

Tallinna Reaalkool

Atmosfääri mudeldamine ja katseandmete põhjal täpseima mudeli leidmine

Uurimistöö

Jarl Patrick Paide

11.a

Juhendaja: õp Mart Kuurme

Tallinn 2019

Sisukord

Sissejuhatus	3
1 Teooria	4
1.1 Ideaalne gaas	5
1.1.1 Isotermiline atmosfäär	6
1.1.2 Adiabaatiline atmosfäär	6
1.1.3 Mitteadiabaatiline atmosfäär	8
1.2 Wan der Waalsi gaasi mudel	8
1.2.1 Adiabaatiline atmosfäär	8
2 Katsed ja andmete analüüs	9
2.1 Metoodika	9
2.1.1 Andmete kogumine	9
2.1.2 Andmete analüüs	9
2.2 Varem tehtud katsed	9
2.2.1 Kõrguse sõltuvus lennuajast	10
2.2.2 Rõhu sõltuvus kõrgusest	10
2.2.3 Välistemperatuuri sõltuvus kõrgusest	11
Kasutatud materjalid	13
Kinnitusleht	14

Sissejuhatus

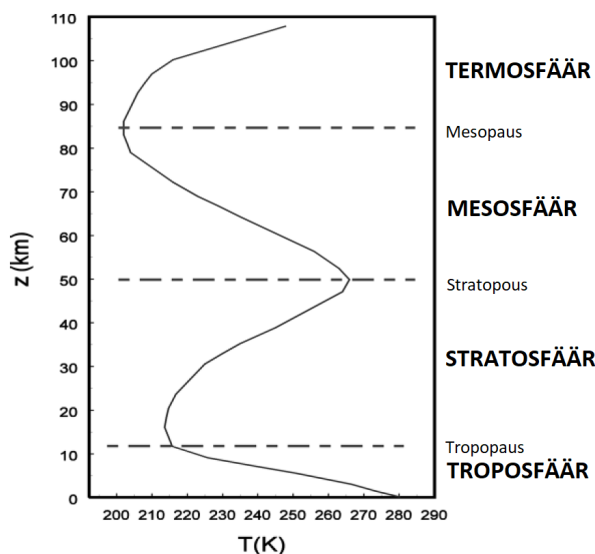
Globaliseeruv ja ülerahvastatud maailmas on atmosfääri reostatus üks kõige olulisemaid probleeme. Atmosfääri reostusega kaasneb kasvuhooneefekt - kliima soojenemine, mis omakorda viib maailmamere tõusule. Atmosfääri mudeldamine aitab mõista atmosfääris toimuvaid protsesse ja leida lahendusi atmosfääri seisundi arendamiseks. Mudeli andmeid saab kasutada globaalse atmosfääri mudeli arendamisel.

Uurimistöö eesmärk on leida vaatlusandmete alusel võimalikult täpne mudel, mis kirjeldaks atmosfääri temperatuuri ja rõhu seoseid vastavalt kõrgusele maapinnast. Uurimisküsimus on "Millised seosed on atmosfääris mõõdetavate parameetrite vahel - temperatuur, rõhk ja kõrgus maapinnast?".

Uurimistöö alguses leitakse erinevate eeldustega erinevad seosed temperatuuri ja rõhu sõltuvusest kõrgusest. Praktilises osas tehakse mõõtmisi heeliumõhupalli külge kinnitatud mõõteriistaga, mis lennutatakse stratosfäärini ja pärast kontrollitakse katseandmete põhjal teoreetilises osas saadud seoste kehtivust.

1 Teooria

Teooria osas proovitakse leida erinevaid täpseid viise, kuidas kirjeldada rõhu ja temperatuuri sõltuvust kõrgusest.



Joonis 1. Temperatuuri sõltuvus kõrgusest

Joonisel 1 on näha, kuidas temperatuur muutub kõrguse kasvades. Troposfääris temperatuur langeb ja stratosfääris temperatuur tõuseb. Kõrguse kasvades rõhk väheneb, sest kõrguse kasvades väheneb ülevalpool oleva õhu mass, mis surub õhku kokku tekitades rõhku. Kuna rõhk väheneb, siis temperatuur langeb. See seletab temperatuuri langust troposfääris. Peale troposfääri tuleb osoonikiht, mis asub stratosfääris. Osoon neelab päikeselt tulevat kiirgust muutes selle soojuseks. Mida kõrgemal, seda vähem kiirgust on neelatud päikese poolt ja seda soojem. Eelkirjeldatud atmosfääri kihtides on kogutud käesoleva uurimistöö katseandmed.

Selles peatükis on avaldatud temperatuuri ja rõhu sõltuvused kõrgusest erinevate meetoditega, otsides kõige täpsemat seost.

Termodünaamika esimene seadus on avaldatud alljärgnevalt

$$dU = dQ - dA \quad (1)$$

kus dU on gaasi siseenergia muutus, dQ on soojushulga muutus ja dA on töö muutus.

Gaasi siseenergia U avaldub vabadusastmete i kaudu järgneva seose abil

$$U = \frac{i}{2}\nu RT \quad (2)$$

Konstantse ruumala puhul tööd ei tehta, seega kogu soojus läheb siseenergia suurendamiseks. Saame soojusmahutavuse, võttes siseenergia muudust tulelise temperatuuri järgi.

$$C_V = \frac{dQ}{dT} = \frac{i}{2}\nu R \quad (3)$$

Molaarset soojusmahutavust saab avaldada valemiga $c_V = \frac{C_V}{\nu}$ saades molaarseks soojusmahutavuseks

$$c_V = \frac{i}{2}R \quad (4)$$

Kui aga vaadata isobaarilist protsessi, siis vaadates olekuvõrrandit tuleneb $p dV = \nu R dT$, ning gaas teeb tööd $dA = p dV = \nu R dT$. Avaldades need valemisse 1 saame

$$dQ = dU + dA = \frac{i+2}{2}\nu R dT$$

millest järeldub

$$c_p = \frac{i+2}{2}R$$

Samuti saab näidata c_V ja c_p vahelist seost

$$c_p = c_V + R \quad (5)$$

Vaatame õhukest õhuriba laiusega dz kõrgusel z . Rõhu muutust kõrguste z ja $z + dz$ vahel saab kirjeldada valemiga

$$dp = -\rho(z)g dz \quad (6)$$

Kui seda integreerida, siis saab kätte rõhu muutuse sõltuvalt kõrgusest. Aga kuna tihedus ei ole konstantne, siis on vaja kõigepealt leida kuidas tihedus muutub kõrguse muutumisega.

1.1 Ideaalne gaas

Selles alampeatükis teeme eelduse, et atmosfäär koosneb ideaalsest gaasist. Sellisel juhul saame kasutada ideaalse gaasi olekuvõrrandit

$$PV = \nu RT \quad (7)$$

1.1.1 Isotermiline atmosfäär

Oletame, et atmosfääris on kõikjal ühtlane temperatuur. Sellisel juhul on atmosfäär isotermiline ja me saame asendada valemi 7 valemise 6 saades järgmise seose

$$\frac{dp}{p} = -\frac{\mu g}{RT} dz \quad (8)$$

Kuna temperatuur on konstantne, siis on ka $\frac{\mu g}{RT}$ konstantne ning seda integreerides saame järgneva

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = \int_0^z -\frac{\mu g}{RT} dz$$
$$\ln\left(\frac{p}{p_0}\right) = -\frac{\mu g}{RT} z$$

Kus T on atmosfääri konstantne temperatuur, z on kõrgus maapinnalt, p_0 on kõrgus maapinnalt ja p on rõhk kõrgusel z maapinnast ja p sõltub kõrgusest järgnevalt

$$p = p_0 e^{-\frac{\mu g}{RT} z}$$

Kuid see valem ei kehti, sest atmosfääris pole ühtlane temperatuur.

1.1.2 Adiabaatiline atmosfäär

Adiabaatiline protsess on termodünaamiline protsess, mille käigus ei toimu soojusvahetust väliskeskkonnaga.

Harilikult on õhumassid atmosfääris tugevas liikumises, nii et nad liiguvad pidevalt üles-alla. Kuna kõrgemal on rõhk väiksem kui all, siis jahtub gaas üles liikudes adiabaatilise paisumise tõttu (õhumasside suurte mõõtmete tõttu on soojusjuhtivus hästi aeglane).

Kuna adiabaatilises protsessis soojusvahetust ei toimu, siis valemis 1 $dQ = 0$. Gaasi poolt tehtud töö on $dA = pdV$ ja gaasi siseenergia muut on $dU = \nu c_V dT$. Sellest järeldub

$$\nu c_V dT = -pdV \quad (9)$$

Ideaalse gaasi olekuvõrrandist 7 saame tuletist võttes ja avaldades järgneva

$$dT = \frac{pdV + Vdp}{\nu R} \quad (10)$$

Asendades 10 valemi valemisse 9 saame uue seose

$$pdV(c_V + R) + c_V Vdp = 0 \quad (11)$$

Asendame siia sisse valemi 5 ja adiabaadi näitaja

$$\gamma \equiv \frac{c_p}{c_v}$$

Nüüd eelmisi seoseid kasutades ja ümber paigutades saame võrrandi

$$\gamma \frac{dV}{V} + \frac{dp}{p} = 0$$

Seda integreerides saame

$$\int \gamma \frac{dV}{V} + \frac{dp}{p} = \gamma \ln(V) + \ln(p) = \text{Const.}$$

Sellest saame järeldada

$$pV^\gamma = \text{Const.}$$

Samuti kasutades ideaalse gaasi olekuvõrrandid saame tuletada veel 2 seost

$$p^{1-\gamma} T^\gamma = \text{Const.} \quad (12)$$

$$V^{\gamma-1} T = \text{Const.}$$

Valemist 12 saame

$$d \ln(p^{1-\gamma} T^\gamma) = 0$$

Millest saame

$$\frac{dp}{p} = \frac{\gamma}{\gamma-1} \frac{dT}{T} \quad (13)$$

Võttes nüüd valemi 8 ja valemi 13

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu g}{R}$$

Seda integreerides saame

$$\begin{aligned} \int_{T_0}^T dT &= \int_0^z -\frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu g}{R} dz \\ T - T_0 &= -\frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu g}{R} z \end{aligned}$$

Kus T_0 on temperatuur maapinnal ja T on temperatuur kõrgusel z , mille saab avaldada sõltuvusena

$$T = T_0 \left(1 - \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{\mu g}{RT_0} z \right)$$

Kasutades nuud seost 12 saame seose

$$p = p_0 \left(1 - \frac{\gamma-1}{\gamma} \frac{z}{z_0} \right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}}$$

1.1.3 Mitteadiabaatiline atmosfäär

1.2 Wan der Waalsi gaasi mudel

Wan der Waals esitas ideaalse gaasi olekuvõrrandist täpsema mudeli gaasi olekuvõrrandi jaoks.

$$\nu RT = \left(p + \frac{\nu^2 a}{V^2} \right) (V - \nu b) \quad (14)$$

Kus a ja b on igale gaasile empiiriliselt määratud parameetrid. Siseenergia on antud kujul

$$U = \nu c_V T - \frac{\nu^2 a}{V} \quad (15)$$

1.2.1 Adiabaatiline atmosfäär

Siseenergia muutu saab avaldada valemist 15

$$dU = \nu c_V dT + \frac{\nu^2 a}{V^2} dV$$

Adiabaatilise protsessi deffiniitsiooni kohaselt ei anta gaasile siseenergiat juurde, ehk $dQ = 0$. Seega saame kirja panna

$$0 = dU + p dV = \nu c_V dT + \left(\frac{\nu^2 a}{V^2} + p \right) dV$$

Asendades siia sisse valemi 14 saame

$$0 = c_V dT + \frac{RT}{V - \nu b} dV$$

$$\int -\frac{c_V}{T} dT = \int \frac{R}{V - \nu b} dV$$

$$c_V \ln(T) + R \ln(V - \nu b) = \text{Const.}$$

$$(V - \nu b)^R T^{c_V} = \text{Const.}$$

$$(V - \nu b)^{R+c_V} \left(p + \frac{\nu^2 a}{V^2} \right)^{c_V} = \text{Const.}$$

$$\left(p + \frac{\nu^2 a}{V^2} \right) (V - \nu b)^\gamma = \text{Const.}$$

2 Katsed ja andmete analüüs

2.1 Metoodika

2.1.1 Andmete kogumine

Andmeid kogutakse heeliumiga täidetud õhupalliga kaasa saadetud sondiga, mis mõõdab erinevaid andmeid. Põhilisteks andmeteks on kõrgus, asukoht, aeg, välistemperatuur ja rõhk. Sondi pardal on Raspberry Pi arvuti. Õhupall kerkib atmosfääri kõrgemadesse kihtidesse, sest üleslükkejõud ületab kerge gaasi ja sondi massi. Kõrgemale tõustes rõhk väheneb. Et õhupalli siserõhk oleks tasakaalus välisrõhuga, suureneb õhupalli ruumala, kuni õhupall lõhkeb ülepingest. Peale seda kukkub sond alla ja leitakse GPS'ga üles.

2.1.2 Andmete analüüs

Andmete analüüsimiseks kasutan enda poolt kirjutatud c++/Python programmi. Programmiga saab joonistada graafikuid andmete põhjal ja kontrollida erinevaid seoseid.

2.2 Varem tehtud katsed

Selles uurimistöös tehtud katsed on tehtud Eesti kosmosekoolide võrgustiku siseselt. See võrgustik on varem teinud juba kaks heeliumõhupalli lendu, ning selle uurimistööga seoses tehakse ka heeliumõhupalliga lend. Uue katse planeerimiseks on vajalik eelmiste katsete analüüs ja leida vigu, mida uues katses parandada.

Esimene lend mis tehti 29. märtsil kestis umbes kaks tundi, kus kõrgeim punkt milleni jõuti oli 26474 m. Selleks läks aega poolteist tundi ja sellel kõrgusel lõhkes õhupall väikese välisrõhu pärast suureks paisumise tõttu. Kokku tehti 220 mõõtmist. Mõõtmise alla kuulusid kellaaeg, laiuskraad, pikkuskraad, kõrgus, kapsli sisetemperatuur, välistemperatuur ja rõhk.

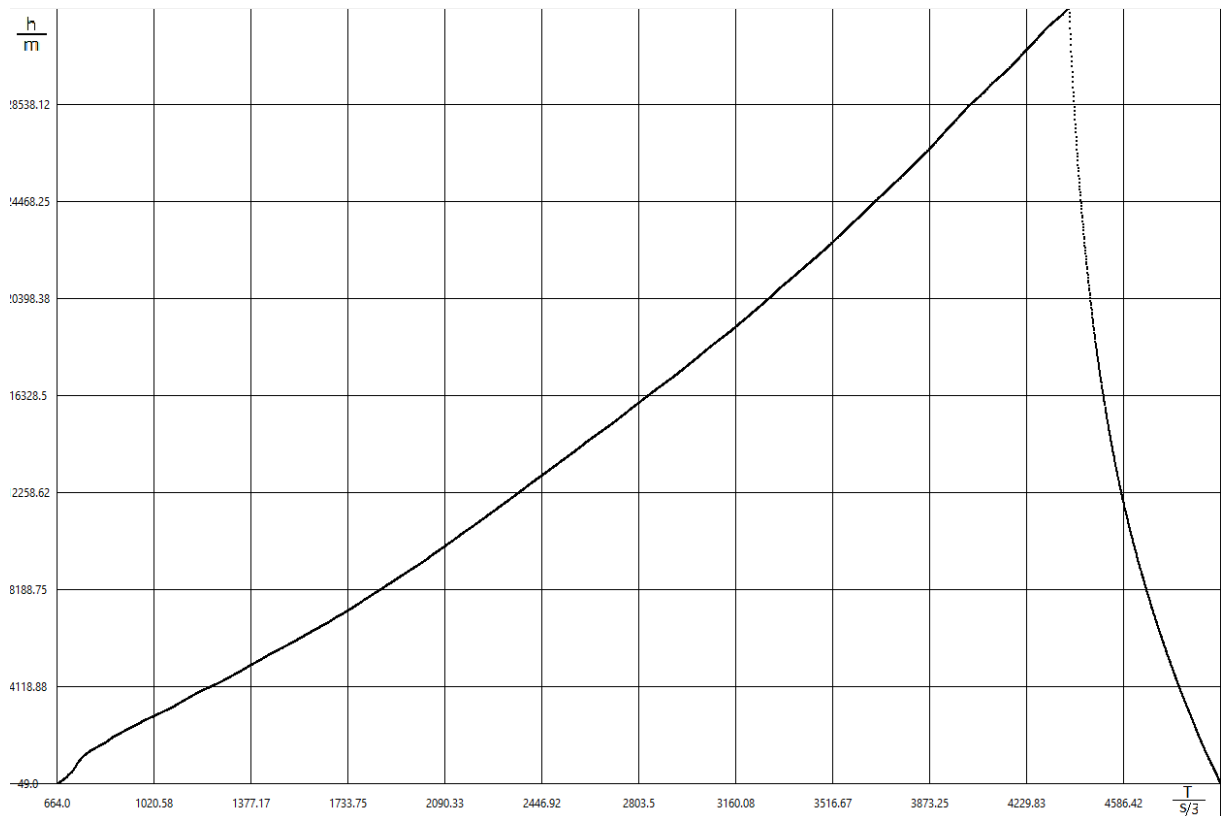
Teine lend tehti 11. mail ning seekord kestis lend peaaegu neli tundi, jõudes kolme ja poole tunniga kõrgusele 32608 m. Katse tegijad muutsid õhupallis heeliumi kogust, mille tõttu oli tõusmise kiirus väiksem, aga õhupall plahvatas hiljem ja jõuti kõrgemale. Seekord tehti

4300 mõõtmist ja mõõdeti samu parameetreid.

Ma kasutan teise lennu andmeid, et planeerida enda lendu, sest teisel lennul on tihedamad andmepunktid.

2.2.1 Kõrguse sõltuvus lennuajast

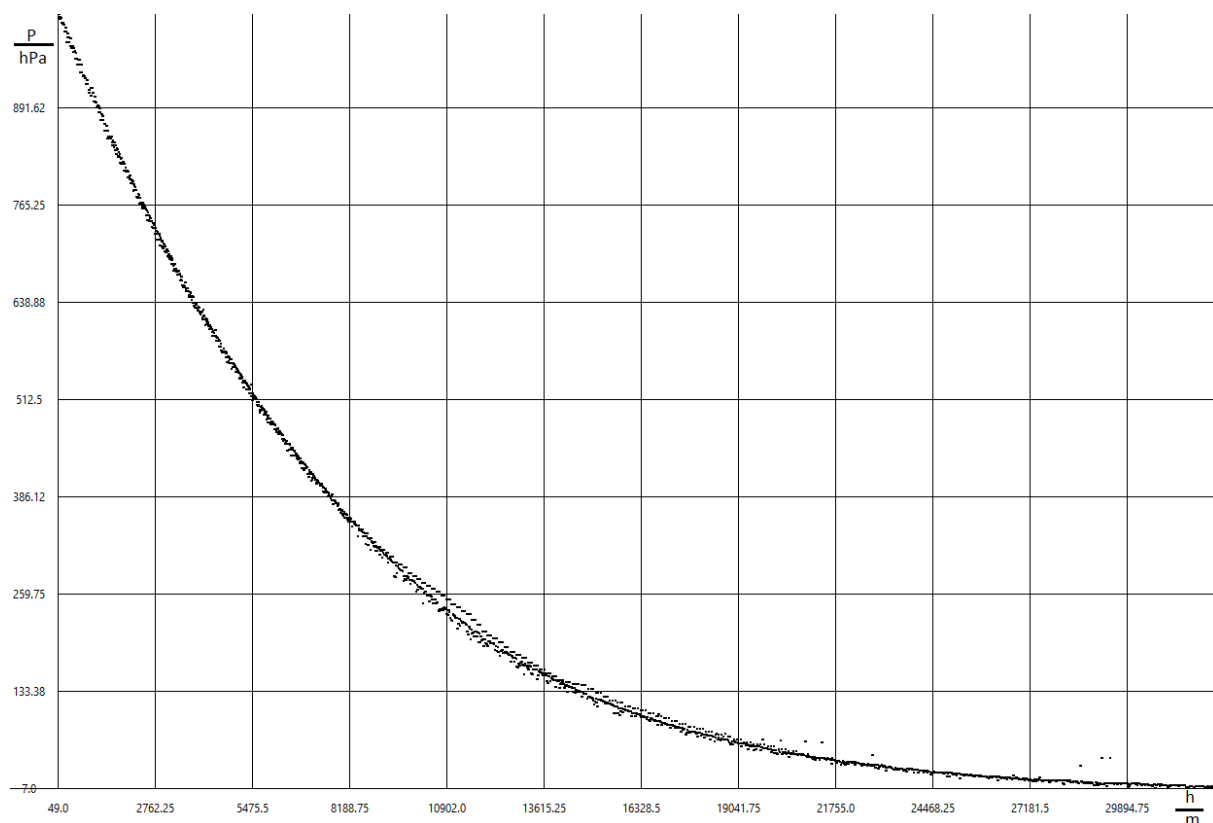
Joonisel 2 on näha õhupalli kõrgust lennu jooksul muutuvana ajast. Kuna mõõtmised on tehtud kindlate ajavahemike tagant on näha, kuidas peale õhupalli lõhkemist langeb sond kiiremini ja hakkab peale seda aeglustama.



Joonis 2. Kõrguse sõltuvus ajast

2.2.2 Rõhu sõltuvus kõrgusest

Joonisel 3 on näha rõhu sõltuvust kõrgusest. Graafikult tuleb ilusasti välja sõltuvus, välja arvatud umbes 10 km kõrgusel, kus jookseb kaks joont. Erinevus tekib, sest üks joon näitab andmeid tõusmisel ja teine langemisel.

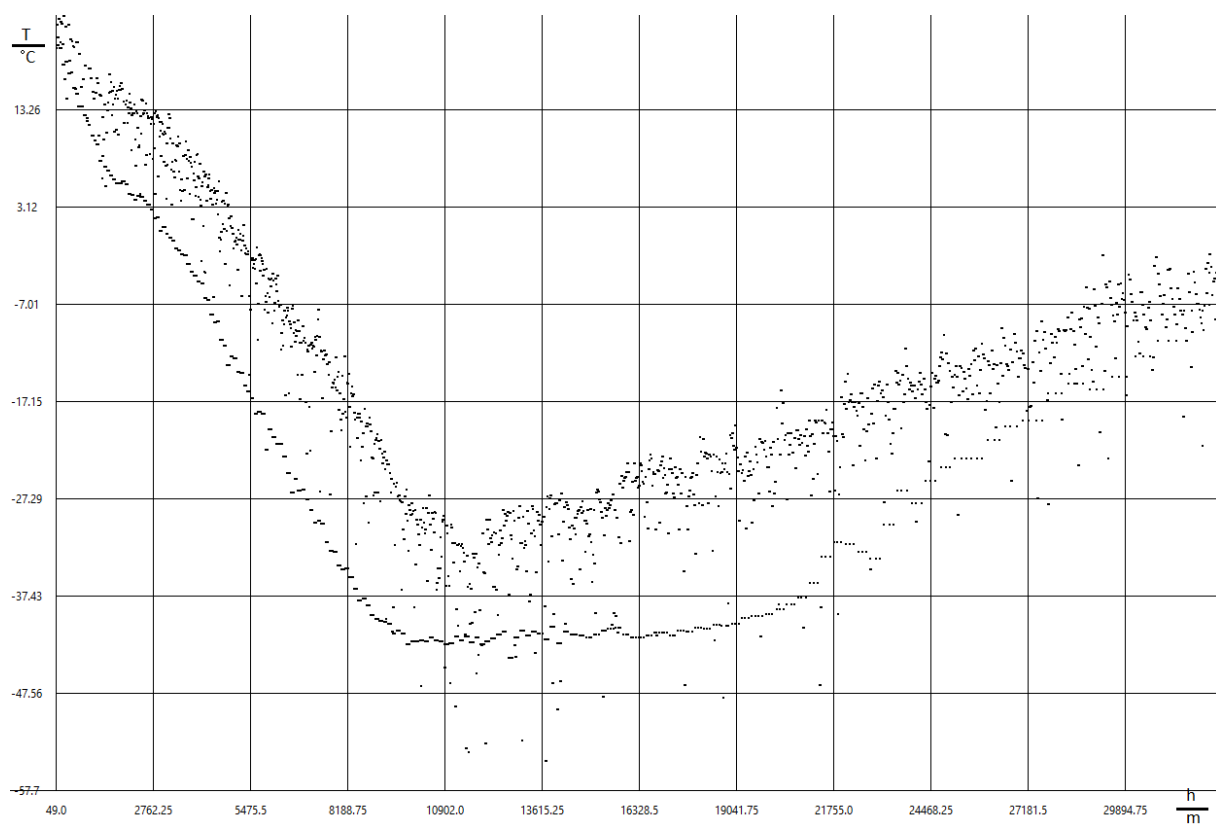


Joonis 3. Rõhu sõltuvus kõrgusest

2.2.3 Välistemperatuuri sõltuvus kõrgusest

Joonisel 4 on näha välistemperatuuri sõltuvus kõrgusest. Nagu joonisel 3 on ka siin näha kahte joont, mis tuleb tõusmisest ja langemisest. Tõusmisel on andmepunktid väga laiali valgunud, mis tuleb sondi pöörlemisest. Vahepeal on temperatuuri andur päikesest poole, mille tõttu temperatuur on suurem ja vahepeal on andur päikesest eemal, mis juhul mõõdetakse tegelikku temperatuuri. Langemisel on pöörlemist vähem ja siis on punktid rohkem ühe joone peal. Et enda katses vältida andmete laialivalgumit, on vaja lahendada päikesest tulenevat temperatuur väärmõõtmise probleemi.

On näha, et temperatuur ei lange pidevalt atmosfääris tõustes. Troposfääris temperatuur langeb, kuid stratosfääri jõudes hakkab temperatuur tõusma. Kõige külmem piirkond umbes 10 km kõrgusel.



Joonis 4. Välistemperatuuri sõltuvus kõrgusest

Kasutatud materjalid

Hobbs, P. V., Wallace, J. M. (2006) Atmospheric Science: An Introductory Survey. Amsterdam: Elsevier

Ahrens, C. D., Henson, R. (2018) Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment. Boston: Cengage Learning

Kinnitusleht

Kinnitan, et

- koostas in uurimistöö iseseisvalt. Kõigile töös kasutatud teiste autorite töödele ja andmeallikatele on viidatud;
- olen teadlik, et uurimistööd ei edastata teistele tulu teenimise eesmärgil ega jagata teadlikult plagieerimiseks.

.....
kuupäev / nimi / allkiri

Tunnistan uurimistöö kaitsmisvalmiks.

Juhendajad

.....
kuupäev / nimi / allkiri

.....
kuupäev / nimi / allkiri