

1ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ: Εισαγωγή στην Ατμοσφαιρική Δομή και Σύσταση

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ 1^{ου} ΚΕΦΑΛΑΙΟΥ

1. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΓΉΙΝΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ.....	1
1.1 Εισαγωγή στην ατμοσφαιρική δομή και σύσταση.....	1
1.1.1 Εκπομπές ρύπων στο περιβάλλον.....	1
1.1.2 Η Ατμόσφαιρα της Γης.....	3
1.1.3 Προέλευση και εξέλιξη της Ατμόσφαιρας.....	7
1.2 Χαρακτηριστικά της Ατμόσφαιρας.....	9
1.3 Σύνθεση της κατώτερης Ατμόσφαιρας.....	10
1.3.1 “Ξηρός” ατμοσφαιρικός αέρας.....	11
1.3.2 Το Νερό στην Ατμόσφαιρα.....	12
1.3.3 Ατμοσφαιρικά Αιωρήματα.....	13
1.4 Κατακόρυφη διαίρεση της Ατμόσφαιρας με βάση τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος.....	14
1.4.1 Τροπόσφαιρα.....	15
1.4.2 Στρατόσφαιρα.....	18
1.4.4 Θερμόσφαιρα.....	20
1.4.5 Εξώσφαιρα.....	20
1.4.6 Ιονόσφαιρα – Μαγνητόσφαιρα.....	20
1.5 Μεταβολές διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων με το ύψος.....	21
1.5.1 Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος.....	21
1.5.2 Μεταβολή της πυκνότητας του αέρα με το ύψος.....	25
1.5.3 Μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος.....	26
1.6 Μοντέλο Πρότυπης Ατμόσφαιρας.....	27
1.6.1 Εκφράσεις της ποσότητας των χημικών στοιχείων στην Ατμόσφαιρα.	29
1.6.2 Μετατροπή της πυκνότητας μάζας ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) ενός συστατικού i σε αναλογία ανάμιξης (ppm).....	29
1.7. Ακτινοβολία & Ατμόσφαιρα.....	31
1.7.1 Νόμοι της ακτινοβολίας.....	32
1.7.2 Ηλιακή ακτινοβολία.....	36
1.7.3 Γήινη Ακτινοβολία.....	37
1.7.4 Παράγοντες που επηρεάζουν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας στη Γη.....	38
1.7.5 Εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα.....	39
1.7.5.1 Απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.....	40
1.7.5.2 Σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας.....	44
1.7.6 Το φαινόμενο του θερμοκηπίου.....	47
1.7.7. Παραγωγή αερίων του Θερμοκηπίου και Δυναμική επίδραση τους στην αύξηση της Θερμοκρασίας.....	48
1.7.8 Ενεργειακό ισοζύγιο της Γης και της Ατμόσφαιρας.....	51

1.7.9. Διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα Ατμόσφαιρα-έδαφος	53
1.7.10 Μεταφορά ενέργειας στο σύστημα Ατμόσφαιρα-έδαφος	54
1-8. Εφαρμογές και Παραδείγματα	56
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1 ^{ου} Κεφαλαίου	61
Παράρτημα 1: Η υδροστατική εξίσωση.....	61
Παράρτημα 2: Η εξίσωση Clausius-Clapeyron	62
Ασκήσεις.....	65
Βιβλιογραφία 1 ^{ου} Κεφαλαίου	66

1. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΗΣ ΓΗΙΝΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

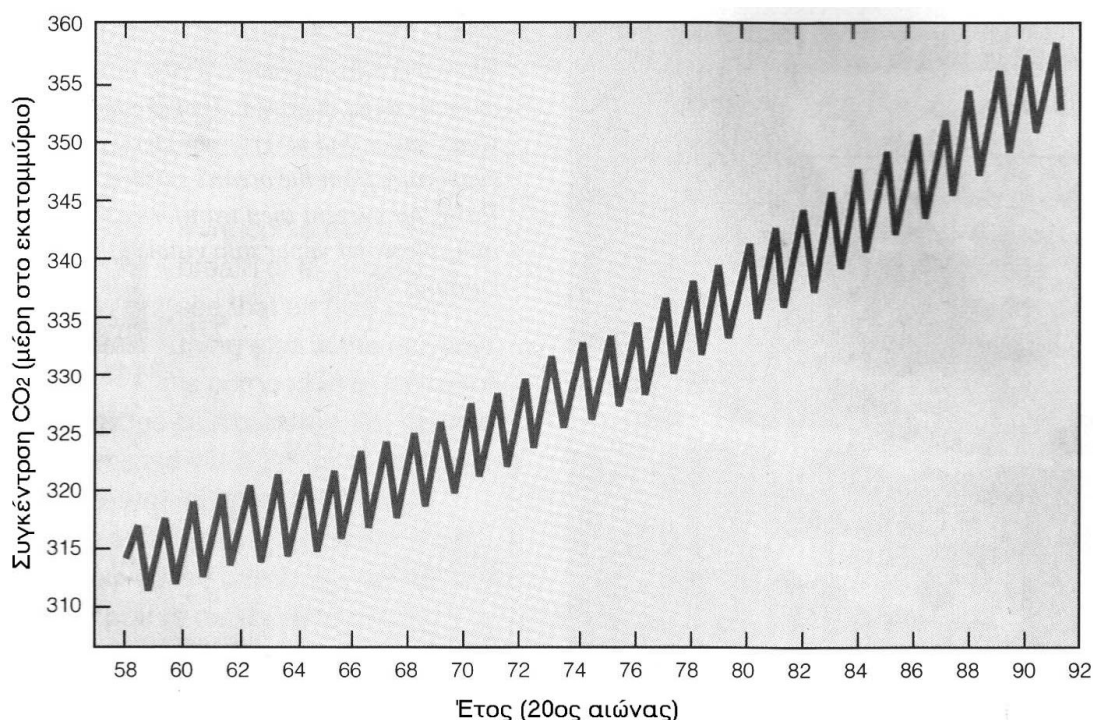
1.1 Εισαγωγή στην ατμοσφαιρική δομή και σύσταση

1.1.1 Εκπομπές ρύπων στο περιβάλλον

Η βιομηχανία τα τελευταία πενήντα χρόνια έχει κατασκευάσει πάνω από 50.000 χημικές ενώσεις που καταλήγουν στο περιβάλλον και ορισμένες από αυτές βιοσυσσωρεύονται στο ανθρώπινο σώμα. Αέριες εκπομπές διαχέονται στην Ατμόσφαιρα και μεταφέρονται με τις αέριες μάζες σε μεγάλες αποστάσεις μακριά από τις πηγές εκπομπής τους. Το μέσο μέσα στο οποίο μεταφέρονται οι αέριοι ρύποι είναι η Ατμόσφαιρα και η δυναμική της καθορίζει το χρόνο ζωής τους και την αλληλεπίδραση με το περιβάλλον και τον άνθρωπο.

Πολλές από αυτές τις ανθρωπογενείς ξενοβιοτικές χημικές ενώσεις έχουν μεταφερθεί στη βιόσφαιρα και χαρακτηρίζονται ως τοξικές ή δυναμικά επιβλαβείς. Οι χημικές αυτές ενώσεις στην αέρια ή σωματιδιακή μορφή προκαλούν μεταβολές στο περιβάλλον και ακόμη γενικότερα στην κλιματική δυναμική του πλανήτη μας. Στο Σχήμα 1-1 παρουσιάζουμε μετρήσεις από το αστεροσκοπείο της Mauna Loa στη Χαβάη που δείχνουν την αύξηση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα.

Το Σχήμα 1-1 υποδηλώνει μια αύξηση της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα πάνω από 10% από το 1958 έως το 1992. Υψηλότερες τιμές παρατηρούνται το χειμώνα λόγω της μείωσης της φωτοσυνθετικής δραστηριότητας των φυτών. Αντίθετα κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού τα φυτά απορροφούν μεγάλες ποσότητες διοξειδίου του άνθρακα από την Ατμόσφαιρα αφομοιώνοντας το σε οργανικές ενώσεις. Η αύξηση της ατμοσφαιρικής συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα οφείλεται περισσότερο στην καύση υγρών και στερεών καυσίμων καθώς και στην καταστροφή των δασών του πλανήτη μας.



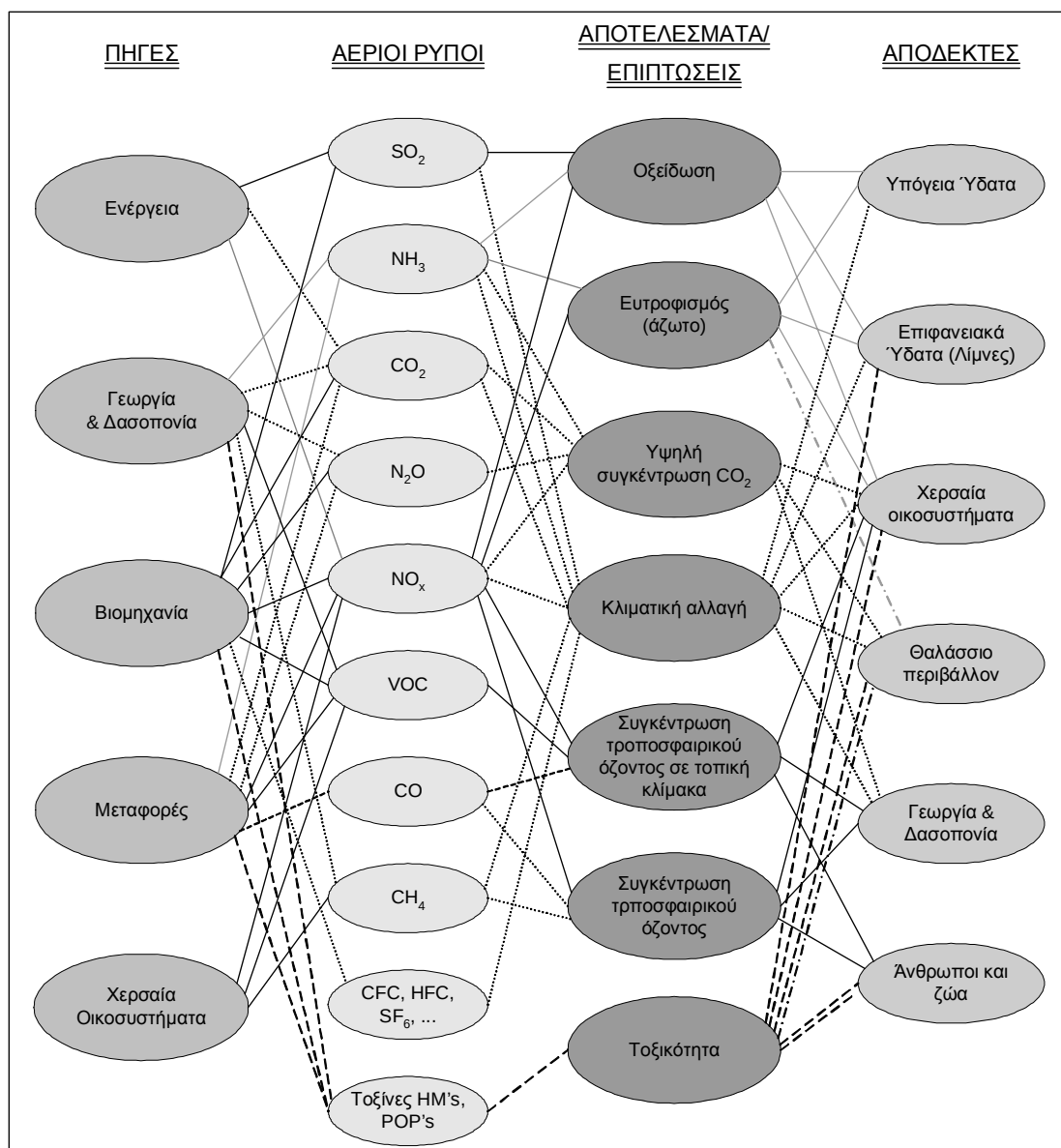
Σχήμα 1-1: Παρακολούθηση της αύξησης της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα (CO₂) (μέρη στο εκατομμύριο - ppm) από το αστεροσκοπείο της Mauna Loa της Χαβάης κατά τα έτη 1958 έως 1992.

Λόγω της αύξησης μεγέθους του βιομηχανικού τομέα εκπομπές χημικών ενώσεων στην Ατμόσφαιρα θα συνεχίσουν να πραγματοποιούνται και για αυτό είναι επιτακτική η ανάγκη εξέτασης και μελέτης της μεταφοράς και της δυναμικής τους.

Η χωρική και χρονική μεταβολή των ρύπων παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον και αποτελεί αντικείμενο μελέτης στη διεθνή βιβλιογραφία. Υψηλές συγκεντρώσεις ρύπων όπως π.χ. του διοξειδίου του αζώτου (NO₂) υπάρχουν πάνω από κατοικημένες περιοχές. Σημαντική είναι επίσης η συνεισφορά της διασυννοριακής ρύπανσης στη μεταφορά ανθρωπογενών ρύπων στην Ατμόσφαιρα.

Στο παρόν κεφάλαιο θα εξετάσουμε τη δομή και τη σύσταση της Ατμόσφαιρας. Δεν μπορούμε να ξεχάσουμε φυσικά ότι υπάρχει αλληλεπίδραση μεταξύ της Ατμόσφαιρας και του εδάφους και επομένως και των επιφανειακών και υπόγειων υδάτων. Βασικές αλληλεπιδράσεις, όπως αυτή της θάλασσας και της Ατμόσφαιρας, καθώς και του αέρα με την επιφάνεια της Γης στο οριακό στρώμα θα μελετηθούν επίσης. Μια πιο εκτενής παρουσίαση σχετικά με τη μεταφορά ρύπων στο έδαφος και στα υπόγεια ύδατα ξεφεύγει από τα όρια διαπραγμάτευσης του παρόντος βιβλίου.

Μια λεπτομερής παρουσίαση του τρόπου επίδρασης των διαφόρων πηγών ατμοσφαιρικών ρύπων σε αποδέκτες όπως ο άνθρωπος και το φυσικό περιβάλλον καθώς και ο ρόλος των διαφόρων χημικών ενώσεων στην Ατμόσφαιρα δίνεται στο Σχήμα 1-2.



Σχήμα 1-2: Σχέση μεταξύ εκπομπών διαφόρων χημικών ενώσεων στην Ατμόσφαιρα και των επιπτώσεων τους σε φυσικά οικοσυστήματα και στον άνθρωπο. (HM (Heavy Metals): Βαρέα Μέταλλα, (POP's - Persistent organic pollutants: Παραμένοντες Οργανικοί Ρύποι), (VOC-Volatile Organic Compounds: Πτητικές Οργανικές Ενώσεις.

1.1.2 Η Ατμόσφαιρα της Γης

Με τον όρο Ατμόσφαιρα, εννοούμε το αερίωδες περίβλημα της Γης (Σχήμα 1-3), το οποίο αποτελεί ένα σώμα με τη Γη και μετέχει σε όλες τις κινήσεις της.



Σχήμα 1-3: Η Ατμόσφαιρα της Γης.

Η Γη περιστρέφεται γύρω από τον άξονα της με σταθερή ταχύτητα. Μαζί της περιστρέφεται και η Ατμόσφαιρα, η οποία τείνει να εκτινάσσεται προς τα έξω. Για το λόγο αυτό, η Ατμόσφαιρα πάνω από τον ισημερινό εκτείνεται περισσότερο προς το διάστημα παρά πάνω από τους πόλους.

Η Ατμόσφαιρα είναι αόρατη, άοσμη και παρουσιάζει ένα πλήθος ιδιοτήτων που αποτελούν τις συνθήκες του άμεσου περιβάλλοντος επιβίωσης των ζωικών και φυτικών οργανισμών του πλανήτη μας. Αποτελείται από ένα μίγμα αερίων, γνωστό ως ατμοσφαιρικός αέρας, τα οποία συγκρατούνται κοντά στην επιφάνεια της Γης λόγω της δύναμης της βαρύτητας.

Η κίνηση του αέρα μέσα στην Ατμόσφαιρα ονομάζεται κυκλοφορία της Ατμόσφαιρας και προκαλείται βασικά από την μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ τροπικών και πολικών περιοχών, επηρεαζόμενη όμως σημαντικά και από την περιστροφή της Γης. Μέσα στην Ατμόσφαιρα παρατηρούνται μετατροπές τόσο της ηλιακής όσο και της γήινης ακτινοβολίας σε άλλες μορφές ενέργειας (π.χ. θερμότητα, κινητική ενέργεια κτλ.). Μπορεί, λοιπόν, η Ατμόσφαιρα να θεωρηθεί σαν ένα κέντρο πολύπλοκων θερμοδυναμικών και μηχανικών διεργασιών που είναι υπεύθυνες για τη δημιουργία διαφόρων φαινομένων. Τα φαινόμενα εκείνα που συμβαίνουν μέσα στην Ατμόσφαιρα και γίνονται αντιληπτά από τον άνθρωπο είτε άμεσα είτε έμμεσα, με τη βοήθεια οργάνων, λέγονται μετεωρολογικά φαινόμενα.

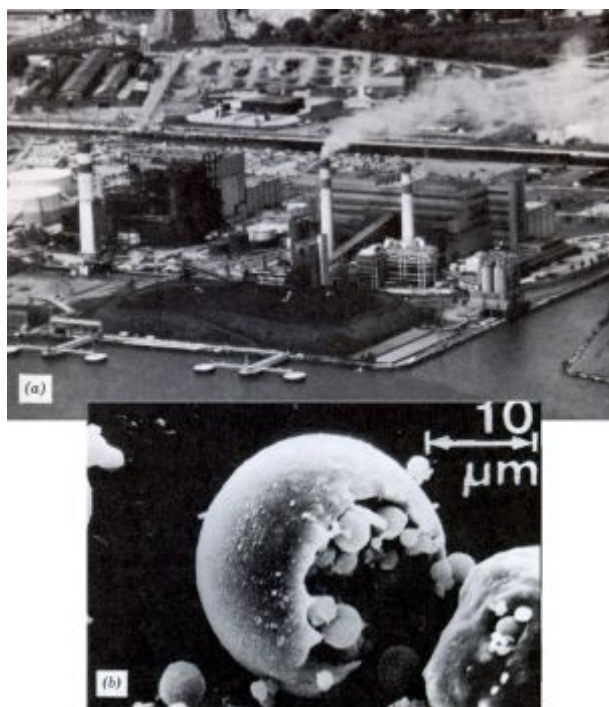
Το ύψος μέχρι το οποίο φτάνει η Ατμόσφαιρα δεν είναι γνωστό αλλά ούτε και εύκολο να υπολογιστεί γιατί στα ανώτερα στρώματά της είναι τόσο αραιή, ώστε είναι δύσκολο να καθοριστούν όρια ανάμεσα στην Ατμόσφαιρα και στο ενδοαστρικό διάστημα. Εκτιμήσεις για το ύψος της Ατμόσφαιρας βασίζονται σε μετρήσεις ή υπολογισμό του ύψους στο οποίο σημειώνονται διάφορα φαινόμενα, που η δημιουργία τους απαιτεί την ύπαρξη ικανοποιητικής

συγκέντρωσης ατμοσφαιρικής ύλης. Μερικά παραδείγματα εκτίμησης του ύψους της Ατμόσφαιρας αναφέρονται στη συνέχεια όπως:

- Από τη διάρκεια του λυκαυγούς και του λυκόφωτος, τα οποία οφείλονται στην πολλαπλή ανάκλαση και διάχυση των ηλιακών ακτινών στα ανώτερα στρώματα της Ατμόσφαιρας, συμπεραίνεται ότι το ύψος της φτάνει τα 80 τουλάχιστον χιλιόμετρα.
- Από τους διάπτοντες αστέρες προκύπτει ότι η γήινη Ατμόσφαιρα πρέπει να φτάνει τα 250 km, ενώ το φαινόμενο του πολικού σέλαος αποδεικνύει ότι ατμοσφαιρικός αέρας υπάρχει και πάνω από τα 1000 km.
- Τέλος από διάφορες ανωμαλίες που παρατηρούνται στις τροχιές των τεχνητών δορυφόρων, προκύπτει ότι το ύψος της Ατμόσφαιρας φτάνει τα 3.500 km.

Η δυναμική της Ατμόσφαιρας αποτελεί ένα από τα πλέον ενδιαφέροντα θέματα μελέτης. Έντονα καιρικά φαινόμενα επηρεάζουν άμεσα τη ζωή μας και καθορίζουν σημαντικά τις καθημερινές συνήθειες. Για παράδειγμα η κοινωνική ζωή επηρεάζεται άμεσα από τις καιρικές συνθήκες με αποτέλεσμα για παράδειγμα ο τρόπος ζωής στη Μεσόγειο να διαφέρει πάρα πολύ από αυτόν στη Βόρεια Ευρώπη.

Κατά ορισμένα χρονικά διαστήματα φυσικά φαινόμενα, όπως οι εκρήξεις ηφαιστείων, επηρεάζουν το κλίμα με την εκτόξευση μεγάλων ποσοτήτων σωματιδίων στην Ατμόσφαιρα τα οποία αντανakλούν την ηλιακή ακτινοβολία. Η δυναμική της Ατμόσφαιρας (μετεωρολογία) επηρεάζει επίσης άμεσα τη μεταφορά ρύπων στην Ατμόσφαιρα από ανθρωπογενείς (Σχήμα 1-4) και φυσικές (Σχήμα 1-5) πηγές καθώς και τη χρονική και χωρική τους κατανομή. Η Ατμόσφαιρα συνδέεται με τη ζωή μας μιας και η ανθρώπινη ύπαρξη εξαρτάται άμεσα από την αναπνοή και η απουσία αέρα για λίγα λεπτά της ώρας έχει σαν αποτέλεσμα την εξαφάνιση της ζωής από τον πλανήτη μας. Το πάχος της τροπόσφαιρας είναι περίπου 8 χιλιόμετρα και πάνω από αυτό το ύψος δεν υπάρχει αρκετός αέρας για να κάνει δυνατή την παρουσία ανθρώπινης ζωής.



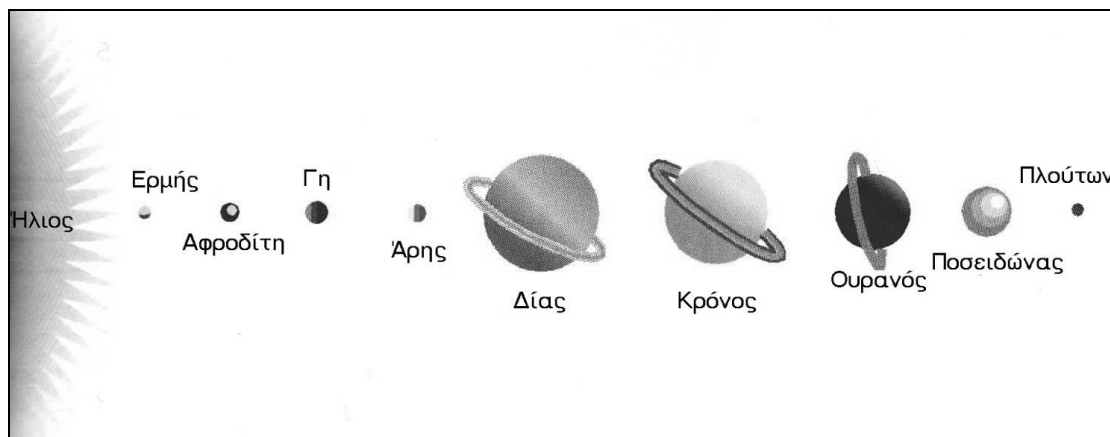
Σχήμα 1-4: (α) Εργοστάσιο καύσης άνθρακα και (β) φωτογραφία των εκπεμπόμενων σωματιδίων σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (Πηγή: Hinds, 1999).



Σχήμα 1-5: Έκρηξη του ηφαιστείου στη νήσο της Αγίας Ελένης τον Μάιο του 1980 και εκπεμπόμενη τέφρα του ηφαιστείου με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο (Πηγή: Hinds, 1999).

1.1.3 Προέλευση και εξέλιξη της Ατμόσφαιρας

Ο πλανήτης, μας, η Γη, βρίσκεται στο ηλιακό μας σύστημα που αποτελείται από 9 πλανήτες και τον ήλιο που αποτελεί το τοπικό αστέρα του συστήματος μας (Σχήμα 1-6). Ο Ήλιος μας είναι ένας αστέρας μέσου μεγέθους. Βρίσκεται στην άκρη του γαλαξία μας, ο οποίος ονομάζεται Milky Way. Το σύμπαν αποτελείται από δισεκατομμύρια γαλαξίες και κάθε γαλαξίας αποτελείται από δισεκατομμύρια αστέρες. Οι αστέρες είναι ζεστές σφαίρες αερίου που παράγουν ενέργεια από τη μετατροπή υδρογόνου σε ήλιο στο κέντρο τους.



Σχήμα 1-6: Σχετικό μέγεθος και θέση των πλανητών στο ηλιακό μας σύστημα.

Η αρχική Ατμόσφαιρα της Γης αρκετά δισεκατομμύρια χρόνια πριν είχε τελείως διαφορετική σύσταση από τη σημερινή. Η Ατμόσφαιρα αυτή, που περιείχε σε μεγάλες ποσότητες υδρογόνο και αδρανή αέρια, παρασύρθηκε στο διάστημα από τον ηλιακό άνεμο, ένα πελώριο ρεύμα σωματιδίων που εκπέμπονται από τον ήλιο. Στην απώλεια αυτή συνετέλεσαν και οι εξαιρετικά μεγάλες θερμοκρασίες που επικρατούσαν στον πλανήτη μας τότε.

Καθώς η Γη ψύχονταν αργά, σχηματίσθηκε μια πιο συμπαγής Ατμόσφαιρα. Η ρευστή επιφάνεια της Γης άρχισε να στερεοποιείται σε ένα φλοιό και τα αέρια που ήταν διαλυμένα στους “ρευστούς βράχους” απελευθερώθηκαν βαθμιαία μέσω μιας διαδικασίας που αναφέρεται ως “απελευθέρωση αερίων” ή “out gassing”. Η εξαγωγή αυτή των αερίων συνεχίζεται μέχρι και σήμερα από τα εκατοντάδες ενεργά ηφαίστεια ανά τον κόσμο. Οι γεωλόγοι σύμφωνα με χημικές αναλύσεις των αρχαιότερων πετρωμάτων της Γης υποθέτουν ότι η πρώτη Ατμόσφαιρα δημιουργήθηκε από αέρια παρόμοια με αυτά που απελευθερώνονται μέχρι και σήμερα από τις εκρήξεις των ηφαιστειών. Από την αναγωγική αυτή Ατμόσφαιρα έλειπε το οξυγόνο ενώ υπήρχαν τα αέρια H_2 , CH_4 , N_2 , NH_3 , H_2O , CO και CN .

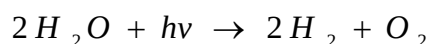
Όσο η ψύξη στον πλανήτη συνεχιζόταν, οι υδρατμοί άρχισαν να συμπυκνώνονται σχηματίζοντας μεγάλες μάζες νεφών, ενώ συγχρόνως άρχισαν να εκδηλώνονται πολύ βίαια καιρικά φαινόμενα. Αρχικά το νερό της βροχής δεν έφθανε στην επιφάνεια της Γης, αφού εξατμιζόταν στον ζεστό αέρα της ατμόσφαιρας. Η διαρκής όμως και αδιάκοπη αυτή διαδικασία επιτάχυνε την ψύξη του φλοιού της Γης. Όταν η επιφάνεια ψύχθηκε αρκετά και άρχισε να παρουσιάζει θερμοκρασίες κάτω από το σημείο βρασμού του

νερού, καταρρακτώδεις βροχές γέμισαν τις μεγάλες κοιλότητες που υπήρχαν στην επιφάνεια της Γης σχηματίζοντας τους ωκεανούς. Μέσω αυτής της διαδικασίας μειώθηκαν σημαντικά τα τεράστια αποθέματα τόσο των υδρατμών στην Ατμόσφαιρα όσο και του διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), καθώς μεγάλες ποσότητες αυτού διαλύθηκαν και παρασύρθηκαν από το νερό. Αυτό που παρέμεινε πλέον σε μεγάλη συγκέντρωση στην Ατμόσφαιρα ήταν το άζωτο (N_2).

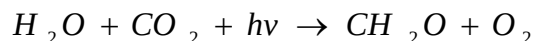
Την ίδια στιγμή που οι παραπάνω διεργασίες βρίσκονται σε εξέλιξη, η Ατμόσφαιρα σαρώνεται από την υπεριώδη ακτινοβολία και από τους κεραυνούς. Η συνύπαρξη αυτών των πηγών ενέργειας και της αναγωγικής Ατμόσφαιρας επέτρεψαν αρχικά την δημιουργία μιας πρωτόγονης μορφής ζωής μέσα στο νερό, η οποία στη συνέχεια με τη φωτοσύνθεση εμπλούτισε με οξυγόνο την Ατμόσφαιρα.

Το οξυγόνο της Ατμόσφαιρας, απαραίτητο συστατικό στη δημιουργία και διατήρηση της ζωής πάνω στη Γη, καταναλώνεται και ανανεώνεται συνεχώς με τις βιολογικές και χημικές αντιδράσεις που λαμβάνουν χώρα στη βιόσφαιρα και τη λιθόσφαιρα. Οι πηγές ή οι διαδικασίες παραγωγής οξυγόνου μέσα στην Ατμόσφαιρα είναι οι ακόλουθες:

- Η φωτοδιάσπαση των υδρατμών με την επίδραση της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας, διεργασία η οποία και σήμερα λαμβάνει χώρα στην ανώτερη Ατμόσφαιρα σύμφωνα με τη χημική αντίδραση:



- Η φωτοσύνθεση κατά την οποία μερικοί ζώντες οργανισμοί (φυτά, φύκη και κυανοβακτήρια) συνθέτουν οργανική ύλη από H_2O και CO_2 με την επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας σύμφωνα με την αντίδραση:



Από τους δύο τρόπους παραγωγής οξυγόνου είναι παραδεκτό ότι η διεργασία της φωτοσύνθεσης είναι κυρίαρχη σε σχέση με τη φωτοδιάσπαση. Υπολογισμοί μας επιτρέπουν να εκτιμήσουμε ότι με τη φωτοδιάσπαση θα μπορούσε να παραχθεί μόνο το 10^{-6} μέχρι 10^{-4} της σημερινής συγκέντρωσης του οξυγόνου στη γήινη Ατμόσφαιρα.

Η έξοδος της πρωτόγονης ζωής από το νερό δεν θα ήταν δυνατή, αν δεν είχε δημιουργηθεί στην Ατμόσφαιρα κάποιο προστατευτικό στρώμα αερίου, που να απορροφά την υπεριώδη ηλιακή ακτινοβολία. Οι μικρές λοιπόν, ποσότητες οξυγόνου που παρήχθησαν αρχικά, όταν οι πρώτοι πρωτόγονοι νερόβιοι μικροοργανισμοί άρχισαν τη φωτοσύνθεση, με την επίδραση της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας δημιούργησαν τα πρώτα ίχνη όζοντος (O_3) στην Ατμόσφαιρα. Το όζον (O_3) έχει την ιδιότητα να απορροφά ισχυρά την επιβλαβή για τους ζώντες οργανισμούς υπεριώδη ακτινοβολία. Με θεωρητικούς υπολογισμούς σε πρότυπα ατμοσφαιρικά μοντέλα εκτιμάται ότι η δημιουργία ενός τέτοιου προστατευτικού στρώματος όζοντος χρειαζόταν τουλάχιστον το 1/1000 της σημερινής συγκέντρωσης οξυγόνου στην Ατμόσφαιρα για να δημιουργηθεί.

Με τη δημιουργία και τη βαθμιαία αύξηση του προστατευτικού αυτού στρώματος του όζοντος, οι ζώντες οργανισμοί μπόρεσαν να βγουν έξω από

το νερό και να επιβιώσουν και στη στεριά. Η ζωή άρχισε πλέον να χρησιμοποιεί τα άφθονα συστατικά του περιβάλλοντος δημιουργώντας στη Γη εκτεταμένα δάση. Η φωτοσύνθεση είναι πλέον η κυρίαρχη διεργασία παραγωγής οξυγόνου και έτσι εκτιμάται ότι, πριν από μισό έως ένα δισεκατομμύριο χρόνια, η Ατμόσφαιρα της Γης περιείχε ίδιες ποσότητες οξυγόνου με τις σημερινές.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η σημερινή υπάρχουσα συνολική ποσότητα οξυγόνου στην Ατμόσφαιρα αντιπροσωπεύει μόνο το 10% του οξυγόνου που συνολικά παρήχθη από τα φυτά, από τη στιγμή που άρχισαν την παραγωγή του, μέσω της διεργασίας της φωτοσύνθεσης. Το υπόλοιπο 90% δεσμεύτηκε κατά τη δημιουργία διαφόρων οξειδίων στο φλοιό της Γης (π.χ. CaCO_3).

Ιδιαίτερα σημαντική θεωρείται η δημιουργία των ανθρακικών ενώσεων λόγω της δέσμευσης και της συνεπαγόμενης αφαίρεσης από την ατμόσφαιρα ενός μεγάλου μέρους του CO_2 το οποίο εκλύθηκε από το εσωτερικό της Γης. Σαν αποτέλεσμα της ισορροπίας ανάμεσα στις διεργασίες της φωτοσύνθεσης, της δέσμευσης του CO_2 σε ανθρακικά πετρώματα, της αναπνοής, της καύσης, της οξείδωσης και της έκλυσης ηφαιστειακών αερίων, η περιεκτικότητα των αερίων CO_2 και O_2 στην Ατμόσφαιρα παρέμεινε σχεδόν σταθερή στη διάρκεια της πρόσφατης ιστορίας της εξέλιξης της Γης. Πρέπει επίσης να τονιστεί ότι χωρίς το νερό δεν θα υπήρχε ζωή για να λειτουργήσει ο μηχανισμός της φωτοσύνθεσης, οπότε η Γήινη Ατμόσφαιρα θα έμοιαζε πιθανόν με αυτήν της Αφροδίτης, η οποία αποτελείται κατά 95% από CO_2 και από πολύ μικρές ποσότητες υδρατμών και αζώτου.

Το άζωτο, το οποίο και αυτό προήλθε από τα έγκατα της Γης, παρέμεινε το κυρίαρχο συστατικό της γήινης Ατμόσφαιρας λόγω κυρίως της χημικής του αδράνειας και της μικρής του διαλυτότητας στο νερό (περίπου το 1/70 εκείνης του CO_2).

Η Γήινη Ατμόσφαιρα, πριν από 0,5 δισεκατομμύριο χρόνια περίπου, παίρνει τη σημερινή, κατά προσέγγιση, σύνθεσή της. Λίγο αργότερα, μετά τη δημιουργία του ζωικού βασιλείου, παρουσιάζεται και ο άνθρωπος πάνω στον πλανήτη, στην Ισημερινή ζώνη η οποία υφίσταται μικρότερης έκτασης κλιματικές αλλαγές από τις υπόλοιπες ζώνες. Η εξέλιξη της γήινης Ατμόσφαιρας συνεχίζεται διαρκώς και εφ' όσον η σύνθεση των διαφόρων συστατικών της παραμένει σχεδόν αμετάβλητη και κυρίως σε ότι αφορά τους υδρατμούς, η μορφή του πλανήτη μας θα διατηρείται περίπου η ίδια. Μικρής κλίμακας μεταβολές στη σύσταση της Ατμόσφαιρας, είναι δυνατό, με τη σειρά τους να προκάλεσαν περιορισμένες φυσικές καταστροφές, οι οποίες ευθύνονται για την τροποποίηση των ζωντανών οργανισμών, προκειμένου να διατηρηθεί η ζωή πάνω στον πλανήτη.

1.2 Χαρακτηριστικά της Ατμόσφαιρας

Αν και το ύψος της Ατμόσφαιρας δεν είναι απολύτως γνωστό μπορούμε να εκτιμήσουμε τη συνολική μάζα της Ατμόσφαιρας, αν θεωρήσουμε τη Γη τέλεια σφαίρα με ακτίνα $R_r = 6.371 \times 10^3 \text{ m}$, την επιφάνειά της S επίπεδη, χωρίς εδαφικές εξάρσεις, μέση ατμοσφαιρική πίεση $P_0 = 1013,25 \text{ mb} = 1013,25 \times 10^2 \text{ Nm}^{-2}$ και $g=9,81\text{ms}^{-2}$. Από τον τύπο της ατμοσφαιρικής πίεσης προκύπτει:

$$P_0 = \frac{F}{S} = \frac{M_A g_0}{4\pi R_r^2} \Rightarrow M_A = \frac{4\pi R_r^2 P_0}{g_0} = \frac{4\pi (6.371 \cdot 10^3)^2 \cdot (1013,25 \cdot 10^2)}{9,81}$$

$$\Rightarrow M_A = 5,27 \cdot 10^{18} \text{ kgr.}$$

όπου F η εφαρμοζόμενη δύναμη και S η επιφάνεια που εφαρμόζεται η δύναμη.

Χαρακτηριστικά, προκειμένου να έχουμε μέτρο σύγκρισης, αναφέρεται ότι η συνολική μάζα των ωκεανών είναι περίπου $1,35 \times 10^{21} \text{ kg}$ και η συνολική μάζα του στερεού τμήματος της Γης είναι περίπου $5,98 \times 10^{24} \text{ kg}$.

Επιπλέον με βάση θεωρητικούς υπολογισμούς, το 50% της συνολικής μάζας της Ατμόσφαιρας περιλαμβάνεται στο στρώμα που αρχίζει από την επιφάνεια του εδάφους και φθάνει μέχρι το ύψος των 5,5 km, το 75% μέχρι το ύψος των 10 km, το 95% μέχρι το ύψος των 20 km και τα 99% μέχρι το ύψος των 40 km. Επίσης η πυκνότητα του αέρα μεταβάλλεται με το ύψος και μάλιστα αντίστροφα. Αυτό οφείλεται κύρια στη δύναμη της βαρύτητας η οποία επιδρά σε κάθε μόριο του αέρα μεμονωμένα αναγκάζοντας τα να συνωστίζονται κοντά και γύρω από την επιφάνεια της Γης. Με τον τρόπο αυτό συμπιέζονται μεταξύ τους σε μεγαλύτερο βαθμό στα κατώτερα στρώματα της Ατμόσφαιρας απ' ό,τι στα υψηλότερα επίπεδα της. Είναι γνωστόν ότι η πυκνότητα ορίζεται ως η μάζα ανά μονάδα όγκου. Συνήθως, η πυκνότητα του αέρα, στο επίπεδο της θάλασσας είναι 1,225 gr ανά κυβικό μέτρο.

Η Ατμόσφαιρα ακολουθεί την περιστροφική κίνηση της Γης με ταχύτητα που κυμαίνεται από 300 – 600 km/h. Ο ατμοσφαιρικός αέρας περιέχει τεράστιες ποσότητες ρύπων και ιδιαίτερα σκόνης. Χαρακτηριστικά μία θύελλα μπορεί να εισάγει στην Ατμόσφαιρα 500 εκατομμύρια τόνους χρώματος. Περιέχει επίσης και τεράστιες ποσότητες νερού αφού ένα μικρό σύννεφο αποτελείται από 100 – 1000 τόνους υδρατμών. Υπολογίζεται δε ότι στο Κόλπο του Μεξικού εξατμίζεται νερό με ρυθμό 20 δισεκατομμύρια λίτρα την ώρα.

Από πλευράς ενέργειας η Ατμόσφαιρα, θεωρείται μία σπάταλη ανεπαρκής μηχανή που καταναλώνει μόνο το 3% της ενέργειας που δέχεται από τον ήλιο, μετατρέποντας το σε κινητική ενέργεια. Μια καλοκαιρινή θύελλα είναι δυνατό να καταναλώσει ενέργεια 10 ατομικών βομβών (τύπου Χιροσίμα), ενώ καθημερινά σχηματίζονται 45.000 θύελλες πάνω στον πλανήτη μας. Αντίστοιχα ένας τυφώνας αποδεδειγμένα την ίδια ενέργεια μόλις μέσα σε ένα δευτερόλεπτο.

1.3 Σύνθεση της κατώτερης Ατμόσφαιρας

Η Ατμόσφαιρα της Γης, στα κατώτερα κυρίως, στρώματα της αποτελείται από:

1. Μίγμα αερίων που αποτελούν τον “ξηρό” αέρα.
2. Νερό και στις τρεις φάσεις του, αέρια, υγρή και στερεή.
3. Στερεά ή υγρά σωματίδια τα οποία αποκαλούμε και ως «αερολύματα» ή «ατμοσφαιρικά αιωρήματα».

1.3.1 “Ξηρός” ατμοσφαιρικός αέρας

Το μίγμα των αερίων που συνθέτουν τον “ξηρό” ατμοσφαιρικό αέρα είναι πλήρως απαλλαγμένο από υδρατμούς και από πάσης φύσεως στερεά και υγρά σωματίδια. Στον πίνακα 1-1 απεικονίζεται η σύσταση του “ξηρού” ατμοσφαιρικού αέρα.

Ονομασία Αερίου	Σύμβολο	Περιεκτικότητα		Πυκνότητα σε gr/m ³	Μοριακό βάρος	Κρίσιμη Θερμοκρασία	Μέση Μοριακή ταχύτητα σε 0° C
		Κατ’όγκο	Κατά βάρος				
Άζωτο	N ₂	78,08	75,51	1250	28,016	-147,2	454 m/sec
Οξυγόνο	O ₂	20,95	23,14	1429	32,000	-118,9	425 m/sec
Αργό	Ar	0,93	1,3	1786	39,944	-122,0	380 m/sec
Διοξ. Άνθρακα	CO ₂	0,03	~0,5	1977	44,010	31,0	362 m/sec
Νέο	Ne	18,18 × 10 ⁻⁴	120 × 10 ⁻⁵	900	20,183	-228,0	-
Ήλιο	He	5,24 × 10 ⁻⁴	8,10 ⁻⁵	178	4,003	-258,0	1202 m/sec
Μεθάνιο	CH ₄	~2,2×10 ⁻⁴	-	717	16,04	-	-
Κρυπτό	Kr	1,14 × 10 ⁻⁴	29,10 ⁻⁵	3736	83,7	-63,0	-
Υποξειδ. Αζώτου	N ₂ O	(0,5±0,1) × 10 ⁻⁴	-	1978	44,016	-	-
Υδρογόνο	H ₂	~0,5 × 10 ⁻⁴	0,35 × 10 ⁻⁵	90	2,016	-239,0	1700 m/sec
Ξένο	Xe	0,087 × 10 ⁻⁴	3,6 × 10 ⁻⁵	5891	131,3	16,6	-
Όζον	O ₃	(0-0,07) × 10 ⁻⁴ έως (1-3) × 10 ⁻⁴	~0,17×10 ⁻⁵	2140	48,0	5,0	-

Πίνακας 1-1: Χημικά συστατικά του ατμοσφαιρικού αέρα.

Εκτός από τα αέρια αυτά, ο ξηρός αέρας περιέχει και άλλα αέρια σε πολύ μικρές και μεταβλητές ποσότητες. Σε αυτά περιλαμβάνονται τα οξειδία του αζώτου (NO, N₂O₅, NO₂), το διοξείδιο του θείου (SO₂), το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), το υπεροξείδιο του υδρογόνου (H₂O₂), την αμμωνία (NH₃), το νιτρικό Οξύ (HNO₃), το θειικό Οξύ (H₂SO₄), το ραδόνιο (Rn) και το ιώδιο (I₂).

Η παραπάνω αναφερόμενη σύσταση του “ξηρού” ατμοσφαιρικού αέρα είναι σταθερή μέσα στην Ατμόσφαιρα από την επιφάνεια της Γης μέχρι τα 85 km περίπου. Έτσι, αν και ο αέρας όσο ανεβαίνουμε είναι αραιότερος, η αναλογία των παραπάνω συστατικών παραμένει ίδια. Το γεγονός αυτό αποδεικνύει ότι στο συγκεκριμένο στρώμα η Ατμόσφαιρα είναι καλά αναμεμιγμένη, σημειώνεται δηλαδή σε ικανοποιητικά μεγάλη κλίμακα μίξη που παρεμποδίζει τα αέρια να διαχωριστούν σε στρώματα, ανάλογα με το ειδικό βάρος τους. Πάνω όμως από το ύψος των 85 km και μέχρι τα οριακά εξωτερικά σημεία της Ατμόσφαιρας η σύσταση του “ξηρού” ατμοσφαιρικού αέρα αλλάζει συνεχώς.

Έτσι, η Ατμόσφαιρα διαχωρίζεται σε δύο μεγάλες περιοχές ανάλογα με τη μεταβολή ή όχι της σύστασης του “ξηρού” ατμοσφαιρικού αέρα με την μεταβολή του ύψους. Από τις δύο αυτές περιοχές η μία που εκτείνεται από την επιφάνεια της Γης μέχρι το ύψος των 85 km περίπου και που διατηρεί σταθερή την αναλογία των συστατικών του ξηρού αέρα με το ύψος λέγεται “ομοιόσφαιρα”, ενώ η άλλη που εκτείνεται άνω των 85 km, με μεταβολές στην αναλογία των συστατικών της λέγεται “ετερόσφαιρα”.

1.3.2 Το Νερό στην Ατμόσφαιρα

Η Ατμόσφαιρα, εκτός από τα αέρια που συνιστούν τον ξηρό αέρα, περιέχει και μία ποσότητα υδρατμών. Οι υδρατμοί αυτοί προέρχονται από την εξάτμιση των φυσικών υδροσυλλεκτών στην επιφάνεια του εδάφους (ωκεανοί, θάλασσες, ποταμοί, λίμνες), από την εξάχνωση των πάγων και από την αναπνοή των φυτών. Η ποσότητα τους είναι μεταβλητή με κατ’ όγκο αναλογία που κυμαίνεται από 0 μέχρι 4%.

Η κατανομή των υδρατμών παρουσιάζεται εξαιρετικά μεταβλητή τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Η ποσότητα τους ελαττώνεται ταχύτατα με το ύψος, ο δε ρυθμός ελάττωσής τους εκφράζεται από τη σχέση:

$$e_z = e_0 \cdot 10^{-z/c} \quad (1-1)$$

όπου e_z και e_0 είναι αντίστοιχα η τάση των υδρατμών στο ύψος z (σε μέτρα) και στην επιφάνεια του εδάφους με τη σταθερά C που είναι ίση με 5.000 m. Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι στο ύψος των 10 km η ποσότητα των υδρατμών πρέπει να είναι πολύ μικρή και σχεδόν αμελητέα σε ακόμη μεγαλύτερα ύψη.

Η παρουσία των υδρατμών στην Ατμόσφαιρα είναι πολύ σημαντική και ιδιαίτερα για τη Μετεωρολογία αφού μέσω της διαδικασίας της συμπύκνωσής τους δημιουργούνται τα νέφη. Τα νέφη με τη σειρά τους, κάτω από κατάλληλες συνθήκες προκαλούν φαινόμενα υετού, όπως βροχή, χιόνι, χαλάζι κ.α. Η συμπύκνωση των υδρατμών σε πλήθος υδροσταγόνων (υγρή μορφή) ή παγοκρυστάλλων (στερεή μορφή) δημιουργούν εκτεταμένα νεφικά στρώματα, τα οποία μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες νερού, το οποίο είναι ζωτικής σημασίας για τη συνέχιση της ζωής στη Γη.

Μία άλλη ιδιαίτερα σημαντική ιδιότητα των υδρατμών είναι ότι συνιστούν και μία πηγή θερμικής ενέργειας για την Ατμόσφαιρα. Αυτό σε συνδυασμό με τις

έντονες μεταφορές θερμότητας μεταξύ της επιφάνειας της Γης και της Ατμόσφαιρας έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία διαφόρων καιρικές διαταράξεων. Αξίζει να επισημάνουμε ότι το 25% της ηλιακής ενέργειας που δέχεται το έδαφος καταναλώνεται για την εξάτμιση των υδρατμών και εκλύεται πάλι μέσα στην Ατμόσφαιρα από τους συμπυκνωμένους υδρατμούς.

1.3.3 Ατμοσφαιρικά Αιωρήματα

Ατμοσφαιρικά αιωρήματα είναι όλα τα σταθερά αιωρήματα στερεών ή υγρών σωματιδίων ή και των δύο στον αέρα. Παρόλο που σύμφωνα με τον ορισμό τους τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα είναι ο συνδυασμός όλων των συμπυκνωμένων συστατικών που είναι παρόντα στην Ατμόσφαιρα, όπως επίσης και ο αέρας στον οποίο περιέχονται αυτά, σε πολλές περιπτώσεις αναφερόμαστε μόνο στο σωματιδιακό τμήμα αυτών.

Τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα προέρχονται από διάφορες πηγές τόσο φυσικές (σκόνη από το έδαφος, ηφαιστειακή ύλη, σωματίδια χλωριούχου νατρίου (NaCl) από τις κορυφές των κυμάτων της θάλασσας) όσο και ανθρωπογενείς (εκπομπές από τα αυτοκίνητα, σωματίδια αιθάλης και στάχτης από βιομηχανίες). Τα αιωρήματα που φτάνουν στην Ατμόσφαιρα απευθείας λόγω εκπομπών χαρακτηρίζονται ως πρωτογενή (primary aerosol), ενώ αν δημιουργούνται μέσω μετατροπής μορίων αερίων σε σωματίδια χαρακτηρίζονται ως δευτερογενή (secondary aerosol).

Κυριότεροι μηχανισμοί απομάκρυνσης των ατμοσφαιρικών αιωρημάτων είναι η ξηρή και η υγρή εναπόθεση. Ξηρή εναπόθεση έχουμε όταν ένα σωματίδιο έρχεται σε επαφή με το έδαφος ή γενικότερα με το φυσικό περιβάλλον (έδαφος, επιφανειακά νερά, φυτά, ζώα, ανθρώπινες κατασκευές) και παραμένει έπειτα εκεί. Υγρή εναπόθεση ονομάζεται η ενσωμάτωση των αιωρημάτων σε σταγονίδια νερού και η μεταφορά τους στο έδαφος μέσω του υετού. Ανάλογα με τις εκπομπές και τις μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε περιοχή, οι χρόνοι παραμονής των αιωρημάτων στην τροπόσφαιρα κυμαίνονται από λίγες ημέρες μέχρι μερικές εβδομάδες.

Μετά την εκπομπή ή το σχηματισμό τους τα αιωρήματα υπόκεινται σε ποικίλες διεργασίες (πυρηνοποίηση, συσσωμάτωση) που οδηγούν σε αλλαγή του μεγέθους και του σχήματος τους. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να παρουσιάζουν κατανομή μεγεθών που κυμαίνεται από λίγα νανόμετρα (nm) μέχρι αρκετές δεκάδες μικρόμετρα (μm). Τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα συναντώνται σε διάφορα και ανομοιόμορφα μεταξύ τους σχήματα. Ο προσδιορισμός του μεγέθους τους γίνεται με την “ισοδύναμη διάμετρο”, που είναι η διάμετρος που έχει ένα σφαιρικό σωματίδιο που παρουσιάζει την ίδια αντίσταση στον αέρα κατά την κίνηση του με το προς εξέταση σωματίδιο.

Τα αιωρούμενα σωματίδια διακρίνονται ανάλογα με το μέγεθος τους σε δυο βασικές κατηγορίες: λεπτόκοκα και χονδρόκοκα. Σαν λεπτόκοκα σωματίδια (fine particles) χαρακτηρίζονται τα σωματίδια με ισοδύναμη διάμετρο μικρότερη από $2,5 \mu\text{m}$, ενώ σαν χονδρόκοκα τα σωματίδια με ισοδύναμη διάμετρο μεγαλύτερη από $2,5 \mu\text{m}$. Τα λεπτόκοκα σωματίδια διακρίνονται σε δύο περιοχές: Την περιοχή της πυρηνοποίησης (πυρήνων) (nuclei mode) και

την περιοχή συσσώρευσης (accumulation mode). Τα σωματίδια στην περιοχή των πυρήνων ($0,005 - 0,1 \mu\text{m}$ διάμετρος) δημιουργούνται μέσω συμπύκνωσης ατμών κατά τη διάρκεια καύσεων ή μέσω πυρηνοποίησης και απομακρύνονται με συσσωμάτωση τους σε μεγαλύτερα σωματίδια. Τα σωματίδια στην περιοχή συσσώρευσης ($0,1 - 2,5 \mu\text{m}$ διάμετρος) προέρχονται από συσσωμάτωση σωματιδίων της περιοχής των πυρήνων ή από συμπύκνωση ατμών σε υπάρχοντα σωματίδια. Οι μηχανισμοί απομάκρυνσης στην περιοχή αυτή είναι λιγότερο αποτελεσματικοί με αποτέλεσμα να εμφανίζουν και μεγάλους χρόνους παραμονής στην Ατμόσφαιρα. Τα χονδρόκοκα σωματίδια εκπέμπονται στην Ατμόσφαιρα κυρίως μέσω μηχανικών διεργασιών και λόγω των μεγάλων ταχυτήτων εναπόθεσης που εμφανίζουν, έχουν μικρό χρόνο παραμονής.

Ανάλογα με το μέγεθος τους τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα παρουσιάζουν διαφορετικούς μηχανισμούς εκπομπής και απομάκρυνσης, διαφέρουν ως προς τη χημική τους σύσταση και τις οπτικές ιδιότητες τους. Επομένως στις διάφορες εφαρμογές που σχετίζονται με την μελέτη της ποιότητας του αέρα, τα αιωρήματα θα πρέπει να αντιμετωπίζονται με διαφορετικό τρόπο ανάλογα με την κατηγορία στην οποία ανήκουν.

Τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα παρουσιάζουν ποικίλες θετικές και αρνητικές επιδράσεις για τον άνθρωπο και τους υπόλοιπους ζωντανούς οργανισμούς του πλανήτη. Πιο συγκεκριμένα:

- Η παρουσία τους είναι απαραίτητη για τη συμπύκνωση των υδρατμών και τη δημιουργία των νεφών.
- Συμμετέχουν σε χημικές αντιδράσεις και ανάλογα με τη χημική τους σύσταση μπορεί να είναι επικίνδυνα για τους ζωντανούς οργανισμούς.
- Επηρεάζουν την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης μέσω των διαδικασιών της σκέδασης και της απορρόφησης.
- Σε μεγάλες συγκεντρώσεις μειώνουν σημαντικά την ορατότητα.

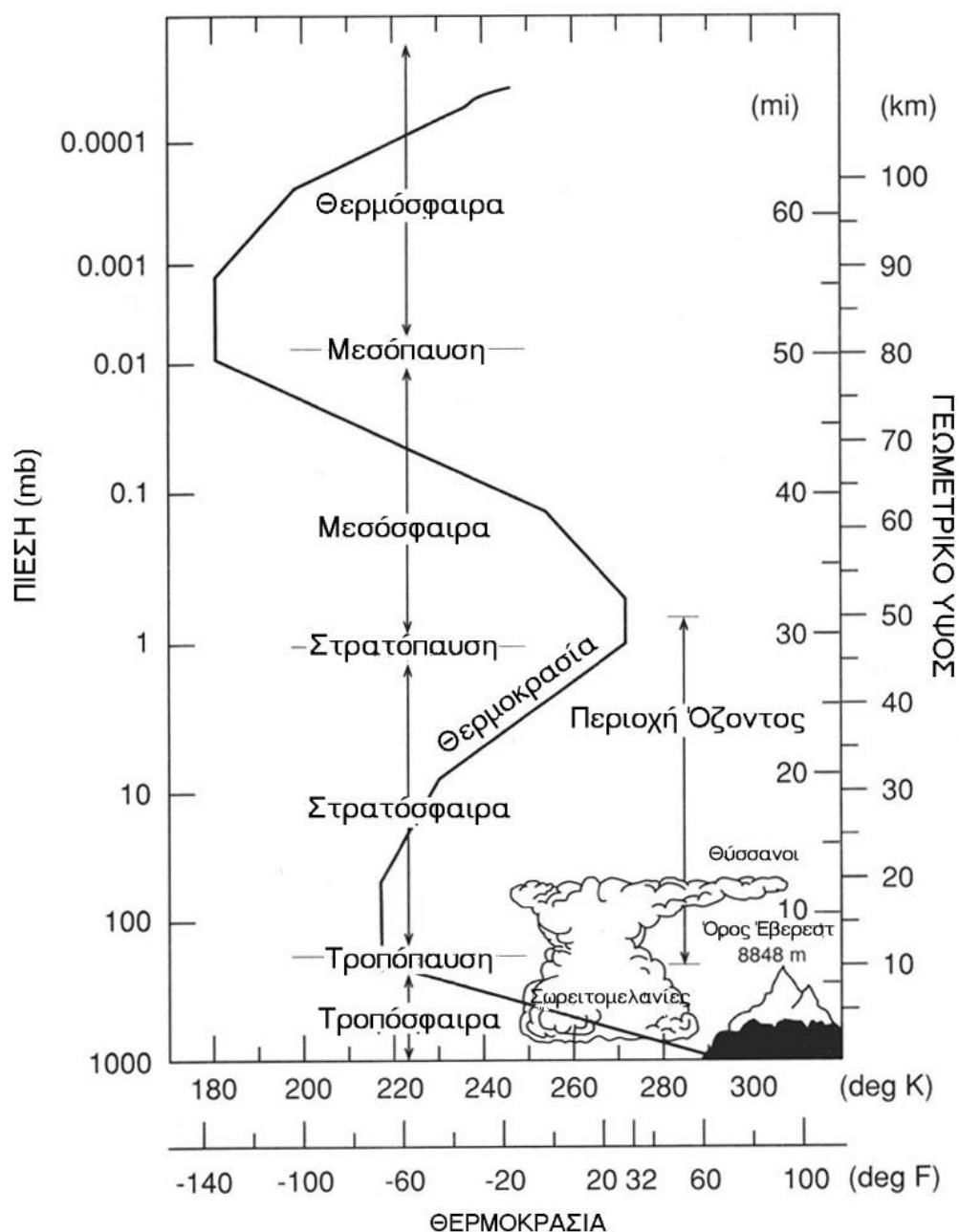
1.4 Κατακόρυφη διαίρεση της Ατμόσφαιρας με βάση τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος

Αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο ότι η Ατμόσφαιρα είναι δυνατό να διαχωριστεί σε δύο μεγάλες περιοχές ανάλογα με τις μεταβολές ή όχι της σύνθεσης του “ξηρού” ατμοσφαιρικού αέρα σε σχέση με το ύψος. Οι περιοχές αυτές είναι η ομοιόσφαιρα και η ετερόσφαιρα.

Στη συνέχεια θα γίνει μια εκτενέστερη ανάλυση των στρωμάτων της Ατμόσφαιρας με βάση τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος. Στο σχήμα 1-7 απεικονίζεται η μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος μέχρι 140 km περίπου μέσα στην Ατμόσφαιρα.

Με βάση τη χαρακτηριστική μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος, η ομοιόσφαιρα μπορεί να χωριστεί σε τρεις βασικές περιοχές που είναι η τροπόσφαιρα, η στρατόσφαιρα και η μεσόσφαιρα. Η ετερόσφαιρα με τη σειρά της μπορεί να χωρισθεί στην θερμόσφαιρα και στην εξώσφαιρα.

Οι επιφάνειες διαχωρισμού των περιοχών αυτών, που στην πραγματικότητα είναι μεταβατικές ζώνες αρκετού πάχους είναι: η τροπόπαυση, η στρατόπαυση και η μεσόπαυση.



Σχήμα 1-7: Τα στρώματα της Ατμόσφαιρας (Αναπροσαρμοσμένο από Brasseur et al., 1999). (mi: Μίλια, Km: Χιλιόμετρα)

Ας εξετάσουμε όμως αναλυτικότερα αυτές τις επί μέρους ατμοσφαιρικές περιοχές με βάση πάντα τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος.

1.4.1 Τροπόσφαιρα

Είναι το κατώτερο στρώμα της Ατμόσφαιρας και κατά κανόνα στο στρώμα αυτό παρατηρείται συνεχής πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος.

Η τροπόσφαιρα πολλές φορές αναφέρεται και ως η κατώτερη Ατμόσφαιρα. Εκτείνεται από το έδαφος μέχρι το ύψος των 12 ± 4 km ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή του έτους. Συγκεκριμένα εκτείνεται μέχρι το ύψος των 7-8 Km πάνω από τις πολικές περιοχές, 11-12 km πάνω από τις εύκρατες περιοχές και 16-17 km πάνω από τις ισημερινές περιοχές. Η τροπόσφαιρα περιλαμβάνει το 80% περίπου της συνολικής μάζας της Ατμόσφαιρας και σχεδόν ολόκληρη τη ποσότητα των υδρατμών. Έτσι, από μετεωρολογικής πλευράς, η τροπόσφαιρα αποτελεί το σημαντικότερο τμήμα της Ατμόσφαιρας της Γης, αφού μέσα σε αυτήν δημιουργούνται όλες σχεδόν οι ατμοσφαιρικές διαταράξεις, οι αλλαγές του καιρού και το σύνολο σχεδόν των μετεωρολογικών φαινομένων.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η πηγή ενέργειας για τη θέρμανση της τροπόσφαιρας είναι η γήινη ακτινοβολία και έτσι εξηγείται απλά η ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος μέσα σε αυτήν. Η βασική διεργασία μεταφοράς της θερμότητας είναι η κατακόρυφη μεταφορά (convection), η οποία είναι και η πλέον σημαντική για την μετεωρολογία. Πιο αναλυτικά, η μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος οφείλεται τόσο στην ελάττωση της πυκνότητας του αέρα και των υδρατμών με το ύψος όσο και στη σταδιακή ελάττωση της θέρμανσης από το έδαφος (μέσω ακτινοβολίας, μοριακής αγωγιμότητας, τυρβώδους κίνησης και μεταφοράς λανθάνουσας θερμότητας από υδρατμούς) καθώς και στην ελάττωση της θερμοκρασίας του ανερχόμενου αέρα λόγω διαστολής του.

Τα κύρια χαρακτηριστικά της τροπόσφαιρας είναι:

α. Συνεχής και ομοιόμορφη σχεδόν πτώση της θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος. Ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας είναι περίπου $6,5$ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$. Εκτενέστερη αναφορά θα γίνει στο κεφάλαιο 2).

β. Η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται με το ύψος (λόγω του φαινομένου της τριβής). Η μέγιστη ταχύτητα παρατηρείται στα ανώτερα όρια της τροπόσφαιρας.

γ. Το σύνολο σχεδόν του νερού και στις τρεις φάσεις του (στερεή, υγρή και αέρια) βρίσκεται στην τροπόσφαιρα με τη μεγαλύτερη συγκέντρωση να σημειώνεται στα κατώτερα στρώματα της.

δ. Το σύνολο των καιρικών φαινομένων παρατηρείται και εκδηλώνεται μέσα στην τροπόσφαιρα.

Οριακό στρώμα

Όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα το κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας επηρεάζεται πολύ πιο έντονα από την επιφάνεια της Γης. Το ύψος του στρώματος αυτού είναι περίπου 1 km, το οποίο μεταβάλλεται σημαντικά κατά τη διάρκεια της ημέρας αλλά και λόγω μετεωρολογικών φαινομένων. Ορίζουμε, έτσι, ως οριακό στρώμα το κατώτερο τμήμα της τροπόσφαιρας, το οποίο επηρεάζεται άμεσα από την επιφάνεια της Γης και αντιδρά στις επιφανειακές μεταβολές σε χρονικό διάστημα μιας ώρας ή και λιγότερο. Οι μεταβολές που λαμβάνουν χώρα στο οριακό στρώμα προκαλούνται από τυρβώδεις δυνάμεις, εξάτμιση, μεταφορά θερμότητας, εκπομπές αερίων ρύπων καθώς και από την τοπογραφία της κάθε περιοχής. Το υπόλοιπο

τμήμα της τροπόσφαιρας επηρεάζεται με τη σειρά του από τις μεταβολές που υφίσταται το οριακό στρώμα αλλά σε μεγαλύτερη χρονική κλίμακα.

Η ημερήσια διακύμανση της θερμοκρασίας κοντά στο έδαφος δεν παρατηρείται αντίστοιχα και σε μεγαλύτερα υψόμετρα. Για το λόγο αυτό, η ημερήσια διακύμανση της θερμοκρασίας, αποτελεί ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά για τον προσδιορισμό του οριακού στρώματος.

Το οριακό στρώμα είναι σημαντικό για τη ζωή μας, γεγονός το οποίο αποδεικνύεται από τα ακόλουθα φαινόμενα τα οποία σχετίζονται άμεσα και αφορούν το οριακό στρώμα (Stull,1997) :

- Το μεγαλύτερο μέρος της ζωής πάνω στον πλανήτη γεννιέται και αναπτύσσεται μέσα στο οριακό στρώμα.
- Οι αναφορές στα καθημερινά δελτία καιρού των τιμών της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας, του παγετού, της ομίχλης και της δρόσου είναι στην πραγματικότητα δελτία “περιγραφής” φαινομένων που λαμβάνουν χώρα εντός των ορίων του οριακού στρώματος.
- Η ρύπανση παρουσιάζει τις μέγιστες τιμές της και ταυτόχρονα, λόγω ατμοσφαιρικών ανωμαλιών, παγιδεύεται μέσα στο οριακό στρώμα.
- Η ηλιακή ακτινοβολία, κύρια πηγή ενέργειας του συνόλου της Ατμόσφαιρας, απορροφάται σε μεγάλο ποσοστό από το έδαφος και στη συνέχεια αντανακλάται και μεταφέρεται στην Ατμόσφαιρα μέσω διεργασιών του οριακού στρώματος.
- Το σύνολο των υδρατμών που μεταφέρεται στην ελεύθερη Ατμόσφαιρα διέρχονται αρχικά διαμέσου του οριακού στρώματος.
- Οι τυφώνες και οι καταιγίδες αναπτύσσονται λόγω της εισροής υγρασίας στις υπερκείμενες αέριες μάζες του οριακού στρώματος.
- Περίπου το 50% της κινητικής ενέργειας καταναλώνεται στο οριακό στρώμα.
- Η τύρβη και η αυξομείωση των εντάσεων του ανέμου επηρεάζουν την αρχιτεκτονική στο σχεδιασμό οικοδομικών κτιρίων και κατασκευών.
- Θερμές και ψυχρές μετωπικές επιφάνειες αποτελούν διαχωριστικά όρια, οριακών στρωμάτων διαφορετικών θερμοκρασιών.
- Οι ανεμογεννήτριες παράγουν ενέργεια από τους ανέμους του οριακού στρώματος.

Αξίζει επίσης να αναφερθεί ότι μέσα στο οριακό στρώμα σημειώνονται οι περισσότερες ημερήσιες μεταβολές της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία επηρεάζεται σημαντικά από τα αποτελέσματα της τριβής που αναπτύσσεται εξαιτίας των ανωμαλιών και του ανάγλυφου της επιφάνειας της Γης.

Μέσα στο οριακό στρώμα γίνεται επίσης η εκπομπή και μεταφορά ρύπων από ανθρωπογενείς και φυσικές πηγές. Οι εκπομπές σωματιδιακών ρύπων σε αστικές περιοχές έχουν πολλές φορές ως αποτέλεσμα τη δραματική μείωση της ορατότητας.

Τροπόπαυση

Η ανώτερη περιοχή της τροπόσφαιρας ονομάζεται τροπόπαυση και αποτελεί μία ενδιάμεση ζώνη μεταξύ της τροπόσφαιρας και της στρατόσφαιρας. Η Τροπόπαυση αποτελεί μία ασυνεχή επιφάνεια, παρουσιάζοντας μία κλίση από τον Ισημερινό προς τους πόλους και με διαφορετικά ύψη από την επιφάνεια της Γης. Το ύψος της μεταβάλλεται κυρίως με το γεωγραφικό πλάτος. Λόγω των ασυνεχειών που παρουσιάζει διακρίνουμε την τροπική και την πολική τροπόπαυση.

Από τις δύο αυτές τροποπαύσεις, η τροπική επικρατεί σε μικρά γεωγραφικά πλάτη και φτάνει μέχρι το πλάτος των 35° - 40° , ενώ η πολική επικρατεί σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Συμβαίνει πολλές φορές όμως, η τροπική τροπόπαυση να επεκτείνεται μέχρι το γεωγραφικό πλάτος των 45° και να επικαλύπτει την πολική τροπόπαυση σε μήκος 5° - 10° . Είναι δυνατό λοιπόν στα μέσα γεωγραφικά πλάτη να παρατηρούνται δύο τροποπαύσεις, η μία πάνω στην άλλη και σε μία κατακόρυφη μεταξύ τους απόσταση που κυμαίνεται από 2,5 – 5,0 km, ανάλογα με την εποχή και τα εκάστοτε επικρατούντα βαρομετρικά συστήματα.

Έχει παρατηρηθεί ότι στα πλάτη αυτά, και στο μεταξύ των δύο αυτών τροποπαύσεων διάστημα, υπάρχει ένα στενό ρεύμα αέρα με πολύ μεγάλες ταχύτητες που είναι γνωστό ως αεροχείμαρος (Jet-stream).

Το μέσο ύψος της τροπόπαυσης, θεωρώντας την ως μία ενιαία επιφάνεια, πάνω από διάφορες περιοχές, κυμαίνεται από:

- 16 – 17 km στις ισημερινές περιοχές,
- 11 – 12 km στις εύκρατες περιοχές,
- 7 – 8 km στις πολικές περιοχές.

Αξίζει να αναφέρουμε επίσης ότι η τροπόπαυση, σε σχέση με τη στάθμη του μέσου ύψους της, παρατηρείται υψηλότερα πάνω από περιοχές που επικρατούν αντικυκλωνικά συστήματα και χαμηλότερα πάνω από περιοχές που επικρατούν χαμηλά βαρομετρικά συστήματα.

Οι τιμές της θερμοκρασίας της τροπόπαυσης κυμαίνονται από -70° έως -80° C πάνω από τις ισημερινές περιοχές και από -55° έως -60° C πάνω από περιοχές μέσων γεωγραφικών πλατών. Το εύρος αυτό της θερμοκρασίας είναι πολύ μικρό και ως εκ τούτου η γραμμή που εμφανίζει τη μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος, δείχνει να είναι σχεδόν αμετάβλητη εντός του στρώματος της τροπόσφαιρας. Το γεγονός αυτό που αποτελεί ένα κύριο χαρακτηριστικό γνώρισμα της τροπόπαυσης είναι ταυτόχρονα και ένα σημαντικό στοιχείο προσδιορισμού τόσο του ύψους όσο και του πάχους της.

1.4.2 Στρατόσφαιρα

Το ατμοσφαιρικό στρώμα που βρίσκεται πάνω από την τροπόσφαιρα και διαχωρίζεται από αυτήν με την τροπόπαυση ονομάζεται στρατόσφαιρα. Η στρατόσφαιρα εκτείνεται μέχρι το ύψος των 50 – 55 km περίπου (σχήμα 1-7). Η θερμοκρασία του αέρα από την τροπόπαυση και για τα επόμενα 20 km περίπου δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή με το ύψος, ενώ στη συνέχεια

αυξάνει μέχρι τη στρατόπαυση όπου η θερμοκρασία φθάνει την τιμή των 0°C περίπου. Η αύξηση αυτή της θερμοκρασίας με το ύψος οφείλεται ουσιαστικά στην απορρόφηση μεγάλου μέρους της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας (σε μήκη κύματος μεταξύ 2000 Å και 3000 Å) ($1\text{ Å} = 10^{-10}\text{ m}$) από το όζον, η συγκέντρωση του οποίου είναι σημαντική στο ατμοσφαιρικό στρώμα που εκτείνεται από το ύψος των 15 km μέχρι τα 40 km (Οζονόσφαιρα). Η διεργασία αυτή αποτελεί και τη βασική πηγή θέρμανσης της στρατόσφαιρας. Η στρατόσφαιρα σε σύγκριση με την τροπόσφαιρα θεωρείται πολύ πιο ευσταθής, επειδή η θερμοκρασία, κατά κανόνα, αυξάνει με το ύψος μέσα στην περιοχή αυτή. Το γεγονός όμως αυτό δεν σημαίνει ότι η στρατοσφαιρική περιοχή είναι ήρεμη. Αντίθετα, το χειμώνα και την άνοιξη σε πολλές περιπτώσεις εκδηλώνονται πολύ βίαιες θερμοκρασιακές μεταβολές, κυρίως, στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη.

Συνήθως το τμήμα της στρατόσφαιρας μέχρι το ύψος των 35 km ονομάζεται “Κατώτερη στρατόσφαιρα”, ενώ το υπόλοιπο τμήμα της αναφέρεται ως “Ανώτερη στρατόσφαιρα”. Χαρακτηριστικό γνώρισμα της κατώτερης στρατόσφαιρας είναι οι σχετικά χαμηλές τιμές της θερμοκρασίας και η μεγάλη ξηρασία της. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι οι χαμηλές θερμοκρασίες (-40°C , -50°C), του στρώματος αυτού δεν επιτρέπουν την παρουσία υδρατμών σε σημαντικές ποσότητες.

Στρατόπαυση

Η διαχωριστική μεταβατική ζώνη ανάμεσα στη στρατόσφαιρα και στο αμέσως επόμενο υπερκείμενο ατμοσφαιρικό στρώμα λέγεται στρατόπαυση. Βρίσκεται σε ένα ύψος 50 – 55 km περίπου και από θερμοκρασιακής άποψης χαρακτηρίζεται ως σχεδόν ισοθερμική, ενώ ταυτόχρονα στην περιοχή αυτή παρατηρείται και η μέγιστη τιμή της διαρκώς αυξανόμενης θερμοκρασίας, μέσα στο στρώμα της Στρατόσφαιρας.

Η τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της στρατόπαυσης είναι ίση με 1 mb περίπου. Αν λάβουμε υπόψη ότι, η μέση τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της Γης είναι 1013,25 mb αυτό δηλώνει έμμεσα ότι πράγματι το 99,9% του συνόλου της ατμοσφαιρικής μάζας συγκεντρώνεται στα δύο προαναφερθέντα ατμοσφαιρικά στρώματα, της τροπόσφαιρας και της στρατόσφαιρας.

1.4.3 Μεσόσφαιρα

Το ατμοσφαιρικό στρώμα που ακολουθεί μετά την στρατόπαυση και εκτείνεται μέχρι το ύψος των 80 – 85 km περίπου, ονομάζεται μεσόσφαιρα. Κύριο χαρακτηριστικό της μεσόσφαιρας είναι η απότομη πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος, φθάνοντας στην τιμή των -90°C ή και λιγότερο στο ανώτερο τμήμα της. Η ελάττωση αυτή της θερμοκρασίας οφείλεται βασικά στην απουσία του όζοντος.

Μεσόπαυση

Η μεσόπαυση αποτελεί το ανώτερο όριο της μεσόσφαιρας και ταυτόχρονα είναι η πιο ψυχρή περιοχή της Ατμόσφαιρας, με την θερμοκρασία να

προσεγγίζει ακόμη και τους -100°C . Η μεσόπαυση αποτελεί και το ανώτερο όριο της ομοιόσφαιρας.

1.4.4 Θερμόσφαιρα

Η θερμόσφαιρα είναι το ατμοσφαιρικό στρώμα που ακολουθεί αμέσως μετά την μεσόπαυση και εκτείνεται μέχρι το ύψος των 400 km, περίπου. Εκτός από την ισόθερμη βάση της, η θερμοκρασία αυξάνει μονότονα με το ύψος και φθάνει στους 700°C , ή και περισσότερο, εξαρτώμενη από την ηλιακή δραστηριότητα. Οι παράγοντες στους οποίους οφείλεται αυτή η σημαντική αύξηση της (κινητικής) θερμοκρασίας της θερμόσφαιρας με το ύψος είναι:

1. Η μεγάλη αραιώση του αέρα σε αυτά τα μεγάλα ύψη.
2. Η έλλειψη τριατομικών μορίων.
3. Η παρουσία ηλιακής ακτινοβολίας σε μήκη κύματος μικρότερα των 1750 Å.
4. Η ενέργεια που εκλύεται από διάφορες εξώθερμες χημικές αντιδράσεις.

Οι μεγάλες τιμές της θερμοκρασίας επιβεβαιώνουν την έλλειψη διεργασιών απόψυξης της θερμόσφαιρας. Η μόνη σημαντική διεργασία ψύξης πραγματοποιείται με αγωγή της θερμότητας προς τα κάτω. Το όριο στο οποίο παύει η μονότονη αύξηση της θερμοκρασίας της θερμόσφαιρας ονομάζεται θερμόπαυση.

1.4.5 Εξώσφαιρα

Αμέσως μετά την θερμόπαυση, η Ατμόσφαιρα γίνεται πλέον ισόθερμη και το ανώτερο αυτό στρώμα της ονομάζεται εξώσφαιρα. Η βάση της εξώσφαιρας κυμαίνεται από 400 – 500 km και αυτό εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την ηλιακή δραστηριότητα. Η μέση ελεύθερη διαδρομή των μορίων (η απόσταση που διανύει ελεύθερα ένα μόριο αέρα μέχρι την επόμενη σύγκρουση του με ένα άλλο μόριο αέρα) στην εξώσφαιρα είναι πολύ μεγάλη (κατά μέσο όρο 1,6 km). Προκύπτει λοιπόν ότι σε αυτά τα μεγάλα ύψη με την αρκετά μεγάλη θερμική αγωγιμότητα, τα ουδέτερα άτομα των αερίων μπορούν να διαφύγουν την έλξη του πεδίου βαρύτητας της Γης.

1.4.6 Ιονόσφαιρα – Μαγνητόσφαιρα

Από πλευράς ιονισμένων σωματιδίων υπάρχουν δύο βασικές ατμοσφαιρικές περιοχές: η Ιονόσφαιρα ή ακριβέστερα Ιοντόσφαιρα (ionosphere) και η Μαγνητόσφαιρα (magnetosphere).

Η Ιονόσφαιρα είναι η περιοχή της Ατμόσφαιρας που γίνεται μερικός ιονισμός των ατμοσφαιρικών συστατικών από τις διάφορες ακτινοβολίες του ήλιου ή και από σωματιδιακή ακτινοβολία. Εκτείνεται από τα 60 km περίπου μέχρι ένα μέγιστο στη πυκνότητα των φορτισμένων σωματιδίων στα 300 km περίπου.

Σε διάφορα ύψη τα ιόντα και τα ηλεκτρόνια πυκνώνουν σχηματίζοντας έτσι διακριτά ιονοσφαιρικά στρώματα. Απ' αυτά, τα σπουδαιότερα είναι τα στρώματα **D** (60 – 90 km), **E** (90 – 150 km), **F₁** (150 – 250 km) και **F₂** (250 –

350 km). Τα ιονοσφαιρικά αυτά στρώματα και οι σημαντικές ιδιότητες τους είχαν και εξακολουθούν να έχουν βασικό ρόλο στις τηλεπικοινωνίες, οι οποίες ήταν αδύνατο να επιτευχθούν χωρίς τη μεσολάβηση της ιονόσφαιρας τουλάχιστον πριν από την ευρεία χρήση των τηλεπικοινωνιακών δορυφόρων.

Τέλος, η μαγνητόσφαιρα είναι η περιοχή του ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος στην οποία η κίνηση των φορτισμένων ιόντων καθορίζεται από το γήινο μαγνητικό πεδίο και εκτείνεται από τα 1000 km μέχρι την απόσταση των 10 γήινων ακτινών από τη φωτιζόμενη πλευρά της Γης, όπου βρίσκεται η μαγνητόπαυση (magnetopause).

1.5 Μεταβολές διαφόρων μετεωρολογικών παραμέτρων με το ύψος

Στη μελέτη της κατακόρυφης δομής της Ατμόσφαιρας, διαπιστώθηκαν μεταβολές σε πολλές φυσικές παραμέτρους. Από μετεωρολογικής πλευράς, οι παράμετροι που ενδιαφέρουν ιδιαίτερα για το πώς μεταβάλλονται με το ύψος είναι:

- α) Η θερμοκρασία του αέρα.
- β) Η πυκνότητα του αέρα.
- γ) Η ατμοσφαιρική πίεση.

1.5.1 Μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος

Επειδή ο ατμοσφαιρικός αέρας είναι αραιός, μικρές μόνο ποσότητες θερμότητας από τις ηλιακές ακτίνες που περνούν μέσα από αυτόν απορροφούνται. Αντίθετα η επιφάνεια του εδάφους θερμαίνεται ισχυρότερα και έτσι τα στρώματα του αέρα που βρίσκονται κοντά στο έδαφος θερμαίνονται πιο γρήγορα και πιο πολύ από εκείνα που βρίσκονται ψηλότερα. Καθώς όμως θερμαίνονται γίνονται ελαφρότερα, ανεβαίνουν μέσα στην Ατμόσφαιρα και μεταφέρουν έτσι ποσότητες θερμότητας στα ανώτερα στρώματα της Ατμόσφαιρας.

Την ίδια στιγμή όμως και η ανομοιομορφία της γήινης επιφάνειας καθώς και η άνιση θέρμανση του εδάφους, δημιουργούν ανοδικές, καθοδικές και οριζόντιες κινήσεις του αέρα, οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα την ανάμιξη θερμών και ψυχρών αερίων μαζών και γενικά τη μεταφορά θερμότητας.

Ο ατμοσφαιρικός αέρας μπορεί να θερμανθεί ή να ψυχθεί μόνο από μηχανικά αίτια. Οι μεταβολές αυτές ονομάζονται αδιαβατικές μεταβολές της θερμοκρασίας. Η αύξηση ή η ελάττωση της θερμοκρασίας που προκαλείται με τον τρόπο αυτό, ονομάζεται δυναμική θέρμανση ή ψύξη.

Οι αδιαβατικές μεταβολές της θερμοκρασίας λαμβάνουν χώρα διαρκώς μέσα στην Ατμόσφαιρα κατά τον ακόλουθο τρόπο : όταν μία μάζα αέρα ανεβαίνει μέσα στην Ατμόσφαιρα τότε μεταφέρεται στην ουσία σε περιοχή με μικρότερη πίεση οπότε διαστέλλεται, εκτονώνεται και ψύχεται. Στην πραγματικότητα δηλαδή η ψύξη της αέριας μάζας είναι αποτέλεσμα της διαστολής της μέχρι να εκτονωθεί (οπότε καταναλώνεται θερμική ενέργεια η οποία μετατρέπεται σε κινητική). Στη φάση αυτή η μάζα δεν ανταλλάσσει καθόλου σχεδόν θερμότητα

με τον εξωτερικό ατμοσφαιρικό αέρα που την περιβάλλει. Αντίθετα όταν η αέρια μάζα μεταφέρεται σε περιοχή με μεγαλύτερη πίεση (κάθοδος της αέριας μάζας μέσα στην Ατμόσφαιρα) τότε συμπιέζεται, συστέλλεται και θερμαίνεται και στην περίπτωση αυτή δεν υπάρχει καμία ανταλλαγή θερμότητας της αέριας μάζας με το εξωτερικό περιβάλλον.

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασία με το ύψος εκφράζεται με την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Αυτή ορίζεται σαν η ελάττωση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα (∂T) στη μονάδα ύψους (∂z) και συμβολίζεται με γ , οπότε θα έχουμε:

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (1-2)$$

Το αρνητικό πρόσημο (-) τίθεται για να δηλώσει ότι αύξηση του ύψους αντιστοιχεί σε ελάττωση της θερμοκρασίας για το στρώμα της τροπόσφαιρας. Σαν μονάδα ύψους, συνήθως, χρησιμοποιούνται τα 100 m ή 1 km, δηλαδή η γ εκφράζεται σε $^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ ή $^{\circ}\text{C}/1 \text{ km}$.

Η υγρασία της Ατμόσφαιρας επηρεάζει σημαντικά τον ρυθμό μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος και για αυτό η κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα ορίζεται ως ακολούθως:

α) Ξηρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Η ξηρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι ίση με $1^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$. Στην περίπτωση αυτή, θεωρητικά, η αέρια μάζα που ανέρχεται στην Ατμόσφαιρα και ψύχεται αδιαβατικά δεν περιέχει καθόλου υδρατμούς. Επειδή όμως στις αέριες μάζες της τροπόσφαιρας περιλαμβάνονται έστω και μικρές ποσότητες υδρατμών έχει επικρατήσει ότι η κατά μέσο όρο τιμή της κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας στην τροπόσφαιρα είναι : $\gamma = -0,6^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ ή $\gamma = -6^{\circ}\text{C} / \text{km}$. Σημειώνεται επίσης, ότι στα παρεδάφια στρώματα της Ατμόσφαιρας (σε πάχος μερικών εκατοστών) έχουμε συνήθως θερμοβαθμίδες με πολύ μεγάλες τιμές: $\gamma = -1,8^{\circ}\text{C}/10 \text{ m}$.

β) Υγρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Η υγρή κατακόρυφη αδιαβατική θερμοβαθμίδα λαμβάνει χώρα σε μία αέρια μάζα η οποία είναι κορεσμένη από υδρατμούς και κατά την άνοδο της συνεχίζει να ψύχεται μόνο αδιαβατικά. Αυτή είναι μικρότερη από την ξηρή θερμοβαθμίδα, γιατί κατά τη διεργασία συμπύκνωσης των υδρατμών, μέσα στην αέρια μάζα, ελευθερώνονται ποσά θερμότητας και έτσι ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας με το ύψος μικραίνει. Η μέση τιμή της υγρής κατακόρυφης αδιαβατικής θερμοβαθμίδας είναι:

$$\gamma = -0,5^{\circ}\text{C}/100 \text{ m} \quad (1-3)$$

Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα βρίσκεται σε στενή σχέση με την ατμοσφαιρική ευστάθεια ή αστάθεια. Το θέμα αυτό αναλύεται εκτενέστερα στο Κεφάλαιο 2.

Κά'νοντας την υπόθεση ότι η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα διατηρεί μία σχεδόν σταθερή τιμή, και με ολοκλήρωση της σχέσης 1-2 έχουμε:

$$T_{(Z)} = T_{(Z_0)} - \gamma (Z - Z_0) \quad (1-4)$$

όπου $T_{(Z)}$ και $T_{(Z_0)}$ είναι η τιμή της θερμοκρασίας του αέρα στο ύψος Z και Z_0 , αντίστοιχα.

Είναι προφανές ότι από τη σχέση (1-4) μπορούμε να υπολογίσουμε την τιμή της θερμοκρασίας του αέρα που επικρατεί στο ύψος Z , όταν είναι γνωστή η αντίστοιχη τιμή της θερμοκρασίας στο ύψος Z_0 .

Αξίζει να σημειωθεί ότι η θερμοκρασία του αέρα δεν μπορεί να μετρηθεί πειραματικά με τα συνηθισμένα θερμόμετρα πάνω από το ύψος των 60 km περίπου. Στην περίπτωση αυτή η θερμοκρασία υπολογίζεται από την αντίστοιχη τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης (P), της πυκνότητας (ρ) και του μοριακού βάρους (M) του αέρα, χρησιμοποιώντας τη μορφή της καταστατικής εξίσωσης των ιδανικών αερίων:

$$P = \rho \frac{R^*}{M} \cdot T \quad \text{και} \quad P = \rho R_a T \quad (1-5)$$

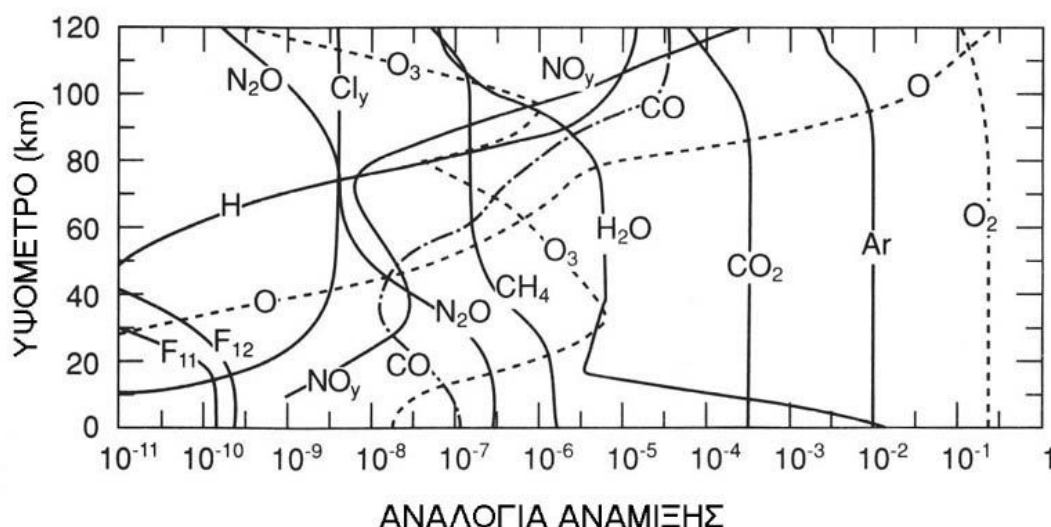
όπου R^* η παγκόσμια σταθερά των αερίων, R_a η ειδική σταθερά των αερίων που για τον ξηρό αέρα η τιμή είναι ίση με $287,05 \text{ Joule kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Όπως φαίνεται από το Σχήμα 1-7 η θερμοκρασία μεταβάλλεται κατακόρυφα όπως και η τοπική πίεση. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω για ξηρό αέρα η μεταβολή είναι της τάξεως 1°C ανά 100 μέτρα. Η μεταφορά ενός όγκου αέρα από την επιφάνεια της Γης μέχρι ύψος 1 χιλιομέτρου έχει σαν αποτέλεσμα την ελάττωση της θερμοκρασίας του από 5 μέχρι 10°C εξαρτώμενο από την περιεκτικότητά του σε νερό. Λόγω της σημαντικής εξάρτησης της πίεσης κορεσμού υδρατμών από τη θερμοκρασία, η μείωση της θερμοκρασίας με την αύξηση του ύψους συνοδεύεται με αύξηση της σχετικής υγρασίας (RH , Relative Humidity) μέσα στον όγκο του αερίου. Ως αποτέλεσμα, μεταφορά αέρα ορισμένων εκατοντάδων μέτρων στην κατακόρυφη κατεύθυνση οδηγεί σε κορεσμό ($RH=100\%$) και υπερκορεσμό των υδρατμών. Το τελικό αποτέλεσμα είναι ο σχηματισμός των νεφών.

Κατακόρυφες κινήσεις στην Ατμόσφαιρα είναι αποτέλεσμα συνήθως μεταφοράς θερμότητας από την επιφάνεια της Γης λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας. Η μεταφορά αερίων μαζών στην κατακόρυφη διεύθυνση μπορεί να συνοδεύεται και από θερμοκρασίες υψηλότερες των γειτονικών αερίων μαζών λόγω απελευθέρωσης θερμότητας από τον κορεσμό των υδρατμών. Όταν αυτό συμβαίνει, ο όγκος της αέριας μάζας επιταχύνεται οδηγώντας σε μεγαλύτερη συμπύκνωση. Νέφη Σωρειτών δημιουργούνται με αυτό τον τρόπο με ταχύτητες που φτάνουν τα αρκετά μέτρα το δευτερόλεπτο.

Η ανομοιόμορφη κατανομή της θέρμανσης στην επιφάνεια της Γης λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας έχει σαν αποτέλεσμα την κυκλοφορία του αέρα από τα μικρά γεωγραφικά πλάτη στους πόλους. Η περιστροφή της Γης επηρεάζει σημαντικά την αέρια κυκλοφορία με αποτέλεσμα αυτή να γίνεται κατά μήκος των γραμμών του γεωγραφικού μήκους. Ένα τμήμα της κυκλοφορίας μεταφέρει θερμότητα και αέριους ρύπους από την περιοχή του ισημερινού στους πόλους. Η γενική κυκλοφορία επηρεάζεται ακόμη από την τοπική ορογραφία (π.χ. βουνά), τη θερμότητα που απελευθερώνεται λόγω της

δημιουργίας των νεφών, όπως και από συνοπτικά καιρικά συστήματα. Τα χημικά στοιχεία στην Ατμόσφαιρα κατανέμονται γεωγραφικά από την ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Στο Σχήμα 1-8 παρουσιάζουμε τυπικές κατακόρυφες κατανομές διαφόρων αερίων στην Ατμόσφαιρα.



Σχήμα 1-8: Τυπική κατακόρυφη κατανομή χημικών στοιχείων στην Ατμόσφαιρα ($F_{11}=CFCl_3$ και $F_{12}=CF_2Cl_2$).

Αναστροφή θερμοκρασίας

Συμβαίνει πολλές φορές, σε ορισμένες περιοχές της τροπόσφαιρας, η θερμοκρασία του αέρα αντί να ελαττώνεται με το ύψος για διάφορους λόγους να αυξάνεται. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται αναστροφή της θερμοκρασίας.

Το στρώμα του αέρα μέσα στο οποίο συμβαίνει το φαινόμενο αυτό ονομάζεται στρώμα αναστροφής. Το ύψος στο οποίο βρίσκεται η βάση του καλείται ύψος της αναστροφής και το πάχος του βάθους της αναστροφής.

Οι αναστροφές ανάλογα με το ύψος στο οποίο δημιουργούνται, χωρίζονται σε αναστροφές επιφάνειας, όταν το φαινόμενο αρχίζει στην επιφάνεια της Γης, και σε αναστροφές ύψους όταν εμφανίζονται σε κάποιο ύψος πάνω από την επιφάνεια της Γης. Το βάθος των θερμοκρασιακών αναστροφών, κατά κανόνα, δεν είναι μεγάλο. Ανάλογα με τους παράγοντες που δημιουργούν τις αναστροφές, αυτές διακρίνονται σε αναστροφές ακτινοβολίας, κατάπτωσης ορογραφικές, θερμού αέρα, μετωπικές, αντικυκλωνικές, δυναμικές, τριβής, χιονοσκεπούς εδάφους κ.α.

Η αναστροφή της θερμοκρασίας μπορεί να υφίσταται μόνο για μερικά μέτρα ή για μερικές εκατοντάδες μέτρα. Αποτελεί όμως σημαντικό φαινόμενο, γιατί σχετίζεται άμεσα και με άλλα καιρικά φαινόμενα, όπως η ομίχλη ή ο διατμητικός άνεμος, καθώς και με φαινόμενα που σχετίζονται με τη ρύπανση του περιβάλλοντος. Και αυτό γιατί είναι μια κατάσταση της ατμόσφαιρας που δεν ευνοεί τα ανοδικά ρεύματα σε μια αέρια μάζα, που αποτελούν ένα μηχανισμό καθαρισμού των κατώτερων στρωμάτων της Ατμόσφαιρας από

σωματίδια. Η δυναμική της Ατμόσφαιρας σε σχέση με την παρουσία θερμοκρασιακής αναστροφής περιγράφεται στο Κεφάλαιο 2.

Αναστροφές θερμοκρασίας μπορούμε να έχουμε και σε μεγαλύτερα ύψη. Αυτό είναι δυνατό να συμβεί όταν σημειώνεται μεταφορά θερμής αέριας μάζας πάνω από μια ψυχρότερη. Μια μορφή αυτής της αναστροφής ονομάζεται μετωπική αναστροφή θερμοκρασίας και συμβαίνει στα μέτωπα κακοκαιρίας, τα οποία θα εξετάσουμε σε επόμενο κεφάλαιο. Αναστροφές, όμως, έχουμε και σε περιοχές στα όρια της τροπόσφαιρας και στρατόσφαιρας, στα σημεία όπου παρατηρείται το σπάσιμο της τροπόπαυσης. Στις περιοχές αυτές ο στρατοσφαιρικός αέρας εισχωρεί μέσα στην τροπόσφαιρα συμπιέζοντας με το βάρος του τον αέρα που είναι εκεί. Αυτή η συμπίεση οδηγεί σε μια αύξηση της θερμοκρασίας σε αυτό το ύψος δημιουργώντας μια αναστροφή που ονομάζεται αναστροφή μεγάλου ύψους. Η αναστροφή λόγω συμπίεσης αέριας μάζας μπορεί να συμβεί σε οποιαδήποτε περιοχή της τροπόσφαιρας, όπου ευνοούνται οι καθοδικές κινήσεις.

1.5.2 Μεταβολή της πυκνότητας του αέρα με το ύψος

Για τον υπολογισμό της μεταβολής της πυκνότητας με το ύψος χρησιμοποιούμε την καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων (1-5) στη μορφή :

$$dp = \rho R_a dT + R_a T dp \quad (1-6)$$

Δεχόμενοι επίσης, ότι μέσα στην Ατμόσφαιρα υπάρχει “υδροστατική ισορροπία”, για την μεταβολή της πίεσης P με το ύψος Z ισχύει η υδροστατική εξίσωση :

$$dp = -\rho g dz \quad (1-7)$$

όπου g είναι η σταθερά της επιτάχυνσης της βαρύτητας.

Με τη βοήθεια της υδροστατικής εξίσωσης η σχέση 1-6 μπορεί να γραφεί:

$$-\rho g dz = \rho R_a dT + R_a T dp \quad (1-8)$$

Διαιρώντας την παραπάνω εξίσωση με τη πυκνότητα (ρ) έχουμε:

$$-g dz = R_a dT + R_a T dp / \rho \quad \text{και}$$

$$\frac{d\rho}{\rho} = -\frac{g}{R_a T} dz - \frac{dT}{T} \quad \text{ή}$$

$$d(\ln \rho) = -\frac{g}{R_a T} dz - d(\ln T) \quad (1-9)$$

Θεωρώντας ότι το υπό εξέταση ατμοσφαιρικό στρώμα είναι ισόθερμο και

θέτοντας $T = \bar{T} = \text{σταθερό}$, τότε $d(\ln T) = 0$ και η 1-9 γίνεται:

$$d(\ln \rho) = -\frac{g}{R_a \bar{T}} \cdot dz \quad (1-10)$$

ολοκληρώνοντας αυτή τη σχέση από το ύψος 0 μέχρι το ύψος Z , με αντίστοιχες τιμές της πυκνότητας ρ_0 και $\rho_{(Z)}$ έχουμε:

$$\int_{\rho_0}^{\rho} d(\ln \rho) = -\frac{g}{Ra \cdot \bar{T}} \int_0^z dz \Leftrightarrow \ln \frac{\rho_z}{\rho_0} = -\frac{g}{Ra \cdot \bar{T}} \cdot Z \quad \text{και}$$

$$\rho_z = \rho_0 \cdot e^{\left(-\frac{gz}{Ra \bar{T}}\right)} \quad (1-11)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι σε μία κατά συνθήκη ισόθερμη Ατμόσφαιρα η πυκνότητα του αέρα ελαττώνεται εκθετικά με το ύψος.

Στην τροπόσφαιρα, επειδή είναι περίπου $\bar{T} = 250^\circ K$ η σχέση (1-11) γράφεται ως: $\rho_z = \rho_0 \times 10^{-\left(\frac{z}{17}\right)}$. Αυτό σημαίνει ότι η πυκνότητα του αέρα στην τροπόσφαιρα ελαττώνεται (όπως αντίστοιχα και η πίεση) κατά ένα παράγοντα 10 για κάθε 17 km ύψους περίπου.

1.5.3 Μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος

Η μεταβολή της πίεσης με το ύψος στην Ατμόσφαιρα περιγράφεται από την υδροστατική εξίσωση (Παράρτημα 1):

$$\frac{dp(z)}{dz} = -\rho(z)g \quad (1-12)$$

όπου $\rho(z)$ είναι η πυκνότητα μάζας αέρα σε ύψος z και g είναι η σταθερά της επιτάχυνσης της βαρύτητας.

Από το νόμο των τελείων αερίων έχουμε τη σχέση:

$$p(z) \frac{M_{air}}{\rho(z)} = R T(z) \Rightarrow \rho(z) = \frac{M_{air} p(z)}{R T(z)} \quad (1-13)$$

όπου M_{air} είναι το μέσο μοριακό βάρος του αέρα (28.97 g mol^{-1}), R η σταθερά των αερίων ($8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$) και T η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin.

Επομένως από τις σχέσεις (1-12) και (1-13) προκύπτει ότι $\frac{dp(z)}{dz} = -\frac{M_{air} g p(z)}{R T(z)}$. Ο όρος $H(z) = \frac{R T(z)}{M_{air} g}$ είναι ένα χαρακτηριστικό μήκος για τη μείωση της πίεσης με το ύψος. Με την εισαγωγή του χαρακτηριστικού μήκους $H(z)$ η παραπάνω σχέση γράφεται ως $\frac{1}{p(z)} \frac{dp(z)}{dz} = -\frac{1}{H(z)}$

$$\Rightarrow \frac{d \ln p(z)}{dz} = -\frac{1}{H(z)}.$$

Θα λύσουμε αναλυτικά την παραπάνω σχέση χρησιμοποιώντας την υπόθεση ότι η θερμοκρασία παραμένει σταθερή με το ύψος. Αυτή η υπόθεση δικαιολογείται λόγω του ότι ενόσω η θερμοκρασία στην Ατμόσφαιρα σε σχέση με το ύψος μεταβάλλεται με συντελεστή δύο η πίεση μεταβάλλεται κατά έξι τάξεις μεγέθους. Θεωρώντας τη θερμοκρασία σταθερή το χαρακτηριστικό ύψος γίνεται ανεξάρτητο του ύψους, $H(z)=H=\text{σταθερό}$, και καταλήγουμε σε μια απλή εκθετική σχέση για την πίεση ως προς το ύψος:

$$\int_{P_o}^{P(z)} d \ln(p(z)) = - \int_0^z \frac{dz}{H(z)} = - \frac{z}{H} \Rightarrow \ln p(z) - \ln p_o = - \frac{z}{H} \Rightarrow \frac{p(z)}{p_o} = e^{-\frac{z}{H}} \quad (1-14)$$

Η παραπάνω σχέση μπορεί να εφαρμοστεί για διάφορα ατμοσφαιρικά αέρια. Μπορεί ναδειχθεί εύκολα ότι αέρια βαρύτερα από τον αέρα θα έχουν μικρότερο χαρακτηριστικό ύψος (όπως το ξένο (Xe) και το κρυπτό (Kr)). Θα πρέπει να τονίσουμε ακόμα, ότι λόγω της παρουσίας της τύρβης στην Ατμόσφαιρα, ο παραπάνω διαχωρισμός των αερίων ισχύει μόνο για μεγάλα υψόμετρα, πάνω από 120 χιλιόμετρα.

Στην τροπόσφαιρα, επειδή είναι περίπου $\bar{T} = 250^0 K$ η σχέση 1-14 γράφεται:

$$P(z) = P_o \times 10^{-\left(\frac{z}{17}\right)} \quad (1-15)$$

Επομένως στην τροπόσφαιρα η ατμοσφαιρική πίεση, κατά κανόνα, ελαττώνεται (όπως και η πυκνότητα) κατά ένα παράγοντα του 10 για κάθε 17 km ύψους περίπου. Με βάση την παραπάνω σχέση μπορεί να γίνει αναγωγή των τιμών $P(z)$ στις αντίστοιχες τιμές της Μέσης Στάθμης Θάλασσας (Μ.Σ.Θ.) (Mean Sea level - MSL) δηλαδή:

$$P_o = P(z) \times 10^{\frac{z}{17}} \quad (1-16)$$

Πρακτικά, η μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος υπολογίζεται σε 1 mm Hg για κάθε 10 – 11 μέτρα.

1.6 Μοντέλο Πρότυπης Ατμόσφαιρας

Μέσα στην Ατμόσφαιρα είναι αδύνατο να εξετάσουμε με ακρίβεια τη μεταβολή όλων των φυσικών της παραμέτρων σε σχέση με το ύψος, αφού σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα είναι δυνατό να προκύψουν μεταβολές οι οποίες επηρεάζουν μέρος ή το σύνολο των υπόλοιπων παραμέτρων. Για το λόγο αυτό προκειμένου να επιλυθούν πολύπλοκα μετεωρολογικά προβλήματα, ιδιαίτερα στη κατασκευή μοντέλων πρόγνωσης του καιρού, γίνονται ορισμένες απλουστεύσεις ή προσεγγίσεις σε ότι αφορά τη μεταβολή διάφορων ατμοσφαιρικών παραμέτρων σε σχέση με το ύψος. Στην πραγματικότητα βέβαια μέσα στην Ατμόσφαιρα όχι μόνο η θερμοκρασία, η πίεση και η πυκνότητα αλλά και η επιτάχυνση της βαρύτητας και η μέση μάζα των μορίων είναι συναρτήσεις του ύψους. Προσεγγίσεις ή απλουστεύσεις στη μεταβολή των παραμέτρων αυτών, δημιουργούν ένα πλήθος απλών ή σύνθετων

ατμοσφαιρικών μοντέλων τα οποία χαρακτηρίζονται από την απλότητά τους και από το γεγονός ότι η υδροστατική εξίσωση και η καταστατική εξίσωση των αερίων βρίσκουν πλήρη εφαρμογή. Θα πρέπει βέβαια να τονίσουμε ότι τα ατμοσφαιρικά αυτά μοντέλα, συγκρινόμενα με την πραγματική Ατμόσφαιρα, δεν αντιπροσωπεύουν την πραγματικότητα, απλά επιδιώκουν να προσεγγίσουν όσο γίνεται καλύτερα τις πραγματικές συνθήκες μιας περιοχής σε μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο.

Παρά το γεγονός ότι τα ατμοσφαιρικά μοντέλα διαρκώς βελτιώνονται και ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια, κανένα ακόμη δεν μπορεί να προσεγγίσει με ακρίβεια την πραγματική Ατμόσφαιρα. Για το λόγο αυτό ο Διεθνής Οργανισμός Πολιτικής Αεροπορίας (ICAO) υιοθέτησε το μοντέλο της Πρότυπης Ατμόσφαιρας, το οποίο αποτελεί μια προσέγγιση της μέσης ετήσιας Ατμόσφαιρας όλων των γεωγραφικών πλατών. Το μοντέλο της πρότυπης Ατμόσφαιρας βρίσκει ευρεία εφαρμογή στην βαθμονόμηση των αεροπορικών οργάνων αλλά ταυτόχρονα αποτελεί ένα σημαντικό βοήθημα για τον άμεσο υπολογισμό διάφορων μετεωρολογικών παραμέτρων μέσα στην Ατμόσφαιρα.

Για τον καθορισμό της πρότυπης Ατμόσφαιρας, έγιναν δεκτές οι παρακάτω συνθήκες:

1. Η Ατμόσφαιρα είναι απόλυτα ξηρή, με σταθερή σύσταση και μέσο μοριακό βάρος ίσο με 28,9644.
2. Η Ατμόσφαιρα συμπεριφέρεται σαν ένα ιδανικό αέριο.
3. Η σταθερά των αερίων για τον ξηρό αέρα είναι ίση με $8,314 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$.
4. Η επιτάχυνση της βαρύτητας στη Μέση Στάθμη της Θάλασσας (Μ.Σ.Θ.) είναι $g_0=9,8067 \text{ m}\cdot\text{sec}^{-2}$
5. Ισχύει η υδροστατική ισορροπία.
6. Το σημείο πήξεως του νερού υπό συνθήκες πίεσης μιας Ατμόσφαιρας (1Atm) είναι ίσο με $273,16^\circ\text{K}$.
7. Η πυκνότητα του αέρα στη Μέση Στάθμη της Θάλασσας (ύψος 0 m) είναι ίση με $0,001250 \text{ gr}\cdot\text{cm}^{-3}$.
8. Στη Μέση Στάθμη Θάλασσας η θερμοκρασία είναι $T_0=288,16^\circ\text{K}$ ή $T_0=15^\circ\text{C}$ και η ατμοσφαιρική πίεση $P_0 = 1013,25 \text{ mbs} = 1 \text{ Atm}$.
9. Η κατακόρυφη τιμή της θερμοβαθμίδας στην τροπόσφαιρα (και μέχρι το ύψος των 11 Km) είναι ίση με $0,65^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ή $6,5^\circ\text{C}/1\text{Km}$. Για ύψη από 11 Km έως 20 Km η θερμοκρασία παραμένει αμετάβλητη και ίση με $-56,5^\circ\text{C}$. Στη συνέχεια και μέχρι το ύψος των 32 Km η θερμοβαθμίδα είναι ίση με $1^\circ\text{C}/\text{Km}$.

Σαν αποτέλεσμα αυτών των παραδοχών προκύπτει ότι μεταξύ της επιφάνειας (ύψος 0 m) και των 11 Km, η τιμή της θερμοκρασίας σε $^\circ\text{C}$ και σε ύψος Z μέτρα δίδεται από τη σχέση:

$$T(z)=15-0,0065z$$

ενώ το ύψος Z σε μέτρα, σαν συνάρτηση της πίεσης (P) μπορεί να υπολογιστεί από τις σχέσεις:

$$Z=44.308 \left\{ 1 - \left(\frac{P}{1013.25} \right)^{0.19023} \right\}$$

για ύψη κάτω από τα 11 Km και

$$Z=11\text{Km} + 6381,6 \ln \frac{2345}{P} \quad \text{για ύψη πάνω από τα 11 Km.}$$

1.6.1 Εκφράσεις της ποσότητας των χημικών στοιχείων στην Ατμόσφαιρα.

Τα χημικά στοιχεία i στην Ατμόσφαιρα εκφράζονται ως αριθμητική πυκνότητα (σωματίδια ανά m^3) και πυκνότητα μάζας (Kg m^{-3}). Επίσης συχνά χρησιμοποιούνται και οι όροι του ογκομετρικού λόγου ανάμιξης:

$$c_i = \frac{n_i}{n_a} \quad (1-17)$$

όπου n_a είναι η αριθμητική πυκνότητα του αέρα ή η πυκνότητα ανάμιξης λόγου μάζας και δίνεται από τη σχέση:

$$c_i' = \frac{\rho_i}{\rho_a} \quad (1-18)$$

όπου ρ_a είναι η πυκνότητα μάζας του αέρα.

Σε αδιάστατες μονάδες οι συγκεντρώσεις εκφράζονται σε μέρη ανά εκατομμύριο (parts per million, (ppm)), σε μέρη ανά δισεκατομμύριο (parts per billion, (ppb)) και σε μέρη ανά τρισεκατομμύριο (parts per trillion, (ppt)) που αντιστοιχούν σε ογκομετρικούς λόγους ανάμιξης 10^{-6} , 10^{-9} και 10^{-12} αντίστοιχα. Η ολοκληρωμένη κατακόρυφη αριθμητική πυκνότητα (m^{-2}) ονομάζεται κατακόρυφη αφθονία (column abundance). Για το όζον χρησιμοποιούνται οι μονάδες Dobson (DU). Ένα DU αντιστοιχεί στο ύψος (σε μονάδες 10^{-3} cm) που θα έχει μια στήλη όζοντος εάν όλο το αέριο ήταν σε κανονική πίεση και θερμοκρασία. Ένα DU είναι ισοδύναμο σε 2.687×10^{16} μόρια cm^{-2} .

1.6.2 Μετατροπή της συγκέντρωσης ενός συστατικού i ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) σε αναλογία ανάμιξης (ppm)

Όταν δίδεται η συγκέντρωση ενός χημικού συστατικού c_i σε $\mu\text{g}/\text{m}^3$, η μοριακή του συγκέντρωση σε mol/m^3 είναι:

$$\text{moles} / \text{m}^3 = \frac{10^6 c_i}{M_i} \quad (1-19)$$

όπου M_i το μοριακό βάρος του χημικού συστατικού i

Η ολική μοριακή συγκέντρωση του αέρα σε πίεση p και θερμοκρασία T είναι $c = \frac{p}{RT}$, οπότε έχουμε:

$$\text{Αναλογία ανάμιξης του } i \text{ σε ppm} = \frac{RT}{pM_i} \times m_i.$$

Αν η θερμοκρασία T δίδεται σε K και η πίεση σε Pa η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\text{Αναλογία ανάμιξης του } i \text{ σε ppm} = \frac{8,314T}{pM_i} \times c_i.$$

1.7. Ακτινοβολία & Ατμόσφαιρα

Η ενέργεια αποτελεί τη βάση της ζωής και βρίσκεται παντού με διάφορες μορφές. Από τον ορισμό ενέργεια λέγεται η δυνατότητα παραγωγής έργου σε κάποια μορφή ύλης. Κάθε υλικό σώμα (στερεό – υγρό ή αέριο) σε πίεση μεγαλύτερη από 1mb και με θερμοκρασία πάνω από το απόλυτο μηδέν, ακτινοβολεί ενέργεια με τη μορφή ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Η εκπομπή και διάδοση ενέργειας με ηλεκτρομαγνητικά κύματα ονομάζεται ακτινοβολία. Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα δε χρειάζονται μόρια για τη μεταφορά τους, σε αντίθεση με τη θερμότητα, που μεταφέρεται με επαφή (conduction). Η δυαδική φύση όμως της ακτινοβολίας (σωματιδιακή και κυματική) μας δίνει τη δυνατότητα να περιγράψουμε την ακτινοβολία ως ροή σωματιδίων που περιέχουν καθορισμένη ενέργεια και ονομάζονται φωτόνια.

Η βασική σχέση που συνδέει το μήκος κύματος λ της ακτινοβολίας με τη συχνότητα ν και την ταχύτητα του φωτός c ($c = 2,9979 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$) είναι $\lambda = \frac{c}{\nu}$.

Η ενέργεια που δέχεται η Γη προέρχεται κατά κύριο λόγο από τον Ήλιο. Η θερμοκρασία της Γης παραμένει σχεδόν σταθερή με αποτέλεσμα να συμπεραίνουμε ότι η Γη και η Ατμόσφαιρα της χάνουν τόση ενέργεια όση και δέχονται από τον Ήλιο.

Λόγω της ελλειπτικής τροχιάς της Γης ως προς τον Ήλιο, η απόσταση μεταξύ Γης και Ηλίου δεν είναι σταθερή. Στο ελάχιστο της ελλειπτικής τροχιάς, τον μήνα Δεκέμβριο, η Γη βρίσκεται στο περιήλιο και η απόσταση από τον Ήλιο είναι $147 \times 10^6 \text{ Km}$. Τον Ιούνιο η Γη βρίσκεται στο Αφήλιο, το μέγιστο της ελλειπτικής τροχιάς και η απόσταση της από τον ήλιο είναι $152 \times 10^6 \text{ Km}$. Για πρακτικούς όμως σκοπούς έχει καθιερωθεί ότι η μέση απόσταση Γης – Ήλιου είναι ίση με: $149,5 \times 10^6 \text{ Km}$. Όπως προαναφέραμε η Γη περιστρέφεται γύρω από τον ήλιο, σε ελλειπτική τροχιά, ολοκληρώνοντας μία πλήρη περιστροφή στη διάρκεια ενός ημερολογιακού έτους (365 ημέρες). Ταυτόχρονα εξαιτίας της κλίσης του άξονα της Γης σημειώνεται μια διαφοροποίηση στην προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στο πλανήτη μας μεταξύ Βόρειου και νότιου ημισφαιρίου. Η διαφοροποίηση αυτή του ισοζυγίου της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας διαμορφώνει και την εμφάνιση των τεσσάρων εποχών της Γης.

Η ακτίνα του ήλιου είναι ίση με $695,7 \times 10^3 \text{ Km}$ και ο όγκος του $1,412 \times 10^{27} \text{ m}^3$. Συγκρίνοντας τον όγκο του Ήλιου με αυτόν της Γης είναι 1.306.000 φορές μεγαλύτερος (αν φαντασθούμε τον Ήλιο σαν μία σφαίρα με διάμετρο 3 μέτρων η Γη θα ήταν ίση με ένα μπαλάκι του πινγκ – πονγκ). Η μάζα του είναι ίση με $1.991 \times 10^{33} \text{ gr}$ (333.420 φορές μεγαλύτερη από τη μάζα της Γης).

Ο Ήλιος αποτελείται από διάφορες στοιβάδες, οι σπουδαιότερες από τις οποίες είναι:

α. Ο Πυρήνας : ο οποίος αποτελεί το 0,9 της συνολικής μάζας του ήλιου και βρίσκεται σε αεριώδη κατάσταση, ενώ η θερμοκρασία του ανέρχεται στους 15×10^6 °C.

β. Η χρωμόσφαιρα : η οποία εκτείνεται μέχρι το ύψος των 15.000 Km περίπου.

γ. Το ηλιακό στέμμα : εκτείνεται πάνω από τη χρωμόσφαιρα και η θερμοκρασία του εξωτερικά ξεπερνά τους 15×10^5 °C.

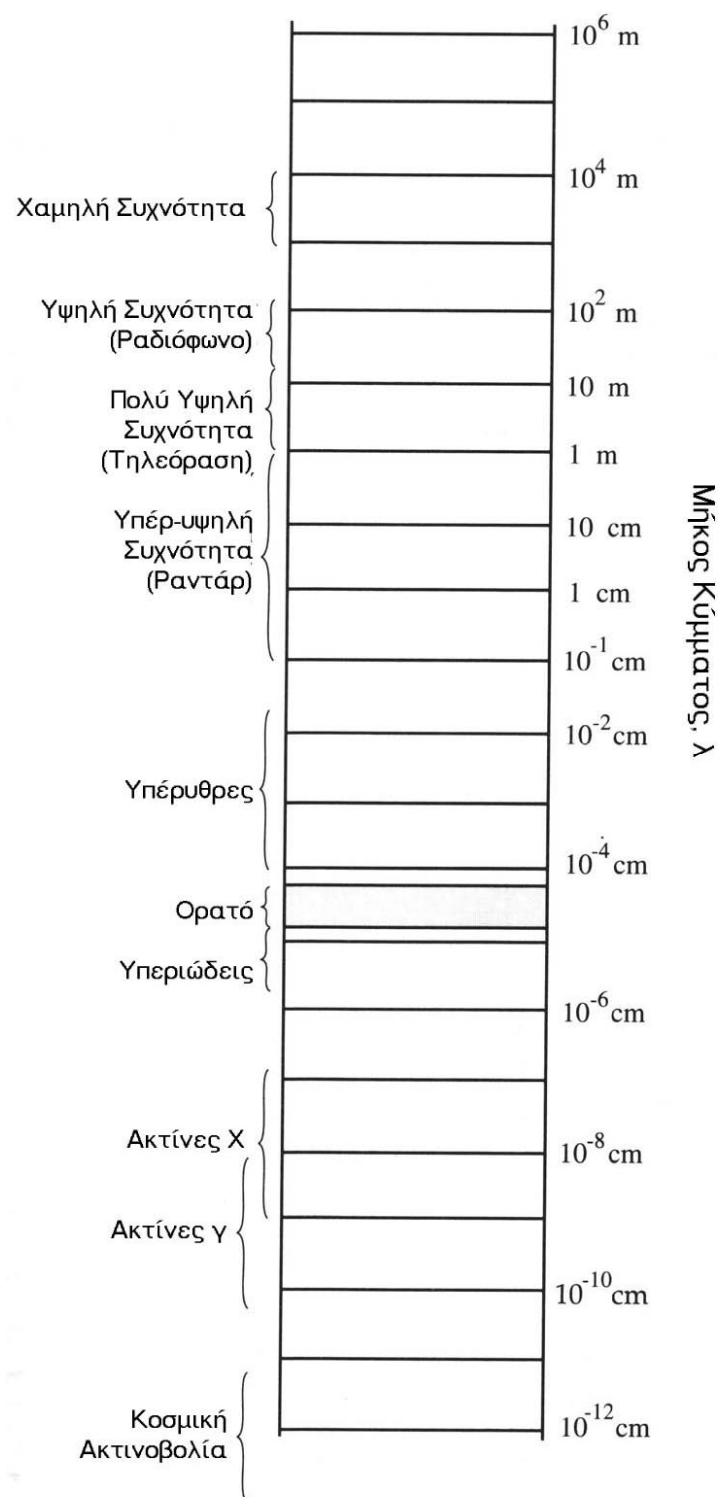
δ. Η φωτόσφαιρα: είναι η ορατή επιφάνεια του ήλιου και έχει πάχος 200 – 300 Km. Η θερμοκρασία στην εξωτερική της επιφάνεια είναι 6.500 °C, περίπου. Η φωτόσφαιρα αποτελεί τη βασική πηγή εκπομπής της ηλιακής ακτινοβολίας ενώ στην επιφάνεια της παρατηρούνται σκοτεινές και μεγάλων διαστάσεων περιοχές, οι οποίες είναι γνωστές ως “ηλιακές κηλίδες”. Οι ηλιακές κηλίδες έχουν ιδιαίτερα μεγάλη σημασία καθώς αποτελούν μέτρο της ολικής ηλιακής δραστηριότητας. Αξίζει δε να αναφερθεί ότι πολλοί ερευνητές, οι οποίοι ασχολούνται με τις κλιματικές αλλαγές του πλανήτη μας, προσπαθούν να συσχετίσουν την περιοδικότητα των ηλιακών κηλίδων (κάθε 11 χρόνια περίπου) με την περιοδική μεταβολή ορισμένων φυσικών παραμέτρων της Ατμόσφαιρας και ιδιαίτερα της θερμοκρασίας του αέρα.

Ο Ήλιος εκπέμπει ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, που είναι αποτέλεσμα εκπομπής και απορρόφησης της φωτόσφαιρας, της χρωμόσφαιρας και του στέμματος ενώ ταυτόχρονα εκπέμπει και σωματιδιακή ακτινοβολία, η οποία αποτελείται από φορτισμένα σωματίδια και μάλιστα από πρωτόνια και ηλεκτρόνια.

Στο Σχήμα 1-9 φαίνονται τα διάφορα μήκη κύματος ακτινοβολίας λ και το φάσμα αυτό ονομάζεται φάσμα της ακτινοβολίας. Ο Ήλιος εκπέμπει σε ολόκληρο το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα αλλά το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας του συγκεντρώνεται σε ένα στενό φάσμα μεταξύ 400 και 700 nm, που ονομάζεται ορατό τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Η περιοχή του φάσματος μεταξύ 200 nm και 10^4 nm είναι η κύρια περιοχή όπου εκπέμπει ο Ήλιος και η οποία μας ενδιαφέρει στη μελέτη της ηλιακής ακτινοβολίας.

1.7.1 Νόμοι της ακτινοβολίας

Η ενέργεια η οποία περιέχεται μέσα σε ένα σώμα, προέρχεται από την ταλάντωση των ηλεκτρονίων του. Το μήκος κύματος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από κάθε σώμα εξαρτάται άμεσα από τη θερμοκρασία του ίδιου του σώματος. Όσο μεγαλύτερη είναι η θερμοκρασία, τόσο πιο γρήγορα ταλαντώνονται τα ηλεκτρόνια και τόσο μικρότερο είναι το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Η ακτινοβολία παράγεται κατά τη φάση της μεταπήδησης των ηλεκτρονίων σε κατώτερη ενεργειακή στιβάδα. Η διαφορά ενέργειας στην μεταπήδηση των ηλεκτρονίων καθορίζει και τη συχνότητα της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας που δίνεται από τη σχέση $\Delta E = h \nu$, όπου h είναι η σταθερά του Planck ($h=6.626 \times 10^{-34}$ J s).



Σχήμα 1-9: Φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.

Ονομάζουμε αφετική ικανότητα ή ικανότητα εκπομπής E ενός σώματος, για ένα ορισμένο μήκος κύματος λ και για μια ορισμένη θερμοκρασία T την ακτινοβολούμενη από το σώμα αυτό ισχύ από τη μονάδα επιφάνειας στη μονάδα το χρόνου. Αυτή μετρείται σε Watt m^{-2} ή $\text{cal m}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$. Αξίζει να σημειωθεί ότι η αφετική ικανότητα ή ικανότητα εκπομπής, για ορισμένη

περιοχή μήκους κύματος, είναι ανεξάρτητη από τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος και εξαρτάται μόνο από τη φύση της επιφάνειας και τη θερμοκρασία του σώματος.

Όταν μια ποσότητα ακτινοβολίας προσπίπτει σε ένα σώμα, τότε ανάλογα με το μήκος κύματος της ακτινοβολίας καθώς και από το είδος και τη φύση του σώματος θα έχουμε τις ακόλουθες διεργασίες στην προσπίπτουσα ακτινοβολία:

α. Απορρόφηση μέρους της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που θα προκαλέσει αύξηση της εσωτερικής ενέργειας του σώματος, με αποτέλεσμα την αύξηση της θερμοκρασίας του. Το ποσοστό της απορροφούμενης ενέργειας ονομάζεται απορροφητική ικανότητα ή συντελεστής απορρόφησης και εξαρτάται από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας και από τα χαρακτηριστικά του σώματος. Ο συντελεστής απορρόφησης συμβολίζεται με το a και είναι αριθμός αδιάστατος και μικρότερος της μονάδας.

β. Ανάκλαση μέρους της προσπίπτουσας ακτινοβολίας από το σώμα. Το ποσοστό της ανακλώμενης αυτής ακτινοβολίας ονομάζεται ανακλαστική ικανότητα ή συντελεστής ανακλάσεως του σώματος και συμβολίζεται με το r .

γ. Διείσδυση μέρους της προσπίπτουσας ακτινοβολίας μέσα στο σώμα όπου θα προκληθεί αλλαγή της ταχύτητας και του μήκους κύματος της ακτινοβολίας, ανάλογα με το δείκτη διάθλασης του σώματος. Το ποσοστό λοιπόν της ακτινοβολίας που διαπερνά το σώμα ονομάζεται συντελεστής διαφάνειας ή συντελεστής μεταφοράς και συμβολίζεται με t .

Η σχέση που συνδέει τους τρεις αυτούς θερμοφυσικούς συντελεστές είναι:

$$a+r+t = 1$$

Αν σε ένα σώμα συμβεί να έχουμε $a = 1$ (οπότε $r = 0$ και $t = 0$), τότε το σώμα αυτό λέγεται “μέλαν σώμα”. Επομένως μέλαν σώμα ονομάζεται το θεωρητικό εκείνο σώμα που απορροφά ολόκληρη την ακτινοβολία που προσπίπτει σε αυτό (χωρίς να την ανακλά ή να την μεταβιβάζει) για όλα τα μήκη κύματος και για όλες τις θερμοκρασίες. Ταυτόχρονα αξίζει να σημειωθεί, ότι το μέλαν σώμα ακτινοβολεί το μεγαλύτερο ποσό ενέργειας ανά μονάδα επιφάνειας στη μονάδα του χρόνου σε σχέση με όλα τα σώματα που βρίσκονται στην ίδια με αυτό θερμοκρασία.

Τα πραγματικά σώματα έχουν $a \neq 1$ και καλούνται φαιά σώματα. Το σώμα που δεν απορροφά καμία από τις ακτινοβολίες που πέφτουν επάνω του, ονομάζεται “λευκό σώμα”. Η ακτινοβολία του μέλανος σώματος περιγράφεται από τους πέντε νόμους της ακτινοβολίας που αναφέρονται στη συνέχεια.

α) Νόμος του Kirchhoff

Ο νόμος του Kirchhoff αναφέρεται στο λόγο της εμμιπτούσας προς την εκπεμπόμενη ακτινοβολία. Όταν έχουμε ένα σώμα που βρίσκεται σε θερμοδυναμική ισορροπία και δέχεται ακτινοβολία με ενέργεια E και με συντελεστή απορρόφησης a τότε έχουμε απορρόφηση ενέργειας $E' = a E$. Αφού το σώμα βρίσκεται σε θερμοδυναμική ισορροπία εκπέμπει την ίδια ενέργεια E' . Για ένα μέλαν σώμα έχουμε απορρόφηση ενέργειας E και

εκπομπή ενέργειας E . Εάν το σώμα συμπεριφέρεται ως μέλαν σώμα με συντελεστή εκπομπής $\varepsilon = E'/E$ τότε έχουμε $\alpha=\varepsilon$, που αποτελεί και τη μαθηματική μορφή του νόμου του Kirchhoff. Ο νόμος του Kirchhoff αναφέρεται γενικά στην αρχή ότι όταν κάποιο σώμα απορροφά ενέργεια σε ορισμένο φάσμα τότε εκπέμπει στο ίδιο φάσμα. Με άλλα λόγια ο νόμος αναφέρει ότι καλοί απορροφητές είναι και καλοί εκπομποί σε καθορισμένο μήκος κύματος και ότι κακοί απορροφητές είναι και κακοί εκπομποί σε καθορισμένο μήκος κύματος. Ο νόμος αυτός ισχύει σε όλη την κλίμακα του φάσματος μόνο στην περίπτωση των αερίων.

Ως παράδειγμα αναφέρουμε την περίπτωση του χιονιού σε ένα δάσος κατά το χειμώνα. Το χιόνι είναι καλός απορροφητής και εκπομπός ενέργειας στο υπέρυθρο (στην πραγματικότητα το χιόνι συμπεριφέρεται ως μέλαν σώμα στο υπέρυθρο). Ο κορμός των δέντρων απορροφά την ηλιακή ακτινοβολία και εκπέμπει ενέργεια στο υπέρυθρο που απορροφάται από το χιόνι με αποτέλεσμα η απορροφούμενη ακτινοβολία να μετατρέπεται σε εσωτερική ενέργεια και το χιόνι να λιώνει γύρω από τα δέντρα.

β) Νόμος του Planck

Ο νόμος του Planck που συσχετίζει ποσοτικά τον φασματικό συντελεστή εκπομπής του μέλανος σώματος $\varepsilon_\lambda(T)_\mu$ με την απόλυτη θερμοκρασία T :

$$\varepsilon_\lambda(T)_\mu = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1}$$

όπου $c_1 = 3,7415 \times 10^{-16} \text{ W m}^2$ και $c_2 = 1,4388 \times 10^{-2} \text{ m K}$.

γ) Πρώτος νόμος του Wien

Ο πρώτος νόμος του Wien αναφέρει ότι το γινόμενο της απόλυτης θερμοκρασίας του μέλανος σώματος και του μήκους κύματος (λ_m) που αναφέρεται στο μέγιστο της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας είναι σταθερό:

$$\lambda_m T = 2897.8 \text{ (K } \mu\text{m)}.$$

δ) Δεύτερος νόμος του Wien

Εάν στη σχέση του νόμου του Planck που προσδιορίζει την τιμή του φασματικού συντελεστή εκπομπής θέσουμε $\lambda = \lambda_{\max}$ έχουμε την έκφραση για το μέγιστο συντελεστή εκπομπής της πηγής ως:

$$\varepsilon_\lambda(T)_\mu = 1.286 \left(\frac{T}{1000} \right)^5$$

που αποτελεί τη μαθηματική έκφραση του δεύτερου νόμου του Wien.

ε) Νόμος του Stefan-Boltzmann

Ο νόμος του Stefan-Boltzmann καθορίζει την τιμή του ολικού φασματικού συντελεστή εκπομπής του μέλανος σώματος $\varepsilon_{\lambda}(T)_{\mu}$ (W/m²) με ολοκλήρωση του φασματικού συντελεστή εκπομπής από το νόμο του Planck σε όλα τα μήκη κύματος ως

$$\varepsilon(T)_{\mu} = \int_0^{\infty} \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1} d\lambda$$

$$\text{Θέτοντας } x = c_2 / (\lambda T) \text{ έχουμε } \varepsilon(T)_{\mu} = -\frac{c_1}{c_2^4} T^4 \int_0^{\infty} \frac{x^3}{e^x - 1} dx = \frac{c_1 \pi^4}{15 c_2^4} T^4$$

Η παραπάνω σχέση γράφεται ως:

$$\varepsilon(T)_{\mu} = \sigma T^4$$

όπου $\sigma = 5,672 \times 10^{-8}$ W/m² K⁴ (σταθερά του Stefan-Boltzmann) και αποτελεί την μαθηματική έκφραση του νόμου του Stefan-Boltzmann. Για να υπολογίσουμε το καθαρό ποσό ακτινοβολίας όταν το περιβάλλον έχει θερμοκρασία T_o , ο νόμος των Stefan-Boltzmann γράφεται ως

$$\varepsilon(T)_{\mu} = \sigma (T^4 - T_o^4). \text{ Στην περίπτωση που η θερμοκρασία του περιβάλλοντος είναι πολύ μικρότερη από αυτή του σώματος η μαθηματική έκφραση του νόμου του Stefan-Boltzmann δίνεται από τη σχέση } \varepsilon(T)_{\mu} = \sigma T^4.$$

Για την περίπτωση του πλανήτη μας, όπως αναφέραμε, η ακτινοβολία που προσπίπτει σ' αυτόν προέρχεται από τον Ήλιο και εκπέμπεται στο μεγαλύτερο μέρος της από τη φωτόσφαιρα. Τόσο ο Ήλιος όσο και η Γη απορροφούν σχεδόν πλήρως την ενέργεια που προσπίπτει πάνω τους με αποτέλεσμα να συμπεριφέρονται ως μέλανα σώματα. Αντίθετα, όπως θα εξεταστεί αναλυτικότερα παρακάτω, η Ατμόσφαιρα παρουσιάζει εκλεκτική απορρόφηση των ακτινοβολιών που δέχεται από τον Ήλιο και τη Γη και δεν μπορεί να χαρακτηριστεί ως μέλαν σώμα.

1.7.2 Ηλιακή ακτινοβολία

Με τον όρο ηλιακή ακτινοβολία (solar radiation) ή ηλιακή ενέργεια (solar energy) αναφερόμαστε στην ακτινοβολία που δέχεται ο πλανήτης μας από τον ήλιο. Η ποσότητα της ηλιακής ενέργειας, η οποία είναι κατά 99% ηλεκτρομαγνητικής φύσεως και εκπέμπεται από την επιφάνεια του ήλιου, είναι συνολικά $3,91 \times 10^{26}$ W. Η ενέργεια αυτή παράγεται από την θερμοπυρηνική σύντηξη τεσσάρων πρωτονίων υδρογόνου σε ένα πυρήνα ηλίου. Με την αδιάκοπη αυτή διαδικασία, 657 εκατομμύρια τόνοι υδρογόνου μετατρέπονται σε 652,5 εκατομμύρια τόνους ηλίου σε κάθε δευτερόλεπτο. Το έλλειμμα των 4,5 εκατομμυρίων τόνων ανά 1 δευτερόλεπτο αποτελεί την απελευθερούμενη ενέργεια από τον Ήλιο. Από τη συνολική αυτή ενέργεια των $3,91 \times 10^{26}$ W που ακτινοβολείται από την επιφάνεια του Ήλιου στο διάστημα, μόνο το $1,8 \times 10^{16}$

W, που αντιπροσωπεύουν κάτι λιγότερο από τα 2 δισεκατομμυριοστά της ολικής ηλιακής ενέργειας φθάνουν στα ανώτερα όρια της γήινης Ατμόσφαιρας. Με μαθηματικούς υπολογισμούς εκτιμάται ότι σε ετήσια βάση η Γη δέχεται ενέργεια ίση με $5,78 \times 10^{18}$ Joules, η οποία είναι περίπου δεκαπλάσια των γνωστών αποθεμάτων σε καύσιμα – πετρέλαιο, φυσικό αέριο και κάρβουνο.

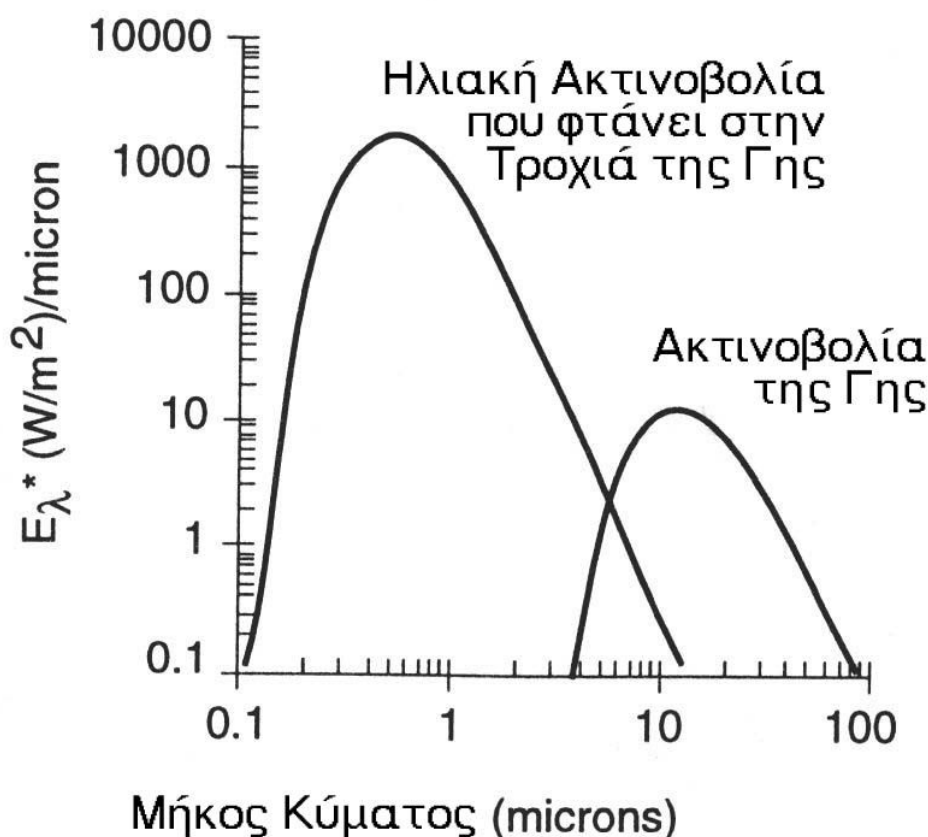
Εκτός από την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, ο Ήλιος εκπέμπει και σωματιδιακή ακτινοβολία η οποία αποτελείται από ηλεκτρικά φορτισμένα σωματίδια (κυρίως πρωτόνια και ηλεκτρόνια) που κινούνται με ταχύτητες που κυμαίνονται από 400 - 3000 km/s. Αν και η ένταση της σωματιδιακής αυτής ακτινοβολίας είναι πολύ μικρή σε σχέση με την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία (της τάξης μεγέθους $10^{-7} \text{ cal} \times \text{cm}^{-2} \times \text{min}^{-1}$), παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στη δημιουργία πολλών φαινομένων στην ανώτερη Ατμόσφαιρα.

Η ακτινοβολία από τον Ήλιο προσεγγίζει αυτή που εκπέμπεται από ένα μέλαν σώμα σε θερμοκρασία 6000 K. Εφαρμόζοντας το νόμο του Wien υπολογίζεται ότι το μέγιστο της ηλιακής ακτινοβολίας εκπέμπεται σε μήκος κύματος 0,5 μm . το 99% της ηλιακής ακτινοβολίας βρίσκεται σε μήκη κύματος μεταξύ 0,15 μm και 4,0 μm και η φασματική κατανομή της είναι : 7% υπεριώδης, 44% ορατή και 49% υπέρυθρη.

1.7.3 Γήινη Ακτινοβολία

Με τον όρο ‘γήινη ακτινοβολία’ εννοούμε το σύνολο των ακτινοβολιών που εκπέμπονται από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρά της. Αν θεωρήσουμε ότι η Γη και η κατώτερη ατμόσφαιρά της (μέχρι 50 km) ακτινοβολούν ως “μέλαν σώμα” με θερμοκρασίες στην επιφάνεια της Γης μικρότερες των 80° C και μεγαλύτερες των -70 °C για την ανώτερη Ατμόσφαιρα, με την εφαρμογή του νόμου του Planck προκύπτει ότι το φάσμα εκπομπής της γήινης ακτινοβολίας θα κυμαίνεται από 1,5 μm έως 100 μm . Ειδικότερα για την επιφάνεια της Γης, με μέση τιμή θερμοκρασίας 15° C (288° K), το φάσμα της ακτινοβολίας της αρχίζει από τα 4 μm και φτάνει ως τα 100 μm .

Σύμφωνα με το νόμο του Wien, το μέγιστο της έντασης της ακτινοβολίας αυτής αντιστοιχεί σε ακτινοβολίες με μήκη κύματος περίπου 10 μm (Σχήμα 1-10). Παρατηρούμε ότι το φάσμα εκπομπής της Γης ξεκινάει από τα μήκη κύματος που πρακτικά σταματά το φάσμα εκπομπής του Ηλίου. Επομένως η Γη εκπέμπει σε μεγαλύτερα μήκη κύματος (υπέρυθρο) σε σχέση με τον Ήλιο και για το λόγο αυτό η γήινη ακτινοβολία χαρακτηρίζεται ως “μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία”, ενώ η ηλιακή ως “μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία”.



Σχήμα 1-10: Ενέργεια που δέχεται το ανώτερο τμήμα της Ατμόσφαιρας από τον Ήλιο και ακτινοβολία της Γης μετά την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

1.7.4 Παράγοντες που επηρεάζουν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας στη Γη

Έκτος από τους αστρονομικούς παράγοντες, όπου περιλαμβάνονται η μεταβολή της απόστασης Γης – Ηλίου και το ύψος του ήλιου πάνω από τον ορίζοντα, οι οποίοι καθορίζουν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στα ανώτερα όρια της Ατμόσφαιρας, υπάρχει και ένα άλλο πλήθος παραγόντων που την επηρεάζουν έως ότου φθάσει στην επιφάνεια της Γης. Οι σημαντικότεροι από αυτούς είναι:

Γεωγραφικοί παράγοντες

Σε αυτούς περιλαμβάνονται:

- α. Το γεωγραφικό πλάτος (φ).
- β. Το ύψος του σημείου παρατήρησης από την Μέση Στάθμη της Θάλασσας.
- γ. Η τοπογραφία του ορίζοντα του σημείου παρατήρησης. Στην ουσία αφορά το ανάγλυφο της ευρύτερης περιοχής γύρω από το σημείο παρατήρησης και
- δ. Η ανακλαστικότητα της επιφάνειας που δέχεται την ακτινοβολία, η οποία εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το είδος της επιφάνειας (ατμοσφαιρικά αιωρήματα – έδαφος – νερό) και από την υφή της εδαφοκάλυψης. Στον Πίνακα 1-2 φαίνεται η ανακλαστικότητα ορισμένων επιφανειών.

Επιφάνεια	Ανακλαστικότητα (%)
Χιόνι, φρέσκο	75 - 95
Χιόνι, παλιό και βρώμικο	40 - 60
Πάγος	70
Νερό (κατά μέσο όρο)	10
Γυμνό έδαφος	15
Άμμος	18 – 28
Δάσος	5 – 10
Γρασίδι	15 - 25
Κατοικημένες περιοχές (πόλεις)	14 - 18
Νέφος (πυκνό στρώμα)	50 – 85
Νέφος (λεπτό στρώμα)	5 - 50

Πίνακας 1-2: Ανακλαστικότητα (Albedo) διαφόρων επιφανειών.

Γεωμετρικοί παράγοντες

Σε αυτούς περιλαμβάνονται ο προσανατολισμός και η κλίση της επιφάνειας που δέχεται την ακτινοβολία σε σχέση με την κατεύθυνση των ηλιακών ακτίνων. Οι γεωμετρικοί αυτοί παράγοντες σχετίζονται με τις εποχές του έτους.

Εξασθένηση ακτινοβολίας

Με τον όρο εξασθένηση ακτινοβολίας αναφερόμαστε στην απορρόφηση και στη σκέδαση της ακτινοβολίας κατά τη φάση διέλευσης της μέσα από τα ατμοσφαιρικά στρώματα. Με βάση τα παραπάνω, μπορούμε να ορίσουμε σαν άμεση ηλιακή ακτινοβολία, το ποσό της ακτινοβολίας που φθάνει στη επιφάνεια της Γης σαν δέσμη ακτίνων που προέρχονται απευθείας από τον Ήλιο. Ταυτόχρονα, στην άμεση ηλιακή ακτινοβολία προστίθεται και ένα μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που διαχέεται από την Ατμόσφαιρα και φθάνει και αυτή στην επιφάνεια του εδάφους σαν διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία.

1.7.5 Εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα

Η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διέλευση της μέσα από την Ατμόσφαιρα υφίσταται εξασθένηση από τα συστατικά της λόγω απορρόφησης και σκέδασης. Και τα δύο παραπάνω φαινόμενα εξαρτώνται από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Η εξασθένηση της μονοχρωματικής ακτινοβολίας I_λ κατά τη διάδοση της σε ομογενές μέσο δίδεται από το νόμο του Beer:

$$\frac{dI_\lambda}{I_\lambda} = -\mu_{(\lambda)} \rho dx$$

όπου μ ο φασματικός συντελεστής μείωσης της μονοχρωματικής ακτινοβολίας, ρ η πυκνότητα του μέσου μέσα στο οποίο διαδίδεται η

ακτινοβολία και dx το μήκος της διαδρομής. Ολοκληρώνοντας την παραπάνω σχέση για μήκος διαδρομής L έχουμε:

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} \exp\left(-\int_0^L \mu_{\lambda} \rho dx\right)$$

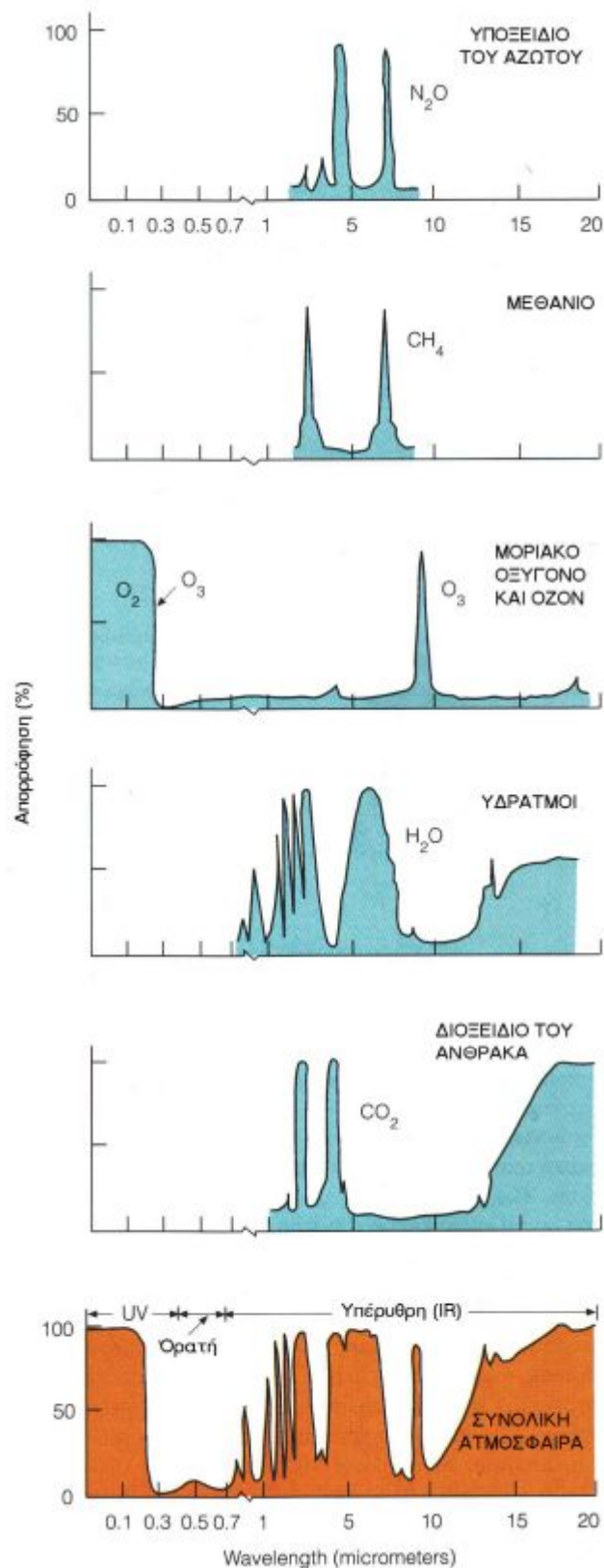
όπου $I_{o\lambda}$ η ολική ένταση της ακτινοβολίας που φτάνει στα όρια του μέσου, ενώ το ολοκλήρωμα $M = \int_0^L \rho dx$ εκφράζει τη συνολική μάζα του μέσου που διανύει η ακτινοβολία.

Ο συντελεστής εξασθένησης μπορεί να γραφεί σαν το άθροισμα του συντελεστή απορρόφησης a_{λ} και του συντελεστή σκέδασης s_{λ} , δηλαδή $\mu_{\lambda} = a_{\lambda} + s_{\lambda}$. Οι δύο παραπάνω συντελεστές έχουν μονάδες αντιστρόφου μήκους και εξαρτώνται από το μήκος κύματος, το μέσο διάδοσης και την απόσταση που διανύει η ακτινοβολία μέσα σε αυτό.

1.7.5.1 Απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας

Η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας εξαιτίας της απορρόφησης οφείλεται στη μετατροπή της ηλιακής ακτινοβολίας κυρίως σε θερμότητα. Αν και το φάσμα απορρόφησης της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας από την Ατμόσφαιρα, εκτείνεται από τις ακτίνες X μέχρι τα μικρά ραδιοκύματα, εμείς σε αυτό το κεφάλαιο θα αναφερθούμε στην απορρόφηση που ασκεί η Ατμόσφαιρα στην ηλιακή ακτινοβολία. Το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας βρίσκεται μεταξύ 0,1 και 20 μm και καλύπτει τις περιοχές της υπεριώδους, της ορατής και υπέρυθρης ακτινοβολίας.

Η απορρόφηση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας από τον αέρα στην Ατμόσφαιρα αποτελεί την κύρια διεργασία που καθορίζει το κλίμα στη Γη και τις διεργασίες που συνδέονται με την ατμοσφαιρική χημεία. Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1-11 τα πιο σημαντικά αέρια για απορρόφηση είναι το O_2 , O_3 , H_2O και CO_2 . Το φάσμα απορροφήσεως των διαφόρων αερίων είναι περίπλοκο αλλά όπως φαίνεται από το Σχήμα 1-11 η απορρόφηση της ακτινοβολίας είναι πάρα πολύ έντονη σε ορισμένα μήκη κύματος ώστε να μην φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους ηλιακή ακτινοβολία. Το H_2O και CO_2 είναι ισχυροί απορροφητές στο υπέρυθρο ενώ πολύ φτωχοί απορροφητές στην ορατή ακτινοβολία. Άλλα ατμοσφαιρικά αέρια που απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία είναι το N_2O και CH_4 . Σημαντική απορρόφηση, βέβαια, ασκεί και ο αιωρούμενος στην Ατμόσφαιρα κονιορτός χωρίς όμως συγκεκριμένη φασματική προτίμηση. Με τη βοήθεια του σχήματος 1-11, θα αναλύσουμε την φασματική προτίμηση των αερίων της Ατμόσφαιρας που προαναφέραμε :



Σχήμα 1-11: Απορρόφηση ακτινοβολίας από αέρια στην Ατμόσφαιρα (Πηγή: Ahrens, 1994).

- **Οξυγόνο**

Οι ζώνες απορρόφησης της ακτινοβολίας από το οξυγόνο εμφανίζονται λίγο στο ορατό και υπέρυθρο ενώ είναι πιο έντονες στο υπεριώδες από 0,1 μm έως 0,3 μm . Η απορροφούμενη από το οξυγόνο ηλιακή ακτινοβολία με μήκος κύματος μικρότερο από 0,2 μm προκαλεί τη διάσπαση του μοριακού οξυγόνου και τον σχηματισμό στη συνέχεια του όζοντος.

- **Όζον**

Οι ζώνες απορρόφησης του όζοντος είναι παρόμοιες με αυτές του οξυγόνου. Το όζον παρουσιάζει ιδιαίτερα μεγάλη απορροφητική ικανότητα στο υπεριώδες τμήμα του φάσματος και μάλιστα μεταξύ 0,2 και 0,3 μm με απόλυτο μέγιστο απορρόφησης στα 255 nm. Στο ορατό φάσμα παρατηρείται μια μικρή ζώνη απορρόφησης μεταξύ 0,41 μm – 0,8 μm . Στο υπέρυθρο φάσμα οι περισσότερες ζώνες απορρόφησης του όζοντος επικαλύπτονται από τις ζώνες απορρόφησης άλλων αερίων (διοξείδιο του άνθρακα και υδρατμών) με μια σημαντική μόνο στενή περιοχή απορρόφησης μεταξύ 9 μm -10 μm .

Αξίζει να αναφέρουμε εδώ ότι η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από το όζον (ιδιαίτερα στην περιοχή της υπεριώδους ακτινοβολίας) εκτός του ότι αποτελεί τη βασική πηγή θέρμανσης των ανώτερων στρωμάτων της Ατμόσφαιρας, την ίδια στιγμή προστατεύει τη βιόσφαιρα από την επικίνδυνη αυτή περιοχή της ηλιακής ακτινοβολίας.

- **Διοξείδιο του άνθρακα**

Οι ζώνες απορρόφησης του διοξειδίου του άνθρακα εντοπίζονται μόνο στην περιοχή του υπέρυθρου και συγκεκριμένα στις περιοχές 1 μm -2 μm , 2,05 μm – 2,7 μm , 4,3 μm - 12,9 μm και 12,9 μm -17,1 μm . Η ισχυρότερη ζώνη απορρόφησης παρατηρείται στο μήκος κύματος των 4,3 μm , χωρίς όμως να θεωρείται μεγάλης σημασίας αφού, τόσο για την ηλιακή ακτινοβολία όσο και για τη γήινη, αντιπροσωπεύει πολύ μικρό ποσό ενέργειας. Μεγαλύτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περιοχή των 12,9 μm -17,1 μm γιατί αφενός μεν είναι μία ευρεία περιοχή, αφετέρου βρίσκεται στο μέγιστο της θερμικής εκπομπής της Ατμόσφαιρας.

- **Υδρατμοί**

Οι υδρατμοί παρουσιάζουν το μεγαλύτερο ενδιαφέρον στην απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από όλους τους άλλους απορροφητές, όχι μόνο επειδή η ποσότητά τους είναι σημαντική κι εύκολα μεταβλητή αλλά κι επειδή παρουσιάζουν πολλές και εκτεταμένες ζώνες απορρόφησης, κυρίως στο υπέρυθρο φάσμα. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 1-11 διαπιστώνουμε ότι οι υδρατμοί παρουσιάζουν ολική απορρόφηση στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος.

Γενικά στα τμήματα του υπέρυθρου φάσματος η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας εξαρτάται από την περιεκτικότητα της Ατμόσφαιρας σε υδρατμούς όπου αυξάνει η απορρόφηση με αυξανόμενη τη συγκέντρωση των υδρατμών. Η σχέση που συνδέει την αύξηση της απορρόφησης με την

αντίστοιχη αύξηση των υδρατμών δίδεται από τον εμπειρικό τύπο των Mügge-Moler:

$$\Delta I = 0,171(\Delta h \cdot P_w)^{0.303} \text{ cal} \times \text{cm}^{-2} \times \text{min}^{-1}$$

όπου ΔI η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας, Δh το πάχος της ατμοσφαιρικής μάζας την οποία διαπερνάει η δέσμη των ηλιακών ακτίνων και P_w το εκτιμώμενο υετίσιμο νερό σε cm.

Συνοψίζοντας θα μπορούσαμε να αναφέρουμε ότι :

- Για $\lambda < 0,3 \mu\text{m}$ (υπεριώδες), η ηλιακή ενέργεια φιλτράρεται από το όζον και το οξυγόνο σχεδόν ολικά και για το λόγο αυτό η ενέργεια που περιέχεται στην περιοχή αυτή του φάσματος και φτάνει στην επιφάνεια της Γης, είναι πολύ μικρή. Δικαιολογημένα λοιπόν το στρώμα του όζοντος θεωρείται η προστατευτική ασπίδα για την ανάπτυξη και τη διατήρηση κάθε μορφής ζωής πάνω στον πλανήτη.
- Στην περιοχή του ορατού φάσματος ($0,3\mu\text{m} - 0,7$) μm παρατηρείται μικρή απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας, κυρίως από το όζον και το οξυγόνο, επιτρέποντας έτσι μεγάλα ποσά ενέργειας να φθάσουν στην επιφάνεια της Γης. Αξίζει να σημειωθεί ότι στην απορροφητικότητα της περιοχής αυτής, από την Ατμόσφαιρα, εξαρτώνται και οι διάφορες αποχρώσεις του ουρανού.

Στην περιοχή του υπέρυθρου φάσματος ($\lambda > 0,7\mu\text{m}$) παρατηρείται μια σταδιακή αύξηση της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας η οποία βασικά οφείλεται στους υδρατμούς και στο οξυγόνο και σε άλλα αέρια με σημαντικές ζώνες απορρόφησης όπως είναι π.χ. το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O) και το μεθάνιο (CH_4)

Έχει διαπιστωθεί ότι η γήινη ακτινοβολία απορροφάται έντονα από τα συστατικά της Ατμόσφαιρας με μεγάλο μοριακό βάρος όπως είναι οι υδρατμοί (H_2O), το όζον (O_3), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μεθάνιο (CH_4) και το οξείδιο του αζώτου (N_2O).

Η συνολική αυτή απορρόφηση των παραπάνω συστατικών της γήινης ακτινοβολίας αποτελεί την σπουδαιότερη πηγή θέρμανσης της Ατμόσφαιρας. Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζεται η απορρόφηση της γήινης ακτινοβολίας από τα συστατικά της Ατμόσφαιρας:

Φασματική περιοχή	Ικανότητα απορρόφησης ακτινοβολίας
$\lambda < 5 \mu\text{m}$	Ασήμαντη απορρόφηση
$5\mu\text{m} \leq \lambda \leq 8\mu\text{m}$	Ισχυρή απορρόφηση από H_2O
$8\mu\text{m} \leq \lambda \leq 12\mu\text{m}$	Ασθενής απορρόφηση από H_2O και O_3
$12\mu\text{m} \leq \lambda \leq 17\mu\text{m}$	Ισχυρή απορρόφηση από CO_2
$17\mu\text{m} \leq \lambda \leq 19\mu\text{m}$	Ασθενής απορρόφηση από H_2O
$\lambda \geq 19\mu\text{m}$	Ισχυρή απορρόφηση από H_2O

Από τον παραπάνω πίνακα προκύπτει ότι η θερμοκρασία της Ατμόσφαιρας εξαρτάται κατά ένα μεγάλο βαθμό από την ποσότητα των υδρατμών και του διοξειδίου του άνθρακα που υπάρχουν μέσα σ' αυτή. Συνεπώς μεταβολές των συστατικών αυτών θα επηρεάζουν προφανώς την θερμική κατάσταση της Ατμόσφαιρας.

Αξίζει επίσης να αναφέρουμε, όπως φαίνεται και από το σχήμα 1-11 ότι ακτινοβολίες από 8 μm μέχρι 12 μm παρουσιάζουν μικρή σχετικά απορρόφηση από το σύνολο σχεδόν των συστατικών του ατμοσφαιρικού αέρα. Η παρατήρηση αυτή σε συνδυασμό με το γεγονός ότι στην περιοχή αυτή βρίσκεται το μέγιστο της γήινης ακτινοβολίας (σύμφωνα με το νόμο του Wien) δικαιολογεί το σημαντικό ποσοστό (6%) της γήινης ακτινοβολίας που διαφεύγει στο διάστημα.

Αποτέλεσμα αυτής της αδιάκοπης απώλειας προς το διάστημα είναι η παρατηρούμενη κατά τη νύχτα, ψύξη των παρεδάφρων στρωμάτων του ατμοσφαιρικού αέρα. Η φασματική αυτή περιοχή των 8 μm -12 μm είναι γνωστή ως ατμοσφαιρικό παράθυρο. Η υπόλοιπη ποσότητα της γήινης ακτινοβολίας (94%) απορροφάται από την Ατμόσφαιρα και αποτελεί, όπως προαναφέραμε, την σημαντικότερη πηγή θέρμανσής της.

Τα σύννεφα είναι πολύ καλοί εκπομποί της υπέρυθρης ακτινοβολίας τόσο από την κορυφή όσο και από τη βάση τους και την εκπέμπουν στο διάστημα ή στο έδαφος αντίστοιχα. Το έδαφος με τη σειρά του επανεκπέμπει την υπέρυθρη ακτινοβολία πίσω στα νέφη. Για αυτό το λόγο Με αυτό τον τρόπο τα βράδια που παρατηρείται νέφωση είναι πιο ζεστά από ότι εάν ήταν ανέφελα. Σε περίπτωση όμως που τα σύννεφα παραμείνουν και τις επόμενες ημέρες τότε δεν επιτρέπουν το ηλιακό φως να φτάσει στο έδαφος και το ανακλούν πίσω στο διάστημα. Με αυτό τον τρόπο το έδαφος δε δέχεται αρκετή ηλιακή ακτινοβολία με αποτέλεσμα οι επόμενες μέρες με νέφωση να είναι γενικά πιο ψυχρές από ότι θα ήταν οι αντίστοιχες ανέφελες ημέρες.

1.7.5.2 Σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας

Η ατμοσφαιρική σκέδαση οφείλεται στην αλληλεπίδραση των φωτονίων με τα μόρια του αέρα και τα αιωρούμενα σωματίδια στην Ατμόσφαιρα. Κατά τη διεργασία αυτή, οποιοδήποτε σωματίδιο παρεμβληθεί στην πορεία ενός ηλεκτρομαγνητικού κύματος, αφαιρεί ενέργεια από αυτό, την οποία επανεκπέμπει σε στερεά γωνία 4 π με κέντρο το σωματίο.

Η δευτερογενής εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας λόγω σκέδασης προέρχεται από τα ηλεκτρόνια των σωματιδίων, τα οποία με την επίδραση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας εκτελούν εξαναγκασμένες ταλαντώσεις, με αποτέλεσμα τα σωματίδια (μόρια ή αιωρήματα) να γίνονται πηγές ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Στην Ατμόσφαιρα η ακτινοβολία σκεδάζεται από σωματίδια με διαστάσεις που κυμαίνονται από το μέγεθος των μορίων (10^{-4} μm) μέχρι το μέγεθος των υδροσταγονιδίων (10 μm) και το μέγεθος των σταγόνων της βροχής ($10^2 - 10^4$ μm).

Υπάρχουν δύο βασικά είδη σκέδασης της ακτινοβολίας στην Ατμόσφαιρα, που συνδέονται με τις διαστάσεις των σωματιδίων σε σχέση με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Όταν τα σωματίδια που είναι υπεύθυνα για τη σκέδαση έχουν διαστάσεις πολύ μικρότερες από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας έχουμε τη σκέδαση Rayleigh. Τυπικό παράδειγμα σκέδασης Rayleigh αποτελούν τα μόρια των ατμοσφαιρικών αερίων. Στην περίπτωση που τα σωματίδια έχουν διάμετρο μεταξύ 10^{-2} και 10^2 φορές το μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας, η σκέδαση ονομάζεται σκέδαση Mie. Η σκέδαση Mie οφείλεται στα αιωρούμενα σωματίδια της Ατμόσφαιρας, τα υδροσταγονίδια, τη σκόνη κλπ.

Κατά τη θεωρητική μελέτη της σκέδασης, η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας σε κάποιο σημείο του τρισδιάστατου χώρου, του μέσου που προκαλεί τη σκέδαση, υπολογίζεται σαν το αθροιστικό αποτέλεσμα όλων των δευτερογενών εκπομπών των κέντρων σκέδασης. Αν τα κέντρα σκέδασης είναι μόρια απόλυτα όμοια και διατεταγμένα σε ίσες αποστάσεις, το αθροιστικό αποτέλεσμα των δευτερογενών εκπομπών θα μηδενιζόταν λόγω συμβολής προς όλες τις κατευθύνσεις, εκτός από τη διεύθυνση της προσπίπτουσας φωτεινής δέσμης, προς την οποία θα διαδίδονταν το ηλεκτρομαγνητικό κύμα με ταχύτητα:

$$u = \frac{c_0}{n} \quad (1-20)$$

όπου c_0 η ταχύτητα του φωτός στο κενό και n ο δείκτης διάθλασης του μέσου.

Τα μόρια της Ατμόσφαιρας εξαιτίας της θερμικής κίνησης δεν έχουν ακριβώς ίσες αποστάσεις και κατά συνέπεια δεν επέρχεται πλήρης απόσβεση των δευτερογενών εκπομπών.

Σκέδαση Rayleigh

Η σκέδαση Rayleigh οφείλεται σε μόρια αερίων ή σωματίδια με διαστάσεις πολύ μικρότερες από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Στην περίπτωση αυτή η ποσότητα του φωτός που σκεδάζεται είναι αντιστρόφως ανάλογη της τέταρτης δύναμης του μήκους κύματος της ακτινοβολίας. Ο φασματικός συντελεστής σκέδασης όγκου που δίνεται σε μονάδες αντιστρόφου μήκους στη σκέδαση Rayleigh δίδεται από τη σχέση:

$$s_\lambda = \frac{32\pi^3}{3\lambda^4} \frac{(n-1)^2}{N} \quad (1-21)$$

όπου n ο δείκτης διάθλασης του μέσου και N η αριθμητική πυκνότητα των σκεδάζοντων σωματιδίων. Παρατηρούμε ότι η σκέδαση είναι εντονότερη για τα μικρότερα μήκη κύματος. Το γαλάζιο χρώμα του ουρανού εξηγείται από την εντονότερη σκέδαση του γαλάζιου χρώματος ($\lambda \approx 425\mu\text{m}$) σε σχέση με το ερυθρό ($\lambda \approx 650\mu\text{m}$). Η σκέδαση Rayleigh δεν είναι ομοιόμορφη προς όλες τις διευθύνσεις, αλλά παρουσιάζει μέγιστα στη διεύθυνση διάδοσης της

ακτινοβολίας και στην αντίθετη σε αυτή διεύθυνση και ελάχιστα στις κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης διευθύνσεις.

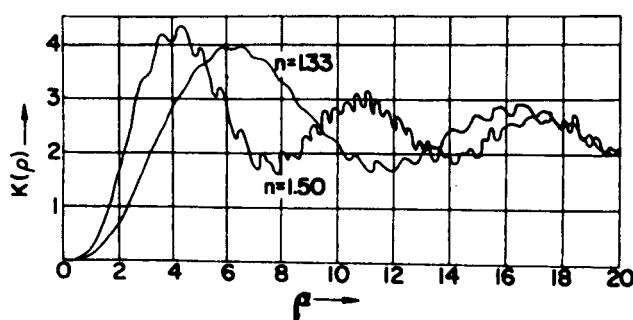
Σκέδαση Mie

Στην περίπτωση που τα κέντρα σκέδασης έχουν ακτίνα μεγαλύτερη από 0,1λ της προσπίπτουσας ακτινοβολίας τότε δεν ισχύουν οι σχέσεις της σκέδασης Rayleigh. Στην Ατμόσφαιρα, όπως είναι γνωστό, υπάρχουν στερεά και υγρά σωματίδια που οι διαστάσεις τους είναι οπωσδήποτε μεγαλύτερες από τα μήκη κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας, π.χ πυρήνες συμπύκνωσης που μετέχουν στο σχηματισμό νεροσταγονιδίων έχουν διαστάσεις από 0,1μm έως 10 μm και προκαλούν έντονη σκέδαση, ιδιαίτερα στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα όπου η συγκέντρωσή τους είναι σημαντική. Τα νεφροσταγονίδια της ομίχλης και των νεφών προκαλούν επίσης σημαντική σκέδαση και έχουν διαστάσεις από 0,01 μm-100 μm.

Ο συντελεστής σκέδασης όγκου στη σκέδαση Mie δίδεται από τη σχέση:

$$s_{\lambda} = \pi r^2 (K \rho, n) \quad (1-22)$$

όπου N η αριθμητική πυκνότητα των σκεδάζοντων σωματιδίων και K(ρ,n) η συνάρτηση που εξαρτάται από το δείκτη διάθλασης του μέσου n και την αδιάστατη παράμετρο $\rho = 2\pi r / \lambda$. Στο Σχήμα 1-12 παρουσιάζεται η γραφική παράσταση της συνάρτησης K(ρ,n) σε σχέση με την παράμετρο ρ. Παρατηρούμε ότι η συνάρτηση K(ρ,n) παίρνει τις μέγιστες τιμές όταν η παράμετρος ρ έχει τιμές μεταξύ 4 και 6. Αντίθετα για μεγάλα μεγέθη σωματιδίων η τιμή της διατηρείται σχεδόν σταθερή και ίση με 2.



Σχήμα 1-12: Μεταβολή της συνάρτησης K(ρ,n) σε σχέση με τον παράγοντα $\rho = 2 \pi r / \lambda$ και για τιμές του δείκτη διάθλασης 1.33 και 1.50.

Η ένταση της σκεδαζόμενης από μεγάλα σωματίδια ακτινοβολίας είναι ανομοιόμορφη σε διάφορες διευθύνσεις με μέγιστο στη διεύθυνση διάδοσης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Η αύξηση του μεγέθους των σωματιδίων που σκεδάζουν την ακτινοβολία έχει σαν αποτέλεσμα η σκέδαση να μην πραγματοποιείται προς όλες τις διευθύνσεις και να περιορίζεται στη διεύθυνση διάδοσης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Είναι φανερό ότι για

μικρότερες ακτίνες σωματιδίων η σκέδαση Mie ταυτίζεται με τη σκέδαση Rayleigh.

1.7.6 Το φαινόμενο του θερμοκηπίου

Με βάση όλα όσα έχουν αναφερθεί στις προηγούμενες παραγράφους γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι αν η Γη δεν είχε Ατμόσφαιρα, καθώς θα έπεφτε η μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης, ένα μέρος της θα ανακλόταν και θα επέστρεφε στο διάστημα, ενώ το μεγαλύτερο τμήμα της θα απορροφούνταν και στη συνέχεια θα επανεκπέμπονταν πίσω στο διάστημα με την μορφή υπέρυθρης ακτινοβολίας (μεγάλου μήκους κύματος). Η Γη τότε θα είχε θερμοκρασία ίση με την ενεργό θερμοκρασία, δηλαδή 288K (-18° C) και κατά συνέπεια η επιφάνεια του πλανήτη μας θα ήταν μία απέραντη παγωμένη έκταση, αφιλόξενη για τα περισσότερα είδη της πανίδας και της χλωρίδας. Χάρη όμως στην Ατμόσφαιρα της Γης και τις θερμοσυλλεκτικές ιδιότητες μερικών από τα αέρια που μετέχουν στη σύνθεση της, η μέση θερμοκρασία της Γης ανεβαίνει κατά 33° C και βρίσκεται στο πρόσφορο για την βιόσφαιρα επίπεδο των 15° C.

Το 1827 ο Γάλλος Jean Baptist Fourier αναφέρεται για πρώτη φορά σε ένα φαινόμενο που κάνει τη θερμοκρασία της Γης υψηλότερη και το παρομοιάζει με αυτό του θερμοκηπίου. Πολύ αργότερα το 1896 ο Σουηδός Svarnte Arrenius υποστηρίζει ότι η θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης επηρεάζεται σημαντικά από τα αέρια που βρίσκονται στην Ατμόσφαιρα, τα οποία έχουν την ιδιότητα να συγκρατούν την θερμότητα.

Από το σχήμα 1-11 προκύπτει ότι μία ομάδα αερίων που μετέχουν σε μικρά ποσοστά στην σύσταση του ατμοσφαιρικού αέρα, απορροφούν την ακτινοβολούμενη από την επιφάνεια της Γης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία και μέρος αυτής το επανεκπέμπουν πίσω στην γήινη επιφάνεια. Τα αέρια αυτά, γνωστά και ως αέρια του θερμοκηπίου, είναι οι υδρατμοί (γενικά το νερό και στις τρεις μορφές του : στερεό – υγρό και αέριο), το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂), το τροποσφαιρικό όζον (O₃), το μεθάνιο (CH₄), το υποξείδιο του αζώτου (N₂O) και τέλος οι χλωροφθοράνθρακες (CFC's), οι οποίοι ουδέποτε αποτελούσαν συστατικό του ατμοσφαιρικού αέρα αλλά προστέθηκαν στην Ατμόσφαιρα από ανθρωπογενείς δραστηριότητες.

Το σύνολο σχεδόν των συστατικών της Ατμόσφαιρας επιτρέπει την διέλευση της ορατής και της υπέρυθρης ακτινοβολίας (αφού το στρατοσφαιρικό όζον και το οξυγόνο έχουν παρεμποδίσει τη διέλευση της υπεριώδους ακτινοβολίας) προκειμένου να φθάσει στην επιφάνεια της Γης. Στη συνέχεια όμως τα γνωστά πλέον αέρια της Ατμόσφαιρας (αέρια του θερμοκηπίου), απορροφούν σε μεγάλο βαθμό την εκπεμπόμενη γήινη ακτινοβολία, παρεμποδίζοντας την να εξέλθει προς το διάστημα. Η συμπεριφορά αυτή της Ατμόσφαιρας είναι γνωστή ως “Φαινόμενο του Θερμοκηπίου” επειδή κάτι παρόμοιο, θεωρητικά τουλάχιστον, ισχύει και στον τρόπο λειτουργίας του θερμοκηπίου όπου το γυάλινο κάλυμμα του επιτρέπει στην ηλιακή ακτινοβολία να περάσει ανεμπόδιστα μέσα στο θερμοκήπιο, ενώ

παρεμποδίζει την εξερχόμενη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία, προκαλώντας με τον τρόπο αυτό αύξηση της θερμοκρασίας στο εσωτερικό του θερμοκηπίου.

Στην πραγματικότητα όμως νεώτερες επιστημονικές έρευνες υποστηρίζουν ότι η μεγάλη θερμοκρασία που επιτυγχάνεται στα θερμοκήπια οφείλεται κατά το μεγαλύτερο ποσοστό στο εγκλωβισμό του αέρα και στη παρεμπόδιση των κατακόρυφων κινήσεων του, με συνέπεια να μην επιτρέπεται η απαγωγή θερμότητας από το θερμοκήπιο. Η σημασία του εμποδισμού της απαγωγής θερμότητας είναι 4 με 5 φορές μεγαλύτερη από εκείνη της απορρόφησης της ακτινοβολίας στα μεγάλα μήκη κύματος από το γυαλί του θερμοκηπίου. Κατόπιν τούτου πολλοί επιστήμονες χρησιμοποιούν τον όρο “ατμοσφαιρικό φαινόμενο” αντί του μη ευδόκιμου όρου φαινόμενο του θερμοκηπίου, όταν αναφέρονται στη θέρμανση της Ατμόσφαιρας από την απορρόφηση μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία.

Επομένως το ατμοσφαιρικό αυτό φαινόμενο της απορρόφησης και επανεκπομπής της μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας προς την επιφάνεια της Γης είναι σωτήριο για την ανάπτυξη και την επιβίωση κάθε μορφής ζωής πάνω στον πλανήτη. Προκειμένου βέβαια να διατηρηθεί μία πλήρης ισορροπία του οικοσυστήματος, απαιτείται η συγκέντρωση αυτή των παραπάνω αερίων της Ατμόσφαιρας να μην παρουσιάζει σημαντικές αυξομειώσεις, διότι διαφορετικά είναι πιθανό να προκληθούν μικρές θερμοκρασιακές μεταβολές, οι οποίες με την σειρά τους θα επιφέρουν κλιματικές αλλαγές πάνω στον πλανήτη. Γεωλογικές έρευνες αποκαλύπτουν ότι υπήρξαν περίοδοι στην ιστορία της Γης που η επιφάνεια της ήταν θερμότερη ή ψυχρότερη απ’ ότι είναι σήμερα, προκαλώντας σημαντικές κλιματικές αλλαγές, οι οποίες όμως είναι αδύνατο να γίνουν αντιληπτές από την μικροκλίμακα της ζωής ενός ανθρώπου.

1.7.7. Παραγωγή αερίων του Θερμοκηπίου και Δυναμική επίδραση τους στην αύξηση της Θερμοκρασίας

Στην επιφάνεια της Γης παρατηρείται μία ισορροπία μεταξύ της καταστροφής των αερίων της Ατμόσφαιρας και της παραγωγής αντίστοιχα αυτών. Αυτό όμως που έχει σημασία να εξετάσουμε πιο προσεκτικά είναι η παραγωγή και συσσώρευση των αερίων του θερμοκηπίου τα οποία όπως έχουμε αναφέρει και προηγούμενα διαδραματίζουν ένα σημαντικό ρόλο στη διατήρηση μιας ευνοϊκής για τη ζωή μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη, ενώ παράλληλα ενοχοποιούνται για τη μικρή αύξηση της μέσης τιμής τα τελευταία χρόνια. Τα σημαντικότερα από αυτά τα αέρια είναι :

Υδρατμοί (H_2O) : Η συγκέντρωση των υδρατμών παρουσιάζεται εξαιρετικά μεταβλητή τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Η ποσότητα τους ελαττώνεται ταχύτατα με το ύψος όπου πάνω από τα 10 Km η συγκέντρωσή τους είναι πολύ μικρή, και σχεδόν αμελητέα σε ακόμη μεγαλύτερα ύψη. Οι υδρατμοί θεωρούνται σημαντικοί φορείς της θερμικής ενέργειας του πλανήτη μας και το αίτιο δημιουργίας πολλών μετεωρολογικών φαινομένων. Επιπλέον οι υδρατμοί είναι ένα δραστικό αέριο του θερμοκηπίου, αφού απορροφούν το μεγαλύτερο μέρος της εκπνευόμενης γήινης ακτινοβολίας, διαδραματίζοντας

έτσι ένα σημαντικό ρόλο στο ισοζύγιο θερμικής ενέργειας μεταξύ της επιφάνειας της Γης και της Ατμόσφαιρας .

Διοξείδιο του Άνθρακα (CO₂) : Αέριο συστατικό της Ατμόσφαιρας του οποίου η περιεκτικότητα μεταβάλλεται χρονικά και τοπικά και είναι περίπου 0,0355% κατά όγκο (ή 355 ppm – parts per million). Οι φυσικές δεξαμενές του CO₂ είναι οι ωκεανοί, τα ιζηματογενή ανθρακικά πετρώματα, η βιόσφαιρα και η Ατμόσφαιρα .

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂) εισέρχεται στην Ατμόσφαιρα:

- από τις βιολογικές διεργασίες της αναπνοής και του μεταβολισμού της οργανικής ύλης των ζώντων οργανισμών τόσο της ξηράς όσο και της θάλασσας.
- από την αποσύνθεση των οργανικών στοιχείων μέσα στο έδαφος.
- από τις καύσεις της οργανικής ύλης (άνθρακας, πετρέλαιο, ξύλα, υγραέριο κλπ.)
- από φυσικές πηγές (εκρήξεις των ηφαιστείων, αέρια των θερμοπηγών, διάβρωση των ανθρακικών πετρωμάτων κ .α).

Παράλληλα με την συνεχή παραγωγή του διοξειδίου του άνθρακα, υπάρχει και αντισταθμιστικός μηχανισμός που δεσμεύει ποσότητα αυτού και διατηρείται, κατά το τρόπο αυτό, μια ισορροπία ή κάποιο δυναμικό ισοζύγιο. Η δέσμευση αυτή του CO₂ γίνεται με τη βοήθεια των παρακάτω διαδικασιών:

- Με τη φωτοσύνθεση, που μετακινεί ετήσια το 3% της ολικής πλανητικής ποσότητας του CO₂ από την αέρια φάση στην παραγόμενη στερεή οργανική ύλη.
- Στους ωκεανούς το CO₂ διαλύεται μέσα στο νερό και ένα μέρος αυτού χρησιμεύει για την δημιουργία των ανθρακικών ενώσεων (υπό μορφή σκελετών και κελυφών των θαλάσσιων οργανισμών, πετρωμάτων κλπ.), ενώ το υπόλοιπό περίπου 1% διατηρείται διαλυμένο στο νερό.
- Στην ξηρά, νεκρά οργανικά υλικά μετατρέπονται σε χούμο, που μπορεί να δημιουργήσει ένα νέο απόθεμα καυσίμων στο απώτερο μέλλον.

Το διοξείδιο του άνθρακα αν και παρουσιάζει μικρή συγκέντρωση στην Ατμόσφαιρα παίζει σπουδαίο ρόλο στη θερμο-οικονομία του πλανήτη μας, γιατί ενώ είναι σχεδόν διαπερατό στη μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία, απορροφά πολύ έντονα τη μεγάλου μήκους κύματος γήινη ακτινοβολία, το μεγαλύτερο μέρος της οποίας επανεκπέμπει πίσω στη Γη.

Εξαιτίας της μεγάλης επίδρασης του CO₂ πάνω στο θερμικό ισοζύγιο του συστήματος Γη – Ατμόσφαιρα, το πρόβλημα που απασχολεί σήμερα πάρα πολλούς ερευνητές είναι η αύξηση της συγκέντρωσης του CO₂ στην Ατμόσφαιρα και οι επιπτώσεις της στις κλιματικές αλλαγές.

Στο σχήμα 1-1 που μελετήσαμε εμφανίζονται οι αυξανόμενες συγκεντρώσεις του CO₂ από το 1958 έως το 1992 στο παρατηρητήριο Mauna Loa της Χαβάης. Η ραγδαία αύξηση της συγκέντρωσης του CO₂ στην Ατμόσφαιρα συνδέεται άμεσα με την έναρξη της βιομηχανικής επανάστασης στα τέλη του

17 αιώνα, όπου εμφανίζεται μια συσχέτιση αυτής με την αύξηση των εκπομπών CO₂ κυρίως λόγω της καύσης ανθρακούχων καυσίμων .

Μεθάνιο (CH₄): Το μεθάνιο περιλαμβάνεται μεταξύ των αερίων που συμβάλλουν στο φαινόμενο του θερμοκηπίου ενώ στην Ατμόσφαιρα παρουσιάζεται σε πολύ μικρές συγκεντρώσεις σε σχέση με το CO₂ και τους υδρατμούς, περίπου 1,7 ppm. Η σπουδαιότητα του ως αέριο του θερμοκηπίου είναι πολύ μεγαλύτερη. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το μεθάνιο είναι 20 έως 30 φορές περισσότερο αποτελεσματικό σε σχέση με το CO₂ στην απορρόφηση της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη.

Το μεθάνιο παράγεται από αναερόβιες βιολογικές διεργασίες ζύμωσης. Έτσι παράγεται από αναερόβια βακτήρια σε υγρότοπους όπου υπάρχει έλλειψη οξυγόνου, όπως οι βάλτοι αλλά και ακόμη σε χώρους υγειονομικής ταφής.

Παράγεται επίσης στα έντερα των φυτοφάγων ζώων και ιδιαίτερα στα βοοειδή και τα πρόβατα. Ο ανθρώπινος παράγοντας συμβάλλει στη παραγωγή μεθανίου μέσω των “τεχνιτών βαλτών” που χρησιμοποιούνται για τη καλλιέργεια του ρυζιού καθώς και κατά την εξόρυξη κάρβουνου, την άντληση πετρελαίου ή φυσικού αερίου (αφού το μεθάνιο είναι παράγωγο του σχηματισμού τους). Η συγκέντρωση του μεθανίου στην Ατμόσφαιρα υπολογίζεται ότι έχει διπλασιασθεί από τον 18^ο αιώνα μέχρι σήμερα. Αυτή η αύξηση σχετίζεται άμεσα με τη σταδιακή αύξηση του πληθυσμού της Γης αφού αντανakλά τη σχέση παραγωγής του μεθανίου με την ανάπτυξη της γεωργίας και της κτηνοτροφίας.

Υποξείδιο του Αζώτου (N₂O): Πολλές φορές αποκαλείται και “αέριο του γέλιου”. Το υποξείδιο του αζώτου, αν και δεν παράγεται στους ρυθμούς των προαναφερθέντων αερίων του θερμοκηπίου, εντούτοις έχει τη σπουδαιότητα του, αν αναλογισθούμε ότι ο μέσος χρόνος ζωής των μορίων του είναι περίπου 150 χρόνια. Η έστω και μικρή αυξημένη παρουσία του στην Ατμόσφαιρα είναι αποτέλεσμα κυρίως της έντονης γεωργικής δραστηριότητας. Παράγεται βασικά από αναερόβια βακτήρια του εδάφους κατά την απονιτροποίηση νιτρικών ενώσεων όπως π.χ. αζωτούχων λιπασμάτων, τα οποία χρησιμοποιούνται από τους γεωργούς για την λίπανση των καλλιεργήσιμων εδαφών, όπου τα νιτρικά και νιτρώδη ιόντα μετατρέπονται σε υποξείδιο του αζώτου και μοριακό άζωτο και διαφεύγουν στον αέρα και μετασχηματίζονται σε υποξείδιο του αζώτου. Παράγεται επίσης και από την καύση απανθρακωμένων καυσίμων σε πολύ υψηλές θερμοκρασίες. Η αλόγιστη χρήση αζωτούχων λιπασμάτων και η καύση υδρογονανθράκων μπορεί να προκαλέσει με τη συνεχώς αυξανόμενη συγκέντρωση υποξειδίου του αζώτου στην Ατμόσφαιρα στην θέρμανση του πλανήτη περίπου κατά το ήμισυ αυτής του μεθανίου.

Χλωροφθοράνθρακες (CFC's): Αντίθετα από τα παραπάνω αέρια του θερμοκηπίου οι χλωροφθοράνθρακες δεν δικαιολογούν την φυσική παρουσία τους στον ατμοσφαιρικό αέρα. Περιέχονται σε πολλές χημικές ουσίες, οι οποίες έχουν ευρεία χρήση στην λειτουργία των ψυγείων και των κλιματιστικών. Απέκτησαν κακή φήμη εξ' αιτίας της καταστροφής που προκαλούν στο στρατοσφαιρικό όζον, ενώ ο ρόλος τους στην αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη δεν έχει κατανοηθεί πλήρως. Παρόλα αυτά είναι ιδιαίτερα αποτελεσματικά αέρια του θερμοκηπίου, με πολύ μεγάλο χρόνο

παραμονής στην Ατμόσφαιρα. Οι χλωροφθοράνθρακες δεν είχαν αναπτυχθεί μέχρι το 1920, ενώ η χρήση τους μέχρι το 1950 ήταν πολύ περιορισμένη. Σήμερα εμφανίζονται να συμβάλλουν στο φαινόμενο του θερμοκηπίου με το ίδιο ποσοστό όπως το Μεθάνιο. Αν και με το πρωτόκολλο του Μόντρεαλ έχουν τεθεί ισχυροί περιοριστικοί όροι στη χρήση τους, η Ατμόσφαιρα αδυνατεί να απελευθερωθεί από την παρουσία τους για πολλά χρόνια ακόμη λόγω του μεγάλου μέσου χρόνου ζωής αυτών των ενώσεων στην Ατμόσφαιρα.

Από όλα τα παραπάνω αέρια που καταδείξαμε ως φέροντα την ευθύνη για την αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη, το διοξείδιο του άνθρακα χαρακτηρίζεται ως ο μεγάλος ένοχος κυρίως λόγω της καύσης υδρογονανθράκων και της εκτεταμένης καταστροφής των δασών. Βέβαια πολύ εύκολα συμπεραίνει κάποιος ότι αν προστεθούν όλα μαζί τα αέρια του θερμοκηπίου που συμβάλλουν στην αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη (και οφείλονται σε ανθρωπογενείς δραστηριότητες), η συνολική ευθύνη τους θα είναι κατά πολύ μεγαλύτερη αυτής του CO₂.

1.7.8 Ενεργειακό ισοζύγιο της Γης και της Ατμόσφαιρας

Αν και η μέση τιμή της θερμοκρασίας σε διάφορες περιοχές της Γης μπορεί να μεταβάλλεται, πιθανά και σημαντικά, από χρόνο σε χρόνο, παρόλα αυτά το μέσο θερμικό ισοζύγιο ολόκληρης της Γης μεταβάλλεται πολύ ελάχιστα έως ανεπαίσθητα από τον ένα χρόνο στον άλλο. Το γεγονός αυτό καταδεικνύει ότι, σε ετήσια βάση, η Γη και η Ατμόσφαιρα της αποβάλλουν προς το διάστημα την ίδια ποσότητα ενέργειας που λαμβάνουν από τον ήλιο. Η ίδια σχέση ενεργειακού ισοζυγίου θα πρέπει να ισχύει και στην ανταλλαγή θερμικής ενέργειας μεταξύ της επιφάνειας της Γης και της Ατμόσφαιρας της. Έτσι σε ετήσια βάση η γήινη επιφάνεια θα πρέπει να επιστρέφει στην Ατμόσφαιρα το ίδιο ποσό ενέργειας με αυτό που απορροφά. Εάν δεν ισχύει αυτή η σχέση τότε η μέση τιμή της θερμοκρασίας της επιφάνειας της Γης θα πρέπει να μεταβάλλεται.

Το κλίμα της Γης καθορίζεται από την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που αποκόπτεται από την επιφάνεια του πλανήτη και από το κλάσμα της ενέργειας του Ηλίου που απορροφάται. Αν θεωρήσουμε ότι ο Ήλιος εκπέμπει ενέργεια με ρυθμό F από ολόκληρη την επιφάνεια του, τότε η ηλιακή ενέργεια που εκπέμπεται προς όλες τις διευθύνσεις θα ισούται με την ενέργεια που φτάνει στη μέση απόσταση Γης - Ηλίου. Επομένως αν R_s η ακτίνα του Ηλίου και R η μέση απόσταση Γης Ηλίου θα έχουμε:

$$4\pi R_s^2 F = 4\pi R^2 S_0 \quad (1-23)$$

όπου σαν S_0 ορίζεται η ηλιακή σταθερά και αντιπροσωπεύει την ηλιακή ενέργεια που φτάνει στο όριο της γήινης Ατμόσφαιρας. Υπολογίζοντας το ρυθμό εκπομπής ηλιακής ενέργειας από το νόμο των Stefan-Boltzmann και αντικαθιστώντας τις τιμές των R_s και R βρίσκουμε ότι $S_0 = 1370 \text{ Wm}^{-2}$.

Η Γη αποκόπτει ένα μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας προς το διάστημα λόγω του ότι παρεμβάλλεται στην πορεία της ηλιακής ακτινοβολίας με ένα δίσκο εμβαδού πR^2 όπου R είναι η ακτίνα της Γης. Η επιφάνεια της Γης που δέχεται ακτινοβολία από τον ήλιο είναι $4\pi R^2$. Επομένως το κλάσμα της ηλιακής σταθεράς που λαμβάνεται ανά μονάδα επιφάνειας της Γης είναι $(\pi R^2/4\pi R^2)=1/4$ της ηλιακής σταθεράς, δηλαδή περίπου 343 Wm^{-2} .

Ένα μέρος της εισερχόμενης αυτής ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται πίσω στο διάστημα. Το ποσοστό αυτό της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται σε σχέση με την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία ορίζεται ως ανακλαστική ικανότητα ή λευκότητα και συμβολίζεται με R_p . Η ανακλαστικότητα εξαρτάται από την παρουσία νεφών, τη σκέδαση από τα μόρια του αέρα και τα ατμοσφαιρικά αιωρούμενα σωματίδια και την ανακλαστικότητα της ίδιας της επιφάνειας της Γης, που ορίζεται ως R_s . Η ποσότητα $(1-R_p)$ αντιπροσωπεύει το κλάσμα της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από το σύστημα Ατμόσφαιρα-Γη. Για ανακλαστικότητα $R_p=0,3$, η παραπάνω ποσότητα ισούται με 240 Wm^{-2} . Το ποσό αυτό της ακτινοβολίας αντισταθμίζεται σε πλανητικό επίπεδο και σε ετήσια βάση από τη μεγάλου μήκους υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται στο διάστημα από το σύστημα Ατμόσφαιρα-Γη. Η πυκνότητα ροής της υπέρυθρης ακτινοβολίας που εκπέμπει το σύστημα Ατμόσφαιρα-Γη είναι περίπου 340 Wm^{-2} και υπερβαίνει σημαντικά την εξερχόμενη πυκνότητα ροής των 240 Wm^{-2} στο όριο της γήινης Ατμόσφαιρας. Η διαφορά αυτή οφείλεται στην έντονη απορρόφηση και εκπομπή της ηλιακής ακτινοβολίας από τα σύννεφα, τους υδρατμούς και ατμοσφαιρικά αέρια όπως το διοξείδιο του άνθρακα, το μεθάνιο και το υποξείδιο του αζώτου. Το φαινόμενο αυτό (φαινόμενο του θερμοκηπίου) συμβάλει όπως αναπτύχθηκε αναλυτικότερα προηγούμενα στην αύξηση της μέσης θερμοκρασίας του πλανήτη.

Η ενεργός θερμοκρασία ενός πλανήτη είναι εκείνη η θερμοκρασία στην οποία ένα μέλαν σώμα εκπέμπει με την ίδια σταθερή ροή F ενέργειας ίση με τη ροή της ακτινοβολίας του πλανήτη η οποία τελικά εκπέμπεται από το ανώτατο όριο της Ατμόσφαιρας του στο διάστημα. Η ενεργός θερμοκρασία T_e της Γης μπορεί να υπολογιστεί εξισώνοντας την εισερχόμενη και την εξερχόμενη ενέργεια. Η εισερχόμενη ηλιακή ενέργεια (F_s) στην επιφάνεια της Γης είναι:

$$F_s = \frac{S_o}{4}(1 - R_p) \quad (1-24)$$

Θεωρώντας τη Γη μέλαν σώμα θερμοκρασίας T_e , η εκπεμπόμενη ενέργεια από το σύνολο του πλανήτη είναι:

$$F_L = \sigma T_e^4 \quad (1-25)$$

Εξισώνοντας τα F_s και F_L προκύπτει η ακόλουθη έκφραση για την ενεργό θερμοκρασία T_e :

$$T_e = \left(\frac{(1 - R_p)S_o}{4\sigma} \right)^{1/4} \quad (1-26)$$

Για ανακλαστικότητα $R_p = 0,3$ η παραπάνω εξίσωση δίνει ενεργό θερμοκρασία $T_e = 255$ K. Αν απομακρυνόταν όλα τα σύννεφα από την Ατμόσφαιρα της Γης η ανακλαστικότητα θα είχε τιμή περίπου $R_p = 0,15$ και η ενεργός θερμοκρασία θα μειωνόταν στους 268 K. Από την εξίσωση της ενεργού θερμοκρασίας προκύπτει ότι η T_e μεταβάλλεται κατά 0,5 K για μεταβολές 10 Wm^{-2} (0,7%) της ηλιακής σταθεράς ή για μεταβολές της ανακλαστικότητας γύρω από την τιμή $R_p = 0,3$ της τάξης $\Delta R_p = 0,005$.

Η καθαρή ροή εισαγωγής ενέργειας ακτινοβολίας (net radiative energy input), $P_{\text{net}} = P_s - P_L$ είναι μηδέν σε συνθήκες θερμικής ισορροπίας. Αν προκληθεί κάποια διαταραχή, τότε η μεταβολή στην καθαρή εισερχόμενη ενέργεια συνδέεται με μεταβολές τόσο στην ηλιακή όσο και στη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία. Άρα:

$$\Delta F_{\text{net}} = \Delta F_s - \Delta F_L \quad (1-27)$$

Για να αποκατασταθεί η ισορροπία πραγματοποιείται μία θερμοκρασιακή μεταβολή ΔT_e , που μπορεί να συσχετιστεί με τη μεταβολή ΔF_{net} με μία παράμετρο λ_0

$$\Delta T_e = \lambda_0 \Delta F_{\text{net}} \quad (1-28)$$

όπου η παράμετρος λ_0 έχει μονάδες $\text{K(Wm}^{-2})^{-1}$ και ονομάζεται παράγοντας κλιματικής ευαισθησίας.

1.7.9. Διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα Ατμόσφαιρα-έδαφος

Η ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της γήινης Ατμόσφαιρας δεν φτάνει όλη στο έδαφος, καθώς ένα τμήμα της ανακλάται ή απορροφάται από την Ατμόσφαιρα και τα νέφη. Το έδαφος επίσης ανάλογα με την ανακλαστικότητα που παρουσιάζει ανακλά ένα τμήμα της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε αυτό. Επομένως αν Q_s είναι το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της Ατμόσφαιρας, Q το ποσό της άμεσης ακτινοβολίας, q το ποσό της διάχυτης ακτινοβολίας, $R_s(Q+q)$ το ποσό που ανακλάται από το έδαφος $(1-R_s)(Q+q)$ το ποσό που απορροφάται τελικά από αυτό, C το ποσό που απορροφάται από την Ατμόσφαιρα και τα νέφη και A το ποσό που ανακλάται από την Ατμόσφαιρα και τα νέφη, το ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας γράφεται με τη μορφή:

$$Q_s = (1 - R_s)(Q + q) + C + R_s(Q + q) + A \quad (1-29)$$

Η ανακλαστικότητα των νεφών, των ατμοσφαιρικών αερίων και των αιωρούμενων σωματιδίων έχει συνολική τιμή 0,3, με αποτέλεσμα το 30% της ηλιακής ακτινοβολίας να ανακλάται πίσω στο διάστημα. Τα νέφη από μόνα τους ανακλούν σε παγκόσμια κλίμακα το ένα τέταρτο περίπου (24%) της ηλιακής ακτινοβολίας. Το σχετικά υψηλό αυτό ποσοστό οφείλεται στη μεγάλη ανακλαστικότητα που παρουσιάζουν τα νέφη, η οποία ξεπερνά το 0,5. σε

ορισμένες μάλιστα περιπτώσεις, όπως π.χ στις κορυφές των καλοκαιρινών σωρειτομελανιών (cumulonimbus), η ανακλαστικότητα ξεπερνά την τιμή 0,9. Από μετρήσεις προκύπτει ότι η ποσότητα της ακτινοβολίας που ανακλάται από τα νέφη στο νότιο ημισφαίριο είναι μεγαλύτερη από εκείνη του βορείου ημισφαιρίου. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι η νέφωση του νοτίου ημισφαιρίου είναι μεγαλύτερη εκείνης του βορείου ημισφαιρίου.

Το ποσοστό της ακτινοβολίας που απορροφάται από τα συστατικά της Ατμόσφαιρας είναι σχετικά μικρό και ανέρχεται στο 15% της ηλιακής ακτινοβολίας. Τα νέφη απορροφούν μικρότερο ποσοστό που δεν ξεπερνάει το 4%. Γενικά η Ατμόσφαιρα απορροφά μεγαλύτερα ποσά όταν είναι ανέφελη. Στις τροπικές περιοχές, όπου η ποσότητα των υδρατμών είναι μεγάλη, στις ανέφελες μέρες τα απορροφούμενα ποσά ενέργειας είναι πολύ μεγάλα. Όπως έχει αναφερθεί η κύρια απορρόφηση παρατηρείται στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος (κάτω από τα 300 nm) (Σχήμα 1-11) και οφείλεται κυρίως στο όζον της στρατόσφαιρας. Η απορρόφηση στην περιοχή αυτή είναι ολοκληρωτική.

Από τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι στην επιφάνεια του εδάφους φτάνει το 51% της ηλιακής ακτινοβολίας. Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία αντιπροσωπεύει το 30% ενώ η σκεδαζόμενη (διάχυτη) το 21%.

Το ποσοστό της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος στο βόρειο ημισφαίριο είναι κατά 4,5 εκατοστιαίες μονάδες μεγαλύτερο από εκείνο που φτάνει στο νότιο ημισφαίριο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στο βόρειο ημισφαίριο η Ατμόσφαιρα είναι πιο ξηρή και στο γεγονός, που προαναφέραμε, ότι το νότιο ημισφαίριο παρουσιάζει μεγαλύτερη νέφωση.

Ένα ποσοστό 7% της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης χάνεται λόγω θερμικής αγωγιμότητας και κατακόρυφης μεταφοράς, ενώ ένα 23% χρησιμεύει για την εξάτμιση των επιφανειακών υδάτων. Το υπόλοιπο 21% επανεκμπέτα προς την Ατμόσφαιρα με τη μορφή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος (υπέρυθρη ακτινοβολία).

Η ανακλώμενη από το έδαφος ακτινοβολία ξεπερνά την απορροφούμενη από αυτό μόνο στις χιονισμένες περιοχές των πόλων. Στο νότιο πόλο το 60% της ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της επιφάνειας της Γης ανακλάται, σχεδόν στο σύνολο του, από την επιφάνεια του χιονοσκεπούς εδάφους και επιστρέφει πάλι στο διάστημα. Το ποσοστό που τελικά απορροφάται στις περιοχές αυτές δεν ξεπερνά το 10%. Αντίθετα στις περιοχές που περιλαμβάνονται από γεωγραφικό πλάτος 35°N μέχρι 35°S το 50% τουλάχιστον της ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της Ατμόσφαιρας απορροφάται από το έδαφος, ενώ το ανακλώμενο από αυτό δεν ξεπερνά το 6%.

1.7.10 Μεταφορά ενέργειας στο σύστημα Ατμόσφαιρα-έδαφος

Αν υπολογίσουμε την ενέργεια που απορροφά η επιφάνεια του εδάφους κατά τη διάρκεια ενός έτους και την ενέργεια που αποβάλλει η Ατμόσφαιρα στο ίδιο χρονικό διάστημα θα παρατηρήσουμε ότι το ισοζύγιο ακτινοβολιών του συστήματος Ατμόσφαιρα-έδαφος είναι ίσο με μηδέν. Δηλαδή το έδαφος

απορροφά όση ενέργεια χάνει η Ατμόσφαιρα. Σε απόλυτη τιμή το ποσό αυτό είναι περίπου $95,544 \text{ W/m}^2$.

Η Ατμόσφαιρα της Γης παρουσιάζει μία σχεδόν ομοιόμορφη απώλεια ενέργειας σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη, σε αντίθεση με την επιφάνεια του εδάφους που ενεργεί ανομοιόμορφα σαν πηγή θερμότητας (απορροφά ακτινοβολίες μικρού μήκους κύματος και εκπέμπει ακτινοβολίες μεγάλου μήκους κύματος), με εξαίρεση μόνο τις πολικές περιοχές. Για να μη γίνεται όμως η επιφάνεια του εδάφους θερμότερη, λόγω του πλεονάσματος που παρουσιάζει και η Ατμόσφαιρα ψυχρότερη, εξαιτίας του ελλείμματος που παρουσιάζει, αναπτύσσεται μία κατακόρυφη μεταφορά ενέργειας από το έδαφος προς την Ατμόσφαιρα. Από το γεωγραφικό πλάτος των 40° περίπου και προς τους πόλους, η Ατμόσφαιρα χάνει πολύ μεγαλύτερα ποσά σε σύγκριση με εκείνα που δέχεται από το έδαφος με αποτέλεσμα σ' αυτά τα γεωγραφικά πλάτη το σύστημα Ατμόσφαιρα-έδαφος να παρουσιάζει έλλειμμα ακτινοβολίας. Αντίθετα από το γεωγραφικό πλάτος των 40° περίπου και προς τον Ισημερινό το σύστημα Ατμόσφαιρα-έδαφος να παρουσιάζει πλεόνασμα.

Η παραπάνω κατακόρυφη μεταφορά ενέργειας θα είχε σαν αποτέλεσμα την ψύξη των περιοχών σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη με ταυτόχρονη θέρμανση περιοχών σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Για να μη συμβεί αυτό αναπτύσσεται, ταυτόχρονα με την κατακόρυφη μεταφορά από το έδαφος προς την Ατμόσφαιρα που προαναφέραμε και μία οριζόντια μεσημβρινή μεταφορά θερμότητας από τα μικρά προς τα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Η μεσημβρινή αυτή μεταφορά παρουσιάζει ένα μέγιστο στην περιοχή των 40° περίπου με ελαφρά μεγαλύτερο το μέγιστο του νοτίου ημισφαιρίου. Ο λόγος αυτής της διαφοράς δεν έχει ακόμα εξακριβωθεί.

Οι μηχανισμοί που γίνεται αυτή η οριζόντια μεταφορά της θερμότητας είναι η κατακόρυφη και μεσημβρινή συνιστώσα της γενικής κυκλοφορίας της Ατμόσφαιρας και τα θαλάσσια ρεύματα.

Με την κατακόρυφη και τη μεσημβρινή συνιστώσα της γενικής κυκλοφορίας της Ατμόσφαιρας, μεταφέρεται αισθητή θερμότητα (sensible heat), δηλαδή θερμές μάζες σε περιβάλλον ψυχρότερων αέριων μαζών. Επίσης με τον ίδιο τρόπο μεταφέρεται λανθάνουσα θερμότητα (latent heat) από τους υδρατμούς που παράγονται σε μεγάλες ποσότητες στα μικρά γεωγραφικά πλάτη, οι οποίοι στη συνέχεια, με τη διαδικασία της σταδιακής συμπύκνωσης αποδίδουν τη θερμότητα αυτή στις αέριες μάζες των μεγάλων γεωγραφικών πλατών.

Μεταφορά θερμότητας έχουμε και με τα θερμά θαλάσσια ρεύματα, τα οποία αποδίδουν αισθητή θερμότητα στο ψυχρό περιβάλλον των μεγάλων γεωγραφικών πλατών, λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας που υπάρχει μεταξύ της μάζας του θαλάσσιου ρεύματος και του υπερκείμενου ατμοσφαιρικού αέρα.

1-8. Εφαρμογές και Παραδείγματα

Παράδειγμα 1.

Στο επίπεδο της θάλασσας η πίεση και η πυκνότητα του αέρα είναι $p_0 = 1013 \text{ mb}$ και $\rho_0 = 1.23 \text{ Kg/m}^3$ αντίστοιχα. Υπολογίστε την πίεση του αέρα σε ύψος 100 μέτρων.

Από την υδροστατική εξίσωση γνωρίζουμε ότι $\frac{dp(z)}{dz} = -\rho(z)g$ ($p(z)$ είναι η ατμοσφαιρική πίεση σε υψόμετρο z) και έτσι έχουμε $p_{100} - p_0 = \Delta z (-\rho(z)g)$.

$\Rightarrow p_{100} = 1013 \text{ mb} - 1.23 \frac{\text{Kg}}{\text{m}^3} \left(9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \right) 100 \text{ m}$. Γνωρίζουμε επίσης ότι

$1 \text{ N} = \frac{\text{Kg m}}{\text{s}^2} = 10^{-2} \text{ mb m}^2$ με αποτέλεσμα $p_{100} = 1001 \text{ mb}$.

Παράδειγμα 2

Υπολογίστε τη συγκέντρωση του O_3 σε $\mu\text{g m}^{-3}$ η οποία αντιστοιχεί σε λόγο ανάμιξης 120 ppb και $T=298 \text{ K}$.

Δίνοντας τη συγκέντρωση m_i σε $\mu\text{g m}^{-3}$ η μοριακή συγκέντρωση σε mol m^{-3} είναι $c_i = \frac{10^{-6} m_i}{MB_i}$ όπου MB_i είναι το μοριακό βάρος του συστατικού i . Με τη βοήθεια του νόμου των τελείων αερίων ($c=p/(RT)$) έχουμε ότι:

Λόγος ανάμιξης σε ppm = $\frac{R T}{p M_i} \times \text{συγκέντρωση του } i \text{ σε } \mu\text{g m}^{-3}$

$\Rightarrow \text{Συγκέντρωση του } \text{O}_3 \text{ σε } \mu\text{g m}^{-3} = \frac{(1.0133 \times 10^5) \times (48)}{8.314 \times (298)} \times 0.12 = 235.6 \mu\text{g m}^{-3}$

Παράδειγμα 3

Ποια είναι η μάζα του αέρα ενός δωματίου με διαστάσεις 5m x 8m x 2.5 m στο επίπεδο της θάλασσας; Ποια είναι η πυκνότητα του αέρα σε ύψος 2 χιλιομέτρων στην Ατμόσφαιρα σε θερμοκρασία 15°C ;

Η πυκνότητα (ρ) ως προς το ύψος z γράφεται ως $\rho = \rho_0 e^{-(\alpha/T)z}$ όπου $\rho_0 = 1.225 \text{ Kg/m}^3$, $\alpha = 0.0342 \text{ K/m}$.

Η μάζα του αέρα μπορεί να γραφεί ως

$$m = \rho V = (1.225 \text{ Kg m}^{-3}) \times (100 \text{ m}^3) = 122.5 \text{ Kg}$$

Για την πυκνότητα έχουμε

$$\rho = (1.225 \text{ Kg/m}^3) \exp \left[(-0.0342 \text{ K/m}) (2000 \text{ m}) / 288 \text{ K} \right]$$

Οπότε βρίσκουμε ότι $\rho = 0.966 \text{ Kg/m}^3$.

Παράδειγμα 4

Σε μία ομογενή Ατμόσφαιρα με πίεση στο έδαφος $p_0 = 1000 \text{ mb}$ και θερμοκρασία αέρα κοντά στο έδαφος $T_0 = 298 \text{ K}$ να υπολογιστεί το ύψος στο οποίο η πίεση γίνεται ίση με (α) μηδέν και (β) ίση με το μισό της p_0 .

Χρησιμοποιώντας την υδροστατική εξίσωση έχουμε:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \rho \Rightarrow z = \frac{p_0 - p}{\rho g} \quad (1)$$

$$\text{Όταν } p=0 \Rightarrow z = \frac{p_0}{\rho g}$$

Επίσης από την εξίσωση των τελείων αερίων έχουμε $\frac{p_0}{\rho} = RT_0$ με αποτέλεσμα

$$z = \frac{RT_0}{g} = \frac{287 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1} 298 \text{ K}}{9.8 \text{ m s}^{-2}} = 8728 \text{ m}$$

Όταν $p = p_0/2$ έχουμε $z = 4364 \text{ m}$.

Παράδειγμα 5

Κατανόηση της δυναμικής της θερμοκρασίας θ γίνεται με την υπόθεση αδιαβατικών διεργασιών. Μεταβολές στην εντροπία μπορούν να συνδεθούν με αυτές της θερμοκρασίας και πίεσης με τη σχέση

$$dS = \left(\frac{\partial S}{\partial T} \right)_p dT + \left(\frac{\partial S}{\partial p} \right)_T dp$$

α. Δείξτε ότι
$$dS = \frac{\hat{c}_p}{T} dT - \frac{R}{M_a} \frac{dp}{p}$$

β. Από αυτό το αποτέλεσμα δείξτε ότι για αδιαβατική διεργασία ($dS=0$), $d\theta=0$ και
$$\frac{dT}{T} = \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{dp}{p}.$$

Γνωρίζουμε ότι η θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση για μονάδα μάζας αερίου δίνεται από τη σχέση $\hat{c}_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_p$

όπου

$$dq = T dS$$

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει ότι:

$$\hat{c}_p = T \left(\frac{\partial S}{\partial T} \right)_p \Rightarrow \left(\frac{\partial S}{\partial T} \right)_p = \frac{\hat{c}_p}{T}$$

Γνωρίζουμε επίσης από τη σχέση του Maxwell έχουμε $\left(\frac{\partial S}{\partial p} \right)_T = \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_p$ και

επίσης ότι $pV = \frac{1}{M_a} RT$ όπου $\frac{1}{M_a}$ είναι ο αριθμός mole ανά μονάδα μάζας.

Οπότε έχουμε $\left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_p = \frac{R}{M_a} \frac{1}{p}$ με αποτέλεσμα:

$$dS = \frac{\hat{c}_p}{T} dT - \frac{R}{M_a} \frac{dp}{p}$$

Για αδιαβατικές συνθήκες έχουμε $dS=0$ με αποτέλεσμα:

$$\hat{c}_p \frac{dT}{T} = \frac{R}{M_a} \frac{dp}{p}$$

Επομένως:

$$\frac{R}{M_a \hat{c}_p} = \frac{\hat{c}_p - \hat{c}_v}{\hat{c}_p} = \left(\frac{\hat{c}_p}{\hat{c}_v} - 1 \right) / \left(\frac{\hat{c}_p}{\hat{c}_v} \right) = \frac{\gamma - 1}{\gamma}$$

και έτσι προκύπτει ότι:

$$\frac{dT}{T} = \frac{\gamma - 1}{\gamma} \frac{dp}{p}$$

Παράδειγμα 6

Υπολογίστε τη συγκέντρωση του N_2O σε $\mu g\ m^{-3}$ όταν έχει λόγο ανάμιξης 311 ppb σε πίεση $p=1\ atm$ και θερμοκρασία $T=298\ K$.

Γνωρίζουμε ότι:

$$[N_2O] (\mu g / m^3) = \frac{p M_{N_2O}}{8.314 T} \xi_{N_2O}$$

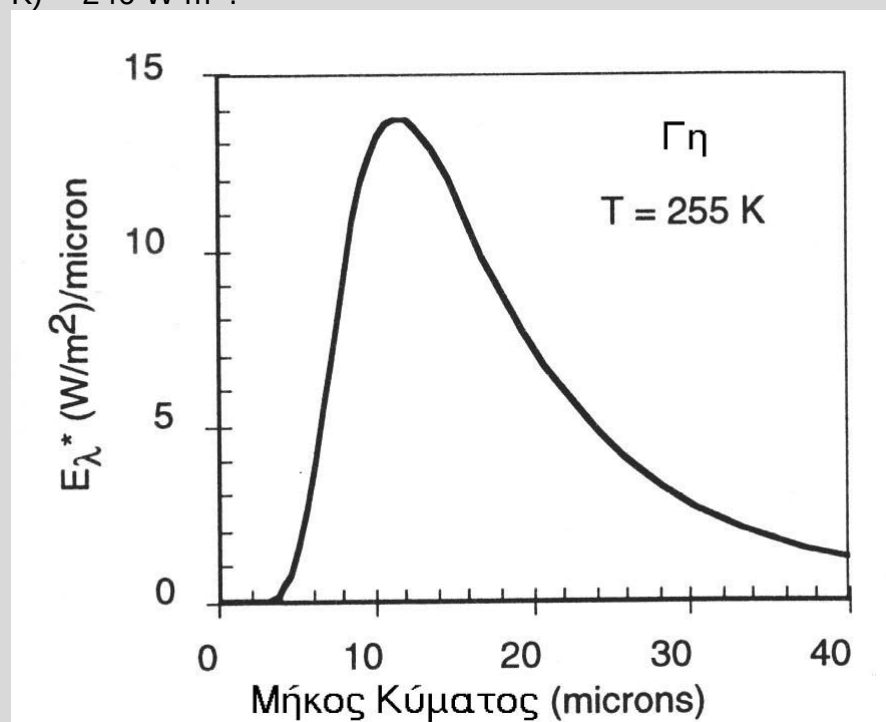
όπου ξ_{N_2O} είναι ο λόγος ανάμιξης.

$$\text{Επομένως έχουμε } [N_2O] = \frac{(1.0133 \times 10^5) \times 44}{8.314 \times 298} \times 0.311 = 559.66 \mu g / m^3$$

Παράδειγμα 7

Ποια είναι η ολική ηλεκτρομαγνητική ροή που εκπέμπεται από τη Γη ως μέλαν σώμα σε θερμοκρασία 255 K.

Από τη μαθηματική σχέση του νόμου του Stefan-Boltzmann έχουμε την εκπεμπόμενη ροή ενέργειας που είναι ίση με $(5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}) \times (255 \text{ K})^4 = 240 \text{ W m}^{-2}$.



Σχήμα 1-13: Ακτινοβολία της Γης ως μέλαν σώμα σε θερμοκρασία 255 K.

Η εκπεμπόμενη ροή ενέργειας είναι δεν είναι πολύ μεγάλη και είναι ανάλογη με αυτή που εκπέμπεται από μια λάμπα 240 W μπροστά από ένα παραβολικό κάτοπτρο που αντανακλά το φως σε μια δέσμη ακτινοβολίας διαμέτρου 1,13 m.

Παίρνοντας ως επιφάνεια, την επιφάνεια της Γης που είναι $5.1 \times 10^{14} \text{ m}^2$ και πολλαπλασιάζοντας με την εκπεμπόμενη ροή ενέργειας έχουμε ολική εκπομπή ίση με $1.22 \times 10^{17} \text{ W}$.

Παράδειγμα 8

Κάνοντας την υπόθεση ότι ο Ήλιος αποτελεί μέλαν σώμα να προσδιορίσετε το λάθος που γίνεται στον προσδιορισμό της θερμοκρασίας του όταν το λάθος στην εκτίμηση της μέσης απόστασης Γης – ήλιου είναι 2%.

Γνωρίζουμε ότι η ολική ακτινοβολία που δέχεται η Γη από τον Ήλιο είναι

$$E_{o\lambda} = 4\pi R^2 I_o$$

όπου I_o είναι η τιμή της ηλιακής σταθεράς σε κάποια χρονική στιγμή και R είναι η απόσταση Γης – ήλιου.

$$\text{Οπότε έχουμε } E_{o\lambda} = 4\pi r_H^2 \sigma T_H^2 = 4\pi R^2 I_o \Rightarrow$$

$$T_H^4 = \frac{I_o}{\sigma r_H^2} R^2 \Rightarrow 4T_H^3 \Delta T_H = \frac{I_o}{\sigma r_H^2} 2R \Delta R$$

όπου r_H είναι η ακτίνα του Ήλιου και T_{aH} είναι η θερμοκρασία στην επιφάνεια του Ήλιου.

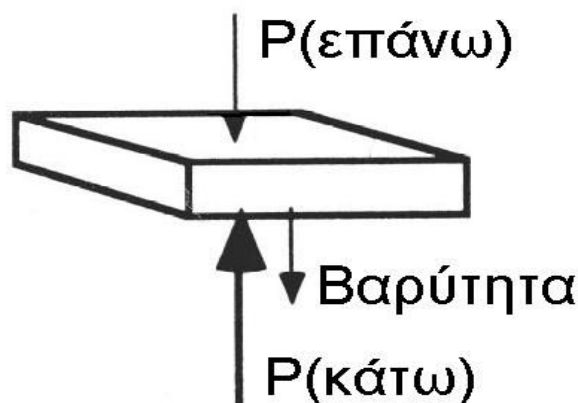
$$\text{Με διαίρεση των παραπάνω σχέσεων έχουμε } \frac{\Delta T_H}{T_H} = \frac{1}{2} \frac{\Delta R}{R} = 1\%$$

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1^{ου} Κεφαλαίου

Παράρτημα 1: Η υδροστατική εξίσωση

Στο Σχήμα 1-14 παρουσιάζουμε μια κατακόρυφη στήλη αέρα σε υδροστατική ισορροπία με μοναδιαία επιφάνεια διατομής, που περιέχει μάζα M αέρα μεταξύ των υψών z_1 και z_2 . Λόγω του ότι η πίεση του αέρα είναι η ίδια σε όλες τις διευθύνσεις, η δύναμη που εφαρμόζεται προς την κατακόρυφη διεύθυνση είναι η πίεση p_1 στο κάτω μέρος της στήλης και p_2 στο επάνω μέρος της στήλης. Η καθαρή διαφορά πίεσης είναι $p_1 - p_2$ η οποία εξισορροπείται στην υδροστατική ισορροπία από την κάθετη δύναμη της βαρύτητας Mg στην κατακόρυφη στήλη:

$$p_1 - p_2 = Mg$$



Σχήμα 1-14: Οι δυνάμεις που εφαρμόζονται σε μια κατακόρυφη στήλη αέρα σε υδροστατική ισορροπία.

Το τμήμα του όγκου είναι $(z_2 - z_1)$ λόγω του ότι υποθέτουμε ότι έχουμε μοναδιαία επιφάνεια διατομής με αποτέλεσμα η μάζα του τμήματος όγκου να δίνεται από τη σχέση $M = \rho(z_2 - z_1)$ και εάν υποθέσουμε ότι η πυκνότητα ρ είναι ομοιόμορφη έχουμε ότι:

$$p_1 - p_2 = \rho g(z_2 - z_1)$$

Όταν το τμήμα του όγκου είναι πολύ μικρού πάχους έχουμε

$$\frac{p_2 - p_1}{z_2 - z_1} \cong \frac{\partial p}{\partial z}$$

Όταν οι διαφορές των μεταβολών πίεσης και κατακόρυφης απόστασης τείνουν στο μηδέν, έχουμε ως αποτέλεσμα:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g \rho$$

που είναι η πιο διαδεδομένη μορφή της υδροστατικής εξίσωσης. Το πρόσημο του μείον δηλώνει, ότι η πίεση μειώνεται με την αύξηση του ύψους γεγονός που ισχύει πάντοτε στην Ατμόσφαιρα.

Παράρτημα 2: Η εξίσωση Clausius-Clapeyron

Οι διαφορετικές καταστάσεις στις οποίες μπορεί να βρεθεί μια χημική ένωση, σαν συνάρτηση της ατμοσφαιρικής πίεσης, του όγκου και της θερμοκρασίας, ονομάζονται φάσεις της ένωσης αυτής. Η μετάβαση από τη μία φάση σε άλλη ονομάζεται μετασχηματισμός φάσης και παριστάνεται με τα διαγράμματα φάσεων (καμπύλες ισορροπίας φάσεων).

Η θερμοκρασία, στην οποία αρχίζει να σχηματίζεται η νέα φάση, ονομάζεται κρίσιμη θερμοκρασία ή θερμοκρασία μετασχηματισμού φάσης T_c (για παράδειγμα, για το νερό η θερμοκρασία τήξης είναι $T_c=0\text{ }^\circ\text{C}$ και η θερμοκρασία βρασμού $T_c=100\text{ }^\circ\text{C}$). Η θερμοκρασία αυτή παραμένει σταθερή έως ότου ολοκληρωθεί ο μετασχηματισμός και η τιμή της εξαρτάται από την πίεση (π.χ. αύξηση της πίεσης θα έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της θερμοκρασίας τήξης του νερού και την αύξηση της θερμοκρασίας βρασμού του). Αντίστροφα, η πίεση μετασχηματισμού p εξαρτάται από την τιμή της κρίσιμης θερμοκρασίας T_c . Η γραφική παράσταση της p συναρτήσει της T_c (διάγραμμα φάσης) αποτελεί μια διαχωριστική γραμμή μεταξύ των δύο φάσεων. Κατά τους μετασχηματισμούς φάσεων, το υλικό ανταλλάσσει μικρά ποσά θερμότητας με το περιβάλλον του, τα οποία όμως δε μεταβάλλουν τη θερμοκρασία του T_c (λανθάνουσα θερμότητα του μετασχηματισμού L (σε μονάδες J/g)).

Η σχέση που περιγράφει τη μεταβολή της πίεσης μετασχηματισμού p συναρτήσει της θερμοκρασίας T είναι γνωστή σαν εξίσωση των Clausius-Clapeyron:

$$dp/dT = \Delta Q_\lambda MB_w / [T (V_2 - V_1)] \quad (1)$$

όπου ΔQ_λ είναι η λανθάνουσα θερμότητα του μετασχηματισμού, MB_w το μοριακό βάρος του νερού και V_1, V_2 ο αρχικός και τελικός όγκος του υλικού. Οι μεταβολές αφορούν στην ίδια ποσότητα ουσίας (π.χ. 1 μόριο ή 1 γραμμομόριο, κ.ο.κ.). Η εξίσωση (1) αποτελεί ουσιαστικά μια διαφορική εξίσωση μιας καμπύλης ισορροπίας φάσεων, η οποία προσδιορίζει την κλίση dp/dT σε κάθε σημείο της καμπύλης.

Η παραπάνω εξίσωση βρίσκει εφαρμογή στη μετεωρολογία και συγκεκριμένα στον υπολογισμό της τάσης (ή πίεσης) κορεσμού των υδρατμών συναρτήσει της θερμοκρασίας, η οποία είναι ουσιαστικά η πίεση μετασχηματισμού από τη μια φάση στην άλλη. Κορεσμένοι λέγονται οι ατμοί οι οποίοι βρίσκονται σε ισορροπία με την υγρή φάση. Όταν μια καθαρή ουσία βρίσκεται σε ισορροπία με τους ατμούς της, τότε εξ ορισμού η μερική πίεσή της (ή τάση) είναι ίση με την πίεση (ή τάση) κορεσμού (p_s). Η τάση κορεσμού είναι η μέγιστη τιμή της τάσης ατμών, πέρα από την οποία ακολουθεί συμπύκνωση των υδρατμών. Η τιμή της αυξάνεται σημαντικά με τη θερμοκρασία λόγω της μεγάλης διαφοράς πυκνότητας μεταξύ αέριας και υγρής φάσης. Ο μετασχηματισμός του υγρού σε αέριο είναι γνωστός ως εξαέρωση, ενώ η αντίστροφη πορεία ως

υγροποίηση. Μπορούμε να θεωρήσουμε ότι ο όγκος του υγρού (ή πάγου) είναι αμελητέος σε σχέση με εκείνον του αερίου (για μετάβαση από υγρό (ή πάγο) σε ατμό (εξαέρωση (ή εξαχνωση)) και άρα:

$$V_2 - V_1 \sim V_2 = V \quad (2)$$

Επομένως η εξίσωση (1) μπορεί να γραφεί ως:

$$dp/dT \sim \Delta Q_\lambda MB_w / [T V] \quad (3)$$

και από την καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων:

$$pV = nR^*T \rightarrow pV = MB_w R_w T \rightarrow V = MB_w R_w T / p \quad (4)$$

Για $n=1$ mole έχουμε:

$$dp/dT = L p / R_w T^2 \quad (5)$$

όπου R_w και MB_w είναι η ειδική σταθερά και το μοριακό βάρος του νερού, αντίστοιχα. Δεδομένου ότι $p = p R_w T$ μια άλλη μορφή της εξίσωσης Clausius-Clapeyron είναι:

$$dp/dT = \Delta Q_\lambda p / T$$

Η λανθάνουσα θερμότητα είναι ίση με τη διαφορά της ενθαλπίας του υλικού στις δύο διαφορετικές φάσεις:

$$\Delta Q_\lambda = H_2 - H_1 = \Delta H \quad (6)$$

Προφανώς, εάν για τη μετάβαση π.χ. από νερό σε ατμό η λανθάνουσα θερμότητα είναι $\Delta Q_\lambda = \Delta H$, για την αντίστροφη μετάβαση θα είναι $-\Delta H$, δηλαδή $-\Delta H$. Η ΔQ_λ εξαρτάται από τη θερμοκρασία και συνήθως προκύπτει από εμπειρικές σχέσεις. Για παράδειγμα, η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ($p_v > p_{sv}$, οπότε έχουμε αργή παραγωγή ατμών από την επιφάνεια του υγρού) μπορεί να υπολογιστεί από την:

$$\Delta H_{\text{εξάτμισης}} = 2.5 (273.15/T)^{(0.167 + (3.67 \times 10^{-4})T)} \quad (7)$$

όπου το $\Delta H_{\text{εξάτμισης}}$ προκύπτει σε KJ/g. Η αντίστοιχη σχέση της λανθάνουσας θερμότητας για την τήξη του πάγου είναι:

$$\Delta H_{\text{τήξης}} = 333.5 + 2.03T - 0.0105T^2 \quad (8)$$

όπου το ΔH_{vap} είναι σε J/g. Οι παραπάνω εκφράσεις αναφέρονται σε καθαρό νερό. Κατά τη συνύπαρξη τριών φάσεων (νερού, πάγου και ατμών), το διάγραμμα φάσης (p, T) αποτελείται από 2 καμπύλες ισορροπίας, το σημείο τομής των οποίων ονομάζεται τριπλό σημείο και ορίζεται μονοσήμαντα. Με άλλα λόγια, η συνύπαρξη και των τριών φάσεων ενός υλικού είναι δυνατή μόνο στο τριπλό σημείο, σε αντίθεση με τη συνύπαρξη δύο μόνο φάσεων, η οποία μπορεί να συμβαίνει για πολλά ζεύγη τιμών (p, T). Για το λόγο αυτό, το

τριπλό σημείο του νερού χρησιμοποιείται για τη βαθμολόγηση της απόλυτης κλίμακας θερμοκρασιών. Το τριπλό σημείο (p_L , T_L) βρίσκεται σε πίεση, $p_L = 4.6 \text{ mmHg}$ και θερμοκρασία, $T_L = 0.01 \text{ }^\circ\text{C}$ και αντιστοιχεί σε $T_L = 273.15 \text{ K}$. Στη θερμοκρασία αυτή, η πίεση κόρου των ατμών πάνω από πάγο και πάνω από νερό έχουν την ίδια τιμή.

Για τιμές πίεσης (p) μικρότερες της p_L , υπάρχει ισορροπία μεταξύ πάγου και υδρατμών, δηλαδή μεταξύ της στερεής και της αέριας φάσης. Η μεταβολή της μέγιστης τάσης των ατμών συναρτήσει της θερμοκρασίας θα περιγράφεται και στην περίπτωση αυτή από την εξίσωση Clausius-Clapeyron. Για τη μετάβαση αυτή από πάγο σε ατμό (εξάχνωση), η λανθάνουσα θερμότητα θα δίνεται από το άθροισμα των αντίστοιχων ποσοτήτων για εξάτμιση και υγροποίηση, δηλαδή:

$$\Delta H_{\text{εξάχνωσης}} = \Delta H_{\text{εξάτμισης}} + \Delta H_{\text{τήξης}} \quad (9)$$

Πέρα από την εξίσωση Clausius-Clapeyron, η τάση κορεσμού των υδρατμών μπορεί να υπολογιστεί και από άλλες εμπειρικές σχέσεις, όπως με τη σχέση των Magnus & Tetens που μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$p_s = p_{s0} 10^{(a/(b+1))}$$

όπου $p_{s0} = 6.11 \text{ mb}$, $a = 7.5$ και $b = 273.3 \text{ }^\circ\text{C}$ πάνω από νερό, $a = 9.7$ και $b = 265.5 \text{ }^\circ\text{C}$ πάνω από πάγο και t η θερμοκρασία σε $^\circ\text{C}$. Η σχέση μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$\log p_s = 9.4041 - 2354 / T$$

όπου T είναι η θερμοκρασία σε K και p_s η τάση κορεσμού σε mb .

Να σημειωθεί, ότι σε αντίθεση με την τάση κορεσμού (μέγιστη τάση) των ατμών, που εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία, η τάση (μερική πίεση) των ατμών εξαρτάται και από την ατμοσφαιρική πίεση.

Ασκήσεις

Άσκηση 1

Εάν οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου είναι $u=-5\text{m/s}$ και $v=+5\text{m/s}$ γράψτε την οριζόντια ταχύτητα, υπολογίστε το μέγεθος της και βρείτε την κατεύθυνση του αέρα.

Άσκηση 2

Η κατακόρυφη στήλη διοξειδίου του θείου στο πλούμιο που προήλθε από το βουνό Pinatubo ολοκληρωμένη από την επιφάνεια μέχρι την κορυφή της στρατόσφαιρας ήταν 3×10^{16} μόρια $/\text{cm}^2$. Θέλουμε να υπολογίσουμε την ποσότητα της επιφάνειας του αεροσωλήνα που θα δημιουργηθεί όταν το διοξείδιο του θείου δημιουργήσει θειικά αεροζόλ. Υποθέστε ότι έχουμε μια ολική μεταβολή του διοξειδίου του θείου σε θειικά σωματίδια σε υγρή φάση. Λάβετε, ότι τα σωματίδια έχουν μέση διάμετρο $0.1 \mu\text{m}$ και αποτελούνται κατά 75% κατά βάρος από θειικό οξύ και κατά 25% κατά βάρος από νερό. Υπολογίστε την επιφάνεια των αεροζόλ ολοκληρωμένη σε $\mu\text{m}^2 \text{cm}^{-2}$. Για τη μετατροπή σε συγκέντρωση επιφάνειας αεροζόλ υποθέστε, ότι η συγκέντρωση των αεροζόλ βρίσκεται σε ένα ομογενές στρώμα πάχους 5 km.

Άσκηση 3

Η τιμή της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τον πόλο είναι $T_{\pi}=5^{\circ}\text{C}$ και πάνω από τον Ισημερινό $T_{\iota}=25^{\circ}\text{C}$. Να εξεταστεί κατά πόσο η τροπόπαυση πάνω από τον Ισημερινό είναι ψυχρότερη από την αντίστοιχη πάνω από τον πόλο, αν η τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας στην τροπόπαυση είναι κοινή και για τις δύο περιοχές και ίση με $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Δίνεται το ύψος της τροπόπαυσης πάνω από τον πόλο $z_{\pi}=8\text{km}$ και πάνω από τον Ισημερινό $z_{\iota}=18\text{km}$.

Άσκηση 4

Τυπική παγκόσμια συγκέντρωση των ιόντων του υδροξυλίου $[\text{OH}]$ είναι περίπου 10^6 μόρια cm^{-3} . Ποιος είναι ο λόγος ανάμιξης που αντιστοιχεί σε αυτή τη συγκέντρωση στο επίπεδο της θάλασσας και σε θερμοκρασία 298K.

Άσκηση 5

Υπολογίστε το χαρακτηριστικό μήκος (H) και την τιμή της πίεσης σε ύψος $z=200\text{m}$, αν ο αέρας είναι ξηρός, η πίεση σε ύψος 100 m είναι $p_d=990 \text{mb}$ και η μέση θερμοκρασία μεταξύ των υψών $z=100\text{m}$ και $z=200\text{m}$ είναι $T=284\text{K}$.

Βιβλιογραφία 1^{ου} Κεφαλαίου

Ahrens, C.D. (1994), *Meteorology Today – An introduction to weather, climate and the environment*, Fifth Edition, West Publishing Company.

Brausseau, G. P., Orlando, J. J. and Tyndall, G. S. (1999), *Atmospheric Chemistry and Global Change*, Oxford Press.

European Union (2001). *Air pollution research Report No 76*, EU 2001.

EPA (1996). *Air quality criteria for particulate matter*. North Carolina, U. S. Environmental Protection Agency (EPA/600/P-95/001).

Hinds, W. C. (1999). *Aerosol Technology*. Wiley-Interscience.

IPCC (2001). *Intergovernmental Panel On Climate Change. Climate Change 2001: The scientific basis*. WMO-UNEP.

NASA (2003). *Goddard Space Flight Centre*. (<http://toms.gsfc.nasa.gov>).

Φλόκα, Α. Α. (1990), *Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας*, Εκδόσεις Ζήτη.

Σαχσαμάνογλου, Χ. Σ. και Μπλούτσος, Α. Α. (1995). *Μαθήματα Φυσικής Κλιματολογίας*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Σαχσαμάνογλου, Χ. Σ. και Μακρογιάννης, Τ. Ι. *Γενική Μετεωρολογία*, Εκδόσεις Ζήτη (1998).

Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N., (1998), *Atmospheric Chemistry and Physics*, John Wiley & Sons.

Stull, R.B. (1997), *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers.