{r}/r)$ είναι η τιμή της βαρυτικής δύναμης στην μέση στάθμη θάλασσας. Για μετεωρολογικές εφαρμογές ισχύει $z \ll a$, έτσι με αμελητέο σφάλμα μπορεί να υποτεθεί ότι $g^* = g_o^*$ και να θεωρηθεί η βαρυτική δύναμη ως σταθερά.

2.5.3 Η ΙΞΩΔΗΣ ΔΥΝΑΜΗ

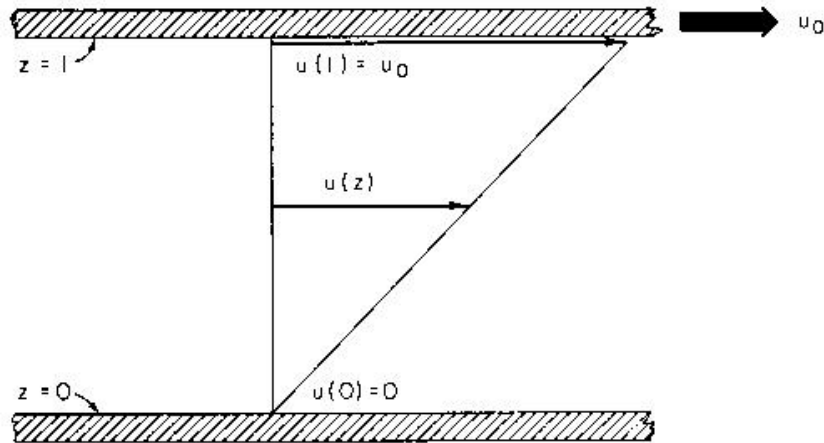
Οποιοδήποτε ρευστό υπόκειται στην εσωτερική τριβή (ιξώδες), η οποία το αναγκάζει να αντισταθεί στην τάση να κινηθεί. Αν και μια πλήρης αναφορά στη δύναμη του ιξώδες είναι περίπλοκη, η βασική φυσική έννοια μπορεί να εξηγηθεί σε ένα απλό πείραμα. Ένα στρώμα ασυμπιέστου ρευστού είναι περιορισμένο μεταξύ δύο οριζόντιων πλακών που χωρίζονται από μια απόσταση l όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.7. Η κάτω πλάκα είναι καθορισμένη και η πάνω πλάκα τοποθετείται στην κίνηση στην διεύθυνση x ταχύτητας u_o . Το ιξώδες αναγκάζει τα μόρια του ρευστού στο στρώμα που είναι σε επαφή με την πλάκα να κινηθούν με την ταχύτητα της πλάκας. Κατά συνέπεια, στο $z = l$ το ρευστό κινείται με ταχύτητα $u(l) = u_o$ και στο $z = 0$ το ρευστό είναι ακίνητο. Η δύναμη που εφάπτεται στην άνω πλάκα, απαιτείται για να διατηρηθεί σε σταθερή κίνηση το ρευστό, αποδεικνύεται ότι είναι ανάλογη προς τον τομέα της πλάκας, της ταχύτητας και του αντιστρόφου της απόστασης που χωρίζει τις πλάκες. Κατά συνέπεια, μπορεί να γραφτεί $F = \mu A u_o / l$ όπου το μ είναι μια σταθερά αναλογίας, ο *συντελεστής δυναμικού ιξώδους*.

Αυτή η δύναμη πρέπει να είναι ακριβώς ίση με τη δύναμη που ασκείται από την άνω πλάκα στο ρευστό που βρίσκεται κάτω από αυτή. Για μια κατάσταση ομοιόμορφης κίνησης, κάθε οριζόντιο στρώμα του ρευστού βάρους δz πρέπει να ασκεί την ίδια δύναμη F στο ρευστό που βρίσκεται από κάτω. Αυτό μπορεί να εκφραστεί στη μορφή $F = \mu A \delta u / \delta z$ όπου $\delta u = u_o \delta z / l$ είναι η διάτμηση της ταχύτητας κατά μήκος του στρώματος z . Η ιξώδης δύναμη ανά μονάδα εμβαδού μπορεί να οριστεί ως:

$$\tau_{zx} = \lim_{\delta z \rightarrow 0} \mu \frac{\delta u}{\delta z} = \mu \frac{\partial u}{\partial z}$$

όπου οι δείκτες δείχνουν ότι το τ_{zx} είναι η συνιστώσα της πίεσης διάτμησης στην διεύθυνση x εξ αιτίας της κάθετης διάτμησης της συνιστώσας x της ταχύτητας.

Από μοριακή άποψη αυτή η διατμίζουσα πίεση προκύπτει από μια καθοδική μεταφορά της ορμής από την τυχαία κίνηση των μορίων.



Σχήμα 2.7: Μια μονοδιάστατη ροή (σταθερής κατάστασης) του ιξώδους. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

Αυτή η προς τα κάτω μεταφορά ορμής ανά μονάδα χρόνου και ανά μονάδα εμβαδού είναι απλά η πίεση διάτμησης.

Με παρόμοιο τρόπο γίνεται και η μεταφορά της θερμότητας. Σε αυτές τις περιπτώσεις η μεταφορά αναφέρεται ως *μοριακή διάχυση*.

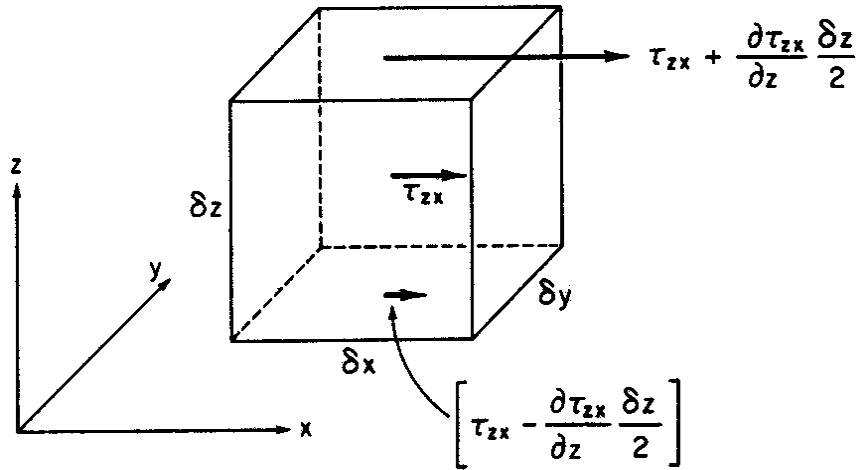
Σε ένα παράδειγμα σταθερής δισδιάστατης κίνησης όπως φαίνεται παρακάτω δεν υπάρχει καμία καθαρή ιξώδης δύναμη να ενεργεί στα στοιχεία του ρευστού και η διάτμηση που ασκείται κατά μήκος σε κάθε στοιχείο του ρευστού είναι ίση και αντίθετη με αυτή που ασκείται στο κάτω όριο. Για μια πιο γενική περίπτωση μια μεταβαλλόμενη δισδιάστατη κίνηση ροής διάτμησης σε ένα ασυμπύεστο ρευστό μπορεί να υπολογιστεί η ιξώδης δύναμη θεωρώντας έναν διαφορικό όγκο στοιχείου κεντροθετημένο στο (x, y, z) με πλευρές $\delta x \delta y \delta z$ όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.8. Αν η δύναμη διάτμησης στην διεύθυνση x που διέρχεται από το κέντρο του στοιχείου σχεδιάζεται ως τ_{zx} τότε η διάτμηση που ασκείται κατά μήκος του άνω οριακού στρώματος στο ρευστό που βρίσκεται από κάτω μπορεί να γραφεί προσεγγιστικά ως:

$$\tau_{zx} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2}$$

Ενώ η πίεση που ασκείται κατά μήκος του κάτω στρώματος στο ρευστό που βρίσκεται από πάνω είναι:

$$-\tau_{zx} - \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2}$$

Η καθαρή ιξώδης δύναμη (net viscous force) στο στοιχείο όγκου που ενεργεί στην διεύθυνση x δίνεται έπειτα από το άθροισμα των πιέσεων που ασκούνται κατά μήκος.



Σχήμα 2.8: Η συνιστώσα x της κάθετης διάτμησης στο στοιχείο ενός ρευστού. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Για το άνω όριο του ρευστού που βρίσκεται από κάτω και κατά μήκος του κάτω ορίου ισχύει:

$$\left(\tau_{zx} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2} \right) \delta y \delta x - \left(\tau_{zx} - \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \frac{\delta z}{2} \right) \delta y \delta x$$

Διαιρώντας αυτήν την έκφραση με την μάζα $\rho \delta x \delta y \delta z$ διαπιστώνεται ότι η ιξώδης δύναμη ανά μονάδα μάζας που οφείλεται στην κάθετη διάτμηση της κίνησης στη διεύθυνση x είναι:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

Για σταθερό μ , η δεξιά πλευρά μπορεί να απλοποιηθεί σε $\nu \partial^2 u / \partial z^2$, όπου $\nu = \mu / \rho$ είναι ο *συντελεστής κινηματικού ιξώδους*. Για συνηθισμένες καιρικές συνθήκες στο επίπεδο της θάλασσας ισχύει $\nu = 1.46 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Παραγωγίσεις ανάλογες με αυτήν που παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.8 μπορούν να πραγματοποιηθούν για τις πιέσεις του ιξώδους που ασκούνται σε άλλες διευθύνσεις. Τα αποτελέσματα για τις συνιστώσες της δύναμης τριβής ανά μονάδα μάζας σε ένα τρισδιάστατο Καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων είναι:

$$F_{rx} = \nu \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right]$$

$$F_{ry} = \nu \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \quad (2.19)$$

$$F_{rz} = \nu \left[\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right]$$

Για μια ατμόσφαιρα κάτω από τα 100 km το ν είναι τόσο μικρό όπου το μοριακό ιξώδες είναι αμελητέο εκτός από ένα λεπτό στρώμα μερικά εκατοστόμετρα πάνω από τη γήινη επιφάνεια όπου η κάθετη διάτμηση είναι πολύ μεγάλη. Πέρα από αυτό το επιφανειακό μοριακό οριακό στρώμα, η ορμή μεταφέρεται κυρίως από τις τυρβώδεις κινήσεις στροβίλου.

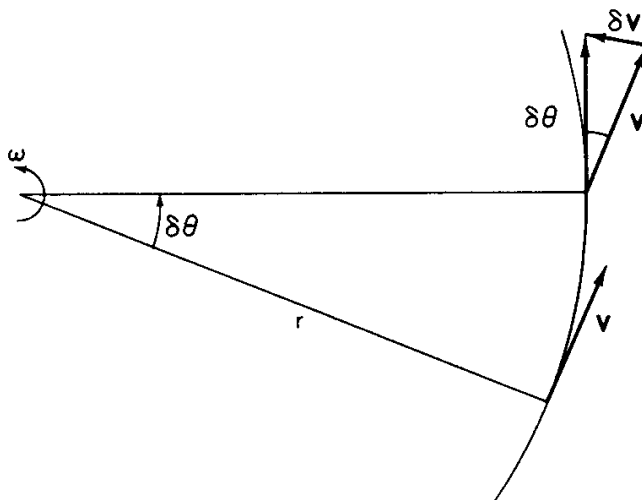
2.6 ΑΔΡΑΝΕΣ ΠΛΑΙΣΙΟ ΑΝΑΦΟΡΑΣ ΚΑΙ ΠΡΟΦΑΝΗΣ ΔΥΝΑΜΗ

Στη διατύπωση των νόμων της ατμοσφαιρικής δυναμικής είναι φυσικό να χρησιμοποιηθεί ένα γεωκεντρικό πλαίσιο αναφοράς, το οποίο είναι ένα πλαίσιο που καθορίζεται σχετικά με την περιστροφή της γης. Ο πρώτος νόμος του Νεύτωνα για την κίνηση εκφράζει ότι μια μάζα με σταθερή κίνηση σε σχέση με σύστημα συντεταγμένων θα παραμείνει σταθερή ελλείψει οποιονδήποτε δυνάμεων. Μια τέτοια κίνηση αναφέρεται ως *αδρανής κίνηση*. Είναι σαφές εντούτοις, ότι ένα αντικείμενο ακίνητο ή σε σταθερή κίνηση σε σχέση με την περιστροφή της γης δεν είναι ακίνητο ή κινείται με σταθερή ταχύτητα με ένα σύστημα συντεταγμένων που ορίζεται στο διάστημα. Επομένως, η κίνηση που εμφανίζεται να είναι αδρανής για έναν παρατηρητή στο γεωκεντρικό πλαίσιο αναφοράς είναι πραγματικά επιταχυνόμενη κίνηση. Ως εκ τούτου, το περιστρεφόμενο πλαίσιο είναι ένα *μη αδρανές πλαίσιο αναφοράς*. Οι νόμοι του Νεύτωνα για την κίνηση μπορούν να εφαρμοστούν σε ένα τέτοιο πλαίσιο μόνο εάν η επιτάχυνση των συντεταγμένων λαμβάνεται υπόψη. Ο πιο ικανοποιητικός τρόπος να συμπεριληφθούν αυτές οι επιδράσεις στην επιτάχυνση των συντεταγμένων είναι να εισαχθούν οι προφανείς "δυνάμεις" στον δεύτερο νόμο του Νεύτωνα. Αυτές οι προφανείς δυνάμεις είναι οι όροι αδρανής αντίδρασης που προκύπτει λόγω της επιτάχυνσης των συντεταγμένων. Για ένα σύστημα συντεταγμένων με σταθερή περιστροφή, δύο τέτοιες προφανείς δυνάμεις απαιτούνται, η φυγόκεντρος δύναμη και η δύναμη Coriolis.

2.6.1 Η ΦΥΓΟΚΕΝΤΡΟΣ ΔΥΝΑΜΗ

Μια σφαίρα μάζας m εφάπτεται με ένα κύκλο ακτίνας r και κινείται με μια σταθερή γωνιακή ταχύτητα ω . Υπό το βλέμμα ενός παρατηρητή μέσα στο αδρανές διάστημα η ταχύτητα της σφαίρας είναι σταθερή, αλλά η διεύθυνση της κίνησης της αλλάζει συνεχώς έτσι ώστε η ταχύτητά της δεν είναι σταθερή. Για να υπολογιστεί η επιτάχυνση θεωρείται η αλλαγή στην ταχύτητα δV που εμφανίζεται για μια χρονική αύξηση δT κατά τη διάρκεια της οποίας η σφαίρα περιστρέφεται κατά μια γωνία $\delta\theta$ όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.9. Δεδομένου ότι $\delta\theta$ είναι η γωνία μεταξύ των διανυσμάτων \mathbf{V} και $\mathbf{V} + \delta\mathbf{V}$ το μέγεθος του $\delta\mathbf{V}$ είναι ακριβώς $|\delta\mathbf{V}| = |\mathbf{V}|\delta\theta$. Εάν διαιρεθεί με το δt και τείνει το όριο στο 0 ($\delta t \rightarrow 0$), το $\delta\mathbf{V}$ έχει διεύθυνση προς τον άξονα της περιστροφής, τότε προκύπτει:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = |\mathbf{V}|\frac{d\theta}{dt}\left(-\frac{r}{\mathbf{r}}\right)$$



Σχήμα 2.9: Φυγόκεντρος δύναμη. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Αλλά $|\mathbf{V}| = \omega r$ και $d\theta/dt = \omega$ έτσι ώστε:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\omega^2 \mathbf{r} \quad (2.20)$$

Επομένως, από σταθερές συντεταγμένες η κίνηση έχει σταθερή επιτάχυνση και έχει διεύθυνση προς τον άξονα περιστροφής και είναι ίση με το τετράγωνο της γωνιακής ταχύτητας. Αυτή η επιτάχυνση ονομάζεται *κεντρομόλος επιτάχυνση*. Προκαλείται από τη δύναμη που “έλκει” τη σφαίρα.

Έστω ότι γίνεται η μελέτη της κίνησης σε ένα σύστημα συντεταγμένων που περιστρέφεται με την σφαίρα. Σε αυτό το περιστρεφόμενο σύστημα η σφαίρα είναι στάσιμη, αλλά υπάρχει ακόμα μια δύναμη που ενεργεί στην σφαίρα. Επομένως, προκειμένου να εφαρμοστεί ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα για την περιγραφή της κίνησης σε σχέση με αυτό το περιστρεφόμενο σύστημα συντεταγμένων πρέπει να συμπεριληφθεί μια πρόσθετη προφανής δύναμη, η *φυγόκεντρος δύναμη*. Κατά συνέπεια, η φυγόκεντρος δύναμη είναι ισοδύναμη με την αδρανή αντίδραση της σφαίρας και ακριβώς ίση και αντίθετη από την κεντρομόλο επιτάχυνση.

2.6.2 Η ΔΥΝΑΜΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ

Ένα σωματίδιο μιας μονάδας μάζας στην επιφάνεια της γης, που παρατηρείται σε ένα πλαίσιο αναφοράς που περιστρέφεται με τη γη, δέχεται μια φυγόκεντρο δύναμη $\Omega^2 R$, όπου Ω είναι η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης και του R το διάνυσμα θέσης από τον άξονα περιστροφής από το σωματίδιο.

Κατά συνέπεια, το βάρος ενός σωματιδίου μάζας m στην επιφάνεια της γης είναι ακριβώς η αντίδραση της δύναμης της γης στο σωματίδιο και θα είναι γενικά μικρότερη από τη βαρυτική δύναμη mg^* επειδή η φυγόκεντρος δύναμη ισορροπεί εν μέρει τη βαρυτική δύναμη. Είναι, επομένως, κατάλληλο να συνδυαστούν τα αποτελέσματα της βαρυτικής δύναμης και της φυγόκεντρος δύναμης για τον καθορισμό της δύναμης βαρύτητας g (συχνά αποκαλούμενης *βαρύτητας*) έτσι ώστε

$$\mathbf{g} = \mathbf{g}^* + \Omega^2 \mathbf{R} \quad (2.21)$$

Η βαρυτική δύναμη κατευθύνεται προς το κέντρο της γης, ενώ η φυγόκεντρος δύναμη έχει διεύθυνση αντίθετη. Επομένως, εκτός από τους πόλους και τον ισημερινό, η βαρύτητα δεν έχει διεύθυνση προς το κέντρο της γης όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.10.

Η βαρύτητα μπορεί να αντιπροσωπευθεί σε όρους βαθμίδας μια δύναμης συνάρτησης Φ η οποία ονομάζεται *γεωδυναμικό*:

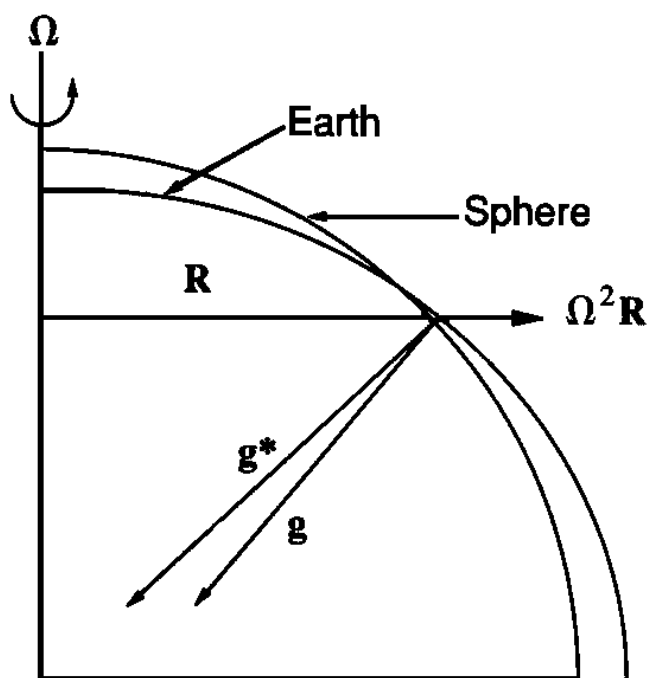
$$\nabla\Phi = -\mathbf{g}$$

Αλλά, εφόσον $\mathbf{g} = -g\mathbf{k}$ όπου $g = |\mathbf{g}|$, είναι σαφές ότι $\Phi = \Phi(z)$ και $d\Phi/dz = g$. Εάν η τιμή του γεωδυναμικού τίθεται μηδέν στη μέση στάθμη της θάλασσας, το γεωδυναμικό $\Phi = \Phi(z)$ στο ύψος z είναι το έργο που απαιτείται για να ανυψωθεί μια μάζα σε ύψος z από τη μέση στάθμη της θάλασσας:

$$\Phi = \int_0^z g dz \quad (2.22)$$

2.6.3 Η ΔΥΝΑΜΗ CORIOLIS

Ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα για την κίνηση μπορεί να εφαρμοστεί σε περιστρεφόμενα συστήματα συντεταγμένων για να περιγράψει ένα αντικείμενο το οποίο είναι ακίνητο ως προς το περιστρεφόμενο σύστημα υπό τον όρο ότι μια προφανής δύναμη, η φυγόκεντρος δύναμη, συμπεριλαμβάνεται μεταξύ των δυνάμεων που ενεργούν στο αντικείμενο.



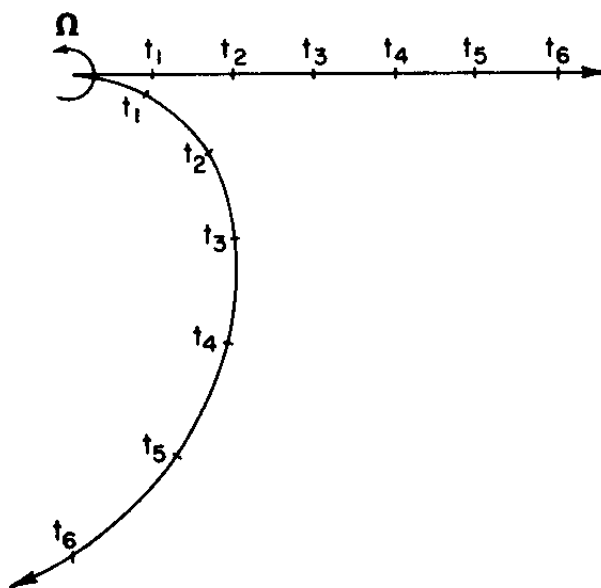
Σχήμα 2.10: Η σχέση μεταξύ της βαρυτικής δύναμης g^* , της βαρύτητας g και το σχήμα της Γης. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Εάν το αντικείμενο κινείται ως προς το περιστρεφόμενο σύστημα, μια πρόσθετη προφανής δύναμη, η δύναμη Coriolis, απαιτείται για να ισχύει ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα.

Έστω ένα αντικείμενο που κινείται με σταθερή ταχύτητα ως προς ένα αδρανές σύστημα συντεταγμένων. Εάν το αντικείμενο παρατηρείται από ένα περιστρεφόμενο σύστημα με τον άξονα περιστροφής κάθετο στο επίπεδο της κίνησης, η πορεία εμφανίζεται να κάμπτεται, όπως δείχνει στο Σχήμα 2.11. Κατά συνέπεια, όπως αντιμετωπίζεται σε ένα περιστρεφόμενο σύστημα συντεταγμένων υπάρχει μια προφανής δύναμη που εκτρέπεται το αντικείμενο σε αδρανή κίνηση από μια ευθύγραμμη πορεία. Η προκύπτουσα πορεία είναι κυρτή προς μια διεύθυνση αντίθετη από την διεύθυνση της περιστροφής των συντεταγμένων. Αυτή η δύναμη εκτροπής είναι η δύναμη Coriolis. Όπως αντιμετωπίζεται από ένα περιστρεφόμενο σύστημα, η σχετική κίνηση είναι μια επιταχυνόμενη κίνηση με την επιτάχυνση να είναι ίση με το άθροισμα της δύναμης Coriolis και της φυγόκεντρος δύναμης. Η δύναμη Coriolis, που ενεργεί κάθετα στο διάνυσμα της ταχύτητας, μπορεί μόνο να αλλάξει την διεύθυνση της κίνησης. Εντούτοις, η φυγόκεντρος δύναμη, που ενεργεί ακτινωτά εξωτερικά, έχει μια συνιστώσα κατά μήκος της διεύθυνσης της κίνησης, η οποία αυξάνει την ταχύτητα των μορίων εξωτερικά. Κατά συνέπεια, σε αυτό το παράδειγμα της αδρανούς κίνησης όπως περιγράφεται από ένα περιστρεφόμενο σύστημα συμπεριλαμβάνονται τα αποτελέσματα της δύναμης Coriolis και της φυγόκεντρος δύναμης.

Η μαθηματική μορφή για τη δύναμη Coriolis που οφείλεται στην κίνηση σε σχέση με την περιστροφή της γης μπορεί να προκύψει με την εξέταση της κίνησης ενός υποθετικού σωματιδίου που μπορεί να κινηθεί χωρίς τριβή σε μια οριζόντια επιφάνεια στην

περιστρεφόμενη γη. Εάν το σωματίδιο είναι αρχικά ακίνητο σε σχέση με την γη, οι μόνες δυνάμεις που ενεργούν σε αυτό είναι η βαρυτική δύναμη και η προφανής φυγόκεντρος δύναμη που οφείλεται στην περιστροφή της γης. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το άθροισμα αυτών των δύο δυνάμεων καθορίζει τη βαρύτητα.



Σχήμα 2.11: Αδρανής κίνηση όπως φαίνεται από αδρανή πλαίσιο (ευθεία γραμμή) και από ένα περιστρεφόμενο πλαίσιο (κυρτή γραμμή). (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Έστω ένα σωματίδιο που τίθεται σε κίνηση προς την ανατολική διεύθυνση από μια ωστική δύναμη. Δεδομένου ότι το σωματίδιο περιστρέφεται τώρα γρηγορότερα από τη γη, η φυγόκεντρος δύναμη στο σωματίδιο θα αυξηθεί. Το Ω είναι το μέγεθος της γωνιακής ταχύτητας της γης, το R είναι το διάνυσμα θέσης από τον άξονα της περιστροφής του σωματιδίου και το u είναι η ταχύτητα του σωματιδίου σε σχέση με το έδαφος, η συνολική φυγόκεντρος δύναμη είναι:

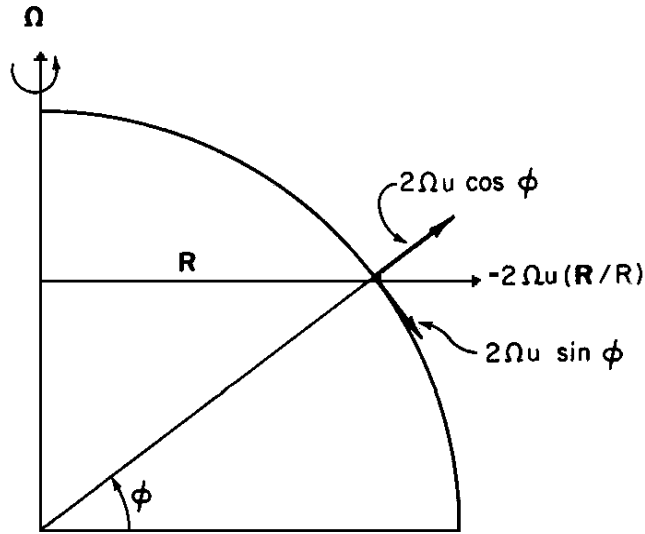
$$\left(\Omega + \frac{u}{R}\right)^2 \mathbf{R} = \Omega^2 \mathbf{R} + \frac{2\Omega u \mathbf{R}}{R} + \frac{u^2 \mathbf{R}}{R^2} \quad (2.23)$$

Ο πρώτος όρος στα δεξιά είναι η φυγόκεντρος δύναμη που οφείλεται στην περιστροφή της γης, όπου συμπεριλαμβάνεται, φυσικά και η βαρύτητα. Οι άλλοι δύο όροι αντιπροσωπεύουν τις δυνάμεις εκτροπής, οι οποίες ενεργούν εξωτερικά κατά μήκος του διανύσματος R (δηλαδή κάθετο στον άξονα περιστροφής). Για κινήσεις συνοπτικής κλίμακας $|u| \ll \Omega R$ ο τελευταίος όρος μπορεί να αγνοηθεί σε μια πρώτη προσέγγιση. Ο όρος που απομένει στην Εξ. (2.23), $2\Omega u(\mathbf{R}/R)$ είναι η *δύναμη Coriolis* που οφείλεται στην σχετική κίνηση παράλληλη σε έναν κύκλο γεωγραφικού πλάτους. Αυτή η δύναμη Coriolis μπορεί να διαιρεθεί σε συνιστώσες κάθετες των μεσημβρινών διευθύνσεων, αντίστοιχα, όπως υποδεικνύεται στο Σχήμα. 2.12. Επομένως, η σχετική κίνηση κατά μήκος της οριζόντιας διεύθυνσης προκαλεί μια επιτάχυνση στη κάθετη διεύθυνση που δίνεται από την σχέση:

$$\left(\frac{du}{dt}\right)_{Co} = -2\Omega u \sin \phi \quad (2.24)$$

Και η κάθετη επιτάχυνση δίνεται από:

$$\left(\frac{dw}{dt}\right)_{Co} = 2\Omega u \cos \phi \quad (2.25)$$



Σχήμα 2.12: Συνιστώσες της δύναμης Coriolis που οφείλονται στην σχετική κίνηση κατά μήκος ενός κύκλου γεωγραφικού μήκους. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

όπου το u , το v και το w έχουν σχεδιαστεί ως η ανατολική, η βόρεια και η προς τα κάτω συνιστώσες της ταχύτητας, αντίστοιχα, ϕ είναι το γεωγραφικό πλάτος και ο δείκτης Co δείχνει μια επιτάχυνση που οφείλεται μόνο στην δύναμη Coriolis. Ένα σωματίδιο που κινείται ανατολικά στο οριζόντιο επίπεδο στο βόρειο ημισφαίριο εκτρέπεται νότια από τη δύναμη Coriolis, ενώ ένα σωματίδιο που κινείται δυτικά εκτρέπεται βόρεια. Στην κάθε περίπτωση η εκτροπή γίνεται προς τα δεξιά της διεύθυνσης της κίνησης. Η κάθετη συνιστώσα της δύναμης Coriolis (2.25) είναι συνήθως πολύ μικρότερη από τη βαρυτική δύναμη, έτσι η μόνη επίδρασή της είναι μια πολύ ελάχιστη αλλαγή στο προφανές βάρος ενός αντικειμένου ανάλογα με εάν το αντικείμενο κινείται ανατολικά ή δυτικά.

Μέχρι τώρα έχει αναφερθεί ότι η δύναμη Coriolis που οφείλεται στη σχετική κίνηση είναι παράλληλη στους κύκλους του γεωγραφικού πλάτους. Έστω ένα σωματίδιο που βρίσκεται στον ισημερινό και τίθεται σε κίνηση από μια ωστική δύναμη. Καθώς το σωματίδιο κινείται θα διατηρήσει την γωνιακή ορμή του ελλείψει των ροπών στην Ανατολική και Δυτική διεύθυνση. Κατά συνέπεια, αφήνοντας το δR να υποδεικνύει την αλλαγή στην απόσταση από τον άξονα περιστροφής για μια νότια μετατόπιση από το γεωγραφικό πλάτος ϕ_0 στο γεωγραφικό πλάτος $\phi_0 + \delta\phi$ ($\delta\phi < 0$ για μια μετατόπιση στον ισημερινό), προκύπτει από την διατήρηση της γωνιακής ορμής:

$$\Omega R^2 = \left(\Omega + \frac{\delta u}{R + \delta R}\right)(R + \delta R)^2$$

όπου δu είναι η ανατολική σχετική ταχύτητα όταν φθάσει το σωματίδιο στο γεωγραφικό πλάτος $\phi_0 + \delta\phi$. Επεκτείνοντας την δεξιά πλευρά ή αγνοώντας το διαφορικό 2^{ης} τάξης και επιλύοντας ως προς δu προκύπτει:

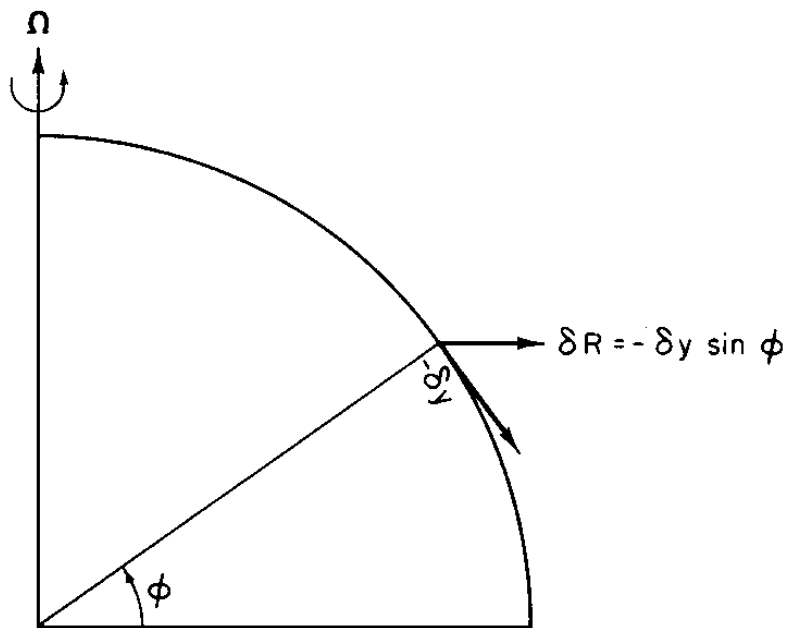
$$\delta u = -2V\delta R = +2Va\delta\phi \sin \phi_0$$

όπου έχει χρησιμοποιηθεί η σχέση $\delta R = -a\delta\phi \sin\phi_o$ (a είναι η ακτίνα της γης). Αυτή η σχέση είναι διευκρινισμένη στο Σχήμα 2.13. Διαιρώντας με την αύξηση του χρόνου δt και τείνοντας το όριο στο 0 ($\delta t \rightarrow 0$), προκύπτει:

$$\left(\frac{du}{dt}\right)_{Co} = 2\Omega\alpha \frac{d\phi}{dt} \sin\phi_o = 2\Omega v \sin\phi$$

όπου $v = a d\phi/dt$ είναι η συνιστώσα της νότιας ταχύτητας.

Ομοίως, είναι εύκολο να αποδειχτεί ότι εάν το σωματίδιο προωθείται κάθετα στο γεωγραφικό πλάτος ϕ_o , η διατήρηση της απόλυτης γωνιακής ορμής απαιτεί μια επιτάχυνση στη ζωνική διεύθυνση ίση με $-2\Omega w \cos\phi_o$, όπου το W είναι η κάθετη ταχύτητα.



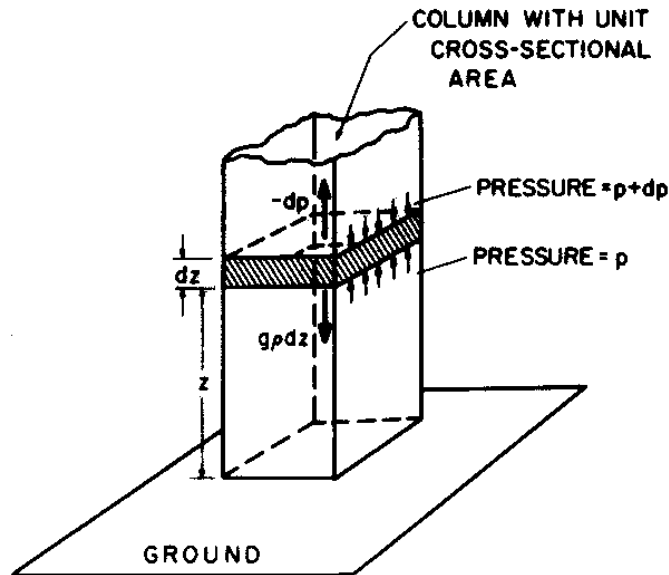
Σχήμα 2.13: Η σχέση μεταξύ του δR και $\delta\phi = a\delta\phi$ για μία μετατόπιση προς την περιφέρεια του ισημερινού. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

Κατά συνέπεια, στη γενική περίπτωση όπου και οριζόντιες και κάθετες σχετικές κινήσεις συμπεριλαμβάνονται ισχύει:

$$\left(\frac{du}{dt}\right)_{Co} = 2\Omega v \sin\phi - 2\Omega w \cos\phi \quad (2.26)$$

2.7 Η ΥΔΡΟΣΤΑΤΙΚΗ ΕΞΙΣΩΣΗ

Ελλείψει ατμοσφαιρικών κινήσεων η δύναμη βαρύτητας πρέπει να εξισωθεί με την κάθετη συνιστώσα της δύναμης βαροβαθμίδας.



Σχήμα 2.14: Ισορροπία των δυνάμεων για μια υδροστατική ισορροπία. Το dp είναι αρνητικό εφόσον η πίεση μειώνεται με το ύψος. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

Κατά συνέπεια, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.14 ισχύει η μαθηματική σχέση:

$$dp/dz = -\rho g \quad (2.27)$$

Αυτή η συνθήκη της υδροστατικής ισορροπίας παρέχει μια άψογη προσέγγιση για την κάθετη εξάρτηση του τομέα πίεσης με την πραγματική ατμόσφαιρα. Μόνο για έντονα συστήματα μικρής κλίμακας όπως οι θύελλες και οι ανεμοστρόβιλοι είναι απαραίτητο να εξεταστούν από την υδροστατική ισορροπία. Ολοκληρώνοντας την Εξίσωση. (2.27) από ένα ύψος z μέχρι την κορυφή της ατμόσφαιρας προκύπτει ότι:

$$p(z) = \int_z^{\infty} \rho g dz$$

Έτσι ώστε η πίεση σε οποιαδήποτε σημείο να είναι ίση με το βάρος της στήλης του αέρα που βρίσκεται πάνω από εκείνο το σημείο. Κατά συνέπεια, η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας $p(0) = 101.325 \text{ KPa} (1013.15 \text{ mb})$ είναι το μέσο βάρος ανά τετραγωνικό μέτρο της συνολικής ατμοσφαιρικής στήλης. Είναι συχνά χρήσιμο να εκφράζεται η υδροστατική εξίσωση, σε όρους γεωδυναμικού παρά γεωμετρικού ύψους. Σημειώνοντας ότι ισχύουν οι σχέσεις $d\phi = g dz$ και $a = RT/\rho$, η υδροστατική εξίσωση μπορεί να εκφραστεί στη μορφή

$$d\Phi = -(RT/p) dp = -RT d \ln p \quad (2.28)$$

Κατά συνέπεια, η μεταβολή του γεωδυναμικού σε σχέση με την πίεση εξαρτάται μόνο από την θερμοκρασία. Ολοκληρώνοντας την Εξίσωση (1.16) στην κάθετο προκύπτει μια μορφή της *υπομετρικής εξίσωσης*.

$$\Phi(z_2) - \Phi(z_1) = R \int_{p_2}^{p_1} T d \ln p \quad (2.29)$$

Οι μετεωρολόγοι αντικαθιστούν το $\Phi(z)$ στην Εξ. (2.29) από μια ποσότητα που ονομάζεται *γεωδυναμικό ύψος*, το οποίο καθορίζεται ως $Z = \Phi(z)/g_o$, όπου $g_o = 9.80665 \text{ms}^{-2}$ είναι η μέση τιμή της βαρύτητας στην μέση στάθμη της θάλασσας. Κατά συνέπεια στην τροπόσφαιρα και στην κατώτερη στρατόσφαιρα το Z είναι αριθμητικά σχεδόν ίδιο με το γεωμετρικό ύψος z . Σε όρους του z η υψομετρική εξίσωση γίνεται:

$$Z_T = Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_o} \int_{p_2}^{p_1} T d \ln p \quad (2.30)$$

όπου το Z_T είναι το *πάχος* του ατμοσφαιρικού στρώματος μεταξύ των επιφανειών πίεσης p_2 και p_1 . Καθορίζοντας την μέση θερμοκρασία ενός στρώματος ως

$$\langle T \rangle = \int_{p_2}^{p_1} T d \ln p \left[\int_{p_2}^{p_1} d \ln p \right]^{-1}$$

και το ύψος ενός στρώματος μέσης κλίμακας $H = R \langle T \rangle / g_o$, τότε προκύπτει από την Εξ. (2.30)

$$Z_T = H \ln(p_1/p_2) \quad (2.31)$$

Κατά συνέπεια το πάχος ενός στρώματος που έχει όρια ισοβαρικές επιφάνειες είναι ανάλογο προς τη μέση θερμοκρασία του στρώματος. Η πίεση μειώνεται γρηγορότερα με το ύψος σε ένα ψυχρό στρώμα από ότι σε ένα θερμό. Προκύπτει από την Εξίσωση (2.31) ότι σε μια ισοθερμική ατμόσφαιρα θερμοκρασίας T το γεωδυναμικό ύψος είναι ανάλογο με τον φυσικό λογάριθμο της πίεσης που ομαλοποιείται από την πίεση επιφάνειας:

$$Z = -H \ln(p/p_o)$$

όπου το p_o είναι η πίεση στο $z = 0$. Κατά συνέπεια, η πίεση μειώνεται εκθετικά με το γεωδυναμικό ύψος με έναν συντελεστή e^{-1} ανά κλίμακα ύψους

$$p(Z) = p(0)e^{-Z/H}$$

2.8 Η ΥΔΡΟΣΤΑΤΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ

Μια παρόμοια ανάλυση μπορεί να εφαρμοστεί στην κάθετη συνιστώσα της εξίσωσης ορμής στην σχέση $\frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \phi + F_{rz}$. Δεδομένου ότι η πίεση μειώνεται από το έδαφος προς την τροπόπαυση, η κάθετη βαροβαθμίδα μπορεί να διαβαθμιστεί από το P_o/H , όπου το P_o είναι η πίεση επιφάνειας και το H είναι το βάθος της τροπόσφαιρας.

Οι όροι στην σχέση $\frac{Dw}{Dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + 2\Omega u \cos \phi + F_{rz}$ μπορούν έπειτα να υπολογιστούν για κινήσεις συνοπτικής – κλίμακας και παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.2.

z-Eq.	Dw/Dt	$-2 \Omega u \cos\phi$	$-(u^2 + v^2)/a$	$= -\rho^{-1} \theta p / \theta z$	-g	+F _{rz}
Κλίμακες	UW / L	f ₀ U	U ² / α	P ₀ / (ρ H)	g	v WH ⁻²
m s ⁻²	10 ⁻⁷	10 ⁻³	10 ⁻⁵	10	10	10 ⁻¹⁵

Πίνακας 2.2: Ανάλυση κλίμακας της κάθετης εξίσωσης ορμής. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

Η διαβάθμιση δείχνει σε έναν μεγάλο βαθμό ακρίβειας ότι ο τομέας πίεσης είναι σε *υδροστατική ισορροπία*, δηλαδή η πίεση σε οποιοδήποτε σημείο είναι ίση με το βάρος της στήλης του αέρα που υπάρχει πάνω από εκείνο το σημείο.

Η ανωτέρω ανάλυση της εξίσωσης κάθετης ορμής είναι κάπως παραπλανητική. Δεν είναι ικανοποιητικό να παρουσιαστεί ότι μόνο η κάθετη επιτάχυνση είναι μικρή έναντι του *g*. Δεδομένου ότι μόνο εκείνο το τμήμα του τομέα πίεσης που μεταβάλλεται οριζόντια συνδέεται άμεσα με τον τομέα της οριζόντιας ταχύτητας, είναι απαραίτητο να παρουσιαστεί ότι η οριζόντια μεταβαλλόμενη συνιστώσα είναι από μόνη της σε υδροστατική ισορροπία με το οριζόντιο μεταβαλλόμενο πεδίο της πυκνότητας. Για να γίνει κατανοητό πρέπει πρώτα μια σταθερή πίεση $p_o(z)$, η οποία είναι η οριζόντια μέση πίεση σε κάθε ύψος, και μια αντίστοιχη σταθερή πυκνότητα $\rho_o(z)$ να είναι σε ακριβή υδροστατική ισορροπία έτσι ώστε να ισχύει:

$$\frac{1}{\rho_o} \frac{dp_o}{dz} \equiv -g \quad (2.32)$$

Μετά μπορούν να γραφτούν τα πεδία πίεσης και πυκνότητας ως:

$$p(x, y, z, t) = p_o(z) + p'(x, y, z, t) \quad (2.33)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_o(z) + \rho'(x, y, z, t)$$

όπου το p' και το ρ' είναι οι αποκλίσεις από τις σταθερές τιμές για την πίεση και την πυκνότητα. Για μια ατμόσφαιρα “ευσταθή” το p' και το ρ' θα ήταν μηδέν. Χρησιμοποιώντας τις Εξ. (2.32) και (2.33) και υποθέτοντας ότι ο λόγος ρ'/ρ_o έχει πολύ μικρό μέγεθος έτσι ώστε να ισχύει $(\rho_o + \rho')^{-1} \cong \rho_o^{-1}(1 - \rho'/\rho_o)$ προκύπτει ότι

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g = -\frac{1}{\rho_o + \rho'} \frac{\partial}{\partial z} (p_o + p') - g \approx \frac{1}{\rho_o} \left(\frac{\rho'}{\rho_o} \frac{dp_o}{dz} - \frac{\partial p'}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho_o} \left(\rho' g + \frac{\partial p'}{\partial z} \right) \quad (2.34)$$

Για τις κινήσεις συνοπτικής – κλίμακας, οι όροι στην Εξ. (2.34) έχουν μεγέθη της τάξης

$$\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p'}{\partial z} \rightarrow \frac{\delta P}{\rho_o H} \rightarrow 10^{-1} \text{ms}^{-2}, \quad \frac{\rho' g}{\rho_o} \rightarrow 10^{-1} \text{ms}^{-2}$$

Συγκρίνοντας τα μεγέθη των άλλων όρων στην εξίσωση κάθετης ορμής (Πίνακας 2.2), παρατηρείται ότι σε μια πολύ καλή προσέγγιση ο τομέας της πίεσης της διαταραχής είναι σε υδροστατική ισορροπία με τον τομέα της διαταραχής της πυκνότητας έτσι ώστε

$$\frac{\partial p'}{\partial z} + \rho' g = 0 \quad (2.35)$$

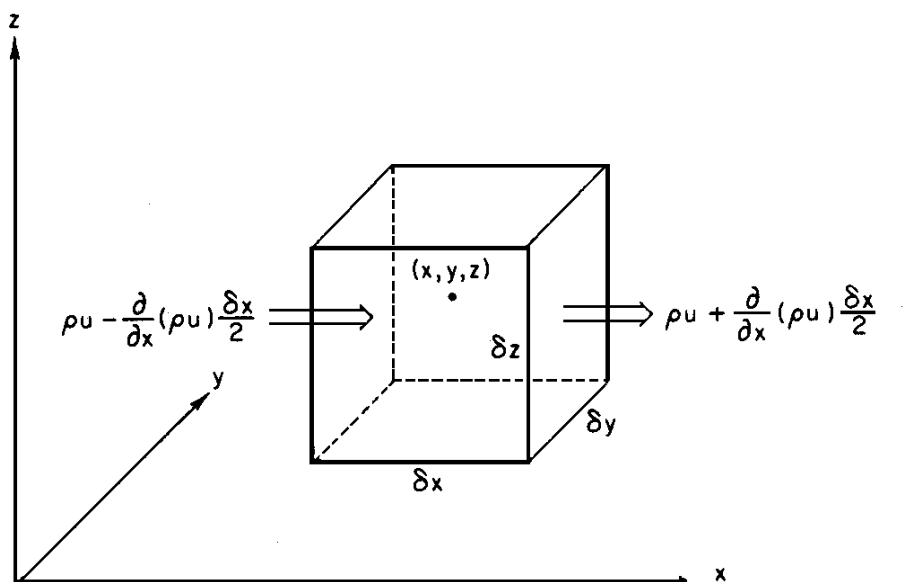
Επομένως, για κινήσεις συνοπτικής-κλίμακας, οι κάθετες επιταχύνσεις είναι αμελητέες και η κατακόρυφος δεν μπορεί να καθοριστεί από την εξίσωση κάθετης ορμής.

2.9 Η ΕΞΙΣΩΣΗ ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ

Η μαθηματική σχέση που εκφράζει την διατήρηση της μάζας για ένα ρευστό ονομάζεται εξίσωση συνέχειας. Σε αυτό το κομμάτι θα γίνει μια αναφορά στην εξίσωση συνέχειας χρησιμοποιώντας δύο εναλλακτικές μεθόδους. Η πρώτη μέθοδος είναι βασισμένη σε έναν Eulerian έλεγχο όγκου, ενώ η δεύτερη βασίζεται σε έναν Lagrangian έλεγχο όγκου.

2.9.1 EULERIAN ΜΕΘΟΔΟΣ

Έστω ένα στοιχείο όγκου $\delta x \delta y \delta z$ το οποίο βρίσκεται σε ένα καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.15. Για έναν τέτοιο σταθερό έλεγχο όγκου το καθαρό ποσοστό μαζικής εισροής μέσω των πλευρών πρέπει να είναι ίσο με το ποσοστό συσσώρευσης της μάζας μέσα στον όγκο.



Σχήμα 2.15: Η εισροή μάζας (Eulerian) σε ένα όγκο, που οφείλεται στην παράλληλη κίνηση στον άξονα x. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

Το ποσοστό μάζας που διέρχεται από την αριστερή πλευρά ανά μονάδα εμβαδού είναι:

$$\left[\rho u - \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) \frac{\delta x}{2} \right]$$

όπου το ποσοστό εκροής ανά μονάδα εμβαδού μέσω της δεξιάς πλευράς είναι:

$$\left[\rho u + \frac{\partial}{\partial x} (\rho u) \frac{\delta x}{2} \right]$$

Δεδομένου ότι το εμβαδόν για κάθε πλευρά είναι $\delta y \delta z$, το καθαρό ποσοστό ροής στον όγκο στη συνιστώσα x είναι:

$$\left[\rho u - \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \frac{\delta x}{2} \right] \delta y \delta z - \left[\rho u + \frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \frac{\delta x}{2} \right] \delta y \delta z = -\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) \delta x \delta y \delta z$$

Παρόμοιες σχέσεις ισχύουν προφανώς και για τις διευθύνσεις y και z. Κατά συνέπεια, το καθαρό ποσοστό εισροής μάζας είναι:

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho w) \right] \delta x \delta y \delta z$$

και η εισροή μάζας ανά μονάδα όγκου που είναι $-\nabla \cdot (\rho \mathbf{U})$ πρέπει να είναι ίση με το ποσοστό αύξησης μάζας ανά μονάδα όγκου. Η αύξηση μάζας ανά μονάδα όγκου είναι η τοπική αλλαγή πυκνότητας $\partial \rho / \partial t$. Επομένως,

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{U}) = 0 \quad (2.36)$$

Η Εξίσωση (2.36) είναι μια μορφή “απόκλισης” της μάζας της εξίσωσης συνέχειας.

Μια εναλλακτική μορφή της εξίσωσης συνέχειας λαμβάνεται με την εφαρμογή της διανυσματικής ταυτότητας:

$$\nabla \cdot (\rho \mathbf{U}) \equiv \rho \nabla \cdot \mathbf{U} + \mathbf{U} \cdot \nabla \rho$$

και την σχέση

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla$$

για να προκύψει:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot \mathbf{U} = 0 \quad (2.37)$$

Η Εξ. (2.37) είναι μια μορφή της απόκλισης της ταχύτητας της εξίσωσης συνέχειας. Ο ρυθμός αύξησης της πυκνότητας ενός σωματιδίου του αέρα είναι ίσος με την αρνητική απόκλιση της ταχύτητας. Αυτό πρέπει να διακρίνεται από την Εξ. (2.36), η οποία περιγράφει το *ποσοστό τοπικής αλλαγής της πυκνότητας* και είναι ίσο με την αρνητική απόκλιση της μάζας.

2.9.2 LAGRANGIAN ΜΕΘΟΔΟΣ

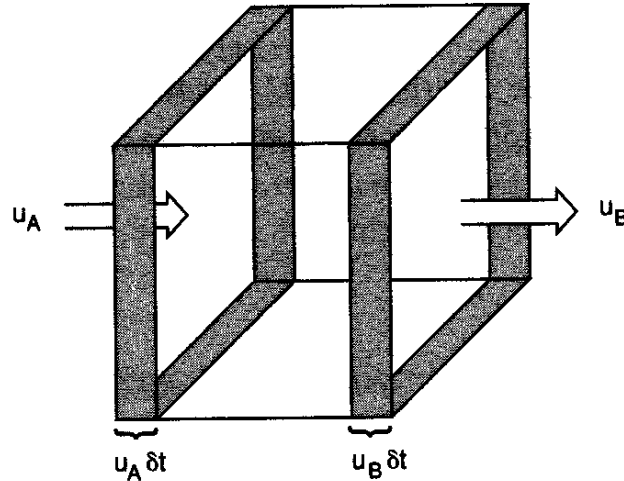
Η φυσική έννοια της απόκλισης μπορεί να εμφανιστεί στην ακόλουθη εναλλακτική παραγωγή της Εξ. (2.37). Εξετάζοντας έναν έλεγχο όγκου σταθερής μάζας δM που κινείται με το ρευστό. Δεδομένου ότι ο όγκος είναι ίσος με $\delta V = \delta x \delta y \delta z$, προκύπτει ότι, από $\delta M = \rho \delta V = \rho \delta x \delta y \delta z$, μπορεί να γραφτεί

$$\frac{1}{\delta M} \frac{D}{Dt}(\delta M) = \frac{1}{\rho \delta V} \frac{D}{Dt}(\rho \delta V) = \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{1}{\delta V} \frac{D}{Dt}(\delta V) = 0 \quad (2.38)$$

αλλά

$$\frac{1}{\delta V} \frac{D}{Dt} (\delta V) = \frac{1}{\delta x} \frac{D}{Dt} (\delta x) + \frac{1}{\delta y} \frac{D}{Dt} (\delta y) + \frac{1}{\delta z} \frac{D}{Dt} (\delta z)$$

Στο Σχήμα 2.16, οι πλευρές του όγκου ελέγχου στο επίπεδο y, z οι οποίες αναφέρονται ως A και B μεταφέρονται με την ροή στην διεύθυνση x με ταχύτητες $u_A = Dx/Dt$ και $u_B = D(x + \delta x)/Dt$, αντίστοιχα.



Σχήμα 2.16: Η αλλαγή στον όγκο (Lagrangian) που οφείλεται στην παράλληλη κίνηση του ρευστού στον άξονα x . (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton).

Κατά συνέπεια, η διαφορά στις ταχύτητες αυτών των δύο πλευρών είναι $\delta u = u_B - u_A = D(x + \delta x)/Dt - Dx/Dt$, ή $\delta u = D(\delta x)/Dt$. Ομοίως, $\delta v = D(\delta y)/Dt$ και $\delta w = D(\delta z)/Dt$. Επομένως,

$$\lim_{\delta x, \delta y, \delta z \rightarrow 0} \left[\frac{1}{\delta V} \frac{D}{Dt} (\delta V) \right] = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \nabla \cdot \mathbf{U}$$

έτσι ώστε στο όριο ($\delta V \rightarrow 0$) στην Εξ. (2.38) μειώνεται στην εξίσωση συνέχειας Εξ.(2.37) η απόκλιση του πεδίου της τρισδιάστατης ταχύτητας είναι ίση με τον ρυθμό αλλαγής του όγκου ενός σωματιδίου στο όριο ($\delta V \rightarrow 0$).

2.10 ΔΕΥΤΕΡΟΣ ΝΟΜΟΣ ΤΟΥ ΝΕΥΤΩΝΑ

Η εξίσωση ορμής προέρχεται από το δεύτερο νόμο του Νεύτωνα για την κίνηση, $F = Ma$, όπου το F είναι δύναμη (N), M είναι η μάζα (kg) και το a είναι επιτάχυνση (ms^{-2}). Ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα δηλώνει ότι η επιτάχυνση ενός σώματος που οφείλεται σε μια δύναμη είναι ανάλογη αυτήν την δύναμη, αντιστρόφως ανάλογη προς τη μάζα του σώματος και έχει την διεύθυνση της δύναμης. Όταν εφαρμόζεται στην ατμόσφαιρα, ο δεύτερος νόμος μπορεί να γραφτεί με διανυσματική μορφή ως

$$\mathbf{a}_i = \frac{1}{M_a} \sum \mathbf{F} \quad (2.39)$$

όπου το \mathbf{a}_i είναι η συνολική ή αδρανής επιτάχυνση, η οποία είναι ο ρυθμός αλλαγής της ταχύτητας ενός σωματιδίου του αέρα σε μια κίνηση σε σχέση ως προς ένα καθορισμένο

σύστημα συντεταγμένων (εκτός από το σύστημα γη – ατμόσφαιρας), το M_a είναι η μάζα του σωματιδίου του αέρα, και $\sum \mathbf{F}$ είναι το άθροισμα των δυνάμεων που ενεργούν στο σωματίδιο. Ένα πλαίσιο αναφοράς “ακίνητο” είναι ένα αδρανές πλαίσιο αναφοράς. Ένα πλαίσιο αναφοράς σε κίνηση είναι ένα μη – αδρανές πλαίσιο αναφοράς.

Η αδρανής επιτάχυνση προκύπτει, ως προς έναν παρατηρητή στο διάστημα, από την απόλυτη ταχύτητα (ms^{-1}) ενός σώματος σε κίνηση κοντά στην επιφάνεια της γης είναι

$$\mathbf{v}_A = \mathbf{v} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_e \quad (2.40)$$

όπου το \mathbf{v} είναι η τοπική ταχύτητα, που καθορίζεται από τις σχέσεις $\mathbf{v} = \mathbf{i}_\lambda u + \mathbf{j}_\phi v + \mathbf{k}_r w$ και $\mathbf{v}_h = \mathbf{i}_\lambda u + \mathbf{j}_\phi v$, του σώματος σε σχέση με την επιφάνεια της γης, Ω είναι η γωνιακή ταχύτητα της γης, \mathbf{R}_e είναι το διάνυσμα ακτίνας της γης, και $\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_e$ είναι ο ρυθμός αλλαγής στη θέση του σώματος εξαιτίας της περιστροφής της γης. Το διάνυσμα γωνιακής ταχύτητας της γης ($rads^{-1}$) και το διάνυσμα ακτίνας (m) ορίζονται ως

$$\boldsymbol{\Omega} = \mathbf{j}_\phi \Omega \cos \phi + \mathbf{k}_r \Omega \sin \phi \quad \mathbf{R}_e = \mathbf{k}_r R_e \quad (2.41)$$

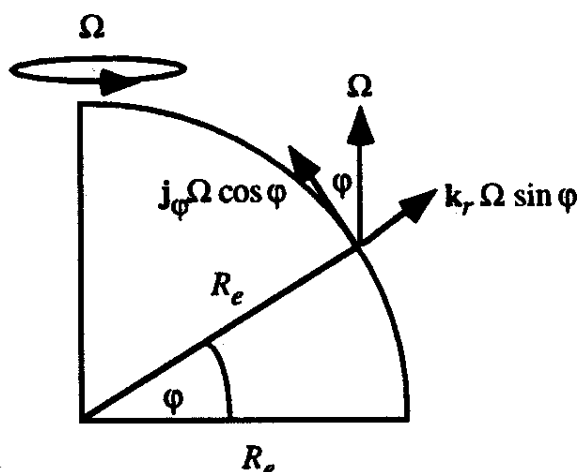
όπου $\Omega = 2\pi rad / 86.164 s = 7.292 \times 10^{-5} rads^{-1}$ είναι το μέγεθος της γωνιακής ταχύτητας και 86.164 είναι ο πραγματικός αριθμός δευτερολέπτων που χρειάζεται η γη για να κάνει μια περιστροφή γύρω από τον άξονά της (23h56m4sec). Το διάνυσμα γωνιακής ταχύτητας ενεργεί κάθετα στο επίπεδο του ισημερινού της γης, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.17. Δεν έχει δυτική και ανατολική συνιστώσα.

Η αδράνεια ορίζεται ως

$$\mathbf{a}_i = \frac{d\mathbf{v}_A}{dt} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}_A \quad (2.42)$$

Αντικαθιστώντας την Εξ. (2.40) στην Εξ. (2.42) σημειώνοντας ότι το Ω είναι ανεξάρτητο από τον χρόνο προκύπτει

$$\mathbf{a}_i = \frac{d\mathbf{v}_A}{dt} + \boldsymbol{\Omega} \times \frac{d\mathbf{R}_e}{dt} + \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} + \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_e) \quad (2.43)$$



Σχήμα 2.17: Οι συνιστώσες του διανύσματος της γωνιακής ταχύτητας της γης. (Πηγή: Fundamentals of atmospheric modeling, Mark Z. Jacobson)

Η συνολική παράγωγος \mathbf{R}_e είναι

$$\frac{d\mathbf{R}_e}{dt} = R_e \frac{d\mathbf{k}_r}{dt} = \mathbf{i}_\lambda u + \mathbf{j}_\phi v \approx \mathbf{v} \quad (2.44)$$

όπου $\frac{dk_r}{dt} = i_\lambda \frac{u}{R_e} + j_\phi \frac{v}{R_e}$. Αντικαθιστώντας την Εξ. (2.44) στην Εξ. (2.46) προκύπτει

$$\mathbf{a}_l = \frac{d\mathbf{v}}{dt} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} + \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_e) = \mathbf{a}_l + \mathbf{a}_c + \mathbf{a}_r \quad (2.45)$$

όπου

$$\mathbf{a}_l = \frac{d\mathbf{v}}{dt}, \quad \mathbf{a}_c = 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v}, \quad \mathbf{a}_r = \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{R}_e) \quad (2.46)$$

είναι η τοπική, η Coriolis και η γήινη κεντρομόλος επιτάχυνση, αντίστοιχα. Η *τοπική επιτάχυνση* είναι ο ρυθμός αλλαγής της ταχύτητας ενός σωματιδίου στην σχετική κίνηση με ένα σύστημα συντεταγμένων που βρίσκεται στη γη, η *επιτάχυνση Coriolis* είναι ο ρυθμός αλλαγής της ταχύτητας ενός σωματιδίου εξαιτίας της περιστροφής της γης κάτω από το σωματίδιο και η *γήινη κεντρομόλος επιτάχυνση* είναι ο ρυθμός αλλαγής ενός σωματιδίου, που έχει διεύθυνση προς το κέντρο, εξαιτίας της κίνησης του γύρω από τον άξονα της γης.

Η κεντρομόλος και η Coriolis αντιμετωπίζονται ως επιτάχυνση σε ένα αδρανές πλαίσιο αναφοράς, ενώ αντιμετωπίζονται ως προφανείς δυνάμεις σε ένα μη – αδρανές πλαίσιο αναφοράς. Όταν ένας επιβάτης σε ένα αυτοκίνητο κινείται σε μια καμπύλη, ο επιβάτης, ο οποίος βρίσκεται σε μη – αδρανές πλαίσιο αναφοράς, εμφανίζεται να “τραβιέται” εξωτερικά από την *φυγόκεντρο δύναμη*, η οποία είναι ίση και αντίθετη στην τοπική κεντρομόλο επιτάχυνση που πολλαπλασιάζεται με τη μάζα. Σε ένα αδρανές πλαίσιο αναφοράς, ένας εξωτερικός παρατηρητής βλέπει τον επιβάτη και το αυτοκίνητο να έχουν μια σταθερή επιτάχυνση.

Ανάλογα, σε ένα μη – αδρανές πλαίσιο αναφοράς, όπως η επιφάνεια της γης, η φυγόκεντρος δύναμη εμφανίζεται να ωθεί τη γη και την ατμόσφαιρα πέρα από τον άξονα περιστροφής της γης καθώς περιστρέφεται. Σε ένα αδρανές πλαίσιο αναφοράς, όπως στο διάστημα, η γη

εμφανίζεται να έχει μια σταθερή επιτάχυνση προς το εσωτερικό κατά τη διάρκεια της περιστροφής.

Η επίδραση της Coriolis μπορεί επίσης να αντιμετωπισθεί από ένα αδρανές ή μη – αδρανές πλαίσιο αναφοράς. Από ένα μη – αδρανές πλαίσιο αναφοράς, τα κινούμενα σώματα εμφανίζονται να επηρεάζονται από τη δύναμη Coriolis να τα ωθεί προς τα δεξιά στο Βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Νότιο ημισφαίριο. Από ένα αδρανές πλαίσιο της αναφοράς, όπως από το διάστημα, η περιστροφή της γης κάνει το σώμα να εμφανίζεται να επιταχύνει προς τα δεξιά στο Βόρειο ημισφαίριο ή αριστερά στο Νότιο ημισφαίριο. Στο άθροισμα, η κεντρομόλος και η Coriolis μπορούν να αντιμετωπιστούν είτε ως επιταχύνσεις είτε ως προφανείς δυνάμεις, ανάλογα με το εξεταζόμενο πλαίσιο της αναφοράς.

Κεφάλαιο 3: Σχεδιασμός του ατμοσφαιρικού μοντέλου

Στα προηγούμενα κεφάλαια περιγράφηκαν οι μαθηματικές αρχές που διέπουν ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο και έγινε μια αναφορά στις δυνάμεις στις οποίες οφείλονται οι κινήσεις των σωματιδίων του αέρα και σε μεγαλύτερη κλίμακα στις ατμοσφαιρικές κινήσεις. Παρακάτω θα παρουσιαστούν τα βήματα σχεδιασμού του μοντέλου, η εφαρμογή του και η δοκιμή του. Τα σημαντικότερα από αυτά τα στάδια θα καθορίσουν τους στόχους, την μελέτη της μοντελοποίησης, την επιλογή των καταλλήλων αλγόριθμων, την λήψη ικανοποιητικών στοιχείων εισαγωγής και εκπομπής, την σύγκριση των προβλέψεων του μοντέλου με τα στοιχεία και την ανάλυση των αποτελεσμάτων. Σε αυτό το κεφάλαιο ενσωματώνονται οι αριθμητικές μέθοδοι για την ανάπτυξη και τις διαδικασίες ανάλυσης.

3.1 ΒΗΜΑΤΑ ΣΤΗΝ ΔΙΑΤΥΠΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Ο σχεδιασμός του μοντέλου, η εφαρμογή και η δοκιμή του απαιτούν κάποιες διαδικασίες. Αυτές είναι οι εξής:

1. Κατανόηση και καθορισμός του προβλήματος
2. Καθορισμός της χωρικής και χρονικής και κλίμακας
3. Καθορισμός της διάστασης του μοντέλου
4. Επιλογή των φυσικών, χημικών και δυναμικών διαδικασιών για την προσομοίωση
5. Επιλογή μεταβλητών
6. Καθορισμός των αρχικών και οριακών συνθηκών
7. Λήψη των δεδομένων εισόδου
8. Τεστ ευαισθησίας και ανάλυση των αποτελεσμάτων

3.2 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Ένα μοντέλο αριθμητικής πρόγνωσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για διάφορους σκοπούς εφόσον έχει καθοριστεί το επιστημονικό πρόβλημα που θέλει να μελετηθεί για μια περιοχή ενδιαφέροντος. Μερικά από αυτά τα επιστημονικά ζητήματα είναι τα εξής:

- Συγκεντρώσεις αερολυμάτων
- Πεδία υγρασίας και θερμοκρασίας
- Υγρασία εδάφους
- Καιρικά φαινόμενα
- Συγκεντρώσεις διοξειδίου του άνθρακα και όζοντος
- Εκπομπές και συγκεντρώσεις ρύπων

Εφόσον έχει καθοριστεί το επιστημονικό πρόβλημα είναι πολύ βασικό να καθοριστούν οι υπολογιστικές απαιτήσεις για την επίλυση του προβλήματος όπως επίσης και να γίνει η επιλογή των αποδοτικότερων υπολογιστών, από άποψη ταχύτητας και μνήμης, και να αναπτυχθούν οι υπολογιστικές και οι αριθμητικές τεχνικές επίλυσης.

3.3 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΧΩΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ

Το επόμενο βήμα στην ανάπτυξη ενός μοντέλου είναι καθορισμός της χωρικής και χρονικής κλίμακας. Οι χωρικές κλίμακες περιλαμβάνουν τις μοριακές, τις μικρό-, τις μέσο-, τις συνοπτικές, και τις παγκόσμιες κλίμακες, όπως φαίνεται στον Πίνακα 3.1. Τα μετεωρολογικά φαινόμενα παρατηρούνται σε όλες τις κλίμακες και τα φαινόμενα κλιματολογικών αλλαγών προσομοιώνονται για διάρκεια περιόδων μηνών και ετών.

ΟΝΟΜΑ ΚΛΙΜΑΚΑΣ	ΔΙΑΣΤΑΣΗ ΚΛΙΜΑΚΑΣ	ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ
Μοριακή κλίμακα	$\ll 2mm$	Μοριακή διάχυση, μοριακό ιξώδες
Μίκρο-κλίμακα	$2mm - 2km$	Στροβιλισμοί, σύννεφα cumulus
Μέση-κλίμακα	$2 - 2.000km$	Κύματα βαρύτητας, καταιγίδες, ανεμοστρόβιλος, τοπικοί άνεμοι, αστική μόλυνση της ατμόσφαιρας
Συνοπτική κλίμακα	$500 - 10.000km$	Χαμηλά και υψηλά συστήματα πίεσης, μέτωπα καιρού, τροπικές καταιγίδες, τυφώνες, τρύπα του όζοντος
Πλανητική κλίμακα	$> 10.000km$	Παγκόσμια συστήματα ανέμου, κύματα Rossby, παγκόσμια θέρμανση

Πίνακας 3.1: Κλίμακες ατμοσφαιρικών κινήσεων (Πηγή: Fundamentals of Atmospheric modeling, Mark Z. Jacobson)

3.4 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΣΤΑΣΗΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Το επόμενο βήμα είναι ο καθορισμός για το τι είδος μοντέλο απαιτείται, σε ότι αφορά την διάσταση του. Τα τρισδιάστατα μοντέλα είναι τα καταλληλότερα, αλλά επειδή τέτοια μοντέλα απαιτούν τεράστια υπολογιστική υποδομή, συνήθως χρησιμοποιούνται μοντέλα μηδενικής διάστασης, μονοδιάστατα και δισδιάστατα.

Ένα **μοντέλο μηδενικής διάστασης (0-D)** είναι ένα “μοντέλο κουτί” (**box model**) στο οποίο εμφανίζονται χημικοί και φυσικοί μετασχηματισμοί. Τα αέρια και τα σωματίδια μπορούν να εισαχθούν ή να εξέλθουν από οποιαδήποτε πλευρά του μοντέλου. Ένα τυποποιημένο “μοντέλο κουτί” έχει σταθερό διάστημα. Ένα “**μοντέλο σωματιδίου**” (**parcel model**) είναι ένα “μοντέλο κουτί” το οποίο κινείται στο διάστημα κατά μήκος της διεύθυνσης του ανέμου.

Ένα **μονοδιάστατο μοντέλο (1-D)** είναι ένα σύνολο παρακείμενων “μοντέλων κουτιών”, συνήθως τοποθετημένα κάθετα. Τα πλεονεκτήματα ενός κάθετου μονοδιάστατου μοντέλου είναι ότι η μεταφορά της ακτινοβολίας και η κάθετη μεταφορά μπορούν να προβλεφθούν ικανοποιητικά. Το μειονέκτημα ενός μονοδιάστατου μοντέλου σε σχέση με τα δισδιάστατα ή τα τρισδιάστατα μοντέλα είναι ότι οι κάθετες ταχύτητες δεν υπολογίζονται σωστά, εξαιτίας του ότι παρεμποδίζουν την οριζόντια μεταβλητή του ανέμου.

Ένα **δισδιάστατο μοντέλο (2-D)** είναι ένα σύνολο μονοδιάστατων μοντέλων που συνδέονται μεταξύ τους το ένα δίπλα στο άλλο. Τα δισδιάστατα μοντέλα μπορούν να “στηθούν” σε x-y, x-z και y-z επίπεδα. Τα πλεονεκτήματα ενός δισδιάστατου μοντέλου έναντι ενός μονοδιάστατου είναι ότι η μεταφορά μπορεί να απεικονιστεί πιο ρεαλιστικά και μπορεί να γίνει προσομοίωση για μια μεγαλύτερη περιοχή. Ένα παγκόσμιο δισδιάστατο μοντέλο μπορεί να μορφοποιηθεί για οποιαδήποτε περιοχή του πλανήτη. Οι άνεμοι σε ένα τέτοιο μοντέλο μπορούν να προβλεφθούν ή να υπολογιστούν από τις παρατηρήσεις σε κάθε γεωγραφικό μήκος και πλάτος και σε κάθε επίπεδο. Οι προγνωστικές ταχύτητες υπολογίζονται από την εξίσωση της κίνησης. Οι διαγνωστικές ταχύτητες υπολογίζονται από τις προγνωστικές εξισώσεις για τις οριζόντιες και κάθετες ταχύτητες, από όπου εξαγεται η μέση ζωνική ταχύτητα από την εξίσωση συνέχειας για τον αέρα.

Ένα **τρειςδιάστατο μοντέλο (3-D)** είναι ένα σύνολο από οριζόντια δισδιάστατα μοντέλα όπου είναι σε επίπεδα το ένα επάνω στο άλλο. Το πλεονέκτημα του έναντι στα δισδιάστατα μοντέλα είναι ότι η δυναμική και η μεταφορά μπορούν να περιγραφούν πιο ρεαλιστικά. Το

μειονέκτημα του είναι ότι απαιτεί περισσότερο υπολογιστικό χρόνο και μνήμη από ότι ένα δισδιάστατο μοντέλο.

3.5 ΕΠΙΛΟΓΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Ένα σημαντικό βήμα στην μοντελοποίηση είναι η επιλογή των φυσικών, χημικών, και δυναμικών εξισώσεων και τα καλύτερα διαθέσιμα “εργαλεία” για την επίλυση τους. Ένα ιδανικό μοντέλο περιλαμβάνει κάθε κατανοητή διαδικασία, η οποία μπορεί να προσομοιωθεί με τον ακριβέστερο τρόπο επίλυσης. Επειδή η ταχύτητα και η μνήμη των υπολογιστών είναι περιορισμένη, ο αριθμός των διαδικασιών προσομοίωσης και η ακρίβεια των λύσεων πρέπει να είναι περιορισμένη.

Έξι σημαντικές ομάδες διαδικασιών που προσομοιώνονται στα ατμοσφαιρικά μοντέλα είναι (1) μετεωρολογικά φαινόμενα, (2) μεταφορά, (3) σύννεφα, (4) ακτινοβολία, (5) αέρια, (6) αερολύματα. Όταν ένα μοντέλο “κατασκευάζεται”, είναι απαραίτητη η επιλογή για το εάν μια ή περισσότερες από τις παραπάνω ομάδες μπορούν να αποκλειστούν από την προσομοίωση ή να αντικατασταθούν από τις παρατηρήσεις.

3.6 ΕΠΙΛΟΓΗ ΜΕΤΑΒΛΗΤΩΝ

Μετά την επιλογή των διαδικασιών του μοντέλου γίνεται η επιλογή των μεταβλητών. Εάν το μοντέλο χρησιμοποιείται για την πρόγνωση καιρού, μερικές από τις μεταβλητές που απαιτούνται είναι η θερμοκρασία αέρα, η πίεση του αέρα, η πυκνότητα του αέρα, η οριζόντια ταχύτητα, η κάθετη ταχύτητα, το γεωδυναμικό ύψος, η αναλογία ανάμειξης της μάζας του εξατμιζόμενου νερού, η αναλογία ανάμειξης της μάζας της υγρασίας. Οι μεταβλητές εναλλάσσονται με γνώμονα το τι εξετάζει το μοντέλο και αναφέρονται στις παραμέτρους ενδιαφέροντος.

3.7 ΘΕΤΟΝΤΑΣ ΧΡΟΝΙΚΑ ΒΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΔΙΑΣΤΗΜΑΤΑ

Η επιλογή των χρονικών βημάτων και διαστημάτων είναι το επόμενο βήμα στην ανάπτυξη του μοντέλου. Τα κριτήρια επιλογής γίνονται με βάση την επιθυμητή ακρίβεια και τις υπολογιστικές χρονικές απαιτήσεις καθώς επίσης και τις υπολογιστικές δυνατότητες.

3.8 ΔΟΜΗ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΟΥ ΠΛΕΓΜΑΤΟΣ

Τα μοντέλα μέσης κλίμακας μπορούν να έχουν δύο ή τρία συστήματα συντεταγμένων. Επιπλέον, τα μοντέλα έχουν αναπτυχθεί με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε οι εξαρτώμενες μεταβλητές να αξιολογούνται σε συγκεκριμένα σημεία του πλέγματος (grid points) ή οι μέσοι όροι των εξαρτώμενων μεταβλητών για κάθε ένα στρώμα. Ο υπολογισμός του μέσου όρου είναι μια συνάρτηση του τύπου:

$$\langle \phi \rangle = \int_z^{z+\delta h} \bar{\phi} \, dz / \delta h$$

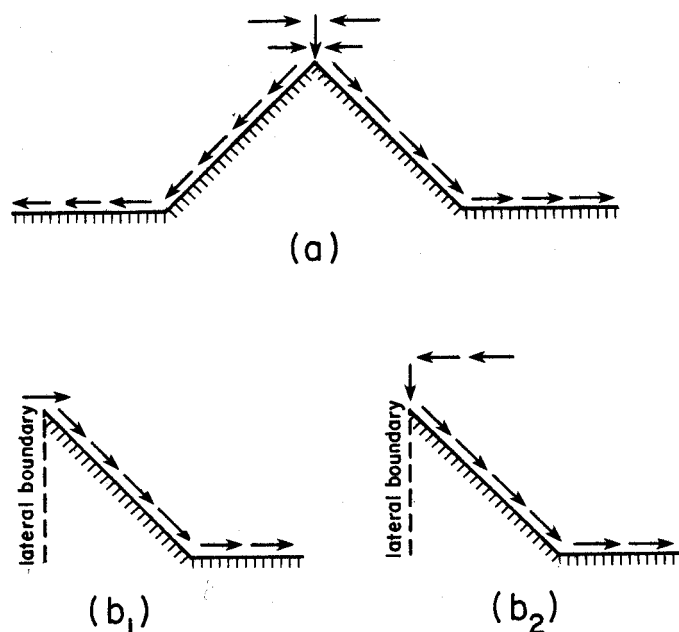
όπου το $\bar{\phi}$ καθορίζεται από την σχέση $|\Delta \mathbf{i}_\lambda| = |\Delta \mathbf{i}_\lambda| \Delta \lambda_e = \Delta \lambda_e$ και είναι ο μέσος όρος του βάρους του στρώματος.

Παρακάτω αναφέρονται παραδείγματα μοντέλων μέσης κλίμακας και των χωρικών διαστάσεων τους.

- Σύστημα συντεταγμένων $x-y$. Σε αυτό τον σχηματισμό, οι εξαρτώμενες μεταβλητές υπολογίζονται κατά μέσο όρο για κάθε διακριτό επίπεδο, όπως το πλανητικό οριακό στρώμα, έτσι ώστε η κάθετη μεταβλητή στη σχέση διατήρησης να αφαιρείται.
- Σύστημα συντεταγμένων $x-\sigma$. Αυτός ο σχηματισμός χρησιμοποιείται για να παρέχει οριζόντια και κάθετη ανάλυση της μέσης κλίμακας δομής, αλλά χωρίς το “προστιθέμενο κόστος” της δεύτερης οριζόντιας συντεταγμένης. Αυτή η μορφή του συστήματος συντεταγμένων ή κάποια ισότιμη μορφή είναι κατάλληλη μόνο για εκείνα τα χαρακτηριστικά μέσης κλίμακας που έχουν δισδιάστατα χαρακτηριστικά και για τη θεωρητική ανάλυση των σχέσεων αρχής διατήρησης. Επιπλέον, ένας σχηματισμός με συμμετρικούς άξονες στον οποίο η ακτίνα r αντικαθιστά το x ως οριζόντια συντεταγμένη χρησιμοποιείται για την καλύτερη προσομοίωση των “περιστροφικών” χαρακτηριστικών γνωρισμάτων της ατμόσφαιρας (π.χ. τυφώνας).
- Σύστημα συντεταγμένων $x-y-\sigma$. Αυτό είναι το πιο γενικό σύστημα συντεταγμένων και παρέχει την καλύτερη “αντιπροσώπηση” των πραγματικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων μέσης κλίμακας.

Οι χωρικές κλίμακες των δυνάμεων και των επακόλουθων πεδίων διαταραχής καθορίζουν το απαραίτητο μέγεθος του μοντέλου καθώς επίσης και των διαστημάτων του πλέγματός. Για να αντιπροσωπεύσουν τα συστήματα μέσης κλίμακας κατάλληλα πρέπει να ισχύουν τα εξής:

1. Οι σημαντικές μετεωρολογικές μεταβολές, στις εξαρτώμενες μεταβλητές, που προκαλούνται από δυνάμεις μέσης κλίμακας πρέπει να συμπεριληφθούν μέσα στο μοντέλο.
2. Ο υπολογισμός κατά μέσο όρο του όγκου που χρησιμοποιείται, ώστε να καθοριστούν τα διαστήματα του πλέγματος του μοντέλου, πρέπει να είναι αρκετά μικρά προκειμένου οι δυνάμεις μέσης κλίμακας να αντιπροσωπεύονται με ακρίβεια.



Σχήμα 3.1: (a) Σχηματική απεικόνιση της ροής του αέρα απουσίας συνοπτικών ανέμων. (b₁) Μια προσομοίωση με “ανοικτό” πλευρικό όριο στην κορυφή και (b₂) και μια προσομοίωση με “κλειστό” οριακό στρώμα στην κορυφή με την υπόθεση ότι ισχύει $\partial\theta_0/\partial z > 0$. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Στο Σχήμα 3.1 παριστάνεται σχηματικά ένα πρόβλημα που μπορεί να προκύψει από μία ακατάλληλη επιλογή πλέγματος. Σε αυτό το παράδειγμα, η πραγματική ροή του ανέμου με αίθριες καιρικές συνθήκες, τις βραδινές ώρες αναμένεται να έχει κατεύθυνση από την κορυφή του βουνού προς τα κάτω. Εντούτοις, για να υπάρχει όφελος περικύπτει μια από τις δύο

πλαγιές του βουνού έτσι ώστε να αντιπροσωπεύονται από μία ξεχωριστή. Εξαιτίας αυτού του περιορισμού ο αέρας που κατέρχεται στην ανατολική πλαγιά με $\partial\theta_o/\partial z > 0$ θα έχει αντικατασταθεί με τον αέρα του αριστερού οριακού στρώματος (αν είναι “ανοικτό” το οριακό στρώμα) ή από ψηλά (αν είναι “κλειστό” το οριακό στρώμα). Με άλλα λόγια, το πλευρικό οριακό στρώμα θα καθορίσει τις λύσεις. Στην πραγματική ατμόσφαιρα, σε αντίθεση με όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως, οι άνεμοι που κατέρχονται μπορούν να αναπτυχθούν και στις δυτικές και στις ανατολικές πλευρές, έτσι ώστε η προέλευση της αντικατάστασης του αέρα που απαιτείται για την διατήρηση της μάζας εξαρτάται μόνο από φυσικές παραμέτρους όπως το μέγεθος της θερμοδυναμικής ευστάθειας της κατώτερης ατμόσφαιρας. Για να αντιπροσωπευθεί σωστά αυτή η θεμελιώδη φυσική αλληλεπίδραση είναι απαραίτητο να συμπεριληφθούν οι πλήρεις μεταβολές μέσης κλίμακας μέσα στο μοντέλο.

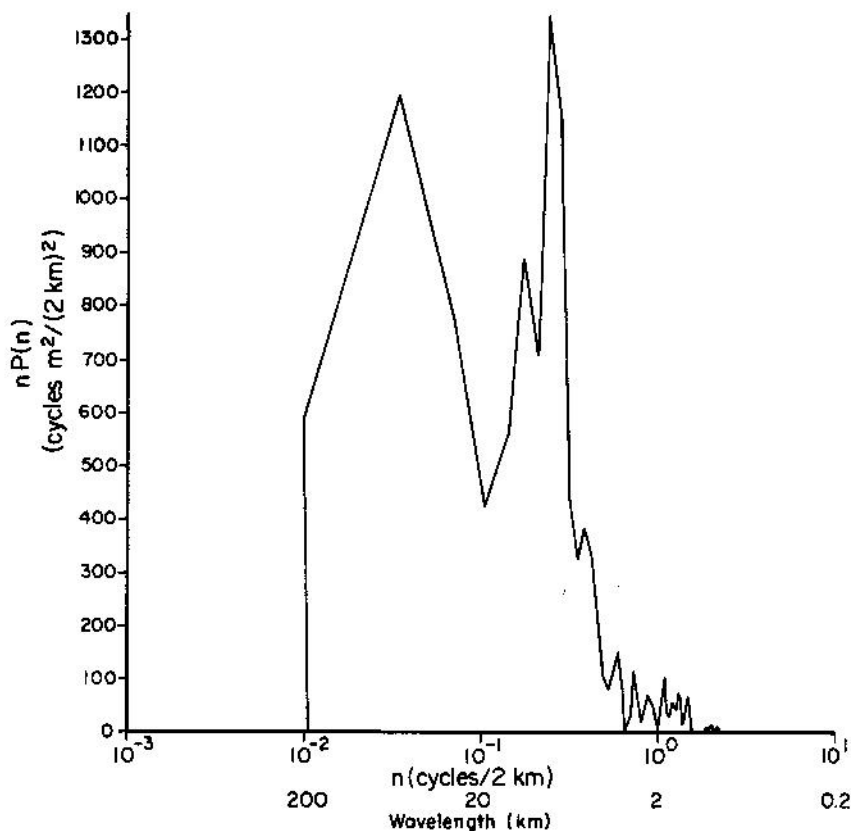
Στην συνέχεια ακολουθεί μια πληρέστερη ανάλυση της δομής των προτεινόμενων μοντέλων.

3.8.1 ΟΡΙΖΟΝΤΙΟ ΠΛΕΓΜΑ

Μέγεθος πλέγματος

Το μέγεθος πλέγματος που χρησιμοποιείται σε ένα αριθμητικό μοντέλο εξαρτάται από την περιοχή ενδιαφέροντος στην οποία παρατηρούνται φαινόμενα μέσης κλίμακας. Εάν η τοπογραφία της επιφάνειας είναι η κυρίαρχη δύναμη που επιδρά για την δημιουργία των καιρικών φαινομένων τότε ένα τραχύ έδαφος προφανώς θα απαιτεί ένα μικρό διάστημα μεταξύ των διακριτών σημείων από ότι ένα πιο επίπεδο έδαφος.

Η αντιπροσώπευση της τοπογραφίας της επιφάνειας ως συνάρτηση του μήκους κύματος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό των χαρακτηριστικών κλιμάκων του εδάφους.



Σχήμα 3.2: Η μεταβλητότητα της τοπογραφίας σχεδιασμένη ως συνάρτηση του οριζόντιου μήκους κύματος για τα βουνά Blue Ridge στην κεντρική Βιρτζίνια. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Στο Σχήμα 3.2 αναγράφεται η κατανομή των τοπογραφικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων διαφορετικών οριζόντιων κλιμάκων στο σύνολο των μεταβολών των επιφανειακών υψών για τον τομέα Βορά-Νότο των βουνών Blue Ridge στην κεντρική Βιρτζίνια. Ένας μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier όπως παρακάτω:

$$z_G(x_j) = \bar{z}_G + \sum_{n=1}^{I_x/2} a_n \sin(2\pi n j \Delta x / D_x) + b_n \cos(2\pi n j \Delta x / D_x), \quad (j = 1, 2, \dots, I_x)$$

χρησιμοποιήθηκε ως

$$a_n = \frac{2}{I_x} \sum_{j=1}^{(I_x/2)-1} z'_G(x_j) \sin(2\pi n j \Delta x / D_x), \quad a_{I_x/2} = 0$$

$$b_n = \frac{2}{I_x} \sum_{j=1}^{(I_x/2)-1} z'_G(x_j) \cos(2\pi n j \Delta x / D_x), \quad b_{I_x/2} = -z'_G(x_j) / I_x$$

Σε αυτήν την έκφραση, το I_x είναι ένας ακέραιος αριθμός των διακριτών σημείων του πλέγματος που χρησιμοποιούνται για τον διαχωρισμό, το Δx χρησιμοποιείται για την αναπαράσταση του ύψους μέσα στο διάστημα D_x . Η μεταβλητή n αναφέρεται ως αριθμός της αρμονικής. Η ποσότητα $(a_n^2 + b_n^2)^{1/2}$ αντιπροσωπεύει τη συμβολή κάθε μήκους κύματος με μεγέθη $2\Delta x, 3\Delta x, 4\Delta x, \dots$, μέχρι $I_x \Delta x / 2$ στην συνάρτηση $z'_G(x_j)$. Το μέσο ύψος του εδάφους δίνεται από το \bar{z}_G , όπου το z'_G είναι ίσο με τις διακυμάνσεις του ύψους από τον μέσο όρο.

Η ιδανική λύση θα ήταν η χρήση ενός δισδιάστατου μετασχηματισμού Fourier, αλλά δεν υπάρχουν προγράμματα για τέτοιες ποσότητες δεδομένων. Τα δισδιάστατα στοιχεία που αφορούν το έδαφος, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν ως πληροφορία για τον υπολογισμό στο Σχήμα 3.2 είχαν διαστήματα 61m για μια περιοχή 200 x 200 km. Η χρησιμοποίηση ενός μεγάλου αριθμού διακριτών σημείων σε μια δισδιάστατη μετατροπή εμπεριέχει πολλές δυσκολίες στον υπολογισμό. Εάν υπολογιστούν μόνο οι μονοδιάστατες μετατροπές, τότε είναι απαραίτητο να εκτελεσθεί μια σειρά διατομών για περιοχές με έντονες μορφολογικές διαμορφώσεις.

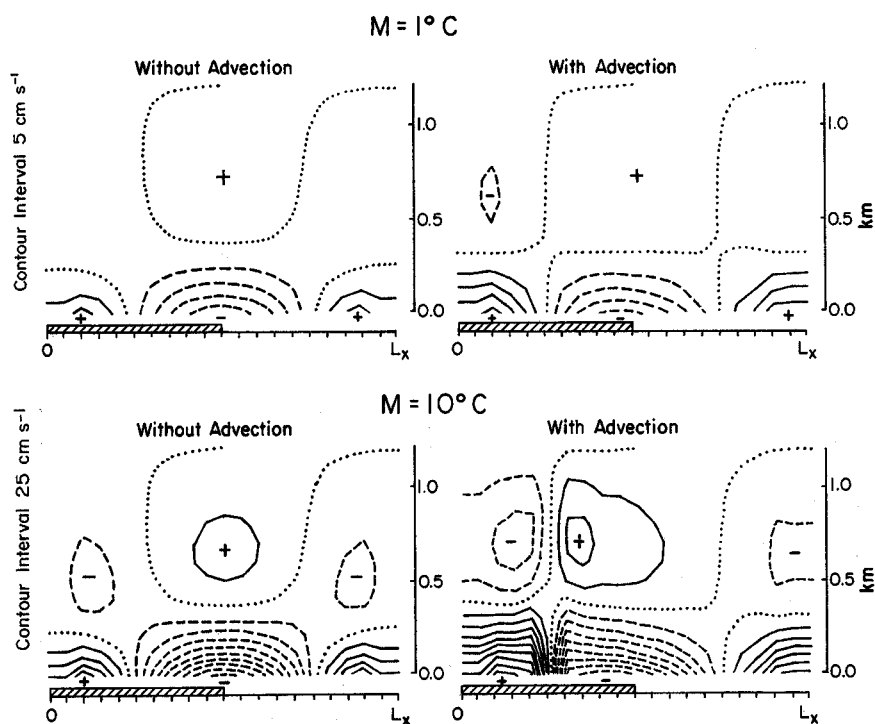
Η διατομή στο Σχήμα 3.2 καταδεικνύει ότι τα περισσότερα από τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα του εδάφους ποικίλλουν σημαντικά για κλίμακες μεγαλύτερες από 2 km. Οι βασικές οριζόντιες κλίμακες για αυτήν την διατομή είναι στα 40 και στα 10 km, με το 95% της διαφοροποίησης να έχει οριζόντια μήκη κύματος μεγαλύτερα από 6 km. Επομένως, για αυτό το παράδειγμα, μια οριζόντια αύξηση πλέγματος κατά 1.5 km ή μικρότερη είναι ένας απαραίτητος όρος για να επιλυθούν το 95% των "παρατυπιών" των εκτάσεων με ανάλυση $4\Delta x$ ή μεγαλύτερη. Ο McQueen (1995) ερεύνησε την επίδραση της αύξησης του μεγέθους του πλέγματος σε σχέση με την ανάλυση για το έδαφος. Ο Golvik (1999) ερεύνησε τις ικανότητες διαφορετικών οριζόντιων αυξήσεων πλέγματος (22 km, 11 km, και 5.5 km) και την ανάλυση της τοπογραφίας στις προσομοιώσεις της κατακρήμνισης σε ένα περιοχικό μοντέλο. Οι επιπτώσεις των επίγειων χαρακτηριστικών γνωρισμάτων με υψηλό μήκος κύματος είναι αρκετές σε ένα μοντέλο και τέτοια χαρακτηριστικά γνωρίσματα προκαλούν λύσεις που έχουν θόρυβο τείνοντας να δώσουν "υπερβολική έμφαση" στην πραγματική επίδραση αυτών των μεταβολών μικρής κλίμακας του εδάφους. Εφόσον η οριζόντια βαθμίδα μιας διαταραχής της πίεσης είναι ανάλογη με το οριζόντιο μήκος κύματος καθώς επίσης και με την χωρική κλίμακα των μεταβολών του εδάφους, η σχετική συμβολή των μικρών μηκών κυμάτων των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων του εδάφους στις επιταχύνσεις ταχύτητας αναμένεται να είναι μεγαλύτερη από αυτή που θα αναμενόταν εάν το έδαφος ήταν επίπεδο.

Από διάφορες μελέτες προκύπτει το συμπέρασμα ότι η κλίση του εδάφους και τα μικρής κλίμακας τρισδιάστατα χαρακτηριστικά γνωρίσματα ασκούν την ουσιαστική επιρροή στη κατανομή θερμοκρασίας της επιφάνειας και την δομή του οριακού στρώματος ακόμα και πάνω από μία όχι και τόσο ανώμαλη έκταση.

Εάν οι σχέσεις αρχών διατήρησης ήταν γραμμικές, η χωρική κλίμακα της δύναμης θα ήταν ίση με τη χωρική κλίμακα της επακόλουθης ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, και η χρήση των μετασχηματισμών Fourier της έκτασης μπορεί να παράγει την ελάχιστη χωρική ανάλυση που απαιτείται. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.3, για δύο μη γραμμικές προσομοιώσεις θαλάσσιας αύρας (με μέγιστα εύρη θερμοκρασίας επιφάνειας $T_{G_{max}}$, του $1^{\circ}C$ και $10^{\circ}C$, αντίστοιχα), όταν η δύναμη του εδάφους γίνεται αρκετά ισχυρή (π.χ., για $T_{G_{max}} = 10^{\circ}C$), η μη γραμμικότητα των σχέσεων διατήρησης ενεργεί για να μειώσει την οριζόντια χωρική κλίμακα της κυκλοφορίας L_x που προκαλείται από αυτή την δύναμη. Στην πράξη, ο μόνος τρόπος να εξασφαλιστούν σωστές χωρικές κλίμακες κατά την προσομοίωση σε ένα μη γραμμικό μοντέλο είναι να εκτελεστούν οι ολοκληρώσεις με την μικρότερη ανάλυση. Όταν τα αποτελέσματα δεν αλλάζουν σημαντικά για μια δεδομένη κλίμακα της δύναμης με την περαιτέρω μείωση της ανάλυσης του πλέγματος, το μοντέλο έχει επιτύχει την ικανοποιητική χωρική ανάλυση.

Προεκταμένα πλέγματα (Mesh Grid)

Τα πλεονεκτήματα ενός σταθερού πλέγματος συμπεριλαμβάνουν την σχετική ευκολία της κωδικοποίησης ενός τέτοιου πλέγματος στον υπολογιστή, καθώς επίσης και η απλότητα στον τρόπο εισαγωγής των γεωγραφικών χαρακτηριστικών στο μοντέλο.



Σχήμα 3.3: Το πεδίο οριζόντιας ταχύτητας 6 ώρες μετά την ανατολή του ηλίου, υπολογισμένο με μη – γραμμικό αναλογικό τρόπο στο μοντέλο θαλάσσιας αύρας του Defant. Η κάθετη βαθμίδα του δυναμικού θερμοκρασίας, μεγάλης κλίμακας, είναι 1 K km^{-1} , και η οριζόντια κλίμακα θέρμανσης είναι $L_x=100\text{ km}$ με μέγιστη επιφανειακή θερμοκρασία διαταραχής (M) να είναι (a) $1^{\circ}C$ και (b) $10^{\circ}C$. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

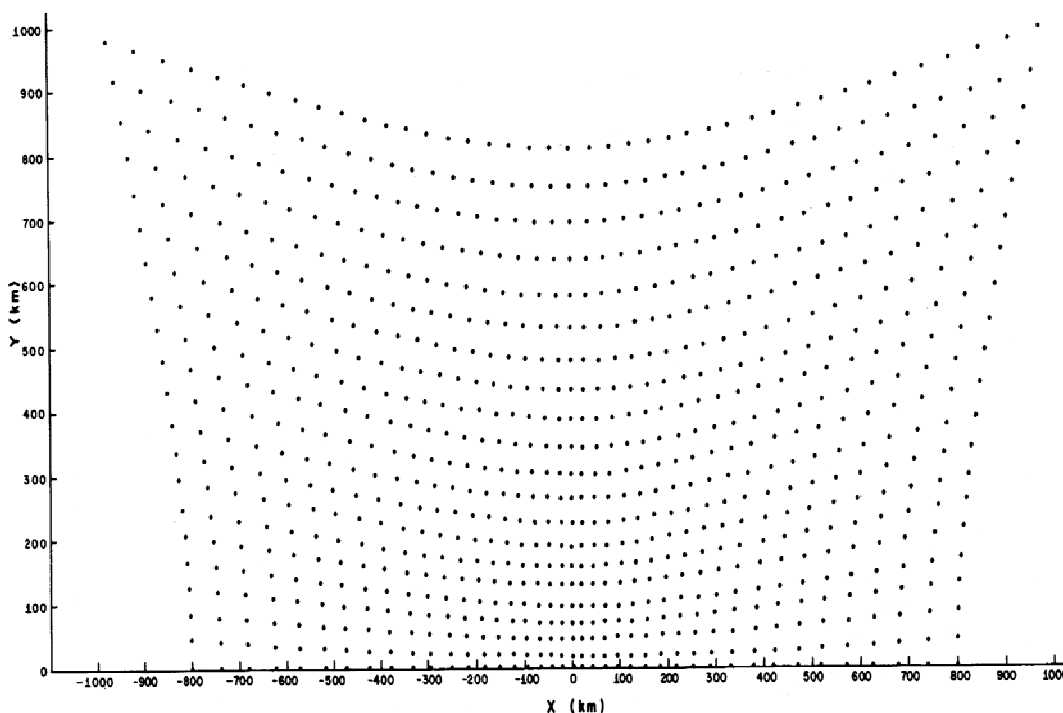
Το βασικό μειονέκτημα που παρουσιάζεται με την χρησιμοποίηση του μικρότερου εφικτού αριθμού διακριτών σημείων πλέγματος, είναι η δυσκολία προσαρμογής των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων, μικρής και μεγάλης κλίμακας, μέσα στην περιοχή του μοντέλου.

Δύο διαφορετικά οριζόντια πλέγματα έχουν αναπτυχθεί για τα μοντέλα, το ένα αφορά τον τομέα ενδιαφέροντος και το άλλο είναι αυτό που θέλει κάποιος, επομένως μια μεγαλύτερη περιοχή μπορεί να προσομοιωθεί από αυτά τα πλέγματα με τον ίδιο αριθμό διακριτών σημείων. Στην πραγματικότητα, τα “προεκταμένα” πλέγματα (mesh grids) περιγράφονται απλά με την ανάθεση των τιμών στις θέσεις των διακριτών σημείων (π.χ. $x_1 = 0, x_2 = 50km, x_3 = x_2 + 40km, x_4 = x_3 + 30km, x_5 = x_4 + 20km, \dots, x_{I_x-1} + 40km,$) ή τα $x_{I_x} = x_{I_x-1} + 50km$

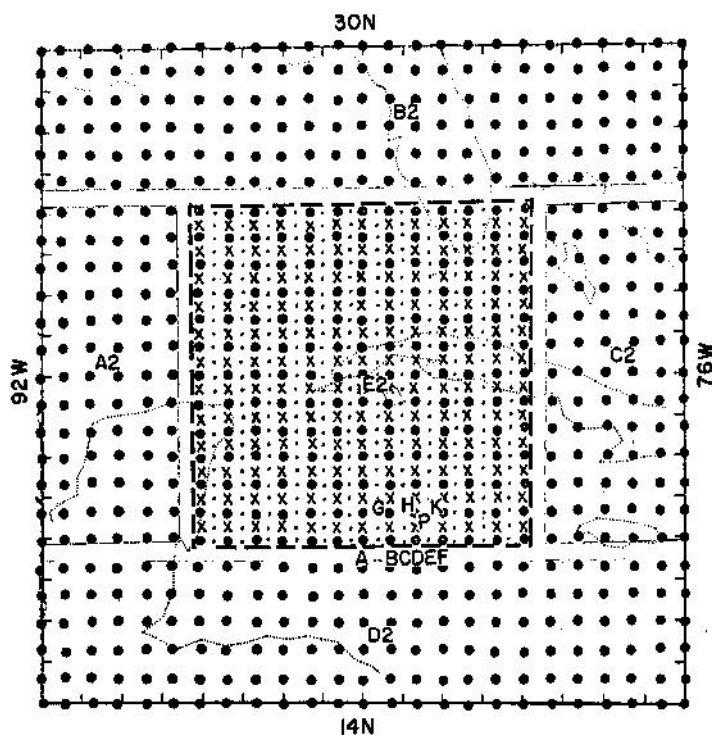
ανεξάρτητα συστήματα συντεταγμένων μετασχηματίζονται από μια μαθηματική σχέση.

Επιπλέον, ο αριθμός των διακριτών σημείων μεταξύ μιας εσωτερικής θέσης και της διαχωριστικής επιφάνειας έχει την ίδια σημασία με το μέγεθος των διακριτών σημείων. Ανεξάρτητα από το μέγεθος του Δs ή (Δx) , παραδείγματος χάριν, μια περιοχή ενός μήκους πλέγματος μέσα σε μια διαχωριστική επιφάνεια θα επηρεαστεί από αυτήν την επιφάνεια μετά από ένα μόνο χρονικό βήμα.

Η χρησιμοποίηση ενός μικρότερου πλέγματος το οποίο εισέρχεται σε ένα μεγαλύτερο είναι μια εναλλακτική προσέγγιση στο “προεκταμένα” πλέγματα. Σε αυτήν την περίπτωση, ένα σταθερό πλέγμα με αυξήσεις των διακριτών σημείων κατά Δ περιβάλλεται από ένα πλέγμα με διαχωρισμό $n\Delta = \delta$, όπου $n > 1$. Σε αντίθεση με το “προεκταμένο” πλέγμα, όπου οι αλλαγές στο μέγεθος πλέγματος καθορίζονται από μια συνεχή συνάρτηση, η προσέγγιση των “εγκλωβισμένων” πλεγμάτων απαιτεί μια ασυνέχεια μεταξύ των μικρών και μεγάλων πλεγμάτων.



Σχήμα 3.4: Το μισό τμήμα (βόρειο τμήμα) από ένα δισδιάστατο μεταβλητό οριζόντιο προεκταμένο πλέγμα με ελάχιστο διαχωρισμό μεταξύ των διακριτών σημείων 20 km (από τον Anthes το 1970). (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)



Σχήμα 3.5: Ένα “εγκλωβισμένο” πλέγμα, με μικρή ανάλυση, με μια αύξηση πλέγματος περίπου 37 km, τοποθετημένο μέσα σε ένα προεκταμένο πλέγμα με μεγάλη ανάλυση με μια απόσταση διακριτών σημείων περίπου 74 km. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Στο Σχήμα 3.5, περιγράφεται ένα “εγκλωβισμένο” μοντέλο πλέγμα σε μοντέλο προσομοίωσης τυφώνα. Χρησιμοποιώντας αυτήν την προσέγγιση, μπορεί να προσομοιωθεί σε μικρή κλίμακα το “μάτι” του τυφώνα με τον ίδιο τρόπο όπου οι επιδράσεις μεγάλης κλίμακας επηρεάζουν την ένταση και τη μετακίνηση μιας θύελλας.

Προβλήματα όμως προκύπτουν στην χρησιμοποίηση των “προεκταμένων” ή “εγκλωβισμένων” πλεγμάτων. Ένα κύμα σε ένα πλέγμα μεγάλης ανάλυσης με μήκος κύματος 8Δ θα είχε μια αντιστοιχία 2Δ σε ένα πλέγμα μικρής ανάλυσης εάν ο διαχωρισμός του πλέγματος ήταν τέσσερις φορές μεγαλύτερος στο πλέγμα μικρής ανάλυσης. Κατά συνέπεια το κύμα δεν θα αναπαρασταθεί ικανοποιητικά στο πλέγμα μεγάλης ανάλυσης ($\delta = 4\Delta$). Επιπλέον, καθώς αυτό το κύμα “ταξιδεύει” από μια περιοχή πλέγματος σε μια άλλη, η αλλαγή στην ανάλυση του πλέγματος μπορεί να προκαλέσει την ανάκλαση και τη διάθλαση του κύματος με τον ίδιο τρόπο που συμβαίνει και στα ηλεκτρομαγνητικά κύματα από την κίνηση τους από το ένα φυσικό μέσο σε κάποιο άλλο (π.χ., η κίνηση του φωτός από τον αέρα στο νερό).

Κατά συνέπεια, παρόλο που τα πλέγματα αυξάνουν το μέγεθος τους, μια άλλη πηγή υπολογιστικού λάθους εισάγεται. Για τα “εγκλωβισμένα” πλέγματα, η ελαχιστοποίηση αυτών των λαθών πραγματοποιείται με την διαδικασία του φιλτραρίσματος κοντά στο οριακό στρώμα μεταξύ του πλέγματος μεγάλης ανάλυσης και πλέγματος μικρής ανάλυσης.

Στην εφαρμογή των οριακών συνθηκών μεταξύ των πλεγμάτων μεγάλης και μικρής ανάλυσης, οι δημιουργοί των μοντέλων μπορούν να επιλέξουν τις διαταραχές που θα εισαγάγουν και να επιτρέψουν να εισέρθουν στο πλέγμα μικρής ανάλυσης ή να αποτρέψουν στα κύματα του πλέγματος με μικρή ανάλυση την έξοδο από αυτό, επιτρέποντας την είσοδο των κυμάτων με μεγάλη ανάλυση.

3.8.2 ΚΑΘΕΤΟ ΠΛΕΓΜΑ

Το κάθετο πλέγμα ενός μοντέλου μέσης κλίμακας επιλέγεται για να έχει μεγαλύτερη ανάλυση μέσα στην περιοχή ενδιαφέροντος. Το ομοιόμορφο διάστημα του πλέγματος σε όλα τα επίπεδα δεν είναι γενικά εφικτό, λόγω των περιορισμών εξαιτίας της υπολογιστικής δυνατότητας. Η κάθετη κλίμακα μήκους της κυκλοφορίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να υπολογιστεί η απαιτούμενη ανάλυση, όμως τουλάχιστον 10 ή περισσότερες αυξήσεις πλέγματος μπορεί να απαιτηθούν για την επίλυση του ατμοσφαιρικού συστήματος με ακρίβεια.

Εάν η κάθετη διαταραχή είναι ένα σημαντικό χαρακτηριστικό της κυκλοφορίας, τότε η κλίμακα μήκους της παρέχει μια μέτρηση της απαιτούμενης ανάλυσης του πλέγματος. Η κλίμακα μήκους μιας διαταραχής όταν το στρώμα επιφάνειας είναι σταθερό είναι μια συνάρτηση του ύψους πάνω από το έδαφος ή συνάρτηση της τοπικής διάτμησης της βαθμίδας της θερμοκρασίας πάνω από εκείνο το επίπεδο. Ο καθορισμός του l_θ προκύπτει από την σχέση

$$\frac{1}{l_\theta} = \frac{1}{kz} + \frac{1}{\lambda_\theta}$$
 και δίνει μια μορφή αυτής της κλίμακας μήκους. Αντίθετα, όταν το επίπεδο της

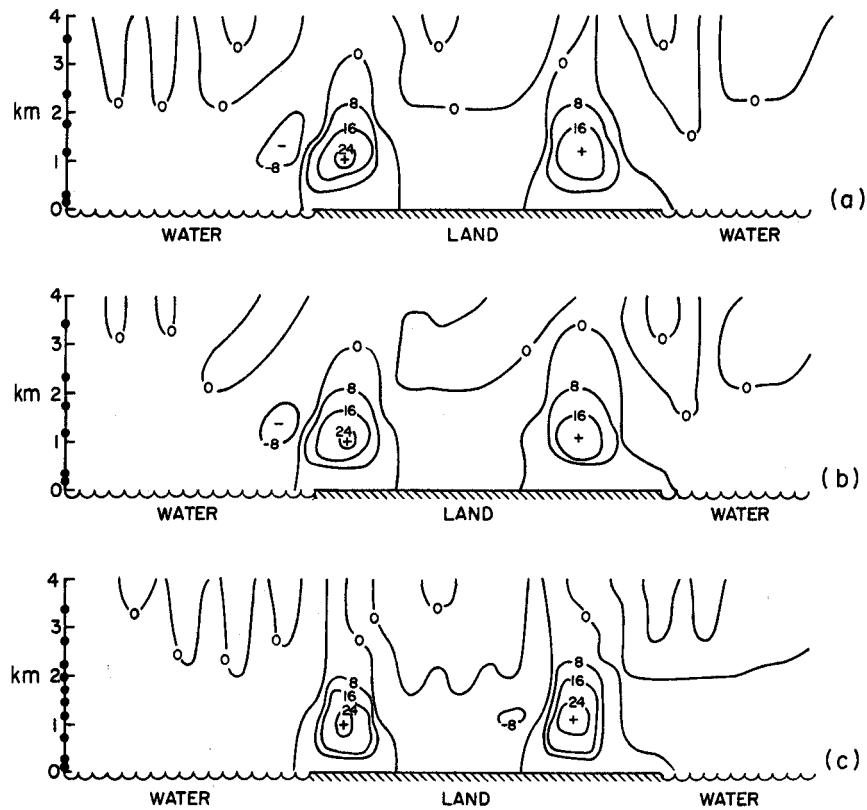
επιφάνειας είναι ανώμαλο, η αντιπροσώπευση της κλίμακας μήκους παραμένει μια συνάρτηση της απόστασης πάνω από το έδαφος που αφαιρείται από την επιφάνεια. Για αυτόν τον λόγο, τα μοντέλα μέσης κλίμακας γενικά έχουν τις μικρότερες αυξήσεις πλέγματος κοντά στο έδαφος, με τα “εγκλωβισμένα” πλέγματα να επεκτείνονται προς τα πάνω.

Οι δημιουργοί των μοντέλων προσπαθούν να κάνουν την μετάβαση από μικρή σε μεγάλη ανάλυση όσο το δυνατόν ομαλότερα. Το επίπεδο του κάθετου πλέγματος είτε επιλέγεται αυθαίρετα είτε από το αποτέλεσμα μιας μορφής συνάρτησης μιας λειτουργικής μορφής. Ο Orlanski (1974), εξέτασε δύο μορφές, για την αντιπροσώπευση του κάθετου πλέγματός που χρησιμοποίησε:

$$s = \ln\left(\frac{z+30.5}{30.5}\right) / \ln\left(\frac{S+30.5}{30.5}\right) \text{ και } s = \frac{z}{1600} + \frac{1}{17.9} \ln \frac{z+15}{15},$$

Στην πρώτη σχέση, το s είναι η κορυφή του μοντέλου (χρησιμοποίησε $S = 20\text{km}$). Για την πρώτη σχέση για το s χρησιμοποίησε 70 επίπεδα, η ανάλυση του πλέγματος ήταν 3 m κοντά στο έδαφος και 1700 m κοντά στην κορυφή, ενώ χρησιμοποίησε 80 επίπεδα. Ο Orlanski (1974) απέρριψε την αριστερή σχέση για το s επειδή η εξαιρετικά μεγάλη ανάλυση στα ανώτερα επίπεδα παρήγαγε μια σημαντική διαστρέβλωση των κυμάτων βαρύτητας, η οποία διαδόθηκε προς τα πάνω από τα χαμηλότερα στρώματα. Αυτό το πρόβλημα ήταν μικρότερο σημαντικά όταν χρησιμοποίησε τον δεύτερο παράλο που η κορυφή ήταν χαμηλότερη.

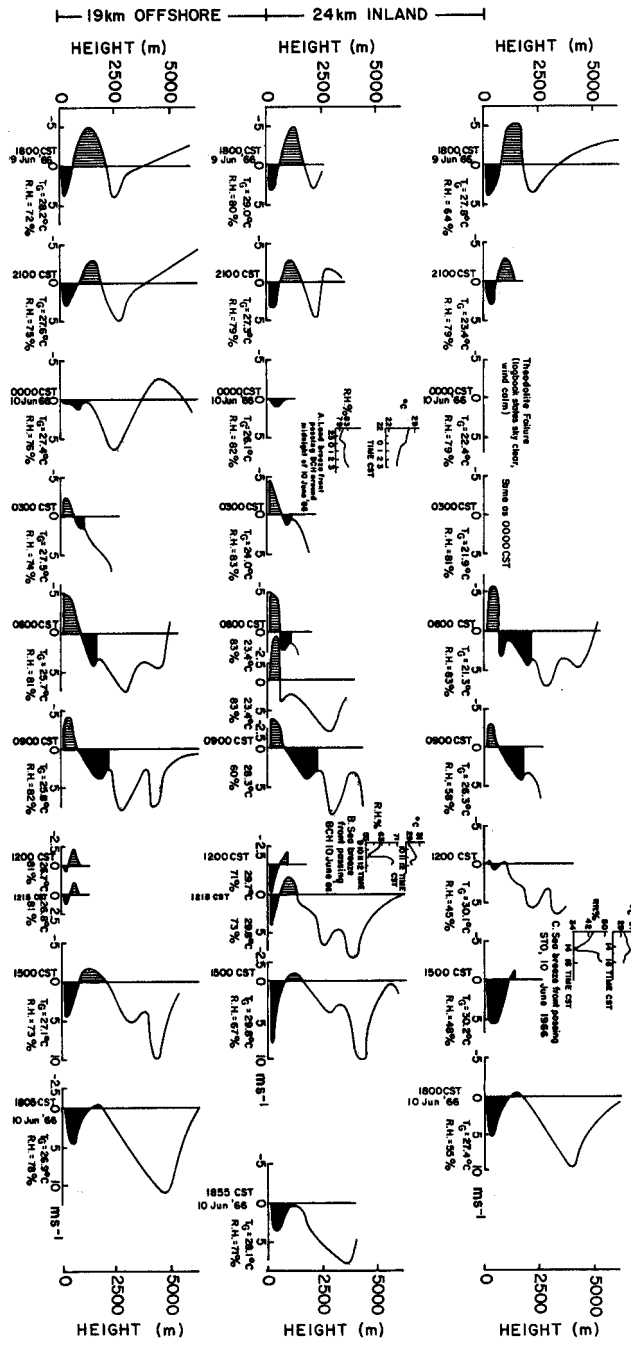
Ο Orlanski χρησιμοποίησε έναν μεγάλο αριθμό επιπέδων στη δισδιάστατη προσομοίωση του μοντέλου του. Σε μια τρισδιάστατη προσομοίωση, η χρήση 70 ή 80 κάθετων επιπέδων απαιτεί μεγάλη υπολογιστική δύναμη. Ο Pielke (1974) εξέτασε την ποσότητα της κάθετης ανάλυσης που απαιτείται σε ένα δισδιάστατο μοντέλο για να επιλυθεί κατάλληλα μια κυκλοφορία θαλάσσιας αύρας. Μια τέτοια αξιολόγηση είναι απαραίτητη στον ερευνητή για να διευκρινιστεί τότε η ανάλυση του πλέγματος ή η φυσική καθορίζει την μορφή της λύσης.



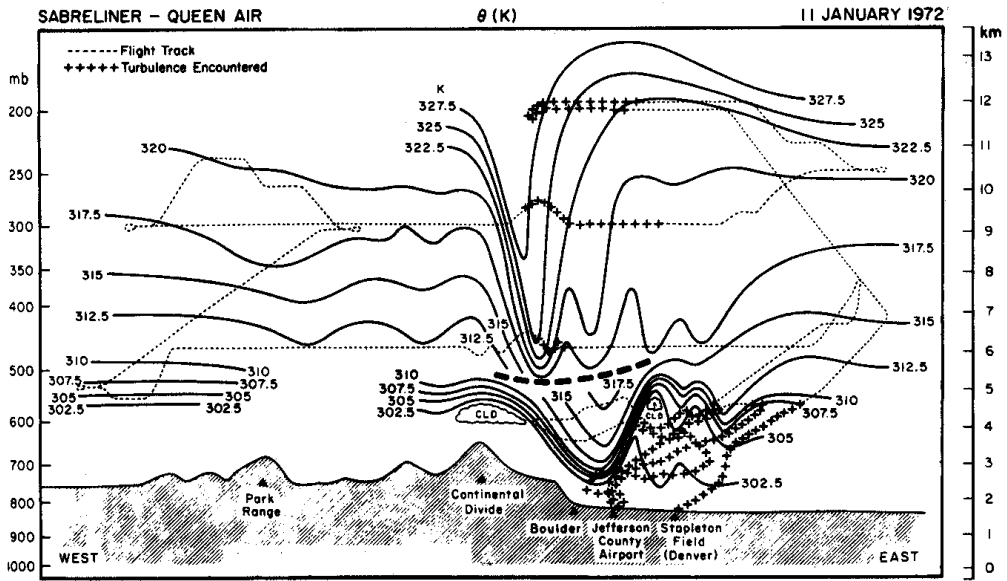
Σχήμα 3.6: (a) Το πεδίο κάθετης κίνησης σε ένα διδιάστατο μοντέλο για την προσομοίωση της θαλάσσιας – απόγειας αύρας με 7 κάθετα επίπεδα και “κορυφή” στα 4.22 km, (b) με 13 κάθετα επίπεδα και κορυφή στα 12.02 km και (c) με 13 κάθετα επίπεδα και κορυφή στα 4.22 km. Τα επίπεδα των διακριτών σημείων από τα 4 km και κάτω απεικονίζονται με μαύρους κύκλους. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke).

3.8.3 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΔΙΑΚΡΙΤΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ

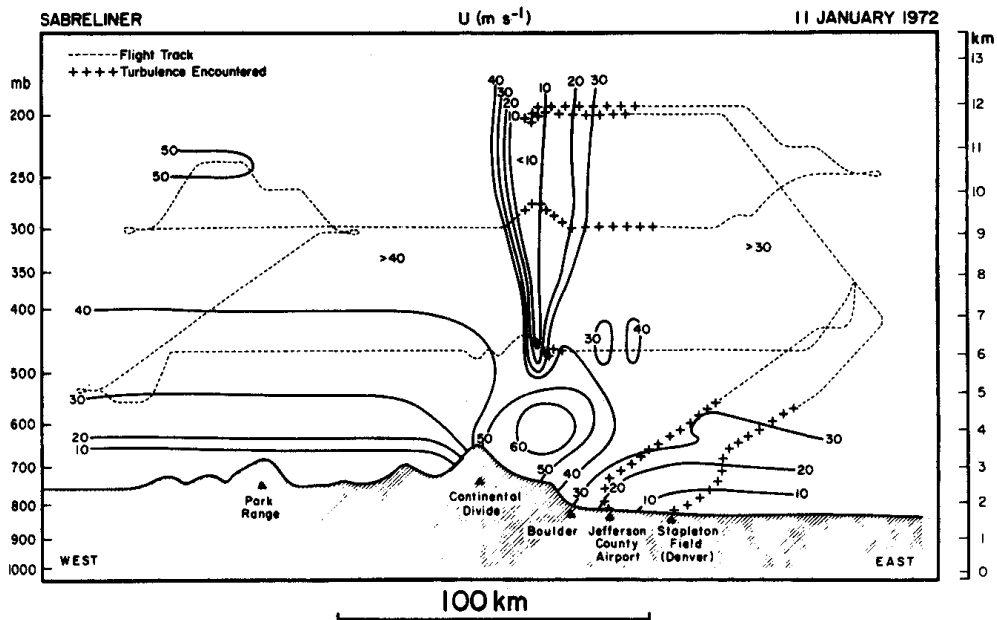
Στην δόμηση του πλέγματος του μοντέλου, οι θέσεις στις οποίες οι εξαρτώμενες μεταβλητές υπολογίζονται πρέπει να διευκρινιστούν. Στη διαφορική αναπαράσταση δεν προκύπτει τέτοιο πρόβλημα, δεδομένου ότι όλες οι μεταβλητές είναι καθορισμένες για κάθε σημείο. Αν και οι εξαρτώμενες μεταβλητές θα μπορούσαν να καθοριστούν στο ίδιο διακριτό σημείο, γενικά είναι αλληλεξαρτημένες όσον αφορά η μια την άλλη. Ο Lilly (1961), παρουσίασε ένα πλέγμα που βοηθά στην συντήρηση τέτοιων ιδιοτήτων όπως τη συνολική κινητική ενέργεια μέσα στην περιοχή του μοντέλου. Ο Batten και ο Han (1981) εξέτασαν την χρήση διαφορετικών χωρικών διανομών των εξαρτώμενων μεταβλητών σε ένα ορθογώνιο πλέγμα στα ωκεάνια μοντέλα.



Σχήμα 3.7: Οι μεταβολές z-t των θαλάσσιων και των απόγειων αύρων από τις 1800 στις 9 Ιουνίου μέχρι τις 1855 στις 10 Ιουνίου 1966 σε τρεις σταθμούς στην ακτή του Τέξας. Η μέση κορυφή της θαλάσσιας αύρας κατά την διάρκεια της ημέρας ήταν 570 m και το μέσο ύψος της ροής επιστροφής (return flow) ήταν 1800 m.



(a)



Σχήμα 3.8: Το επίπεδο $x - z$ για (α) ισέντροπες γραμμές και (β) των ανέμων που παρατηρήθηκαν για ένα τμήμα του κεντρικού Κολοράντου κατά την διάρκεια μιας θύελλας. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke).

Η ανάγκη για ένα “εγκλωβισμένο” πλέγμα γίνεται πιο έντονη από τη διαφορική φύση των σχέσεων των αρχών διατήρησης. Η αριθμητική προσέγγιση της πεπερασμένης διαφοράς για ένα σταθερό οριζόντιο και κάθετο πλέγμα μπορεί να γραφτεί:

$$\bar{w}_{i,k} = \bar{w}_{i,k-1} - \frac{\bar{u}_{i+\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}} - \bar{u}_{i-\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}}}{\Delta x} \Delta z \quad (3.1)$$

το \bar{u} είναι καθορισμένο να βρίσκεται στην μέση της απόστασης δύο διακριτών σημείων και στο συγκεκριμένο σημείο το \bar{w} καθορίζεται από την παρακάτω μορφή:

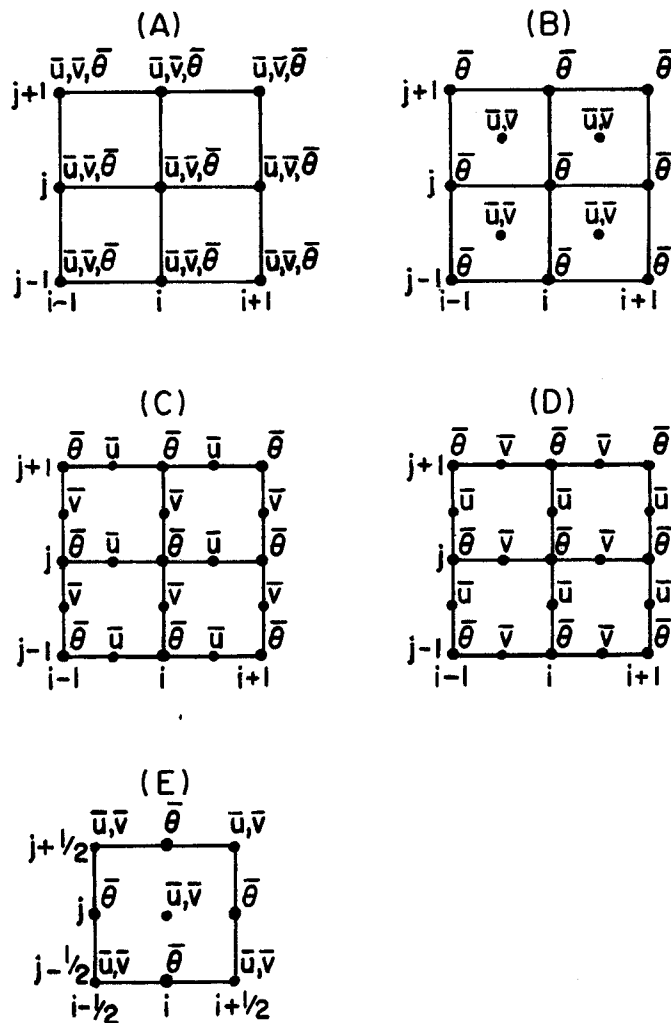
$$\bar{w}_{i,k} = \bar{w}_{i,k-1} - \frac{\bar{u}_{i+\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}} - \bar{u}_{i-\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}}}{\Delta x} \Delta z \quad (3.2)$$

ΌΠΟΥ

$$\bar{u}_{i+\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}} = (\bar{u}_{i+1,k} + \bar{u}_{i,k} + \bar{u}_{i+1,k-1} + \bar{u}_{i,k-1})/4$$

ΚΑΙ

$$\bar{u}_{i-\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}} = (\bar{u}_{i,k} + \bar{u}_{i-1,k} + \bar{u}_{i,k-1} + \bar{u}_{i-1,k-1})/4.$$



Σχήμα 3.9: Η απεικόνιση ενός εγκλωβισμένου πλέγματος Arakawa και Lamb για ένα διδιάστατο πλέγμα για τις μεταβλητές \bar{u} , \bar{v} και $\bar{\theta}$. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke).

O Winninghoff (1968), ο Arakawa και Lamb (1977) εισήγαγαν κατηγορίες εγκλωβισμένων πλεγμάτων που χρησιμοποιούνται εκτενώς σήμερα.

Το μέγεθος του πλαισίου, οι κάθετες και οριζόντιες αυξήσεις πλέγματος, οι θέσεις στις οποίες οι μεταβλητές είναι καθορισμένες, οι χρονικές και οι χωρικές οριακές συνθήκες από τις σχέσεις των αρχών διατήρησης πρέπει να είναι διευκρινισμένες. Οι χρονικές οριακές τιμές απαιτούνται επειδή οι διαφορικές εξισώσεις των αρχών διατήρησης συντήρησης αντιπροσωπεύουν ένα πρόβλημα αρχικής τιμής, και οι χωρικές οριακές τιμές απαιτούνται

επειδή το μέγεθος του πλέγματος είναι πεπερασμένο, παράγοντας ένα πρόβλημα οριακής τιμής.

Η διαδικασία για τον καθορισμό των εξαρτώμενων μεταβλητών που απαιτούνται για να ξεκινήσει η ολοκλήρωση των εξισώσεων του μοντέλου ονομάζεται *έναρξη*, και οι τιμές που ορίζονται στην περίμετρο της περιοχής του μοντέλου ονομάζονται *οριακές συνθήκες*.

3.8.9 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΡΧΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ

Η επιλογή των αρχικών συνθηκών σε ένα μοντέλο εξαρτάται από τα διαθέσιμα στοιχεία. Εάν η προσομοίωση του μοντέλου είναι για μια περίοδο κατά τη διάρκεια της οποίας υπάρχουν πολλές παρατηρήσεις, οι αρχικές συνθήκες μπορούν να τεθούν με την παρεμβολή στο χώρο την χρονική στιγμή που αντιστοιχεί στην αρχή της προσομοίωσης. Όταν τα στοιχεία δεν είναι διαθέσιμα, οι αρχικές συνθήκες πρέπει να τεθούν προσεκτικά, και οι δοκιμές “ευαισθησίας” (sensitivity tests) πρέπει να επαναλαμβάνονται για την δοκιμή των αποτελεσμάτων των διαφορετικών αρχικών συνθηκών. Ελλείψει των στοιχείων στην εκκίνηση, οι προβλέψεις που προκύπτουν συνήθως είναι λανθασμένες.

Ένας τρόπος για να τεθούν οι μετεωρολογικές συνθήκες, όταν τα αρχικά στοιχεία είναι ελλιπή, είναι η ολοκλήρωση μιας προκαταρκτικής προσομοίωσης του μοντέλου η οποία τελειώνει την χρονική στιγμή όπου ξεκινάει η βασική. Η προκαταρκτική προσομοίωση απαιτεί επίσης αρχικές τιμές που μπορεί να μην είναι σωστές. Στο τέλος της προ-εξομοίωσης, οι τιμές για τη θερμοκρασία, την πίεση, την ταχύτητα, και άλλες παραμέτρους είναι διαθέσιμες για κάθε κυψελίδα. Τα στοιχεία που προκύπτουν από αυτή την διαδικασία δεν είναι πάντα σωστά. Ο πιο ακριβής τρόπος, με τις μικρότερες πιθανότητες σφάλματος, είναι η λήψη παρατηρήσεων οποιασδήποτε μορφής ως αρχικές συνθήκες.

3.8.10 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΟΡΙΑΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ

Στα περισσότερα ατμοσφαιρικά μοντέλα, απαιτούνται οριακές συνθήκες επιφανείας. Στην κορυφή και την επιφάνεια του μοντέλου, η κατακόρυφος είναι συνήθως μηδέν και οι μεταβλητές δεν μεταφέρονται μέσω των ορίων από τις μέσες κάθετες ταχύτητες. Στην επιφάνεια, οι ροές θερμότητας και υγρασίας και οι ροές εκπομπής του εδάφους και των αερίων απαιτείται να εισαχθούν στο μοντέλο.

3.9 ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Δεδομένου ότι η περιοχή του μοντέλου εσωκλείεται σε πλευρικά όρια, είναι απαραίτητο να καθοριστούν οι τιμές των εξαρτώμενων μεταβλητών στις πλευρικές του επιφάνειες. Αυτές οι τιμές ονομάζονται οριακές συνθήκες και απαιτούνται για την ολοκλήρωση ως προς τον χρόνο των κατά προσέγγιση μορφών των σχέσεων διατήρησης.

Η αναφορά στις οριακές συνθήκες ενός μοντέλου μέσης κλίμακας περιλαμβάνει τις ανώτερες, τις κατώτερες και τις πλευρικές οριακές συνθήκες. Λόγω της πεπερασμένης περιοχής αυτών των μοντέλων, οι ανώτερες και οι πλευρικές συνθήκες ολοκληρώνονται εξαιτίας της υπολογιστικής ανάγκης και δεν έχουν καμία φυσική έννοια. Οι κατώτερες, εντούτοις, είναι ένα πραγματικό οριακό στρώμα και πρέπει να “εισαχθούν” σωστά οι ιδιότητες όπως αυτή της θερμότητας και της υγρασίας οι οποίες διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στις ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες μέσης κλίμακας.

Ο αριθμός των οριακών συνθηκών που μπορούν να εφαρμοστούν σε ένα μοντέλο εξαρτάται από τη μορφή των διαφορικών εξισώσεων που χρησιμοποιούνται. Οι εξισώσεις του μοντέλου που έχουν τον κατάλληλο αριθμό ονομάζονται *πλήρεις* ενώ εκείνα στα οποία χρησιμοποιούνται περισσότερες ονομάζονται *υπερπλήρεις*. Όπως παρατήρησαν ο Olliger και ο Sundstrom (1976), μελετώντας λεπτομερώς τις μαθηματικές ιδιότητες των οριακών συνθηκών των προβλημάτων τιμών των αρχικών-οριακών επιφανειών, οι σχέσεις

διατήρησης αντιπροσωπεύονται από τις μη-προσεγγιστικές κατά μέσο όρο λύσεις και παράγουν τα φυσικά λανθασμένα χαρακτηριστικά γνωρίσματα μικρού κύματος που κινούνται κατά μήκος του πλέγματος του μοντέλου με την επιτρεπτή μέγιστη ταχύτητα. Τέτοια κύματα δημιουργούνται στο οριακό στρώμα.

Οι λανθασμένες λύσεις που προκύπτουν σε οποιαδήποτε οριακό στρώμα είναι “επικίνδυνες” όταν διαδίδονται από το οριακό στρώμα στην περιοχή της σημαντικής διαταραχής από την φυσική ροή του περιβάλλοντος. Δεδομένου ότι αυτά είναι χαρακτηριστικά γνωρίσματα του μικρού κύματος, μπορούν να αφαιρεθούν αποτελεσματικά από ένα επιλεγμένο φίλτρο διέλευσης όπως την σχέση $(1 - \delta)\phi_{i+1}^* + 2(1 + \delta)\phi_i^* + (1 - \delta)\phi_{i-1}^* = \phi_{i+1} + 2\phi_i + \phi_{i-1}$.

Ένα σοβαρό πρόβλημα που προκύπτει επίσης από την διαφοροποίηση των σχέσεων διατήρησης είναι ότι προκύπτουν πρόσθετες οριακές συνθήκες. Παραδείγματος χάριν, η

σχέση της αρχής διατήρησης $[\frac{\partial}{\partial x_j} \rho_0 \bar{u}_j \cong \frac{\partial}{\partial x_j} \rho \bar{u}_j$ και $\frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_j} = 0]$ μπορεί να γραφτεί:

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right). \quad (3.3)$$

Η ολοκλήρωση της Εξ. (3.3) ως προς το z “απαιτεί” μια οριακή συνθήκη από αυτή την σχέση. Για να προστεθεί μια επιπλέον οριακή συνθήκη πρέπει να διαφοροποιηθεί η Εξ. (3.3) ως προς το z , και προκύπτει ότι:

$$\frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial z^2} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right). \quad (3.4)$$

Με αυτήν την μορφή, απαιτούνται δύο οριακές συνθήκες. Μια τέτοια εξίσωση χρησιμοποιείται για να καθοριστεί ένα σταθερό όριο όπως αυτό του κατώτερου και του ανώτερου. Η ολοκλήρωση της Εξ. (3.4) ως προς το z δίνει:

$$\int \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial z^2} dz = \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + F(x, y, t), \quad (3.5)$$

όπου ο όρος $F(x, y, t)$ είναι η σταθερά ολοκλήρωσης. Στην περίπτωση όπου τα όρια ολοκλήρωσης δεν είναι επιλεγμένα κατάλληλα και το $F(x, y, t)$ είναι ίσο με 0, τότε η μάζα δεν διατηρείται. Επομένως η Εξ. (3.4) δεν είναι μια κατάλληλη μορφή της αρχής διατήρησης μάζας και δεν πρέπει να χρησιμοποιηθεί. Μια παρόμοια διαδικασία, φυσικά, μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε διαφορική συνάρτηση, σε οποιαδήποτε από τις σχέσεις των αρχών διατήρησης, στην περίπτωση που δεν εφαρμόζονται οι κατάλληλες σταθερές ολοκλήρωσης.

3.9.1 ΠΛΕΥΡΙΚΕΣ ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, οι πλευρικές οριακές συνθήκες ενός μοντέλου μέσης κλίμακας απαιτούνται εξαιτίας του ότι η περιοχή προσομοίωσης πρέπει να είναι περιορισμένη σε μια οριζόντια επέκταση λόγω των περιορισμών στην υπολογιστική ικανότητα. Εντούτοις, επειδή είναι αδύνατο να καθοριστούν κατάλληλα οι τιμές σε αυτό το οριακό στρώμα, τουλάχιστον σε ένα υδροστατικό μοντέλο, είναι επιθυμητό να αφαιρεθεί αυτό το οριακό στρώμα ή να μετατεθεί μακρύτερα από την περιοχή ενδιαφέροντος. Η επέκταση του πλέγματος οριζόντια είναι ένας τρόπος για να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση των πλευρικών οριακών συνθηκών.

Ο Anthes και ο Warner (1978) ανακάλυψαν σημαντικά λάθη στα αποτελέσματα των μοντέλων μέσης κλίμακας, που μπορούν να εμφανιστούν εάν οι πλευρικές οριακές συνθήκες

καθορίζονται λανθασμένα. Η διαδικασία που ακολούθησαν απέδειξε ότι η ευαισθησία ενός μοντέλου μέσης κλίμακας στις λανθασμένες τιμές στα οριακά στρώματα μπορεί να διευκρινιστεί χρησιμοποιώντας το Ανατολικό και το Δυτικό οριακό στρώμα στην σχέση $\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -u_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x_j} \rho_0 u_j'' u_i'' - a_0 \frac{\partial p'}{\partial x_i} - a_0 \left(\frac{\partial p_0}{\partial x} \delta_{i1} + \frac{\partial p_0}{\partial y} \delta_{i2} \right) + \frac{a'}{a_0} g \delta_{i3} - 2 \epsilon_{ijk} \Omega_j \bar{u}_k$, και γράφεται με την παρακάτω μορφή:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\bar{u}^2}{2} \right) - a_0 \frac{\partial p'}{\partial x} + R \quad (3.6)$$

όπου το R αντιπροσωπεύει τους υπόλοιπους όρους.

3.9.2 ΤΥΠΟΙ ΠΛΕΥΡΙΚΩΝ ΟΡΙΑΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ

Οι πλευρικές οριακές συνθήκες μπορούν να είναι “διαπερατές” (π.χ., οι διαταραχές μέσης κλίμακας μπορούν να εισέρθουν και να εξέρθουν από την περιοχή του μοντέλου) ή “κλειστές” (π.χ., τέτοιες διαταραχές δεν επιτρέπονται να εισέρθουν ή να εξέρθουν). Αυτοί είναι διάφοροι τύποι πλευρικών οριακών συνθηκών από τις οποίες μερικές έχουν ως σκοπό να ελαχιστοποιήσουν την αντανάκλαση των λανθασμένων πληροφοριών προς την περιοχή του μοντέλου, όμως επιτρέπουν την εισαγωγή ροής μεγαλύτερης κλίμακας στην περιοχή προσομοίωσης. Οι τύποι των οριακών συνθηκών είναι οι ακόλουθοι:

Σταθερή εισροή, συνθήκες βαθμιαίας εκροής (constant inflow, gradient outflow conditions). Με αυτήν την διαδικασία, ο αέρας που εισέρχεται στο μοντέλο υποτίθεται ότι δεν επηρεάζεται από την καθοδική διαταραχή της ροής μέσης κλίμακας, έτσι ώστε οι εξαρτώμενες μεταβλητές να παραμένουν αμετάβλητες στο οριακό στρώμα (π.χ., ένα κλειστό οριακό στρώμα). Ο αέρας που εξέρχεται από το μοντέλο, υποτίθεται ότι έχει στιγμιαία την ίδια τιμή με εκείνη σε ένα διακριτό σημείο προς τα πάνω. Η εισροή και η εκροή καθορίζονται από τους όρους της διεύθυνσης του ανέμου στο οριακό στρώμα. Αυτή η διαδικασία δεν μπορεί να διαχειριστεί κατάλληλα τις διαταραχές που διαδίδονται προς τα πάνω (π.χ., εσωτερικά κύματα βαρύτητας) και ταυτόχρονα την διάδοση των κυμάτων, με μια πεπερασμένη ταχύτητα, που μεταφέρουν πληροφορίες από το τελευταίο εσωτερικό διακριτό σημείο στο οριακό στρώμα.

Ο Mason και ο Sykes (1979) χρησιμοποίησαν μια τροποποίηση που απευθύνεται στις συνιστώσες της ταχύτητας όπως $u_N^{\tau+1} = 1.5u_{N-1}^{\tau} - 0.5u_{N-3}^{\tau}$. Αυτή η συνθήκη εφαρμόζεται στα σημεία εκροής. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι αυτή η αντιπροσώπευση, παρόλο που έχει κάποια αντανάκλαση στο οριακό στρώμα, είναι όχι μόνο εξαιρετικά απλή, αλλά σταθερή και αποτελεσματική. (Στη δοκιμή αυτού του οριακού στρώματος εκροής, ο όρος u_{N-2}^{τ} παρήγαγε βελτιωμένα αποτελέσματα έναντι με την χρήση του όρου u_{N-3}^{τ}).

Ακτινοβολούσες οριακές συνθήκες (Radiative Boundary Conditions). Με αυτήν την διαδικασία, οι μεταβλητές στα πλευρικά οριακά στρώματα μεταβάλουν την τιμή τους, έτσι ώστε να ελαχιστοποιηθεί η αντανάκλαση της εξωτερικής διάδοσης των διαταραχών στη ροή πίσω στον χώρο του πλαισίου. Διάφορες διαδικασίες έχουν εισαχθεί για την εφαρμογή της χρήσης των ακτινοβολούμενων οριακών συνθηκών, για το ανατολικό και το δυτικό οριακό στρώμα, με την εξίσωση της μορφής:

$$\partial \bar{u} / \partial t = -c \partial \bar{u} / \partial x .$$

Οι άλλες προγνωστικές εξισώσεις διατήρησης μπορούν να υπολογιστούν με παρόμοιο τρόπο στο οριακό στρώμα από την σχέση $\partial \bar{\phi} / \partial t = -c \partial \bar{\phi} / \partial x$, όπου το $\bar{\phi}$ είναι μια οποιαδήποτε από τις προγνωστικές εξαρτώμενες μεταβλητές.

“Περιοριστικές” οριακές συνθήκες (*Sponge Boundary Conditions*). Το έντονο φιλτράρισμα κοντά στα πλευρικά οριακά στρώματα μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την μετρίαση των μεταφερόμενων κυματικών διαταραχών καθώς κινούνται προς την περιφέρεια της περιοχής του μοντέλου. Αυτά τα φίλτρα προστίθενται είτε για να αυξήσουν την τιμή του συντελεστή οριζόντιας ανταλλαγής κοντά στο οριακό στρώμα είτε για την εφαρμογή φίλτρων εξομάλυνσης σε εκείνη την περιοχή.

Εναλλακτικά, οι προγνωστικές εξισώσεις μπορούν να γραφτούν στη μορφή

$$\frac{\partial \bar{\phi}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x} - r(\bar{\phi} - \phi_o)$$

όπου το r ονομάζεται *συντελεστής “χαλάρωσης” (relaxation coefficient)* και ϕ_o είναι η επιθυμητή τιμή του $\bar{\phi}$ στο οριακό στρώμα. Ο συντελεστής χαλάρωσης καθορίζεται να είναι διάφορο του μηδέν μέσα σε κάποια απόσταση από το οριακό στρώμα, και παίρνει την μέγιστη τιμή σε αυτό. Ο Durran (1981) χρησιμοποίησε μια τέτοια διατύπωση για να περιγράψει ένα στρώμα απορρόφησης στην κορυφή του πλαισίου.

Όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα έρευνας του Morz (1973), το αυξανόμενο φιλτράρισμα δεν μπορεί να εφαρμοστεί απότομα σε κάποια επιλεγμένη απόσταση από το πλευρικό οριακό στρώμα επειδή θα οδηγήσει σε λανθασμένη αντανάκλαση προς το κέντρο της περιοχής του μοντέλου. Τέτοιες αντανάκλασεις παρατηρούνται στην οπτική, όταν η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία κινείται από ένα υλικό σε ένα άλλο με διαφορετικό δείκτη διάθλασης.

Οι “περιοριστικές” οριακές συνθήκες είναι μια μορφή οριακών συνθηκών ακτινοβολίας στις οποίες εφαρμόζεται μεγαλύτερο ιξώδες κοντά στις πλευρές ενός μοντέλου. Σε αντίθεση με τους τύπους των οριακών συνθηκών ακτινοβολίας που αναφέρθηκαν προηγουμένως, οι οριακές συνθήκες απαιτούν ένα αριθμό διακριτών σημείων κοντά στο οριακό στρώμα για να επιτραπεί η βαθμιαία αύξηση του φιλτραρίσματος. Αυτά τα προστιθέμενα διακριτά σημεία συμβάλλουν στο υπολογιστικό “κόστος” της προσομοίωσης.

Περιοδικές οριακές συνθήκες (Periodic Boundary Conditions). Οι τιμές των εξαρτώμενων μεταβλητών σε ένα οριακό στρώμα της περιοχής του μοντέλου είναι ίσες με τις αντίστοιχες τιμές σε ένα άλλο (π.χ., $\phi(x_D) = \phi(x_o)$). Αν και η τιμή στη σύγκριση ενός αριθμητικού μοντέλου με μια ακριβή λύση, στις ρεαλιστικές προσομοιώσεις μέσης κλίμακας γενικά δεν επιτρέπουν την επανεισαγωγή των διαταραχών της ροής στην περιοχή εισροής του μοντέλου, αφότου έχουν εξέλθει από το οριακό στρώμα.

Μια απαραίτητη δοκιμή για την εφαρμογή για οποιοδήποτε επιλεγμένη πλευρική οριακή συνθήκη είναι η διεύρυνση του πλαισίου προσθέτοντας διακριτά σημεία σταδιακά μέχρι οι διαδοχικές διευρύνσεις να μην προκαλούν καμία σημαντική αλλαγή στις λύσεις μέσα στην περιοχή προσομοίωσης. Τα μικρότερα μεγέθη πλαισίων θα οδηγούσαν σε κυκλοφορίες μέσης κλίμακας αλλαγμένες σημαντικά καθώς οι πλευρικές οριακές συνθήκες μετακινούνται.

Οι κύριες συστάσεις σχετικά με τις πλευρικές οριακές συνθήκες είναι οι ακόλουθες:

1. Μετακίνηση των πλευρικών οριακών συνθηκών από την περιοχή προσομοίωσης έτσι ώστε μια επόμενη περαιτέρω διεύρυνση να μην έχει καμία αξιόλογη αλλαγή στις λύσεις. Η διεύρυνση του μοντέλου απαιτεί ένα αριθμό διακριτών σημείων καθώς επίσης και την αύξηση των διακριτών σημείων κοντά στο πλευρικό όριο.
2. Οι ακτινοβολούμενες πλευρικές οριακές συνθήκες είναι η μορφή οριακών συνθηκών που επιτρέπει τη μικρότερη επέκταση της περιοχής του πλαισίου.

3. Η “ευαισθησία” της περιοχής του πλέγματος ενός μοντέλου μέσης κλίμακας στις μέσες επιταχύνσεις του πλαισίου επίσης δείχνει ότι η περιοχή του πλέγματος πρέπει να έχει όσο τον δυνατόν μεγάλη οριζόντια κλίμακα.

Ένα παράδειγμα επιτυχημένης ολοκλήρωσης των μεγαλύτερων κλίμακας πληροφοριών σε ένα μοντέλο μέσης κλίμακας είναι αυτό του Carpenter (1979), ο οποίος πέτυχε την μεταβολή των οριακών συνθηκών για την προσομοίωση των θαλάσσιων αύρων στην Αγγλία.

3.9.3 ΑΝΩ ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Η κορυφή ενός μοντέλου μέσης κλίμακας, όπως και τα πλευρικά όρια στρώματα, πρέπει να μετακινούνται όσο το δυνατόν περισσότερο από την περιοχή της σημαντικής διαταραχής μέσης κλίμακας. Η ιδανική περίπτωση είναι εκείνη όπου στην κορυφή του πλαισίου η πυκνότητα του αέρα είναι ίση με 0.

Τέτοια στρώματα είναι σχεδόν σταθερά ακόμη και στην ανύψωση του κορεσμένου αέρα, εμποδίζοντας την κάθετη μετατόπιση και τείνουν να παράγουν κυκλοφορίες οι οποίες έχουν μεγαλύτερες οριζόντιες από ότι οι κάθετες κλίμακες. Όπως αποδείχτηκε από τον Pielke (1972), η αύξηση της στρωματοποίησης αναγκάζει τις χαμηλότερες κυκλοφορίες να αναπτυχθούν και καθιστά την υδροστατική προσέγγιση πιο εφαρμόσιμη. Η οριζόντια κλίμακα μήκους L_x γίνεται μεγαλύτερη και η κάθετη κλίμακα μήκους L_z , γίνεται μικρότερη. Μόνο μέσω της κατακόρυφης διάδοσης από την κίνηση των κυμάτων, μπορούν οι πληροφορίες κοντά στην επιφάνεια να διαδοθούν προς τα πάνω.

Χρησιμοποιώντας τα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας, οι δημιουργοί των ατμοσφαιρικών μοντέλων έχουν “τοποθετήσει” τις κορυφές των μοντέλων τους:

1. Μέσα στη στρατόσφαιρα
2. Στην τροπόπαυση
3. Σε σταθερό στρώμα της τροπόσφαιρας.

Η μορφή της κορυφής του πλαισίου είναι σημαντική. Τα είδη αυτών των κορυφών που χρησιμοποιήθηκαν είναι οι εξής:

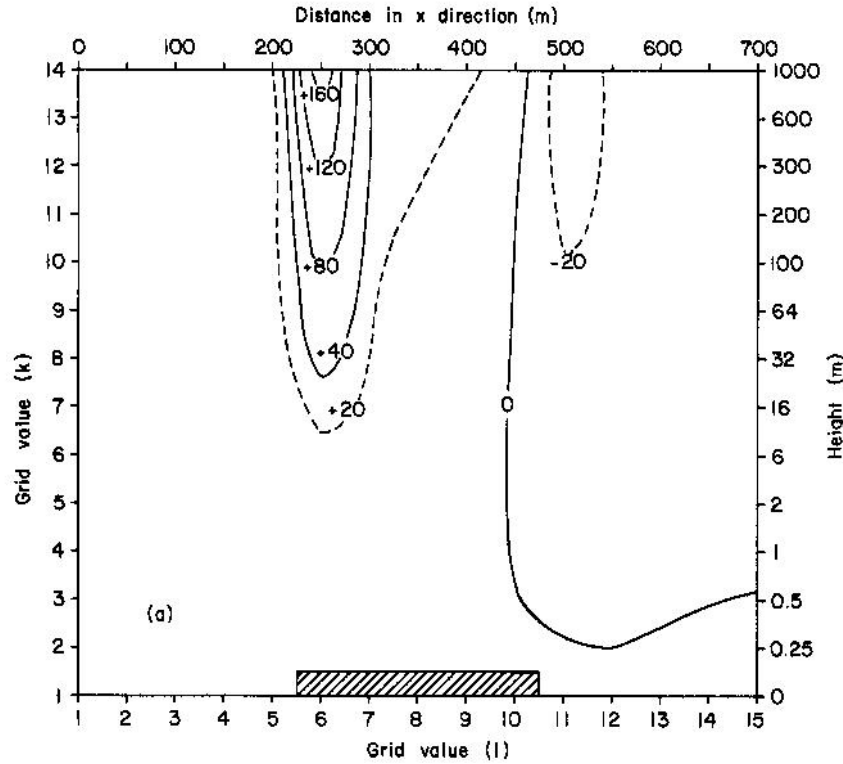
1. “Αδιαπέραστες” επιφάνειες
2. Σταθερές επιφάνειες
3. Στρώματα απορρόφησης

Σε μια σταθερή κορυφή, η κάθετη ταχύτητα ορίζεται 0 και η πίεση ρυθμίζεται για τον υπολογισμό των διαταραχών μέσης κλίμακας σε εκείνο το επίπεδο. Όπως αναμένεται, εντούτοις, εκτός αν οι λύσεις θα πλησίαζαν φυσικά το 0 σε εκείνο το επίπεδο, οι λύσεις περιορίζονται αυθαίρετα. Ο Estoque (1973) εκτέλεσε ένα σύνολο ισοδύναμων πειραμάτων χρησιμοποιώντας ένα μοντέλο για τις θαλάσσιες αύρες με και χωρίς σταθερή επιφάνεια. Όταν χρησιμοποίησε σταθερή επιφάνεια, η πίεση άλλαξε στο πάνω οριακό στρώμα με αποτέλεσμα να περιοριστεί η συνθήκη για μηδενισμό της κάθετης ταχύτητας, ενώ στο δεύτερο πείραμα, η πίεση τέθηκε ίση με μια σταθερά σε εκείνο το επίπεδο και επιτράπηκαν οι κάθετες αλλαγές ταχύτητας. Οι λύσεις από αυτά τα δύο πειράματα, που δίνονται στο Σχήμα 3.10, είναι σημαντικά διαφορετικές.

Υποθέτοντας ότι ισχύει η σχέση της αρχής διατήρησης της μάζας, η έκφραση αυτή έχει όρια ολοκλήρωσης μεταξύ του υψηλότερου σταθερού επιπέδου του πλέγματος z_i στο μοντέλο και μιας θεωρητικής επιφάνειας s_θ , και προκύπτει η παρακάτω σχέση:

$$\bar{w}_s = \bar{w}_{z_i} - \int_{z_i}^{s_\theta} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) dz$$

όπου \bar{w}_{z_i} και \bar{w}_s είναι οι κάθετες ταχύτητες στο z_i και στο s_θ . Ελλείψει των διαβατικών αποτελεσμάτων σε αυτά τα επίπεδα, η επιφάνεια αντιστοιχεί σε μια επιφάνεια σταθερού δυναμικού θερμοκρασίας και για αυτό τον λόγο χρησιμοποιείται ο δείκτης θ στο s .

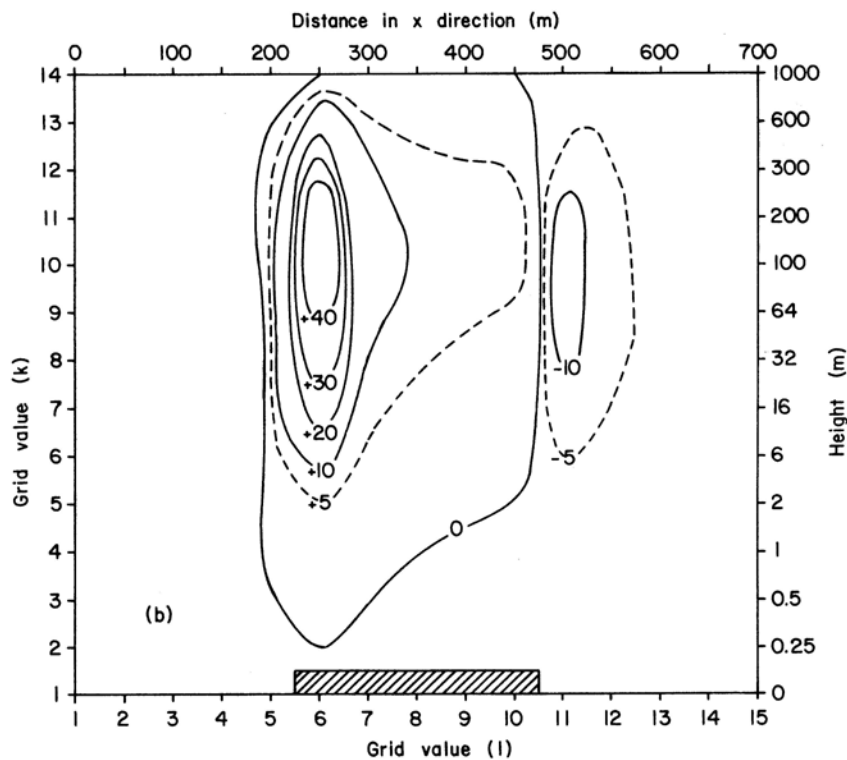


Σχήμα 3.10(α): Η κάθετη κίνηση (σε εκατοστά το δευτερόλεπτο) που οφείλεται στην ροή του αέρα πάνω από ένα νησί με μήκος τραχύτητας 100 cm (μεταξύ των διακριτών σημείων 6 και δέκα, συγκεκριμένα) και αρχική ταχύτητα του αέρα είναι 10 ms^{-1} . Το $\bar{\theta}$ στην επιφάνεια και στο 1 km έχει τιμές 303 και 309 K αντίστοιχα. Η οριζόντια απόσταση μεταξύ των διακριτών σημείων είναι 50 m. Στο πρώτο “τρέξιμο” [Σχήμα 11.16(α)] η πίεση στην κορυφή διατηρείται σταθερή στα 900 mb ενώ η κάθετη κίνηση σε αυτό το επίπεδο ποικίλει. Στο δεύτερο “τρέξιμο” [Σχήμα 3.10 (β)] η κορυφή είναι σταθερή και η πίεση μεταβάλλεται. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Καθορίζοντας ότι $\bar{w}_s = ds_\theta/dt$ και χρησιμοποιώντας τον κανόνα αλυσίδας υπολογισμού με $s_\theta = s_\theta(t, x(t), y(t))$, προκύπτει ότι:

$$\frac{\partial s_\theta}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial s_\theta}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial s_\theta}{\partial y} + \bar{w}_{z_i} - \int_{z_i}^{s_\theta} \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) dz \quad (3.7)$$

Σε αντίθεση με την σταθερή κορυφή, η “άκαμπτη” επιφάνεια μετακινείται σε σχέση με την προς τα κάτω απόκλιση και θεωρείται η ρεαλιστικότερη αντιπροσώπευση των συνθηκών στην κορυφή του μοντέλου. Αυτή η θεωρητική επιφάνεια είναι συνήθως καθορισμένη να συμπίπτει με μια επιφάνεια σταθερού δυναμικού θερμοκρασίας και τοποθετείται στο επίπεδο της τροπόπαυσης. Εάν οι διαβατικές αλλαγές και η κάθετη μίξη κλίμακας υποπλέγματος (sub grid scale) είναι σε αυτό το επίπεδο μικρές σε σχέση με τις αλλαγές σε μια θέση λόγω μετατόπισης, μια τέτοια αντιπροσώπευση αντιστοιχεί στην μετακίνηση της τροπόπαυσης.



Σχήμα 3.10 (β): (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Με την υπόθεση ότι το s_θ είναι μια επιφάνεια θερμοκρασιακού δυναμικού, το $\bar{\theta}$ παραμένει σταθερό σε αυτή την επιφάνεια. Οι υπόλοιπες εξαρτώμενες μεταβλητές πρέπει να υπολογίζονται. Μια διαδικασία είναι η χρησιμοποίηση αυτών των μεταβλητών ως αρχικών τιμών σε οποιοδήποτε ύψος που προβλέπεται για το s_θ . Αλλά αυτή η μέθοδος υποθέτει ότι οι αλλαγές κάτω από το s_θ δεν έχουν καμία επιρροή στις μεταβλητές, εκτός από το $\bar{\theta}$ πάνω από το s_θ . Μια άλλη δυνατότητα η οποία μέχρι τώρα δεν έχει εφαρμοσθεί είναι η παρεμβολή διαφόρων πρόσθετων στρωμάτων δυναμικού θερμοκρασίας πάνω από το s_θ και να ολοκληρωθεί η αδιαβατική μορφή των σχέσεων διατήρησης σε εκείνα τα επίπεδα σε ένα ισεντροπικό σύστημα συντεταγμένων για να επιτραπεί η δυναμική ρύθμιση των εξαρτώμενων μεταβλητών στο s_θ . Μια άλλη εναλλακτική λύση είναι να θεωρηθεί το s_θ ως η διασύνδεση δύο ρευστών διαφορετικών πυκνοτήτων και με αυτόν τον τρόπο θα συμπεριληφθεί η δύναμη βαροβαθμίδας στο s_θ η οποία είναι ανάλογη με αυτή που παράγεται στο αποθηκευτικό μοντέλο (tank model) δύο επιπέδων όπου το x αντιστοιχεί στο s_θ .

Η χρήση ενός στρώματος απορρόφησης με πολλαπλά επίπεδα για να αντιπροσωπευθεί η κορυφή του μοντέλου εισήχθη από τον Klemp και τον Lilly (1978) στην προσομοίωση της ροής του αέρα πάνω από μια ανώμαλη επιφάνεια. Με την μελέτη τους κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η κάθετη διάδοση της ενέργειας των εσωτερικών κυμάτων βαρύτητας μπορεί να απεικονιστεί λανθασμένα από την ανάκλαση προς τα κάτω από ένα επίπεδο της κορυφής. Από τη γραμμική θεωρία των Klemp και Lilly, κάποια αντανάκλαση προς τα κάτω αναμένεται να εμφανιστεί όταν παρατηρούνται ασυνέχειες στην θερμοκρασία και τον αέρα, αλλά ο όγκος της ενέργειας συνήθως αναμένεται να διαδοθεί στη στρατόσφαιρα και από εκεί να απελευθερωθεί μέσω μιας διαταραχής μικρής κλίμακας.

Ο Klemp και ο Lilly δήλωσαν ότι ένα στρώμα απορρόφησης πρέπει να τοποθετηθεί πάνω από το κύριο τμήμα της περιοχής του μοντέλου. Σε αυτήν την περιοχή, το οριζόντιο φιλτράρισμα αυξάνεται από τη βάση του στρώματος απορρόφησης στην κορυφή του

μοντέλου για να αποτρέψει την λανθασμένη αντανάκλαση της ενέργειας προς τα κάτω. Για να αποτραπούν οι αντανάκλασεις που προκαλούνται με την εξομάλυνση, το φίλτρο πρέπει να αυξηθεί βαθμιαία. Αυτή η προσέγγιση είναι ανάλογη με τη μέθοδο των περιορισμών που χρησιμοποιείται για να ελαχιστοποιηθούν οι επιδράσεις από τα πλευρικά οριακά στρώματα.

Ο Bougeault (1983), ο Klemp και ο Durran (1983) πρότειναν μια τοπική οριακή ανώτερη συνθήκη (αποκαλούμενη “ακτινοβολούμενη” οριακή συνθήκη) που εξαλείφει την ανάγκη για ένα υπολογιστικά “μεγάλο” στρώμα απορρόφησης. Στη διατύπωσή τους, η διαταραχή μέσης κλίμακας της πίεσης (που εκφράζεται με τον όρο $\bar{\pi}^1$) υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση

$$\bar{\pi}^1 = \bar{w}^1 \frac{1}{k_H \theta_o^{3/2}} \left(g \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^{1/2}, \quad (3.8)$$

όπου $\bar{\pi}^1$ και \bar{w}^1 εκφράζονται σαν συναρτήσεις του οριζόντιου μήκους κύματος k_H , κατόπιν η προς τα κάτω αντανάκλαση στην υπολογιστική περιοχή από την κορυφή ελαχιστοποιείται όταν το $\bar{\pi}^1$ ισούται με το άθροισμα όλων των μηκών κυμάτων στο μοντέλο.

Με βάση τις μελέτες σχετικά με τις άνω οριακές συνθήκες προκύπτουν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

1. Εάν η κάθετη διάδοση της ενέργειας των εσωτερικών κυμάτων βαρύτητας είναι ίδια με τις ιδιότητες μεταφοράς σε ένα μοντέλο μέσης κλίμακας, απαιτείται ένα στρώμα απορρόφησης.
2. Η χρήση μιας “άκαμπτης” επιφάνειας για κορυφή σε ένα μοντέλο μέσης κλίμακας είναι ακατάλληλη εκτός αν τα αποτελέσματα μεταφοράς είναι κυρίαρχα και το βάθος του μοντέλου είναι πολύ μεγαλύτερο από την περιοχή της διαταραχής μέσης κλίμακας. Σε αυτήν την περίπτωση, η ακριβής μορφή της κορυφής δεν είναι σημαντική. Οι διαταραχές που φθάνουν σε αυτό το επίπεδο θα είναι ανακόλουθες για οποιοδήποτε από τις εξαρτώμενες μεταβλητές.

3.9.4 ΚΑΤΩ ΟΡΙΑΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

Σε ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο, η “βάση” είναι το μόνο οριακό στρώμα που έχει φυσική σημασία. Επιπλέον, είναι μια διαφορική βαθμίδα των εξαρτώμενων μεταβλητών κατά μήκος αυτής της επιφάνειας που παράγει πολλές κυκλοφορίες μέσης κλίμακας και αυτό έχει μια έντονη επιρροή στις υπόλοιπες ροές. Αλλαγές στο κάτω οριακό στρώμα κατά τη διάρκεια του χρόνου μπορεί να προκαλέσουν ουσιαστικές αλλαγές. Λόγω της κρίσιμης σημασίας αυτού του οριακού στρώματος στα ατμοσφαιρικά συστήματα, πρέπει να αντιπροσωπευθεί όσο το δυνατόν ακριβέστερα.

Εξαιτίας της ανάγκης για πληρέστερη ανάλυση του εδάφους πρέπει να γίνει διαχωρισμός στα διάφορα είδη του όπως αυτή που παρουσιάζεται παρακάτω.

Υδάτινες επιφάνειες (*Water Bodies*)

Για να αντιπροσωπευθούν οι επιφάνειες των υδάτινων περιοχών όπως λίμνες, οι κόλποι, και οι ωκεανοί κατάλληλα στα μοντέλα μέσης κλίμακας, θεωρείται δεδομένο ότι υπάρχουν δυναμικές και θερμοδυναμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ του αέρα και του ύδατος. Μια τέτοια σύνδεση μπορεί να περιλάβει μικρής κλίμακας αλληλεπιδράσεις του οριακού στρώματος, όπως οι ανταλλαγές αερίων στην διεπαφή μεταξύ του νερού και του αέρα, ή τις μεγαλύτερης κλίμακας μεταφορές της θερμότητας από τα αέρια ρεύματα. Δεδομένου ότι αυτές οι αλληλεπιδράσεις περιλαμβάνουν γενικά σύνθετες μη γραμμικές διαδικασίες, είναι απαραίτητο να χρησιμοποιηθεί ένα ωκεανογραφικό μοντέλο για να παραχθούν κατάλληλες κάτω οριακές συνθήκες για το μετεωρολογικό μοντέλο.

Διάφορες μελέτες τεκμηρίωσαν τις επιδράσεις του αέρα στην δυναμική των ωκεανών οι οποίες είναι οι εξής:

1. Μια αύξηση στην ταχύτητα του αέρα παράγει μια εμβάθυνση του στρώματος μίξης των ωκεανών.
2. Οι χωρικές και χρονικές μεταβολές στην ταχύτητα του αέρα προκαλούν τα ρεύματα στα παράκτια ύδατα.
3. Οι αλλαγές στην ταχύτητα και στην διεύθυνση του αέρα κατά μήκος της ακτής αλλάζουν την άμπωτη και την πλημμυρίδα.
4. Οι αλλαγές στην ταχύτητα του αέρα μεταβάλουν την κυκλοφορία των υδάτων μέσω της μίξης και την δημιουργία των οριζόντιων βαθμίδων της θερμοκρασίας.
5. Η ταχύτητα αέρα έχει επιπτώσεις στην ολίσθηση των παράκτιων πάγων.
6. Το πεδίο της ταχύτητας του αέρα επηρεάζει τη μετακίνηση των ρύπων στα ύδατα.

Τα αποτελέσματα των κυκλοφοριών μέσης κλίμακας στα παράκτια ύδατα, συχνά περιλαμβάνουν τις ημερήσιες αλλαγές στις κάθετες βαθμίδες της θερμοκρασίας, της αλατότητας, άλλων αερίων και αερολυμάτων στα ανώτερα επίπεδα του ύδατος που προκαλείται από τις αλλαγές στα χρονικά και χωρικά πεδία των ατμοσφαιρικών εξαρτώμενων μεταβλητών πάνω από την επιφάνεια του ύδατος.

Επιφάνειες εδάφους

Η αντιπροσώπευση των επιφανειών εδάφους ως κατώτατο οριακό στρώμα απαιτεί διαφορετικούς τύπους μοντέλων από εκείνα που απαιτούνται για να αντιπροσωπευτεί κατάλληλα η διεπαφή του ύδατος με τον αέρα. Για να αντιπροσωπευτεί το έδαφος ως κατώτατη επιφάνεια, είναι απαραίτητος ο διαχωρισμός του “γυμνού” εδάφους από εκείνο που έχει βλάστηση.

Θερμοκρασία επιφάνειας. Για την επιφάνεια, στα πρώτα μοντέλα μέσης κλίμακας ορίστηκε το δυναμικό θερμοκρασίας ως μια περιοδική συνάρτηση της θέρμανσης και δεν επιτρέπει καμία ανατροφοδότηση μεταξύ της κυκλοφορίας και της θερμοκρασίας του εδάφους. Ο Pielke (1974) χρησιμοποίησε μια τέτοια σχέση

$$\bar{\theta}(z_o) = \bar{\theta}_o(z_o) + \Delta\bar{\theta}_{\max} \sin \frac{2\pi t}{day}, \quad (3.9)$$

όπου το t είναι ο χρόνος μετά από την ανατολή και $\bar{\theta}_o(z_o)$ είναι το δυναμικό θερμοκρασίας ανατολή, και $\Delta\bar{\theta}_{\max}$.

Μια γενικότερη περιοδική μορφή χρησιμοποιήθηκε από τον Neumann και τον Mahrer (1971) και τον Mahrer και τον Pielke (1976), στα οποία τα στοιχεία της θερμοκρασίας τοποθετήθηκαν σε μια σειρά περιοδικών συναρτήσεων της μορφής που προτάθηκε από τον Kuo (1968). Μια τέτοια περιοδική μορφή μπορεί να γραφτεί

$$\bar{\theta}(z_o) = \bar{\theta}_T(z_o) + \sum_{n=1}^{N/2} \left(a_n \sin \frac{2\pi n t}{T} + b_n \cos \frac{2\pi n t}{T} \right), \quad (3.10)$$

όπου

$$a_n = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^{(N/2)-1} \bar{\theta}^+(z_o) \sin \frac{2\pi n t}{T}, a_{N/2} = 0$$

$$a_n = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^{(N/2)-1} \bar{\theta}^+(z_o) \cos \frac{2\pi n t}{T}, b_{N/2} = -\frac{\bar{\theta}^+(z_o)}{N}, \quad (3.11)$$

με το T να επιλέγεται συνήθως ως 1 ημέρα, με $t = 0$ να αντιστοιχεί στα μεσάνυχτα και το N είναι ένας ακέραιος αριθμός των παρατηρήσεων. Η τιμή $\bar{\theta}_T(z_o)$ αντιστοιχεί στη μέση θερμοκρασία για το T . Η ποσότητα $\bar{\theta}^+(z_o)$ είναι η απόκλιση του δυναμικού θερμοκρασίας στον χρόνο T από το $\bar{\theta}_T(z_o)$. Στην πράξη, μια διαφορετική θερμοκρασία από $\bar{\theta}^+(z_o)$ χρησιμοποιείται συχνά για τον υπολογισμό του a_n και b_n .

Αν και είναι απλές να ισχύουν, τέτοιες διατυπώσεις υποθέτουν μια άπειρη δεξαμενή θερμότητας χωρίς ανατροφοδότηση μεταξύ του εδάφους και της ατμόσφαιρας.

Χιόνι. Το χιόνι μπορεί να αντιπροσωπευθεί με παρόμοιο τρόπο όπως και το έδαφος με σημαντική διαφορά ότι μπορεί να αλλάξει τη φάση του. Το χιόνι επίσης μπορεί να εξαχνωθεί και να παρασυρθεί από τον αέρα. Ο Liston και ο Sturm (1998) ανέπτυξαν ένα μοντέλο για να προσομοιώσουν αυτήν την μετατόπιση. Ο Greene (1999) εφάρμοσε αυτό το μοντέλο σε ένα τμήμα του Κολοράντο, όπου διαπιστώθηκε ότι τουλάχιστον το 30% του χιονιού μπορεί να εξαχνωθεί στον αέρα.

Παραδείγματος χάριν, πάνω από μια περιοχή καλυμμένη με χιόνι κατά τη διάρκεια της ημέρας και με άπνοια η απόκλιση της ακτινοβολίας και η ροή της υγρασίας από την επιφάνεια καθορίζουν τα σχεδιαγράμματα θερμοκρασίας και αέρα. Λόγω της υψηλής ανάκλασης (albedo) του χιονιού και της δημιουργίας ενός υγρού στρώματος αέρα ακριβώς πάνω από την επιφάνεια, η προς τα κάτω και η προς τα πάνω αντανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται ακριβώς επάνω από την επιφάνεια, δημιουργώντας με αυτόν τον τρόπο μια περιοχή ενισχυμένης θέρμανσης κοντά στο στρώμα επιφάνειας.

Βλάστηση. Όταν η βλάστηση εισάγεται στο έδαφος, η κατάλληλη αντιπροσώπευση των κάτω οριακών συνθηκών γίνεται δυσκολότερη από ότι του άγονου εδάφους, δεδομένου ότι οι πληροφορίες από τις παρατηρήσεις σχετικά με τις ροές της θερμότητας, της υγρασίας, της ορμής, και άλλων αερίων και αερολυμάτων παραμένουν περιορισμένες. Το μεγαλύτερο τμήμα του εδάφους είναι καλυμμένο με βλάστηση η οποία αλλάζει δυναμικά κατά τη διάρκεια του χρόνου, το οποίο είναι μια πολύ σημαντική παράμετρος για την προσομοίωση σε ένα μοντέλο μέσης κλίμακας.

Υπάρχουν τρεις χρονικές κλίμακες της αλληλεπίδρασης μεταξύ της βλάστησης και της ατμόσφαιρας, οι *βιοφυσικές*, οι *βιογεωχημικές* και οι *βιογεωγραφικές*. Οι βιοφυσικές επιδράσεις, περιλαμβάνουν τους ελέγχους στην εφίδρωση του υδρατμού μέσω του "στόματος" των φυτών. Οι βιογεωχημικές επιδράσεις περιλαμβάνουν την ανώγεια και την υπόγεια ανάπτυξη της βλάστησης. Τα βιογεωγραφικά μοντέλα τις αλλαγές στην μίξη των διάφορων ειδών βλάστησης και την χωρική τους μετακίνηση. Τα μοντέλα που αντιπροσωπεύουν και τις βιοφυσικές και τις βιογεωχημικές επιδράσεις χρησιμοποιούνται ταυτόχρονα στην μοντελοποίηση της ατμόσφαιρας και της υδρολογίας. Σε αυτή την εργασία επειδή γίνεται αναφορά στα μοντέλα μέσης κλίμακας πρόγνωσης καιρού τα οποία ανήκουν στην κατηγορία των βιοφυσικών μοντέλων.

3.10 ΑΦΟΜΟΙΩΣΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

Η ικανότητα ενός αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης να παράγει χρήσιμες προβλέψεις εξαρτάται όχι μόνο από την ανάλυση του μοντέλου και την ακρίβεια με την οποία οι δυναμικές και φυσικές διαδικασίες αντιπροσωπεύονται. Εξαρτάται επίσης αυστηρά από τους

αρχικούς όρους που χρησιμοποιούνται για την ολοκλήρωση του μοντέλου. Στην πρώτη προσπάθεια του Richardson να προβλέψει τον καιρό αριθμητικά, προέκυψε το συμπέρασμα ότι οι παρατηρήσεις δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για την έναρξη μιας αριθμητικής πρόγνωσης. Συμπέρανε ότι τα στοιχεία παρατήρησης πρέπει να τροποποιηθούν με μια συνεπακόλουθη διαδικασία προκειμένου να ληφθεί ένα κατάλληλο σύνολο στοιχείων για την έναρξη του μοντέλου. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται *αφομοίωση στοιχείων*. Παραδοσιακά, η αφομοίωση στοιχείων διαιρείται σε δύο διαδικασίες: *την αντικειμενική ανάλυση* των παρατηρήσεων και την *έναρξη των στοιχείων*. Στην αντικειμενική ανάλυση όλα τα στοιχεία που λαμβάνονται για έναν δεδομένο χρόνο (γενικά 0000Z ή 1200Z) από το δίκτυο παρατήρησης της επιφάνειας και των σταθμών ανώτερης ατμόσφαιρας, ελέγχονται για την ακρίβεια και μετατρέπονται σε αναλύσεις μετεωρολογικών πεδίων σε ένα κανονικό πλέγμα γεωγραφικού πλάτους και μήκους σε τυποποιημένα επίπεδα πίεσης με τη χρησιμοποίηση ενός σχεδίου παρεμβολής. Τέτοια στοιχεία που έχουν αναλυθεί περιέχουν ακόμα θόρυβο που είναι πιθανό να ερμηνευθούν ως πλασματικά μεγάλα κύματα βαρύτητας όταν χρησιμοποιούνται τα στοιχεία ως αρχικά στοιχεία σε ένα αριθμητικό μοντέλο. Στην διαδικασία έναρξης τα στοιχεία που έχουν αναλυθεί τροποποιούνται προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί ο θόρυβος των κυμάτων βαρύτητας και ως εκ τούτου να μειωθεί το μέγεθος των αρχικών τάσεων της ταχύτητας και της πίεσης.

Εντούτοις, η παραδοσιακή προσέγγιση στην αφομοίωση στοιχείων λειτουργεί καλά εφ' όσον η πρόγνωση του μοντέλου περιορίζεται σε μια περιοχή με επαρκή στοιχεία και όλες οι παρατηρήσεις γίνονται στους χρόνους 0000Z και 1200Z έτσι ώστε μπορούν να ενσωματωθούν άμεσα στις συνοπτικές αναλύσεις για εκείνες τις χρονικές στιγμές. Για την παγκόσμια ανάλυση παρουσιάζεται το πρόβλημα της έλλειψης στοιχείων σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν διαθέσιμα στοιχεία, επομένως είναι απαραίτητο να στηριχθεί στα συνοπτικά στοιχεία (π.χ., παρατηρήσεις από τα αεροσκάφη και τους δορυφόρους). Αυτά τα στοιχεία δεν έχουν σωστή τιμή, ειδικά πάνω από τους ωκεανούς και στο νότιο ημισφαίριο και δεν ενσωματώνονται εύκολα μαζί με τα πραγματικά στοιχεία των παρατηρήσεων.

3.11 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Τα στοιχεία που χρησιμοποιούνται για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα πραγματικά είναι μια επέκταση των στοιχείων που χρησιμοποιούνται για την έναρξη του μοντέλου. Εάν τα χρονικά εξαρτημένα στοιχεία παρατήρησης είναι διαθέσιμα, τα στοιχεία για το χρονικό βήμα που αντιστοιχούν στην εκκίνηση της προσομοίωσης του μοντέλου πρέπει να χρησιμοποιηθούν για την εκκίνηση του μοντέλου και τα στοιχεία για όλους τους επόμενους χρόνους πρέπει να χρησιμοποιηθούν για την σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου.

Τα στοιχεία πρέπει να συγκριθούν με τις προγνώσεις για όσο το δυνατόν περισσότερες παραμέτρους και περιοχές. Εάν οι μετεωρολογικές μεταβλητές του αέρα προβλέπονται από ένα μοντέλο, οι προγνώσεις πρέπει να συγκριθούν με τις παρατηρήσεις των θερμοκρασιών, των πιέσεων, των ταχυτήτων και των συγκεντρώσεων. Οι συγκρίσεις πρέπει να γίνουν σε όσο το δυνατόν περισσότερες οριζόντιες και κάθετες περιοχές.

3.12 ΤΕΣΤ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ

Αφότου έχει “τρέξει” η βασική προσομοίωση, οι δοκιμές ευαισθησίας πρέπει να πραγματοποιηθούν για να υπολογιστεί η επίδραση των διαφορετικών υποθέσεων στην απόδοση του μοντέλου. Τα αποτελέσματα αυτών των δοκιμών πρέπει να συγκριθούν με τα στοιχεία και τα αποτελέσματα της βασικής προσομοίωσης.

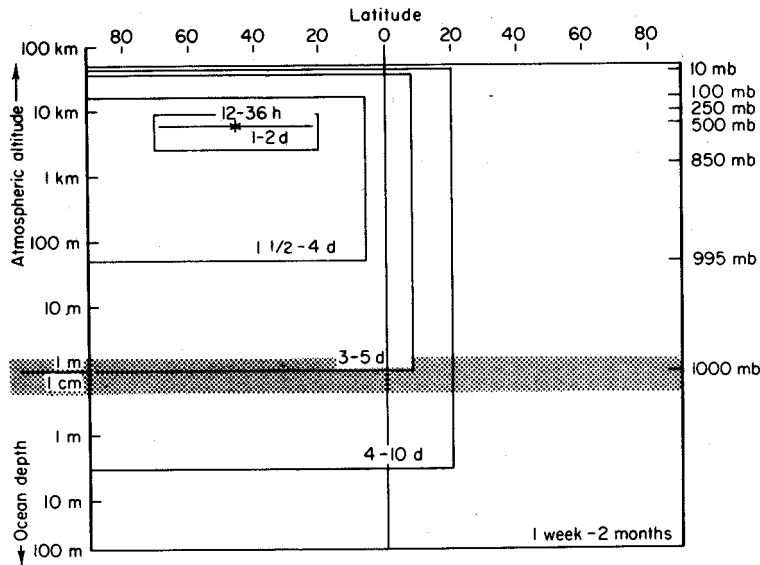
Για περιοχικά μοντέλα, οι δοκιμές ευαισθησίας περιλαμβάνουν δοκιμές στις αλλαγές των οριακών συνθηκών, των αρχικών συνθηκών και των εκπομπών. Μια δοκιμή είναι να τεθούν όλες οι συγκεντρώσεις των εισρέοντων αερίων και αερολυμάτων στα οριζόντια οριακά στρώματα ίσα με μηδέν και να συγκριθούν τα αποτελέσματα με την περίπτωση της βασικής προσομοίωσης και με τα στοιχεία. Μια άλλη δοκιμή είναι να τεθούν όλες οι αρχικές

συγκεντρώσεις αερίων και σωματιδίων ίσες με μηδέν. Μια τρίτη δοκιμή είναι η ρύθμιση των εκπομπών για να υπολογιστούν οι υποτιμήσεις ή υπερεκτιμήσεις των εκπομπών στα αποτελέσματα του μοντέλου. Σε παγκόσμια κλίμακα, οι παρόμοιες δοκιμές ευαισθησίας για τις εκπομπές και τις αρχικές συνθήκες μπορούν να “τρέξουν”.

3.13 ΙΚΑΝΟΤΗΤΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ

Για τις μέσης εμβέλειας προγνώσεις (1 ή 2 ημέρες) στο επίπεδο των 500 mb, είναι δυνατό να παραμεληθούν η διαβατική θέρμανση και οι απώλειες τριβών. Είναι σημαντική η ύπαρξη σωστών αρχικών στοιχείων στην περιοχή προσομοίωσης επειδή για πρόγνωση μικρής χρονικής διάρκειας οι πιθανότητες επιτυχίας εξαρτώνται βασικά από την “κατάλληλη” μετατόπιση του αρχικού πεδίου ταχύτητας. Καθώς το μήκος περιόδου πρόβλεψης αυξάνεται, τα αποτελέσματα των επιδράσεων από άλλες περιοχές και των αλλαγών εξαιτίας διάφορων πηγών και των μεταβολών της ορμής και της ενέργειας γίνονται όλο και περισσότερο σημαντικά. Επομένως, η ροή σε ένα σημείο στην τροπόσφαιρα στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη εξαρτάται από τους αρχικούς όρους για μια αυξανόμενη περιοχή πλαισίου και από την ακριβή αντιπροσώπευση των διάφορων φυσικών διαδικασιών καθώς η χρονική περίοδος πρόβλεψης αυξάνεται. Στην πραγματικότητα, σύμφωνα με την εκτίμηση του Smagorinsky που παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.13, για χρονικές περιόδους μεγαλύτερες από 1 εβδομάδα είναι απαραίτητο να είναι γνωστή η αρχική κατάσταση της παγκόσμιας ατμόσφαιρας από τη στρατόσφαιρα έως την επιφάνεια, καθώς επίσης και η κατάσταση των ανώτερων στρωμάτων των ωκεανών.

Εντούτοις, ακόμα κι αν είναι διαθέσιμο ένα ιδανικό δίκτυο παρατηρήσεων για να καθοριστεί η αρχική κατάσταση σε παγκόσμια κλίμακα, ακόμα θα υπήρχε ένα χρονικό όριο πάνω από το οποίο η πρόγνωση δεν είναι δυνατή. Η ατμόσφαιρα είναι συνεχής με ένα συνεχές φάσμα των κλιμάκων κίνησης. Ανεξάρτητα από το πόσο μικρή είναι η ανάλυση του πλέγματος, θα υπάρχουν πάντα κινήσεις των οποίων οι κλίμακες είναι πάρα πολύ μικρές για να παρατηρηθούν κατάλληλα και να προσομοιωθούν. Στον καθορισμό της αρχικής κατάστασης της ατμόσφαιρας θα υπάρχει πάντα ένα αναπόφευκτο λάθος. Η μη γραμμικότητα και η αστάθεια της ατμοσφαιρικής ροής οδηγούν αναπόφευκτα σε μικρά λάθη στα αρχικά στοιχεία τα οποία θα αυξηθούν και θα έχουν επιπτώσεις βαθμιαία σε μεγαλύτερες κλίμακες της κίνησης έτσι ώστε η πρόγνωση της ροής πρόβλεψης θα εξελιχθεί διαφορετικά από την πραγματική.



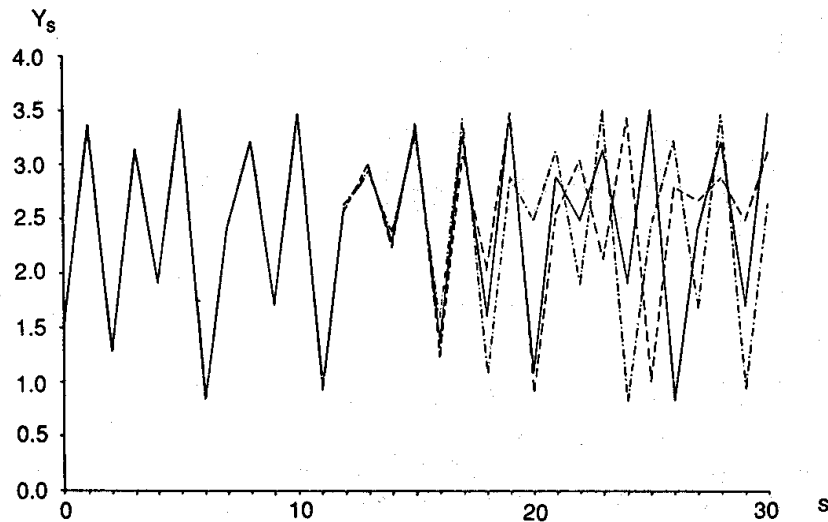
Σχήμα 3.13: Σχηματικό διάγραμμα της αρχικής εξάρτησης για ένα προγνωστικό σημείο στην μέση τροπόσφαιρα στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (σημειωμένο με αστεράκι) ως συνάρτηση του προγνωστικού χρόνου. Τα ατμοσφαιρικά και ωκεάνια ύψη δίνονται σε λογαριθμική κλίμακα αυξάνοντας προς τα πάνω και προς τα κάτω αντίστοιχα. Η ζώνη με το γκρι χρώμα υποδηλώνει την διεπαφή μεταξύ του αέρα και του ωκεανού. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Ένα πολύ απλό παράδειγμα αυτής της διαδικασίας της “αύξησης σφάλματος” παρουσιάστηκε από τον Lorenz (1984). Ο Lorenz επεξήγησε το γενικό πρόβλημα της προγνωστικότητας με την εξέταση της διαφορικής εξίσωσης πρώτης τάξης

$$Y_{s+1} = aY_s - Y_s^2 \quad (3.12)$$

η οποία μπορεί να λυθεί ως προς Y_{s+1} με επανάληψη εάν η σταθερά a και η αρχική συνθήκη Y_0 είναι καθορισμένη. Η γραμμή στο Σχήμα 3.14 παρουσιάζει ένα τμήμα της ακολουθίας της λύσης με $a = 3.75$ και $Y_0 = 1.5$. Αυτή η γραμμή αντιπροσωπεύει έναν έλεγχο που γίνεται και είναι παρόμοιος με τον καθορισμό των παρατηρήσεων. Αυτή η γραμμή είναι η λύση για την περίπτωση στην οποία η αρχική τιμή του Y_0 μεταβάλλεται από 0.001, ενώ η διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει μια λύση στην οποία τα πραγματικά αρχικά στοιχεία έχουν χρησιμοποιηθεί αλλά ο συντελεστής μεταβάλλεται διαταράσσεται από το 0.001.

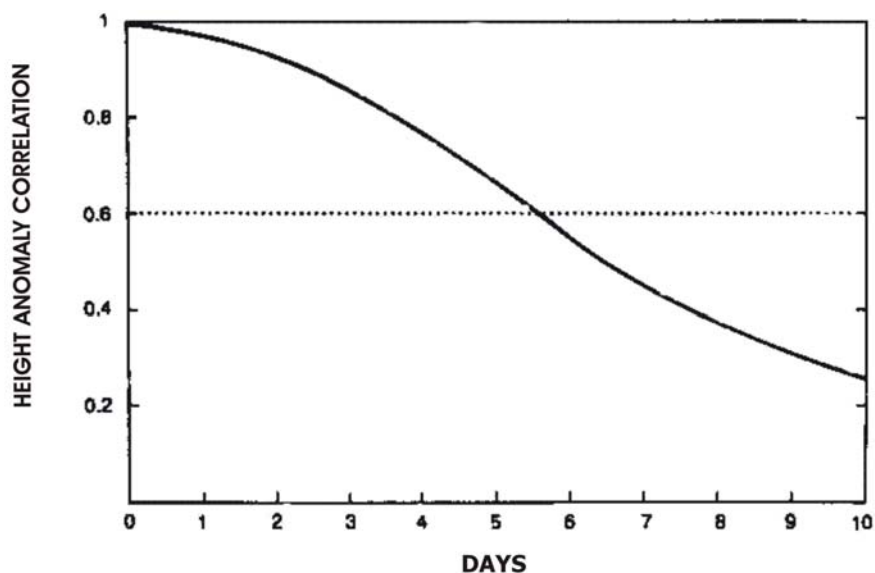
Για τα πρώτα βήματα οι δύο προγνώσεις είναι αρκετά κοντά στις παρατηρηθείσες τιμές. Αλλά μετά από περίπου τις 15 αρχίζουν να αποκλίνουν. Κατά συνέπεια, τα σφάλματα στις αρχικές συνθήκες είτε στην εξίσωση ρύθμισης μπορούν να παράγουν συγκρίσιμα αποτελέσματα. Για την περίπτωση που παρουσιάζεται, περίπου 20 βήματα απαιτούνται για τις τρεις ακολουθίες για να χαθεί η ομοιότητα μεταξύ τους. Αυτό είναι χαρακτηριστικό μιας ευρείας ποικιλίας συστημάτων που ρυθμίζονται από τις ντετερμινιστικές εξισώσεις, συμπεριλαμβανομένων των ατμοσφαιρικών ροών.



Σχήμα 3.14: Επιδράσεις των μικρών σφαλμάτων στις αρχικές συνθήκες (διακεκομμένη γραμμή) στην πρόγνωση για μια χρονική σειρά που προκύπτει από την διαφορική εξίσωση. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Οι εκτιμήσεις για το πώς αυτή η αύξηση του σφάλματος περιορίζει την προγνωστικότητα της ατμόσφαιρας μπορούν να γίνουν χρησιμοποιώντας την πρωτογενή εξίσωση του μοντέλου. Σε αυτά τα πειράματα προγνωστικότητας το “τρέξιμο” ενός ελέγχου γίνεται χρησιμοποιώντας τα αρχικά στοιχεία που αντιστοιχούν στην παρατηρηθείσα ροή σε μία δεδομένη χρονική στιγμή. Τα αρχικά στοιχεία έπειτα διαταράσσονται με την εισαγωγή μικρών τυχαίων λαθών και το μοντέλο οργανώνεται πάλι. Η αύξηση του λάθους μπορεί έπειτα να υπολογιστεί με τη σύγκριση του δεύτερου “τρέξιματος” της πρόγνωσης με τον έλεγχο. Τα αποτελέσματα από διάφορες μελέτες δείχνουν ότι ο διπλασιασμός του χρόνου του σφάλματος της μέσης τετραγωνικής τιμής ύψους γεωδυναμικού είναι περίπου 2-3 ημέρες για τα μικρά σφάλματα και μεγαλύτερος για μεγάλα σφάλματα. Κατά συνέπεια, το θεωρητικό όριο για την ικανότητα πρόγνωσης σε συνοπτική κλίμακα είναι περίπου 2 εβδομάδες.

Η πραγματική ικανότητα πρόγνωσης των μοντέλων είναι μικρότερη από την θεωρητική της τιμή. Μια ένδειξη της ικανότητας των παγκόσμιων μοντέλων δίνεται στο Σχήμα 3.15. Στο σχήμα η ικανότητα πρόγνωσης σχεδιάζεται με όρους του *συσχετισμού ανωμαλίας* του γεωδυναμικού ύψους, που ορίζεται ως ο συσχετισμός μεταξύ των παρατηρήσεων και των προβλεπόμενων αποκλίσεων της πρόγνωσης από την κλιματολογία σε ένα ή περισσότερα επίπεδα. Μετά από μελέτες προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι χρήσιμες προγνώσεις θεωρούνται αυτές που ο συσχετισμός ανωμαλίας είναι μεγαλύτερος από 0.6. Κατά συνέπεια, η μέση ικανότητα πρόβλεψης είναι περίπου 5-6 ημέρες όπως εμφανίζεται από τα αποτελέσματα του E.C.M.W.F. το 1983 στο Σχήμα 3.15. Στην σημερινή εποχή το ποσό αυτό έχει αυξηθεί στις 10 μέρες όπου μια πρόγνωση μπορεί να θεωρηθεί όσο το δυνατόν ικανοποιητική.



Σχήμα 3.15: Ο συσχετισμός ανωμαλίας για το ύψος των 1000 και 200 mb ως μια συνάρτηση του χρόνου πρόγνωσης για το μοντέλο E.C.M.W.F. για την περιοχή 20° N μέχρι 82.5° υπολογισμένος από το 1983. (Πηγή: An Introduction to Dynamic Meteorology, James R. Holton)

Διάφοροι παράγοντες είναι πιθανώς αρμόδιοι για την αποτυχία των μοντέλων να φτάσουν τα θεωρητικά όρια ικανότητας πρόγνωσης. Αυτοί περιλαμβάνουν σφάλματα στην παρατήρηση, στην ανάλυση των αρχικών στοιχείων, την ανεπάρκεια στην ανάλυση του πλέγματος και στην ανεπαρκή αντιπροσώπευση των φυσικών διαδικασιών. Τα σφάλματα της πρόγνωσης δεν μπορούν να αποδοθούν σε μία και μόνο αιτία, από αυτές που αναφέρθηκαν προηγουμένως, αλλά μπορεί να είναι αποτέλεσμα συντέλεσης δύο ή παραπάνω από αυτές τις αιτίες.

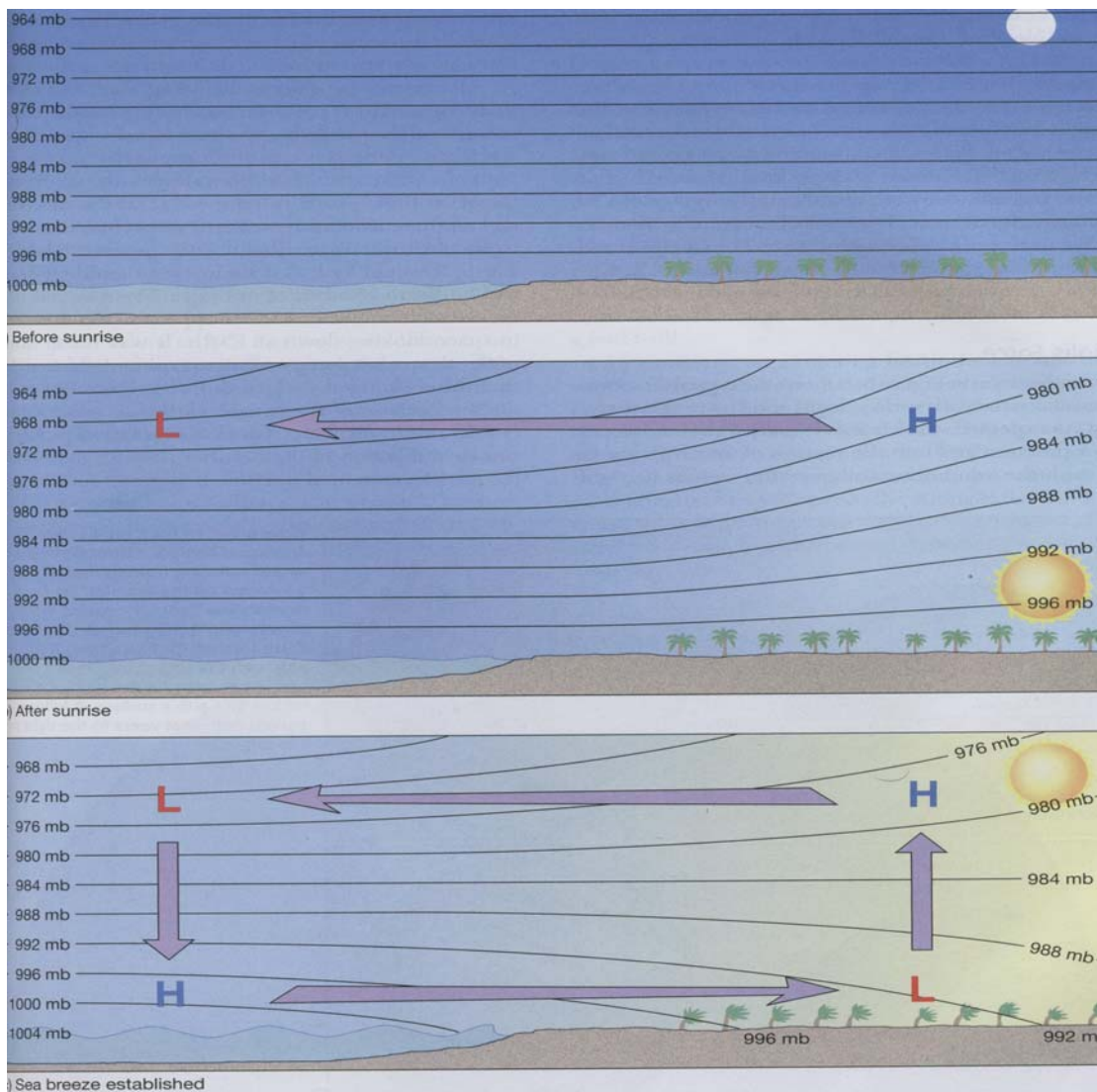
Κεφάλαιο 4: Ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες μέσης κλίμακας

Μετά από την μαθηματική περιγραφή του μοντέλου στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει αναφορά στα φαινόμενα μέσης κλίμακας. Η αναφορά αυτή περιλαμβάνει τον τρόπο με τον οποίο δημιουργούνται, τις κατηγορίες στις οποίες διαχωρίζονται και πως αντιμετωπίζονται μερικά από αυτά από τις εξισώσεις του μοντέλου.

4.1 ΘΑΛΑΣΣΙΕΣ ΚΑΙ ΑΠΟΓΕΙΕΣ ΑΥΡΕΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΕΠΙΠΕΔΗ ΕΚΤΑΣΗ

Από τα φαινόμενα μέσης κλίμακας, οι θαλάσσιες και οι απόγειες αύρες πάνω από επίπεδη έκταση έχουν μελετηθεί περισσότερο σε ότι αφορά την παρατήρηση και την θεωρία.

Στην περίπτωση που δεν υπάρχουν άνεμοι μεγάλης κλίμακας, είναι σχετικά εύκολο να περιγραφούν οι ημερήσιες διακυμάνσεις της κυκλοφορίας του αέρα σε παράκτιες περιοχές. Ο Defant (1951) παρουσίασε έναν πολύ καλό τρόπο για την περιγραφή αυτών των διακυμάνσεων, ο οποίος απεικονίζεται στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 4.1: Σχηματική απεικόνιση της ημερήσιας διακύμανσης της θαλάσσιας και απόγειας αύρας απουσία της συνοπτικής ροής. (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck)

Οι άνεμοι αυτοί δημιουργούνται από τη διαφορά της θερμοκρασίας που παρατηρείται τόσο την ημέρα όσο και τη νύκτα μεταξύ της θάλασσας και της ξηράς. Την ημέρα, όταν ο ουρανός είναι αίθριος και ο καιρός νήνεμος, η ξηρά θερμαίνεται γρηγορότερα και ισχυρότερα από τη θάλασσα, γιατί η θάλασσα έχει μεγάλη θερμοχωρητικότητα και είναι διαπερατή σε μεγάλο βάθος από τις ηλιακές ακτίνες. Για αυτό κατά την διάρκεια μιας αίθριας και θερμής ημέρας, η ατμοσφαιρική πίεση πάνω από την ξηρά, 2 – 3 ώρες μετά από την ανατολή του Ηλίου, γίνεται μικρότερη από ότι πάνω από την θάλασσα, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ανέμου από την θάλασσα προς την ξηρά.

Η ένταση του ανέμου αυτού που λέγεται **θαλάσσια αύρα**, αυξάνεται μέχρι τις πρώτες απογευματινές ώρες. Έπειτα ελαττώνεται και τις πρώτες νυκτερινές ώρες παύει.

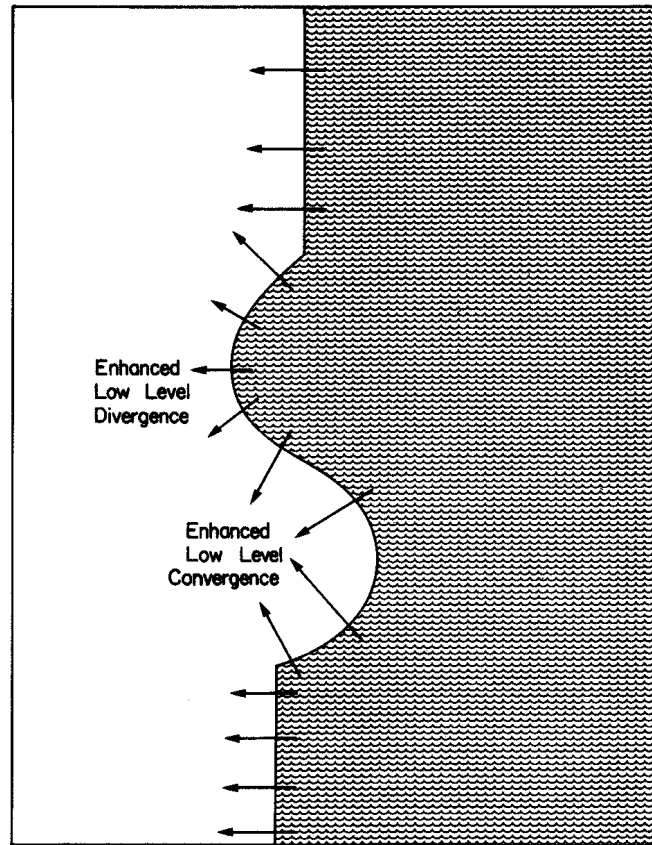
Η διεύθυνση της θαλάσσιας αύρας είναι κάθετη πάνω στην ακτή και μπορεί να φθάσει σε απόσταση 20 – 40 km από αυτή, όταν το ανάγλυφο είναι ομαλό και η διαφορά θερμοκρασίας ξηράς – θάλασσας μεγάλη. Το ύψος που μπορεί να φθάσει είναι 500 m περίπου.

Την νύκτα ψύχεται και η ξηρά και η θάλασσα, αλλά η ξηρά ψύχεται γρηγορότερα από τη θάλασσα και έτσι η πίεση πάνω από την ξηρά τη νύκτα γίνεται μεγαλύτερη από ότι πάνω από τη θάλασσα. Έτσι δημιουργείται άνεμος με διεύθυνση από την ξηρά προς τη θάλασσα. Ο άνεμος αυτός λέγεται **απόγεια αύρα** και πνέει μέχρι περίπου την ανατολή του Ηλίου.

Η ένταση και το ύψος της απόγειας αύρας είναι πολύ μικρότερα από την ένταση και το ύψος της θαλάσσιας αύρας. Το ύψος της μάλιστα είναι μικρότερο από 100 m. Αυτό γίνεται γιατί οι θερμοκρασιακές διαφορές ξηράς – θάλασσας είναι μεγαλύτερες την ημέρα παρά την νύκτα.

Όταν η ακτογραμμή είναι ανώμαλη δημιουργούνται τοπικές περιοχές ενίσχυσης ή αποδυνάμωσης όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.2. Εξαιτίας αυτού του γεγονότος μπορούν να προκύψουν φαινόμενα τοπικών ασθενών βροχοπτώσεων.

Η εξέλιξη της θαλάσσιας αύρας είναι πιο περίπλοκη όταν συνυπολογίζεται η επικρατούσα συνοπτική ροή όταν είναι ασθενής ($\leq 6ms^{-1}$). Για τις δύο ευδιάκριτες καταστάσεις του ψυχρότερου και του θερμότερου νερού σε σχέση με το έδαφος, η διεύθυνση του συνοπτικού αέρα από την ψυχρότερη προς την θερμότερη επιφάνεια αποδυναμώνει την ένταση του τοπικού αέρα μειώνοντας την οριζόντια θερμοβαθμίδα. Αντίθετα, όταν η επικρατούσα ροή μεγαλύτερης κλίμακας έχει την ίδια δύναμη και είναι από την θερμότερη προς την ψυχρότερη επιφάνεια, η θερμοβαθμίδα ενισχύεται με αποτέλεσμα η τοπική ροή να γίνεται πιο ισχυρή.



Σχήμα 4.2: Σχηματική απεικόνιση της επίδρασης της ακτογραμμής στην θαλάσσια αύρα απουσία της ροής μεγάλης κλίμακας. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

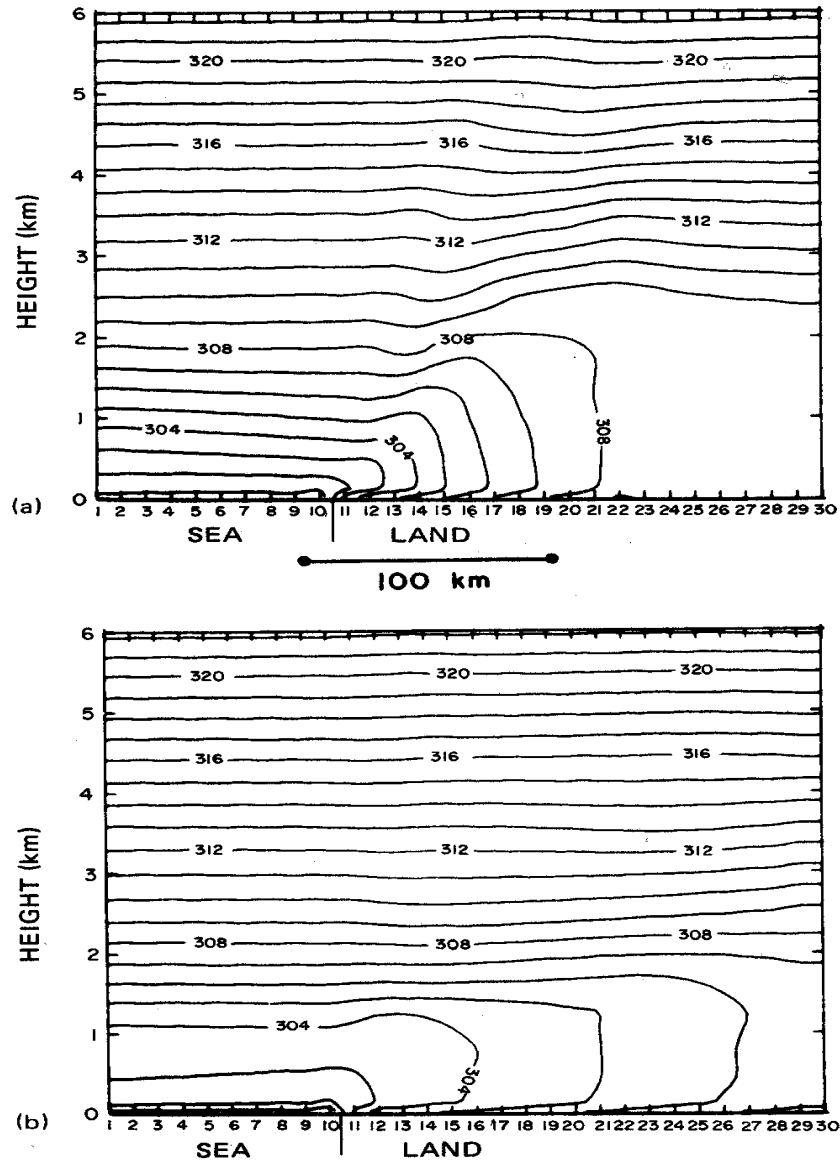
Στο Σχήμα 4.3 απεικονίζονται τα αποτελέσματα της θαλάσσιας αύρας για ασθενή και μέτρια χερσαία συνοπτική ροή. Με ασθενείς ανέμους, η μεγάλη οριζόντια θερμοβαθμίδα (επομένως και της μεγάλης οριζόντιας βαροβαθμίδας) οδηγούν σε μια καθορισμένη κυκλοφορία θαλάσσιας αύρας προς το εσωτερικό της στεριάς. Εντούτοις, όταν η επικρατούσα χερσαία ροή είναι ισχυρότερη, μια τέτοια μεγάλη βαροβαθμίδα δεν μπορεί να αναπτυχθεί, λόγω της γρήγορης εσωτερικής μετακίνησης και της μεγαλύτερης θέρμανσης του θαλάσσιου αέρα. Σε αυτό και στα επόμενα σχήματα, οι άκρες των “εφαληρίων” χωρίζονται κατά διαστήματα των 100 km για να καθοριστούν κατά προσέγγιση τα οριζόντια διαστήματα του πλέγματος ενός μεγάλης κλίμακας μοντέλου.

Το μέγεθος της επίδρασης της οριζόντιας θερμοβαθμίδας μπορεί να υπολογιστεί από τις παρατηρήσεις και τις αριθμητικές μελέτες από τις οποίες έχει προκύψει το συμπέρασμα ότι στους τροπικούς κύκλους και τα μεσαία πλάτη, μια οριζόντια βαθμίδα μικρότερη από $10W m^{-2}/30km$ έχει μια μικρή επίδραση στον τοπικό αέρα. Με μια βαθμίδα $100W m^{-2}/30km$, υπάρχουν σημαντικές επιδράσεις στον τοπικό αέρα και τα αποτελέσματα αυτά είναι διακριτά στην στατιστική αξιολόγηση.

Χρησιμοποιώντας τα στοιχεία παρατήρησης, ο Biggs και ο Graves (1962) και ο Lyons (1972) ανέπτυξαν κάποιους δείκτες για να υπολογίσουν πότε εμφανίζεται μια θαλάσσια αύρα. Ο Lyons, παραδείγματος χάριν απέδειξε ότι όταν ο λόγος $V_g^2/\Delta T$ είναι μεγαλύτερος από 10 (όπου το V_g είναι η γεωστροφική ταχύτητα του αέρα στις 0600Z στην επιφάνεια σε μέτρα το δευτερόλεπτο και ΔT είναι η μέγιστη διαφορά της θερμοκρασίας του αέρα στο έδαφος και της μέσης θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας σε βαθμούς Celsius) τότε δημιουργείται θαλάσσια αύρα. Μια θαλάσσια αύρα δεν αναπτύσσεται όταν αυτή η αναλογία είναι μεγάλη, επειδή η οριζόντια βαροβαθμίδα που προκύπτει με τη διαφορετική θέρμανση

μεταξύ του εδάφους και της θάλασσας δεν είναι ικανή να επικρατήσει έναντι της κινητικής ενέργειας της συνοπτικής ροής.

Διάφορες μελέτες έχουν αποδείξει ότι η απόγειος και η θαλάσσια αύρα (και άλλες παρόμοιες κυκλοφορίες μέσης κλίμακας) δεν αντιπροσωπεύονται ικανοποιητικά σε ένα μετεωρολογικό μοντέλο.



Σχήμα 4.3: Ο κάθετος τομέας του δυναμικού της θερμοκρασίας κατά μήκος της ακτής στις 1600 LT για (α) 1 ms^{-1} ταχύτητα αέρα προς την ακτή και (β) 6 ms^{-1} ταχύτητα αέρα προς την ακτή. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

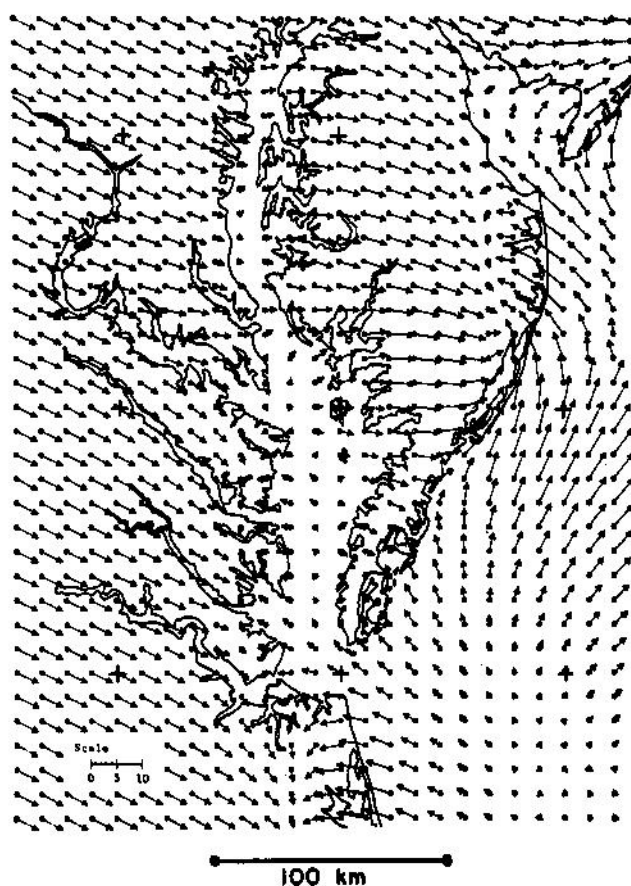
Εξαιτίας της έλλειψης μιας ανάλυσης πλέγματος τέτοια έτσι ώστε να μπορεί να συμπεριλάβει την έκταση τέτοιων φαινομένων δημιουργούνται αρκετά προβλήματα στις επιχειρησιακές προγνώσεις για ότι αφορά αυτά τα φαινόμενα.

Ο Anthes (1978), παραδείγματος χάριν, χρησιμοποιώντας ένα διδιάστατο μοντέλο, απέδειξε ότι με μηδενική ένταση της συνοπτικής ροής η επιστροφή ροής της θαλάσσιας αύρας εμφανίζεται πάνω από το οριακό στρώμα, ενώ οι χερσαίοι άνεμοι είναι περιορισμένοι κάτω από εκείνο το επίπεδο. Ο Abe και ο Yoshida (1982) εξέτασαν την επίδραση της χερσονήσου στην ένταση της θαλάσσιας αύρας και διαπίστωσαν ότι σε ένα πλάτος 30-50 km παράγονται οι ισχυρότερες κάθετες ανοδικές ταχύτητες. Ο Ozoe (1983) χρησιμοποίησε ένα

δισδιάστατο μοντέλο για να ερευνήσει την τοπική ρύπανση και τις μέσες τροχιές των σωματιδίων παρουσία των απόγειων και των θαλασσίων αύρων.

Από την αρχή της δεκαετίας του '70, η δυνατότητα των υπολογιστών έχει βελτιωθεί αρκετά έτσι ώστε να επιτρέπονται οι τρισδιάστατες προσομοιώσεις. Ο McPherson (1970) ήταν ο πρώτος που χρησιμοποίησε τέτοιους υπολογισμούς για την θαλάσσια αύρα και ακολούθησαν αρκετοί ακόμα επιστήμονες. Αυτές οι μελέτες παρείχαν πολύτιμες πληροφορίες για την θαλάσσια αύρα και μία βασική από αυτές είναι ότι κατά μήκος των ακτών κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, στους τροπικούς κύκλους, οι θαλάσσιες αύρες παίζουν σημαντικό ρόλο στον σχηματισμό και στην μεταφορά καταιγίδων. Επίσης η θαλάσσια αύρα επηρεάζει σημαντικά τη μεταφορά και τη διασπορά της ρύπανσης.

Στο Σχήμα 4.4 απεικονίζονται οι υπολογισμοί ενός μοντέλου θαλάσσιας – αύρας κατά την διάρκεια ενός απογεύματος στον κόλπο Chesapeake διασαφηνίζοντας την ανάγκη προσομοιώσεων με τρισδιάστατα μοντέλα.



Σχήμα 4.4: Οι άνεμοι που προβλέφθηκαν στα 4 μέτρα στις 1500 LT πάνω από την παραλία του Chesapeake για τις 9 Αυγούστου 1975. Οι προσομοιώσεις του μοντέλου παρουσιάστηκαν από τον W. Snow στο Πανεπιστήμιο της Βιρτζίνια. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

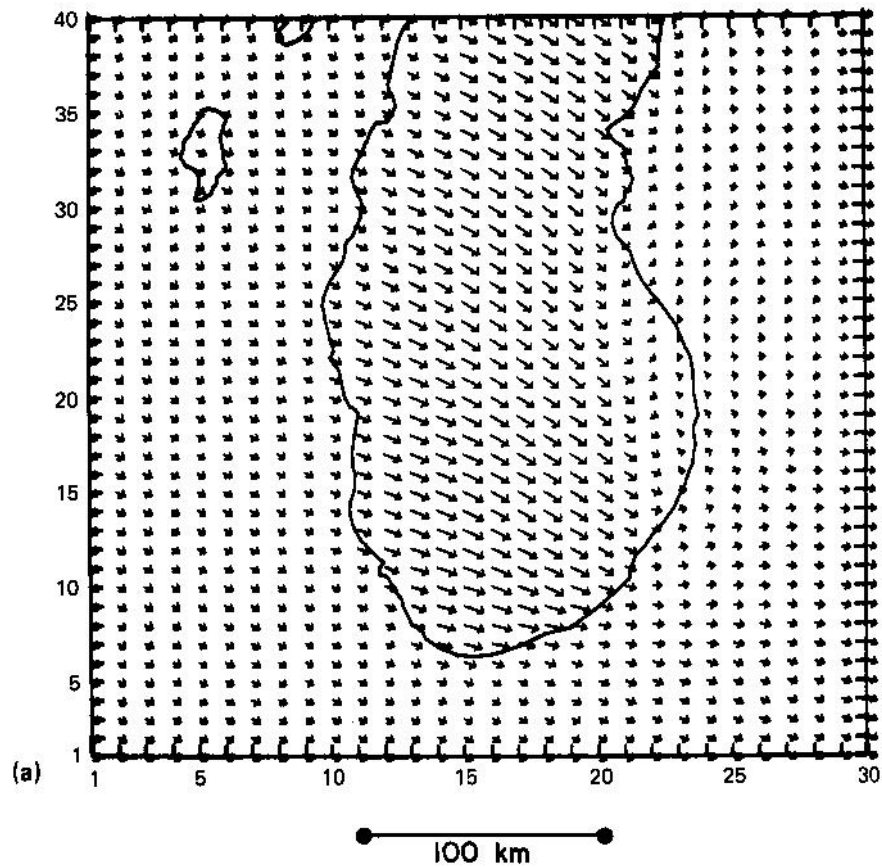
4.2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ ΚΑΙ ΧΙΟΝΙΟΥ

Η οριζόντια κάλυψη της βλάστησης και του χιονιού και ο τύπος της πρώτης, μπορεί να οδηγήσει σε διαφορές στις ροές της θερμότητας στην επιφάνεια αντίστοιχες με εκείνες μεταξύ του εδάφους και της θάλασσας, γεγονός που αναμένεται όπως επίσης και ότι οι εναλλαγές των τοπίων θα παράγουν επίσης ροές μέσης κλίμακας.



Σχήμα 4.5: Η πρόγνωση του ανέμου στα 50 μέτρα και η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας για τις 1800 LT στις 14 Ιουνίου 1973. Το πείραμα περιλαμβάνει τις ορειογραφικές επιδράσεις, την κίνηση των αντικυκλώνων συνοπτικής κλίμακας και την διαφορική θέρμανση μεταξύ της ξηράς και της θάλασσας. Οι ισοβαρείς είναι χαραγμένες ανά 0.5 mb. Ένα διάστημα διακριτών σημείων ανταποκρίνεται σε 10 ms^{-1} . (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

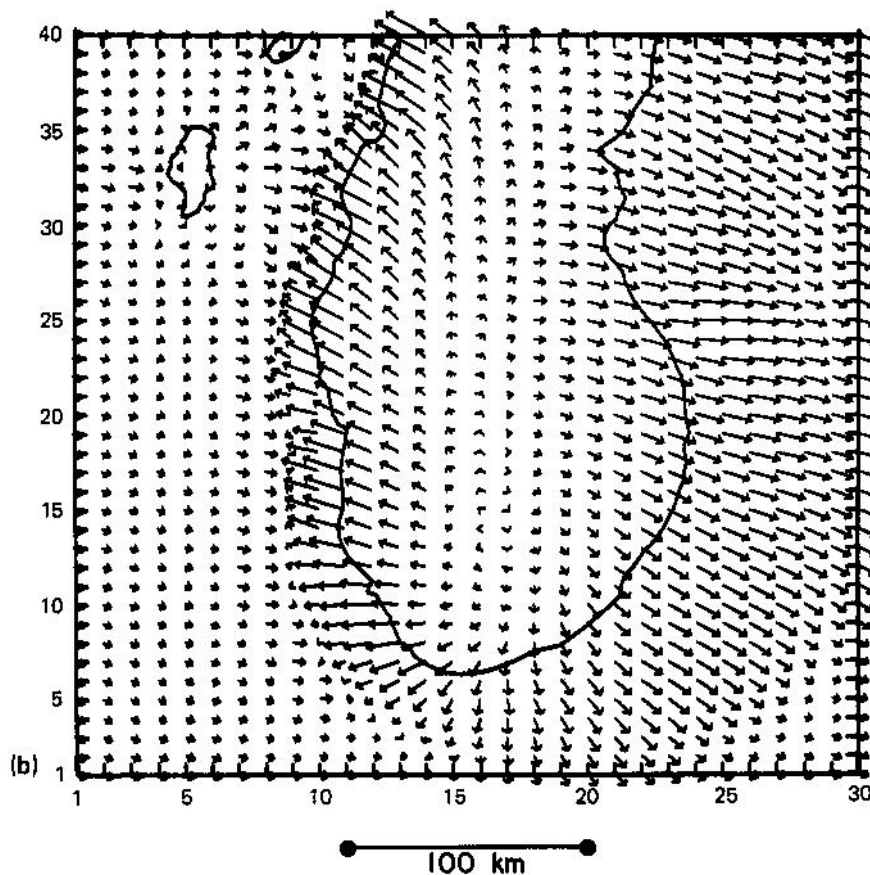
Διάφορες μελέτες στην μοντελοποίηση και στην παρατήρηση των ροών που προκαλούνται από την αλλαγή και την μεταβολή της υγρασίας της βλάστησης και του εδάφους αναφέρουν πως οι πλημμύρες μπορούν να μεταβάλουν τα τροπικά συστήματα μέσης κλίμακας.



Σχήμα 4.6 (α): Το πεδίο ανέμου στα 10 m έτσι όπως έχει προβλεφθεί από ένα μοντέλο μέσης κλίμακας στις 0800 LT πάνω από την βόρεια και την κεντρική περιοχή της λίμνης Μίσιγκαν με τον συνοπτικό άνεμο μέσα στο πλανητικό οριακό στρώμα να έχει ταχύτητα 2.8 ms^{-1} και διεύθυνση από 310° . Ένα διάνυσμα ανέμου ενός μήκους διακριτού σημείου ανταποκρίνεται σε ταχύτητα 6 ms^{-1} . (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Ο Nykanen (2001) ανάφερε ότι η μεταβλητότητα στα ποσοστά κατακρήμνισης επηρεάζει τις ροές μεγαλύτερης κλίμακας μεταξύ εδάφους – ατμόσφαιρας.

Οι πυρκαγιές μπορούν επίσης να παράγουν ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες μέσης κλίμακας. Η επιρροή της πυρκαγιάς στον ενεργειακό προϋπολογισμό της επιφάνειας μελετήθηκε από τον Amiro (1999), τον Bremer και τον Ham (1999).



Σχήμα 4.6 (β): Το πεδίο ανέμου στα 10 m έτσι όπως έχει προβλεφθεί από ένα μοντέλο μέσης κλίμακας στις 1600 LT πάνω από την βόρεια και την κεντρική περιοχή της λίμνης Μίσιγκαν με τον συνοπτικό άνεμο μέσα στο πλανητικό οριακό στρώμα να έχει ταχύτητα 2.8 ms^{-1} και διεύθυνση από 310° . Ένα διάνυσμα ανέμου ενός μήκους διακριτού σημείου ανταποκρίνεται σε ταχύτητα 6 ms^{-1} . (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)

Η επιρροή της θερμότητας της πυρκαγιάς στις φυσικές και χημικές ιδιότητες του εδάφους περιγράφεται από τον Giovanninni (1988).

Οι παραλλαγές στην κάλυψη του χιονιού παράγουν επίσης ροές μέσης κλίμακας, όπως αποδείχτηκε από τις προσομοιώσεις του Taylor (1998) και του Segal (1991). Εντούτοις, ο Liston (1995) ανέφερε, ότι όταν υπάρχουν επιφάνειες με μικρή κάλυψη χιονιού, τα αποτελέσματα μέσης κλίμακας μπορούν να αγνοηθούν και οι μεμονωμένες ροές της επιφάνειας απλά προστίθενται.

4.3 ΑΥΡΕΣ ΟΡΕΩΝ ΚΑΙ ΚΟΙΛΑΔΩΝ

Σε μια περιοχή με ανώμαλη επιφάνεια, οι τοπικοί άνεμοι μπορούν να αναπτυχθούν εξαιτίας της διαφορικής θέρμανσης μεταξύ της επιφάνειας και της ελεύθερης ατμόσφαιρας στο ίδιο ύψος σε κάποια απόσταση πιο πέρα. Μεγαλύτερη ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας εμφανίζεται συνήθως στο έδαφος, έτσι λοιπόν κατά τη διάρκεια της ημέρας οι κορυφές των βουνών θερμαίνονται περισσότερο, ενώ τη νύχτα ψύχονται.

Δύο κατηγορίες ανέμων ορέων – κοιλάδων αναγνωρίζονται γενικά: (1) *ροή πλαγιάς* και (2) *άνεμοι κοιλάδων*. Αυτοί οι τύποι είναι οι ευκολότεροι να αναγνωριστούν όταν η επικρατούσα ροή μεγάλης κλίμακας είναι ασθενής. Η ροή πλαγιάς αναφέρεται στον ψυχρό, πυκνό αέρα που ρέει προς τα κάτω από την κορυφή ενός βουνού κατά την διάρκεια της νύκτας και ο θερμός, λιγότερο πυκνός κινείται προς τις κορυφές κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Δεδομένου ότι και η ροή της πλαγιάς και οι οριζόντιες βαθμίδες κατά μήκος των κοιλάδων πρέπει να επιλυθούν, απαιτούνται τρισδιάστατα μοντέλα για την προσομοίωση των ανέμων των κοιλάδων.

Κατά τη διάρκεια των ηλιόλουστων ημερών, οι άνεμοι πλαγιάς τείνουν να είναι βαθύτεροι από ότι την νύχτα, όπως με τη θαλάσσια αύρα, επειδή η θέρμανση του εδάφους από τον ήλιο αναμιγνύεται με τις προς τα πάνω τυρβώδεις ροές της θερμότητας. Τη νύχτα, η ψύξη από ακτινοβολία υπερισχύει εάν οι άνεμοι είναι ασθενείς και η επακόλουθη ροή της διαταραχής είναι πιο ρηχή.

Όταν η ατμόσφαιρα έχει μεγάλες ποσότητες υγρασίας και παρατηρείται δυναμική αστάθεια, η κατακρήμνιση πάνω από μια έκταση με έντονο μορφολογικό χαρακτήρα μπορεί να είναι έντονη και μπορεί να προκαλέσει καταστρεπτικές πλημμύρες. Τα μοντέλα μέσης κλίμακας μπορούν να παρέχουν ένα αποτελεσματικό εργαλείο για αυτά τα ακραία γεγονότα.

Οι ακριβείς προσομοιώσεις της ροής του αέρα πάνω από μια ανώμαλη έκταση όταν εμφανίζεται κατακρήμνιση και νεφοκάλυψη πρέπει όχι μόνο να περιγράψει κατάλληλα το πολύπλοκο γεωγραφικό επίπεδο αλλά και οι δυναμικές και οι θερμοδυναμικές αλλαγές που προκαλούνται από τους μετασχηματισμούς φάσης του νερού.

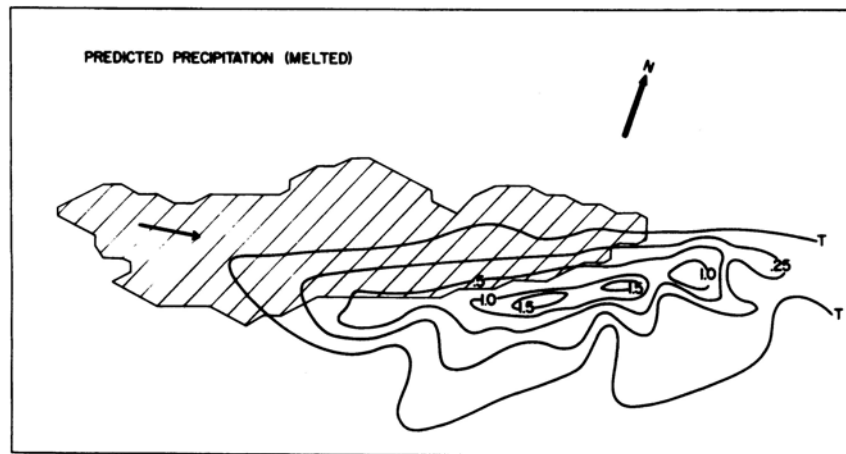
Μελέτες διάφορων επιστημόνων απέδειξαν ότι η απελευθέρωση της λανθάνουσας θερμότητας μπορεί ουσιαστικά να αλλάξει τη δομή των εσωτερικών κυμάτων πάνω από μια ορεινή έκταση. Ο Kessler και ο Pielke διαπίστωσαν ότι η απελευθέρωση της θερμότητας της συμπύκνωσης πάνω από μια κορυφή οδηγεί σε έναν πιο συμμετρικό τομέα του αέρα πάνω από το βουνό που παράγεται όταν δεν εμφανίζεται καμία αλλαγή φάσης του ύδατος.

4.4 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΛΙΜΝΗΣ

Όταν ο ψυχρός αέρας μεταφέρεται πάνω από το θερμότερο νερό των ωκεανών ή των λιμνών, οι “λογικές” και “λανθάνουσες” ροές θερμότητας στην ατμόσφαιρα μπορεί να είναι μεγάλες, βαθαίνοντας το πλανητικό οριακό στρώμα καθώς ο αέρας συνεχίζει το πέρασμα του πάνω από το νερό.

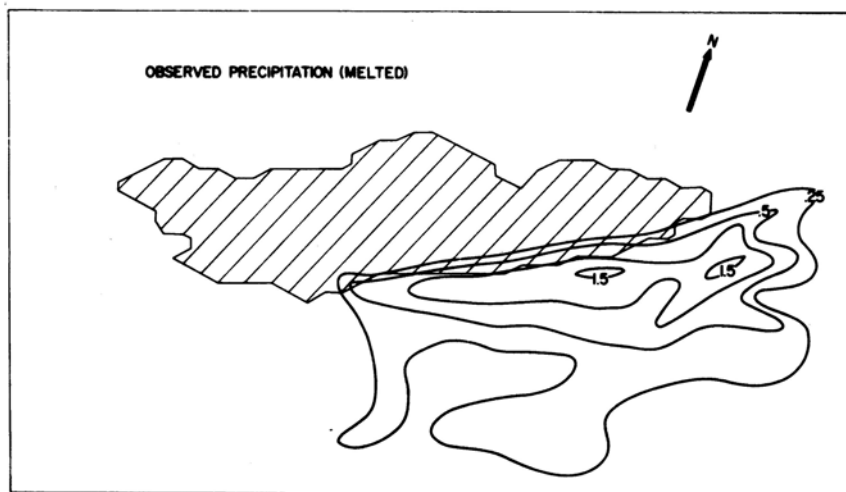
Οι αλλαγές των τοπικών καιρικών συνθηκών εμφανίζονται κατά μήκος των ακτών και οφείλονται στις μεγάλες ροές θερμότητας.

Στο Σχήμα 4.8 απεικονίζεται ένα παράδειγμα από την εργασία του Lavoie (1972) που παρουσιάζει τον υετό που προβλέφθηκε και παρατηρήθηκε εξαιτίας μεταφοράς ψυχρού αέρα πάνω από τη λίμνη Erie. Ο Lavoie επίσης διαπίστωσε ότι οι ανοδικοί άνεμοι πάνω από το χαμηλό τοπογραφικό ανάγλυφο ενισχύουν τον υετό. Αυτός ο τύπος φαινομένου, εμφανίζεται πάνω από πολλές προσήνεμες παράκτιες περιοχές στα μεσαία πλάτη του πλανήτη κατά τη διάρκεια εισβολών ψυχρού αέρα. Παραδείγματος χάριν, ο καιρός πάνω από την περιοχή των λιμνών Great Lakes επηρεάζεται ουσιαστικά από εναλλαγή του εδάφους με το νερό (Σχήμα 4.9).



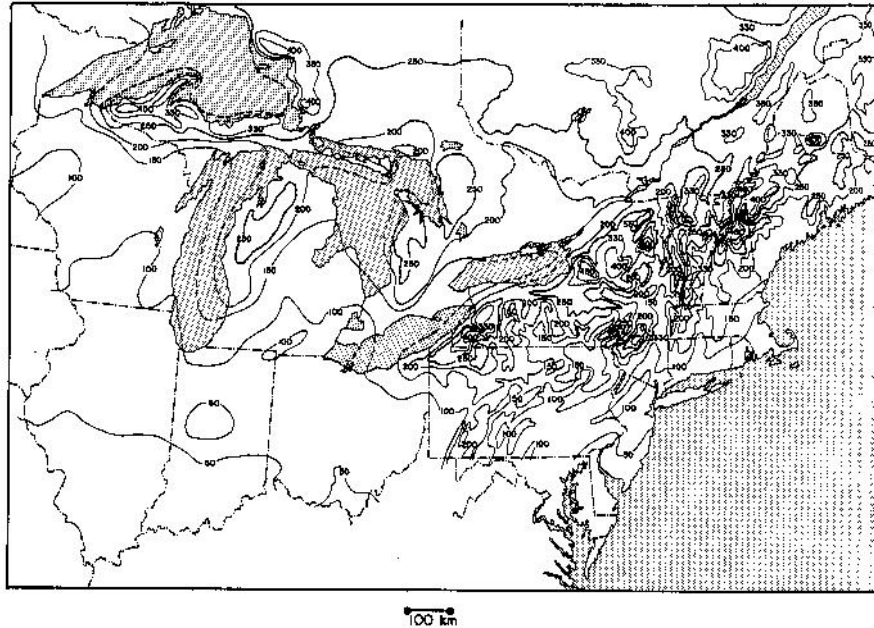
(a)

100 km



(b)

Σχήμα 4.8: (α) Η εκτιμώμενη και (β) παρατηρηθείσα κατακρήμνιση σε εκατοστά για 30 ώρες από μία χιονοθύελλα στις 1 – 2 Δεκεμβρίου το 1966. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke)



Σχήμα 4.9: Η μέση χιονόπτωση σε εκατοστά πάνω από ένα τμήμα της ανατολικής Βόρειας Αμερικής. (Πηγή: Mesoscale Meteorological Modeling, Roger A. Pielke).

4.5 ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΝΕΦΩΝ

4.5.1 ΤΥΠΟΙ ΟΜΙΧΛΗΣ ΚΑΙ ΝΕΦΩΝ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ

Τα νέφη είναι ένας τύπος υδρομετέωρου. Ένα υδρομετέωρο είναι ένα σύνολο υγρών ή στερεών μορίων ύδατος που αιωρούνται ή πέφτουν μέσω του αέρα. Παρακάτω θα αναφερθούν τα είδη των νεφών και οι μηχανισμοί σχηματισμού τους.

4.5.2 ΝΕΦΗ

Τα νέφη είναι μια μορφή συμπύκνωσης. Για να περιγραφούν καλύτερα ορίζονται ως τα *ορατά συσσωματώματα μικρών σταγονιδίων του νερού ή μικρών κρυστάλλων πάγου*. Τα νέφη μπορούν να δώσουν σημαντικά στοιχεία στους μετεωρολόγους για το τι πρόκειται να συμβεί στην ατμόσφαιρα.

4.5.3 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΝΕΦΩΝ

Πριν από το 19^ο αιώνα δεν υπήρχαν ονομασίες για τα διάφορα είδη νεφών. Το 1803 ο Luke Howard, ένας Άγγλος φυσιολάτρης, δημοσίευσε μια ταξινόμηση των νεφών η οποία θεωρήθηκε αρκετά επιτυχημένη και αποτέλεσε την βάση για την ταξινόμηση όπως είναι γνωστή στην σύγχρονη εποχή.

Τα νέφη διαχωρίζονται σύμφωνα με τα εξής κριτήρια: την *μορφή* και το *ύψος* τους. Οι τρεις βασικότερες μορφές των νεφών είναι οι εξής:

- **Cirrus:** Είναι υψηλά νέφη και είναι λεπτά. Μπορούν να είναι ενιαία ή μεμονωμένα και έχουν μια “απαλή” εμφάνιση.
- **Cumulus:** Είναι νέφη τα οποία αποτελούνται από μεμονωμένες σφαιροειδές νεφικές μάζες. Έχουν επίπεδη βάση και εμφανίζονται ως αναπτυσσόμενοι θόλοι ή πύργοι. Αυτά τα νέφη συχνά περιγράφονται να έχουν δομή η οποία θυμίζει κουνουπίδι.
- **Stratus:** Είναι νέφη τα οποία περιγράφονται συνήθως ως “φύλλα” στρωμάτων (strata) τα οποία καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα ή όλο τον ουρανό. Παρόλο που

μπορεί να υπάρχουν μερικά “ανοίγματα”, δεν υπάρχουν μεμονωμένες ανεξάρτητες νεφικές μονάδες.

Όλα τα νέφη έχουν μια από αυτές τις τρεις μορφές ή συνδυασμό ή τροποποίηση αυτών των μορφών.

Σύμφωνα με το δεύτερο κριτήριο ταξινόμησης νεφών, το ύψος, γίνεται ο εξής διαχωρισμός.

Τα *υψηλά νέφη* έχουν συνήθως βάσεις πάνω από τα 6.000 m (20.000 ft), τα *μεσαία νέφη* έχουν συνήθως ύψος βάσης από 2.000 m μέχρι 6.000 m και τα *χαμηλά νέφη* έχουν βάσεις νεφών κάτω από τα 2.000 m (6.500 ft). Αυτά τα ύψη διαφέρουν αναλόγως την εποχή και το γεωγραφικό πλάτος. Κοντά στα γεωγραφικά πλάτη των πόλων και τους χειμερινούς μήνες τα υψηλά νέφη παρατηρούνται σε μικρότερα ύψη. Μερικά νέφη εκτείνονται κάθετα και έχουν μεγαλύτερο πλάτος από μια σειρά νεφών. Τα νέφη αυτά ονομάζονται *νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης*.

Ορισμένες καιρικές συνθήκες μπορούν να συσχετιστούν με συγκεκριμένο συνδυασμό νεφών και εξαιτίας αυτού του φαινομένου είναι σημαντικό να γίνει μια αναφορά στα χαρακτηριστικά τους.

4.5.4 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΝΕΦΩΝ

Δέκα βασικά είδη νεφών αναγνωρίζονται διεθνώς τα οποία περιγράφονται παρακάτω:

Υψηλά νέφη: Τρία είδη νεφών αποτελούν αυτήν την ομάδα τα οποία είναι τα εξής: *cirrus*, *cirrostratus* και *cirrocumulus*. Εξαιτίας των χαμηλών θερμοκρασιών και των μικρών ποσοτήτων υδρατμών που υπάρχουν σε μεγάλα ύψη, όλα τα νέφη αυτής της κατηγορίας είναι λεπτά και αποτελούνται κυρίως από παγοκρυστάλλους.

Τα *cirrus* είναι μεμονωμένα νέφη τα οποία αποτελούνται από λεπτές ίνες παγοκρυστάλλου. Οι άνεμοι που επικρατούν σε μεγάλα ύψη εμφανίζουν τα ίχνη παγοκρυστάλλων με μορφή ινών έτσι ώστε να καμπυλώνονται ή να σπειρώνονται. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.10 τα *cirrus* με ινώδη μορφή αγκιστριού ονομάζονται “ουρές θάλασσας” (mare tails).



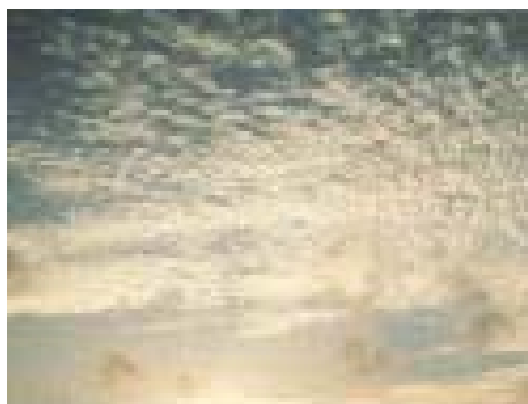
Σχήμα 4.10: Νέφη cirrus (Πηγή: <http://www.weatherworks.com>)

Τα νέφη *cirrostratus* είναι διαφανή και είναι ένα πέπλο ινών ή μερικές φορές έχουν μια “απαλή” εμφάνιση τα οποία μπορούν να καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα ή και όλο τον ουρανό. Αυτά τα νέφη αναγνωρίζονται εύκολα όταν παρουσιάζεται το φαινόμενο Άλως (Halo) γύρω από τον Ήλιο ή την Σελήνη (Σχήμα 4.11). Σε μερικές περιπτώσεις, τα *cirrostratus* μπορεί να είναι τόσο λεπτά και διαφανή έτσι ώστε να είναι σχεδόν ευδιάκριτα. Με την έλευση ενός θερμού μετώπου τα *cirrostratus* αποκτούν μεγαλύτερο πάχος και γίνονται μεσαία νέφη (*altostratus*).



Σχήμα 4.11: Άλως (Πηγή: <http://www.weatherworks.com>)

Τα νέφη cirrocumulus εμφανίζονται ως “μπαλώματα” τα οποία αποτελούνται από πολύ μικρά τμήματα ή κυματισμούς (Σχήμα 4.12). Τις περισσότερες φορές είναι διαφανή με πλάτος παρόμοιο με αυτό που εμφανίζεται να έχει ο Ήλιος στον ουρανό. Επιπλέον αυτά τα μικρά σφαιροειδή νέφη μπορεί να είναι συγχωνευμένα ή μεμονωμένα και είναι κατά κάποιο τρόπο τακτοποιημένα στον ουρανό.



Σχήμα 4.12: Νέφη cirrocumulus (Πηγή: <http://www.mmem.spschools.org>)

Από τα υψηλά νέφη δεν προκύπτει βροχή. Επιπλέον, όταν τα cirrus υποχωρούν και ο ουρανός καλύπτεται από νέφη cirrocumulus μπορεί να υποδηλώνεται επικείμενη κακοκαιρία.

Μεσαία νέφη: Αυτά τα νέφη εμφανίζονται να έχουν το ύψος της βάσης τους από τα 2.000 m μέχρι τα 6.000 m (6.500-20.000 ft) και έχουν το πρόθεμα *alto* στην ονομασία τους. Σε αυτή την κατηγορία υπάρχουν δύο είδη νεφών: *altocumulus* και *altostratus*.

Τα νέφη *altocumulus* έχουν μορφή μεγάλων μπαλωμάτων που αποτελούνται από περιβάλλοντες μάζες οι οποίες μπορεί να είναι συγχωνευμένες (Σχήμα 4.13). Επειδή συνήθως αποτελούνται από υδροσταγονίδια και όχι από παγοκρυστάλλους τα μεμονωμένα τμήματα έχουν ευδιάκριτο περίγραμμα. Τα *altocumulus* συνήθως μπερδεύονται με άλλους δύο τύπους νεφών: τα *cirrocumulus* (τα οποία είναι μικρότερα και λιγότερο πυκνά) και τα *stratocumulus* (τα οποία είναι μεγαλύτερα).



Σχήμα 4.13: Νέφη altostratus (Πηγή: <http://www.ajb-hennings.de>)

Τα *altostratus* είναι ένα στρώμα νεφών με χρώμα γκρι και καλύπτουν το μεγαλύτερο τμήμα ή και όλο τον ουρανό. Γενικά, ο Ήλιος είναι ορατός σαν ένα φωτεινό σημείο αλλά το πλαίσιο του δίσκου του δεν είναι ευδιάκριτο (Σχήμα 4.14). Αντίθετα με τα *cirrostratus* από τα *altostratus* δεν προκύπτει το φαινόμενο Άλως (Halo). Παροδικές βροχοπτώσεις με την μορφή ασθενούς χιονόπτωσης ή ψεκάδων μπορούν να προκύψουν από τέτοιου είδους νέφη. Τα *altostratus* συνήθως σχετίζονται με θερμά μέτωπα. Καθώς το μέτωπο πλησιάζει αυξάνεται το πάχος των νεφών και δημιουργείται ένα στρώμα νεφών *nimbostratus* με χρώμα βαθύ γκρι από το οποίο μπορεί να προκύψει έντονη βροχόπτωση.



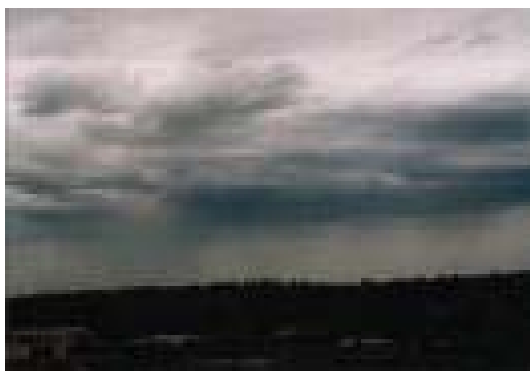
Σχήμα 4.14: Νέφη altostratus (Πηγή: <http://www.mmem.spschools.org>)

Χαμηλά νέφη: υπάρχουν τρία είδη νεφών που ανήκουν σε αυτή την κατηγορία τα οποία είναι τα εξής: *stratus*, *stratocumulus* και *nimbostratus*.

Τα *stratus* είναι ένα ομοιόμορφο στρώμα νεφών το οποίο συχνά καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα του ουρανού και από τα οποία μπορεί να προκύψει ασθενή βροχόπτωση. Όταν τα *stratus* αναπτύσσουν μια βάση με μορφή χτενιού εμφανίζονται σαν μεγάλους παράλληλους κυλίνδρους ή σαν διακοπτόμενα σφαιροειδή “μπαλώματα” τα οποία ονομάζονται *stratocumulus*.

Το όνομα των νεφών *nimbostratus* προκύπτει από το λατινικό *nimbus* (νέφος βροχής) και *stratus* (Σχήμα 4.15). Όπως υποδεικνύεται από το όνομα τα *nimbostratus* είναι νέφη από τα οποία προκύπτει βροχόπτωση. Σχηματίζονται με συνθήκες ευστάθειας. Αυτά τα είδη των νεφών παρατηρούνται κατά μήκος ενός μετώπου ή στο κέντρο ενός κυκλώνα όπου οι άνεμοι που συγκλίνουν αναγκάζουν τον αέρα να ανέλθει. Αυτή η εξαναγκασμένη ανοδική κίνηση του ευσταθή αέρα οδηγεί στην δημιουργία ενός στρωματόμορφου νεφικού στρώματος το οποίο έχει πολύ μεγάλη οριζόντια ανάπτυξη σε σχέση με το πάχος του. Η βροχόπτωση που

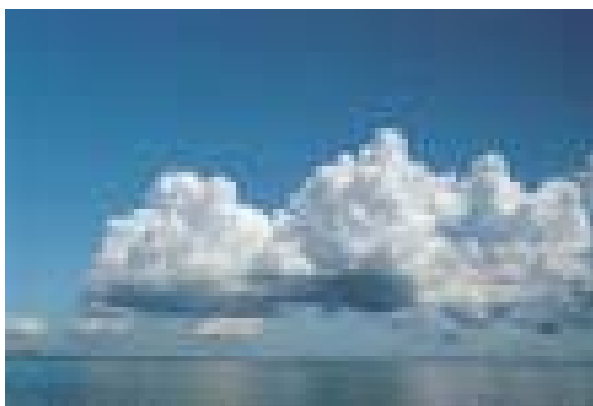
προκύπτει από τα νέφη nimbostratus είναι ασθενή έως μέτρια αλλά έχει μεγάλη διάρκεια και παρατηρείται σε μεγάλη έκταση.



Σχήμα 4.15: Νέφη nimbostratus (Πηγή: <http://www.weatherworks.com>)

Νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Μερικά νέφη δεν μπορούν να ταξινομηθούν σε κάποιες από τις παραπάνω κατηγορίες. Αυτά τα νέφη έχουν τις βάσεις τους σε μικρά ύψη και εκτείνονται προς τα πάνω φτάνοντας σε μεσαία και υψηλά ύψη και είναι γνωστά ως νέφη *κατακόρυφης ανάπτυξης*. Τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης συνδυάζονται με ασταθή αέρια μάζα. Σε αυτή την κατηγορία νεφών υπάρχουν δύο τύποι: cumulus και cumulonimbus.

Τα νέφη cumulus είναι μεμονωμένες μάζες οι οποίες αναπτύσσονται κάθετα σε θόλους ή πύργους των οποίων η κορυφή μοιάζει με κουνουπίδι. Τα cumulus συνήθως σχηματίζονται σε αίθριες μέρες με την ανισομερή θέρμανση της επιφάνειας αναγκάζοντας το σωματίδιο του αέρα να ανέρθει πάνω από το LCL (Σχήμα 4.16). Αυτό το επίπεδο είναι συνήθως εμφανές στον παρατηρητή επειδή καθορίζεται από την βάση των νεφών.



Σχήμα 4.16: Νέφη cumulus (Πηγή: <http://www.weatherworks.com>)

Σε μέρες όπου υπάρχουν νέφη cumulus, συνήθως παρατηρείται μια αύξηση της νέφωσης τις απογευματινές ώρες όπου η ηλιακή θέρμανση γίνεται πιο έντονη. Επιπλέον, επειδή σπάνια προκύπτει αξιόλογη βροχή από τα cumulus και επειδή σχηματίζονται σε ηλιόλουστες μέρες, τα cumulus συχνά ονομάζονται νέφη αίθριου καιρού.

Παρόλο που τα cumulus συσχετίζονται με αίθριο καιρό μπορεί κάτω από κατάλληλες προϋποθέσεις να αναπτύξουν έντονα τα ύψη τους. Όταν η ανοδική κίνηση γίνεται με έντονο τρόπο, η επιτάχυνση είναι πολύ μεγάλη με αποτέλεσμα να σχηματίζονται νέφη με μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη.

Τα νέφη *cumulonimbus* έχουν μαύρο χρώμα, είναι πυκνά και έχουν την μορφή τεράστιων πύργων (Σχήμα 4.17). Στα επόμενα στάδια ανάπτυξης το ανώτερο τμήμα τους μετατρέπεται σε πάγο και έχει ινώδη μορφή. Επιπλέον οι κορυφές των cumulonimbus σχηματίζουν έναν άκμονα. Οι βάσεις τους βρίσκονται μερικές εκατοντάδες μέτρα πάνω από την επιφάνεια και

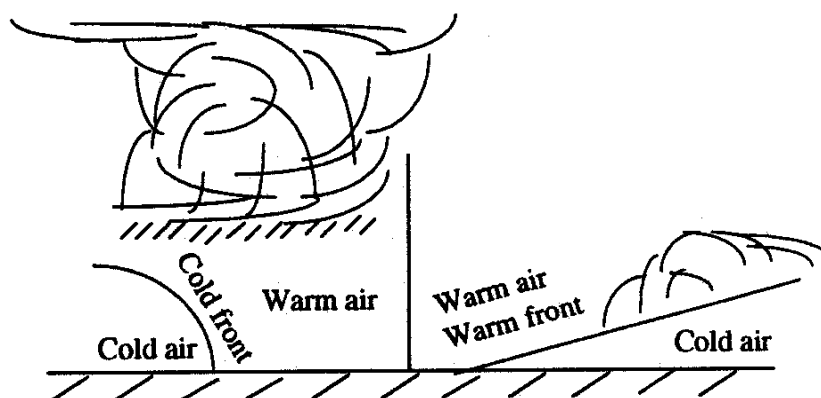
εκτείνονται προς τα πάνω μέχρι το ύψος των 12 km (7 μίλια) και σε μερικές περιπτώσεις μέχρι τα 20 km. Από τα cumulonimbus προκύπτουν έντονες βροχοπτώσεις, ισχυροί ριπταίοι άνεμοι, ηλεκτρικά φαινόμενα και σε μερικές περιπτώσεις χαλάζι. Όταν τα νέφη cumulonimbus εκδηλώσουν τα παραπάνω φαινόμενα είναι γνωστά και ως καταιγίδες.



Σχήμα 4.17: Νέφος cumulonimbus (Πηγή: <http://www.inclouds.com>)

4.5.5 ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΝΕΦΩΝ

Τα σύννεφα που δημιουργούνται από την θέρμανση της επιφάνειας και τη ελεύθερη μεταφορά ονομάζονται νέφη μεταφοράς. Όταν η επιφάνεια της γης εκτίθεται στο φως του ήλιου, ο αέρας που βρίσκεται από πάνω θερμαίνεται από την αγωγιμότητα. Ο ανερχόμενος αέρας δεν επηρεάζεται αμέσως. Ο ασταθής ρυθμός πτώσης που προκύπτει προκαλεί άνοση και ανύψωση (ελεύθερη μεταφορά). Καθώς το τμήμα της αέριας μάζας ανέρχεται διογκώνεται και ψύχεται ξηροαδιαβατικά. Εάν περιέχει υδρατμούς και εάν η θερμοκρασία του μειωθεί ψύχεται μέχρι την *ισεντροπική θερμοκρασία συμπύκνωσης (ICT)*, ο ατμός συμπυκνώνεται. Το ύψος στο οποίο αρχίζει η συμπύκνωση ονομάζεται *lifting condensation level (LCL)* και εκεί παρατηρείται η βάση των νεφών.



Σχήμα 4.18: Σχηματισμός των νεφών κατά μήκος ενός ψυχρού και θερμού μετώπου. Ο ψυχρός αέρας πίσω από το ψυχρό μέτωπο ωθεί τον θερμό αέρα κάθετα. Ο θερμός αέρας πίσω από το θερμό μέτωπο κινείται πάνω από τον ψυχρό μπροστά από το μέτωπο. Και στις δύο περιπτώσεις, ο ανερχόμενος αέρας ψύχεται και μπορεί να οδηγήσει στον σχηματισμό νεφών. (Πηγή: Fundamentals of Atmospheric Modeling, Mark Z. Jacobson)

Τα ορογραφικά νέφη εμφανίζονται όταν ένας οριζόντιος άνεμος έχει διεύθυνση προς ένα τοπογραφικό εμπόδιο, όπως ένα βουνό, το οποίο αναγκάζει τον αέρα να ανέρθει. Καθώς ο αέρας ανέρχεται, διαστέλλεται και ψύχεται αδιαβατικά. Εάν το τμήμα της αέριας μάζας βρεθεί

στο επίπεδο συμπύκνωσης, τότε αρχίζει να σχηματίζεται το νέφος. Τα νέφη μπορούν επίσης να σχηματιστούν όταν συγκλίνει ο αέρας της επιφάνειας, από ένα κέντρο χαμηλής πίεσης (χαμηλό βαρομετρικό). Η σύγκλιση αναγκάζει τον αέρα να ανυψωθεί κάθετα (εξαναγκασμένη μεταφορά). Ο αέρας που ανέρχεται πάνω από το επίπεδο συμπύκνωσης κατά τη διάρκεια της ορογραφικής ή της εξαναγκασμένης μεταφοράς μπορεί να φθάσει στο επίπεδο ελεύθερης μεταφοράς (LFC → LIFTING FREE CONVECTION) και να γίνει ασταθής και να ανέρχεται από μόνος του.

Τα νέφη μπορούν επίσης να σχηματιστούν κατά μήκος των μετώπων, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.18. Κατά μήκος ενός ψυχρού μετώπου, ο ψυχρός πυκνός αέρας ωθεί τον θερμό υγρό αέρα κάθετα αναγκάζοντας τον να διογκωθεί και να ψυχθεί μέχρι να αρχίσει να συμπυκνώνεται. Κατά μήκος ενός θερμού μετώπου, ο θερμός υγρός αέρας ανέρχεται πάνω από τον ψυχρό και διαστέλλεται και ψύχεται έως ότου σχηματιστεί νέφος. Οι τύποι των νεφών που δημιουργούνται κατά μήκος του ψυχρού μετώπου διαφέρουν από τα αντίστοιχα που σχηματίζονται κατά μήκος ενός θερμού μετώπου. Μπροστά από ένα ψυχρό μέτωπο δημιουργούνται νέφη cumulonimbus, altocumulus, cirrostratus και cirrus. Μπροστά από ένα θερμό μέτωπο, σχηματίζονται νέφη stratocumulus, stratus, nimbostratus, altostratus, cirrostratus και cirrus.

Ο τύπος του νέφους που προκύπτει από μια δεδομένη διαδικασία σχηματισμού εξαρτάται από το ύψος του LCL (LIFTING CONDENSATION LEVEL), την ευστάθεια της ατμόσφαιρας πάνω από το LCL και το ποσοστό του περιβάλλοντα αέρα στο νέφος. Όταν το LCL βρίσκεται κάτω από τα 2 km, τα νέφη που προκύπτουν είναι stratus, stratocumulus, nimbostratus, cumulus, ή cumulonimbus. Όταν το LCL είναι σε μεσαία ύψη, τα νέφη που προκύπτουν είναι altostratus, altocumulus, cumulus ή cumulonimbus. Τα νέφη cirrus δημιουργούνται στο πάνω μέρος των νεφών cumulonimbus ή καθώς μια υγρή αέρια μάζα εισέρθει σε μια ψυχρή περιοχή.

Η ατμοσφαιρική ευστάθεια πάνω από το LCL έχει επιπτώσεις στον τύπο των νεφών. Εάν η βάση των νεφών είναι κάτω από 2 km και η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής πάνω από το LCL, το νέφος που θα δημιουργηθεί θα είναι πιθανώς cumulus, stratus ή stratocumulus, δεδομένου ότι δεν μπορεί να αυξηθεί το πάχος του σημαντικά.

4.6 ΟΜΙΧΛΗ

Η *ομίχλη* ορίζεται ως ένα νέφος το οποίο έχει την βάση του πολύ κοντά στην επιφάνεια. Φυσικά, δεν υπάρχει καμιά βασική διαφορά μεταξύ της ομίχλης και του νέφους. Η εμφάνιση τους και η δομή τους είναι ίδια, η βασική τους διαφορά είναι η διαδικασία και ο τόπος σχηματισμού τους. Τα νέφη προκύπτουν όταν ανέρχεται ο αέρας και ψύχεται αδιαβατικά. Η ομίχλη προκύπτει από την ψύξη, ή από την προσθήκη αρκετής ποσότητας υδρατμού, της αέριας μάζας που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια του εδάφους έτσι ώστε να υπάρξει κορεσμός. Παρακάτω θα γίνει αναφορά στους δύο τρόπους σχηματισμού της ομίχλης.

Ομίχλη ακτινοβολίας. Όπως είναι εμφανές από το όνομα η ομίχλη ακτινοβολίας προκύπτει από την ψύξη δια ακτινοβολίας του εδάφους και του υπερκείμενου αέρα. Είναι ένα φαινόμενο που παρατηρείται τις βραδινές ώρες το οποίο απαιτεί αίθριο καιρό και μεγάλα ποσοστά σχετικής υγρασίας. Επειδή το ποσοστό της σχετικής υγρασίας είναι μεγάλο, μια μικρή ψύξη θα μειώσει την θερμοκρασία, τείνοντας της να την εξισώσει με το σημείο δρόσου. Αν ο άνεμος είναι ασθενής (άπνοια) η ομίχλη θα είναι πολύ πυκνή. Εάν επικρατεί ένας ασθενής άνεμος με ταχύτητα $3-5 \frac{km}{h}$ (2-3 μίλια) η ομίχλη εκτείνεται κάθετα επειδή η μικρή διαταραχή που υπάρχει εξαιτίας του ανέμου μεταφέροντας την σε ένα ύψος από 10 έως 30 μέτρα (30-100 ft) χωρίς να την διαλύει.

Επειδή ο αέρας που περιέχει την ομίχλη είναι σχετικά ψυχρός και πυκνός κατολισθαίνει σε ένα έδαφος με έντονες μορφολογικές διακυμάνσεις. Το παραπάνω γεγονός έχει ως αποτέλεσμα η ομίχλη ακτινοβολίας να έχει μεγαλύτερο πάχος στις κοιλάδες, ενώ οι

περιμετρικοί λόφοι να είναι “καθαροί” (Σχήμα 4.19). Συνήθως αυτές οι ομίχλες διαλύονται σε 1 με 3 ώρες μετά την ανατολή του Ηλίου.



Σχήμα 4.19: Ομίχλη ακτινοβολίας (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck)

Ομίχλη μεταφοράς. Όταν ένας θερμός και υγρός κινείται πάνω από μια ψυχρή επιφάνεια, ψύχεται με την επαφή, με αποτέλεσμα να φτάνει στο σημείο κορεσμού και να αρχίζει η συμπύκνωση και η δημιουργία της ομίχλης. Ο όρος μεταφορά αναφέρεται στον αέρα που κινείται οριζόντια. Επομένως οι ομίχλες μεταφοράς προκύπτουν ως αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας από την υπερκείμενη αέρια μάζα προς την επιφάνεια κατά την διάρκεια της οριζόντιας κίνησης (Σχήμα 4.20).

Η ομίχλη μεταφοράς προκύπτει με άνεμο έντασης $10 - 30 \frac{km}{h}$ (6-18 μίλια) και έχει βάθος 300 – 600 μέτρα.



Σχήμα 4.20: Ομίχλη μεταφοράς (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck)

Ομίχλες εξατμίσεως

Όταν παρατηρείται κορεσμός εξαιτίας της προσθήκης υδρατμού, οι ομίχλες που προκύπτουν ονομάζονται *ομίχλες εξατμίσεως*. Δύο είδη ομίχλης ανήκουν σε αυτήν τη κατηγορία τα οποία είναι τα εξής: ομίχλη ατμού και μετωπική ομίχλη.

Ομίχλη ατμού. Όταν ψυχρός αέρας κινείται πάνω από θερμό νερό, αρκετή υγρασία μπορεί να εξατμιστεί από την επιφάνεια του νερού με αποτέλεσμα να κορεστεί ο υπερκείμενος αέρας. Καθώς ο υδρατμός ανέρχεται συναντάει τον ψυχρό αέρα, συμπυκνώνεται και ανέρχεται με τον αέρα που θερμαίνεται από κάτω. Επειδή ο ανερχόμενος εμφανίζεται σαν τον ατμό πάνω από μια ζεστή κούπα καφέ το φαινόμενο ονομάζεται *ομίχλη ατμού* (Σχήμα 4.21). Είναι ένα φαινόμενο που παρατηρείται πάνω από λίμνες και ποτάμια τα πρωινά όπου τα νερά είναι θερμά σε σχέση με τον αέρα που βρίσκεται από πάνω.



Σχήμα 4.21: Ομίχλη ψύξεως (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck)

Μετωπική ομίχλη. Όταν υπάρχει μέτωπο, θερμός αέρας ανέρχεται πάνω από τον ψυχρό. Στην περίπτωση όπου τα νέφη τα οποία θα έχουν δημιουργηθεί προκαλέσουν βροχή και εάν ο ψυχρός αέρας που βρίσκεται από κάτω έχει θερμοκρασία κοντά στο σημείο δρόσου τότε αρκετή ποσότητα της βροχής μπορεί να εξατμιστεί έτσι ώστε να σχηματιστεί ομίχλη. Η ομίχλη αυτή ονομάζεται *μετωπική* ή *ομίχλη βροχής*.

Τα δύο είδη ομίχλης που αναφέρθηκαν παραπάνω προκύπτουν με την προσθήκη υγρασίας σε ένα στρώμα αέρα. Τα δύο είδη ομίχλης που αναφέρθηκαν παραπάνω επικρατούν σε παράκτιες περιοχές κυρίως εκεί όπου υπερισχύουν ψυχρά ρεύματα. (Ειρηνικό Ωκεανό και ακτές της Αγγλίας).

4.7 ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΕΥΣΤΑΘΕΙΑΣ

Εάν ένα σωματίδιο του αέρα είναι ξηρό ή υγρό αλλά ακόρεστο, ο ξηρός αδιαβατικός ρυθμός πτώσης (Γ_d) χρησιμοποιείται για να καθοριστεί η ευστάθεια. Τα κριτήρια ευστάθειας για τον

ξηρό ή τον ακόρεστο αέρα δίνονται από την σχέση Γ_v $\left\{ \begin{array}{l} > \Gamma_{d\text{unsaturated_unstable}} \\ = \Gamma_{d\text{unsaturated_neutral}} \\ < \Gamma_{d\text{unsaturated_stable}} \end{array} \right.$. Εάν

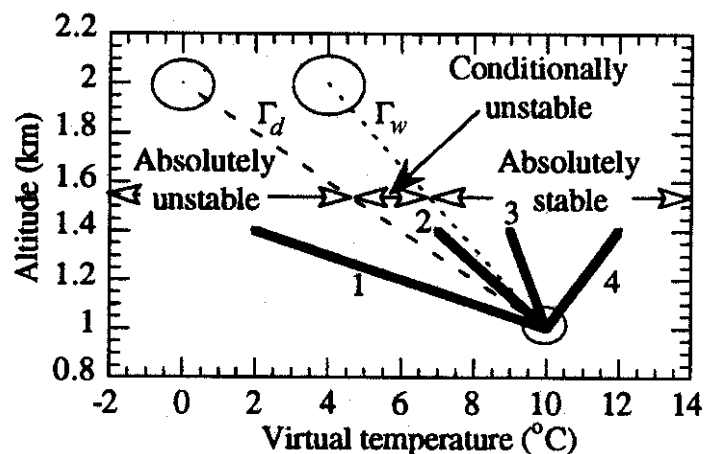
παρατηρείται συμπύκνωση σε ένα σωματίδιο, ο ψευδοαδιαβατικός ρυθμός πτώσης μπορεί

να χρησιμοποιηθεί για να υπολογιστεί η ευστάθεια. Ο συνδυασμός των κριτηρίων ευστάθειας για τον ακόρεστο και τον κορεσμένο αέρα δίνονται από την παρακάτω σχέση:

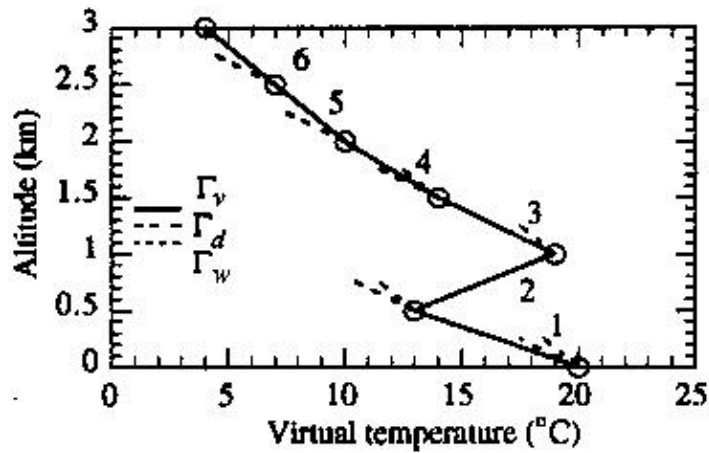
$$\begin{cases} \Gamma_v > \Gamma_d, \text{absolutely_unstable} \\ \Gamma_v = \Gamma_d, \text{unstaturated_neutral} \\ \Gamma_d < \Gamma_v < \Gamma_w, \text{conditionally_unstable} \\ \Gamma_v = \Gamma_w, \text{saturated_neutral} \\ \Gamma_v < \Gamma_w, \text{absolutely_stable} \end{cases} \quad (4.1)$$

Εάν, για παράδειγμα ισχύει $\Gamma_w = +6.0 Kkm^{-1}$ και $\Gamma_v = +8.0 Kkm^{-1}$, η ατμόσφαιρα είναι υπό συνθήκες ασταθής, γεγονός που σημαίνει ότι η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής εάν το σωματίδιο είναι ακόρεστο αλλά είναι ασταθής όταν το σωματίδιο συμπυκνώνεται. Στο Σχήμα 4.22 απεικονίζονται τα κριτήρια ευστάθειας για τον ακόρεστο και τον κορεσμένο αέρα, και στο Σχήμα 4.23 παρουσιάζεται πώς η ευστάθεια καθορίζεται στα ατμοσφαιρικά στρώματα όταν το κάθε στρώμα έχει διαφορετικό τεφίγραμμα.

Μια δεύτερη μέθοδος για την εκτίμηση της ευστάθειας παρουσία ακόρεστου ή κορεσμένου αέρα είναι το ισοδύναμο δυναμικό θερμοκρασίας το οποίο είναι το δυναμικό θερμοκρασίας που θα είχε το σωματίδιο του αέρα εάν ο υδρατμός του ήταν συμπυκνωμένος και η λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται χρησιμοποιείται για την θέρμανση του. Στην πραγματικότητα, δεν συμπυκνώνεται όλος ο υδρατμός σε ένα σωματίδιο επειδή η αναλογία ανάμιξης της κορεσμένης μάζας του υδρατμού είναι λίγο μεγαλύτερη του 0 για όλες τις θερμοκρασίες. Σε μεγάλα ύψη, η επιπρόσθετη συμπύκνωση από μια περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας έχει ως αποτέλεσμα να απελευθερωθεί αμελητέα ποσότητα λανθάνουσας θερμότητας και ο ψευδοαδιαβατικός ρυθμός πτώσης προσεγγίζει τον αντίστοιχο ξηρό αδιαβατικό. Το σωματίδιο μπορεί να επανέλθει ξηρά αδιαβατικά από αυτό το ύψος στα 1000 mb για να καθοριστεί το ισοδύναμο δυναμικό θερμοκρασίας.



Σχήμα 4.22: Κριτήρια ευστάθειας για τον ακόρεστο και τον κορεσμένο αέρα. Αν ο αέρας είναι κορεσμένος, το προφίλ της εικονικής θερμοκρασίας συγκρίνεται το ψευδοαδιαβατικό προφίλ για να καθοριστεί η ευστάθεια. Τα προφίλ 3 και 4 της εικονικής θερμοκρασίας είναι ευσταθή και τα 1 και 2 είναι ασταθή ως προς τον κορεσμένο αέρα. Τα προφίλ 2,3 και 4 είναι ευσταθή και το 1 είναι ασταθές ως προς τον ακόρεστο αέρα. Μία ανέγερση ή βύθιση του σωματιδίου του αέρα ακολουθεί την γραμμή Γ_d όταν ο αέρας είναι ακόρεστος και την γραμμή Γ_w όταν ο αέρας είναι κορεσμένος. (Πηγή: Fundamentals of Atmospheric Modeling, Mark Z. Jacobson)

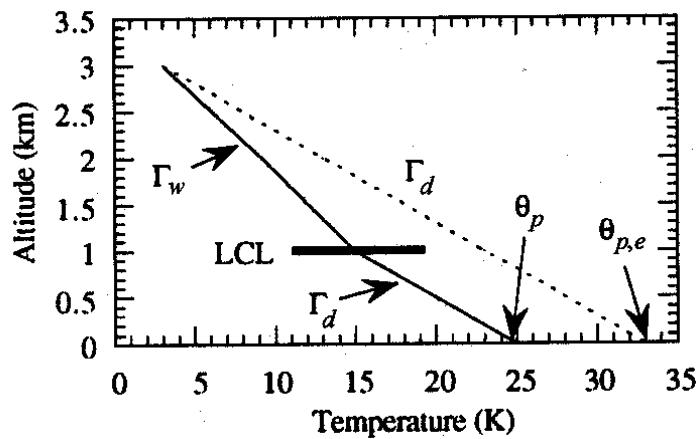


Σχήμα 4.23: Καθορισμός της ευστάθειας σε πολλαπλά στρώματα αέρα. Το στρώμα 1 είναι απολύτως ασταθές, το στρώμα 2 είναι απολύτως ευσταθές και υπάρχει μία αναστροφή. (Πηγή: Fundamentals of Atmospheric Modeling, Mark Z. Jacobson)

Εάν ο αέρας είναι κορεσμένος και βρίσκεται πάνω από το LCL όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.24ο ισοδύναμο δυναμικό θερμοκρασίας είναι ίσο με

$$\theta_{p,e} \approx \theta_p \exp\left(\frac{L_e}{c_{p,d}T} w_{v,s}\right) \quad (4.2)$$

όπου το T είναι η πραγματική αρχική θερμοκρασία του κορεσμένου σωματιδίου (K) και $w_{v,s}$ είναι η αναλογία ανάμιξης της κορεσμένης μάζας του υδρατμού σε εκείνη την θερμοκρασία ($kgkg^{-1}$).



Σχήμα 4.24: Στο σχήμα απεικονίζεται η σχέση μεταξύ του δυναμικού θερμοκρασίας και του ισοδύναμου δυναμικού θερμοκρασίας. Έστω ένα σωματίδιο με $\theta_p = 298.15K$ το οποίο ανέρχεται μέχρι το LCL ξηρά αδιαβατικά και μετά μέχρι τα 3 km ψευδοαδιαβατικά, όπου σε εκείνο το σημείο έχει χάσει ολόκληρο τον υδρατμό του. Αν το σωματίδιο κατέρθει ξηρά αδιαβατικά πίσω στην επιφάνεια, το τελικό του δυναμικό θερμοκρασίας θα είναι $\theta_p = 306.15K$. (Πηγή: Fundamentals of Atmospheric Modeling, Mark Z. Jacobson)

Εάν ο αέρας είναι αρχικά ακόρεστος, δεδομένου ότι είναι κάτω από το LCL, το ισοδύναμο δυναμικό θερμοκρασίας δίνεται από τον τύπο:

$$\theta_{p,e} \approx \theta_p \exp\left(\frac{L_e}{c_{p,d} T_{LCL}} w_v\right) \quad (4.3)$$

όπου το T_{LCL} είναι η θερμοκρασία (K) του σωματιδίου εάν ανυψωθεί ξηρά αδιαβατικά στο LCL και w_v είναι η αναλογία ανάμιξης της κορεσμένης μάζας του υδρατμού του σωματιδίου στην ίδια θερμοκρασία.

Η ευστάθεια στον ακόρεστο ή στον κορεσμένο αέρα μπορεί να υπολογιστεί από το ισοδύναμο δυναμικό θερμοκρασίας με τον καθορισμό μιας μεταβλητής, $\theta_{p,e}^{\square}$ η οποία είναι ίση με $\theta_{p,e}$ από την Εξ. (4.2) και για τις δύο περιπτώσεις. Για τον ακόρεστο αέρα, η θερμοκρασία στην Εξ. (4.2) είναι η αρχική θερμοκρασία του περιβάλλοντος και όχι η θερμοκρασία T_{LCL} . Στον κορεσμένο αέρα, η θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία κορεσμού του σωματιδίου. Και στις δύο περιπτώσεις, το $w_{v,s}$ είναι η αναλογία ανάμιξης κορεσμού στην θερμοκρασία που χρησιμοποιείται. Εννοιολογικά, το $\theta_{p,e}^{\square}$ είναι η τιμή του $\theta_{p,e}$ σε ένα υποθετικά κορεσμένο σωματίδιο στη θερμοκρασία του σωματιδίου. Τα κριτήρια ευστάθειας σε όρους του $\theta_{p,e}^{\square}$ αναγράφονται στην παρακάτω σχέση:

$$\frac{\partial \theta_{p,e}^{\square}}{\partial z} \begin{cases} < 0, \text{saturated_unstable} \\ = 0, \text{saturated_neutral} \\ > 0, \text{saturated_stable} \end{cases} \quad (4.4)$$

4.8 ΜΕΤΩΠΙΑ ΚΑΙ ΜΕΤΩΠΟΓΕΝΝΗΣΗ

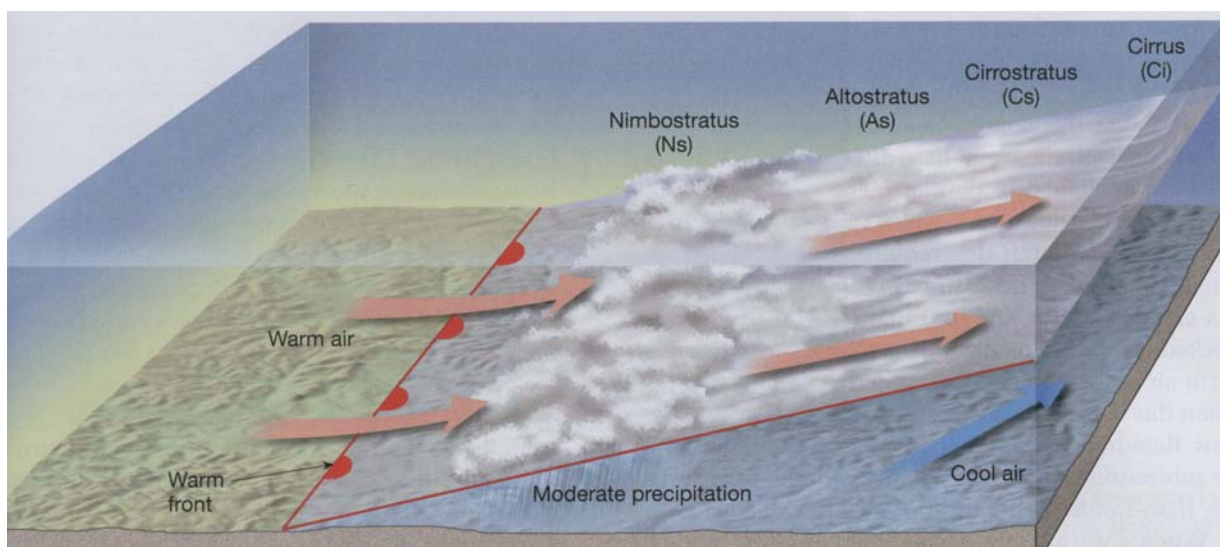
Τα μέτωπα είναι οι οριακές επιφάνειες οι οποίες διαχωρίζουν τις αέριες μάζες διαφορετικών χαρακτηριστικών, κυρίως από άποψη θερμοκρασίας. Μια αέρια μάζα είναι συνήθως θερμότερη και περιέχει περισσότερη υγρασία από ότι μια άλλη. Όταν οι αέριες μάζες θεωρούνται απέραντες αυτές οι “πλατιές” λωρίδες ασυνέχειας μήκους από 15 έως 200 km. θεωρούνται σχετικά στενές. Στους χάρτες καιρού εμφανίζονται ως γραμμές.

Πάνω από το έδαφος, η μετωπική επιφάνεια έχει μια κλίση μικρής γωνίας έτσι ώστε ο θερμός αέρας να ανέρχεται πάνω από τον ψυχρό όπως φαίνεται στο (Σχήμα 9-4). Στην ιδανική περίπτωση, οι αέριες μάζες και στις δύο πλευρές του μετώπου πρέπει να κινούνται προς την ίδια κατεύθυνση και με την ίδια ταχύτητα. Στην πραγματικότητα, η κατανομή της πίεσης κατά μήκος του μετώπου είναι τέτοια ώστε η μια αέρια μάζα να κινείται πιο γρήγορα σε σχέση με την μετωπική επιφάνεια από ότι η άλλη.

Καθώς μια αέρια μάζα κινείται προς μια άλλη, παρατηρείται μια περιορισμένη ανάμιξη μεταξύ των δύο διαφορετικών αέριων μαζών κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας διατηρώντας τα χαρακτηριστικά της η κάθε μία καθώς ανέρχεται έναντι της άλλης. Τα είδη των μετώπων είναι τέσσερα και είναι τα εξής: *θερμό, ψυχρό, στάσιμο* και το *συνεσφιγμένο*.

ΘΕΡΜΟ ΜΕΤΩΠΟ

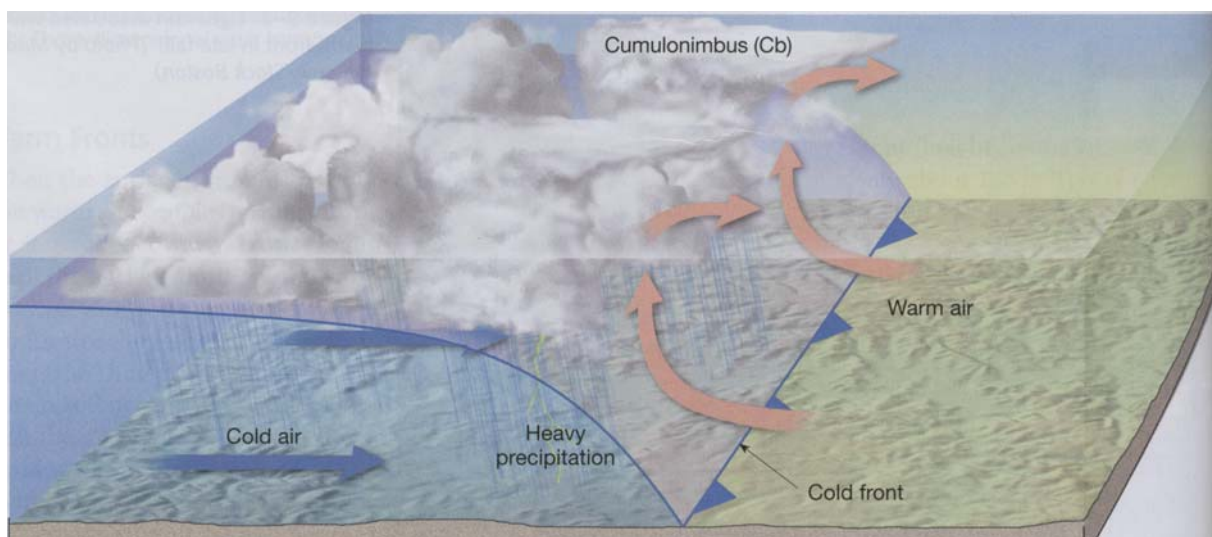
Όταν μια θερμή αέρια μάζα κινείται προς μια ψυχρή τότε η διαχωριστική επιφάνεια ονομάζεται *θερμό μέτωπο* (Σχήμα 4.25). Το θερμό μέτωπο έχει μικρή κλίση της τάξης 1:200 (αναλογία ύψους σε σχέση με την οριζόντια απόσταση). Η ζώνη καιρού κατά την οποία παρουσιάζονται φαινόμενα έχει οριζόντια απόσταση περίπου 400 km. Τα φαινόμενα αυτά είναι ασθενή ή μέτρια βροχόπτωση και σπάνια παρατηρούνται να έχουν έντονη μορφή (π.χ. καταιγίδες).



Σχήμα 4.25: Θερμό μέτωπο (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck)

ΨΥΧΡΟ ΜΕΤΩΠΟ

Όταν μια ψυχρή αέρια μάζα κινείται προς μια θερμή τότε η διαχωριστική επιφάνεια ασυνέχειας ονομάζεται *ψυχρό μέτωπο* (Σχήμα 4.26). Το ψυχρό μέτωπο έχει μια κλίση 1:100 και κινείται με μια ταχύτητα 35 έως 50 km/h έναντι της ταχύτητας 25 έως 35 km/h που κινείται το θερμό. Τα φαινόμενα που σχετίζονται με αυτό το είδος μετώπου είναι έντονα και η ζώνη καιρού έχει οριζόντια απόσταση 50 km πριν από την μετωπική επιφάνεια και 150 km μετά από αυτή.



Σχήμα 4.26: Ψυχρό μέτωπο (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck)

ΣΤΑΣΙΜΟ ΜΕΤΩΠΟ

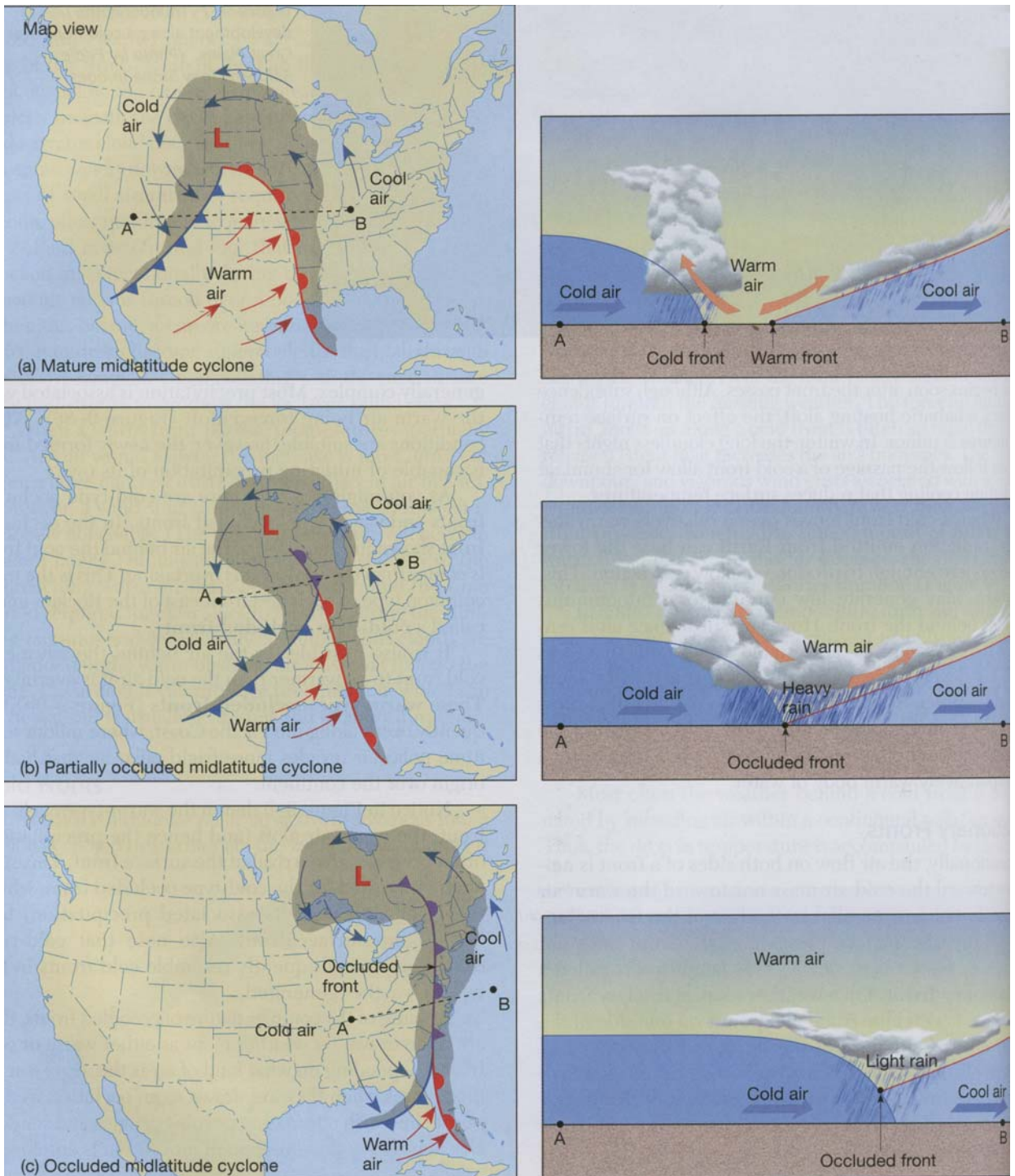
Ορισμένες φορές η ροή του αέρα και στις δύο πλευρές του μετώπου είναι παράλληλη με την μετωπική επιφάνεια και δεν κατευθύνεται ούτε στην θερμή αλλά ούτε στην ψυχρή αέρια μάζα. Σε αυτήν την περίπτωση το μέτωπο δεν κινείται καθόλου ή κινείται πολύ αργά και ονομάζεται *στάσιμο μέτωπο*. Εξαιτίας της υπέρβασης της θερμής αέριας μάζας έναντι της ψυχρής κατά μήκος του στάσιμου μετώπου παρατηρούνται βροχοπτώσεις μέτριας έντασης, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις επειδή παραμένει σε μια περιοχή για πολλές μέρες μπορεί να προκύψουν και φαινόμενα πλημμύρας.

ΣΥΝΕΣΦΙΓΜΕΝΟ ΜΕΤΩΠΟ

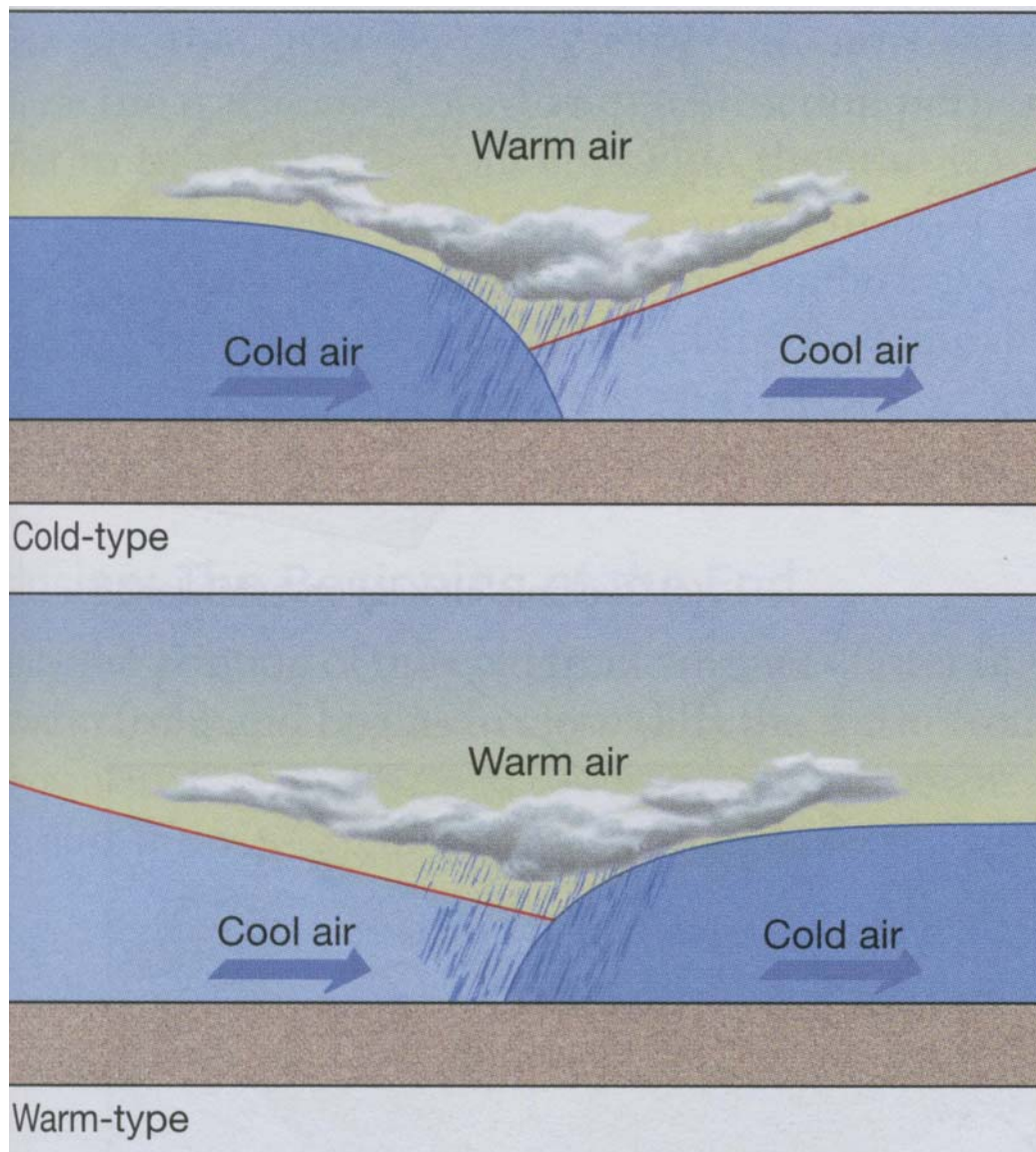
Το τέταρτο μέτωπο είναι το *συνεσφιγμένο μέτωπο*. Σε αυτή την περίπτωση το ψυχρό μέτωπο κινείται γρήγορα προλαβαίνοντας το θερμό, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.27 (α). Καθώς ο ψυχρός αέρας “προωθεί” τον θερμό προς τα πάνω, ένα νέο μέτωπο σχηματίζεται μεταξύ του προωθημένου ψυχρού αέρα και του αέρα πάνω από τον οποίο το θερμό μέτωπο ανέρχεται (Σχήμα 4.27 (β)). Ο καιρός που προκύπτει από ένα συνεσφιγμένο μέτωπο είναι γενικά περίπλοκος. Οι μεγαλύτερες ποσότητες υετού σχετίζονται με τον θερμό αέρα που έχει αναγκαστεί να κινηθεί ψηλά (Σχήμα 4.27 (γ)).

Στο συνεσφιγμένο μέτωπο, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.28 (α), ο αέρας πίσω από το ψυχρό μέτωπο είναι ψυχρότερος από τον ψυχρό αέρα που προηγείται. Αυτός είναι ο πιο συνηθισμένος τύπος συνεσφιγμένου μετώπου και ονομάζεται *ψυχρό συνεσφιγμένο μέτωπο*.

Υπάρχει περίπτωση ο αέρας που βρίσκεται πίσω από το προωθημένο ψυχρό μέτωπο να είναι θερμότερος από τον ψυχρό αέρα που προηγείται. Αυτό το είδος συνεσφιγμένου μετώπου ονομάζεται θερμό συνεσφιγμένο μέτωπο και συναντάται συνήθως κατά μήκος των ακτών του Ειρηνικού.



Σχήμα 4.27: Στην δεξιά πλευρά απεικονίζονται τα στάδια εξέλιξης του συνεσφιγμένου μετώπου όπως αυτά εμφανίζονται σε μετεωρολογικούς χάρτες ενώ στα αριστερά απεικονίζεται το προφίλ των σταδίων εξέλιξης. (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck).



Σχήμα 4.28: Δύο είδη συνεσφιγμένου μετώπου. Στο πάνω μέρος απεικονίζεται ο ψυχρός τύπος ενώ στο κάτω μέρος απεικονίζεται ο θερμός τύπος. (Πηγή: The Atmosphere, Lutgens – Tarbuck).

Κεφάλαιο 5: Ατμοσφαιρικά μοντέλα

Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει αναφορά στα ατμοσφαιρικά μοντέλα που χρησιμοποιούνται στον Ελλαδικό χώρο καθώς επίσης και στην ensemble η οποία είναι μια τεχνική πρόγνωσης σχετικά σύγχρονη και τα μέχρι τώρα αποτελέσματα έχουν αποδείξει ότι πρόκειται για μια αποτελεσματική τεχνική. Τα μοντέλα στα οποία θα γίνει αναφορά είναι το E.C.M.W.F., το οποίο χρησιμοποιείται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, τον ΣΚΙΡΩΝ το οποίο έχει σχεδιαστεί και χρησιμοποιείται από το τμήμα Φυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών, τον ΠΟΣΕΙΔΩΝ το οποίο χρησιμοποιείται από το Ωκεανογραφικό Κέντρο και το COSMO όπου πρόκειται για ένα ερευνητικό πρόγραμμα μεταξύ κρατών και μέσα σε αυτό συμμετέχει και η Ελλάδα, το οποίο όμως βρίσκεται ακόμα σε πειραματικό επίπεδο και δεν χρησιμοποιείται επιχειρησιακά.

5.1 E.C.M.W.F.

5.1.1 ΟΙ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Από τις έξι εξισώσεις που επικρατούν στις πρωτογενείς εξισώσεις του ατμοσφαιρικού μοντέλου E.C.M.W.F., οι δύο από αυτές είναι διαγνωστικές και εκφράζουν την στατική σχέση μεταξύ διαφορετικών παραμέτρων:

Ο **Νόμος Αερίων** δίνει την σχέση μεταξύ πίεσης, πυκνότητας και θερμοκρασίας.

Η **Υδροστατική Εξίσωση** δείχνει την σχέση μεταξύ της πυκνότητας του αέρα και της αλλαγής της πίεσης με το ύψος.

Οι άλλες τέσσερις εξισώσεις είναι προγνωστικές και περιγράφουν τις αλλαγές με τον χρόνο των συνιστώσεων του οριζόντιου ανέμου, της θερμοκρασίας και της περιεκτικότητας υδρατμών σε ένα σωματίδιο του αέρα και της επιφανειακής πίεσης.

Η **Εξίσωση Συνέχειας** εκφράζει την διατήρηση της μάζας και καθορίζει την κάθετη ταχύτητα και την αλλαγή της πίεσης της επιφάνειας.

Η **Εξίσωση Κίνησης** περιγράφει πως η ορμή ενός μορίου του αέρα αλλάζει εξαιτίας της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Coriolis. Σε αυτά επίσης συμπεριλαμβάνονται οι επιδράσεις της τριβής της ανάμιξης και της διακοπής των βαρυτικών κυμάτων (gravity wave breaking).

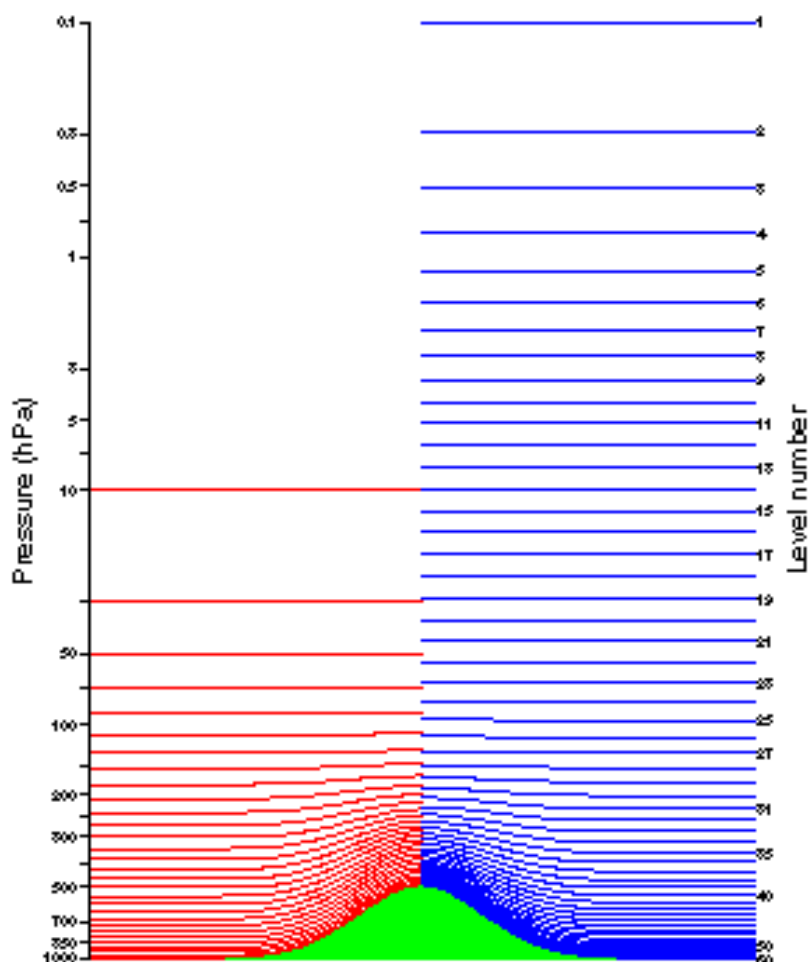
Η **Θερμοδυναμική Εξίσωση** εκφράζει πως μεταβάλλεται η θερμοκρασία ενός σωματιδίου του αέρα από την αδιαβατική ψύξη ή θέρμανση που υπόκεινται εξαιτίας των κάθετων μετατοπίσεων. Άλλες φυσικές διαδικασίες όπως η συμπύκνωση, η εξάτμιση, η μεταφορά της διαταραχής (turbulent transport) συμπεριλαμβάνονται όπως επίσης και οι επιδράσεις της ακτινοβολίας.

Η **Εξίσωση Διατήρησης για την Υγρασία** υποθέτει ότι η περιεκτικότητα υγρασίας ενός σωματιδίου του αέρα είναι σταθερό, εκτός από τις απώλειες που οφείλονται στον υετό και στην συμπύκνωση ή τα “κέρδη” από την εξάτμιση από τα νέφη και βροχή ή από τους ωκεανούς και τα ηπειρωτικά. Σε αυτό το κομμάτι πρέπει να προστεθεί ότι υπάρχουν συγκεκριμένες προγνωστικές εξισώσεις για το κλάσμα των νεφών (cloud fraction), το νερό, την περιεκτικότητα πάγου και το όζον.

Η απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας, η ακτινοβολία από τον ήλιο και την επιφάνεια της γης, οι διαδικασίες τριβής ή ανάμιξης (διάχυση) οι οποίες διέπονται από τις βασικές εξισώσεις, εξαιτίας της μικρής τους κλίμακας, περιγράφονται με στατιστικό τρόπο ως διαδικασίες παραμετροποίησης.

5.1.2 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΙ ΧΡΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Το παρόν σύστημα χρησιμοποιεί μια χρονική ανάλυση των 15 λεπτών. Το υπολογιστικό χρονικό βήμα έχει επιλεγεί με σκοπό να αποφευχθούν οι αριθμητικές αστάθειες και να εξασφαλιστεί η ακρίβεια. Η κάθετη ανάλυση (υπολογισμένη σε γεωδυναμικό ύψος) είναι μεγαλύτερη στο πλανητικό οριακό στρώμα και μικρότερη στην στρατόσφαιρα και στα χαμηλά ύψη της μεσόσφαιρας.



Σχήμα 5.1: Στα αριστερά η κάθετη ανάλυση πριν το 1999 (31 επίπεδα μέχρι τα 10 hPa) και στα δεξιά μετά το 1999 (60 επίπεδα μέχρι το 0.1 hPa). (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Η ατμόσφαιρα χωρίζεται σε 60 επίπεδα μέχρι το 0.1 hPa (περίπου 64 km). Αυτά ονομάζονται σ - levels τα οποία ακολουθούν την επιφάνεια της γης στην χαμηλότερη και στην μέση τροπόσφαιρα και χρησιμοποιούνται ως s κάθετα συστήματα συντεταγμένων (s vertical coordinates) αλλά είναι επιφάνειες σταθερής πίεσης στην ανώτερη τροπόσφαιρα και στην μεσόσφαιρα.

Για την οριζόντια ανάλυση του μοντέλου E.C.M.W.F. χρησιμοποιεί δύο διαφορετικές αριθμητικές απεικονίσεις.

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζεται η πίεση στα επίπεδα του μοντέλου όταν η επιφανειακή πίεση είναι 1015 hPa.

	(hPa)		(hPa)		(hPa)
1	0.1	21	44	41	577
2	0.3	22	55	42	616
3	0.5	23	67	43	654
4	0.8	24	80	44	691
5	1.2	25	96	45	728
6	1.6	26	113	46	763
7	2.1	27	133	47	797
8	2.7	28	154	48	828
9	3.4	29	177	49	857
10	4.2	30	202	50	884
11	5.2	31	229	51	908
12	6.4	32	257	52	930
13	8.0	33	288	53	949
14	9.8	34	320	54	965
15	12	35	353	55	979
16	15	36	388	56	989
17	19	37	425	57	998
18	23	38	462	58	1004
19	29	39	500	59	1009
20	36	40	538	60	1012

Πίνακας 5.1: Πίεση στα επίπεδα του μοντέλου όταν η επιφανειακή πίεση είναι 1015 hPa. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Επίσης χρησιμοποιείται μια απεικόνιση διακριτών σημείων για τον υπολογισμό των δυναμικών τάσεων και των διαβατικών φυσικών παραμετροποιήσεων. Ονομάζεται πλέγμα Gaussian (Gaussian grid), το οποίο είναι κανονικό στο γεωγραφικό μήκος και σχεδόν κανονικό στο γεωγραφικό πλάτος (Hortal και Simmons, 1991). Εξαιτίας της σύγκλισης των γεωγραφικών μηκών προς τους πόλους, η απόσταση ανατολή – δύση μεταξύ των διακριτών σημείων μειώνεται κινούμενο προς τους πόλους. Για να αποφευχθούν αριθμητικά προβλήματα γύρω από τους πόλους, αλλά κυρίως για εξοικονόμηση υπολογιστικού χρόνου, ένα “μειωμένο” πλέγμα Gaussian παρουσιάστηκε το 1991 με την μείωση των διακριτών σημείων κατά μήκος των μικρότερων γραμμών γεωγραφικού πλάτους κοντά στους πόλους, έτσι ώστε να διατηρηθεί ο διαχωρισμός ανατολή – δύση μεταξύ σημείων διαφορετικών γεωγραφικών πλατών σχεδόν σταθερός. Με την υπάρχουσα ανάλυση το πλέγμα είναι παρόμοιο με ένα κανονικό πλέγμα Gaussian μεταξύ 24N και 24S.

Η επιφάνεια του μοντέλου είναι χωρισμένη σε θαλάσσια και χερσαία σημεία, με την χρησιμοποίηση μιας διεπαφής ξηράς – θάλασσας (land – sea mask). Ένα διακριτό σημείο ορίζεται ως χερσαίο αν παραπάνω από το 50% της πραγματικής επιφάνειας του “κουτιού” του πλέγματος (grid box) είναι ξηρά. Με την ανάλυση του TL511, νησιά όπως η Κορσική, η Κρήτη και η Κύπρος αντιπροσωπεύονται από περίπου 5 διακριτά σημεία ξηράς, ενώ η Μαγιόρκα από δύο. Τα νησιά Φαρόε και η Ρόδος δεν αντιπροσωπεύονται από κάποιο σημείο ξηράς. Η μόνη κύρια λίμνη η οποία απεικονίζεται από θαλάσσιο σημείο είναι η Βάνερν (Vanern) στην βόρεια Σουηδία.

5.1.3 Η ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΔΙΑΤΥΠΩΣΗ

Η επιλογή ενός semi – Lagrangian αριθμητικού σχεδίου αντί για ένα Eulerian είναι αποτέλεσμα εξοικονόμησης υπολογιστικού χρόνου και μεγαλύτερης ταχύτητας πρόγνωσης. Η βασική διαφορά μεταξύ μιας διατύπωσης Eulerian αντί μιας αντίστοιχης Lagrangian μπορεί να φανεί από την εξίσωση (για μονοδιάστατο διάστημα):

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{\partial Q}{\partial t} + U \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$$

όπου στην έκφραση Eulerian εκφράζεται ότι οι τοπικές αλλαγές στο Q οφείλονται στην μεταφορά του Q από τον άνεμο U.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -U \frac{\partial Q}{\partial x}$$

ή στην έκφραση Lagrangian ότι το Q διατηρείται για ένα σωματίδιο:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = 0$$

Σε ένα ελλiptές πλαίσιο Lagrangian (ακολουθώντας ένα σετ σημειωμένων σωματιδίων ρευστού) οι παραμορφώσεις διάτμησης και “τεντώματος” τείνουν να συγκεντρώσουν τα σωματίδια ανομοιογενή, έτσι ώστε να είναι δύσκολο να διατηρηθεί μια ομοιόμορφη ανάλυση πέρα από την προγνωστική περιοχή.

Η διατύπωση semi – Lagrangian χρησιμοποιείται για να υπερκεραστεί αυτή η δυσκολία. Σε αυτή την έκδοση, τα διακριτά σημεία είναι σταθερά και για κάθε χρονικό βήμα η διατύπωση υπολογίζει μια τροχιά προς τα πίσω από κάθε διακριτό σημείο. Στο σημείο που φτάνει το μόριο του αέρα υποτίθεται ότι βρισκόταν στην αρχή του χρονικού βήματος. Η παρεμβαλλόμενη τιμή μιας μεταβλητής σε αυτό το σημείο μεταφέρεται προς το επόμενο διακριτό σημείο, εφαρμόζοντας τις διάφορες φυσικές διαδικασίες.

5.1.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΩΝ

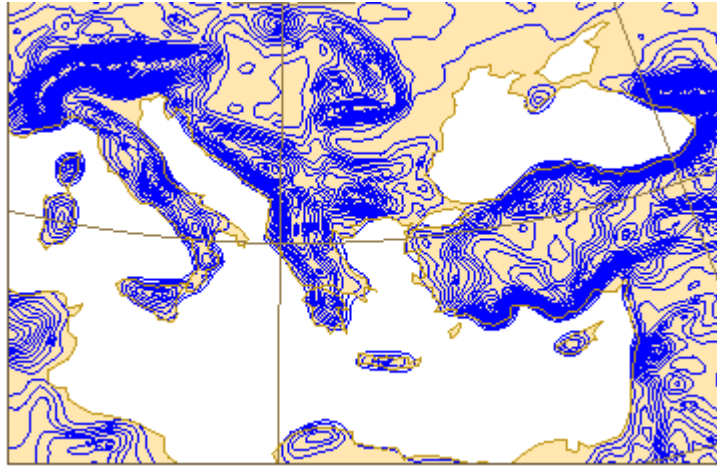
- Η ορογραφία του μοντέλου
- Το πλανητικό οριακό στρώμα
- Ακτινοβολία
- Νέφη
- Υδρολογικός κύκλος

Η βασική συνάρτηση των προγνωστικών παραμέτρων στο μοντέλο E.C.M.W.F., διαμορφώνει την επίδραση τους στην συνολική ατμοσφαιρική ροή. Μια ολοκλήρωση των 10 ημερών απαιτεί να συμπεριληφθούν οι επιδράσεις με σχετικά μεγάλη χρονική κλίμακα ακόμα και την πλέον “δυσδιάκριτη” όπως είναι η εξάτμιση από την βλάστηση με σκοπό να αναπαρασταθεί η ροή με περισσότερη ακρίβεια. Οι διαφορετικές χρονικές κλίμακες και οι μηχανισμοί ανάδρασης μεταξύ διάφορων διαδικασιών κάνουν τους υπολογισμούς πολύ σύνθετους και χρονοβόρους.

5.1.5 Η ΟΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Η απεικόνιση της ορογραφίας χρησιμοποιεί την μέση ορογραφία και τέσσερα πρόσθετα πεδία περιγράφοντας την απόκλιση, τον προσανατολισμό, την ανισοτροπία και την ορογραφία υποπλέγματος. Το παραπάνω συμβάλει στην μεταβλητότητα της ορογραφίας, χωρίς να αλλάζει το γεγονός ότι για την χρησιμότητα των μετεωρολογικών παραμέτρων, η ορογραφία του μοντέλου είναι πιο ομαλή από ότι είναι στην πραγματικότητα.

Η παραμετροποίηση επιτρέπει μια πιο ρεαλιστική απεικόνιση της τριβής που προκαλείται από τα βουνά, η οποία είναι σημαντική για την δημιουργία ατμοσφαιρικών στροβιλισμών μεγαλύτερης κλίμακας. Ένα καινούργιο και σημαντικό τμήμα του σχεδίου είναι ότι, βασισμένο σε δυναμικά κριτήρια, μπορεί να εμποδιστεί η ροή στα χαμηλά επίπεδα παρά να αναγκαστεί ο αέρας να κινηθεί πάνω από την ορογραφία.



Σχήμα 5.2: Το υψόμετρο του μοντέλου (σε δεκάμετρα) για την Νοτιοανατολική Ευρώπη. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

5.1.6 ΠΛΑΝΗΤΙΚΟ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

Η αντιμετώπιση του πλανητικού οριακού στρώματος (Planetary Boundary Layer) παίζει πρωταρχικό ρόλο για ολόκληρο το σύστημα ατμόσφαιρα – γη. Δημιουργείται μέσω των ανταλλαγών της επιφάνειας και της ατμόσφαιρας της ορμής, της θερμότητας και της υγρασίας οι οποίες κάνουν την ατμόσφαιρα να τροποποιείται διαφορετικά όταν κινείται πάνω από μια τραχιά έκταση ή πάνω από μια λεία θάλασσα (Beljaars και Viterbo, 1993).

Τα 13 χαμηλότερα επίπεδα βρίσκονται περίπου 10, 30, 60, 100, 160, 240, 340, 460, 600, 760, 950, 1170, και 1400m πάνω από την επιφάνεια του μοντέλου. Ακόμα και με αυτή την λεπτομερή ανάλυση οι κάθετες βαθμίδες της θερμοκρασίας, του ανέμου, της υγρασίας κ. α. στο πλανητικό οριακό στρώμα δεν μπορούν να περιγραφούν με μεγαλύτερη ακρίβεια, αγνοώντας τις τυρβώδεις μεταφορές της ορμής, της θερμότητας και της υγρασίας. Για την εκτίμηση αυτών των παραμέτρων το μοντέλο χρησιμοποιεί μεταβλητές μεγαλύτερης κλίμακας όπως ο άνεμος, η θερμοκρασία και η συγκεκριμένη υγρασία, με την υπόθεση ότι οι μεταφορές είναι ανάλογες με τις κάθετες βαθμίδες.

Στην επιφάνεια της γης, οι τυρβώδεις μεταφορές της ορμής, της θερμότητας και της υγρασίας υπολογίζονται ως συνάρτηση των διαφοροποιήσεων αέρα – επιφάνεια και των επιφανειακών χαρακτηριστικών. Πάνω από περιοχές ξηράς, το βάθος του χιονιού, η θερμοκρασία εδάφους και η υγρασία είναι προγνωστικές μεταβλητές, που υπολογίζονται από ένα μοντέλο εδάφους με τέσσερα στρώματα με αντίστοιχα βάθη 7, 21, 72 και 189 cm.

Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (Sea Surface Temperature) είναι βασισμένη σε αναλύσεις που λαμβάνονται καθημερινά από το NCEP. Βασίζεται σε παρατηρήσεις πλοίων, πλωτών μετεωρολογικών σταθμών και δορυφόρων. Σε θάλασσες μικρής έκτασης όπως είναι η Βαλτική όπου γρήγορες εναλλαγές στο SST μπορούν να λάβουν μέρος κατά την διάρκεια ψυχρών εποχών, το πραγματικό SST (Sea Surface Temperature) μπορεί μερικές φορές να διαφέρει 5° C από την ανάλυση.

Για το albedo ένας μήνας κλιματολογικών στοιχείων χρησιμοποιείται πάνω από το έδαφος.

Οι θερμικές ιδιότητες του χιονιού που καλύπτει το έδαφος εξαρτώνται μόνο από την μάζα του χιονιού ανά μονάδα εμβαδού. Το βάθος του χιονιού αναπτύσσεται δια μέσω σύνθετων επιδράσεων της χιονόπτωσης, της εξάτμισης και της τήξης (Beljaars και Viterbo, 1996). Όσο περισσότερο διατηρείται το χιόνι, το albedo μειώνεται και η πυκνότητα αυξάνεται.

Η υγρασία του εδάφους χωρίζεται σε αυτή που υπάρχει στο πάνω μέρος της επιφάνειας και σε αυτή που υπάρχει στο έδαφος. Το πρώτο είδος (το οποίο είναι κυρίως η υγρασία στην βλάστηση) αναπτύσσεται κάτω από την επίδραση της εξάτμισης. Στο δεύτερο είδος

λαμβάνεται υπόψη ο υετός και η τήξη του χιονιού, όπως και η κάθετη μεταφορά που οφείλεται στην απορροή και στα τριχοειδή φαινόμενα, στην εξάτμιση πάνω από άγονο έδαφος και την στήλη της ρίζας από την βλάστηση.

Η αναλογία βλάστησης χωρίζεται σε μικρούς και μεγάλους δείκτες βλάστησης και τα είδη βλάστησης που επικρατούν ορίζονται σε κάθε διακριτό σημείο και χρησιμοποιούνται από το μοντέλο για την εκτίμηση της εξάτμισης.

Η τριβή εξαιτίας της ορεογραφίας αντιπροσωπεύει την μεταφορά της ορμής που οφείλεται στα κύματα βαρύτητας υποπλεγματος και την επίδραση του περιορισμού της ορεογραφίας σε σχετικά σταθερές συνθήκες. Όταν η ευσταθής στρωματοποιημένη ροή του αέρα διασταυρώνεται με την κορυφή του βουνού, κύματα βαρύτητας διεγείρονται μέσα στην ροή. Εξαρτώμενα από την στατική ευστάθεια και την κάθετη διάτμηση του ανέμου, αυτά τα κύματα βαρύτητας μπορούν να διαδοθούν κάθετα μέχρι να έχουν ικανοποιητικό μεγάλο εύρος να διασπαστούν.

5.1.7 ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

Σε ότι αφορά την σημασία της αλληλεπίδρασης της ακτινοβολίας των νεφών στις μεγάλες και στις μικρές χρονικά διαδικασίες, το E.C.M.W.F. έχει δώσει μεγάλη έμφαση στην αντιμετώπιση της απορρόφησης και της σκέδασης από τα νέφη της ηλιακής ακτινοβολίας και της αντίστοιχης της επιφάνειας. Περίπου το 15% του συνολικού υπολογιστικού χρόνου χρησιμοποιείται για την ακτινοβολία.

Το φάσμα της ακτινοβολίας χωρίζεται σε οκτώ μπάντες συχνότητας: δύο στο φάσμα των κυμάτων μικρού μήκους [απευθείας από τον ήλιο και ακτινοβολία διάχυσης και 15 στο φάσμα των κυμάτων μεγάλου μήκους (από την γη και μέσα στην ατμόσφαιρα)]. Η ανοδική και η καθοδική ακτινοβολία διάχυσης υπολογίζονται για κάθε μία από τις 16 φασματικές μπάντες. Οι παράμετροι που επηρεάζουν την εκπομπή και την απορρόφηση είναι η πίεση, η θερμοκρασία, η υγρασία, η νεφοκάλυψη και η περιεκτικότητα νερού στο νέφος, το διοξείδιο του άνθρακα, όζον, μεθάνιο, πρωτοξείδιο του αζώτου, CFC – 11 και CFC – 12. Το σχέδιο για την ακτινοβολία έχει δημιουργηθεί έτσι ώστε να λαμβάνεται υπόψη λεπτομερώς οι αλληλεπιδράσεις της ακτινοβολίας των νεφών. Για “συννεφιασμένα” διακριτά σημεία οι υπολογισμοί γίνονται και για αίθριες και νεφοσκεπείς συνθήκες και η συνολική ποσότητα προκύπτει σύμφωνα με την προγνωστική ποσότητα νεφών.

5.1.8 ΝΕΦΗ

Ο κύριος σκοπός του σχεδίου για τα νέφη είναι για να παράγει δεδομένα εισόδου στους υπολογισμούς της ακτινοβολίας και να υπολογιστεί η κατακρήμνιση. Τα νέφη δημιουργούνται από ανοδικές κινήσεις μεγάλης – κλίμακας, την μεταφορά των cumulus (είδη νεφών), τις διαταραχές στο οριακό στρώμα και την ψύξη από ακτινοβολία. Διαλύονται από την εξάτμιση που οφείλεται στις καθοδικές κινήσεις μεγάλης κλίμακας, την θέρμανση από ακτινοβολία και την τύρβη όσο στις κορυφές των νεφών και στις πλευρές του, όπως και από φαινόμενα κατακρήμνισης.

Το σχέδιο για τα νέφη είναι μοναδικό στην αντιμετώπιση των κυρίων διαδικασιών που σχετίζονται με τα νέφη με ένα τρόπο από την πρόγνωση του λόγου των νεφών και της περιεκτικότητας νερού / πάγου μέσα σε αυτά με τις δικές τους προγνωστικές εξισώσεις. Οι διαδικασίες των νεφών σχετίζονται και με άλλες διαδικασίες παραμετροποίησης.

Τα νέφη αστάθειας (convective clouds) υπολογίζονται παράλληλα με ένα σχέδιο μεταφοράς (convective scheme) το οποίο μέσα στο μοντέλο εκπληρεί τα παρακάτω:

- Υπολογίζει την ποσότητα νεφών και πάγου / νερού μέσα σε αυτά τα οποία θα μεταβιβαστούν στο σχέδιο των νεφών.
- Υπολογίζει την κατακρήμνιση από νέφη αστάθειας.

- Υπολογίζει την κάθετη μεταφορά της υγρασίας.
- Υπολογίζει τις κάθετες ροές της ορμής.
- Υπολογίζει τις μεταβολές στην θερμοκρασία στην ατμόσφαιρα που οφείλονται στην απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας ή από την ψύξη που σχετίζεται με την εξάτμιση.

5.1.9 Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

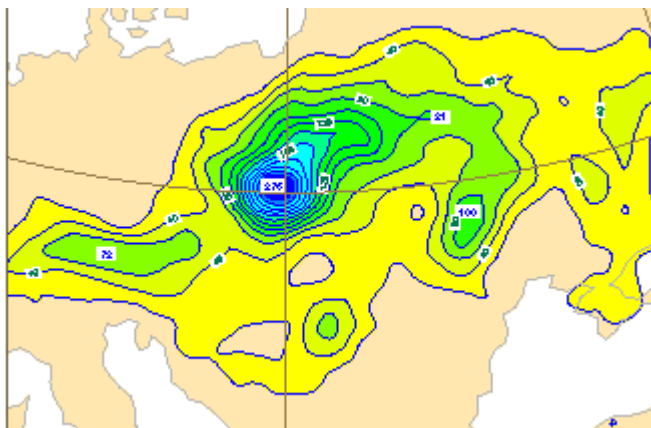
Οι διαδικασίες κατακρήμνισης δεν λαμβάνονται υπόψη στον υπολογισμό της τοπικής περιεκτικότητας νερού / πάγου, αλλά επίσης και σε διάφορες περιορισμένες διαδικασίες κατακρήμνισης. Η επίδραση της εξάτμισης στην βροχόπτωση συμπεριλαμβάνεται επίσης. Δύο μηχανισμοί που παράγουν κατακρήμνιση συμπεριλαμβάνονται στο μοντέλο E.C.M.W.F., για κατακρήμνιση από έντονα ανοδικά αίτια και η αντίστοιχη από στρωματόμορφα αίτια (μετωπική ή δυναμική).

Κατακρήμνιση από έντονα ανοδικά αίτια (convective precipitation):

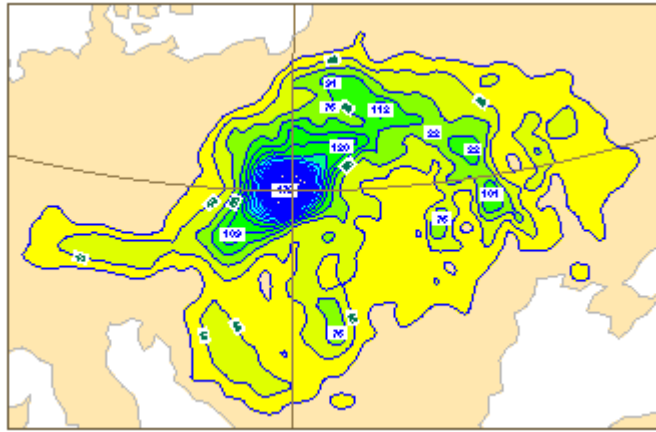
Το συμπύκνωμα δημιουργείται στα ανοδικά ρεύματα. Για το νερό δημιουργείται πάνω από τους 0° C και για τον πάγο κάτω από τους -23° C και για ένα μίγμα των δύο ενδιάμεσα. Αν η ποσότητα του συμπυκνώματος που σχηματίζεται ξεπεράσει την τιμή η οποία μπορεί να συγκρατηθεί από την κάθετη ταχύτητα, ο υετός που σχηματίζεται είναι χιόνι η νερό.

Στρωματόμορφη κατακρήμνιση (stratiform precipitation):

Το νερό και ο πάγος στο νέφος μετατρέπονται σε κατακρήμνιση η οποία εξαρτάται από την περιεκτικότητα τους μέσα σε αυτό.



Σχήμα 5.3: Το ύψος βροχόπτωσης κατά την διάρκεια των πρώτων 96 ωρών από το μοντέλο T213 στις 5 Ιουλίου 1997 12UTC. Οι πλημμύρες στην ανατολική Ευρώπη το καλοκαίρι του 1997 προβλέφθηκαν πολύ καλά από το E.C.M.W.F.. Όμως, η μέγιστη βροχόπτωση των 400mm στην νοτιοανατολική Πολωνία δεν εκτιμήθηκε σωστά. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)



Σχήμα 5.4: Η ποσότητα βροχόπτωσης κατά την διάρκεια των πρώτων 96 ωρών του πειραματικού μοντέλου T639 που προβλέφθηκε για τις 5 Ιουλίου 1997. Με μεγαλύτερη ανάλυση πέτυχε το σωστό επίπεδο της έντασης και οι ορογραφικές επιδράσεις αντιμετωπίστηκαν πιο ρεαλιστικά. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Εξάτμιση : Υποτίθεται ότι η βροχή που πέφτει εξατμίζεται σε επίπεδα όπου δεν παρατηρείται ο κορεσμός πριν φτάσει στο έδαφος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μειωθεί η βροχόπτωση στην επιφάνεια. Η εξάτμιση στην βροχόπτωση δεν θεωρείται ότι λαμβάνει μέρος μέσα στο νέφος, αλλά στον ελεύθερο αέρα πλευρικά και κάτω από αυτό.

Τήξη : Η τήξη που παρατηρείται στο χιόνι που πέφτει εμφανίζεται σε ένα λεπτό στρώμα μερικών εκατοντάδων μέτρων κάτω από το επίπεδο παγοποίησης. Υποτίθεται ότι το χιόνι μπορεί να τηχθεί σε οποιοδήποτε στρώμα όπου η θερμοκρασία είναι πάνω από τους 0° C. Η τήξη είναι περιορισμένη όχι μόνο από την ποσότητα του χιονιού, αλλά επίσης και από την ψύξη που προκαλείται στο στρώμα όταν η θερμοκρασία του στρώματος μετά από την τήξη δεν είναι κάτω από τους 0° C.

5.1.10 Η ΑΦΟΜΟΙΩΣΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ ΚΑΙ ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

- Εισαγωγή
- Προεπιλογή στοιχείων
- Έλεγχος ποιότητας των παρατηρήσεων
- Παρακολούθηση του συστήματος αφομοίωσης στοιχείων

5.1.10.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στα πρώτα χρόνια των NWP (Numerical Weather Prediction) οι οριακές συνθήκες, για προσομοιώσεις, προέκυπταν από ιδιόχειρες μετεωρολογικές αναλύσεις και δύσκολες παρεμβολές στα προκαθορισμένα διακριτά σημεία.

Κατά την διάρκεια της δεκαετίας του 80 η αύξηση της διαθεσιμότητας των συνοπτικών στοιχείων, συγκεκριμένα πάνω από τους ωκεανούς, επικέντρωσε τις έρευνες σε διαδικασίες ανάλυσης πιο ανεπτυγμένες.

5.1.10.2 ΠΡΟΕΠΙΛΟΓΗ ΣΤΟΙΧΕΙΩΝ

Μια μεγάλη ποσότητα στοιχείων παρατηρήσεων είναι διαθέσιμη προς χρήση από το σύστημα αφομοίωσης και πρόγνωσης. Σε μια συγκεκριμένη περίοδο 12 ωρών υπάρχουν συνολικά περισσότερα από 500.000 κομμάτια στοιχείων που χρησιμοποιούνται. Όλα τα διαθέσιμα στοιχεία θεωρούνται ότι είναι προς χρήση στην ανάλυση. Μερικά στοιχεία παρακολουθούνται για μελλοντική χρήση, αλλά εμφανίζονται σε διαφορετικές μορφές και μερικά είναι περιττά. Παρακάτω περιγράφεται το μέσο ποσοστό των παρατηρήσεων που χρησιμοποιούνται.

- >90%. Πίεση από SYNOP και πλοία, υγρασία από πλοία 70 – 90%. Πίεση, θερμοκρασία από TEMP, άνεμος από PILOT και TEMP. 50 – 70% υγρασία από επίγειο SYNOP και TEMP, πίεση από PAOB [ψεύτικες (bogus) παρατηρήσεις πίεσης από την Μελβούρνη), άνεμοι από πλοία και AIREP, θερμοκρασίες από AIREP.
- <15% παρατηρήσεις δορυφόρων από τον ATOVS (φωτεινές πηγές) QUICKSAT (μέτρησης σκέδασης ανέμων), SSM/I (παρατηρήσεις υγρασίας) και SATOB (παρατηρήσεις ανέμων νεφών).

5.1.10.3 ΠΟΙΟΤΙΚΟΣ ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ

Μια πολύπλοκη διαδικασία ποιοτικού ελέγχου εφαρμόζεται με σκοπό να εξασφαλιστεί η χρησιμοποίηση μόνο των “καλών” στοιχείων στην ανάλυση. Τα στοιχεία απορρίπτονται αν:

- Δεν μπορούν να συγκριθούν αξιόπιστα με την κατάσταση του μοντέλου, συνήθως επειδή το μοντέλο δεν είναι ρεαλιστικό ή επειδή δεν είναι γνωστά αρκετά από τα φυσικά χαρακτηριστικά των στοιχείων. Αυτό παρατηρείται για παρατηρήσεις SCAT πάνω από ξηρά ή για τις SYNOP για τις οποίες το ύψος της ορογραφίας του μοντέλου απέχει αρκετά από το πραγματικό ύψος του σταθμού.
- Η ποιότητα τους δεν έχει εκτιμηθεί κατάλληλα. Όλα τα πειραματικά στοιχεία παρακολουθούνται προσεκτικά πριν επιτραπεί η είσοδος τους στο σύστημα.
- Δεν μπορούν να κωδικοποιηθούν ικανοποιητικά, για παράδειγμα επειδή δεν ακολουθεί τα κριτήρια του WMO.

Ένας τρόπος απόρριψης στοιχείων είναι η “αραίωση” σε ότι αφορά την συλλογή δεδομένων από σταθμούς, πλατφόρμες ή δορυφόρους που αναφέρουν συχνά σε χρόνο ή διάστημα χωρικό. Αυτό ισχύει για όλα τα δορυφορικά στοιχεία και μερικά AIREP. Πολύπλοκες αναφορές από τον ίδιο σταθμό χρησιμοποιούνται με συχνότητα μιας ώρας.

Τα στοιχεία χρονικά απορρίπτονται αν:

- Μετά από παρακολούθηση έχουν βρεθεί προβλήματα. Η λίστα των στοιχείων που απορρίπτονται ανανεώνεται μια φορά το μήνα. Γίνεται σύγκριση των στοιχείων με τα πεδία του μοντέλου, τις γειτονικές παρατηρήσεις και άλλους τύπους στοιχείων.

Τα στοιχεία που δεν βρίσκονται στην λίστα απόρριψης μπορούν ακόμα να απορριφθούν από τον ποιοτικό έλεγχο αν:

- Δεν είναι ρεαλιστικά σύμφωνα με τις βασικές δοκιμές οι οποίες ακολουθούν τις συστάσεις του WMO: υδροστατικός έλεγχος των στοιχείων TEMP, έλεγχος της μετατόπισης των πλοίων και των πλωτών μετεωρολογικών σταθμών, μεγάλη απόκλιση από την κλιματολογία, διπλή αναφορά.
- Είναι πολύ διαφορετικά από τα προηγούμενα πεδία (background fields) του μοντέλου (π.χ. την προηγούμενη μικροπρόθεσμη πρόγνωση).
- Διαφέρουν σημαντικά με τα γειτονικά στοιχεία.

Όλες οι αποφάσεις ποιοτικού ελέγχου καταγράφονται για διαγνωστικούς σκοπούς. Η τελική απόφαση για χρήση ή απόρριψη στοιχείων μπορεί να περιέχει περισσότερο από ένα από τα παραπάνω βήματα.

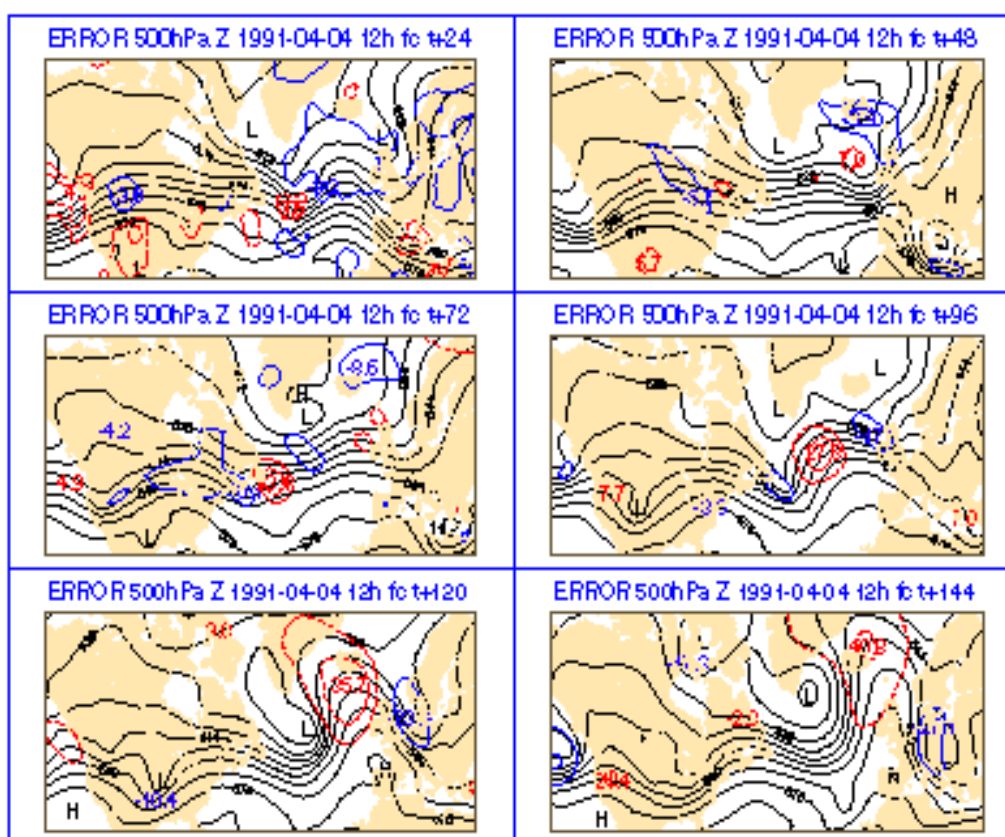
5.1.10.4 ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΑΦΟΜΟΙΩΣΗΣ

Το E.C.M.W.F. δίνει μεγάλη έμφαση στην παρακολούθηση του δικτύου παρατήρησης.

Η διερεύνηση μιας “κακής” πρόγνωσης γίνεται με την απάντηση των τριών παρακάτω ερωτημάτων:

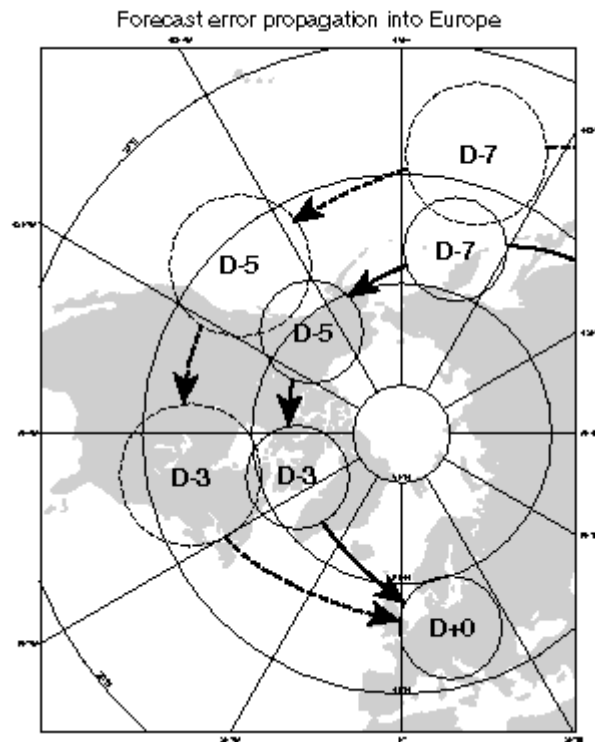
- Πότε εισήρθε το σφάλμα στην ανάλυση;
- Που εισήρθε;
- Τι προκάλεσε το σφάλμα;

Για να καθοριστεί η γεωγραφική γέννηση του σφάλματος, διάφοροι μέθοδοι εμπειρικοί ως και αντικειμενικοί έχουν αναπτυχθεί όπως λανθασμένοι προγνωστικοί χάρτες, ανάλυση ευαισθησίας και διαταραχές EPS (Ensemble Perturbation System). Η ταχύτητα αυτής της μεταφοράς καθορίζεται από την ανώτερη τροποσφαιρική ροή. Για μια ταχύτητα 30 m/sec υπάρχει μια ανταπόκριση $30^\circ/\text{ημερα}$ στο γεωγραφικό πλάτος των 45° η οποία συμφωνεί με τους θεωρητικούς υπολογισμούς για την διάδοση των κυμάτων Rossby. Σε έναν λανθασμένο χάρτη αυτό εμφανίζεται ως αρχικό σφάλμα το οποίο θα κινηθεί αργά καθοδικά ενώ θα παράγει ένα κύμα με την αύξηση του γεωγραφικού μήκους.



Σχήμα 5.5: Η προγνωστική ροή στα 500 hPa (λεπτές γραμμές) και σφάλματα (παχιές διακεκομμένες γραμμές θετικό σφάλμα, παχιές συνεχής γραμμές αρνητικό σφάλμα) από τις 4 Απριλίου 1991. Ένα TEMP SHIP στον Βορειοδυτικό Ειρηνικό δυτικά του Βανκούβερ έχει κωδικοποιηθεί λανθασμένα και έχει προκαλέσει ένα θετικό σφάλμα ανάλυσης $20 - 30\text{ gpm}$ ($+4.2$ σε κάθε $+12\text{ h}$). Νωρίτερα στην πρόγνωση ένα καινούργιο αρνητικό σφάλμα (-3.0 gpm) έχει δημιουργήσει καθοδικό ρεύμα πάνω από τις Δυτικές Η.Π.Α. . Ενώ κινείται ανατολικά ενισχυμένο (ενίσχυση από -6.7 έως -18.1 dgpm) ένα άλλο σφάλμα δημιουργείται με αντίθετο πρόσημο (ενίσχυση από $+13.4$ σε $+27.8$ και $+35.7\text{ dgpm}$) το οποίο ακολουθείται από ένα τέταρτο σφάλμα (ενίσχυση από -17.3 σε -23.4 και -27.1 dgpm) το οποίο σχετίζεται με μια πλασματική διακοπή πάνω από την ΒΔ Ευρώπη. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Η μεγάλη ταχύτητα της επίδρασης σημαίνει ότι μια πρόγνωση τριών ημερών για την Ευρώπη εξαρτάται από μια μεγάλη επέκταση στις αρχικές συνθήκες πάνω από ολόκληρο τον Β. Ατλαντικό. Μια πρόγνωση πέντε ημερών εξαρτάται από τις αρχικές συνθήκες πάνω από την Β. Αμερική και μια πρόγνωση επτά ημερών στις αρχικές συνθήκες πάνω από τον Β. Ειρηνικό. Το καλοκαίρι η διάδοση της επιρροής είναι λίγο πιο αργή.



Σχήμα 5.6: Οι περιοχές στο Βόρειο Ημισφαίριο όπου τα σφάλματα ανάλυσης στις παρελθοντικές μέρες $D - N$ θα έχουν μεγαλύτερη επίδραση στις προγνώσεις για την Ευρώπη στο $D + 0$. Κατά την διάρκεια του χειμώνα η ζωνική ροή είναι ισχυρότερη και διέρχεται από ένα 'πυκνό' δίκτυο πάνω από τις Η.Π.Α. . Το καλοκαίρι όπου οι Η.Π.Α. 'καλύπτεται από ένα subtropical ridge, η κύρια ροή είναι πιο αργή και διέρχεται πάνω από την Αλάσκα, Καναδά και Γροιλανδία οι οποίες διαθέτουν ένα 'αραιό' δίκτυο σταθμών. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Τελικά, η έρευνα για τις πραγματικές παρατηρήσεις ή για τις παρατηρήσεις που προκαλούν σφάλματα δεν είναι ασήμαντη. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, ακόμα και οι σωστές παρατηρήσεις μπορούν να οδηγήσουν σε λανθασμένη ανάλυση. Ένας τρόπος για να βρεθεί το αίτιο αποτυχίας είναι να επανατρέξει η ανάλυση και η πρόγνωση, εφόσον έχουν απορριφθεί οι "ύποπτες" παρατηρήσεις.

5.1.11 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ

- Το επιχειρησιακό πρόγραμμα
- Τα άμεσα προϊόντα εξόδου του μοντέλου
- Προϊόντα διασποράς
- Προϊόντα στο GTS
- Υπηρεσίες Web
- Αρχεία δεδομένων

5.1.11.1 ΤΟ ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ

Στο E.C.M.W.F. τρέχουν δύο "φόρμες". Η μία παράγει παγκόσμιες αναλύσεις για τέσσερις κύριες συνοπτικές ώρες στις 00, 06, 12 και 18UTC και δεκαήμερες προγνώσεις βασισμένες στην ανάλυση των 12UTC. Η δεύτερη παράγει αναλύσεις για την ίδια ώρα αλλά με μια μικρή διακοπή (cut – off) (μόνο μια ώρα αντί για τέσσερις, από την πιο κοντινή ώρα στην συλλογή δεδομένων).

Οριακές συνθήκες: Τριήμερες παγκόσμιες προγνώσεις τρέχουν τέσσερις φορές την ημέρα και από αυτές τις αναλύσεις παρέχονται στα Κράτη Μέλη οι οριακές συνθήκες για τα δικά τους μοντέλα περιορισμένης περιοχής.

5.1.11.2 ΤΑ ΑΜΕΣΑ ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΕΞΟΔΟΥ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Οι μεταβλητές του μοντέλου για τον υπολογισμό των προγνώσεων είναι η θερμοκρασία, ο άνεμος και η συγκεκριμένη υγρασία. Αυτές οι βασικές παράμετροι μετατρέπονται σε άλλες ατμοσφαιρικές παραμέτρους. Αυτές οι παράμετροι υπολογίζονται για ένα χρονικό διάστημα 3 ωρών από 3 έως 72 ώρες και κάθε 6 ώρες από 72 έως 240 ώρες βασισμένες στα στοιχεία των 12 UTC. Τα στοιχεία αναφέρονται παρακάτω:

5.1.11.3 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

- Γεωδυναμικό ύψος (όχι στα επίπεδα του μοντέλου)
- Δυναμικό Vorticity (*) (όχι στα επίπεδα του μοντέλου)
- Θερμοκρασία
- Vorticity και Απόκλιση (*)
- Άνεμος (συνιστώσες U και V) (*)
- Κάθετη ταχύτητα
- Συγκεκριμένη υγρασία
- Περιεκτικότητα πάγου / νερού στο νέφος στα επίπεδα του μοντέλου

Οι παράμετροι της ανώτερης ατμόσφαιρας προκύπτουν στα πραγματικά επίπεδα του μοντέλου, σε τυποποιημένα επίπεδα πίεσης (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2 και 1 hPa) και μερικές από αυτές (*) σε ισηντροπικά επίπεδα (Teta = 300, 315, 330, 350, 370, 395, 475, 600 και 850).

5.1.11.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΠΙΠΕΔΟΥ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ

- Πίεση στην μέση στάθμη της επιφάνειας της θάλασσας
- Άνεμος στα 10 m.
- Θερμοκρασία στα 2 m
- Σημείο δρόσου στα 2 m
- Μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία στα 2 m από την προηγούμενη προ – επεξεργασία
- Μέγιστη ριπή του ανέμου από την προηγούμενη προ – επεξεργασία
- Υετός μεγάλης κλίμακας και υετός αστάθειας
 - Χιονόπτωση
- Θερμοκρασία επιφάνειας και υγρασία εδάφους
 - Βάθος χιονιού
- Συνολική νεφοκάλυψη
 - Χαμηλή, μεσαία, υψηλή και αστάθειας νεφοκάλυψη
- Επιφανειακές ροές, επιφανειακές τάσεις, επιφανειακή τραχύτητα, albedo
 - Ηλιακή και θερμική ακτινοβολία

Η θερμοκρασία στα 2 m, το σημείο δρόσου, ο άνεμος στα 10 m και οι ριπές ανέμου υπολογίζονται από τις τιμές στο χαμηλότερο επίπεδο του μοντέλου (περίπου 30 μέτρα πάνω από το έδαφος) και στην επιφάνεια, λαμβάνοντας υπόψη στον υπολογισμό μια σταθερή κατάσταση της επιφάνειας (albedo, τραχύτητα, κ.τ.λ.). Η ανάλυση για 00, 06, 12 και 18 UTC συμπεριλαμβάνει πρόσθετα πεδία όπως η ορογραφία του μοντέλου, διεπαφή θάλασσας – επιφάνειας, το ποσοστό της βλάστησης και μερικά ισηντροπικά επίπεδα που είναι διαθέσιμα. Οι αναλύσεις και τα προϊόντα του μοντέλου αρχειοθετούνται στο MARS (το σύστημα αρχειοθέτησης των μετεωρολογικών δεδομένων του E.C.M.W.F.).

5.1.12 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Μια υποομάδα παραμέτρων είναι διαθέσιμη στα Κράτη Μέλη του E.C.M.W.F. και είναι διαθέσιμα διαμέσου ενός επιχειρησιακού συστήματος διασποράς. Όλες οι παράμετροι είναι διαθέσιμοι σε μια μορφή πλέγματος γεωγραφικό μήκος – γεωγραφικό πλάτος, οι παράμετροι ανώτερης ατμόσφαιρας (εκτός της υγρασίας) είναι επίσης διαθέσιμοι σε φασματική μορφή.

5.1.13 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΤΟΥ E.C.M.W.F.

Επιχειρησιακά προϊόντα	Πρόσθετα πειραματικά προϊόντα
Παράμετροι ανώτερης ατμόσφαιρας (στα επίπεδα πίεσης και στα επίπεδα του μοντέλου)	Παράμετροι ανώτερης ατμόσφαιρας (στα βασικά επίπεδα πίεσης και στα επίπεδα πίεσης του μοντέλου)
Πίεση μέσης στάθμης της θάλασσας μέχρι την 7 ^η μέρα	Πίεση μέσης στάθμης της θάλασσας από την 7 ½ μέρα μέχρι την 10 ^η
Θερμοκρασία στα 2 m	Θερμοκρασία στα 2 m από την 7 ½ μέρα μέχρι την 10 ^η
Σημείο δρόσου στα 2 m	Σημείο δρόσου στα 2 m από την 7 ½ μέρα μέχρι την 10 ^η
Άνεμος στα 10 m	Άνεμος στα 10 m από την 7 ½ μέρα μέχρι την 10 ^η
Ριπές ανέμου στα 10 m	Ριπές ανέμου στα 10 m από την 7 ½ μέρα μέχρι την 10 ^η
Ολικός υετός	Ολικός υετός
Ολική νεφοκάλυψη μέχρι την 7 ^η μέρα (κάθε 3 h μέχρι την 3 ^η μέρα, κάθε 6 h από εκεί και πέρα)	Ολική νεφοκάλυψη από την μέρα 7 ½ έως την 10 ^η μέρα
	Πρόσθετοι παράμετροι καιρού
	Υετός μεγάλης κλίμακας από την 1 ^η μέρα έως την 7 ^η
	Υετός αστάθειας από την 1 ^η μέρα έως την 7 ^η
	Χαμηλή νεφοκάλυψη από την 1 ^η μέρα έως την 7 ^η
	Μεσαία νεφοκάλυψη από την 1 ^η μέρα έως την 7 ^η
	Υψηλή νεφοκάλυψη από την 1 ^η μέρα έως την 7 ^η
	Χιονόπτωση από την 1 ^η μέρα έως την 7 ^η

Πίνακας 5.2: Προϊόντα διασποράς του E.C.M.W.F. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

5.1.14 ΔΙΑΣΠΟΡΑ ΠΡΟΪΟΝΤΩΝ EPS ΤΟΥ E.C.M.W.F.

Προϊόντα πρόγνωσης “διαταραχόμενης” (ensemble) και πρόγνωσης “ελέγχου”

Επίπεδα και ισχύς: 1000, 850, 700, 500, 200 hPa για 0 ώρες μέχρι +240 ώρες για κάθε +12h χρονικά διαστήματα.

Γεωδυναμικό, θερμοκρασία, ταχύτητες U και V συγκεκριμένη υγρασία, κάθετη ταχύτητα, vorticity, πίεση MSL, απόκλιση.

Προϊόντα επιφάνειας: υετός μεγάλης κλίμακας, υετός αστάθειας, χιονόπτωση, ολική νεφοκάλυψη, συνιστώσες U και V στα 10 m, ριπές ανέμου στα 10 m, θερμοκρασία στα 2 m και θερμοκρασία σημείου δρόσου, μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία στα 10 m, για 0 h έως +240 h με ένα χρονικό βήμα 6 ωρών.

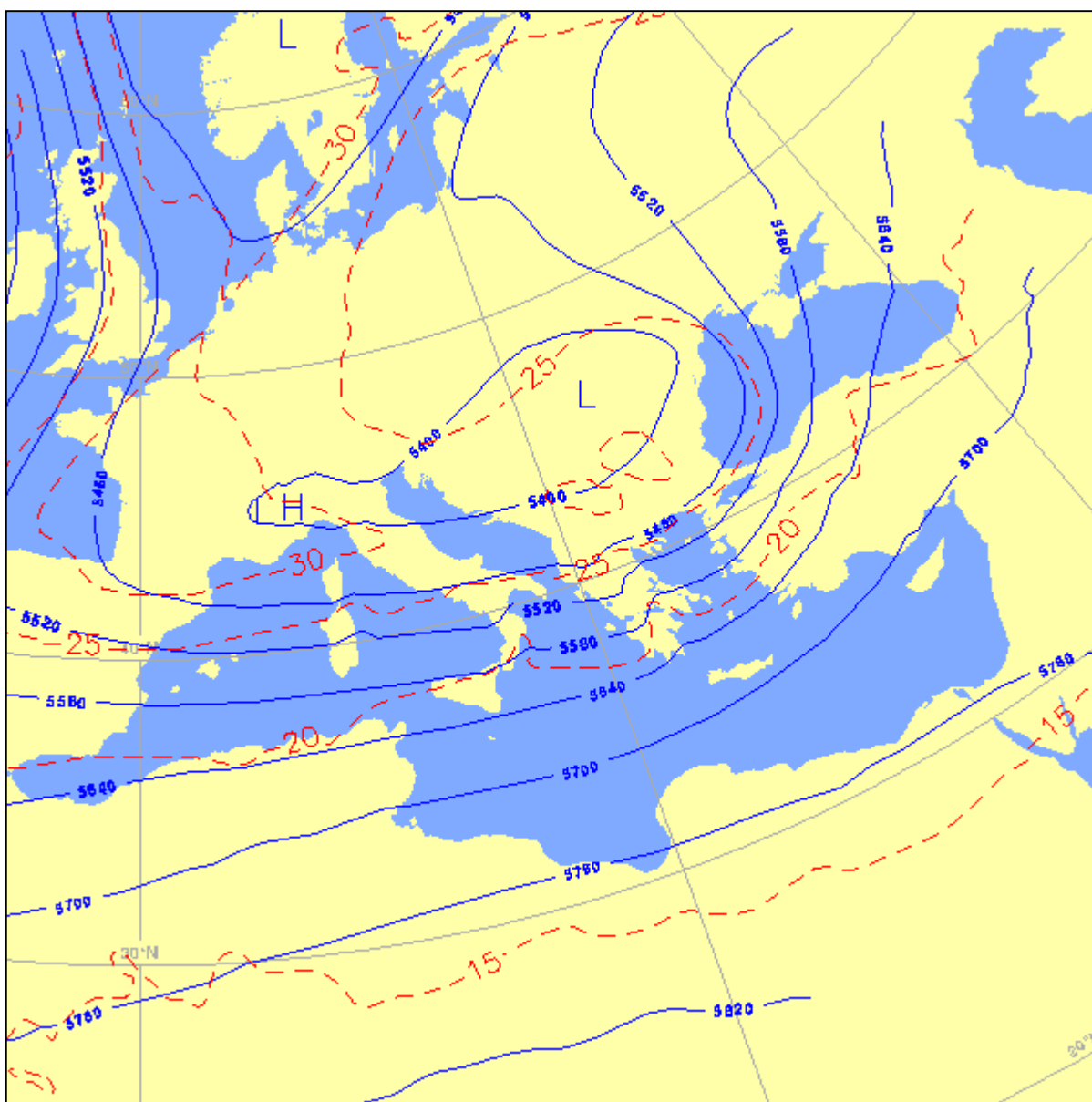
Προϊόντα στην επιφάνεια PV: Δυναμικό θερμοκρασίας
Ομάδας και ensemble μέσες και σταθερές αποκλίσεις:

Γεωδυναμικό 1000 και 500 hPa
Θερμοκρασία 850 και 500 hPa

Ισχύς: Για μέσες προγνώσεις +72 ώρες έως +168 ώρες με χρονικό βήμα 12 ωρών, για ensemble τυπικές αποκλίσεις +0 ώρες έως +240 ώρες με χρονικό βήμα 12 ωρών.

5.1.15 ΣΥΝΟΠΤΙΚΑ ΚΑΙ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΑ ΠΡΟΪΟΝΤΑ

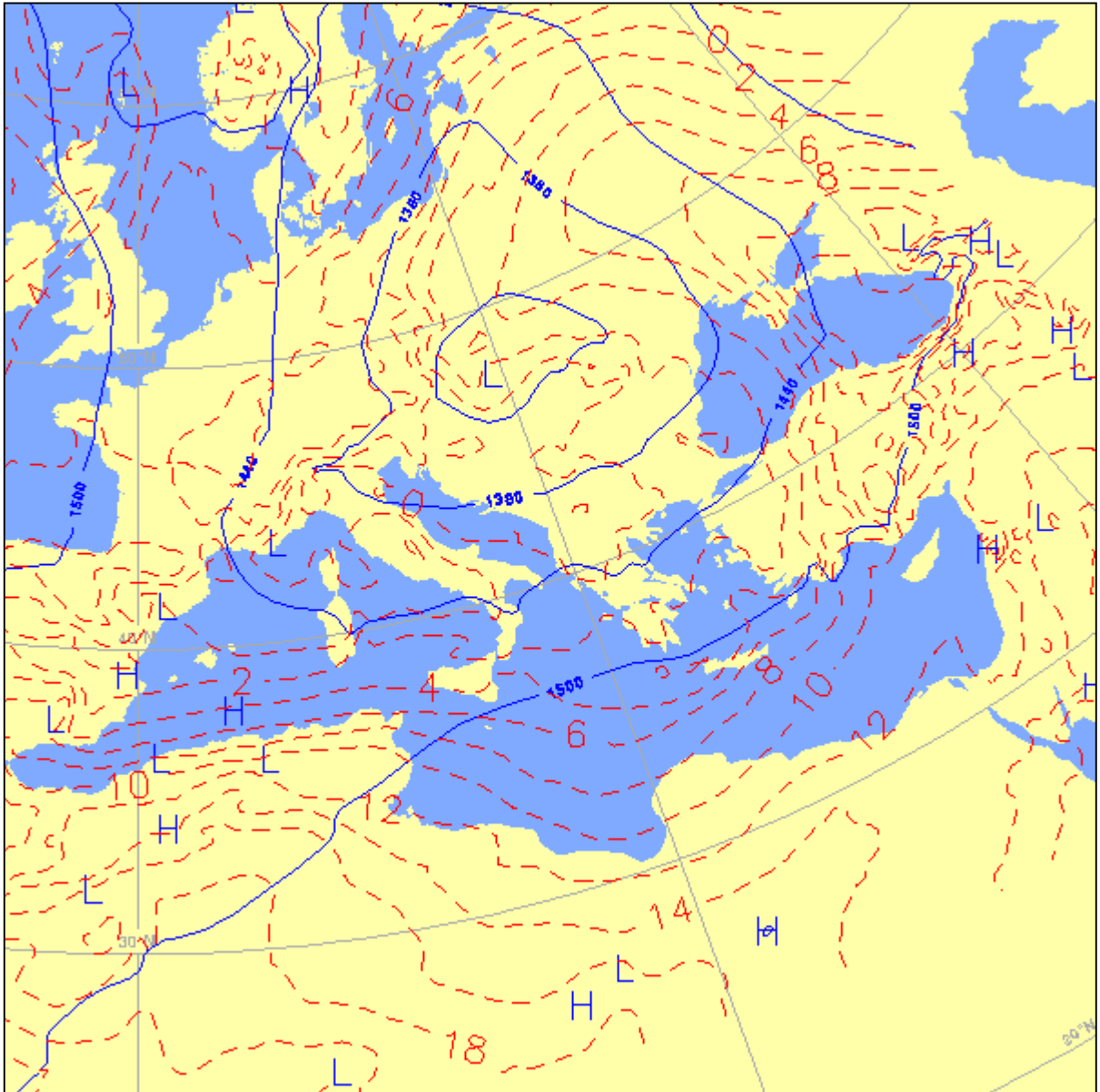
ΧΑΡΤΗΣ 500 mb



Σχήμα 5.7: Χάρτης 500 mb (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Στον παραπάνω χάρτη οι μπλε γραμμές ονομάζονται ισοϋψείς γραμμές και είναι χαραγμένες μεταξύ τους ανά 60 γεωδυναμικά μέτρα. Οι κόκκινες γραμμές ονομάζονται ισόθερμες και είναι χαραγμένες μεταξύ τους ανά 5 βαθμούς Κελσίου. Ο χάρτης αναφέρεται στο επίπεδο των 500 mb τα οποία αντιστοιχούν σε 5500 γεωδυναμικά μέτρα.

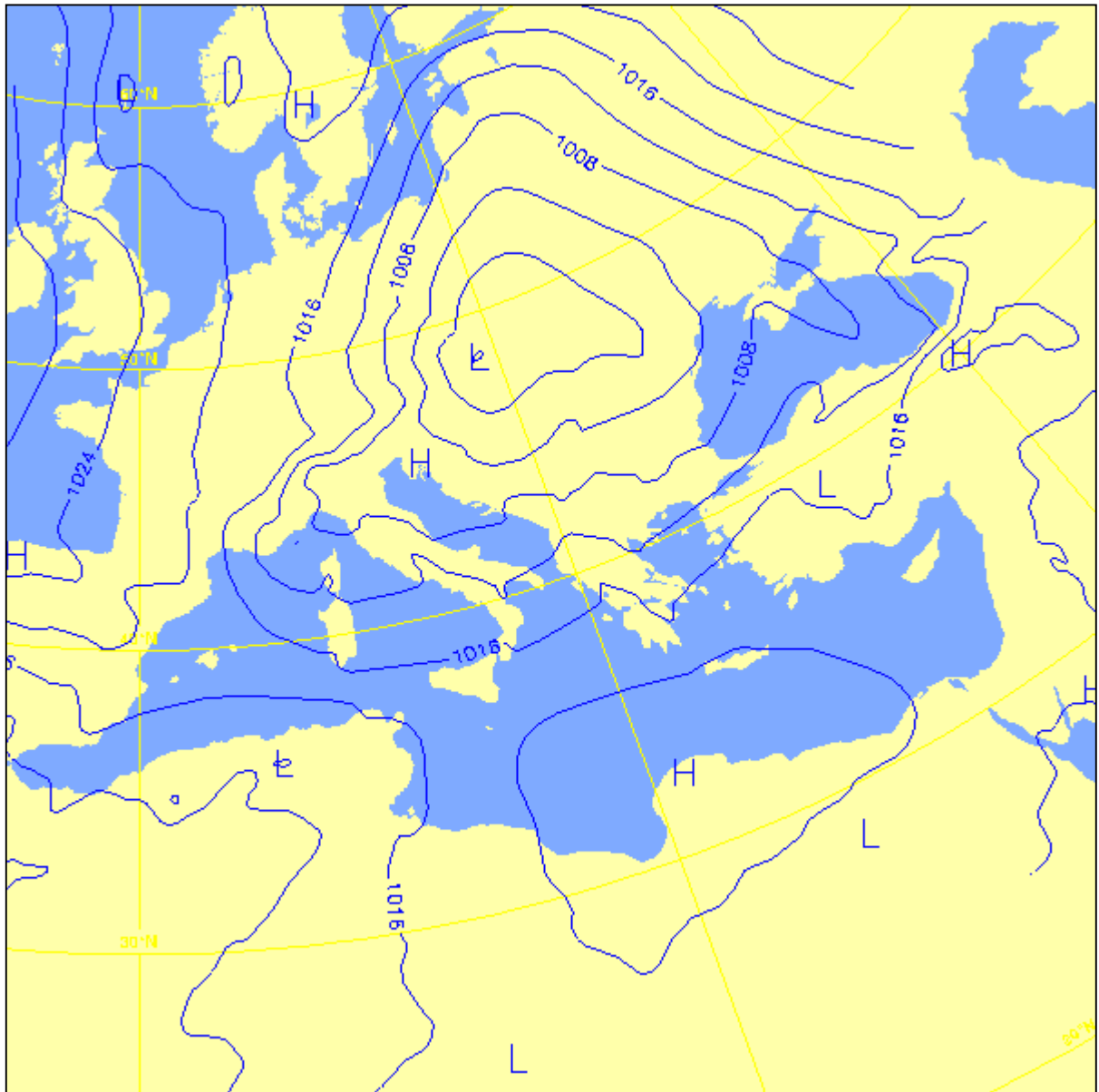
ΧΑΡΤΗΣ 850 mb



Σχήμα 5.8: Χάρτης 850 mb (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Ο παραπάνω χάρτης αναφέρεται στα 850 mb τα οποία αντιστοιχούν σε ένα υψόμετρο 1500 γεωδυναμικών μέτρων. Ο χάρτης των 850 mb, σε ότι αφορά την γραφική του απεικόνιση είναι παρόμοιος με τον αντίστοιχο των 500 mb. Από τον εν λόγω χάρτη γίνεται η εκτίμηση της θερμοκρασίας της επιφάνειας.

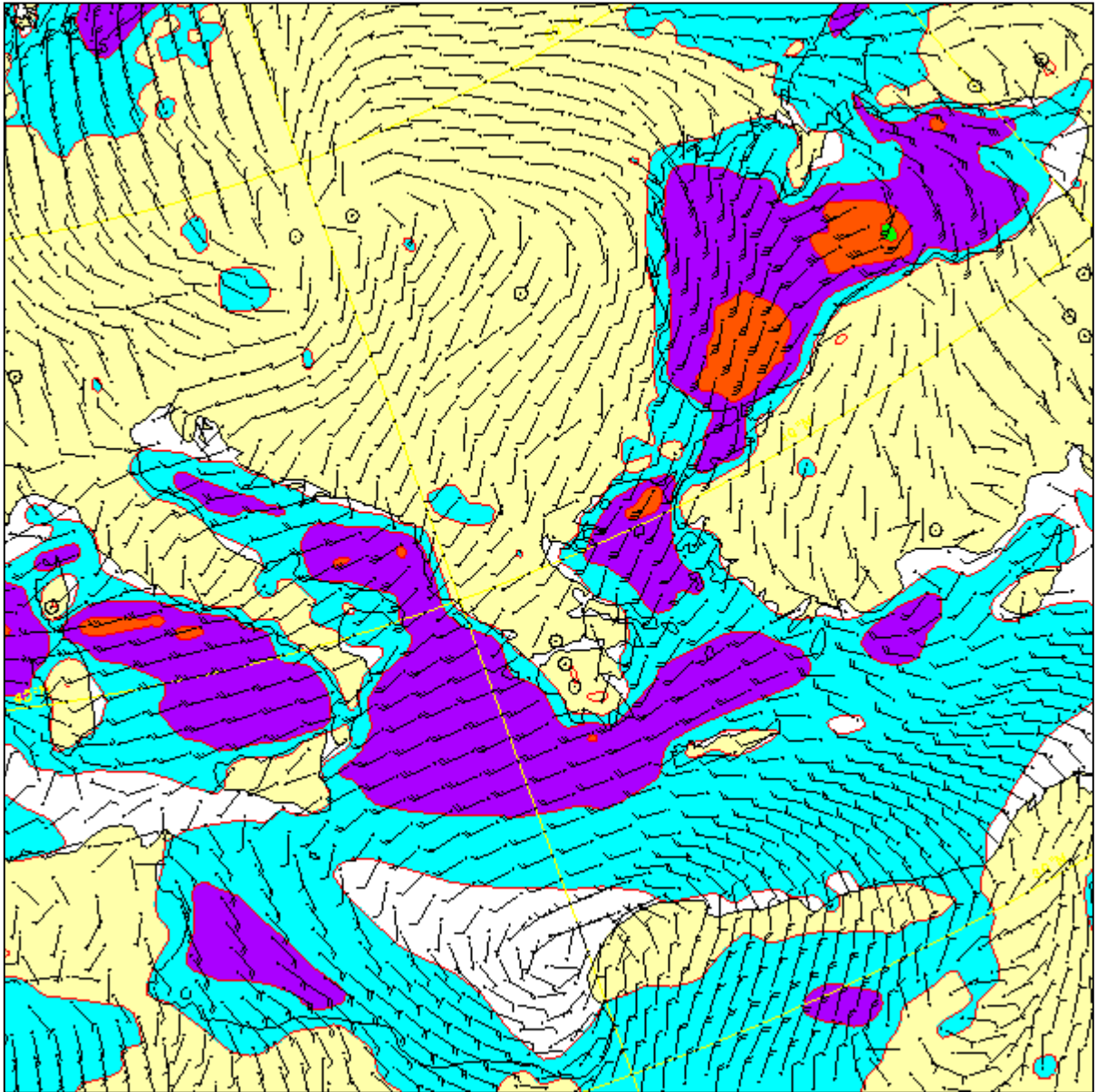
ΧΑΡΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ



Σχήμα 5.9: Χάρτης επιφανείας (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Ο παραπάνω χάρτης ονομάζεται χάρτης επιφανείας και περιγράφει τα βαρομετρικά συστήματα που επικρατούν, από τα οποία προκύπτουν τα διάφορα καιρικά φαινόμενα. Οι μπλε γραμμές ονομάζονται ισοβαρείς και είναι χαραγμένες ανά 4 mb.

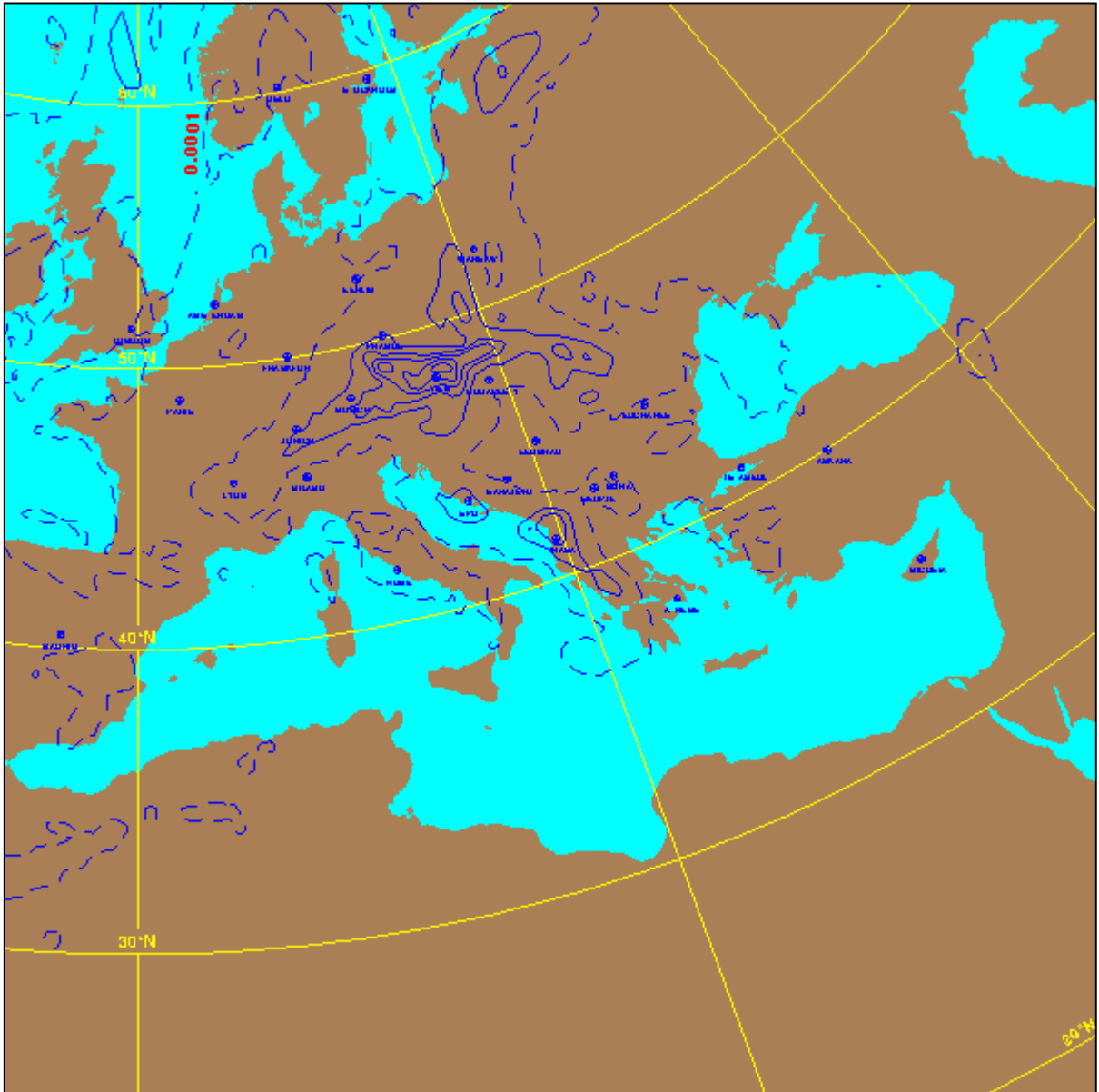
ΧΑΡΤΗΣ ΑΝΕΜΩΝ



Σχήμα 5.10: Χάρτης ανέμων (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Ο παραπάνω χάρτης ονομάζεται χάρτης ανέμων και αναφέρεται σε ύψος 10 μέτρων από την επιφάνεια. Η ταχύτητα του ανέμου περιγράφεται από τις παύλες που υπάρχουν και είναι υπολογισμένη σε knots. Η μεγάλη παύλα αντιστοιχεί σε ταχύτητα 10 knots ενώ αντίστοιχα η μικρή σε ταχύτητα 5 knots. Η διάφορες χρωματικές ζώνες αντιστοιχούν σε κατηγορίες ταχύτητας του ανέμου με βάση τα knots.

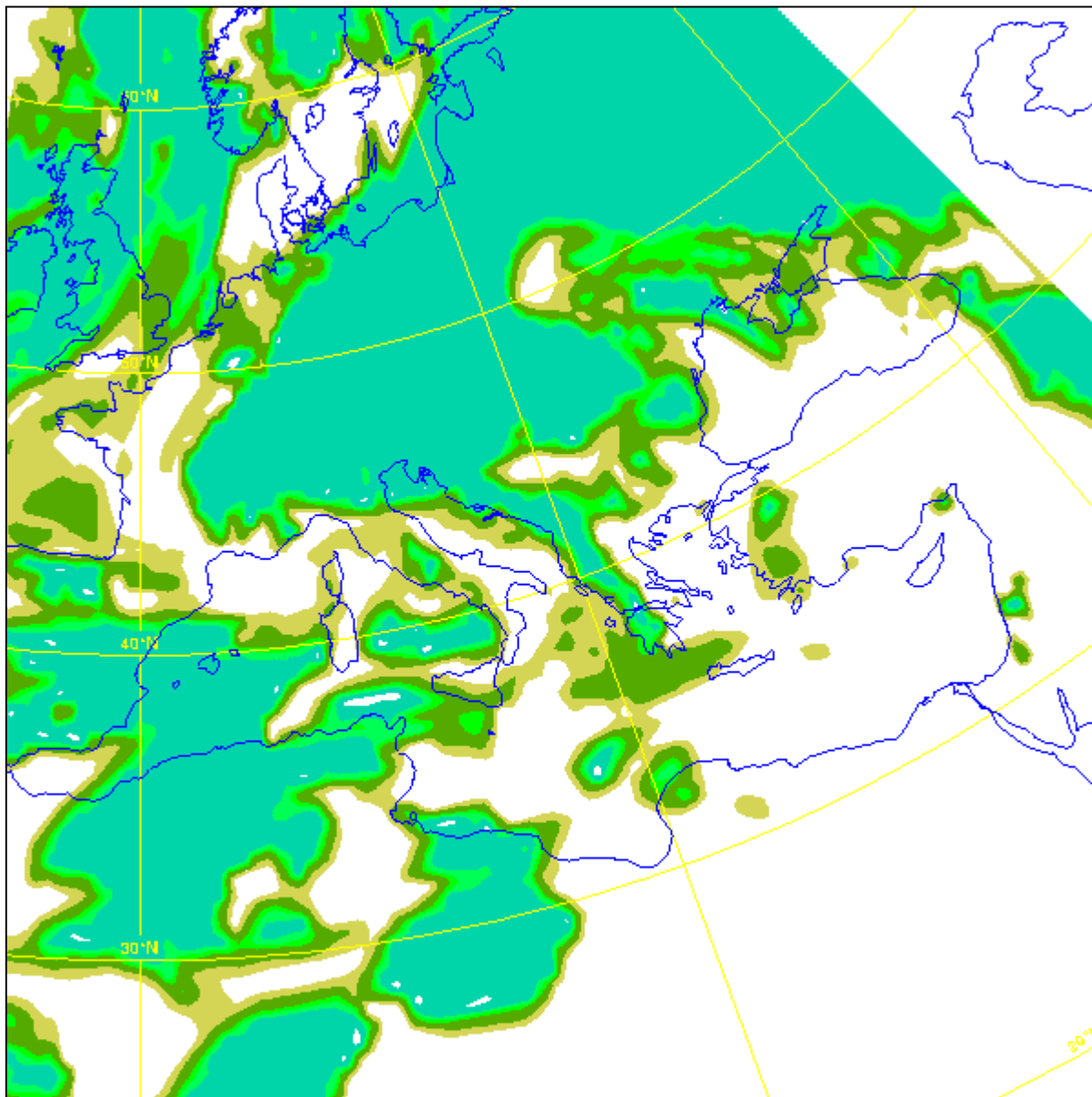
ΧΑΡΤΗΣ ΥΕΤΟΥ



Σχήμα 5.11: Χάρτης υετού (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Ο παραπάνω χάρτης απεικονίζει την βροχόπτωση σε ότι αφορά την γεωγραφική έκταση και ανάλογα με την πυκνότητα των γραμμών (ισούγρες) που την περικλείει υπολογίζεται το ύψος υετού (σε mm).

ΧΑΡΤΗΣ ΝΕΦΟΚΑΛΥΨΗΣ



Σχήμα 5.12: Χάρτης νεφοκάλυψης (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Ο παραπάνω χάρτης ονομάζεται χάρτης νεφοκάλυψης και απεικονίζει τις περιοχές όπου καλύπτονται από νέφη. Ανάλογα με το χρώμα αναπαρίστανται η ποσότητα των νεφών στον ουράνιο θόλο.

5.1.16 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΗΣ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΑΣ

Πιθανές ανωμαλίες στα 850 hPa

- Ψυχρή ανωμαλία της τάξης τουλάχιστον – 8K
- Ψυχρή ανωμαλία της τάξης τουλάχιστον – 4K
- Θερμή ανωμαλία της τάξης τουλάχιστον + 4K
- Θερμή ανωμαλία της τάξης τουλάχιστον + 8K

Πιθανές ανωμαλίες στα 850 hPa από την 6^η μέρα μέχρι και την 10^η, 6^η μέρα έως την 7^η και την 8^η έως την 10^η.

Μέση θερμοκρασία στις 12 UTC μεγαλύτερη από 2 K κάτω από το κλίμα.
Μέση θερμοκρασία στις 12 UTC μεγαλύτερη από 2 K πάνω από το κλίμα.

Πιθανότητες υετού πάνω από 24 ώρες

- Τουλάχιστον 1 mm
- Τουλάχιστον 5 mm
- Τουλάχιστον 10 mm
- Τουλάχιστον 20 mm

Πιθανότητες υετού από 6^η μέρα έως την 10^η, από 6^η μέρα έως την 7^η και 8^η έως την 10^η.

- Λιγότερο από 0.1 mm για όλη την περίοδο
- Μέσος ρυθμός υετού μικρότερος από 1 mm / ημέρα
- Μέσος ρυθμός υετού μεγαλύτερος από 3 mm / ημέρα
- Μέσος ρυθμός υετού μεγαλύτερος από 5 mm / ημέρα

Πιθανότητες ανέμου

- Τουλάχιστον 10 m/sec
- Τουλάχιστον 15 m/sec

5.1.17 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΣΤΟ GTS

Μια περιορισμένη ποσότητα των αναλύσεων και των προγνωστικών προϊόντων διαδίδεται δια μέσου του GTS.

ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΤΟΥ Ε.С.М.В.В. ΣΤΟ GTS

Βόρειο και Νότιο ημισφαίριο

- Πίεση MSL
- Θερμοκρασία στα 850 hPa
- Γεωδυναμικό στα 500 hPa

Ισχύς: Ανάλυση στις 12 UTC. Προγνώσεις για 24, 48, 72, 96, 120, 144 και 168 ώρες

Τροπικούς (35N – 35S)

- Άνεμοι στα 850 hPa
- Άνεμοι στα 200 hPa

Ισχύς: Ανάλυση στις 12 UTC. Προγνώσεις για 24, 48, 72, 96 και 120 ώρες.

Μορφή κώδικα

- FM47 – V GRID (5° x 5° ανάλυση)
- FM92 – Ext GRIB (2.5° x 2.5° ανάλυση)

ΥΠΗΡΕΣΙΕΣ WEB

- <http://www.ecmwf.int> (δίνει πρόσβαση σε όλα τα προϊόντα προς δημόσια χρήση)
- <http://wms.ecmwf.int> (δίνει πρόσβαση σε περιεκτικά προϊόντα όπου σε μερικά από αυτά υπάρχει άμεση πρόσβαση από τα Κράτη Μέλη του E.C.M.W.F.)

5.1.18 ΑΡΧΕΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

- Εισαγωγή
- Χρονική ανάλυση
- Οριζόντια και κάθετη ανάλυση
- Ορεογραφία
- Νησιά και χερσόνησοι
- Παρεμβολή

5.1.18.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η πρόγνωση του καιρού χρησιμοποιεί και παράγει τεράστιους όγκους δεδομένων τα οποία χρειάζονται να αποθηκευτούν για μεγάλες περιόδους. Το E.C.M.W.F. διατηρεί ένα αρχείο ατμοσφαιρικών δεδομένων επιπέδου III – A με την υποστήριξη ερευνών που σχετίζονται με το Ερευνητικό Πρόγραμμα Παγκόσμιου Κλίματος του W.M.O..

Περιλαμβάνει παρατηρήσεις, αναλύσεις, προγνώσεων και ερευνητικά πειράματα. Το E.C.M.W.F. έχει ένα όγκο αρχείου 150 Tbytes (150.000.000.000.000 χαρακτήρες). Αυτά τα στοιχεία παρέχουν μια λεπτομερή καταγραφή του καιρού για όλον τον κόσμο και προγνώσεις για μια περίοδο μεγαλύτερη των 25 ετών. Για να διαρρυθμιστούν αυτά τα στοιχεία, το E.C.M.W.F. καθιέρωσε ένα Σύστημα Χειρισμού Δεδομένων (Data Handling System). Με σκοπό να διαχειριστεί αυτό το τεράστιο αρχείο, το E.C.M.W.F. έχει αναπτύξει ένα λογισμικό με το όνομα The Meteorological Archive and Retrieval System (MARS). Τα δεδομένα αποθηκεύονται σε τυποποιημένες μορφοποιήσεις (format) σύμφωνα με τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (WMO) με το όνομα GRIB format για μετεωρολογικά πεδία και BUFR format για μετεωρολογικές παρατηρήσεις.

Όλοι οι εξουσιοδοτημένοι χρήστες μέσα στα Κράτη Μέλη μπορούν να έχουν πρόσβαση στα αρχειοθετημένα και ανακτημένα στοιχεία του E.C.M.W.F.. Αυτή η διαδικασία μπορεί να γίνει είτε μεταξύ των γραμμών E.C.M.W.F. – Κράτη Μέλη είτε διαμέσου του Διαδικτύου για ερευνητικούς και εκπαιδευτικούς σκοπούς από κράτη τα οποία δεν ανήκουν στα Κράτη Μέλη.

Οι τιμές αναλύσεων και προγνώσεων είναι διαθέσιμα για κάθε 6 ώρες, για παραμέτρους επιφάνειας κάθε 3 ώρες μέχρι διάρκεια πρόγνωσης 72 ωρών. Η ακριβής τιμή αυτών των παραμέτρων μπορεί να επηρεαστούν από τον τρόπο που έχουν επιλεγθεί, παρεμβαλλόμενα και παρόντα. Ακολουθεί μια μικρή περιγραφή αυτών των επιδράσεων παρακάτω.

5.1.18.2 ΧΡΟΝΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Το εύρος της ημερήσιας διακύμανσης της θερμοκρασίας στα 2 m μπορεί να εκτιμηθεί καλύτερα με την ανάκτηση των προγνωστικών τιμών μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας

από προγνωστικές ώρες οι οποίες δεν είναι απαραίτητο να συμπίπτουν χρονικά με τους χρόνους των τοπικών έντονων διακυμάνσεων.

Οι προγνώσεις υετού είναι τιμές χρονικά ολοκληρωμένες για τις τρεις τελευταίες ώρες ενώ μετά από 72 ώρες κάθε 6 ώρες. Καμία πληροφορία για φαινόμενα υετού σε συγκεκριμένες χρονικές τιμές σε UTC μπορεί επομένως να προκύψει. Το ίδιο ισχύει και για άλλες παραμέτρους όπως αυτή της εξάτμισης.

5.1.18.3 ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΚΑΙ ΚΑΘΕΤΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Τα προγνωστικά προϊόντα του E.C.M.W.F. μπορούν να ανακτηθούν για ένα ευρύ εύρος αναλύσεων, από ένα εκτεταμένο πλέγμα γεωγραφικού μήκους – γεωγραφικού πλάτους μέχρι ένα πραγματικό μειωμένο Gaussian πλέγμα με ανάλυση περίπου 60 km. Τα στοιχεία μπορούν να ανακτηθούν από επίπεδα του μοντέλου, πίεσης και ισηντροπίας. Οι τιμές του Gaussian πλέγματος δεν πρέπει να θεωρηθούν ότι αντιπροσωπεύουν την ακριβή περιοχή του διακριτού σημείου, αλλά ως μέση μέσα σε ένα δισδιάστατο ή τρισδιάστατο πλέγμα. Αυτό είναι σημαντικό για προγνώσεις υετού όπου η ποικιλία των παρατηρήσεων μέσα σε μια περιοχή του πλέγματος μπορεί να είναι μεγάλη. Για παραμέτρους κοντά στην επιφάνεια η διαφορά μεταξύ θαλάσσιων και χερσαίων σημείων μπορεί να είναι καθοριστική, για παράδειγμα στην θερμοκρασία στα 2 m, στον υετό ή στον άνεμο στα 10 m.

5.1.18.4 ΟΡΟΓΡΑΦΙΑ

Όπως είναι γνωστό οι τοπογραφικές διαμορφώσεις των κοιλάδων και των βουνών είναι “εξομαλυμένες” από την ορογραφία του μοντέλου. Εξαιτίας αυτής της διαφοράς η έξοδος του μοντέλου για την θερμοκρασία στα 2 m αντιπροσωπεύει ένα υψόμετρο τελείως διαφορετικό από το πραγματικό. Ένα πιο αντιπροσωπευτικό ύψος μπορεί να βρεθεί σε ένα από τα γειτονικά διακριτά σημεία. Η οποιαδήποτε διακριτικότητα που έχει παραμένει μπορεί να καλυφθεί με διόρθωση χρησιμοποιώντας τον ρυθμό πτώσης της Τυπικής Ατμόσφαιρας ή με στατιστική προσαρμογή.

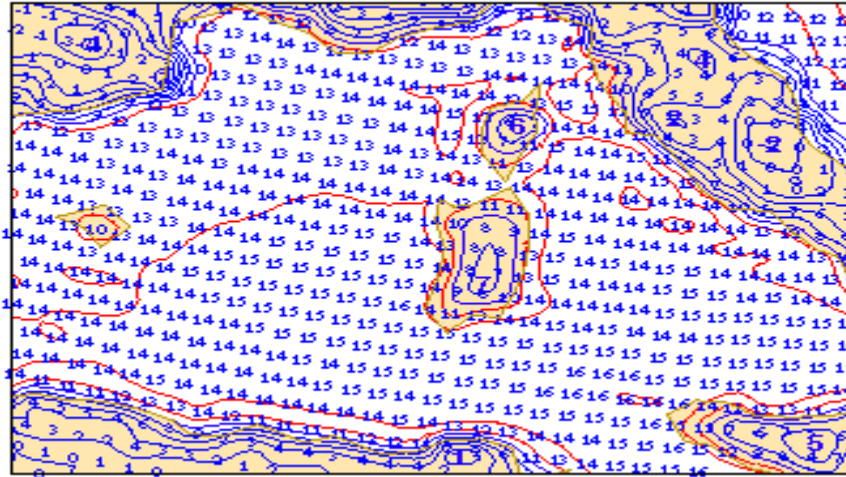
5.1.18.5 ΝΗΣΙΑ ΚΑΙ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟΙ

Μερικά μικρά νησιά και μικροί χερσόνησοι δεν αναπαρίστανται στο μοντέλο ως χερσαία σημεία. Επίσης στατιστικές παρεμβολές μπορεί να αποδειχθούν χρήσιμες.

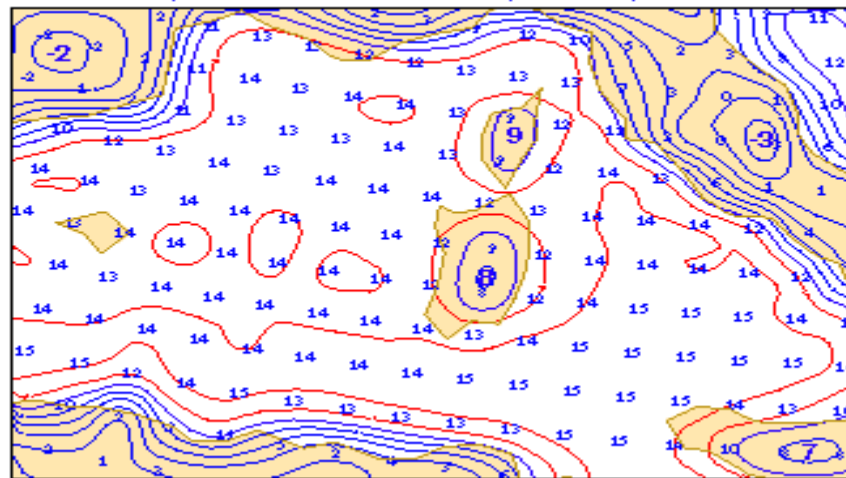
5.1.18.6 ΠΑΡΕΜΒΟΛΗ

Οι επαναλαμβανόμενες παρεμβολές, οριζόντιες ή κάθετες, θα εξομαλύνουν τα πεδία και θα απορρίψουν τις υπερβολικές τιμές. Τα γραφικά συστήματα μπορούν επίσης να εισάγουν μια μικρή εξομάλυνση. Το γεγονός αυτό σε μερικές εφαρμογές, όπως τα πεδία ανώτερης ατμόσφαιρας, μπορεί να έχει θετική επίδραση στην ποιότητα της πρόγνωσης, αλλά για τα πεδία της επιφάνειας μπορούν να προκύψουν μη – πραγματικές τιμές. Εξαιτίας της έλλειψης αποθηκευτικού χώρου ή περιορισμού στις τηλεπικοινωνίες, οι συμβιβασμοί πρέπει να γίνουν με ανάκτηση από άλλα πεδία. Προτείνεται ότι τα πεδία ανώτερης ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα από το EPS να ανακτούνται με μεγάλη ανάλυση, για παράδειγμα 5 x 5 deg, για να επιτραπούν οι μικρές αναλύσεις των καιρικών παραμέτρων κοντά στην επιφάνεια.

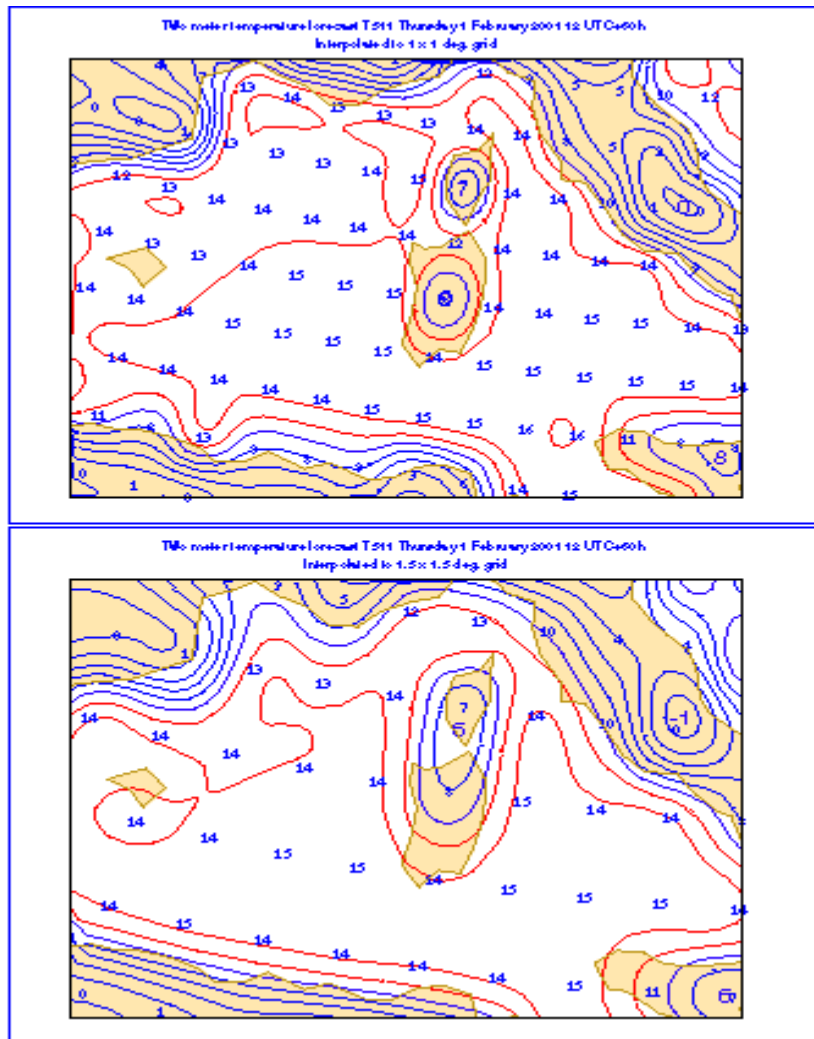
Two meter temperature forecast T511 Thursday 1 February 2001 12 UTC+60h



Two meter temperature forecast T255 Thursday 1 February 2001 12 UTC+60h



Σχήμα 5.13: Του α) T511 και β) T255 Gaussian πλέγμα δεδομένων. Υπάρχουν εννιά διακριτά σημεία πάνω από την Κορσική στο T511 και μόνο δύο στο T255. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)



Σχήμα 5.14: Η επίδραση της παρεμβολής σε α) 1.5 deg και β) 2.5 deg σε πλέγματα γεωγραφικού μήκους – γεωγραφικού πλάτους. Να σημειωθεί ότι σε αντίθεση με το προηγούμενο σχήμα το πλέγμα κάνει τις τιμές από την Σαρδηνία να “ξεχειλίσουν” μέσα στην Κορσική εξαιτίας της παρεμβολής. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

5.1.19 Η ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΤΟΥ E.C.M.W.F.

- Οι τυπικές επαληθεύσεις των ντετερμινιστικών προγνώσεων
- Μετρήσεις επαλήθευσης
- Επαλήθευση των πιθανών προγνώσεων

Μια μεγάλη σε εύρος στατιστική μεθοδολογία επαλήθευσης εφαρμόζεται στο E.C.M.W.F., προκειμένου να παρακολουθείται και να ελέγχεται η ισχύς του μοντέλου. Μερικές μέθοδοι είναι μαθηματικές και υπολογίζουν την ακρίβεια των προγνώσεων ή τον συσχετισμό τους. Άλλες υπολογίζουν την ικανότητά τους με την χρησιμοποίηση προγνώσεων αναφοράς και άλλες επικεντρώνονται σε προσανατολισμούς χρησιμότητας.

5.1.19.1 ΟΙ ΤΥΠΙΚΕΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΕΙΣ ΤΩΝ ΝΤΕΤΕΡΜΙΝΙΣΤΙΚΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ

- RMSE – Μια απλοποιημένη ανάλυση
- Κατανοώντας την επαλήθευση RMSE
- Παρεμβολή του RMSE
- Παρεμβολή του ACC
- Μετρήσεις της δυναμικής δραστηριότητας

Μερικοί τύποι των αποτελεσμάτων στατιστικών επαληθεύσεων του E.C.M.W.F. υπολογίζονται για ένα αριθμό περιοχών και παραμέτρων και αποθηκεύονται σε μια βάση δεδομένων αρχειοθέτησης. Τα περισσότερα από αυτά έχουν οριστεί σε συνδυασμό με άλλα κέντρα NWP και ανταλλάσσονται κανονικά ακολουθώντας τις συστάσεις του WMO. Τα πιο κοινά είναι τα Root Mean Square Error (RMSE), όπου συμβολίζεται με το γράμμα E, η διαφορά της μέσης τετραγωνικής ρίζας μεταξύ της πρόγνωσης και της ανάλυσης και δίνεται από τον τύπο:

$$E^2 = \overline{(f - a)^2}$$

και τον Συντελεστή Ανώμαλης Συσχέτισης (Anomaly Correlation Coefficient) (ACC) που δίνει την συσχέτιση μεταξύ της πρόγνωσης και των ανωμαλιών της ανάλυσης και δίνεται από τον τύπο

$$ACC = \frac{\overline{(f - c)(a - c)}}{A_f A_a}$$

Τα δύο αποτελέσματα εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από τη ροή. Όταν η ροή είναι ζωνική το RMSE παίρνει μικρές τιμές (αποδεκτό γεγονός), ενώ σε καταστάσεις έντονων ανωμαλιών θα πάρει μεγάλες τιμές (γεγονός μη – αποδεκτό). Στην περίπτωση όπου το αποτέλεσμα του ACC διαφέρει από την πραγματικότητα θα έχει αρνητική επίδραση σε ζωνικές καταστάσεις όπου οι θέσεις των αβαθών αυλώνων (trough) είναι εκτός φάσης (out of phase). Το RMSE παίρνει μεγαλύτερες τιμές κατά την διάρκεια του χειμώνα από ότι το καλοκαίρι και ο ACC δείχνει ένα μέρος των εποχιακών μεταβολών.

Η παρεμβολή αυτών των δύο αποτελεσμάτων δεν είναι ασήμαντη. Για μεσοπρόθεσμες προγνώσεις, σε αντίθεση με τις βραχυπρόθεσμες, δεν θεωρείται πάντα μια πρόγνωση σωστή όταν το RMSE είναι αρκετά χαμηλό και το ACC αρκετά υψηλό. Για να γίνει κατανοητό το παραπάνω γεγονός, θα αναλυθεί το RMSE σε όρους οι οποίοι υπολογίζουν διαφορετικές παραμέτρους οι οποίες όμως καθορίζουν την τιμή του RMSE.

5.1.19.1.1 RMSE – ΜΙΑ ΑΠΛΟΠΟΙΗΜΕΝΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Αν f και a είναι οι προγνώσεις και οι επαληθευμένες αναλύσεις αντίστοιχα και c είναι η κλιματολογική τιμή της ημέρας επαλήθευσης, τότε υποθέτοντας ότι δεν υπάρχει πόλωση στις προγνώσεις, το τετράγωνο του RMSE μπορεί να γραφτεί:

$$E^2 = \overline{(f - a)^2} = \overline{(f + c - c - a)^2} = \overline{(f - c)^2 + (a - c)^2 - 2(f - c)(a - c)}$$

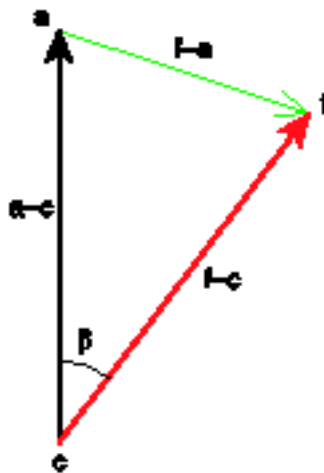
όπου υπολογίζονται οι μέσες τιμές στον χρόνο.

Η παραπάνω σχέση μπορεί να γραφτεί ως

$$E^2 = A_f^2 + A_a^2 - 2 \text{cov}((f - c)(a - c))$$

Ο πρώτος όρος A_f^2 αντιπροσωπεύει το εύρος της πρόγνωσης ως προς το κλίμα. Εξαρτάται από τον ρεαλισμό του ατμοσφαιρικού μοντέλου. Ο δεύτερος όρος A_a^2 είναι το εύρος της ανάλυσης ως προς το κλίμα. Καθορίζεται από τον χαρακτήρα της ατμοσφαιρικής ροής κατά την διάρκεια της περιόδου.

Η ίδια ανάλυση μπορεί να παρουσιαστεί σε γραμμική μορφή φάσης – διαστήματος χρησιμοποιώντας αλγεβρικά διανύσματα όπου η παρατηρούμενη ανωμαλία $a - c$ και η προγνωστική ανωμαλία $f - c$ αντιπροσωπεύεται ως διάνυσμα μήκους A_f και A_a με μια μεταξύ τους γωνία β . Μπορεί να αποδειχθεί ότι το $ACC = \cos(\beta)$ και η απόσταση $a - f$ είναι ανάλογα του RMSE (Persson, 1996).



Σχήμα 5.15: Μια σχηματική απεικόνιση της σχέσης μεταξύ του εύρους του RMSE και ACC και το επίπεδο ανωμαλίας ($a - c$ αντίστοιχα $f - c$). Τα διανύσματα $f - c$ και $a - c$ αντιπροσωπεύουν το μέσο επίπεδο της δυναμικής μεταβλητότητας. Η τιμή του E θα επηρεαστεί από το μήκος αυτών των διανυσμάτων. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

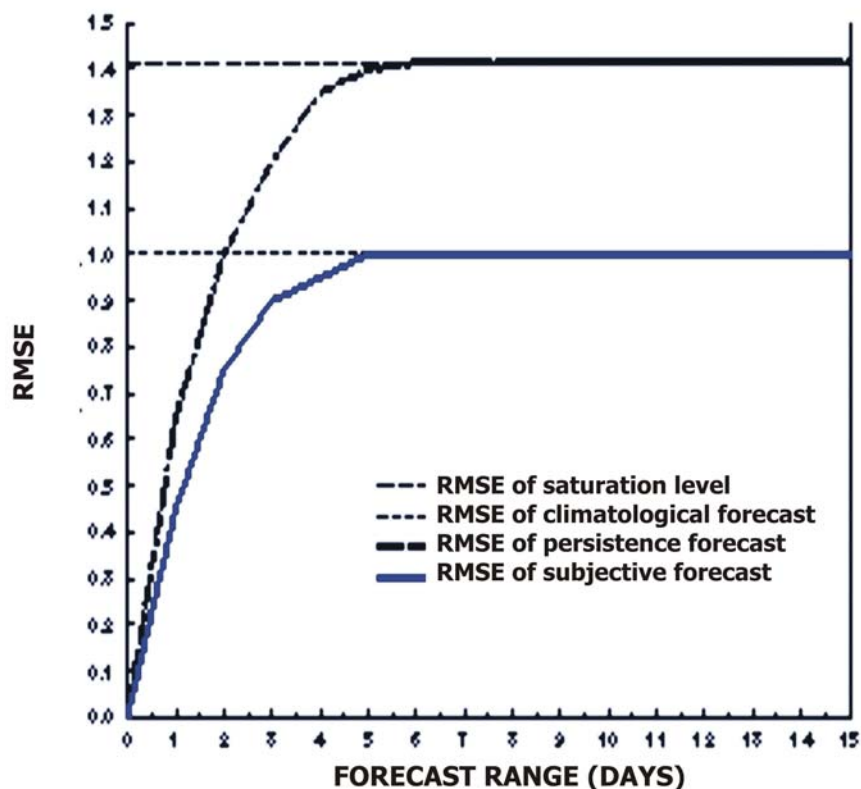
Για ένα ρεαλιστικό μοντέλο αυτοί οι δύο όροι πρέπει να είναι ίσοι (π.χ. οι μεταβολές του μοντέλου ως προς το κλίμα πρέπει να είναι ίδιες με τις αντίστοιχες της ατμόσφαιρας η τουλάχιστον της ανάλυσης). Εφόσον και οι δύο όροι A_f^2 και A_a^2 μεταβάλλονται έντονα με τη εποχές το RMSE τείνει να έχει μεγάλη μεταβολή από εποχή σε εποχή με μέγιστη τιμή τον χειμώνα και ελάχιστη το καλοκαίρι.

Ο τρίτος όρος αντιπροσωπεύει την εγκυρότητα των προγνώσεων. Υπολογίζει την συνδιακύμανση μεταξύ πρόγνωσης και παρατηρούμενων ανωμαλιών. Για διάρκεια προγνώσεων που δεν έχουν εγκυρότητα πρόβλεψης, αυτός ο όρος γίνεται μηδέν. Με $A_f = A_a$ μπορεί να προκύψει μια έκφραση για το ανώτερο όριο των μέσων τιμών του RMSE, η οποία ονομάζεται “επίπεδο κορεσμού σφάλματος” (error saturation level), όπου είναι το όριο που από εκεί και πέρα οποιαδήποτε τιμή πληροφορίας στην πρόγνωση είναι χαμένη. Το παραπάνω περιγράφεται σε ένα διανυσματικό διάγραμμα για την περίπτωση όπου $\beta = 90^\circ$

$$E_{saturation} = A_a \sqrt{2}$$

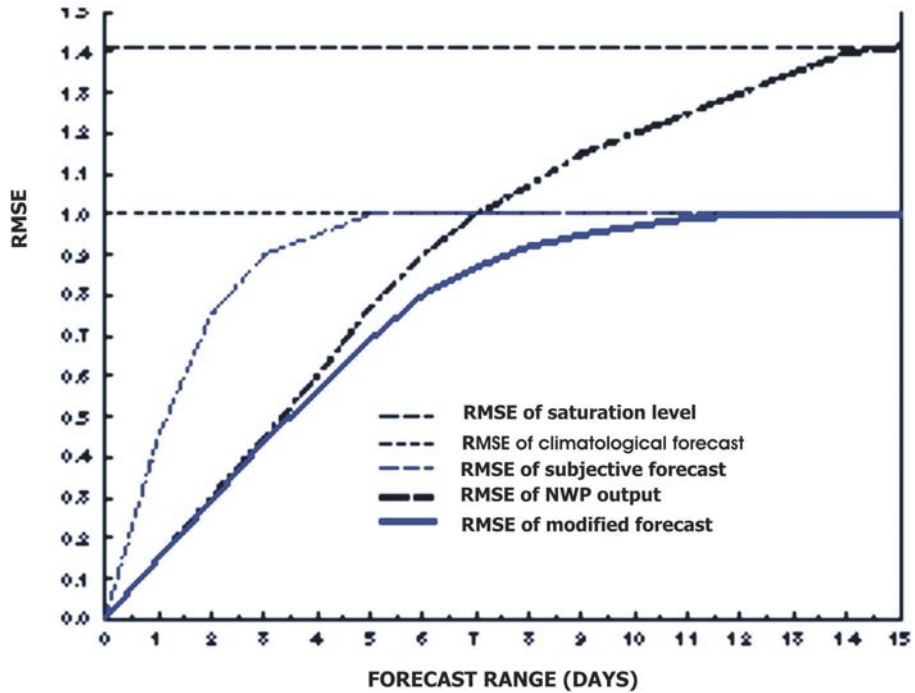
5.1.19.1.2 ΚΑΤΑΝΟΩΝΤΑΣ ΤΙΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΕΙΣ RMSE

Πριν από τις προγνώσεις της NWP οι προγνώσεις είχαν την τάση να είναι επίμονα ημιγραμμικές οι οποίες διατηρούσαν μια ρεαλιστική μεταβολή ως προς το κλίμα, με ένα αυξημένο εύρος προσεγγίζοντας μια κλιματολογική κατάσταση. Επομένως οι “επίμονες προγνώσεις”, οι οποίες πάντα θα εμφανίζουν ολόκληρη την μεταβολή της ατμόσφαιρας, θα προσεγγίζουν το υψηλότερο επίπεδο κορεσμού, ενώ οι NWP προγνώσεις τείνουν να προσεγγίσουν ένα επίπεδο σφάλματος πιο χαμηλά.



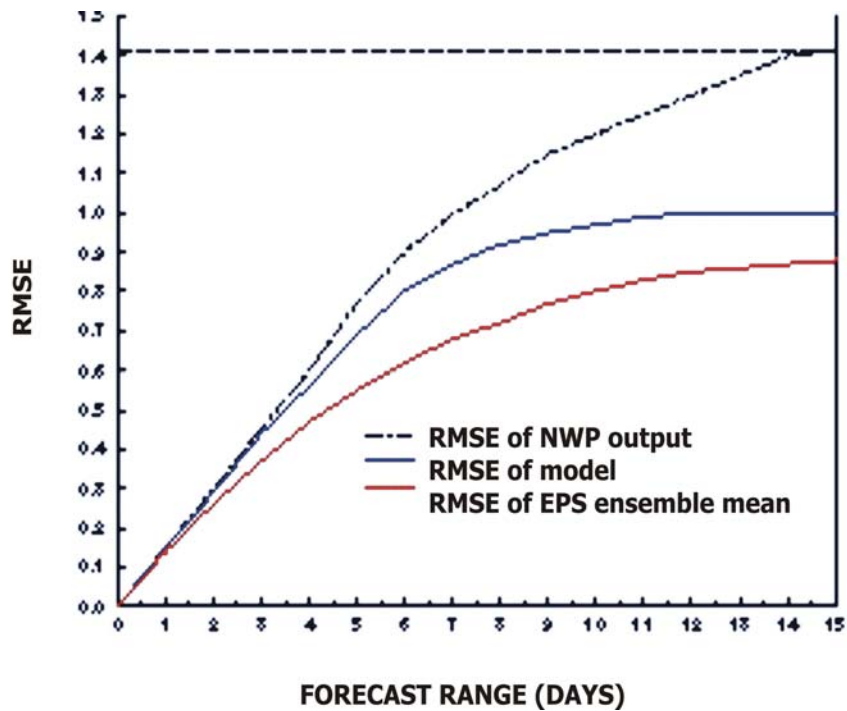
Σχήμα 5.16: Μια σχηματική απεικόνιση της ακρίβειας των προ – NWP προγνώσεων μετρημένη σε RMSE με την κλιματολογική μεταβολή να είναι κανονική. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Τα δύο είδη προγνώσεων προσεγγίζουν το επίπεδο κορεσμού σφάλματος. Ένας προγνώστης, ο οποίος ακολουθεί τις NWP, θα είναι λιγότερο ακριβής από ότι με τις προ – NWP προγνώσεις και περισσότερο πιο ανακριβής με την κλιματολογική πρόγνωση, όταν ισχύει $RMSE = A_a$ η πρόγνωση έχει την ίδια ακρίβεια όπως μια κλιματολογική κατάσταση (και ισχύει $ACC = 50\%$).



Σχήμα 5.17: Σχηματική απεικόνιση των NWP βασισμένο σε προγνώσεις όπου η μεταβολή ως προς το κλίμα είναι κανονική. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Η πρόγνωση καιρού βασίζεται στις τελευταίες παρατηρήσεις (κοντά χρονικά) και στην προσέγγιση της κλιματολογίας για μεγάλες χρονικές περιόδους.



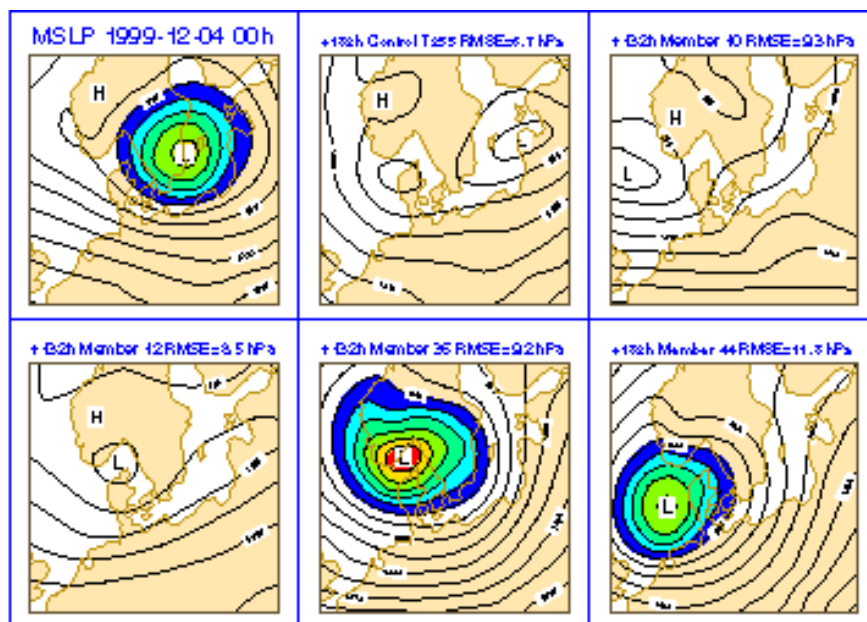
Σχήμα 5.18: Μια σχηματική απεικόνιση της ακρίβειας της πρόγνωσης καιρού χρησιμοποιώντας την ensemble. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Ενώ ο προγνώστης μπορεί να χρησιμοποιήσει μόνο την εμπειρία του σε ότι αφορά για το ποια μπορεί να είναι η εξέλιξη καιρού η ensemble είναι ικανή να καθορίσει ποια συγκεκριμένα ατμοσφαιρικά χαρακτηριστικά είναι προβλέψιμα σε διαφορετικές περιοχές. Το EPS έχει επίσης την ικανότητα να εκτιμήσει και να προτείνει ποια χαρακτηριστικά έχουν την πιθανότητα να συμβούν κάτι που με στατιστικούς και εμπειρικούς τρόπους δεν μπορεί να συμβεί.

5.1.19.1.3 ΠΑΡΕΜΒΟΛΗ ΤΟΥ RMSE

Από το γενικό επίπεδο του RMSE εξαρτάται επίσης το εύρος της ατμοσφαιρικής μεταβλητότητας, οι αλλαγές στο RMSE από εποχή σε εποχή ή χρόνο σε χρόνο δεν είναι απαραίτητο να οφείλονται στις αλλαγές των χαρακτηριστικών του μοντέλου αλλά στην φύση της ατμοσφαιρικής ροής.

Το ίδιο γεγονός είναι πραγματικό για τις μεμονωμένες προγνώσεις. Μια φάση σφάλματος μισού μήκους κύματος ή περισσότερο θα έχει χειρότερα αποτελέσματα από την περίπτωση όπου το σύστημα δεν είχε προβλεφθεί καθόλου



Σχήμα 5.19: Στις 4 Δεκεμβρίου 1999 η Δανία “χτυπήθηκε” από έντονη κακοκαιρία (πάνω αριστερά). Ένα πειραματικό EPS “έτρεξε” με μικρότερη ανάλυση, T255. Αυτή είναι μια επιλογή από προγνώσεις +132h. Ο “Έλεγχος” είναι στο κέντρο πάνω ο οποίος ακολουθείται από τέσσερις περιπτώσεις. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

5.1.19.1.4 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ

Η σύγκριση επαληθεύσεων, μεταξύ διαφορετικών μοντέλων ή διαφορετικών εκδόσεων του ίδιου μοντέλου, είναι πιθανή όταν η γενική τους μεταβλητότητα βρίσκεται στο ίδιο επίπεδο. Είναι επομένως σημαντικό να γίνει σύγκριση των στατιστικών αποτελεσμάτων με την μεταβολή της πρόγνωσης και των πεδίων που έχουν αναλυθεί. Ότι παρουσιάζεται στατιστικά σωστό μπορεί να είναι συνοπτικά λάθος και το αντίστροφο.

Από τις έντονες κυκλογεννήσεις και εγκλωβισμούς γίνεται πιο δύσκολη η πρόγνωση με αυξανόμενο χρόνο. Οποιοδήποτε προγνωστικό σύστημα το οποίο βαθμιαία κατά την διάρκεια της πρόγνωσης μειώνει την συχνότητα ή το εύρος του θα εμφανίσει επομένως καλύτερα στατιστικά αποτελέσματα χρησιμοποιώντας συγκεκριμένα το RMSE.

Αποτελέσματα διαφορετικών μεταβολών χρησιμοποιούνται για να επιβεβαιωθεί ότι η δυναμική δραστηριότητα στις προγνώσεις του E.C.M.W.F. είναι ίδια με εκείνη που παρατηρείται σε ολόκληρη την περίοδο πρόγνωσης. Μια μέθοδο υπολογίζει την ημερήσια μεταβολή ενός πεδίου πάνω από μια συγκεκριμένη περιοχή, μια άλλη υπολογίζει την μηνιαία μεταβολή για κάθε διακριτό σημείο σε μια περιοχή και ακόμα μια η οποία υπολογίζει το RMS των αλλαγών στις προγνώσεις για 12 και 24 ώρες. Όλες αυτές οι μετρήσεις μεταβολών συγκρίνονται με τις αντίστοιχες μεταβολές από τα πεδία που έχουν αναλυθεί.

5.1.19.2 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΗΣ

Οι μετρήσεις επαλήθευσης, όπως το RMSE και το ACC, θα υπολογίσουν ομοίως για την περίπτωση όπου ένα φαινόμενο το οποίο έχει προβλεφθεί αλλά δεν έχει παρατηρηθεί και το αντίστροφο.

Για οποιαδήποτε “είσοδο” (όπως βροχή / ξηρασία) μια πρόγνωση μπορεί να απλοποιηθεί σε μια κατάσταση ναι / όχι (πρόγνωση σε κατηγορίες). Η παρατήρηση από μόνη της μπορεί να τοποθετηθεί σε μια από τις δύο κατηγορίες. Με το σύμβολο H ορίζεται “επιτυχία” (το φαινόμενο προβλέφθηκε και παρατηρήθηκε), με το σύμβολο F ορίζεται “αποτυχία” με το σύμβολο M ορίζεται ότι το φαινόμενο προβλέφθηκε αλλά δεν παρατηρήθηκε και με το σύμβολο Z ορίζεται ότι το φαινόμενο παρατηρήθηκε αλλά δεν προβλέφθηκε). Μια τέλεια πρόγνωση θεωρείται αυτή όπου το F και το M είναι μηδέν. Η αναλογία των περιπτώσεων που έχουν παρατηρηθεί και αυτών που δεν έχουν $(H + M)/(F + Z)$ καθορίζεται από ένα δείγμα επαλήθευσης (δείγμα κλίματος) και είναι ανεξάρτητο από την ποιότητα της πρόγνωσης.

Πρόγνωση / παρατήρηση	Παρατηρήθηκε	Δεν παρατηρήθηκε
Πρόγνωση	H	F
Μη -πρόγνωση	M	Z

Πίνακας 5.3: Πίνακας πρόγνωσης / επαλήθευσης. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

- Η αναλογία των τέλειων προγνώσεων είναι $PPF = (H + Z)/100$
- Hit Rate $HR = H/(H + M)$
- Το False Alarm Rate $FAR = F/(F + Z)$, η αναλογία των προγνώσεων ενός γεγονότος όταν δεν συμβαίνει. Το HR και το FAR μπορούν συνδυαστούν σε ένα διάγραμμα, the Relative Operating Characteristics (ROC) για να συγκριθούν οι ντετερμινιστικές και οι προμπαμπλιστικές προγνώσεις.
- Η πιθανότητα της ανίχνευσης $POD = H/(H + M)$ είναι η αναλογία των τέλειων θετικών προγνώσεων (yes – forecasts)
- The Frequency Bias Index $FBI = (H + F)/(H + M)$ υπολογίζει την σχετική συχνότητα της εμφάνισης στην πρόγνωση ως προς τις παρατηρήσεις οι οποίες δεν έχουν υπολογιστεί από το True Skill Score.
- The False Alarm Rate $FAR = F/(F + Z)$ είναι η αναλογία των θετικών προγνώσεων ενός γεγονότος όπου δεν συνέβηκε.

Μια πολύ απλή μέτρηση της επιτυχίας των κατηγοροποιημένων προγνώσεων είναι η διαφορά $POD - FAR$ η οποία είναι γνωστή ως Hansen – Kuiper ή True Skill Score.

5.1.19.3 ΕΠΑΛΗΘΕΥΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΠΙΘΑΝΟΤΗΤΩΝ

- Το αποτέλεσμα Brier
- Η αξιοπιστία, η ανάλυση και η αβεβαιότητα

Σε αντίθεση με τις ντετερμινιστικές προγνώσεις μια ανεξάρτητη πρόγνωση πιθανοτήτων δεν μπορεί να είναι ποτέ απόλυτα σωστή ή απόλυτα λάθος, εκτός από την περίπτωση 100% ή 0%. Εξαιτίας αυτής της κατάστασης η ensemble μπορεί να υπολογίσει μόνο για μεγάλα δείγματα προγνώσεων. Όμως όπως και το σύστημα ντετερμινιστικής πρόγνωσης δεν καθορίζεται μόνο από την προγνωστική του ακρίβεια αλλά επίσης και από την ικανότητα του να εκτιμήσει τις μεταβολές τις ατμόσφαιρας.

5.1.19.3.1 ΤΟ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ BRIER

Η πιο κοινή μέθοδος επαλήθευσης των προγνώσεων πιθανοτήτων, είναι το αποτέλεσμα Brier (BS) το οποίο είναι ίδιο με το RMSE και το οποίο υπολογίζει την διαφορά της προγνωστικής πιθανότητας ενός γεγονότος p και της παρατήρησης του o , το οποίο εκφράζεται με 0 ή 1 ανάλογα με το αν το γεγονός έχει παρατηρηθεί. Όπως και το RMSE έτσι και το Brier όσο πιο χαμηλή τιμή έχει τόσο το καλύτερο είναι και δίνεται από τον παρακάτω τύπο:

$$BS = \overline{(p - o)^2}$$

Το αποτέλεσμα ικανότητας Brier (BSS) ορίζεται ως το αποτέλεσμα της σχετικής πιθανότητας σε σύγκριση με το αποτέλεσμα πιθανότητας μιας πρόγνωσης και δίνεται από τον τύπο:

$$BSS = (BS_{ref} - BS) / BS_{ref}$$

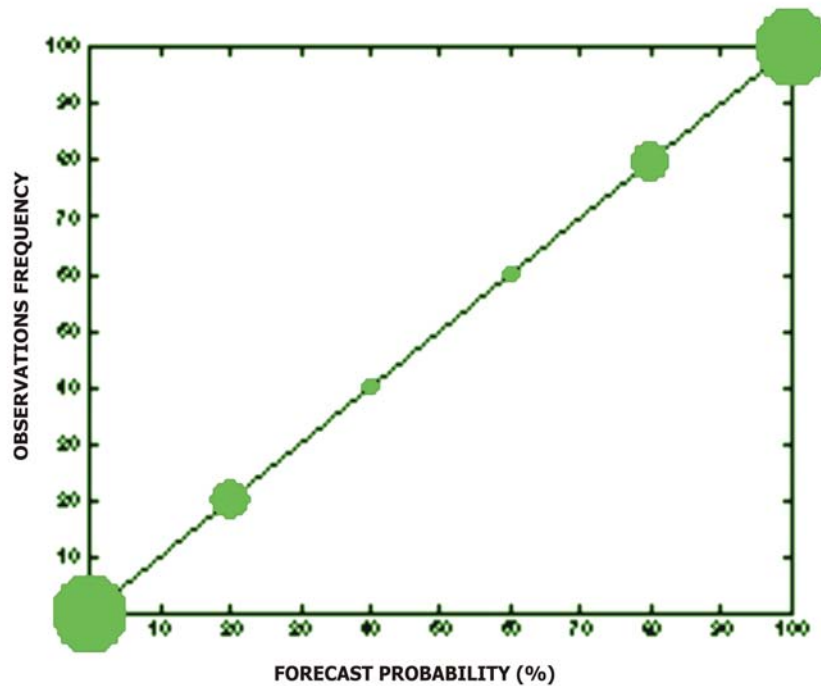
Το BS μπορεί να περιγραφεί με μια πιο αναλυτική μορφή όπως αυτή που φαίνεται παρακάτω:

$$BS = \overline{(p_k - c)^2} + \overline{(c_k - c)^2} + (1 - c)c$$

όπου ένα δείγμα N προγνώσεων έχει χωριστεί σε κατηγορίες ($k=1,2,3,\dots,T$). Η συχνότητα παρατήρησης για κάθε συχνότητα είναι c_k και c είναι η συχνότητα παρατήρησης για όλο το δείγμα. Ο πρώτος όρος εκφράζει τον βαθμό αξιοπιστίας, ο δεύτερος την ανάλυση και ο τρίτος την αβεβαιότητα των προγνώσεων.

5.1.19.3.2 ΑΞΙΟΠΙΣΤΙΑ, ΑΝΑΛΥΣΗ ΚΑΙ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ

Ο όρος αξιοπιστία εκφράζει την ικανότητα του συστήματος να προβλέψει με ακρίβεια τις πιθανότητες. Μετά από ένα μεγάλο αριθμό γεγονότων πρόβλεψης, για παράδειγμα 20% των προγνώσεων πιθανότητας, πρέπει να επαληθευθεί το 20% των προγνώσεων ακριβώς. Ο βαθμός αξιοπιστίας εμφανίζεται σε ένα διάγραμμα όπου στον άξονα x είναι η προγνωστική πιθανότητα p και στον άξονα y είναι η συχνότητα εμφάνισης σε αυτές τις περιπτώσεις.



Σχήμα 5.20: Ένα παράδειγμα πολύς καλής αξιοπιστίας και ανάλυσης. Οι περιοχές των κύκλων είναι ανάλογες με τον αριθμό προγνώσεων. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Στην ιδανική περίπτωση η κατανομή πρέπει να βρίσκεται πάνω στην ευθεία των 45°.

Η ανάλυση δείχνει την μέση τετραγωνική διαφορά μεταξύ της συχνότητας παρατήρησης για κάθε κατηγορία και την μέση συχνότητα παρατήρησης για όλο το δείγμα. Η αβεβαιότητα είναι η διακύμανση των παρατηρήσεων, δείχνοντας την εσωτερική δυσκολία της πρόγνωσης ενός γεγονότος κατά την διάρκεια της περιόδου. Είναι επίσης ένα αποτέλεσμα πιθανότητας ενός δείγματος κλιματολογικής πρόγνωσης. Το Probability Skill Score (PSS) μπορεί να εκφραστεί σε δύο όρους όπως φαίνεται παρακάτω.

$$PSS = (Reliability_{ref} - Reliability) / PS_{ref} - (Resolution_{ref} - Resolution) / PS_{ref}$$

5.2 ΣΚΙΡΩΝ

5.2.1 ΣΥΝΘΕΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Η έκδοση του μοντέλου που χρησιμοποιείται είναι η SKIRON 6.0.

ΧΩΡΟΣ ΠΛΑΙΣΙΟΥ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	24.15 W έως 51.75 E 12.90 N έως 53.40 N
ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΠΡΟΣΑΥΞΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	0.24 deg (~ 24 km)
ΑΡΙΘΜΟΣ ΔΙΑΚΡΙΤΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ ΣΤΟ ΕΠΙΠΕΔΟ Χ-Υ	107 x 157
ΧΡΟΝΙΚΟ ΒΗΜΑ	90 sec
ΑΡΙΘΜΟΣ ΚΑΘΕΤΩΝ ΕΠΙΠΕΔΩΝ	32
ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΑΡΧΙΚΩΝ ΚΑΙ ΟΡΙΑΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ	NCEP (National Center Environment Prediction)
ΑΠΑΙΤΗΣΕΙΣ ΜΝΗΜΗΣ	160 MB
ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΗΣ	PC – Linux / Pentium III – 800 Mhz
ΧΡΟΝΟΣ CPU	Περίπου 7 ώρες για 72 ώρες ολοκλήρωσης

Πίνακας 5.4: Χαρακτηριστικά του μοντέλου ΣΚΙΡΩΝ. (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

5.2.2 ΣΧΕΤΙΚΑ ΜΕ ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΣΚΙΡΩΝ

Το σύστημα ΣΚΙΡΩΝ, σχεδιάστηκε και αναπτύχθηκε με σκοπό να χρησιμοποιηθεί επιχειρησιακά στις μετεωρολογικές επιστήμες, στα ερευνητικά κέντρα ή σε ιδιωτικές εταιρίες. Είναι εύκολο να μεταφερθεί και να εγκατασταθεί σε οποιαδήποτε πλατφόρμα υπολογιστή.

Η βασική του συνιστώσα είναι το προγνωστικό μοντέλο περιορισμένης περιοχής ETA. Το ETA αρχικά αναπτύχθηκε στο Πανεπιστήμιο του Βελιγραδίου και στην Μετεωρολογική Υπηρεσία της Γιουγκοσλαβίας. Βασικό του πλεονέκτημα είναι ότι εφαρμόζεται σε περιοχές με έντονο μορφολογικό χαρακτήρα. Η περαιτέρω ανάπτυξη του έγινε στο Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικών Προγνώσεων (N.C.E.P. [National Center Environmental Predictions]) στην Ουάσινγκτον. Τα τελευταία τρία χρόνια, το μοντέλο εξελίχθηκε παραπάνω στο Πανεπιστήμιο Αθηνών στα πλαίσια ενός προγράμματος τριών ετών που αφορά την ανάπτυξη ενός μοντέλου πρόγνωσης καιρού (πρόγραμμα ΣΚΙΡΩΝ).

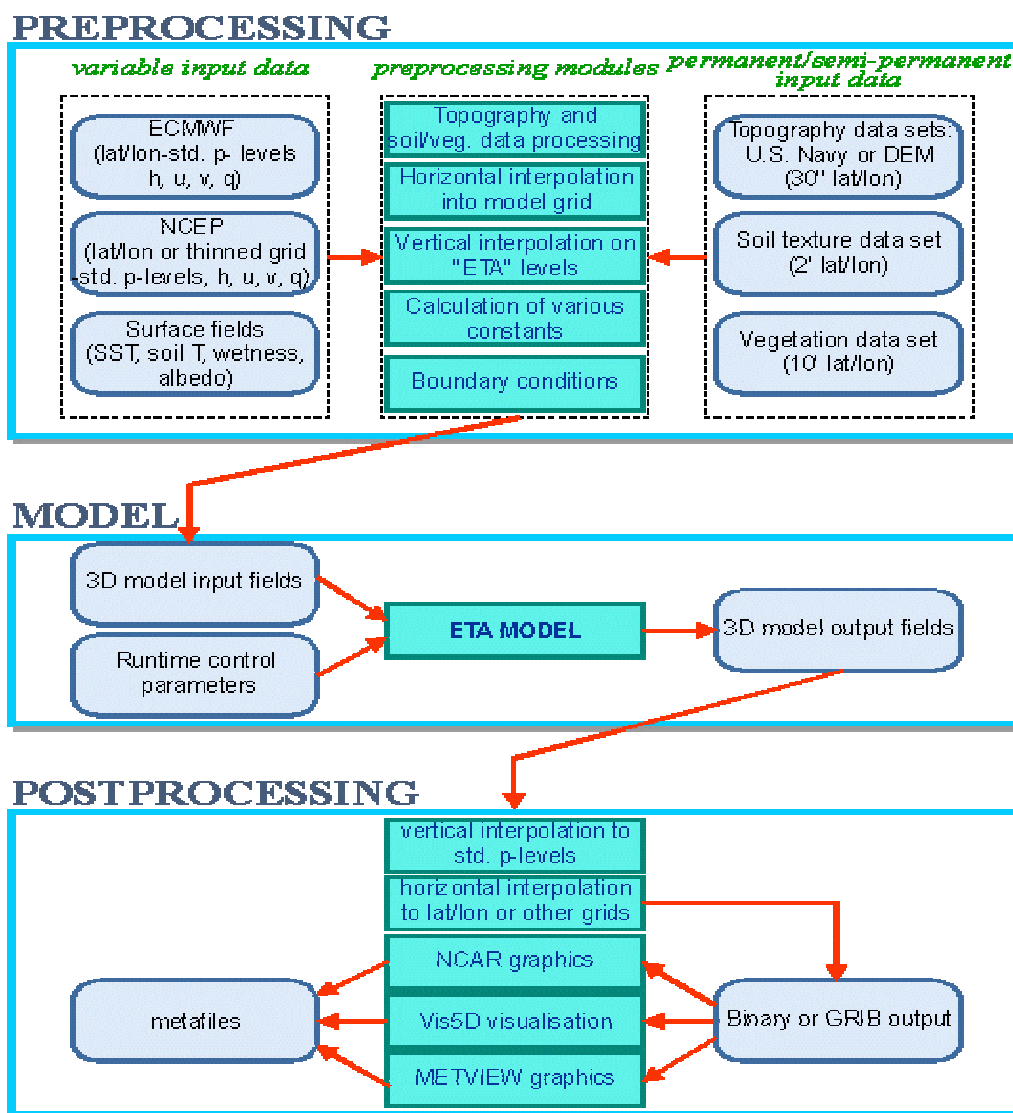
Το λογισμικό του συστήματος ΣΚΙΡΩΝ έχει σχεδιαστεί να λειτουργεί αυτόματα σε όλα τα συστήματα UNIX για οποιαδήποτε περιορισμένη γεωγραφική περιοχή. Ολόκληρο το σύστημα αποτελείται από τα εξής τμήματα:

- Συλλογή δεδομένων και σύστημα προ – επεξεργασίας
- Πυρήνας μοντέλο ETA
- Σύστημα γραφικής απεικόνισης και σύστημα διαδικασίας καταχώρησης

Το μοντέλο πάνω στο οποίο βασίστηκε ο ΣΚΙΡΩΝ είναι ένα περιοχικό μέσης κλίμακας ατμοσφαιρικό μοντέλο με ένα αριθμό ιδανικών λύσεων που εφαρμόζονται στα τμήματα παραμετροποίησης των δυναμικών και φυσικών διαδικασιών του. Οι περισσότερες από τις συνιστώσες του έχουν σχεδιαστεί με σκοπό να περιγραφούν όσο το δυνατό καλύτερα οι ατμοσφαιρικές διαδικασίες μικρότερης κλίμακας και συνεπώς τα έντονα καιρικά φαινόμενα όπως οι έντονες βροχοπτώσεις, οι καταιγίδες, οι κυκλοφορίες αέρα ανάμεσα στα βουνά και τα μέτωπα.

5.2.3 ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Μια σχηματική απεικόνιση του τρόπου λειτουργίας του μοντέλου παρουσιάζεται παρακάτω.

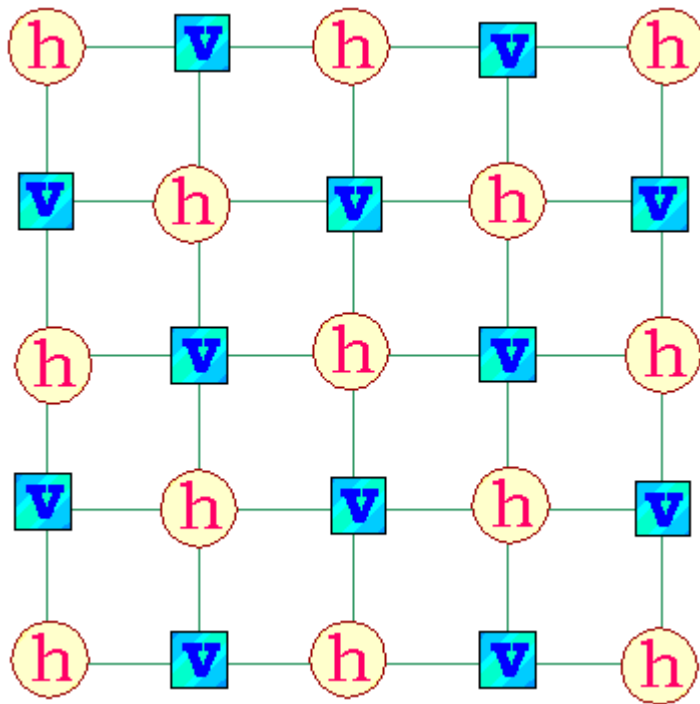


Σχήμα 5.21: Σχεδιάγραμμα λειτουργίας του ΣΚΙΡΩΝ (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

5.2.4 ΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Ο ΣΚΙΡΩΝ είναι μια έκδοση του μοντέλου ETA. Έχει "χτιστεί" στις βασικές εξισώσεις της κίνησης, της ενέργειας, της μάζας και της διατήρησης του νερού. Χρησιμοποιεί την υδροστατική προσέγγιση. Μπορεί να εφαρμοστεί με την πιο μικρή οριζόντια ανάλυση περίπου 5 – 10 km. Το μοντέλο ETA διατυπώνεται ως μοντέλο διακριτών σημείων.

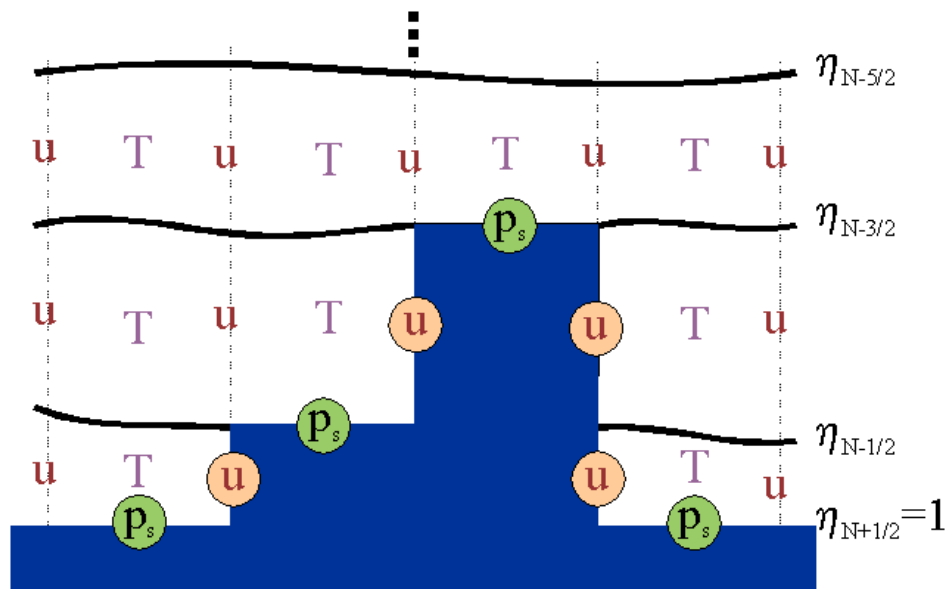
Στην οριζόντιο του μοντέλου ETA περιγράφεται από το πλέγμα semi – staggered, όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.16.



Σχήμα 5.22: Οριζόντιο πλέγμα του μοντέλου ETA. Ο οριζόντιος άνεμος αντιπροσωπεύεται από το V και οι θερμοδυναμικές μεταβλητές από τα σημεία h (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>).

Η μέθοδος με την οποία παριστάνονται κατάλληλα οι μεταβλητές του μοντέλου χρησιμοποιείται ένα πλέγμα E – grid το οποίο αναπτύχθηκε από τον Mesinger (1973, 1977), Janjic (1974, 1979) για περιπτώσεις ισχυρών φυσικών δυνάμεων (ροή ανέμου σε βουνά, μεταφορά, τυρβώδη ροή).

Οι όροι οριζόντιας μεταφοράς αντιπροσωπεύονται από το διάγραμμα της ενέργειας και της ενστροφίας στο οποίο γίνονται έλεγχοι της μεταφοράς ενέργειας προς μικρότερες ατμοσφαιρικές κλίμακες (Janjic, 1984). Το πρόβλημα της κατάλληλης προσομοίωσης των επιδράσεων των βουνών ήταν η κύρια αιτία για την ανάπτυξη του μοντέλου ETA. Η κατάλληλη αναπαράσταση των επιδράσεων του βουνού ήταν ο βασικός λόγος για την εισαγωγή του κάθετου συστήματος συντεταγμένων του ETA, μία μέθοδο ευρέως αποδεκτή στην σύγχρονη εποχή από την επιστημονική κοινότητα σε ότι αφορά τον τομέα της μοντελοποίησης (Mesinger 1984, 1988). Τα βουνά στο σύστημα ETA αναπαρίστανται κλιμακωτά σε σκοπό την όσο καλύτερη απεικόνιση τους, όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.17. Το μοντέλο έχει την δυνατότητα να “τρέξει” και με ένα σύστημα συντεταγμένων – σ (σ – coordinate system).



Σχήμα 5.23: Σχηματική αναπαράσταση της τοπογραφίας του μοντέλου (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>).

5.2.5 ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΕΙΣΟΔΟΥ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Το προγνωστικό σύστημα ΣΚΙΡΩΝ χρησιμοποιεί τα ακόλουθα δεδομένα εισόδου:

5.2.5.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΑΠΟ ΤΟ E.C.M.W.F.

- Διασπορά: Δια μέσου γραμμής E.C.M.W.F. – HNMS (EMY)
- Μορφή: GRIB
- Παράμετροι: γεωδυναμικό ύψος, συνιστώσες του οριζόντιου ανέμου, συγκεκριμένη υγρασία.
- Κάθετα επίπεδα: Συγκεκριμένα επίπεδα πίεσης (1000, 925, 850, 700, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)
- Οριζόντια ανάλυση: 0.5 x 0.5 deg σε φυσικά συστήματα συντεταγμένων.
- Χρονική ανάλυση: 3 ώρες

5.2.5.2 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΑΠΟ ΤΟ ΕΘΝΙΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ (NCEP)

- Διασπορά: από το ftp site του NCEP
- Μορφή: GRIB
- Παράμετροι: θερμοκρασία, συνιστώσες οριζόντιου ανέμου, σχετική υγρασία
- Κάθετα επίπεδα: Συγκεκριμένα επίπεδα πίεσης (1000, 925, 850, 700, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)
- Οριζόντια ανάλυση: “αραιό” πλέγμα (thinned grid) με 1.25 deg στον ισημερινό
- Χρονική ανάλυση: 6 ώρες

5.2.6 ΦΑΣΗ ΠΡΟ – ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ

5.2.6.1 ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΟΔΟΥ

Τα δεδομένα από το παγκόσμιο μοντέλο από το ftp site του N.C.E.P. (National Center Environmental Predictions) “κατεβαίνουν” μια φορά την ημέρα. Τα δεδομένα του γεωδυναμικού ύψους, των συνιστώσεων του οριζόντιου ανέμου και της συγκεκριμένης υγρασίας κωδικοποιούνται από την συμπιεσμένη δυαδική μορφή (GRIB) σε μορφή αριθμητικού υπολογισμού. Η μετατροπή αυτών των παραμέτρων μέσα στο πλέγμα του μοντέλου γίνεται με μια μέθοδο παρεμβολής στην οριζόντιο και κάθετο. Μόλις καθοριστούν στο πλέγμα του μοντέλου, οι μετεωρολογικές παράμετροι χρησιμοποιούνται για να καθοριστούν οι αρχικές και οι πλευρικές οριακές συνθήκες για την ολοκλήρωση του μοντέλου.

5.2.6.2 ΒΑΣΙΚΑ ΚΑΙ ΗΜΙ - ΒΑΣΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΕΙΣΟΔΟΥ

Πρωτογενή δεδομένα τοπογραφίας (Αμερικανικό Ναυτικό ή GEM) τα οποία χρησιμοποιούνται για να καθοριστούν τα τοπογραφικά ύψη για κάθε οριζόντιο “κουτί” του πλέγματος του μοντέλου. Με την ίδια διαδικασία καθορίζεται η “επαφή” θάλασσας / ξηράς. Για τον καθορισμό της εδαφικής κατανομής, δύο εξωτερικές πηγές δεδομένων χρησιμοποιούνται οι οποίες είναι οι εξής: μεγάλης ανάλυσης [Staub και Rosenzweig Zobler Near Surface Soil Texture Data (αναφέρεται ως ZOBLER)] και μικρής ανάλυσης Gridded FAO / UNESCO Soil Units (αναφέρεται ως FAO). Για την γεωγραφική κατανομή των ειδών βλάστησης τα δεδομένα προέρχονται από το Olson World Ecosystems (διαθέσιμα σε πλέγμα μικρής ανάλυσης) και το SSiB (όπως απαιτείται από το μοντέλο).

5.2.7 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΑΜΕΡΙΚΑΝΙΚΟ ΝΑΥΤΙΚΟ (US Navy)

- Μορφή: Δυαδικό πλέγμα
- Παράμετροι: υψόμετρο εδάφους, υδάτινη κάλυψη
- Οριζόντια ανάλυση: 10 x 10 arc min
- Περιοχή: παγκόσμια
- Μέγεθος δεδομένων: 16 Mb.

DIGITAL ELEVATION MODEL (DEM)

- Πηγή: EPA Global Ecosystems Database
- Μορφή: πλέγμα
- Παράμετροι: 7 κατηγορίες κάλυψης
- Οριζόντια ανάλυση: 1 x 1 deg
- Περιοχή: παγκόσμια

FAO / UNESCO Soil Units

- Πηγή: EPA Global Ecosystems Database
- Μορφή: πλέγμα
- Παράμετροι: 133 κατηγορίες εδαφών
- Οριζόντια ανάλυση: 2 x 2 arc min
- Περιοχή: παγκόσμια

5.2.8 ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΒΛΑΣΤΗΣΗΣ

Olson World Ecosystems

- Πηγή: EPA Global Ecosystems Database
- Μορφή: πλέγμα
- Παράμετροι: 59 κατηγορίες βλάστησης
- Οριζόντια ανάλυση: 10 x 10 arc min
- Περιοχή: παγκόσμια

ALBEDO

- Σύνθετα κλιματολογικά πεδία
- Εξαρτώμενα από τα είδη βλάστησης στο μοντέλο

ΔΙΕΠΑΦΗ ΧΙΟΝΙΟΥ / ΠΑΓΟΥ

- Προκαθορισμένο

5.2.9 ΦΑΣΗ ΜΕΤΑΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΕΞΟΔΟΥ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Τα ακόλουθα αρχειοθετούνται στα επίπεδα του μοντέλου. Από τις βασικές προγνωστικές παραμέτρους, ένας αριθμός άλλων παραμέτρων προκύπτουν όπως:

- Νεφοκάλυψη
- Θερμοκρασία στα 2 m
- Άνεμοι στα 10 m
- Ροές θερμότητας, ορμής και υγρασίας στην επιφάνεια

Στις διαδικασίες μεταεπεξεργασίας, τα στοιχεία επίσης παρεμβάλλονται μέσα σε συμβατικά τυποποιημένα επίπεδα πίεσης. Τα στοιχεία του μοντέλου όπως και τα αντίστοιχα από τα τυποποιημένα επίπεδα πίεσης χρησιμοποιούνται για την μετάφραση τους και την γραφική τους απεικόνιση.

5.2.10 ΓΡΑΦΙΚΗ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ

Για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων του μοντέλου χρησιμοποιούνται τα ακόλουθα 3 γραφικά λογισμικά πακέτα:

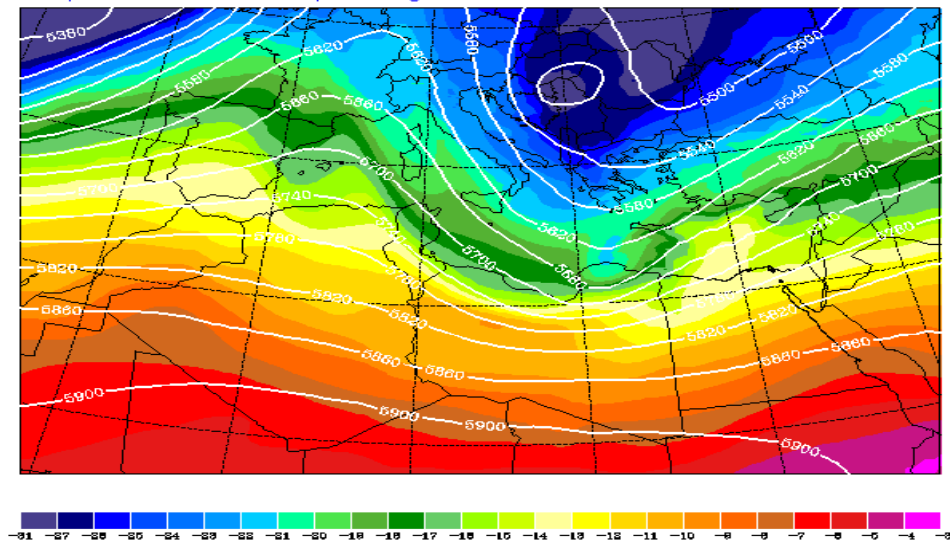
- NCAR graphics
- Vis 5D
- Metview

5.2.11 ΓΡΑΦΙΚΑ ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΤΟΥ ΣΚΙΡΩΝ

Η επεξεργασία των μαθηματικών τύπων και των παραμετροποιήσεων οδηγεί στην οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων με σκοπό να χρησιμοποιηθούν από τον μετεωρολόγο για την πρόγνωση καιρού. Μερικά από τα γραφικά προϊόντα του μοντέλου ΣΚΙΡΩΝ είναι τα εξής:

ΧΑΡΤΗΣ 500 mb

University of Athens (AM&WFG) SKIRON Forecast
Temperature and Geop. Height at 500 hPa 24.04.03 at 12 UTC

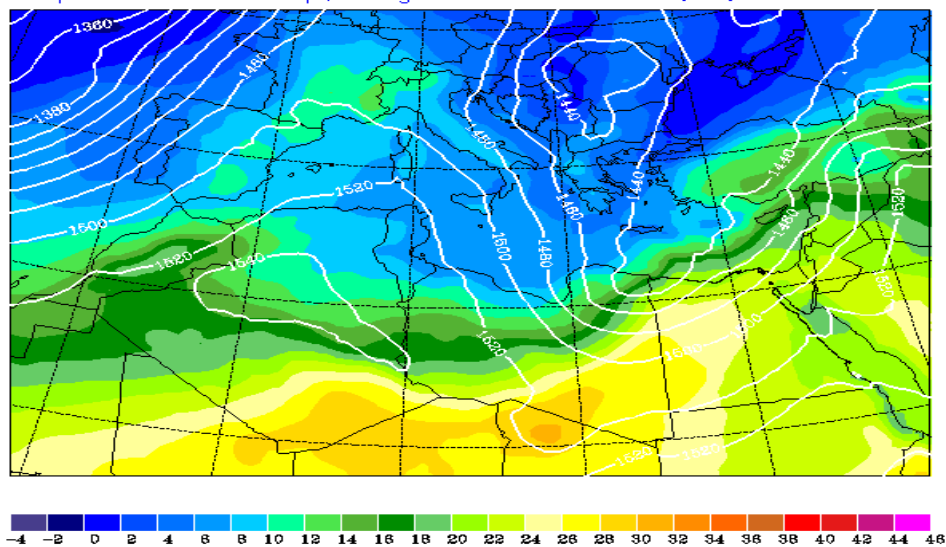


Σχήμα 5.24: Χάρτης 500 mb (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

Ο παραπάνω χάρτης απεικονίζει την κατάσταση της ατμόσφαιρας στο επίπεδο πίεσης των 500 hPa (περίπου 5500 μέτρα γεωδυναμικό ύψος), επομένως γίνεται αναφορά για ένα ισοβαρικό χάρτη στον οποίο οι άσπρες γραμμές ονομάζονται ισοϋψείς και αναγράφουν το ύψος σε γεωδυναμικά μέτρα. Οι χρωματικές ζώνες απεικονίζουν την θερμοκρασία σε αντιστοιχία με την χρωματική κλίμακα που υπάρχει από κάτω.

ΧΑΡΤΗΣ 850 mb

University of Athens (AM&WFG) SKIRON Forecast
Temperature and Geop. Height at 850 hPa 24.04.03 at 12 UTC

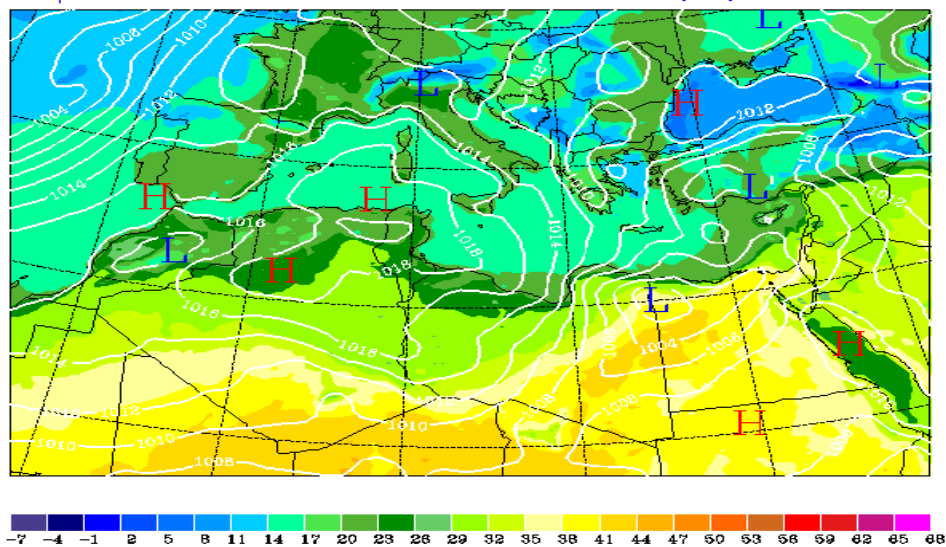


Σχήμα 5.25: Χάρτης 850 mb (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

Ο παραπάνω χάρτης είναι παρόμοιος με τον αντίστοιχο των 500 hPa μόνο που αναφέρεται στα 850 hPa (περίπου 1500 γεωδυναμικά μέτρα).

ΧΑΡΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ

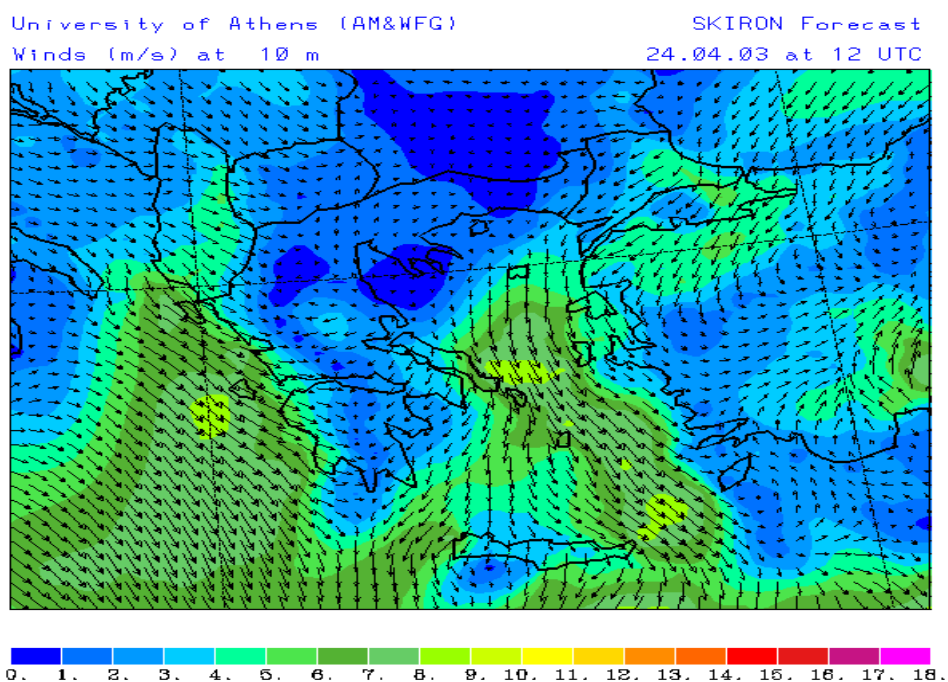
University of Athens (AM&WFG) SKIRON Forecast
Temperature at 2m and Sea Level Pressure 24.04.03 at 12 UTC



Σχήμα 5.26: Χάρτης επιφανείας (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

Ο παραπάνω χάρτης απεικονίζει την κατανομή των συστημάτων πίεσης στο επίπεδο της μέσης στάθμης της θάλασσας. Οι άσπρες γραμμές ονομάζονται ισοβαρείς και οι χρωματικές ζώνες απεικονίζουν την θερμοκρασία στα 2 μέτρα σε αντιστοιχία με την χρωματική κλίμακα που υπάρχει από κάτω.

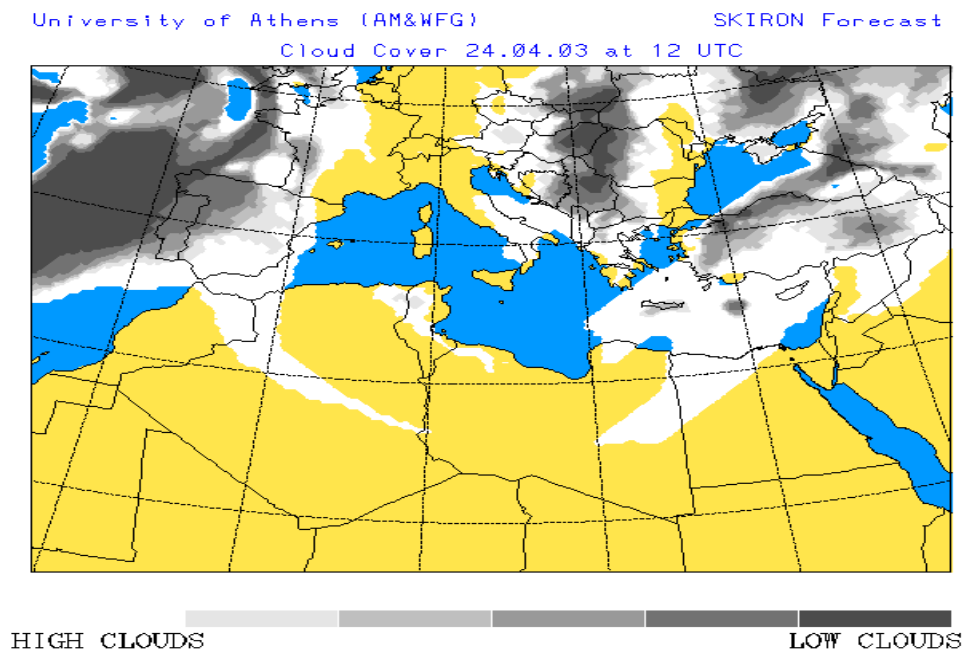
ΧΑΡΤΗΣ ΑΝΕΜΩΝ ΣΤΑ 10 ΜΕΤΡΑ



Σχήμα 5.27: Χάρτης ανέμων στα 10 μέτρα (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

Ο παραπάνω χάρτης απεικονίζει την ταχύτητα του ανέμου (σε m/sec) ανάλογα με το χρώμα που αντιστοιχεί με την χρωματική κλίμακα από κάτω και την διεύθυνση του ανέμου σύμφωνα με τα βέλη.

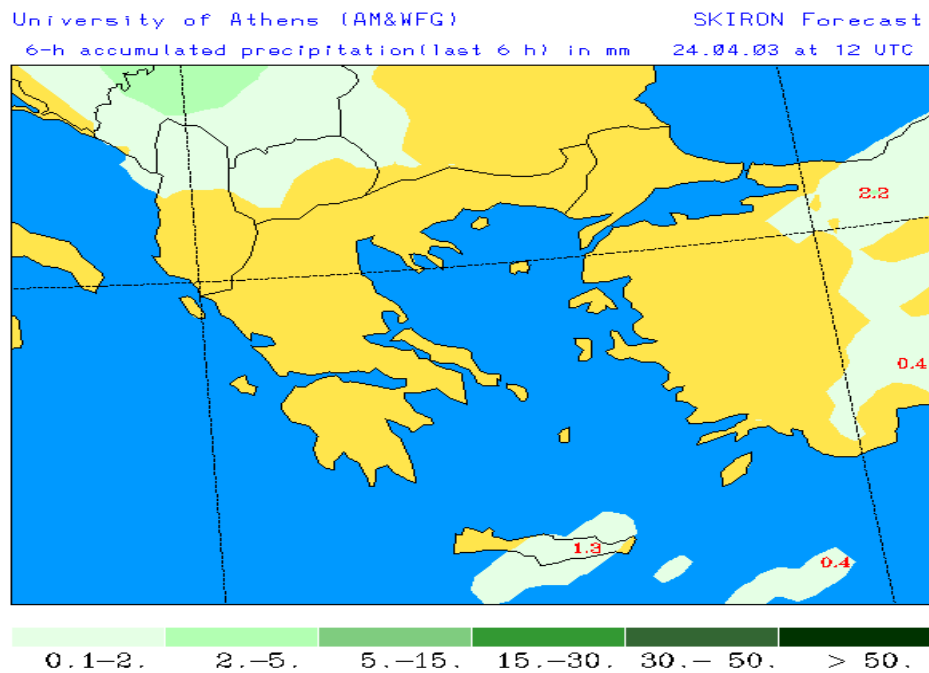
ΧΑΡΤΗΣ ΝΕΦΟΚΑΛΥΨΗΣ



Σχήμα 5.28: Χάρτης νεφοκάλυψης (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

Ο παραπάνω χάρτης απεικονίζει την νεφοκάλυψη σε όλη τη γεωγραφική έκταση. Ανάλογα με το χρώμα που αντιστοιχεί με την χρωματική κλίμακα υπολογίζονται ποιοτικά τα είδη των νεφών.

ΧΑΡΤΗΣ ΥΕΤΟΥ



Σχήμα 5.29: Χάρτης υετού (Πηγή: <http://forecast.uoa.gr>)

Ο παραπάνω χάρτης απεικονίζει την βροχόπτωση σε όλη τη γεωγραφική έκταση και ανάλογα με την αντιστοιχία του χρώματος με την χρωματική κλίμακα που υπάρχει από κάτω υπολογίζεται το ύψος υετού (σε mm).

5.3 ΠΟΣΕΙΔΩΝ

5.3.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

- Ατμοσφαιρικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού.
- Μοντέλο πρόγνωσης παράκτιων κυμάτων και μοντέλο πρόγνωσης επιφανειακής μεταφοράς των ρύπων.
- Μοντέλο υδροδυναμικής των ωκεανών.
- Μοντέλο πρόβλεψης κυμάτων κοντά στην ακτή.
- Προϊόντα του μοντέλου

5.3.2 ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ

Το σύστημα πρόγνωσης καιρού του ΠΟΣΕΙΔΩΝ έχει σχεδιαστεί και αναπτυχθεί με σκοπό να χρησιμοποιηθεί επιχειρησιακά σε μετεωρολογικές επιστήμες, σε ερευνητικά κέντρα ή ιδιωτικές εταιρίες. Έχει την ικανότητα να μεταφερθεί εύκολα και να εγκατασταθεί σε οποιαδήποτε πλατφόρμα υπολογιστή.

Η βασική του συνιστώσα είναι το περιοχικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού ETA.

Το ΠΟΣΕΙΔΩΝ έχει σχεδιαστεί να λειτουργεί αυτόματα σε όλους τους υπολογιστές που λειτουργούν με λογισμικό UNIX για οποιαδήποτε περιορισμένη γεωγραφική περιοχή.

Ολόκληρο το σύστημα αποτελείται από τα εξής τρία τμήματα:

- Σύστημα συλλογής δεδομένων και σύστημα προ – επεξεργασίας
- Πυρήνας το μοντέλο ETA
- Σύστημα οπτικοποίησης και μεταεπεξεργασίας

Το μοντέλο πυρήνας είναι ένα περιοχικό ατμοσφαιρικό μοντέλο μέσης κλίμακας με ένα αριθμό ιδανικών λύσεων που εφαρμόζεται στα δυναμικά και φυσικά του τμήματα παραμετροποίησης. Οι περισσότερες από τις συνιστώσες του έχουν σχεδιαστεί με σκοπό να απεικονίσουν όσο το δυνατόν καλύτερα τις πιθανές ατμοσφαιρικές διαδικασίες μικρότερων κλιμάκων οι οποίες σχετίζονται με έντονα καιρικά φαινόμενα όπως η έντονη βροχόπτωση και οι καταιγίδες.

Για αυτό τον λόγο το ΠΟΣΕΙΔΩΝ, τρέχει δύο φορές την ημέρα για δύο διαφορετικά χαρακτηριστικά του μοντέλου. Η πρώτη προσομοίωση γίνεται με μια μεγάλη ανάλυση για ολόκληρη την Μεσόγειο και η δεύτερη γίνεται με μια πιο μικρή ανάλυση για την Α. Μεσόγειο.

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά του μοντέλου για τις δύο προσομοιώσεις που αναφέρθηκαν παραπάνω.

Χώρος πλαισίου: 24.2 W μέχρι 51.8 E 12.9 N μέχρι 53.4 N	Χώρος πλαισίου: 2.6 E μέχρι 38.4 E 27.4 N μέχρι 49.5 N
Οριζόντιες αυξήσεις πλέγματος: 0.24 deg (~23km)	Οριζόντιες αυξήσεις πλέγματος: 0.10 deg (~10km)
Αριθμός διακριτών σημείων του ETA στο επίπεδο x – y: 107 x 157	Αριθμός διακριτών σημείων του ETA στο επίπεδο x – y: 121 x 213
Χρονικό βήμα: 90 sec	Χρονικό βήμα: 36 sec
Αριθμός κάθετων επιπέδων: 32	Αριθμός κάθετων επιπέδων: 32
Προέλευση αρχικών συνθηκών: NCEP σε 10 επίπεδα πίεσης	Προέλευση αρχικών συνθηκών: η έξοδος ενός μοντέλου με μεγάλη ανάλυση σε 22 επίπεδα πίεσης
Απαιτήσεις μνήμης: ~ 208 MB	Απαιτήσεις μνήμης: ~ 250 MB

Πίνακας 5.5: Πίνακας χαρακτηριστικών του μοντέλου ΠΟΣΕΙΔΩΝ. (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

5.3.3 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΤΩΝ ΡΥΠΙΩΝ

1. Η πρόγνωση ανέμου και κύματος κοντά στην ακτή, περιλαμβάνεται στην επιχειρησιακή εφαρμογή του σχετικού μοντέλου του υπολογιστή (συνδυαζόμενο με την πρόγνωση του επιφανειακού ανέμου και την υδροδυναμική του μοντέλου).
2. Η μεταφορά των επιφανειακών ρύπων με εστίαση στις πετρελαιοκηλίδες.

Το αντικείμενο του μοντέλου πρόγνωσης ανέμου και κύματος είναι να επεκτείνει την πληροφορία που προκύπτει τοπικά από τους καταγραφείς κύματος (σημαδούρες) του ΠΟΣΕΙΔΩΝ που βρίσκονται σε κομβικά σημεία σε ένα προκαθορισμένο πλέγμα (μέγεθος 1/12 degrees) κατά μήκος της θάλασσας του Αιγαίου. Η πληροφορία που προκύπτει από το μοντέλο περιέχει το φάσμα του κύματος και όλες τις άλλες ποσότητες που προκύπτουν όπως το σημαντικό ύψος κύματος, η κύρια διεύθυνση κύματος και η σημαντική και έντονη περίοδος του κύματος. Το μοντέλο λαμβάνει πληροφορίες από το μοντέλο πρόγνωσης επιφανειακού ανέμου με σκοπό να προκύψει μια πιο ρεαλιστική απεικόνιση των παραμέτρων από τους οποίους προκύπτει το κύμα και από το μοντέλο πρόγνωσης της υδροδυναμικής των ωκεανών με σκοπό να υπολογιστούν τα θαλάσσια ρεύματα τα οποία εμποδίζουν την διάδοση των κυμάτων. Από το μοντέλο παρέχονται προγνώσεις για την κατάσταση της θάλασσας για τις επόμενες 12, 24 και 48 ώρες. Η διαδικασία αφομοίωσης δεδομένων έχει ως σκοπό την ενσωμάτωση στοιχείων των πληροφοριών που έχουν υπολογιστεί και έχουν μεταδοθεί στο μοντέλο πρόγνωσης κυμάτων. Διάφορες τακτικές παρεμβολής εφαρμόζονται με σκοπό την διόρθωση του ύψους κύματος που έχει προβλεφθεί στο ξεκίνημα της επόμενης προγνωστικής περιόδου. Μια σταθερή προσαρμογή του πεδίου δύναμης του ανέμου συμπεριλαμβάνεται σε αυτή την διαδικασία.

Το μοντέλο μεταφοράς ρύπων έχει ως σκοπό την πρόβλεψη της μεταφοράς (τρισιδιάστατης μεταφοράς, διάχυση και βιοχημική μετασχηματισμοί) και άλλων σχετικών διαδικασιών (π.χ. ιζηματογένεση) για τους ρύπους που επιπλέουν στην θάλασσα και έχουν προκληθεί από κάποιο ατύχημα. Το μοντέλο λαμβάνει πληροφορίες από τα αντίστοιχα κυμάτων και υδροδυναμικής και παράγει μια ποσοτική εκτίμηση για τους ρύπους που μελετούνται. Μια άλλη του χρήση είναι για την παρακολούθηση της χρονικής και χωρικής εξέλιξης μιας πετρελαιοκηλίδας.

5.3.4 ΜΟΝΤΕΛΟ ΥΔΡΟΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΩΚΕΑΝΩΝ

5.3.4.1 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΤΗΝ ΘΑΛΑΣΣΑ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Το POM (Princeton Ocean Model) εφαρμόζεται στην θάλασσα του Αιγαίου με ένα οριζόντιο πλέγμα μεγάλης ανάλυσης το οποίο είναι σε θέση να απεικονίσει τους δυναμικούς στροβιλισμούς (5 – 10 km στην οριζόντιο και 20 – 30 επίπεδα στην κάθετο). Αυτή η εφαρμογή είναι η εξέλιξη ενός μοντέλου για την θάλασσα του Αιγαίου που αναπτύχθηκε από την Ωκεανογραφική Ομάδα του Πανεπιστημίου της Αθήνας. Διάφορα πειράματα και μελέτες έχουν αποδείξει ότι η θάλασσα του Αιγαίου αποτελεί τμήμα της γενικής κυκλοφορίας της Α. Μεσογείου και υπάρχει και μια μικρή σύνδεση με την θάλασσα της Μέσης Ανατολής.

5.3.4.2 ΤΟ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ

Το POM (Princeton Ocean Model) είναι ένα αριθμητικό υδροδυναμικό μοντέλο το οποίο σχεδιάστηκε από τους Blumberg και Mellor (1987). Έχει εφαρμοστεί από πολλούς επιστήμονες με τα ίδια θετικά αποτελέσματα τόσο για παράκτιες περιοχές όσο και μεγαλύτερες περιοχές ωκεανών.

Οι προγνωστικές μεταβλητές είναι οι τρεις συνιστώσες της ταχύτητας, της θερμοκρασίας, της αλατότητας, της τυρβώδης κινητικής ενέργειας και την τύρβη μεγάλης κλίμακας. Οι δύο τελευταίοι παράμετροι είναι τμήμα της τύρβης το οποίο παρέχει μια ρεαλιστική παραμετροποίηση της κάθετης ανάμιξης. Αυτό το σχέδιο που αφορά την τύρβη, γνωστό και ως σχέδιο Mellor-Yamada, είναι ένα από τα σημαντικά πλεονεκτήματα του μοντέλου και “τοποθετήθηκε” από τον G.Mellor ο οποίος σχεδίασε και ανέπτυξε το POM. Στην σύγχρονη εποχή, αυτό το σχέδιο είναι ευρέως χρησιμοποιημένο τόσο στα αριθμητικά μοντέλα για την ατμόσφαιρα και την θάλασσα.

Το stress του ανέμου, οι ροές θερμότητας και νερού παρέχουν τις επιφανειακές οριακές συνθήκες για ότι αφορά τις δυνάμεις. Αυτές οι ροές μπορούν να οριστούν ή να υπολογιστούν άμεσα από το μοντέλο χρησιμοποιώντας τις φόρμουλες του. Η παραπάνω προσέγγιση είναι μια μοντέρνα τεχνική που αναπτύχθηκε κατά την διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας όταν η ραγδαία ανάπτυξη στον τομέα τον υπολογιστών έκανε εφικτή την παραγωγή ικανοποιητικών προγνωστικών ή διαγνωστικών αποτελεσμάτων στα ατμοσφαιρικά μοντέλα.

Αυτός ο άμεσος τρόπος υπολογισμού της ροής επιτρέπει την προσομοίωση μηχανισμών ανάδρασης οι οποίοι είναι γνωστό ότι παίζουν κύριο ρόλο στην διεπαφή θάλασσας – αέρα.

5.3.5 ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΒΛΕΨΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΟΝΤΑ ΣΤΗΝ ΑΚΤΗ

Η συνδρομή του Ship and Marine Hydrodynamics Laboratory of NTUA (NTUA/SMHL) στο πρόγραμμα του ΠΟΣΕΙΔΩΝ έχει ως σκοπό την εξέλιξη, τον καθορισμό και την τελική εφαρμογή του μοντέλου κυμάτων NTUA για την πρόγνωση των κυμάτων στις παράκτιες περιοχές των ελληνικών θαλασσών.

Τα χαρακτηριστικά και οι ικανότητες του μοντέλου NTUA είναι τα εξής:

1. Η πρόγνωση των κυμάτων στις παράκτιες περιοχές των ελληνικών θαλασσών, συμπεριλαμβανομένου και την επίδραση των θαλάσσιων ρευμάτων.
2. Το μοντέλο NTUA μπορεί να περιγράψει το τρισδιάστατο πεδίο του κύματος και είναι ικανό να καλύψει μια ακτίνα βεληνεκούς ακτογραμμής της τάξης των 10 km (οριζόντια απόσταση) με μία οριζόντια ανάλυση από 10m έως 100m, η οποία εξαρτάται από την τοπική μεταβολή του βάθους. Επίσης έχει την ικανότητα να περιγράψει την διάδοση κυμάτων από την ανοικτή θάλασσα προς την ακτή, χωρίς κανένα περιορισμό σε ότι αφορά την κλίση του βυθού και λαμβάνοντας υπόψη την επίδραση των ρευμάτων ή των υπάρχοντων δυναμικών κυκλοφοριών. Όλα τα φαινόμενα του κύματος

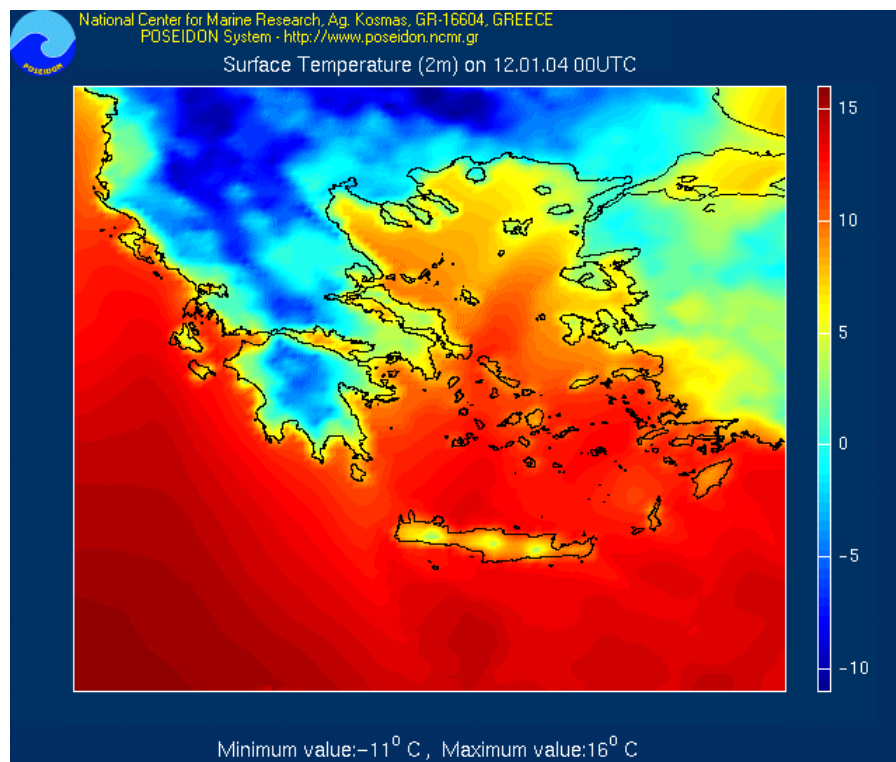
- (διάθλαση, ανάκλαση, περίθλαση) μπορούν να υπολογιστούν ικανοποιητικά από το μοντέλο.
3. Το μοντέλο NTUA σε μεσαία και ρηχά βάθη μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως δεδομένο εισόδου:
 - Η λεπτομερής περιγραφή της ακτογραμμής και η βυθομετρία της περιοχής ενδιαφέροντος.
 - Τα χαρακτηριστικά του κύματος στην “ανοικτή” θάλασσα.
 - Τα χαρακτηριστικά της παράκτιας δυναμικής κυκλοφορίας σε μια συγκεκριμένη περιοχή.
 4. Το μοντέλο NTUA παρέχει το επίπεδο ελεύθερης επιφάνειας (free surface elevation), τις κατανομές της πίεσης και της ταχύτητας στον βυθό. Η έξοδος του μοντέλου περιλαμβάνει τα εξής:
 - Επιφανειακή κατανομή των σημαντικών υψών κύματος και η μέση περίοδος των κυμάτων στην περιοχή κοντά στην ακτή (περιοχή ενδιαφέροντος).
 - Κατανομές της πίεσης και της ταχύτητας στον βυθό.

5.3.6 ΠΡΟΪΟΝΤΑ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Στο προηγούμενο κομμάτι έγινε αναφορά σε ότι αφορά τα χαρακτηριστικά και την επιμέρους περιγραφή του τρόπου λειτουργίας του μοντέλου. Η κατάληξη όλων αυτών των λειτουργιών του μοντέλου είναι η οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων του. Αυτά τα οπτικοποιημένα αποτελέσματα είναι τα εξής:

- Θερμοκρασία στα 2 m
- Άνεμος στα 10 m
- Ατμοσφαιρική πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας
- Βροχόπτωση
- Φορτίο σκόνης
- Νεφοκάλυψη
- Ομίχλη
- Χιονόπτωση

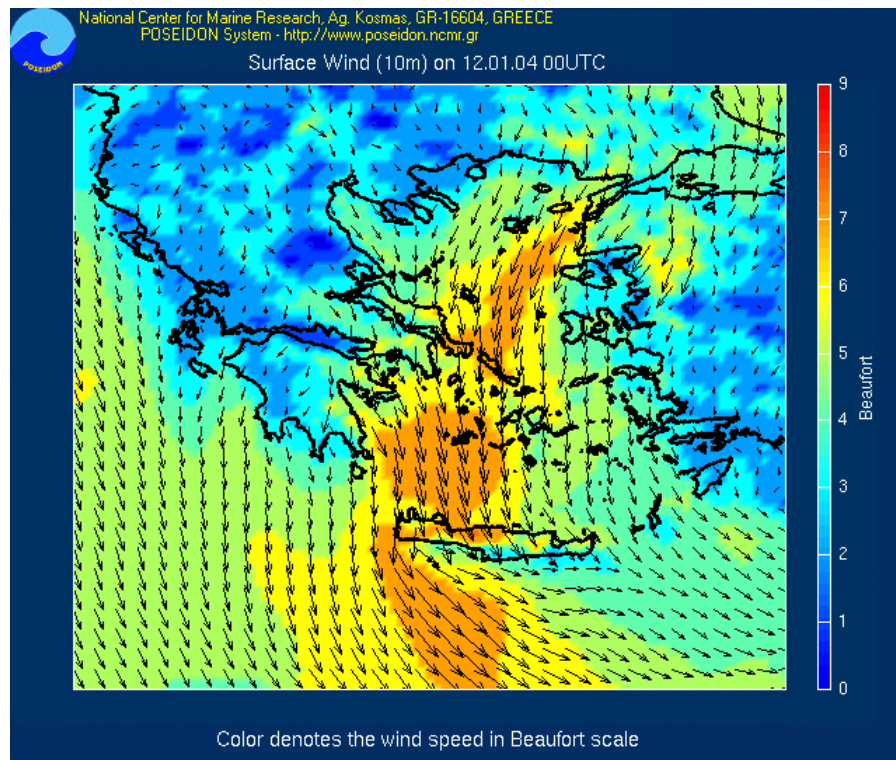
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΣΤΑ 2 Μ



Σχήμα 5.30: Χάρτης θερμοκρασίας στα 2 μέτρα (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω απεικονίζονται σε χρωματικές ζώνες οι θερμοκρασίες στην περιοχή της Ελλάδας. Η κάθε χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στο χρώμα στην κάθετη κλίμακα που βρίσκεται δίπλα.

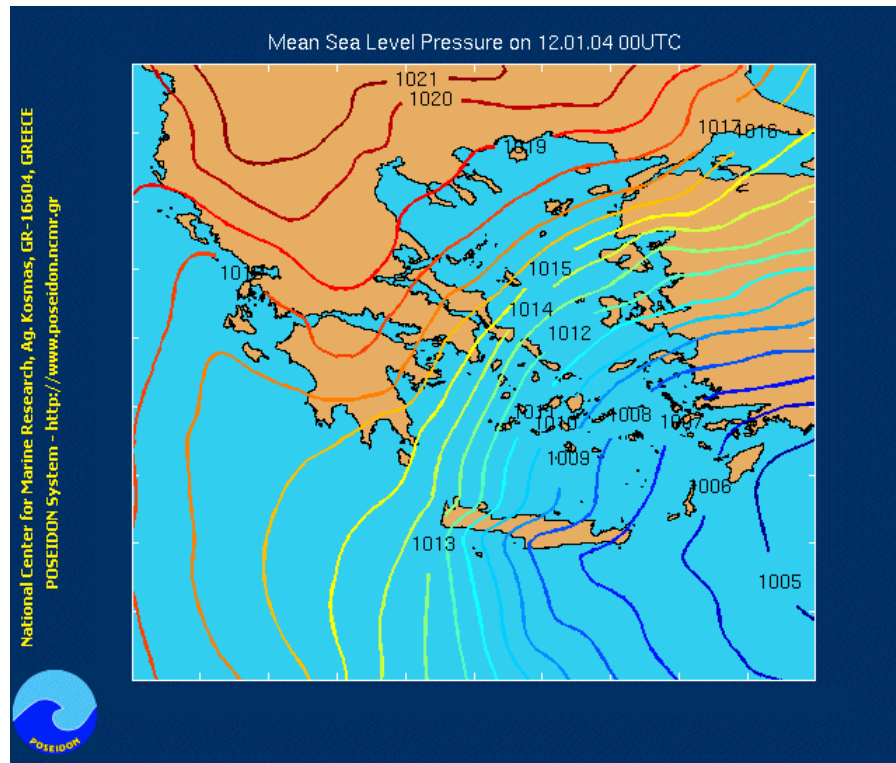
ΑΝΕΜΟΣ ΣΤΑ 10 Μ



Σχήμα 5.31: Χάρτης ανέμων στα 10 μέτρα (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Το παραπάνω σχήμα απεικονίζει την διεύθυνση και ένταση των ανέμων για την περιοχή της Ελλάδας. Υπάρχουν χρωματικές ζώνες οι οποίες αντιστοιχούν στην δίπλα κάθετη κλίμακα για τον υπολογισμό της έντασης των ανέμων (beau fort).

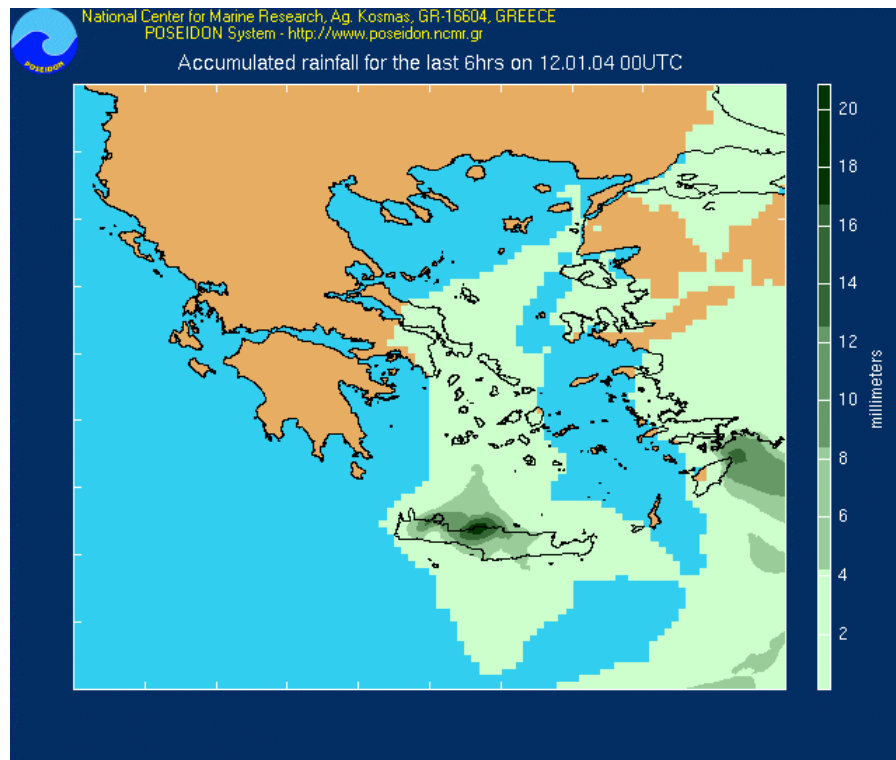
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΠΙΕΣΗ ΣΤΗ ΜΕΣΗ ΣΤΑΘΜΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ



Σχήμα 5.32: Χάρτης συστημάτων πίεσης (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζεται η κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης στο ύψος της μέσης στάθμης της θάλασσας για την περιοχή της Ελλάδας. Οι γραμμές που εμφανίζονται στον χάρτη ονομάζονται ισοβαρείς και χαράσσονται ανά 1 hPa.

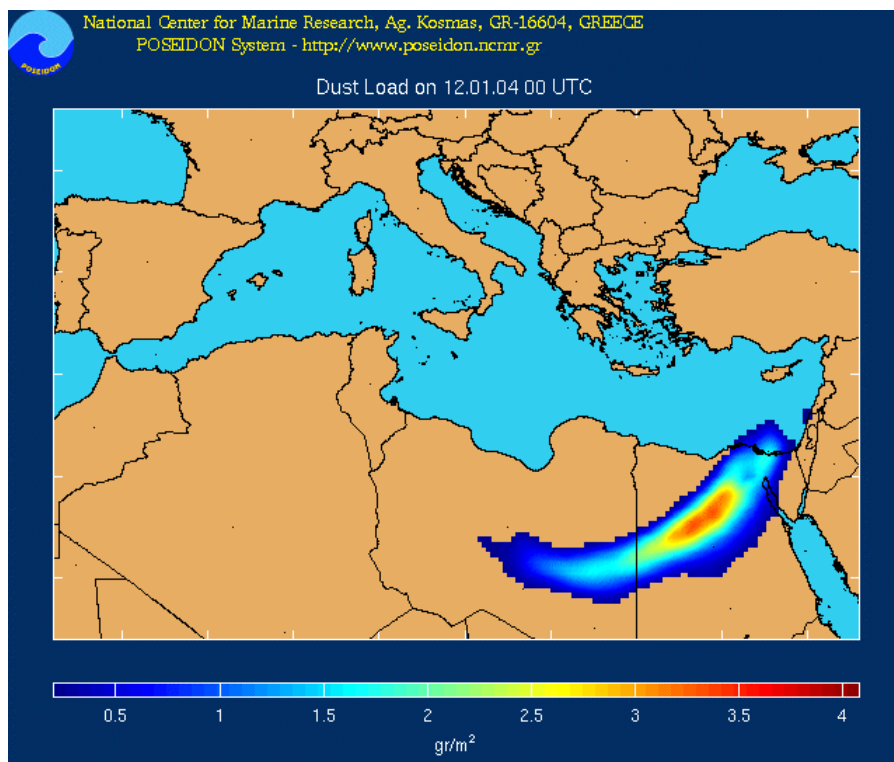
ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ



Σχήμα 5.33: Χάρτης υετού (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζεται η βροχόπτωση για την περιοχή της Ελλάδας. Το εκτιμημένο ύψος βροχόπτωσης αντιστοιχεί στην δίπλα κάθετη στήλη και δίνεται σε mm.

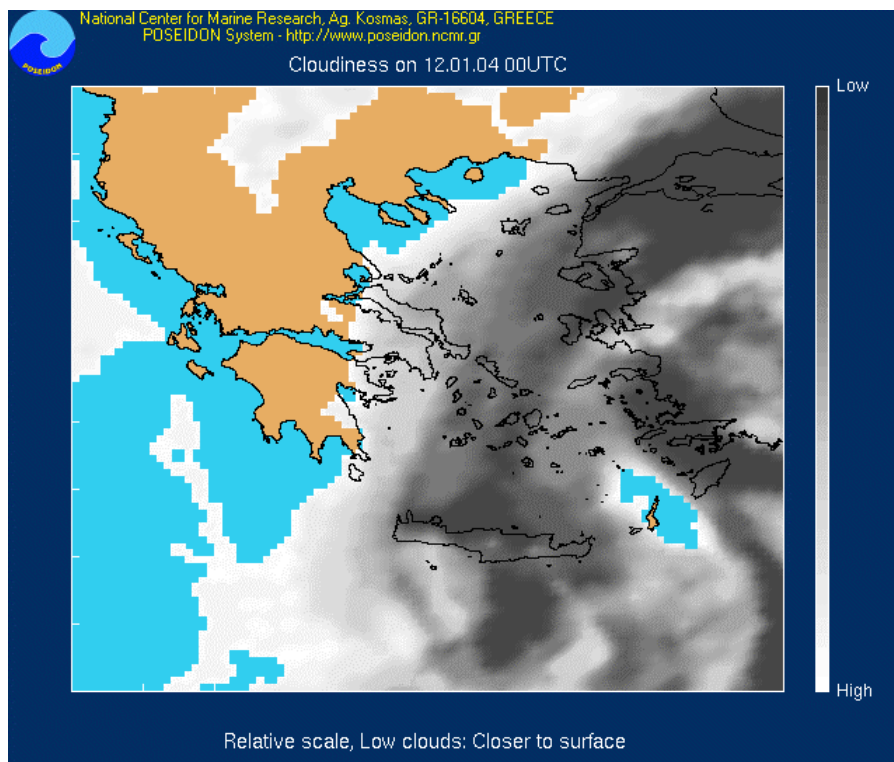
ΦΟΡΤΙΟ ΣΚΟΝΗΣ



Σχήμα 5.34: Χάρτης φορτίου σκόνης (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζεται το φορτίο σκόνης για την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Το κάθε χρώμα αντιστοιχεί στην χρωματική κλίμακα που βρίσκεται από κάτω και οι μονάδες μέτρησης είναι gr / m^2 .

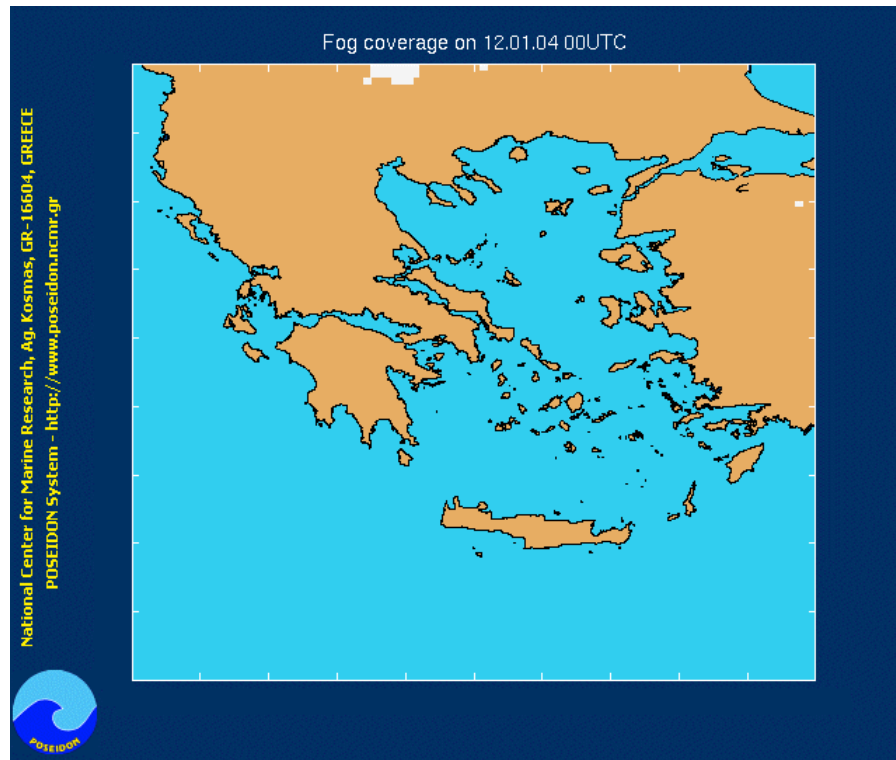
ΝΕΦΟΚΑΛΥΨΗ



Σχήμα 5.35: Χάρτης νεφοκάλυψης (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζεται σε χρωματική κλίμακα του γκρι η νεφοκάλυψη για τον Ελλαδικό χώρο. Με άσπρο χρώμα απεικονίζονται τα νέφη με υψηλές βάσεις νεφών ενώ με το σκούρο απεικονίζονται τα νέφη με χαμηλές βάσεις νεφών.

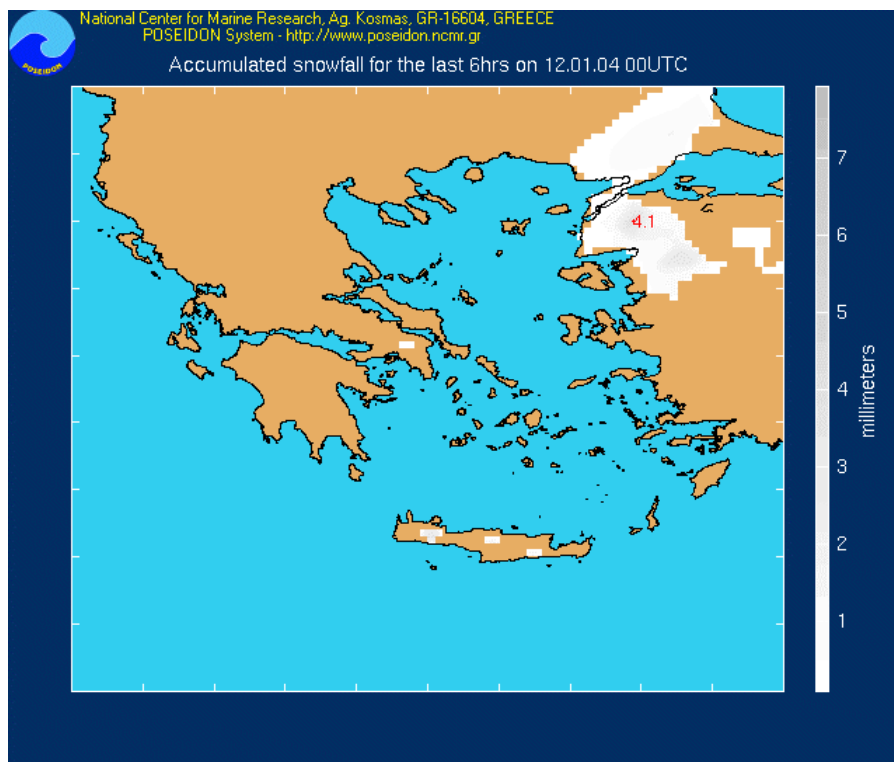
ΟΜΙΧΛΗ



Σχήμα 5.36: Χάρτης ομίχλης (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζεται οι περιοχές της Ελλάδας όπου αναμένεται να επικρατήσει ομίχλη.

ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗ



Σχήμα 5.37: Χάρτης ομίχλης (Πηγή: <http://www.poseidon.ncmr.gr>)

Στο παραπάνω σχήμα, όπως και στην περίπτωση της βροχόπτωσης, απεικονίζεται η πιθανότητα χιονόπτωσης σε μια κλίμακα του γκρι όπου αντιστοιχεί σε μονάδες mm.

5.4 C.O.S.MO.

Η παρούσα έκδοση του μοντέλου ETA που χρησιμοποιείται στην EMY, εφαρμόζεται σε υδροστατικές κλίμακες πρόγνωσης με ανάλυση πλέγματος έως 8 km. το μοντέλο αυτό ανήκει στην κατηγορία των υδροστατικών μοντέλων, δηλαδή δέχεται την ισχύ της υδροστατικής προσέγγισης (ουσιαστικά του ασυμπίεστου) της ατμόσφαιρας. Επομένως από τις πλήρεις εξισώσεις που διέπουν την κίνηση της ατμόσφαιρας λαμβάνονται υπόψη μόνον οι κυρίαρχοι όροι (όροι των οποίων η τάξη μεγέθους είναι μεγαλύτερη). Η παραπάνω παραδοχή έχει σαν αποτέλεσμα έντονα ατμοσφαιρικά φαινόμενα και σημαντικά συστήματα ροής, μικρής χωρικά κλίμακας και μικρής χρονικής διάρκειας που σχετίζονται με μη υδροστατικές κλίμακες κίνησης να μην προσομοιώνονται ικανοποιητικά από το παραπάνω μοντέλο. Για την προσομοίωση και πρόγνωση των παραπάνω φαινομένων πολύ μικρής κλίμακας η EMY συμμετέχει μαζί με τις μετεωρολογικές υπηρεσίες της Γερμανίας, Ελβετίας και Ιταλίας στο πρόγραμμα C.O.S.MO. (COORDINATED SMALL – SCALE MODELING CONSORTIUM).

Σκοπός του συγκεκριμένου προγράμματος είναι η από κοινού ανάπτυξη, βελτίωση και συντήρηση ενός μη υδροστατικού συστήματος πρόγνωσης που θα χρησιμοποιείται για ερευνητικούς και επιχειρησιακούς σκοπούς από τα μέλη του προγράμματος. Το σύστημα βασίστηκε αρχικά στο τοπικό μη υδροστατικό μοντέλο LM που ανέπτυξε και χρησιμοποιεί η Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία (DWD).

5.4.1 TO LM ΜΟΝΤΕΛΟ

Το μοντέλο LM αναπτύχθηκε στη Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία από το τμήμα ερευνών και ανάπτυξης το 1994. Αποτελεί ένα μη υδροστατικό αριθμητικό τοπικό μοντέλο πρόγνωσης που βασίζεται στις βασικές υδρο – θερμοδυναμικές εξισώσεις που περιγράφουν συμπίεστη μη υδροστατική ροή σε υγρή ατμόσφαιρα.

Η παρούσα έκδοση του μοντέλου εφαρμόζεται σε μη υδροστατικές κλίμακες πρόγνωσης και ο βασικός του σκοπός είναι η πρόγνωση με όσον το δυνατόν μεγαλύτερη ακρίβεια της εξέλιξης της ατμοσφαιρικής ροής στις παρακάτω κλίμακες κίνησης (σε ανάλυση πλέγματος):

- Μέσο – β κλίμακας φαινόμενα (Δs : 5 km έως 50 km)
- Μέσο – γ κλίμακας φαινόμενα (Δs : 500 m έως 5 km)
- Μέσο – α κλίμακας φαινόμενα (Δs : 50 m έως 500 m)

Ο βασικός στόχος της παραπάνω εφαρμογής είναι η αριθμητική πρόγνωση καιρικών φαινομένων που λαμβάνουν χώρα κοντά στο έδαφος δίνοντας μεγαλύτερη έμφαση στα πεδία της νεφοκάλυψης, της ομίχλης, του υετού, στα τοπικά συστήματα ανέμων ορογραφικών και θερμικών αιτίων, στα supercell καταιγίδων και τις προμετωπικές γραμμές λαιλάπων.

Το συγκεκριμένο τοπικό μοντέλο έχει ήδη εγκατασταθεί στην παράλληλη υπολογιστική μηχανή της EMY και εκτελείται επί του παρόντος για ερευνητικούς σκοπούς ενώ μετά από τον έλεγχο της αξιοπιστίας του (που πραγματοποιείται σε όλες τις συμμετέχουσες χώρες) θα τεθεί σε επιχειρησιακή χρήση. Η χωρική διακριτικότητα είναι 12.5 km και το χρονικό βήμα 30 sec, ενώ κατά την κατακόρυφη διάσταση προσομοιώνει την ατμόσφαιρα με 32 επίπεδα. Οι αρχικές και οριακές συνθήκες εξασφαλίζονται μέσω του Γερμανικού παγκόσμιου μοντέλου GM (Global Model) που εκτελείται στη Γερμανική Μετεωρολογική Υπηρεσία (DWD) και αποστέλλονται στην EMY μέσω δικτύου. Επί του παρόντος και λόγω των σχετικά περιορισμένων δυνατοτήτων της υπολογιστικής ισχύος που διαθέτει η υπηρεσία, η περιοχή εκτέλεσης περιλαμβάνει ένα μικρό τμήμα της ΝΑ Μεσογείου (Βαλκανική Χερσόνησος).

Τα προϊόντα του μοντέλου είναι τα παρακάτω:

Πεδία επιφάνειας (θερμοκρασία εδάφους, άνεμος στα 10 m, πίεση, υετός, νεφοκάλυψη, απορροή υδάτων).

Πεδία ισοβαρικών σταθμών (γεωδυναμικά ύψη, άνεμος, υγρασία, συνάρτηση ωμέγα).

Πεδία σε ισοϋψείς στάθμες της ατμόσφαιρας (πίεση, υγρασία, άνεμος).

Για ότι αφορά την εμφάνιση των παραπάνω προϊόντων το μοντέλο χρησιμοποιεί το πακέτο γραφικών GRADS.

5.5 ΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ENSEMBLE (EPS)

- Εισαγωγή
- Η διάδοση των προγνωστικών σφαλμάτων
- Το E.C.M.W.F. προγνωστικό σύστημα ensemble
- Διαταραχές
- Ικανότητα διάδοσης

5.5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Πριν από είκοσι με τριάντα χρόνια από την εισαγωγή των βασικών εξισώσεων των μοντέλων, η ραγδαία ανάπτυξη της τεχνολογίας των υπολογιστών, τηλεπισκόπησης από δορυφόρους και της αυξημένης ανάπτυξης των αριθμητικών μεθόδων δημιούργησε ένα αίσθημα προσδοκίας. Παρόλες αυτές τις εξελίξεις η πρόοδος της προγνωστικής ικανότητας γινόταν με αργούς ρυθμούς και τέθηκε το ερώτημα αν υπάρχει απόλυτο όριο στην ατμοσφαιρική πρόβλεψη.

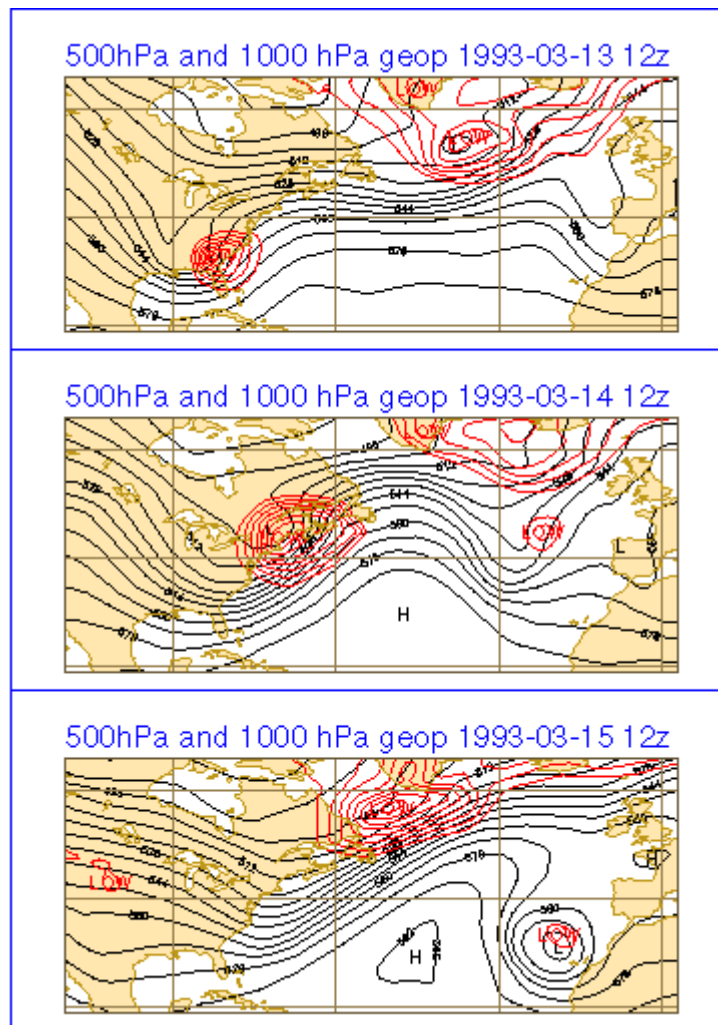
Το ενδιαφέρον προέκυψε από ένα περίεργο αποτέλεσμα, το οποίο παρουσιάστηκε σε ένα συνέδριο στο Τόκιο το 1960 από τον Edward Lorenz του MIT. Μελέτησε αν οι υπολογισμοί που βασίζονται σε μη – γραμμικές διαφορικές εξισώσεις μπορούν να αντικατασταθούν από στατιστικές μεθόδους. Η απάντηση είναι όχι, αλλά κατά την διάρκεια των υπολογιστικών του προσομοιώσεων παρατήρησε ότι πολύ μικρές διαφοροποιήσεις στις αρχικές συνθήκες θα επηρεάσουν τις υπερβολικά ευαίσθητες μη – γραμμικές διαφορικές εξισώσεις.

Οι επιπτώσεις για την αριθμητική πρόγνωση είναι ότι οι περιορισμοί στο δίκτυο παρατήρησης και η ακρίβεια της μέτρησης θα δημιουργήσει ένα ανώτερο όριο στην ποιότητα της πρόγνωσης του καιρού. Η ιδέα να συμπεριληφθούν τα στοχαστικά στοιχεία στην αριθμητική πρόγνωση, αποτελούσε πλέον ενιαίο στόχο. Για να πραγματοποιηθεί όμως έπρεπε να περιμένει μέχρι τα τέλη της δεκαετίας του 80 όπου μπορούσαν να γίνουν πειράματα τα οποία απαιτούσαν μεγάλη υπολογιστική δυνατότητα.

5.5.2 Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΩΝ ΣΦΑΛΜΑΤΩΝ

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, για να έχει ένα σφάλμα ανάλυσης μεγαλύτερη επίδραση στην διάδοση του πρέπει να παρατηρηθεί σε μια περιοχή “ευαίσθητη” δυναμικά, συγκεκριμένα σε αρχικά στάδια εξέλιξης βαροκλιτικών συστημάτων. Τα σφάλματα από αυτό το σύστημα θα διαδοθούν στο επόμενο μέσα σε λίγες ώρες μέρες. Η διαδικασία αυτή ονομάζεται “επίδραση ντόμινο”.

Για αυτόν τον λόγο οι προγνώσεις 2 – 4 ημερών για την περιοχή της Ευρώπης είναι “ευαίσθητες” πάνω από τον Δ. Ατλαντικό και την ανατολική Β. Αμερική.



Σχήμα 5.38: Οι αναλύσεις του E.C.M.W.F. για την ροή στα 500 και στα 1000 hPa, κατά την διάρκεια του Μαρτίου το 1993 στην Αμερική όπου παρατηρήθηκαν έντονα καιρικά φαινόμενα ('Super Storm'), δείχνουν πως η 'βύθιση' της trough πάνω από τις Ν. Η.Π.Α. σε συνδυασμό με την ένταση του επιφανειακού συστήματος χαμηλής πίεσης, προκάλεσαν ένα αποκοπομένο βαρομετρικό χαμηλό λίγες μέρες αργότερα δυτικά της Πορτογαλίας. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Οι προγνώσεις 5 -7 ημερών για την περιοχή της Ευρώπης είναι "ευαίσθητες" στις αρχικές συνθήκες στο κεντρικό και δυτικό κομμάτι της Βόρειας Αμερικής και στο ανατολικό τμήμα του Ειρηνικού. Οι προγνώσεις πάνω από μία βδομάδα επηρεάζονται από τις αρχικές συνθήκες πάνω από τα κεντρικά και δυτικά τμήματα του Ειρηνικού και μια πρόγνωση 10 ημερών από την ανατολική Ασία.

Εφόσον η αρχική κατάσταση της ατμόσφαιρας είναι γνωστή με μια περιορισμένη ακρίβεια, ακόμα και μικρά σφάλματα της ανάλυσης σε "ευαίσθητα" τμήματα της ατμόσφαιρας μπορεί να επηρεάσουν την ροή της μεγάλης κλίμακας κατά την διάρκεια μιας πρόγνωσης 10 ημερών (Palmer, 2000). Επίσης μια αντίστοιχη ανάλυση με μια ελαφρώς διαφορετική γεωγραφική κατανομή των αρχικών σφαλμάτων, μπορεί να προκαλέσει μια διαφορετική πρόγνωση.

5.5.3 ΤΟ ΠΡΟΓΝΩΣΤΙΚΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ENSEMBLE ΤΟΥ E.C.M.W.F.

Το προγνωστικό σύστημα ensemble του E.C.M.W.F. αποτελεί κομμάτι του από το 1992. Η EPS προσωμοιώνει πιθανές αρχικές αβεβαιότητες και τις προσθέτει στην ανάλυση χωρίς διαταραχές. Μέχρι και τον Φεβρουάριο του 2002, 50 διαταραχές υπολογίζονται ανεξάρτητα για το Βόρειο και Νότιο ημισφαίριο. Από τον Ιανουάριο του 2002 ένα ακόμα σετ διαταραχών έχει εισαχθεί για τους τροπικούς. Ο συνδυασμός όλων αυτών των διαταραχών αποτελούν την βάση για 50 διαφορετικές προγνώσεις, οι οποίες τρέχουν περίπου με την μισή ανάλυση (TL255) σε σύγκριση με την ντετερμινιστική πρόγνωση (TL511) με 40 κάθετα επίπεδα αντί

για 60 (Buizza, 1999). Οι διαφορετικές αρχικές καταστάσεις θεωρούνται ότι είναι περίπου ίδιες.

Πεδία από την ελεύθερη ατμόσφαιρα αρχειοθετούνται κάθε 12 ώρες. Μετεωρολογικές παράμετροι όπως η θερμοκρασία στα 2m, άνεμοι στα 10m, υετός και νεφοκάλυψη αρχειοθετούνται κάθε 6 ώρες. Επίσης αρχειοθετούνται οι μέγιστες και οι ελάχιστες θερμοκρασίες.

5.5.4 ΔΙΑΤΑΡΑΧΕΣ

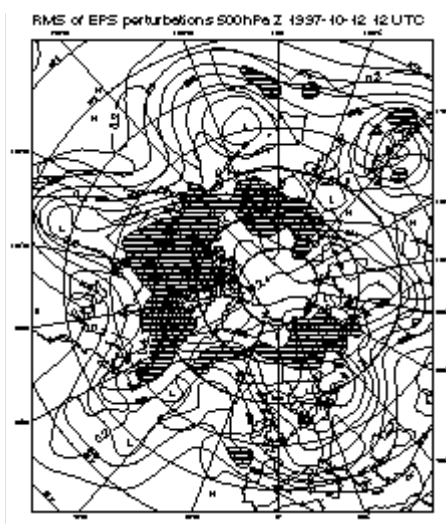
- Οι υπολογισμοί των διαταραχών σε μεσαία γεωγραφικά πλάτη
- Οι υπολογισμοί των διαταραχών στους τροπικούς
- Η προσομοίωση των σφαλμάτων του μοντέλου

Η επιτυχία του συστήματος ensemble εξαρτάται από την ικανότητα του να “αναγνωρίσει” περιοχές όπου μικρές ασάφειες στην ανάλυση είναι ικανές να έχουν σημαντική επίδραση στην πρόγνωση και δημιουργεί “δομές” οι οποίες θα προσομοιώσουν αυτές τις ασάφειες.

5.5.4.1 ΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΙ ΤΩΝ ΔΙΑΤΑΡΑΧΩΝ ΣΕ ΜΕΣΑΙΑ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ ΠΛΑΤΗ

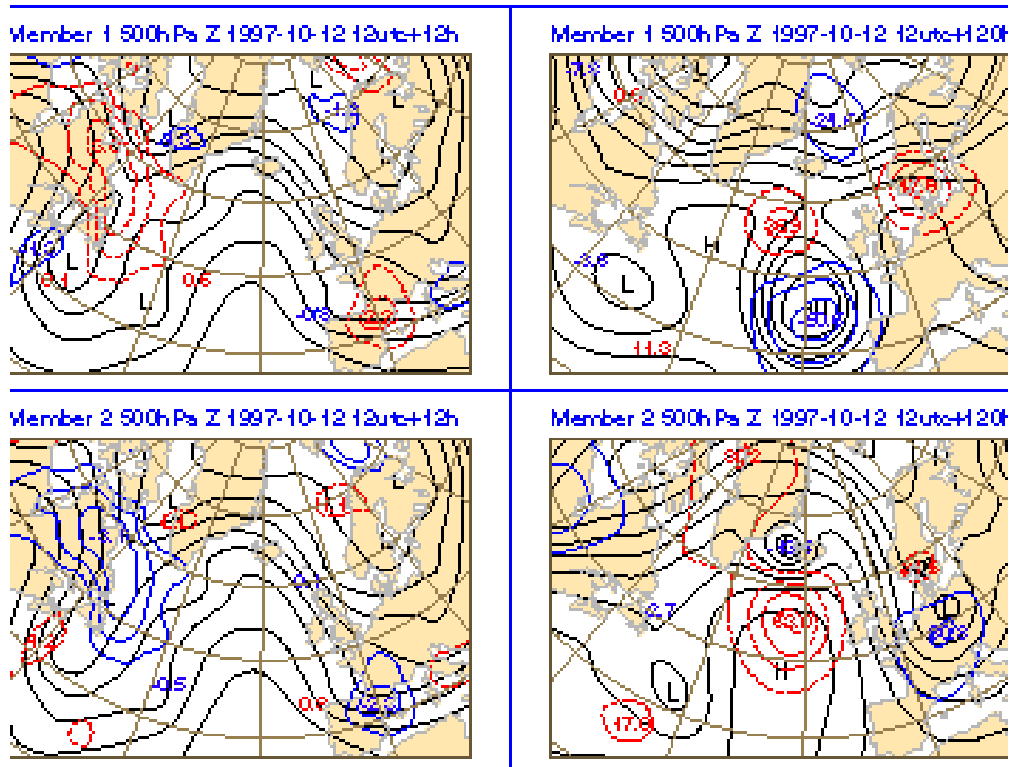
Η τεχνική των διαταραχών της EPS, είναι βασισμένη σε μια μαθηματική μέθοδο η οποία ονομάζεται ανάλυση μοναδικών διανυσμάτων, η οποία προσπαθεί να “αναγνωρίσει” τις πιο ασταθείς δυναμικά περιοχές της ατμόσφαιρας με τον υπολογισμό μικρών αρχικών ασαφειών οι οποίες θα επηρεάσουν μια 48ωρη πρόγνωση σε ότι αφορά την ταχύτητα εξέλιξη της.

Τα πρώτα 25 από αυτά τα μοναδικά διανύσματα συνδυάζονται με ένα γραμμικό για να υπολογιστούν οι ημισφαιρικές δομές (ξεχωριστά για κάθε ημισφαίριο) οι οποίες είναι ικανές να έχουν σημαντική επίδραση στην πρόγνωση μετά από 48 ώρες.



Σχήμα 5.39: Το rms των διαταραχών EPS στα 500hPa για τις 12 Οκτωβρίου 1997 στις 12UTC. Το σύστημα έχει αναγνωρίσει τις περιοχές πάνω από τον Καναδά και την Αλάσκα ως ευαίσθητες σε πιθανές αβεβαιότητες στην ανάλυση. Χαμηλότερα στην τροπόσφαιρα (δεν εμφανίζεται) οι συνθήκες πάνω από τις Δ. Η.Π.Α. έχουν επίσης αναγνωριστεί ως ευαίσθητες. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

Με την αντιστροφή των προσήμων, 25 διαταραχές “καθρέπτως” (mirrored perturbations) δημιουργούνται με αποτέλεσμα να δημιουργούνται 50 πεδία διαταραχής στην υψήλιο. Αυτές οι αρχικές διαταραχές κλιμακοποιούνται έτσι ώστε τα τοπικά μέγιστα να είναι συγκρίσιμα με τα τοπικά σφάλματα της ανάλυσης και έχει μια ρεαλιστική διάδοση μετά από 48 ώρες. Οι τελικές διαταραχές χωρικά είναι μεταξύ τους ασυσχέτιστες.



Σχήμα 5.40: Οι διαταραχές EPS στα 500 hPa στις 12 Οκτωβρίου 1997 για αρχικό χρόνο στις 12UTC για τις +12h και στις +120h για δύο περιπτώσεις (1 και 2). Για αυτό το ζευγάρι περιπτώσεων οι αρχικές συνθήκες έχουν αντίθετα πρόσημα και η μία είναι 'καθρέπτης' της άλλης, αλλά σταδιακά οι διαφορές γίνονται τυχαίες. (Πηγή: <http://www.ecmwf.int>)

5.5.4.2 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΩΝ ΣΦΑΛΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Παρόλο που ο κύριος σκοπός ήταν να προσομοιωθούν οι επιδράσεις των πιθανών σφαλμάτων στις αρχικές συνθήκες, η εξέλιξη των ερευνών επικεντρώθηκε στην προσομοίωση της επίδρασης της πεπερασμένης ανάλυσης του πλέγματος του μοντέλου ή της σύνθετης απεικόνισης των φυσικών διαδικασιών. Αυτό έχει μεγάλη σημασία σε συνδυασμό με ισχυρές φυσικές δυνάμεις, για παράδειγμα όταν τροπικοί κυκλώνες εισέρχονται σε μεσαίο γεωγραφικά πλάτη και αλληλεπιδρά με μια βαροκλιτική ανάπτυξη στα δυτικά.

5.5.5 ΙΚΑΝΟΤΗΤΑ ΔΙΑΔΟΣΗΣ

Σύμφωνα με την ροή του ημισφαιρίου, οι προγνώσεις που προκύπτουν από διαταραχόμενες αναλύσεις μια περισσότερη ή λιγότερη διαφορετικότητα κατά την διάρκεια μιας πρόγνωσης 10 ημερών.

5.5.5.1 Η ΒΑΣΙΚΗ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ

Αν τα σφάλματα του μοντέλου δεν έπαιζαν κανένα ρόλο και αν οι αρχικές ασάφειες είχαν συμπεριληφθεί ολοκληρωτικά στις αρχικές διαταραχές της ensemble, μια μικρή διάδοση ανάμεσα στις περιπτώσεις της ensemble θα είναι μια απόδειξη μιας κατάστασης η οποία μπορεί να προβλεφθεί αρκετά καλά. Με άλλα λόγια, οποιαδήποτε μικρά σφάλματα που μπορεί να υπάρχουν στις αρχικές συνθήκες δεν επηρεάζουν σημαντικά την ντετερμινιστική πρόγνωση.

Κεφάλαιο 6: Συμπεράσματα

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται μια σύντομη αναφορά στα συμπεράσματα, κυρίως σε ότι αφορά στην εξέλιξη και στα προβλήματα που παρουσιάζονται στην τελειοποίηση της προγνωστικής ικανότητας των ατμοσφαιρικών μοντέλων. Επίσης γίνεται μια ποιοτική σύγκριση, όσο το επιτρέπουν τα διαθέσιμα στοιχεία, των ατμοσφαιρικών μοντέλων που αναφέρονται στην εργασία. Τελειώνοντας είναι άξιος αναφοράς και ο ρόλος του μετεωρολόγου ο οποίος είναι εκείνος που χρησιμοποιεί τα ατμοσφαιρικά μοντέλα, τα οποία αποτελούν τα “εργαλεία” όπου θα τον οδηγήσουν στην όσο δυνατή καλύτερη πρόγνωση του καιρού.

6.1 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΣΥΜΒΑΛΟΥΝ ΣΤΗΝ ΕΠΙΤΥΧΙΑ ΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

Η ικανότητα πρόγνωσης των ατμοσφαιρικών μοντέλων εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Ένας από τους πιο βασικούς είναι η ποσότητα και η ποιότητα των παρατηρήσεων οι οποίες αποτελούν τις αρχικές συνθήκες. Περιγράφουν την αρχική κατάσταση της ατμόσφαιρας και είναι πολύ σημαντικό να είναι όσο το δυνατόν αντιπροσωπευτικές για τον λόγο ότι οδηγούν σε μία καλύτερη προσομοίωση της ατμόσφαιρας. Επομένως είναι πολύ σημαντική η ύπαρξη μεγάλης ποσότητας και ποιότητας παρατηρήσεων οι οποίες πρέπει να ελέγχονται αναλυτικά και να τροποποιούνται όταν θεωρείται αναγκαίο με σκοπό την όσο δυνατή καλύτερη πραγματική απεικόνιση της ατμόσφαιρας.

Εφόσον έχει εξασφαλιστεί η ποιότητα των παρατηρήσεων πρέπει να γίνει μια σωστή μαθηματική περιγραφή των ατμοσφαιρικών διαδικασιών. Αυτό σε επέκταση έχει άμεση σχέση με την “κατασκευή” ενός πλαισίου το οποίο έχει την κατάλληλη χωρική και χρονική ανάλυση και διαθέτει όσο το δυνατόν λεπτομερέστερη απεικόνιση, μαθηματική και φυσική, των χαρακτηριστικών των ατμοσφαιρικών διεργασιών. Η επιλογή του τρόπου δόμησης του πλέγματος του μοντέλου είναι καθοριστική και συμβάλει σε σημαντικό βαθμό στην επιτυχία της πρόγνωσης.

Εξαιτίας του πλήθους εξισώσεων που απαρτίζουν το πλαίσιο του μοντέλου η χρήση των υπολογιστών καθίσταται επιτακτική. Η χρήση των ηλεκτρονικών υπολογιστών έχει συμβάλει σημαντικά στην εξέλιξη της αριθμητικής πρόγνωσης και είναι αυτή που έκανε πράξη τις όποιες ιδέες υπήρχαν οι οποίες παρέμεναν σε θεωρητικό επίπεδο εξαιτίας της έλλειψης των κατάλληλων “εργαλείων”. Η ύπαρξη ισχυρών υπολογιστικών συστημάτων οδηγεί σε καλύτερα αποτελέσματα και αυτό έχει να κάνει σχέση με την ποιότητα και το βεληνεκές της πρόγνωσης.

Τελειώνοντας την αναφορά στην ικανότητα πρόγνωσης των ατμοσφαιρικών μοντέλων είναι σημαντικό να γίνει αναφορά στην ensemble η οποία αποτελεί το μέλλον της αριθμητικής πρόγνωσης. Πρόκειται για μια τεχνική σχετικά σύγχρονη και βασίζεται στην μικρή μεταβολή των αρχικών συνθηκών και στην επανάληψη των προσομοιώσεων και στην σύγκριση αυτών μεταξύ τους. Τα μέχρι τώρα αποτελέσματα έχουν δείξει ότι πρόκειται για μια αρκετά επιτυχημένη τεχνική η οποία οδηγεί σε ικανοποιητικές προγνώσεις. Η εξέλιξη της έχει άμεση σχέση με τους παράγοντες που αναφέρθηκαν παραπάνω.

6.2 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

Σε αυτό το κομμάτι θα γίνει μια ποιοτική σύγκριση των ατμοσφαιρικών μοντέλων στα οποία έχει γίνει αναφορά στο προηγούμενο κεφάλαιο. Η σύγκριση βασίζεται στα διαθέσιμα στοιχεία που έχουν συγκεντρωθεί. Επίσης πρέπει να αναφερθεί ότι υπάρχουν και άλλα ατμοσφαιρικά μοντέλα που εφαρμόζονται στον Ελλαδικό χώρο αλλά δεν έχει γίνει αναφορά σε αυτά εξαιτίας της έλλειψης στοιχείων.

Το ατμοσφαιρικό μοντέλο που χρησιμοποιεί ο εθνικός φορέας της χώρας, η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία, είναι εκείνο του E.C.M.W.F.. Ένα από τα βασικά πλεονεκτήματα του είναι ότι έχει 60 κάθετα επίπεδα με αποτέλεσμα να “απεικονίζεται” καλύτερα η κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας. Επίσης δίνεται ιδιαίτερη βαρύτητα στην αναλυτική περιγραφή του πλανητικού οριακού στρώματος μέσα στο οποίο παρατηρείται το μεγαλύτερο ποσοστό των φυσικών διεργασιών μεταξύ της ατμόσφαιρας, της ξηράς και της θάλασσας στις οποίες οφείλονται οι μεγαλύτερες σε κλίμακα ατμοσφαιρικές κυκλοφορίες από τις οποίες προκύπτουν τα διάφορα καιρικά φαινόμενα. Από τα 60 επίπεδα, το μοντέλο του E.C.M.W.F. χρησιμοποιεί τα 13 από αυτά για την περιγραφή του πλανητικού οριακού στρώματος.

Ένα πολύ σημαντικό πλεονέκτημα του μοντέλου του E.C.M.W.F. είναι η αξιοποίηση της οποιαδήποτε παρατήρησης και η αναλυτική επεξεργασία της. Η λεπτομερής ανάλυση των παρατηρήσεων οποιασδήποτε μορφής οδηγεί, όπως έχει αναφερθεί, σε καλύτερη περιγραφή της αρχικής κατάστασης της ατμόσφαιρας και αυτό συνεπάγεται άμεσα και με την ποιότητα της πρόγνωσης.

Το E.C.M.W.F. διαθέτει ένα αρχείο δεδομένων 25 ετών. Η χρήση του ατμοσφαιρικού μοντέλου για τόσα χρόνια έχει εμπλουτίσει με εμπειρία την επιστημονική ομάδα που είναι υπεύθυνη για την κατασκευή του μοντέλου και αυτό έχει αντίκτυπο στην ποιότητα του. Η ύπαρξη ενός τέτοιου μεγάλου όγκου δεδομένων βοηθάει στον στατιστικό έλεγχο του μοντέλου τελειοποιώντας τις όποιες ατέλειες του.

Ένα επιπλέον πλεονέκτημα του E.C.M.W.F. είναι η μεγάλη ποσότητα και ποικιλία των συνοπτικών και αριθμητικών προϊόντων. Η διάθεση τόσο πολλών προϊόντων παρέχει στον μετεωρολόγο περισσότερα στοιχεία και τον βοηθάει να κατανοήσει καλύτερα της κατάσταση της ατμόσφαιρας και την περαιτέρω εξέλιξη της κυκλοφορίας της.

Σε αντίθεση με τα πλεονεκτήματα ένα από τα βασικά μειονεκτήματα είναι ο περιορισμός της πληροφορίας στα Κράτη Μέλη και ευρύτερα σε φορείς που καταβάλουν ένα οικονομικό αντίτιμο. Η διάδοση της πληροφορίας είναι περιορισμένη, και αυτό έχει να κάνει σχέση με την οικονομική πολιτική που ακολουθεί το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων, και δεν είναι διαθέσιμη προς χρήση σε Πανεπιστήμια και διάφορους άλλους φορείς που ασχολούνται με το αντικείμενο μετεωρολογίας.

Ο ΣΚΙΡΩΝ είναι ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο το οποίο έχει δημιουργηθεί στο Πανεπιστήμιο Αθηνών στο Τμήμα Φυσικής της Ατμόσφαιρας και χρησιμοποιείται και από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία. Σε ότι αφορά το μοντέλο ΣΚΙΡΩΝ ένα από τα πλεονεκτήματα του το οποίο έχει να κάνει σχέση με τα τεχνικά του χαρακτηριστικά είναι η χρήση του πλέγματος E – grid και η μέθοδος *steer mountain*. Τα παραπάνω τεχνικά χαρακτηριστικά εστιάζουν στην όσο το δυνατόν απεικόνιση του γεωγραφικού ανάγλυφου και στην περιγραφή των ατμοσφαιρικών κυκλοφοριών που προκαλούνται από αυτό. Εξαιτίας του έντονου μορφολογικού χαρακτήρα της Ελλάδας η εφαρμογή ενός μοντέλου πρόγνωσης καιρού όπως αυτό του ΣΚΙΡΩΝ είναι αρκετά χρήσιμη. Σε αντίθεση με το μοντέλο του E.C.M.W.F. τα συνοπτικά και τα αριθμητικά προϊόντα του ΣΚΙΡΩΝ είναι διαθέσιμα προς χρήση σε οποιονδήποτε εφόσον διατίθενται στο διαδίκτυο. (<http://forecast.uoa.gr>)

Ένα μειονέκτημα του ΣΚΙΡΩΝ είναι ότι χρησιμοποιεί 32 κάθετα επίπεδα έναντι των 60 που χρησιμοποιεί το E.C.M.W.F.. Επίσης τα συνοπτικά και αριθμητικά προϊόντα του ΣΚΙΡΩΝ είναι περιορισμένα σε αριθμό σε σχέση με τα αντίστοιχα του μοντέλου του E.C.M.W.F..

Το ατμοσφαιρικό μοντέλο ΠΟΣΕΙΔΩΝ έχει κατασκευαστεί με βάση το μοντέλο ETA όπως και ο ΣΚΙΡΩΝ και εξαιτίας αυτού του γεγονότος τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα, σε ότι αφορά, τα τεχνικά χαρακτηριστικά είναι παρόμοια. Εξαιτίας ότι έχει κατασκευαστεί κυρίως για ωκεανογραφικούς σκοπούς δεν είναι ένα χρήσιμο μοντέλο για πρόγνωση καιρού αλλά αυτό δεν του περιορίζει το ποσοστό επιτυχίας για τον λόγο για τον οποίο έχει δημιουργηθεί. Τα αριθμητικά και τα συνοπτικά προϊόντα είναι διαθέσιμα στο διαδίκτυο και συγκεκριμένα στην

διεύθυνση (<http://www.poseidon.ncmr.gr>). Με τον τρόπο αυτό η πληροφορία είναι διαθέσιμη για τον οποιοδήποτε ενδιαφερόμενο.

Σε ότι αφορά το μοντέλο C.O.S.MO δεν μπορεί να υπάρξει ποιοτική αξιολόγηση του μοντέλου εξαιτίας του γεγονότος ότι βρίσκεται ακόμα σε πειραματικό στάδιο και δεν έχει χρησιμοποιηθεί για επιχειρησιακούς σκοπούς.

6.3 Ο ΡΟΛΟΣ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΟΥ

Σε όλη την εργασία έγινε μια εκτενή αναφορά για τον τρόπο με τον οποίο μπορεί να “χτιστεί” μαθηματικά ένα μοντέλο με σκοπό να περιγράψει τις ατμοσφαιρικές διαδικασίες. Παρόλη την αύξηση της ικανότητας πρόγνωσης του μοντέλου υπάρχουν ακόμα παράμετροι οι οποίοι δεν μπορούν να υπολογιστούν σωστά για διάφορους λόγους (υπολογιστικό κόστος, υπολογιστική ικανότητα, ακρίβεια λύσεων, περιορισμένη αντιπροσώπευση μικρής κλίμακας φαινομένων) με αποτέλεσμα αυτό να έχει αντίκτυπο στα αποτελέσματα του. Επομένως η απλή ανάγνωση των μετεωρολογικών χαρτών δεν μπορεί να οδηγήσει απολύτως σε μια σωστή πρόγνωση. Αυτό που μπορεί να πετύχει η αριθμητική πρόγνωση σε ένα ικανό βαθμό είναι μια σωστή πρόγνωση σε επίπεδο μεγάλης κλίμακας γεγονός όμως που τις περισσότερες δεν είναι το επιθυμητό γιατί το επίπεδο ενδιαφέροντος είναι κυρίως μικρής κλίμακας.

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την πρόγνωση σε επίπεδο μικρής κλίμακας είναι αρκετοί και επομένως είναι αδύνατον να εισέρθουν αποτελεσματικά στις μαθηματικές εξισώσεις. Σε αυτό το κομμάτι σημαντικός είναι ο ρόλος του μετεωρολόγου ο οποίος είναι σε θέση, εξαιτίας κυρίως της εμπειρίας του, να κρίνει και να αξιοποιήσει τα παράγωγα του μοντέλου και να καταλήξει σε μια σωστή πρόγνωση. Η εμπειρία είναι εκείνη που το επιτρέπει να βρει τα λάθη του μοντέλου και να επιλέξει τις σωστές πληροφορίες οι οποίες θα βοηθήσουν το έργο του. Εκτός από τον προγνώστη σημαντικός είναι και ο ρόλος του παρατηρητή ο οποίος είναι εκείνος που συγκεντρώνει τις τιμές των διάφορων μετεωρολογικών παραμέτρων (θερμοκρασία, πίεση, υγρασία κ.α.) οι οποίες επεξεργάζονται και αποτελούν τις αρχικές οριακές συνθήκες για να “τρέξει” το μοντέλο και από την ποιότητα τους εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό και το ποσοστό επιτυχίας της πρόγνωσης. Η συλλογή των μετεωρολογικών παραμέτρων χρησιμοποιείται επίσης και στην επιστήμη της κλιματολογίας όπου τα αποτελέσματα της χρησιμοποιούνται για την αξιολόγηση του μοντέλου που γίνεται με διάφορους στατιστικούς τρόπους.

Ο μετεωρολόγος είναι εκείνος ο οποίος είναι γνώστης της περιοχής σε ότι αφορά τον τρόπο όπου εμφανίζονται τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα μικρής κλίμακας για την συγκεκριμένη περιοχή. Σαν συμπέρασμα των όσων αναφέρθηκαν προκύπτει ότι οι υπολογιστές, οι εξισώσεις και ο μετεωρολόγος επιβάλλεται να είναι συνεργάτες και να καλύπτουν τα κενά μεταξύ τους με απώτερο σκοπό την όσο δυνατή τελειοποίηση της πρόγνωσης. Η τελειοποίηση της πρόγνωσης μπορεί να έχει ευεργετικά αποτελέσματα σε όλες τις κοινωνικές ομάδες που επηρεάζονται άμεσα και έμμεσα από τα μετεωρολογικά φαινόμενα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΒΙΒΛΙΑ

- ✓ Καραπιπέρη Λ. Ν. (2003), Ναυτική Μετεωρολογία, Ανώτερες Δημόσιες Σχολές Εμπορικού Ναυτικού, Αθήνα.
- ✓ Μανουσάκης Μ. Σγος (ΜΤ) (1999), Η Αριθμητική Πρόγνωση Καιρού στην Ε.Μ.Υ., Αθήνα.
- ✓ Ahrens D. C. (2001), Essentials of Meteorology, 3rd Edition, Brooks / Cole, Toronto.
- ✓ Frederick K. L. – Tarbuck J. E. (2001), The Atmosphere, 8th Edition, Prentice Hall, New Jersey.
- ✓ Holton J. R. (1992), An Introduction to Dynamic Meteorology, 3rd Edition, Academic Press, Washington.
- ✓ Pielke R. (2002), Mesoscale Meteorological Modeling, 2nd Edition, Academic Press, Colorado.
- ✓ Jacobson M. Z. (1999), Fundamentals of Atmospheric Modeling, Cambridge University Press, Cambridge.

ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

- ✓ <http://www.ametsoc.org>
- ✓ <http://www.met.tamu.edu>
- ✓ <http://www.cosmo-model.org>
- ✓ <http://www.shodor.org>
- ✓ <http://www.ou.nl>
- ✓ <http://www.unidata.ucar.edu>
- ✓ <http://meted.ucar.edu>
- ✓ <http://books.nap.edu>
- ✓ <http://www.meteohistory.org>
- ✓ <http://www.ucar.edu>
- ✓ <http://www.ecmwf.int>
- ✓ <http://forecast.uoa.gr>
- ✓ <http://www.wmo.com>
- ✓ <http://www.hnms.gr>
- ✓ <http://www.weatherworks.com>
- ✓ <http://www.mmem.spschools.org>
- ✓ <http://www.ajb-hennings.de>
- ✓ <http://www.inclouds.com>
- ✓ <http://www.poseidon.ncmr.gr>
- ✓ <http://www.nasa.gov>
- ✓ <http://www.met-office.gov.uk>