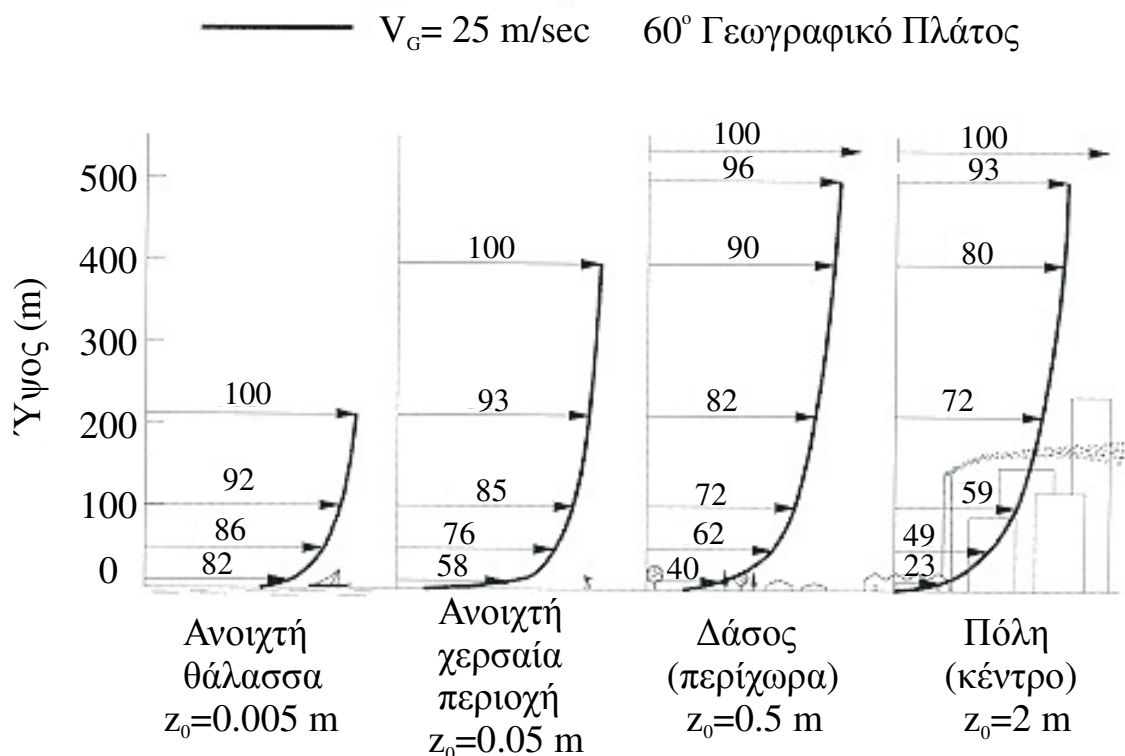


7

Ειδικά θέματα

5.1 Μεταβολή του ανέμου με το ύψος

Όπως προκύπτει από τα προηγούμενα κεφάλαια, ο υπολογισμός της διασποράς απαιτεί γνώση της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου. Ειδικά η ταχύτητα του ανέμου χρησιμοποιείται τόσο στον υπολογισμό της αραιώσης του θυσάνου (άμεσα στον υπολογισμό της οριζόντιας μεταφοράς των ρύπων από τον άνεμο και έμμεσα στον υπολογισμό των συντελεστών διασποράς) όσο και στον προσδιορισμό της αρχικής ανύψωσής του. Η διεύθυνση του ανέμου προσδιορίζει την γεωγραφική περιοχή στην οποία θα κατευθυνθεί ο θύσανος.



Σχήμα 7.1 Μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος για διαφορετικές υποκείμενες επιφάνειες. V_g είναι η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου ενώ οι αριθμοί δείχνουν το βαθμό προσαρμογής του πραγματικού ανέμου στον V_g .

Η ταχύτητα του ανέμου γενικά αυξάνεται με το ύψος, τουλάχιστον στο χαμηλότερο μισό, περίπου, του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος (το οποίο ονομάζεται σε κάποιες περιπτώσεις και στρώμα ανάμειξης). Παρ' όλα αυτά η έντονη μεταβολή του ανέμου με το ύψος περιορίζεται στο χαμηλότερο περίπου 10% του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος (σχήμα 7.1).

Οι παράμετροι που προσδιορίζουν την αύξηση της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος είναι κυρίως η τραχύτητα της υποκείμενης επιφάνειας και οι συνθήκες ευστάθειας που επικρατούν στην ατμόσφαιρα. Έτσι, όσο τραχύτερη είναι η υποκείμενη επιφάνεια τόσο μεγαλύτερη είναι η κλίση της καμπύλης του ανέμου κοντά στο έδαφος (σχήμα 7.1). Αντίστοιχα, το ύψος του στρώματος που επηρεάζεται σημαντικά από την τριβή στο έδαφος είναι μεγαλύτερο πάνω από τραχείς επιφάνειες (π.χ. πόλεις) και χαμηλότερο πάνω από σχετικά λείες επιφάνειες (π.χ. θάλασσα). Σε κάθε περίπτωση, όπως προκύπτει από το σχήμα (7.1), η αλλαγή της ταχύτητας του ανέμου δεν μπορεί να αγνοηθεί μέχρι ύψος λίγων εκατοντάδων μέτρων.

Στις περισσότερες περιπτώσεις η μέτρηση του ανέμου πραγματοποιείται σε ένα ύψος περίπου 10 m. Προκειμένου να χρησιμοποιηθούν οι μετρήσεις αυτές σε υπολογισμούς διασποράς θα πρέπει να γίνει αναγωγή τους στο ύψος της καμινάδας. Ο υπολογισμός της μεταβολής του ανέμου με το ύψος δεν είναι εύκολη υπόθεση ειδικά στην περίπτωση που η περιοχή χαρακτηρίζεται από έντονο ανάγλυφο ή από μεγάλες μεταβολές της χρήσης γης (π.χ. παράκτιες περιοχές) όπου η κατακόρυφη κατανομή του ανέμου μπορεί να αποκλίνει σημαντικά από τις εκτιμήσεις που βασίζονται σε απλοποιημένες μεθόδους. Παρ' όλα αυτά, και σε απουσία λεπτομερειακού πειραματικού υλικού, χρησιμοποιείται σε πολλές τεχνικές εφαρμογές η παρακάτω εξίσωση

$$u_s = u_{ref} \left(\frac{h_s}{z_{ref}} \right)^p \quad (7.1)$$

όπου u_s είναι η ταχύτητα του ανέμου στο ύψος της καμινάδας, u_{ref} είναι η μετρούμενη ταχύτητα του ανέμου στο ύψος αναφοράς (z_{ref}), h_s είναι το ύψος της καμινάδας και ο εκθέτης p εξαρτάται από τις συνθήκες ευστάθειας και την τραχύτητα της υποκείμενης επιφάνειας. Στον πίνακα III παρουσιάζονται τιμές του p για αστικές περιοχές και περιοχές υπαίθρου όπως αυτές προτείνονται από την Υπηρεσία Περιβάλλοντος των Ηνωμένων Πολιτειών (ΕΠΑ).

Πρέπει εδώ να σημειωθεί ότι η εξίσωση (7.1) μπορεί να χρησιμοποιηθεί με σχετικά καλή ακρίβεια για την προσαρμογή του ανέμου στο στρώμα 10-300 μέτρα. Πάνω από το ύψος των 300 m η χρήση της εξίσωσης πρέπει να γίνεται με μεγάλη προσοχή.

ΠΙΝΑΚΑΣ III

Τιμές του εκθέτη p (εξίσωση 7.1) για αγροτικές και αστικές περιοχές σαν συνάρτηση της επικρατούσας κλάσης ευστάθειας.

Κλάση ευστάθειας	Εκθέτης p (εξίσωση 7.1) στην ύπαιθρο	Εκθέτης p (εξίσωση 7.1) σε αστικές περιοχές
A	0.07	0.15
B	0.07	0.15
C	0.10	0.20
D	0.15	0.25
E	0.35	0.40
F	0.55	0.60

Αξίζει ακόμη να αναφερθεί ότι στις περισσότερες περιπτώσεις η διεύθυνση του ανέμου δεν παρουσιάζει σημαντική μεταβολή με το ύψος μέσα στο στρώμα επιφανείας (περίπου μέχρι ~100 m) οπότε δεν χρειάζεται να γίνει αντίστοιχη προσαρμογή. Η προσέγγιση αυτή μπορεί να οδηγήσει σε μεγάλο σφάλμα σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο ή σε περιπτώσεις όπου αναπτύσσονται τοπικά συστήματα κυκλοφορίας στην ατμόσφαιρα (π.χ. θαλάσσια αύρα). Πάνω από το στρώμα επιφανείας η διεύθυνση του ανέμου μεταβάλλεται σημαντικά με το ύψος. Η μεταβολή αυτή είναι μεγαλύτερη πάνω από τραχείς επιφάνειες και σε συνθήκες ευστάθειας ενώ είναι μικρότερη πάνω από σχετικά ομαλές επιφάνειες και σε συνθήκες αστάθειας. Μέχρι ύψους λίγων εκατοντάδων μέτρων μπορεί να χρησιμοποιηθεί η παρακάτω εμπειρική σχέση για τον υπολογισμό της μεταβολής της διεύθυνσης του ανέμου με το ύψος

$$\frac{\alpha(z)}{\alpha(h)} = d_1 [1 - \exp(-d_2 z / h)] \quad (7.2)$$

όπου α είναι η διεύθυνση του ανέμου, h είναι το ύψος ανάμειξης και οι εμπειρικοί συντελεστές παίρνουν τιμές $d_1=1.58$ και $d_2=1.0$

7.2 Ατμοσφαιρικοί μηχανισμοί απομάκρυνσης των ρύπων

Οι περισσότεροι ρύποι απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα μέσω τεσσάρων κυρίως μηχανισμών:

- χημικού μετασχηματισμού,
- βαρυτικής καθίζησης των στερεών σωματιδίων ή των σταγόνων,
- κατακράτησης στο έδαφος μέσω πρόσκρουσης,
- απορρόφησης και υγρής εναπόθεσης σε συνδυασμό με βροχή ή άλλη μορφή υετού.

Οι προαναφερθέντες μηχανισμοί ελαττώνουν σταδιακά την περιεχόμενη μάζα και επιταχύνουν την μείωση των συγκεντρώσεων των αερίων ρύπων η οποία διαφορετικά επιτυγχάνεται μόνο από την ατμοσφαιρική διάχυση και διασπορά. Αξίζει όμως να σημειώσουμε ότι ενώ οι προηγούμενοι μηχανισμοί απομακρύνουν κάποια μάζα ρύπων από την ατμόσφαιρα αλλά το αποτέλεσμα τους δεν είναι πάντοτε ευεργετικό για το περιβάλλον σαν σύνολο. Μπορεί π.χ. να αναφερθεί ότι μερικά από τα προϊόντα των χημικών μετασχηματισμών μπορεί να είναι ατμοσφαιρικοί ρύποι, σε πολλές περιπτώσεις περισσότερο επικίνδυνοι από τα αντιδρώντα, καθώς επίσης ότι η καθίζηση ή η ξηρή και υγρή απόθεση των ρύπων στο έδαφος μπορεί να δημιουργήσει πρόσθετα περιβαλλοντικά προβλήματα σε ευαίσθητες περιοχές (π.χ. μέσω της όξινης βροχής).

Η απομάκρυνση ενός ρύπου από την ατμόσφαιρα λόγω καθίζησης, ξηρής και υγρής απόθεσης και χημικών μετασχηματισμών μπορεί να ληφθεί υπόψη πολλαπλασιάζοντας τη δεξιά πλευρά της εξίσωσης Gauss με μια εκθετική συνάρτηση του χρόνου της παρακάτω μορφής:

$$D = \exp \left(-\psi \frac{x}{u_s} \right) \quad (\psi > 0)$$

ή (7.3)

$$D = 1 \quad (\psi = 0)$$

όπου D είναι η μείωση της συγκέντρωσης (αδιάστατη), ψ είναι ο συντελεστής μείωσης $= 0.693/T_{1/2}$ (s^{-1}). $T_{1/2}$ είναι ο χρόνος ημιζωής (s^{-1}) και x/u_s είναι ο χρόνος μεταφοράς από την πηγή. Στην περίπτωση που το $T_{1/2}$ παίρνει μεγάλες τιμές τότε το D τείνει στην μονάδα (καμία μείωση) ενώ μικρές τιμές του $T_{1/2}$ οδηγούν σε σημαντική μείωση του D .

Για να χρησιμοποιηθεί η παραπάνω προσέγγιση θα πρέπει να προδιαγραφεί ο χρόνος που απαιτείται για να μειωθεί η συγκέντρωση του συγκεκριμένου ρύπου στο 50% της αρχικής (**χρόνος ημιζωής, half-life**). Χρησιμοποιώντας ρεαλιστικές τιμές για τον χρόνο ημιζωής, η αντιμετώπιση αυτή του προβλήματος μπορεί να δώσει ρεαλιστικά αποτελέσματα στην περίπτωση που η μείωση των συγκεντρώσεων λαμβάνει χώρα σε ολόκληρο τον θύσανο χωρίς να εξαρτάται από την συγκέντρωση του ρύπου.

Η προσέγγιση προσφέρει μια διέξοδο στην περίπτωση που δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για την εφαρμογή περισσότερο λεπτομερειακών σχημάτων. Στα κεφάλαια που ακολουθούν περιγράφονται μεθοδολογίες για το ακριβέστερο υπολογισμό της επίδρασης των προαναφερθέντων ατμοσφαιρικών μηχανισμών στις συγκεντρώσεις των ρύπων.

7.2.α Χημικοί μετασχηματισμοί

Ο χημικός μετασχηματισμός του SO_2 το οποίο εκπέμπεται από βιομηχανικές καμινάδες θεωρείται γενικά δευτερεύουσας σημασίας στον υπολογισμό των συγκεντρώσεων σε τοπική κλίμακα όπου ο χρόνος μεταφοράς είναι της τάξης των λίγων ωρών ή μικρότερος. Σε αυτές τις συνθήκες ο χρόνος ημιζωής του SO_2 είναι τυπικά ~ 100800 s ή ~ 48 ώρες. Από την άλλη πλευρά σε αστικό περιβάλλον, το SO_2 δεν μπορεί να θεωρηθεί χημικά αδρανές και πρέπει να χρησιμοποιηθεί ένας χρόνος ημιζωής ~ 4 ώρες.

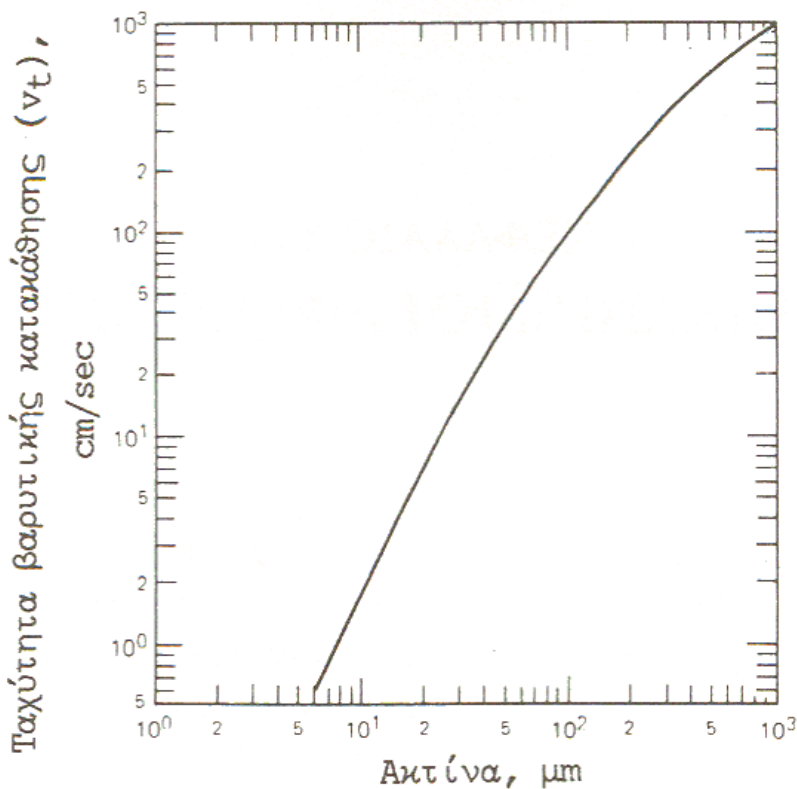
Από την άλλη πλευρά, η μετατροπή του NO σε NO_2 επιτυγχάνεται σε μικρές χρονικές κλίμακες και δεν μπορεί να αγνοηθεί ούτε σε τοπική κλίμακα. Μια απλή μεθοδολογία προσδιορισμού των συγκεντρώσεων του NO_2 είναι η προτεινόμενη από τους Cole και Summerhays (1979) που συνδέει το ποσοστό μετατροπής των NO_x σε NO_2 με τις συγκεντρώσεις του όζοντος ως εξής:

1. Το 10% των αρχικών εκπομπών NO_x είναι NO_2 λόγω θερμικού μετασχηματισμού.

2. Εάν η συγκέντρωση του όζοντος είναι μεγαλύτερη από τη συγκέντρωση των υπολειπόμενων NO_x , τότε όλα τα NO_x μετατρέπονται σε NO_2 .

3.Εάν η συγκέντρωση του όζοντος είναι μικρότερη από τη συγκέντρωση των υπολειπόμενων NO_x, τότε μετατρέπονται σε NO₂ τόσα μόρια NO_x όσα και τα υπάρχοντα στην ατμόσφαιρα μόρια όζοντος.

Σε εξειδικευμένες μελέτες στις οποίες οι χημικοί μετασχηματισμοί είναι σημαντικοί θα πρέπει να χρησιμοποιούνται μοντέλα που συμπεριλαμβάνουν πολύπλοκους χημικούς μηχανισμούς ικανούς να περιγράψουν αυτούς τους μετασχηματισμούς.



Σχήμα 7.2 : Βαρυτική ταχύτητα καθίζησης σαν συνάρτηση της ακτίνας για σωματίδια με πυκνότητα 5 g/cm³ κοντά στην επιφάνεια της γης.

7.2.β Βαρυτική καθίζηση (gravitational settling)

Τα πολύ μικρά σωματίδια (με διάμετρο <0.2 μm) μπορούν να παραμείνουν στην ατμόσφαιρα για μεγάλα χρονικά διαστήματα οπότε η μελέτη τους γίνεται με τον ίδιο τρόπο όπως αυτής των αερίων ρύπων. Τα μεγαλύτερα σωματίδια έχουν μη αμελητέες ταχύτητες πτώσης οι οποίες είναι συγκρίσιμες ή μεγαλύτερες της κατακόρυφης ταχύτητας των τυρβωδών στροβίλων δηλ. μερικές δεκάδες εκατοστών του μέτρου/δευτερόλεπτο ή περισσότερο.

Η ταχύτητα καθίζησης των σωματιδίων υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$V_g = \frac{(\rho_{PAR} - \rho_{AIR}) g d_{PAR}^2 c_2}{18\mu} S_{CF} \quad (7.4)$$

όπου ρ_{PAR} είναι η πυκνότητα των σωματιδίων (g/cm^3), ρ_{AIR} είναι η πυκνότητα του περιβάλλοντα αέρα ($\approx 1.2 \times 10^{-3} g/cm^3$), d_{PAR} είναι η διάμετρος του σωματιδίου (μm), μ είναι το ιξώδες του αέρα ($\approx 1.81 \times 10^{-4} g/cm/s$), το c_2 είναι μια σταθερά μετατροπής μονάδων ($1 \times 10^{-8} cm^2/\mu m^2$) και ο S_{CF} είναι ένας συντελεστής διόρθωσης ο οποίος υπολογίζεται από την σχέση:

$$S_{CF} = 1. + \frac{2 x_2 (a_1 + a_2 e^{-(a_3 d_{PAR} / x_2)})}{10^{-4} d_{PAR}} \quad (7.5)$$

όπου τα x_2 , a_1 , a_2 , a_3 είναι σταθερές με τιμές 6.5×10^{-6} , 1.257, 0.4, και 0.55×10^{-4} αντίστοιχα.

Στις τεχνολογικά εξελιγμένες χώρες, η βαρυτική καθίζηση των σωματιδίων έχει περιορισθεί σημαντικά ώστε να μην αποτελεί πια μεγάλο πρόβλημα. Αυτό οφείλεται στην εφαρμογή μοντέρνων τεχνικών αντιρύπανσης οι οποίες απομακρύνουν τα μεγάλα σωματίδια από τις εκπομπές της καμινάδας (συχνά απομακρύνεται το 99% ή περισσότερο των σωματιδίων με διάμετρο μεγαλύτερη από 5 μm).

7.2.γ Ξηρή απόθεση

Οι αέριοι ρύποι και τα μικρά σωματίδια απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα μέσω ξηρής και υγρής απόθεσης. Η ξηρή απόθεση μπορεί να θεωρηθεί ότι συντελείται σε τρία βήματα:

- Το πρώτο αφορά τη μεταφορά του υλικού κοντά στο έδαφος με την βοήθεια των τυρβωδών στροβίλων (αεροδυναμική συνιστώσα της μεταφοράς).

- Το δεύτερο βήμα περιλαμβάνει την διάχυση του υλικού μέσα στο ιξώδες υπόστρωμα (viscous sublayer) όπου η ροή είναι στρωτή (επιφανειακή συνιστώσα της μεταφοράς). Το πάχος αυτού του υποστρώματος είναι μόλις της τάξης των 10^{-1} εκατοστών αλλά το συγκεκριμένο βήμα είναι κρίσιμο για τον συνολικό ρυθμό απόθεσης.

- Τελικά, ένα μέρος του υλικού που διαχέεται μέσα στο ιξώδες υπόστρωμα κατακρατείται στο έδαφος μέσω απορρόφησης ή διάλυσης. Τα χημικά αδρανή στοιχεία δεν κατακρατούνται στο έδαφος.

Η ποσότητα του ρύπου που αποτίθεται σε μια επιφάνεια μέσω διεργασιών ξηρής απόθεσης μπορεί να υπολογιστεί από την παρακάτω εξίσωση:

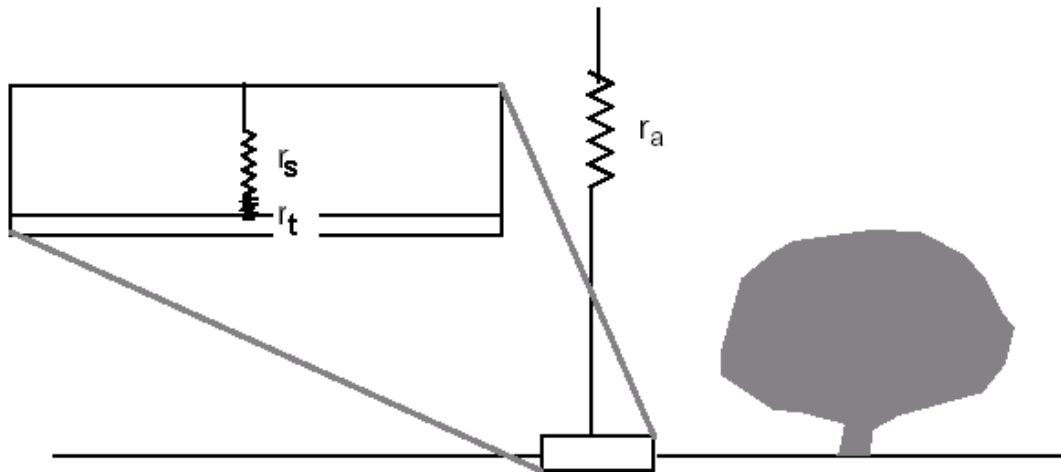
$$F_d = \chi_d \cdot v_d \quad (7.6)$$

όπου F_d είναι η ροή απόθεσης (g/m^2), χ_d είναι η συγκέντρωση του ρύπου ($\mu g/m^3$) και v_d είναι η ταχύτητα απόθεσης του ρύπου (cm/s) η οποία υπολογίζεται σε ένα ύψος αναφοράς z_d .

Σε πολλές εφαρμογές, η μεταφορά μάζας στην επιφάνεια αντιμετωπίζεται σε αναλογία με το ηλεκτρικό ρεύμα διαμέσου μιας σειράς αντιστάσεων. Σύμφωνα με αυτή την προσέγγιση, η ταχύτητα απόθεσης προκύπτει σαν το αντίστροφο του αθροίσματος των επιμέρους αντιστάσεων. Ο υπολογισμός της βασίζεται στην παρακάτω σχέση:

$$v_d = \frac{1}{r_a + r_s + r_t} \quad (7.7)$$

όπου r_a είναι η αεροδυναμική αντίσταση (s/cm), r_s είναι η αντίσταση του ιξώδους υποστρώματος (s/cm) και r_t είναι μια αντίσταση που εξαρτάται από την φυσικοχημική αλληλεπίδραση του υλικού και της επιφάνειας (συχνά ονομάζεται αντίσταση μεταφοράς). Κατά συνέπεια, οι τρεις αντιστάσεις αντιστοιχούν στα τρία στάδια της διαδικασίας απόθεσης που περιγράφηκαν παραπάνω.



Σχήμα 7.3 : Σχηματική αναπαράσταση των αντιστάσεων στην απόθεση των ρύπων στο έδαφος. r_a είναι η αεροδυναμική αντίσταση, r_s είναι η αντίσταση του υποστρώματος και r_t είναι η αντίσταση μεταφοράς.

Η ξηρή απόθεση μεγάλων σωματιδίων, με μη αμελητέα βαρυτική ταχύτητα καθίζησης, μπορεί να υπολογισθεί από μια τροποποιημένη μορφή της παραπάνω εξίσωσης:

$$v_d = \frac{1}{r_a + r_s + r_a r_s v_g} + v_g \quad (7.8)$$

όπου v_g είναι η βαρυτική ταχύτητα καθίζησης (cm/s). Όπως φαίνεται από την παραπάνω εξίσωση τα μεγάλα σωματίδια θεωρείται ότι αποτίθενται μόλις φθάσουν στην επιφάνεια και η αντίσταση μεταφοράς μπορεί να παραληφθεί ($r_t \approx 0$).

Αξίζει ακόμη να σημειώσουμε ότι όταν η βαρυτική ταχύτητα καθίζησης παίρνει μεγάλες τιμές τότε $v_d \rightarrow v_g$ ενώ για μικρές τιμές της v_g η v_d κυριαρχείται από τις αντιστάσεις r_a και r_s .

Πίνακας IV

Παράγοντες που επιδρούν στη ξηρή απόθεση και το ρυθμό απομάκρυνσης αερίων ρύπων και σωματιδίων

Ατμοσφαιρικές μεταβλητές	Ιδιότητες υλικού που αποτίθεται		Ιδιότητες επιφάνειας
	Αέρια	Σωματίδια	
Ταχύτητα ανέμου στα 10 m	Χημική αντιδραστικότητα	Διάμετρος Σχήμα	Αεροδυναμική τραχύτητα
Ταχύτητα τριβής	Διαλυτότητα	Πυκνότητα	Τοπογραφία
Ατμοσφαιρική ευστάθεια	Μοριακή διαχυτικότητα	Υδροσκοπικότητα	Υγρότητα
Τυρβώδεις στρόβιλοι	Μερική πίεση	Διαλυτότητα	Ύψος φυλλώματος
Θερμοκρασία αέρα		Ηλεκτροστατικές ιδιότητες	Γεωμετρία και δομή φυλλώματος
Σχετική υγρασία			Απορροφητικότητα
			Πορώδης υφή
			Ηλεκτροστατικές ιδιότητες

Υπολογισμός της αεροδυναμικής αντίστασης

Η ταχύτητα απόθεσης μέσα στο ατμοσφαιρικό στρώμα επιφάνειας δίνεται από την εξίσωση

$$v_{da} = \frac{u_*^2}{u} \quad (7.9)$$

Σε συνθήκες ουδέτερης στρωμάτωσης ισχύει ο λογαριθμικός νόμος

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (7.10)$$

όπου k είναι η σταθερά von Karman ($=0.4$) και z_0 είναι το αεροδυναμικό μήκος τραχύτητας.

Αντικαθιστώντας την (7.10) στην (7.9) προκύπτει για συνθήκες ουδέτερης στρωμάτωσης

$$v_{da} = \frac{k^2 \cdot \bar{u}}{[\ln(z/z_0)]^2} \quad (7.11)$$

Αντιστρέφοντας την εξίσωση (7.11) προκύπτει η αεροδυναμική αντίσταση

$$r_a = \frac{[\ln(z/z_0)]^2}{k^2 \cdot \bar{u}} \quad (7.12)$$

Σε περιπτώσεις όπου στην ατμόσφαιρα δεν επικρατούν συνθήκες ουδέτερης στρωμάτωσης η παραπάνω εξίσωση διαμορφώνεται ως εξής

$$r_a = \frac{[\ln(z/z_0) - \psi]^2}{k^2 \cdot \bar{u}} \quad (7.13)$$

όπου το ψ είναι μια συνάρτηση των παραμέτρων που προσδιορίζουν την ατμοσφαιρική ευστάθεια. Η συνάρτηση αυτή παίρνει θετικές τιμές για συνθήκες αστάθειας (μικρότερη αεροδυναμική αντίσταση) και αρνητικές τιμές για συνθήκες ευστάθειας (μεγαλύτερη αεροδυναμική αντίσταση).

Η αεροδυναμική αντίσταση μειώνεται όσο αυξάνεται το μήκος τραχύτητας ενώ είναι μικρότερη σε ατμοσφαιρικές συνθήκες αστάθειας σε σύγκριση με συνθήκες ευστάθειας.

Αντίσταση υποστρώματος.

Γενικά, η αντίσταση του ιξώδους υποστρώματος εξαρτάται από την μοριακή διαχυτικότητα του υλικού (αερίου ή σωματιδιακού) όπως και από το κινηματικό ιξώδες του αέρα. Επειδή οι εξισώσεις που χρησιμοποιούν αυτές τις παραμέτρους είναι δύσχρηστες, χρησιμοποιείται συνήθως η παρακάτω εμπειρική εξίσωση για τον υπολογισμό της αντίστασης του υποστρώματος :

$$r_s = \frac{A}{ku_*} \quad (7.14)$$

όπου το A είναι μια σταθερά που παίρνει τιμές από 2.0-2.6. Χρησιμοποιώντας τον λογαριθμικό νόμο (7.10) προκύπτει η παρακάτω εξίσωση για συνθήκες ουδέτερης στρωμάτωσης :

$$r_s = \frac{A \cdot \ln(z/z_0)}{k^2 \bar{u}} \quad (7.15)$$

Αντίσταση μεταφοράς

Η αντίσταση που εξαρτάται από την φυσικοχημική αλληλεπίδραση του υλικού και της επιφάνειας είναι η πιο αβέβαιη συνιστώσα της συνολικής αντίστασης απόθεσης. Η αποτελεσματικότητα που η επιφάνεια απορροφά τα διαχεόμενα μόρια των αερίων ή προσλαμβάνει τα σωματίδια που προσκρούουν σε αυτή προσδιορίζεται σε μεγάλο βαθμό από τη χημική της σύσταση και τη φυσική της δομή καθώς και από τις φυσικοχημικές ιδιότητες του διαχεόμενου υλικού. Για τα αέρια, η πρόσληψη από μια επιφάνεια καλυμμένη με φυτά εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από βιολογικούς παράγοντες όπως είναι το άνοιγμα και το κλείσιμο των στομάτων. Η υγρότητα της επιφάνειας είναι επίσης καθοριστικής σημασίας για τον προσδιορισμό του ρυθμού απόθεσης των σωματιδίων και πολλών αέριων ρύπων.

Πίνακας V

Ταχύτητα απόθεσης για SO₂

Επιφάνεια	v_d (cm s ⁻¹)
Χαμηλό γρασίδι	0.5
Φυτά μεσαίου ύψους	0.7
Ασβεστούχο έδαφος	0.8
Ξηρό όξινο έδαφος	0.4
Υγρό όξινο έδαφος	0.6
Ξηρό χιόνι	0.1
Νερό	0.7
Ύψαιθρος	0.8
Πόλη	0.7

Πίνακας VI

Τυπικές τιμές των ταχυτήτων ξηρής απόθεσης για μερικά ατμοσφαιρικά αέρια.

Στοιχείο	v_d (cm s ⁻¹)		
	Επιφάνεια		
	Ήπειρος	Ωκεανός	Πάγος/χιόνι
CO	0.03	0	0
N ₂ O	0	0	0
NO	0.016	0.003	0.002
NO ₂	0.1	0.02	0.01
HNO ₃	4	1	0.5
O ₃	0.4	0.07	0.07

Σχετική συνεισφορά των επιμέρους αντιστάσεων

Η αεροδυναμική αντίσταση καθώς και η αντίσταση υποστρώματος επηρεάζονται από την ταχύτητα του ανέμου, τις συνθήκες ευστάθειας (τα οποία ορίζουν διάφορες παραμέτρους της τύρβης) καθώς και από το ύψος και την γεωμετρία/δομή του φυλλώματος (πίνακας VI). Γενικά, το άθροισμα των αντιστάσεων r_a+r_s μειώνεται όσο αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου και το ύψος της βλάστησης. Έτσι, για παράδειγμα όταν η ταχύτητα του ανέμου είναι 4 ms^{-1} , οι αεροδυναμικές αντιστάσεις πάνω από γρασίδι είναι περίπου 60 sm^{-1} και μειώνονται σε 10 sm^{-1} πάνω από ένα κωνοφόρο δάσος.

Αντίστοιχα, οι αντιστάσεις έχουν μεγαλύτερες τιμές σε συνθήκες ευστάθειας απ' ότι σε συνθήκες αστάθειας. Την νύχτα, όταν πάνω από την ξηρά επικρατούν συνήθως συνθήκες ευστάθειας, η αεροδυναμική αντίσταση μπορεί να φθάσει σε πολύ υψηλές τιμές $\sim 150 \text{ sm}^{-1}$. Σε αυτή την περίπτωση οι ροές απόθεσης είναι πολύ μικρές. Πάνω από τη θάλασσα δεν παρουσιάζονται αυτές οι μεγάλες ημερήσιες διακυμάνσεις της ατμοσφαιρικής ευστάθειας οπότε η αεροδυναμική αντίσταση παρουσιάζει μικρό ημερήσιο κύκλο.

Η τιμή της αντίστασης υποστρώματος δεν παρουσιάζει συνήθως τις δραματικές αλλαγές που εμφανίζονται στις άλλες δύο συνιστώσες της αντίστασης. Έτσι σε συνθήκες ευστάθειας η r_a παίρνει πολύ μεγάλες τιμές οπότε προσδιορίζει σε μεγάλο βαθμό την τιμή της συνολικής αντίστασης. Σε συνθήκες αστάθειας η r_a γίνεται μικρή και η συμβολή της στη συνολική αντίσταση είναι περιορισμένη. Τέλος, η αντίσταση μεταφοράς σε κάποιες περιπτώσεις γίνεται πολύ μεγάλη (π.χ. σε χερσότοπο) και προσδιορίζει την τιμή της συνολικής αντίστασης.

Συμπερασματικά οι μεγαλύτερες ταχύτητες απόθεσης αναμένονται σε συνθήκες μεγάλες αστάθειας πάνω από διαπνέουσα βλάστηση.

7.2.5 Υγρή απόθεση

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, η υγρή απόθεση αναφέρεται στην φυσική διεργασία με την οποία οι ρύποι σαρώνονται και απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα από κατακρημνίσματα (βροχή, χιόνι, σταγονίδια νεφών και ομίχλης). Σε γενικές γραμμές, η υγρή απόθεση γίνεται σε τρία στάδια: πρώτα οι ρύποι (αέριοι ή σωματιδιακοί) πρέπει να βρεθούν σε σημείο της ατμόσφαιρας όπου υπάρχουν υγροποιημένοι υδρατμοί, κατόπιν να απορροφηθούν από τα μετέωρα σταγονίδια και τέλος να πέσουν μαζί τους στο έδαφος. Η ορολογία που χρησιμοποιείται για την υγρή απόθεση των ρύπων στη διεθνή βιβλιογραφία είναι ποικίλη: wet removal,

precipitation scavenging, washout, rainout και snowout. Γενικά ο όρος washout (απόπλυση) χρησιμοποιείται για να δηλώσει τη σάρωση των ρύπων κάτω από το σύννεφο από υετό που πέφτει ενώ οι όροι rainout και snowout χρησιμοποιούνται για την αντίστοιχη διεργασία εντός των νεφών.

Οι δύο τύποι υγρής απόθεσης (κάτω από το σύννεφο και μέσα στο σύννεφο) έχουν διαφορετική βαρύτητα ανάλογα με την χωρική κλίμακα της διασποράς. Σε μελέτες τοπικής κλίμακας η σάρωση των ρύπων κάτω από το σύννεφο είναι αυτή που έχει την μεγαλύτερη επίπτωση ενώ σε μελέτες σε μεγάλες χωρικές κλίμακες (π.χ. διασυνωριακή μεταφορά ρύπανσης) κυριαρχεί η διεργασία εντός των νεφών. Ακόμη διαφορετική είναι η επίδραση ανάλογα με ρύπο. Έτσι ρύποι με μεγάλους χρόνους παραμονής στην ατμόσφαιρα (όπως είναι το διοξείδιο του θείου) εισχωρούν στα σύννεφα και δημιουργούν περιβαλλοντικά προβλήματα σε περιφερειακή κλίμακα ενώ άλλοι ρύποι, όπως τα οξειδία του αζώτου, απομακρύνονται κυρίως με τον μηχανισμό της απόπλυσης κάτω από τα σύννεφα (washout) και οι περιβαλλοντικές τους επιπτώσεις εμφανίζονται κυρίως σε τοπική κλίμακα.

Στα πλαίσια αυτού του μαθήματος το ενδιαφέρον εστιάζεται σε τοπική κλίμακα και για το λόγο αυτό παρουσιάζεται παρακάτω μια απλή μεθοδολογία υπολογισμού της απόπλυσης.

Η σάρωση και υγρή απόθεση της ρύπανσης κάτω από το σύννεφο υπολογίζεται συνήθως λαμβάνοντας υπ' όψιν την ένταση και την διάρκεια του υετού καθώς και τον τύπο του. Η επίπτωση της υγρής απόθεσης σε αυτή την περίπτωση μπορεί να παραμετροποιηθεί χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση:

$$Q(x) = Q_0 e^{-\Lambda x/u} = Q_0 e^{-t\Lambda} \quad (7.16)$$

όπου Q_0 είναι η αρχική ένταση της πηγής, $Q(x)$ είναι η ποσότητα που απομένει στην ατμόσφαιρα μετά την μείωση της πηγής λόγω υγρής απόθεσης, $t = x/u$ είναι ο χρόνος μεταφοράς (s) και Λ είναι ο παράγοντας απόπλυσης (s^{-1}) ο οποίος υπολογίζεται από την παρακάτω εξίσωση:

$$\Lambda = a\lambda^b \quad (7.17)$$

όπου λ είναι ο ρυθμός βροχόπτωσης (mm/hr) και a, b είναι συντελεστές που εξαρτώνται τα χαρακτηριστικά του ρύπου (π.χ. διαλυτότητα και δραστηριότητα για αέριους ρύπους). Για παράδειγμα οι συντελεστές (a, b) παίρνουν τις τιμές (0, 0) για ευγενή αέρια και (8.0E-5, 0.8) για σωματίδια. Σε πιο πολύπλοκες προσεγγίσεις οι συντελεστές (a, b) εξαρτώνται επίσης και από το είδος υετού (βροχή, χιόνι κτλ.) ενώ για σωματίδια λαμβάνεται επίσης υπόψη και η διάμετρος τους.

7.3 Πηγές αβεβαιότητας των μοντέλων του θυσάνου του Gauss

Η ανάπτυξη των μοντέλων του θυσάνου του Gauss βασίζεται σε πολλές παραδοχές οι οποίες δημιουργούν αντίστοιχους περιορισμούς στην εφαρμοσιμότητα και την ακρίβεια των υπολογισμών τους. Σε συντομία μπορούμε να αναφέρουμε ότι τα μοντέλα του θυσάνου του Gauss βασίζονται στην παραδοχή ότι οι μετεωρολογικές συνθήκες δεν παρουσιάζουν σημαντικές χρονικές και γεωγραφικές μεταβολές (τουλάχιστον για την χρονική περίοδο και τον τόπο των υπολογισμών), το έδαφος είναι επίπεδο, η μάζα των ρύπων διατηρείται και η γεωμετρία και κατανομή του θυσάνου είναι ιδεατή. Παρά τους πολλούς περιορισμούς και τις μεγάλες πηγές λαθών, τα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούνται σε πολλές περιπτώσεις αδιάκριτα και χωρίς γνώση των περιορισμών και της αβεβαιότητας που υπάρχει στα αποτελέσματά τους.

Μέρος της αβεβαιότητας στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις οφείλεται στην στοχαστικότητα των ατμοσφαιρικών διεργασιών (κυρίως των τυρβωδών διεργασιών) που καθορίζουν τη διασπορά και τη διάχυση των ρύπων στην ατμόσφαιρα. Αυτή η εγγενής αβεβαιότητα υπάρχει σε όλα τα ατμοσφαιρικά μοντέλα και δεν θα μας απασχολήσει σε αυτό το κεφάλαιο. Το ενδιαφέρον εδώ θα εστιασθεί στην αβεβαιότητα η οποία οφείλεται σε λάθη ή αβεβαιότητα των στοιχείων εισαγωγής. Μια χονδρική εκτίμηση αυτής της αβεβαιότητας στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις μπορεί να προκύψει από την εξίσωση (3.6) την οποία λογαριθμίζουμε και κατόπιν διαφορίζουμε :

$$\frac{d\chi}{\chi} = \frac{dQ}{Q} - \frac{d\bar{u}}{\bar{u}} - \frac{d\sigma_y}{\sigma_y} - \frac{d\sigma_z}{\sigma_z} - d\left(\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad (7.18)$$

Το αντίστοιχο λάθος στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις προκύπτει με την αντικατάσταση των διαφορικών με πεπερασμένες διαφορές οι οποίες αντιπροσωπεύουν τα σφάλματα στις παραμέτρους εισαγωγής :

$$\frac{\Delta\chi}{\chi} = \frac{\Delta Q}{Q} - \frac{\Delta\bar{u}}{\bar{u}} - \frac{\Delta\sigma_y}{\sigma_y} - \frac{\Delta\sigma_z}{\sigma_z} - \Delta\left(\frac{H^2}{2\sigma_z^2}\right) \quad (7.19)$$

Υποθέτοντας ότι όλα τα σφάλματα είναι τυχαία και όχι συστηματικά τότε η χειρότερη περίπτωση είναι το άθροισμα όλων των σφαλμάτων στην δεξιά μεριά της

εξίσωσης (7.19) (άθροισμα των ποσοστιαίων σφαλμάτων στα Q , u , σ_y , σ_z και στο H^2/σ_z^2). Χρησιμοποιώντας μια σχετικά χαμηλή αβεβαιότητα σε καθένα από αυτά, $\pm 10\%$, τότε η συνολική αβεβαιότητα των μέγιστων συγκεντρώσεων εδάφους μπορεί πολύ εύκολα να φθάσει στο $\pm 50\%$. Σε αυτή την αβεβαιότητα των αποτελεσμάτων δεν συμπεριλαμβάνεται η φυσική αβεβαιότητα η οποία οφείλεται στην χρήση μιας απλουστευμένης εξίσωσης για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων (της εξίσωσης Gauss) αλλά μόνο η αβεβαιότητα που οφείλεται στο γεγονός ότι δεν γνωρίζουμε ακριβώς τις τιμές των μεταβλητών εισαγωγής που υπεισέρχονται στη δεξιά πλευρά της εξίσωσης.

Αξίζει πάντως να εξετάσουμε τις αβεβαιότητες που υπάρχουν στον προσδιορισμό των στοιχείων εισαγωγής που χρησιμοποιούνται στα μοντέλα θυσάνου του Gauss. Παρακάτω παρουσιάζονται σε συντομία οι σημαντικότερες πηγές αβεβαιότητας:

- *Αβεβαιότητα στον προσδιορισμό του ρυθμού εκπομπής των ρύπων*

Η εξίσωση (2) η οποία αποτελεί την βάση των μοντέλων θυσάνου του Gauss περιλαμβάνει μια γραμμική σχέση ανάμεσα στην συγκέντρωση ενός ρύπου και στον ρυθμό εκπομπής του. Αυτό σημαίνει ότι τα σφάλματα στον υπολογισμό του ρυθμού εκπομπής διαδίδονται ευθέως στους υπολογισμούς και προκαλούν αντίστοιχα σφάλματα στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις. Στις περισσότερες περιπτώσεις οι εκπομπές δεν είναι γνωστές με αβεβαιότητα μικρότερη από 30%. Το ποσοστό αυτό είναι μεγαλύτερο για κινητές πηγές (αυτοκίνητα) και μικρότερο για στάσιμες πηγές (βιομηχανικές μονάδες).

- *Λάθη στον υπολογισμό της αρχικής ανύψωσης του θυσάνου.*

Όπως εμφανίζεται στην εξίσωση (7.19), το ενεργό ύψος του θυσάνου έχει μεγάλη σημασία στις υπολογιζόμενες μέγιστες συγκεντρώσεις εδάφους. Οι εξισώσεις υπολογισμού της ανύψωσης του θυσάνου έχουν μια αβεβαιότητα της τάξης του 20%. Η αντίστοιχη αβεβαιότητα στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις είναι περίπου διπλάσια.

- *Λάθη στην εκτίμηση του ανέμου στο ύψος του κεντρικού άξονα του θυσάνου*

Όπως προαναφέρθηκε οι μετρήσεις του ανέμου γίνονται κατά κανόνα σε ύψος ~ 10 m πάνω από το έδαφος. Για τον υπολογισμό του ανέμου στο ύψος του θυσάνου χρησιμοποιείται συνήθως ο εκθετικός νόμος (εξίσωση 7.1). Η αβεβαιότητα στην υπολογιζόμενη ταχύτητα του ανέμου είναι 10-15% πράγμα το οποίο έχει συνέπειες τόσο στην διασπορά όσο και στον υπολογισμό της ανύψωσης του θυσάνου.

- *Αβεβαιότητα στη διεύθυνση του ανέμου*

Μικρά λάθη στη διεύθυνση του ανέμου (λόγω π.χ. μαιάνδρων μικρής κλίμακας ή λόγω τοπογραφίας) μπορεί να οδηγήσει σε τεράστια λάθη στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις, ιδιαίτερα σε συνθήκες ευστάθειας όταν ο θύσανος είναι στενός. Το λάθος δεν αναφέρεται τόσο στο μέγεθος της συγκέντρωσης αλλά στην γεωγραφική περιοχή στην οποία εμφανίζεται.

- *Λάθη στον υπολογισμό των συντελεστών διασποράς*

Το πρόβλημα της αβεβαιότητας στον προσδιορισμό των συντελεστών διασποράς έχει πολλές συνιστώσες. Πρώτα απ' όλα οι υπολογιζόμενοι συντελεστές διασποράς αναφέρονται σε μέσες τιμές μιας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου. Στην πράξη, τα περισσότερα μοντέλα διασποράς χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των ωριαίων μέσων τιμών των συγκεντρώσεων. Παρ' όλα αυτά, οι αρχικοί υπολογισμοί των συντελεστών διασποράς έχουν γίνει για χρονικές περιόδους λίγων έως 15 λεπτών. Σε περιπτώσεις που η διεύθυνση του ανέμου μεταβάλλεται με τον χρόνο, με χρονικές κλίμακες μεγαλύτερες των 10 περίπου λεπτών και μικρότερες της μίας ώρας, υπάρχει μια υπερεκτίμηση στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις η οποία μπορεί να φθάσει σε ένα παράγοντα του 2.5.

Το δεύτερο πρόβλημα σχετίζεται με την χρήση των κλάσεων ευστάθειας κατά Pasquill οι οποίες είναι μόνο 6 και κατά συνέπεια αποτελούν ένα ποιοτικό προσδιορισμό της ατμοσφαιρικής ευστάθειας. Μικρές αλλαγές στις μετεωρολογικές συνθήκες μπορούν σε πολλές περιπτώσεις να προκαλέσουν μετατόπιση της ευστάθειας κατά μία κλάση και σημαντική αλλαγή στις υπολογιζόμενες συγκεντρώσεις, ιδιαίτερα σε μεγαλύτερες αποστάσεις.

Η τρίτη πηγή λαθών οφείλεται στην εμπειρική φύση των εξισώσεων οι οποίες χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των συντελεστών. Η αβεβαιότητα των υπολογισμών είναι περίπου $\pm 25\%$ αλλά σε συνθήκες ακραίας αστάθειας ή ευστάθειας μπορούν να υπάρξουν σημαντικά μεγαλύτερα λάθη στους υπολογιζόμενους συντελεστές. Κατά τον ίδιο τρόπο, μεγάλα λάθη προκύπτουν σε μικρές αποστάσεις (μέχρι λίγες εκατοντάδες μέτρα) από την πηγή. Σε γενικές γραμμές πάντως, η αβεβαιότητα στον υπολογισμό του σ_z είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του σ_y .

7.4 Μονάδες μέτρησης των συγκεντρώσεων των ρύπων στον αέρα

Οι συγκεντρώσεις των ρύπων, όπως υπολογίζονται από τις εξισώσεις, που παρατέθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια, εκφράζονται κατά βάρος σε $\mu\text{g m}^{-3}$. Σε πολλές περιπτώσεις, οι μετρήσεις των επιπέδων ρύπανσης στην ατμόσφαιρα δίνονται σε μονάδες κατ' όγκο, συνήθως σε μέρη στο εκατομμύριο (ppm) ή μέρη το δισεκατομμύριο (ppb). Τα μέρη στο εκατομμύριο είναι στην ουσία ένα αδιάστατο κλάσμα όγκου το οποίο ορίζεται από την σχέση:

$$\text{συγκέντρωση ενός στοιχείου } i \text{ σε ppm} = c_i / c \times 10^6 \quad (7.20)$$

όπου c_i είναι ο αριθμός των γραμμομορίων του στοιχείου i στην μονάδα του όγκου και c είναι ο αριθμός των γραμμομορίων του αέρα στην μονάδα του όγκου για κάποια πίεση p και κάποια θερμοκρασία T .

Αν η συγκέντρωση ενός στοιχείου σε ppm ισούται με A και θέλουμε να μετατρέψουμε την συγκέντρωση σε $\mu\text{g m}^{-3}$ χρησιμοποιούμε την παρακάτω σχέση:

$$\text{συγκέντρωση του στοιχείου } i \text{ σε } \mu\text{g m}^{-3} = A \frac{100 \cdot p \cdot M_i}{8.314 \cdot T} \quad (7.21)$$

όπου p είναι η πίεση του αέρα σε μιλιμπάρ (mb), T είναι η θερμοκρασία του αέρα σε Kelvin (K) και M_i είναι το μοριακό βάρος του στοιχείου i .

Πρέπει εδώ να τονιστεί ότι για πολλούς ρύπους η χρήση του ppm έχει σαν αποτέλεσμα οι συγκεντρώσεις να παίρνουν πολύ μικρά νούμερα (μικρότερα γενικά της μονάδας). Σ' αυτή την περίπτωση, χρησιμοποιούμε κάποιες μικρότερες μονάδες, συνήθως μέρη το δισεκατομμύριο (ppb). Για κάποια στοιχεία με πολύ μικρή συνεισφορά στην σύσταση της ατμόσφαιρας χρησιμοποιούνται και τα μέρη το τρισεκατομμύριο (ppt).

Η σχέση ανάμεσα στις παραπάνω μονάδες είναι:

συγκέντρωση του στοιχείου i σε ppb = 10^3 x συγκέντρωση του ίδιου στοιχείου σε ppm

και

συγκέντρωση του στοιχείου i σε ppt = 10^3 x συγκέντρωση του ίδιου στοιχείου σε ppb

Παράδειγμα: Το όριο επιφυλακής για μέσες ωριαίες τιμές του O_3 είναι $180 \mu\text{g m}^{-3}$. Να μετατραπεί αυτό το όριο σε μονάδες ppm και ppb όταν η πίεση ισούται με 1013 mbar και η θερμοκρασία με 25°C .

Για την μετατροπή των συγκεντρώσεων θα χρησιμοποιηθεί η εξίσωση (7.21). Για την εφαρμογή αυτής της εξίσωσης χρησιμοποιούμε τα παρακάτω στοιχεία:

$$M_i=48 \text{ (το μοριακό βάρος του } O_3\text{)}$$

$$p=1013 \text{ mbar}$$

$$T=298.2 \text{ K}$$

Από τα παραπάνω προκύπτει:

$$\text{συγκέντρωση του } O_3 \text{ σε ppm} = 180 \times 0.00051 = 0.0918$$

$$\text{συγκέντρωση του } O_3 \text{ σε ppb} = 10^3 \times 0.0918 \approx 92$$

ΠΙΝΑΚΑΣ VII

Συντελεστές μετατροπής των συγκεντρώσεων από $\mu\text{g m}^{-3}$ σε ppm και το αντίστροφο.

Ρύπος	Μετατροπή από $\mu\text{g m}^{-3}$ σε ppm	Μετατροπή από ppm σε $\mu\text{g m}^{-3}$
	Συντελεστής μετατροπής	Συντελεστής μετατροπής
Οζον (O_3)	0.51×10^{-3}	1960
Διοξείδιο του αζώτου (NO_2)	0.53×10^{-3}	1880
Οξειδίο του αζώτου (NO)	0.81×10^{-3}	1230
Διοξείδιο του άνθρακα (CO_2)	0.56×10^{-3}	1800
Μονοξείδιο του άνθρακα (CO)	0.87×10^{-3}	1150
Διοξείδιο του θείου (SO_2)	0.38×10^{-3}	2620
Αμμωνία (NH_3)	1.44×10^{-3}	695