
2^η ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΗ ΑΣΚΗΣΗ

ΚΑΤΑΤΟΜΗ ΤΟΥ ΑΝΕΜΟΥ ΜΕ ΤΟ ΥΨΟΣ

1. Εισαγωγή

Ο ατμοσφαιρικός αέρας, που περιβάλλει τη γη, βρίσκεται σε συνεχή κίνηση και οι παράγοντες που δημιουργούν και διαμορφώνουν τις ατμοσφαιρικές κινήσεις είναι η ηλιακή ακτινοβολία, που προσλαμβάνει η ατμόσφαιρα και η επιφάνεια του εδάφους, η ανομοιογένεια του ανάγλυφου του εδάφους και η περιστροφική κίνηση της γης. Από τις κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα, εκείνες που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον είναι οι οριζόντιες μετακινήσεις του, οι οποίες χαρακτηρίζονται ως άνεμος. Συνεπώς, **άνεμος** ορίζεται το ρεύμα του ατμοσφαιρικού αέρα που έχει κάποια σχετική κίνηση ως προς το έδαφος. Ο άνεμος στα επιφανειακά στρώματα της ατμόσφαιρας παρουσιάζει πολλές μεταβολές, τόσο στη διεύθυνση όσο και στην έντασή του, εξαιτίας της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας και της τριβής με το ανάγλυφο του εδάφους (Χρονοπούλου-Σερέλη και Φλόκας, 2010).

Ο άνεμος αποτελεί μια βασική μετεωρολογική και κλιματική παράμετρο και η εκτίμηση των χαρακτηριστικών του έχει πολλές εφαρμογές, όπως στη διασπορά των ρύπων, στην αιολική ενέργεια, στη ναυσιπλοΐα, κλπ. Ιδιαίτερα, η γνώση του ανεμολογικού πεδίου είναι αναγκαία στις μελέτες εκτίμησης του αιολικού δυναμικού και στην επιλογή της θέσης εγκατάστασης των αιολικών πάρκων.

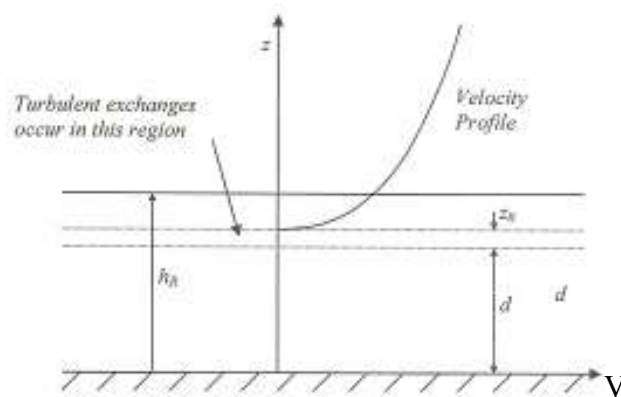
2. Κατατομή του ανέμου με το ύψος στο Ατμοσφαιρικό Οριακό στρώμα

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) εκτείνεται σε βάθος 500-1500 μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους. Η κατατομή της ταχύτητας του ανέμου εκφράζει τις μεταβολές του ανέμου καθ' ύψος και επηρεάζεται άμεσα από τη φύση του εδάφους.

Η αναλυτικότερη έκφραση που περιγράφει την κατατομή της οριζόντιας συνιστώσας του ανέμου μέσα στο ΑΟΣ, είναι ο νόμος του λογαριθμικού προφίλ διορθωμένος ώστε να συμπεριλαμβάνει και την επίδραση της ατμοσφαιρικής ευστάθειας. Σύμφωνα με το νόμο η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος z δίνεται από τη σχέση:

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \psi((z-d)/L) \right] \quad (1)$$

όπου $V(z)$ η ταχύτητα του ανέμου στο ύψος z , u_* η ταχύτητα τριβής, k η σταθερά von Karman ($k=0.4$), z_0 το μήκος τραχύτητας του εδάφους, d το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης και ψ ο όρος ευστάθειας. Ο όρος ψ εξαρτάται από τον λόγο $(z-d)/L$, όπου L το μήκος Monin-Obukhov.

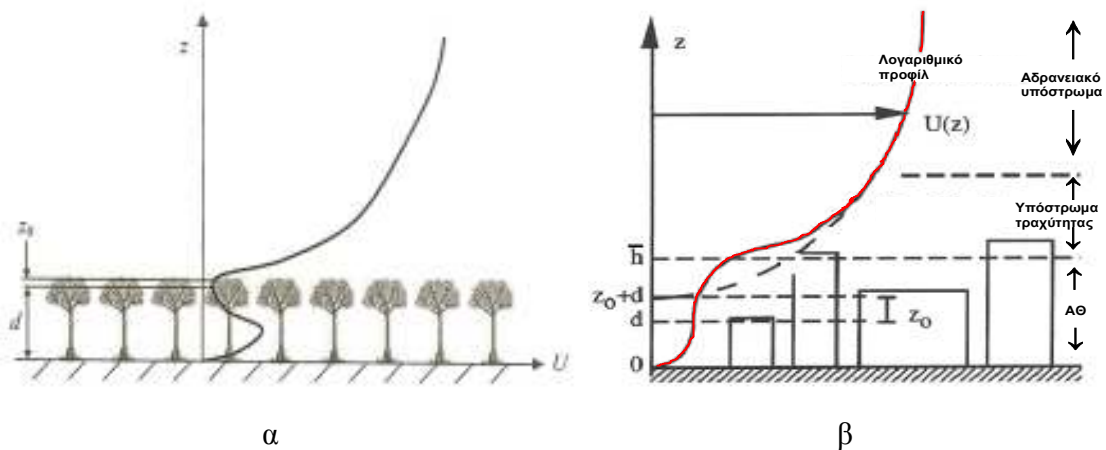


Σχήμα 1: Λογαριθμική κατανομή του ανέμου με το ύψος, όπου d το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης, z_0 το μήκος τραχύτητας και h_R το μέσο ύψος των εμποδίων (Stangroom, 2004).

2.1 Επίπεδο μηδενικής μετατόπισης

Το “επίπεδο μηδενικής μετατόπισης” d (Σχήμα 1) ορίζεται ως το ύψος πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, όπου η μέση ταχύτητα του ανέμου είναι μηδενική, εξ’ αιτίας της ύπαρξης εμποδίων στη ροή του ανέμου (π.χ. δέντρα, κτήρια κλπ). Γενικά εκτιμάται ότι φτάνει έως τα $2/3$ του μέσου ύψους των εμποδίων (Garratt, 1992). Σε περίπτωση όμως που η πυκνότητα των εμποδίων είναι μεγάλη, μπορεί να θεωρηθεί ότι $d=h_R$, όπου h_R το μέσο ύψος των εμποδίων. Η τιμή του d δεν επηρεάζει την κατακόρυφη κατανομή του ανέμου, απλώς τη μετατοπίζει υψηλότερα κατά d .

Στο Σχήμα 2, παρουσιάζεται η κατατομή του ανέμου με το ύψος, πάνω και κάτω από το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης, σε περιοχές με βλάστηση (Σχήμα 2α) και κτήρια (Σχήμα 2β).



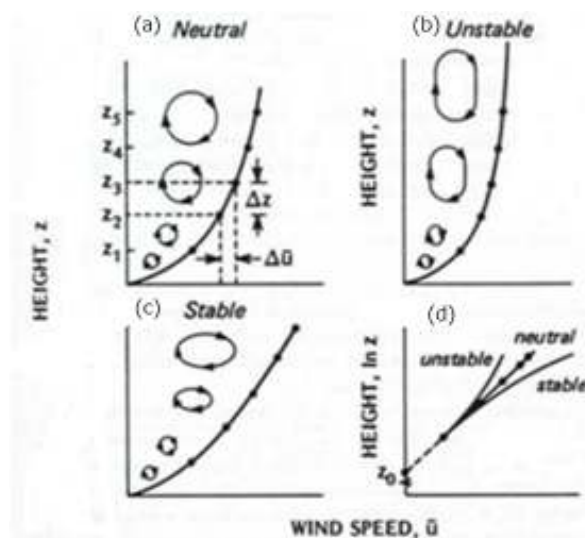
Σχήμα 2. Λογαριθμική κατατομή του ανέμου με το ύψος σε ουδέτερες συνθήκες σε περιοχές με α) βλάστηση (Stangroom, 2004) και β) κτήρια (Fisher et al., 2005).

2.2 Επίδραση της ατμοσφαιρικής ευστάθειας

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής ευστάθειας στην κατατομή του ανέμου παρουσιάζεται στα Σχήματα 3α-3ε, ενώ στο Σχήμα 3δ παρουσιάζεται η κατατομή του ανέμου σε λογαριθμική κλίμακα για διάφορες καταστάσεις ευστάθειας. Όπως παρατηρείται η επίδραση της ευστάθειας έχει ως αποτέλεσμα η κατατομή του ανέμου να αποκλίνει από τη λογαριθμική της μορφή, επίδραση που εκφράζεται στην εξίσωση (1) από τον όρο ψ . Στην ασταθή ροή έχουμε έντονη ανάμιξη με αποτέλεσμα τη μεταφορά αέρα που χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ορμή από τα ανώτερα προς τα κατώτερα στρώματα. Η έντονη ανάμιξη έχει σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ασθενών διατμητικών τάσεων (μικρή μεταβολή της ταχύτητας με το ύψος). Αντίθετα, σε ευσταθείς καταστάσεις η διατμητική τάση είναι σημαντική και η ανάμιξη είναι ασθενής, οπότε διατηρούνται οι μεγάλες διαφορές της ταχύτητας με το ύψος (αποτέλεσμα των εξασθενημένων εντάσεων του ανέμου λόγω τριβής κοντά στην επιφάνεια σε σχέση με αυτά σε υψηλότερα στρώματα)

Ο όρος $\psi(z-d)/L$ για ουδέτερες ατμοσφαιρικές συνθήκες ευστάθειας ισούται με μηδέν με αποτέλεσμα στη σχέση (1) να απαλείφεται ο όρος ψ και έτσι προκύπτει ο λογαριθμικός νόμος:

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad (2)$$



Σχήμα 3. Κατατομές της ταχύτητας του ανέμου για διαφορετικές συνθήκες ευστάθειας (Oke, 1987).

2.3. Μήκος τραχύτητας

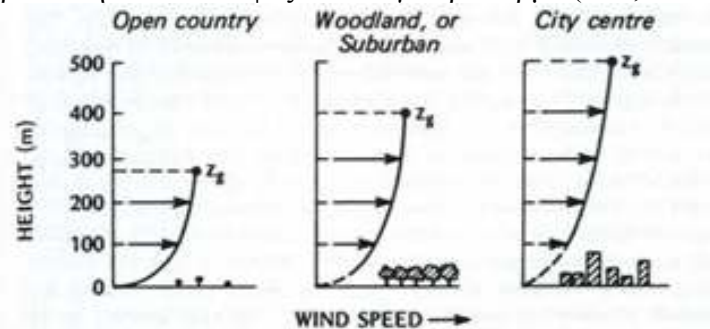
Το “μήκος τραχύτητας” z_0 (Σχήμα 1) είναι ένας διορθωτικός όρος, ο οποίος εκφράζει την επίδραση της τραχύτητας της επιφάνειας στη ροή του ανέμου και κυμαίνεται μεταξύ του 1/10 και 1/30 του μέσου ύψους των στοιχείων τραχύτητας του εδάφους. Το μήκος τραχύτητας υπολογίζεται πάνω από το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης και είναι το ύψος όπου λαμβάνουν χώρα διεργασίες της ροής (ανταλλαγές τύρβης) αλλά η μέση ταχύτητα της ροής είναι μηδενική. Το μήκος τραχύτητας z_0 εξαρτάται τόσο από το σχήμα, όσο και από την πυκνότητα κατανομής των στοιχείων τραχύτητας. Τυπικές τιμές του μήκους τραχύτητας z_0 παρουσιάζονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1. Τυπικές τιμές τραχύτητας του εδάφους (Oke, 1987)

Περιοχή	Μήκος τραχύτητας z_0 (m)
Μη αστικές περιοχές (αγροτόσπιτα, χωριά, αγροτικές περιοχές)	0.2 – 0.6
Ημιαστικές περιοχές	
Χαμηλής πυκνότητας δόμησης περιοχές και κήποι	0.4 – 1.2
Πυκνοκατοικημένες περιοχές	0.8 – 1.8
Αστικές περιοχές	
Πυκνοκατοικημένες περιοχές	1.5 – 2.5

Η τραχύτητα του εδάφους, επιβραδύνει τη ροή κοντά στο έδαφος προκαλώντας μια απότομη μείωση της μέσης οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου. Στην περίπτωση που υπάρχουν και θερμικά φαινόμενα, το βάθος μέχρι το οποίο επιδρά η τριβή δεν εξαρτάται αποκλειστικά και μόνο από την τραχύτητα του εδάφους. Στο Σχήμα 4, ο άνεμος έχει θεωρηθεί ισχυρός και η κατακόρυφη βαθμίδα της μέσης ταχύτητας του ανέμου είναι μεγαλύτερη πάνω από λείο έδαφος και μικρότερη πάνω από τραχύ έδαφος. Το ύψος z_g αποτελεί το ανώτατο όριο του ΑΟΣ πάνω από το οποίο η μέση ταχύτητα του ανέμου είναι περίπου σταθερή με το ύψος. Το βάθος του ΑΟΣ αυξάνεται όσο αυξάνει η

τραχύτητα της επιφάνειας. Στην περίπτωση που ο άνεμος είναι μικρής ταχύτητας, το ύψος z_g εξαρτάται επίσης και από την επιφανειακή ροή θερμότητας, στην επιφάνεια του εδάφους. Στην περίπτωση ισχυρής θέρμανσης του εδάφους το ύψος z_g είναι μεγαλύτερο από ό,τι στην περίπτωση που το έδαφος είναι λιγότερο θερμό (Oke, 1987).

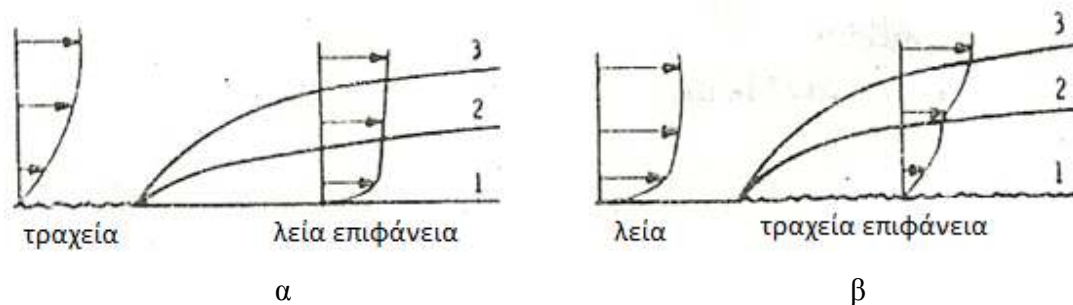


Σχήμα 4. Κατατομές της ταχύτητας του ανέμου για διαφορετική τραχύτητα εδάφους (Oke, 1987).

2.3.1 Αλλαγές της τραχύτητας σε επίπεδο ανάγλυφο

Ως ‘επίπεδο ανάγλυφο’, θεωρούμε το ανάγλυφο όπου α) οι υψομετρικές διαφορές μεταξύ της περιοχής ενδιαφέροντος και του περιβάλλοντος ανάγλυφου μέσα σε μία ακτίνα 12 km δεν ξεπερνούν τα 60 m και β) οι κλίσεις του εδάφους είναι ασήμαντες (αν υπάρχουν λόφοι εντός 4 km από τη θέση ενδιαφέροντος, ο λόγος ύψος (h) προς πλάτος (L) να είναι μικρότερος από 0.02 για κάθε λόφο).

Πολλές φορές η τραχύτητα του εδάφους αλλάζει στην περιοχή όπου πνέει ο άνεμος (π.χ. εναλλαγή δάσους, πεδιάδας, θάλασσας, πόλης κλπ). Στην περίπτωση αυτή, η κατανομή του ανέμου με το ύψος μεταβάλλεται όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.



Σχήμα 5: Κατανομές της ταχύτητας του ανέμου για μετάβαση από α) τραχεία σε λεία και β) από λεία σε τραχεία επιφάνεια σε επίπεδο ανάγλυφο.

Σε περίπτωση που έχουμε μετάβαση από τραχεία σε λεία επιφάνεια (Σχήμα 5α), παρατηρείται αύξηση της ταχύτητας του ανέμου, με μικρή όμως διατμητική τάση (λόγος μεταβολής του ανέμου με το ύψος). Στην αντίθετη περίπτωση, δηλαδή κατά τη μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια (Σχήμα 5β), παρατηρούνται μεγάλες διατμητικές τάσεις. Συγκεκριμένα διακρίνονται 3 ζώνες: η ζώνη 1, όπου παρατηρείται ελάττωση της ταχύτητας και η κατανομή βρίσκεται σε ισορροπία με την τραχύτητα της επιφάνειας. Στη ζώνη 2, παρατηρείται σημαντική αύξηση της ταχύτητας του ανέμου μέσα στο στρώμα

μεταφοράς, ενώ στη ζώνη 3 υπάρχει ισορροπία της κατανομής με την τραχύτητα του εδάφους στην προσήνεμη πλευρά (λεία επιφάνεια στη συγκεκριμένη περίπτωση).

Η παρουσία μεμονωμένων εμποδίων στη ροή του ανέμου σε επίπεδο ανάγλυφο έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία τύρβης και στροβιλώσεων, δηλαδή απότομων αλλαγών στην ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου.

3. Λογαριθμικός νόμος για ουδέτερες συνθήκες

Εάν είναι διαθέσιμα δεδομένα ταχύτητας του ανέμου σε διάφορα ύψη, κάνοντας τη γραφική παράσταση των δεδομένων του ανέμου σε φυσική λογαριθμική κλίμακα (y-άξονας) για το $z-d$ και σε γραμμική κλίμακα (x-άξονας) για την $V(z)$ προκύπτει από τη σχέση (2):

$$\ln(z-d) = \frac{V(z)}{2.5u_*} + \ln(z_0) \quad (3)$$

ή σε λογαριθμική κλίμακα με βάση το 10 :

$$\log_{10}(z-d) = \frac{V(z)}{5.7565u_*} + \log_{10}(z_0) \quad (4)$$

Έτσι η βέλτιστη προσαρμογή στο γραμμικό τμήμα μόνο της γραφικής παράστασης δίνει και την τιμή του μήκους τραχύτητας z_0 (η τομή με τον y-άξονα) και την τιμή του u_* (από το $2.5u_*$ (εξίσωση 3) ή από το $5.7565u_*$ (εξίσωση 4), που είναι η κλίση της καμπύλης). Η ταχύτητα τριβής u_* συνήθως εκφράζεται σε αδιάστατη μορφή $u_*/V(z=10)$, όπου $V(z=10)$ είναι η ταχύτητα του ανέμου στο επίπεδο αναφοράς των 10 m πάνω από την επιφάνεια της γης που συνήθως μετριέται ο άνεμος.

Στην περίπτωση που είναι γνωστό το μήκος τραχύτητας z_0 σε έναν τόπο καθώς και τιμές της ταχύτητας του ανέμου σε ένα επίπεδο z_1 , μπορεί να χρησιμοποιηθεί το λογαριθμικό προφίλ για τον υπολογισμό της ταχύτητας του ανέμου σε ένα άλλο επίπεδο z_2 σύμφωνα με τη σχέση (θεωρώντας το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης μηδέν):

$$V(z_2) = V(z_1) \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \quad (5)$$

όπου $V(z_1)$ και $V(z_2)$ οι ταχύτητες του ανέμου σε ύψη z_1 και z_2 αντίστοιχα, και z_0 η τραχύτητα του εδάφους.

4. Εκθετικός νόμος για ουδέτερες συνθήκες

Στην περίπτωση όπου επικρατούν ουδέτερες συνθήκες συχνά χρησιμοποιείται αντί του λογαριθμικού προφίλ, ο εκθετικός νόμος:

$$\frac{V(z_2)}{V(z_1)} = \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right)^a \quad (6)$$

όπου $V(z_1)$ και $V(z_2)$ οι ταχύτητες του ανέμου σε ύψη z_1 και z_2 αντίστοιχα, d το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης (που προσεγγιστικά λαμβάνεται μηδέν) και a εκθέτης που είναι συνάρτηση της ευστάθειας της ατμόσφαιρας και του μήκους τραχύτητας z_0 . Γενικά η τιμή του a , προσεγγιστικά, μπορεί να ληφθεί: 0.15m για αγροτικές περιοχές, 0.28m για προάστια και 0.45m στο κέντρο της πόλης.

Εάν είναι διαθέσιμα δεδομένα ταχύτητας του ανέμου σε διάφορα ύψη, τότε η γραφική παράσταση σε λογαριθμική κλίμακα δίνει την τιμή του εκθέτη στον εκθετικό νόμο:

$$\log V(z) = a \log(z - d) \quad \text{ή} \quad a = \frac{\log V(z)}{\log(z - d)} \quad (7)$$

που είναι η κλίση του γραμμικού τμήματος της καμπύλης.

Επίσης, εάν η τιμή του a και η ταχύτητα του ανέμου είναι γνωστές σε συγκεκριμένο ύψος, τότε η ταχύτητα σε οποιοδήποτε άλλο ύψος μπορεί να υπολογισθεί.

Οι τιμές του a για ύψος αναφοράς 10 m δίνονται από τον Πίνακα 1 σε συνάρτηση με το μήκος τραχύτητας.

Πίνακας 1. Τιμές του a για ύψος αναφοράς 10 m σε συνάρτηση με το μήκος τραχύτητας

Κατηγορία τραχύτητας	Είδος εδάφους	a	z_0 (m)
0	Εξομαλυμένο (θάλασσα, χιόνι, άμμος)	0.10 - 0.13	0.001 - 0.02
1	Μέτρια βλάστηση (χαμηλή βλάστηση, καλλιέργειες, αγροτικές περιοχές)	0.13 - 0.20	0.02 - 0.30
2	Τραχύ έδαφος (δάση, προάστια πόλεων)	0.20 - 0.27	0.30 - 2.0
3	Πολύ τραχύ έδαφος (αστικές περιοχές, υψηλά κτίρια)	0.27 - 0.45	2.0 - 15.0

Όταν το ύψος αναφοράς είναι διαφορετικό από το ύψος των 10m, ο εκθέτης a του εκθετικού νόμου δίνεται από τη σχέση:

$$a = 0.04 \ln z_0 + 0.003 (\ln z_0)^2 + 0.24 \quad (8)$$

Για ουδέτερες συνθήκες ισχύει η σχέση:

$$a = \frac{1}{\ln \sqrt{\frac{z_1 z_2}{z_0}}} \quad (9)$$

Τα ύψη z_1 και z_2 λαμβάνονται από το ύψος μηδενικής μετατόπισης. Σημειώνεται ότι ένας μεγάλος αριθμός μεθόδων έχει αναπτυχθεί για τον υπολογισμό του a όταν είναι διαθέσιμα μόνο δεδομένα επιφάνειας. Μία μέθοδος υπολογισμού του εκθέτη a από την ταχύτητα στην επιφάνεια και το μήκος τραχύτητας είναι η ακόλουθη (Gualteri and Secci, 2011) :

$$a = \left(\frac{z_0}{z_1} \right)^{0.2} [1 - 0.55 \log(V_1)] \quad (10)$$

Εξισώνοντας τις εξισώσεις (5) και (6) για μηδενική μετατόπιση υπολογίζεται το μήκος τραχύτητας σαν συνάρτηση του a :

$$z_0 = \exp \left[\frac{z_2^a \ln(z_1) - z_1^a \ln(z_2)}{z_2^a - z_1^a} \right] \quad (11)$$

Ο εκθετικός νόμος συχνά υιοθετείται για την κατακόρυφη κατατομή της μέσης μηνιαίας και μέσης ετήσιας ταχύτητας του ανέμου, λόγω του μεγάλου πλήθους μετρήσεων και είναι ακριβής σε περιπτώσεις που η διαφορά ύψους των μετρήσεων είναι μικρότερη από 30-50 m. Η ακρίβεια όμως του εκθετικού νόμου ελαττώνεται πολύ για μεγαλύτερες διαφορές υψών. Στην περίπτωση αυτή χρειάζεται μεγάλη προσοχή στην εξαγωγή συμπερασμάτων, δεδομένου ότι μέσα σε μεγάλο χρονικό διάστημα η διεύθυνση του ανέμου ποικίλλει με αποτέλεσμα η τιμή του a να διαφέρει σημαντικά ανά διεύθυνση. Ως εκ τούτου, για τον υπολογισμό της μέσης κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας του ανέμου για μεγάλο χρονικό διάστημα, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη η συχνότητα εμφάνισης των διαφόρων διευθύνσεων όπως και των κατηγοριών ευστάθειας.

Όλα τα παραπάνω για τις κατατομές του ανέμου ισχύουν μόνο για σχετικά επίπεδο και ομογενές ανάγλυφο (δηλ. χωρίς μεταβολές στην επιφανειακή τραχύτητα ανά διεύθυνση). Πάνω από ανώμαλη τοπογραφία η κατανομή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος διαφοροποιείται σημαντικά.

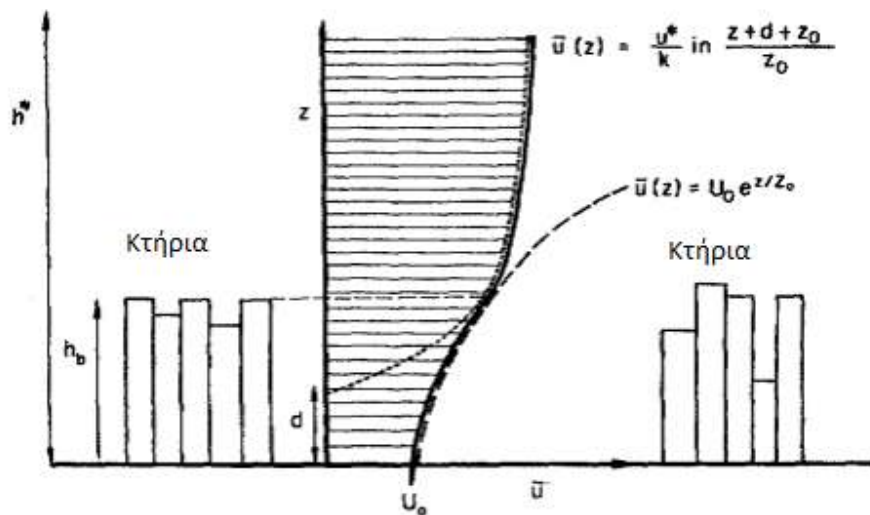
5. Κατανομή του ανέμου με το ύψος σε αστική περιοχή

Οι τιμές του ανέμου σε μια αστική περιοχή συνήθως είναι μικρότερης ταχύτητας από εκείνους που πνέουν στις αγροτικές περιοχές στο ίδιο ύψος. Ο κανόνας αυτός δεν ισχύει στις περιπτώσεις που ο άνεμος, σε μεγάλες αποστάσεις από την επιφάνεια του εδάφους συναντά στην πορεία του υψηλά κτήρια, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται σημαντικές συγκλίσεις (ανάμεσα στα κτήρια και στην κορυφή τους) και αποκλίσεις της ροής (επιφάνειες κτηρίων κάθετες στη ροή).

Η μεταβολή του ανέμου καθ' ύψος (z) έως και στο επίπεδο που ορίζεται από τη μεγαλύτερη κορυφή των κτηρίων περιγράφεται από τον εκθετικό νόμο:

$$u = U_0 \cdot e^{z/z_0} \quad (12)$$

όπου U_0 είναι η ταχύτητα του ανέμου μέσα στο ‘στρώμα τραχύτητας’ κοντά στο επίπεδο που ορίζεται από τις κορυφές των κτηρίων (Σχήμα 6).



Σχήμα 6: Συνδυσμός της και εκθετικής κατανομής του ανέμου κάτω από τη μέγιστη κορυφή των κτιρίων και του λογαριθμικού νόμου (Nicholson, 1975)

Ο άνεμος ακολουθεί το λογαριθμικό μοντέλο αμέσως επάνω από την κορυφή των κτηρίων (Σχήμα 6). Τόσο η λογαριθμική όσο και η εκθετική κατανομή του ανέμου αποτελούν εξιδανικευμένες κατανομές του ανέμου πάνω από το σύνολο της αστικής περιοχής.

Στο Σχήμα 6, το λογαριθμικό προφίλ του ανέμου δεν ξεκινά από το οριζόντιο επίπεδο αλλά έχει μετατοπισθεί κατακόρυφα κατά d . Το επίπεδο μηδενικής μετατόπισης (d) πάνω από αστική περιοχή είναι συνάρτηση του μέσου ύψους των κτηρίων και εξαρτάται από την επιφανειακή πυκνότητα των στοιχείων τραχύτητας. Για μία επίπεδη επιφάνεια, μπορεί να λάβει από μηδενική τιμή έως και τιμή ίση με το μέσο ύψος των κτηρίων της πόλης.

Βιβλιογραφία

Fisher B., J. Kukkonen, M. Piringer, M.W. Rotach and M. Schatzmann, 2005: ‘Meteorology applied to urban air pollution problems: concepts from COST 715’, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 7903-7927.

- Garratt J.R., 1992: 'The Atmospheric Boundary-Layer', Cambridge University Press, UK, 316 pp.
- Gualtieri G. and Secci S., 2011: "Comparing methods to calculate atmospheric stability-dependent wind speed profiles: A case study on coastal location", Renewable Energy, Vol.36, Issue 8, pp. 2189-2204.
- Nicholson S., 1975: 'A pollution model for street-level air', Atmospheric Environment, 9, 19-31
- Oke T. R., 1987: 'Boundary-Layer Climates', 2nd edition, Routledge, Taylor & Francis Group, London.
- Stangroom P., 2004: 'CFD Modelling of wind flow over terrain', PhD thesis, University of Nottingham
- Χρονοπούλου Α. και Φλοκας Α., 2010: 'Μαθήματα Γεωργικής Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας', Εκδόσεις ΖΗΤΗ, ISBN 978-960-456-231-2, 557 pp.

ΟΔΗΓΙΕΣ για την ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ της ΑΣΚΗΣΗΣ

A. Επιλογή δεδομένων για την άσκηση του επιφανειακού ανέμου

1. Σας δίνονται στην επιφάνεια εργασίας του υπολογιστή σας τα αρχεία :
Στη μορφή ΕΤΟΣ_ΜΗΝΑΣ_ΩΡΑ.xlsx.....
(π.χ. 2008_JAN_00.xlsx ή 2008_AUG_12.xlsx)
2. Ανοίξτε το φάκελο που αντιστοιχεί στην ώρα του τμήματος που παρακολουθείτε
π.χ. ΔΕΥΤΕΡΑ 15:00-17.30. Επιλέξτε τον φάκελο «ΚΑΤΑΤΟΜΗ ΤΟΥ
ΑΝΕΜΟΥ ΜΕ ΤΟ ΥΨΟΣ» και αντιγράψτε σε αυτόν το αρχείο..... **(ο
διδάσκων μπορεί να επιλέξει από τα παραπάνω αρχεία τις ραδιοβολίσσεις που
επιθυμεί – τυχαία ή δώδεκα, μία για κάθε μήνα, μόνο στις 12Z ή μόνο στις
00Z ή και στις δύο ώρες).**

3. Σε κάθε αρχείο τα δεδομένα του ανέμου είναι με την ακόλουθη μορφή:

1 ^η Στήλη (A)	Ατμοσφαιρική Πίεση (P σε hPa)
2 ^η Στήλη (B)	Γεωδυναμικό Ύψος (GH σε m)
3 ^η Στήλη (C)	Θερμοκρασία (T σε °C)
4 ^η Στήλη (D)	Θερμοκρασία Δρόσου (T _d σε °C)
5 ^η Στήλη (E)	Σχετική Υγρασία (RH σε %)
6 ^η Στήλη (F)	Αναλογία Μίγματος (r σε g/kg)
7 ^η Στήλη (G)	Διεύθυνση Ανέμου (WD σε deg)
8 ^η Στήλη (H)	Ένταση Ανέμου (WS σε knot)
9 ^η Στήλη (I)	Δυνητική Θερμοκρασία (θ σε βαθμούς K)
10 ^η Στήλη (J)	Ισοδύναμη Δυνητική Θερμοκρασία (θ _e σε βαθμούς K)
11 ^η Στήλη (K)	Αντίστοιχη Δυνητική Θερμοκρασία (θ _v σε βαθμούς K)

4. ΠΡΟΣΟΧΗ:

- Από τη 2^η Στήλη έως και την 11^η Στήλη η τιμή 65535 αντιστοιχεί σε μη διαθέσιμα δεδομένα
5. **Από το επιλεγέν αρχείο της παραγράφου 2**, δημιουργήστε αρχείο που θα περιλαμβάνει μόνο τα δεδομένα που σας χρειάζονται. Ονομάστε το αρχείο αυτό π.χ. V1

B. Πραγματοποίηση εργαστηριακής άσκησης επιφανειακού ανέμου

Ξεκινήστε την εκτέλεση της εργαστηριακής άσκησης.

Γ. Επεξεργασία δεδομένων

A' Μέρος

1. Απεικονίσατε γραφικά τις ραδιοβολίσσεις
2. Χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις κατατομής του ανέμου, να υπολογίσετε τις θεωρητικές κατατομές του ανέμου.
3. Απεικονίστε τις θεωρητικές κατατομές γραφικά.
4. Συγκρίνετε τις θεωρητικές με την πραγματική κατατομή.
5. Ποια προσεγγίζει καλύτερα την πραγματική;

Σε όλα τα παραπάνω βήματα να αιτιολογείτε, να σχολιάζετε τα αποτελέσματα και να εξάγετε τα συμπεράσματά σας. Στο σχολιασμό να χρησιμοποιηθούν όλες οι απαιτούμενες παράμετροι.

B' Μέρος

- (1) Γιατί ο λογαριθμικός νόμος αντιπροσωπεύει καλύτερα από τον εκθετικό νόμο την κατατομή του ανέμου στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα;
- (2) Μετεωρολογικές μετρήσεις δίνουν τα ακόλουθα δεδομένα:

<u>Z - d (m)</u>	<u>U (m/s)</u>
1.01	7.470
10.00	11.214

- Χρησιμοποιώντας αυτά τα δεδομένα υπολογίσατε τις τιμές της αδιάστατης ταχύτητας τριβής και το μήκος τραχύτητας. Ποια θα είναι η αναμενόμενη ταχύτητα του ανέμου σε ύψος 40m με αυτή την κατανομή του ανέμου;
- (3) Λεπτομερείς μετρήσεις σε ημιαστική περιοχή δίνουν την ακόλουθη κατανομή του ανέμου:
- | | | | | | | | | |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Z - d (m): | 5 | 10 | 20 | 40 | 100 | 200 | 500 | 1000 |
| Ταχύτητα (m/s): | 16.9 | 20.8 | 25.2 | 29.1 | 34.8 | 40.6 | 50.4 | 63.9 |

Χρησιμοποιώντας γραφικές παραστάσεις προσδιορίσατε τις τιμές για a , z_o and $u_* / V(z=10)$.