



TEADUSLIKUD ÕPPE- JA KÄSIRAAMATUD NR. 4

W. KURRIK

TARTU METEOROLOOGIA-OBSERVATOORIUMI
SÜNOPTIK

METEOROLOOGIA

W. Kurrik



K./Ü. „**LOODUS**“, TARTUS
1924

Prof. Dr. med. A. PALDROCK

Suguhaigused

Hind 300 marka.

Käesolev raamat on käsitatud väga ülevaatalikult. Olgu, et ta ülikooli õpperaamatuks on määratud, pakub ta igale haritud inimesele selge ülevaate kõigist suguhaigustest ja retseptid nende arstimiseks.

H. Riikoja — J. Weski

T. Ü. zooloogia dotsent

Eesti keele lektor

Selgrootute loomade süstemaatiline nimestik

==== Hind 170 marka ====

Meie seltskond on saanud muukeelse hariduse. Selle tõttu tundub igal sammul puudus täpsatest oskussõnadest.

Käesolev raamat toob sõnastiku põhimõttel selgrootute loomade eestikeelsed nimed. Sõnastik on sellekohase ülikooli juures töötava komisjoni mitmeaastase töö vili.

Orienteerumiseks on eestikeelsetele nimetustele juurde lisatud vastavad ladina-, saksa- ja venekeelsed terminid.

METEOROLOOGIA

EHK

ILMATEADUSE ÔPETUS

W. KURRIK

TARTU METEOROLOOGIA-OBSERVATOORIUMI SÜNOPTIK

77 JOONISE, KAARDI
JA PÄEVAPILDIGA

23164



K./Ü. „**LOODUS**“, TARTUS

1924

K./U. „Looduse“ keeleline korrektor
Tartu Ülikooli eesti keele lektor J. V. Veski.



A-4020i

815117989

Eessõna.

Meteoroloogia õpperaamat on autori poolt iseseisvalt kokku seatud uuema erikirjanduse põhjal; nimelt on materjalina tarvitatud ligi 40 eriraamatut ja brošüüri, peale selle veel mõned kuukirjad ja aastaraamatud.

Raamatu keele kohta olgu tähendatud, et tarvitusele on võetud hulk oskussõnu, mis eesti kirjanduses tänini kas täiesti puudusid või mida mitmes tähenduses tarvitati. Need oskussõnad on eriteadlaste komisjoni poolt heaks kiidetud; osalt on nad Tartu Meteoroloogia-Observatooriumi trüki-väljaandeks juba tarvitusel.

Õpperaamatu autor pidas esimeses reas silmas nende erikoolide õppekavasid, milles meteoroloogia on õppeaineks, s. o. mere- ja põllutöökoolide omi. Nende mõlemate tarvidused ei käi küll mitte ühte, ja raamatu sisu on sellepärast laiemale alusele seatud. Kellele seda tarvis ei ole ehk keda mõni eriküsimus ei huvita, võib vastavad peatükid julgesti vahele jätta. Põllumeestele kõige tähtsamaks on üldse raamatu esimene osa, ka ~~hisa~~ aga meremeestele teine, milles tuuli põhjalikult ning üksikasjaliselt käsitletakse. Sisu nimestikus on peatükkidele suured kursiivtähed juurde lisatud, mis tähendavad, et vastavad peatükid peajasjalikult tähtsad on: *P* — põllutöökoolidele, agronoomidele, botaanikutele ja geograafidele; *M* — merekoolidele, *L* — lenduritele, *A* — arstidele. Tähtedeta peatükid on üldise tähtsusega. Ka üliõpilased võiksid raamatut kasuga lugeda. Endises vene ülikoolis oli meteoroloogia peajasjalikult matemaatikutele sundluseks õpiaineks; ja selle tõttu sisaldas vene professorite meteoroloogiakursus õige ohtrasti valemid ning matemaatilisi tuletusi, niisama kui kõik selleainelised suuremad vene õpperaamatud. Saksa õpperaamatud on üld-arusaadavamal viisil kokku seatud; ja nende eeskuju järele arvasin ka mina kohase olevat käia, seda enam, et Tartu ülikoolis ilmteadust esimeses joones agronoomidele, geograafidele ning teistele loodusteadlastele loetakse. Eriti nende jaoks leidub raamatus õige rohkesti klimatoloogilist materjali.

Lõpuks avaldan lootust, et ka õige palju eraisikuid, kel mitte enam tarvis ei ole õppida ning eksameid sooritada, minu raamatu huvitusega läbi loevad. On ju ilmastikul õige suur mõju igapäevasesse elusse, ja tema nähtustest arusaamine võib igale loodusearmastajale uut vaatepiiri avada.

W. K.

Märgid vaatluste jaoks.

● = vihm	☃ = äike (pikne müristamisega)
* = lumi	⊥ = kõu (müristamine välguta)
▲ = rahe	↘ = välk (kauge välgutamine)
△ = teralumi	☾ = vikerkaar
○ = jäävihm	⊖ = päikesetara
⊂ = kaste	☾ = kuutara
┌ = hall	= sambad päikese kohal
∨ = härm	⊕ = rõngas päikese ümber
∞ = jäide	☉ = rõngas kuu ümber
← = jääõelad	↪ = virmalised
≡ = udu	↙ = kõva tuul
≡ = madal udu	⊕ = lumetuisk
∞ = põuasomp	⊗ = lumikate

Lühendused.

C. = Celsius	kg = kilogramm
m = meeter	m. sek. = meetrit sekundis
mm = millimeeter	k. = kell
sm = sentimeeter	e. l. = enne lõunat
km = kilomeeter	p. l. = peale lõunat

Sissejuhatus.

Meteoroloogia ehk ilmateaduse ülesandeks on maakera õhkkonna nähtusi uurida ja füüsikaseaduste varal seletada ning nende muutusi ette ära arvata.

Nimetatud nähtused on peaaesjalikult: tuul, sademed, õhu temperatuur ja niiskus. Neist on temperatuur tähtsam element, sest et temast sõltuvad kõik teised nähtused. Õhu liikumine, mida harilikult tuuleks nimetatakse, sünnib täiesti füüsikaseaduste järele, niisama vee külmumine ja aurumine, ka auru tihenemine tilkadeks.

Meteoroloogiasse kuuluvad ka veel mõned optilised nähtused: päikese ja kuu sapid ja rõngad, virmalised, pikne, vikerkaar. Neil ei ole iseenesest ilmade peale küll mõju, aga ilmade ennustamisel tuleb neid osalt ometi arvesse võtta.

Ilmateadus arvatakse loodusteaduste hulka. Aga ta ei ole eksaktne eksperimentaalne teadus nagu füüsika ja keemia, mis uuritavaid nähtusi võivad kunstlikul teel uuesti sünnitada. Meteoroloog võib õhkkonnas ilmuvaid nähtusi ainult nõnda võtta ja tähele panna, kuidas nad iseenesest kujunevad. Selleks otstarbeks on kõigis riikides ja asumaades ilmade vaatluskohad ehk ilmajaamad asutatud, kus iga päev teatavatel tundidel korralisi õhu temperatuuri, õhurõhumise, sademete rohkuse, tuule sihi ning kiiruse ja teisi mõõtmisi toimetatakse. Mõned suuremad ilmajaamad ehk observatooriumid töötavad juba üle 100 aasta vahet pidamata, näit. Pariisis, Peterburis, Varssavis; Tartu oma — 58 aastat.

Maakera kahekordne keerlemine — oma telje ja päikese ümber — muudab päikese kiiretamise mõju alatasa ning sünnitab sellega ilmade mitmekesisust. Igas maakohas kordub ilmastiku muutumine perioodiliselt: soojas kliimavöös üsna korrapäraselt, aga parajas ja külmas kliimavöös mitte nii täpsalt. Sest seal sõltub ilmade muutuvus suurelt jaolt aperiodilistest

teguritest, nimelt tsüklonite ehk madalrõhkkondade liikumisest. Kuid mitmeaastased keskvärtused näitavad ka seal teatavat perioodilisust.

Teoreetilise meteoroloogia peaaineks on õhkkonna nähtuste seletamine füüsikaseaduste põhjal. Mitmeaastaste vaatluste andmete keskvärtusteks kokkuvõtmine on klimatoloogia ülesandeks. Aga tulevast ilma vähemalt ühe päeva kohta ette arvata on sünoptika eesmärgiks.

Mineval aastasajal oli meteoroloogia ainult kõige alumise, maakera pinnal lasuva õhukihi teadus. Alles paarikümne aasta eest hakati kõrgemate õhukihtide uurimiseks kõrgeile mäetippudele ilmajaamu ehitama, nagu Sonnblick'i observatoorium (3100 m) ja Mont Blanc'i observatoorium (4365 m) Alpi mäestikus ja Mount Whitney observatoorium (4400 m) Kalifornias. Ühtlasi hakati kavakindlalt ka isemärkijate aparaatidega varustatud tuulismadusid ja õhupalle üles lendu laskma. Praegusel ajal on õhkkonna olud kuni 30 km kõrguseni ilmateadlastele kaunis selged. Igapäevases elus on kõige tarvilikum tunda peaaesjalikult kõige alumise, maapealse õhukihi oiusid ning muutusi. Ülemiste kihtide tundmaõppimine olgu ainult eelmiste seletuseks.

Esimene jagu.

Meteoroloogilised elemendid.

I. Õhkkonna kõrgus ja koosseis.

Troposfäär ehk õhkkonna alumine kiht ulatub Euroopas merepinnast keskmiselt kuni 11 kilomeetri kõrguseni, talvel ning pooluse-äärseil mail 1—2 kilomeetri võrra madalamale, troopilises maavöös 4—5 km kõrgemale.

Ülemist õhukihti, mis tähendatud kõrgusel algab, nimetatakse stratosfääriks. Ta ulatub kuni 500 km kõrgusele. Õhk on temas õige hõre ning kuiv, ja harilikke pilvi temas enam ette ei tule. Selle kihi alumine jagu koostub, nagu järgmisest tabelist näha, suuremalt jaolt veel lämmastikust ja hapnikust, umbes kuni 80 km kõrguseni. Kõrgemal järgneb vesinikukiht,

Kõrgus mere- pinnast km	Õhu- rõhumine mm	Õhu koosseis ruumala protsentides						
		läm- mastik	hapnik	argon	süsi- hape	heelium	vesinik	geoko- roonium
0	760	78	21	0,94	0,03	0,0005	0,033	0,0006
20	42	84,6	15	0,3	—	—	0,1	—
100	0,024	1	1	—	—	4	67	27
300	0,003	—	—	—	—	—	29	71

kuni 200 km. 1889. aastal pandi öösiti valgeid säravaid pilvi tähele, mis mõõtmiste järele 80 km kõrgusel pidid olema, aga mille sündimist teadlased kaua aega ei suutnud seletada. Praegusel ajal ollakse arvamisel, et nad jääkristallikestest koostusid, nagu troposfääri kõrgemadki pilved — cirrus ehk kiudpilved. Nimelt oli 1883.

aastal suur vulkaaniline plahvatus, mille läbi kõrgest Krakotao saarest (Jaava ja Sumatra vahel) enam kui pool osa puruks läks, osalt merde kukkudes, osalt tuha ning tolmu näol kõrgesse õhku paiskudes. Seda peent vulkaanilist tolmu pandi juba varssi pärast seda õnnetust 30 kilomeetri kõrgusel tähele, missuguses kõrguse-tasapinnas ta õige ruttu ümber kogu maakera laiali lagunes, ilusaid punakaid ning kauakestvaid koitusid ja ehasid sünnitades. Hiiglajõulise plahvatuse puhul läks aga ka hulk kuuma laava küljes gaasiks muutunud vee-auru ja dissotsieerunud vesinikku veel kõrgemale õhku, mis võimalik oli sel põhjusel, et õige kerge vesinik raskemat vee-auru enesega kaasa kiskus. Vee-aur levis sel 80 km kõrgusel pinnal, milleni ta jõudis, ja et seal 60-kraadiline külm valitseb, oli sellest võrdlemisi väikesest auruhulgast küllalt, et mainitud heledaid pilvi moodustada. Nad särasid öösiti sellepärast, et nad oma kõrguse tõttu päikese kiirtesse ka siis veel ulatusid, kui maapinnal päike juba mitme tunni eest vaatepiiri alla oli vajunud. Nende pilvede kõrgust mõõdeti fotogrammeetrilisel teel.

Üldse võib 30 kilomeetrist kõrgemate õhukihtide üle ainult kaudseid järeldusi teha. Sest ainult selle kõrguseni on isemärkijate instrumentidega varustatud õhupallid üles tõusnud, õhupallid ühes sõitjatega ja aeroplaanid aga kuni 11 kilomeetrini.

Et õhkkond 100 km kõrgusel tõesti suurelt jaolt vesinikust koostub, on langevate tähtede valgusespektri läbikatsumisel leitud. Nõndanimetatud langevad tähed, s. o. taevaruumist suure kiirusega maakera õhkkonda lennanud kivid ehk killukesed, hakkavad keskmiselt 150 km kõrgusel kiirgama; sest end õhu ehk vesiniku vastu hõõrudes lähevad nad nii kuumaks, et nad ise hiilgama hakkavad ja nende ümbruses vesinik põlema lööb. Vähemad taevakivid sulavad ehk põlevad ülemises õhukihis hoopis ära, keskmiselt kuni 80 km kõrgusel. Ainult harva jõuavad mõned kõige suuremad meteoroidid sellest kõrgusest allapoole, kus õhkkond tihedam ja peajasjalikult lämmastikust ja hapnikust koostub. Seal hakkavad nad veel heledamini hiilgama, mõnikord ilusas rohelises valguses, et siis mõne kilomeetri kõrgusel maapinnast plahvatades puruneda, mispeale killud alla kukuvad, sügavaid auke maa sisse lüües, nagu Madridi 1897. a. meteoriid. 1898. aastal löid ka Eesti üle lennanud ja siin näha olnud suure meteoriiidi killud Porvoo linna ligidal läbi Soome lahe jää ning vajusid mere põhja, kust nad pärast välja tõsteti. Mõned kivid jõuavad tervelt, ilma plahvatuseta, maapinnani,

muudkui ärasulamise läbi tekkinud koorega. Kõige suurem neist, mis seni on leitud (Gröönimaal), on paartuhat puuda raske.

Taevasinine värv sünnib valgusekiirte pörkumisest vastu õhurakukesi, mis neid laiali puistavad; see on kiirte n. n. dispersioon ehk hajumine. Aga 200 kilomeetrist kõrgemal läheb õhkkond nii hõredaks, et ta valgusekiiri muutmatult läbi laseb. Selles kihis arvatakse peale vesiniku veel üht õige kerget gaasi, geokorooniumi olevat, mis vahest kuni 500 km ulatub. Nimelt on kuni selle kõrguseni üht liiki virmalisi tähele pandud. Teisi virmalisi tuleb alamais õhukihtides ette, mõndi isegi maapinna ligidal. Õhkkonna üleminek planeedivahelisse ruumi sünnib ilma kindla piirita.

Õhu alumise kihi koosseisuks on teatavasti 78% lämmastikku ja 21% hapnikku. Õige väikeste protsent-arvudega esinenud gaasidest on inimesele kõige suurema tähtsusega süsihape. Harilikes oludes on tema hulk kaunis kindel ning muutuseta, nimelt 0,03%. Süsihape ilmub õhkkonda suuremalt jaolt vulkaanide tegevusest ja maapõuest väljavoolamisest; ka sünnib uut süsihapet põlemisprotsessist, elajate ja inimeste hingamisest, väljavoolamisest pimedal ajal taimede lehtedest. Süsihape kaob aga õhust ära: kõige suuremal määral, nimelt kuni 83% tema koguhulgast õhkkonnas, merede ja ookeanide vee neeldumise ehk sisseimbumise läbi; peale selle tarvitab taimelehtede klorofüll ehk roheline ollus päeva-ajal hulga süsihapet ära. Õhkkonnas tuleb väikesel hulgal ette veel vesiniku ülioksüüdi (H_2O_2) ja osooni (O_3), ka lämmastikuühendeid, eriti N_2O_5 .

Normaalse 760 mm rõhumise ja 0° temperatuuri juures on kuiva, tolmuta õhu tihedus 0.00129 (vee tihedus = 1), ehk 1 kantmeeter õhku kaalub 1,293 kg.

Peatüki algusest selgub, et kogu õhkkond kahte peakihti jaguneb: troposfäär ja stratosfäär, millede vastastikune piir Kesk-Euroopas 11 km kõrguse ümber kõigub; ekvatoriaalses vöös on ta 16 km kõrgusel. Võiks arvata, et niisugune jaotus kahte kihti, liiatigi veel erinimede andmine, on juhuslik ning põhjendamata. Ei ole ju stratosfääri alumise osa koosseis oluliselt teissugune kui troposfääri oma: näit. on ka 20 km kõrgusel suuremal määral lämmastikku, vähem hapnikku. Teistest gaasidest koostub stratosfäär alles kõige suuremais kõrgustes. Ja 11 km piiril ei ole mitte mõnd järsku üleminekut ehk hüpet, vaid nii õhu koosseis kui tema tihedus, temperatuur jne. muutuvad ka seal enamasti katketa.

Aga troposfääri ja stratosfääri vahel on järgmine oluline vahe olemas. Esimese kihi temperatuur on seda madalam, mida kõrgemal ta on maakera pinnast: keskmine temperatuuri gradient ehk vähenemine iga 100 m kõrguse kohta on keskmiselt $0,6^{\circ}\text{C}$. -- On näit. 0 m kõrguses õhu temperatuur 0° , siis oleks 10 km kõrgusel — 60°C . külma. Mõnikord võib gradient ka suurem olla, 1°C . iga 100 m kohta, missugust adiabaatiliseks gradiendiks kutsutakse; mõnikord ka väiksem. Erijuhtumustel võib mõnes kõrguses isegi mitme kraadi võrra soem olla kui allpool; kuid sellest edaspidi. Kogu stratosfääris aga — vähemalt niikaugemale kui mõõtmised ulatuvad (30 km) — valitseb ühetaoline temperatuur, kõrguse peale vaatamata. See temperatuur kõigub aastaaegade ja geograafilise laiuse järele — 55° ja — 85°C . vahel.

Troposfääri temperatuuri olusid moodustavad peaaesjalikult n. n. konvektiiv- ehk püstvoolud, s. o. enam-vähem vertikaalses sihis käivad õhuvoolud, mis selle kihi jõudsasti segavad. Aga stratosfääris ei ole konvektsiooni, vaid tema temperatuur oleneb ainult kiirgamisest. Edasi on tuuled troposfääris suuremal alal õige tihti loogelised ja moodustavad tsükloneid. Stratosfääris puhub tuul alati sirgejooneliselt horisontaalses sihis. Viimati võivad harilikud pilved ainult troposfääris sündida; stratosfääris neid ei ole. — Raamatu järgmistes peatükkides ning jagudes on kõnet üksnes troposfäärist ja tema teisejärgulistest kihtidest.

II. Kiiretamine

1. Päikese aktinomeetria.

Väljaspool maakera õhkkonda, tema ülemisel piiril, on päikese kiirtel märksa suurem energia ehk intensiivsus kui maakera pinnal. Sest läbi õhu tungides neeldub ning hajub osa nende soojusest ja valgusest. Otsekoheste päikese kiirte läbi ajaühikus saavutatud soojusehulga jaoks on teaduses teatav mõõt-ühik tarvitusel. Nimelt kui päike seenitis paistab, siis annavad tema kiired õhkkonna ülemisel piiril iga horisontaalse ruutsentimeetri kohta minutis 2.5 väikest (gramm-) kalorit sooja. See arv on n. n. päikese konstant.

Aparaate, millega päikese kiirte soojusehulka mõõdetakse, nimetatakse aktinomeetriteks. Nende pea-osaks on harilikult eriline

termomeeter, mida iga kord teatav aeg (näit. 1 minut) päikese kiirte käes hoitakse. Uuemal ajal on selleks otstarbeks tarvitusel Langley süsteemi bolomeetrid, mis koostuvad peaaesjalikult õhukesest plaatina-traadist, ühendades galvanomeetriga. Isegi õige väikestel soojuse muutustel muudab traat oma elektrijuhtivuse; ja seeläbi on võimalik päikese kiirgamise soojust õige täpsalt mõõta. Seejuures seatakse bolomeetri tundlik osa (traat) päikese spektri uuritavasse osasse ja pannakse aparadi osuteid tähele. Täpsad mõõtmised nõuavad nimelt spektri iga osa uurimist, koguni tema pimedais, silmale mitte nähtavais otsades. Iseäranis üle punase otsa ulatuv pime osa sisaldab veel palju soojust.

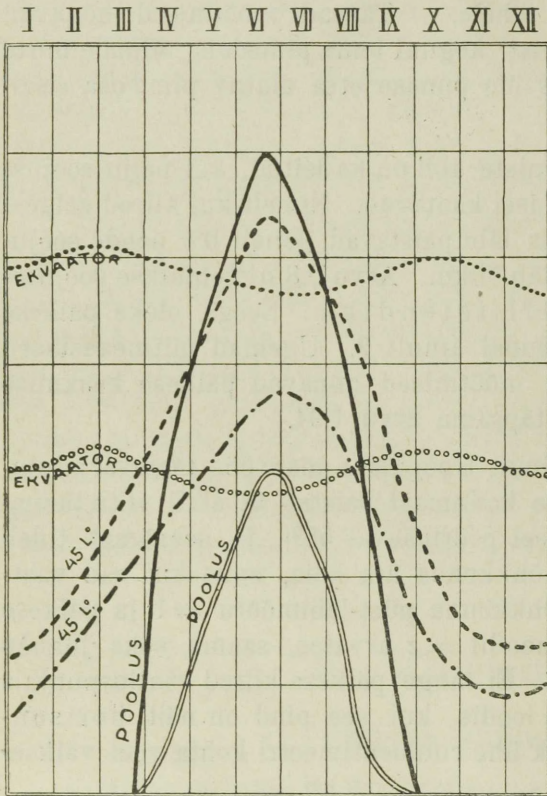
Aktinomeetriliste mõõtmiste abil on ka leitud, kui palju soojust kiired õhkkonnast läbitungimisel kaotavad. Nimelt kui kiired selgest ning tolmuvabast õhust loodis läbi paistavad, jõuab 0.8 nende soojusest mere tasapinnani, 0.2 jääb õhku. Arvu 0.8 nimetatakse soojusekiirte läbilaskvuse koefitsiendiks. Seega oleks päikese konstant 2.5 asemel merepinnal ainult 2. Uuemad mitmeaastased õige täpsad bolomeetrilised mõõtmised annavad päikese keskmise ehk normaalse konstandina täpsama arvu 1.94.

Seenitis võib päike ainult troopilises maavöös teataval aastaajal keskpäeval paista. Meie kodumaal paistab ta alati viltu taevast servalt (suurim kõrgus suvisel pööripäeval 55°), ja seepärast tuleb tema kiirtel pikem tee läbi õhkkonna ära käia, enne kui nad vaateleja juurde alla jõuavad. Õhkkonna püst-läbimõõtu $= 1$ ja päikese seeniti nurka teataval momendil $= z$ arvates, saame seks juhaks kiirte tee pikkusena $= \sec z$. Ei lange päikese kiired vaatluspunktis soendatava pinna pihta mitte loodis, kui see pind on näit. horisontaalne, siis jääb soojuse hulk ühe ruutsentimeetri kohta veel väiksemaks. Ta on siis $= 2,5 \times 0.8^{\sec z} \times \cos z \frac{\text{g-kal}}{\text{min}}$. See tähendab: Merepinnal langeb päikese kiirte läbi iga rõhtsa ruutsentimeetri peale minutis niipalju grammkalorit sooja.

Tartus langeb iga rõhtsa sm^2 peale aasta jooksul keskmiselt järgmine soojuse hulk, suurtes (kilogramm-) kalorites arvatuna.

kuu	jaan.	veebr.	märts	apr.	mai	juuni	juuli	aug.	sept.	okt.	nov.	dets.	aasta
kal.	0.08	0.37	2.2	5.9	11.7	14.1	13.8	7.5	3.5	0.9	0.09	0.03	60

Siin on ainult maapinnani jõudvad päikese otsekohesed kiired arvesse võetud; lisaks tuleks veel pilvede pihta langev ja õhku jääv kiiretamine. Järgmine diagramm näitab ekvaatorile, 45. laiusjoonele ja poolusele aasta jooksul langevat soojuse hulka. Seejuures tähendab ülemine joon saadud soojuse rohkust õhkkonna ülemisel piiril, alumine joon aga maakera pinnale jõudnud hulka.



1. joonis.

bolomeetri abil mitu aastat korralikult mõõtnud. Seejuures selgus, et aja jooksul päikese konstant paari protsendi võrra kõigub. Eriti on päikesest väljakiirgav soojusehulk siis võrdlemisi suurem, kui päikese laikude arv on suur. Päikese kiirgava energia kõikumus võib esiteks lühikeseperioodiline olla, ühe- või paaripäevane; teiseks võib periood pikem olla: üks ehk paar kuud ja isegi aastat. Päikese laikude maksimumide periood on teatavasti 11 aastat. Ka päikese

Kui päikeselt saadud soojust ainult jää sulatamiseks ära tarvitada, siis sulaks aasta jooksul ekvaatoril 39 m paksune jääkiht ära, 45. laiusjoonel 19 m ja poolustel 11 m paksune kiht!

Päikese kiirgamise suurt energiat kuivas kõrvekliimas on ka mehaanilise jõu sünnitamiseks ära kasutatud. Nimelt on Kairo ligidal paar mitmehobusejõulist aurumasinat üles seatud, mis muu küteteine asemel soojust otsekohe päikese kiirtelt saavad: kiired koondatakse suurte paraboolsete peeglite abil, ja seeläbi tõuseb temperatuur nende tulipunktis üle 100°, nii et vesi keema hakkab.

Dr. Abbot on Lõuna-Ameerika Andi mägedel päikese kiiretämist

konstant näitab seesugust pikaajalist perioodi; kuid selles on kiiretamise vahed märksa väiksemad kui lühemais perioodides.

Uuemal ajal on päikese kiiretamise muutuvuse mõju maakeralilmastiku peale juba kindlaks tehtud. Nimelt on leitud, et normaalsest intensiivsema kiiretamise ajal, olgu ta lühikese või pikema kestusega, õhurõhumine troopilises kliimavöös langeb ja 40.—60. laiuskraadi vahel tõuseb; aga temperatuur tõuseb troopilises vöös ja langeb 40.—60. laiuskraadil. Seejuures kestavad aga ilmastiku põrked normaalsest mitmevõrra lühemat aega kui normaalselt suur või väike päikese kiiretamine. Ning mida lühemad on kiiretamise muutused, seda kiiremini levivad ilmastiku muutused. — Kuid ka õige pika aja kestusel jääb maakeral kesktemperatuur ikkagi samaks. Näit. seati juba 18. aastasaja lõpul Pariisi linna all kaljukoopas 26 m sügavuses õige tundlik termomeeter üles. See termomeeter näitab tänini alatasa sama temperatuuri, 11,8° C!

2. Tegev kiht.

Me nägime, et üks osa päikese otsekohestest kiirtest õhkkonnas neeldub ning hajub ja et maakeral pinnale ainult $\frac{4}{5}$ soojusekiirtest jõuab, kui päike seenitis seisaks. Et päikese kiirgavast energiast nii vähe ($\frac{1}{5}$) õhku jääb, oleneb sellest, et puhas õhk on läbipaistev ning tema soojamaht võrdlemisi väike. Nimelt on see normaalsel tingimustel läbistikku ainult $\frac{1}{5}$ puhta vee soojamahust. Ei saa õhk soenemisel paisuda, siis on tema soojamaht väiksem ($=\frac{1}{6}$) kui sel korral, kui ta soenemisega paisudes endise pinge ehk rõhumise seisundisse jääb; viimasel korral on tema soojamaht $\frac{1}{4.2}$. Need arvud käivad masside ühikute kohta. Kui me võtame võrdluse aluseks ruumalalise, näit. ühe liitri vee ja ühe liitri õhu soojamahu, siis saame veel suurema vahe. Sest õhu tihedus on veega võrreldes väga väike: 0-kraadilises temperatuuris ja 760 mm rõhumisel on ta ainult $\frac{1}{8.10}$ vee tihedusest. Sellepärast on ka soojahulk, mida tarvis läheb ühe kantsentimeetri õhu soenemiseks 1° C. võrra, üliväike, nimelt ainult $\frac{1}{3.2.5.0}$ kalorit. Selgituseks käsitame järgmise näite. Võtame 100-kantsentimeetrilise mahuga pudeli, ja ta olgu täidetud õhuga, mille temperatuur olgu 0°. Siis kallame pudelisse ühe kantsentimeetri vett temperatuuriga 33,5° C. Loksutame pudeli sisu mõni aeg: lõpuks omandavad nii vesi kui õhk pudelis sama temperatuuri, nimelt 32,5°, nagu arvutamise varal võib kont-

rollida. Siinjuures ei ole küll mitte arvesse võetud, et enne jahe-
dama pudeli seinad ka osa vee soojusest ära tarvitavad, vaid me
eeldasime, et pudeli materjali soojamaht oleks lõpmata väike. Nii
siis jahenes vesi 1° võrra, õhule 1 kalori ära andes; aga ruumi
poolest 100 korda suurem õhuhulk soenes selle ühe kalori läbi
32°,5 võrra.

Kogu maaker pinnast katavad $\frac{7}{10}$ osa ookeanid, mered ja
järved; ja $\frac{3}{10}$ on maismaad. Kuiva mulla, liiva ja kaljude sooja-
mahuks on küll ainult pool osa vee soojamahust; kuid sellest hooli-
mata on temagi õhuga võrreldes väga suur. Selle asjaolu tõttu on aru-
saadav, kui suurt osa maakera ülemine kiht ehk pind õhkkonna soojuse
läbikäigus etendab. Sest me nägime juba, et suurem osa päikese
kiirtest, ilma palju oma energiast kaotamata, maa- või merepinnani
jõuab. Seal muutub nende energia suuremalt jaolt soojuseks. Selle
tõttu on kuiv maapind päikesepaiste ajal märksa soem kui õhk sel-
samal kohal. Et soojuse edasiandmine kas kiiretamise või
soojajuhtimise ehk kokkupuutumise teel üksnes soema keha
poolt külmemale võib sündida, siis on selge, et sel korral alumine
õhukiht soojust saavutab maapinnalt, kuid mitte ümberpöörduvalt.
Teine lugu on, kui päike asub allpool vaatepiiri, eriti selge taeva
aegu: siis jahtub maapind kiiremini kui õhk kiiretamise läbi külma
ilmaruumi ehk õhkkonna ülemistesse kihtidesse. Selle tõttu on õõsi
maapinna temperatuur õhu temperatuurist tavaliselt madalam ja mõjub
oma poolt kaasa viimase edaspidisele langemisele. Õhkkond annab
siis ise kiiretamise läbi osa oma soojusest maapinnale, nii selle jahtu-
mist vähendades. Sellegi pärast kaotab aluspinna iga ruutsenti-
meeter selgeil öödel keskmiselt 0.2 kalorit minutis.

Ka veepinnad soenevad päikese kiirgamise mõjul ja jahe-
nevad pimedal ajal. Kuid vesi on vedel; sellepärast võivad tema
kihid seguda ja seeläbi ulatub soenemise ja jahenemise mõju süga-
vamale kui kuival maal. Selsamal põhjusel on veepindade tempe-
ratuuri amplituud ehk kõikumus ka väiksem, aga nende
soojuse jäävus ehk inertsus suurem kui maismaa oma.

Suure mõju pärast õhkkonna temperatuurilude peale nimeta-
takse maakera pinda soojuse läbikäigu suhtes tegevaks pinnaks
ehk kihiks. On maa tiheda taimekasvuga, näit. rohumätastega,
kõrsviljaga või metsaga kaetud, siis on tegevaks pinnaks selle
taimkatte latvade tasapind: seal on päevaajal temperatuur kõige
kõrgem ja alaneb sellest pinnast üles- ning allapoole. Õõsi aga on

ärajahtumine seal kõige suurem. Talvel esineb lumikatte pind tegeva pinnana: lume all on temperatuur harilikult kõrgem kui tema ülemisel pinnal.

Veepinnale või märjale maapinnale langevad kiired muudavad osa vett veel auruks. See tõuseb ülespoole ja muutub osalt pilvedeks, millest soodsail tingimusil vihma, rahet või lund sajab. Sademete vesi aurub osalt jalamaid; osalt imbub ta maasse; osalt aga koguneb ta ojadesse ja jõgedesse, mis viimati merde voolavad, kus vee-auru ringjooks uuesti algab.

Peale selle hoiab maakerale jõudev päikese-energia kogu taimekasvu ja lojuste ning inimeste elu üleval.

3. Valgusekiired.

Peale soojuse neelab õhk ka osa valgusekiiri või hajutab neid. Iseäranis siniste kiirte läbilaskvuse koeffitsient on märksa väiksem kui punaste ning soojusekiirte oma, nimelt keskmiselt ainult **0,6** ühe õhkkonna paksuse kohta, kui kiired temast loodis läbi käivad, 0,8 asemel. Selle asjaolu tõttu näib päike õhtul punane olevat, kuna ta päeval valgena või kullakarvalisena paistab. Sest õhtul, mil päike taevaseru ligidal, tuleb tema kiirtel läbi õhkkonna palju pikem tee ära käia kui keskpäeval. Oletame, et selle tee pikkus oleks 3 korda suurem kui sel korral, kui päike on seenitis (lagipunktis). Siis saame õhkkonnast maapinnani läbitunginud soojuse või punaste kiirte jaoks koeffitsiendi $(0,8)^3 = 0,5$, siniste kiirte jaoks aga $(0,6)^3 = 0,2$. See tähendab: seesugusel päikese kõrgusel jõuab maapinnani pool osa tema punastest kiirtest, kuid ainult üks viiendik sinistest. On päike tõusu või loojamineku ajal päris vaatepiiril, siis muutub siniste kiirte läbilastud osa nii väikeseks, et päike meile päris punasena paistab. Aga ka punaste kiirte absoluutne rohkus on siis mitu korda väiksem kui keskpäeva aegu. Sellest siis tulebki, et tõusu või loojamineku ajal mitte ainult päikese valgendav, vaid ka soendav mõju märksa väiksem on ja teda palja silmaga võib vaadelda.

Spektri sinises jaos asuvad need kiired, mis kõige enam mõnede keemiliste olluste, näit. hõbesoolade peale übermuutvalt mõjuvad. Sellel omadusel põhjeneb fotografeerimine plattide abil, millede tundlik ollus broomhõbe-soolast koostub. Nende kiirte mõju mitmel päikese kõrgusel ja mitmel aastaajal mõõtes leiti, et

õhkkonna läbipaistvus nende kiirte jaoks on siis suurem, kui õhus leidub vähem vee-auru, see tähendab, kui absoluutne niiskus on vähem. Seda on ta talvel ja kevadel, kuna suvel ja sügisel õhu absoluutne niiskus suurem on.

4. Heliograafid ja päikesepaiste kestus.

On olemas õige lihtsad aparaadid, mis päikesepaiste kestust iseseisvalt registreerivad: need on n. n. heliograafid. Neist on kaks tüüpi tuttavad. Esimene Campbell-Stokes'i oma, on laialt tarvitusel Lääne- ja Kesk-Euroopas ja moodustub peaaesjalikult klaaskuulist, mis päikese kiiri koondab ühte tulipunkti. Päikese edasilikumisel mööda taevast liigub see punkt muidugi ka edasi ja kõrvetab tundide ja minutite järele ärajaotatud sinisele paberilindile selgesti nähtava jälje. Igal õhtul võetakse vana lint ära ja pannakse uus asemele. Teine heliograaf, vene kindrali Velitsko konstrueeritud, seisab koos 10 sentimeetri pikkusest vasksilindrist, millel on kolmest küljest väike praokujuline avaus, kust päike võib sisse paista. Silindrisse asetatakse iga õhtu uus paber, mis õigete joontega ka tundideks ja $\frac{1}{10}$ tundideks on jaotatud. See paber on valgusetundlikuks tehtud mõne $FeCy$ soolaga. Silinder seatakse väljas niisuguse tulba otsa üles, kuhu kunagi varju ei või peale langeda. Ülesseadmine peab nii sündima, et silindri telg maailma-teljega paralleelne oleks, s. o. ta peab horisontaalpinnaga meridiaani sihis nii suure nurga moodustama, kui suur on vaatluskoha geograafiline laius: näiteks Tartus, Viljandis, Pärnus ja Kuresaares $58\frac{1}{2}^{\circ}$, Tallinnas 59° . Silinder on mõlemast otsast kaantega kinnipandav. Õhtul, pärast päikese loojaminekut, võetakse paber silindrist välja ja seatakse uus asemele. Väljavõetud paber leotatakse umbes 5 minutit puhtas vees ja pannakse selle järele kuivama. Lõplikult on heliograafipaberi valgel põhjal näha mõned sinised laiad joad, mis nimelt neile kohtadele on ilmunud, kuhu päike peale paistis. Ei olnud mõni aeg päikesepaistet, siis on neil vaheaegadel sinine riba katkestatud. Iseäranis suvistel keskpäevadel käib päikese eest hulk rümpilvi mööda: siis moodustub päikese jälg paberil hulgast kitsamaist jagudest. Pilvis päevadel jääb paber hoopis valgeks.

Iga kuu lõpu järel arvatakse iga päeva ja kogu kuu jaoks päikesepaiste kestus kokku, niisamuti iga päevatunni jaoks terve kuu kohta. Sedaviisi võib iga kuu jaoks päikesepaiste kestuse

leida — niisamuti kogu aasta jaoks. Ja pikema aastaterea andmete põhjal arvutatakse teatava koha normaalne ehk keskmine päikesepaiste kestus välja. See sõltub peaaesjalikult pilvituse rohkusest selles kohas: mida vähem pilvi, seda enam on muidugi päikesepaistet.

Tartu Meteoroloogia-observatooriumis on päikesepaiste kestust Velitško aparaadiga mõõdetud 1901. aastast saadik. Ja nende vaatluste saavutused on järgmised.

Igapäevane keskmine kestus oli juuni- ja juulikuul kõige suurem, nimelt kummaski kuus läbistikku 9 tundi päevas; kõige vähem päikesepaistet oli detsembrikuus, nimelt läbistikku ainult 37 minutit päeva kohta. Võimaliku kestuse %-arvud on samasugused: juunis 50, juulis 52% võimalikust kestusest, novembris ja detsembris ainult 10%.

Mis puutub üksikuisse päevatundidesse, siis oli päikesepaiste kestus, võimaliku kestuse protsentides arvatuna, keskpäeva paigu kõige suurem: kogu aasta kohta 40%, juuni- ja juulikuus koguni üle 60%. — Üldine aastane keskmine kestus oli Tartus 22 aasta (1901.—22. a.) andmete põhjal 1690 tundi, s. o. niikaua paistab Tartus päike keskmiselt aastas, 4545 tunni asemel, mis ta on pealpool vaatepiiri. Protsentides oleks see 37%.

Teiste observatooriumide päikesepaiste kestuse protsentarvused Tartu omaga (37%) võrreldes leiame, et mitmes Euroopa paigas peaaegu needsamad tingimused valitsevad. Näiteks oli vastav arv Petrogradi jaoks 34%, Viini jaoks 38. Oxfordis (Inglismaal) oli ta juba märksa väiksem: 30%; kuna ta näit. Allahabadis (Indias) kuulmata kõrge on: 73%! See tähendab, seal paistab päike keskmiselt $\frac{3}{4}$ kogu ajast, tõusust loojaminekuni arvates; aga meil ja enamasti ka mujal Euroopas ainult $\frac{1}{3}$ päeva kestusest, kuna ta $\frac{2}{3}$ sellest ajast pilvede taga varjus on.

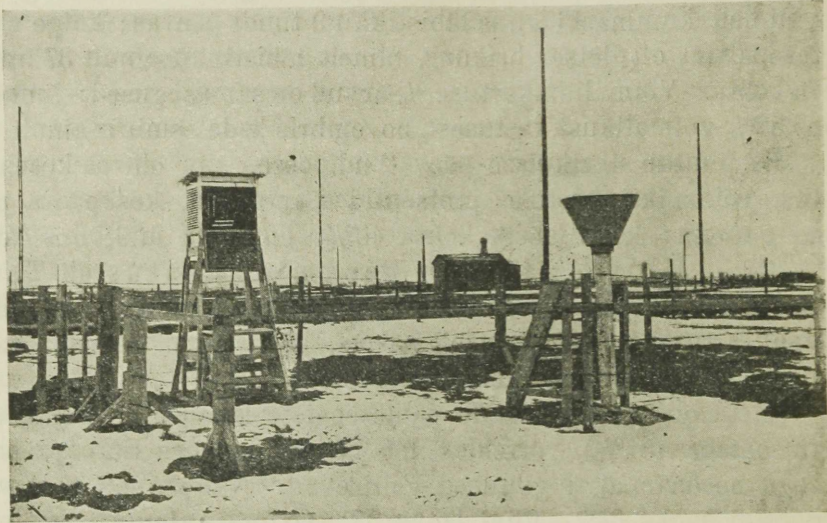
Siin järgneb veel mitme Euroopa koha päikesepaiste normaalne kestus aastas tundides:

Madrid	2930 tundi
Viin	1810 "
Davos	1790 "
Tartu	1690 "
Kew (Londoni juures)	1400 "
Hamburg	1240 "
Orkney saarestik	1145 "
Londoni kesklinn	1030 "

III. Temperatuur.

1. Termomeetrid.

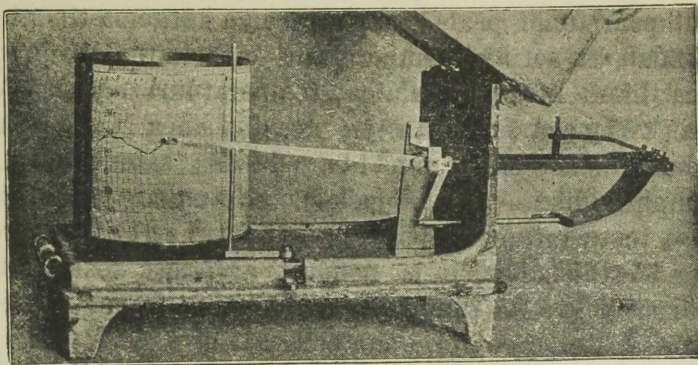
Pöördume nüüd õhu temperatuuri mõõtmise juurde. Kõige pealt tuleb meeles pidada, et õhu temperatuuri alati varjus mõõdetakse, ilmajaamades n. n. inglise onnides (vaata 2. joonis).



2. joonis. — Tallinna ilmajaam inglise onniga.

Termomeetreid on mitut seltsi; tegelikus elus ning ka ilmajaamades on enamasti elavhõbe-termomeetrid tarvitusel. Nende ehitus põhjeneb teatavasti sellel, et elavhõbe, nagu teisedki metallid, soojusega laieneb ja tema juga õhukeses klaastorus märksasti ülespoole kerkib. Kui termomeetrid valmistamisel niikaugel valmis on, et ainult kraadijaotus puudub, ehk kui valmis termomeetreid soovitakse järele katsuda, hoitakse nad sulava jää ümber oleva vee sees; tol korral peab elavhõbeda-samba ülemine ots 0° kohal seisma. Kui termomeetri alumist otsa keeva vee pinnal kuuma auru sees hoida, peab ta 100° Celsiust näitama, Réaumuri termomeeter aga 80 kraadi. Kogu pikkus 0° ja 100° (ehk 80°) vahel jaotatakse termomeetri valmistamisel 100 ühesuurusse ossa, Réaumuri termomeetril 80 ossa. Valmis termomeetrite jaoks võib sedamööda nullpunkti korrektsioonid ehk õiendused leida. Ilma-

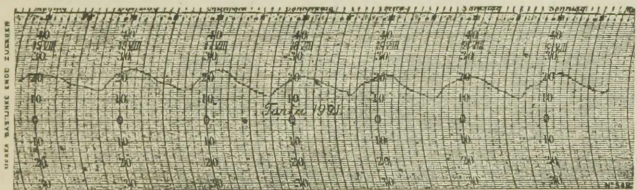
jaamades tarvitavate täpsate normaaltermomeetrite astmikkudel on täiskraadid veel viiendikkudeks jagatud. Nende järele võib ka $\frac{1}{10}$ -kraade ära lugeda.



3. joonis. — Termograaf.

Peale nende tarvitatakse seal veel Richardi süsteemi (Richard on kuulus meteoroloogiliste instrumentide töökoda Pariisis) isemärkijaid termograafe. Nende tundlikuks osaks on n. n. Burdoni toru, seest piiritust täis, mis suurema soojusega paisub, loogas metallkesta sirgemaks ajades. See liigutus läheb kangikese ja liigese kaudu märkija sule peale üle, seda kõrgemale tõstes. Sulg mitte ärakuivava tindiga (violett-tint, millele glütseriini on juurde segatud) liigub paberilindil, mis silindri peale on kinnitatud. Silinder käib kellavärgi varal ühetasase kiirusega ümber ringi, nädala jooksul üks kord ümber oma telje. Paberilindile on ühtpidi mitmesugustele temperatuuridele vastavad paralleelsed jooned, teistpidi üksikuile tundidele vastavad jooned peale trükitud.

Seesuguse termograafi ülestähendust ühe nädala kohta näitab järgmine joonis:



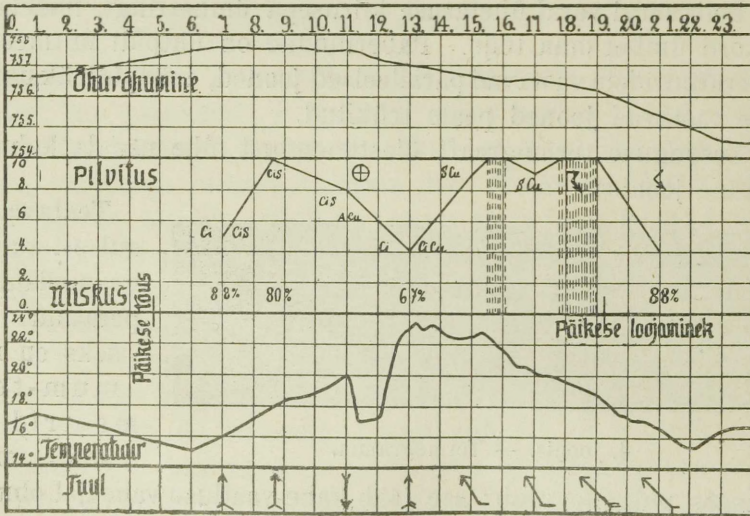
4. joonis. — Termogramm.

piirituses pulgake ujub; see jääb kahe vaatluse vaheajal olnud kõige madalama temperatuuri kohal seisma.

Teatava aja jooksul ettetulnud kõige madalama temperatuuri leidmiseks on miinimum-termomeetrid olemas, mille torukese

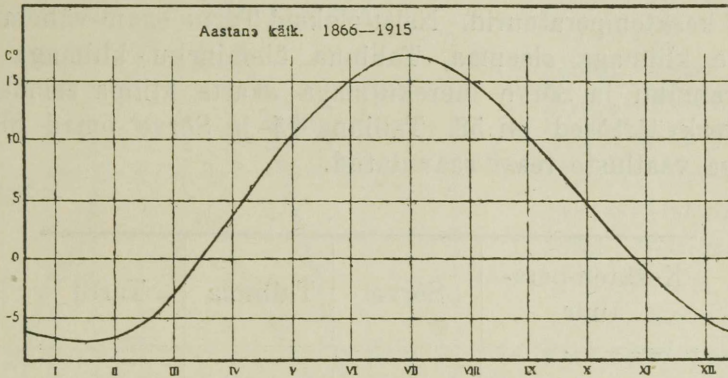
2. Õhu temperatuuri muutus.

Termografilindil näeme, et õhu temperatuuri äramärkiv kõverik harilikult paar tundi peale keskpäeva oma kõrgema tipuni tõuseb, — see tähendab, et sel ajal temperatuuri maksimum oli, ja vastu hommikut harilikult kõige madalamat temperatuuri näitab. Vahet ühe öö-päeva kõige kõrgema ja madalama temperatuuri vahel nimetatakse selle amplituudiks; samuti aasta temperatuuri amplituudiks — aasta jooksul ettetulnud kõige kõrgema ja madalama temperatuuri vahet. Mitmeaastaste meteoroloogiliste vaatluste ülestähendamise ja nendest arvudest keskväärtuste leidmise läbi saadakse ka temperatuuri öö-päeva ja aasta keskmine muutus kätte. Soovitav on keskväärtuste leidmiseks vähemalt 20 aasta ülestähendusi võtta. Sest iseäranis põhjamaade kliimas on üksikute aastate vahed kaunis suured, ja alles pikemast perioodist leitud keskväärtused on enam-vähem kindlad. Juba temperatuuri öö-päevast muutuvust esitavas termogrammis võib joone üldist käiku segavaid väikesi kõikumisi tähele panna, mis iseäranis suvekuudel keskpäeva ümber ette tulevad. Need väikesed sakilised joone kõikumised tulevad rümpilvedest, mis mõni minut varju andes vaatluskohas õhu temperatuuri vähe alandavad, kuna see päikese ilmumisega jälle tõuseb. Ka vihmahood alandavad harilikult õhu temperatuuri, tihti ka tuule sihi muutumine.



5. joonis. — 30. VIII. 1919. a. ilmastiku diagramm (Tallinna).

Kõik need juhulised, temperatuuri korralist käiku segavad põhjused jagunevad mitmeaastastes keskmistes ühetaoliselt ära, nii et pika-ajaliste keskväärtuste järele joonistatud kõverikud enam-vähem korrapärased on. Seesama tähendus on maksev ka temperatuuri aastast muutuvalt näitava kõverjoone kohta. See leitakse joonises tunni-aegade asemel 12 kuud üles tähendades ning neile vastavaid kuu keskmisi temperatuure ära märkides.



6. joonis. — Tartu õhu temperatuuri keskmine aastane käik.

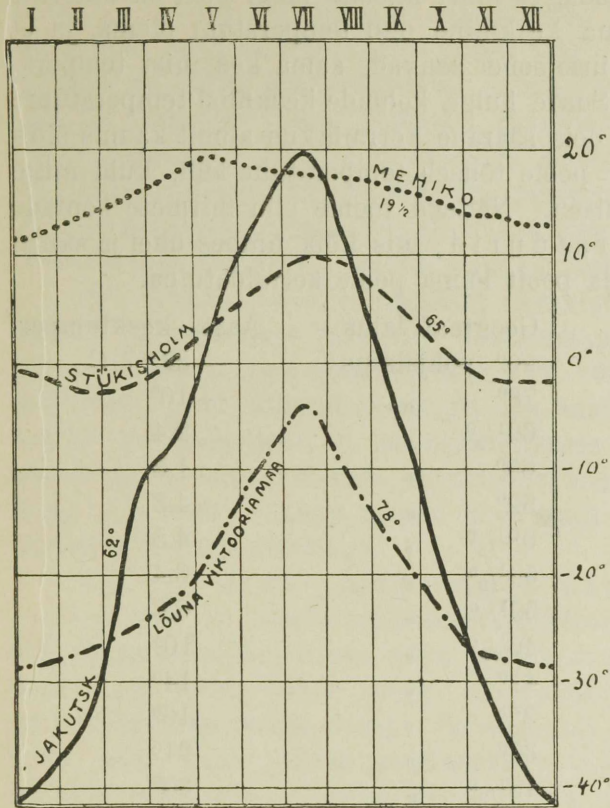
Temperatuuri kauaaegseid vaatlusi läbi vaadates leiame, et kõige kõrgem temperatuur aasta jooksul keskmiselt juulikuu 20-ndate päevade ümber ette tuleb, mitte juunikuu 20-ndates päevades — nagu ehk arvata võiks, silmas pidades, et päike siis keskpäeva ajal seenitile kõige ligem ning päevad kõige pikemad on, ja järjekult maapind kõige rohkem soojust saab. Säärane nähtus põhjeneb samal olukorral nagu seegi, et öö-päeva jooksul temperatuur keskmiselt alles kella 14—15 paigu kõige kõrgemale tõuseb. Sest ka peale suvist pööripäeva on soojuse juurdetulek suurem kui tema lahkumine maapinna jahtumise teel, ja keskmiselt alles juuli lõpul jääb alumise õhukihi soojuse juurdetulek tema lahkumisest väiksemaks, ning hakkab õhu temperatuur selle tõttu aegamööda kahanema. Need tähendused maksavad muidugi ainult põhja-maapooliku kohta. Lõuna-maapoolikul on aastaegade jaotus otse vastupidine: kesktalv on seal juulikuus ja kesksuvi jaanuaris. Peale selle on põhja-maapoolikus mõnes ekvaatorile lähedas maakohas aasta kõige kõrgem temperatuur mitte juulis, vaid paar kuud varem, näiteks Indias juba maikuus, sest et pärastised suured vihmad õhku märksa jahendavad.

Põhja-maapoolikul on kõige külmemaks kuuks harilikult jaanuar; ka Tartu 50-aastaste keskväärtuste järele juhtuvad kõige suuremad külmad normaalselt jaanuari lõpul. Kuid Põhja-Euroopa muutliku ilmastiku tõttu esinevad tihti ka teised talvekuud kõige külmematena. Eestis on keskmiselt veebruar veel natuke külmem kui jaanuar. Temperatuuri aastase käigu näiteks esitame järgnevas tabelis kolme Eesti ilmajaama igakuulised ja aastased kesktemperatuurid. Neist oleksid Tartu enam-vähem kontinentaalse kliimaga sisemaa, Tallinna ülemineku-kliimaga põhjapoolse ranniku ja Sõrve merekliimaga saarte kliima esindajateks. Tartu keskväärtused on 58, Tallinna 95 ja Sõrve omad 38 aasta kestusega vaatluste reast saavutatud.

Kesktemperatuur	Sõrve	Tallinna	Tartu
jaanuar	—2.2	—5.5	—6.6
veebruar	—3.2	—5.9	—6.7
märts	—1.5	—3.2	—3.2
aprill	2.7	2.2	3.5
mai	7.9	8.5	10.0
juuni	13.5	13.9	14.8
juuli	16.8	16.9	17.0
august	16.2	15.6	15.1
september	12.9	11.4	10.6
oktoober	8.3	5.9	4.9
november	3.5	0.5	—0.5
detsember	0.2	—3.1	—4.8
aasta	6.2	4.8	4.5

Siin toome graafilise diagrammi, milles mõne koha aastane temperatuuri-käik on ära tähendatud. Need kohad on mitmest kliimast valitud. Otsekohe paistab silma, et amplituud on õige

mitmekesine: võrdlemisi kõige suurem Jakutskis — koguni 60 kraadi; Stükisholmis — Islandi saarel, mis eespoolse linnaga ligikaudu ühel



7. joonis. — Mitme koha temperatuuri aastane käik.

laiusejoonel asub, on amplituud aga hoopis väiksem (10°); see oleb sellest, et Stükisholmi temperat. sooja Golfstroomi läbitalvel võrdlemisi kõrgel püsib, kuna suvine temperatuur mere mõjul ei jõua kõrgele tõusta; see on n. n. merekliima tunnuseks. Jakutski maakonnas aga valitseb kuiv kontinentaalne ehk maismaa-kliima, kuna seal ühelt poolt päikese kiiretamine tugev, teiselt poolt maapinna ning ühes sellega alumise õhukihi ärajahtumine suur on.

Samuti on õhu temperatuuri ööpäevane amplituud kontinentaalses kliimas suur, merekliimas väike.

Tõenduseks esitame kolme erikoha temperatuuri keskmised ööpäevased amplituudid:

koht	kliima	amplituud				
		jaan.	apr.	juuli	okt.	aasta
Husseinabad	kontinentaalne	14.7	16.4	20.8	22.8	18.7
Tartu	keskmine	5.1	8.1	10.0	5.8	7.4
ookean ekvaat.	mere	aasta-	aegasid	ei	ole	1.5

Ööpäeva jooksul tõuseb õhu temperatuur normaalselt maksimumini paar tundi peale keskpäeva, kuna tema miinimum harilikult enne päikese tõusu kätte jõuab.

3. Laiusejoonte temperatuurid.

A priori võiks oletada, et mida ligemal mõni koht ekvaatorile, seda kõrgem peaks tema keskmine õhu temperatuur olema, ja et kõik kohad, mis ühel laiusejoonel asuvad, sama keskmist temperatuuri peaksid omama. Suure hulga kohtade keskmisi temperatuure läbi vaadates leiame, et neis säärane korralikkus ainult kaunis üldiselt valitseb: ekvaatori poole tõuseb temperatuur küll, kuid mitte kõigis kohtades ühetaoliselt. Näiteks toome siin mitmete kohtade aasta keskmistemperatuurid, mis kõik umbes ühel ja samal meridiaanil asuvad, põhja poolt lõuna poole korraldatuina.

Koht	Geograaf. laius	Aasta kesktemper.
Põhjapoolus	90° põhjalaius	— 22.07 C.
Spitzbergen	78° „	— 10°
Tromsö	69 ¹ / ₂ ° „	2.4
Oulu	65° „	1.8
Tallinna (10 m)	59° „	4.8
Tartu (70 m)	58 ¹ / ₂ ° „	4.5
Vilna	54 ¹ / ₂ ° „	6.4
Kiiev	50 ¹ / ₂ ° „	6.8
Odessa	46 ¹ / ₂ ° „	10°
Konstantinoopol	41° „	14°
Jeruusalemm (750 m)	32° „	16°
Kairo (30 m)	30° „	21°
Massaua	15 ¹ / ₂ ° „	30°
Ida-Aafrika rand (ekvaator)	0° —	26°
Kapilinn	34° lõunalaius	16°
Kap Evans	77 ¹ / ₂ ° „	— 17°
Ross'i jääliustik	78° „	— 26°
Lõuna poolus	90° „	— 25°

Eripaikade keskmine temperatuur oleneb peale geograafilise laiuse veel sellest, kui kõrgel nad on merepinnast, kui kaugel mere-rannast, soojade või külmade merevoolude naabrusest ja muudest kohalistest tingimustest. Näiteks on Jeruusalemma keskmine aasta temperatuur (16° C.) läheda Kairo omaga (21°) võrreldes liiga jube; see vahe oleneb esimese linna kaunis kõrgest asupaigast mägedel (750 m merepinnast).

Eelmises temperatuuriarvude reas torkab iseäranis silmi, et kõige kõrgem kesktemperatuur leidub Punase mere äärses Massauas,

kuid mitte ekvaatoril. Üldse ei lange n. n. termiline ekvaator, s. o. joon, mis ühendab kõik kõige kõrgema aastase kesktemperatuuriga kohad üksteisega, geograafilise ekvaatoriga mitte ühte. Suuremalt jaolt käib ta sellest põhja pool. Asjalugu tuleb seletada sellega, et põhja pool ekvaatorit suured mannermaad asuvad, mis päikese kiiretuse tõttu palavaks muutuvad, kuna lõuna pool on enam veepinda. Termiline ekvaator ulatub Saahara kõrves kuni 20. põhjalaiuse-kraadini ja Mehhiko läänepoolses osas koguni kuni 25. põhjalaiuse-kraadini. Ainult Suure ookeani keskmises osas käib ta lõuna pool ekvaatorit, paiguti kuni 10. lõunalaiuse-jooneni ulatudes.

Iga kuu jaoks eriti termilisi ekvaatoreid kaardile joonistades leiame, et nad ühes päikesega põhja-maapooliku suvekuudel, näit. juunis ja juulis, veel paari laiusekraadi võrra rohkem põhja poole nihkuvad, meie külmal aasta-ajal aga enam lõuna poole. See iseärasus on põhjuseks, et ka ekvatoriaalne tuulevaikuse-vöö aasta-aegade järele oma teatavast keskmisest asupaigast enam põhja või lõuna pool käib — nagu alamal ühes tuuli käsitlevas peatükis veel üksikasjalisemalt seletatud.

Kui me kohti, mis umbes ühe ja sama laiuse-joone all on, nende keskmiste temperatuuride suhtes võrdleme, siis on geograafilise laiuse mõju kõrvaldatud, ja paistab veel selgemin silmi teiste olude mõju. Me valime rea kohti, mis asuvad umbes Tallinna laiuse-joonel. Et selgemat pilti saada, anname iga koha jaoks peale üldise aastakeskmise veel jaanuari- ja juuliku kesktemperatuurid. Valitud kohtades on selgesti ära tunda ühelt poolt merekliima pehmendav mõju, teiselt poolt kontinentaalse, kuiva kliima temperatuuri suured äärmused. Kõne all olevad vaatluskohad on korraldatud läänest Atlandi ookeanilt peale hakates üle Euroopa ida poole Siberisse edasi minnes.

K o h t	Põhja-laius	Keskmine temperatuur			Juuli — jaan. vahe
		aasta	juuli	jaan.	
Toorshaven (Fär-Öer)	62° —	6.5	10.8	3.2	7.6
Stokholm	59° 20'	5.6	16.6	— 3.0	19.6
Tallinna	59° —	4.8	16.9	— 5.5	22.4
Peterburi	60° —	3.7	17.7	— 9.3	27.0
Kostroma	58° —	3.0	19.0	— 11.8	30.8
Tomsk	56 ¹ / ₂ °	— 0.4	18.4	— 20.8	39.2
Jenisseisk	58° —	— 2.2	19.4	— 23.4	42.8
Jakutsk	62° —	— 10.0	19.8	— 44.1	63.9

Tabelist selgub, et aasta kesktemperatuur läänest ida poole alatas väheneb; veel suuremal määral alaneb jaanuari temperatuur. Selle vastu tõuseb juulikuu temperatuur. Nii valitseb Jakutskis suvel keskmiselt 3 kraadi võrra kõrgem temperatuur kui Tallinnas, kuna seal jaanuari kesktemperatuur — 44° C. on ja miinimum-termomeeter kuni — 63° C. külma näitab!! Siin olgu veel tähendatud, et kõige külmem a talvega vaatluskoht maakeral on Verhojanski linnake Jakutski maakonnas 67¹/₂° põhjalaiuse-joonel. Selle keskmine jaanuari õhutemperatuur on — 49.6° C., ja miinimum-temperatuur oli kord — 70° C.!!

Võrdluseks toome ka õhu kõige kõrgemad, varjus mõdetud temperatuurid, mis seniste andmete järele teada. Need tulevad ette troopika-maavöö kõrbedes suvekuudel. Mursuki oasis Saahara kõrves (26. põhjalaiuse-joonel) leiti kord õhu maksimaalse temperatuurina 56° C. (varjus)! Nii on siis absoluutne amplituud, mille piirides maakera alumise õhukihi temperatuur loomikkudes tingimustes liigub: 56° + 70° = 126° C.

Kõikide ühel laiusejoonel olevate vaatluskohtade kesktemperatuure kokku arvates ning nende kohtade arvuga jagades saame selle laiusejoone keskmise õhutemperatuuri. On leitud, et see on järgmine:

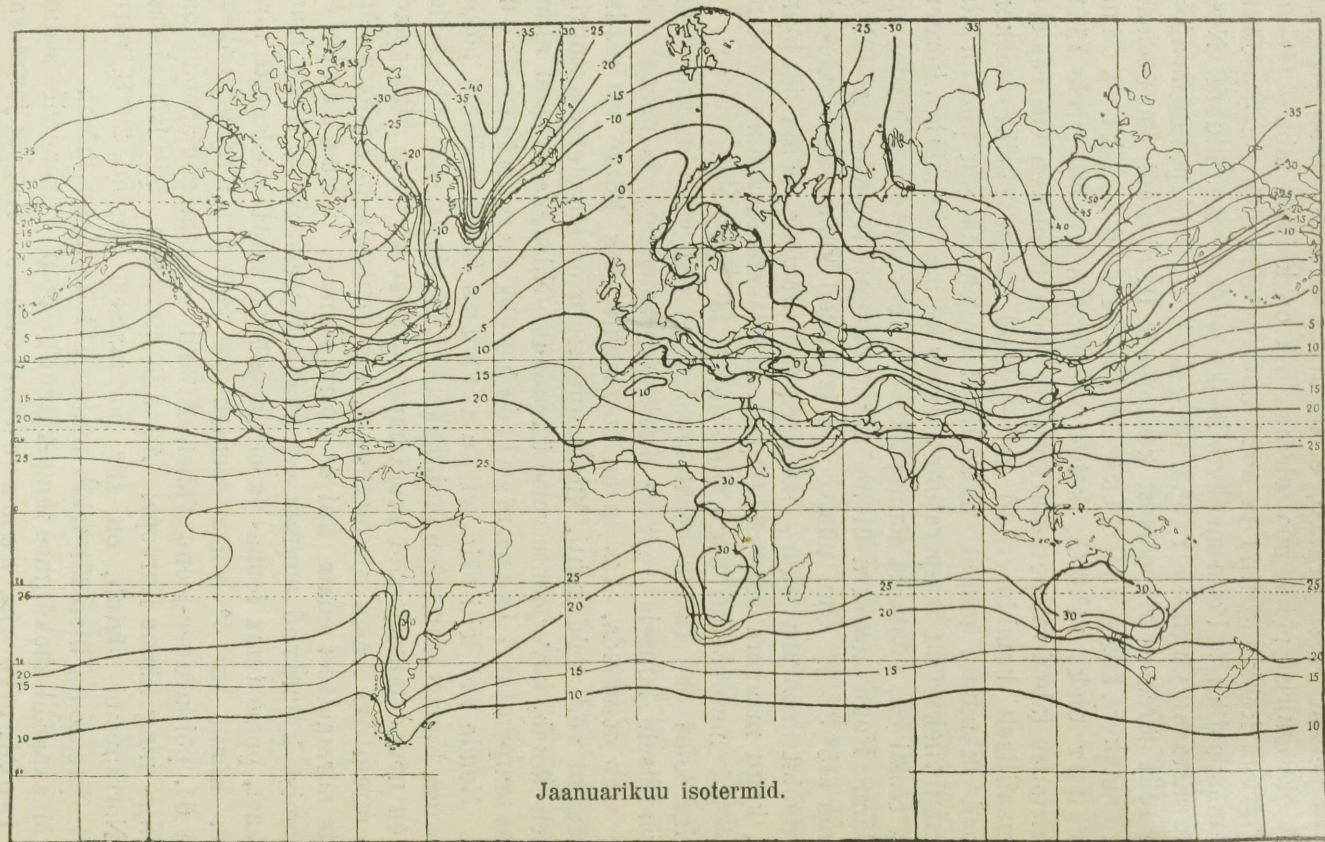
Geograafiline laius	Õhu tõeline aasta kesktemp.	Õhu aastane kesktemp. eeldusel, et puuduksid tuuled
Põhjapoolus	— 22.07 C.	— 34.08
80° põhjalaius	— 17.1	— 32.0
70° ”	— 10.7	— 24.1
60° ”	— 1.1	— 10.9
50° ”	5.8	2.6
40° ”	14.1	13.7
30° ”	20.4	22.1
20° ”	25.3	28.2
10° ”	26.8	31.6
ekvaator	26.3	32.8
10° lõunalaius	25.5	31.6
20° ”	23.0	28.2
30° ”	18.4	22.1
40° ”	11.9	13.7
50° ”	5.4	2.6
60° ”	— 3.2	— 10.9
70° ”	— 12.0	— 24.1
80° ”	— 20.6	— 32.0
Lõunapoolus	— 25.0	— 34.8

Ka sellest reast järgneb, et termiline ekvaator peab geograafilisest ekvaatorist põhja pool olema. Ka on kõikide laiuste temperatuuriarvud kokku võetud ja neist moodustatud põhja-maapooliku, lõuna-maapooliku ja kogu maakera keskmisi õhutemperatuure. Need oleksid vastavalt järgmised: $15^{\circ}.2$, $13^{\circ}.4$ ja $14^{\circ}.4$. Põhjapoolne maapoolik on selle järele lõunapoolsest keskmiselt $1^{\circ}.8$ kraadi võrra soem; ja kogu maakera kõige alumise õhukihi üldine kesktemperatuur oleks $14^{\circ}.4$ C., kõige uuemate arvamiste järele **$15^{\circ}.3$** .

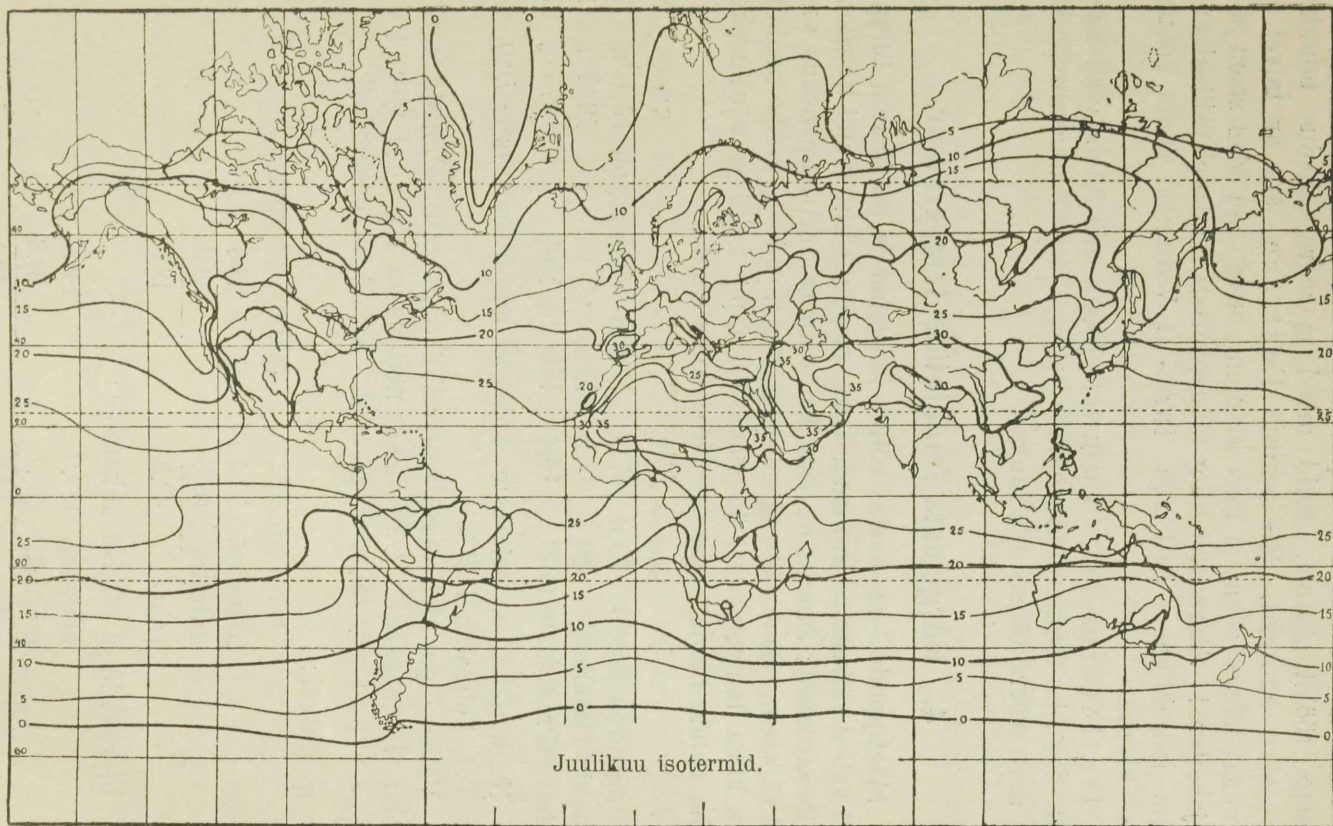
Eelmise tabeli temperatuuride teise veeru arvud on ebareaalsed, matemaatiliselt kombineeritud sel eeldusel, nagu püsiks maakera õhkkond liikumata paigal, ilma ühegi tuulehooa ehk püstvooluta. Sel puhul oleks õhu temperatuur palavas kliimavöös märksa kõrgem kui ta tõesti on, põhja- ja lõunapooluse ümber olevais kohtades aga madalam. Kogu maakera üldine kesktemperatuur oleks aga ikkagi seesama ($15^{\circ}.3$ C.). Õhu püstvoolud ja tuuled kannavad alatasa ekvaatorivöölt määratu suurt soojusehulka kaugele põhja ja lõuna poole, kogu maakera äärmisi temperatuure tasandades, niisama võimsad soojad merevoolud nagu Golfstroom ja Kuro Šio.

Iga koha õhu tõelist kesktemperatuuri võib võrrelda selle koha geograafilisele laiusele vastava kesktemperatuuriga, ja nende vahe järele võib otsustada, kas ta on normaalne, liig kõrge või madal. Maakaardil võib neid kohti, kus temperatuur normaaltemperatuurist võrdselt hälbib, kõverjoonte varal ühendada. Niisuguseid jooni nimetatakse temperatuuri isanomaalideks ehk samapõike-joonteks. Nende abil leiti näit., et juulikuus Suure ookeani põhjapoolne osa, Kanari saarestiku ümbruskond, Labradori poolsaar ja Davise väin on nende laiusejoonte kesktemperatuurist 4° võrra külmemad; aga suurem osa Aasia mannermaast, Ida-Venemaa ja Saahara kõrb on siis normaalsest enam kui 4° võrra soemad. Jaanuaris on võrdlemisi külmemad suurem osa Põhja-Ameerikast ja Aasia mannermaast, peale tema lõuna- ja edelapoolsete suurte poolsaarte ning saarte. Enam kui 4° võrra soemad on jaanuaris: Suur ookean 39. ja 61. põhjalaiuse-joone vahel, Atlandi ookeani põhjapoolne osa ja Põhja- ning Lääne-Euroopa. Atlandi mere osa, mis Islandi saarelt Norramaani ulatub, on siis normaalsest koguni 20° C. võrra soem! See sooja ülemäär tekib muidugi Golfstroomi mõjul.

Maakaardil ühekõrguse temperatuuriga punkte ühendades saame n. n. isotermid ehk samasooja-jooned. Allpool järgnevad kogu maakera jaanuari- ja juulikuus keskmiste isotermide kaardid.



8. joonis.



9. joonis.

Normaalseil tingimusil peaksid isotermid geograafilise laiuse joontega rööbiti käima. Kuid mäed ja mere lähedus muudavad nende sihti suuresti. Mis puutub Eestisse, siis on talvel meie kodumaal läänes soem ja idas külmem, suvel aga idas soem ja läänes jahedam! Saaremaal ning läänepoolseil randadel valitseb enam-vähem merekliima, eriti aga Tartu- ja Võrumaal enam kontinentaalne kliima.

Isalotermideks kutsutakse jooni, mis ühendavad kaardil kohti, kus õhu temperatuur teatava vaheaja jooksul ühesuuruse kraadide arvu võrra tõusis või langes.

4. Kõrgemate õhukihtide temperatuur.

Mäetippudel on aasta kõige kõrgema ja madalama temperatuuri vahed väiksemad kui madalikus, muidugi kui muud tingimused on ühesarnased; samuti on seal ka temperatuuri öö-päevane amplituud väiksem. Selle väite tõenduseks järgnevad siin kolme madalikus oleva koha temperatuuri öö-päevased amplituudid ja võrdluseks — kolme nende ligidal mägedes oleva koha omad.

	Kõrgus	Ampl.	Kõrgus	Ampl.
Burlington (Ameer.)	70 m	27,9	Mount-Washington	1916 m 22,9
Kataania (Itaalias)	30 „	16,2	Etna	2947 „ 10,8
Toulouse (Prantsusm.)	190 „	16,4	Pik du Midi	2877 „ 14,1

Nagu näha, on esimeste kohtade amplituudi vahe $5^{\circ}0$, teiste oma $5^{\circ}4$, kolmandail $2^{\circ}3$.

Vabas õhus võib ülevalnimetatud temperatuuri-olusid veel selgemini tähele panna. Õige heaks näiteks on Eiffeli torni alusel ja tipul mõõdetud õhusoojus. Arvud on keskmised.

a) Talvel:

torni alusel	300 m kõrgusel
maksim. $5^{\circ}0$	$2^{\circ}8$
miinim. $0^{\circ}8$	$1^{\circ}2$
vahe $4^{\circ}2$	$1^{\circ}6$

b) kevade ja sügise hakatusel:

maksim. $17^{\circ}9$	$14^{\circ}9$
miinim. $8^{\circ}1$	$9^{\circ}8$
vahe $9^{\circ}5$	$5^{\circ}1$

c) suvel:

	torni alusel	300 m kõrgusel
maksim.	21°7	18°5
miinim.	12°6	13°5
vahe	9°1	5°0.

Kuid seadus, et temperatuuri amplituud koha kõrgusega väheneb, ei maksa mitte igal juhtumusel. Esimeses joones on ta maksev vaba õhkkonna jaoks, teiseks kohtade jaoks, mis asuvad mäetippudel. Kõrgeis orgudes ja kiltmail on amplituud jällegi suurem. Seda näitab järgmine kahe koha võrdlus, mis mõlemad Helveetsias samas kõrguses, 1500 m merepinnalt, asuvad, milledest üks on mäe tipp, teine kõrge oru põhi.

K o h t	Amplituud	
	talvel	suvel
Riigi-Kulm, mäetipp	1.07	3°5
Bevers, org	7.9°	11°9

Veel kõrgemais Tiibeti orgudes on temperatuuri öö-päeva amplituude leitud, mis ulatuvad kuni 26°! Sellest on näha, et põhjus ei peitu mitte absoluutses kõrguses, vaid et mõõduandev on temperatuuri ekstreeme sünnitava maapinna ligidus või kaugus. Võib isegi oletada, et kõrgel kiltmaal temperatuuri amplituudid suuremad peaksid olema kui samal geograafilisel kohal mõeldud madalmaal; puudub ju esimesel kohal kiiretamist vähendav paks õhukiht.

Olgu veel juurde lisatud, et orgudesse ning nõgudesse üldse kergesti võib külm õhk kokku valguda, sest et see raskem on ja sealt enam kuhugi ei saa edasi voolata. Sellepärast on sääraistes kohtades ka kõige ennemini öökülmased oodata. Naabruses olev mäekünkal on õhu temperatuur õhtul ning öösi harilikult kõrgem. Päeva ajal soeneb aga oru põhi jõudsamini kui mäe nõlv või tipp, sest et temas õhk soenenud maapinnaga suuremal ulatusel kokku puutub.

Sellest selgub, mispärast muidu ühesugustel tingimustel õhu temperatuuri amplituud orus suurem on kui mäe harjal.

Kõrgemate õhukihtide temperatuuriolusid uuritakse tuulis-
madude ja õhupallide abil, mille külge isemärkijad aparaadid,

meteorograafid, kinnitatakse. Õhupallid on paarimeetrilise läbimõduga ning vesinikuga täidetud ja lastakse ühes instrumendidega vabalt üles lennata. Tuul viib nad üleslaskmise-kohast muidugi eemale, ja iga kord ei leitagi neid pärast mahalangenud instrumende üles. Meteorograafi ülestähenduste järele arvatakse pärast nende tõusu kõrgus välja. Üheks meteorograafi osaks on termograaf, ja selle ülestähenduste järele on võimalik teateid kõrgemate õhukihtide temperatuuri üle saada. Seni oli õhupalli tõusu kõige suuremaks kõrguseks 30 km, kuna suured õhupallid ühes eriteadlaste-sõitjatega ainult kuni 11 km on tõusnud.

Järgmine tabel annab ülevaate kõrgemate kihtide temperatuurist; temas leiduvad arvud on keskväärtused Kesk-Euroopas 1906.—1908. a. ettevõtetud mõõtmistest.

Troposfääri temperatuur Kesk-Euroopa kohal.

kõrgus km	jaan.	veebr.	märts	apr.	mai	juuni	juuli	aug.	sept.	okt.	nov.	dets.	aasta
11	-65.7	-67.1	-68.4	-65.7	-61.2	-56.5	-55.0	-50.0	-55.8	-55.2	-60.5	-62.8	-52.8
10	-59.8	-58.9	-63.1	-59.1	-56.7	-49.1	-47.6	-42.4	-47.5	-48.1	-52.9	-57.1	-49.6
9	-52.2	-50.5	-56.0	-51.4	-49.4	-41.1	-39.5	-34.7	-39.3	-40.3	-45.3	-50.3	-44.4
8	-44.3	-42.5	-48.9	-44.9	-41.7	-32.9	-31.9	-27.0	-32.3	-32.5	-37.6	-42.8	-38.0
7	-36.0	-33.5	-40.8	-38.5	-33.8	-25.1	-24.2	-19.4	-25.3	-25.0	-29.9	-35.4	-30.8
6	-27.7	-26.4	-32.8	-32.0	-26.9	-18.5	-17.3	-12.6	-18.3	-17.9	-22.9	-27.5	-23.7
5	-20.7	-19.7	-26.0	-24.1	-20.8	-12.1	-11.8	-6.2	-12.4	-10.9	-16.2	-20.5	-16.9
4	-14.0	-12.9	-19.2	-17.9	-14.2	-6.4	-6.1	-0.7	-6.8	-4.5	-10.0	-13.8	-10.7
3	-7.5	-7.7	-12.6	-11.5	-8.6	-1.1	-0.4	+4.8	-0.6	+0.8	-4.0	-7.6	-5.0
2	-2.9	-3.3	-7.4	-5.7	-2.7	+3.4	+5.2	+10.3	+3.8	+4.8	+1.2	-2.5	+0.1
1	-0.4	-4.2	-1.9	+1.0	+4.0	+8.7	+11.3	+15.4	+9.1	+9.8	+4.1	+2.0	+4.9
0	0.0	+0.8	+3.0	+7.2	+11.6	+15.6	+17.2	+16.6	+13.6	+9.0	+3.8	+0.9	10.5

Aasta kesktemperatuurid on ka 11 kilomeetrist veel kõrgemate kihtide jaoks teada:

kõrgus km:	11	12	13	14	15	16
temperatuur:	- 52.8	- 54.2	- 54.4	- 54.4	- 54.3	- 54.0

Selgub, et 12 kilomeetrist alustades on õhu temperatuur konstantne. See tähendab: me oleme seal troposfäärist juba strato-

sfääri jõudnud. Ekvaatori kohal alaneb temperatuur veel 16 km kõrguseni ja algab alles seal — 78 kraadiga konstantse temperatuuriga stratosfäär.

Niisugune temperatuuri katketu alanemine kõrgusega, nagu tabel näitab, on kõige pealt keskarvude saavutuseks. Ometi tuleb looduses säärast temperatuuri pidevat vähene mist kõrgusega enamasti ka tõepoolest ette. Aga tihti näitavad meteorograafid, et temperatuuri reeglikordse alanemise järel ta teataval kõrgusel jälle tõusis. Ja enamasti on see temperatuuri tõus kaunis järsk: paarikümne-meetrilise kõrguse vahe peal on õhu temperatuuri vahe korruga paar või mitu kraadi. See tähendab: alumise jahedama õhukihi peal lasub sel korral soem kiht, kusjuures õhk mõlemate kihtide piiril enam või vähem segatud võib olla. Seesugust temperatuuri järsku tõusu kõrgusega nimetatakse temperatuuri inversiooniks ehk ümberpöördeks.

Teatavail ilmastiku seisukordadel ulatuvad inversioonikihid üle kaunis laiade maa-alade. Kõige rohkem tuleb neid ette madalamais õhukihtides, kuni 2.5 km kõrguseni, iseäranis sügisel ja talvel. Enamasti juhtub neid kõrgrõhualade ja tsüklonite tagakülje piirkondades; siis võivad inversioonikihid üle suure osa Euroopa ulatuda.

Lõpuks seletame veel mõistet, mida uusimas erikirjanduses on hakatud tarvitama: see on potentsiaalne temperatuur. See tähendab seda temperatuuri, mida teataval kõrgusel asuv õhumass omaks, kui ta sealt mere tasapinnani (760 mm) alla langeks, seejuures adiabaatselt soenedes. Olgu näit. 2500 m kõrguses õhu temperatuur — 10° C. Alla langedes soeneks ta iga 100 m kohta 1° C. võrra, seega ühtekokku 25° võrra, ja omaks all 15-kraadilist temperatuuri. Sel juhtumusel oleks siis 15° antud õhumassi potentsiaalne temperatuur.

5. Aluspõhja temperatuur.

Õhkkond soeneb teatavasti kõige jõudsamini oma kõige alumisest kihis kokkupuutumisel maapinnaga. Nüüd võtame arutuse alla maapinna temperatuuri enese.

See temperatuur sõltub esimeses reas vaatluskoha geograafilisest laiuusest ning aasta- ja päevaajast. Pilvise ilmaga ja vihma ajal ei lähe nende termomeetrite näited, mida mitmesuguses kõrguses maapinnast ja otse selle peal hoitakse, mitte suurt lahku. Kuid

selge ilmaga on vahed õige märgatavad: päeval, s. o. päikesepaiste ajal, on maapinna temperatuur harilikult mitme kraadi võrra kõrgem kui õhu temperatuur samal ajal; ja selgel ööl on ta suure kiirgumise tagajärjel paari kraadi võrra madalam. Sellel asjaolul põhjeneb muu seas kaste ja halla sündimine; ka öökülmad tabavad lagedat maapinda varemini kui näiteks kõrgemaid puid. Sellepärast on tähtis, et põlluteadlased katsepõldudel termomeetreid sel kõrgusel üles seaksid, milles asuvad uuritavate taimede tundlikumad osad.

Kuivas kliimas on mainitud vahed veel suuremad kui meie kodumaal: Saahas näiteks võib kalju või liivase pinna temperatuur päikese käes 70^o-ni tõusta, nii et seal võimatu on palja jalu käia, kuna öösiti kõrve pind koguni kuni — 4^o-ni võib jaheneda!

Päikese kiired ei soenda mitte üksnes maapõhja välimist pinda, vaid soojus tungib ka sügavamale. Seejuures oleneb maakihtide soenemine nende füüsilisest koosseisust, s. o. nende mineraalidest, mullaliikidest, vee rohkusest. Puhta vee soojamahtu ühikuks võttes võib aluspõhja ruumalalist soojamahtu järgmiste arvudega esitada: raudkivi (graniidi) soojamaht on 0.5, nõmmemullal 0.5, turbal 0.9 v. kalorit. Neis proovides, millede järele mainitud arvud saavutati, oli ühe kant-sentimeetri kohta järgmisel hulgal vett: nõmme mullas 0.24 grammi, turbas 0.85 grammi.

Siin järgnevad veel teised ruumalalise soojamahu andmed.

Maaliik	Niiskus võimaliku niiskuse % _o -des		
	0	50	100
liiv	0.30	0.51	0.72
huumusmuld	0.15	0.52	0.90
savi	0.24	0.53	0.82

Sellest järgneb, et mulla soojamaht sõltub esimeses järjekorras veehulgast, mida ta sisaldab. Mida vähem veehulk, seda vähem soojamaht ja seda kiiremini mõjub soojus, ning seda soem on see põhi. Helsingi ümbruses pandi kolmes aluspõhja-liigis temperatuurimõõtnisi toime mitmes sügavuses.

10. augustil 1903. a.

	Raudkivi	liivanõmm	turbamaa
ülemisel pinnal	24°0	22°2	17°9
10 sm sügavuses	23°2	18.7	15.9
30 " "	21°3	17.2	14.4
60 " "	20°0	14.0	11.6

16. augustil 1903. a.

ülemisel pinnal	14.1	12.4	9.8
10 sm sügavuses	14.7	11.8	12.5
30 " "	15.6	13.2	13.1
60 " "	16.5	13.2	11.5

Need kaks näidet on mitmeti õige õpetlikud.

1) Raudkivi ja liivamaa soojamaht on küll ühesarnane ja sellepärast nende ülemise kihi temperatuur pea ühesuurune; kuid raudkivi soojajuhtivus on suurem; sellepärast ulatus temas kõrge temperatuur 10. augustil suuremasse sügavusse.

2) 10. augustil oli soe päikesepaisteline päev, 16-dal valitses aga jahe pilvis ilm; sellepärast oli 16-dal igas krundis võrdlemisi suur temperatuuri alanemine maad võtnud.

3) Raudkivis ja liivanõmmes ulatus see alanemine kuni 60 sm sügavuse kihini, raudkivis igatahes veel sügavamale, kuna turba-
maas temperatuur sel sügavusel konstantseks jäi.

4) Igas krundis oli 16. augustil ülemine kiht kõige külmem, olenedes üleval valitsevast külmast ilmast, kuna raudkivi ja nõmme 60 sm sügavune kiht veel soojust ammutas sellest tagavarast, mis veel sügavamal oli.

Need mõlemad Helsingi ühepäevalised temperatuurimõõtmised ei näita mitte ainult mitmesuguse aluspõhja eri-vastuvõtlikkust soojuse suhtes, vaid neist selgub ka, et ülemise pinna soenemine ning jahenemine ulatub aegapidi ka sügavamaisse kihtidesse. Mõnes teises suuremas observatooriumis on põhjakihtide temperatuurimõõtmisi pikemat aega korrakindlalt toimetatud. Neist selgub esiteks, et temperatuuri öö-päevane kulg (käik) end ka maapõues tunda annab, kõige suuremal määral kõige ülemises kihis; mida sügavamale, seda enam väheneb amplituud; 10 m sügavuses ei ole teda enam tundagi.

Möödamannes olgu tähendatud, et sügavusetemperatuure mõõdetakse pikkade pulkade külge kinnitatud termomeetrite abil, mis soojust isoleerivate torude läbi soovitud maakihisse pistetakse, kus nad vasest plaadi kaudu maapõhjaga kokku puutuvad.

Tiflisis toimepandud mõõtmiste põhjal on seal temperatuuri öö-päevane kulg mitmesuguses sügavuses järgmine:

Jaauuar:

Juuli:

sügavus	maks.	kunas	min.	kunas	amplituud	maks.	kunas	min.	kunas	amplituud
1 sm	5 ⁰ .7	14 ^h	—2 ⁰ .7	7 ^h	8 ⁰ .5	49 ⁰ .6	13 ^h	20 ⁰ .5	5 ^h	29.01
12 „	1.4	16 ^h	—0.4	9 ^h	1.8	36.1	17 ^h	25.5	7 ^h	10.6
20 „	1.6	19 ^h	1.0	12 ^h	0.6	31.8	19 ^h	26.7	10 ^h	5.1
41 „	2.6	3 ^h	2.5	19 ^h	0.1	27.9	2 ^h	27.1	16 ^h	0.8
79 „	5.7	4 ^h	5.6	22 ^h	0.1	24.7	20 ^h	24.6	3 ^h	0.1

Hiljaksjäämine maapinnast kuni 79 sm: 31

22 tundi

Suvel on temperatuuri öö-päevane amplituud sügavuses üldse suurem kui talvel, niisama kui õhugi temperatuuri oma. Kuna näit. jaanuaris 41 sentimeetri sügavuses temperatuuri öö-päevane kõikumine suurem ei olnud kui 0⁰.1, oli juulikuus maksimumi ja miinimumi vahe sealsamas veel 0⁰.8 ja alles 79 sm sügavuses oli nende vahe 0⁰.1. Arvatakse, et ka neis kohtades, kus õhu temperatuuri öö-päevane kõikumine on õige suur, see on päris kontinentaalses kliimas, konstantse temperatuuriga kiht juba 1 meetri sügavuses algab.

Ülevaltoodud tabelist paistab veel välja, et nii maksimum- kui miinimumtemperatuurid esinevad mida sügavamal, seda suurema hiljaksjäämisega. Öö-päevase temperatuuri muutuvuse maapõue süvenemise keskmine kiirus on 3¹/₂ sm tunnis.

Maapõue temperatuuri aastase muutuvuse näitena järgneb siin sellesama Tiflisi observatooriumi tabel:

sügavus	maks.	kunas	min.	kunas	amplituud
10 sm	29 ⁰ .8	30. VII.—3. VIII.	—1 ⁰ .6	6.—10. I.	31 ⁰ .4
80 „	23.5	9.—13. VIII.	2.4	25. II.—1. III.	21.1
200 „	19.0	3.—17. IX.	6.1	7.—16. III.	12.9
320 „	16.4	8.—12. X.	8.4	1.—5. IV.	8.0

Temperatuuri maksimum tarvitas 10 sm sügavusest kihist kuni 320 sm sügavuseni sissetungimiseks 70 päeva, miinimum 84 päeva.

On selge, et temperatuuri aastane muutus end suurema sügavuseni (kuni 50 m) seal tunda annab, kus see muutus õhus õige suur on, näit. kontinentaalses Siberis; kuna väikese aastase temperatuuri käiguga ekvatoriaalses vöös aasta jooksul konstantse temperatuuriga sügavus juba sealsamas algab, kuhu öö-päevane temperatuuri muutuvus enam ei ulatu (1 m).

Mööduka kliimaga Euroopas algab see kogu aasta läbi muutmata temperatuuriga kiht umbes 25 m sügavuses.

Selle peatüki kokkuvõttena toome siin n. n. Fourier' seadused.

1) Temperatuuri amplituud kahaneb kiiresti sügavusega; kui sügavus aritmeetilises reas väheneb, siis kahaneb amplituud geometrilises reas.

2) Maksimumi ja miinimumi hiljaksjäämine on võrdeline sügavusega.

3) Temperatuuri aastane kõikumine ulatub 19 korda sügavemale kui öö-päevane. Meredes ulatub aastane kõikumine kuni 300 m sügavuseni.

IV. Õhurõhumine.

1. Üldised seadused.

Nagu alguses seletatud, koostub alumiste kihtide õhk suuremalt jaolt lämmastiku- ja hapnikugaasist. Et gaasidel on ikkagi omajagu raskust, siis on selge, et ka õhkkond raskust omab. Nimelt leiti, et õhusammas, mille aluspinnaks 1 ruutsentimeeter ja kõrguseks kogu õhkkonna kõrgus, kaalub keskmiselt 1033 grammi. Nii suure jõuga vajutab siis õhk maa ehk merepinna iga ruutsentimeetri peale. Sellest järgneb, et kui inimese kehapiinda 1,6 ruutmeetri suuruseks arvata, siis rõhub õhk tema peale 16 500 kilogrammi ehk 1000 puuda raskusena. Et sellest palju pole märgata, oleneb asjaolust, et rõhumine ei avaldu mitte ainult ülevalt, vaid ka igast küljest ja seest. Sest vedelikud ja gaasid vajutavad kehade peale, mis nende sees on, mitte ainult ülevalt alla, vaid ka igast küljest ning koguni alt ülespoole. Ja õhul, mis inimese kehas, on seesama pinge, mis välimiselgi. Õhu-

palliga kiiresti väga kõrgele tõusmisel võib õhurõhumise vahe tõttu keha tundmusele mittesoovitavaid nähtusi märgata.

Õhk, nagu teisedki gaasid ehk gaaside segud, alistub esiteks füüsikast tuntud Boyle - Mariotte'i seadusele:

$$p_1 \cdot v_1 = p_2 \cdot v_2; \text{ või } \frac{p_1}{p_2} = \frac{v_2}{v_1} \text{ ehk } \frac{v_1}{v_2} = \frac{p_2}{p_1}.$$

Sõnadega üteldult tähendab see valem: ühe ja sama gaasi massi (rohkuse) ruumala on ümberpöörduvalt võrdeline rõhumisega.

Teiseks on õhugi kohta maksev Gay - Lussac'i seadus:

$$v = v_0 \left(1 + \frac{t}{273}\right).$$

See on: muutumata rõhumise seisundis laieneb gaas iga soojusekraadiga $\frac{1}{273}$ võrra endisega võrreldes, ärajahtumisel väheneb tema ruumala niisama palju.

Õhkonna omaduste tundmaõppimisel on need kaks seadust järgmises suhtes tähtsad. Mida kõrgemale õhku tõusta, seda vähemaks jääb õhurõhumine. Merepinnast, kus rõhumine on keskmiselt 760 mm, väheneb õhurõhumine ülespoole iga 10,5 m kohta 1 mm võrra 0° temperatuuris. 1000 m kõrgusel, kus õhurõhumine keskmiselt ainult 670 mm, on see aste juba 11,9 m. Kõrgemas temperatuuris ja väiksemal algrõhumisel on need baromeetrilised kõrguseastmed aga suuremad, nagu järgnevast tabelist näha.

Algrõhumine	0°	10°	20°
600 mm	13.3 m	13.9	14.4
670 mm	11.9 m	12.4	12.9
760 mm	10.5 m	10.9	11.4

Sama õhumass ehk rohkus paisub nii siis seda laiemaks, mida soemaks ta muutub. Kuid sellest on kõnet veel ühes järgnevas peatükis.

2. Baromeetrid.

Võtame otsadest lahtise ∇ - moodu kõveraks käänatud klaasitoru ja valame tasse vett. Vesi jääb ta mõlemas harus ühele ja

samale tasemele tasakaalus seisma. Puhume aga ühest otsast sisse, siis alaneb veepind selles harus ja tõuseb teises.

Mõlemate pindade vaheks oletame h sm. Siis on veesamm, mille kõrgus on h, tasakaalus hoitud puhumisjõu varal, s. o. puhumisjõud on nii suur, kui palju kaalub see samm. Gaaside rõhu mõõtmiseks valatakse torudesse elavhõbedat, mis on veest ligi 14 korda raskem. Selle tõttu ei tarvitse rõhu mõõtmise torud (manomeetrid) mitte pikad olla. Õhkkonna rõhu mõõtmise instrumendi, baromeetri, ülesleidjaks sai XVII aastasajal itaalia füüsik Torricelli. Tema võttis meetripikkuse klaastoru, mille üks ots kinnine, valas ta elavhõbedat ääreni täis, käänas ümber, lahtist otsa kinni hoides, ja pistis selle kaussi, milles elavhõbedat oli. Torus vajus elavhõbe niikaugemale allapoole, et tema ülemise pinna ja kausis oleva elavhõbeda pinna vahe oli umbes 76 sm. Toru ülemine ots jäi tühjaks, — sinna ei pääse ka õhku sisse, kui katset hoolega toimetatakse; see ongi n. n. Torricelli tühik. 76 sm kõrget elavhõbeda-sammast hoiab tasakaalus välisõhu raskus, mis elavhõbeda vaba pinna peale kausis rõhub, nimelt iga sm^2 peale nii suure jõuga kui palju kaalub 76 sm kõrge ja 1-ruutsentimeetrilise alusega elavhõbeda-samm, s. o. vähe enam kui 1 kg. Elavhõbeda asemel võiks ka vett võtta, aga veesamba kõrgus peaks 10 m olema! Asjaolu, et vesi õhkkonna rõhumise läbi 10 meetri kõrguseni tõstetakse, kasutatakse veepumpade juures. Kuid kõrgemale imemispumbad vett ei tõmba. Kus seda vaja on suuremale kõrgusele pumbata, tarvitatakse press-süsteemi pumpi. Viimast liiki pumbad on õhurõhust sõltumatud. Nõnda on ehitatud ka tuletõrjajate pumbad.

Baromeetri ehk õhurõhu mõõtmise aparadi (ilmaklaasi) peasaks on nii siis elavhõbedaga klaastoru, mille alumine ots on kas elavhõbedaga täidetud kausis (kaussbaromeeter) või kõveraks painutatud (sifon-baromeeter).

Normaalseks ehk keskmiseks õhurõhuks merepinnal loetakse 760 mm. Igas maakohas ei ole aga keskmine õhurõhk üks ja sama: Islandi saarel on ta 749, Lapimaal 756, Eestis 760, Põhja-Saksamaal 762, Asoori saartel 764 mm.

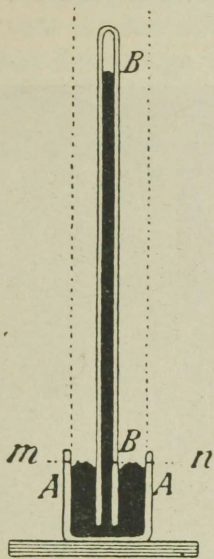
Kui õhuruumist mõnes kohas mõõdetakse, mis merepinnast kõrgemal on, siis tuleb baromeetri näitele veel korrektsioon ehk õiendus juurde lisada, mida harilikult tabeli järele leitakse. Keskmiselt on see õiendus 1 mm iga 11 meetri kõrguse kohta. Et aga

elavhõbe soenedes ruumalaliselt paisub, siis ei oleks mitmes temperatuuris saadud baromeetrilugemid omavahel mitte võrreldavad. Sellepärast peab igakordne lugem teatavale normaaltemperatuurile taandatama. Normaalseks temperatuuriks selles suhtes arvatakse 0°. Sellepärast tuleb tabelites leiduvaid korrektsioone kõrgema temperatuuri puhul lugemist maha arvata, 0 kraadist madalama temperatuuri puhul — juurde arvata. Viimast juhtumust tuleb igatahes harva ette, sest et elavhõbeda-baromeetrid harilikult köetavais ruumides üles seatakse.

Baromeetri temperatuuri õiendus.

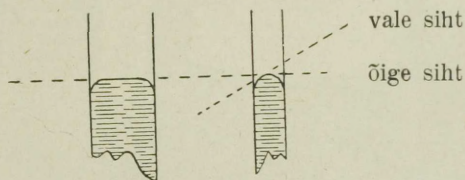
Temper. toas	710	720	730	740	750	760	770	780
14°0	—1.6	—1.6	—1.6	—1.7	—1.7	—1.7	—1.7	—1.8
14.5	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8	1.8	1.8
15.0	1.7	1.8	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9	1.9
15.5	1.8	1.8	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	2.0
16.0	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0
16.5	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	2.0	2.1
17.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.1	2.1	2.1	2.1
17.5	2.0	2.0	2.1	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2
18.0	2.1	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.2	2.3
18.5	2.1	2.2	2.2	2.2	2.2	2.3	2.3	2.3
19.0	2.2	2.2	2.2	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4
19.5	2.2	2.3	2.3	2.3	2.4	2.4	2.4	2.4
20.0	2.3	2.3	2.4	2.4	2.4	2.5	2.5	2.5
20.5	2.4	2.4	2.4	2.4	2.5	2.5	2.6	2.6
21.0	2.4	2.4	2.5	2.5	2.5	2.6	2.6	2.6
21.5	2.5	2.5	2.5	2.6	2.6	2.6	2.7	2.7
22.0	2.5	2.6	2.6	2.6	2.7	2.7	2.7	2.8
22.5	2.6	2.6	2.7	2.7	2.7	2.8	2.8	2.8
23.0	2.6	2.7	2.7	2.8	2.8	2.8	2.9	2.9
23.5	2.7	2.7	2.8	2.8	2.8	2.9	2.9	3.0
24.0	2.8	2.8	2.8	2.9	2.9	3.0	3.0	3.0
24.5	2.8	2.8	2.9	2.9	3.0	3.0	3.0	3.1
25.0	2.9	2.9	3.0	3.0	3.0	3.1	3.1	3.2
25.5	2.9	3.0	3.0	3.0	3.1	3.1	3.2	3.2

Kolmas õiendus oleneb sellest, et kehade raskus ei ole mitte igal geograafilisel laiusel ühesugune. Normaal-laiuseks loetakse 45° laiusejoont. Eestis on nimetatud korrektsioon keskmiselt $+0.9$ mm. Toru kitsusest ja muist omadustest oleneb veel, et igal instrumendil oma alaline instrumentaalõiendus on, mis iga kord ka tuleb arvesse võtta.



10. joonis. — Baromeeter.

Baromeetri kõrgust loetakse elavhõbeda-pinnast kausis (mn) ehk toru lahtises otsas kuni elavhõbeda pinnani kinnises otsas. Vaatlemise juures peab silmas pidama, et mõlemal korral baromeetri nooniuusega ühendatud plaat alati ühteviisi asetataks. Äralugemisel nihutatakse liikuvat plaati ning nooniuuse alumist äärt kuni elavhõbeda-meniski keskpäiga riivamiseni. Mida kitsam toru, seda kumeram on menisk, ja seda vähem täppis on osutis. Paremais baromeet-



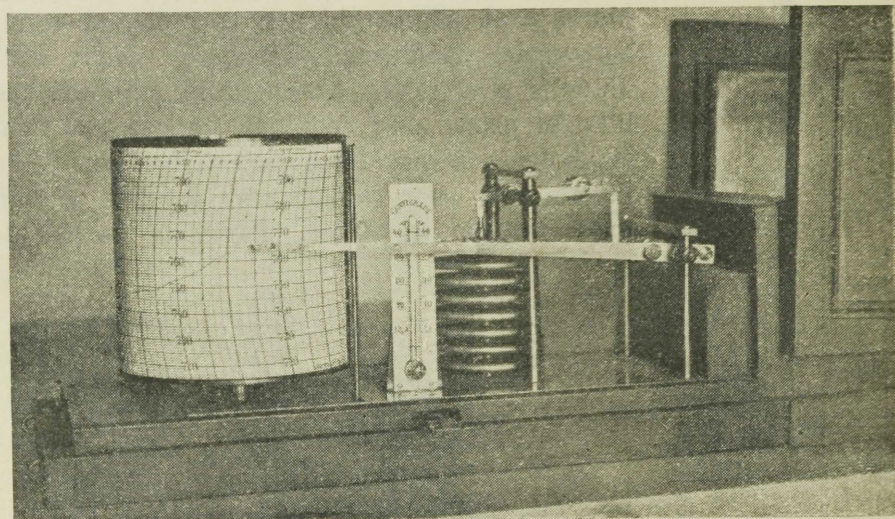
11. joonis. — Baromeetri vaatlus.

rites on klaastoru sisemine läbimõõt 1 sm; tarvitusel on ka veel baromeetrid, kus see ainult $\frac{1}{2}$ sm on. Meteoroloogilistes vaatluskohtades uuemal ajal tarvitusel olevad baromeetritorud on metallkestades, mis neid murdmise eest kaitsevad. Baromeetri osutise äralugemisel peab silm meniskiga ühel horisontaalsel tasemel olema, nagu joonis näitab.

Peale elavhõbeda-baromeetrite on tarvitusel veel aneroidbaromeetrid. Nende peaosaks on õhuke metallkarp, kust õhk on välja pumbatud. Suureneb välimine õhurõhumine, siis järgneb karbi kokkupressimine; muutub õhurõhumine vähemaks, läheb karp jälle laiemaks. Tema keskpunkt on vedru ja liigeste abil näitajaga ühenduses, mis mööda numbrilauda liigub. Numbrilaul on sarnased jaotused, nagu elavhõbeda-baromeetrilgi. Aneroidbaromeetrid on õige tundlikud, kuid mitte nii täpsad kui elavhõbeda-baromeetrid,

milledega neid tihti peab võrdlema, et korrektsioone leida. Ilma-jaamades on ainult elavhõbeda-baromeetrid tarvitusel.

Et õhurõhumist teada saada vaatlustähtaegade vahel, tarvitatakse n. n. barograafe ehk isemärkijaid baromeetreid. Nende tundlik osa koostub 5–6 aneroidi moodi karbist, millede vormimutused end sulele edasi annavad; see teeb kellavärgiga ümberaetaval silindril olevale paberile mitte-ärakuivava tindiga joone, mis kogu aja õhurõhumist üles tähendab.

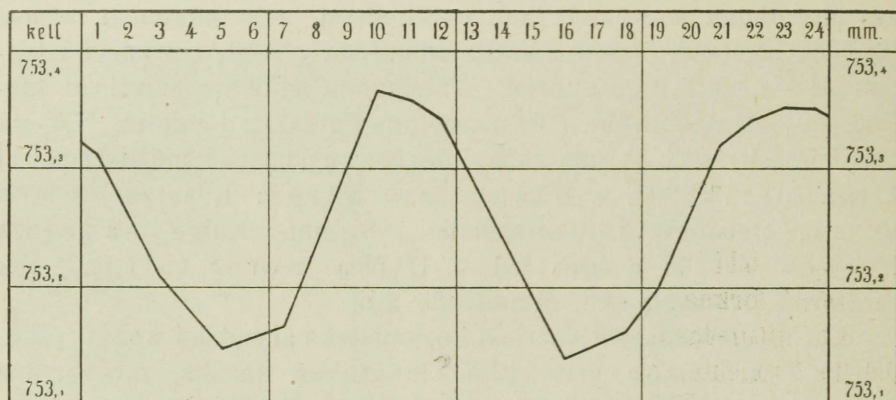


12. joonis. — Richardi barograaf.

Barograafi märkusi tuleb normaalbaromeetriga võrrelda, et korrektsioone kätte saada. Õige tähtsad instrumentid on barograafid selle poolest, et neid üleslastavaile õhupallidele kaasa lisatakse ja nende ülestähenduste järele õhupalli kõrgust arvestatakse. Alles seda teades on isemärkijate aparaatide teistel ülestähendustel väärtust, nagu näit. termograafil. Õhupallidele ja tuulismadudele antakse uuemal ajal ainult üks koondatud aparaat — meteorograaf, ligi. Temas on ainult üks kellavärgi varal keerlev silinder, mille paberi või nõekorra peale üksikute mõõtmis-instrumentide suled jooni tõmbavad, nimelt baro-, termo-, hügro- ja anemograafide omad.

Baromeetreid tarvitatakse ka kõrguse mõõtmiseks mägedes. On õhurõhumine mäe jalal teada, siis võib baromeetri vahe järele hüpsomeetrilise valemi abil kõrgusevahet leida.

seal puuduvad tsüklonid pea täiesti, ja seal võib barograafi üles-tähendatud kõverjoones öö-päevast muutuvust kergesti ära tunda. Selle amplituud on seal ka hoopis suurem: ligikaudu 3—4 mm. Aga õhurõhu maksimumide ja miinimumide kätte jõudmise tunniajad on igal pool umbes samad kui meilgi. See asjaolu lubab oletada, et õhu igapäevane kahekordne tõus ja mõõn sõltuvad igatahes päikese kõrgusest.



13. joonis. — Tartu õhurõhumise keskmine öö-päeva käik.

4. Õhurõhumise vähenemine kõrguses.

Me nägime juba, et merepinna ligidal ja 10° temperatuuris õhurõhk väheneb iga 11 meetri kõrguse vahe kohta keskmiselt 1 mm võrra. Talvel suure külmaga on õhk tihedam, ja sellepärast see 1 mm võrra vähenemise aste väiksem, teiste sõnadega: õhurõhk väheneb kõrgusega siis kiiremini kui soemal ajal. Aga mida kõrgemale tõusta, seda hõredamaks muutub õhk; ja et saavutada rõhu vähenemist 1 mm võrra, seks nõudub siis suurem kõrgusevahe kui 11 meetrit.

On olemas hüpsomeetriline formul:

$$h = 18459 (1 + 0.4 t) \lg \frac{b_0}{b_h},$$

mille järele võib teatava koha kõrgust arvutada, kui teada on temas olev õhurõhk (b_h) ja merepinnal valitsev õhurõhk (b_0). Tuttava kõrguse ja alumise rõhu järele on võimalik rõhumist b_h kõrguses kätte saada. t tähendab õhu temperatuuri. Neid arvuseid võib ilma

pikkade arvutusteta õige lihtsalt kätte leida prof. Sresnevski hüpsomeetrilise liineali abil.

Järgmise tabeli varal saab lugeja ettekujutuse õhurõhu suurus-
 sest (õigemini väiksusest) mitmesuguses kõrguses merepinnast. Ar-
 vud on keskmised ja suuremalt jaolt ainult teoreetiliselt arvutatud,
 eeldusel, et õhu temperatuur oleks merepinnal 12° C. ja kahaneks
 iga 100 meetri kõrgusevahe kohta 0.6° võrra, nagu see troposfääri
 tõeludele tõepoolest enam-vähem vastab.

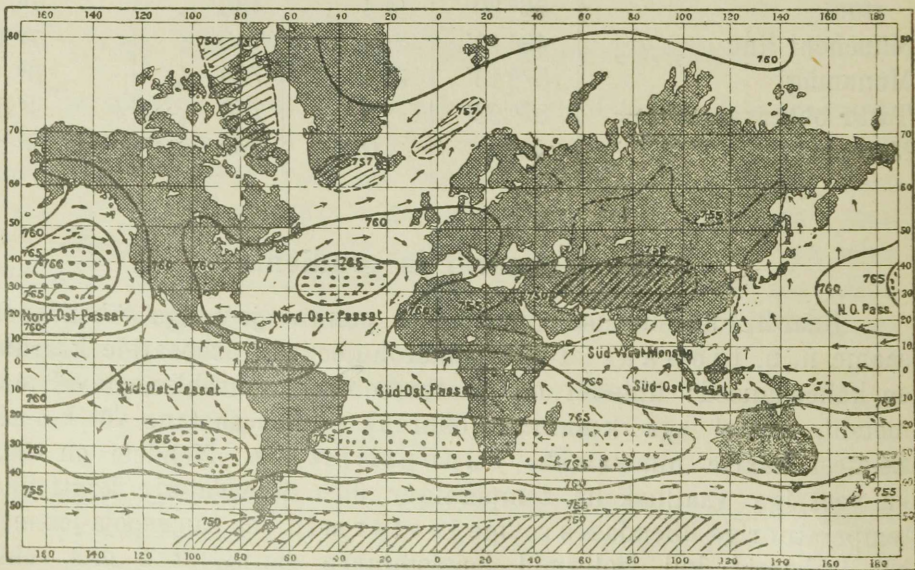
K o h t	geogr. laius	kõrgus	õhurõhk	keskm. temperat. C.
Troposfääri ülemine äär	45°	10 km	197 mm	— 50°
Mt. Everest Himaalajas	28°	8.8 "	230 "	— 30°
Chupikiina (Tšiiles), kõrgeim inim.elukoht)	18°	5.6 "	373 "	— 22°
Kõrgus, kus õhurõhk = $= \frac{760}{2}$ mm	50°	5.5 "	380 "	— 21°
Arport'i järv Tiibetis	34°	5.4 "	388 "	— 20°
Mt. Whitney observatoo- rium	36° 30'	4.4 "	435 "	— 7°
Müncheni linn	48° 10'	529 m	710 "	7° 4
Munamägi	57° 43'	324 "	730 "	3°
Tartu observatoorium	58° 23'	75 "	753 "	4° 5
Merepind	45°	0 .	760 "	12°

5. Isobaarid ja gradient.

Kaardil ühesuuruse õhurõhuga punkte joontega ühendades saame n. n. i s o b a a r i d ehk samarõhujooned. Isobaaride kaardid on kahesugused: ühtedel on vaatluskohtade õhurõhk teataval mo-
 mendil, teistel aga keskmine õhurõhk — kas aastane või kuune. Esimesi kaarte nimetatakse sünoptilisteks. Nendele on tihti ka veel iga vaatluskoha temperatuur üles tähendatud; kohti ühe temperatuuriga ühendades saame i s o t e r m i d ehk samasooja-jooned. Nii isobaarid kui isotermid joonistatakse harilikult 5 mm ehk 5° vahedega. Ei ole kohti seesuguse rõhu või temperatuuriga ole-



14. joon. — Jaanarikuu isobaaride kaart.



15. joon. — Juulikuu isobaaride kaart.

mas, nagu jooned nõuavad, siis tõmmatakse neid kahe vastava punkti vahelt läbi. Kõverjooned, mis kaardil teatava-aegse ühesuuruse õhurõhu muutusega punkte ühendavad, nimetatakse isallobaarideks ehk rõhu samapõikejoonteks. Kui sünoptilisel kaardil kahe isobaari kaugus teineteisest ära mõõdetakse ja välja arvutatakse, mitu millimeetrit õhurõhu vahet ühe laiusekraadi ehk iga 111 kilomeetri peale tuleb, siis saame arvu, mida nimetatakse õhurõhu gradiendiks.

Kulgeb näit. ilmakaardil 760 mm isobaar punktid A ja B, 765 mm isobaar punkti C, siis mõõdetakse nende mõlemate isobaaride kaugust: see olgu = 380 km. Nii oleks 380 km vahe kohta õhurõhu vahet 5 mm; 111 km kohta oleks seda $\frac{5.111}{380} = 1.46$ mm. See arv, ümmarguselt 1.5, on käesoleval juhtumusel õhurõhu gradient.

V. Õhu niiskus.

1. Vee auramine.

Lähedas ühenduses õhu niiskusega on vee auramine vabalt veepinnalt. Määrane tähtsus auramisel on, näitab asjaolu, et kogu niiskus, mis õhkonnas leidub ja sealt sademete näol jälle maha langeb, auramise teel sinna on kogunenud, suuremalt jaolt ookeanide pinnalt.

Auramine sõltub peaaesjalikult õhu relatiivsest niiskusest, temperatuurist, tuule kiirusest. Nimelt mida väiksem veepinnale külgepuutuva õhu niiskus, mida kõvem tuul ja kõrgem õhu ning vee temperatuur, seda kiiremini toimub auramine. Teda mõõdetakse instrumentide abil, mida kutsutakse evaporomeetriteks. Ilmadeobservatooriumides on õige laialt tarvitusel Vildi evaporomeeter, mis koostub ühe haruga lauakaalust, mille laia kaussi puhast vett valatakse. See instrument seatakse üles teiste instrumentide kõrval meteoroloogilises onnis, mille seintest tuul võib läbi puhuda. Harilikult märgitakse kaalu osuti järele üks kord päevas üles, kui palju vett eelmisest päevast saadik on ära auranud. Vildi evaporomeetri astmikul ülestähendatud arvud osutavad otsekohe ära-

auranud veekihi paksust millimeetrites. Võib ka sagedamini järele vaadata, et auramise öö-päevast kulgu leida. Kuid seda võib teha ainult soojal aastaajal ehk sooja kliimas; sest meil on auramine talvel tihti väiksem kui 0.1 mm öö-päeva kohta. Siis ei või muidugi juttu sellest olla, et mõõta, kui palju näiteks ühe tunni jooksul on auranud.

Peab tähendama, et ka jää pinnast osa auramise teel ära kaob. Igatunniliste mõõtmiste läbi on Kairo s suvekuudel leitud:

Kairo	miinimum	maksimum
õhu temperatuur	18 ^o .8, kell 4	34 ^o .0, kell 14
tuule kiirus	0.5 m/sek. „ 6	4 m/sek., „ 15
auramine tunnis	0.9 mm „ 4	14 mm „ 14

Igapäevaseid ülestähendusi kokku võttes saame auramise kuu summad. Mitmeaastaste vaatluste viljana on meil mitmest paigast ka auramise keskmised arvud käepärast, näiteks Tartu ja Odessa observatooriumi omad.

Et auramise aastast muutumist tundma õppida, järgnevad siin Odessa ja Tartu igakuused summad:

	auramine			auramine			auramine	
	Odessa	Tartu		Odessa	Tartu		Odessa	Tartu
Jaan.	16 mm	4	Mai	66 mm	57	Sept.	87 mm	30
Veebr.	20 „	5	Juuni	88 „	64	Okt.	56 „	17
Märts	22 „	12	Juuli	116 „	60	Nov.	34 „	9
Apr.	46 „	29	Aug.	113 „	46	Dets.	16 „	5

Järgmises tabelis auramise kohta toodud aastasummad on huvitavad selle poolest, et nad näitavad, et palavas ning ka soojas kliimas (näit. Taškendis) on auramine õige suur.

koht	auramine	koht	auramine
Madras	1930 mm	Odessa	700 mm
Troopika ookean	1730 „	Kiiev	480 „
Taškent	1340 „	Tartu	340 „
		Petrograd	320 „

Soolaselt veepinnalt on auramine väiksem kui magedalt veelt neissamus tingimustes. On vees 3.5% soola, nagu ookeanis harilikult, siis on tema auramine keskmiselt 20% vähem. Troopika ookeani kohta tabelis toodud arvus on see vahe juba arvesse võetud. Oleks vesi seal mage, saaksime veel suurema auramise kui Madrasis.

Kõrbedes on õhk nii kuiv, et seal auramise teel järvede ning jõgede ehk ojade pindadelt vett enam õhku tõuseb kui vihma kaudu juurde tuleb. Sellepärast on näit. Kesk-Aasias juba paljud endised järved täiesti ära kuivanud ja teistel järvedel läheb see ärakuivamisprotsess osalt ka praegu veel edasi. Sealsed jõed, mis tulevad lumega kaetud mägedest, on oma ülemises jooksus veerikkamad kui alumises, näit. Amu-Darja ja Uural, ka Niilus. Teised, väiksemad, kaovad kõrve liivasse hoopis ära.

Auramine ei sünni mitte üksnes vabadelt veepindadelt, vaid ka niiskelt maapinnalt, taimede lehtedelt jne., muidugi võrdlemisi väiksemal määral kui meredelt. Et kõrve kuivas õhus liialdast veekaotust auramise teel takistada, on kõrve taimestik enamasti paksu nahaga varustatud.

2. Aur ja tema tihenemine.

Õhkkonnas on alati teatav osa niiskust olemas gaasikujulise vee-auru näol, mis õhu läbipaistvust harilikult ei vähenda. Sooja õhus võib auru rohkem olla, külmas vähem. Kasvab veeauru rohkus teatavas õhumassis üle kindla piiri, siis muutub ülearune osa vedelaiks veepiiskadeks kaste, udu ehk pilvede näol. Viimastes võivad mitu piiska kokku liituda vähemaiks või suuremaiks vihmatilekadeks. On õhu temperatuur aga alla 0°, siis tiheneb aur härra ja lume, mõnikord ka jääõeltele kristallikestena või halla, teralume ja rahe amorfsete jäärakkestena. Udu võib ka külmaga ette tulla.

Igas gaaside segus võib Avogadro seaduse põhjal üksikute osiste partsiaalrõhumist leida. Nagu õhurõhumist, väljendatakse ka õhkkonna auru rõhumist baromeetri millimeetrites. Seda suurt nimetatakse siis ka õhu absoluutseks niiskuseks, Auru rohkust võib ka ühe kantmeetri õhu kohta grammides arvutada; ja see meetod annab normaalse õhurõhu (760 mm) puhul merepinnal pea täpsalt samu väärtusi nagu eespoolne auru pinge määramise meetod.

Igal temperatuuril on oma niiskuse rohkuse piir, milleni jõudmisel õhk on aurust küllastunud ehk täisniiske. Järgmises tabelis on auru pinge antud millimeetrites täisniiskuse korral.

temperatuur	— 30°	— 20°	— 10°	0°	10°	20°	30°
auru pinge	0.4	1.0	2.2	4.6	9.2	17.4	23.6

Need arvud on maksvad 760 mm õhurõhu puhul. Täisniiskuse ja absoluutse niiskuse vahe on küllastusevajak. See suurus näitab, mitu grammi auru ühe kantmeetri kohta teatava absoluutse niiskuse ja temperatuuri korral peaks õhku veel juurde tulema, et seda küllastada. Hügieeniliselt on küllastusevajakul teatav tähtsus; sest mida suurem ta on, seda hõlpsamini higistab inimese ihunahk.

Absoluutse niiskuse ja vastava täisniiskuse jagatis protsentides väljendatult on relatiivne niiskus. See tohiks siis 0 ja 100% vahel kõikuda. Kuid ülemmäär, 100%, tuleb looduses küll udu või kestva vihma ajal võrdlemisi tihti ette, aga alammäär loomulikel tingimustel mitte kunagi: Eestis väheneb relatiivne niiskus suvistel keskpäevadel harukordadel kuni 20%, kõrbedes kuni 5%, kuid alla selle mitte.

760 mm õhurõhu ja 0° temperatuuri puhul kaalub üks kantmeeter täiesti kuiva õhku 1293 grammi, aga üks kantmeeter veeauruga küllastunud õhku ainult 1290 grammi, seega 3 grammi vähem. Kõrgemas temperatuuris on kaaluvahe veel suurem: 20° C temperatuuris oleks samase hulga kuiva õhu raskus 1205 grammi, täisniiske oma aga 1194, s. o. vahe oleks juba tervelt 11 grammi.

Gaasikujulise auru tihenemiseks peab õhk kõige pealt rohkem auru sisaldama, kui vastavas temperatuuris tohiks olla; see on, aur peab üliküllastuse seisundis olema. See sünnib suuremalt jaolt õhu temperatuuri langemise tõttu, millega ühtlasi ka täisniiskuse piir alaneb. Õhu temperatuur võib langeda esiteks jahtumise teel kiirgamise läbi, iseäranis öösi ja hommikuti maa- või merepinna ligidal: tagajärjeks on kaste, hall, madal udu. Teiseks muutub õhk jahedamaks selle läbi, et ta kõrgemale tõuseb, n. n. püstvooludena: sellest tekivad rünkpilved (cumuli). Kolmandaks, kahe õhukihi segumisel, millede niiskus on täisniiskuse ligidal. Kui segatud õhumassid olid ühesuurused, on segaõhu temperatuuriks algtemperatuuride aritmeetiline keskmine. Sellele temperatuurile vastavaks

täisniiskuseks ei ole aga mitte mõlemate algniiskuste keskmine, vaid see on viimasest vähem. Sest kasvava temperatuuriga ei kasva täisniiskus mitte proportsionaalselt, vaid suuremal määral, mida võib näha juba eelmisest väikesest tabelist.

Kahe niiske õhukihi kokkupuutumise ehk segumise tagajärjeks on siis osa veeauru tihenemine, — seda puhku kihtpilvede või ka udu näol. Kihtpilved võivad olla lihtsad, ühetaolised: stratus, altostratus, cirrostratus, või jälle lainekujulised: stratocumulus, altocumulus, cirrocumulus. Nimetatud pilved ei tuleta mitte ainult oma väliskujuga laineid meelde, vaid nad on ka tekkeliselt merelainete vennad. Sest kahel õhukihil ei ole mitte ainult kummalgi oma temperatuur ja niiskus, vaid tihti on neis ka tuule siht ja kiirus teine. Selle tõttu hakkab nende piiri pind laineid ehk kurde lööma, mis silmale nähtavale tulevad, kui seal vee auru tihenemise läbi pilved tekivad. Säärast pilvede tekkimist on isärانى Dr. A. Wegener uurinud ja lähemalt ära seletanud.

Nüüd vaatame, kuidas gaasikujuline vee-aur ülespoole kerkivates õhuvooludes udu või pilvi moodustavaiks piiskadeks tiheneb. Tõuseb teatav õhumass ühes temas leiduva vee auruga mingil põhjusel kõrgemale, siis muutub ta füüsikaseaduse järele iga 100 meetri kohta 1° C. võrra jahedamaks. See on nimelt energia alalhoidmise seadus: iga mehaanilise töö, seega ka õhumassi tõstmise tarvis on vaja kulutada jõudu, mida võib saada soojuse näol. 1 suur kalor soojust võib 1 kilogrammi massi 325 meetrit kõrgemale tõsta. Seda arvu nimetatakse soojuse mehaaniliseks ekvivalendiks. Ülespoole kerkiy õhumass paisub oma ruumala poolest laiemaks, sest et rõhumine üleval vähem on kui allpool. Paisumisel jaheneb õhk, ja tema tõusu-aegset jahenemist võib seepärast ka sel teel ära seletada.

Selge on, et tõusvas õhuvoolus õhk üle selle äärmise temperatuuri võib jaheneda, mille juures temas sisalduv aur veel gaasi kujul jaksab püsida. Jahtub õhk tõusu tagajärjel veel enam ära, siis hakkab osa aurst tilgakesteks muutuma. Sel viisil tekivad cumulus ehk rümpilved.

Läheb auru tihenemine veel edasi ja sünnib veel hulk tilgakesi juurde, siis liituvad need võrdlemisi suuremaiks veetilgadeks ehk lumekübemeteks kokku. Oma suuruse tõttu ei jõua need end enam õhus tasakaalus hoida ja sajavad seepärast vihma ehk lume näol alla.

Eespool oli kõnet mitmesuguse temperatuuri puhul tekkivast täisniiskusest, mille kätte jõudmisel aur hakkab veepiiskadeks tihenema. On leitud, et madalas temperatuuris hakkab aur jääkristallideks tihenema mitte 100% niiskuse, vaid juba vähema % niiskuse korral, nimelt:

temperatuur	— 10°	— 20°	— 30°	— 40°
niiskuse %	91%	82%	74%	67%

On õhk näiteks — 20° külm ja niiskem kui 82%, siis võib auru tihenemine jää- ehk lumekristallideks juba algada, kuna tihenemine veepiiskadeks alles 100% puhul algab. Selle nähtuse ilusaks tõenduseks on järgmine, Siberi pärisrahvaste elust võetud näide. Nimelt seatakse seal talvel märjaks saanud kasukad õöseks välja lume peale, karvadega allapoole, ja hommikuks on nad kuivad! Sest enne kui vesi jaksab külmuda, aurb ta kasuka küljest ära ja tiheneb uuesti lume külge. Seega toimub nagu destilleerimine kasuka ja lumepinna vahelises ruumis. Selles on õhu niiskus niisugune, et vedelad tilgad temas jõuavad ära aurata, kuna samal ajal temast uued lumehelbed kristalliseeruvad.

Kui õhu niiskus on 100%, siis ei alga puhtas õhus auru tihenemine mitte alati otsekohe. Et auru tihenemine tõesti sünniks, selleks on veel tarvilik, et õhus leiduks tolmuhihusid, millede ümber veepiisad või jääkristallid võiksid koonduda. Päril puhtas õhus, mida kõrgemais õhukihtides võib ette tulla, algab tihenemine alles siis, kui niiskus on mitu % üle täisniiskuse piiri. Inglise õpetlane Aitken on õhus heljuvaid tolmuhihusid, n. n. auru tihenemispihusid, põhjalikult uurinud. Tema ehitas iseäralise aparadi, mille abil neid võis lugeda. Sel teel leitud pihude arvud käivad kõik ühe õhu kantsentimeetri kohta; siin järgnevad mõned neist.

Riigi mäe tipul	210—2000
Šotimaa mägedes	205—4.000
Edinburgis	45.000—250.000
Eiffeli tornil	226—104.000
Pariisi linnas	160.000—210.000
Londonis	116.000—480.000
Koosoleku-saali põranda ligidal . . .	175.000—400.000
„ „ lae all	3 milj. — 3,5 milj.
Toas hakatuses	426.000
Toas pärast seda, kui seal 4 gaasilampi 2 tundi olid põlenud . . .	42 miljoni!

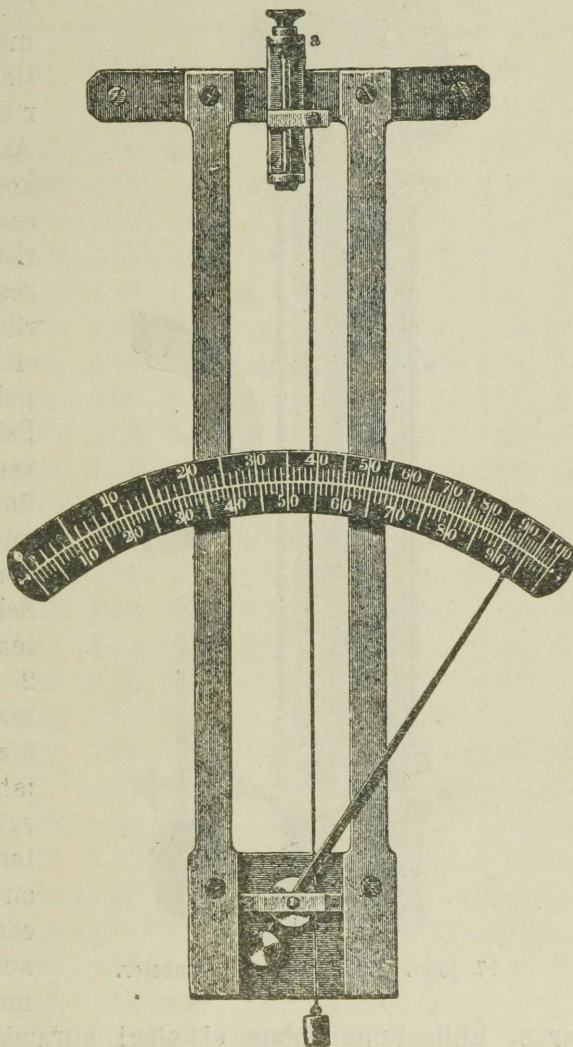
Arvatakse, et suitsetaja oma suust või ninast ühe sõõmuga 4 miljardi pihusid välja puhub!

Nagu sellekohased uurimised näitavad, on iseäranis suits ja üldse põlemise läbi tekkinud gaasid kõige soodsamad auru tihendamispihudeks. Kuid mitte üksnes õhus heljuvad materjaalsed pihud ei ole auru tihenemise algatajaiks, vaid ka n. n.ioonid, s. o. õhu ürgpihukesed, millel on elektrilaeng küljes.

0-kraadilise temperatuuri puhul leidub udus või pilvedes ühe kantsentimeetri kohta keskmiselt 200—500 veepiiska; nende veerohkus ühe kantsentimeetri kohta on ühtekokku 1—2 grammi. Seega kaaluks iga piisk ainult 0.0000042 milligrammi!

3. Hügromeetrid.

Õhu niiskuse mõõtmise instrumentidest on kõige tarvitatavam, ühtlasi kõige lihtsam ning odavam Saussure'i juushügromeeter. Tema tundlik osa koostub pikast inimese juuksest, mis üle rattakese on pandud; viimase telje küljes on osuti, mis astmikku mööda võib liikuda, millel niiskuse % arvud peal. Selle instrumendi ehitus põhjeneb omadusel, et rasvullusest

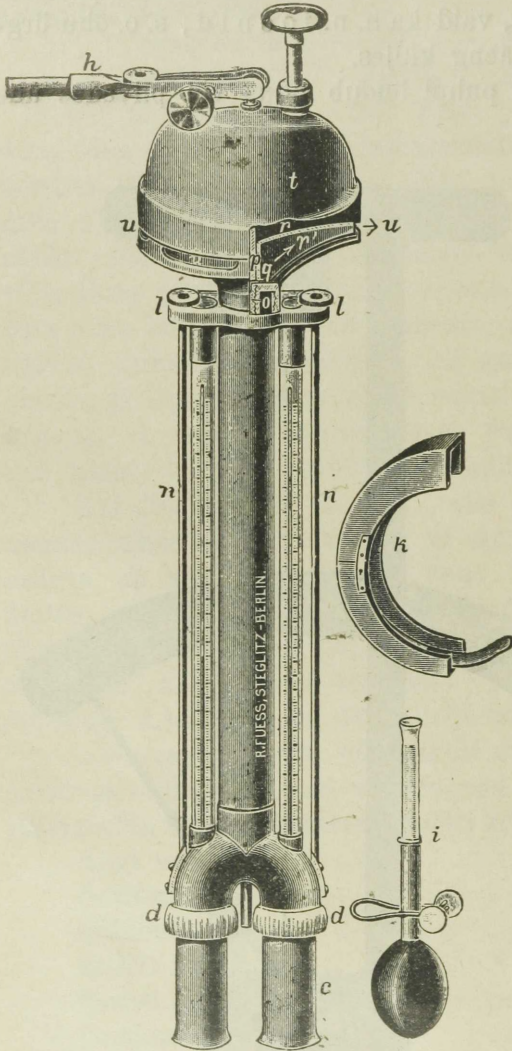


16. joon. Juushügromeeter.

puhas juus niiske õhu käes pikemaks venib, kuivas aga kokku tõmbub.

Juushügrimeetrit reguleeritakse, teda klaaskupli all hoides, mis leige veega kausi peale on pandud. Selles täisniiskes ruumis, kuhu kuivem välisõhk ligi ei pääse, peab hügrimeeter 100% näitama.

Paremaks ning ühtlasi normaalseks niiskuse mõõtmise instrumendiks tuleb Assmanni psühromeetrit lugeda. Assmanni psühromeeter koostub kahest ühesugusest normaal-termomeetrist. Ühe termomeetri reservuaar on õhukese riidega ümbert kinni mäsitud, mis enne vaatlust puhta veega märjutatakse. Psühromeetri küljes on veel ventilaator, mille ümberkeerlemise läbi ikka uus õhk termomeetrite alumisi otsi mööda puhub. Selle tuulevoolu läbi — tema keskmine kiirus on 2 m/sek. — aurab vesi märja termomeetri küljest ära, ja selle tagajärjel jahtub ta alla selle temperatuuri, mida näitab kuiv termomeeter. Mida kuivem on õhk, seda kiiremini edeneb auramine, ning seda suurem on mõlemate termomeetrite osutiste vahe.



17. joon. Assmanni psühromeeter.

Aurust küllastunud õhus ei olegi auramist, ja mõlemad termomeetrid näitavad ühepalju.

Nende termomeetrite lugemid olgu t (kuiv) ja t' (märg), ja nendes temperatuurides küllastunud õhu veeauru rõhk olgu f ja f' .

Siis on Sprung'i valemi järele absoluutne niiskus $a = f' - \frac{1}{2}(t - t') \cdot \frac{755}{B}$,

kus B tähendab õhurõhku; relatiivne niiskus on $r = \frac{a}{f} \cdot 100$.

Küllastunud vee-auru pinge (millimeetrites).

Tempera- tuur	0.0°	0.1°	0.2°	0.3°	0.4°	0.5°	0.6°	0.7°	0.8°	0.9°
—5°.0	3.16	3.14	3.11	3.09	3.07	3.04	3.02	3.00	2.98	2.95
—4°.0	3.41	3.38	3.36	3.33	3.31	3.28	3.26	3.23	3.21	3.18
—3°.0	3.67	3.64	3.62	3.59	3.56	3.54	3.51	3.48	3.46	3.43
—2.0	3.95	3.92	3.89	3.86	3.84	3.81	3.78	3.75	3.72	3.70
—1.0	4.25	4.22	4.19	4.16	4.13	4.10	4.07	4.04	4.01	3.98
— 0	4.57	4.54	4.50	4.47	4.44	4.41	4.37	4.34	4.31	4.28
+ 0	4.57	4.60	4.63	4.67	4.70	4.74	4.77	4.80	4.84	4.87
1	4.91	4.94	4.98	5.02	5.05	5.09	5.12	5.16	5.20	5.23
2	5.27	5.31	5.35	5.39	5.42	5.46	5.50	5.54	5.58	6.62
3	5.66	5.70	5.74	5.78	5.82	5.86	5.90	5.94	5.98	6.03
4	6.07	6.10	6.15	6.20	6.24	6.28	6.33	6.37	6.42	6.46
5	6.51	6.55	6.60	6.64	6.69	6.74	6.78	6.83	6.88	6.92
6	6.97	7.02	7.07	7.12	7.17	7.21	7.26	7.31	7.35	7.42
7	7.47	7.53	7.57	7.62	7.67	7.72	7.78	7.83	7.88	7.94
8	7.99	8.05	8.10	8.15	8.21	8.27	8.32	8.38	8.43	8.49
9	8.55	8.61	8.66	8.72	8.78	8.84	8.90	8.96	9.02	9.08
10	9.14	9.20	9.26	9.32	9.39	9.45	9.51	9.57	9.64	9.70
11	9.77	9.83	9.90	9.96	10.03	10.09	10.16	10.23	10.30	10.36
12	10.43	10.50	10.57	10.64	10.71	10.78	10.85	10.92	10.99	11.06
13	11.14	11.20	11.28	11.36	11.43	11.50	11.58	11.65	11.73	11.81
14	11.88	11.96	12.04	12.12	12.19	12.27	12.35	12.43	12.51	12.59
15	12.67	12.76	12.84	12.92	13.00	13.09	13.17	13.25	13.34	13.42
16	13.51	13.60	13.68	13.77	13.86	13.95	14.04	14.12	14.21	14.30
17	14.39	14.49	14.58	14.67	14.76	14.86	14.95	15.04	15.14	15.23
18	15.33	15.43	15.52	15.62	15.72	15.82	15.92	16.02	16.12	16.22
19	16.32	16.42	16.52	16.63	16.73	16.83	16.94	17.04	17.15	17.26
20	17.36	17.47	17.58	17.69	17.80	17.91	18.02	18.13	18.24	18.36

Eeldame näiteks, et kuiva termomeetri lugem oli 12.0°C ., märja oma 10.0°C .; siis on $t - t' = 2$; lihtsuse otstarbel oletame, et baromeeter näitas 755 mm. Neid arvusid kokku võttes saame Sprungi valemi teise jao eest 1. Vee-auru rõhumine 10° puhul on 9.1 mm; seega saame lõplikult absoluutse niiskuse

$$a = 9.1 - 1.0 = 8.1 \text{ mm.}$$

Täisniiske õhu auru rõhk 12° puhul on $f = 10,4$. Seda puhku on relatiivne niiskus $r = \frac{8,1 \cdot 100}{10,4} = 78\%$.

On õhu temperatuur alla 0° , siis ei ole sel korral leitud õhuniiskus mitte nii kindel, nagu soema õhu korral. Sest vesi, millega üht termomeetrit niisutatakse, külmub tihti jääks, enne kui ta hakkab aurama. Seepärast võetakse külmal ajal enamasti ainult juushügroomeetrid tarvitusele, millede osutised ei sõltu temperatuurist. Alles õige madalate temperatuuride korral ei ole ka nemad usaldatavad. Juushügroomeetrit peab aga enne ja pärast külma aasta-aega mitmesuguses niiskuses psühromeetri andmetega võrdlema, et tema jaoks korrektsioone ehk õiendusi leida.

4. Niiskuse muutumine.

Heidame nüüd pilgu õhu niiskuse öö-päevase ja aastase muutumise peale. Võtkem enne absoluutne niiskus. Eespool oli juba toonitatud, et küllastunud auru rõhk kõrgema temperatuuri aegu suurem on kui madalama puhul. Sellest järgneb, et õhu absoluutne niiskus võib suvel suurem olla kui talvel. Tõepoolest ongi tema miinimum talve lõpul, maksimum aga suve lõpul, vähe hiljemini kui temperatuuri miinimum ja maksimum, Euroopas nimelt veebruari ja augustikuu alul. Tema miinimum on Eestis harilikult 2 mm ümber ning veebruarikuul, maksimum aga keskmiselt 11 mm ja juuli lõpul ehk augusti alul. Õige väike on absoluutse niiskuse öö-päevane muutumine; tema amplituud on Kesk-Euroopas keskmiselt ainult 1 mm: maksimum keskpäeva ümber või peale lõunat, miinimum vara hommikul.

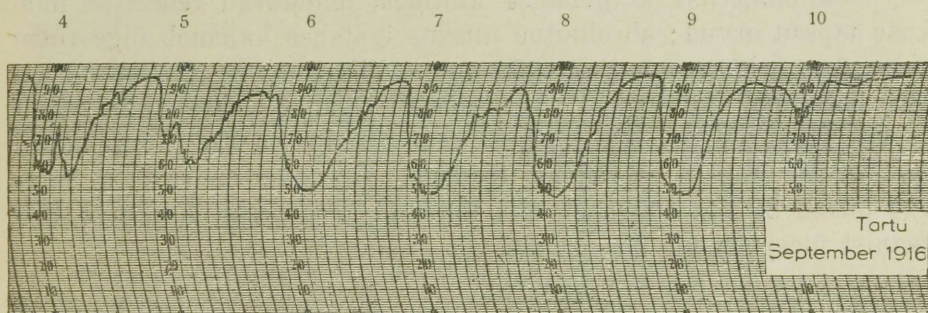
Relatiivne niiskus muutub meie kliimas just vastupidi: öö-päeva jooksul võrdlemisi ohtralt, aasta jooksul keskmiselt vähem. Öö-päevane amplituud on suvel suurem kui talvel, iseäranis selge ilmaga. Pilvise taeva puhul on nii temperatuuri kui ka relatiivse niiskuse vahed väiksemad.

Toome siin Odessa mitmeaastased keskmised.

Niiskus	absoluutne mm			relatiivne %		
	maks.	keskm.	miin.	maks.	keskm.	miin.
Jaanuar	3.2	3.0	2.9	89	88	84
Juuli	14.0	13.4	12.8	80	66	55

Sellest tabelist selgub, et juulis on relatiivse niiskuse ööpäevase maksimumi ja miinimumi vahe 25%, jaanuaris aga ainult 5%.

Ookeanide kohal on niiskus üldse vähe suurem kui mannermaa kohal. Iseäranis suur on absoluutne niiskus ekvaatoril; aga relatiivne niiskus on seal suure soojuse tagajärjel keskmiselt niisama suur kui Euroopas. Võrdlemisi kõige kuivem vöö on 30.—40. põhjalaiuse-joone vahel, nimelt keskmiselt 70%. Üksikuid paiku ehk maakohti võrreldes leiame, et niiskus võib õige mitmekesine olla. Sest ta oleneb sademete rohkusest, tuulte sihist, temperatuurist, maakoha geograafilisest seisukohast ja topograafilisest ehitusest. Nimetame ainult, et Tartu jaoks on 50-aastaste mõõtmiste teel leitud keskmise relatiivse niiskuseks 76%. Husseinabadis (Persias) on tema aastane keskmine ainult 31%, augusti- ja septembrikuul keskpäeva paigu koguni 9%.



18. joon. — Hüdrogramm.

Ühes eelmises peatükis on seletatud, et üks ja sama absoluutne niiskus ehk vee-auru hulk võib õige mitmekesist relatiivset niiskust anda, selle järele kuidas on õhu temperatuur. 18. joonisele on hüdrograafi ehk isemärkija niiskusemõõtja abil ülestähendatud relatiivse niiskuse kõverik ühe nädala jaoks. On selgesti näha, et relatiivse niiskuse maksimum oli ikka vastu hommikut, miinimum

peale lõunat, maha arvatud selle nädala viimane päev. Sest ööpäeva jooksul jääb absoluutne niiskus pea üheks ja samaks, aga õhu temperatuuri miinimum on harilikult vastu hommikut, maksimum peale lõunat. Sellest siis järgneb niisugune relatiivse niiskuse muutumine, mis on temperatuuri muutusele otse vastupidine. 4. ja 10. septembril oli peale lõunat vihma, mille tõttu niiskus siis suurenes.

5. Kõrgemate kihtide niiskus.

Õhkkonna ülemais kihtides on vee-auru rohkus ehk absoluutne niiskus vähem kui alumistes, niisama relatiivne niiskus, nagu õhupallide tõusude puhul on leitud. Keskväärtused Kesk-Euroopa kohta on järgmised:

Kõrgus m	Niiskus	
	absoluutne	relatiivne
4000	1.2 mm	53%
3000	1.9 „	55%
2000	3.0 „	57%
1000	5.0 „	71%
500	6.1 „	71%
0	7.4 „	77%

4 kilomeetrist kõrgemaist kihtidest puuduvad relatiivse niiskuse täpsad arvud; absoluutne niiskus igatahes kahaneb õige ruttu ja on 8 km kõrgusel ainult 0.1 mm. Pilvedes on relatiivne niiskus harilikult ligi 100%. Troposfääri ülemisel piiril, keskmiselt 11 km kõrgusel on õhu niiskus veel vähem, ja veel kõrgemal ei saa vee-aur kunagi pilvedeks tiheneda. Erandiks on 1889. a. säraavad pilved 80 km kõrgusel, mis tekkisid arvatavasti Krakatao vulkaanist ülespaisatud vee-aurust.

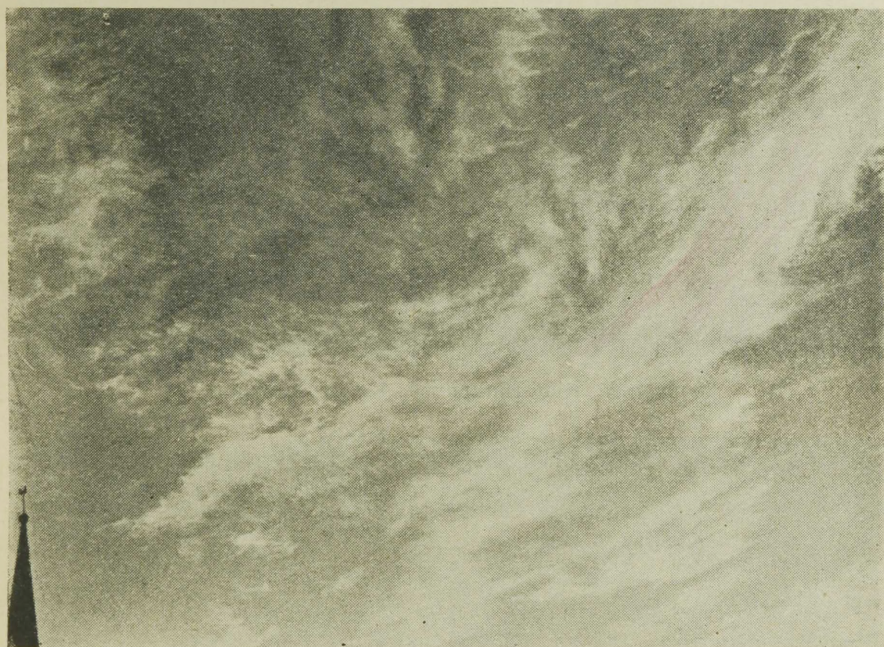
VI. Pilved ja udu.

1. Pilvede liigid ja kõrgus.

Morfoloogiliselt ja kuju poolest kuuluvad pilved kahte suurde klassi: ühed on kihtpilved, mis tekivad kahe õhukihi kokkupuutumisel õhu segumise ja selle läbi täisniiskuse saabumise puhul. Nendest moodustavad n. n. lainepilved ainult

ühe liigi; teise klassi kuuluvad tõusvate õhuvoolude läbi tihenenud rümpilved, rahvusvahelise ladinakeelse nimega cumulus.

Koosseisu poolest koostuvad kõige kõrgemad pilved, cirrus ehk kiudpilved, ikka jääkristallidest ehk lumehelvetest, kuna madalamad pilved suvel veepiiskadest ehk udust koos seisavad, külmal aastaajal ka jääst või lumest.



19. joonis. Kiudpilved — Cirrus.

Pilvede liigitus ja nende ladinakeelsed nimed on rahvusvahelised; klambrites leiduvad nimede lühendused, nagu nad ilmajaamades harilikult üles märgitakse.

Tähendame pilved siia nende keskmise kõrguse järjekorras üles.

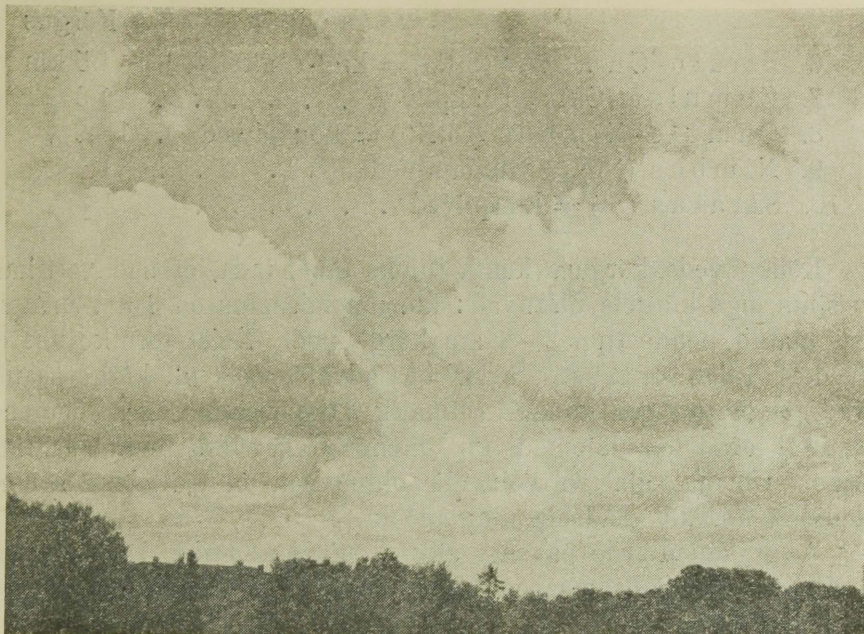
	Kõrgus
1. Cirrus (Ci) = kiudpilved	9 km
2. Cirro-Stratus (CiSt) = kiud-kihtpilved .	8 "
3. Cirro-Cumulus (CiCu) = kiud-rümpilved	6 "
4. Alto-Stratus (ASt) = kõrged kihtpilved .	4 "
5. Alto-Cumulus (ACu) = kõrged rümpilved	3 "



20. joonis. Kiud-rümpilved — Cirro-Cumulus.



21. joonis. Kõuepilved — Cumulo-Nimbus.



22. joonis. Rünkpilved — Cumulus (kasvavad).



23. joonis. Rünkpilved — Cumulus (kahanevad).

	Kõrgus
6. Strato-Cumulus (StCu) = kiht-rünkpilved.	1.5 km
7. Cumulus (Cu) = rünkpilved	1.5 „
8. Cumulo-Nimbus (CuNb) = kõuepilved	1—9 „
9. Nimbus (Nb) = vihapilved	1 „
10. Stratus (St) = kihtpilved	1/2 „

Kõuepilvede kõrguse kohta tuleks tähendada, et nad vertikaalses sihis õige kõrgele ulatuvad: kuna nende alus on 1 km maapinnast, ulatub nende tipp 2—8 km kõrgemale. Neist tornikujulistest pilvedest tuleb ka rahet. Seda, et nad ülespoole nii kõrgesse ulatuvad, ei ole alt pea kunagi võimalik tähele panna, sest et nende alumised osad on laiemad kui ülemised ja vihm neid harilikult varjab. Uuemal ajal on võimalik olnud neid õhupallidest ja aero-plaanidelt kõrvalt vaadelda ning mõõta.

Ka teiste pilvede paksust ehk vertikaalset läbimõõtu on viimasel ajal Saksamaal mõõdetud ja selle jaoks järgmised kesk-arvud leitud:

Harilikud vihapilved (Nb)	700 m
Stratus ja Strato-Cumulus	300 „
Alto-Stratus	400 „
Alto-Cumulus	150 „
Cumulus (harilikud rünkpilved)	600 „

Kui pilvede tabelis antud kõrgusele — mis on õieti nende alumise pinna kõrgus — nende paksusemõõt juurde arvata, saame esiteks pilvede ülemise pinna keskmise kõrguse. Kõikide pilveliikide jaoks nende keskmist vertikaalset ulatust ja asupaika välja arvutades leiame, et pea kogu ruum 1/2—2 km kõrguseni on alumiste pilvede vahedeta asupaigaks; kõrgemad pilved järgnevad 3 kilomeetrist ülespoole, kuna 2—3 km vahel on pilvedest tühi vald, vähemalt Kesk-Euroopas harilikudel tingimustel. Maapinnast 1/2 km kõrguseni võib udu ette tulla.

Iseäranis madalamate, kõige enam Cu-pilvede kõrgus muutub päeva jooksul: keskpäeva ümber on nad kõrgemad, hommikul ja õhtupoolikul madalamad.

On olemas ka aastane pilvede kõrguse muutumine. Paneme siin kirja kiudpilvede kõrguse mõõtusid Dr. Abelsi mõõtmiste järele Jekaterinburis:

Pilvede kõrgus meetrites:

liik	suurim	keskmine		vähim
		suvel	kevadep ja sügisel	
Ci	12560	9650	7150	5400
CiSt	13370	9070	6340	4000
CiCu	9760	7060	5250	3560

Sellest tabelist on näha, et kiudpilvede kõrgus on soojal aastajaal suurem, vähem külmemal.

Siin järgneb veel pilvede kuju kirjeldus.

1. Cirrus (Ci), kiudpilved. — Üksikud õrnad pilved kiud-sarnase ehitusega — neid kutsutakse paiguti ka sulgpilvedeks — suuremalt jaolt päris valged, tihti ribadena ühest taeva servast teiseni ulatudes (n. n. Noa laev), mis perspektiivi mõjul vaatepiiril näib kokku jooksvat (n. n. pilvepesa). Neid ribadid moodustavad tihti ka kiud-kihtpilved (Cirro-Stratus) ja kiud-rünkpilved (Cirro-Cumulus).

2. Cirro-Stratus (CiSt), kiud-kihtpilved. — Hõre valge loor, mis tihti kogu taevast katab, sellele valkjat väljanägemist andes. See loor sünnitab tihti rõngaid päikese ja kuu ümber.

3. Cirro-Cumulus (CiCu), kiud-rünkpilved. — Väikesed, ikka valged, lambavilla sarnased pilved, rühmadesse ehk ridadesse koondatud, mõnel pool nimetatud maorasva ehk oaõilme pilvedeks.

4. Alto-Stratus (ASt), kõrged kihtpilved. — Enamasti üle kogu taeva ulatuv hall või sinakas loor, päikese kohal säravat kollakat täppi moodustades, tihti ka päikese ja kuu tarasid.

5. Alto-Cumulus (ACu), kõrged rünkpilved. — Kiud-rünkpilvist suuremad, kuid kuju poolest nendega ühesarnased, ka rühmades ning ridades, muudkui pea alati hallide varjudega; ka neid kutsutakse maorasva pilvedeks.

6. Strato-Cumulus (StCu), kiht-rünkpilved. — Paksemad hallid pilvede ribad, mis enamasti talvel kogu taevast katavad ja merelainete kuju omavad. Selle pilvekihi vertikaalne läbimõõt ei ole kuigi suur ja tihti on nende vahelt sinist taevast näha. Vihma neist ei tule.

7. Cumulus (Cu), rünkpilved. — Paksud, enamasti ümarguste tippudega ning külgedega ja rõhtsa põhjaga pilved. Need

pilved sünnivad soojal aastaajal keskpäeva paigu tõusvoolude mõjul. Need küljed, kuhu päike paistab, on lumivalged, varjus olevad küljed aga hallid. Mõnikord on rünkpilved kõva tuulega katki kistud, mil korral neid *Fracto-Cumulus* (FrCu) ehk katkestatud rünkpilvedeks nimetatakse.

8. *Cumulo-Nimbus* (CuNb), kõuepilved. — Õige tüsedad pilvede kogud, mis mäe, torni või alasi kuju omavad; enamasti on nende ülemisel tipul kiudpilvede kujuline loor ja allpool on nad vihmapiilvede sarnased. Kõuepilvedest sajab paiguti vihma, tihti ka rahet. Laial frondil (liinil) edasiliikuv kõuepilv omab tihti looga-sarnase kuju.

9. *Nimbus* (Nb), vihmapiilved. — Paks kiht tumedaid, ilma kindla kujuta pilvi, tihti katkiste ehk tuulest lõhutud äärtega. Neist sajab enamasti kestvat vihma. Nende pilvede vahekohtadelt paistavad pea alati läbi kõrgemate kiud-kihtpilvede (*Cirro-Stratus*) ehk kõrgete kihtpilvede (*Alto-Stratus*) kihid. Kui vihmapiilve kiht on väikesteks tükkideks lõhutud või kui laia vihmapiilve (*Nimbus*) kihi all liiguvad üksikud väikesed hallid pilved, nimetatakse neid *Fracto-Nimbus* (FrNb) ehk katkestatud vihmapiilvedeks.

10. *Stratus* (St), kihtpilved ehk udupilved. — Üles tõusnud udu rõhtsas kihis; kui säärane udukiht on tuulega tükkideks kistud, nimetatakse neid *Fracto-Stratus* (FrSt) ehk katkestatud kihtpilvedeks.

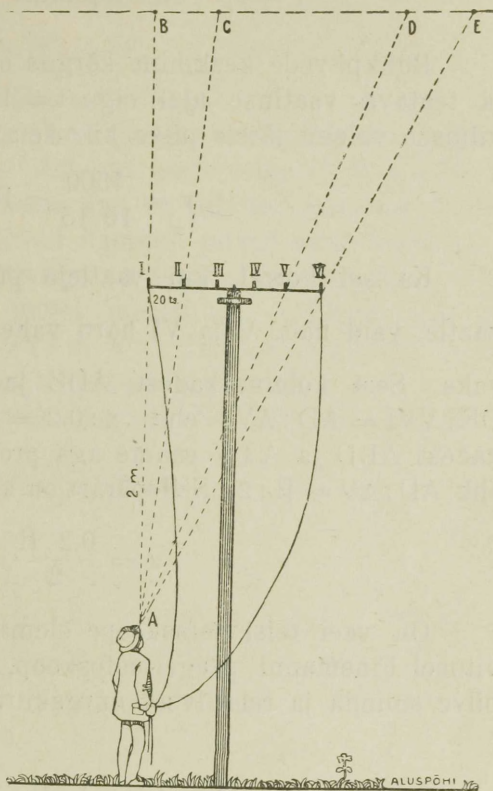
2. Pilvede liikumise mõõtmine.

Pilved liiguvad edasi selle tuule suunas, mis nende kõrgusel parajasti puhub. Sellepärast on nad heaks abinõuks, et kõrgemate õhukihtide tuulte sihtisid ja kiirust mõõta, ilma et tarvis oleks õhupallisid üles lasta.

Et pilve täpsaid kõrguse- ja kiirusemõõtusid leida, on tarvis mõnd pilveosa kahest vaatekohast vertikaal- ja horisontaalringidega varustatud pikksilmade abil mõõta. Et pilvede liikumise suunda täpsalt, kiirust aga umbkaudselt leida, vaadatakse neid nefoskoobi nimeliste aparaatide abil.

Järgneval joonisel on *Bessoni nefoskoop* ja pilvede liikumise mõõtmiseviisi kujutatud. Selle instrumendi pea-osa, mitmeharuline raudne reha, on tulba otsa nii kinnitatud, et teda nööri abil võib horisontaalses sihis ümber tema telje kända. Pulga

all on tulba küljes kinnine rõngas jaotusekriipsudega ning numbritega, 10 kraadi kaupa, mille järele pilve suunda ära loetakse. Reha harud on 20-sentimeetriste vahedega ja tulba kõrgus on niisugune, et maapinnal oleva vaatleja silm — joonisel A-punktis — pulgast 2 meetrit kaugel oleks. Pilve liikumise mõõtmist toimetades käandakse pulk nii, et mõni pilve nurk ehk punkt just pulga suunas liiguks. Selle järele loetakse rõnga numbrilaual teatud kraadinurk ära, nimelt sel küljel, kust poolt pilv tuleb. See arv olgu näiteks 230; see tähendab, et pilve suuna asimuut on 230° , sest rõnga nullipunkt on põhja poole üles seatud. 0 ehk 360° on N (põhi), $90^\circ = E$ (ida), $180^\circ = S$ (lõuna), $270^\circ = W$ (lääs), $45^\circ = NE$ (kird), $135^\circ = SE$ (kagu), $225^\circ = SW$ (edel), $315^\circ = NW$ (loe). Seega oleks 230° umbes SW-kaarest.



24. joonis. Bessoni nefoskoop.

Kiiruse mõõtmisele üle minnes peab tähendama, et esialgu ainult relatiivset kiirust võib kätte saada, s. o. võib tähele panna, mitme sekundiga käib pilv kahe haru vahe ära. On aga pilve kõrgus teada, siis võib ka absoluutset kiirust välja arvutada. Eeldame nüüd, et üks pilve nurk B paistaks vaatluse alul I haru sihis ja et ta oleks t sekundi järel II haru sihis punkt C-sse jõudnud; pilve kõrgus AB olgu H ja BC vahe x meetrit. Siis saame sarnastest kolmnurkadest ABC ja AII proportsiooni: $x:H = 0.2:2$, sest I ja II vahe oli 20 sentimeetrit = 0.2 m, ja $AI = 2$ m.

Proportsioonist saame valemi:

$$x = \frac{0.2 \cdot H}{2} = \frac{H}{10}$$

Pilve kiiruse (v) valem oleks seega:

$$v = \frac{x}{t} \text{ ehk lõplikult } v = \frac{H}{10 \cdot t} \text{ m/sek.}$$

Rünpilvede keskmine kõrgus on, nagu tabelist näha, 1500 m; ja teatava vaatluse ajal olgu $t = 15$ sek. Neist arvudest saame viimase valemi järele pilve kiirusena:

$$v = \frac{1500}{10 \cdot 15} = 10 \text{ m/sek.}$$

Ka sel korral, kui vaatleja pilve mitte vertikaalses sihis ei vaatle, vaid näit. V ja VI haru vahel, jääb valem $v = \frac{H}{10 \cdot t}$ maks. vaks. Sest kolmnurkadest ADE ja AVVI saame proportsiooni: $DE : VVI = AD : AV$, ehk $x : 0.2 = AD : AV$. Suurtest kolmnurkadest ABD ja AIV saame aga proportsiooni: $AD : AV = AB : AI$, ehk $AD : AV = H : 2$. Sellepärast on ka $x : 0.2 = H : 2$, millest saame:

$$x = \frac{0.2 \cdot H}{2} = \frac{H}{10}.$$

On veel teisi nefoskoope olemas. Observatooriumides on tarvitusel Finemanni peegel-nefoskoop, millega otsekohestelt ka ainult pilve suunda ja relatiivset nurgakiirust võib mõõta.

3. Pilvituse hulk ehk taevakate.

Pilvede vaatlustel pannakse veel nende rohkust tähele, ja seda enamasti ilma aparaatideta, silma nägemise järele. Nimelt peab takseerima, mitu kümnendikku ehk veerandit taevast on pilvede all. Seda tehakse kas mõnest tornist või lagedal maal, kus vaatepiir vaba. On näit. $\frac{3}{10}$ taevast pilvedega kaetud, siis märgitakse üles, et pilvitus on 3. Sedaviisi on pilvitust suuremais observatooriumides kaua aega mõõdetud, Tartus näiteks üle 50 aasta, ja on tema keskmine suurus ja muutuvus mitme maakoha jaoks kätte saadud. Meil on pilvitus keskmiselt kõige suurem enne lõunat ja keskpäeva ümber, vähem hommikul ja õhtul; öösis pilvitust ei ole Tartus vaadeldud.

Et pilvituse aastast muutuvust näidata, toome siin Tartu 50-aastased keskmised.

Jaanuar	8.2	mai	6.3	september	6.6
veebruar	7.4	juuni	5.8	oktoober	7.4
märts	6.9	juuli	6.2	november	8.5
aprill	6.3	august	6.3	detsember	8.4

Kogu aasta keskmine pilvitus on 7.0.

Pilvituse üldist iseloomu tähele pannes on leitud, et kontinentaalses kliimas on taevast õige tihti kas päris selge või täitsa pilves, iseäranis talvel. Ookeanide kohal aga on pilvitus enamasti katkeline, see tähendab, et vahelduvad üksikud pilved selge taeva vahemikkudega. Tartu ja Eesti pilvitus on segatud iseloomuga: talvel enam kontinentaalset tüüpi, suvel meretüüpi. Põhjamail on pilvitus keskmiselt suurem kui lõunapoolseil; õige väike on ta Vahemere ümbruse maades ja kõrbedes.

Erikohtade keskmist pilvitust aastas leiab lugeja tabelist.

Pilvituse tabel.

	K o h t.	Pilvituse rohkus $\frac{1}{10}$ -des
Tartu, Paldiski, Moskva, Falklandi saared		7
Põhja- ja Lõuna-Jäämeri, Pariis, Viin, Tokio, Bataavia Verhojansk, New-York, Kanari saared, Kapilinn, Buenos-Aires		6
Jeruusalemm, Kairo		5
Valencia (Hispaanias)		3
Husseinabad (Persias)		2
" "	aastas	1
" "	suvel	0.1!!

4. Udu.

Udu koostub veepiiskadest, niisama kui pilvedki. Aga pilved asuvad teataval kõrgusel maa- või merepinnast, — harilikult mitte alla 500 m; sellevastu tuleb udu ette just kõige alumises õhukihis, maa- või merepinnaga kokku puutudes või igatahes tema ligidal. Mõnikord on udukihi vertikaalne läbimõõt ainult üks jalg kuni paar meetrit; s. o. n. n. madal udu (\equiv); teinekord võib udukihi kõrgus kuni ühe kilomeetrini ulatuda.

Udu võib kolmel viisil tekkida.

Esiteks tekib ta kõige alumise niiske õhukihis jahenemise läbi kiiretamise teel selge taeva ja tuulevaikuse

puhul. Teatavasti jaheneb maapinnaga kokkupuutuv õhukiht seesugustel tingimustel kõige kiiremini ja seepärast algab säärase udu sündimine just madalamais kohtades, kusjuures tema kiht enamasti võrdlemisi õhuke on. Seesugust madalat udu võib vaikel suveöödel tähele panna niiskeil heinamail ja järvede ning jõgede kohal. Ka merel leidub säärast udu vaikse ilmaga iseäranis vastu hommi- kut. Edaspidise soojusekaotuse läbi kiirgamise teel võib udukiht ülespoole kasvada ja sedaviisi suurema kõrguse omandada. See- juures muutub udu kõige alumises kihis jälle hõredamaks, mõnikord täiesti läbipaistvaks, sest et maa või vee pinnalt soojust jälle juurde tuleb. Kõige tihedam on udu nii siis teataval keskmisel kõrgusel. Iseäranis suur on soojusekaotus kiirgamise läbi selgeil sügisestel ja talvistel öödel; ja siis võib laiemal maa-alal udu tekkida, mis mõni- kord isegi paar päeva kestab. Seesugust udu tuleb iseäranis kõrg- rõhualadel ette; tema ei niisuta.

Teine uduliik sünnib sel teel, et soem ning niiske õhk kerge tuule kandel külma veekogu peale voolab. Sel külmal veepinnal jaheneb õhk kiiresti ja temas leiduv veeaur tiheneb uduks. Ke va- del on Läänemeri kuni maikuuni alles õige jahe, kuna tema ümber olev kuiv maa juba märksa on soenenud. Soodsail tingi- mustel tekib siis merel udu, mis harilikult kaunis laia ulatusega ja mitu päeva järgemööda võib kesta. New-Foundlandi saarest ida pool käivad külm polaarvool ja soe Golfstrom teineteisest ligi- dalt mööda. Sel põhjusel valitseb selle saare rannal pea alaline udu, mis just kirjeldatud viisil sünnib.

Kolmandaks tekib udu siis, kui tuul soojad ja külmad õhu- kihid, millede mõlemate relatiivne niiskus suur oli, läbisegi pais- kab. Sest teatavasti on säärase segatud õhu lõplik relatiivne niiskus suurem kui mõlemate algniiskuste keskmine; seepärast võib sega- mise läbi saadud keskmise temperatuuri puhul niiskus kergesti 100%-ni või üle selle ulatuda. Seesugust udu tuleb ette enamasti ilmade seisukorra muutustel, ja tema kiht võib kaunis kõrgele ula- tuda. Ka võib see niisutav udu uduvihmaks üle minna.

Peale ilmastikuliste tegurite sõltub udu kestus ehk püsivus veel n. n. tihenemispihude sugulusest nende ümber koondu- vate veepiiskadega. Harilikud, vabas looduses ettetulevad pihud, nagu tolmukübemed ja ionid, on vee vastu ükskõiksed. Ja nii- sugustest udupiiskadest, mis ainult sellelaadilisi tihenemispihusid sisaldavad, auravad õhu niiskuse vähenemisel väiksemad ruttu ära,

kuna suuremad alla vajuvad, ja udu sedaviisi kiiresti kaob, näit. hommikul päikese tõusu järel. On aga tihenemispihudeks peaasjalikult suits, siis hakkab vesi sedavõrt tema pihude külge, et udupiisad ka siis ära ei aura, kui õhk enam täisniiske ei ole. Euroopa suurlinnad, nagu London, Pariis ja Hamburg, on paarikümne viimaste aastate jooksul hulga tehaseid ja elumajasid juurde saanud, mis kõik hulga suitsu produtseerivad. Ja on tähele pandud, et neis linnades viimasel ajal rohkem udu esineb kui endisel ajal. Näit. on Londoni kesklinnas aastas keskmiselt ainult 1030 tundi päikese-paistet. Aga linna keskkohast 14 km lääne pool, Kew' eeslinnas, on seda 1400 tundi! See suur vahe tuleb küll Londoni kurikuulsate udude arvesse panna. Neid on seal kaht liiki: esiteks n. n. „fog“, s. o. harilik valge udu, mis linna ümbruses, maal või merel võis tekkida ja tuule läbi linna peale tuli, muidugi ühtlasi ka eeslinnadesse. Teiseks palju kardetavam „mist“, pruunikashalli värvi, mis eriti suitsu mõjul sünnib ja kesklinna tihti nii pimestab, et ka keskpäeval kõik lambid tuleb sütitada!

Nagu juba eespool nägime, tuleb meie maal udu võrdlemisi kõige rohkem ette kevadel merel ja sügisel mannermaal. Mõnikord on seesuguse kohalise udu ala rannajoon kaunis täpsalt piiramas: näit. udu võib ainult merd katta, ja sealt võib tuul vahest ainult mõne tüki lahti kiskuda ja maale ajada. Hoopis kardetavam on meremeestele vastupidine seisukord: udukiht katab maad, ühtlasi ka tuletorne, aga merel on selge ilm!

VII. Sademed.

1. Üldised andmed.

Sademetega kogunime all mõistetakse pilvedest alla langevaid vee-auru tihenemise saadusi üldse: vihma, lund, teralund, rahet.

Sademetega küsimust meteoroloogia seisukohalt igakülgsest läbi harutades tuleks tähelepanu pöörda esiteks nende sündimise, teiseks rohkuse, kolmandaks aja peale, kunas neid kuskil kõige enam ette tuleb, neljandaks nende geograafilise levimise ja viiendaks sadude ettekuulutamise peale.

Kuna me vee-auru tihenemisest juba selle raamatu V peatükis rääkisime, tahame siin kõige pealt rääkida sadude veerohkusest, —

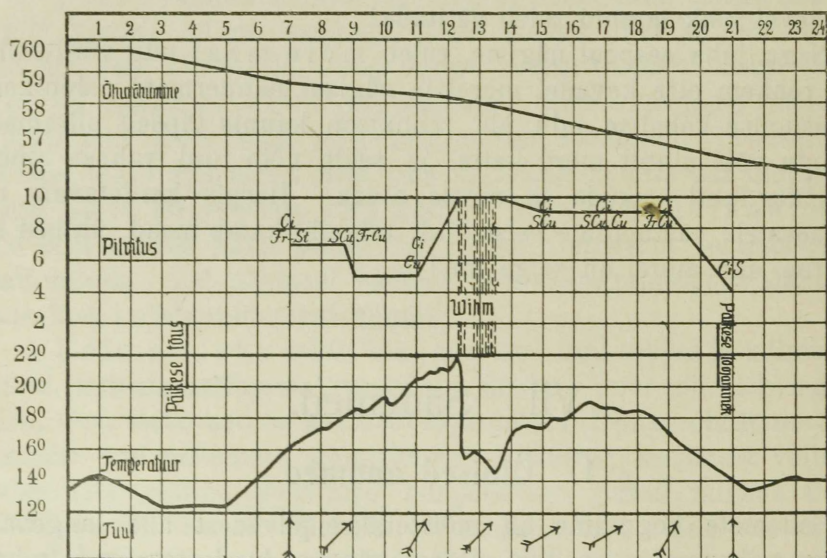
lume ja rahe rohkust arvatakse nimelt ikka selle veehulga järele, mis nende sulamisest järele jääb.

Vihma vaadeldes peaks peale muu tähelepanekut pöörama veel vihma temperatuuri peale. Sest iseäranis soojal suve-ajal võib vihma madal temperatuur õige tihti kallistele ning tundlikkudele kultuurtaimedele kahju teha.

Potsdamis on 1894. a. suvel järgmised vihma ja õhu temperatuurid enne ja peale sadu leitud:

Kuupäev	õhu temp. enne sadu	vihma temper.	õhu temp. peale sadu	sademete kuju
7. augustil	28.9°	15.3	17.8	vihm rahega]
19. „	17.3	11.4	11.4	vihm
19. „	12.0	2.3	—	rahe

Õhu järsku ärajahtumist lühikese vihmajärgse aja ajal pandi ka 1. augustil 1919. a. Tallinnas tähele, nagu järgmine diagramm näitab.



25. joonis. 1. VIII 1919 ilmastiku diagramm.

20 minutit peale keskpäeva algas 10 minutit vältav vihmajärgne sadu, mille kestusel õhu temperatuur 22° pealt 15° peale langes, s. o. tervelt 6° võrra 10 minuti jooksul! Selle järele oli 15 min. vahe-aega, mille ajal õhu temperatuur poole kraadi võrra tõusis, et siis uue sajuga jälle edasi langeda, seekord kuni 14°-ni. Vihma lõpuga

tõusis temperatuur enne järsku 3° võrra, selle järel aeglasemalt kuni 19°-ni.

Mõnikord on vihma temperatuur ootamata soe. Seda juhtub siis, kui alumine õhk on ilmade järsu muutuse tagajärjel ära jahtunud, kuna vihapilvede kõrguses alles kõrgem temperatuur valitseb.

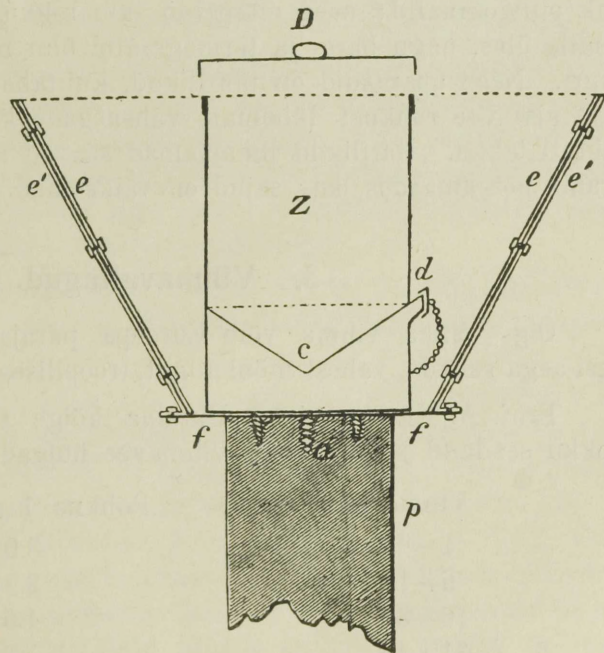
Vihmapiiskade ning -tilkade läbimõõt võib õige mitmekesine olla, ja nende suuruse järele muutub ka nende sadamise ehk allalangemise kiirus. Et neid õhus tasakaalus hoida, on niisama suure kiirusega ülespoole käivat õhuvoolu tarvis.

Tilkade läbimõõt	langemise kiirus	aeg, mil nad 1½ km kõrgusest vihapilvest alla jõuavad
0.05 mm	0.08 m/sek.	5 tundi 12 min.
0.1 „	0.32 „	1 „ 18 „
1.0 „	4.4 „	5 min. 41 sek.
5.0 „	8.0 „	3 „ 8 „

2. Sadememõõtjad.

Sadude mõõtmise instrumendina on E e s t i s, nagu enamaltki kõikides vene vihmajaamades, sama v i h m a m õ õ t j a tüüp tarvitusel.

See on silindrikujuline tsinkplekist veeanum (Z), kahe põhjaga: sise- ja välimine, lehtri moodi põhj (c) on selle jaoks, et anumasse korjunud vesi mitte ära ei auraks. Sest harilikult valatakse meteoroloogijaamades vihmavesi ainult üks kord 24 tunni jooksul, nimelt peale õhtust või hommikust vaatlust, vihmamõõtjast tila (d) kaudu välja ning mõõdetakse ta ära. Anuma ülemine äär peab täpsalt ümmargune olema, 25.2 sm läbimõõ-



26. joon. Vihmamõõtja läbilõik.

duga ehk sõõri pind 500 sm². Eri-mõõtklaasi puudumisel võib kogutud vett lihtsas sentimeeter-mõõtklaasis mõõta. Saadud kant-sentimeetrite (või grammide) arv tuleb siis 50-ga jagada. Harilikult arvatakse vee rohkust veekihi kõrguse millimeetrites. Kui näiteks üteldakse, et vihmajärgi rohkus oli 5 mm, siis tähendab see, et 5 mm paksune veekiht oleks katnud tasase maapinna, kui vihmavesi ei oleks saanud ära jooksta ehk maasse imbuda.

Vihmamõõtjal on veel kaas (D), millega ta tuleb kinni katta, kui anum rahe- või lumesaju järel sulatamiseks tuppa tuuakse. Ilmajaamades ülesseatud vihmamõõtjad on harilikult koonusekujulise Niiferi varjuga (ee¹) tuule vastu kaitstud. See vari on eriti talvel tarvilik; sest muidu puhuks tuul vihmamõõtja anumast kerget lund välja.

Saksamaal vihmajaamades on tarvitusel Hellmanni vihmamõõtja, mille ülemine sõõr on väiksem, nimelt 200 sm².

Vihmamõõtja seatakse üles 1½ m kõrge tulba (p) otsa, mitte puude varju.

On veel olemas iseregistreerijad vihmamõõtjad ehk pluviograafid: need märgivad saju rohkust ja aega ise paberilindile üles, nagu baro- ja termograafid õhu rõhumist või temperatuuri. Need aparaadid on tarvilikud, kui tahetakse suurema vihmajärgi ajal vee rohkust lähemate vaheaegade kohta mõõta, näit. iga minuti takka. Harilikud ilmajaamad saavad ilma nendeta läbi, isearanis põhjamaades, kus sajud on väiksemad.

3. Vihmavalingud.

Õige ränka vihma võib Euroopa parajas kliimas ainult lühikest aega sadada, vahest mõni minut, troopilises kliimavöös kauemini.

Prof. A. Klossovski on Ukraina kõige tihedamad vihmajärgid kokku seadnud ja järgmised vihmavee hulgad leidnud:

Vihma kestus	Rohkus 1 minuti kohta
1— 5 minutit	3.0 mm
6—15 "	2.9 "
16—30 "	1.5 "
31—45 "	1.2 "
45—60 "	0.9 "

Mõnes teises lõunapoolsemas maas on veel raskemaid vihm tähele pandud:

Porto Bello, Panamas.	20,8 mm	minutis
Ardshise, Rumeenias	10.2	" "
Galveston, Ameerika Ühisriikides	7.1	" "

Ka öö-päeva jooksul sadanud vihmavee maksimaalset rohkust on huvitav tähele panna:

Tsherrapundshi, Indias	1036 mm
Fidshi saartel	940 "
Tanabe, Jaapanis.	902 "
Genova, Itaalias	812 "
Neuwiese, Sileesias	345 "
Kursk, Venemaal	144 "
Tartu	82 "

4. Kuu ja aasta keskmine sademete hulk.

Sademete keskmise rohkuse jagunemine aasta üksikute kuude peale on õige mitmekesine. Kesk-, Ida- ja Põhja-Euroopas, peale Norramaa, on kõige enam sademeid (vihma) suvel, Lääne-Euroopas sügisel ja Vahemere maadel talvel, samuti Kaukasuse Musta mere rannikul. Indias on jällegi suvi suurte sadude aeg, sest seal puhuvad sel aastaajal niisked SW-monsuuntuuled.

Et asja näitlikumaks teha, toome siin mõne koha igakuulised keskmised sademete summad ühes aasta summaga, kõik millimeetrites arvatud.

Esimeses tabelis on 8 kodumaa vihmajaama esitatud, millede kuu ja aasta keskmine sademete hulk, see on vihm ja lumevesi kokku arvatud, 30 aasta jooksul (1886.—1915. a.) toimepandud mõõtmiste põhjal on arvatatud. Teises tabelis on peale Tartu veel 6 teist Euroopa kohta ja üks koht Indiast kokku seatud. Tartu kohta lähevad arvud kummaski tabelis veidi lahku, sest tema sademete hulk on teises tabelis antud 58-aastaste keskmiste järele, ja teises tabelis on üldse suured ja vanad observatooriumid esitatud õige pikaajaliste keskväärtustega.

K o h t	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	aasta
Tartu	36	30	28	31	42	63	78	81	53	44	44	43	573
Haanja	24	16	18	34	46	66	87	90	59	47	37	32	557
Mustvee	28	25	23	25	36	58	63	76	51	40	36	32	493
Tallinna	31	27	26	28	39	51	50	65	56	47	45	38	504
Paide	39	32	29	36	44	51	72	88	57	60	51	42	601
Pärnu	23	19	23	33	38	53	66	80	53	46	40	37	511
Kuivaste	11	10	11	19	19	39	46	64	42	31	23	22	336
Kärdla	28	24	28	35	47	56	76	87	55	51	44	35	566

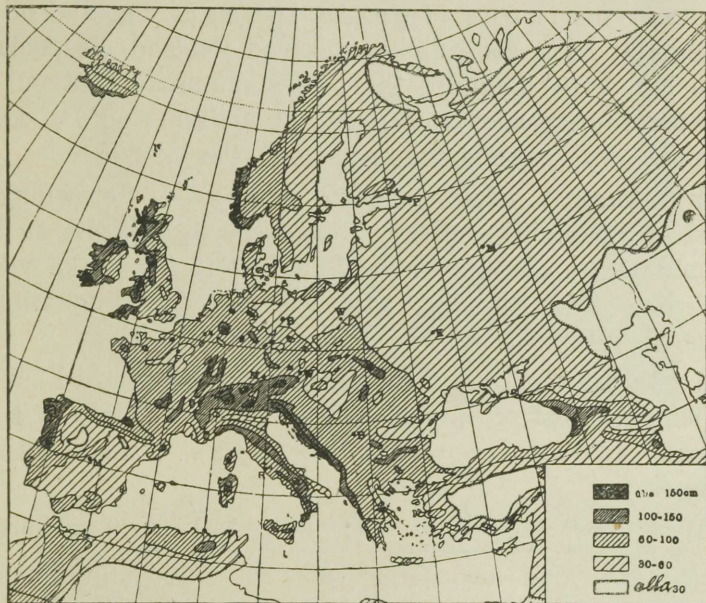
K o h t	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	aasta
Petrograd	22	21	23	24	43	46	68	69	51	43	36	30	476
Stokholm	20	18	20	23	35	42	58	62	46	50	35	28	437
Tartu	32	29	27	29	46	65	81	79	57	49	45	43	575
Hamburg	48	43	50	44	55	80	86	76	67	65	58	61	733
Odessa	25	23	31	27	35	59	44	29	30	35	34	34	407
Bordoo	71	58	64	67	74	81	51	55	66	94	93	74	848
Malta	84	51	40	22	12	2	2	4	37	86	83	110	533
Bombay	3	0.5	0	1	14	525	623	381	257	45	12	2	1882

Meie kodumaal on august kõige märjem kuu, kuna Lääne-Euroopas (Bordoo) sügisel kõige enam sajab, Vahemere-mail (Malta) aga talvel. Keskmise aastane sademete rohkus on Paides ja veel mõnes teises sisemaa paigas suurem kui 600 mm, Eesti rannamail aga 500 mm ümber ja kõige vähem (336 mm) Kuivastes Muhu saarel. See koht on oma nime saanud tingimata sealse kuiva kliima tagajärjel.

Seega oleme sademete aastase rohkuse juurde üle läinud. Nagu eelmisest tabelist näha, on ta juba Euroopa parajas kliimas kaunis mitmekesine. Euroopa sademete aastase hulga äärmised suurused on: miinimum Kaspia mere madalmaal, näit. Astrahanis 186 mm aastas, maksimum Šotimaa, Püreneide ja Dalmaatsia mägedes 4000 mm ümber aastas.

Kogu maakera ilmajaamade ekstreemid on: miinimum Kapiapo's, Lõuna-Ameerika läänerannas, 8 mm aastas; maksimum Tsherrapundshis, Indias, kus aastane keskmine vihmarohkus on **11 223 mm** (üle 11 meetri)!

Kogu maakeral arvatakse aastas keskmiselt 743 mm sademeid olevat, missugune hulk järjekult ka aasta jooksul ära aurab. Sest ookeanide veehulk on konstantne, ja õhkkonna ja maakera pinna vaheline vete ringjooks on tasakaalus. Järgmisel kaardil esineb sademete aastane hulk sentimeetrites.



27. joonis Euroopa sademete kaart

5. Sajud kõrgemais kihtides ja rahe.

Vihma ja eriti lund ei saja mitte ainult kõige alumises, 1 km paksuses õhukihis, vaid ka ülemistes, kuid hoopis vähemal määral. Dr. A. Wegeneri seletuse järele moodustavad koguni need kiudpilvede osad, mis nagu loori moodu ehk udused paistavad, lumesadu, mis allpool kuivemas õhus jälle ära aurab. Üldse sajab kõige rohkem muidugi päris vihmapiilvedest (nimbus), keskmiselt 1 km kõrguselt.

Kõuepilved (Cumulo-Nimbus) ulatuvad oma ülemate jagudega palju kõrgemale, ja neis sajab lund, rahet või vihma juba mitmes ülemises jaos. Seda on alles uuemal ajal õhusõitjad tähele pannud. Ainult neist pilvedest võib rahet sadada, mis nende ülemistes osades tekib. Seesuguseid kõue-rahepilvi võib meie maal ette tulla ainult soojal suvisel päeval, kui soojas õhus on palju

niiskust ja tekivad võimsad ülespoole tõusvad õhuvoolud, milledest tihenevad CuNb pilved.

Põhjapoolsel maapoolikul tuleb rahesadusid sagedamini ette 40. ja 55. laiusejoone vahel, see tähendab, nad on Kesk-Euroopas sagedamad kui Eestis. Meil sajab rahet ainult suvisel ajal, kõige enam maikuus ja peale lõunat. Sel ajal on nimelt alumine õhukiht hästi soenenud ja tekivad jõudsad ülespoole kerkiavad õhuvoolud, kuna ülemised kihid alles kaunis külmad on. Troposfääri temperatuuritabelist võib leida, et maikuus on 1½ kilomeetrist kõrgemal õhu keskmine temperatuur alles alla 0°.

Nagu seletatud, tuleb sademeid peaaesjalikult eri-vihmapilvist (Nb); need on keskmiselt 1000 m kõrgusel. Sellepärast on arusaadav, et mida ligemale vihmapilvele, seda suurem peaks vihmavee rohkus olema. Sest allapoole sattudes kaotavad vihmatilgad või lumekübemed auramise teel osa oma veest.

Seda nähtust tõendavad mitmeaastased mõõtmised Kesk-Saksamaa mägismaal. Seal on nimelt leitud, et kuni 1000 m kõrguseni aastane sademete summa kasvas, veel kõrgemal aga juba kahanes.

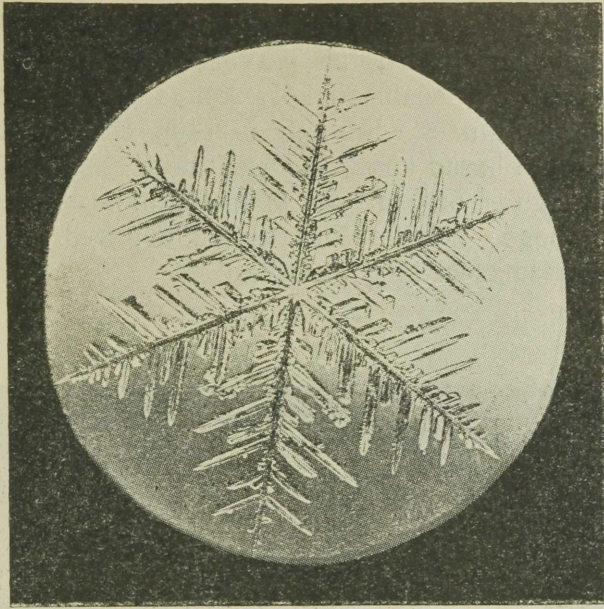
Eriti oli: 100—200—300—400—500—700—1000 m kõrgusel
 580 650 700 780 850 1000 mm sademeid.

Kõrgeis Alpi mägedes on sademete maksimumi vöö veel kõrgemal, **1500—2000** meetri kõrgusel, Himaalaja mägedes aga jälle ainult **1300** m.

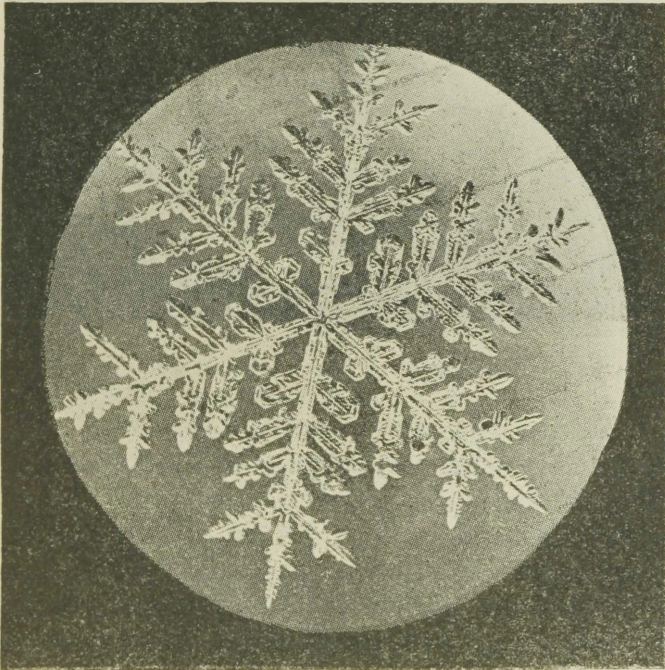
VIII. Lumi ja jää.

1. Lumi.

Puhtad, terved ning sulamata lumeräitsakad on alati kuueharulised või kuuenurgalised õhukesed jääkristallid, suuremalt jaolt tähekujulised. Neist on juba õige suur hulk joonistusi ning päevapiltlikke ülesvõtteid tehtud ja seejuures leitud, et on olemas vähemalt 1000 erivormi. Mõned kõige tüübilisemad vormid on siin näha.

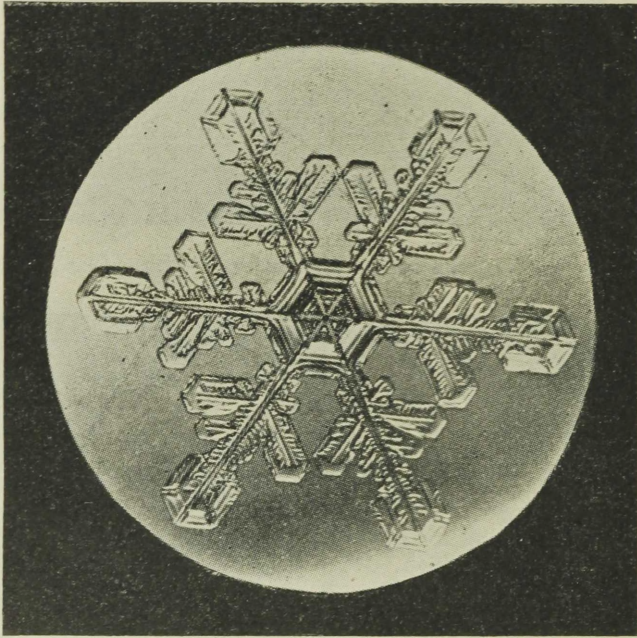


28. joonis. Lumehelve, I tüüp.



29. joonis. Lumehelve, I tüüp.

Esimene tüüp on haruline täht; seda tuleb mõõduka külma aegu kõige rohkem ette. Teine peavorm on 6-nurgaline plaadike; seda vormi tuleb ette enamasti kõva külma puhul, näit. polaarmaades ja suurtes kõrgustes. Ka kolmas tüüp on kuueharuline täht; kuid tema kese ja harud koostuvad plaatidest. Neljas tüüp on kuuenurgaline pikergune prisma. Ka prismakujuline lumi esineb ainult kõva külma aegu; näiteks koostuvad kiudpilved, eriti CiSt, seesugustest jääprismadest ning plaatidest.



30. joonis. — Lumehelve, III tüüp.

Ligemal järelevaatamisel selgub, et lumeräitsakate kristallid mitte läbi ja läbi massiivsest jääst koos ei seisa, vaid jääs on õige tillukesed õhutilgakesed või -niidid, mis eespooltoodud piltides mustade punktidenä või joontena paistavad. See õhk on vee-auru tilgakeste külmumisel lumekristallidesse jäänud, niisama kui ka muidu vee külmumisel temas sisalduv õhk väikeste õõnte näol jõesse jääb.

Lumekristallide ning -tähekeste suurus on oleneb õhu temperatuurist: võrdlemisi kõrgemas temperatuuris on nad suuremad, madalamas temperatuuris väiksemad. Sest mida madalam õhu temperatuur, seda vähem võib temas vee-auru olla; ja kui see tihe- neb, võivad ainult väiksemad lumekübemed sündida.

Kesk-Euroopas on I tüüpi lumetähekeste keskmise läbimõõ- duna leitud:

õhu temperatuur	läbimõõt
—6°	3.4 mm
—8°	2.2 "
—12°	1.2 "

Lõunapooluse maal leiti II ja IV tüüpi lumekübemete jaoks:

õhu temperatuur	läbimõõt
+1° — — 5°	1.6 mm
—5° — — 10°	1.5 "
—10° — — 15°	1.2 "
alla — 15°	0.7 "

On arusaadav, et üks ja sama vee-auru hulk jaksab läbimõõdu poolest suuremaid harulisi lumetähekesi moodustada kui kompaktsed II ja IV tüüpi plaadikesed. Näiteks võiks samast veehulgast, millest koostub 6-nurgaline 1 mm läbimõõduga jääplaadike, $2\frac{1}{4}$ mm läbi- mõõduga I tüüpi täheke moodustuda. Kõige suurema seni mõõde- tud harulise lumetähe läbimõõt oli 12 mm.

Õige kõva külma puhul, mõnikord päikesepaiste ajal, võib õhus heljuvaid jäänõelu tähele panna. Talvel väga külmas ning kuivas Ida-Siberis on nad harilikuks nähtuseks. Sügisel ja iseäranis tihti kevadel aprillikuus sajab valgeid ümmargusi või läätsekujulisi tera- kesid, n. n. teralund. Teralumi sünnib ruttu ülespoole kerkivais õhuvooludes, milledes küllastunud ning ärajahtunud vee-aur kiiresti külmub, enne kui ta oleks suutnud pärislume kristallikesi moodustada. Sajab lund temperatuuris, mis üle 0° on, kuna pilve kõrgusel, millest lund sajab, muidugi temperatuur nullist madalam, siis hakkavad lumeräitsakad juba õhus äärtest sulama, mitu kübet ehk tähekest liituvad kokku ja moodustavad kaunis suuri lumehelbeke- si. Kõige suurem niisugune Berliinis sadanud ning mõõdetud l u m e t o m p oli 5 sm lai, 6 sm pikk ja 1 sm paks! On temperatuur veel kõrgem, siis sajab lume ja vihma segu, n. n. lörtsi.

Sula ilma ehk kerge külma ajal võib lumest n. n. lume-pallisid mäsida, kuid kõva külma puhul ei ole see mitte võimalik. Sest kokkupigistamisel sulavad lumekübemed äärtest ja külmuvad selle järel jälle kokku. On lumi aga väga külm, siis oleks väga suurt jõudu tarvis, et teda sulatada.

Niisama võib tähele panna, et kui kerge külma aegu saaniga lumist teed mööda sõita, siis saanist läikivad rööpad järele jäävad: lumi on saani raskusest kokku pressitud, osalt sulanud ja siis kokku külmunud. Kuid kõva külma ajal ei jää niisuguseid jäästunud jälgi järele; vaid kuulduv tasemat või kõvemat riginat ning riginat, mis tekib lumetähekeste ning -kristallide katkimurdumisest.

Värskelt sadanud kohe lumi sisaldab umbes 90% õhku, see tähendab, 1 sm paksune lumekiht annab sulamisel ainult 1 mm vett. Mida kauemini lumikate maas on, seda enam vajub ta kokku, iseäranis siis, kui vahetepeal sula oli või vihma sadas. Kevadepoolne sõmer lumikate sisaldab ainult veel 50—60% õhku, sõmerjää, s. o. lumesulamisest tekkinud jää — 30%, jääliustikkude vana sinine jää enamasti vähem kui 5%.

Kui palju lund teatavas kohas sajab, sõltub kõige pealt selle koha geograafilisest asukohast; peale selle veel igakordsest ilmade seisukorrast. Pikaajalised keskarvud mõnedest Euroopa paikadest annavad järgmisi võrdlevaid hulkasid: Aastasest sademete koguhulgast langeb lume peale läänepoolsel Põhja-Saksamaal 5—10%, idapoolsel 10—20%, Tartus 26%.

Järgnevas tabelis on antud tähtpäevad, mil pika aja (50—100 aasta) jooksul talve kohta üldse esimene ja viimane lumesadu juhtus, peale selle veel keskmise esimese ja keskmise viimase lumesaju päevad.

Lumesaju päev	Schnee-koppe	Davos	Tartu	Berliin	Viin	Wiisbaden
üldse esimene	—	—	22. sept.	24. sept.	6. okt.	—
keskmise esimene	5. sept.	12. sept.	19. okt.	14. nov.	13. nov.	20. nov.
keskmise viimane	15. juuni	20. juuni	1. mai	10. apr.	9. apr.	2. apr.
kõige viimane	—	—	9. juuni	2. juuni	18. mai	—

Lumesadusid tuleb igal talvel harilikult kogu Euroopas ette, peale Vahemere randade, nagu Prantsuse Riviera, Itaalia mereäär-

sete legendikkude, Lõuna-Hispaania. Kuid harukordselt külmadel talvedel, mil külmalained põhjast sinna ulatuvad, võib ka seal võrdlemisi paksu lume sadusid juhtuda. See lumi püsib seal sulamata muidugi ainult paar päeva. Isegi Põhja-Aafrika rannikul, näit. Alžiiris ja Põhja-Egiptuses, on mõnikord lund sadanud, see tähendab — madalmaal. Mägedes, kui neil tarviline kõrgus, sajab lund isegi ekvatoori all, näit. Kilimandsharo mäel (5890 m). Legendikul on lumesadude absoluutne lõunapiir umbes 30° põhjalaiuse joon; lõuna maapoolikul on nende põhjapiiriks keskmiselt ka 30° laiusejoon.

2. Lumikate.

Kui lund on sadanud, tekib pea alati lumikate, s. o. katketu lumivaip, mis maapinda katab. Varasel sügisel, mil maapind on alles võrdlemisi soe, sulab lumi õige ruttu ära, mõnikord juba kokkupuutumisel maaga. Alles siis, kui temperatuur on alla 0°, jääb lumikate püsima. Mõnel soojal talvel võib ka päris talvekuudel perioode olla, kunas lumi pikemaks ajaks ära kaob: nii Tartus 1898. a. jaan. ja 1914. a. veebr., esimesel puhul 2 nädala kestes, teisel puhul veel vähe kauemaks ajaks. 20-aastaste vaatluste põhjal (1896—1915) algas lumikate Tartus keskmiselt 5-ndal novembril ja kadus 20. aprillil. Lumikatte kadumise tähtpäevaks loetakse seejuures seda kuupäeva, mil rohkem kui pool nähtavast vaatepiirist on lumest vabanenud. Üksikuis varjatud kohtades ning hangedes võib lumi kauemini sulamata püsida. Kuid seda ei võeta arvesse.

Kaua-aegsete vaatluste järele kestab Tartu linnas lumikate keskmiselt 127 päeva. Maksimaalne lumekõrgus on harilikult veebruaril keskel ehk märtsi algusel, nimelt normaalselt 35 sm. Lumerikkail talvedel võib lumekiht ka märksa kõrgemale tõusta. Kõige suurem oli ta 1902. a. 10. märtsil, nimelt 88 sm.

Üldse jääb kestev lumikate Eestis keskmiselt novembrikuu keskel maha ja sulab aprillikuu kesksuuga ära. Lumekihi paksus on idapoolseis ja keskmistes maakondades suurem, põhjarannikul ja läänesaartel märksa õhem. Lume sulamine hakkab Lõuna-Eestis varemini peale ja jõuab põhjapoolses Eestis kõige hiljemini lõpule. Siin järgnevad keskväärtused mitme vaatluskoha kohta.

Koht	l u m i k a t t e		
	algus	maksimaalne kõrgus sm	lõpp
Paide	nov. hak.	41	apr. kesk.
Ruhnu	„ kesk.	38	„ „
Tartu	„ hak.	35	„ „
Pärnu	„ kesk.	30	„ hak.
Pakerort	„ „	9	„ kesk.
Osmussaar	„ lõpul	9	„ hak.
Vilsandi	dets. hak.	3	märtsi lõp.

Nagu tabelist selgub, on muu seas ka Ruhnu saarel talvel õige rohkesti lund maas, Läänemere saartel aga palju vähem. Põhjuks on Ruhnu eriline seisukoht talvel jääga kaetud Riia lahes. Üldse kõige õhem lumekiht Eestis on Vilsandi saarel.

Et kodumaa lumeoludest veel selgemat ülevaadet pakkuda, toome järgmises tabelis mõned lumikatte kestuse ja maksimaalse kõrguse andmed: pehme 1920./21. a. ja kauakestva 1921./22. a. talve kohta.

K o h t	l u m i k a t t e				k o h t	l u m i k a t t e			
	kestus		kõrgus			kestus		kõrgus	
	1920/21	1921/22	1920/21	1921/22		1920/21	1921/22	1920/21	1921/22
	päeva	sm	sm	sm		päeva	sm	sm	sm
Vilsandi	*)	79	*)	7	Ambla	117	173	32	48
Kogula (Saaremaa) .	51	156	15	40	Nõmküla (Järvam.)	119	187	45	90
Kuresaare	59	165	4	54	Mustvee	102	182	26	103
Kaarma	61	*)	3	65	Tartu linn	106	178	34	72
Pärnu	88	168	19	33	Ilmatsalu	106	178	33	54
Tallinna	95	174	42	34	Päidla (Tartum.) .	*)	183	61	78
Narva-Jõesuu	96	172	18	50	Vana-Laitse	137	187	45	90

Lumikate on tema all olevale maapinnale ning taimestikule heaks kaitseks külma vastu, iseäranis kesktalvel, nagu järgmistest Pavlovskis toimepandud mõõtmistest näha.

*) Andmed puuduvad.

Temperatuuri mõõtmise koht	Temperatuur 20 sm sügavuses				
	nov.	dets.	jaan.	veebr.	märts
loomul. lumikatte kaitse all	1.3 ⁰	0.5	0.4	— 0.1	0.0
puhtaks pühitud kohal . . .	—1.6 ⁰	— 5.4	— 9.2	— 6.4	— 3.1
vahe	2.9 ⁰	5.9	9.6	6.3	3.1

Nagu näha, tungis külm lumikatte kaitse all alles veebruarikuus 20 sm sügavusse.

Jekaterinburgis külmus maapõhi ühel talvel, mil paks lumekiht maas oli, selle all ainult 25 sm sügavuseni, kuna ta lumest puhtaks hoitud kohal kuni 3 m sügavuseni kinni külmus. Ida-Siberi kuivas kliimas on sademeid õige vähe, iseäranis talvel. Ja et seal talvel väga kõva külm valitseb, siis on nende tingimuste tagajärjeks maapõhja alaline jäätus kuni suure sügavuseni. Näiteks ei ulatu kaev, mis Jakutskis 100 aasta eest 116 m sügavune kaevati, veel mitte igavesti külmunud kihist läbi! Kevadel ning suvel sulab selle alaliselt külmunud maa kõige ülemine kiht kuni ühe või paari jala sügavuseni. Ja selle tõttu on seal võimalik võrdlemisi rikkalik taimekasv: roht-taimed, metsad ja isegi põlluvili!

Lumikate sulab kevadel madalikus igal pool ära; mägedes püsib ta kauemini ja teataval kõrgusel ei sula ta üldse enam ära. Õieti sulab ülemine lumekiht küll osalt ehk aurab ära, kuid jääb veel järele n. n. igavese lume ehk igilume kiht. Alumist kõrgust, millest ülemal lumi aasta jooksul ialgi ära ei sula, nimetatakse igilume piiriks. Ta sõltub esiteks mäe geograafilisest laiuses: mida enam põhja poole (lõuna-maapoolikul lõuna poole), seda madalamale ulatub üldse see piir. Teiseks mõjub väga suurel määral sademete, eriti lumesadude rohkus: niiskes kliimas ulatub lumepiir madalamale kui kuivas. Kolmandaks on tähtis veel suve kestus ning temperatuur: on mõlemad esimesed tingimused ühesugused, siis on lumepiir madalam seal, kus suvi on jahedam ning pilvisem ehk udusem, s. o. mere lähidail mail või saartel. Järgnevast võrdlevast tabelist selguvad need vahed iseenesest.

M ä g e d e n i m e t u s	geogr. laius	lumepiir
Teravmägede saarestik	77° põhjal.	460 m
Island, põhjakülg.	67° "	1300 "
" lõunakülg.	63° "	600 "
Dovrefield, Norras	62° "	1600 "
Mt. Elias, Alaskas	60° "	600 "
Tauerni Alpid, Austrias	47° "	2700 "
Berni Alpid, Šveitsimaal	47° "	2750 "
Mont Blank, Lääne-Alpides	47° "	3000 "
Kaukasus, põhjakallak	43° "	3500 "
" lõunakallak	43° "	2900 "
Karakorum, põhjakallak	36° "	5920 "
" lõunakallak	35° "	5670 "
Himaalaja, põhjakallak	28° "	5600 "
" lõunakallak	27° "	4900 "
Andi mäed, Lõuna-Ameerikas	ekvaator	4720 "

3. Kaste, hall ja härm.

Selgeil õhtuil, mil taevas vahest ainult hõredad kiudpilved sõuavad, algab maapinna rutuline jahenemine kiirgamise tagajärjel ilmaruumi ja kõrgemate külmade õhukihtide või jääpilvede suunas. See temperatuuri alanemine jõuab kõige suurema määranani hommikul enne päikese tõusu. Siis hakkab temperatuur jälle tõusma. Et just maapind või sellel leiduv taimestik, nagu muruhein ja teiste madalamate taimede lehed ning nendega kokkupuutuv kõige alumine õhukiht hoopis märksamini ära jahtuvad kui kõrgemad õhukihid, siis võib selles alumises kihis vee-auru küllastuse temperatuur kergesti saabuda, ning algab auru tihenemine kaste tilkade näol. On auru tihenemise temperatuur alla 0°, siis ilmub kaste asemel maapinnale, taimedele ja katustele hall. Halla rakuksed ja niidid koostuvad jääst, kuid on amorfse ehitusega.

Järgmises tabelis on antud temperatuuri vahed kaste tekkimise ajal 3.7 m kõrgusel ülesseatud õhutermomeetri ja madalamais kihitides ülesseatud termomeetrite vahel. Alumise rea arvud näitavad sedaviisi, mitme kraadi võrra maapind ja alumised õhukihid jahe- damad olid mainitud 3.7 m kõrgusel mõõdetud õhutemperatuurist.

Kõrgus sm	0	2.5	5	8	15	31	61	183	370
temper. vahe C°	0.9°	3.1	2.7	2.2	1.3	0.6	0.4	0.2	0.0

Kõige jahedam oli alumine 2.5 sm kiht, kuna maapind ise ülemisest õhust ainult 0.9° võrra jahedam oli. Siin on tegemist maakihi soojajuhtivusega. Sest ka 2.5 sm sügavuses oli mulla temperatuur 1° võrra kõrgem kui 3.7 m termomeetril. Peale selle oli rohi enam ära jahtunud kui muld ise. Ka on tähele pandud, et kõige rikkalikum kaste ei sünni mitte tühjal aluspõhjal, vaid nimelt taimede lehtedel; ja on kindlaks tehtud, et osa kastetilkade moodustamiseks tarvitatud niiskusest taimedest enestest välja aurab.

Kaste rohkus ehk veehulk sõltub peaaesjalikult sellest absoluutsest niiskusest, mis teataval kohal käesoleval ajal õhus olemas. Lõunamaades on kaste sellepärast märksa rikkalikum kui põhjas ning võimaldab mõnes troopika-maakohas ka seal taimekasvu, kus pole vihma pea sugugi. Nii andis näit. Soomes selle maa kohta õige rikkalik kaste ainult 0.1—0.2 mm vett ja Inglismaal on kaste aastane veehulk 26 mm, Münchenis 30 mm; aga troopika-kliimavöös võib kaste veehulk 10—20 korda suurem olla.

Olgu tähendatud, et kaste rohkust on mõõdetud niisama kui sademete hulka, s. o. mõõtes selle veekihi paksust millimeetrites, mis teataval pinnal temast tekiks.

Kaste sünnib kõige jõudsamini, kui puhub kerge tuul. Tuulevaikuse ajal on tingimused ennemini madala udu tekkimiseks soodsad. On kaste sündimine selgel ööl juba peale hakanud, siis ei edene maa ja alumise õhukihi jahenemine mitte enam nii jõudsasti, vaid jääb mõnikord koguni seisma. Sest vee-auru kastetilkadeks tihenemisel vabaneb n. n. auramise peit-soojus, mille suurus on $r = 607 - 0.708 \cdot t$ väikest kalorit, kus t tähendab temperatuuri. Oletame näiteks, et $t = 3^\circ$; siis oleks $r = 607 - 2.1 = 605$ kalorit. See tähendab, et iga grammi kaste moodustamisel ilmub 605 väikest kalorit soojust. See võrdlemisi suur soojuse hulk kaitseb maapinda edaspidi järsku jahenemast.

Tihti, eriti kevadel ja sügisel, on teatava absoluutse niiskuse puhul vee-auru küllastumise temperatuur alla 0 kraadi, ja siis ilmub, nagu juba tähendatud, hall. Et ka hall sünnib peaaesjalikult kõige alumise õhukihi ärajahtumise tagajärjel, siis võib juhtuda, et hommikuti, kunas hall katab maad ja katuseid, ei näita niisugune termomeeter, mis suuremal kõrgusel on üles seatud, veel mitte

külma. Ja kahju hallast saavad esialgu ainult madalamad taimed, kuna kõrgemad puud puutumata jäävad.

Et eriti aia- ja põlluasjanduses tähtis on ette teada, kas on öökülma oodata, siis on selle ettearvamise jaoks paar meetodit soovitatavad. Üks neist seisab selles, et niisugustel päevadel ning õhtutel, mil ilmade seisukorra järele selget ööd on oodata, mõõdetakse õhuniiskust ja leitakse sel teel selle niiskuse jaoks küllastustetemperatuur. Ulatub see temperatuur märksa üle 0° , siis ei ole öökülma karta; on ta aga 0° ligidal ehk alla 0° , siis tuleb arvata-vasti külm, vähemalt hall; ja küllastustetemperatuur on sel korral ühtlasi selleks äärmiseks temperatuuriks, milleni õhu soojus käes-oleval ööl võib langeda. Sest selles temperatuuris tekib hall; ja seeläbi vabaneb selle peitsoojus, mis veel suurem on kui kaste oma.

Veel lihtsam öökülma ettearvamise meetod on järgmine. Peale lõunat ehk õhtul vaadatakse psühromeetri märja termomeetri näitu. Saadud kraadide arvust lahutatakse 3° ; ja nii viisi arvutatud temperatuur ongi see, milleni õhk järgmisel ööl võib jaheneda.

Tihti vahetavad võhikud halla ära härmaga, mis on niisama vee-auru tihenemise jääkujuline produkt. Kuid nende mõlemate vahel on mõned lahkumineku olemas. Esiteks koostub hall amorfsest jääst, härm aga alati kristallikestest. Teiseks ilmub hall meie kliimas peaaesjalikult kevadel ning sügisel, härm aga päris talvekuudel, s. o. detsembris, jaanuaris, veebruaris. Ja kolmandaks erineb härm ehk härmatis tekkimise viis. Härm tekib siis, kui olnud kõva külma järel õhk järsku soemaks ning niiskemaks muutub, iseäranis udu ajal. Tahked kehad, nagu majade müürid, puude oksad, telefoni ja teised traadid jne., ei ole siis veel suutnud oma külma kaotada; ja ümberolev õhk ühes temas peitva vee-auruga on neist märksa soem. Selle tõttu tihenevad vee-auru piisakesed nende külmade asjade külge, nende pinnal ilusaid valgeid jäänõelakesi ning kristalle moodustades. Iseäranis toredana esineb härmaga kaetud mets päikesepaistel. Härmatiskate ei kesta harilikult kaua: kõvem tuulepuhang raputab kerged kristallid maha; ja järgneb härmata tekitavale udule kuiv päikesepaistene ilm, siis kahaneb härmatis osalt ka päikese kiiretamise ning auramise tagajärjel.

Tähele panna tuleb veel, et härmatisekristallid okste ja traadide külge kinni kasvavad sealt küljest, kustpoolt tuul puhub. Ise-

ärانى rikkaliku härmatise raskuse all katkevad mõnikord telefoni-traadid. Ja niisugustel keskmise kõrgusega mäetippudel, kuhu niisked meretuuled hõlpsasti ligi pääsevad, nagu Brocken Saksamaal, Puy de Dôme Prantsusmaal ja Ben Nevis Šotimaal, võib härm puid ja ehitusi meetripaksuse korraga katta.

Järgneva suve taimekasvule on rikkalik ning kauapüsiv ehk korduv härmatis õige kasulik; sest ta neelab õhust enesesse õige suurel hulgal lämmastiku-ühendeid, eriti N_2O_5 , mida alamas õhkkonnas alati väikesel hulgal olemas. On leitud, et 1 liiter härmatise sulavett sisaldas 7.5 milligrammi lämmastiku-ühendeid, kuna 1 liitris vihmavees neid harilikult mitte rohkem ei ole kui 1.5 milligrammi.

4. Jää.

Tuletame esmalt jää füüsilised omadused meelde. Teatavasti sünnib jää veest, kui seda 0 kraadini ära jahutada ning sellest veel edasi soojust ära võtta. Sel korral ei jahane vesi harilikult mitte alla 0°, vaid hakkab jääks kõvenema. On leitud, et ühe liitri ehk kilogrammi vee jääks muutumiseks on 80 suurt kalorit tarvis ära võtta. Überpöördult, 1 kg jää ärasulatamiseks on samuti 80 kalorit tarvis juurde panna. Jää sulamise ehk vee külmumise temperatuuriks oleks siis 0°. Kuid see on täpsalt õige ainult puhta vee ning normaalse, s. o. 760 mm õhurõhu kohta. Suurema rõhu puhul on sulamistemperatuur madalam, kuid niivõrt vähe, et see vahe on maapinnal ettetulevate õhurõhu muutuste puhul praktiliselt tähtsusetu. Teiste ainetega segatud vesi külmub ka raskemini, näit. viin ja soolvesi. Ookeani kaunis soolane (3.5%) vesi külmub alles —2° C. temperatuuris. Külmumisel eemalduvad kõrvalised ollused veest: näit. on põhjanaba-reisijad värskelt külmunud jääväljadel Jäämerel ilusaid soolalillekesi ning -ornamente tähele pannud, umbes sellekujulisi, nagu jäälilled talvel meie elutubade akendel. Ja need soolaribad olid nii paksud, et saaniga sõitmist tunduvalt takistasid. Ka vee sees alati leiduv õhk ehk teised gaasid koonduvad külmumisel erimullikesteks ehk tilgakesteks, mis jää vahele jäävad ning teda osalt läbipaistmatuks teevad. Ainult jääliustikkude õige vana jää, mis aastate viisi kõva surve all seisnud, on õhust pea täiesti vaba ning sinakas-läbipaistev. Jää-erikaal 0° temperatuuris on 0.9, see

tähendab, ta on veest $\frac{1}{10}$ võrra kergem. Kõvema külma käes tihe-
neb jää, ja selle tõttu tekivad temas praod.

Järvede kinnikülmumine sünnib järgmise üldise kava
järele. Hakatuses, sügise algusel, on kõige ülemine veekiht soem
kui 4 kraadi Cels. ja mida sügavamale, seda külmemaks muutub
vesi, kuni temperatuur kõige alumises kihis on 4°C . Sest teatavasti
on puhta vee erikaal 4°C . temperatuuris kõige suurem (= 1), kuna
nii soem kui ka sellest temperatuurist külmem vesi võrdlemisi
kergem on. Tasakaalulises veekogus peavad kihid alati nii korral-
datud olema, et all on kõige raskem kiht; sellepärast on siis küllalt
sügavates järvedes põhjas vesi harilikult ikka 4°C . temperatuuriga.
Kui järve põhjal ajutiselt mõni kergem veekiht peaks leiduma,
ülevalpool aga suurema erikaaluga, siis tekivad vees konvektiiv-
ehk püstvoolud, mis veekihte neile loomulikku tasakaalu viivad.
Nii ka sügisel. On järve ülemine kiht 4 kraadini jahtunud, siis
vajub ta niikaugele alla, kuni ta veel kergemaid kihte ees leiab,
näit. 6° sooja kihi asemele. Viimane tõuseb veepinnale ja võib nüüd
ise 4 kraadini jahtuda. Nii kestab see edasi, kuni kõik veekogu
ühetaoliselt 4° temperatuuri on omandanud. Kestab ülemise kihi
jahenemine veel edasi, näit. 3 ehk 2 kraadini, siis muutub ta juba
võrdlemisi kergemaks ja ei või enam alla vajuda. Selle tõttu läheb
ülemise kihi jahenemine nüüd õige kiires korras edasi, ja viimaks
ilmub veele jääkoor peale. Jääkorra läbi on järve vesi edaspidise
jahenemise eest kaitstud; vee jahenemine kestab talve jooksul see-
pärast ainult õige väikesel viisil edasi — iseäranis siis, kui jääle
on lumekord peale tulnud.

Kevadel, pärast jää sulamist, muutub kõige ülemine vee
kiht jälle soemaks. Kuid järvevee segamine konvektiivvoolude läbi
ei või varemini alata, kui ülemise kihi soenemine 4 kraadini on
jõudnud. Selle järele peaks jälle moment kätte jõudma, kunas terve
veekogu temperatuur oleks ühtlaselt 4°C . Edaspidi soenevad siis
peaasjalikult ainult kõige ülemised kihid, kuna nemad tempera-
tuuri tõusu läbi kergemaks muutuvad ja alumistega enam ei saa
seguda.

Sarnasel viisil sünnib ka merede vee jahenemine, soe-
nemine ja kinnikülmumine, kuigi küll mitte nii selgel viisil. Sest
merede vett segavad suurel viisil tormid, mis kinnikülmumist juba
iseenesest takistavad. Ja isegi niisugused kinnised mered, kui
Läänemeri, on ühenduses ookeaniga, ja saavad sealt alatasa soemat

ning soolasemat vett juurde, oma magedamat ning talvel külmemat vett selle asemele andes.

Tuleb arvesse võtta, et soolase vee erikaal on teine kui mageda vee oma. Viimane on kõige tihedam 4°C . temperatuuris, merevesi aga märksa madalamas temperatuuris, selle järele, kui suur on sooluse protsent. On soolsus $2\frac{1}{3}\%$, siis on tihedus, seega ka erikaal kõige suurem 0° temperatuuris; on ta 4% , siis kogunisti -6°C . temperatuuris. Et merevee soolsus kuni $3\frac{1}{2}\%$ -ni ulatub ning ka troopilistesse ookeanidesse alatasa polaarmeredest külma vett juurde voolab, siis ei ole ookeanide põhjavee temperatuur kunagi 4°C , vaid enamasti -2°C .

Läänemere vee keskmine soolsus on umbes 1% , Botnia ja Soome lahes veel vähem, läänepoolses osas, Taani väinade ligidal suurem. Merevesi külmub sooluse tõttu alles -1° või veel madalamal temperatuuril. Peale selle ei ole merejää mitte nii kõva kui magedate veekogude jääkate ning murdub kergemini.

Tasase vooluga sügavais jõgedes, nagu Emajõgi, on temperatuuride jaotus ning kinnikülmumise kord umbes samasugune kui järvedeski. Aga rutulise vooluga jõgedes, iseäranis kui neis kärestikke ette tuleb, on see järjekord teissugune. Kiire veevool segab alaliselt kõik kihid läbiseigi, ja sellepärast on igas sügavuses enam-vähem ühesugune temperatuur. Talvel peab pea terve veekogu ligi 0 kraadini ära jahtunud olema, enne kui jääkate võib moodustuma hakata. Neis jõgedes takistab vee kiire liikumine ka ilmuvate jääpankade ühteliitumist; ja eriti Narva kose ümbruses külmub jõgi selle tõttu õige hilja kinni.

Kiire vooluga jõgedes, nagu Narvas, tekib jääd pealegi veel jõe põhjas; see on n. n. põhijää ehk hüüe. Niisuguses jões on kogu vesi talve hakatuses kuni põhjani 0 kraadini ära jahtunud. Jää tekkimiseks ei ole sellest muidugi veel küllalt, vaid vesi peab veel edasi jahenema, sest 1 kg jää moodustumiseks on 80 suure kalori soojuse ära kadumine tarvilik. Ja ärajahtumine kiirgamise ning külma õhuga kokkupuutumise läbi sünnib eeskätt muidugi kõige ülemises kihis; ja sellepärast ei jää sinna viimati ka jääkord ilmumata. Aga kergesti võib terve veemass alla 0° ära jahtuda — üleni kinni ei või ta muidugi külmuda kiire liikumise tõttu — ja siis jätkub ühest väikesest tõkkest jõe põhjas, näit. mõnest kivist või palgist, selleks, et sinna hakkaks jäätomp külge kasvama, mida pärast vool võib edasi kanda või mis veepinnale võib üles kerkida.

Mõnikord tõusevad seesugused jääpangad põhjast üles veepinnale ühes nende külge külmunud asjadega. Niipea kui jõe jääkate on ilmunud, lõpeb sügavamate kihtide jahenemine, ja põhijää- ehk hüüde-hädaoht on möödas. Põhijääst on eriti ka Narva suured tekstiiltehased kannatada saanud, sest et tema vee juurdevoolu kanalid kinni suleb. Esialgu võib põhijää vastu ainult järgmisi häda-abinõusid soovitada. Esiteks peab jõe põhja ning sängi kividest, ilmaaegseist palkidest ja muust risust puhastama. Teiseks ei tohi loomuliku jääkatte tekkimist lõhkumisega jne. takistada. Kolmandaks peaks jõe väljavoolu-kohta Peipsi järvest süvendama, et temasse vesi võimalikult sügavaist järvekohtadest voolaks, kus vesi talvel soem on kui järve pinna ligidal.

Olgu tähelepanu veel selle peale pööratud, et peale jääkatte ka mõni teine kiht võib vee ärajahtumist takistada. Näiteks on Ungaris paar väikest soolajärve, millel on õhuke kiht magedat vett peal, tekitatud paarist ojast. Soolsuse protsent on õige suur (25%), ja ülemine mäge vesi ei segune alumise soolveega kunagi, sest et ta viimasest igal aastaajal märksa kergem on. Mageda vee kiht on soolvee-kogule nagu triiphoone klaasaknaks: päikese kiired tungivad temast läbi alumisse vette, seda suuresti soendades; aga ära jahtuda alumine vesi peaaegu ei saagi, või ainult niipalju, kui see kokku puutudes ülemise kihiga sünnib. Ja selle nähtuse saavutus on üllatav: soolvee temperatuur on suvel ligi 55°, talvel ainult mõne kraadi võrra vähem! Ülemise mageda veekihi temperatuur muutub aga aasta-aegade järele, soolvee omast alati madalam olles.

Kuid pöördume jälle jää poole! Ka lume osaline sulamine võib lõpuks jääd moodustada. Enne tekib n. n. sõmerlumi, mida ka meie kodumaal kevade poole võib tähele panna. Madalamais kohtades, kuhu sulavett kokku voolab, muutub lumi külmumise järel peagi kompaktseiks kõvadeks massideks. Säärane lume übermoodustumine jääks sünnib suurel viisil kõrgeis mägestikes, seal, kus asuvad gletšerid ehk jääliustikud. Mõnedes mägestikkudes, nagu Gröönimaal, Islandi saarel ja Norras, katavad nad laiade väljadena laialdasi kiltmaid. Mäe-ahelikes, nagu Alpides, Kaukasuses, Ameerika Andides ja Kordiljeerides täidavad nad oma jäämassidega vahesid ning orgusid kõrgemate ahelikkude ning mäetippude vahel. Nende ülemistes jagudes tuleb alati lund juurde, mis sulamise ning uuesti külmumise ja kokkuvajumise tagajärjel

aegamööda jääks muutub. Oma suure raskuse tõttu vajub gletšerite jääkogu oma süngi pidi alatasa allapoole; ja kui jääliustiku alumine ots, n. n. gletšeri keel, soojal aastaajal mitte ära ei sulaks, suudaks nende jää aegamööda kõik Alpide orud täis täita, nagu ka n. n. jää-ajal tõesti on olnud. Olevikus püsivad liustikkude alumised otsad enam-vähem ühel ja samal kohal. Aga otsamoreenide, s. o. kivihunnikute järele on kindlaks tehtud, et Alpi gletšerid 100 aasta eest kaugemale alla on ulatunud. Mõned teadlased (Brückner) arvavad, et nende edasi- ja tagasiniikumises ilmestub 35-aastane periood. Alpide gletšerid ulatuvad oma alumiste osadega enamasti taimekasvu ja inimeste elamispiirkonda.

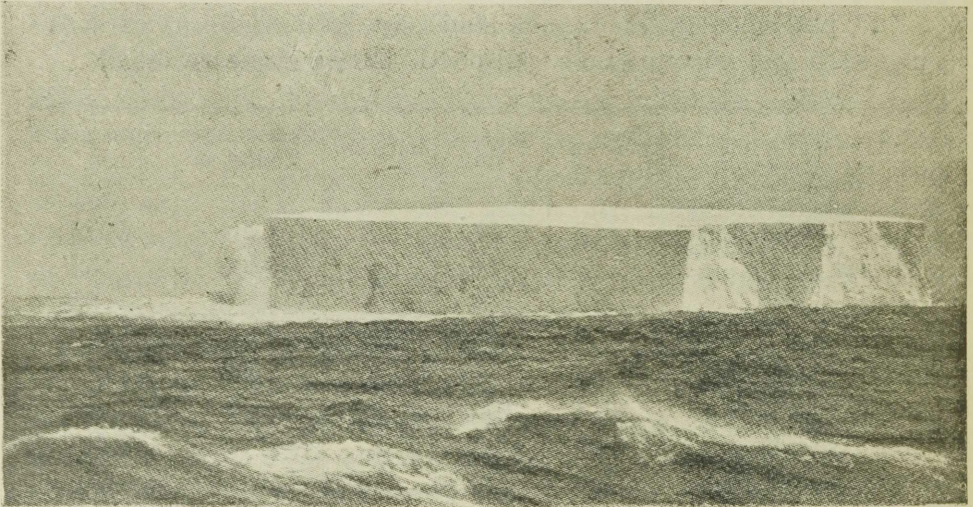
Et pilti anda jääliustikkude suurusest, alumise otsa kõrgusest ja jää edasiliikumise kiirusest, toome järgmise tabeli.

Liustikud	pind km ²	pikkus km	laius km	kõrgus merepinnast m	kiirus aastas m
Aletsh, Alpides. . .	115	27	1.8	1360	5075
Hintereis, „ . . .	14	10	0.9	2300	52
Rhone „ . . .	22	24	1.1	1770	98
Mer de Glace „ . . .	55	15	0.8	1150	176
Betsingi, Kaukasuses	64	15	?	1990	?
Jostedal, Norras . .	1076	100	?	300	?
Vatna, Islandis . . .	8500	75	?	9	?
Malaspina, Alaskas.	3750	120	60	0	?

Kõik jääliustikud ja jääväljad Euroopas võtavad 9000 km² oma alla, kogu maakeral ühtekokku 15 miljoni km²; sellest langeb 13 miljoni lõunapooluse maa peale.

Pooluse-äärsete maade gletšerid, nagu lõuna-polaarmaa, Gröönimaa ja Teravmägede omad, on veel hüdrograafilises suhtes tähtsad järgmisel põhjusel. Nad ulatuvad oma äärega või alumise otsaga otse merre. Ja aeg-ajalt murdub nendest tükk ära ning algab merel oma teekonda, aetud merevooludest. Soematesse vetesse jõudes sulavad nad viimaks ära. Aga vaheajal on vahest nii mõnigi neist suutnud laevadele hukatust või vähemalt avariid tuua. Tuletame meelde hiigla-reisijateauriku „Titanic'i“ kokkupõrget ujuga jäämäega Newfoundlandi ligidal, kokkupõrget, mille tagajärjel ta 1/4 tunni jooksul põhja vajus! Kõige kõrgem seni umbkaudu

mõõdetud ujuv jäämägi olevat ligi 150 m kõrge olnud. Harilikult on nad küll märksa madalamad. Nende veealune osa ulatub veel sügavamale vee sisse kui ülemine jagu kõrge on, mõnedel juhtumustel 6 korda. Ning veealused osad on enamasti ka laiemad kui veepealsed, mis asjaolu laevadele iseäranis kardetav on. Põhja-Atlanti ookeanis tuleb ujuvaid jäämägesid ette tema loodeosas, umbes 40° meridiaanist lääne poole ning 40° laiusejoonest põhja poole. Nende lähenemine annab ennast juba kaugele tunda temperatuuri alanemise läbi.



31. joon. Lauakujuline jäämägi.

Veel suuremaks laevasõidu takistuseks kui ujuvad jäämäed on Jäämeredes ja ka meie Soome lahes ajujää, paakjää, ujuvad jääpangad ja üldse jääkate. Põhja-Jäämeri on peale nende osade, kuhu soe Golfstrom veel ulatub, — s. o. Norra ja Teravmägede vahelise osa —, pea kogu aasta jääkatte all, mis koostub osalt suurtest jääväljadest, osalt väiksemaid ujuvaist pankadest ehk ajujääst. Sõitude jaoks kaugesse põhja on kõige soodsamaks aasta-ajaks hiline suvi, eriti augustikuu.

Soome lahe jääkate on Eesti randadel harilikult veebruarikuus kõige tugevam, Soome rannas märtsikuus. Detsembrikuus on lahe idaosas laevasõit enamasti juba takistatud ehk lõpe-

tatud, tema lääneosas aga alles vaba. Jääst vabanemine sünnib suuremalt jaolt märtsikuu jooksul, Soome rannal aprillikuus.

Järgmises tabelis on mõnede sisevete jaoks üksikasjalisemad andmed antud; nad on mitme-aastaste vaatluste põhjal saadud keskmised ajad.

Järve või jõe nimetus	kinnikülmu- mis-aeg	jääst vabane- mise aeg	jääkate kes- tus
Emajõgi, Tartu linnas	28. nov.	27. märts	119 päeva
Narva-Jõesuu	1. dets.	12. apr.	132 "
Pärnu jõgi, Pärnus	2. "	14. "	133 "
Võrtsjärv	20. nov.	11. "	142 "
Pihkva järv Listovka juures	20. "	12. "	143 "
Veliikaja jõgi, Pihkvas	22. "	7. "	136 "
Neeva, Petrogradis	29. "	21. "	143 "
Väina jõgi, Riias	6. dets.	5. "	120 "

IX. Elektri- ja optilised nähtused.

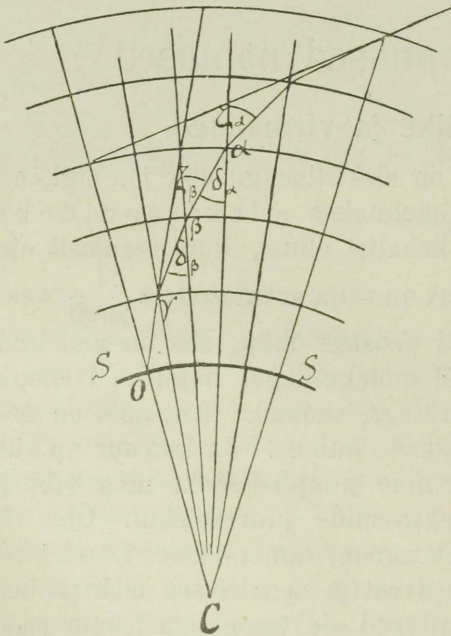
1. Õhuelekter, äike ja virmalised.

Elektri uuema teooria järele on elektrilaengu ehk jõu algkandjateks pisikesed pihud, mida nimetatakse elektroonideks. Neil ei ole küll materjaalset ehk kehalist ollust, kuid reaalselt olemas on nad siiski; ja nende suurus on välja arvatud $= \frac{1}{2000}$ vesinikuaatomist. Jõuavad elektroonid vabasse õhku, siis on neil tung ennast siduda selle aatomitega või molekulitega, nagu nad ennast muidu ka teiste gaaside molekulitega seovad. Iseäranis on neil suur külgetõmbejõud vee-auru piiskade suhtes. Ja kui aur on küllastatud, siis sünnib tema tihenemine udupiiskadeks ning vihmatilgakesteks palju hõlpsamini elektroonide juuresolekul. Õhu või mõne muu gaasi pihuga seotud elektrooni nimetatakse iooniks. Nagu kõige vanem teooria positiivset ja negatiivset elektrilist eeldas, on ka praegu olemas positiivsed elektroonid ja ioonid positiivse laenguga ja negatiivsed elektroonid ning ioonid negatiivse

laenguga. Ioonid võivad õhkkonda sattuda maapinnalt üleskerkivate õhuvoolude kaudu; iseäranis radioaktiivsed ollused sünnitavad ohtrasti elektroone ning ioone; ning ka ultravioletti kiirgamine mõjub õhu- ja auruühendite peale ioniseerivalt.

Maakeral ehk kogu ta pinnal arvatakse negatiivne elektrilaeng olevat, ja tema sünnitatud elektrivälja õhkkonnas on üldiselt positiivne ja on maa elektriga harilikult tasakaalus. Aga ajutiste ning kohalike muutuste tõttu, positiivsete ja negatiivsete ionide tasakaalust ära viimise läbi, nagu võimsate üleskerkivate õhuvoolude ja kõue-vihmapilvedes tihenevate ning vahel jälle mitmeks tükiks lahkuvate veetilkade mõjul, võib elektrijõu pinge pilve ja maapinna või kahe pilve vahel nii suureks tõusta, et pikse läbi jälle täieline ehk osaline tasakaal sünnib. Ioonide juuresolekul õhus on selle elektrijuhtivus suurem kui ilma nendeta. Ja et kõue-pilvest harilikult juba enne pikse ilmumist vihma hakkab sadama, mis pilvest osa ioone alla toob, on piksele nagu tee ette valmistatud.

Virmalised ilmuvad harilikult õhkkonna väga kõrgeis kihtides, kus õhk õige hõre, ja on kõige tõenäitlikum, et nad on päikesest pealt kiirgavate katoode kiirte tekitatud. Tuntud Crookes'i torudes on hõreda õhu või teiste gaaside hiilgamine just ka sarnane virmaliste omaga. Ilmastiku peale ei ole virmaliste vehklemisel mõju.



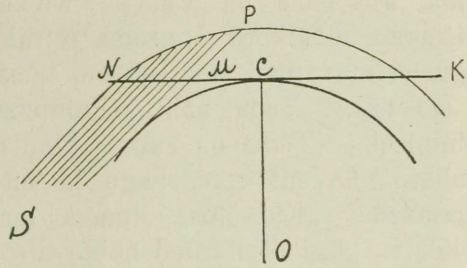
32. joonis. Refraktsioon.

2. Refraktsioon, koit ja eha.

Et õhk muutub alatas hõredamaks, mida kõrgemal ta on maa- või merepinnast, siis pöörduv iga valgusekiir, mis väljastpoolt temasse satub, tuttava füüsikaseaduse järele, sirgjoonelt kõrvale. Selle järele liigneb kiir hõredamast läbipaistvast ollusest tihedamasse tungides sellele perpendikulaar- (rist-)joonele, mida läbitungimispunktis

mõlema kihi piiripinnal ette kujutatakse. Nurka α lõplikult saadud sihi ja esialgse sihi vahel nimetatakse refraktsiooninurgaks. Suuremal kõrgusel vaatepiirist on ta õige väike, ainult minutites mõõdetav. Joonises on nurk α liialdatud. Paistab päike või mõni täht vaatepiiril, on refraktsiooninurk, sel puhul n. n. horisontaalrefraktsioon, harilikkuudel õhutingimustel umbes pool kraadi ($35'$).

Selle tõttu näeme hommikuti päikest tõusu ajal juba siis, kui ta on alles pool kraadi allpool tõelist vaatepiiri (NCK), õhtul samuti kauemini. Päikese tõusu ning loojamineku ajal ja mõni minut enne kui ka pärast seda on taevast näha punakat ehk kollakat koitu ja eha. See on päikese kiirtest valgustatud õhkkonna

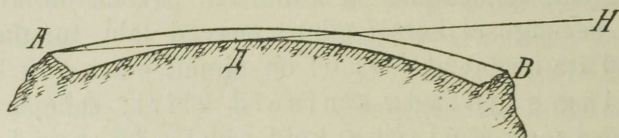


33. joon. Kiirte refraktsioon õhkkonna piiril.

ülemine osa, ja ta paistab meile punasena, niisama kui päike ise vaatepiiri ligidal, sellepärast, et alumised, paksud õhukihi, milledest kiired seesugusel korral pikuti peavad läbi tungima, spektri teised värvid ära neelavad. Õhul on nimelt omadus kõige enam neelata ning hajutada siniseid kiiri; sellepärast paistab taevast päeva aegu sinisena; kuid läbi pääsevad õhkkonnast kõige hõlpsamini punased ning kollased kiired.

Juba kaua enne koitu ehk hommikust kuma on teatav valgus olemas; ka õhtul pärast eha. Need on agu ja videviku- ehk hämariku valgus. Nimelt punktis C maapinnal (vaata 33. joon.), kus päike juba ammu on looja läinud, paistab koht NP õhkkonna ülemises osas, kuhu päikese otsekohesed kiired (S) veel paistavad. Ja NP -st reflekteeruvad valgusekiired igale poole, ka C -sse. Kaob ka P vaatepiiri alla, siis on C -s täieline pimedus. P on C -st näha veel siis, kui päike ei ole mitte rohkem kui 16° alla C vaatepiiri. Ajavahe, mille jooksul päike need 16° vaatepiiri alla vajub, sõltub sellest nurgast vaatepiiriga, millel ta seda loojaminekul kohtab. Troopilises maavöös on see enamasti täisnurk, ja päike kaob sellepärast seal ruttu ning videvik kestab ainult 1 tunni. Aga polaarmaades, kus päike liigub peaaegu rööbiti vaatepiiriga, võib agu ja hämarik kumbki 5 tundi kesta, nii et seal suvel ööd ei olegi, teistel aastaaegadel see öö aga märksa lüheneb.

Me nägime enne, et normaalne horisontaalrefraktsioon on ligi pool kraadi ehk 35'. On ülemised õhukihid normaalsest soemad, seega kergemad ning hõredamad, siis on refraktsioon suurem; on nad külmemad, siis väiksem. Kõige suurem on refraktsiooninurk, kui õhkkonnas mõnel kõrgusel juhtub olema temperatuuri inversioon, s. o. kõrgem temperatuur kui allpool. Õige hästi võib refraktsiooni muutumist niisugusel kohal vaadelda, kus näha on vaba vaatepiir, näit. mererannal. Seal paistavad mõnikord suurema refraktsiooni tõttu üle vaatepiiri niisugused maaninad, metsad või teised kohad, mida harilikult mitte ei ole näha. Seda nähtust nimetatakse vahastamiseks ehk kolumiseks. Tema on kaunis kindlaks oodatava halva vihmade ehk tuulise ilma märgiks, nagu ka mõned meremeeste tähelepanekud pajatavad: „Kui ilusa ilmaga maad kerkivad, siis võib tormi oodata.“ „Kui öösi tuled nähtavale tulevad, mida harilikult palja silmaga ei näe, siis tuleb torm ja vee tõus.“ „Kui kauged kohad nähtavale tulevad, siis saab pea vihma.“ — Peab veel juurde lisama, et niiske õhk on iseenesest läbipaistvam kui kuiv, tolmuaga täidetud õhk.



34. joon. Horisondi depressioon.

Mere horisont ehk vaatepiir paistab tõelisest horisontaal-vaatepiirist harilikult ikka madalam olevat, seda enam, mida kõrgem vaatleja seisukoht merepinnast. Seda horisondi madaldust nimetatakse tema depressiooniks. Ta on, looga-minutites mõõdetud, $n = \frac{9}{5} \sqrt{h}$, kus h on kõrgus meetrites; näit. kui $h = 16$ m, siis on $n = 7'$.

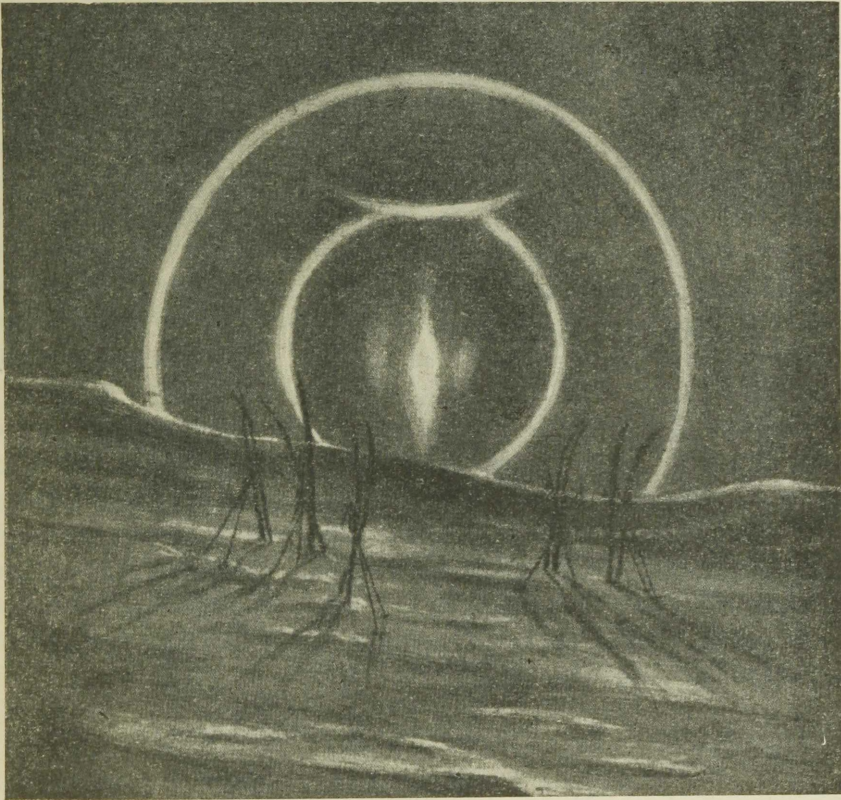
Siin järgnevad vastavad arvud mõnede kõrguste jaoks:

Kõrgus:	1	3	5	8	11	16	20	26	meetrit.
Depressioon:	2	3	4	5	6	7	8	9	minutit.

3. Päikese ja kuu rõngad ja tarad.

Paistab päike või kuu läbi kiht-kiudpilvede (CiSt), siis võib nende ümber tihti valget või kollakat rõngast ehk ratast tähele panna. See on optiline nähtus sünnitatud kiirtest, mis nende

pilvede jääkristallides murduvad. Need kristallid lahutavad nagu prisma päikese valgeid kiiri spektri algvärvideks; ja tihti paistab rõngas sellepärast vikerkaare-värvides, sinine äär väljaspool. Kuid üksikud värvilised kiired langevad enamasti üksteise peale ja sellepärast on kogumulje suuremalt jaolt valge. Nende rõngaste läbimõõt on 22° või 45° .



35. joon. Kuu rõngad ja sapid.

Teine nähtus on tarad. Need sünnivad päikese või kuu kiirte murdumise läbi kõrgete kihtpilvede (AST) vee-
piiskades. Tarade läbimõõt on hoopis väiksem, paari kraadi
ümber, ja nende sisemine pind ehk sõõr on ka valge, kuna rõngaste
juures selles jaos taeva ehk pilvede loomulik värv jälle nähtavale
tuleb. Tihti paistab tara välimine äär värvilisena, enamasti punakana.

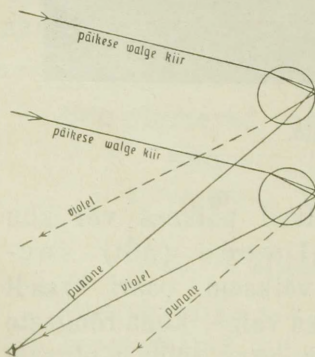
Päikese tõusu või loojamineku ajal on tema kohal mõnikord sambad näha, umbes niisama laiad kui päike ise, temast ülespoole ulatudes, mõnikord ka allapoole, punakat või kollakat värvi. Sambadki tekivad kiirte murdumise läbi Cirrostratus-pilvede jääkristallides. Mõnikord, iseäranis talvel, on see kihtkiudpilvede loor nii õhuke, et teda ennast ei näegi. Aga sambad on tunnistuseks, et teatavas kõrguses õhus on jääkristallid olemas.

Nii rõngad kui tarad ja sambad on kaunis kindlaks ilmade muutuse tunnismärgiks. Mitte selles mõttes, nagu oleks neil puht-optilistel nähtustel iseseisev mõju ilmastiku peale, vaid selle tõttu, et nad selgesti näitavad, et õhkkonnas on kiudkihtpilved või kõrged kihtpilved olemas, mis mõlemad on enamasti ligineva tsükloni eelkäijateks. Ka rahvas on neid märke hästi tähele pannud, mille kohta me esitame paar sellekohast vanasõna. „Kui päikese ümber on ring, siis läheb ilm halvale.“ „Kui kuu või päeva ümber on ratas, siis läheb ilm halvale.“ „Kui päeva või kuu ümber on tara, siis tuleb sadu.“ „Kui päev õhtu looja läheb ja samm on peal, siis tuleb sadu ja tuult.“ „Kui päikesel on loojamineku ajal sapid taga, siis tuleb teisel päeval sadu.“

Veel on üks nähtus, mil suvel päike paksude pilvede tagant paistab ja tema kohalt igale poole valged kiirte kimbud raadiuste moodi laiali lähevad. Kui õhus õige rohkesti veeauru olemas, siis reflekteeruvad valgusekiired teatavil tingimusil õhus heljuvate tillukeste veepiiskade vastu. See nähtus juhtub seepärast vihma tulekul või peale vihmasadu; ja ka tema kohta on rahvas kaunis tabava vanasõna loonud: „Kui päikese seest jooned välja jooksevad, siis tuleb sadu.“

4. Vikerkaar.

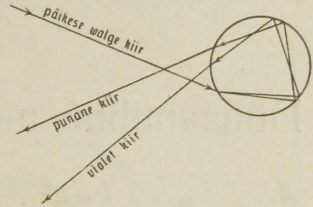
Vikerkaar on kõikides värvides hulgav valguselook, mis siis nähtavaks saab, kui päike vaateleja selja tagant vastu vihmapiilve või vastu sadavaid vihmatilkasid paistab. Tema ülemine ehk välimine äär on punane, siis järgnevad oranž, kollane, roheline, sinine ja violett. See optiline nähtus oleneb sellest, et valged päikese kiired veetilkaades algvärvideks lahenduvad, sest et igal värvil on oma



36. joonis. Vikerkaar.

refraktsiooni- ehk murdumiskoeffitsient. Näit. murduvad sinised kiired suurema nurga võrra kui kollased. Seepärast langeb vaatleja silma igast erikohast ainult üks liik värvilisi kiiri; teiste värvide kiired samast tilgast lähevad silmast mööda. Joonisel on kujutatud valgusekiired ja kaks suurendatud tilka.

Mõnikord on kaks või isegi kolm vikerkaart korraga näha, üksteisega kontsentriselt rööbiti. Teises vikerkaares on värvide järjekord vastupidine: violett on väljaspool. Teised ning kolmandad vikerkaared ei ole mitte nii säravad kui pea-vikerkaar. Nad ilmuvad seeläbi, et päikese kiired veetilga sees kaks korda võivad reflekteeruda, enne kui nad temast välja jõuavad, nagu joonis näitab.



37. joonis. Kahekordne refleksioon veetilgas.

Vikerkaar ei ole mitte reaalne, taevavõlvil seisev värviline look ehk pilt; vaid ta on iga vaatleja seisukoha jaoks eriline kujutelm. Seisavad paar või mitu vaatlejat üksteise ligidal, siis näevad nad vikerkaart muidugi umbes ühel ja samal kohal. On aga ainult tarvis oma seisukohta märksa muuta — ja sedamaid on näha, nagu oleks ka vikerkaar edasi nihkunud. Iseäranis hästi võib sõitja seda ilmutust rongi vaguni aknast tähele panna: näikse, nagu liiguks vikerkaar kogu aeg rongiga ühes, täpsalt sellesama kiirusega. Vikerkaare nähtav kaugus vaatlejast võib mitmekesine olla: harilikult paistab ta võrdlemisi kaugel olevat, umbes vihmapiilve kaugusel. Mõnikord, kui tihedat vihma õige ligidalt sajab ja tema taga mõni tumedam sein on, võib vikerkaar ka ainult kümne või paarikümne sammu lähedusest paista.

Ka koskede ja pürskkaevude veepiiskades on tihti väikesi vikerkaari näha.

Teine jagu.

Dünaamiline meteoroloogia (õhu liikumine).

1. õhu rõhk
2. gradient
3. hõõnemine

I. Tuul.

1. Õhuvoolude sündimine.

Liikumata olekus püsib õhk kaunis harva, tavaliselt enam külmal talveajal kui suvel, sest talvel on õhukihid oma tiheduse järele tihti nii korraldatud, et all on kõige külmem ning ühtlasi kõige tihedam kiht; mõnikümmend või paarsada meetrit kõrgemal võib jälle mõne kraadi võrra soem kiht asuda, kuna veel ülespoole õhk ikkagi külmemaks muutub, nagu see kõrguses peabki olema. Suvel on kõige alumised õhukihid hariikult muidugi ka kõige tihedamad, seega raskemad. Sest õhu tihedus ei olene mitte üksnes temperatuurist, vaid veel suuremal määral rõhumisest, mille all õhk seisab, s. o. tema peal lasuvate ülemate õhukihtide kaalust. Muudkui soojal aastaajal on alumiste ja nendele järgnevate kõrgemate õhukihtide tiheduse vahe vähem; mõnikord võib vahe koguni null olla; ja iseäralistel juhtumustel on õhk mõnesaja meetri kõrgusel võrdlemisi tihedam kui maapinnal, eriti puhangu- või kõuepilvede läheduses.

Tasakaalu sarnast seisukorda, mil alumine õhk on märksa tihedam kui ülemine, nimetatakse stabiilseks ehk püsivaks; siis, kui tiheduse vahe on õige väike, indifferentseks, ning kolmandaks, kui mõned kõrgemad õhukihid on ajutiselt tihedamad, labiilseks tasakaalu-seisukorraks. Esimesel juhtumusel on õhu temperatuuri gradient väiksem kui 1, teisel korral on ta = 1 ja kolmandal suurem kui 1. Allapoole vajudes soeneb õhk adiabatselt, s. o. 1° C. võrra iga 100 m kõrguse vahe kohta. On selge, et kui alguses temperatuuri alanemine kõrgusega suurem oli kui 1°

iga 100 m kohta, siis ülemine õhumass alla langedes teda seal ümbritsevast endisest õhust ikkagi külmemaks ning raskemaks jääb. Kui alumise õhukihi liiga kõrge temperatuuri tõttu õhukihtide labiilne tasakaal on tekkinud, siis võib külm ülemine õhukiht kergesti alla langeda, järsku ilmade muutust sünnitades, enamasti puhangu- ja kõuepilvede saatel. Seesugust järsku ilma halvenemist nimetatakse saksa keeli „Wettersturz“ (vaata 40. joon.). Alumise õhukihi soenemise tingimused on mitmekesised, olenedes maastikust. Kõige enam soeneb õhk päikesepaiste ajal kokkupuutumisest soenenud maapinnaga. Aga maapind ei ole mitte igas kohas ühetaoline: kuiv pind, nagu liivane või kaljune ehk kivine aluspõhi, soeneb päikesepaiste mõjul kiiremini ning jõudsamini kui niiske maa või kui lopsaka taimestikuga kaetud maa-alad. Selle tõttu leidub ka ilusal, selgel ilmal ikka loomulikke põhjusi, mis tekitavad vähemalt väiksema ulatusega õhuvoolusid. Nad käivad peaaesjalikult näit. niiske või soise heinamaa pealt kuiva põllumaa peale, kõrgete ehituste või metsasalkadega varjatud paikadest sinnapoole, kus päike vabalt paistab. Kuid sääraseid õhuvoolud ei käi mitte üksnes horisontaalses suunas, vaid neil on harilikult ka vertikaalne osis. See tähendab: tuul puhub küll külmemast kohast soema poole, aga ühtlasi tõuseb õhk seal kas püsti või viltu ülespoole. Sest soenenud õhk on ümbritsevast jahedamast õhust kergem ning katsub seepärast kõrgemale kerkida. Teiseks ei või selles paigas, kuhu raskem õhk mitmest küljest kokku valgub, seal enne olev õhumass kuhugi ära kaduda, vaid tõuseb ülespoole, kus vastususurumine kõige väiksem. Aga õhkkonnas ei tohi kuskil tühjust tekkida. Seepärast vajub sinna ruumi, kust külmem ning raskem õhk ära voolas, ülevalt poolt uut õhku asemele. Seesuguseid õhuvoolusid nimetatakse konvektsiooni- listeks ehk püstvooludeks.

Euroopas on aga kuivad ja niisked, kaljused ja kivised ning metsaga kaetud kohad väikese ulatusega ja esinevad segamini, ilma kindla järjekorrata. Seepärast ei või konvektsiooni läbi tekitatud tuuled ühes suunas kuigi kaugele puhuda ja ei jaksa esiotsa ka suuremat jõudu omada.

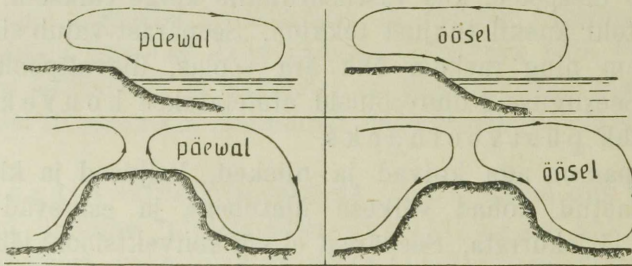
2. Vinud.

Üks tegur on olemas, mis mõnikord kaunis püsivaid ning paarkümmend kilomeetrit kaugemale ulatuvaid, aluspinna mitmekesisel soojusel põhjenevaid tuuli ellu kutsub. See on nimelt kuiv maa

ühelt poolt ja meri teiselt poolt. Vee soojamaht on teatavasti kaks korda suurem kui kuiva mulla ehk liiva oma. See tähendab, et sama mõõtu vett mõne kraadi võrra soendada, selleks on tarvis kaks korda rohkem kaloreid (soojuseühikuid) kui sama palju kuiva mulla soendamiseks. Sellest järgneb, et merevesi soeneb aeglasemalt kui rand; sellevastu jahe-
neb ta aga ka aeglasemalt. Sellepärast on selgeil õil, mil maapinna ärajahtumine kiirgamise tõttu suur, merepind soem kui ranna-
maa; aga päeval, nimelt selgeil suvepäevil, ümberpöörduvalt — maa soem ja meri jahedam.

Ülevalkirjeldatud põhjusel puhub säärasel ilmade seisukorral, nimelt antitsükloni ajal, keskpäeva paigu tuul merelt ranna poole, öösi aga, nimelt enamasti hommiku poole ööd, mil maa jahtumine kõige suurem, kuiva maa poolt mere sihis. Seesuguseid tuuli nimetatakse vinudeks ehk briisideks. Eesti põhjarannikul on siis päeval põhja- ja öösi lõuna-
vinutuul.

Öösist maavinu võib õige harva tähele panna ja ta on üldse õige nõrk. Sagedamini esineb meie kodumaa rannikul päevast merebriisi, mis rannikult kuni paarkümmend kilomeetrit sisemaa poole võib ulatuda. Aga vertikaalses suunas ulatub see meretuul harilikult ainult 50—100, mõnikord ka kuni 200 m kõrguseni. Sellest kihist kõrgemal puhub harilik, rõhkkondade seisukohast tingitud tuul, nagu pilvede käigu järele võib tähele panna.



38. joonis. Vinud ja oru- ning mäetuuled.

Kõige paremini on vinutuuled arenenud neil rannamail — näit. Aafrika läänerannikul, Senegambias, kus tsüklonite tegevus neid ei sega ja päike kuivi kõrvetaolisi randu mõjuvalt küpsetab. Seal algab merevinu harilikult juba paar tundi peale päikese tõusu ja kestab kuni hilise pealelõunani; ja tema mõjul on troopilistes ranna-

kohtades Euroopast siirdunud asunikel keskpäeval veel võimalik väljas liikuda. Sest briisi ajal langeb õhu temperatuur mõne kraadi võrra, kuna relatiivne niiskus suureneb. Niisugune oli ilmade seisund ka Tallinnas 1919. a. 30. augustikuu päeval (vaata 5. joon. lhk. 20). See oli nimelt e. l. keskmise õhurõhuga päikesepaisteline päev; ja võis tähele panna, kuidas temperatuur kell 11 tuule suuna muutumisega Tallinnas keskpäevani järsku 3 kraadi võrra langes, kuna ta k. 12 kuni k. 13 jälle 6° võrra tõusis.

3. Mäe- ning orutuuled.

Õige kena näide tuulte kohta, mis maapinna vahelduvast soenemisest ja jahtumisest tekivad, on mägede orgudes pea iga päev tähelepandavad korralikud tuuled: nad puhuvad päeval orgupidi alt ülespoole ja öösi ülevalt allapoole. Kõvad need tuuled ei ole, vahel valitseb ka päris tuulevaikus; ja teataval kõrgusel üle mäestiku harjade ning tippude, vabas õhkkonnas, võib hoopis teisesuunaline tuul puhuda, sõltuvalt ilmade tegevustsentrite (tsüklonite ja antitsüklonite) üldisest jaotusest. Mäe- ja orutuulte sündimise tingimuseks on, et org mitte liiga madalate kallakutega ning et tema tõus ühele poole mitte liig aeglane ei oleks. Seepärast ei või siin juttu olla meie lageda kodumaa jõgede lamedaist orgudest, vaid esimeses reas Alpi mäestiku orgudest, mis tuulte suhtes kõige paremini on läbi uuritud.

Mainitud tuulte sündimiskäik on järgmine. Päeva ajal soendab päike oru põhja ning servi ehk mäerühma kallakuid õige tublisti, ja selle tõttu soeneb nendega otsekoheselt kokkupuutuv õhukiht jõudsamini kui õhk, mis neist kaugemal. Sel põhjusel algab mäekallakut mööda ülespoole käiv õhuvool; on org järsk, siis voolab õhk üldse orgupidi ülespoole. Et see õhuvool nagu oru põhjast alguse saab, nimetatakse teda orutuuleks. Öhtul aga jaheneb õhk oru põhjas ja kallastel rutemini kui vabas õhkkonnas; ta muutub seepärast raskemaks ning katsub võimalikult allapoole vajuda, mis muidugi oru seinte ja põhja üldist kallakut pidi sünnib. Et see tuul ülevalt, mäe tippude poolt tuleb, nimetatakse teda mäetuuleks (vaata 38 joon.).

Mäe- ja orutuuled olid juba ammugi tuttavad; kuid ennemalt puudusid mäestikudes tihedad vaatluskohtade võrgud, mis nende

süstemaatilist uurimist oleksid võimaldanud. Alles maailmasõja lõpu poole, 1917. ja 1918. aastal, asutati kõikidele väerindadele tihedad tuule mõõtmise vaatluskohad, millede esimeseks eesmärgiks oli gaasi-atakkide ärahoidmine. Austria-Itaalia sõjafrondilt on käepärast trükitud materjal 16 vaatluskohast, kõik Alpi mägede lõunapoolseist orgudest. Mainitud rohkearvulistest, ligi 1½ aastat kestnud vaatlustest järgneb, et neis orgudes tähendatud tuuled pea iga päev ette tulevad. Ainult õige harva, harilikult mitte üle 10% kõigist juhtumustest, puhus tuul mõnest teisest, mäe- ehk orukallakule mitte vastavast suunast. Sagedamini tuli tuulevaikust ette.

Mäe- ja orutuulte alguse ja lõpu aeg oli nimetatud 16-ne Austria sõja-vaatluskoha rohkete andmete järele keskmiselt järgmine: Orutuul algab kell 10 hommikul ja puhub kuni kella 5 p. l.; mäetuul algab otsekohe kell 5 p. l. ja kestab öö läbi kuni kella 9 hommikul. Need arvud on üldised keskmised. Üksikult sõltub aeg oru sihist ja vaatluskoha asupaigast. Nii oli üks koht (Zugna Torta), kus orutuul harilikult juba kell 6 hommikul algas ja keskpäeval lõppes. Ühes teises kohas (Pasubio) algas ta kell 10 e. l. ja kestis kuni k. 9 õhtul. Mäetuul algas esimeses kohas ka õige vara, juba kell 1 p. l., ja lõppes kell 5 hommikul, kuna ta Pasubios hilja, kell 10 õhtul algas ja k. 9 hommikul lõppes. Need mõlemad kohad on aga aja poolest äärmised. Teistes 14 kohas läks tuulte alguse- ja lõpu-aeg ülevaltloodud keskmistest aegadest kõige enam ainult paari tunni võrra lahku.

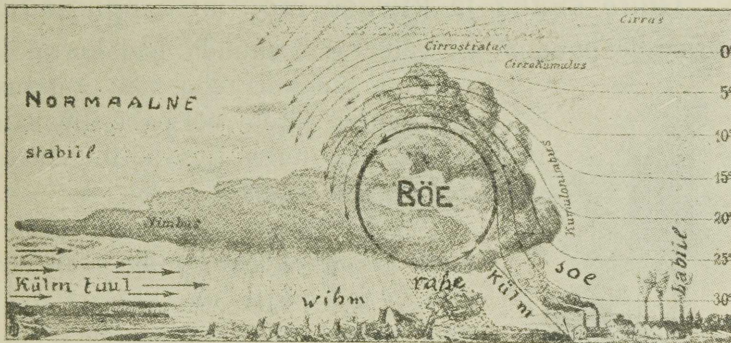
4. Pugi- ehk puhangtuuled.

Juba vinutuulte puhul nägime, et tuul puhus all teises sihis kui ülevalpool. Võib endale ka ette kujutada, et päevase vinu õhumassid sisemaal ülespoole kerkivad ja kõrgemas kihis mere poole tagasi pöörduvad, kus nad allapoole vajuvad ja ringvoolu uuesti algavad (vaata 38. joon.). Vähemalt teoreetiliselt on seesugune ühe ja sama õhumassi ringjooks vinutuules põhjendatud, kuid faktide läbi alles liiga vähe tõendatud. Ka mäe- ning orutuulte suhtes on sarnane konstruktsioon võimalik. Aga ühe teise tuule juures on säärane keerlemine horisontaalse telje ümber küll juba kindlaks tehtud. See on n. n. pugi- ehk puhangtuul (Böe). Sagedasti käib tema kaasas pikk rullikujuline pugipilv, mis mainitud keerlemistelge silmale nähtavaks teeb. Tihti sajab seesugusest pilvest vihma ning

rahat ja müristab, kuid mitte iga kord. Pilve kuju ja tema kaasas käivaid loodusenähtusi võib kõige selgemini näha juurdelisatud joonistest.



39. joonis. Pugipilv.



40. joonis. Pugipilve vertikaalne lõik

Eespoolsel küljel on õhkkond alumiste kihtide liiga kõrge temperatuuri tagajärjel labiilses tasakaalus ja õhumassid tõusevad seal suure hooga ülespoole, kusjuures nad rohkesti veeauru kondenseerivad, mis ränga vihmavalangu ja rahe näol alla sajab; aga pilve tagumisel küljel langeb külm ja raske ülemine õhk alla. Pilv ise liigub üldise õhuvoolu suunas edasi, joonisel 40. seega pahemalt paremale poole. Väike vaheaeg enne vihma algust puhuvad alumised tuulehood otse pilvele vastu, mille tõttu rahvas tihti arvamiselt on, nagu liiguksid kõuepilved vastu tuult. Enamasti on tuul kõue- ehk pugipilve keskkoha või esimese jao möödamineku ajal kõige kõvem ja puhub, nagu ka pärastpoole, harilikus valitsevas suunas, milles pilv ise edasi liigub. Pilve esimene jagu on otsekui keerlemas horisontaalse telje ümber, nagu

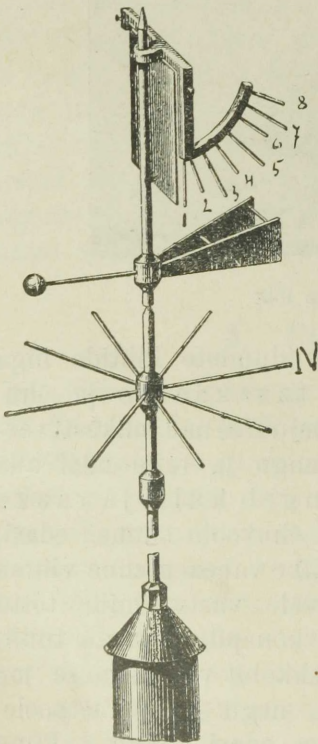
nooled joonisel näitavad, ja tema all on tuul sellepärast kõige kõvem, et tavalise tuule jõule veel keerdule samasuunaline osis lisaks tuleb. Säherdusel puhangulel on mõnikord hävitav jõud.

Peab veel tähendama, et tuulepuhanguks ehk iilikis nimetatakse tihti ka lihtsa tuule kõvemat hoogu, eriti merel suure tuule ehk tormi ajal. See ajutine kõvenemine tuleb sellest, et kõrgemast kihist, kus puudub hõõrumine maa- või merepinna vastu ja tuulel selle tõttu juba iseenesest on suurem kiirus, ta ajutiselt viltu allapoole puhub, seal siis sääraseid hoogusid ehk puhanguid moodustades. Ka ei puhu keegi tuul pea kunagi kogu aeg päris ühetasaselt, vaid ka hooti. Kuid tema puhumisel ei panda neid nii tähele kui suure tuule puhul.

II. Tuule suund ja tuule kiirus.

1. Tuule suuna ja kiiruse mõõtmise aparaadid.

Aparaatide puudumisel võib tuule suunda hädakorral ka ilma nendeta kindlaks teha, näit. korstnast voolava suitsu järele või paberilipakaid lendu lastes. Seejuures peavad ilmakaared muidugi teada olema.



Õige lihtne, kuid selle peale vaatamata otstarbekohane ning laialt tarvitatav tuule mõõtja on Wildi oma, mis ühel hoobil tuule suunda ja tema kiirust näitab. Ta koostub raudplekist valmistatud lipust, mis raudpulga peal vabalt võib keerelda, ja tuule järele vastavalt kõrgemale või madalamale kerkivast plekkplaa-dist. Alusel, mille peal mõlemad liiguvad, on raudpulkadest rist, mille harud nelja ilmakaare poole peavad näitama.

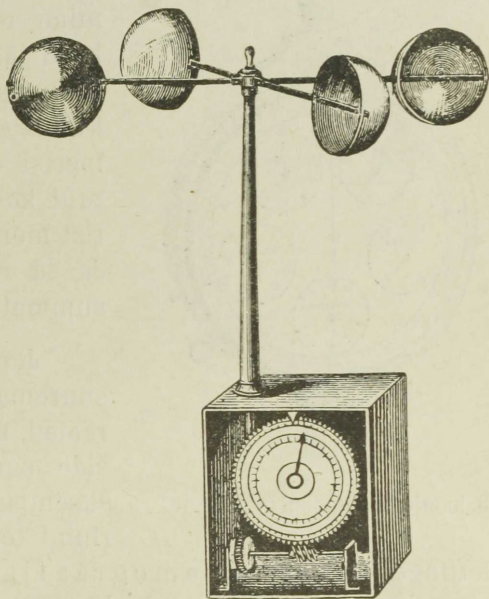
Tuule mõõtja plaadi alumine äär liigub rauast looka mööda, mille külge 8 pulka on kinnitatud; nende järele loetakse vaatluse ajal tuule kiirust ära. Peab silmas pidama, et ka kõige madalam pulk, mis otse loodis alla käib, ühes tuleb lugeda. Kerge tuule puhul vastab pulkade arv meetrites sekundis arvatud tuulekiirusele;

41. joonis. Wildi tuulelipp.

kõvema tuulega on meetrite arv suurem kui pulkade oma, nagu allpooljärgnevast tabelist näha. Iseäranis suurema tuule ajal ei seisa plaat mitte rahulikult ühe pulga kohal, vaid kõigub üles- ja allapoole; see nähtus on tingitud tuulehoogudest. Sel korral peab tema keskmist kohta arvesse võetama. Wildi tuulemõõtja plaadi õige kaal peab olema 200 grammi, tema pikkus 30, laius 15 sm.

Robinsoni kausstuulik.

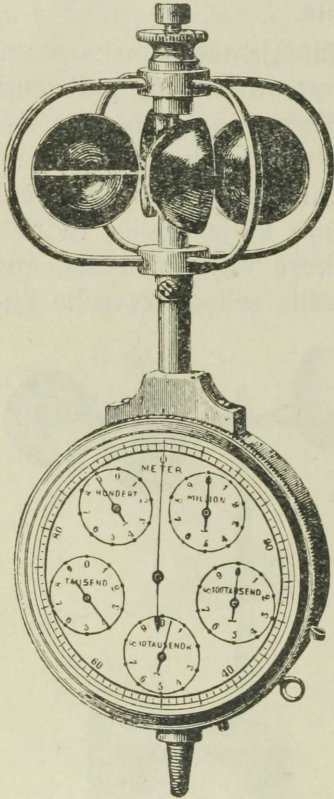
Nagu jooniselt näha, on selle tuulemõõtja tähtsamaks osaks neli õõnsat poolkera-kujulist plekist kausikest, mis metallpulkadest risti harude otste külge on kinnitatud. Kogu see kaussidega rist võib vertikaalse telje ümber keerelda, kui tuul kausikestesse puhub. Tuul surub küll ka kausikeste välimise kumera külje peale, kuid kolm korda vähema jõuga kui nende õõnsa külje peale. Et risti pulkade pikkus teada, võib selle ringi pikkuse välja arvutada, mis ühe kausikese keskpunkt ühe tiiruga ära käib, sellega ka selle kiiruse, millega õhk aparaadist mööda voolab. Näiteks võib järele vaadata, mitu tiiru kausi rist ühes minutis ära tegi, see arv risti ümbermõõduga suurendada ning 60-ga jagada. Siis oleks meil teada, kui pika tee õhk ühes sekundis ära käis. Tõepoolest on tuule kiirus aga suurem; sest nagu tähendatud, kulub üks osa tema jõust kausikeste tagumise külje vastusurumise peale ära; peale selle on aparadi teistel jagudel — telgedel, rattakestel jne. — teatav hõõrumise vastupanek. Seepärast tuleb iga kaussstuulikut enne tarvituselelaskmist mitme teadaoleva tuulekiiruse najal järele katsuda, et temale õiget astmikku saavutada ehk juba valmis astmiku jaoks õiendustetabelit leida. Seejuures on ükskõikne, kas teadaoleva kiirusega tuul ühel paigal püsivast tuule-



42. joonis. Robinsoni kausstuulik.

mõõtjast mööda voolab või kas tuulikust tuulevaikuse ajal teatava kiirusega edasi kantakse, näit. automobiilil.

Meteoroloogiajaamades ning observatooriumides on Robinsoni kausstuulikust tarvitusel paar suurusetüüpi. Kõige laiemalt tuntud on väike taskuaparaaditüüp. Selles paneb keerlev kausirist lõppematu kruvi abil mitu rattakest käima; need on oma poolt näitajanooltega ühenduses, mis klaaskaane all numbrilaual liiguvad. Nende seisukoha järele võib meetrite arvu ära lugeda, mis tuul teataval vaheajal on ära käinud. Seda arvu sekundite arvuga jagades saame tuule keskmise kiiruse meetrites sekundis.



43. joonis. Robinsoni taskutuulik.

Peab nimelt toonitama, et kõikide säärase tuulemõõtjate abil, nagu Robinsoni oma, saavutatakse ainult keskmine tuule kiirus. Väiksemad tuulehood jäävad tähele panemata. Sest kui tuul puhub lühikest aega kõvemini, kulub enne natuke jõudu, et aparadi inertsi ehk jäävust ära võita; puhub tuul korraga nõrgemini, jookseb tuulerrist mõni sekund endise kiirusega edasi. Ja ta registreerib seega ainult kogusummat.

Robinsoni kausstuulikust on veel suuremad vormid tarvitusel. Kõige suuremad, millede kausid tublide supikausside suurused, on kahes ühesuguses eksemplaris Tartu Meteor. Observatooriumi torni tipul keerlemas, ühenduses

Oettingen-Schultze anemograafiga, s. o. tuule registreerija ehk isemärkija aparaadiga. See keeruline aparaat registreerib automaatselt kogu aeg mitte ainult tuule kiirust, vaid ka tema suunda tuule osiste (N, E, S, W) näol. Vaatlejal on temaga, peale tähtjaliste lugemite, ainult niipalju toimetust, et üks kord päevas (kell 7) uut paberilinti peale panna ja üks kord nädalas registreeriva silindri kellavärki üles käänata; peale selle veel need korrad, kunas apa-

raadi mehanismis midagi on rikki läinud. See anemograaf registreerib tuult paberilindil astmeid moodustavate kriipsude näol.

2. Tuule suund.

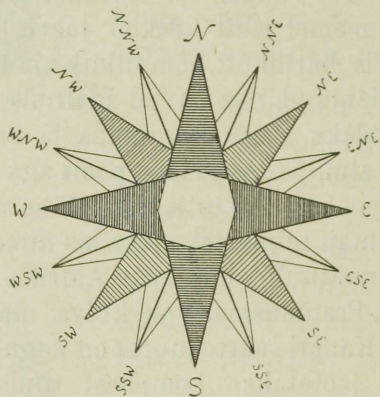
Tuule suunda määratakse selle ilma- ehk taevakaare järele, kust poolt tuul puhub. Kõige vanemal rahvail oli ainult neli ilmakaart; ja nende nimedel oli veel teine tähendus. Muistsed hiinlased näit. nimetasid põhja taevaks, lõunat maaks, läänt ja ida tuleks ja veeks; vähemalt olid vastavil kirjamärkidel seesugused tähendused. Peale selle aga tähendas põhi veel talve, lõuna — suve, mõlemad teised kaared — sügist ja kevadet. Meie maarahval on veel praegugi põhja asemel tihti kesköö tarvitusel, kuna ta lõunat keskpäevaks, ida päris harilikult hommikuks ja läänt „õhtuks“ nimetab. Peipsi-äärsed elanikud nimetavad idatuult lihtsalt järvetuuleks ja läänetuult maatuuleks, kuna Pärnumaa ja Saaremaa kihelkonna randlastel puhub „maatuul“ idast, lääne poolt aga „meretuul“. Kaunis üldiseks ja pea igal pool Eestis tuttavaks lääne nimetuseks on „vesikaar“, vähemalt vanemal inimestel. Itaalias nimetatakse kuuma ning lämmastav-niisket lõunatuult, mis seal Aafrika poolt puhub, „si-roko'ks“, ja Lõuna-Prantsusmaal on kuiva ning külma loodetuule nimeks „m i s t r a l“; Kanari saarte juures on kagu-(SE) tuul = *L e s t e*.

Mereasjanduses jaotatakse kompassi tuulte-nimelauda 32 või koguni 64 jakku ja tarvitatakse enamasti inglise- või saksakeelseid nimetusi. Kõige uuemal ajal on ka kaarekraadidesse jaotus tarvitusele võetud, vähemalt suurimail ookeani-sõidulaevadel. Meteoroloogia saab tavaliselt läbi ilmakaarestiku 16 jaotusega, mis rahvusvahelise kokkuleppe põhjal lühendatud ingliskeelsete nimetuste algtähtedega ära tähendatakse. Ainult suure anemograafi ülestähenduste ja pilottpallide saavutatud nurkade väljaarvutamisel tarvitatakse kahest peasihist, põhjast ja lõunast välja minnes ilmakaare äratähendamiseks nurgakraade.

Allpool järgneb tabel, milles on kokku seatud ilmakaarte rahvusvahelised märgid, nende ingliskeelsed ja eestikeelsed nimetused.

N	north	põhi
NNE	northnortheast	põhjakiirre
NE	northeast	kiirre
ENE	eastnortheast	idakiirre
E	east	ida

ESE	eastsoutheast	idakagu
SE	southeast	kagu
SSE	southsoutheast	lõunakagu
S	south	lõuna
SSW	southsouthwest	lõunaedel
SW	southwest	edel
WSW	westsouthwest	lääne-edel
W	west	lääs
WNW	westnorthwest	lääneloe
NW	northwest	loe (omastav: loode)
NNW	northnorthwest	põhjalo



44. joonis. Kaarekodarik.

3. Tuule kiiruse ühikud.

Tuule kiirust, s. o. selle tee pikkust, mis teatav õhumass ajaühiku jooksul ära käib, võiks küll iga pikkuse- ja ajamõõduga ära tähendada. Meteoroloogias on praegusel ajal aluseks võetud üldiselt tarvitusel olev meetrimõõtude süsteem ning ajaühikuna harilikult sekund. Seega tähendatakse kiirust ära meetrites sekundis. Võib tarvitada ka kilomeetreid tunnis. Viimased arvud oleksid esimestest 3,6 korda suuremad, nagu kergesti võib järele proovida. On näiteks teatava tuule kiirus 2 m/sek., siis vastab sellele samasugune kiirus 7,2 kilomeetrit tunnis (km/t.). Merepraktikas on tarvitusel Beauforti astmik, mille järele kõik ettetulevad tuule kiirused 12 astmesse on jaotatud, mida nimetatakse pallideks.

Siin järgnevas tabelis on kõik kolm nimetatud tuulekiiruse ühikut vastamisi kõrvuti seatud, peale selle veel tabeli esimesse veergu neile vastavad Wildi tuulemõõtja pulkade numbrid ja viimasesse ossa tuule üldised eestikeelsed nimetused, nagu need Tartu observatooriumi sünoptika-osakonnas ja Tallinna sadamavalitsuses tormimärkide ülesseadmise puhul ametlikult on tarvituks võetud.

Wildi pulgad	m/sek.	km/t.	Beaufordi palli	tuule nimetus
0—1	< 0.3	0	0	tuulevaikus
1—2	1	3.6	1	kerge tuul
2	2	7.2	2	
2—3	3	10.8		
3	4	14.4	3	keskm. kiirusega tuul
3—4	5	18.0		
4	6	21.6	4	
4—5	7	25.2		
5	8	28.8	5	kõva tuul
5—6	9	32.4		
6	10	36.0		
6—7	12	43.2	6	
7	14	50.4		
7—8	16	57.6	7	
8	20	72.0		
—	21	75.6	9	torm
—	24	86.4		
—	30	108		
—	40	144	10	maru
—	50	180	11	orkaan, raju.
			12	

Kui tuulemõõtjaid aparate käepärast ei ole, hinnatakse tuule kiirust silmanägemise järele; meremehed teevad seda harilikult lainetamise suuruse järele. Kuid peab tähendama, et seesugune umbkaudne arvamine vahest ulgumerel õige võib olla: kalda piirkonnas on peale tuulejõu igatahes veel teisi tegureid, mis lainete kõrguse peale mõjuvad. Sellepärast oleks soovitav, et ka ranna piirkonnas peale lainete veel teisi tunnismärke arvesse võetaks.

Siin järgneb niisuguste märkide rida, mis eeskätt maismaa jaoks on kokku seatud. Number tähendab Beaufordi astmiku palli. Peale selle on igal kiirusel veel erine tuulenimetused juures, nagu nad Saksa asutustes ja õpperaamatutes tarvitusel. Kõiki neid 12 nime Eesti sünoptikasse ja merepraktikasse üle võtta ei paistnud sellepärast otstarbekohane, et on tahetud säärase rohkearvuliste, üksteisest vähe lahkuminevate nimede segadust ära hoida.

0. Tuulevaikus;

1. kerge õhuvool: suits tõuseb peaaegu püsti ülespoole;
2. kerge tuul: tundmusele juba märgatav;
3. nõrk tuul: liigutab lipukesi, ka puude lehti;
4. mõõdukas tuul: ajab lipukesi sirgeks, liigutab oksakesi;
5. värske tuul: liigutab oksa, on tundmusele vastumeelt;
6. kõva tuul: ulub majade nurkadel, liigutab suuremaid oksa;
7. kange tuul: liigutab nõrgemate puude tüvesid, tekitab laineid vahuharjadega;
8. tormiline tuul: liigutab terveid puutüvesid, takistab tema vastu kõndivat jalakäijat edasi liikumast;
9. torm: kerged asjad, nagu katusekivid, liigutatakse nende asemelt;
10. täistorm: puud paisatakse ümber;
11. ränk torm: lõhkuvad tagajärjed raskemat laadi;
12. orkaan: laastavad tagajärjed.

Võrdluseks juhime lõpuks tähelepanekut selle peale, et 6-palliline tuul, mida juba kõvaks tuleb nimetada, vastab meie kodumaa raudtee-sõitute harilikule kiirusele (ligi 40 km tunnis), kuna lendurite masinakiiruseni (150 km ümber) tõuseb alles 11-palliline maru.

Tuule jõud (j) on võrdne tema kiiruse (v) teise astmega:

$$j = c \cdot v^2; \text{ c on konstant-arv.}$$

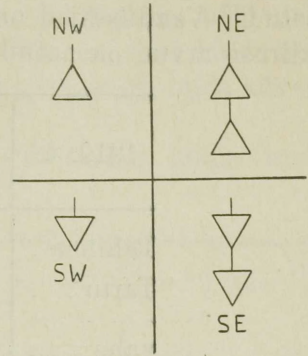
4. Tormi kuulutuse märgid.

On 50-kilomeetrilise ringi piirkonnas kõva tuult (5—7 palli) või tormi (8 ehk üle 8 palli) oodata, tõmmatakse Tallinnas sadama ja tuletornide ning meremärkide peavalitsuse maja katusel ja teistes Eesti sadamates järgmised koonusekujulised märgid üles; tormi ootel lisatakse koonustele silindrid juurde. Nelja ilmakaare jaoks — NW, SW, NE, SE — on märgid eraldi kombineeritud; nende

korraldust võib kõige lihtsamini järgmises joonises ära tunda. Ka Saksamaal ja teistes Euroopa sadamates on selletaolised märgid tarvitusel, Ameerikas aga hoopis teistsugused. On kõva tuult või tormi alles järgmisel päeval oodata, siis tõmmatakse märgid poolde masti; kui nad aga juba käes on — siis täide masti.

Need on päeva-aegsed signaalid.

Õöseks pannakse laternad välja, nimelt kõva tuule jaoks järgmise kava järele. NW: üks roheline tuli, NE: kaks rohelist tuld teineteise all; SW: üks punane; SE: kaks punast. Kui tormi enustatakse, lisatakse värvilistele tuledele nende alla veel üks valge tuli juurde. Kirjeldatud tuled on Eestis tarvitusel. Saksamaal on nende asemel ainult valged, kolmnurki ülesseatud laternad.



45. joonis. Kõva tuule kuulutuse märgid.

5. Tuule kiirus eri-maakohtades.

Tuule kiirus sõltub esiteks sellest ilmade seisundist, mis tuult tekitab; teiseks aga õige suurel määral ka selle vaatluskoha asupaigast, kus teda mõõdetakse. Esiteks asupaik kitsamas mõttes; on selge, et muidu ühesugustel geograafilistel ning kliimalistel tingimustel puhub niisuguses kohas, kus ümberringi kõrged puud või majad, nagu metsas või suuremates linnades, enamasti kerge ehk keskmisest kiirusest mitte üle ulatuv tuul, kuna lagedal kohal võib kõvem tuul valitseda. Sellepärast katsutakse, kui olukorra sunnil meteoroloogilisi jaamasid linnades sees asutatakse, tuule mõõtjad võimalikult kõrgele asetada, kas tornide või kõrgete mastide otsa. Teiseks mõjub veel vaatluskoha üldine asupaik: kas mere ääres või kaugemal sisemaal. Merel puhub pea ikka kõvem tuul kui maal. Sest lagedal merepinnal on õhuvoolu või tuule hõõrumine neli korda vähem kui maismaal selle mäeküngastega, metsadega, ehitustega jne. Sellepärast jääb niisugune tuul, mis otse merelt maa sibilis puhub, seal ka ikka nõrgemaks, mida kaugemale ta jõuab. Ainult äikese-ilmaga kaasas käivad puhangtuuled võivad maismaal mõnikord kõvemad olla kui merel, niisama tuulelohed.

Et oma avaldusi faktiliste tõenditega toetada, toome siin 1919. a. juuni- ja detsembrikuu keskmised tuule kiirused Tallinna ja Tartu kohta, nagu nad observatooriumide täpsate mõõtmiste teel on saavutatud. Vaatluseajad on kell 7 homm., kell 13 ja kell 21; tuule kiiruse arvud on antud meetrites sekundi kohta.

1919. a.	juunikuu			detsembrikuu		
	k. 7	k. 13	k. 21	k. 7	k. 13	k. 21
Tallinna .	4.4	6.0	3.2	5.4	5.7	5.5
Tartu . .	2.2	3.5	2.0	2.3	2.5	2.2
vahe . .	2.2	2.5	1.2	3.1	3.2	3.3

Nii oli siis Tartu Met. Observatooriumi tornil tuul juunikuus keskmiselt 2 meetri võrra, detsembris aga enam kui 3 meetri võrra nõrgem Tallinnas Lasnamäel mõõdetud tuulest.

1920. a. jaanuari alul tuli Atlandi ookeani pealt õige sügav tsüklon Euroopa läänekallaste kaudu ka Läänemere kohale ja liikus üle Eesti edasi ida poole. Temaga käisid igal pool kaasas tormid, ka meil. 6. jaanuaril, mil tsükloni keskus meist mööda liikus, tõusis tuule kiirus Tartus 14 meetrini, Tallinnas aga 20-ni!! Nii suurt tuult ehk tormi tuleb meie kodumaal kaunis harva ette, igatahes mitte iga aasta. Ookeani-äärses Norras aga on seesugused kiirused harilikumad.

Kõige suuremad kiirused, mis tuulemõõtjate abil üldse on mõõdetud, olid järgmistel orkaanidel: 12./13. novembril 1894. a. Eiffeli tornil Pariisis, mõõdetud — 42—50 m/sek.; 20. oktoobril 1882. a. Manilas (Filippiini saartel) — 54 m/sek. ja niisama kõva 29. aprillil 1892 Mauriitsiuse saarel. Jaapani mägedes oli kord orkaan, mis oma laastavate tagajärgede järele otsustades veel märksa suurema jõuga pidi olema. Kuid kindlaid arvusid tema kiiruse kohta ei ole, sest et tuulemõõtja enne maru kõvemat tippu puruks läks.

6. Tuule kiirus ja suund kõrguses.

Meteoroloogilistes aastaraamatutes toodud arvud käivad tuule kiiruse kohta maapinna ligidal, sel kõrgusel, kus meteoroloogia-vaatluskohas tuulemõõtjad üles seatud. Täpsalt üksteisega võrrel-

davad need arvud küll ei ole, sest ühes kohas on tuulemõõtja kõrgemale üles seatud, teises madalamale, ühes — lagedal kohal, teises — keset linna jne. Kui suurel määral mitmesugune kõrgus tuulekiiruse peale mõjub, näitab järgmine võrdlus, mis täpsate mõõtmiste abil on saavutatud. Allpool, maapinna ligidal, on tuul hõõrumise tagajärjel muidugi vähem, ja see vahe on seda suurem, mida kõvem on tuul.

Siin järgnevad arvud, mis kõrguse iga meetri kohta tuule kiiruse juurdekasvu näitavad.

kõrgus meetrites maapinnast	0—2	2—9	9—16	16—42	42—82	82—124
kiiruse juurdekasv m/sek.	1.16	0.12	0.06	0.02	0.02	0.02

Tabelist järgneb, et kõige alumistes kihtides on tuule kiiruse juurdekasv kõige suurem, kuna ta kõrgemates kihtides ainult õige aeglaselt kasvab. Nii võib tabeli andmete abil leida, et maapinnast kuni 16 m kõrguseni on tuule kiiruse üldine juurdekasv 3.6 m, 16 meetrist 124 meetrini aga ühtekokku ainult 2.2 meetrit. Puhub tuul näit. kiirusega 2 m/sek., siis oleks ta 16 m kõrgusel 5.6 m/sek. ja 124 m kõrgusel 7.8 m/sek. See maksab ainult lageda maa jaoks; kus on puid või muud tuulevarju ees, seal algab tuule kõvenemine muidugi alles neist kõrgemal. Igatahes on tuule jõu juurdekasv kuni 16 m õige märgatav. Ja selle asjaolu tõttu soovivad mõned Saksa teadlased tuuleturbiine ning ka tuulemõõtjaid nimelt selles kõrguses üles seada. Neid veel kõrgemale üles ehitada oleks mõttetu ning majanduslikult kahjulik, sest et kõrgemal tuule kiirus pea samaks jääb.

Tarvilikke täpsaid tuulemõõtmisi mainitud tabeli saavutamiseks on kõige uuemal ajal toime pandud Saksamaal 250 meetri kõrguste raadio-keskjaamade tornidel. Veel kõrgemate õhukihtide tuuleolude kindlakstegemiseks tarvitatakse kuni 5 km kõrguseni tuulismadusid ning ka pilott- ehk tuulispalle (väikesi õhupalle), mis veel kõrgemal pea ainukeseks mõõtmisvahendiks on. Sest tuulismadu üleslaskmiseks kulub harilikult vähemalt 3—4 korda nii pikk terastraat ära, kui saavutatud kõrgus on, ja see võib paar puuda kaaluda, mis lisa-tuulismadude varal kõik tuleb õhus hoida.

Tuulispalle aga lastakse vabalt õhku, ilma neid nõõri otsas kinni pidamata. Sedaviisi lendavad nad vaatluskohalt ära, ja vaatlejad mõõdavad teodoliidi nimelise väikese pikksilma abil iga minuti järele horisontaal- ja vertikaalnurka, millede all pall iga kord näha on. Peale selle tarvitatakse veel, kuid harva, n. n. sondpalle. Need on võrdlemisi suured õhupallid, millede läbimõõt on vesiniku-gaasiga täistäidetult paar meetrit. Seesugused balloon-sondid jaksavad kergemaid meteoroloogilisi isemärkijaid aparate (meteorograafe) kõrgemaisse õhukihtidesse kanda. Kui need peale allalangemist üles leitakse, võib nende ülestähendusi teaduse otstarbeks kasutada. Kõige suurem kõrgus, milleni balloon-sond ühes aparatidega on tõusnud, oli kord 30 kilomeetrit. Õige rohkearvuliste mõõtmiste põhjal tuulismadude abil on Lindenbergis (Saksa aero-keskjaam) mitme õhukihi jaoks tuule keskmised kiirused leitud, mis siin järgnevad.

Kõrgus alumise tuule- mõõtja tasapinnast meetrites	kiirus m/sek.
0	4.7
500	8.9
1000	9.2
2000	10.5
3000	13.0

Need arvud on keskmised, ja tuule kiirus võib mõnel juhtumusel kõrgusega hoopis teistviisi muutuda. Tihti juhtub niisugust ilmade seisundit, et kiiruse maksimum on 500—1000 m kõrgusel, kuna sealt kõrgemal kiirus jälle väheneb; ja kõige kõrgemais kihtides ei ole tuul mitte iga kord kõige kõvem. Ka tuule suund muutub enamasti kõrgusega. Suuremalt jaolt pöördub ta paremale poole, nimelt keskmiselt iga 100 m kohta 3—4 kraadi võrra — kuni 500 meetrini, sealt ülespoole vähem —, nii et 1500 m kõrgusel kogu pööre keskmiselt 30° moodustab. Õhupallide kõrgemate tõusude ajal on aga tuule pöörded ning kiiruse muutused mõnikord kaunis vahelduvad ning korratud.

Selle tõenduseks toome siin Tartu Observatooriumi kõige kõrgema tuulispalli tõusu andmed üksikasjalikult, nii kiiruse kui suuna. See tõus oli 2. juunil 1917. a. kell 8.18 min. kuni k. 10.26 min., s. o. ta kestis üle kahe tunni. Tookord

võis tuulispalli pikksilmaga nii kaua näha sellepärast, et õhk oli haruldaselt selge ning läbipaistev, tuul aga õige nõrk. Lõpuks saavutatud kõrgus oli arvutamise järele ligi 25 kilomeetrit! Ometi tuleb kahelda, kas see õhupalli keskmise tõusukiiruse põhjal arvatud kõrgus reaalne oli. Sest õhupalli paisumisel on teatav piir. Ennemini võiks tõeline lõppkõrgus ligi 20 km olla.

Kõrgus merepinnast	Tuule suund	Kiirus
80 m (Obs.)	E	1.5 m/sek.
500 "	ENE	0.5 "
1 km	E	3.7 "
2 "	NE	3.1 "
3 "	NW	1.2 "
5 "	SSW	6.1 "
10 "	SSE	3.0 "
15 "	SW	2.6 "
20 "	WSW	6.0 "
24 "	SW	10.1 "

Võrdluseks toome ühe teise, sama 1917. aasta 30. jaanuaril keskpäeval Tartus üleslastud tuulispalli andmed, mis on huvitavad selle poolest, et all oli tuulevaikus ja tuul kõrgemal kaunis ühetaoliselt kõvenes, kuni ta 5 kilomeetri kõrgusel juba tormi kiirusega puhus. Ja tuule suund pöördus 2 kilomeetrini alatasa paremale poole, kokkukõlas Lindenbergi reegluga. Muudkui pööre oli veel järsem; sest üksnes 500 ja 1500 m vahel oli ta ligi 90°! 2 ja 5 km vahel puhus tuul samast NNW suunast.

Kõrgus merepinnast	Tuule suund	Kiirus
80 m (Obs.)	vaikus	0 m/sek.
500 "	SW	4.6 "
1000 "	W	4.9 "
1500 "	NW	4.9 "
2000 "	NNW	7.0 "
2500 "	NNW	10.1 "
3 km	NNW	11.5 "
4 "	NNW	15.4 "
5 "	NNW	24.4 "

2. juunil 1917. a. oli Tartus kell 10 e. l. õhurõhumine 770 mm (merepinnal), temperatuur 17.7° C. ja relatiivne niiskus ainult 35 %; 30. jaanuaril kell 13 olid vastavad arvud: 765 mm, — 19.2°, 82 %. Kõva külm 30. I. oli arvatavasti alumise kihi tuulevaikuse üheks põhjuseks ehk tingimuseks, või ka vastupidi: tuulevaikus oli kõva külma tekkimise eelduseks.

7. Õhukihid ja õhulained.

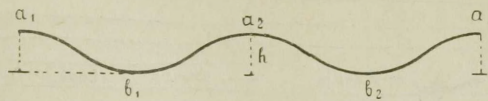
Kui õhkkonnas altpoolt ülespoole minna, muutub õhk üldse alatasa hõredamaks, külmemaks ning kuivemaks, ka tuul on kõrge- mal enamasti kõvem. See üleminek võib olla aeglane, katketu, ilma järskude muutusteta. Kuid mõnikord on kogu troposfäär kihtidesse jaotatud mitte üksnes teadlase ettekujutuses geo- meetrilis-matemaatiliste pindade läbi, vaid päris reaalselt. Neil kor- dadel muutuvad ühest kihist teise üleminekul kõik õhu meteoroloogilised omadused järsult: õhk on kor- raga kas mitme kraadi võrra külmem või soem, paarikümne prot- sendi võrra niiskem või kuivem, ja tuul puhub teisest ilmakaarest kas väiksema või suurema kiirusega kui allpool.

Seesuguste kihtide piiridel on tingimused vee-auru tihe- nemise jaoks õige soodsad, ja enamasti tekivad seal n. n. kiht- pilved. Viimaseid on mitut liiki, nagu me juba ennemalt nägime, ja igapähe- nel neist on oma teatav keskmine kõrgus. Seda kõrgust võib mõõta ning sedamoodu kaudselt õhukihtide piiride keskmise kõrguse leida. Neid reaalseid kihte ei tarvitse mitte iga kord kõiki korraga olla, kindlasti on aga seal õhkkonna kiht olemas, kus käes- oleval korral vastavad pilved näha on. Need pilvede järele arvatud õhukihid oleksid Süringi järele keskmiselt järgmised:

I kiht ehk kord,	500 meetri kõrgusel,	Stratus
II	2000	Strato-Cumulus
III	4300	Alto-Cumulus
IV	6500	Cirro-Cumulus
V	8300	Cirro-Stratus
VI	9900	Cirrus.

Neist kihtidest tuleb kõrgemaid hoopis harvemini ette kui madalamaid.

Siinkohal huvitavad meid need kihid peaasjalikult tuule suhtes. Kahe õhukibi kokkupuutumise kohal tekib nende mitmesuguse tiheduse ja tuule suuna või kiiruse vahe tõttu teatav hõõrumine, mis omalt poolt põhjuseks on, et see kahe kihi piir omandab lainete kuju.



46. joonis. Õhulained.

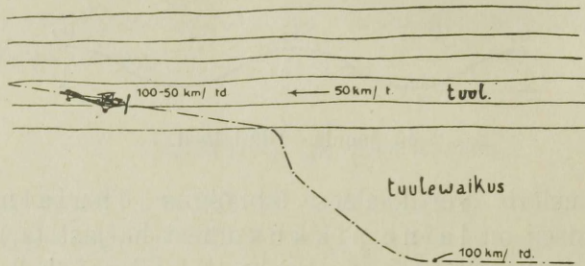
Joonis esitab vertikaalses läbilõigis õhulainete kuju. Muudkui joonises on laine pikkus ühest harjast (a_1) teiseni (a_2) mõõdetuna [või ka ühest oru põhjast (b_1) teiseni (b_2)] ainult paar korda suurem kui tema kõrgus h . Looduses aga on õhulained enamasti mitukümmend korda pikemad kui kõrged. Õhulaineid võib väga selgesti silmaga näha Strato-Cumulus- ehk ka Alto-Stratus-pilvedes. Üldse on õhulainete pikkus seda suurem, mida kõrgemal õhkkonnas lained ette tulevad. Et vaatajale aga näit. Strato-cumuluse lained pikemad paistavad kui Alto-Cumuluse omad ning et Cirro-Cumuluse sõmerus kõige tihedam näikse olevat, on ainult optiline pettumus. Sest ACu-pilved on keskmiselt 2 korda kõrgemad kui SCu; sellepärast paistavad maapinnal seisvale vaatlejale kõik nende lineaarsed mõõdud ka kaks korda lühematena.

Lainjate kihtpilvede mõõtmiste varal on Potsdamis õhulainete keskmise pikkuse kohta järgmised arvud leitud.

Kõrgus maapinnast	laine pikkus
0—2 km	200 m
2—8 „	500 „
üle 8 „	1000 „

Lenduritele on üleminekud ühest kihist teise niisama kardetavad kui vertikaalsed tuulehood. Olgu näit. ülemises kihis tuule kiirus 50 km tunnis, all aga tuulevaikus, ja lennaku lennuk liuglennul (Gleitflug) vastu tuult oma kiirusega 100 km tunnis, nii et ta absoluutse edasijõudmise kiiruseks jääks ainult 50 km tunnis. Jõuab ta nüüd alumisse kihti, kus tuulevaikus, siis oleks tema kiiruseks jäävuse tõttu esialgselt ainult 50 km tunnis, mis on aeroplaani õhuskandmiseks liiga väike, ja ta langeb allapoole, nagu oleks seal kohal õhutühik (Luftloch). Alles kui allavajumine mõni aeg on kestnud, saavutaks mootor jälle suurema edasijõude-kiiruse, s. o.

kui ta enne vastu kõva aluspõhja põrgates ei ole puruks läinud. Seilepärast soovivad Saksa õpperaamatud liuglennu tarvitamisel kihte, milledes suured tuulevahed, päri tuult läbi lennata.



47. joonis. Lennuk liuglennus.

III. Tsüklonid ja antitsüklonid.

1. Õhurõhu vahe tuule põhjusena.

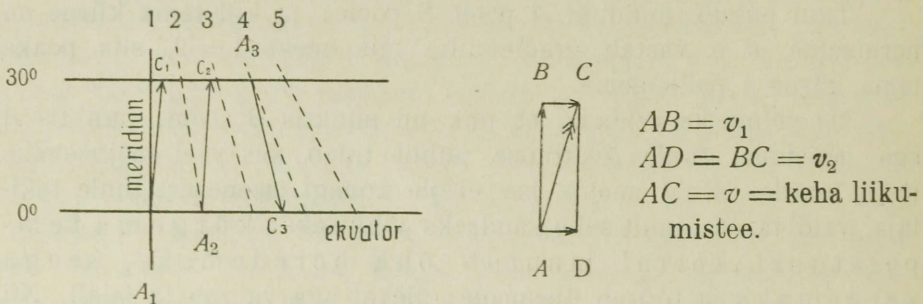
Seni arutasime juba üht tuule sündimise põhjust: nimelt õhu mitmesugust temperatuuri eripaikades maapinna ligidal, ja nägime, et sedaviisi tekitatud tuuled ei ulatu just mitte kaugele. Et tuuli sünnitada, mis valitseksid suurema ala ulatusel ning oleksid seejuures ka suurema jõu osalised, selleks on jõudu tarvis, mis avaldaks oma toimet õhumasside peale ka suurema piirkonna alal. Sääraseks teguriks on õhurõhu vahed. See tähendab, et kui ühes piirkonnas valitseb võrdlemisi kõrge õhurõhk, teises aga, ja olgugi mitmesaja kilomeetri kaugusel sellest märksa madalam, siis kipuvad õhumassid esimesest kohast teise voolama, et õhurõhu tasakaalu jälle korda seada. Mida suurem õhurõhu vahe teatava kauguse kohta, seda kõvem on harilikult tuul. Me nägime juba õhurõhumist käsitavas peatükis, et õhurõhu vahet kahe isobaari vahel, kauguseühiku (111 km) peale taandatuna, nimetatakse õhurõhu gradiendiks.

Igale õhurõhu gradiendile vastab oma normaaltuul: suuremale gradiendile suurem, väiksemale nõrgem tuul. Normaalseks nimetatakse tuult sel korral, kui tema kiiruse arv Beauford'i astmiku ühikutes kaks korda suurem on kui gra-

maakera telje ümber õige mitmekesine, sõltudes nende geograafilisest laiusest. Sest kogu maakera liigub ümber oma telje üks kord 24 tunni jooksul. On selge, et niisugused kohad, mis teljest kaugemal on, selle aja sees suurema ringi ära teevad. Nimelt on see kiirus järgmine:

Geograafiline laius	kiirus m/sek.	km/t.
0° (ekvaator)	465	1674
30°	403	1451
60°	232	835
90° (poolus)	0	0

Liigub teatav keha mõne jõu sunnil hakatuses näit. lõuna-põhja suunas, ütleme ekvaatorist alates; siis on tal inertsia ehk jäävuse mõjul peale oma lõuna-põhja kiiruse mõni aeg veel iga läänest ida poole käiva ekvaatoripunkti kiirus, sest selles suunas keerleb maakera. Jõuaks vaadeldav keha näit. 30. põhjalaiuse-kraadini, s. o. niisugusele kohale, kus see kiirus on juba vähem, siis ei jää ta enam samale meridiaanile, midapidi ta oma liikumist alustas, vaid ta on sellest ida poole ette jõudnud. Seda asjaolu võib endale kergemini kujutella mõne maakera kujutava gloobuse või maakaardi abil. Nendel on selgesti näha, et meridiaanide vahed lähevad pooluste poole kitsamaks, maha arvatud Merkatori projektsioonikaardid.



49. ja 50. joonis. Tuule põikus gradiendist põhja-maapoolikül.

Esimeses (49.) joonises on ekvaator, 30-nes põhjalaiuse-joon ja mõned meridiaanid (1., 2., 3., 4. ja 5.) kujutatud. Põhja poole liikuv keha hakkab meridiaanist ette jõudma, see tähendab, temast paremale poole kõrvale kalduma, ja viimaks jõuab ta punkt C_1 -sse. Kestab liikumine veel edasi, läheb ka paremale poole kõrvalekaldumine edasi. Põhja poolt lõuna poole liikudes (vaata punkt A_3) kaldub keha oma esialgselt suunast samuti paremale poole kõrvale.

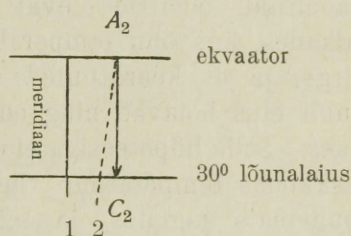
Sest seekord on tal alguses, liikumist lühemaist laiusejoontest alustades, vähem lääne-ida kiirus ühes, kui on neis kohtades, kuhu ta pärastpoole jõuab, ja ta jääb algmeridiaanist maha.

Võib ka füüsikast tuttavaid jõudude paralleelogramme joonistada (vaata 50. joonis). $AB = v_1$ oleks keha oma kiirus, $AD = v_2$ maakera keerlemisest tingitud kiirus, ja $AC = v$ oleks n.n. resultant, s. o. käesoleval juhtumusel keha tõeline liikumistee maakera pinna ehk maakaardi suhtes. Sellest kiirusest v tuleb lõplikult veel maha arvata r , mille võrra kiirus hõõrumise tõttu väheneb. R on kõrgemais õhukihtides kõige vähem; alumises õhukihis on ta mandri kohal umbes 4 korda suurem kui merel.

Võib ka näidata, et säärane paremale poole kõrvalekaldumine aset on mitte ainult sel juhtumusel, kui keha alguses otse meridiaani sihis liikuma hakkas, vaid mistahes sihi kohta: kas väiksemas või suuremas nurgas meridiaaniga.

Kuid see sirgjoonelisest liikumistest paremale poole kõrvalekaldumine on maksev ainult põhjapoolse maapooliku kohta. Lõunapoolisel maapoolikul valitseb sama suur kõrvalekaldumine, kuid ikka pahemale poole.

Kui joonisel kujuteldud näites tingimused muidu samad on kui enne, muudkui et keha nüüd punktist A_2 hakkab lõunapooluse sihis liikuma, siis oleks ta mõne aja järel punkt C_2 -sse jõudnud, mis on, nagu näha, 2. meridiaanist ka ette ida poole. Et aga meridiaanid seekord vastupidises sihis käivad, siis on see kõrvalekaldumine temast pahemale poole, liikumissuunas ($A - C$) vaadatult. Neid jooniseid peab nimelt alati liikumissuunas vaadeldama, et õigesti otsustada, kumba külge paremaks ja kumba pahemaks arvata.



51. joonis. Tuule põikus gradiendist lõuna-maapoolikul.

Ülevaltloodud reeglid on maksvad igasuguste maakeral liikuvate kehade kohta. Meteoroloogias on nad iseäranis tähtsad ning kasulikud tuule gradiendi sihist kõrvalekaldumise seletuseks. Sest on ainult tarvis seni tarvitatud sõna „keha“ asemele „teatav õhumass“ seada, ja asi on joones. Ka okeanograafias

leiab see reegel laia käsitlust suurte alaliste merevoolude, nagu Golfstromi liikumisteede seletuseks.

Tegelikult ei esine sihist kõrvalekaldumine muidugi mitte nii, et tuul näit. ekvaatorist 30. laiuskraadini ühes suunas puhub, seal teatava uue pöörde paremale poole teeb ja sedasama veel kord mõnes põhjapoolsemas kohas, nii et lõpuks paremale poole pöördud murdjoon moodustuks; vaid ta pöördub kogu oma edasiliikumise ajal üsna väikesel moel alatasa paremale poole (lõuna-maapoolikul vasakule), sedaviisi parabooli või loogakujulist kõverjoont moodustades. Seesugused täielised kõverjooned esinevad iseäranis selgel kujul taifunite ning troopiliste tsüklonite liikumisrajades.

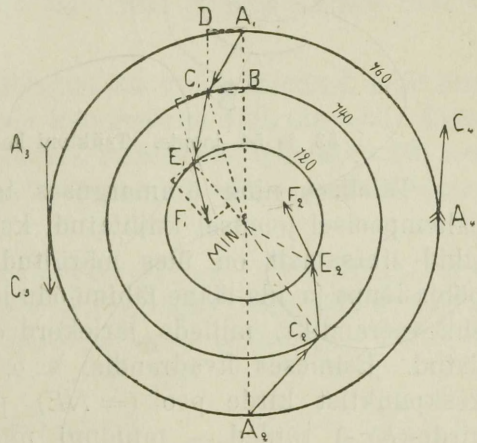
3. Tuuled tsükloni piirkonnas.

Tsüklonite tekkimise seletusviisis on uuemal ajal murrang sündinud. Seni maksis üldiselt vaatekoht, et tsükcloneid tingivad madalrõhu tsentrid olevat tõusvate õhuvoolude sünnitusteks neis paikades, kus õhu temperatuur ümbruskonnaga võrreldes on üleliia kõrge, ja et keerdtuuled seda kõige madalama õhurõhu tsentrit ainult elus hoiavad ning edasi kannavad, temast oma jõudu ammudades. Selle hüpoteesiga ei ole kokkukõlas esiteks tõsiasi, et tsükloni keskkohas temperatuur väga tihti mitte kõrgem ei ole kui tema kaugemais jagudes, ja teiseks veel mainitud teooria oletus, et tsükloni ehk madalrõhu piirkonnas troposfäär ehk alumine õhukiht, milles toimub elav õhuvahetus, kõrgemale ulatuks kui antitsüklonis ehk kõrgrõhu-alas. Nüüd aga, viimaste aastate moodsate õhusõitude tõttu, on võimaldunud täpsad otsekohesed mõõtmised näidanud, et madalrõhu tsentris troposfääri kõrgus, just vastupidi, märksa madalam on kui kõrgrõhu-ala kohal. Nimelt on dr. A. Wegeneri järele Kesk-Euroopas need kõrgused keskmiselt 7 ja 11 kilomeetrit; nii on siis antitsüklonid tõeliselt märksa kõrgema ulatusega. Üks jagu tsükcloneid ja antitsükcloneid võib ikkagi peaaesjalikult õhusoojuse vahede mõjul sündinud olla ning ka edaspidi sündida; need oleksid n. n. termilised tsüklonid ja antitsüklonid. Kuid teiste tekkimise põhjuseks arvavad kõige uuemad uurijad vastupidiste õhuvoolude vastamisi hõõrumist ning selle tõttu keerdtuulte algidude ellukutsumist.

Võtame läbivaatusele nüüd mingi madalrõhu-ala, mille kesk-
kohas õhurõhumine mõnel põhjusel võrdlemisi kõige väiksem
olgu, sealt tema äärte poole katketult, s. o. ilma järskude hüpeteta
tõustes.

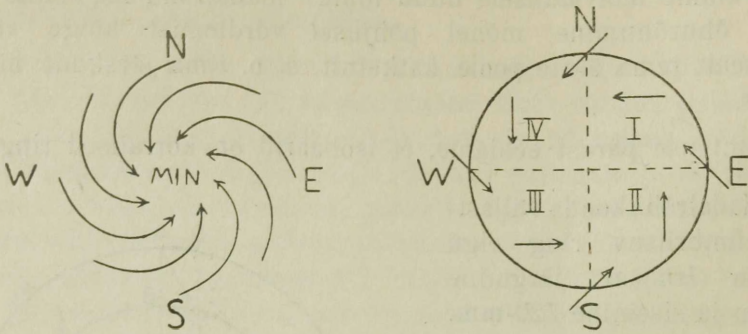
Lihtsuse pärast eeldame, et isobaarid on korralised ringid.

Madalrõhkkonda väljast-
poolt ümbritsev ring olgu
760-mm isobaar, järgmine
740-mm ja sisemine 720-mm.
Vaatleme enne punktist A_1
liikuma hakkavat õhumassi.
 A_1 kohal on õhurõhk 760 mm
ja õhk katsub sealt kõige lü-
hemat teed sinnapoole voo-
lata, kus õhurõhumine väik-
sem, s. o. punkti B_1 ja
sealt edasi miinimumi kesk-
koha sihis. Kuid maakera
keerlemise tõttu kaldub ta
sellest õigest suunast kõrvale



52. joonis. Tsükloni kavand põhja-
maapoolikul.

paremale poole (põhjapoolsel
maapoolikul); see jõud, mis teda sinnapoole tõukab, olgu tähenda-
tud joonega A_1D . Resultandiks ehk õhumassi tõeliseks teeks ku-
juneb siis enne A_1C_1 , siis edasi $C_1E_1 - E_1F_1$. Punktist A_2 liikumist
algav õhumass liiguks $A_2C_2E_2F_2$ joont mööda. Mõlemad liikumiste-
eed A_1F_1 ja A_2F_2 on küll pahemale poole kumerad, ja paistab, nagu
käiks see asjaolu enne seletatud tuule kõrvalekaldumise seadusele
vastu. Kuid tuul peaks puhuma ju ilma kõrvalekaldumiseta sõõri
keskkohta ja sellest suunast on ta ikkagi paremale poole ära
pöördunud. Tihti tuleb ka ette, et, nagu joonises noolega A_3C_3
kujutatud, kõrvalekaldumis-nurk on ligi 90° ja tuul siis isobaari mööda
puhub; või kogunisti, nagu A_4C_4 , sellest väljapoole. Tuuli, mis
rõhkkonna tsentri poole puhuvad, nimetatakse selle miinimumi
suhtes konvergentseiks ehk koonduvaiks tuulteks, mis aga
temast välja puhuvad, divergentseiks ehk hajuvaiks tuulteks.
Iseäranis puhuvad õige kõvad tuuled mõnikord divergentselt. Ker-
ged tuuled kalduvad miinimumi tsentri suunast ainult vähe kõrvale.
Antitsükloni tuuled on divergentsed.

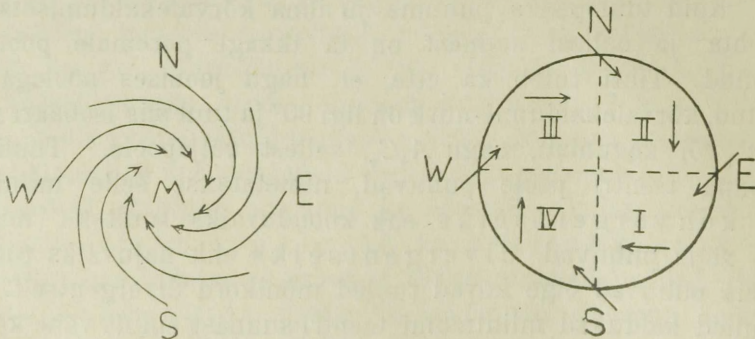


53. ja 54. joonis. Tsükloni kavandid põhja-maapoolikul.

Täielises ning ümmarguses tsüklonis käivad tuuled nii, kui pahempoolsel joonisel kujutatud, kuna parempoolses kavandis tuule sihid lihtsamalt on üles märgitud. Kogu tsükloni ala jaotatakse põhja-lõuna ja ida-lääne läbimõõdu-joontega neljaks kvadrantiks ehk veerandiks, millede järjekord on nii, kui joonisele üles tähen-datud. Esimeses kvadrantis, s. o. tsükloni selles osas, mis tema keskpunktist kirde pool (= NE), puhuvad kagu-(SE-), ida-(E-) ja kirde-(NE-) tuuled — muidugi mõista ka nende vahelised, nagu ESE- ja ENE-poolsed. Teises veerandis puhuvad SE-, S- ja SW-tuuled; kolmandas — SW-, W- ja NW-, neljandas — NW-, N- ja NE-poolsed tuuled. Säärane on tuulte jaotus põhjapoolse maapooliku tsüklonites.

Lõunapoolsel maapoolikul läheb tuulte suund tsükloni vastavates kvadrantides eelpoolseist suundadest üldiselt 90° võrra lahku, sest et teatavasti seal tuul keskkoha suunast pahemale poole kõrvale kaldub.

Lõunapoolse maapooliku tsüklon:



55. ja 56. joonis. Tsükloni kavandid lõuna-maapoolikul.

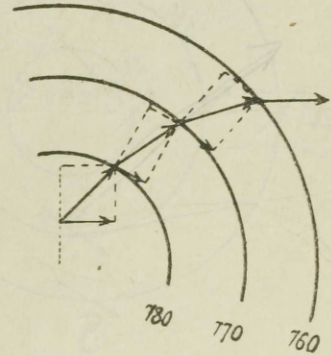
4. Antitsükloni tuuled.

Antitsükloniks nimetatakse kõrgrõhkonda, milles tuuled enamasti ka teatavas korras käivad. Kuid antitsükloni tuuled on üldse nõrgemad kui tsükloni omad, eriti tema keskkoha ümbruskonnas, kus nad õige heitlikud on. Seal juhtub kaunis tihti ka tuulevaikust.

Korralikul antitsüklonil võib niisama kui tsüklonilgi sõõri kuju olla, mille läbimõõt paari tuhande kilomeetriini võib ulatuda. Keskpäigas on kõige suurem õhurõhumine, merepinnal mõnikord 790 mm, üksikuil juhtumustel koguni kuni 800 mm. Äärte poole kahaneb õhurõhumine.

Tuuled käivad ka antitsüklonis kõrgema rõhu poolt madalama poole ning ka mitte gradiendi sihis, vaid sellest paremale poole kõrvale kaldudes. See põikenurk võib olla 45° ja suurem, antitsükloni äärtel koguni 90° .

Kõrvaltoodud joonises on näha tuule kõrvalekaldumine gradiendi ehk raadiuste sihist põhja-maapooliku antitsükloni esimeses ehk NE-poolses kvadrantis. Järgnevad kaks joonist näitavad tuulte jaotust põhjapoolse ja lõunapoolse maapooliku antitsüklonis.

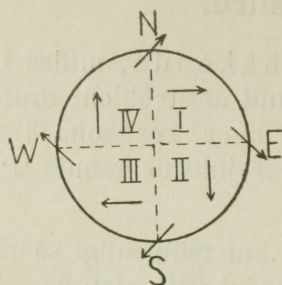


57. joonis. Antitsükloni kavand põhja-maapoolikul.

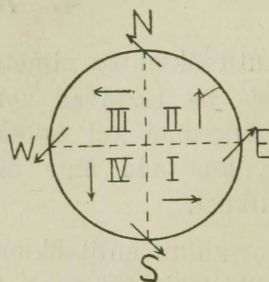
Võib muidugi juhtuda, et isobaarid nii antitsüklonis kui ka mõnes tsüklonis päris kontsentriselt on korraldatud. Kuid õige sagedasti tuleb ette, et kõige kõrgem või kõige madalam õhurõhumine ei asu rõhuala geomeetriselises keskkohas, vaid enam ühe ääre pool. Sel korral on isobaarid tähendatud jaos tihedamad ja n. n. õhurõhu gradient suurem kui teispoolsele äärel. Sellega ühenduses on harilikult ka tuul märksa kõvem.

60. joonis esitab tsükloni ja antitsükloni, millede tsentrid olgu keskohtadest keskmise joone suhtes sümmeetriliselt kõrvale nihkunud. Tuulte kiirust märgitakse noolte kriipsude arvuga.

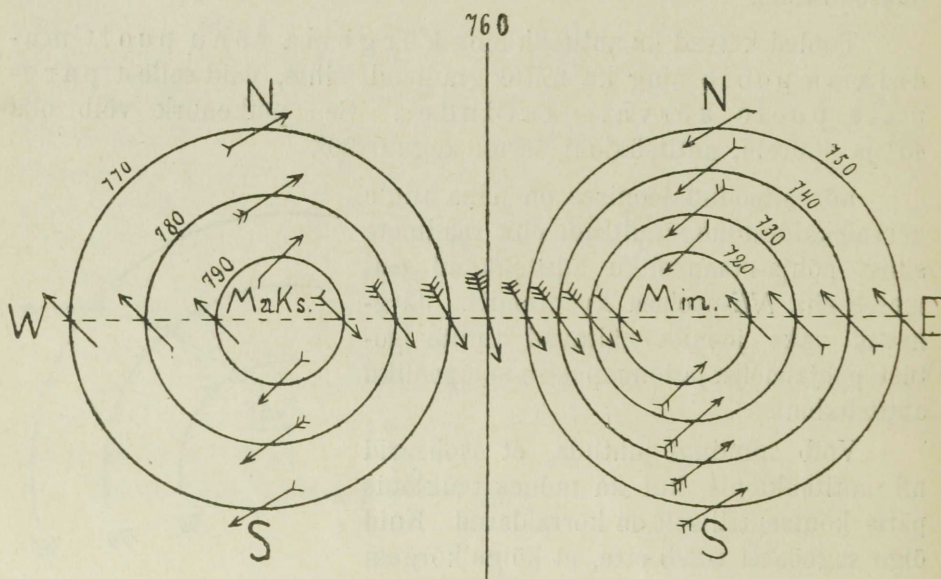
Sünoptilistel kaartidel tehakse tuulenoolte külge nii mitu kriipsu, kui suur on tuulekiirus pallides.



58. joonis. Antitsükloni kavand põhjamaapoolikul.



59. joonis. Antitsükloni kavand lõunamaapoolikul.



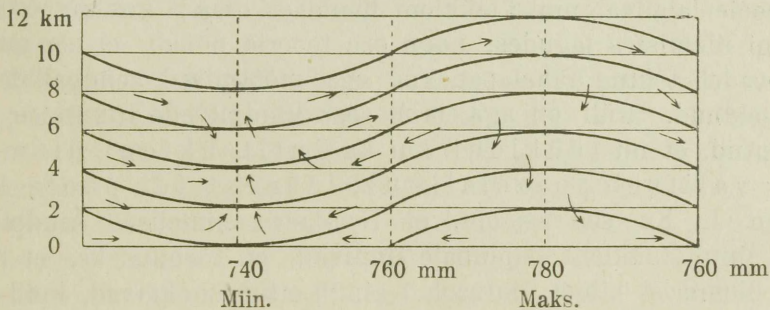
60. joonis. Tsükloni ja antitsükloni tuuled.

Tuleb veel tähendada, et meie meredel ning maal tuul harilikult kõige suurem on tsükloni kolmandas (SW) veerandis, seal, kus puhuvad suuremalt jaolt SW-, selle järele W- ja NW-tuuled. SW-tuul on enamalt jaolt ühetasane, kuna NW-poolne tuul harilikult hoo-kaupa puhub... Madalrõhkkonna ehk tsükloni keskkohas on õige tihti tuulevaikus, mis aga mitte suurt piirkonda oma alla ei võta. Kui ringi ümber keskkoha valitseb kõva tuul, siis ei ole mere-

meestel sellest tuulevaikusest kasu; sest esiteks tekivad seal kohal mitutpidi ristlained, mis on õige kardetavad, ja teiseks ei pääse laev sellest ringist muidu välja, kui et ta ikkagi kõva tuule ehk tormi piirkonnast läbi peab sõitma.

5. Õhuliikumine tsüklonite ja antitsüklonite kõrgemais osades.

Nagu allpoolseisvast joonisest selgub, tõuseb tsükloni ehk madalrõhkukonna keskkohas kergem ning sinna igast küljest kokkuvoolav õhk ülespoole ja jookseb ülemistes kihtides tsentrist jälle laiali; sest muidu sünniks seal



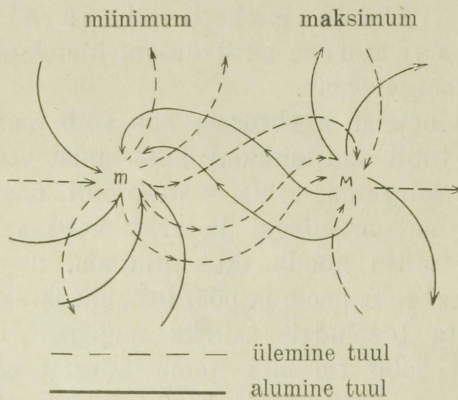
61. joonis. Tsükloni ja antitsükloni vertikaalne läbilõik.

õhu kuhjumine. Antitsükloni ehk kõrgrõhkukonna tsentris aga voolab õhk maapinna ligidaligale poole laiali; ülevalt vajub õhk sinna asemele; antitsükloni ülemistes kihtides puhub tuul äärtest keskaiga poole.

On tsüklon ja antitsüklon teineteise naabruses, siis võib maa- või merepinna ligidal üks osa tuuli antitsükloni süsteemist otse tsükloni sisse puhuda, aga kõige kõrgemas kihis — vastupidi, nagu joonis näitab. Kogu neid õhu horisontaalseid ja eriti vertikaalseid voolusid ei tohi me enesele mitte nõnda ette kujutada, nagu puhuks tuul tsüklonis hulk aega keskkoha poole ja pöörduks siis järsku ülespoole. Sest joonis ise ei vasta tõeludele esiteks seepärast, et looduses võib tsükloni läbimõõt 2500 km olla, tema kõrgus aga ainult 8—10 km. Seega oleks tema kõrguse ja horisontaalse ulatuse suhe = 1 : 250, kuna joonisel mõlemad on ühesuurused. Antitsüklonis on vastavad mõõdud umbes samasugused. Tõepoolest tõuseb õhk kogu aeg, mil ta tsükloni keskkoha poole liigub, vähe-

haaval ühtlasi ka ülespoole; antitsüklonis käib see vertikaalne ümberpaigutus vastupidises sihis, s. o. tsentris vajub õhk seal alla poole. Antitsükloni piirkonnas või ka tsükloni neljandas kvadrantis puhuvad õhurõhu tõusu ajal tuuled enamasti hooti; see asjaolu tõendab oma poolt, et need kõvemad tuulehood on aeg-ajalt ülevalt poolt viltu allapoole puhuvad tuuled, kuna nende vaheaegadel nõrgem, täiesti horisontaalne tuul puhub, mis hõõrumise tõttu mere- või maapinna vastu mitte nii suurt kiirust ei oma, nagu õhuvoolud kõrgemais kihtides.

Nii oleks õhumasside vahetus ehk ringjooks n. n. konvektsiooniteooria järele. Alumistes kihtides tingimata ja osalt ülemisteski sünnib ta tõelikult nõnda. Kuid seesugust õhu igale poole laialivalgumist tsükloni ülemises osas ja kokkuvoolu antitsükloni ülemistes jagudes, nagu see teooria nõuab, ei ole uuemad õhulaevadel tehtud tähelepanekud ega mõõtmised sondpallide abil mitte leidnud. Küll on aga muu seas kiudpilvede liikumise järele ära tuntud, et nii tsükloni kui ka antitsükloni ülemises kihis valitseb peaasjalikult läänest ida poole käiv õhuvool. Ka see asjaolu, et Noa-laeva nimelised kiudpilved viirud ainult tsükloni esipinnale ilmuvad, on tõenduseks, et miinimumi ülemisest kihist õhuvoolud ainult ettepoole käivad, kuid mitte igale poole, nagu endine teooria seletas. 62. joonis näitab umbkaudu tuule tõsist suunda tsükloni ja antitsükloni ülemises, 8–10 km kõrges kihis, see on kiudpilvede tasapinnal.



62. joonis. Tuule siht aluspinnal ja 8 km kõrgusel.

Tuleb veel tähele panna, et 8 km kõrgusel pole isobaarid mitte enam kinnised, nagu all, vaid nad on eriti põhjapoolsest küljest lahtised, nii et tsüklonid selles kõrguses nagu pooluse ümber oleva alalise suure miinimumi ääremiinumidena esinevad.

Kui nüüd õhk ülemises kihis tsükloni keskkohalt tõepoolest ainult ühele poole ära voolab, teisest küljest aga koguni veel juurde tuleb, kui-

das võib siis ära seletada, kuhu jääb see õhk, mis alumises

kihhis tsükloni tsentri poole kokku valgub ja sealt ülespoole kerkib? Selle küsimuse selgitamiseks võib mitu vastust anda.

1) Tsentris ülespoole kerkiv õhk hakkab osalt juba tsükloni keskmises kihhis laiuli valguma; siis ei või üleval igatahes mitte õhu kuhjumist tekkida.

2) Vanades joonistes on ühesuuruse rõhu tasapindade vahed tsüklonis ja antitsüklonis liialdatud. Sest looduse oludes ei või paarikraadiline temperatuuri vahe mõlemate tsentrite vahel kunagi nii suurt õhu tiheduse vahet tekitada, et seeläbi mainitud kihtide paksus märksa erineks. Seepärast oli kogu säärane konstruktsioon ebarealne. Tõeliselt on nii tsükloni kui antitsükloni kohal vahed ühesuuruse rõhu pindade vahel ühesuurused (vaata 61. joonis).

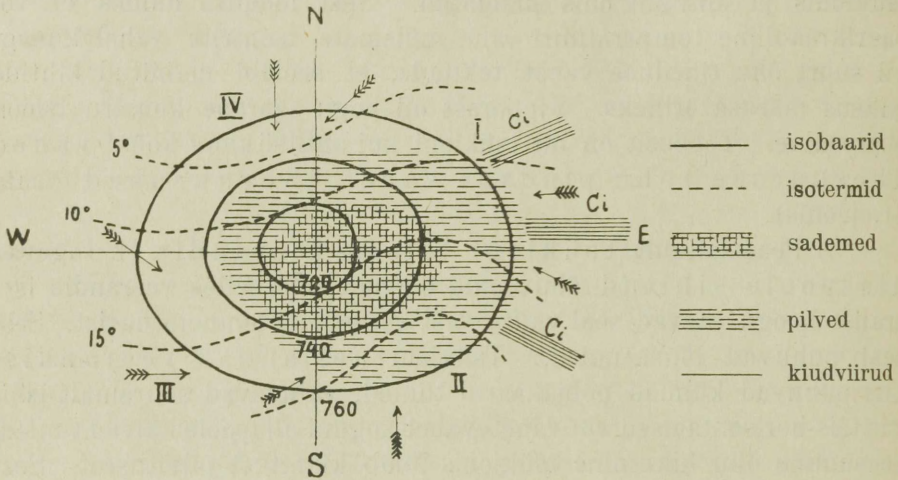
3) Peaasjalikult tsükloni teises veerandis on tugevad ülespoole sihitud õhuvoolud olemas, mis selles veerandis isearalist hoogu saavad seal valitsevast kõrgemast temperatuurist. Sest seal puhuvad lõunatuuled. Tsükloni neljandas veerandis, kus puhuvad külmad põhjakaarte tuuled, valitsevad suuremalt jaolt kas täis-horisontaalsed või vahetevahel koguni allapoole käivad tuuled. Seesugune õhu liikumine tsüklonis leiab kinnitust pilvitusest. Sest tsükloni tsentri esikülge katab harilikult paks katketu vihmapilvede kiht, mis seal valitsevast jõudsast ülespoole sihitud konvektsioonist tunnistust annab; tagaküljel aga on pilved harvemad, nende vahel sinine taevast. Järjelikult peavad seal ka allapoole sihitud püstvoolud ette tulema. Pealegi puhub tuul neljandas veerandis hoo-kaupa, missugust nähtust me juba enne seletasime.

6. Ilmade jaotus tsükloni piirkonnas ja nende muutumine tema möödumisel.

Oletame, et 63. joonises esitatud tsüklon võtab oma alla kogu Põhja- ja Kesk-Euroopa, läbimõõdus põhjast lõunasse umbes 2000, läänest idasse aga 2500 km mõõtes ja tema keskus olgu Lääne-mere kohal.

Nagu 63. joonisest näha, ei käi isoteramid rööbiti geograafilise laiuse joontega, vaid ulatuvad tsükloni idapoolses küljes kaugemale põhja poole, läänes käivad nad aga enam lõuna poole. Säärane temperatuuri jaotus oleneb neist lõuna-

poolistest tuultest, mis tsükloni II kvadrantis puhuvad ning lõunapoolseist maadest hulga sooja õhku põhja poole kannavad. Säherdused tingimused valitsevad meil enamasti küll ainult kevadel ja suvel, kui Euroopa mannermaa keskmised ja kagupoolsed osad on hästi soojad. Talvel võib meie juures lõunapoolne tuul õige külm olla. IV kvadrantis puhub külm põhjatuul, mis sealkohal temperatuuri alla normaalse madaldab. Tsükloni



63. joonis. Hmastik tsükloni piirkonnas.

tsentris ning tema ümbruses — nimelt harilikult enam ida ja kagu poole ulatudes — on enamasti paks pilvitus ja kestvad vihmajad, talvel lumesajud. Sest seal tõuseb õhk ülespoole ja jaheneb seejuures, kuna vee-aur küllastub. Vihmaraiooni ümber on taevaskõrgusel veel pilves, kuid mida kaugemale tsükloni ääre poole, seda hõredamaks lähevad pilved, paiguti sinise taeva vahedega. Kolmandas ja iseäranis neljandas kvadrantis on pilvitus üldse vähem ja koostub enamasti üksikutest väiksema ulatusega pilvedest, ja sealkohal sajab vihma enamasti ka hookepa. Madalrõhkkonna eespool, s. o. idapoolse küljel ulatuvad kiudpilvede viirud, mis tsükloni keskkohast välja käivad, kaugele ettepoole välja, tihti üle 760 mm isobaari. Nad moodustavad sagedasti n. n. „Noalaeva“, pikad paralleelsed pilvede ribad, mis kahte vastaspoolsesse taeva vaatepiiri punkti näivad kokku käivat. See nähtus on kiudpilvede n. n. radiatsioon, rahva suus pilvede pesa. Neis ribad on pilvede liikumise

suund ribadega rööbiti, tsükloni tsentri poolt väljapoole; sest nii puhuvad ülemises kihis tuuled. Selle tõttu võib nende Noa laevade järele hõlpsasti ära arvata seda kohta, vähemalt seda ilmakaart, kus käesoleval korral tsükloni tsepter asub.

Temperatuuri kohta madalrõhu-alal oleks ütelda, et ta keskmiselt I ja III kvadrantis üldse normaalne, II-ses aga sellest kõrgem ja IV-das madalam on. Seesugune temperatuuri jaotus on maksev peaaasjalikult suvise poolaasta kohta. Talvel on meie maal võrdlemisi kõige soem III kvadrant, kus merelt tulevad läänetuuled puhuvad. Et madalrõhu-alal taevas enamasti pilvis on, siis puudub maapinnal päeva aegu kõva insolatsioon ja öösine ärajahtumine kiirgamise läbi. Selle tõttu on öö-päeva temperatuuri amplituud ehk muutuvus väike: kogu aeg on õhu soojus enam-vähem ühesugune.

Tsüklonid ehk madalrõhkkonnad liiguvad Euroopas suuremalt jaolt läänest idasse edasi, keskmiselt 30-kilomeetrilise kiirusega tunnis. Teatavast vaatluskohast liigub selle tõttu aja jooksul terve rida käesoleva tsükloni osadest mööda, mille tõttu seal tuul, pilvitus, temperatuur ning teised ilmade elemendid järjest muutuvad. Seejuures on kolm võimalust olemas: 1) vaatluskoht on otse tsükloni lääne-ida läbimõõdul ning edasilikumis-joonel (vaata 63. joonis joon $W-E$), nii et tsüklon $W-E$ sihis edasi liikudes oma keskkohaga vaatluskohast üle käib; 2) tsükloni tsepter läheb vaatluskohast põhja poolt mööda (Eestist arvates näit. läbi Soomemaa); 3) ta möödub meist lõunapoolsest küljest.

Need kolm võimalust erinevad ilmade suhtes iseäranis tuule suuna muutuse poolest. Ühtlasi on kõigil kolmel korral järgmised nähtused:

1) Õhurõhumine hakkab vähenema ning baromeetri langemine kestab niikaua edasi, kuni esimesel juhtumusel miinimumi keskpunkt, mõlemal teisel — sellest punktist läbiminev ristjoon NS vaatluskohast üle on käinud; selle järel hakkab baromeeter tõusma. Miinimumi sügavusest ja tema möödumise kiirusest oleneb, kas see langemine ning tõus sünnib õige järsku või aeglaselt, mida iseäranis selgesti võib tähele panna barograafide kõverjoonte järele.

2) Üldse kõveneb tuul tsükloni tsentri liginemise ajal ja hakkab vähenema, kui see on kaugemale liikumas. Muudkui sel erikorral, kui keskkohast mööda liigub, on lühike aeg tuulevaikust;

selle järele hakkab tuul vastupidisest kaarest uue jõuga puhuma: see on n. n. tuule „kargamine“. Ka muidu ei ole just iga kord tsentri läheduses kõige suurem tuul, vaid see võib ette tulla ka mõnes teises miinimumi raioonis.

3) Kui tsükloni tšenter on alles kaugel, kuid igatahes juba vaatluskohale liginemas, siis on tihti muidu selgel taeval näha kiudpilvede viirud, n. n. Noa laevad, millede read rööbiti üle taeva ulatuvad ja vastupidisel taevakaarel vaatepiiri juures ühte punkti näikse kokku minevat. Kui see n. n. radiatsioonipunkt päeva jooksul mõne teise taevakaare poole edasi rühib, siis on tsükloni liginemist ja ilma halvenemist juba teisel, hiljemalt kolmandal päeval oodata. Pöörab seejuures pilvede radiatsioonipunkt paremale poole, näiteks läänest (*W*) loode (*NW*) poole, siis läheb tsükloni tšenter vaatluskohast põhja poolt mööda. Sest nagu me eespool nägime, käivad kiudpilved tsükloni keskkohalt välja. On radiatsioonipunkt mõne aja järel pahemale poole asunud, siis liigub tsüklon meist lõuna poolt mööda.

4) Tsükloni tšentri liginemisega suureneb pilvitus alatasa: alguses on ainult hommikuti kõrged rünpilved (*ACu*) näha ja keskpäeva paigu suvel rohked rünpilved (*Cu*); võivad esineda ka möödaminevad kõue-vihmad. Kuid pea läheb taevas päris pilve, enamasti kihtpilvedega (*Stratus*) kattudes. Viimaks hakkab vihma tibama, mis järjest tihedamaks muutub. Muidugi ei saja suuremalt jaolt vahet pidamata ööd-päevad läbi, vaid suuremate vihmasadude vahel on ikkagi mõni tund vahet. Kuid taevas jääb pilve ja õhk on niiske ning maa märg. Talvel sajab vihma asemel enamasti lund. Ainult kui temperatuur üle 0° on, tuleb n. n. lumelörtsi, mõnikord ka ainult vihma. Varssi peale seda, kui tsükloni tšenter on vaatluskohast üle läinud ehk sellest mööda liikunud, jääb vihm järele, kuid mitte korruga ega jäädavalt, vaid enne lähevad vaheajad vihmahoogude vahel pikemaks ja sajud ise lühemaks.

Nagu juba eespool tähendatud, lähevad tsükloni keskkoha vaatluskohast möödaminemise kolm võimalust üksteisest kõige enam lahku tuule suuna pöördumise poolest.

1) Liigub tsükloni tšenter vaatluskohast põhja poolt mööda, näit. Kesk-Rootsist tulles üle Soome ida poole, siis puhub Eestis enne *SE*-poolne tuul, mis pea lõunapoolseks (*S*) muutub ja selle järele edela (*SW*-) poolseks. Kui tsükloni tšenter juba kaugemale liigub, puhub tuul läänest ja viimati loodest (*NW*).

Võib ka juhtuda, et hakatuses *SE*-tuult ei olnud, vaid oli tuulevaikus, ja tuul lõuna poolt algab; aga ikka pöörduv tema suund ülevaltähendatud korras, mida lühidalt võib ütelda: ta pöörduv päri päikest ehk tunnikella näitajat, paremale poole.

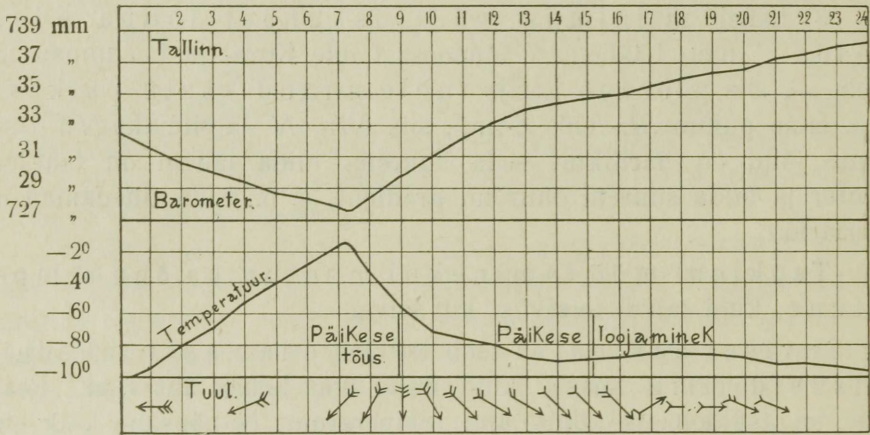
2) Käib tsükloni tšenter otse üle vaatluskoha, siis puhub enne ka kagu (*SE*-) poolne tuul; aga ta ei muuda esiotsa oma suunda, vaid kõveneb ainult. Siis on, madalrõhkonna keskkoha möödamineku ajal, enamasti tuulevaikus; ja pärast seda hakkab tuul uuesti kõvema jõuga puhuma, kuid seekord otse vastupidisest ilma-kaarest, s. o. loodest (*NW*): ta „kargab“ kagust loodesse.

3) Läheb miinimum vaatluskohast lõuna poolt mööda — näit. Läänemere lõunaosast üle Kura- ja Leedumaa ida poole —, siis pöörduv Eestis tuule suund vastu päikest, s. o. enne puhub *SE*- ehk *E*-tuul, siis *NE*-, *N*- ja viimaks *NW*-tuul. Tuule jõud on harilikult seda suurem, mida lähem on tsükloni tšenter ja mida suurem õhurõhu gradient, s. o. mida tihedamad on isobaarid.

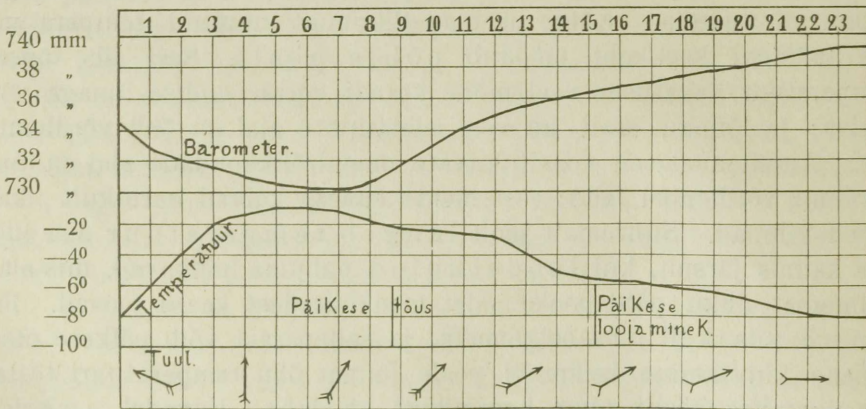
Tsükloni möödaminekul muutub ka õhu temperatuur, kuid talvel teistviisi kui suvel.

Suvisel aasta ajal toob tsüklon enamasti jahedaid niiskeid ilma kaasa, kuid mitte igas kohas ühteviisi. Peale selle on tsüklonaaalse ilma ajal temperatuuri öö-päevane käik ehk amplituud märksa väiksem kui kuiva antitsüklonaaalse ilma puhul. Liigub madalrõhkonna tšenter lõuna poolt mööda ehk otse üle vaatluskoha, siis on ilm üldse jahedam, ilma iseäraliste temperatuurimuutusteta. Kõige iseloomulikumalt muutub temperatuur, kui tsükloni keskkohast möödub põhja poolt. Sest siis tõuseb temperatuur hakatuses veel mõne kraadi võrra, endise ilmaga võrreldes; ja lõuna-, osalt ka veel edelatuulte ajal on õhk võrdlemisi soe. Ainult aeglaselt edasiliikuvate madalrõhkkondade ajal on temperatuur võrdlemisi jahe; sest nende kaasas käivad harilikult pikaldased vihmad. Suuremalt jaolt langeb temperatuur aga alles siis kaunis järsult, kui loodetuuled puhuma hakkavad, mis alati külmemat õhku põhjapoolsemaist maakohtadest kaasa toovad. Ilm muutub siis küll juba selgemaks, ja sellepärast võib päikese otsekohene kiiretamine iseäranis peale lõunat õhu temperatuuri tõsta; aga igatahes öösiti ning hommikuti on jahe. Kevadel ja sügisel võib seesugusel ilmade seisundil isegi öökülmasid juhtuda.

Talvel on temperatuuri muutuvus tsükloni möödaminekul hoopis teine. Sest tsüklonist tingitud suure pilvituse tõttu on maapinna ja alumiste õhukihtide ja h e n e m i n e v ä h e n d a t u d. Seepärast tõuseb temperatuur harilikult mitme kraadi võrra — eriti siis, kui tšenter põhja poolt mööda liigub ja soemalt Läänemerelt puhuvad SW-tuuled mõjule pääsevad. Säärast õhu temperatuuri täpsat tõusu madalrõhkkonna keskkoha möödamineku ajal esitavad selgesti järgnevad diagrammid. Nad on joonistatud Tallinna Mereobservatooriumi ja Tartu Meteoroloogia-observatooriumi isemärkijate aparaatide ülestähenduste järele. Ülemises reas on kellaajad.



64. joonis. 23. XII. 1919. a. tsükloni diagramm Tallinnas.



65. joonis. 23. XII. 1919. a. tsükloni diagramm Tartus.

Selle sügava tsükloni keskkohat liikus lääne poolt tulles just Tallinna ja Tartu vahelt edasi idasse. Selle tõttu oli ka kummaski kohas tuule pöördumine vastupidine: Tallinnas pöördus tuul idast põhja kaudu läände, aga Tartus — idast lõuna kaudu viimaks ka läände!

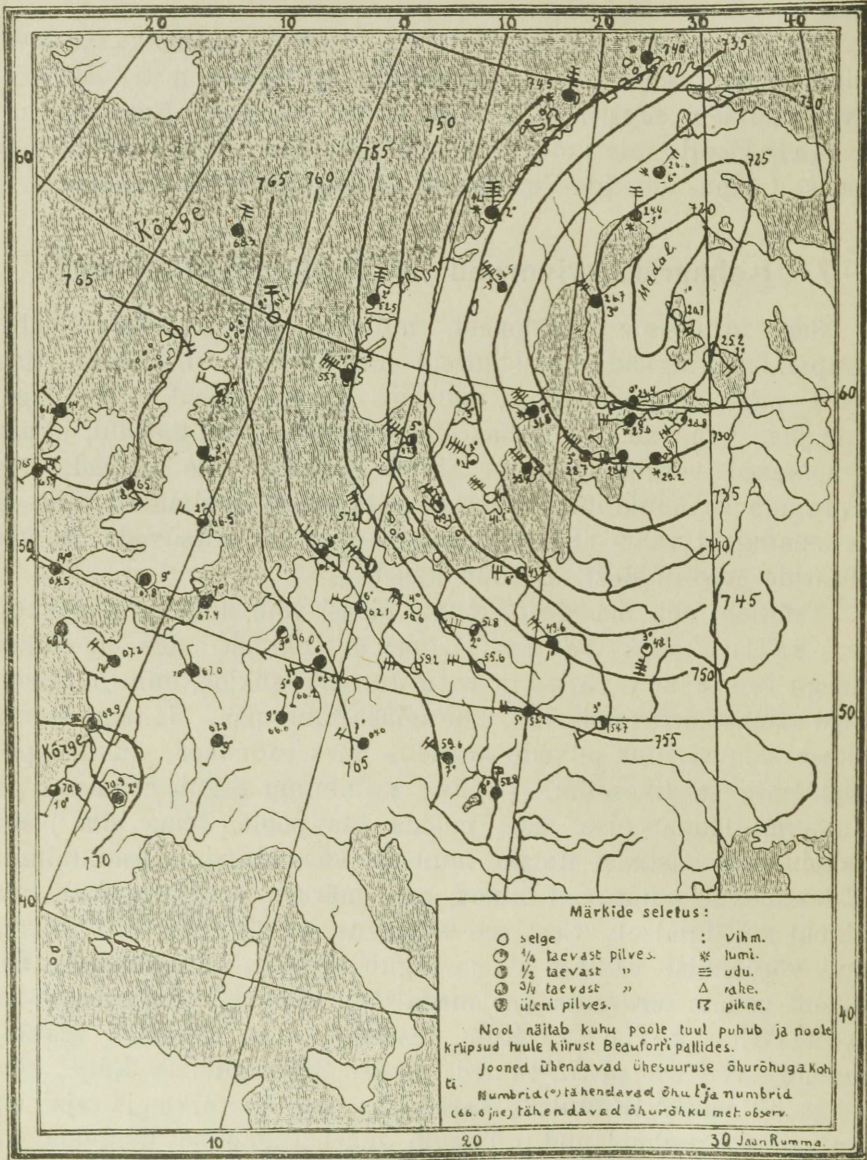
On miinimum juba mööda läinud ja hakkavad loode-tuuled puhuma, siis langeb temperatuur ka talvel uuesti. Mõnikord käivad tsükloni tagaseljal kaunis kõvad külmad. Need on n. n. külmalained, mis tsükloni kannul tihti ühe nädala jooksul Põhja-Rootsist Lõuna- ehk Ida-Venemaani ja isegi Siberini levivad.

7. Isobaaride erivormid ja rõhkkondade ilmastik.

Seni arutasime tsükcloneid, milledes isobaarid enam-vähem korrapäralisi ringisid või ellipseid moodustasid. Kohalised tingimused, nagu merelahtede ja maismaa jaotus, mäed, orud, lagendikud jne., mõjuvad aga isobaaride peale nii suurel määdul, et päris korrapäraseid vormid peaaegu ainult ookeanil ette tulevad. Tihti võivad aga ka õhukihtides enestes niisugused tingimused valitseda, mis mõningaid vahe- ehk üleminekuvorme ellu kutsuvad. Ja neist isobaaride erivormidest on nüüd kõnet.

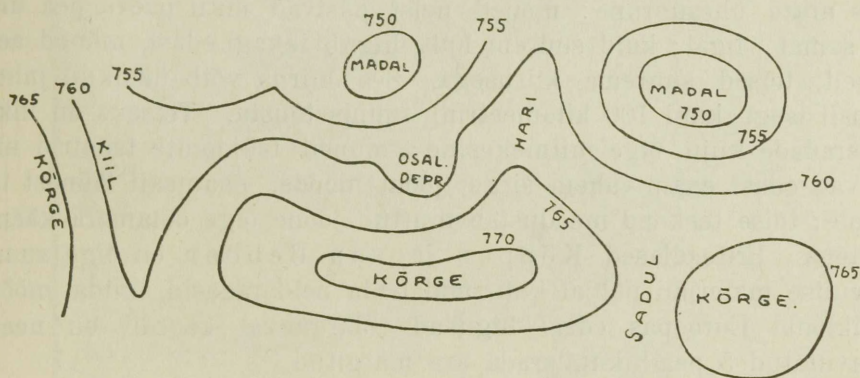
Tsükloni ehk madalrõhkkonna ääres võib mõnikord lahekujuline osaline ehk ääre miinimum tekkida. See on oluliselt peaaegu iseseisev väike miinimum ehk tsüklon, mille piirkonnas tuuled samas korras puhuvad, kui mõnes suuremas. Ja tema tsentris valitseb samuti suur pilvede koondus ühes sadudega, suvisel poolaastal tihti ka äikeselilm. Osaline miinimum liigub enamasti peamiinimumi lõunapoolset äärt mööda ida poole, tema alla jäänud maakohtadele vastavat ilmade muutust kaasa tuues. Osamiinimumi möödaminekul muutuvad ilmad aga märksa kiiremini kui suure tsükloni möödumisel. Sest see sünnitus võtab oma alla korraka ainult võrdlemisi väikese ala ja liigub kiiresti. Tungib kahe anti-tsükloni vahele teravaotsaline madalrõhu keel, siis nimetatakse teda madalrõhu kiiluks. Kiilu eesmisel, s. o. enamasti idaküljel puhuvad suvel soojad SE-tuuled, lääne- ehk tagumisel küljel kõvemad ja külmad NW-tuuled; keskmises osas on vaikne ja sajab enamasti vihma, talvel lund. Tungib mäeharjataoline kõrgema õhurõhu kujund kahe tsükloni vahele, siis on see kõrgrõhu hari. Kui ta põhjast lõuna poole ulatub, puhuvad tema ida-

poolsel küljel NW-, ta läänepoolsel küljel SE-tuuled. Tema keskel valitseb enamasti kuiv ilm; aga õhk on tihti sume. Õhu temperatuur on temas suvel õige kõrge, talvel mõnikord haruldaselt madal.



66. joonis. 2. XI. 1921. a. ilmakaart.

Mõnikord on ilmakaardil kaks antitsüklonit kõrvuti ja nendega risti kaks tsüklonit. Sel korral nimetatakse piirkonda, mis nende 4 rõhkkonna vahel on, sadulaks. Joonises puudub teine, sadulast lõuna poole ulatuv miinimum. Sadula piirkonnas valitseb enamasti heitlik ehk muutlik ilm. Tuul on suuremalt jaolt kerge. Aga seal liiguvad tihti kohalised miinimumid kõuevihma ja puhangtuulega. Kuid need nähtused kestavad enamasti veel lühemat aega kui ääreminimiumis, mis liigub peamiinimumi äärt mööda.



67. joonis. Isobaaride erivormid.

Joonises on veel pikergune antitsüklon näha. Ka seesuguses valitseb umbes sama ilm, mis ümmargustes. See on, suvel on antitsükloni keskpaigas pea erandita kuiv ja selge ilm. Aga hilisel sügisel ja talve hakatusel võivad antitsükloni tsentris udused ilmad olla. Ja kesktalvel on tavaliseks nähtuseks, et siis selge ilma asemel taevast üleni pilves on ja selle peale vaatamata kõva külm valitseb. Võib isegi peeni lumekübemeid sadada. Antitsükloni äärtel on pilvitus ka suvel suurem kui tsentris; kõige pealt ilmuvad kiudpilved (Cirrus), hommikuti ka Altocumulus ja keskpäeval rümpilved (Cu). Seesugused on pilved ainult suvel. Talvised pilvede vormid on: Stratocumulus, Stratus ja ka Cirrus väiksemal määral. Antitsükloni äärtel võivad veel äikesevihmad juhtuda, aga tema keskpaigas mitte kunagi, nagu ka mitte laiema ulatusega tsükloni tsentris.

8. Tsüklonite edasiliikumise rajad Euroopas.

Tsükloni tsentri asupaika tähendatakse harilikult selle punktiga, kus käesoleval momendil, mille jaoks isobaarid on joonistatud, valitseb kogu süsteemi kõige vähem õhurõhumine. Liigub tsüklon edasi, siis on muidugi mõnel järgmisel tähtajal ka õhurõhu-miimumi koht edasi nihkunud. Teatava aja, näit. mitme päeva jaoks neid punkte, kust tsükloni keskkohat mööda liikus, kaardil joonega ühendades saame õhurõhu-miimumi edasiliikumise rada.

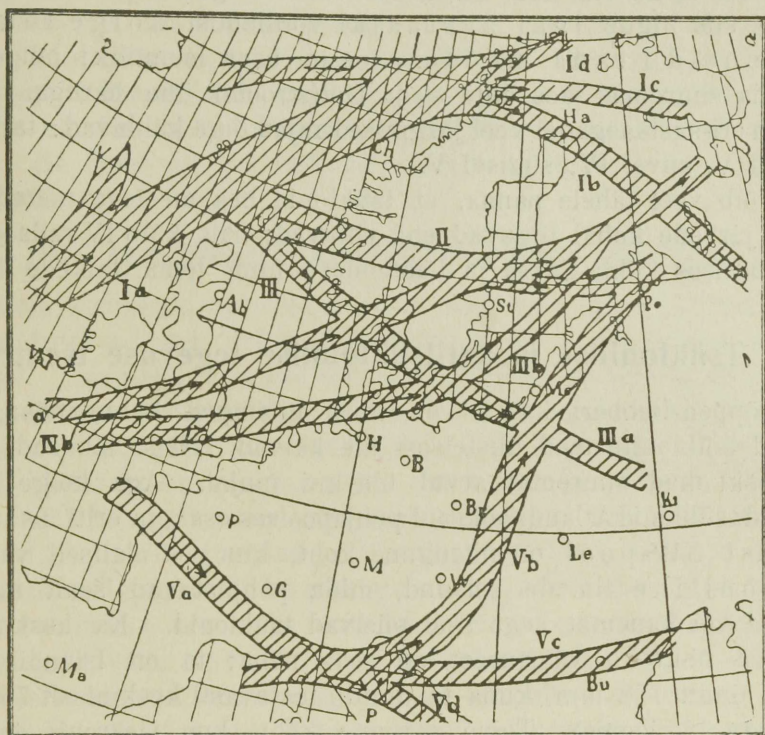
Suure hulga tsüklonite liikumisradasid võrreldes leiame, et nad on õige mitmekesised. Ka ei ole tsüklonite edasiliikumise kiirus mitte ühesuurune: mõned neist püsivad mitu päeva pea ühel ja samal paigal; kuid suurem hulk liigub ikkagi edasi, mõned aeglaselt, teised suurema kiirusega. See kiirus võib üksikul juhtumusil isegi kuni 100 kilomeetrini tunnis tõusta. Teiseks on liikumisradade kuju õige mitmekesine; mõned tsüklonite tsentrid nihkuvad edasi enam-vähem sirget joont mööda, enamasti läänest ida poole; teise teekond moodustab murtud joone õige ootamata käänakutega. Eriteadlased Köppen ja van Bebbber on õige suurearvulise materjali põhjal katsunud leida neid radasid, mida mööda tsüklonid Euroopas edasi liiguvad. Järgneval kaardil on nende saavutatud 5 pea-liikumisrada ära märgitud.

Kuid neid teesid mööda käisid ainult neljas osa kõigist statistiliselt arvesse võetud tsüklonitest; teised kolm neljandikku liikusid päris isemoodi, korrapäratuid radasid mööda, mida mitte võimalik ei olnud gruppidesse kokku võtta. See tähendab, et kui läänes või kuskil mujal ilmub uus tsüklon, siis ei tohi veel mitte oletada, et ta tingimata mõnd van Bebbberi rada mööda peab käima: hoopis suurema tõenäosusega liigub ta pigemini päris isemoodi, mitte ettenähtud viisil! Alles kui paaril järgneval vaatlus-tähtajal on leitud, et tsükloni tsepter on järgemööda teatava raja alguse läbi käinud, võib eeldada, et ta ka järgmistel päevadel seda teed mööda edasi liigub.

Tsükloni edasiliikumise sihi ja kiiruse peale mõjuvad peajasjalikult õhurõhumise ja temperatuuri jaotus sel alal, kus ta liigub. Sest madalrõhkkond armastab niiviisi edasi liikuda, et maakohad, kus õhk on võrdlemisi soe ja rõhk suurem, tema teest paremat kätt jäävad, külmemad ja väiksema rõhuga kohad aga pahemale poole.

Euroopas on temperatuuri jaotus harilikult niisugune, et põhja pool on külmem, lõuna pool aga soem. Sellepärast liiguvadki tsük-

lonid harilikult läänest idasse. Seda nähtust võib järgmiselt seletada. Voolab lõunapoolsete tuultega soem ning seega kergem õhk tsükloni idaosasse ja põhjatuulega külmem ning raskem õhk tema lääneosadesse, nagu 63. joonisest näha, siis on tema teljel ehk tsentril kalduvus sinnapoole edasi nihkuda, kus kergem, s. o. soem õhk kokku voolab ja ülespoole kerkib. Ja kogu tsüklon liigub sedaviisi ida poole. On aga mõnel juhtumusel temperatuuri jaotus Euroopas



68. joonis. Köppen-Beberri tsükloni rajad.

vastupidine, s. o. põhjas soem ja lõunas külmem, siis võib tsüklon oma edasiliikumises seisma jääda või koguni lääne poole minna. Säärane juhtumus oli 1922. a. augustikuu 23.—26. päeval: lääne poolt tulnud tsükloni tsepter (740 mm) peatus kolm päeva Taani ja Lõuna-Norra kohal. Tol ajal valitses nimelt Läänemere ümbruskonnas võrdlemisi kõrge temperatuur (16°C.), kuna Lääne-Euroopas jahedam oli. Viimaks läks miinimum tagasi loode poole Norra-Islandi vahelisele ookeanile! Seepärast võib ilmade ettekuulutamise

suhtes Köppen-Bebberi tsüklonite radade kaarti ainult sel juhtumusel kasuga tarvitada, kui peale õhurõhumise veel temperatuuri jaotuse tingimusi silmas pidada.

68. kaardil võib tähele panna, et mõned tsüklonite liikumisrajad (näit. I) õige laiad on joonistatud, teised kitsamad. See on sel põhjusel, et laiemad rajad on niisugused, mida mööda tsüklonid rohkemal arvul liiguvad, kuna kitsamad võrdlemisi vähem käidavad on. Mis üksikuisse nr. I—V-ga märgitud radadesse puutub, siis liigub igal aastaajal võrdlemisi kõige rohkem tsükcloneid I rada mööda. See on üsna loomulik; langeb ju see rada suuremas jaos ühte sooja Golfstroomi ühe haruga. Peale selle on eri-aastaaegadel veel järgmised rajad õige käidavad: talvel II, kevadel V, suvel IV, sügisel V.

Võib veel tähele panna, et tsüklonid hea meelega merede või suurte järvede kohal liiguvad ehk viibivad; näit. käib IV rada suuremas ulatuses Põhja-Saksa ja Läänemere ning tema lahtede kohal.

9. Tsüklonilise ja antitsüklonilise tegevuse tsentrid.

Köppen-Bebberi kaardil on mitu niisugust kohta näha, kus mitmed tsüklonite teed üksteisest üle käivad. Neist lähevad tsükloni keskkohad suuremal arvul üle kui mujal. Aga kõige enam liiguvad tsüklonid Atlandi ookeani põhjapoolses osas; ja eriti Islandi saarest SW-pool on niisugune koht, kus pea alaliselt valitseb tsükloniline ilmade seisund, mida põhjustavad sealt mööda liikuvad või kauemat aega seal püsivad tsüklonid. Ka keskmisest aastasest õhurõhu väärtusest on seda näha: ta on Islandi jaoks nimelt ainult 750 mm, kuna ta muidu teatavasti keskmiselt 760 mm on (vaata 14. joonis). Teine sarnane koht, kus iseäranis talvisel poolaastal pea alaline madalrõhk valitseb, on Suure ookeani põhjaosas Aleuudi saarestiku kohal. Neist kohtadest liigub hulk tsükcloneid mööda või võtavad sealt alguse, et edasi ida poole liikuma hakata; ja neid kohti nimetatakse tsüklonilise tegevuse tsentriteks. Kui neist teateid alati käepärast oleks, võiks Euroopas ilmu vahest juba mitme päeva kohta ette arvata.

Teise gruppi kuuluvad alalised kõrgrõhu-tsentrid. Üks neist on Asoori saarte ümbruses, ja teda nimetatakse lühidalt Asoori maksimumiks. Keskmine aastane õhurõhk on seal 764 mm. Sellest kohast levib tihti kõrgrõhuala kirde (NE) poole

kuni Lääne-Prantsusmaani ja Suur-Britanniani, mõnikord isegi Kesk-Euroopani ja mõjub õige tunduvalt Euroopa ilmastiku peale (vaata 15. joonis).

Veel laialdasem ja vägevam kui Asoori oma on n. n. talvine Siberi antitsüklon (vaata 14. joonis). Ta tekib selle suure jahtumise tõttu, mis Aasia mannermaa keskmises ja põhjapoolses osas talvel maad võtab. Selle antitsükloni keskkohat asub Mongoolias ja Ida-Siberis ida pool Baikali järve; õhurõhk on seal jaanuaris keskmiselt 778 mm. Oma äärtega ulatub see alaline talvine antitsüklon kuni Himaalaja ja Uurali mäestikuni, mõnikord isegi Kesk-Euroopani. Seesugustel kordadel valitseb Euroopas kõva külm. Kevadel muutub õhk ka Siberis soemaks, ja antitsüklon laguneb koost. Ka neid alalisi antitsükcloneid arvatakse ilmade tegevuse tsentrete hulka.

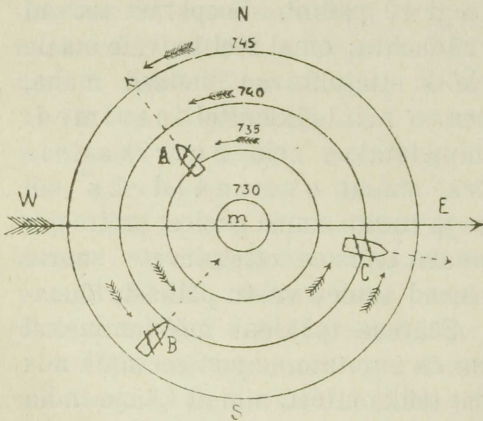
10. Troopilised ja lähistroopilised tsüklonid.

Meie kodumaal on peaaesjalikult need tsüklonid ehk madalrõhkkonnad tuttavad, mis Põhja-Atlandi ookeanilt tulles Euroopas edasi liiguvad. Enamasti võtavad nad korruga õige laialdase maa-ala oma alla: keskmiselt ulatub nende läbimõõt, ühest 760 mm isobaarist teiseni mõõtes, 2000 kilomeetrini, näiteks Alpi mäestikust Nordkapini. Kuid soemais maades ja meredes juhtub veel teist selti tsükcloneid, mis oma ulatuse poolest küll mitte nii laialdased ei ole, — läbimõõdus harilikult ainult 250—500 km, — kuid sellevastu kiiresti edasi liiguvad, ja milledes tuule jõud ikka tormini tõuseb, tihti isegi 12 pallini. Seepärast toovad nad ettejuhtuvalle laevadele suurt hädaohtu; omal teel kuivale maale pääsedes murravad nad enamasti kõik ettejuhtuvad metsad maha, lõhuvad katused ära jne. Erimaades on neil tsüklonitel isenimed: Põhja-Ameerikas ja Lääne-Indias nimetatakse neid hurrikaanideks, Hiina merel taifuniteks, mujal orkaanideks või tsükloniteks. Oma sisemise ehituse ja tuulte suuna poolest on troopilised tsüklonid teiste, põhjapoolsemais laiustes ettetulevate suurte tsüklonite sarnased. Ka neis keerlevad tuuled vastu päikest, lõunapoolisel maapoolikul päri päikest. Säärase tsükloni möödaminekul teatavast vaatluskohast on tuule suuna muutumine just seesama mis üldse teisteski tsüklonites. Osa neist tsüklonitest, nimelt Lääne-India omad, saab alguse selle tuulevaikuse-vöö läänepoolsest otsast, mis asetseb Atlandi ookeanil mõlema passaatvöö vahel ja mida kutsutakse

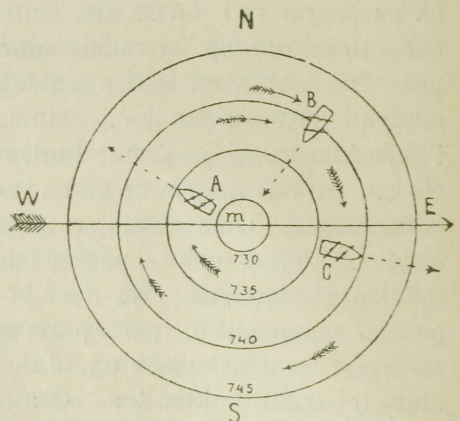
inglise keeli doldrum'iks. Nad liiguvad enne lääne poole, pöörduvad siis aegapidi põhja poole ja viimaks ida poole. Mõnikord tungivad tsüklonid, mis Lõuna-Ameerika põhjarannikul alguse said ja üle Antilli saarte Põhja-Ameerika idakaldaga rööbiti põhja poole liikuvad, oma teekonna lõpul Euroopa randadeni. Sinna jõudes on nad oma teel üle Põhja-Atlandi ookeani suuresti laienenud, nii et nad oma ulatuse poolest harilikest põhjamaade tsüklonitest mitte väga palju lahku ei lähe. Muudkui nende tsentris on õige sügav miinimum, isobaarid on tihedad ja gradient seepärast suur; nad liiguvad kiiresti edasi ja igatahes keskkoha ümber puhuvad tormilised tuuled.

Satub mõni laev oma koosil tsükloni piirkonda, siis on tal ikka hädaohtu karta. Iseäranis tsükloni tsentris vaheldub tormi suund ruttu ja seal käivad ristlained, mida iseäranis kardetakse peetakse. Ainult suured aurulaevad, millel kõvad masinad, võiksid oma koosil edasi sõita. Teiste laevade juhtidel peab igatahes soov olema tsükloni keskkohast võimalikult kaugemale pääseda. Tsükloni keskkoha arvatava asukoha äramääramiseks on järgmine Buys-Balloti reegel olemas: kui näoga vastu tuult vaadata, siis on põhja-maapoolikul madalam õhurõhumine ja seega tsükloni keskkohast paremat kätt, lõuna-maapoolikul pahemat kätt. Sedamööda tuleks siis laeval koos nii võtta, et tuul paremalt poolt puhuks (on starboard tack), lõuna-maapoolikul — pahemalt poolt (on port tack).

Järgmisest joonisest paistab see selgemini silma.



69. joonis. Troopiline tsüklon põhjamaapoolikul.



70. joonis. Troopiline tsüklon lõunamaapoolikul.

Harilikkude laiemate tsüklonite keskkoha määramiseks käib Buys-Ballot'i reegel nii: pöörab vaateleja tuulele selja, siis asub madalrõhu ja seega tsükloni keskkohat põhjapoolsel maapoolikul vaatelejast vasakut kätt ja veidi ettepoole, kõrgem rõhuala aga paremat kätt ning veidi tahapoole; lõunapoolsel maapoolikul on tsükloni keskkohat paremat kätt veidi ettepoole, kõrgrõhuala vasakut kätt veidi tahapoole.

Et kindlaks teha, kas laev asub tsükloni rajast ehk edasiliikumis-teest (track) paremal või pahemal pool, selle jaoks on alamjärgnev reegel olemas. Seejuures peaks laev õieti ajutiselt seisma jääma, sest et muidu tema edasiliikumine ei luba õiget otsust anda. Reegel on järgmine: pöörab tuul paremale poole, siis on laev tsükloni rajast paremat kätt, pöördub tuul vasakule poole, siis — vasakut kätt; puhub tuul aga pikemat aega samast suunast, siis asub laev just tsükloni rajal või tema ligiduses. Viimane olukord selgub siis pealegi veel sellest, et õhurõhk õige kiiresti väheneb. Sama reegel on muutumata maksev nii põhja- kui lõuna-maapooliku jaoks.

Pikad nooled joonises näitavad tsükloni tsentri edasiliikumise suunda käesoleval korral, väikesed nooled tuule suunda tsüklonis; A, B ja C tähendavad laevu, mis purjetavad märgitud sihis. Laevad A jõuavad igatahes tsentrist kaugemale; laevad B purjetavad just tsentri poole, kuna laevad C küll temast kaugemale katsuvad jõuda, kuid kui tsükloni edasiliikumise kiirus suurem on kui laeva oma kiirus, jõuab tsüklon neile järele, ja nad võivad veel kauaks ajaks tema piirkonda jääda. Seepärast on peale tuule suuna tarvis veel baromeetri seisu tähele panna: ainult kui õhurõhk tublisti tõuseb, võib julge olla, et laev hädaohu piirkonnast kaugemale jõuab. Põhja-Atlandi ookeanil liiguvad, nagu juba tähendatud, tsüklonid enamasti läänest ida poole. Tuleb veel silmas pidada, et troopilised ja lähistroopilised tsüklonid mitte alati sarnaseid sõõre ei moodusta nagu 69. ja 70. joonisel kujutatud, vaid tihti on nad pikergused.

Järgmisse tabelisse on üles tähendatud tsüklonite (hurrikaanide, orkaanide ehk taifunite) keskmine korduvus troopilistes ja lähistroopilistes meredes. Ei ole mõne kuu kohta arvu üles märgitud, siis tähendab see, et tähendatud kuul mitme aasta jooksul on mõnikord tsüklon olnud, kuid õige harva.

Mere nimetus	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Aasta.
Hiina meri ja ümberkaused .				1	1	2	3	4	5	3	2	1	22
India ookeani lõunaosa. . .	2	2	2	1	1			0	0		1	1	10
Araabia laht Bombay juures	0	0	0		1		0	0	0	1	1	0	3
Bengali laht.	0	0	0		1					1	1		3
Lääne-India meri								1	1	1			3
Suure ookeani lõunaosa . .	(1)	(1)	(1)										1

Nagu tabelist selgub, tuleb võrdlemisi kõige enam tsüklonilisi tormisid ette peajasjalikult Hiina meres, nimelt keskmiselt 22 korda aasta jooksul ja kõige enam juulist oktoobrini. Nende taifunite liikumine suundub enamasti *NW* ehk *NNW* poole.

India ookeani lõunaosa orkaanid tulevad ette 10^o ja 40^o lõunalaiuse joonte vahel kogu ookeani laiusel Austraaliast kuni Aafrika rannani, peajasjalikult detsembrist märtsini.

Araabia lahe tsüklonid saavad alguse enamasti India poolsaare lõunaosas ja liiguvad peajasjalikult loode poole.

Bengali lahe tsüklonite liikumissuund hoidub peajasjalikult lõunast põhja või loode poole.

Lääne-India hurrikaanide piirkond oli juba enne ära tähendatud. Nende aeg on peajasjalikult augusti-, septembri ja oktoobrikuul.

Suure ookeani lõunaosa orkaanid tulevad ette Austraalia vetes umbes Samoa saarte kohalt kuni Uue Meremaa (New-Zealand) põhjaosani ja Austraalia mannermaa idarannani.

Olgugi et ülevalnimetatud hurrikaane, orkaane ehk taifuneid juhtub võrdlemisi harva, on laevajuhtidel, kes neil meredel sõidavad, ikkagi soovitatav nende lignemisest aegsasti teada. Kõige esimeseks tunnismärgiks on baromeetri muul viisil põhjendamata langemine. Sest troopika maavöös näitab ta nädalate ja kuude kaupa alaliselt üht ja sama keskmist õhurõhku; 24 tunni kestel on ainult väikesed perioodilised võnkumised paari millimeetri võrra: umbes kella 9—10 hommikul ja õhtul maksimumid ja kella 3—4 hommikul ja peale lõunat miinimumid. Hakkab nüüd õhurõhk oma normaalsest seisust märksamini allapoole vajuma, siis on see ligineva tsükloni kaunis kindlaks märgiks. Peale selle omandab taevasteise ilme, mis meremehe silmale ei või

tähele panemata jääda. Siis hakkab tuul kõvenema ja puhub mõnel juhtumusel teisest ilmakaarest kui seniajani; ka lainetus läheb jämedamaks, tihti juba enne tormi kohalejõudmist. Tsükloni tsentri kohal on alati paksud, enamasti tumeda välimusega vihmapiived, milledest ränka vihma sajab, tihti ka rahet äikeseilma saatel. Päriskeskkojal on enamasti ligi veerand- või poole tunniline tuulevaikus ja sinine taevaskõrgus. Kuid sel kohal käivad ristlained on kõige kardetavamad. Pärast keskkoha möödumist hakkab õhurõhk järsku tõusma, torm puhub vastupidisest ilmakaarest ja vihma sajab uuesti nagu oavarrest.

Ei satu vaatleja mitte orkaani keskkoha, siis jääb lühike tuulevaikus ära, ja tormi suund ei muutu mitte järsult, vaid aegamööda. Õhu temperatuur on tsükloni piirkonnas enamasti märksa madalam ja niiskus suurem kui mujal; päriskeskkojas, tuulevaikuse ja sinise „taeva silma“ kohal on temperatuur jälle kõrgem ja relatiivne niiskus vähem.

Meteoroloogilises kirjanduses on õige tuttav 1882. a. 20. okt. Manila taifun (Filippiini saartel). Sest tema keskkoha tabas just selle linna suure observatooriumi, mille anemograaf tormi registreeris 54 m/sek. kuni maru ta ära lõhkus. Enne selle tsükloni keskkoha kätte jõudmist langes õhurõhk 3½ tunni jooksul 24 mm võrra, siis oli ¼-tunniline tuulevaikus; pärast tema möödumist tõusis baromeeter veel järsemalt. Tuulevaikuse ajal kerkis temperatuur 6° võrra ja alanes relatiivne niiskus 100% pealt 43% peale. Atlandi ookeani lõunaosas ei tule orkaane üldse mitte ette. Selle asjaolu tõttu on eriti Argentiinasse ja Brasiiliasse sõit purjekatele võrdlemisi hädaohuta.

11. Jaheda kliima ja kodumaa tuulelohed.

Suurejõulisi keerdtuuli ei tule mitte üksnes troopilises maa-vöös ette, vaid ka meie kodumaal ning mujal paras-jahedas kliimas. Muudkui nende keerdtuulte ala on hoopis vähema ulatuse ning läbimõõduga. Need on n. n. trombid ehk tuulelohed ja lohemaod. Trombid ehk tuulelohed kitsamas mõttes liiguvad maismaa kohal, ja nende nähtav alumine osa koostub enamasti tolmust, põldudelt ülestõstetud heinast ja muist riismeist. Lohemaod ehk vesipüksid liiguvad veekogude kohal ja saavad nähtavaks ülestõstetud vee-samba tõttu. Nii esimeste kui teiste ülemine jagu on pilvedega ühenduses ja koostub nagu needki veepiiskadest.

Baltimail trombe igal aastal ei juhtu; kuid on olnud ka niisuguseid aastaid, kus ühe suve jooksul mitu trombi on olnud, liiatigi veel ühel ja samal piiratud maa-alal. Nad juhtuvad meil ainult soojal aasta-ajal, peaaesjalikult kesksuvel; kuid mõnel soojal kevadel on mõni tromb isegi juba aprillikuul juhtunud; ja aasta-aja suhtes kõige hilisemad on septembrikuus ette tulnud, muidugi seks soodsail ilmastikutingimustel.

Tromb ehk tuulelohe, samuti lohemadu, ei ole muud midagi kui õhukeeris püstise või viltuse telje ümber, samuti kui suured tsüklonidki. Ja tuule kiirus ehk jõud on neis alati õige suur, nii et nad oma teel kõik ära laastavad, mis aga ette juhtub: metsas murravad nad tugevaid puid maha, tõstavad hooneilt katused ära, lõhuvad mõnikord isegi palkidest ehitatud taluehitusi ära. Ja kõik kergemad asjad, mis aga sellesse keerusse satuvad, tõstetakse üles, et neid tihti mõne versta kaugusel jälle maha paisata.

Selle riba laiuse järele, millel möödakäiv tuulelohe on metsas puid maha murdnud, on võimalik olnud trombid ehk keeristuulte eneste läbimõõtu kindlaks teha: see ei olnud iga kord mitte üks ja sama, keskmiselt oli ta umbes 200 meetrit; kõige vähem laius oli 20 meetrit, kõige suurem Eestis 1 kilomeeter, Kesk-Euroopas 2 km. Tähelepannud ning meteoroloogilises kirjanduses ülesmääritud trombid Baltimail on enamasti ühe teatava kitsa maa-ala kohal liikunud¹⁾: nende sündimiskoht oli suuremalt jaolt Riia-Miitavi ja Riia lahe vahelises maakonnas, ja nad liikusid enamasti rööbiti Riia-Võnnu raudtee ehk suure maanteega, sealt edasi õiges sihis rööbiti kivi-maanteega Võru linna poole. Need tuulelohed olid enamasti õige laastavad. Mõnd üksikut vähemat ehk enamasti ilma laastavate tagajärgedeta trombi on teisteski kohtades tähele pandud, nii näit. kahel puhul Tartu linna ümbruses. 1922. a. 3. aug. käis laastav tuulelohe üle Roela metsa (Põhja-Tartumaal).

Arvu poolest maismaa trombidest märksa harvemaid lohemadusid on Eestis ainult Pärnu lähel tähele pandud. Nähtavasti on nende sündimisele soodus mitte väga lai veeväli, mis paarist küljest maismaast piiratud. Soemas kliimas on lohemadusid

1) vaata: J. Letzmann „Tromben im ostbaltischen Gebiet“, Tartu Loodusuurijate Seltsi aruanne 1918./1919. a. kohta.

ka ulgumerel juhtunud. Käib mõni tromb maismaal oma teekonnal üle vastutuleva järve või laiemä jõe, siis muutub ta äjutiselt vesipüksi, kuna tuulekeeris siis tolmu ja muu prügi asemel veepiisku ülespoole imeb.

Trombi ning lohema o tekkimise ja arenemise tingimuseks on õige soe ning niiske ilm, ilma alalise kõva tuuleta, mil tekivad õige jõudsad ülespoole kerkivad õhuvoolud, mis neis sisalduvat vee-auru rohkete rünk- ja kõuepilvede näol tihendavad.

Säherdune ilmastik on soodus ka äikesevihma tekkimisele; ja on tähele pandud, et trombide ajal või enne ehk pärast neid on ka äikest ning vihmavalinguid olnud, enamasti küll nõrgemaid ehk lühemaid. Ja nagu kõuepilved õhurõhu-miinumumi tsentris, maha arvatud osalised miinumid, ega õige kõrge õhurõhu puhul ei või tekkida, nii ka trombid.

Et õhk trombis tõesti ümber vertikaalse telje keerleb, seda on esiteks mitmed vaatlejad oma silmaga näinud; teiseks on selle tunnistajaiks metsas trombi teerajal maha murtud puud. Sest osalt lamavad need küll piki seda rada, kuid osalt ka risti või põiki, samuti läbisegi. Mõned juurtega väljatõmmatud puud on ka kruvi moodi kokku käändud olnud.

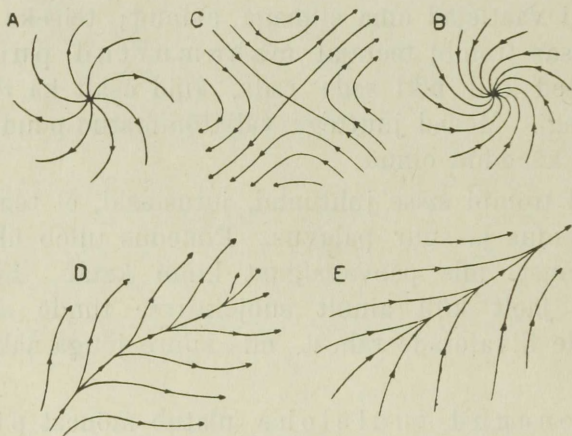
Inimesed, kes olid trombi sisse juhtunud, jutustasid, et temas valitsevat pilkane pimedus ja suur palavus. Pimedus tuleb ülesvirutatud paksust tolmust, mis päevavalgust kinni katab. Kuid palavus on suuremalt jaolt küll ainult subjektiivse tunde saavutus, sünnitatud nende liivaterade rahest, mis suure jõuga näkku paisatakse.

Täiesti väljaarenenud tuulelohe ulatub mõnest pilvest kuni maapinnani, kas loodis või viltu teatava nurga all. Mõne trombi tekkimisel on tähele pandud, et enne pilvest lehtrisarnane lott alla rippus ning maapinnal tolmusammas üles kerkis, ja alles lõplikult sulasid nad kokku. Pilvega ühenduses olev jagu koostub nii enne kui pärast veepiiskadest. On ka niisuguseid trombe olnud, mis mitte maapinnani ei ulatunud: näit. 1918. a. 6. juuli tromb, mida Tartu linnast põhja pool tähele pandi ja mida rahvasuu lendavaks maoks nimetas; niisama 1924. a. 8. augustil Tartust lääne pool.

12. Tuule voolejooned.

Seni oleme tsüklonite ja antitsüklonite kujutamisel pealuseks võtnud õhurõhu jaotust: me ühendasime ilmakaardil ühesuuruse rõhumisega kohti isobaaride varal ja saavutasime sedaviisi teatavaid süsteeme. Kuid uuemal ajal on hakatud suuremat tähelepanu pöörama tuule suuna ja kiiruse peale ja seda elementi ilmakaartide aluseks võtma.

Kui mõnel ilmakaardil, kuhu õige suur hulk kohti on üles tähendatud, milledest tuuleteateid olemas, tuule sihiga rööbiti jooni tõmmata, mis ühest kohast teise edasi lähevad, oma sihti iga koha tuulega muutes, siis võib sel kaardil enamasti mitu punkti või joont leida, millesse mainitud voolejooned kokku valguvad või milledest nad laiali hajuvad. Neid punkte ehk liine nimetatakse *iseäralisteks*. Järgmisse joonisesse on kõik võimalikud kombinatsioonid üles märgitud.



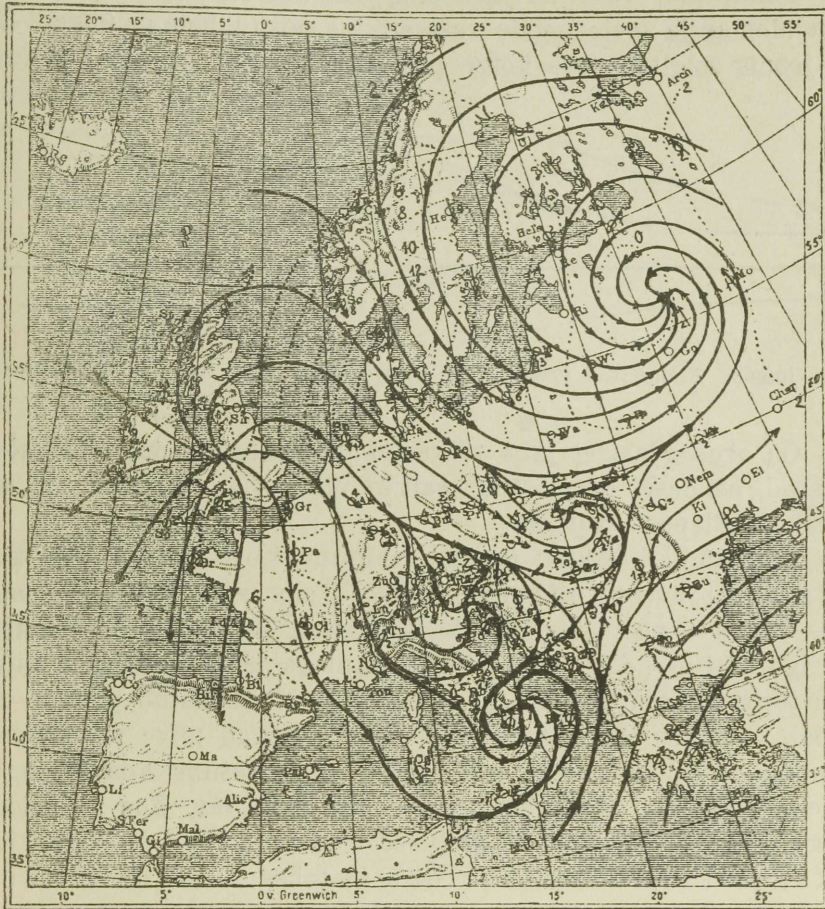
71. joonis. Voolejoonte iseäralised punktid ja liinid.

kohal. Viimaks on punkt C, kus õhk kahest küljest kokku, kahest teisest aga laiali voolab, n. n. *neutraalne* punkt, mis sadulakujuliste isobaaride kohal ette võib tulla. Järgnevale ilmakaardile on säärased voolejooned ja iseäralikud punktid joonistatud.

Seal on koondus- (konvergentsi-) punkt umbes Smolenski kohal, hajumis- (divergentsi-) punkt Wales'is. Peale voolejoonte võib sel kaardil tähele panna veel õige peenikesi punktjooi, mis ühesuuruse tuulekiirusega kohti ühendavad, need on n. n. *isodünaamid*

Punkt A on *divergentsi-* ehk hajumispunkti, tema esineb antitsükloni tsentris, sest et tuuled sealt laiali valguvad. Punkt B, *konvergentsi-* ehk koonduspunkt on tsükloni keskkoha iseloomustuseks. D ja E on hajumis- ja koondusliinid, mis esinevad kõrgrõhu harjade ja madalrõhu kiilude

ehk samajõu-jooned. Nagu näha, on konvergentsi- ja divergentsi-punktide kohal tuule kiirus väike, kõige suurem (12) on ta aga Taani kohal, mis asub umbes keset iseäraliste punktide vahelist teed. Mõnel teisel ilmakaardil võib kiiruse jaotus teissugune olla.



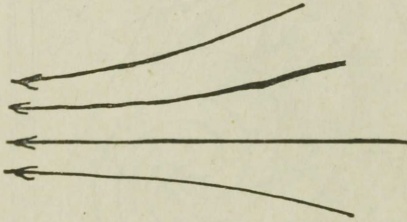
72. joonis. Ilmakaart voolejoontega.

Voolejooned näitavad, et õhk teatavais punktides igast küljest kokku voolab, teistest aga igale poole laiali valgub.

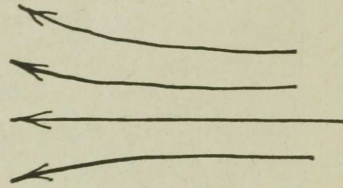
Iseenesest on selge, et koonduspunktides ja nende ümbruskonnas iseäranis jõudsad üleskerkivad õhuvoolud peavad olema, hajumispunktide kohal aga allapoole vajuvad voolud. Sest kokkuvoolavat õhku ei saa väiksemasse ruumi

kokku pressida ega või ta ka päris ära kaduda; ja seal, kust õhk ära voolab, ei või tühja ruumi tekkida.

Mitte ainult neil kordadel, kui meil selged konvergenksi- või divergenstipunktid olemas, pole meil võimalus järeldusi teha vertikaalvoolude üle, vaid ka juba siis, kui ilmakaardil on paar voolujoont olemas ja meie nende vastastikku seisu tähele paneme. Järgnev joonis selgitab seda kõige paremini.



73. joonis. Koonduvad voolujooned.



74. joonis. Hajuvad voolujooned.

On arusaadav, et juba säärastel juhtumustel, nagu ülerval joonistatud, esimesel korral õhk osalt ka ülespoole peab kerkima, teisel korral — allapoole vajuma.

Kui nüüd küsitakse: mis on mainitud voolujoontest kasu ilmastiku äratundmise suhtes? siis võib järgmist vastata: Ühes eelmises peatükis oli juba seletatud, kuidas ülespoole kerkiv õhk iga 100 m kohta 1°C . võrra jahtub ja tema relatiivne niiskus selle tõttu alatasa kasvab, kuni aur viimati küllastub pilvede näol. Kestab vee-auru tihenemine veel edasi, võivad pilve veepiisakesed koonduda vihmatilekadeks või — kui temperatuur alla 0° on, siis lumekübemeteks. Sedaviisi oleks neis paikades, kus voolujooned kokku käivad, soodsad tingimused olemas pilvede tekkimiseks, ja koonduspunktides igatahes — vihma sündimiseks. Tuule voolujoonte hajumispiirkonnas aga muutub allavajuv õhk soemaks ning kuivemaks; ja selle tõttu on pilvitusel neis kohtades kalduvus väheneda ehk sulades koost laguneda.

Kui sünoptilises meteoroloogias katsuda omale ette kujutada ka tuleva päeva tuule voolujooni, võib neid ka loodetava ilmastiku äratundmiseks kasutada kõige pealt pilvituse ja sadude suhtes.

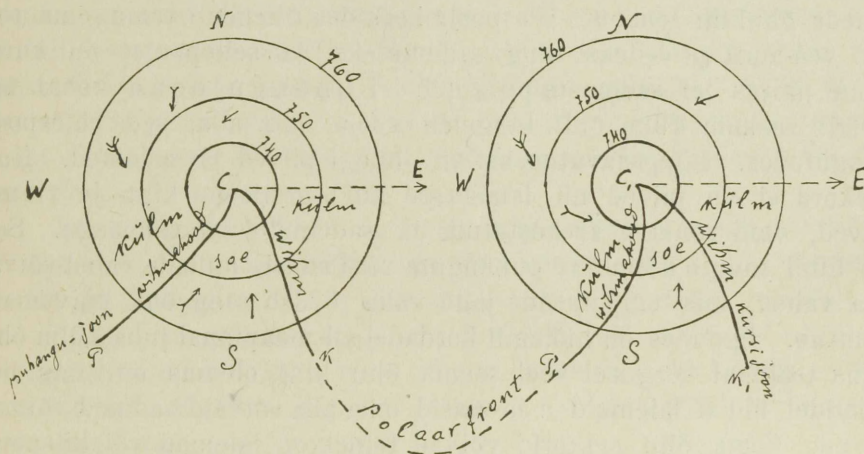
Nagu juba eespool selgus, tähendavad ühe teatava momendi jaoks joonistatud ilmakaardi voolujooned seda suunda, milles tuul

sel silmapilgul puhus. Tuule voolejooni ei tohi ära vahetada õhu ehk tuule voolamisjoontega. Nimelt, kui me kaardile märgime selle tee, mida mööda teatav õhumass teatava aja, näit. ühe nädala jooksul horisontaalses suunas edasi liikus, siis saame tema voolamisjoone ehk tuuletee.

Kaartidest ning voolamisjoontest selgub, et Atlandi ookeani põhjaosas läänest idasse liikuvate tsüklonitega kaasakäivad õhumassid teevad õige mitmekesise teekonna. Kuna ida- ja lõunatuultega edasiliikuvad õhuosad võrdlemisi lühikest ja enam-vähem kõverat teed käisid, tormasid sama tsükloni õhumassid läänetuulega mõnel juhtumusel nelja päevaga Labradorist otseteed Itaaliasse!

13. Polaarfront ja westfront.

Ilmateaduse kõige uuemaks saavutuseks on kaks mõistet, mis selle peatüki pealkirjas ülesmärgitud sõnadega on ära tähendatud. Ligemaks seletuseks toome enne joonise.



75. joonis. Kaks tsüklonit polaarfronti joonega.

Tsükloni lõuna- ning SE-poolsetes sektorites puhuvad enamasti lõunapoolsed tuuled, mis lõunapoolsemaist maakohtadest võrdlemisi soemat õhku juurde toovad. Aga tsükloni muis osades puhuvad tuuled suuremalt jaolt külmemate ehk jahedamate kohtade poolt. Tihti võib täielikumal ning täpsamal ilmakaardil tähele panna, et üleminek sooja ja külmemate piirkondade vahel on kaunis järsk ja nende piiri moodustab peaaegu geomeetriline joon. See-

sugust piirjoont, CK, tsükloni teises veerandis külmema ja soema õhu vahel nimetatakse kursijooneks. See nimi on tekkinud sellest, et mõnede teadlaste arvates tsükloni edasiliikumise suuna võib ära määrata, kui tema keskkohast C tangens ehk puutuja tõmmata mainitud kursijoon külge. Tsükloni kolmandas veerandis on kõverjoon CP, n. n. böede- ehk puhangute-joon piiriks sooja ja külma piirkondade vahel. Sellel joonel hakkavad nimelt lääne- ja loodepoolsed puhangutuuled puhuma.

Kui ilmakaardil on mitu üksteisele järgnevat tsüklonit ja meie nende vahelises ruumis puhangu- ja kursijoonete otsad ühendame (vaata 75. joon.), saame mitmest osast koosneva murdjoone $PCKP_1C_1K_1P_2C_2K_2\dots$. Seda joont, mis nagn piiriks oleks soema, lõuna poolt tulnud ja külmema, põhjamailt pärit oleva õhu vahel, nimetatakse polaarfrondiks.

Kursi- ja puhangujoontel on veel järgmised omadused. Et kursijoon kohal lõunapoolne soe ning kergem õhk külmemasse puhub, jääb tema selle piirijoon kohalt edasi puhuma, üle raskema jaheda õhukihi tõustes. Ülespoole kerkides tihendab tema oma rohkete vee-auru pilvedeks ning sademeteks, ja sellepärast on kursijoon juures lai sademete-piirkond. Puhangujoone kohal aga tungib raskem külm õhk kergema sooja õhu alla, seda ülespoole kangutades. Lõppsaavutuseks on jällegi pilved ja sademed. Kuid seekord ei ole pilved nii laialdased kui kursijoon kiht- ja vihmapiilved, vaid rohkem katkestatud, ja sademetel on vaheaegu. Sest sel liinil tungib külm õhk puhangute viisi edasi, millede vahel võivad olla vahed, kus temperatuur jälle vähe tõuseb ning õhk kuivemaks muutub. Igatahes on mõlemil kordadel all maapinnal juba külm õhk, kuna teataval kõrgusel veel soema õhu kiht olemas on, mis neil frontidel üldisi laiemaid maa-alasid oma alla võtva sadusid võimaldavad. Sooja õhu sektorid võivad teinekord laiemad või kitsamad olla kui eespoolseis joonistes.

Tsüklonite tekkimise seletus polaarfrondi teooria järele on järgmine. Selleks tuleb enne eeldada, et alguses käivad kaks sirgesuunalist õhuvoolu rööbiti, kuid seejuures vastupidise suunaga: üks, külmem, idast läände (õigemini ENE-st — WSW-sse), teine, soem, läänest idasse (WSW-st — ENE-sse). Esimese asend põhjapoolse maapooliku paras-jahedas kliimavöös olgu teisest võrdlemisi põhja pool. Mõlemate õhuvoolude vahel olgu nende kokkupuutekohal selge piirjoon, millest üleminekul niihästi tuule suund vastu-

pidiseks muutub kui ka õhu temperatuur järsku mitme kraadi võrra kas alaneb või tõuseb, selle järele, kas me piirjoonelt lõunast põhja või põhjast lõuna poole läheme. Säärane vastupidiste tuulte kokkupuutumine maakera pinnal on mõnel juhtumusel tõepoolest võimalik, kuid ei või kunagi kaua kesta. Sest nagu tuul tasast veepinda lainetama lööb või nagu kahe õhukihi piiri pinnal vastupidiste tuulte tõttu õhulained sünnivad, mis lainepilvede läbi nähtavaks saavad (vaata lhk. 119), nii tekivad ka käesoleval korral õige suured laiad kujundid (vaata 75. joonis), millede vahed teineteisest (ühe tsükloni keskkohast järgneva keskkohani mõõtes) paar tuhat kilomeetrit võivad olla. Need tsükloneid moodustavad õhkkonna lained ei ole muidugi mitte vertikaalsed, nagu näit. merelained, vaid horizontaalsed: nende harjad ulatuvad põhja poole, aga lainete orud ehk vaod lõuna poole. Alguses on need lained üsna lamedad, ja alles aegapidi muutuvad nende küljed järsemaks, kuni nad niisuguse kuju omandavad, nagu polaarfrondi joon 75. joonisel. Kuid see ei ole veel lõppstaadium. Sest see sektor muutub tsükloni edaspidisel arenemisel veel kitsamaks, kuni ta viimati sooja piirkonna laialt aluselt hoopis ära lõikub; siis on isoleeritud soe ala ainult veel tsükloni keskkohas olemas, ümberringi aga puhuvad külmad tuuled. See on siis juba tsükloni vaibejärg, sest et siis ei saa temasse enam sooja õhku juurde voolata, mis temale enne uut energiat andis ning teda elustas.

Kogu see polaarfrondi teooria, mille algatas norra eriteadlane V. Bjerknes, on maksev esimeses reas Põhja-Atlandi ookeani, Inglis- ja Norramaa kohta, kus tõepoolest põhja pool alati külmem on, lõuna pool aga soem. Aga Ida-Euroopas on talvel suurema külma piirkond enamasti idas, Siberis, soem õhk aga läänes, Läänemere kohal. Ka Kesk-Euroopa jaoks ei või alati polaarfronti maksvaks tunnistada. Seal on küll ka tihti järske ilmade, eriti temperatuuri muutusi tähele pandud, kuid iga kord ei olnud võimalik tõeks teha, kas näit. läänetuulega tulnud jahedam õhk tõesti pärit oli põhjapoolseilt mailt või meredelt. Võis näit. ka juhtuda, et enne põhja poolt tulnud õhk aegapidi päikese kiiretamise läbi koha peal kaunis soojaks muutus ja siis lääne poolt juurdetulev õhk võrdlemisi jahedam oli. Kuid sellegi pärast võis viimane näit. Asoori saarte antitsüklonist pärit olla! Selle tõttu on Kesk-Euroopa ilmateadlased polaarfrondi asemel tarvitusele võtnud oskussõna westfront. See tähendab umbes ülevalkirjeldatud puhangute joont ehk

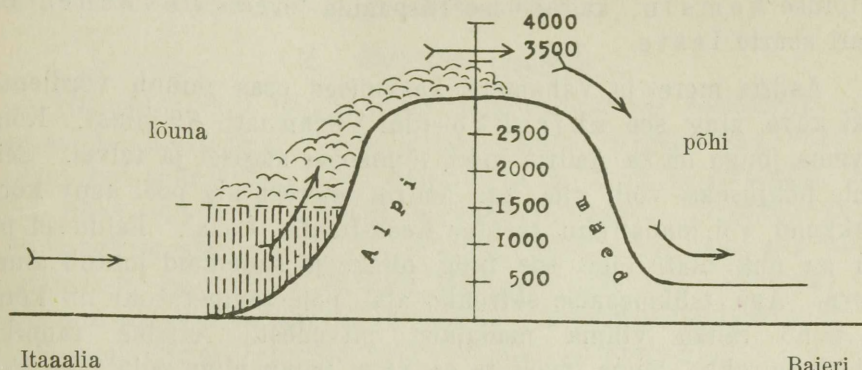
üldse läänepoolsete tuultega ühenduses olevat ilmade järsku halvemaks muutust. Kuid ei taheta ette ära määrata, kas seda paha ilma sünnitav õhk tuli polaarsetest või ekvatoriaalsetest kohtadest.

IV. Kohalikud ja kindlad ehk alalised tuuled.

1. Föön, boora ja skirokko.

Föön on kohalik tuul, mis teatavail ilmade tingimustel peasjalikult Alpi mäestiku põhjapoolseis orgudes ja eelmägedes, Lõuna-Baieris puhub. Kuid ka lõuna pool Alpisid, Põhja-Itaalias tuleb ta ette tramontana nime all. Samuti võivad föönitaolised tuuled soodsail tingimusil juhtuda ka teiste mäe-ahelikkude ümbruses. Föön on alati kaunis suurejõuline soe kuiv tuul. Ta tekib siis, kui mäestiku ligiduses asub mõni õhurõhu-miinum, mis mäestikus lasuvat õhku enese juurde imeb. Õhk tormab enne orgusidpidi alla, et pärast mäestiku-eelses maaosas laiali valguda. Ta kõrge temperatuur ja väike relatiivne niiskus tekivad selle tõttu, et kõrgusest alla langev õhk iga 100 m kohta 1°C . võrra soeneb. Oli mäestik tema eel olevast madalmaast näit. 2000 m kõrgem, siis soeneks õhk 20°C . võrra. Ja olgugi, et õhu temperatuur alguses võrdlemisi madal oli, näit. Alpi mägede kohal kevade hakatuses — 5°C ., jõuab ta alla, Baieri kiltmaale 15°C . soojusega. Ja selle sooja ning kuiva tormi mõjul sulab seal lumi imekiiresti ja see tuul on tihti kevade algatajaks. Föön võib ka nii tekkida, et teiselt poolt mäe-ahelikku kõva tuul üle mäeharja puhub, näit. Põhja-Itaalia madalikust üle Alpide põhja poole. Säärasel juhtumusel on tema temperatuur harilikult veel kõrgem. Sest esiteks on õhu temperatuur Itaalias harilikult juba iseenesest võrdlemisi kõrge ja teiseks tekib temperatuuri tõus veel niiske ja kuiva õhu mitmesuguse termilise koeffitsiendi tõttu. Joonisest järeldub see selgemini. Eeldame, et Itaalia lagendikus oli õhk 20°C . soe. Vastu Alpisid puhudes ajab tuul õhumassid nende kallakut pidi kõrgemale. 1500 m kõrgusel oleks see õhk 15° võrra ära jahenenud, seega ainult veel 5°C . soe. Ja see temperatuur olgu käesoleval korral veeauru küllastustemperatuuriks. Edaspidisel tõusul tiheneb aur vihmapiilvedeks ja vabaneva kondensatsioonisoojuse tõttu on ärajahtumine sest ajast peale ainult $0,5^{\circ}\text{C}$. iga 100 m kohta. Mägede

tipul, mis on — ütleme — 3000 m kõrge, oleks õhk seega veel 7.5°C . võrra jahedam, s. o. — 2.5°C . Seal sajab siis muidugi lund. Oleks mäe-ahelik kitsas, siis ulatuksid pilved tema teisel küljel veel



76. joonis. Mägi fööntuulega.

teatava kõrguseni allapoole. Kuid Alpide mäestik on keskmises jaos ligi 200 km lai, ja selle ruumi kohal jõuavad pilved juba suure osa oma vee-aurust sademete näol ära anda. Ja kui oletame, et õhk, Alpide põhjapoolsest äärest allapoole vajuma hakates, mitte enam uduga segatud ei ole, siis soeneb ta iga 100 m vajumise kohta, nagu teada, 1°C . võrra. Et Alpide-eelne Baieri kiltmaa on merepinnast 500 m kõrge, siis vajub õhk Alpi ahelikku harjalt kuni sinnamaani 2.500 meetrit, 25°C . võrra soenedes. Alla jõudes oleks õhk siis 22.5°C . soe, see on soem kui alguses Itaalia la-
gendikul.

Mõnikord võib ka üksikute mäetippude ümber või nende kohal suure tuule ajal üksildast pilve näha, mis pealt-näha paigal püsib. Sest kui niiske tuul mäe peale puhub, tõuseb õhk tema serva pidi üles, moodustab üleval pilve ja langeb tema teisel küljel jälle alla. Seejuures on pilvematerjal alati uus, pilv tekib aga ikka samal kohal ja sulab mäe teises ääres. See-suguse nähtuse ilusaks näiteks on Kapilinna ligidal üksildaselt üleskerkiva Lavamäe (Table mount 1000 m) n. n. laudlina.

See on õhuke pilv, mis nimetatud lagedaharjalise mäe peal meretuule aegu sünnib, teda nagu linikuga kattes. Iseäranis kõva SE-tuule ajal tekib ka ligidase, kuid madalama (664 m) Lõvimäe kohal väike rümpilv, mis samuti ühel ja samal kohal püsib, olgugi et õhk temast tormikiirusega läbi voolab.

Kui soojade maade või merede kohal antitsükloni õhk alla vajub, võivad ka väga soojad ning kuivad kõvad tuuled tekkida, mis fööniga sugulased on. Seesugused tuuled on: Araabia samum, Egiptuse kamsin, kagupoolse Hispaania leveetš (leveche), Ka-naari saarte leste.

Aadria merel ja Vahemere keskmises osas puhub võrdlemisi tihti kõva ning soe skirokko-tuul, enamasti SE-sihist. Kõige kõvema jõuga on ta Aadria mere lõunaosas sügisel ja talvel. Selle tuule põhjuseks võib olla kas Aadria merest ida pool asuv kõrg-rõhkkond või madalrõhu tšenter Kesk-Itaalia kohal. Esimesel puhul on õhk alati õige soe ning niiske ja sademeid juhtub ainult, harva. Aga tsükloonaalse skirokko ajal pole temperatuur nii kõrge ja sajab ränka vihma madalaist pilvedest. Aafrika rannikul puhub skirokko lõuna poolt ja on väga palav ning kuiv. Ta kannab Saahara kõrvest hulga tolmu enesega kaasa, mis õhku sumedaks muudab. Harukordadel on tuul säärast kõrvetolmu Kesk-Euroopani kannud, 1901. a. 9. märtsil koguni Taanimaani.

Harmattan puhub Aafrika läänerannal Madeira ja Gabuni vahelisel merel. Ta tekib Aafrika kohal lasuva kõrgrõhkkonna mõjul ja tuleb enamasti talvekuudel ette. Ta puhub alati idast, ja enesega punakat kõrvetolmu kaasas kandes vähendab ta õhu läbi-paistvust. Mõnikord talvel puhub Kaanadas Assiniboia ja naaber-maakondades tshinuuk-tuul (chinook). See tuleb Kaljumäes-tikust ja on kuiv ning soe föön. Tema mõjul tõusis õhu tempera-tuur jaanuarikuus kord 15 minuti jooksul 24° võrra, teine kord 7 tunni jooksul — 40° pealt + 4° peale, s. o. 44° võrra!

Samasugused langevad tuuled on ka boora ja mistral. Need on küll kuivad, kuid külmad.

Boora tuleb kõige enam ette Aadria merelahe idarannikul külmal aastaajal, kui Balkani poolsaarel õhk õige tublisti on ära jahtunud, seega võrdlemisi raskeks muutunud. Juhtub siis Itaalia kohal madalrõhkkond olema, siis langeb see külm õhk üle Karsti-mägede, mille ahelikud Aadria merega rööbiti käivad, suure jõuga alla soemale mererannikule. Langedes soeneb küll õhk, kuid et nende mägede kõrgus mitte suur ei ole (500 m) ja et õhk alguses õige külm oli (vahest —10° C.), mõjub tema Rivièra kliimaga ranna looduse peale õige jahutavalt. Ka Novorossiiski linna juures on talvel tihti boora puhunud, mis mõnikord kõik laevad sadamas

paksu jääkattega vooderdas. 1920. a. 31. jaanuaril puhus ka Eesti põhjarannikul boorataoline *SE*-torm.

Mistral on külm ning kõva *NW*-tuul, mis Lõuna-Prantsusmaal Roone orus ja Lioni merelahes puhub.

2. Passaat-tuuled.

Nii põhja- kui lõunapoolsel maapoolikul on ookeanide kohal umbes 10. ja 40. laiusejoone vahel alalise kõrgõhurõhu vööd; ja ekvaatorist paar kraadi põhja pool käib n. n. termineline ekvaator, nagu juba ühes eelmises peatükis ligemalt seletatud. Terminelise ekvaatori kohal on alati võrdlemisi madala õhurõhu vöö, kus pea alaline tuulevaikus valitseb ja jõudsad ülespoole kerkivad õhuvoolud tekiavad, mis rohkeid sadusid põhjustavad. Mõlemad süsteemid, see on, ühelt poolt termineline ekvaator ühes tuulevaikuse vööga, teiselt poolt mõlemad lähistroopilised kõrgrõhu vööd, nihkuvad meie suve-poolaastal oma keskmisest seisukohast mitme laiusekraadi võrra põhja poole, talve-poolaastal aga lõuna poole.

Nagu teiselgi sarnastel tingimustel, nii sünnib ka siin õhumasside ümberpaigutumine, teiste sõnadega tuul, kõrgrõhkkonnast madalrõhuala sihis. Ja kui poleks kõrvalisi jõudusid, peaks tuul mainitud piirkonnas põhja-maapoolikul puhuma põhjast lõunasse, s. o. kõige otsekohesemas sihis terminelise ekvaatori poole, lõuna-maapoolikul aga lõunast põhja poole. Kuid et ka nende tuulte kohta mõjub maakerä pöörlemise kõrvaletõmbav võim, siis kaldub põhja-tuul oma suunast paremale poole, s. o. tekib *NE*-(kirde-) tuul; lõunatuul lõuna-maapoolikul kaldub aga pahemale poole, *SE*-(kagu-) tuult moodustades.

Et nende tuulte sünnitajad ekvatoriaalse madalrõhu ja mõlemad lähistroopilised kõrgrõhu vööd püsivad aasta otsa, siis puhuvad need *NE*- ja *SE*-tuuled vahet pidamata kogu aasta läbi. Nemad ongi n. n. passaat-tuuled. Atlandi ookeanil on nende kiirus keskmiselt 6 m/sek. ehk 3—4 palli. Passaatide piirkond nihkub meie suvel enam põhja poole, talvel lõuna poole, kokkukõlas terminelise ekvaatori ümberpaigutumisega.

Atlandi ookeani keskpäigas, s. o. kaugemal mannermaadest, asub *NE*-passaadi piirkond, suvel umbes 10. ja 28. põhjalaiuse joone vahel, talvel 2. ja 23. joone vahel. *SE*-passaat ulatub meie suvel 5. põhjalaiuse joonest 20. lõunalaiuse jooneni, talvel ekvaatorist 23. lõunalaiuse-jooneni.

Mõlemate passaatvööde vahel on 2—5 kraadi laiune tuulevaikuse-vöö. Läänepoolsel küljel, s. o. Ameerika kallaste ligidal, on passaatvööd alati ja tuulevaikuse-vöö suvel kitsamad, Aafrika-poolsel küljel aga nii üks kui teine alati laiemad. *SE*-passaadi piirkond ulatub seega pea kogu aasta geograafilisest ekvaatorist mõne laiusekraadi võrra põhjapoolsele maapoolikule, juulikuus Lõuna-Ameerika rannikul koguni 7°.

Suures ookeanis ulatub *NE*-passaadi vöö juulikuus keskmiselt 10°—32° põhjalaiuseni, jaanuaris 3°—21° p. laiuseni. *SE*-passaadi vöö on juulis 5° põhjal. ja 25° lõunal., jaanuaris 2° p. l. ja 35° lõunalaiuse vahel. Mõlemate passaatide vahel on muidugi ka alati tuulevaikuse-vöö.

India ookeanil ulatub *SE*-passaadi piirkond keskmiselt 30. lõunalaiuse-joonelt juulikuus kuni 4. lõunalaiuse-jooneni, jaanuaris aga kõigest 10. lõunalaiuse-jooneni. *NE*-passaati India ookeanis ei ole, sest et see ookean nii kaugele põhja poole ei ulatu, et seda võimaldada.

Passaat-tuuled puhuvad alati ühetaolise keskmise kiirusega, 3—4 palli. Ja tormisid ei tule nende piirkonnas pea ettegi: ainult Lääne-India vetes, Suure ookeani lääneosades ja India ookeanil puhuvad mõnikord juba ennekirjeldatud tsüklonid, India ookeanil võrdlemisi tihti. Passaat-tuulte alalise kindla sihi ning mõõduka jõu tõttu on nad ütle mata soodsad laevasõidule, eriti purjekate jaoks. Ja selle omaduse tõttu nimetatakse neid inglise keeli trade winds, s. o. „kaubandusetuuled“.

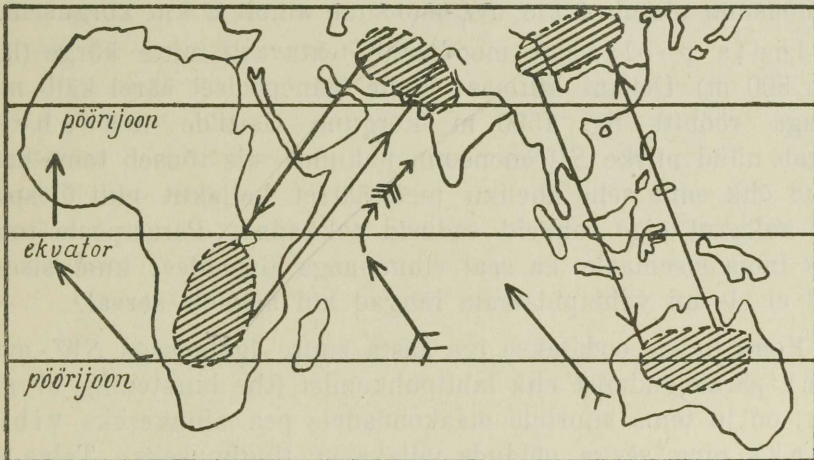
Passaat-tuulte kiht ulatub ainult kolme kilomeetri kõrguseni; sealt ülevalpool puhub tuul alaliselt hoopis vastupidisest ilmakaarest, nimelt lääne poolt; see on n. n. antipassaat.

Ilmastik passaatide piirkonnas on üpris tore: taevas on kas päris selge või temas liiguvad üksikud väikesed rünkpilved, n. n. passaatpilved. Nad on umbes seda moodi, nagu 23. joonisel kujutatud. Vihma sajab selles piirkonnas harva, lund ei kunagi.

3. Monsuunid.

Monsuuntuuled on morfoloogiliselt, s. o. oma tekkimise suhtes midagi keskmist juba enamalt kirjeldatud vinutuulte ja passaatide vahel. Vinutuuled sünnivad soodsail tingimusil (näit. antitsükloonilisel ilmastikul suvel) temperatuuri ning seega õhu raskuse vahe

tõttu merel ja rannamaal ning nad vahelduvad öö-päeva jooksul, öösiti ning hommikuti maalt mere poole puhudes, keskpäeval aga mere poolt ranna sihis. Passaatide sünnitajad kõrg- ja madalrõhkkonnad püsivad aasta otsa pea ühel ja samal paigal, ja selle tõttu puhub passaat ka alaliselt ning oma suunda muutmata terve aasta läbi. Mussoon ehk monsoon on, nagu vinugi, tuul, mis maismaa ja mere vahel puhub ning niisama vahelduvate õhurõhu-vahede läbi on sünnitatud. Kuid esiteks võtab ta oma alla hoopis suurema mere- ning maa-ala ja teiseks püsivad monsuuni sünnitajad rõhkkonnad õige kaua, ligi pool aastat samal paigal. Sellepärast muudab monsuuntuul oma sihti ainult kaks korda aastas. Selletõttu tohib teda ka kindlate tuulte hulka arvata nagu passaatidegi. Kõige tugevam, kauakestvam ning rahvamajanduslikult tähtsam on monsoon, mis Araabia lahel ja India poolsaarel puhub.



77. joonis. Monsoonide kavand.

Talvel lasub Põhja-India kohal kõrgrõhkkond, suvel aga alaline õhurõhu miinimum. Lõuna-Aafrikas on meie talvel õhurõhu alaline miinimum, suvel maksimum. Mõlemate mainitud maa-alade vahelisel merel on õhurõhk kogu aeg keskmine. Nimetatud alalised antitsüklonid ja õhurõhumiinimumid tekivad termilisel alusel, s. o. õhu suure soenemise tõttu suvel ja ärajahtumise tagajärjel talvel (vaata 8., 9., 14., 15. joon.).

77. joonisel näitavad pikad nooled monsuuntuulte sihti: põhjamaapooliku talvel puhub tuul India mannermaalt edela poole — see on NE-monsoon; suvel puhub seal aga SW-monsoon. Monsoon-

tuulte kiirus on kaunis suur: Araabia lahel suvel paiguti ligi 8 palli. Ei tohi endale aga asja nii ette kujutada, kui vahelduksid *NE*- ja *SW*-monsuunid järsku, ilma vaheajata; vaid mõlemasihi-
liste tuulte valitsuse vahel on ikka 1.—2-kuuline vahe-aeg, mil mandril on enamasti tuulevaikus, merel aga puhuvad kerged muutlikud tuuled; vahepeal juhtub nimelt nendes vaheaegades ka tsüklonilisi tormisid, mida me juba ühes eelmises peatükis tundma õppisime (vaata 146. lhk.). Harilikult puhub India poolsaarel ja teda ümbritsevail meredel *NE*-monsuun detsembrist kuni aprillini, aga *SW*-monsuun juunist kuni septembrini.

SW-monsuun on eriti merel kõvema jõuga kui *NE*-monsuun; sest India ookeani *SE*-passaat läheb suvisel poolaastal, oma sihti aegapidi muutes ja ekvaatori kohal lõunast põhja poole puhudes, *SW*-monsuuni üle, sellele sedaviisi uut ning alalist jõudu pakkudes. *SW*-monsuun ulatub 4 km, *NE*-monsuun ainult 2 km kõrguseni.

India poolsaart moodustab teatavasti mitte kõrge (läbis-
tikku 500 m) Dekani kiltmaa. Selle läänepoolsel äärel käib mere-
rannaga rööbiti ligi 1500 m kõrgune Gatti'de mäeahelik. Hakkab nüüd niiske *SW*-monsuun puhuma, siis tõuseb tema kaasa-
toodud õhk enne selle aheliku mere-äärset kallakut pidi ülespoole, sellel kallakul õige rohkeid sadusid tekitades. Pärastpoole tungib ta ka India sisemaale, ka seal vihma-aega alustades; kuid sisemaa sajud ei ole nii vahetpidamata rängad kui mägede serval.

Kogu Indias oodatakse iga aasta suure igatsusega *SW*-mus-
sooni päralejõudmist ehk lahtipuhkemist (the bursting of mon-
soon); on ju tema suurtele maakondadele pea ainukeseks vihma-
toojaks ning seega põldude viljakasvu tingimuseks. Talve-pool-
aasta, mil Aasia mannermaa tsentri poolt puhuv *NE*-monsuun valit-
seb, on kuiv aasta-aeg, ja mõnes kohas ei saja siis kuude viisi tilkagi.

Monsuuntuuled puhuvad ka Hiina-Austraalia vahelistel
meredel ja nende saartel ning rannamaadel. Nagu jooniselt näha,
asub Põhja-Hiinas talvel kõrgrõhuala — see on suure
Kesk-Aasia ja Siberi talvise antitsükloni osaks; suvel valitseb
seal aga võrdlemisi madal õhurõhk. Austraalia manner-
maal on meie talvel, sealsel kesksuvel, õhurõhu-miinum, teisel
poolaastal — kõrge õhurõhumine. Need õhu-
rõhu vahed Hiina ja Austraalia vahel tekitavad seal meie talvel
NW-monsuuni, suvel *SE*-monsuuni. Ida-Aasia mussoonide

piirkond ulatub mõnikord kuni Vladivostokini ja veel kauge-
male põhja poole.

Kolmandaks monsuuni piirkonnaks on Guinea laht Aafrika rannal, eriti Sierra Leone rannik. Kui päike on põhjapoolse pöörjoone ligidal, puhub seal enamasti edelatuul, teisel poolaastal muudab tuul oma sihti vastavalt kirdesse.

Neljas monsuuni piirkond on Kesk-Ameerika läänerannikul, alates Lõuna-Ameerika rannas 2. lõunalaiuse-
joonelt, s. o. Guajakiili sadama kohalt ja ulatudes põhja poole
Mehhiko randa kuni 20° põhjalaiuse-jooneni. Meie suve-poolaastal
puhub selles piirkonnas SE-tuul, talvel NW-tuul, muidugi ka pike-
mate vaheaegadega.

Kolmas jagu.

I. Kliima.

1. Kliima-alade liigitus.

Mõne maakoha kliima all mõistetakse tema ilmastiku keskmist seisukorda ja meteoroloogiliste elementide keskmist muutumist. Meie geograafilises laiuses, kus aperiodiline kõikumine õige suur, läheb kindlate keskväärtuste saavutamiseks vähemalt ligi 20-aastasi vaatlusi tarvis. Ekvatoriaalses vöös jätkub selleks paariaastastest vaatlustest, sest et seal on ilmastiku muutused väikesed ning korrapäralisemad.

Esiteks võib kliima iseloomustuseks tarvitada meteoroloogiliste elementide, eriti temperatuuri amplituudi: kohad väikese aastase ning öö-päevase temperatuuri-amplituudiga kuuluvad merekliimasse; kontinentaalses ehk mandrilises kliimas on amplituud suur. Sest saartel ja mererannas mõjuvad niiske mereõhk ja meretuuled temperatuuri käigu peale tasandavalt. Aga mandrite tsentris on õhk kuiv ning laseb selle tõttu päikesekiiri hästi läbi, mis maapinda ja alumist õhukihti jõudsasti soendavad; öösiti ja talvel jahtuvad need kontinentaalsed kohad selge taeva aegu ruttu. Sellepärast on seal õhu temperatuuri öö-päevane ja aastane amplituud õige suur.

Absoluutselt kõige väiksemad temperatuuri kõikumised valitsevad ekvatoriaalse vöö ookeani saarekestel, kus nii öö-päevane kui aastane temperatuuriamplituud on paiguti ainult 1^o—2^o. Kõige suuremad öö-päeva amplituudid tulevad ette troopilistes ehk lähistroopilistes kõrbedes; kõige suurem aastane amplituud avaldub Ida-Siberis, eriti Verhojanski linnas. Nimelt on seal temperatuuri aastane keskmine amplituud 65^o C., aga absoluutne

100° C.! Peale selle puhuvad merekliima aladel tihti kõvad tuuled; aga kontinentaalses kliimas valitsevad enamasti kerged tuuled ehk tuulevaikus. Tuleb veel juurde lisada, et merekliimas on sademeid suuremalt jaolt õige rohkesti, mandrilises kliimas aga vähe.

Eriliigina esineb veel mäekliima, milles temperatuuri kõikumus väiksem on, kui ta samas kohas merepinnal oleks, temperatuur ise aga madalam ja õhurõhumine väiksem. Kõige selgemal kujul esineb mäekliima mägede tippudel, kus valitseb enamasti alaline kõva tuul, ja õhu temperatuuri amplituudid on võrdlemisi väikesed. Mäekallakute ning orgude kliima on õige mitmekesine, sõltuvalt sellest, missuguses sihis asetseb mäe-ahelik või org ja missugusel geograafilisel laiusel ta asub. Ekvatoriaalses vöös on mäe või oru mõlemate servade keskmine soojus ühesugune; sest seal paistab päike ühel aastaajal põhja poolt, teisel lõuna poolt, nii et mõlemad küljed aasta jooksul ühepalju soojust saavad. Suuremail põhjalaiustel, kus päike alati ainult lõuna poolt võib paista, on mäe-aheliku lõunapoolne või oru põhjapoolne külg ikka soem kui vastupidine. Käib mäeahelik rööbiti mererannaga, siis on tema merepoolsel küljel rohkem sademeid kui mandrilisel. Mägedes valitseb tihti ka udu; sest igatahes ulatuvad mäed oma tippudega juba pilvede piirkonda. Selge on ka, et mida kõrgemale mäe alusest, seda madalam on õhu temperatuur; isegi ekvaatori all kannavad mõnede kõrgete mägede (Kilimandžaar) tipud igavest lumikatet!

Kõrgeil kiltmail valitseb kuiv kliima, ja selle tõttu võivad sealsed temperatuuri kõikumised isegi suuremad olla kui samal laiusel madalamais kohtades. Sest väikese pilvituse ja hõredama õhu tõttu on seal päikese kiiretamine ja öösine soojuse väljakirgumine ehk jahtumine iseäranis mõjuvad. Et õhus vähe vee-auru ja et õhukiht võrdlemisi hõredam, siis pääseb neisse kõrgeisse kohtadesse õige rohkesti päikese siniseid ja ultravioletseid kiiri, mida uemal ajal on hakatud mõnede haiguste ravitsemiseks tarvitama. Kuid peale temperatuuri suurte kõikumiste tuleb veel silmas pidada, et kuivadel kiltmaadel õhus õige rohkesti tolmu heljub. Ainult tuulte vastu kaitstud kohas või suurte lumeväljade naabruses on seda vähem. — Suurte kiltmaade esindajaiks on Euroopas pea kogu Hispaania ja Aasias Tiibet.

Eespool-esitytunud tunnus, temperatuuri amplituud ehk kõikumine, ei ole kliimavööde saavutamiseks päris sünnis. Sest merekliimasse kuuluvad ühtlasi niisugused äärmised kohad nagu

Tromsö Norras ja Bataavia Jaava saarel. Esimese koha aastane kesktemperatuur on 2^o.4, teise oma 26^o.0, seega vahe õige suur! Sellepärast on kliimavööde jaotamisel tarvis ka absoluutset temperatuuri arvesse võtta. Kõige lihtsam oleks jaotuse tunnuseks tarvitada ainult aasta kesktemperatuuri, tähele panemata jättes temperatuuriamplituudi. Sel viisil võiks järgmisi kliimavöösid esitada: 1) külm vöö, — aasta kesktemperatuur alla 0^o; 2) parasjahe vöö, — kesktemperatuur 0^o—10^o C.; 3) paras-soe vöö, — kesktemperatuur 10^o—20^o C.; 4) palav vöö, — aasta kesktemperatuur üle 20^o C.

Siinjuures tuleb tähele panna, et iga koha kesktemperatuur tuleb enne merepinnale taandada, iga 100 m kõrguse kohta 0.6^o juurde arvates. Sest asub mõni ilmajaam näit. ekvaatori ligidal kõrgel mäel, siis on tema õhu temperatuur nii madal, et see koht õieti jahedamasse kliimavöösse kuuluks. Kui me aga iga mäestiku jaoks eri-isotermid tahaksime joonistada, siis muutuks kliimavööde kaart liiga kirjuks. Selle tõttu võetakse harilikult kogu maakera või tervete mandrite kliimakaartidel kirjeldatud temperatuuri redutseerimine ette. Mõne kitsama maa-ala kliimakaardil võib muidugi ka kõrgusest tingitud isoterme ära märkida.

Kogu maakeral oleks ülemal-esitatud jaotuse järele üks palav vöö ja teistest vöödest igaühel kaks, seega ühtekokku 7 kliimavööd. Nende vööde vastastikused piirid käivad geograafiliste pöörjoontega umbes ühte; viimastele tuleb veel juurde 45^o laiusejoon, mis piiriks oleks paras-jaheda ja paras-sooja vöö vahel. Uuema aja teaduses ei ole aga niisugune lihtne kliimade jaotus mitte enam tarvitusel. Tema nõrgaks küljeks on nimelt, et tema põhjal ühte kliimavöösse kuuluvad ka niisugused kohad, millel küll ühesarnane aasta kesktemperatuur, kuid mis temperatuuri kõikumise poolest õige suuresti võivad lahku minna. Võtame näit. Färöeri saarestiku ja Kesk-Soome, mis asuvad umbes 62^o põhjalaiusel. Mõlemas maakohas on õhu aastane kesktemperatuur umbes ühesuurune, Färöeri saartel (6^o.5 C.) koguni vähe kõrgem kui Soomes (3^o.0 C.). Ja ometi ei kasva Färöeridel ei metsa ega põlluvilja, Soomes aga küll! Põhjuseks on, et esimeses kohas küll pehme talv valitseb, kuid suvi on sellevastu õige jahe, nii et paraja kliimavöö taimed seal tarvitlikku soojust ei leia. Nende kasvu takistab ka alaline kõva tuul, nagu seda ka mõnel Eesti saarekesel võib tähele panna. Kõva külm talvel ei ole iseenesest veel taimekasvu absoluutseks takistuseks, nagu Ida-Siberi põlised metsad näitavad.

Aluseks võttes, et taimestikule on tarvilik teatava temperatuuriga vegetatsiooniperiood, esitas Köppen järgmise kliimade klassituse. Tema võttis arvesse kõikide kuude kesktemperatuure. 1) Põlvaarne kliimavöö: kõikide kuude kesktemperatuurid on alla 0° ; 2) külmavöö: 9 kuu kesktemperatuur on alla 10° C, 3 suvekuu kesktemperatuur üle 10° ; 3) paras- ja hekliima: vähemalt 4 suvekuu kesktemperatuur on üle 10° ; 4) paras-soe kliimavöö: vähemalt ühe suvekuu keskmine õhusoojus on üle 20° ; 5) alaliselt paras mägede kliima; 6) lähistroopiline kliima: umbes 9 kuu kesktemperatuur on üle 20° ; 7) troopiline kliimavöö: kõikide kuude kesktemperatuur on üle 20° C.

Peale eespool-kirjeldatud Köppeni võrdlemisi lihtsa kliimavööde liigituse on veel mitmed teised klassitused ette pandud. Neis on peale temperatuuri ka veel sademete rohkus arvesse võetud; ja selle tõttu tõuseb neis kliima-alade arv enamasti üle 30!

2. Taimede akklimatisatsioon.

Iga taime jaoks on olemas teatavad keskmised kliimalised, eriti õhu temperatuuri ja niiskuse tingimused, millede ta kõige lopsakamalt edeneb; neid kõige soodsamaid tingimusi nimetatakse ühe sõnaga optimumiks. Kuid sama taim võib ka vähemaga leppida ning veel niisugusteski oludes kasvada, mis optimumist märksa eralduvad. Muudkui siis on selle taime kasv kehvem ja kiduram. Aga langevad kliimaolud alla teatava alammäära, siis ei saa see taimeliik säärases kohas loomulikkudel tingimustel üldse enam edeneda. Seda alammäära nimetatakse teatava taime kliimaliseks miinumiks. Niisama on soojuse ning teiste meteoroloogiliste elementide ülemäär ehk maksimum olemas, millest üleastumisel teatava taime elulised funktsioonid lõpevad.

Kui nendele olemis-miinumidele ja -maksimumidele vastavaid isoterme või ka teistele elementidele vastavaid samajooni maa-kera kaardile märkida, siis on need samajooned ühtlasi äärmisteks piirideks, milleteni teatav taim üldse võib levida.

Et aga selle taime tõelised taimikud kogu selle piirkonna ulatuses ette ei tule, ei tähenda veel, et kliimaolud selles süüdi oleksid. Sest peale ilmastiku tingimuste mõjuvad taimede reaalse levituse peale veel teised tegurid, näit. maa-ala mulla koosseis, põhjavee

sügavus, putukate, elajate ja inimeste tegevus jne. Üldse on taimele kaunis suur akklimatisatsioonivõime omane; ja kultuuri laiililagunemisega on nii mitmedki kasulikud kultuurtaimed pea üle kogu maakera võidukäiku teostanud, niisama ka mõned umbrohud, — muidugi nende eespool-defineeritud kliimaliste miinimum-maksimumide piirides, näit. kõik teraviljad, kartul, viinapuu, kohvipõõsas, puuvilla-põõsas, kookos- ning õlipalmid jne.

Euroopas on huvitavaid katseid tehtud hariliku odraga. Tema kliimaline optimum leidub Kesk-Euroopas, umbes ka veel Eesti geograafilises laiuses. Aga Põhja-Norras kasvab ta kuni 70° põhjalaiuseni ning valmib ka. Muudkui tema vegetatsiooniperiood on seal ainult 60 päeva, vastavalt sealsele lühikesele suvele. Kesk-Euroopas ja veel 60° laiusel on odra keskmiseks vegetatsiooniperioodiks ligi 90 päeva. Külitakse aga mainitud põhjaodra seemet 60° laiusel maha, siis kasvab ning valmib ta esiotsa ka juba 60 päevaga. Alles aegapidi akklimatiseerub ehk ilmastub ta sealse kliimaga, iga aasta 5—8 päeva võrra hiljemini valmides, kuni ta lõpuks, umbes 5 aasta järel, oma kasvuaja poolest kohalisest odrast enam ei eraldu. Kui aga Kesk-Euroopast pärinevat odraseemet järsku Põhja-Norras külitakse, siis ei edene ta üldse mitte. Ainult sel korral, kui seda otra iga aastaga ainult kahe laiusekraadi võrra põhja poole külitakse, harjub ta lühema suvega, kuni ta viimaks ka 70° laiusel valmima hakkab.

Sellest näitest selgub, määrane tähtsus on klimatoloogial põllumehele. Kodumaa põllumehed on aastasadade kogemuste põhjal hariliku põlluvilja õige külvi- ja lõikuse-aja küll juba kindlaks teinud; niisama kasvatab ta sama kogemuse ehk harjumuse najal ainult neid viljatõugusid, mis meie kliimas hästi edenevad. Aga kui põllumees tahab uusi sortisid kasvatama hakata, siis on tal tähtis teada, missugustel kliimaoludel need enne on kasvanud ja kas nad Eesti kliimas üldse võivad sigida ning valmida. Iseäranis tähtsad on seesugused teadmised asumaadel, kus uued asunikud tihti pidid mitmeaastased kallid kogemused läbi tegema, enne kui nad äranägemiseni jõudsid, et näit. Suhumis rukis ja kartul hästi ei edene, küll aga mais, persikud ja teised lõunamaa viljad.

Toome siinkohal mõne taime edenemise kõige soodsama temperatuuri (optimum), ühtlasi tema eluavalduste-võimaluse alam- ja ülemmäära (miinimumi ja maksimumi).

	miinimum	optimum	maksimum
Harilik sinep (<i>Sinapis alba</i>) . . .	0°	27° 4	37° 2
valge ristikhein (<i>Trifolium repens</i>)	5° 7	21° 2	28° 0
kõrvits (<i>Cucurbita pepo</i>) . . .	13° 7	33° 7	46° 2

Nendes temperatuuri piirides võib teatud taim kasvada ja üldse elulisi funktsioone toimetada. On õhusoojus alla seda alammäära või ülemmäärast suurem, siis lõpevad selle taime eluavaldused: tema lehed närtsivad ja taim jääb uinakusse. Meie jahedas kliimas on harilikult külm, mis taimekasvule lõpu teeb. Aga palavas kliimas on enamasti kuiv aasta-aeg taimede kasvu vaheajaks. Lõplikult surevad taimed alles siis, kui temperatuur veel märksa kõrgemale tõuseb või madalamale langeb kui elamismaksimumid ja -miinimumid. Kõrgeimaks temperatuuriks on ligi 70° C. Nimelt sel temperatuuril hakkab taimede protoplasmas olev albumiin ehk valkollus koaguleeruma ehk kalgenduma. Külma piir sõltub vee rohkusest, mis teatud taimes antud ajal olemas: mida rohkem taim vett sisaldab, seda kergemini langeb ta külma ohvriks; ning lõunamaa taimestik on külma vastu tundlikum kui sellega harjunud põhjamaised taimed.

Siin järgnevad temperatuurid, millel mõned taimed ära külmuvad.

Mürdid	—3° C.
küpressipuud	—8° C.
aedroos (<i>Rosa centifolia</i>)	—18° C.
viinapuu	—21° C.

Meie maa metsapuud kannatavad veel suuremat külma välja; ja Ida-Siberis jäävad kased ja lehtmännid (*Larix sibirica*) isegi 60-kraadilise talvekülma järel ellu!

Taimekasvuigale faasile on eritemperatuur tarvilik ehk kõige soodsam. Seemne idanemine kevadel enamasti juba võrdlemisi madalal temperatuuril; õitseaeg on kõrgema temperatuuriga seotud; ja seemne ehk vilja küpsmiseks on veel vähe kõrgemat õhusoojust vaja.

Allpool näiteks mõned keskmised temperatuurid 11 tõu kohta.

	idanemine	õitsmine	küpsmine]
rukis	5° C.	12° C.	19° C.
nisu	5° C.	16° C.	21° C.
oder }	6° C.	16° C.	18° C.
kaer }			

	idanemine	õitsmine	küpsumine
kartul	7° C.	14° C.	14° C.
peet	8° C.	18° C.	19° C.
kanep	8° C.	18° C.	20° C.
tubakas	8° C.	19° C.	21° C.
viinapuu	10° C.	18° C.	21° C.
riis	12° C.	22° C.	23° C.
puuvill	15° C.	21° C.	25° C.

3. Temperatuurisummade meetod.

Taimede soojatarviduse iseloomustuseks on nn. temperatuurisummade meetod tarvitusele võetud. Nimelt arvatakse teatava taime kogu vegetatsiooniperioodi, s. o. kõikide tema idanemisest kuni küpsmiseni kulunud päevade kesktemperatuurid kokku. Nagu me eespool nägime, on mõne tõu vegetatsiooniperiood põhja pool lühem kui lõuna pool. See asjaolu tuleb ka tema temperatuurisummades nähtavale. Näiteks leiti nisu jaoks järgmised temperatuurisummad.

Upsalas	1546
Pariisis	1970
Firenzes	2550

Nähtavasti tarvitab nisu Kesk-Itaalias umbes 70% rohkem soojust kui Kesk-Rootsis ja arvatavasti ka Eestis. Meie kodumaa on nisu põhjapoolsemaks kultiveerimismaaks; ja siin peab ta elamismiinimumiga läbi ajama, kuna soojatingimused temale Itaalias kõige soodsamad on ja ta seal ka suuremat saaki annab.

Järgnevad mõne teise kultuurtaime temperatuurisummad, mis maksvad on Eesti kohta.

Põlluvili.

Tatrad	825
läätsed	1250
suveoder	1300
talverukis	1450
suvenisu	1550
talvenisu	1575
kaer	1600
hersed	1850
mais	2000
riis	3000

Kultuurtaimed.

Nairid	1200
linad	1300
vikid	1400
kartul	1600
sigur	1800
magun	1800
suhkrupeet	1900
päevalill	2000
kanep	2000
tubakas	2500

Kas võib selle tabeli järele otsustada, missugust põlluvilja või kultuurtaime Eesti kliimas veel tohib kasvatada? Kauaaegseid keskmistemperatuure abiks võttes võib leida, kui suured on meil tõepoolest temperatuurisummad. Summade alg-tähtpäevaks tuleb seda kuupäeva kevadel võtta, millal õhu temperatuur esimest korda vähemalt niikõrgele tõuseb, kui suur on taime idanemise alamtemperatuur. Seejuures peab lumikate muidugi juba mõni aeg kadunud olema, ja sellele tähtpäevale ei tohi enam ka suuremaid öökülmasid järgneda. Vastasel korral valitakse mõni hilisem tähtpäev. Summa lõpupäevaks arvame kuupäeva, mil õhu temperatuuri maksimum viimast korda nii suur on, kui taime valmimiseks ehk küpsmiseks tarvilik.

Nisu idaneb 5° ja valmib 21° C. soojuses. Tartu 50-aastaste keskmiste järele on esimeseks päevaks 5-kraadilise maksimumiga keskmiselt 6. aprill. Kuid lumikate kaob keskmiselt alles 19. aprillil. Seepärast võtame vegetatsiooniperioodi alguseks 20. aprilli, olgugi et aluspõhi küll ka siis veel külviks mitte küllalt soe ja kobe ei ole ja selle tõttu see tähtpäev vahest liiga varane on. Viimaseks päevaks 21-kraadilise maksimumiga on keskmiselt 12. august. Kogu selle 115-päevase vegetatsiooniperioodi üksikute päevade keskmistemperatuure kokku arvates saame temperatuurisumma 1550. Kesk-Itaalias (Firenze) on nisu kasutatud temperatuurisumma küll 2556, Põhja-Itaalias 2075, aga Upsalas (Kesk-Rootsis) ainult 1546. Viimasega võrreldes on meie 1550 täiesti rahuldav, nagu ka põllumeeste praktika on näidanud. Kuid tuleb meeles pidada, et sedaviisi meie kliimas ainult normaalseil suvedel nisu valmimise jaoks küllalt soojust on, üleliia soojadest suvedest rääkimata. On aga suvi nor-

maalsest jahedam, siis ei taha nisu jaoks tarvilikku soojust hulka enam välja tulla. Selle tõttu on Eesti põllumajandus täiesti õigus-
tatud nisu kultiveerimist majandusliselt kahtlaseks ettevõtteks
pidama, mis halva ilmastiku mõjul kergesti võib äpardada.

Maisi ja riisi kasvatamisest ei unista vist keegi...

Siirdume nüüd suhkrupeedi ja tubaka juurde, millede
istutamine Eestis 4 aasta eest hoogu võttis!

Suhkrupeedid idaneb 8°C soojuses, missugune maksimaalne
temperatuur Tartus normaalseil aastail esimest korda 18. aprillil ette
tuleb; aga lumikatte pärast võib vegetatsiooniperioodi varemaks alg-
tähtpäevaks alles 20. kuupäeva lugeda. Selle taime valmimistempe-
ratuuriks on 19°C., mida normaalselt viimast korda veel 25. august-
til juhtub. Seega oleks suhkrupeedi keskmiseks vegetatsiooni-
perioodiks meie kliimas 128 päeva, millede temperatuurisummaks
on 1754. Põhja-Itaalias on vastav summa 2550. Kuid Kesk- ja
Põhja-Euroopas akklimatiseerunud sordid lepivad küll vähemaga:
arvatavasti on nende normaalsummaks 1900. Nii leiduks siis Tartu
maakonnas ainult soojadel suvedel suhkrupeedi jaoks küllalt soojust;
aga jahedail ja isegi normaalseil suvedel oleks soojust puudu.
Sellepärast oleks suhkrupeedi kasvatamine kliimalises suhtes vahest
lubatav, kuid mitte soovitatav. Pealegi on veel küsimus, kas majan-
dusliselt kasulik on teda suhkruks ümber töötada või loomadele sööta.

Tubaka kohta on ennustus veel halvem. Eestis hakati teda
esimest korda suuremal määral kasvatama 1919. ja 1920. a. suvel.
Siis edenes ta võrdlemisi rahuldavalt. Kuid peab meele pidama,
et 1920. a. üldse kõige pikem ja soem suvi oli Tartu Meteoroloogia-
Observatooriumi asutamisest, 1866. a. saadik! Kui selle aasta heast
tubakasaagist järeldatakse, et iga aasta seesugust tohib loota, siis
on see suur eksitus... Kuid pöördume arvude juurde! Itaalias on
tubakale tarvilik temperatuurisumma 3400; kuid oletame, et Saksa-
ja Taanimaalt pärit olevaile sortidele jätkub 2500-st. Tubaka seeme
idaneb 8-kraadilises soojuses ja valmib 21-kraadilises. Vastavad
keskmised tähtpäevad on Tartu kliimas 18. (20.) aprill ja 12. august.
Seega on keskmiseks vegetatsiooniperioodiks 115 päeva, nagu nisulgi.
Selle perioodi temperatuurisumma oli normaalseil aastail ainult 1550,
see on hoopis vähem kui nõutud 2500. Selle tõttu ei või tubakas
meie kliimas normaalseil aastail mitte valmida. Lehed jäävad sügi-
seni haljaks ja annavad täiesti alaväärtuslist kaupa. Ainult nii-
sugustel erakorraliselt soojadel aastatel, kui oli 1920. a., võiks tuba-

kas ka Eestis enamvähem rahuldavat saaki anda. Sest nimetatud aastal algas tubaka kasvamist võimaldav vegetatsiooniperiood juba 25. märtsil ja kestis 4. septembrini! Selle 164-päevase perioodi temperatuurisumma tõusis kuni 2386-ni, seega peaaegu nõutud normini (2500).

Lääne-Saksamaa kliima, kus tubakat rohkemal määral kasvatatakse, on Eesti omast ikkagi märksa soem. Pealegi on sealsed tubakasordid, niisama kui Ukraina tubakas, mahorkatõud, missugust tubakat nõudlikumad suitsetajad põlgavad. Peenemad sordid kasvavad Kaukasuses, Türgimaal, Kuuba ja Filippiini saartel. Sellest asjaolust tohiks järeldada, et Eestis ikkagi ainult koduseks tarvituseks võib tubakat kasvatada.

Selle peatüki arvudest ning arutustest järgneb vist küllalt selgesti meteoroloogia tähtsus põllumajanduslikes suhtes. Eriti mõne uue kultuurtaime kasvatusele võtmisel peaksid selle taime kodumaa kliimaolud tuttavad olema. Selle teoreetilise meteoroloogia õpperaamatu kava ei luba aga klimatoloogiat põhjalikumalt käsitada; kuid mõnesuguseid sellekohaseid andmeid leidub nii käesolevas kui ka mitmes eelmises peatükis.

4. Ilmastik ja tervis.

Ilmastiku teguritest inimese tervishoiu suhtes on kõige tähtsam nimelt õhu temperatuur; selle järele veel õhu niiskus ja tuul, — viimased peaaesjalikult sellepärast, et nad soojuse mõju kas suurendavad või vähendavad. Sest inimese keha võib oma soojust kolmel teel ümbrusele, eeskätt õhule ära anda: 1) juhtivuse, 2) kiirgumise, 3) naha läbi higistamise ehk auramise läbi.

Niikaua kui õhk on keha temperatuurist (37° C.) külmem, kaotab inimene oma soojusest alatasa ühe osa tema kätte, esiteks soojajuhtivuse teel, ning seda rohkem, mida külmem on õhk ja mida suurema õhuhulgaga keha kokku puutub; see tähendab, mida kõvem on tuul või mida kiiremini inimene edasi liigub. Selle tõttu võib suurt palavust kergemini välja kannatada tuulise ilmaga, seda kergemini muidugi ka ära külmetuda. Troopilistes maades, kus tuult harilikult vähe on, panevad jõukad eurooplased oma korterites suured varjud või lehvikud teenrite jõu läbi liikuma, et selle kunstliku õhuvoolu tõttu palavuse all vähem kannatada. Külma

vastu kaitseb inimene oma keha teatavasti riide ja korterite kütmise läbi. Näit. käivad polaarmaade elanikud alaliselt kasukates. Aga ka lendurid kannavad harilikult isegi suvel kasukat; sest kiire sõiduga kaotaksid nad muidu liiga palju oma kehasoojusest, olgugi et õhk paigalseisjale jahedana ei tundu. Suures kõrguses on õhk enamasti küll ka külmem kui maakera pinnal, — keskmiselt 6° võrra iga kilomeetri kõrguse kohta, kuid väikeses kõrguses ei ole see temperatuurivahe kuigi tähelepanдав.

Teiseks soojuse väljakiirgumine. Nagu iga muu keha, nii kaotab ka inimene hulga soojust kiirgumise teel, eriti selge ilmaga ööl. Kultuurinimesel on selle vastu kaitseks riided ja elumajad. Palavas kliimavöös on soojust nii palju, et ihukatet palju tarvis ei lähe. Selle tõttu käivad sealsed metsrahvad enamasti alasti. Aga Saahara kõrve elanikud kannavad kogu aasta pakse riideid pealaest jalatallani, olgugi et õhusoojus seal ajutiselt suurem on kui Kesk-Aafrikas. Kõrbedes on õhk alati kuiv ja taevas selge. Seepärast on seal päikese kiirte mõju nii ütlemata intensiivne, kui ka öine väljakiirgumine suur. Kõrve-elanikkude riided ja paksudest müüridest eluhood on siis päeva ajal kaitseks päikese kiirte vastu, öösi aga soojuse väljakiirgumise ärahoidmiseks. Ilma riideta külmetuksid kõrve-elanikud öösi sõna tõsisel mõttes. Vajub ju kõrve pinna temperatuur vastu hommikut mõnikord koguni alla 0 kraadi! Kesk-Aafrika niiske kliimaga metsades ei ole aga neegritel ihukatet ega soliidseid eluhooneid tarvis, sest et mets neile varju pakub nii üleliigse päikesesoojuse kui öise jahtumise vastu.

On ka selgeks tehtud, et neegrite must ihuvärv neid päikese kiiretamist kergesti lubab kannatada ja selle tõttu jaksavad nad suure palavuse käes mitme võrra rohkem rasket kehalist tööd teha kui eurooplased või teised valget verd inimesed samadel tingimustel.

Kiirgumise läbi soojust kaotada võib mitte ainult õhku ja selgesse taevaruumi, vaid ka iga ligidal-oleva külma keha sihis. Igaüks teab, et külmad müürid ja jääpangad nii-ütelda külma välja voolavad. Neist ei voola küll mitte külma välja, vaid keha kiirgab nende poole soojust välja. Sest soojuse ümberpaigutumine käib ikka soemast kehast külmema poole. Seda asjaolu silmas pidades peaksid arstid tõsist tähelepanu selle peale pöörama, et haigemajade ja sanatooriumide rõdud või palkonid ei ehitataks kivist, vaid puust. Sest kui haigeid kevadel enne lõunat niisuguste palkonite peale päikesevannisid võtma asetatakse, on müürid öisest jahtumisest alles

külmad, ja ravitsetavad kiirgavad nende vastu hulga kehasoojust, ilma et nad müüriga tarvitseksid kokku puutuda. Istuvad nad aga kivist pingil, on asi veel antihügieenilisem ja ainult karastuse suhtes kasulik.

Kolmandaks kulutab inimese keha soojust naha läbi higistamise ehk auramise peale. Mida kuivem õhk, seda rohkem vett või vee-auru võib naha läbi väljapoole tungida ja seda suuremat soojahulka tarvitab see protsess. Sellepärast on kõrged temperatuurid kergemad ära kannatada, kui õhk on kuiv. Näit. on Saahara kuiv palavus eurooplastele kaunis mõnus; seal nad ei higistagi, vaid vee-aur tungib kehas gaasi kujul välja, kuna mereäärsete või teiste niiskete maakohtade võrdlemisi mitte nii kõrge palavus neile vastik on, tihti isegi elukardetav. Ka Eestis võib mõnikord ühe ja sellesama kõrge temperatuuri vastupidist mõju tähele panna: valitseb nn. põuane ilm, on õhk kuiv, siis võib palavuse käes isegi rasket tööd teha ilma üleliigse kannatuseta; on aga ühes kuumusega ilm umbne, nagu kõuevihma eel, siis on kõrge temperatuuriga liikumine õige väsitav.

Prof. Pettenkofer'i ja Voit'i järele aurab inimene päevas keskmiselt 540 grammi vett ihunaha ja 360 grammi kopsude läbi välja. See auruhulk sõltub suurel määral õhu relatiivsest niiskusest, ja isegi niiskuse kõikumisel ainult 1% võrra olevat juba märgatav mõju. On niiskus suur, siis väheneb auramine naha ning kopsude kaudu ja suureneb vee sekretsioon neerude ja osalt ka soolikate läbi. Iseäranis kõrges temperatuuris tundub suur niiskus lämmastavana; madalas temperatuuris on ta kergemini kannatata. Belgia õpetlane Lancaster on need õhu relatiivse ehk suhtelise niiskuse määrad ära märkinud, mis teatavas temperatuuris temale juba hämmastavana paistsid:

Õhu temperatuur:	30°	28°	26°	24°	22°
Relatiivne niiskus:	45%	50%	65%	70%	75%

Euroopas on säärase kõrgete temperatuuride korral, mis enamasti ainult suvel keskpäeval ja peale lõunat ette tulevad, relatiivne niiskus neist määradest harilikult märksa vähem. Aga troopilises kliimas on suur niiskus tavaline ja selle tõttu on seal elutsemine eurooplastele kaunis raske. Näit. oli Viinis (suvel kell 3 p. l.) 26° temperatuuril relatiivne niiskus ainult 50%, aga Kamerunis samal temperatuuril 85%.

Meie kliimas tuleb õhu suur relatiivne niiskus peasjalikult külmal aastaajal ette (vaata 57. lhk.), ja siis viibime meie suu-remalt jaolt köetud tubades. Kuid neis muutub väljast tulnud külma õhu võrdlemisi suur relatiivne, ühtlasi õige väike absoluutne niiskus kõrgema temperatuuri mõjul õige väikeseks. Nimelt on relatiivne niiskus talvel köetud eluruumides harilikult ainult 30—50%. Seejuures on leitud (Dr. H. Barnes Bostonis), et võrdlemisi suurema relatiivse niiskuse puhul (50—55%) juba võrdlemisi madalam toa-õhu temperatuur (18° C.) mugavusetunnet äratav, kuna kuivas õhus (30—35%) selle jaoks kõrgemat temperatuuri (22° C.) tarvis läheb.

Looduses tuleb maakera pinna ligidal õhu väikest relatiivset niiskust peasjalikult kõrbedes ette, peale selle väiksemal määral veel kõrgeil mägedel. Neis kliimades sisaldab veri vähem vett, ja sarnane paksem veri ergutab närvide tegevust. Selle tõttu on kuival õhul (ka vähendatud õhurõhumisel) järgmine mõju: närviline ärritus, uneta olek, pulsi kiirenemine, naha kuivus, suur soojuse kaotus.

Õhu suur relatiivne niiskus (ja suur õhurõhumine) kutsub järgmisi nähtusi esile: närvisüsteemi funktsioonide aeglasemaks muutumist, rahulikku und, rohkemat süsihapu gaasi väljahingamist, vere ringjooksu aeglasemaks muutumist. Rahva tähelepanek, et vihmase ilmaga olevat uni sügavam, on seega füsioloogiliselt põhjendatud.

Ei ole raske ära tunda, et aastasadasid või -tuhandeid kestnud kliimategurid ka kogu rahvaste temperamendi ehk iseloomu või koguni kehaehituse peale vastaval viisil on mõjunud. Sest kas ei ole näit. juba kõnekäänuks saanud lõuna-eurooplaste elav-tuline temperament ja põhja-eurooplaste aeglane-flegmaatiline iseloom! Suuremalt jaolt kuiva kontinentaalse kliimaga Ameerika Ühisriikide elanikud on enamasti rahutu iseloomuga ja kõhna kehaehitusega (E. Desor'i järele), kuna võrdlemisi niiske merekliimaga Lääne- ja Kesk-Euroopas leiduvat rammusaid isikuid hoopis suuremal arvul.

Uuemal ajal on kliima suur mõju tervise peale arstiteaduse poolt tunnustatud, ja on hulk kliimalisi terviseparanduse-kohti asutatud, kus peateguriks on ilmastiku olud. Oma hoolealuseid ühte või teise kohta läkitades peavad arstil muidugi nende kohtade ilmastikulised tingimused teada olema, niisama need kliimalised tegurid, mis igale haigusele kõige soodsamad.

Tiisikuse ja kondituberkuloosi ravitsemiseks arvatakse intensiivset päikese kiiretamist kõige soovitamaks abinõuks. Seesuguste tingimustega kohti leidub Alpi mäestiku kõrgemais orgudes, näit. Engadinis, Davoses; siis veel Egiptuses, Hispaanias, kagupoolsel Venemaal ja Turkestanis, Prantsuse ja Itaalia Rivièral. Eestis on kõige vähem sademeid ja igatahes suvel võrdlemisi kõige rohkem päikesepaistet Muhu saarel (Kuivaste). Et õhk seal ka tolmust puhas, siis on see koht sanatooriumi asutamiseks looduse poolt nagu ette määratud.

Tuleb veel silmas pidada, et lõunapoolsemais maades asub päike harilikult kõrgemal taevavõlvil kui põhjapoolsemais; seepärast on tema kiirte mõju seal intensiivsem ka sel korral, kui päikesepaiste kestus peaks sama suur olema. Aga mägedes on õhkkond hõredam ja laseb rohkem siniseid ja ultraviolettkiiri läbi kui paksem õhk madalais kohtades. Engadini kõrge org ja Davos on veel selle poolest kuulsad, et seal valitseb eriti talvel selge päikesepaisteline ilmastik, kuna meil Eestis ning ka mujal põhjamaades taevast siis enamasti pilves on.

Mõned pikaldased kõhuhaigused (*ulcus rotundum ventriculi*) muutuvad raskemaks, kui higistamine ja auramine kehanaha kaudu on takistatud. Siis katsub üleliigne vesi maonaha läbi teed väljapoole leida, mille all haige kannatab. Selle tõttu on säärase haiguste ravitsemiseks sündsad kuiva kliimaga kõrved ja Kagu-Venemaa stepid ehk rohtlaaned.

Nõrga rinnaehitusega isikutele võib soovitada keskmise kõrgusega mägesid, kus parajalt vähenenud õhurõhumine nende hingamist ning südame tegevust ergutab.

Viimaks võib närvihaigetele ja igaühele, kes peale raskest vaimutööd suvel tahab puhata, soovitada oma aega mere ääres mööda saata. Juba mere lai ning lõpmata vaatepiir pakub ütle mata rahuldavat ilmet; peale selle on merekliimas temperatuuri kõikumised väiksemad kui merest kaugemal kohtadel, mis ihule ja hingele omajagu rahu annab.

Lõpuks, kliimade suhtes üldse tuleb veel tähendada, et alaliselt soe kliima inimest ära hellitab ning loiuks muudab; aga temperatuuri kõikumised ja üldse ilmastiku muutused karastavad tervet isikut ja tõstavad tema tööhimu. Mitmete haiguste kordumise jaotuse aasta-aegade järele on Kesk-Euroopa statistika

järgmiselt kindlaks teinud: Kopsupõletikku tuleb võrdlemisi kõige rohkem ette kevadel, arvatavasti siis ettetulevate suurte temperatuurimuutuste tagajärjel, mis külmetumist hõlbustavad; verist kõhutõbe juhtub kõige rohkem suvel, peaaesjalikult vist küll toitluse põhjustel; kurgutõbe (*diphtheria*) on kõige rohkem sügisel, mil palju udu ja vähe päikesepaistet; influentsa on talvehaigus, mille põhjuseks muu seas vist korterite kütmisolud.

Kuidas ühe ja sama koha vahelduvad ilmad inimese terve ja tegevuse peale mõjuvad, selle kohta on alles võrdlemisi vähe statistilisi andmeid. Üldse on teada, et kuiv päikesepaisteline, nn. „ilus“ ilm mõjub ergutavalt ja tuju tõstvalt, vihmane või udune „halb“ ilm aga vastupidiselt. Halva ilmaga jäävad näiteks püha-päevased väljasõidud maale ja suvepidud pidamata. Saksamaal on koguni kindlaks tehtud, et õllepruulide tulumaksujõud vihmastel jahedatel suvedel väheneb! Sellevastu tuleb halva ilmaga avaliku korra rikkumisi märksa vähem ette kui ilusa ilmaga.

5. Kas kliima on muutlik?

On tavaliseks nähtuseks, et kui mõni suvi on erakorraliselt jahe ning vihmane olnud, nagu näit. 1923. a., siis rahva, eriti linnalaste seas arvamisi kuuldavale tuleb, nagu oleks meie kliima jäädavalt halvemaks muutunud. Seejuures ei võeta arvesse, et Kesk- ja Põhja-Euroopa ning üldse kõrgemate laiuste ilmastik suurel määral sõltub tsüklonite ja antitsüklonite tegevusest; ja selle tõttu võivad üksikud aastad nii õhutemperatuuri kui ka sademete hulga ning jaotuse poolest suuresti erineda. Kas vastavate aastaeegade ilmastik pikema aja jooksul tõepoolest on muutunud või mitte, seda võiksid esimeses joones täpsad ilmade vaatlused tõendada. Kuid kahjuks on temperatuuri korralisi mõõtmisi Euroopas alles 18. aastasaja algusest saadik olemas, näit. Berliinis 1717. a., Petrogradis 1726. a. ja Tallinnas 1806. a. saadik. Teistes ilmajagudes algasid nad veel hiljemini. Nüüd on kõik seesugused mõõtmised näidanud, et ühe koha aasta kesktemperatuur on pika aja jooksul enam-vähem konstantne. Võtame näit. Tartu ülikooli Met. Obs-i vaatlused:

Tartu	aasta kesktemperatuur		
	keskmine	kõrgeim	madalam
1866.—75. a.	4.2	5.8	2.3
1876—85	4.5	5.7	3.5
1886—95	4.6	5.7	2.7
1896—1905	4.6	5.9	2.8
1906—15	4.7	6.0	3.1
1916—23	4.6	6.2	3.5
üldkeskmine ja äärmised	4.5	6.2 (1920. a.)	2.3 (1875. a.)

Nagu näha, on dekaadide kesktemperatuur ainult kraadiküm-
nendikkude võrra kõikunud; ka näitavad igas dekaadis ettetulnud
kõige soemad aastad pea üht ja sama temperatuuri (ligi 6 kraadi).
Ainult dekaadide kõige külmemad aastad lähevad omavahel rohkem
kui 1° võrra lahku.

Niisuguses sügavuses (20—25 m), kuhu temperatuuri aas-
tane kulg enam ei ulatu, on maapõue temperatuur konstantne,
mitte üknes ühe aasta kestusel, vaid ka pika aja jooksul. Pariisi
linna all 26 m sügavuses ülesseatud termomeeter (vaata 13. lhk.)
näitab juba 135 aastat alatasa 11.8° C.! Seesuguse sügavuse tempe-
ratuur vastab umbes sama koha õhu aastasele kesktemperatuurile
(Pariisi linnas 11.0° C.), ja tema konstantsus on tõenduseks, et ka
õhu kesktemperatuur aastasaja jooksul ei ole muutunud. Veel
sügavamal tõuseb temperatuur maakera sisemise soojuse tõttu kesk-
miselt 1 kraadi võrra iga 33 m kohta (ehk 3° iga 100 m kohta).
See 33 m on n. n. geotermiline aste.

Veel kaugemast minevikust, ka keskajast, on olemas kro-
noloogilisi andmeid, eriti viinamarjade lõikuse tähtpäe-
vade st. Neid on korraldanud tuntud prantsuse meteoroloog A. Angot
ning keskväärtusteks kokku võtnud. Selle järele olid need tähtjad
Dijonis (Ida-Prantsusmaal) üksikuis aastasades keskmiselt
järgmised:

aastasada:	tähtpäev:
14.	25. oktoober
15.	25. "
16.	28. "

aastasada:	tähtpäev:
17.	25. oktoober
18.	29. „
19.	30. „

Nagu eelmisest selgub, ei ole viinamarjade lõikuse, seega ka valmimise aeg Dijonis 14. aastasajast peale mitte palju muutunud. Seega peaks ka Prantsusmaa kliima sest ajast saadik oluliselt samaks jäänud olema. Tõsiasi, et viinamarja-kasvatuse piirkond Kesk-Euroopas keskajal märksa rohkem põhja poole ulatus kui praegu, nagu ka vanadest kroonikatest selgub, ei tohi veel järeldada, et kliima siis soem on olnud. Sest tol ajal puudusid moodsad läbikäimise- ning kaubavahetuse-võimalused ja lepiti hoopis alaväärtulisema viinaga. Kuid üks teine asjaolu on kliima muutumise suhtes kaaluvam. Nimelt külmused 11. ja 15. aastasaja vahel Skagerrak, Kattegat ja Läänemere lõunaosa võrdlemisi tihti üleni kinni, sest ajast saadik aga mitte enam. Läänemere põhjaosa oli veel 1559. a. käredeal talvel kõva jääkate all, nii et sõjavägi ühes hobustega Stokholmist üle jää otseteed Eestisse võis tulla! Tol ajal olid siis talved Põhja-Euroopas kahtlemata külmemad kui olevikus. Ka see temperatuuri mõõtmiste materjal, mis 18. aastasajast saadik olemas, tõendab asjaolu, et talved uuemal ajal on pehmemaks muutunud, aga ühtlasi suved jahedamaks, nii et aastane kesktemperatuur muutumatuks jäi. Siin järgnevad vastavad kesktemperatuurid.

Periood	Edinburg		Stokholm		Petrograd	
	jaan.	juuli	talv	suvi	talv	suvi
1756.—1800. a.	2.4	15.1	—3.6	16.4	—8.5	16.6
1801.—1850. a.	2.3	14.7	—3.5	15.9	—8.1	15.9
1851.—1900. a.	3.2	14.6	—2.9	15.6	—7.5	16.0

Tartu kohta on kindlaks tehtud¹⁾, et ajajärgus 1866.—1920. a. käredeal ehk õige kauakestva suure külmaga talved selle perioodi esimestel aastakümnetel võrdlemisi rohkem kordusid kui viimseil. Seega oleksid talved ka Eestis uuemal ajal pehmemaks muutunud.

1) dots. K. Koch: „Külmad ja pehmed talved“, kuukiri „Agronoomia“ 1921. a. nr. 1.

II. Ilmade ennustamine.

Oodatava ilma küsimuse suhtes lähevad publikumi nõudmised tihti liiga kaugemale: näit. soovitakse teada, kas järgmisel päeval teataval maakohal vihma sajab või mitte. Selle küsimuse peale võib sünoptik rahuldavalt vastata ainult sel juhusel, kui ilmad olenevad laialdastest kõrg- või madalrõhkkondadest. Valitseb aga muutlik ilmade seisukord, siis on asi täbaram. Näit. võivad möödaminevad kõuevihma-pilved mõnele piiratud maaribale sademeid anda, kuna naabrusepõllud kuivaks jäävad.

Mõnikord nõutakse ka õige pika-ajalisi ilmade ennustusi: näit. kas tulevane talv külm või soe, kuiv või lumerikas on jne. Ilmateadus ei ole kahjuks veel niikaugemale jõudnud, et suudaks ilmu kauema aja jaoks ette näha. Teaduslikud ettekuulutused käivad suuremalt jaolt ainult 1—2 päeva kohta.

Ilmade ennustuse viisisid on mitu.

1) Kõige lihtsamaks meetodiks on tulevast ilma kohaliste märkide järele ette arvata. Ka sel korral on kasulik enne tege- likkude katsete ettevõtmist tutvuda meteoroloogia teooriaga õhurõhumise miinimumidest ja maksimumidest ehk madal- ja kõrg- rõhkkondadest (vaata III peatükk lhk. 120—143). Ilmade tunnis- märgid on neis peatükes juba käsitatud; kordame mõnda neist.

Päikese või kuu rõngad ja tarad on ligineva halva ilma mär- giks, niisama vähenev õhurõhumine ja temperatuuri väike öö-päe- vane amplituud.

Kui tuul väheneva õhurõhumise puhul vastu päikest pöördub, siis läheb tsükloni keskkoht vaatluskohast enamasti lõuna poolt mööda, läänest idasse. Pöördub tuul päri päikest, läheb tsükloni keskkoht põhja poolt mööda. Kõveneb tuul langeva õhurõhumise korral, oma suunda muutmata, arvatavasti läheb siis tsükloni kesk- koht üle vaatluskoha. Tsükloni keskkoha möödaminemise järele on tõusva baromeetriga ilma selgenemist ja esialgset jahenemist oodata.

Ilusa ilma tunnimärgiks on püsiv kõrge õhurõhumine ja õhu kuivus, ka temperatuuri suurenev öö-päevane amplituud ja kaste.

2) Teiseks toimetatakse ilmade ettekuulutamist n. n. sünopti- lise meetodi järele, s. o. ilma kaardi põhjal. Selleks kantakse Euroopa ilmajaamadest telegraafi või raadio teel saadud ilmateated vastavate märkidega kaardile ja joonistatakse sellele veel isobaarid

ehk samarõhu-jooned, ka isoterme (vaata 66. joon.). Seesugune ilma-kaart näitab kohe, kus käesoleval päeval ilmu valitsevad rõhkkonnad asuvad. Ettekuulutaja kunst seisab siis selles, et ette arvata, kuhupoole need rõhkkonnad edasi liiguvad ehk kuidas nad muutuvad ja kuidas tulevase päeva ilmakaart umbes võiks kujuneda.

Tsüklonite ehk madalrõhkkondade edasinihkumise ettearvamiseks võib abiks olla Köppen-Bebberi tsüklonite radade kaart (vaata 68. joon). Tuleb aga meeles pidada, et täpsalt neid radasid pidi liigub ainult üks neljandik kõigist tsüklonitest: teiste teed on keerulisemad ja erakorralisemad. Reeglist kõrvalekaldumine sõltub rõhkkondade ja temperatuuri jaotusest. Sest miinimumid liiguvad enamasti nii edasi, et nad jätavad kõrgema rõhuala ja kõrgema temperatuuri ala paremale poole. Selle tõttu võivad nad läänest ida poole ainult siis liikuda, kui kõrgem temperatuur ja rõhumine on lõuna pool, nagu harilikult. On aga näit. Põhja-Rootsis ja Soomes soem ning asub seal antitsüklon, kuna Kesk-Euroopas on jahedam, siis jääb tsüklon oma teekonnal vahest Läänemere kohale pikemaks ajaks seisatama või liigub koguni tüki maad tagurpidi. Sääraseid juhtumusi on hiljutistel aastatel ette tulnud. Kõige täbaramad on need tsüklonid ette näha, mis äkitselt mõnel kohal tekivad, nagu 1921. a. oktoobri alul tormi sünnitav tsüklon. Teiselt poolt võivad miinimumid koha peal ka aegapidi ära kaduda.

3) Seesuguste muutuste ettearvamiseks võib Guilberti reegleid kasutada: igale gradiendile vastab oma normaaltuul, mille kiirus Beauforti ühikutes võrdub õhurõhu kahekordse gradient-arvuga (vaata 120. lhk.). Teiseks: kui kogu tsükloni tuulte kiirus on üle normaalse, siis täidab tsüklon ennast ja kaob ruttu ära; on tuuled võrdlemisi gradiendiga liiga nõrgad, siis süveneb tsüklon ja kestab suurema jõuga edasi. Kolmandaks: on tsükloni ühel küljel tuuled liiga nõrgad, teisel liiga kõvad, siis liigub tsükloni tsenter sinnapoole, kus puhuvad normaalsest nõrgemad tuuled. Neljandaks: puhuvad antitsükloni ümbruses liiga hajuvad ehk keskpäevad tuuled, siis laguneb kõrgrõhkkond koost.

Ilmade jaotusest kõrg- ja madalrõhkkondade aladel ja ilmade muutusest nende möödaminekul oli juba enne kõnet (lhk. 131—139).

4) Isallobaaride meetod. Kaardile märgitakse kahe teineteisele järgneva tähtaja õhurõhumise põikeid ehk vahesid ning ühendatakse sama suurte vahedega kohti samajoonte abil, mida nimetatakse isallobaarideks ekk rõhu samapõike-joonteks.

Need näitavad, kus õhurõhumine kõige rohkem langeb või kus ta kõige rohkem tõuseb. Nende langemis- ja tõusualade järele võib rõhkkondade tsentrite edasiliikumist teataval määral ette arvata.

5) Voolujoonte meetod. Ilmakaardile joonistatakse voolujooned (vaata 151. lhk.) ja pannakse tähele, kus kohal nad konvergeeruvad ehk koonduvad ja kus nad divergeeruvad ehk hajuvad. Esiimesel kohal on tõusvaid püstvoolusid oodata ühes suure pilvituse ning sademetega, teises kohas aga langevaid püstvoolusid, selgenevat taevast ja kuiva ilma. Seda uut meetodit käsitleb eriti norra ilmateadlane V. Bjerknes, nagu ka järgmist meetodit.

6) Polaarfrondi meetod. Nagu 13. peatükist (153. lhk.) selgub, on polaarfrondi joon, mis koosneb kursi- ja puhangujoontest, temperatuuri järsu muutuse piiriks. Ühtlasi asuvad tema kohal kitsamad või laiemad sadude alad. Kui nüüd ilmade ennustaja endale selgeks jaksab teha, kus kohal tsüklonid ja kõrgrõhualad järgmisel päeval saavad asuma, siis võib ta enesele ühtlasi ka polaarfrondi tulevast asetust ning edasiliikumist ette kujutada. Teab ta seda, siis on juba võrdlemisi kerge õhutemperatuuri muutusi ja sadude võimalust ette arvata. Tuleb aga silmas pidada, et meie maal polaarfrondi-joon mitte alati selgesti nähtavale ei tule; näit. võtavad tihti sajud võrdlemisi laia ala madalrõhkkonna kogu tsentris oma alla, nagu vanema teooria järele oletati (vaata 63. joon.).

7) Kõrgemate õhukihtide vaatluste ärakasutamise. Suurtes observatooriumides lastakse iga päev tuulispalle ja isemärkijate aparaatidega varustatud tuulismadusid lendu. Nende abil mõõdetakse kõrgemate kihtide tuuli, temperatuuri ning niiskust ja kasutatakse neid andmeid ilmade ettearvamiseks. Eriti on järgmine sellekohane reegel ehk juhised kogemustest kinnitust leidnud: puhub kõrgusetuul madalrõhualast välja, siis langeb õhurõhk; puhub ta aga kõrgrõhuala poolt madalrõhuala suunas, siis tõuseb seal õhurõhk.

8) Kõige uuemad aktinomeetrilised mõõtmised on näidanud, et esiteks päikesest väljakiirguva soojuse hulk ja ühtlasi ka päikese laikude arv ning suurus muutuvad perioodiliselt ja peale selle veel lühemate vaheaegade järel. Nimelt on olemas niihästi pikemad (11 aastat) kui ka lühemad perioodid (paar päeva kuni paar kuud). Seejuures kiiretab päike rohkem soojust siis, kui laikusid on rohkem; on nende arv ning suurus väiksem, siis vähem. Teiseks on ka selle kiirguva soojusehulga muutuvuse mõju

maakera õhkkonna peale tähele pandud. Nimelt tõusvat intensiivsema kiirgumise ajal troopilise kliimavöö temperatuur ja langevat sealne õhurõhk, kuna parajas kliimavöös õhurõhk vastavalt suurenevat ja temperatuur alanevat.

Ilmade ennustamise suhtes on seda meetodit seni ainult Argentiina meteoroloogia-keskasutuses kasutatud.

9) Paari aasta eest arvas keegi austria ajaloo-teadlane Strakosch-Grassmann vanus kroonikais kirja pandud viljasaagi andmete põhjal leidnud olevat, et Kesk-Euroopas ilmad perioodiliselt 242 aasta kestes täpsalt korduvad. Kuid tema teooria on liiga vähe põhjendatud. Pealegi oleks temast vähe praktilist kasu: sest 242 aasta eest ei toimetatud veel korralisi meteoroloogilisi vaatlusi ja seepärast peaksid meie aja ilmateadlased ikkagi iga päev uuesti järgmise päeva ilmu ennustama...

10) Rohkem teaduslikult põhjendatud on Kaltenbrunneri statistiline ennustusemeetod. See põhjeneb oletusel, et samale ilmade seisukorrale samas kohas just samane ilm peab järgnema, missugune temale kord kunagi enne järgnes. Kui nüüd teatava koha jaoks kõik seal enne toimepandud vaatluste andmed teatavate tunnuste järele süstemaatiliselt korraldada ning registreerida, siis oleks seesugusest registrist võimalik käesoleva päeva vaatluste andmete järele tuleva päeva ilma järele vaadata. R. Schneider on Viini jaoks tarvilikud tabelid kokku seadnud ja olevat nende põhjal ilmu selle linna jaoks mitte halvemini ennustanud kui Austria meteoroloogia-keskasutus tavalise sünoptilise meetodi järele!

11) Nii eesti kui ka teised rahvad on aastasadade jooksul suure hulga tähelepanekuid ilmade kohta teinud, mis meie ajani on püsinud vanarahva ilmatarkuse näol. Suur osa neist vanasõnadest on küll põhjendamata targutused, teised vanasõnad ilmadest on aga nii õiged ning tabavad, et peab aina imestama. Viimaste hulka kuuluvad kõige pealt meremeeste tähelepanekud ning reeglid ilmadest. Nemad põhjenevad suuremalt jaolt tuule suuna muutumise, pilvede väljanägemise, õhu läbipaistvuse, horisondi nähtavuse peal. Mõned neist on tsiteeritud IX peatükis (lhk. 96). Nime-tame veel mõned teised vanasõnad, mis ka teaduslise põhjenduse või vähemalt kogemuslise kinnituse on leidnud. „Kui päike selgelt kullakarva looja läheb, siis tuleb ilus ilm“. „Kui päike pilves või vasekarvaliselt looja läheb, siis tuleb sajune ilm“. „Kui kuu või päikese ümber on ratas, siis läheb ilm halvale“. „Kui tähed virven-

davad, siis läheb ilm halvale“. „Kui pääsukesed madalalt lendavad, siis tuleb vihma“. „Kui suvel on raske umbne õhk, siis tuleb kõuevihma“. „Enne muutub tuul, pärast pilved, siis ilm“. „Langeb korstna suits alla, siis tuleb vihma“¹⁾.

12) Soome lahe jääkatte ennustamine. Mere talvised jääolud sõltuvad muidugi esimeses reas talve ilmastikust: on talvel kauakestvad kärejad külmad, siis on ka jääolud rasked, — ja vastupidi. Kuid suurel määral on ka sel vee temperatuuril mõju, mida merelaht sügisel omab. Nimelt on leitud, et ennustamise suhtes on kõige soodsam merevee temperatuuri novembri kuu teisel poolel mõõta (20. nov.). Seda peab mitte üksnes veepinnal, vaid ka mitmes sügavuses kuni merepõhjani toimetama. On siis (20. nov.) kogu veekihi kesktemperatuur alla 4° C., siis on kauakestvat (üle 75 päeva) jääkatet oodata; on temperatuur 4—5° C., siis keskmist (25—75 päeva); on ta üle 5° C., siis lühikest (vähem kui 25 päeva). Sarnase ennustusviisi täidmineku protsent on 70%²⁾.

Kui sünoptikul võimalik on kõiki ennustamise teaduslikke meetodeid ära kasutada, siis peaks tema täideläinud ilmade ennustuste protsent 80 olema. Kõige õnnelikumail tingimustel tõuseb see arv 90 protsendini. Nii äpardab siis alati ja igal pool teatav osa ettekuulutusi. Selle ebameeldiva nähtuse põhjuseks on peaaesjalikult asjaolu, et ilmastiku muutuse tegurid suuremalt jaolt kõrgemas õhkkonnas peituvad ja neid ainult üksikuis kohtades on uuritud, kuid mitte igal pool ja kestvalt. Meteoroloogia ei ole seni veel mitte eksaktne loodusteadus, nagu selleks on ainult astronoomia, füüsika, keemia.

1) A. Tõllassepp: „Vanasõnad ilmadest“, Tallinna, 1920. a.

2) Dr. K. Frisch: „Die Eisverhältnisse der Revaler Reede“, Tartu, 1924. a.

Oskussõnad.

- agu — Morgendämmerung
 ajujää — Treibeis
 astmik — Skala
 edel — Südwest
 eha — Abendröte
 ennustus — Prognose
 hajuma — zerstreuen
 hajumine — Dispersion
 hajuv — divergent
 10 hall, gen. halla — Reif
 hälbima — abweichen
 hälve, gen.hälbe — Ablenkung
 hämarik — Abenddämmerung
 härm, härmatis — Raufrost
 hüüe, gen. hüüde — Grundeis
 iil, iiling — Windstoss
 ilm, ilmad — Wetter
 ilmajaam — Wetterwarte
 ilmakaarestik — Kompassrose
 20 ilmastik — Witterung
 isemärkija aparaat — Registrierapparat
 juhtivus — Leitfähigkeit
 jäävus — Beharrungsvermögen
 kagu — Südost
 katketu — kontinuirlich
 keeristorm — Wirbelsturm
 keskpäev — zentrifugal
 keskvaartus — Mittelwert
 kihtpilv — Schichtwolke
 30 kiiretamine — Insolation
 kiirgama — strahlen
 kiirgamine, kiirgumine — Radiation
 kirre, gen. kirde — Nordost
 kiudpilv — Cirrus-Wolke
 kiudviir — Polarbande
 koit — Morgenröte
 koonduv — konvergent
 kulg — Verlauf
 kulgema — verlaufen
 40 kurd — Falte
 kõrgrõhkkond, kõrgrõhuala — Hoch-
 druckgebiet
 kõver, kõverjoon — Kurve
 kōu — Donner
 käik — Gang
 küllastus — Sättigung
 küllastusevajak — Sättigungsdefizit
 laik (päikese) — (Sonnen-) Fleck
 levima — sich ausbreiten
 levimine, levimus, levitus — Ausbreitung
 50 liigend — Scharnier
 liuglend — Gleitflug
 liustik — Gletscher
 loe, gen. loode — Nordwest
 loetis — Verzeichnis
 logi — Log
 lohemadu — Wasserhose
 lugem — Ablesung
 lähistroopiline — subtropisch
 lääs, gen. lääne — Westen
 60 madalrõhkkond, madalrõhuala — Tief-
 druckgebiet
 muutuvus — Veränderlichkeit
 mõõtkava — Massstab
 märkija pall — Ballonsonde
 neelumine — Absorption
 osamiinimum — Teilminimum
 osis — Komponente
 osuti — Zeiger
 osutis — Angabe (d. Instrumentes)
 paakjää — Packeis
 70 paduvihm — Platzregen
 peitunud — latent
 pidevus — Stetigkeit
 pikne — Blitz
 pilvepesa — Radiationspunkt
 pinge — Spannung
 pugi, puhang — Böe
 põik, põikus — Abweichung
 põuavine — Dunst, Höhenrauch
 päik — Wetterleuchten
 80 püstvool — Konvektionsstrom
 rõhkkond, rõhuala — Druckgebiet
 rõhu samapõike-joon — Isallobare
 rõngas (opt.) — Halo
 rünpilv — Cumulus
 samajõu-joon — Isodyname
 samarõhu-joon — Isobare
 samasooja-joon — Isotherme
 sammas (opt.) — Säule
 seenit — Zenith
 90 seisund — Zustand
 siirduma — übergehen
 skeemiline — schematisch
 sondpall — Ballonsonde
 soojamaht — Wärmekapazität
 soolsus — Salzgehalt
 suhteline — relativ
 sõltuma — abhängen
 sõmerlumi — Firnschnee
 taimik — Pflanzenbestand
 100 tara (opt.) — Hof
 tase, gen. taseme — Niveau
 tekkeliselt — genetisch
 temperatuuripõike samajoon — Isallo-
 therme
 teralumi — Graupeln
 tihenemispihu — Kondensationskern
 toime — Prozess, Wirkung (physik.)
 tsüklon — Zykclone

tunnus — Kennzeichen	120 tühik — Leere
tuulekaarestik — Windrose	vinu — Brise
110 tuulekeeris — Wirbelwind	voogpilv — Wogenwolke
tuulelohe — Trombe	voolamisjoon — Strömungslinie
tuulerada — Windbahn	voolejoo — Stromlinie
tuuletee — Trajektorie des Windes	võnkuvus — Vibration
tuulismadu — Drache	välk — Blitz
tuulispall — Pilotballon	õhutühik — Luftloch
tõuge — Impuls	äike — Gewitter
tõusuala — Steiggebiet	üliküllastus — Übersättigung
täisniiskus — Sättigungsfeuchtigkeit	130 ümberpööre — Inversion.
täppis, gen. täpsa — genau	

Register.

	Lhk.	Lhk.
A		
Abbot, Dr.	12	Cirrus 59, 63
Abels, Dr.	62	Cumulus 61, 63
absoluutne niiskus 49, 56, 58		D
adiabaatiline 10, 100		Davos 17, 80, 177
agu 95		depressioon 96
Aitken 52		Dijon 179
ajujää 92		divergentne tuul 125, 152
aklimatisatsioon 167		doldrum 144
aktinomeeter 10, 183		E
Alpid 76, 84, 91, 103, 156		Eesti 30, 39, 71, 81, 180
aluspõhja temperatuur 33—37		eha 95
amplituud 14, 20, 23, 123, 164		Eiffeli torn 30, 52, 114
anemograaf 108		elektroon 93
anemomeeter 107		Emajõgi 89, 93
aneroid-baromeeter 41		ennustamine 181
Angot, A. 179		evapromeeter 47
anomaalia 27		F
antipassaat 160		fog 69
argon 7		Fourrier' seadused 37
Asoori saared 39, 142		Frisch, Dr. K. 185
Assmann 54		föön 156
aur, auramine 47—49, 175		G
Avogadro 49		gaasisõda 104
B		Gay-Lussac'i seadus 38
barograaf 42		geokoroonium 7, 9
baromeeter 38—41		geotermiline aste 179
barom. kõrguseaste 38		Golfstrom 27, 92, 124
Beaufort 110, 111, 120		gradient 10, 47, 120—123, 127
Berliin 80		Guilbert'i reegliid 182
Besson'i nefoskoop 64		H
Bjerknes, prof. V. 155, 183		harmattan 158
bolomeeter 11		helium 7
boora 158		heliograaf 16
Boyle-Mariotte'i seadus 38		Hellmann'i vihmamõõtja 72
Brückner, E. 91		Himaalaja 76, 84
Buys-Ballot'i reegel 144, 145		hurrikaan 143
bõede joon 154		Husseinabad 23, 57, 67
böepilv 105		hämariik 95
C		härm, härmatis 86
Campbell-Stokes 16		hõõrumine 123, 124
Celsius 4, 18		hüpsomeetriline liineal 43, 45
chinook-tuul 158		

hüpsomeetiline valem	Lhk.				Lhk.
hüüe		44			23, 164
		89			konvektsioon
	I				10, 88, 101
idanemistemperatuur		169			konvergenssed tuuled
igavene lumi		83, 84			125, 152
iil		106			koonduvad tuuled
ilmajaam		5, 18			125, 152
ilmakaart		45, 138, 181			Krakotao
ilmastik	132, 135, 137, 173				8, 58
India monsoon		161			Kuivaste
temperatuur		21			74, 177
indifferentne tasakaal		100			kultuurtaimed
inertsus		14, 108			171
inglise onn		18			kursijoon
inversioon		33, 96			153
ioonid		53, 93			kuu
isallobaar		47, 182			97
isalloterm		30			kvadrant
isanomaal		27			126
Island		39, 142			kõrgemad õhukihid 7—10, 30—33, 44, 58, 62, 75, 94, 114—119, 129
isobaar		45, 46			kõrgrõhkkond
isodünaam		150			127
isoterm	27—29, 45, 131				kõrvits
	J				169
Jakutsk		23, 25			kõue-pilved
Jeruusalemm		24, 67			60, 64, 75
juushüromeeter		53			Köppen-Bebber
jõudude paralleelogramm		123			140—142, 182
järvede külmumine		88			Köppen'i kliimavööd
jää		87, 185			167
jäämäed		91, 92			küllastusevajak
	K				50
kaarekodarik		110			külmalained
Kairo		12, 48, 67			81, 137
kalor		11, 14, 85, 87			L
Kaltenbrunner		184			labiilne tasakaal
kamsin		158			100
Kapilinn		16, 67, 157			laev
kaste		84, 85			144
katoodkiired		94			laik (päikese)
kausstuulik		107			12, 183
keeristorm		126, 143			lainepilved
kehaehitus		176			51
keskaja külmad		180			langevad tähed
kesktemperatuur	20, 22, 24—26, 179				8
kihtpilv		51, 118			Langley
kiirgumine		10, 174			11
kiudpilv		59, 63			lendur
kiudviir		132			112, 119
kliima mõju		177			leste
kliimavööd		166			109, 158
klimatoloogia		6, 164			Letzmann, Dr. J.
Klossovski, prof. A.		72			148
Koch, dots. K.		180			leveche
kohalised märgid		181			158
koit		95			Lindenbergl
					116
					liuglend
					120
					liustikud
					90, 91
					lohemadu
					147
					London
					17, 52, 69
					Luktšun
					43
					lumehelbed
					77—79
					lumi
					76
					lumikate
					15, 81
					läbilaskvuse koefitsient
					11, 15
					lämmastik
					7, 9
					Läänemeri
					68, 180
					M
					madalrõhkkond
					125
					madalrõhu kiil
					137, 139
					Madrid
					17
					maismaa kliima
					23, 164
					Manila taifun
					114, 147
					mehaaniline ekvivalent
					51
					Mehhiko
					23, 163
					merekliima
					23, 164
					meteoorid
					8
					meteorograaf
					32, 42
					mistral
					109, 159
					monsuun
					160
					mugavuse tunne
					176
					Mursuk
					26

	Lhk.
mäekliima	165
mäetuul	103
märkija pall	32
N	
Narva kosk	89, 90
neegrid	174
nefoskoop	64
New Foundland	68, 91
Niiferi vari	72
nisu	171
Noa laev	63, 132
normaaltuul	120
O	
oder	168
Odessa	24, 48, 57, 74
Oettingen, prof. Dr. Artur von	108
ookean	23, 25, 27, 48, 57, 92, 146, 155, 159, 164
optilised nähtused	5, 93, 96
optimum	167
orkaan	111, 143
orutuul	103
osamiinimum	137, 139
P	
paakjää	92
paralleelogramm, jõudude	123
Pariis	5, 52, 67, 114, 179
passaat	159
Pettenkofer, prof. Dr.	175
pikne	94
pilott-pall	115
pilvepesa	63, 132
polaarfront	153, 183
poolus	24, 26
potentsiaalne temperatuur	33
psühromeeter	54
pugi, puhang	104
pugipilv	105
puhangujoon	154
põhijää	89
põua-vine ehk somp.	4
päikese konstant	10
" laigud	12
" sapp	98
püstvool	10, 88, 101
R	
radiatsioon	132
rahe	76
rahvaste iseloom	176
Réaumur	18
refraktsioon	94
relatiivne niiskus	50, 56, 58, 175
Richard	19, 42
ristikhein	169
Robinsoni tuulik	107
Ruhnu saar	82

	Lhk.
rõhumise gradient	47
rõhu samapõikejoon	47
rõngas (opt.)	63, 96
rünk-kihtpilv	63
rünpilv	51, 61, 63, 134
S	
Saahara	26, 34, 158, 174
sadememõõtjad	71
samm (opt.)	98
samum	158
sanatooriumid	174
Saussure	53
Siberi antitsüklon	143
signaalid, tormi	113
sinep	169
sinised kiired	15, 95, 177
skirokko	109, 158
sondpall	31, 116
soojajuhtimine	14, 35, 85, 173
soojamaht	13, 34, 102
soolsus	49, 87, 89, 90
Soome laht	92, 185
spekter	15, 97
Sprungi valem	55
Sresnevski, prof. Dr. B. J.	43, 45
stabiilne tasakaal	100
Strakosch-Grassmann	184
stratosfäär	7, 9
Stükisholm	23
suhkrupeet	172
Suhumi asunikud	168
suitsetaja	53
suurim õhurõhk	43
Sõrve temperatuur	22
säravad pilved	7
sõmerlumi	90
sünoptika	6, 45, 181
Süringi õhukihid	118
süsihape	7, 9, 176
T	
taevakate	66
taevasina	9, 177
taifun	43, 143
Tallinna	18, 20, 22, 24, 25, 70, 74, 82, 103, 112, 114, 136
tara, tarad	63, 97
Tartu	11, 17, 21—24, 44, 45, 48, 57, 66, 73, 74, 80—82, 93, 114, 116, 136, 149, 179, 180
taskutuulik	108
temperament	176
temperatuuri amplituud	20, 25, 26, 31, 35, 133
" gradient	100
" maksimum	20, 26
" miinimum	20, 26
" summad	170

	Lhk.
teralumi	79
teravili	169, 170
termiline ekvaator	25, 159
„ koeffitsient	11, 156
„ rõhkkond	124
termograaf	19
tervis	173
terviseparanduse-kohad	176
Tiflis	36
tihenemispihu	68
Titanic	91
Toricelli	39
tormi kuulutuse märgid	112, 113
<i>trade winds</i>	160
tramontana	156
trombid	147
troposfäär	7, 9, 45
troposfääri temperatuur	32
Tsherrapundshi	73, 74
tsükloni kvadrandid	126
tsüklonite rajad	140—142
tubakas	172
tuberkuloos	177
tuule jõud	112
tuulelohe	147
tuulemõõtja	106, 111, 113
tuule osis	108
tuuletee	153
tuuleturbiin	115
tuulismadu	31, 115
tuulispall	115
Töllassepp, A.	185
tõusuala	183
täisniiskus	50
U	
udu	67
Ukraina vihmad	72
Ungari soolajärved	90
uni	176
V	
vaatluskohad	5
vaatluste märgid	4
vahastamine	96
valmimise temperatuur	169
vanasõnad ilmadest	98, 184
veeauru pinge	55

	Lhk.
veeauru ringjooks	15
Velitško heliograaf	16
Verhojansk	26, 67
vesiniku kiht	8
„ ülioksüüd	9
vesipüks	147
videvik	95
vihmamõõtjad	71
vihmapiisad	71
vihmavalingud	72
Viin	17, 67, 80, 175
viinamarja lõikuseaeg	179
vikerkaar	98
Vilsand	82
vinu-tuul	101
virmalised	9, 93
voolamisjoon	153
voolejoon	150, 183
Võrtsjärv	93
väikseim õhurõhk	43

W

Wegener, prof. Dr. Alfred	51, 75
westfront	153, 155
Wild'i evaporomeeter	47
„ tuulemõõtja	106, 111

Õ

õhuelekter	93
õhu kaal	37
õhukihid	118
õhu koosseis	7, 9
õhulained	119
õhupallide kõrgus	32, 117
õhurõhu gradient	47, 120—123, 127
õhu tasakaal	100, 120
„ tihedus	9, 100
õhutühik	119

Ä

äike	94, 149
ääremiinimum	137

Ö

öökülm	31, 86
------------------	--------

Ü

üliküllastus	50
ümbepööre	33

Sisu.

Eessõna	3
Märgid vaatluste jaoks	4
Lühendused	4
Sissejuhatus	5

Esimene jagu: Meteoroloogilised elemendid.

	Lhk.
I. Õhkkonna kõrgus ja koosceis	7
II. Kiiretamine.	
1. Päikese aktinomeetria	10
2. Tegev kiht	13
3. Valgusekiired <i>A, P</i>	15
4. Heliograafid ja päikesepaiste kestus <i>A, P</i>	16
III. Temperatuur.	
1. Termomeetrid	18
2. Õhu temperatuuri muutus	20
3. Laiusejoonte temperatuurid <i>M, P</i>	24
4. Kõrgemate õhukihtide temperatuur <i>L, M</i>	30
5. Aluspõhja temperatuur <i>P</i>	33
IV. Õhurõhumine.	
1. Üldised seadused	37
2. Baromeetrid	38
3. Õhurõhumise muutumine	43
4. Õhurõhumise vähenemine kõrguses <i>A, L</i>	44
5. Isobaarid ja gradient	45
V. Õhu niiskus.	
1. Vee auramine	47
2. Aur ja tema tihenemine	49
3. Hügromeetrid	53
4. Niiskuse muutuvus	56
5. Kõrgemate kihtide niiskus <i>L</i>	58
VI. Pilved ja udu.	
1. Pilvede liigid ja kõrgus	58
2. Pilvede liikumise määritamine <i>L</i>	64
3. Pilvituse hulk ehk taevakate <i>A, P</i>	66
4. Udu <i>M</i>	67
VII. Sademed.	
1. Üldised andmed	69
2. Sadememäärtjad	71
3. Vihmavalangud <i>P</i>	72
4. Kuu ja aasta keskmine sademete hulk	73
5. Sajud kõrgemais kihtides ja rahe <i>A, L, P</i>	75
VIII. Lumi ja jää.	
1. Lumi	76
2. Lumikate <i>P</i>	81
3. Kaste, hall ja härm	84
4. Jää <i>M</i>	87
IX. Elektri- ja optilised nähtused.	
1. Õhuelekter, äike ja virmalised	93
2. Refraktsioon, koit ja eha <i>M</i>	94
3. Päikese ja kuu rõngad ja tarad	96
4. Vikerkaar	98

Teine jagu: Õhu liikumine.

I. Tuul.	
1. Õhuvoolude sündimine	100
2. Vinud. <i>A, L, M</i>	101
3. Mäe- ja orutuuled. <i>A, L</i>	103
4. Pugi- ehk puhanguuuled. <i>L, M</i>	104

II. Tuule suund ja tuule kiirus.	Lhk.
1. Tuule suuna ja kiiruse mõõtmise aparaadid	106
2. Tuule suund	109
3. Tuule kiiruse ühikud	110
4. Tormi kuulutuse märgid. <i>L, M.</i>	112
5. Tuule kiirus eri-maakohtades	113
6. Tuule kiirus ja suund kõrguses <i>L.</i>	114
7. Õhukihi ja õhulained. <i>L.</i>	118

III. Tsüklonid ja antitsüklonid.	
1. Õhurõhu vahe tuule põhjusena	120
2. Tuule kõrvalekaldumine gradiendi sihst	121
3. Tuuled tsükloni piirkonnas	124
4. Antitsükloni tuuled	127
5. Õhuliikumine tsüklonite ja antitsüklonite kõrgemais osades. <i>L.</i>	129
6. Ilmade jaotus tsükloni piirkonnas ja nende muutumine tema möödumisel	137
7. Isobaaride erivormid ja rõhkkondade ilmastik	131
8. Tsüklonite edasilikumise rajad Euroopas	140
9. Tsüklonilise ja antitsüklonilise tegevuse tsentrid	142
10. Troopilised ja lähistroopilised tsüklonid <i>M.</i>	143
11. Jaheda kliima ja kodumaa tuulelohed	147
12. Tuule voolejooned. <i>L, M.</i>	150
13. Polaarfront ja westfront. <i>L, M.</i>	153

IV. Kohalikud ja kindlad ehk alised tuuled.	
1. Föön, boora ja skirokko. <i>A, L, M.</i>	156
2. Passaat-tuuled. <i>M.</i>	159
3. Monsuun <i>M.</i>	160

Kolmas jagu.

I. Kliima.	
1. Kliimaalade liigitus	164
2. Taimede akklimatisatsioon. <i>P.</i>	167
3. Temperatuursummade meetod. <i>P.</i>	170
4. Ilmastik ja tervis. <i>A.</i>	173
5. Kas on kliima muutlik	178

II. Ilmade ennustamine.	
1. Kohaliste märkide järele	181
2. Sünoptiline (ilmakaardi) meetod	181
3. Guilberti reeglid	182
4. Isallobaaride meetod	182
5. Voolejoonte meetod	183
6. Polaarfrondi meetod	183
7. Kõrgemate õhukihtide vaatlused	183
8. Aktinomeetrilised mõõtmised	183
9. Strakosch-Grassmanni 242 a. periood	184
10. Kaltenbrunneri statistiline meetod	184
11. Vanarahva ilmatarkus	184
12. Soomelahe jääkatte ennustamine	185

Lisa: Oskussõnad	186
Register	187

Õiendused.

lehekülg ja rida:	trükitud:	peab olema:
3 l. 17 r. ülev.	lisa	kolmas
25 l. 8 r. alt	65	6.5
50 l. 8 r. alt	ahtumise	jahtumise
74 l. 13 r. ülev.	9	29

Mag. H. Kruus

Vene-Liivi sõda

ja

Liivi ordu languse põhjused.

158 lhk. Hind 350 marka.

Üks dramaatilisemaist ajajärkudest meie kodumaa ajaloos, põnev oma sündmustikuga, laiaulatuslik oma tagajärgedega, on kuuteistkümnenda aastasaja teise poole algus. Vene-Liivi sõjas 1558.—1561. a. langeb varemeisse ligemale kolm ja pool aastasada kestnud Liivi orduriik oma sisemistes vastoludes ja ebasoodsas rahvusvahelises konjunktuuris, olles jõuetu vastupanuks Moskva ümber koondunud tõusva Idaslaavi riigi pealerõhumisele. Lõhkikärastatud Liivi konföderatsiooni osad alistatakse vägevaemale naabritele — Taanile, Rootsile, Poolale ja Venele. Selle ajajärgu sündmustikku käsitleb lähemalt ja üksikasjaliselt Hans Kruusi uuem uurimus „Vene-Liivi sõda“. Rohke algallikalise materjali (peaasjalikult algdokumentide) põhjal, mis sellest ajajärgust säilinud, valgustab autor seda meie kodumaa mineviku tähtsat ajajärku täies ulatuses, esitades ühtlast rea uusi seisukohti ja hinnanguid. Autor ei piirdu selles teoses mitte ainult mainitud ajajärguga, vaid teeb ka rohkesti tagasiminekuid kaugemasse minevikku, et põhjalikumalt ja teravamalt selgitada käsitledava ajajärgu tegureid. H. Kruusi „Vene-Liivi sõda“ tuleb tõsiselt soovitada igale ajaloo-harrastajale ja haritud eestlasele. Seda enam, et see teos on Eesti ülikooli päevilt esimene suurem uurimus meie kodumaa kaugema mineviku kohta.

Hind 450 marka.