

## 2. ÜLDANDMED ATMOSFÄÄRIST

### 2.1. Meteoroloogilised elemendid

**Meteoroloogilised elemendid** – atmosfääri seisundit ja atmosfääris toimuvaid protsesse ning nähtusi kirjeldavad suurused ehk parameetrid ehk karakteristikud, mida võib väljendada kas numbriliselt (kui tegemist on kvantitatiivselt mõõdetava või hinnatava suurusega), tekstina (pilvede tüüp) või sümbolina (sademed, päikeseketta seisund jne), põhiliselt on need parameetrid füüsikalised, tähtsamad:

- temperatuur ( $^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{K}$ );
- õhurõhk (**mbar**);
- veeauru osarõhk (**mbar**);
- suhteline niiskus (%);
- pilvisuse hulk ja tüüp, (näiteks, **9/3 Ci, Ac, Cu**, mitteametlikult, **pilvede pall**):
  - **9** – kogu taevafäärist on **9/10** osa ehk **90%** kaetud pilvedega; arvestatud on kõigi kolme korruse pilvi;
  - **3** – kogu taevafäärist katavad kõige alumise korruse pilved **3/10** osa ehk **30%**;
- päikeseketta seisund ( $\Pi$ ,  $\odot^0$ ,  $\odot$ ,  $\odot^2$ ); märk  $\Pi$  tähistab olukorda, kus Päikese asukoht pole pilvisuse tõttu määratav, pilved ekraaneerivad Päikese täielikult;  $\odot^0$  – Päikese asukoht määratav, kuid aluspinnale ei teki vaatleja varju;  $\odot$  – looritatud Päike jätab aluspinnale vaatleja varju,  $\odot^2$  – täielikult pilvevaba päikeseketas (Kondr 1969, 383).

Nii prognoosiks kui hetke- või minevikuilma analüüsiks on vaja teada võimalikult palju me-teoelemente mingil territooriumil ning rõhu, temperatuuri, niiskuse ja tuule kõrgusjaotust.

**Küsimus 1:** 1) kui pilvisuse hulk on **9/3**, kui palju on keskmise korruse pilvi, ülemise?  
2) miks pilved alla ei kuku, või vahel ikka kukuvad??

### 2.2. Gaasi rõhu valemid

Atmosfäär koosneb gaasidest. Gaaside seisundit kirjeldavatest füüsikalistest parameetritest on tähtsaimad **rõhk** ja **temperatuur**. Kolmas tähtis parameeter, **tihedus**, on arvutatav rõhu ja temperatuuri kaudu. Statistilisest füüsikast, termodünaamikast ja hüdrodünaamikast järeldub õhu, nagu ka mistahes teistsuguse gaasi rõhu kohta, terve rida valemid. Esitame siin neli **gaasi rõhu valemite**. Kui valemid sisaldavad gaasimolekulide kontsentratsiooni, siis on tuletamisel kasutatatud statistilise füüsika levinud eeldust, et tegemist on **ideaalse gaasiga**: gaasi molekulid eeldatakse olevat sedavõrd väikesed, et ei takista gaasi lõputut kokkusurumist. Ideaalne gaas ongi lõpmatuseni kokkusurutav “ei hakka vastu” ega kondenseeru, erinevalt lõplike mõõtmetega reaalse gaasi molekulidest.

**NB!** Samas ei pea ideaalne gaas olema “**keemilise ja füüsikalise näota**”, tal võivad olla mistahes gaasi keemilised omadused, tema molekulidel on mass, vastavalt gaasi tihedus  $\rho$  ja moolimass  $\mu$ . Gaasil on soojusmahtuvus, gaas neelab ning hajutab valgust jne. Atmosfääris on ideaalse gaasi eeldus kasutatav kõikide komponentide (lämmastik, hapnik, argoon, süsihappegaas jne), **kuid mitte rangelt veeauru suhtes**. Veeaur kondenseerub ka tavatemperatuuridel ning võib atmosfäärist välja sadeneda vihma, lume ja rahena.

Gaasi rõhu neli tähtsat valemite on järgmised:

$$1) \quad p = \frac{1}{3} m n \langle v^2 \rangle \quad \text{gaaside molekulaarkineetilise teooria põhivõrrand} \quad (2.2.1)$$

see valem seob makroparameetri, milleks on rõhk  $p$ , mikroparameetritega, milleks on:

$m$  – ühe gaasimolekuli mass (meenutame, et ideaalse gaasi molekulil võib olla mass),

$n$  – gaasimolekulide kontsentratsioon, arv ruumalaühikus,

$\langle v^2 \rangle$  – gaasimolekulide ruutkeskmise kiirus;

**Näide 1.** Lähtudes gaaside molekulaarkineetilise teooria põhivõrrandist, hinnata õhumolekulide keskmist kiirust õhus tavatingimustel. Lahendame insenerlikult.

Lahendus. 
$$p = \frac{1}{3} m n \overline{v^2} = \frac{1}{3} \rho \overline{v^2}, \quad (2.2.1)$$

tähistame kiiruse ruudu keskväärtuse  $x^2$  -ga:  $x^2 = \overline{v^2} = \frac{3p}{\rho}$ ,

ruutkeskmise kiiruse arvutusvalem:  $x = \sqrt{\frac{3p}{\rho}}$ .

Tavaõhurõhk:  $p = 760 \text{ mmHg} = 1013.25 \text{ hPa} \approx 10^5 \text{ Pa}$ .

Õhu tihedus (kuiv õhk):  $\rho \approx 1.3 \text{ kg/m}^3$ .

Õhumolekulide ruutkeskmise kiirus (arvutused ilma taskuarvutita):

$$x = \sqrt{\frac{3p}{\rho}} \approx \sqrt{\frac{3 \cdot 10^5}{1.3}} = \sqrt{\frac{30 \cdot 10^5}{13}} \approx \sqrt{2.3 \cdot 10^5} = \sqrt{23 \cdot 10^4} \approx 480 \left(\frac{\text{m}}{\text{s}}\right).$$

**Küsimus 2:** kas niiske õhk on tihedam või hõredam võrreldes kuiva õhuga?

**Küsimus 3:** miks atmosfäär ei haju maailmaruumi?

Jätkame gaasi rõhu valemitega.

2)  $p = nkT$ , (2.2.2)

see on samuti makroparameetreid ( $p$ ,  $T$ ) ja mikroparameetrit ( $n$ ) siduv valem, milles:

$k$  – Boltzmanni konstant,  $k = \frac{R}{N_A} = 1.38 \cdot 10^{-23} \frac{\text{J}}{\text{K}}$  (“ühe molekuli gaasikonstant”),

$R$  – universaalne gaasikonstant, mille arvuline väärtus sõltub gaasimolekulide hulgast, tavaliselt, kas gaasi on üks mool või üks kilomool

$$R = 8.314 \frac{\text{J}}{\text{mol} \cdot \text{K}} = 8.314 \cdot 10^3 \frac{\text{J}}{\text{kmol} \cdot \text{K}},$$

$N_A = 6.02 \cdot 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ , Avogadro arv (loendusühik);

3)  $pV = \frac{m}{\mu} RT$ , (2.2.3)  
 Clapeyron-Mendelejevi võrrand  
 ehk ideaalse gaasi olekuvõrrand

$$p = \frac{m}{V} \frac{1}{\mu} RT; \quad p = \rho \frac{1}{\mu} RT;$$

$V$  – gaasi ruumala,  
 $m$  – gaasi mass,  
 $\mu$  – gaasi mooli või kilomooli mass,  
 $m / \mu$  gaasi moolide või kilomoolide arv,  
 $T$  – gaasi absoluutne temperatuur (Kelvini skaala);  
 $\rho$  – gaasi tihedus.

**Ülesanne 2.1.** Sauna kütmisel tõusis leiliruumi temperatuur algväärtuselt  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$  väärtuseni  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Mitu korda vähenes ruumis oleva õhu mass? Millise järelduse saame teha hingamise kerguse või raskuse kohta, on kergem või raskem hingata, või vahet ei ole? (1.27 korda)

---

**4)  $p = \rho g h$  ,    hüdrostaatika valem** (2.2.4)

väga sageli kasutatakse hüdrostaatika valemit lihtsamal kujul, gaasi (või vedeliku) tihedus loetakse konstandiks,  $\rho = \text{const}$ , väga levinud lähendus hüdroloogias.

**Ülesanne 2.2.** Kui suur on (üle)rõhk järves  $10\text{ m}$  sügavusel? Väljendada tulemus järgmistes ühikutes: **1) Pa**, **2) at** (tehniline atmosfäär, jõukilogramm ruutsentimeetrile), **3) bar**, **4) cm H<sub>2</sub>O**, **5) m H<sub>2</sub>O**.

**Lahendus.** Seos rõhuühikute **at**, **Pa** ja **bar** vahel:

$$\underline{1\text{ at}} = 1 \frac{\text{kgf}}{\text{cm}^2} = 9.8 \frac{\text{N}}{\text{cm}^2} = 9.8 \cdot 10^4 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = \underline{9.8 \cdot 10^4 \text{ Pa}} = 0.98 \cdot 10^5 \text{ Pa} = \underline{0.98 \text{ bar}}$$

Kasutame hüdrostaatika valemit (edasi iseseisvalt):

**Ülesanne 2.3.** Arvutada elavhõbeda (**Hg**) tihedus  $\rho$  kasutades hüdrostaatika valemit ja seost **760 mm Hg = 1013.25 mbar**, raskuskiirenduseks võtta **9.80665 m/s<sup>2</sup>** (nn normaalraskuskiirendus).

**Ülesanne 2.4.** Kui elavhõbeda (**13.5951 g/cm<sup>3</sup>**) asemel kasutada baromeetri täitevedelikuna vett, siis kui kõrgele tõuseks õhurõhu **760 mm Hg** korral vesi?

**Ülesanne 2.5.** TÜ vanas füüsikahoones (Tähe tn 4) korraldati kevadeti füüsikapäevi. Üheks atraktsiooniks oli fuajee trepi kõrvale, läbi nelja korruse, seinale monteeritud vesibaromee-

ter. Kuna ei õnnestunud hankida ühest tükist piisava pikkusega sirget läbipaistvat toru, monteeriti toru lühematest, ca **2 m** pikkustest läbipaistvatest tugevatest plasttorudest, mis ühendati kokku sanitaartechniliste toruliitmikega. Vesibaromeetris tõusis veetase aga oluliselt vähem kui eelmise ülesande järgi pidanuks. Mis võis olla selle demonstratsioonkatse ebaõnnestumise põhjuseks?

### 2.3. Detsibaar hüdroloogias

Kuna **SI süsteemi** rõhuühik **Pa** on väga väike rõhk praktikas ettetulevate rõhkude väljendamiseks (õhurõhk normaaltingimustel, inimese vererõhk, õhurõhk autokummides, rõhk veekogudes, veetorustikes jne), siis, nagu eespool mainitud kasutatakse paskaali  $10^5$ -kordset ühikut, **baar**:

$$1 \text{ b} = (1 \text{ bar}) = 100\,000 \text{ Pa} = 10^5 \text{ Pa} \quad (\text{NB! } 1 \text{ dbar pole ametlik, aga väldib eksitusi.})$$

ja omakorda baari osaühikuid. Meteoroloogias väljendatakse õhurõhku **millibaarides**:

$$\underline{1 \text{ mb}} = (1 \text{ mbar}) = 10^{-3} 10^5 \text{ Pa} = 10^2 \text{ Pa} = \underline{1 \text{ hPa}}.$$

Okeanoloogias (harvem limnoloogias) kasutatakse rõhuühikuna **detsibaari**:

$$1 \text{ db} = (1 \text{ dbar}) = 10\,000 \text{ Pa} = 10^4 \text{ Pa}.$$

Arvutame, kui kõrge veesammas **h** nii mageveekogus kui Maailmameres avaldab rõhku **1 dbar**. Lähtume hüdrostaatika valemist

$$p = \rho g h \quad \Rightarrow \quad h = \frac{p}{\rho g}$$

võttes mageveekogus rõhu:  $p = 1 \text{ dbar} = 10^4 \text{ Pa}$ ,  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ ,  $\rho = 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,

saame otsitava kõrguse (vastava sügavuse, kihi paksuse) **h** magevees:

$$h = \frac{10^4}{10^3 \cdot 9.8} = \frac{10}{9.8} = \frac{1}{0.98} \approx 1.02(\text{m}) = 102 \text{ cm} \approx 1 \text{ m}.$$

Vastavalt Maailmameres:  $p = 1 \text{ dbar} = 10^4 \text{ Pa}$ ,  $g = 9.8 \text{ m/s}^2$ ,

$$\rho = 1030 \text{ kg/m}^3 \quad (\text{Maailmamere keskmine tihedus}),$$

saame otsitava kõrguse (sügavuse, kihi paksuse) **h** Maailmameres:

$$h = \frac{10^4}{1030 \cdot 9.8} = 0.9907 \text{ m} = 99.07 \text{ cm} \approx 1 \text{ m}.$$

Seega, rõhumuutusele **1 dbar** vastab Maailmameres, **täpsusega ca 1%**, ja **magevees täpsusega 2%**, sügavuse muutus **1 m**. Seepärast väljendatakse veekogude uurimisel sügavust sageli **detsibaarides**:

$$1 \text{ dbar} = 0.1 \text{ bar}, \quad \text{vastab sügavus} \approx 1 \text{ m},$$

$$10 \text{ dbar} = 1 \text{ bar} \quad \text{vastab sügavus} \approx 10 \text{ m},$$

$$4\,000 \text{ dbar} = 400 \text{ bar} \quad \text{vastab sügavus} \approx 4\,000 \text{ m}, \quad (\text{keskmine sügavus on } 3.8 \text{ km})$$

$$10\,000 \text{ dbar} = 1000 \text{ bar} \quad \text{vastab sügavus} \approx 10\,000 \text{ m}.$$

Rangelt võttes, gaasi või vedeliku tihedus  $\rho$  ikkagi sõltub vertikaalsest parameetrist  $h$ . Näiteks meres muutub vee tihedus sügavusega nii vee kokkusurutavuse, erineva temperatuuri kui keemilise koostise (sh soolsuse) muutumise tõttu.

## 2.4. Hüdrostaatika valem meteoroloogias

Gaaside korral ei saa eeldada nende kokkusurumatust.

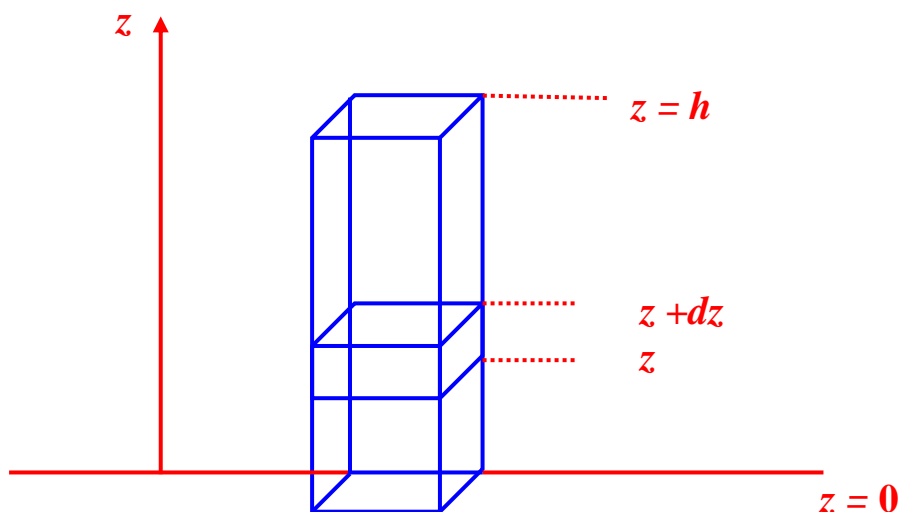
Vaatleme **ühikulise ristlõikega** atmosfäärisammast. Tihedus on vertikaalkoordinaadi  $z$  funktsioon

$$\rho = \rho(z). \quad (2.4.1)$$

Eraldame atmosfääris kõrgusel  $z$  õhukese vahekihi diferentsiaalse paksusega  $dz$  (joonis 2.1). Kiht  $dz$  peab olema nii õhuke, et selle ulatuses võib tiheduse lugeda konstantseks.

Elementaarse kihi  $dz$  kaal suurendab ühikulise ristlõikega samba kaalu ehk rõhku  $dp$  võrra

$$dp = \rho(z) g dz. \quad (2.4.2)$$



Joon. 2.1. Rõhu integreerimine atmosfääri- või vedelikusamba vertikaalses ulatuses.

Samba kogurõhu saamiseks tuleb viimast valemit integreerida aluspinnast kõrguseni  $h$ :

$$p = \int_0^h \rho(z) g dz. \quad (2.4.3)$$

Saadud valem ongi hüdrostaatika valemiks üldjuhul, st siis, kui gaasi või vedeliku tihedus vertikaalsihis ei ole konstantne.

## 2.5. Atmosfääri keemiline koostis ja lihtmudelid

Atmosfääri keemiline protsentuaalne koostis on nii füüsikaliste kui keemiliste uuringutega küllaltki täpselt kindlaks määratud. Eristatakse:

- 1) püsigaase ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $Ar$ ), mille protsentuaalne panus aasta jooksul praktiliselt ei muutu ega sõltu ka geograafilisest asukohast;

- 2) lisandgaase ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ -aur,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{NO}_2$  jne), millel on nii sesoonne kui asukohamuutlikkus; lisandgaasidest kõige väiksema muutlikkusega on  $\text{CO}_2$ , mis vaatamata oma kasvutrendile loetakse mõnikord püsigaaside hulka, teeme seda ka tabelis 1 ( $\text{CO}_2$  suhteline ruumala, **0.04%**, saabus aastakeskmisena Mauna Loa observatooriumis aastal 2015).

Tabel 1. Kuiva õhu põhikomponendid

1	2	3	4	5	6
Komponent-gaas	Komponendi suhteline ruumala, %	Komponendi moolimass	Komponendi mass ühes kuiva õhu moolis, g	Suhteline mass ühes kuiva õhu moolis, %	Komponent-kihi paksus, m
	(molekulide arv, %)	$\mu$ (g/mol)			(molekulide arvu % $\times$ 7996 m)
$\text{N}_2$	78.080%	28.02	21.878	75.52%	6243.3
$\text{O}_2$	20.947%	32.00	6.703	23.14%	1674.9
Ar	0.933%	39.94	0.373	1.29%	74.6
$\text{CO}_2$	0.040%	44.01	0.018	0.06%	3.2
<b>Kokku</b>	<b>100.000%</b>	<b>Kokku</b>	<b>28.971</b>	<b>100.00%</b>	<b>7996.0</b>

Allikas: E-ketas\USER-E\HANNO-E\Molfyys\Atmosf\_tihedus.xlsx

Atmosfääri keemiline koostis antakse tavaliselt **suhtelise (protsentuaalse) ruumala** kaudu, mis on samaväärne gaasi **molekulide suhtelise** arvuga (tabel 1, veerg 2), sest samal temperatuuril ja rõhul täidavad erinevate gaaside moolid sama ruumala, seega näitab molekulide suhtarv ka vastava komponentgaasi poolt hõivatud suhtelist ruumala.

Tabeli kolmandas veerus on gaaside moolimassid.

Tabeli neljas veerg on **teise ja kolmanda** veeru **korruitus**, väljendab tähtsamate **komponentgaaside masse ühes moolis kuivas õhus**. Nende osamasside summeerimisel saadakse tabeli tähtsaim tulemus – **kuiva õhu moolimass, mis on:**

$$\mu = 28.971 \text{ g/mol.}$$

Tabeli neljanda veeru järgi arvutame **viiendasse** veergu iga koostisgaasi massi protsentuaalse panuse kuiva atmosfääri ühe mooli massi, **28.971 g**, seega ka panuse kogu atmosfääri massi:

$$\text{N}_2 \text{ mass, \% : } \frac{21.878 \text{ g}}{28.971 \text{ g}} \cdot 100\% = 75.52\% ,$$

$$\text{O}_2 \text{ mass, \% : } \frac{6.703 \text{ g}}{28.971 \text{ g}} \cdot 100\% = 23.14\% ,$$

$$\text{Ar mass, \% : } \frac{0.373 \text{ g}}{28.971 \text{ g}} \cdot 100\% = 1.29\% ,$$

$$\text{CO}_2 \text{ massi \% : } \frac{0.018 \text{ g}}{28.971 \text{ g}} \cdot 100\% = 0.06\% .$$

---

**Kokku: 100.00%**

Teades kuiva õhu moolimassi, **28.971 g**, arvutame kuiva õhu tiheduse normaalingimustel:

$$\rho = \frac{28.971 \text{ g}}{22.4 \text{ dm}^3} = 1.293 \frac{\text{g}}{\text{dm}^3} = 1.293 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}.$$

Tabeli kuuenda veeru täitmisele asume pisut hiljem.

Atmosfääris toimuvate protsesside modelleerimiseks tehakse atmosfääri kohta mitmesuguseid lihtsustavaid eeldusi, mis tegelikkuses ei pruugi üldse täituda või siis leiavad aset erandjuhtudel ja piiratud ulatuses (*ideaalne gaas, tiheduslikult homogeenne atmosfäär, isotermiline atmosfäär* jne).

Lihtsaimaks mudelatmosfääriks on kogu vertikaalulatuses **tiheduslikult homogeenne atmosfäär**. Atmosfäär loetakse kokkusurumatuks, tema tiheduseks võetakse tihedus maapinna (üldisemalt aluspinna) lähedal. Tegelikult atmosfääri tihedus kõrgusega monotoonselt kahaneb, kuid erandjuhtudel võib olla õhukesti vahekihte, kus tihedus on isegi väiksem kui selle kohal asuva kihi oma. Taoline erandolukord võib ajutiselt tekkida mõnekümne meetri paksuses tugevasti kuumenenud kihis vahetult kuuma aluspinna (asfalt, stepp, kõrbeliiv) kohal, eriti suvehommikutel. Sellisel juhul väheneb õhu tihedus aluspinna juures kõrge temperatuuri tõttu, sest õhk paisub ja hõreneb. Ebatavalised õhu temperatuuri ja tiheduse vertikaalsed gradiendid võivad püsida mitmekümne minuti jooksul. Valguskiired kõverduvad hõredas kihis vastupidi tavaolukorrale ja tekitavad atraktiivseid optilisi pettekujutisi, miraaže (näiteks **200–300 m** kaugusel kuival asfaldil tundub olevat veeloik).

Atmosfäärimudelite kasutamine võimaldab näitlikustada atmosfääri ulatust, üksikute gaaside panust õhusamba ruumalasse, lahendada teaduslikke ja insenerlikke probleeme jne.

Vastavalt ülaltoodud arvutustele võtame **homogeense atmosfääri tiheduseks kuiva õhu tiheduse normaalingimustel (0 °C, 760 mm Hg):**

$$\rho = 1.293 \text{ kg} / \text{m}^3 \quad (\text{niiske õhk on looduses pisut kergem}).$$

Kui kõrgele ulatuks sellise püsiva tihedusega atmosfäär? Homogeense atmosfääri paksuse arvutamisel kasutame õhurõhu suurust maapinnal, mille teisendame paskalitesse:

$$p = 760 \text{ mm Hg} = 1013.25 \text{ mbar} = 1013.25 \text{ hPa} = 101325 \text{ Pa}.$$

Veel kasutame hüdrostaatika valemit (meenutame eeldust,  $\rho = \text{const}$ ):  $p = \rho g h$ , millest otsitav atmosfääri kõrgus (paksus)  $h$  antud mudelis:

$$h = \frac{p}{\rho g} = \frac{101325}{1.293 \cdot 9.8} = 7996 \text{ m} \approx 8 \text{ km} \quad (\text{homogeense atmosfääri paksus}).$$

Teeme nüüd mõttelise eksperimendi ja grupeerime seni homogeense tihedusega atmosfääris molekulid ringi. Kõik  $\text{N}_2$  molekulid kogume kõige alumisse kihti, säilitades rõhu ja temperatuuri (**0 °C, 760 mm Hg**). Selle kohal asuvasse kihti paigutame  $\text{O}_2$  molekulid (jällegi, säilitades rõhu ja temperatuuri), seejärel  $\text{Ar}$  molekulid ja kõige ülemisse kihti  $\text{CO}_2$  molekulid.

Kuna atmosfäärisamba molekulide üldarv ei muutu, siis samadel rõhu- ja temperatuuritingimustel ei muutu ka molekulide kontsentratsioon (see jääb vertikaalis ühtlaseks) ega uue mudelatmosfääri kõrgus, see on ikka **7996 m**. Seepärast võime iga komponentgaasi ruumilise panuse järgi arvutada vastava komponentkihi paksuse:

$$h(\text{N}_2) = 0.7808 \cdot 7996 \text{ m} = 6243.3 \text{ m},$$

$$h(\text{O}_2) = 0.20947 \cdot 7996 \text{ m} = 1674.9 \text{ m},$$

$$h(\text{Ar}) = 0.00933 \cdot 7996 \text{ m} = 74.6 \text{ m},$$

$$h(\text{CO}_2) = 0.0004 \cdot 7996 \text{ m} = 3.2 \text{ m}.$$

Nii on täidetud tab. 1, veerg 6

**NB!** Äsjavaadeldud komponentgaaside järgi stratifitseeritud atmosfääris ei ole uute mõtteliste kihtide tihedused enam võrdsed segu tihedusega  $1.293 \text{ kg/m}^3$  vaid vastava puhta gaasi tihedusega normaaltingimustel.

**Ülesanne 2.6 (tabel 2).** On koostatud tervikuna normaaltingimustel ( $0 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $760 \text{ mm Hg}$ ) asuv mudelatmosfäär, kus kõige alumises kihis on  $\text{N}_2$  molekulid, selle peal  $\text{O}_2$  molekulid, seejärel  $\text{Ar}$  molekulid ja kõige ülemises kihis  $\text{CO}_2$  molekulid.

- Arvutada:
- 1) komponentgaaside kihtide tihedus (moolimass jagada moolruumalaga,  $22.4$  liitrit, tulemused paigutada veergu nr 5);
  - 2) komponentgaaside osatihedus ehk panus summaarsesse tihedusse (veerg 2  $\times$  veerg 5), tulemused paigutada veergu nr 6;
  - 3) komponentgaaside summaarne tihedus (summeerida veerg 6 ridade kaupa).

Tabel 2. Ülesande 2.6 juurde

1	2	3	4	5	6
Gaas	Ruumala %	Kihi paksus, m	Mooli- mass $\mu$ (g/mol)	Tihedus  $\text{kg/m}^3$	Osatihedus  $\text{kg/m}^3$
$\text{N}_2$	78.080%	6243.3	28.02		
$\text{O}_2$	20.947%	1674.9	32.00		
$\text{Ar}$	0.933%	74.6	39.94		
$\text{CO}_2$	0.040%	3.2	44.01		
<b>Kokku</b>	<b>100.000%</b>	<b>7996.0</b>	<b>Kogu õhu tihedus:</b>		

Allikas: Hanno-E\Molfyys\Atmosf\_tihedus.xls

## 2.6. Atmosfääri mõned muutuva kontsentratsiooniga gaasid

**$\text{H}_2\text{O}$ -aur** - nähtamatu, koguseliselt muutuv, kihi paksus gaasilisena  $1.25\text{--}87 \text{ m}$ ,  
 kihi paksus arvutuslikult taandatud vedelikukihina  $0.1\text{--}7 \text{ cm}$ , nn  
*precipitable water, W*;  
**NB! udu  $\neq$  veeaur; udu on aerosool!**

**Ne** –  $0.014 \text{ m} = 14 \text{ cm}$

**$\text{CH}_4$  (metaan)** –  $0.005\text{--}0.010 \text{ m} = 5\text{--}10 \text{ mm}$

**$\text{O}_3$**  –  $0.001\text{--}0.006 \text{ m} = 1\text{--}6 \text{ mm}$

Koguseliselt kõige muutlikum atmosfääri moodustavatest gaasidest on **veeaur**, mida atmosfäärisambas külmadel talvekuudel on vaid  $W \approx 1 \text{ mm}$  kiht **veeldatud ekvivalentkujul**, suvel võib Eestis veeldatud veeauru olla kuni  $4 \text{ cm}$ , troopikas kuni  $7 \text{ cm}$ . Planetaarne



keskmine,  $W = 2.5 \text{ cm}$ . Veeaur on tähtsaim kasvuhoonegaas (ca 67% kasvuhooneefektist). Tähtsuset järgmine on  $\text{CO}_2$ .

**Veeaur ja GPS-tehnoloogia.** GPS-signaal hilineb, põhjused: 1) ionosfäär; 2) kuiv atmosfäär, *zenith dry delay*, 3) veeaur, *zenith wet delay*, hilinemine pikkusühikutes ca 6 W, planetaarsele keskmisele,  $W = 2.5 \text{ cm}$ , vastab GPS signaali hilinemine,  $6 \times 2.5 \text{ cm} = 15 \text{ cm}$ .

Atmosfäärigaaside loetelus hämmastab osooni ( $\text{O}_3$ ) üliväike kogus (1–6 mm). Õhus olevat osooni võib võrrelda maitseainega (näiteks pipraga) toidus – üliväikesed osakogused põhjustavad suuri terviku (vastavalt toidu või atmosfääri) omaduste muutusi.

### **Infrapuna-aktiivsed ehk kasvuhoonegaasid**

NB! Ei ole kasvuhoonegaasid:  $\text{N}_2$ ,  $\text{O}_2$ , Ar, Ne, He,  $\text{H}_2$ .

NB! IR-aktiivsed ehk kasvuhoonegaasid:  $\text{H}_2\text{O}$ -aur,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ .

**Hüpotees (Hanno).** IR-aktiivsetel gaasidel on molekulis 3 aatomit. Sellisel molekulil on rohkem vabadusastmeid, ja dipoolmoment, seega ka võimekust haarata footon ja salvestada endasse selle energia. Tähelepanelik lugeja võib öelda, et aga  $\text{CO}_2$  molekulis paiknevad aatomid reas. Kuid  $\text{CO}_2$  molekulis on dipoolmoment kergesti indutseeritav (põrgetega või pealelangeva footoni poolt).

Siit edasi mõeldes, CO, NO molekulidel on ka dipoolmoment, formaalselt peaks ka need gaasid olema kasvuhoonegaasid, kuid nende kontsentratsioon atmosfääris on väike.

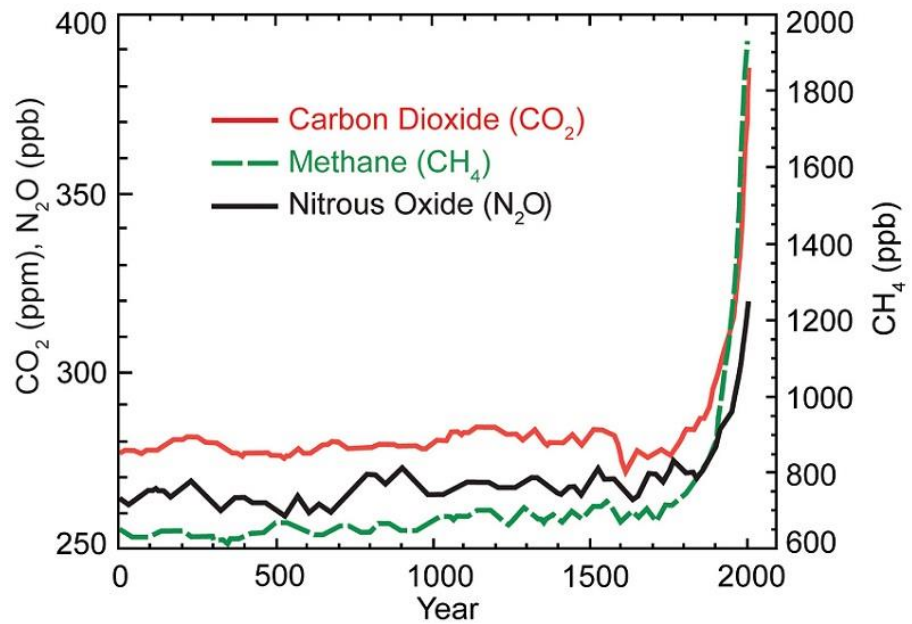
**Ülesanne 2.7.** Näidata, et veeauru (0 °C, 760 mm Hg) hüpoteetilisele gaasilisele kihile paksusega 1.25 m vastab vedelikukiht paksusega ca 1 mm.

**Insenerlik järk-järguline lahendus.** Kujutleda ristlõiget  $S = 1 \text{ dm}^2$  ja kõrgust  $h = 12.5 \text{ dm}$  omavat  $\text{H}_2\text{O}$ -auru gaasisammast ja arvutada selle mass. Edasi arvutame samasuguse massiga vedelikusamba kõrguse, see peab olema ca 1 mm.

**Füüsikaline üldine lahendus.** Suvalist ristlõiget  $S$  ja kõrgust  $h$  omava gaasisamba mass võrdsustada samasugust ristlõiget, aga kõrgust  $x$  omava vedelikusamba massiga. Gaasisamba tihedus on esitatav moolimassi (18 g/mol) ja moolruumala jagatisena, vee tihedus on ju teada.

## 2.7. Süsihappegaasi kontsentratsiooni kasv

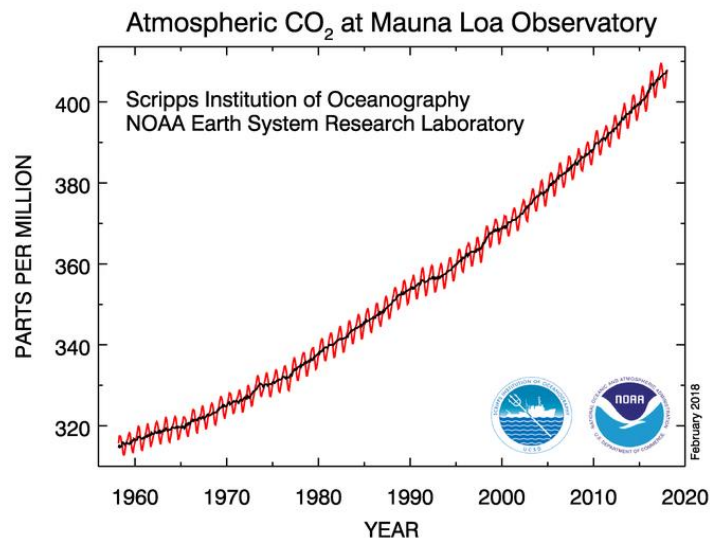
Kontsentratsioon on kasvanud alates tööstusrevolutsiooni algusest, 1750. aastast (joon. 2.2).



Joon. 2.2. Mõnede kasvuhoonegaaside kontsentratsiooni kasv 2000 aasta jooksul.

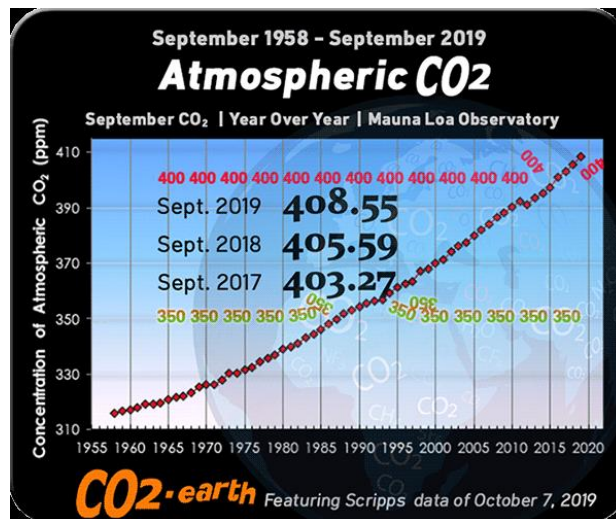
<http://www.epa.gov/climatechange/images/science/GHGConc2000-large.jpg>

Viimaste aastakümnete pikim  $\text{CO}_2$  kontsentratsiooni aegrida, alates 1958, pärineb Scripps'i Okeanograafia Instituudile kuuluvast Mauna Loa Observatooriumist (isa ja poeg Keeling). Aegrea tavaesitus on järgmine (joon. 2.3).

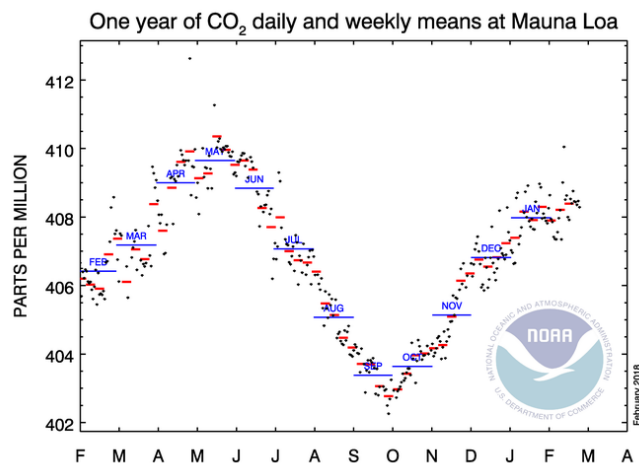


Joon. 2.3.  $\text{CO}_2$  kontsentratsiooni kasv viimastel aastakümnetel.

<https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/full.html>



Joon. 2.4. Aastakeskmise **CO<sub>2</sub> kontsentratsiooni** kasv Mauna Loa observatooriumi kodulehelt. Nivoode **350 ja 400 ppmv** läbimine on väga kujundlikult esitatud. February 2020: 414.13 ppm. <https://www.co2.earth/>



Joon. 2.5. **CO<sub>2</sub> kontsentratsiooni** muutused 2017. aastal Havail.

**Küsimus 3.** Kuidas põhjendada CO<sub>2</sub> kontsentratsiooni sesoonseid muutusi Havail?

**Ülesanne 2.8.** CO<sub>2</sub> kontsentratsioon on praegu ca **400 ppmv**? Kui tuua kõik CO<sub>2</sub> molekulid aluspinna lähedale normaaltingimustele, siis kui paks oleks ligikaudselt tekkinud homogeenne kiht?  

$$\text{ppmv} = \text{parts per million by volume} \equiv 10^{-6} \quad (3.2 \text{ m})$$

**Ülesanne 2.9.** Tooge näiteid olukordadest, kus õhurõhk hoones (rajatises, liiklusvahendis jne) on suurem või väiksem kui väljas, ümbritsevas atmosfääris?

**Ülesanne 2.10.** Maagaas (põhiline koostisosa on süsivesinik metaan, **CH<sub>4</sub>**) on puhtamaid kütuseid. Arutlege, kuidas muudab maagaasi põletamine atmosfääri koostist. Koostage põlemise keemilise reaktsiooni võrrand.

## 2.8. Atmosfääri vertikaalne ulatus

*atmos* – kr k aur, õhk

*sphaira* – kr k kera

Kuna atmosfäär läheb üle maailmaruumiks sujuvalt, siis on atmosfääri vertikaalse ulatuse määramine suuresti kokkuleppe küsimus – millisel kõrgusel loeme atmosfääri lõppenuks ja maailmaruumi algavaks.

Vaatleme esmalt massi jaotust atmosfääris. Kuna õhu tihedus kõrgusega kiiresti kahaneb, siis üle **99%** atmosfääri massist paikneb allpool kõrgusnivood **30 km**. See on **670 korda** väiksem kaugus võrreldes maksimaalselt võimaliku kahe punkti vahelise kaugusega Maa pinnal, **20 000 km**. Võrreldes kõrgusnivood, **30 km**, Maa raadiusega, **6 370 km**, saame **212-kordse** erinevuse. Seega paikneb enamus atmosfääri massist suhteliselt õhukeses kihis.

Lugedes aga atmosfääri ülemiseks piiriks kõrgust, kus ionide tihedus langeb maailmaruumi omale, **5 iooni/cm<sup>3</sup>**, saaksime atmosfääri kõrguseks umbes **20 000 km**. Sellisel kõrgusel ei esine aga ühtki tuntud atmosfäärinähtust. Mõned virmalised ulatuvad **1100 km** kõrguseni. Seda kõrgust võikski praegu lugeda atmosfääri ulatuseks. Kuid sellisel kõrgusel on atmosfääri tihedus ikka veel mitu suurusjärku suurem kui avakosmoses, kus see on vaid **3·10<sup>-24</sup> g/cm<sup>3</sup>** (Hrgian, 1969, 20). Arvutame võrdluseks veemolekuli massi:

**6.02·10<sup>23</sup> veemolekuli mass on 18 g**, siit arvutame, et

**ühe veemolekuli mass on 3·10<sup>-23</sup> g**,

seega, kui planeetidevaheline ruum koosneks ülihõredast veeaurust, oleks seal **0.1 veemolekuli 1 cm<sup>3</sup>** kohta ehk **1 veemolekul 10 cm<sup>3</sup>** kohta.

## 2.9. Atmosfääri meteoroloogiline kihistus

Atmosfäär ei ole ühtlane keskkond, tema koostis ja omadused muutuvad vertikaalsuunas, võimaldades jaotamist kihtidesse. Kihtideks jaotamisel on tähtsaim parameeter temperatuur.

**Troposfäär** (tropo- kr *tropos* käänak, pööre, muutus + kr *sphaira* kera). Atmosfääri kõige alumine ja muutlikum osa, ulatub aluspinnast umbes **10 km** kõrguseni (**8–18 km**). Troposfääri kõrgus oleneb geograafilisest laiusest ja aastaajast. Kõige kõrgem on ta ekvaatori kohal. Külmal aastaajal on troposfäär madalam kui soojal.

Õhu hõrenemise tõttu temperatuur langeb kõrgusega, esmalt, mõnesajameetrises kihis ca **10 °C/km** (nn kuivadiabaatiline gradient), seejärel aeglasemalt, ca **6.5 °C/km** (nn märgadiabaatiline gradient). Keskmistest esineb kõrvalekaldeid, troposfääris võib olla õhukihte, kus kõrguse kasvamisel temperatuur püsib (**isotermiline kiht**) või isegi tõuseb (**inversioonikiht**). Troposfääris asub **75%** atmosfääri massist, siin tekivad ja kaovad pilved, leiab aset intensiivne õhu horisontaalne ja vertikaalne liikumine, kujuneb ilm.

**Tropopaus** (ld *pausa*, kr *pausis*, peatus, katkestus) ehk **stratosfäär**. Vahekiht (üleminekukiht) troposfääri ja selle kohal asuva kihi, stratosfääri, vahel, paksus **1–3 km**. Tropopausi iseloomulikuks tunnuseks on temperatuuri langemise oluline aeglustumine kõrgusega.

Tropopausis esinevad väga tugevad **jugavoolud**. Jugavoolud kujutavad endast kõrgustel **10–15 km** paiknevaid tuule lamedaid “voolutorusid” kõrgusega **2–4 km** ja laiusega **300–400 km**, kus õhk liigub kiirusega **200–300**, kuni **700 km/h**. Jugavoolude tekkimiseks on vajalik poolustele lähema külma ja ekvaatorile lähemate alade soojema õhu kokkupuude.

Seega, vastavalt aastaajale jugavoolude asukoht nihkub kas pooluste või ekvaatori suunas. Kummalgi poolkeral on kaks püsivat jugavoolude piirkonda: **polaarne ja subtroopiline**. **NB!** Kõrgis jugavooludes liigub õhk **ida suunas**. Lähemalt käsitleme jugavoole edaspidi.

**Stratosfäär** (ld *stratum*, kate, alus + kr *sphaira* kera). Algab kõrguselt ca **11 km** ja ulatub kõrguseni ca **50 km**. Temperatuur jääb esialgu samaks (**-55** kuni **-60 °C**), kuni kõrguseni ca **20 km** on isotermia, seda osa stratosfäärist nimetatakse ka **isofääriks**. Edasi temperatuur kasvab, ca **3 °C/km**, kujundades väga stabiilse kihistuse (soojemad kihid kõrgemal). Põhjuseks on Päikese **UV-kiirguse** neeldumine **osoonis**. Kui osooni ei oleks, siis temperatuur tõenäoliselt langeks kõrgusega, see tähendab, et **troposfäär jätkuks**.

Nimetus stratosfäär – stratifitseeritud osa atmosfäärist, vertikaalne segunemine ja vertikaalne tsirkulatsioon on blokeeritud.

**Stratopaus**. Kõrgusel ca **50 km**. Temperatuuri kasv peatub väärtusel ca **0 °C** (osooni pole enam piisavalt).

**Mesosfäär**. Algab **50–55 km** kõrguselt. **Temperatuur**, analoogselt troposfääri, **uuesti langeb**, jõudes oma ülapiiril **80 km** kõrgusel väärtuseni ca **-80** kuni **-90 °C**. Stratosfäär ja mesosfäär kokku moodustavad nn *keskmise atmosfääri*.

**Mesopaus**. Kõrgusel **75–80 km**, temperatuur enam-vähem konstantne.

**Termosfäär**. Algab kõrguselt ca **85 km** ja ulatub umbes kõrguseni **500 km**. Õhumolekule on hõredalt, mistõttu Päikese nii tavaline elektromagnetkiirgus ehk päikesevalgus, eriti aga korpuskulaarkiirgus kiirendavad nende teele jäävaid molekule suurte kiirusteni. Molekulide suurem kiirus tähendab kõrgemat temperatuuri. Termosfääris temperatuur kasvab kõrgusega ja muutub kõrgusel ca **110 km** positiiivseks, seejärel kasvab kuni väärtusteni **1500–2000 °C**. Gaasid on ioniseeritud olekus ja reageerivad Maa magnetvälja muutustele. Hõrenduse tõttu on aga õhu soojusjuhtivus ja -mahtuvus väikesed ning termosfääri õhk ei kõrvetaks (vrld kõrget õhutemperatuuri saunalaval, mida inimkeha talub; samas kõrvetavad saunalavale jäetud metallesemad ja tuline vesi). Molekulid ja ioonid võivad termosfääris läbida mitukümmend km ilma pörkumata (maapinna lähedal on õhumolekulide vaba tee keskmine pikkus vaid  **$10^{-4}$  mm**,  **$5 \cdot 10^9$  pörget/s**).

**Termopaus**. Kõrgusel ca **500 km**.

**Eksosfäär**. Algab kõrguselt ca **500 km** ja ulatub põhimõtteliselt maailmaruumi. Kõrge temperatuur (*termodünaamiline mõiste*) püsib või isegi kasvab. Toimub ionide hajumine maailmaruumi ning sealsete ionide saabumine Maa atmosfääri.

Esitatud atmosfääri kihistus on koostatud temperatuuri muutuste järgi. Pidades silmas teisi parameetreid, võib saada teistsuguseid kihistusi, nimetame neist kolm: **1)** atmosfääri gaasilise koostise järgi, **2)** turbulentsi (vertikaalsete õhuvoolude) olemasolu järgi, **3)** gaaside ioniseerituse järgi. Levinud on nimetatud kolmas põhjus, kõrgemal kui **80 km** asuva kihi nimetamine **ionosfääriks** seal olevate elektriliselt laetud osakeste – ionide ja elektronide rohkuse tõttu. Ionosfäär mõjutab oluliselt radio kaugsidet.

## 2.10. Standardatmosfäärid

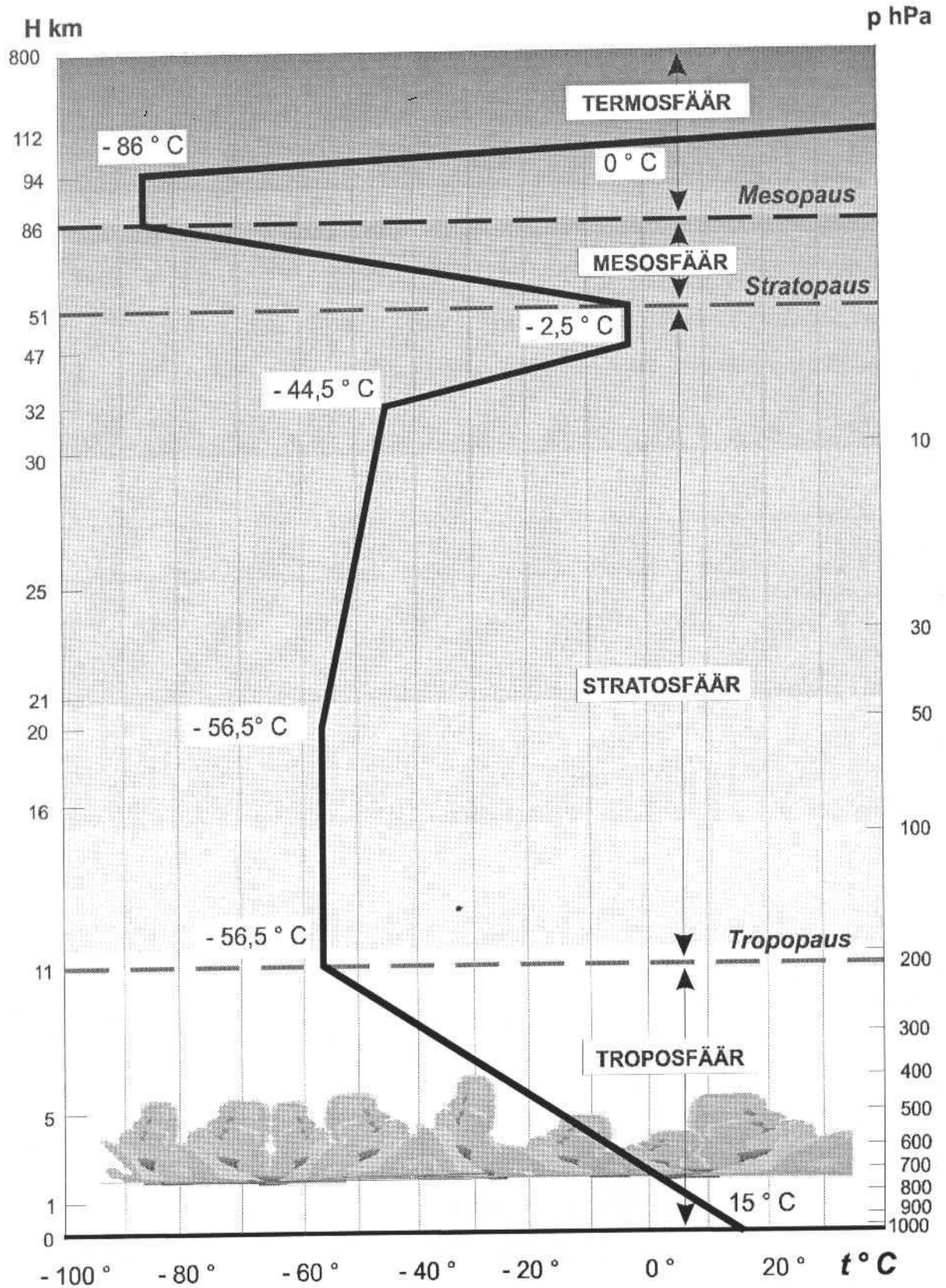
Standardatmosfäärid (keskmistatud atmosfäärid) väljendavad tabelite ja joonistena meteo-elementide (peamiselt õhu rõhk ja temperatuur) keskmisi väärtusi mingi asukoha erinevatel kõrgustel. Käesolevas konspektis on üks võimalik standardatmosfäär esitatud lk 39, joon. 2.6.

Erinevates riikides ja organisatsioonides koostatud standardatmosfäärid erinevad pisut üksteisest, vastavalt geograafilisele asukohale. Eestis on tuntumad US Standard Atmosphere (USSA) ja endises NSVL-s koostatud standardatmosfäär. Lisaks **temperatuuri** ja **rõhu vertikaalsetele profiilidele** on standardatmosfäärides tavaliselt antud ka mitmete gaaside, sh **O<sub>3</sub>**, **NO<sub>2</sub>** jt molekulide kontsentratsioonide kõrgusprofiilid.

Standardatmosfäärid võidakse koostada nii aastakeskmistena kui sesoonide kaupa.

Standardatmosfääride kasutamisinäiteid: 1) atmosfääris toimuvate protsesside (näiteks päikese kiire trajektoori ja kiiritustiheduse nõrgenemise) modelleerimine, 2) lennuparaatide ja atmosfääri ülakihtidesse saadetavate instrumentide (mõõtesondid) projekteerimine ja testimine, jne.

**Küsimus 4.** Kasutades järgmisel joonisel olevat atmosfääri kihistuse skeemi, kui suur on temperatuuri vertikaalne gradient troposfääris?



Joon. 2.6. Atmosfääri kihistuse skeem (*International Standard Atmosphere, 1981, M. Jürissaar, 1998, 12*).

**Küsimus 5.** Atmosfääri koostismolekulide soojusliikumine põhjustab õhurõhu, mille keskmiseks väärtuseks võetakse modelleerimistel ja selgitustel nn normaalne õhurõhk merepinnal:

$$p = 760 \text{ mmHg} = 1013.25 \text{ hPa} = 1013.25 \text{ mb} .$$

Kujutleme, et molekulide soojusliikumine lakkab. Molekulid laskuvad aluspinnale, kattes selle liikumatu kihina ja avaldades rõhku oma raskusjõuga. Kui suur on nüüd rõhk selle kihi all? Kas see on suurem või väiksem või sama suur, võrreldes **760 mmHg**?

Küsimuse mõtte on tegelikult selles, et kas võime arvutada atmosfääri massi lähtudes normaalsest õhurõhust?

**Abiülesanne.** Kui vastamine äsjatoodud ülesandele polegi nii lihtne, siis lahendame esialgu lihtsama ülesande. Kujutleme väljakut, **100 × 100 m**, mille igal ruutmeetril paikneb pall massiga **m**. Seega on pallide rõhk väljakule arvuliselt võrdne ühe palli raskusega, mis on **mg**. Kokku on **10 000** palli.

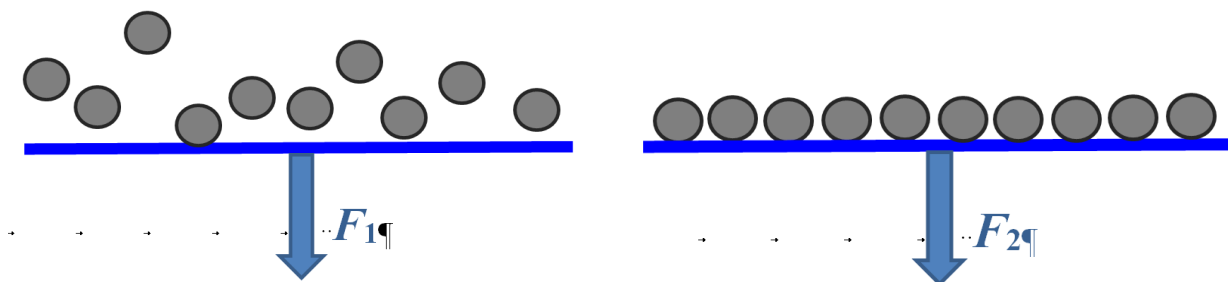
Nüüd jooksevad korraks väljakule **1000** mudilast, kellest igaüks viskab järjest üles **10 palli**. Pallide viskekõrgus on juhuslik. Kui eeldada, et põrked on ideaalsed, siis jäävadki pallid põrkama, analoogselt õhumolekulidega. Kui suur on põrkuvate pallide keskmine rõhk väljakule?

Tegelikult, kui rääkida üle aja keskmistatud rõhust, pole pallide arvul tähtsust. Võib olla ka **10 palli** või ainult **1 pall**.

Konkreetsuse huvides on joonisel 2.7 kujutatud ühel kaalukaasil **10** põrkuvat ja teisel **10** seisvat palli. Realiseerub üks kolmest võimalusest:

- 1)  $F_1 > F_2$  ??
- 2)  $F_1 < F_2$  ??
- 3)  $F_1 = F_2$  ??

Milline võimalus on õige? Vastust saab lausa kvantitatiivselt (valemiga) põhjendada. Vihje – gaaside molekulaarkineetilise teooria põhivõrrandi tõestus.



Joonis 2.7. Ühel kaalukaasil on 10 absoluutselt elastselt põrkuvat ja teisel 10 liikumatut palli. Millal on keskmine jõud kaalukaasile suurem?