

Οδηγός για τη χρήση

Χαρτών Αστάθειας



Oscar van der Velde

www.lightningwizard.com

Τελευταία ενημέρωση: 27 του Αυγούστου 2007

Μετάφραση: Σταύρος Ντάφης, Αύγουστος 2012

Η αναπαραγωγή του παρόντος εγγράφου ή τμημάτων του επιτρέπεται με άδεια. Το έγγραφο αυτό μπορεί να ενημερώνεται ανά πάσα στιγμή.

Εικόνα που λήφθηκε 13 του Μάη, 2007, 1706 UTC, με νοτιοδυτική κατεύθυνση από την Τουλούζη, Γαλλία

Εισαγωγή

Έχω γράψει κάποια επεξήγηση για τις παραμέτρους που απεικονίζονται σε χάρτες και πώς να τους χρησιμοποιείτε. Οι χάρτες που θα αναλύσω παρουσιάζονται στις διευθύνσεις: <http://www.lightningwizard.com/maps> και <http://lightningwizard.estofex.org>, ο τελευταίος είναι ο server που φιλοξενεί τους χάρτες. Πολλές από τις τιμές βασίζονται σε έννοιες της «θεωρίας πακέτου», η οποία περιγράφει τι συμβαίνει σε ένα "πακέτο" του αέρα, όταν φέρει μια διαφορετική πίεση, σε σχέση με το νέο του περιβάλλον. Σκοπός μου δεν είναι να εξηγήσω όλες τις λεπτομέρειες της φυσικής μετεωρολογίας (θα το βρείτε σε οποιοδήποτε βιβλίο μετεωρολογίας, αλλά και στο MetEd στο web), αλλά τον τρόπο εφαρμογής των παραμέτρων που απεικονίζονται σε χάρτες σχετικά με την αστάθεια, για την πρόβλεψη του καιρού.

Ξεκίνησα να παίζω με τα GrADs τον Φεβρουάριο του 2002 με δεδομένα από το μοντέλο AVN, από το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικής Πρόβλεψης (NCEP), το οποίο είχε ένα πλέγμα των 1x1 degree. Τώρα οι χάρτες τρέχουν από το μοντέλο GFS στο πλέγμα 0,5 degree. Αν και πάντα ενδιαφερόμουν για πρόβλεψη καταιγίδων, σχεδόν κανένα μοντέλο δεν ήταν διαθέσιμο για την Ευρώπη, με χρήσιμες παραμέτρους για τον σκοπό αυτό, όπως υποδεικνύοντας διάφορα μέτρα της αστάθειας, κάθετες κινήσεις του αέρα, ή χαμηλού επιπέδου σύγκλισης. Είναι πολύ σημαντικό να έχουμε αρκετές παραμέτρους διαθέσιμες για να κατασκευάσουμε μια εννοιολογική εικόνα, το χρονοδιάγραμμα και το είδος των καταιγίδων που πρόκειται να εμφανιστούν. Γι' αυτό το Κέντρο Πρόβλεψης Καταιγίδων στις Ηνωμένες Πολιτείες έχει μια μεγάλη ποικιλία από παραμέτρους που είναι διαθέσιμες (βλ. τμήμα Meso-analysis). Πολλές παράμετροι που δοκιμάστηκαν σε ραδιοβολίσσεις (π.χ. δημοσιεύσεις του Rasmussen, Brooks «Ο Καιρός και Πρόβλεψη») και έχουν αποδειχθεί επιδέξιες στην πρόβλεψη έντονων καταιγίδων και ανεμοστρόβιλων, παρότι βασίζονται στη θεωρία πακέτου και στα αποτελέσματα από μελέτες νέφο-επίλυσης, προσομοίωσης της αλληλεπίδρασης κάθετων ανοδικών ρευμάτων διάτμησης και καθοδικών ρευμάτων στις καταιγίδες (από τους ερευνητές Wilhelmson, ο Weisman, Klemp και Rotunno).

Αυτή η γνώση είναι πλέον όλο και πιο διαδεδομένη μεταξύ εκείνων που έχουν έντονο ενδιαφέρον να κυνηγούν ή να προβλέπουν καταιγίδες και θέλουν να έχουν μια λογική ικανότητα να το πράξουν. Σύμφωνα με την εμπειρία μου όμως, τα περισσότερα εθνικά γραφεία πρόγνωσης καιρού σε αυτή την πλευρά του ωκεανού (Ευρώπη) έχουν μείνει πίσω, ενώ όλο και περισσότερες στατιστικές προσεγγίσεις λαμβάνονται για την πρόβλεψη. Οι στατιστικές είναι γρήγορες στον να εφαρμοστούν στα προϊόντα, αλλά με κόστος της εννοιολογικά γνώσης του τι συμβαίνει στον φυσικό κόσμο. Για παράδειγμα, η έννοια της αστάθειας (μονοκύτταρο, Πολυκύτταρο, supercell, μέσης κλίμακας σύστημα) είναι στενά συνδεδεμένη με την κάθετη κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα και αυτό μπορεί να κάνει μια τεράστια διαφορά στο χαρακτήρα της καταιγίδας. Αν ένα γραφείο πρόβλεψης δεν δίνει προσοχή σε αυτές τις έννοιες και αποτυγχάνει να αναγνωρίσει τα σημαντικά χαρακτηριστικά του ραντάρ των συνεχιζόμενων καταιγίδων, μπορεί να δημιουργηθεί επικίνδυνος καιρός χωρίς προειδοποίηση.

Ελπίζω αυτό το έγγραφο να εμπνεύσει όλους στο να έχουν μια βαθύτερη ματιά στην φυσική των ισχυρών καταιγίδων, στην πρόγνωση τους, πώς να τις αναγνωρίζουν στο ραντάρ και πώς να αξιοποιήσουν τις πληροφορίες για αυτό το σκοπό. (τα δύο τελευταία είναι πέρα από τους σκοπούς αυτού του εγγράφου).

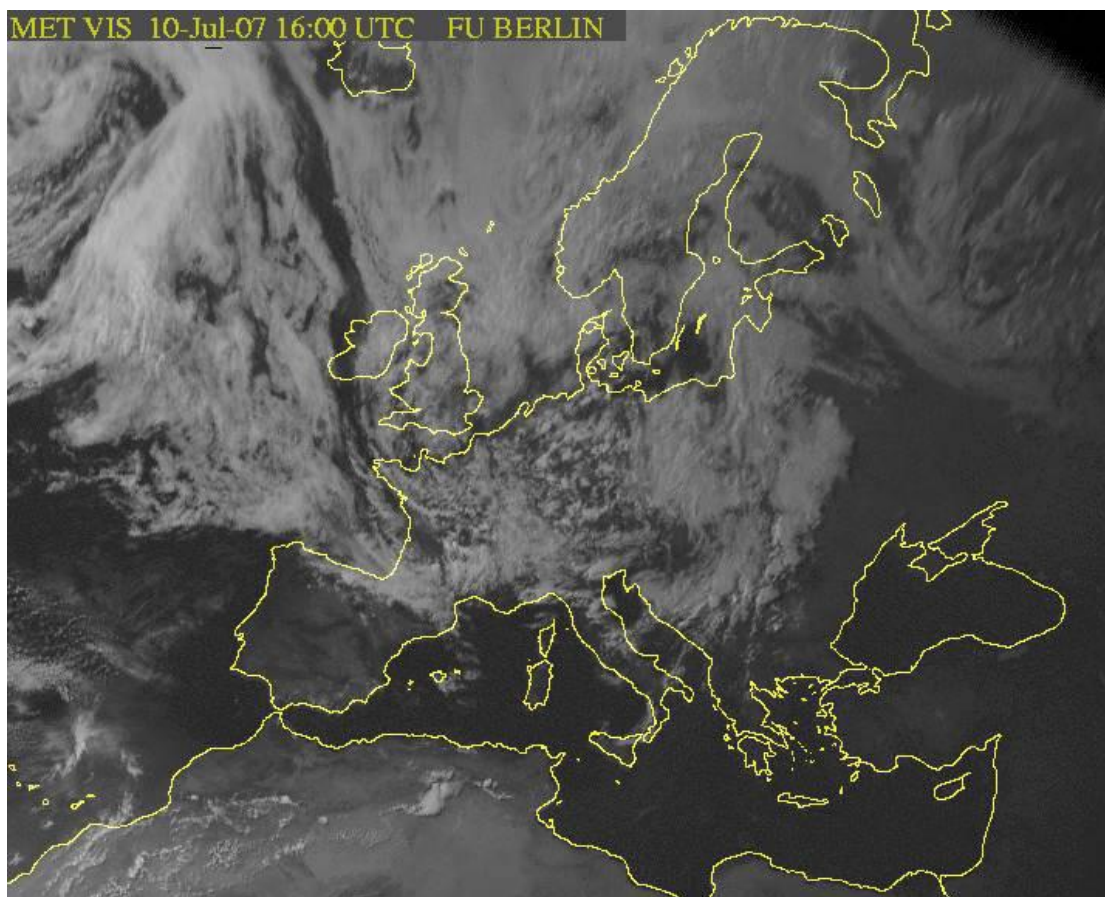
Τα τρία βασικά συστατικά για σοβαρές καταιγίδες είναι η αστάθεια, η άνωση, και κάθετη διάτμηση του ανέμου. Σε πολλές περιπτώσεις, χωρίς μια καλή πηγή διάτμησης ανέμου (π.χ. ένα μέτωπο, μια trough, στη θάλασσα σύγκλιση αύρας, dryline, αναγκαστική ροή πάνω από τα βουνά) ένα πακέτο αέρα, το οποίο έχει υπό όρους αστάθεια θα έχει πρόβλημα να ανυψωθεί από το οριακό στρώμα και να σχηματίσει καταιγίδα. Χωρίς κατακόρυφη διάτμηση (αλλαγή της κατεύθυνσης και της ταχύτητας του οριζόντιου ανέμου με το ύψος), μια θύελλα θα έχει πρόβλημα να ζήσει περισσότερο από περίπου 45 λεπτά και πεθαίνει, αντί να οργανώνεται σε ένα σύμπλεγμα ή MCS, ή να αναπτύξει ένα περιστρεφόμενο ανοδικό ρεύμα, με όλες τις συνέπειες για τις σοβαρές πιθανές καιρικές συνθήκες.

Σημείωση: Οι αναφορές θα προστεθούν αργότερα.

Για μια γρήγορη και διασκεδαστική επιχειρησιακή σειρά μαθημάτων για την μετεωρολογία περί ισχυρών καταιγίδων, ανεπιφύλακτα συνιστώ το MetEd: http://www.meted.ucar.edu/topics_convective.php

Οι Χάρτες

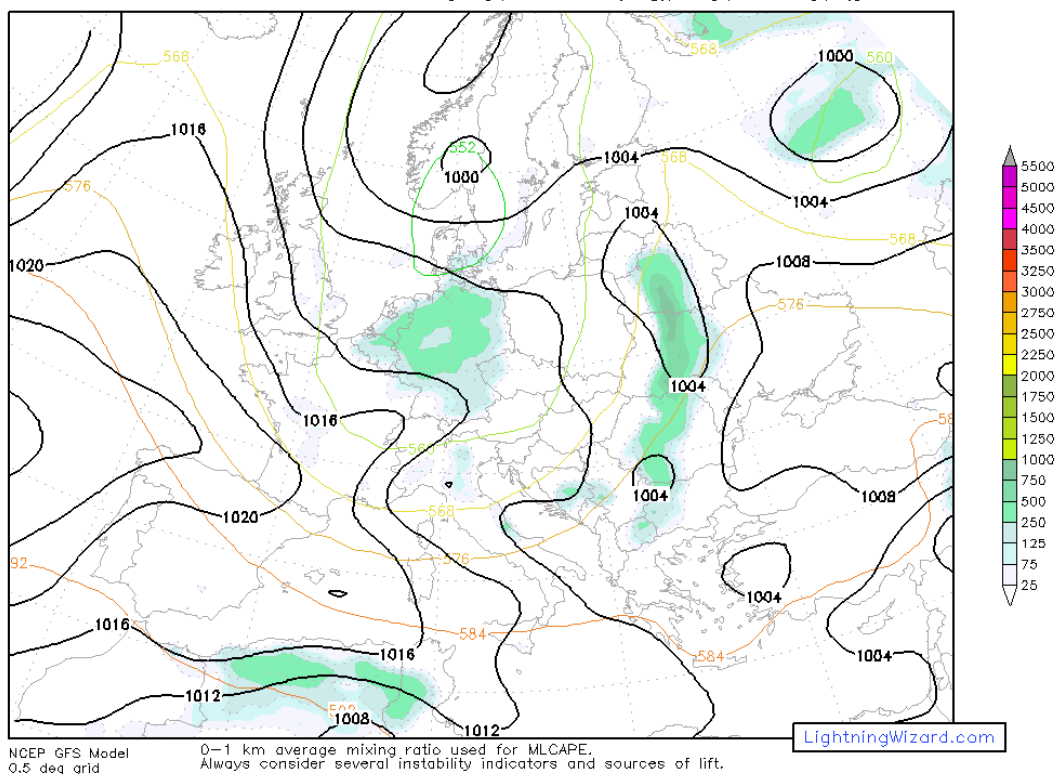
Το παρακάτω παραδείγματα είναι από τις 10 Ιουλίου 2007, για ώρα 15z. Αυτή την ημέρα εμφανίζεται ένα ψυχρό μέτωπο πάνω από την ανατολική Ευρώπη κατά μήκος του οποίου αναπτύσσονται έντονες καταιγίδες, με έναν ανεμοστρόβιλο στις 1645 UTC στη νοτιοδυτική Ρουμανία και μεγάλο χαλάζι πάνω από το κέντρο της Ρουμανίας το βράδυ. Περισσότερα συμβάντα τα οποία ενδέχεται να συνέβησαν κατά μήκος του μετώπου, δεν έχουν φθάσει στο ESWD. Supercells ήταν ορατά και από ραντάρ της Σερβίας. Μια τυπική κατάσταση στροβιλισμών ήταν παρούσα στις Κάτω Χώρες, στη Γερμανία με αρκετούς πλήρεις στροβίλους και χοάνες που αναφέρθηκαν αργά το πρωί και το απόγευμα, και μερικές περιπτώσεις μέχρι και 2 εκατοστά σε διάμετρο χαλάζι στη Γερμανία αργότερα προς το βράδυ. Την ώρα των δορυφορικών εικόνων, οι καταιγίδες πάνω από δυτική Ουκρανία από νωρίς το απόγευμα είχαν δημιουργήσει μια μεγάλη ασπίδα από νέφη cirrus. Ο σκοπός εδώ είναι μόνο για να δείξει παραδείγματα από τα πεδία των παραμέτρων, και όχι να συζητήσουμε τη περίπτωση λεπτομερώς (ανατρέξτε στο αρχείο πρόβλεψη της Ευρωπαϊκού Πειράματος Πρόγνωση Καταιγίδων, www.estofex.org). Μια διαφορετική περίπτωση μπορεί να επιλεγεί σε μια νεότερη έκδοση του εγγράφου.



1. MLCAPE (και MSL Πίεση, 500 hPa Γεωδυναμικό Ύψος)

+9hr valid 15Z Tue 10 JUL 2007

MSL Pressure [hPa] | 500 hPa Height [gpdam] | MLCAPE [J/kg]



Αυτός ο χάρτης προσφέρει μια συνηθισμένη άποψη των κοινών υψών για μια γρήγορη επισκόπηση της πίεσης των συστημάτων, με την προσθήκη της μικτού στρώματος CAPE (Convectively Available Potential Energy).

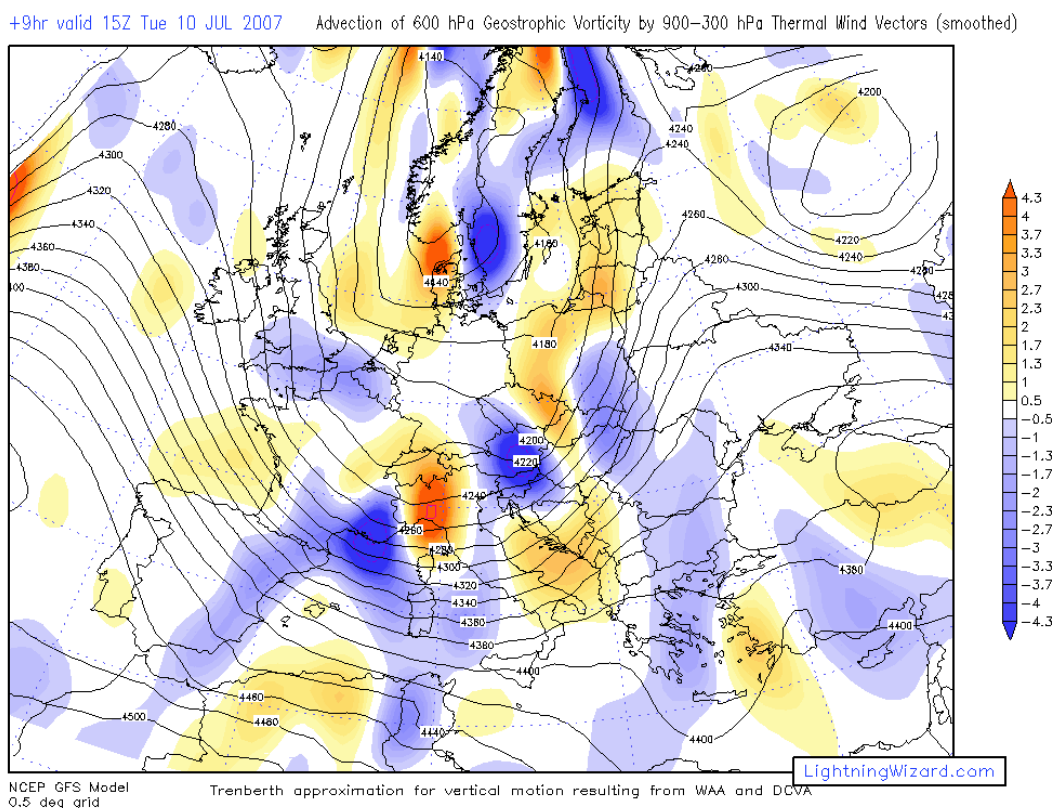
CAPE είναι η δυναμική ενέργεια που έχει ένα μόριο όταν ανυψώνεται προς το επίπεδο της ελεύθερης μεταφοράς θερμότητάς του και γίνεται θερμότερο από τα περιχώρά του, το οποίο βιώνει ανοδική πλευστότητα. Το πιθανό ενεργειακό δυναμικό μπορεί να μετατραπεί σε κινητική ενέργεια, η οποία αντανάκλαται σε ανοδική κίνηση. Μια κάθετη ταχύτητα θα μπορούσε καταρχήν να υπολογίζεται από αυτή, αλλά η θεωρία των μορίων δεν είναι τέλεια και δεν λαμβάνει υπόψη άλλες παραμέτρους όπως υετό ή δυναμική πίεση στις συμβολές των κάθετων ροών διάτμησης. Ωστόσο, τα υψηλότερα CAPE τυπικά περιλαμβάνουν ισχυρότερες καταιγίδες με μια υψηλότερη πιθανότητα για μεγάλο χαλάζι και άλλες σοβαρές καιρικές συνθήκες. Εδώ σημειώστε ότι το CAPE είναι συνήθως μικρότερης σημασίας από την κατακόρυφη διάτμηση για ανεμοστρόβιλους, ενώ η πιθανότητα για μεγάλο χαλάζι αυξάνεται με CAPE, το οποίο δίνει τουλάχιστον μέτρια διάτμηση (Τιμές γύρω στο 500 με 1.000 J / kg είναι επαρκείς).

Συντελεστές CAPE είναι οι απότομες διαφορές θερμοκρασίας από τα χαμηλά έως τα μεσαία επίπεδα σε ένα ζεστό και υγρό οριακό στρώμα. Όσο πιο κρύα είναι τα μεσαία επίπεδα σε σχέση με το μόριο και όσο υψηλότερα πλέει το μόριο (υψηλό επίπεδο ισορροπίας), τόσο μεγαλύτερο CAPE σε γενικές γραμμές. Ωστόσο, ζεστά και ξηρά στρώματα σε χαμηλά επίπεδα μπορεί να λειτουργήσουν ως ένα ανώτατο όριο (καπέλο) που εμποδίζουν τα μόρια να φτάσουν το οριακό στρώμα για την επίτευξη της ελεύθερης μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας, και μπορεί να εμποδίσουν καταιγίδες να

αναπτυχθούν (βλ. LFC-LCL χάρτη).

Το CAPE που χρησιμοποιείται σε αυτούς τους χάρτες υπολογίζεται για ένα δέμα αέρα με αναλογία ανάμειξης και μέσου όρου θερμοκρασίας από το στρώμα 0-1 Km, διότι δείχνει τη διαδικασία της ανάμειξης στο οριακό στρώμα. Σημειώστε το πρόβλημα του GFS στην υπερεκτίμηση του σημείου δρόσου στα χαμηλά επίπεδα (και ως αποτέλεσμα του CAPE) σε συνθήκες ασθενούς ανέμου και έντονης ηλιοφάνειας το καλοκαιρινό εξάμηνο, κάτι που μετριάζεται ελαφρά με το να μην συμπεριλαμβάνονται στον υπολογισμό οι μετρήσεις στα 2μ. Τέλος, να γνωρίζετε ότι το CAPE είναι πολύ ευαίσθητος παράγοντας σε μικρές διαφορές στην υγρασία και τη θερμοκρασία, καθώς και ο υπολογισμός και η χρήση των «πακέτων αέρα». Συνεπώς, είναι αρκετά ανώφελο να μιλάμε για παράδειγμα «855 J / kg CAPE» ή ακόμα και «900 J / kg». Σε περίπτωση που δείχνουν οι χάρτες 1000 J / kg CAPE, να είστε έτοιμοι να βρείτε σε ραδιοβολίσσεις τιμές κυρίως μεταξύ 500-1500 J / kg, με ένα ευρύ περιθώριο τουλάχιστον 50%.

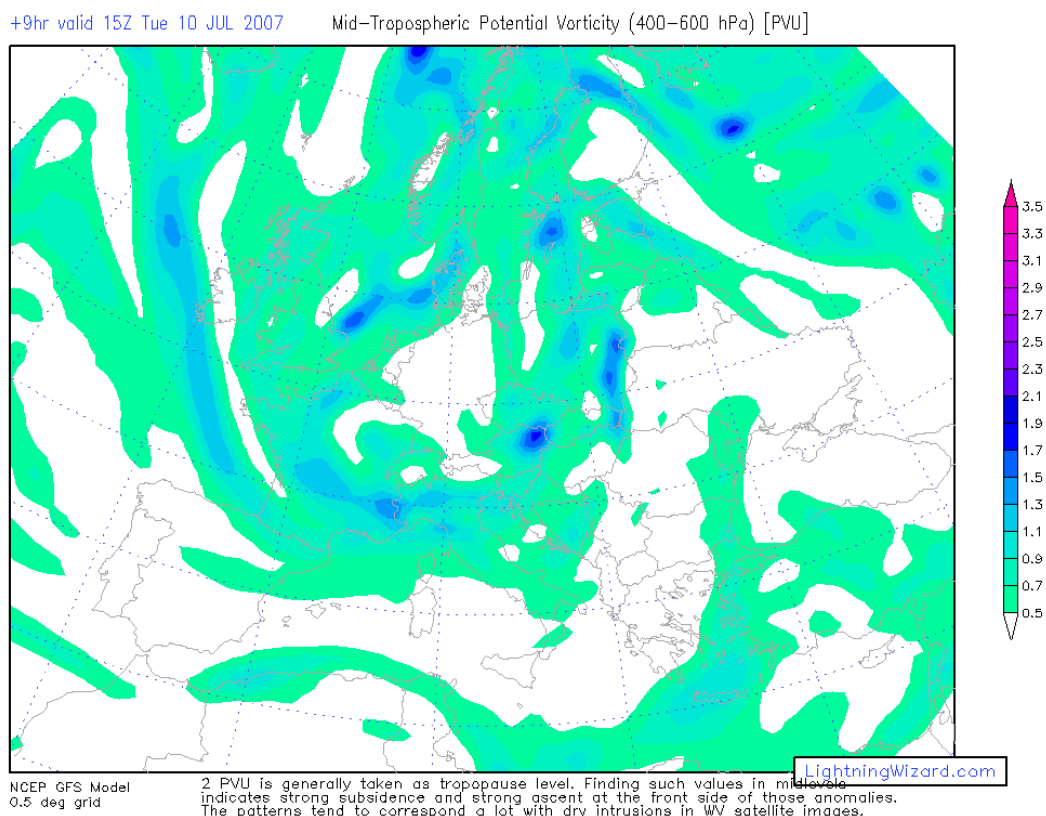
2. Omega: Οριζόντια μεταφορά στα 600 hPa - Γεωστροφικός στροβιλισμός μεταξύ 900-300 hPa - Thermal Wind Vectors, 600 hPa Height



Ο χάρτης αυτός χρησιμοποιεί τη μέθοδο Trenberth για την εκτίμηση της τελικής κατακόρυφης κίνησης που προκαλείται από οριζόντιο διαφορικό και μεταφορικό στροβιλισμό του αέρα και οριζόντια μεταφορά θερμοκρασίας, δίνοντας μια ποιοτική εικόνα των γεωστροφικών κάθετων κινήσεων. Είναι διαφορετική από την έξοδο του μοντέλου, δηλαδή τις κάθετες κινήσεις (που επηρεάζονται από την ίδια την αστάθεια). Χρησιμοποιήστε το για να πάρετε μια αίσθηση της μεγάλης κλίμακας ανύψωσης και

καθίζησης του αέρα. Μεμονωμένη αστάθεια πάνω από τη θάλασσα είναι συχνά σε θέση να διατηρηθεί από μόνη της και έπειτα από εκτόνωση, αν η ανταλλαγή θερμότητας στα χαμηλά επίπεδα είναι αρκετά ισχυρή, αλλά τα «σύννεφα κόμμα» (αυτά που έχουν το σχήμα «,») για παράδειγμα, για να διατηρηθούν θα πρέπει να υπάρχει Γεωστροφική ανέλιξη (συνήθως ανώτατο όριο στροβιλισμού). Συνιστάται να ελέγχετε διπλά την ύπαρξη ανέλιξης / καθίζησης του αέρα με άλλες γεωστροφικές παραμέτρους κατακόρυφη κίνησης

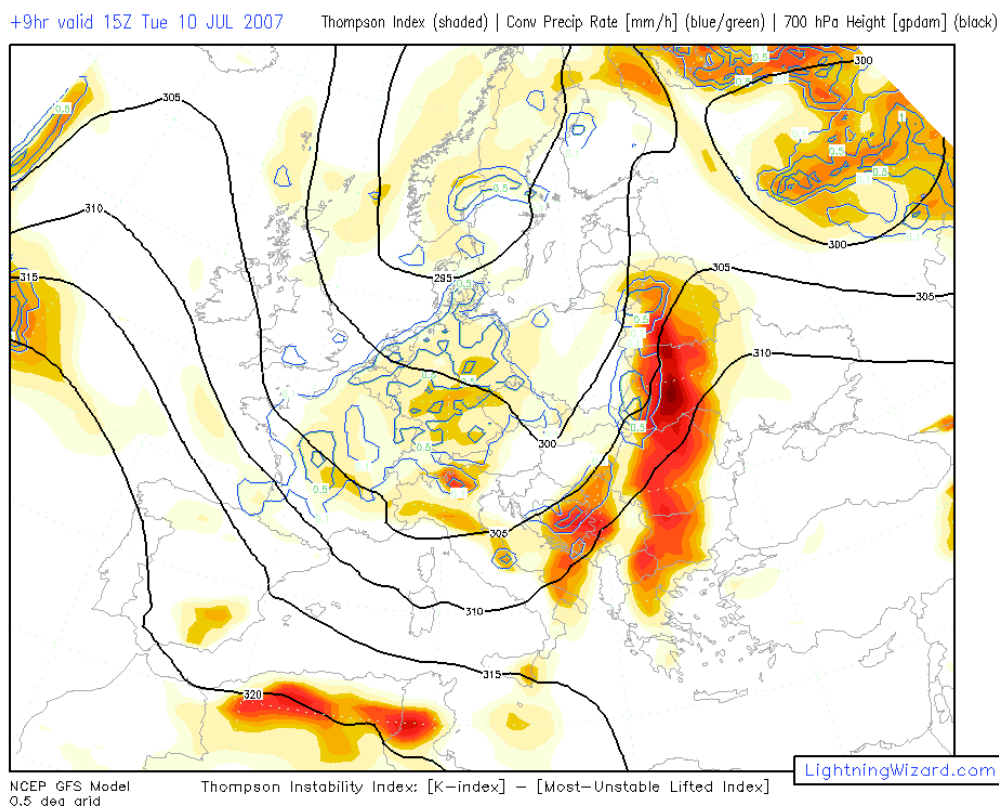
3. Μεσαίος-τροποσφαιρικός Δυναμικός Στροβιλισμός (400-600 hPa)



Χρησιμοποιείται για να τονίσει ατμοσφαιρικές διεργασίες με διαφορετικό τρόπο. PV είναι μια διατηρητική ποσότητα για αδιαβατική διαδικασία, που ισοδυναμεί με ορμή. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την ανίχνευση αερίων μαζών. Η τροπόπαυση συνδέεται συνήθως με 2 μονάδες PV, με χαμηλότερο PV από κάτω. Ισχυρές κάθετες κινήσεις μπορούν να ξεσηκώσουν την τροπόπαυση, όπως όταν αέρας με υψηλή τιμή PV εισέρχεται στην τροπόσφαιρα και φέρεται προς τα κάτω. Η παρουσία μιας ισχυρής ανωμαλίας στην PV σε μεσαία ή χαμηλότερα στρώματα υποδηλώνει είτε ισχυρή μετωπική καθίζηση ή μια φουσαλίδα κρύου αέρα στα μεσαία στρώματα με απότομες κινήσεις και ισχυρό στροβιλισμό. Δεν θα μπω βαθιά στη θεωρία PV, αλλά για πρακτικούς λόγους: ισχυρές ανοδικές κινήσεις να αναμένονται μπροστά από το μέγιστο της PV, με άλλα λόγια,

στροβιλισμός στα μεσαία στρώματα δημιουργεί ανοδική κίνηση στην κατεύθυνση της μέγιστης τιμής PV. Ειδικά το σκούρο μπλε και πέρα από αυτό, χρίζει ιδιαίτερης προσοχής. Τα μοτίβα που εμφανίζονται σε αυτόν τον χάρτη συχνά αντιστοιχούν με τις σκοτεινές ζώνες στις δορυφορικές εικόνες- water vapour images((εισβολές του ξηρού αέρα).

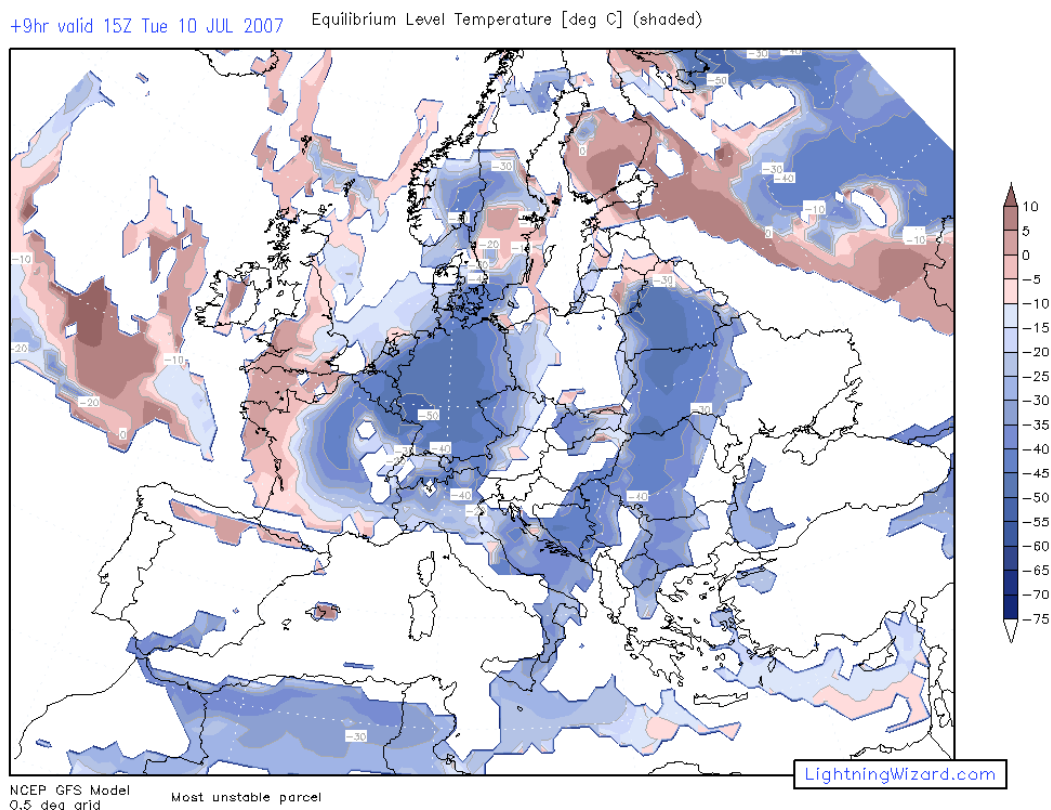
4. Δείκτης Thompson, Υετός αστάθειας , 700 hPa Ύψος



Ο δείκτης καταιγίδας Thompson είναι ένας αρχαίος δείκτης, από την εποχή που κάθε υπολογισμός έπρεπε να γίνει στο χέρι από ραδιοβολίσεις. Ο δείκτης αυτός αποτελείται από τον Δείκτη K μείον τον Δείκτη L, ($K_index - L_index$). Το τελευταίο είναι απλά η διαφορά μεταξύ της θερμοκρασίας στα 500 hPa ενός πακέτου αέρα που έχει σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα του. Ο Δείκτης K είναι $T_{850} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) - T_{500}$ και, επομένως, είναι ένα ποσό χωρίς έννοια, συμπεριλαμβανομένου ενός επιταχυνόμενου ποσοστού, ενός επιπέδου χαμηλού σημείου δρόσου και την μέση σχετική υγρασία σε ένα μεσαίο επίπεδο. Τα σταθερά επίπεδά του δίνουν μια φυσική σημασία διαφορετική από το επίπεδο της θάλασσας. Ο παράγοντας της υγρασίας στα 700hpa μπορεί να είναι χρήσιμος για να συμπεριληφθεί έμμεσα η πηγή της ανέλιξης του αέρα, όπως συνήθως συμβαίνει αυτός είναι πιο υγρός στα μέσα επίπεδα γύρω από τα μέτωπα. Προτείνω έντονα τη χρήση παραμέτρων της θεωρίας πακέτου όμως.

Αυτό που πρέπει να χρησιμοποιήσουμε από αυτόν τον χάρτη είναι κυρίως η εξαγωγή του υετού αστάθειας από το GFS, ο οποίος είναι στην πραγματικότητα αρκετά αξιόπιστος αν και μπορεί να αντιδρά υπερβολικά σε περίπτωση έντονης εξατμισοδιαπνοής (ασθενής άνεμος, η ισχυρή ηλιοφάνεια). Ενδέχεται να υποτιμήσει το δυναμικό αίτιο για καταιγίδες σε περιοχές με βαθιά ξηρά οριακά στρώματα.

5. Αποκατάσταση θερμοκρασιακής ισορροπίας (το πιο ασταθές κύτταρο)

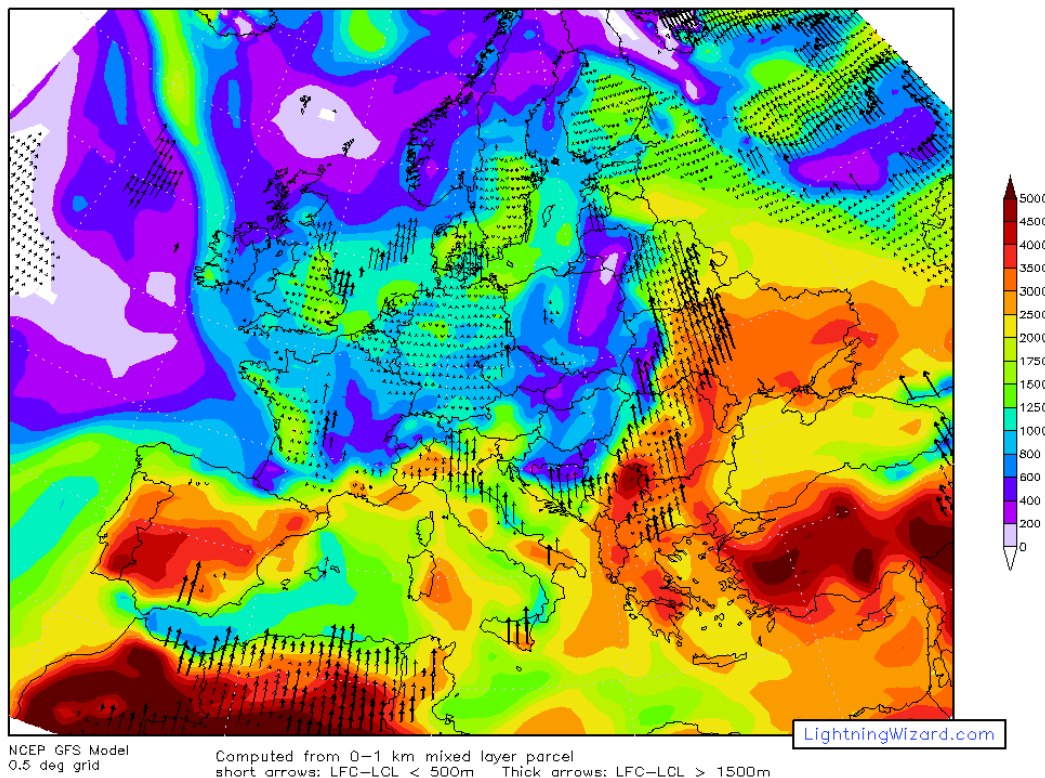


Ένας πολύ χρήσιμος χάρτης σε περιπτώσεις σχεδόν με ουδέτερο περιβάλλον των πολύ χαμηλών CAPE: κυρίως στο χειμερινό εξάμηνο . Τα κύτταρα αστάθειας πρέπει να έχουν ανοδικά ρεύματα για να φτάσουν επαρκώς τη περιοχή μεικτής φάσης θερμοκρασίας (συνήθως -10 έως -30 βαθμούς Κελσίου), όπου τα σωματίδια πάγου στο σύννεφο συνυπάρχουν με υγρά σταγονίδια νερού, προκειμένου η μη επαγωγική διαδικασία φόρτισης να είναι αποτελεσματική. Το επίπεδο της ισορροπίας είναι εκεί όπου το κύτταρο θα έχει την ίδια θερμοκρασία με το περιβάλλον του μετά την ελεύθερη ανύψωσή του. Θα βιώσει μια όλο και πιο αρνητική δύναμη άνωσης, καθώς ανεβαίνει περαιτέρω και θα επιβραδύνει. Αυτό αντιστοιχεί συχνά με τα επίπεδα κοντά στην τροπόπαυση, αλλά μπορεί επίσης να είναι μια αναστροφή χαμηλότερα στην τροπόσφαιρα. Ο χάρτης δείχνει τη θερμοκρασία, όχι το ύψος. Κεραυνοί μπορεί να εμφανιστούν με θερμοκρασίες EL χαμηλότερες από -10 βαθμούς, και γίνεται πιθανό ειδικά πέρα από τους -30 βαθμούς Κελσίου. Το χειμώνα το αντίστοιχο ύψος κορυφής του νέφους είναι χαμηλότερο και η περιεκτικότητα σε υγρασία χαμηλότερη, καθώς και τα ανοδικά ρεύματα πιο αδύναμα και έτσι η διαδικασία ηλεκτροδότησης είναι λιγότερο αποτελεσματική. Το καλοκαίρι σε μεγάλες περιοχές, κύτταρα μπορούν να φθάσουν σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες και μπορεί να είναι πιο χρήσιμο να εξετασθούν άλλοι δείκτες .

6. Επίπεδο συμπύκνωσης ανερχόμενου αέρα, διαφορά LFC-LCL

+9hr valid 15Z Tue 10 JUL 2007

Lifting Condensation Level (shaded) | Level of Free Convection – LCL difference



Ο LCL είναι παρόμοιος με το επίπεδο συμπύκνωσης, δηλαδή το ύψος της βάσης των νεφών που μπορούν να έχουν την μορφή σωρειτών για παράδειγμα. Οι τιμές του σχετίζονται σε μεγάλο βαθμό με τη σχετική υγρασία του οριακού στρώματος, δηλαδή σε πολύ χαμηλά ύψη δύνανται να σχετίζονται με τα χαμηλά σύννεφα και ομίχλη κατά τη διάρκεια της νύχτας (και σε μερικές περιπτώσεις εξακολουθούν να υπάρχουν κατά τη διάρκεια της ημέρας και να μπλοκάρουν την ηλιακή θέρμανση που απαιτείται για την δημιουργία καταιγίδων).

Υψηλά LCL ύψη μπορεί να ενισχύσουν καθοδικούς ανέμους επειδή ο κατερχόμενος αέρας θα είναι ψυχρότερος σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα, η αρνητική πλευστότητα θα επιταχύνει την κάθοδο. Υψηλό LCL (> 2000 m) μπορεί επίσης να επιφέρει περισσότερες δυσκολίες για την έναρξη αστάθειας, λόγω της διοχέτευσης του πακέτου σε αρκετά ξηρό περιβάλλον. Χαμηλό LCL ύψος (κάτω από 1000 μέτρα) είναι ευνοϊκό για ανεμοστρόβιλους, διότι περιλαμβάνει καθοδικές και ανοδικές διεργασίες πλευστότητας.

Ο LFC (το επίπεδο της ελεύθερης μεταφοράς) είναι το επίπεδο κάτω από το οποίο σε 0-1 Km ένα σύνθετο πακέτο αέρα, όταν ανυψωθεί θα είναι ψυχρότερο από το περιβάλλον του, και συνήθως θέλει να επιστρέψει εκεί από όπου προήλθε. Μια πολύ ισχυρή πηγή χαμηλού επιπέδου ανέλιξης μπορεί να ωθήσει ένα πακέτο στο LFC, έτσι ώστε να γίνει θερμότερο (ελαφρύτερο) σε σχέση με τον περιβάλλοντα αέρα και να ανυψωθεί. Πιο συνηθισμένο είναι ότι το θερμό στρώμα περιορισμού (καπέλο) θα αρθεί αδιαβατικά και θα αφαιρεθεί, ή ότι η θέρμανση και η ανάμειξη από κάτω θα αποφέρει μεγαλύτερο LCL και χαμηλότερο LFC.

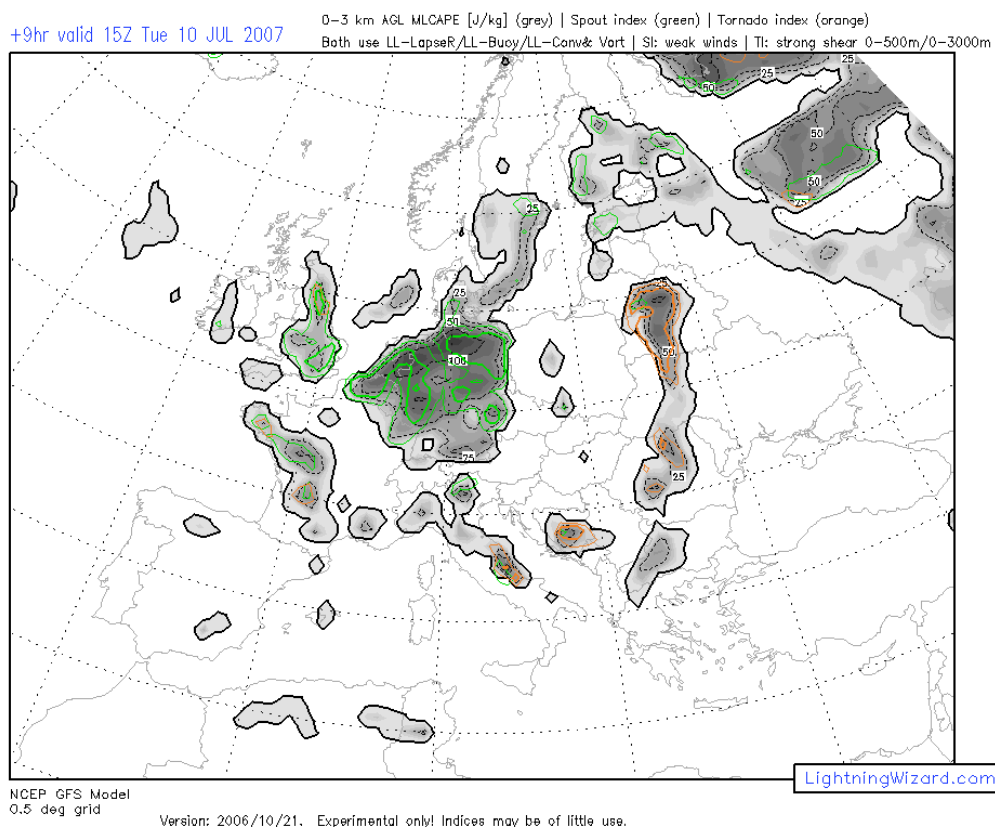
Με τη μορφή των φορέων, η διαφορά μεταξύ της βάσης του νέφους και το επίπεδο της ελεύθερης ανύψωσης είναι ίση.

Όχι φορέας σημαίνει όχι MLCAPE. Μικροί φορείς δείχνουν μικρές διαφορές LFC-LCL, έτσι ώστε να μην χρειάζεται σχεδόν καμία επιπλέον θέρμανση ή άλλο δυναμικό αίτιο για την έναρξη της ανοδικής μεταφοράς.

Τη νύχτα, η LFC-LCL διαφορά μπορεί να αυξηθεί και πάλι, αλλά συνήθως έχουν ήδη αναπτυχθεί καταιγίδες και θα διατηρηθούν για κάποιο χρονικό διάστημα, ανάλογα με την υγρασία και την καταιγίδα-σε σχέση με εισροές πάνω από το οριακό στρώμα. Σε γενικές γραμμές, όσο χαμηλότερη είναι η LFC-LCL διαφορά, τόσο πιο εύκολα (λιγότερη ενέργεια απαιτείται) αναπτύσσονται καταιγίδες. Το ίδιο ισχύει και για τα χαμηλότερα LCLs.

Σημειώστε ότι, επειδή το μοντέλο προσαρμόζει το περιβάλλον του (ελαχιστοποιεί τις επιταχύνσεις, μειώνει το LCL) ως αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας, η LFC-LCL διαφορά μπορεί να μεγαλώσει και μπορεί να δώσει μια εντύπωση ότι υπάρχει ένα «ανώτατο όριο» (καπέλο) ενώ υπάρχει ήδη αστάθεια. Ελέγξτε το κοιτάζοντας το χάρτη βροχόπτωση κάθετων αναπτύξεων.

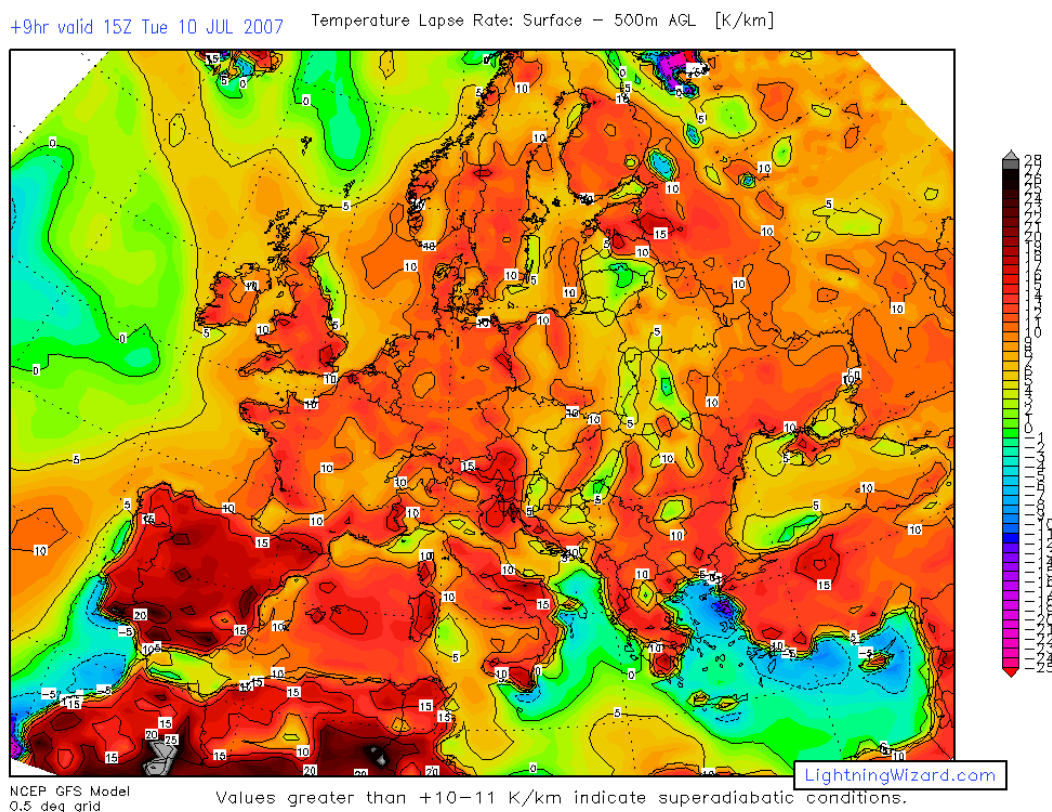
7. 0-3Km MLCAPE, Δείκτης στροβίλων (ανεμοστρόβιλοι – υδροστρόβιλοι)



Το 0-3Km MLCAPE (low-level CAPE) χρησιμοποιεί το 0-1 Km πακέτο, αλλά αντιπροσωπεύει την ύπαρξη MLCAPE, όχι σε όλη τη διαδρομή προς το EL, αλλά μόνο στο χαμηλότερο στρώμα των τριών χιλιομέτρων πάνω από την επιφάνεια. Αυτό δείχνει αν ένα πακέτο είναι σε θέση να επιταχύνει γρήγορα πάνω από το LFC.

Ένα χαμηλό LFC και θερμοκρασίες που πέφτουν γρήγορα με το ύψος στο στρώμα 0-3Km είναι αρκετό για μια επιτάχυνση προς τα πάνω σε αυτό το επίπεδο, το οποίο είναι σημαντικό ειδικά για την δημιουργία ανεμοστρόβιλων. Οι αδύναμοι σχετικά ανεμοστρόβιλοι (F0-F1), γνωστοί ως «χοάνες» (landspouts, waterspouts) συμβαίνουν με το τέντωμα του στροβιλισμού σε κατακόρυφο άξονα κατά την ανύψωση του αέρα. Η διαδικασία αυτή ενισχύεται από την κατακόρυφη επιτάχυνση (τον ίδιο μηχανισμό όπως η δίνη, όταν στραγγίζουμε μια μπανιέρα). Προϋπόθεση είναι μια πηγή των κάθετων στροβιλισμών και σύγκλισης, όπως γραμμές αλλαγής του ανέμου. Επιπλέον, φαίνεται σημαντικό οι άνεμοι στα χαμηλά επίπεδα να μην είναι ισχυροί, αλλιώς οι αναταράξεις μπορεί να διαταράξουν αυτή τη διαδικασία. Μεσαίου και ανώτερου επιπέδου κρύες δεξαμενές αέρα και αδύναμες trough είναι γνωστές για περιπτώσεις ανεμοστρόβιλων. Ο πράσινος πειραματικός δείκτης στον παραπάνω χάρτη ενσωματώνει αυτούς τους παράγοντες, αλλά δεν έχει βαθμονομηθεί ή ελεγχθεί, και μπορεί να μην είναι πάντα χρήσιμος. Ομοίως, ανεμοστρόβιλοι μπορούν να παραχθούν από την κλίση του χαμηλού επιπέδου στροβιλισμού του οριζόντιο άξονα (ισχυρό χαμηλό επίπεδο διάτμησης) μέσα στον κάθετο από ένα ισχυρό ανοδικό ρεύμα και μπορεί επίσης να επωφεληθεί από ισχυρότερο 0-3Km CAPE.

8. Διαφορά θερμοκρασίας επιφάνειας – 500m AGL



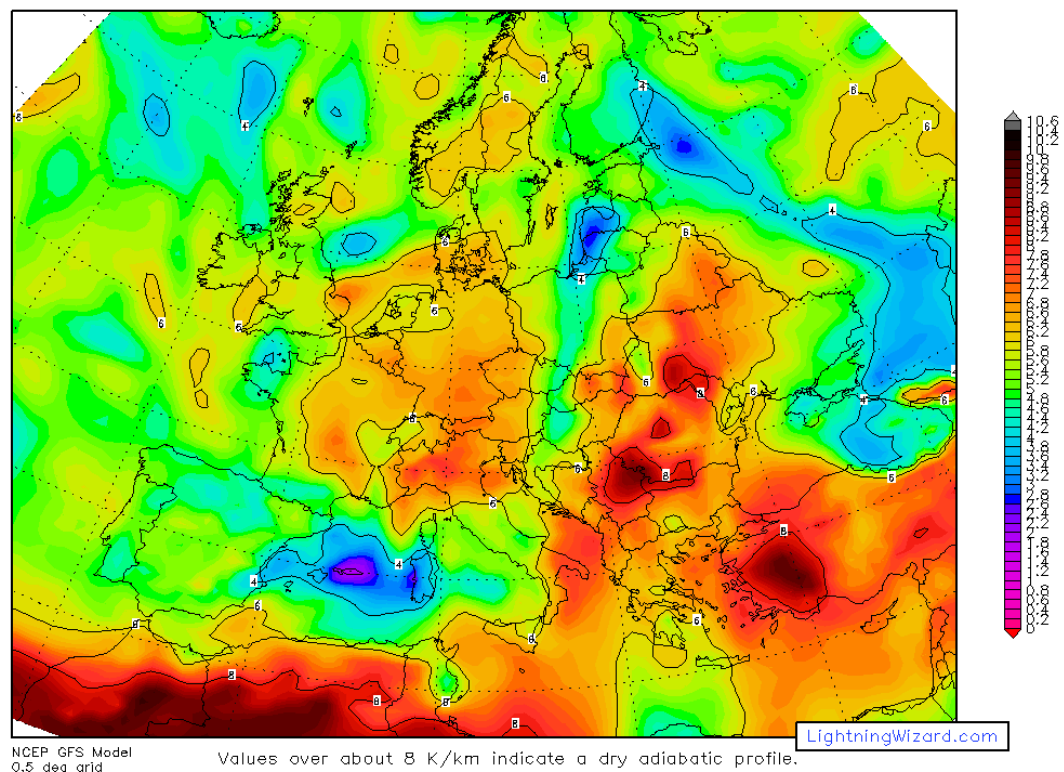
Αυτός ο χάρτης περιέχει χρήσιμες πληροφορίες για τη σχετική θερμοκρασία του αέρα σε σχέση με την επιφάνεια πάνω στην οποία ρέει. Η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι

περίπου 10-11 Κέλβιν μείωση ανά χιλιόμετρο, ενώ 5-6 βαθμούς μείωση ανά χιλιόμετρο είναι υγρή-αδιαβατική. Χαμηλότερες τιμές υποδηλώνουν αναστροφές. Οι τιμές υψηλότερες από 11 K / km δείχνουν υπέρ-αδιαβατικές συνθήκες που υποδεικνύουν κατ'ανάγκην ταραχώδη ανάμειξη καθώς τα πακέτα αέρα στην επιφάνεια έχουν ήδη θετική πλευστότητα με την ελάχιστη ανέλιξη. Αυτό είναι ευνοϊκό για την κάθετες δίνες όπως διαβόλους σκόνης και χόανες. Κάποιος μπορεί εύκολα να συμπεράνει πολλές φορές ποια διαδικασία είναι υπεύθυνη για την απότομη ή ανεστραμμένη αλλαγή κίνησης του αέρα.

Μεγάλα υδατικά συστήματα δεν αλλάζουν τη θερμοκρασία τους πολύ γρήγορα, άρα πολύ απότομες αλλαγές στις τιμές θερμοβαθμίδας, ως επί το πλείστον, θα είναι το αποτέλεσμα μεταφοράς του ψυχρού αέρα προς την επιφάνεια. Ομοίως, ανεστραμμένα ποσοστά ισχυρής οριζόντιας μεταφοράς θερμού αέρα πάνω από την επιφάνεια του νερού. Η ξηρά, από την άλλη πλευρά, ανταποκρίνεται γρήγορα στις διεργασίες ακτινοβολίας. Οι αντιθέσεις μεταξύ των χερσαίων και παρακείμενων επιφανειών του νερού μπορεί να προκαλέσουν μέσης κλίμακας κυκλοφορίες όπως η απόγειος ή θαλάσσια αύρα. Αλλαγές αυτών των ποσοστών παρατηρούνται κατά τη διάρκεια του μεσημεριού, όταν ο ήλιος λάμπει, ενώ το απόγευμα έχουμε μορφές αναστροφής στο έδαφος. Αυτό δίνει τη δυνατότητα να αξιολογήσουμε αν το μοντέλο παράγει νέφωση που μπορεί να αναστείλει τη θέρμανση του οριακού στρώματος κατά τη διάρκεια της ημέρας, ή να αντανακλά τα μεγάλου μήκους κύματα ακτινοβολίας στη γη τη νύχτα ($> 4 \text{ K / km}$ πάνω από την ξηρά), καθιστώντας το ένα χρήσιμο χάρτη, αν θέλετε να γνωρίζετε τις πιθανότητες για ανέφελο ουρανό τη νύχτα για αστρονομικές παρατηρήσεις.

9. Διαφορά θερμοκρασίας: 2000-4000 m AGL

+9hr valid 15Z Tue 10 JUL 2007 Temperature Lapse Rate: 2000m – 4000m AGL [K/km]



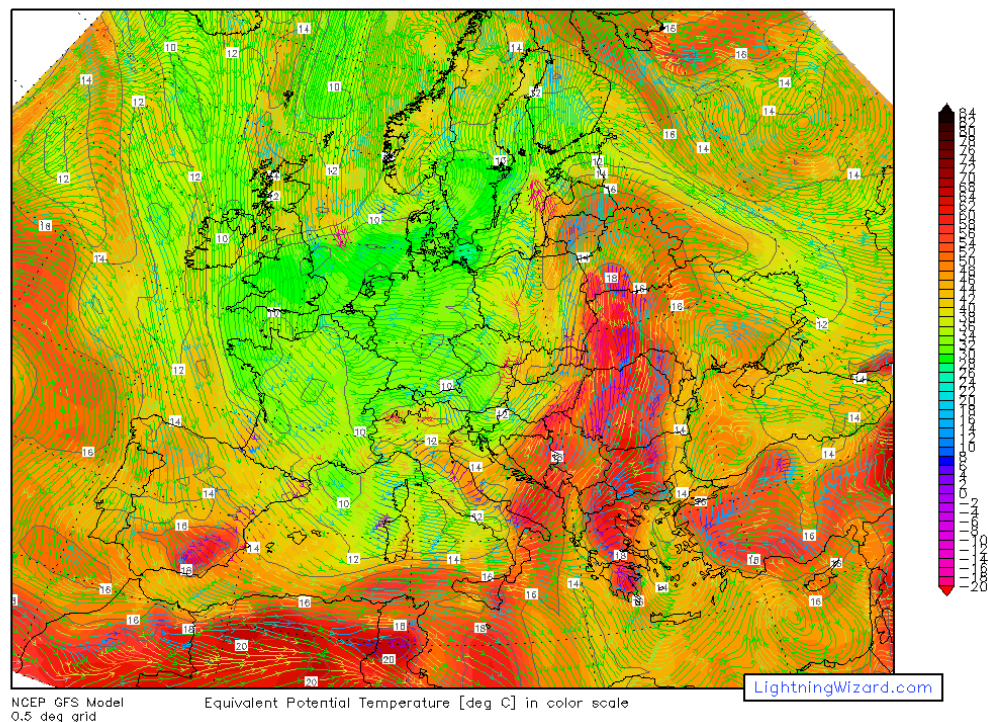
Αυτό το στρώμα επιλέχθηκε κάπως αυθαίρετα και συχνά χρησιμοποιείται για να προσδιορίσει μια σημαντική συμβολή στο CAPE, ανεξάρτητα από τη διαθεσιμότητα υγρασίας. Όσον αφορά τις θαλάσσιες πολικές αέριες μάζες πίσω από ψυχρά μέτωπα, δείχνει γενικά τιμές πάνω από 6 K / km . Μεγαλύτερες τιμές είναι συχνά σε θέση να καθορίζουν την ακραία ανωμεταφορά, όπου υπάρχει και καθίζηση αέριων μαζών που με τη σειρά της δημιουργεί μια αναστροφή.

Υπερυψωμένες και ξηρές περιοχές, όπως το ισπανικό οροπέδιο και το Οροπέδιο της Σαχάρα δημιουργούν συχνά βαθιά ξηρά στρώματα (με μεγάλη θερμοβαθμίδα), τα οποία μπορούν να κινηθούν μακριά από τις περιοχές γέννησής τους, στη Δυτική Ευρώπη (π.χ. Spanish Plume). Στις μεγάλες πεδιάδες των ΗΠΑ, παρόμοιες περιοχές είναι τα Βραχώδη Όρη και τα δυτικά High Plains από όπου μεταφέρονται αέριες μάζες ανατολικότερα πάνω από πολύ υγρές αέριες μάζες, δημιουργώντας εκρηκτικές συνθήκες. Η πολύ ισχυρή θερμοβαθμίδα ($> 7 \text{ K / km}$) σε αυτό το επίπεδο, στις θερμές αέριες μάζες, είναι ικανή να προκαλέσει υψηλές τιμές CAPE βοηθώντας την επιτάχυνση της ανωμεταφοράς και συνήθως συνοδεύεται από χαλαζόπτωση και κυρίως ισχυρούς καταβατικούς ανέμους. Ουδέτερη θερμοβαθμίδα ($5\text{-}6 \text{ K / km}$) υποδεικνύει

λιγότερο συναρπαστικές συνθήκες, οι οποίες βρίσκονται συχνά σε κορεσμένες μετωπικές περιοχές. Σημειώστε ότι οι θερμοκρασίες μεταξύ 2000 και 4000m καθορίζονται και από διαφορετικούς ανέμους, έτσι ώστε η ίδια η θερμοβαθμίδα δεν είναι πάντα ομοιόμορφη και μπορεί απλά να εμφανιστεί και εξαφανιστεί από το πουθενά.

10.-11. 700 hPa Theta-e, Ρευματογραμμές (σύγκλισης και απόκλισης)

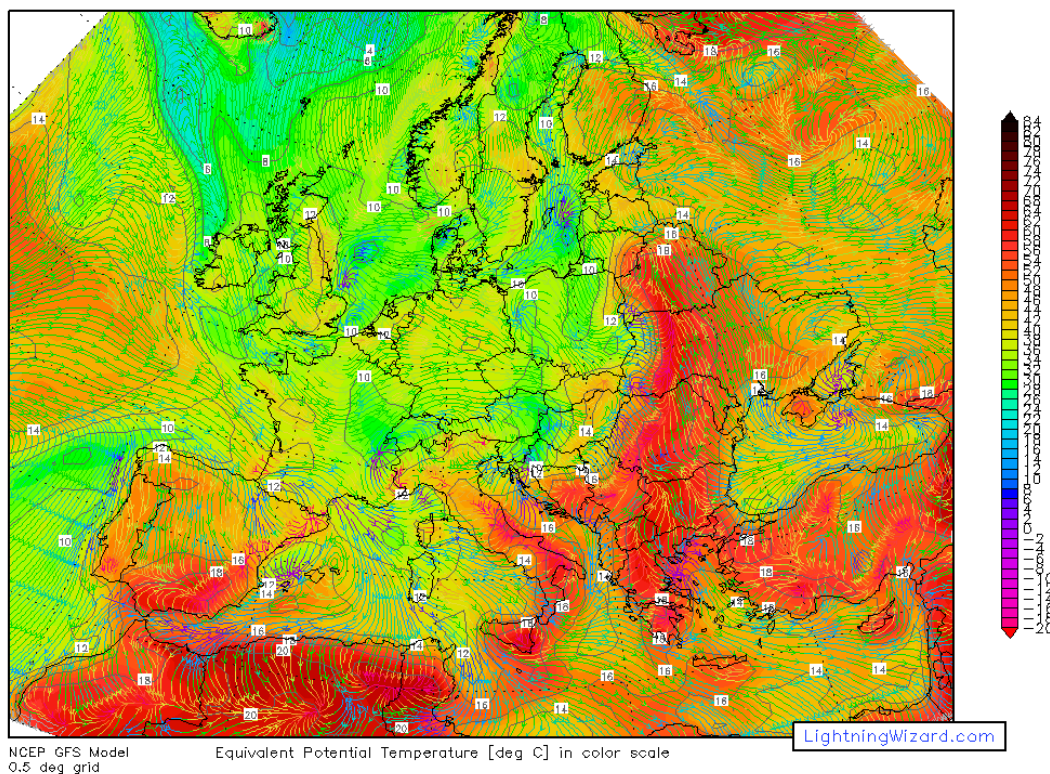
+9hr valid 15Z Tue 10 JUL 2007 700 hPa Wet-bulb Pot. Temp. [deg C] | 700 hPa Streamlines + Conv/Div (red/blue)



0-1 km Theta-e, 10 m Streamlines (convergence and divergence)

+9hr valid 15Z Tue 10 JUL 2007

0-1 km mixed Wet-bulb Pot. Temp. [deg C] | 10m Streamlines + Convergence



Theta-e είναι η ισοδύναμη εν δυνάμει θερμοκρασία. Είναι σκιαγραφημένη σε Skew-T διάγραμμα σηκώνοντας ένα πακέτο αέρα στο ύψος ελεύθερης μεταφοράς του, μετά αφαιρώντας αδιαβατικά όλη την υγρασία από αυτό ακολουθώντας την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα και διαβάζοντας την εν δυνάμει θερμοκρασία του στα 1000hPa μέσω της ξηρής αδιαβατικής. Στην πραγματικότητα αυτό είναι ισοδύναμο με τη θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (theta-w ή WBPT) . Και οι δύο εμφανίζονται στη πρώτη εικόνα, theta-e σε χρώματα και theta-w σε γραμμές.

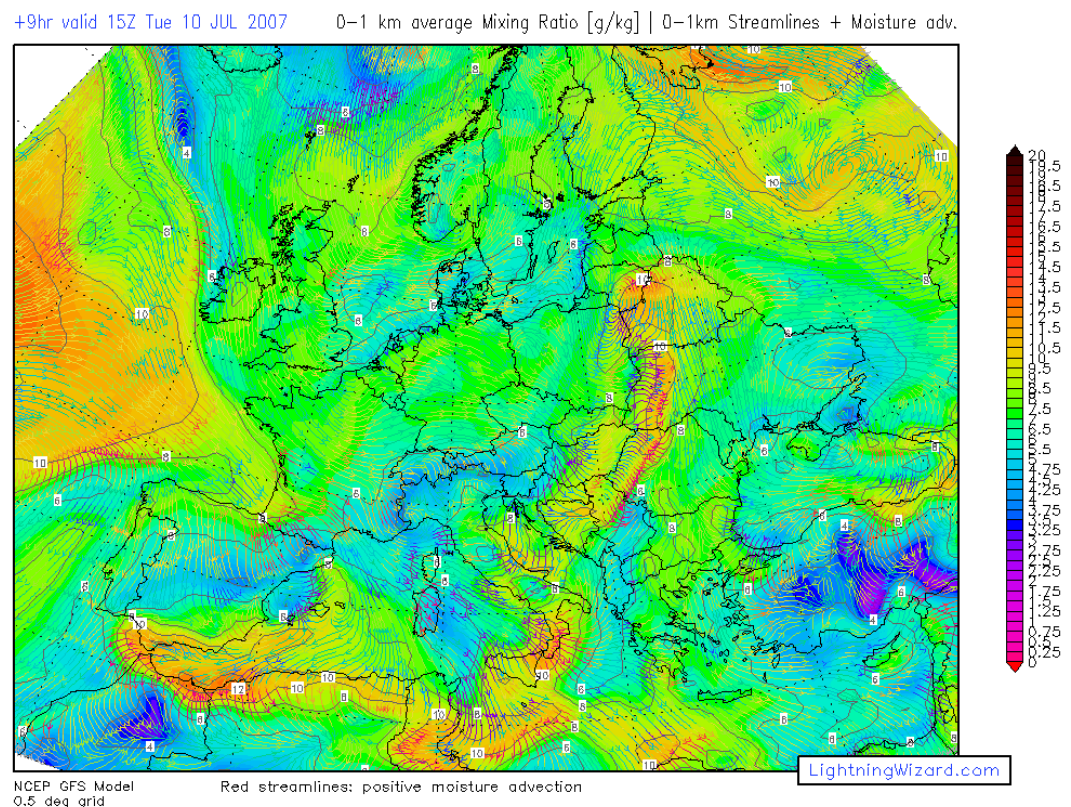
Το πλεονέκτημα της theta-e σε σχέση με την κανονική θερμοκρασία είναι ότι αυτή διατηρείται σε αδιαβατικές μεταβολές, πράγμα που σημαίνει πώς όταν φέρουμε πακέτο αέρα σε ένα υψηλότερο ή χαμηλότερο επίπεδο δεν αλλάζει η τιμή του. Όπως διαφορετικές προελεύσεις των αερίων μαζών καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τις δικές τους θήτα-e, μπορεί κανείς να χρησιμοποιήσει αυτή την παράμετρο ως δείκτη. Τα μέτωπα εύκολα διακρίνονται από απότομες κλίσεις σε theta-e. Το οριακό στρώμα theta-e δείχνει μέτωπα όπου βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια, ενώ στα 700 hPa δείχνει αυτά που βρίσκονται κοντά στο επίπεδο των 3000 m. Το χειμώνα συμβαίνει συχνά τα θερμά μέτωπα να μην διεισδύουν στις βαριές, κρύες αέριες μάζες κοντά στην επιφάνεια. Είναι όμως ορατά στο επίπεδο 700 hPa.

Οι χάρτες μπορεί να χρησιμοποιηθούν για να καθορίσουμε εάν η αέρια μάζα είναι δυνητικά ασταθής, κάτι που εμφανίζεται συχνά σε ψυχρά μέτωπα. Όταν οι τιμές στα 700 hPa, είναι χαμηλότερες από ό, τι στο στρώμα 0-1 Km, η άρση του στρώματος μπορεί να αυξήσει τη θερμοβαθμίδα και να προκαλέσει την άνοδο του CAPE. Ενώ το μοντέλο θα πρέπει να είναι σε θέση να υπολογίσει όλα αυτά από μόνο του, αυτό δεν συμβαίνει πάντοτε καθώς δημιουργούνται γραμμές ισχυρής ανωμεταφοράς σε μικρότερη κλίμακα από ότι μπορεί να διαβάσει το μοντέλο.

Το χρώμα δείχνει ποιοτικά την παρουσία της σύγκλισης (κίτρινο σε κόκκινο) και της απόκλισης (γαλάζιο, μωβ). Το καλοκαίρι, σε περιπτώσεις ανωμεταφοράς, μπορεί κανείς να

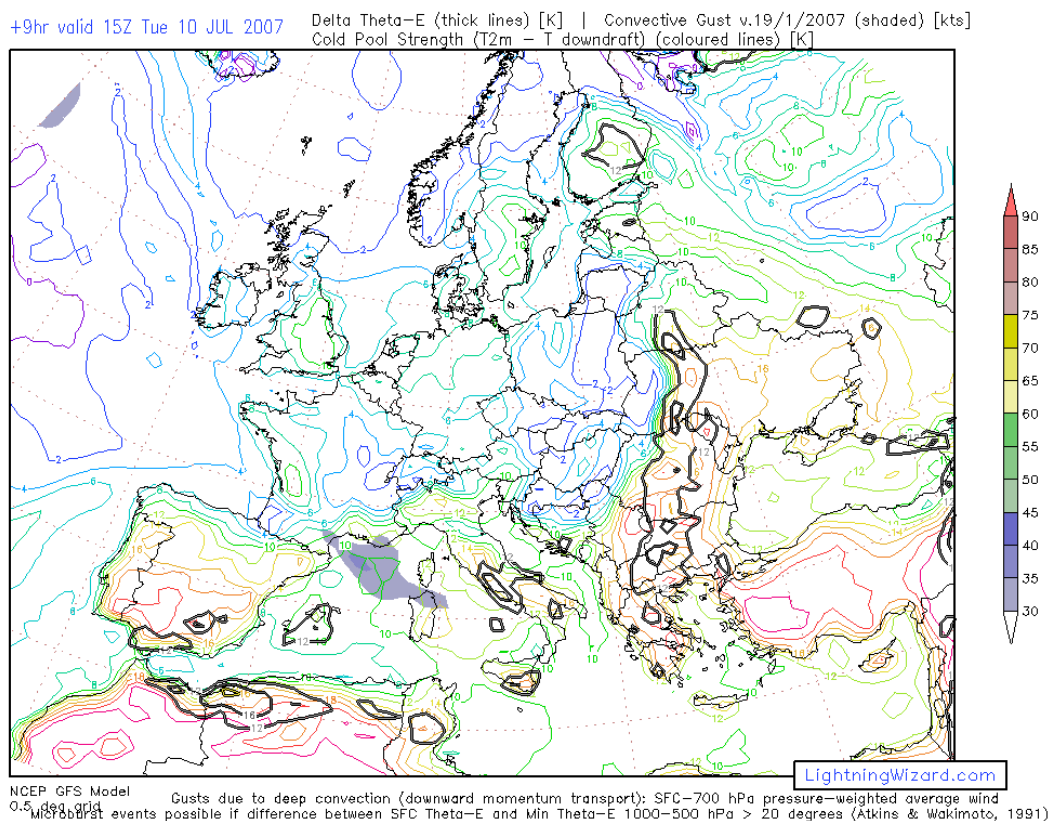
θεωρήσει χαμηλού επιπέδου σύγκλιση στη κορυφή υψηλής theta-e σαν χρήσιμο δείκτη των περιοχών όπου θα προκληθούν καταιγίδες. Σύγκλιση κοντά επιφάνεια πρέπει να οδηγήσει σε ανοδική κίνηση του αέρα και λειτουργεί ως έναυσμα για την ανωμεταφορά. Μόνο σε περιπτώσεις πολύ μικρών διαφορών στα LFC-LCL οι καταιγίδες μπορούν επίσης να αναπτυχθεί έξω από αυτές περιφέρειες σύγκλισης. Σε επίπεδο 700 hPa ίσως μάλλον θέλετε να δείτε αποκλίνοντες (ή ουδέτερους) ανέμους στην ίδια περιοχή, ως αποτέλεσμα του χαμηλού επιπέδου σύγκλισης. Σύγκλιση στο επίπεδο 700 hPa ως επί το πλείστον δείχνει καθίζηση αέριων μαζών. Μπορεί συχνά να ανακαλυφθούν ημερήσιοι κύκλοι θαλάσσιας αύρας και κυκλοφορίες βουνών. Ο συνδυασμός των δύο αεροδυναμικών πεδίων σας επιτρέπει να καθορίσετε την κατεύθυνση διάτμησης.

12. 0-1 km average Mixing Ratio, 0-1 km average wind streamlines (moisture advection)



Η αναλογία μίγματος είναι μια άλλη λέξη για την απόλυτη υγρασία και εκφράζεται σε γραμμάρια υδρατμών ανά χιλιόγραμμο ξηρού αέρα. Μια παράμετρος που συνδέεται άμεσα με το σημείο δρόσου. Η αναλογία μίγματος διατηρείται για τις κάθετες κινήσεις μέχρι να συμβεί συμπύκνωση. Αυτή η παράμετρος είναι εύκολα συγκρίσιμη με ραδιοβολίσεις παίρνοντας τον μέσο όρο από το χαμηλότερο χιλιόμετρο σε ένα διάγραμμα Skew-T, αρκετά χρήσιμο για να δούμε αν το μοντέλο συμβαδίζει με την υγρασία των προβλέψεων, εξάλλου είναι η πηγή του υπολογισμού του CAPE. Οι αεροδυναμικές γραμμές δείχνουν με χρώματα πού υπάρχει οριζόντια μεταφορά του αέρα (υγρού ή ξηρού) τονίζοντας τις κλίσεις κάθετα προς τον άνεμο.

13. Delta Theta-E, Convective Gust, Cold Pool Strength (T2m - Tdowndraft)

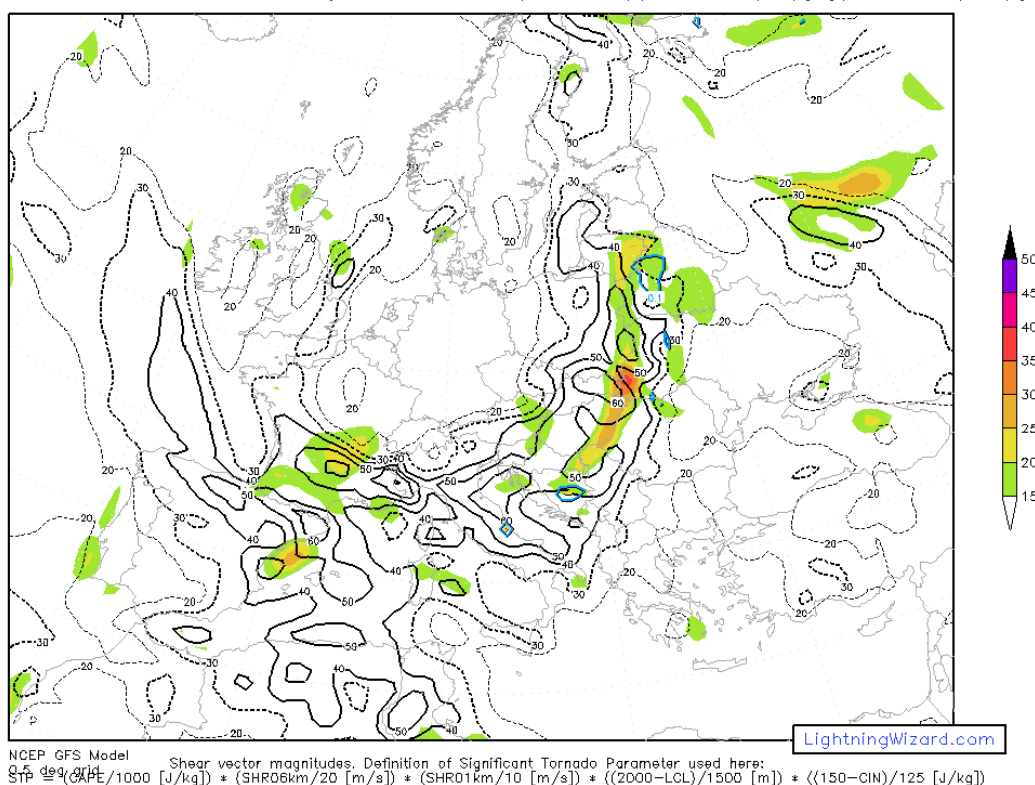


Το Delta-theta-e (παχιές γραμμές, όπου υπάρχουν) είναι η διαφορά μεταξύ του theta-e του οριακού στρώματος και του χαμηλότερου theta-e που βρίσκουμε στα μεσαία επίπεδα της τροπόσφαιρας (κάτω των 400 hPa). Όσο ξηρότερες και ψυχρότερες είναι σε αυτό το ύψος οι μάζες αέρα, και όσο θερμότερο / περισσότερο ασταθές είναι το πακέτο αέρα στο οριακό στρώμα, τόσο ισχυρότερα θα είναι τα ανοδικά και καθοδικά ρεύματα και ως εκ τούτου, η πιθανότητα για σοβαρές ταχύτητες καθοδικών ρευμάτων είναι μεγάλη, κυρίως για τιμές πάνω από 20K (Atkins και Wakimoto, 1991). Cold Pool Strength είναι μια παράμετρος που παίρνει τη χαμηλότερη theta-e από τα μέσα επίπεδα και τη φέρνει στην επιφάνεια, όπου τη συγκρίνει με την θερμοκρασία στα 2μ. Μπορεί κανείς να ερμηνεύσει αυτή τη διαδικασία ως τη μεγαλύτερη πτώση της θερμοκρασίας που μπορεί να σημειωθεί από την εκδήλωση καταιγίδας (αν το μοντέλο δεν έχασε ψυχρότερες τιμές theta-e). Στην πράξη αυτό μπορεί συχνά να είναι λιγότερο πρακτικό. Ερμηνεύοντάς το φυσικά, αυτό αντιστοιχεί με την αρνητική πλευστότητα του καθοδικού ρεύματος αέρα μέσα στο το οριακό στρώμα. Μια σχετικά κρύα μάζα καθώς κατέρχεται από τη καταιγίδα θα κινηθεί με μεγαλύτερη ταχύτητα σε σχέση με τη καταιγίδα (ισχυρότερη ριπές ανέμου). Μπορεί να απαιτήσει ισχυρούς, χαμηλού επιπέδου, ανέμους ώστε να αποτραπεί η αποκοπή της καταιγίδας από την πηγή της υγρασίας της. Οι τιμές υψηλότερες από 10 βαθμούς είναι ένα καλό σήμα για ισχυρές ριπές. Οι χαμηλές τιμές από την άλλη, δείχνουν έναν σχεδόν ουδέτερο προφίλ. Τη νύχτα και όταν η ανωμεταφορά έχει ήδη προκαλέσει υετό, στο μοντέλο αυτή η παράμετρος δεν είναι αντιπροσωπευτική της κατάστασης.

14. 0-6 km Shear, 0-1 km Shear, Significant Tornado Parameter

+9hr valid 15Z Tue 10 JUL 2007

Significant Tornado Parameter (thick color lines) | 0-6 km Shear (black) [kts] | 0-1 km Shear (shaded) [kts]



Εμφάνιση σε κόμβους (μπορεί να αλλάξει αυτό σε m /s), το μήκος της διαφοράς φορέα (κάθετο διάνυσμα διάτμησης) των ανέμων σε απόσταση 6km και 1km πάνω από την επιφάνεια του εδάφους με τον άνεμο στα 10m. Αυτά συχνά αποκαλούνται «βαθιά διατμητικά στρώματα» και «στρώματα χαμηλού επιπέδου διάτμησης», αντίστοιχα. Τα επίπεδα επιλέχθηκαν επειδή είναι ίδια με αυτά που χρησιμοποιούνται στις αμερικάνικες μελέτες και έχει ελεγχθεί η συσχέτισή τους με ακραία φαινόμενα. Βαθιά διατμητικά στρώματα, περίπου 20 kts (10 m / s, ασθενής έως μέτρια) είναι συχνά ικανά για τη διατήρηση της συνεχόμενης γέννησης νέων κυττάρων δίπλα σε παλαιότερα κύτταρα, κάτι που υποστηρίζει τη δημιουργία πολυκύτταρων καταιγίδων και μέσης κλίμακας καταιγιδοφόρων συστημάτων, το τελευταίο κυρίως όταν υπάρχει το δυναμικό αίτιο. 30 kts (15 m / s) ή περισσότερο οδηγούν συνήθως σε αρκετά καλά οργανωμένες καταιγίδες με χαρακτηριστικά πολυκύτταρων συστημάτων και ικανότητα παραγωγής μεγάλου μεγέθους χαλάζι. Συνήθως 40 kts (20 m / s), λαμβάνεται ως κατώτατη τιμή για πολυκύτταρες καταιγίδες, πράγμα που σημαίνει ότι η καταιγίδα είναι σε θέση να αναπτύξει και να διατηρήσει μια ανοδική και περιστρεφόμενη πορεία. Οι πολυκύτταρες καταιγίδες μπορούν να παράγουν μεγάλο χαλάζι (> 2 εκ.), σοβαρά καθοδικά ρεύματα και ανεμοστρόβιλους. Χαμηλό επίπεδο διάτμησης πάνω από 20-25 kts (10-15 m / s) είναι ευνοϊκό για γέννηση ανεμοστρόβιλων, αφού αποτελεί παράγοντα οριζόντιου στροβιλισμού που μπορεί να πάρει κλίση στο κατακόρυφο με ισχυρά ανοδικά ρεύματα. Επιπλέον, ένα MCS σε ένα περιβάλλον υψηλής διάτμησης 0-1 χιλιομέτρων μπορεί να παράγει καταστροφικούς ανέμους. Σημαντική παράμετρος για ανεμοστρόβιλους είναι ένας σύνθετος δείκτης που βασίζεται σε στρώμα με βαθύ και χαμηλό επίπεδο διάτμησης, CAPE, CIN και LCL ύψος. Τονίζει

περιοχές όπου αυτά τα συστατικά ενοποιούνται πλέον για τη παραγωγή
ανεμοστρόβιλων, αν και δεν τονίζει ποια παράμετρος είναι πιο σημαντική.

Το παρόν πόνημα ενδέχεται να υποστεί σύντομα σε προσθήκες
χαρτών με επεξηγήσεις, μείνετε ενημερωμένοι για τυχόν
αλλαγές στο meteovolos.gr

© Σταύρος Ντάφης, 2012
<http://www.meteovolos.gr>

© Oscar van der Velde, 2007
<http://www.lightningwizard.com>
<http://lightningwizard.estofex.org>