

EDUARD KAGI
TALLINNA MEREKOOLI ÕPETAJA

METEOROLOOGIA JA OKEANOOGRAAFIA

MEREKOOLIDELE



TALLINNA MEREKOOLI VÄLJAANNE. 1933.

EDUARD KÄGI

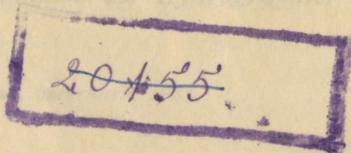
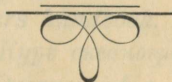
TALLINNA MEREKOOLI ÕPETAJA

METEOROLOOGIA

JA

OKEANOOGRAAFIA

MEREKOOLIDELE

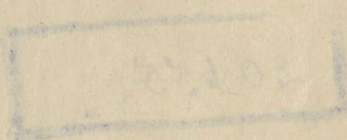


TALLINNA MEREKOOLI VÄLJAANNE. 1933.

2



A-8583



Eessõna.

Aastate jooksul meteoroloogiat ja okeanograafiat õpetades olen tulnud mõttele anda välja raamat, mis sisaldaks lühidaltki meteoroloogilisi ja okeanograafilisi teadmisi, mida nõuab merekooli kava. Õpilased märgivad küll endale üht kui teist kaustikusse, kuid see üleskirjutamine on ikkagi katkendiline. Kui aga õpetaja tahaks kogu aine dikteerida ette, siis nõuaks see liiga palju aega, nii et kaoks võimalus aine läbitöötamiseks. See raamat on koostatud konspektiivselt, et ta hinnalt oleks õpilasile kättesaadav. Olen välja jätnud mitmed kirjeldused, mis küll kuuluvad meteoroloogiasse, kuid võetakse läbi füüsika kursuses, näit. termomeetrid, baromeetrid, õhkkonna elektrilised nähtused j. n. e. Käesolev raamat ei ole nii täielik, kui ta peaks olema, kuid siiski ta on vajaliseks allikaks õpilasile, iseäranis laevajuhi kutse omandamisel.

Käsikirja on lugenud läbi Tallinna reaalgümnaasiumi eesti keele õpetaja härra K. Koljo, kellele siinkohal tänu avaldan.

Raamatu koostamisel olen kasutanud järgmisi allikaid:

W. Kurrik, *Meteoroloogia*.

A. Tõllasepp, *Meie õhkkond*.

Breusing-Meldau, *Technische Navigation und Meteorologie*.

J. Kraus und Dr. H. Meldau, *Wetter- und Meereskunde für Seefahrer*.

Brown's *Meteorology for Masters and mates*.

The Marine observers handbook.

М. Б. Никитин, *Курс океанографии*.

Ю. Шокальский, *Океанография*.

Annalen der Hydrographie.

E. K.

Tallinnas, veebruaris 1933.

I osa.

Meteoroloogia.

I. Õhkkond.

1. Õhkkonna ulatavus.

Sõna «meteoroloogia» on tuletatud kreeka keele sõnadest (meteora — maast kõrgemal olev asi ja legein — teadma), mis tähendavad sõnasõnalises tõlkes õpetus sellest, mis maast kõrgemal. Seega on siis meteoroloogia õhkkonnaõpetus.

Õhkkond ümbritseb maakera, ja meie elame selle õhuookeani põhjas. Tekib küsimus, kui sügav on see õhuokean, see tähendab, kui kõrgele ulatub õhkkond? Sellele võib vastata järgmiselt: kui õhk oleks kõrguses ka nii tihe kui maakera pinnal, siis õhkkond ulatuks ainult 8 km kõrguseni. Kuid õhk muutub kõrguses järkjärgult ikka hõredamaks ja seepärast õhkkonna teoreetiline piir on 38000—40000 km ehk umbes maakera kuus raadiust.

Maakera pöörleb ühes õhkkonnaga ja pöörlemisel tekkiv «sentrofugaal jõud» on seda suurem, mida suurem on pöörlemise raadius; samuti ka mida kaugemal asetseb õhuosake maakera keskpunktist, seda nõrgemaks muutub maakera külgetõmbejõud. Nende mõlemate põhjuste pärast kaotavad õhuosakesed oma kaalu umbes maakera kuue raadiuse kõrgusel, tähendab väljaspool seda kõrgust ei või enam olla õhku. Meteoroloogias ei ole sellel õhkkonna teoreetilisel piiril mingit tähendust, sest kõik meteoroloogilised nähtused sünnivad alummistes, s. o. 10—12 km kõrgustes õhukihtides. Seda alumist õhukihti nimetame **troposfääriks** ehk tegevaks kihiks ja ülemist õhukihti — **stratosfääriks**. Kuni 11 km kõrguseni on

juba $\frac{3}{4}$ kogu õhuhulgast ja kuni 30 km kõrguseni $\frac{99}{100}$ kogu õhuhulgast. Inimene on tunginud õhupalliga kuni 16 km kõrguseni, kuid õhupallid meteoroloogiliste mõõtmisriistadega on tunginud kuni 30 km kõrguseni; sellega on meil võimalus peaaegu kogu õhkkonda uurida.

2. Õhu koosseis ja füüsilised omadused.

Üldiselt võiks öelda, et õhk koostub $\frac{4}{5}$ lämmastikust ja $\frac{1}{5}$ hapnikust ruumala poolest, sest 100-s liitris õhus on 78 liitrit lämmastikku, 21 liitrit hapnikku, ligi 1 liiter argooni, siis veel vähesel määral söehapet, vesinikku ja heeliumi; peale selle võib olla veel õhus (0-4 l) veeauru. Kõrgemais kihtides õhu koosseis muutub nõnda, et raskemate gaaside hulk väheneb ja kergemate hulk suureneb.

Õhu erikaal on normaalrõhumisel 0° juures 0,00129, ehk 1 liiter õhku kaalub 1,29 g ja 1 kuupmeeter 1,29 kg. Õhu erikaal oleneb kolmest suurusest: ruumalast v , rõhumisest p ja temperatuurist t . Kõik need kolm suurust on seotud tuntud gaasi oleku võrrandiga

$$p \cdot v = p_0 \cdot v_0 (1 + \frac{1}{273} t),$$

kus v_0 on ruumala 0° C juures, p_0 on normaalrõhk ja t temperatuur Celsiuse kraadides. Kui temperatuur ei muutu, siis on korutus $p \cdot v$ konstantne. Kui aga rõhumine on konstantne, siis 1° C temperatuuri tõstmisel ruumala kasvab $\frac{1}{273}$ võrra võrreldes ruumalaga 0° C juures.

Suure tähtsuse meteoroloogias omab õhu paisumine temperatuuri tõusmisel, sest sellega väheneb õhu erikaal ja see põhjustab õhu liikumist. Kuid veel tähtsam meteoroloogias on nimetatud **dünaamiline soojenemine ja dünaamiline jahenemine**.

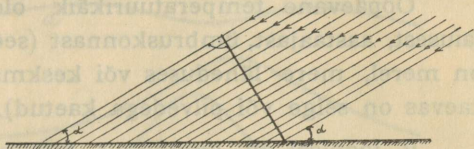
Kui õhku kokku suruda, siis õhu temperatuur tõuseb, kui aga rõhumist vähendada, siis paisub õhu ruumala ja temperatuur langeb.

Kokkusurumisel muutub välisrõhu töö soojuseks; paisumisel aga on tarvis välisrõhu võitmiseks tööd, mille tagajärjel temperatuur langeb.

II. Õhutemperatuur.

3. Õhkkonna soojenemine.

Tähtsam meteoroloogiline element on temperatuur, sest kõik teised meteoroloogilised elemendid olenevad peamiselt temperatuurist. Maakera saab oma soojuse päikeselt kiirgamise teel. Kui õhkkonda ei oleks, siis 1-he ruutsentimeetriline pind risti asetatud päikesekiirtele saaks 2 cal soojust 1-he minuti jooksul. Seda suurust nimetatakse päikese konstandiks. Kuid õhkkond neelab osa soojusest ära ja nõnda saab maapind ainult 0,8 sellest soojusest, mis õhkkonna ülemisel piiril on. Kui aga päike ei ole seniidis, vaid paistab maapinnale mingisuguse nurga all, siis maapinna tükile langev soojusehulk on võrdeline kaldenurga siinusega (1. joon.). Näiteks kui päike



1. joonis.

on 30° kõrgusel, siis saab maapind ainult poole sellest soojusest, mida päike annab seniidis. Soojuse, mille maapind saab, ta kiirgab jälle omakord õhkkonda ja ilmaruumi laiali. Füüsikast on meil teada, et iga keha kiirgab välja soojust niikaua, kui selle keha temperatuur kõrgem on ümbruse temperatuurist. Päeval on soojuse sissekiirgamine maapinnale suurem kui väljakiirgamine, kuid öösel on just vastupidine nähtus. Väljakiirgamine on iseäranis suur siis, kui taevast on selge, sest pilvistus takistab kiirgamist.

Väga suur tähtsus on ainel, mille pinnale päikesekiired langevad.

Kui mingisugune kindel soojusehulk kiirgab veepinnale ja samasuurele maapinnale, siis temperatuuri tõus võrdse kiirgamise juures on maapinnal palju suurem kui veepinnal.

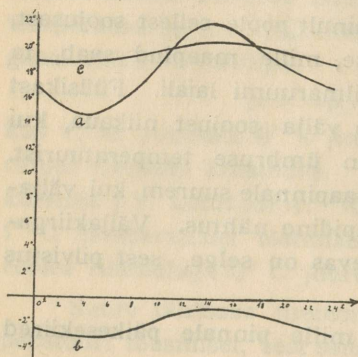
Põhjus on see, et vee erisoojus on palju suurem maapinna (muld, liiv, kivid, kruus, taimestik j. n. e.) erisoojusest. Kui võtta võrdsed massid, siis vee soojusemahtuvus on neli korda suurem maapinna soojusemahtuvusest, ja võrdsete ruum-

alade puhul vee soojuse mahtuvus on kaks korda suurem. Peale selle tungivad päikese kiired vee sisse 15–20 m sügavusele, seega tuleb paksu veekihti soojendada, kuna aga maapinnal seesama soojusehulk palju õhema kihi jaoks läheb. Sel põhjusel vesi ei jahene ka nii ruttu kui maapind, sest vees olev soojusehulk on palju suurem maapinna soojuse hulgast. Seepärast on päevased kui ka aastased temperatuuri kõikumised merel palju väiksemad kui maal.

4. Õhutemperatuuri ööpäevane käik.

Ööpäevane temperatuurikäik oleneb koha geograafilisest laiuusest, aastaajast, ümbruskonnast (see tähendab kas antud koht on merel, mere läheduses või keskmadril) ja pilvitusest (kas taevas on selge või pilvedega kaetud).

2. joonisel on graafiliselt kujutatud Kesk-Euroopa temperatuuri ööpäevane käik juulis ja jaanuaris. Nendest kõveratest



2. joonis.

(a ja b) on näha, et kõige madalam temperatuur on enne päikese tõusu. Mida kõrgemale päike tõuseb, seda rohkem soojenevad alumised õhukihid; see kestab kuni keskpäevani, siis sissekiirgamine hakkab kahanema ja kaks tundi pärast lõunat sissekiirgamine ja väljakiirgamine on võrdsed; peale selle algab maapinna ja õhu jahtumine, mis kestab kuni järgmise päikesetõusuni. Seepärast on siis temperatuur kell 2 pärast lõunat

maksimaalne ja päikesetõusul minimaalne.

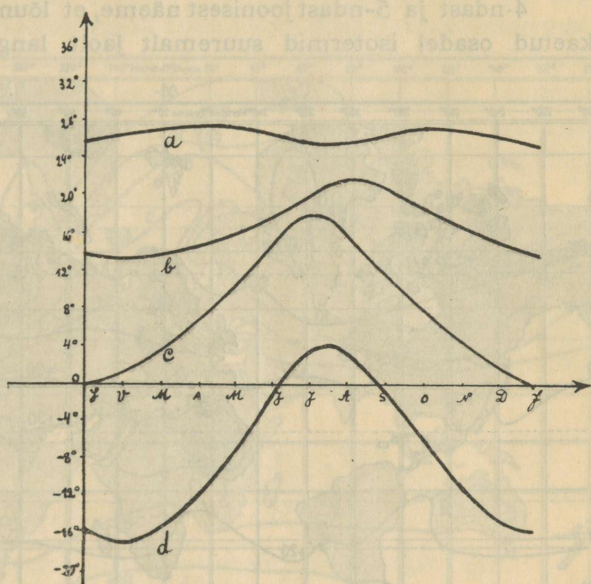
Kõver c kujutab päevast temperatuurikäiku Nord-Atlandis ($\varphi=30^\circ \text{N}$). Sellest on näha, et temperatuuri ööpäevane kõikumine on merel palju väiksem kui maal. Ekvaatori läheduses on ööpäevane kõikumine suurem kui polaarpiirkonnas. Päevaseid temperatuuri kõikumisi on tunda kuni 1000 m kõrguseni.

5. Õhutemperatuuri aastane käik.

3. joonisel kõver a kujutab aastast temperatuuri-käiku Bataavias, b Asoori saartel, c Berliinis ja d Novaja Semljal. Sellest nähtub, et aastane kõikumine on seda suurem, mida suurem on koha geograafiline laius. Troopikavöös on temperatuuri-käigul kaks maksimumi ja kaks miinimumi, sest päike läheb kaks korda läbi seniidi. Teistes laiustes on üks maksimum ja üks miinimum — juulis ja veebruaris.

Merel ja mere läheduses temperatuuri aastane kõikumine on palju väiksem kui samal laiusel sisemandril.

Näiteks võtame Toorshaven'i (Färoer'i saartel), mille aastane temperatuuri kõikumine on 8° (jaanuaris 3° ja juulis 11°), kuna samal laiusel asetseval Jakutskis temperatuuri kõikumine on 62° (jaanuaris -43° ja juulis $+19^{\circ}$).



3. joonis.

Temperatuuri aastast kõikumist on tunda 10000 m kõrguseni. Aastane maksimum- ja miinimum-temperatuur kõrguses on veerand aastat hiljem maapinna maksimum- ja miinimum-temperatuurist.

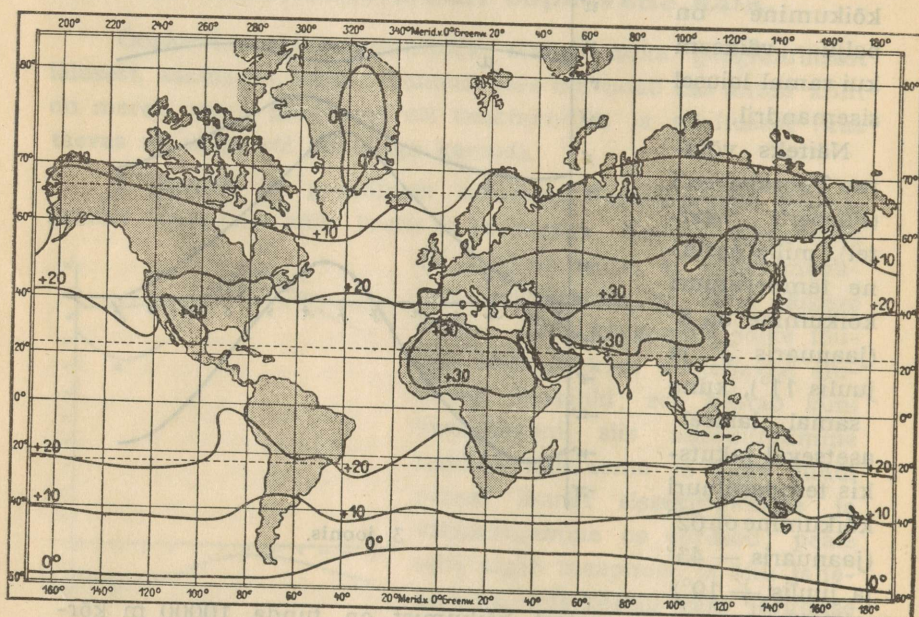
6. Temperatuuri jaotus horisontaalsihis.

Et saada temperatuuri jaotusest paremat ülevaadet, selleks ühendame joonega kõik ühesuguse temperatuuriga kohad maapinnal; neid jooni nimetame **isotermideks** (samasooja-joon-

ned). Need isothermid peaksid laiusparalleelidega kokku langema, sest päikeselt saadud soojus on vastaval paralleelil igas kohas võrdne. Kuid nagu eespool tähendatud, ei olene temperatuuri jaotus mitte üksi geograafilisest laiuusest, vaid maa ja vee jaotusest, soojadest ja külmadest merevooludest.

Nõnda langevad isothermid küll kokku paralleelidega mõnes ühtlaselt veega kaetud kohas, kuid suuremalt jaolt kalduvad isothermid ikka ühele või teisele poole paralleelidest — vastavalt aastaajale.

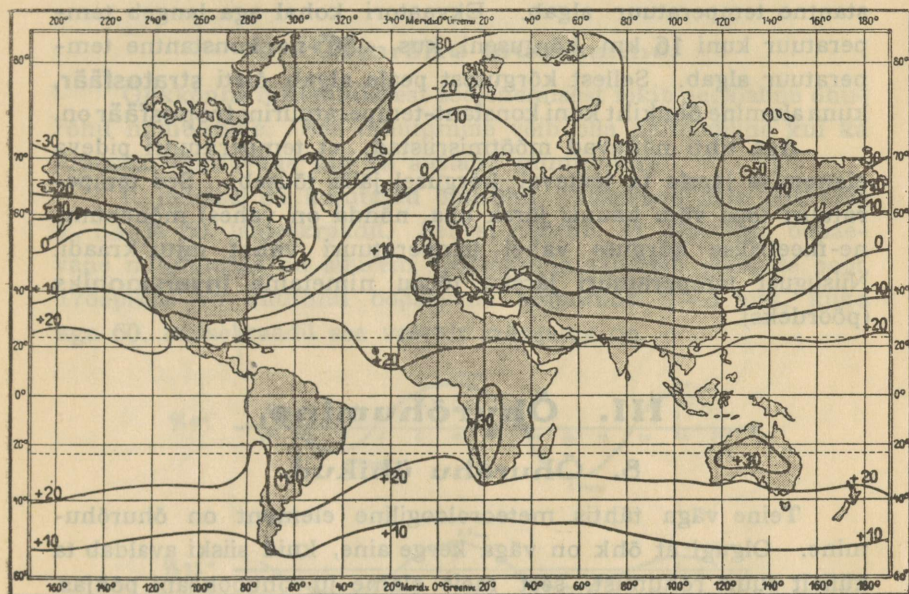
4-ndast ja 5-ndast joonisest näeme, et lõuna-poolkeral veega kaetud osadel isothermid suuremalt jaolt langevad kokku pa-



4. joonis.

ralleelidega. Ühtlasi näeme, et isothermid kalduvad ekvaatori poole lääne kaldal Lõuna-Ameerikas ja Aafrikas, mis on seletatav külmade merevooludega. Põhja-poolkeral isothermid lähevad palju lahku paralleelidest, iseäranis jaanuaris, kui manner väga jaheneb. Iseäranis madal temperatuur on Siberis Verhojanskis, kus niinimetatud «külmäpoolus» asub. Kuid ookeanis on veel suur suvise soojuse tagavara, mida suurendavad tugevad

soojad voolud — Golfstrom ja Kurošio. Nõnda on Norra kal-
lastel jaanuari keskmine temperatuur $+2^{\circ}$, kuna aga samal lai-
sel Siberis -50° . Soojemaid kohti maakeral leiame Araabias,
Sahas, Lõuna-Kalifornias ja Austraalias. Kõige madalam tem-
peratuur on mõõdetud Verhojanskis -70° ja kõige kõrgem Sa-
hara kõrves ($\varphi=26^{\circ}\text{N}$) 56° (varjus). Seega on temperatuuri kõi-
kumine maakeral 126° [$56^{\circ} - (-70^{\circ})$]. Seda kõrgeima ja mada-
laima temperatuuri vahet nimetame **temperatuuri amplituudiks**. Nii võime rääkida ööpäevasesest ja aastasesest temperatuur
amplituudist.



5. joonis.

Kõrgeima aastase keskt temperatuuriga isotermi nimetame
termiliseks ekvaatoriks. Termiline ekvaator ei ühtu geo-
graafilise ekvaatoriga, vaid asetseb umbes 10° põhjalaiusel,
mis on tingitud sellest, et suurem osa mannermaad asetseb
põhja pool, niisamuti ka suuremad soojad merevoolud ulatu-
vad kaugemale põhjalaiusesse. Kogu maakera alumise õhukihi ül-
dine keskt temperatuur on 15° .

7. Temperatuuri jaotus vertikaalsihis.

Nagu eespool nägime, ei soojene õhk mitte otsekohe päikesekiirtest, sest õhk neelab endasse ainult 0,2 soojusest ja 0,8 tuleb maapinnale. Maapind soojenedes soojendab alumisi õhukihte, need omakord jälle kõrgemaid õhukihte jne. Kuid iga kõrgem õhukiht saab ikka vähem soojust, võrreldes temast madalamal olevate kihtidega. Nõnda on pidev temperatuuri kahanemine kõrgusega; see kahanemine on iga 100 m peale $0,5^{\circ}$ kuni 1° (kuivas õhus 1° ja niiskes $0,5^{\circ}$). Nõnda kestab see temperatuuri langemine Euroopas kuni 12 km kõrguseni, kus -55° -ne konstantne temperatuur algab. Ekvaatori kohal aga langeb temperatuur kuni 16 km kõrguseni, kus -80° -ne konstantne temperatuur algab. Sellest kõrgusest peale algab õieti **stratosfäär**, kuna alumine õhukiht kuni konstant-temperatuurini **troposfäär** on.

Aga tihti näitavad mõõtmisriistad, et temperatuuri pideva alanemise järele ta teataval kõrgusel jälle tõuseb. See temperatuuri tõus võib kaunis järsk olla, nõnda on vahest mõnekümne-meetrilise kõrguse vahel temperatuuri vahet mitu kraadi. Niisugust temperatuuri järsku tõusu nimetame **inversiooniks** (pöördeks).

III. Õhurõhumine.

8. Õhurõhu ühikud.

Teine väga tähtis meteoroloogiline element on õhurõhumine. Olgugi et õhk on väga kerge aine, kuid siiski avaldab ta küllalt suurt rõhumist, sest meie elame ju õhuookeani põhjas. Harilikud veepumbad on ainult õhurõhumise pärast võimalikud, sest pumba ülemise kannu tõstmisel tekib tühjus, kuhu õhk rõhub vee. 1643. a. Itaalia aednikud panid tähele, et vett ei ole võimalik üle 10 m kõrguse tõsta. Sellest oletas Toricelli, et kui õhk surub vee 10 m kõrgusele, siis ta surub elavhõbeda, mis 13,6 korda veest raskem, ainult 76 sm kõrgusele. Toricelli katse näitas, et see täiesti õige oli, ja sellest ajast peale hakati õhurõhku mõõtma elavhõbeda samba kõrgusega millimeetrites või tollides. Normaalarõhuks loetakse 760 mm-st rõhumist. Kuid see ei olnud loomulik, et raskust või jõudu mõõdeti pik-

kusemööduga, sest jõudu mõõdetakse kas düünides või grammi-
des. Norralase V. Bjerknes'i poolt võeti tarvitusele bar.

1 bar on 1000000 düüni rõhumine ühele ruutsentimeetrile.

$$1 \text{ bar} = 1000 \text{ mb} = \frac{1000000 \text{ düüni}}{13,6^{981}} = 74,95 \text{ sm} = 750 \text{ mm}$$

Sellega on siis 1000 mb võrdne 750 mm ja 1 mb võrdne $\frac{3}{4}$ mm ehk 3 mm on 4 mb.

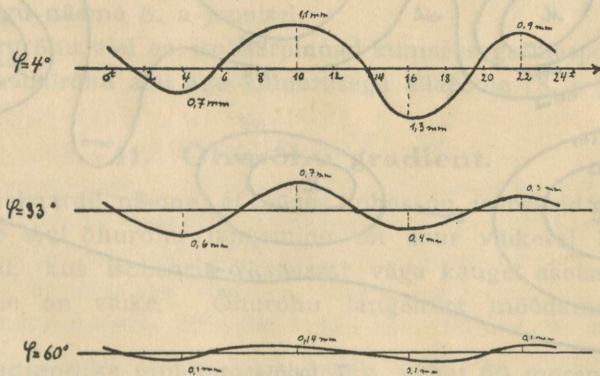
Tabel mm arvutamiseks millibaarideks on järgmine:

mm	774	771	768	765	762	759	756	753	750	747	744	741	738
mb	1032	1028	1024	1020	1016	1012	1008	1004	1000	996	992	988	984

9. Õhurõhu muutumine.

Õhkkonna mitteühtlasest soojenemisest tekib aegajaline õhurõhu muutumine. See muutumine võib olla perioodiline kui ka juhuslik, ööpäevane kui ka aastane muutumine.

6. joonisel on kujutatud õhurõhu ööpäevane käik ookeanis 4., 33. ja 60. laiuskraadil. Sellest nähtub, et õhurõhu ööpäevane muutumine on suurem troopikas ja väheneb pooluste pool. Troopikas on õhurõhu ööpäevane amplituud 2—3 mm, kuna aga 60. laiuskraadil see vaevalt märgatav on.



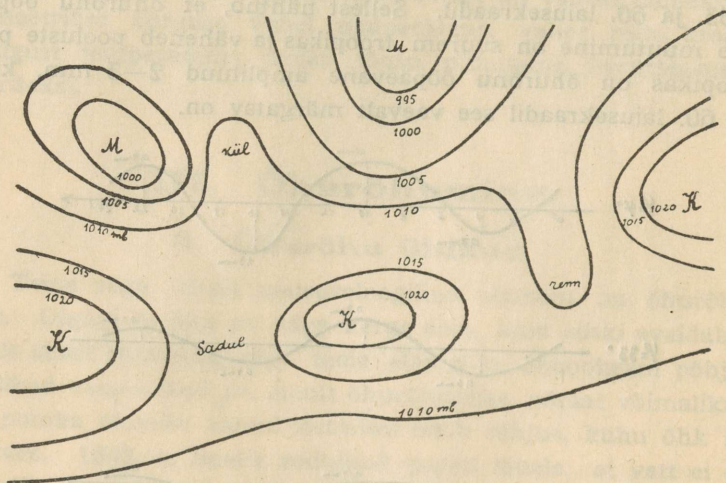
6. joonis.

Õhurõhu ööpäevasel käigul on kaks maksimumi ja miinimumi: kell 4 enne ja pärast lõunat on miinimum ja kell 10 enne ja pärast lõunat on maksimum. See õhurõhu ööpäevane käik on väga tähtis troopikasõidus, kus iga kõrvalekaldumine

sellest õhurõhu ööpäevasest käigust võib orkaani ennustajaks olla. Õhurõhu aastane kõikuvus on selgesti tunda keskmendril, kus talvel valitseb kõrgem rõhumine, kuna suvel on õhk seal soe ning kergem, seega ka rõhumine väiksem. Mereäärseis kohtades on õhurõhu aastane kõikuvus õige väike. Kõige kõrgem rõhumine on mõõdetud Riias (800 mm) ja kõige madalam Hiina mere taifuunis (686 mm).

10. Isobaarid ja isobaaride erivormid. Isobaarpinnad.

Et saada paremat ülevaadet õhurõhu jaotusest suuremas ulatuses, selleks ühendame kõik ühesuguse õhurõhuga kohad joonte abil; siis saame jooned, mida nimetame **isobaarideks** (samarõhujooned). Isobaarid on enamjaolt kinnised kõverad kas ringi või ellipsi kujulised. Ilmakaartidel joonistatakse isobaarid harilikult iga 5 mb järele.

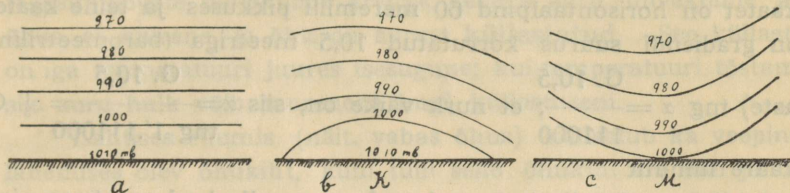


7. joonis.

Üldse jaotame rõhkkonnad kahte liiki: kõrgrõhk — **anti-tsükloon** ja madalrõhk — **tsükloon**. Kõrgrõhuks nimetame rõhkkonda, kus keskel on kõrgem õhurõhumine ja ümberringi rõhk väheneb. Madalrõhuks nimetame rõhkkonda, kus keskel on madalam õhurõhumine ja ümberringi õhurõhk kasvab.

7. joonisel on näha mitmesuguseid isobaaride vorme, kolm kõrgrõhkkonda ja kaks madalrõhkkonda. Kui kõrgrõhkkond tungib kiiluna kahe madalrõhu vahele, siis nimetame seda **kõrg-rõhu kiiluks**. Kui aga madalrõhk asub kiiluna kahe kõrgrõhu vahel, siis nimetame seda **madalrõhu renniks**.

Mõnikord on ilmakaardil kaks kõrgrõhku kõrvuti ja nendega risti kaks madalrõhku; seda piirkonda nelja rõhkkonna vahel nimetame **rõhusadulaks**.



8. joonis.

Isobaaride joonistamiseks peab taandama kõigis punktides mõõdetud õhurõhumisi ühele kõrgusele — merepinnale. Kui ühendame pinnaga kõik ühesuguse rõhumisega kohad, siis saame **isobaarpinnad** (samarõhupinnad). Kui õhurõhk ei muutu horisontaalsihis, siis isobaarpinnad on paralleelsed maakera pinnaga, nagu näeme 8. a joonisel.

Kõrgrõhu alal on isobaarpinnad kumerusega ülespoole (8. b joon.), madalrõhu alal aga kumerusega allapoole (8. c joon.).

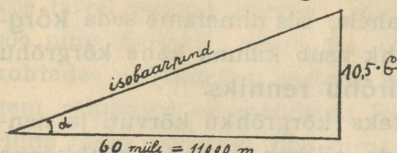
11. Õhurõhu gradient.

Ilmakaardil näeme, et mõnes kohas on isobaarid ligistikku, tähendab seal õhurõhu langemine on suur väikesel kaugusel, kuna seal, kus isobaarid üksteisest väga kaugel asetsevad, see langemine on väike. Õhurõhu langemist mõõdame **gradientiga**.

Gradiendiks nimetame õhurõhu vahet 60 meremiili kaugusel; seda kaugust mõõdame isobaaride sihiga risti, mida nimetame **gradiendi sihiks**. Näiteks: olgu kahe punkti vahe 300 miili ja õhurõhu vahe 10 mm, siis gradient on 2, sest kui 300 miilile vastab 10 mm, siis 60 miilile vastab X mm.

$$X = \frac{10.60}{300} = 2.$$

Gradient määrab ühtlasi isobaarpinna kaldenurga maakera pinnaga. Õhurõhu langemine vertikaalsihis maapinna läheduses



9. joonis.

on iga 10,5 m kõrguse peale 1 mm, mida **baromeetriliseks astmeks** nimetame. Olgu isobaarpinna kaldenurk α , siis saame täisnurkse kolmnurga, mille hüpotenuus on isobaarpind, üks

kaatet on horisontaalpind 60 meremiili pikkuses ja teine kaatet on gradiendi suurus korrutatud 10,5 meetriga (baromeetriline

G. 10,5

G. 10,5

aste) $\text{tng } \alpha = \frac{G. 10,5}{111000}$; et nurk väike on, siis $\alpha = \frac{1}{3} G$
 $\text{tng } 1'.111000$

kaare minutit.

Kui $\alpha = 0$, siis isobaarpinnad on paralleelsed maakera pinnaga ja raskusjõud on igas punktis isobaarpinnaga risti, seega õhuosakesed on tasakaalus. Kui aga isobaarpind moodustab mingisuguse nurga maakera pinnaga, nagu kõrg- ja madalrõhus, siis õhuosakesed ei ole tasakaalus, vaid libisevad raskusjõu mõjul mööda isobaarpinda nagu mööda kaldpinda, ja liikumisest tekkiv jõud on seda suurem, mida suurem on kaldenurk, samuti ka gradient.

IV. Õhuniiskus.

12. Vee auramine.

Järgmine meteoroloogiline element on õhuniiskus. Niiskus on lähedases ühenduses auramisega. Eespool kuulsime juba, et õhus on alati suuremal või vähemal hulgal veeauru, 1000-s liitris õhus võib olla kuni 4 liitrit veeauru. See veeauru hulk õhus omab meteoroloogias väga suure tähtsuse, sest auramine sünnib soojuse arvel. Füüsikast teame, et 1 g vee aurutamiseks normaalõhurõhumisel läheb 537 cal soojust tarvis ja auru kondenseerumisel saame selle soojusehulga tagasi. Vee auramine on seda intensiivsem, mida soojem on vesi, ümbruse õhutemperatuur ja mida kiirem on õhuvahetus.

Molekulaarhüpoteesi põhjal võime auramist järgmiselt seletada: vedeliku molekulid on alatises liikumises ja nende liiku-

misekiirus oleneb vedeliku temperatuurist. Vedeliku molekulid asetsevad väga lähedal üksteisele ja selle tagajärjel põrkavad alati kokku. Veepinna läheduses asetsevad molekulid satuvad selle kokkupõrke tagajärjel veest välja õhku. Kinnises ruumis ei pääse auru molekulid vedeliku püäl olevast ruumist kaugele, vaid kogunevad kõik sinna piiratud ruumi. Auru molekulide arv alguses suureneb, kuid siis tekib niisugune seisukord, kus vedelikust välja tulnud molekulide arv võrdub aurust vedelikku tagasiminevate molekulide arvuga, sellega auru molekulide arv õhus ei suurene, ja õhk on aurust **küllastatud**. See küllastus on iga temperatuuri juures isesugune; kui temperatuuri tõstame, siis auru hulk võib suureneda kuni küllastuseni.

Lahtises ruumis (näit. vabas õhus) küllastub ka veepinna läheduses olev õhukiht, kuni tuul selle õhukihi ära viib ja uue asemele toob. Nõnda kestab see auramine niikaua, kuni kogu ümbruses olev õhk on küllastunud, sest vaikselt õhus levib veeaur diffusiooni teel pikkamisi.

Küllastatud niiskuseks nimetame seda auruhulka grammides, mis antud temperatuuri juures maksimaalselt võib ühes kuupmeetris õhus olla. Järgmine tabel näitab temperatuurile vastavat küllastatud niiskust:

temperatuur	—5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°
auruhulk g/1m ³	3,01	4,8	6,8	9,4	12,9	17,7	23,1	30,2

Sellest nähtub, et auru hulk ei muutu mitte võrdeliselt temperatuuriga, vaid mida kõrgem temperatuur, seda kiiremini kasvab auru hulk. Näiteks 0° kuni 5°-ni kasvab auru hulk ainult 2 g, kuna aga 25° kuni 30° auru hulk kasvab 7,1 g.

Absoluutseks niiskuseks nimetame seda auruhulka grammides ühes kuupmeetris õhus, mis on antud momendil.

Meteoroloogias on tähtis nõndanimetatud **relatiivne niiskus**, mis on absoluutse niiskuse suhe küllastatud niiskusega.

Relatiivset niiskust mõõdame protsentides. Näiteks kui 10° õhutemperatuuri juures on ühes kuupmeetris õhus 5 g vett, siis relatiivne niiskus = $\frac{5.100}{9,4} = 53 \%$

Inimesele on kõige soodsam 50—60 %-ne relatiivne niiskus.

13. Veeauru kondenseerumine (tihenemine).

Veeauru tihenemiseks kõigepealt õhk peab sisaldama rohkem auru kui vastavas temperatuuris võib olla, see tähendab, aur on üleküllastatud. Üleküllastus sünnib enamjaolt õhutemperatuuri langemise tõttu, millega küllastatud niiskuse piir alaneb. Õhutemperatuuri langemist võib tekitada esiteks kiirgamine, iseäranis öösel; teiseks õhutemperatuur langeb õhutõusmisel n. n. **püstvooludena**; kolmandaks õhutemperatuur jaheneb õhukihi segumisel temast külmemaga õhukihiga. Kui segunevate õhumasside niiskuses on küllastatud niiskuse ligidal, siis tekib üleküllastus, sest kui segatud õhumassid on võrdsed, siis segaõhu temperatuuriks on algtemperatuuride aritmeetiline keskmine, kuna aga segutemperatuurile vastav küllastatud niiskuse ei ole mitte algniiskuste keskmine, vaid vähem sellest. Kõigil mainitud põhjustel algab veeauru tihenemine, mis esialgu on näha pilvede või udu tekkimise näol. Läheb aga auru tihenemine veel edasi ja tekib järjest uusi tilgakesi juure, siis liituvad need suuremaiks veetilkadeks, ja nõnda tekivad sademed.

14. Udu.

Udu võib tekkida mitmel põhjusel. Mandril tekib udu, kui maapind selgel ööl kiirgamise tõttu väga jaheneb, sellega ühes ka alumised õhukihid, ja veeaur kondenseerudes tekitab udu. Merel võib udu peamiselt kolmel põhjusel tekkida:

1) Soe õhk puutub kokku külma merepinnaga, alumised õhukihid jahenevad ja õhus olev veeaur tiheneb uduks. Niisugust udu tekkimist võime iseäranis New-Foundlandi juures tähele panna, kus iseäranis tihe udu valitseb aprillist kuni augustini, sest sel ajal on kõige suurem temperatuuri vahe SW-st tuleva sooja niiske õhu ja külma Labradori voolu vahel. Samasuguseil tingimustel tekib udu Edela-Aafrika ja Lõuna-Ameerika rannikul, Laplata jõe ja Falklandi saarte vahel, samuti Ohoota meres ja teistes külmavee piirkondades.

2) Külma õhk puutub kokku sooja merepinnaga, kusjuures veeauru kondenseerumine sünnib, peamiselt just polaarpiirkondades. Ka Baltimeres, iseäranis Sundis ja Botnia lahes tekib udu nimetatud kahe põhjuse pärast nii kevadel, kui vesi on

külm ja maal küllalt kõrge temperatuur, kui ka sügisel, kui maal temperatuur madal ja vee temperatuur veel küllalt kõrge on.

3) Maal ja veel on väga lahkuminevad temperatuurid. Seda võib iseäranis tähele panna Kalifornia rannikul, kus suvel külm meretuul jahendab maal sooja ning niiske õhu kuni kondenseerumiseni.

Meresõidule on kardetavad iseäranis kaks udu juhtumit: esiteks, kui udu seisab nõnda, et rannad ja rannal asetsevad tule tornid on kaetud, kuna aga merepinnal ei ole märgata udu. See on niinimetatud «rippuv udu», mis asub merepinnast 20 m — 100 m kõrgusel. Teiseks on maal talveöödel ka niisugune udu, mis tule tornid kinni katab, kuna aga merel seda sugugi märgata ei ole.

Peale eelnimetatud põhjuste tekib veel udu suitsu ja tolmu pärast, nagu seda töönduslinnade piirkonnas märkame, sest suitsu- ja tolmu kübemed aitavad kaasa veeauru tihenemiseks. Iseäranis kuulus on Londoni udu, n. n. mist.

15. Pilved.

Pilvede tekkimine on sarnane udu tekkimisega. Udu on maapinna läheduses, kuid pilved juba teatud kõrguses (500 m kuni 10000 m). Pilved tekivad peamiselt sellest, et õhk kerkib üles ja jaheneb dünaamiliselt. Nagu eespool nägime, jaheneb kerkimisel kuiv õhk iga 100 m peal 1° võrra ja niiske õhk $0,5^{\circ}$ võrra. Looduses ei sünni midagi ilma energia kulutuseta, seepärast ka õhu kerkimine sünnib soojuse-energia arvel. See õhu kerkimine võib väga mitmel viisil juhtuda. 1) Soojendatud õhk kerkib üles, nagu seda tihti suvepäevadel võib näha, ja selle tagajärjel sünnivad **runkpilved**. 2) Õhumassid aetakse tuulest mööda mäge üles nagu mööda kaldpinda; seepärast on alati mäestikus pealpool tuult suur pilvitus ja sademed, nagu seda näeme Norra läänekallastel W-tuultega, samuti Himalaja mägedes SW — monsuuni ajal. 3) Õhumassid peavad kerkima üles ka siis, kui kaks vastassihilist õhuvoolu kokku jooksevad, nagu see on ekvaatori piirkonnas NE ja SE passaatide vahel, kus on iseäranis suur pilvitus ja sademed.

Näiteks kui õhurõhumine maapinnal on 760 mm, temperatuur 20° ja relatiivne niiskus 86% , siis 300 m kõrgusele ker-

kimisel on temperatuur 17° ja õhk ongi küllastunud, tekib pilvitus ja sademed.

16. Pilvede liigid.

Pilved jaotame nelja põhiliiki, mille rahvusvahelised nimed on järgmised:

- 1) Cirrus (Ci) — kiud- ehk sulgpilved.
- 2) Cumulus (Cu) — rünk- ehk kuhipilved.
- 3) Stratus (Str) — kihtpilved (ka udupilved).
- 4) Nimbus (Ni) — vihmapiilved.

Cirrus-pilved (kiudpilved, sulgpilved) asetsevad troposfääri kõrgeis kihtides; need on üksikud õrnad pilved kiusarnase ehitusega, suuremalt jaolt täiesti valged. Cirrus-pilved koostuvad väikestest jäänõeltest, mis päikese ja kuu ümber rõngaid tekitavad, iseäranis siis, kui Cirrus-loor kogu taevast katab. Mõnikord on cirrus-ribad paralleelsed, ulatudes ühest taevaservast teiseni (n. n. noalaev või tuulepuu), mis perspektiivi mõjul ühte punkti näivad kokku jooksvat. Cirrus-pilved näitavad õhuvoolusid kõrgemais õhukihtides ja on tihti ilmastiku muutuse ennustajaiks.

Stratus ja cumulus on pilvede peavormid, mis võivad olla igas kõrguses. Kihtpilved tekivad kahe isesuguse temperatuuriga õhu segumisel; nendel on tihti lainesarnane kuju. Kihtpilved tekivad ka udust, seepärast nimetatakse neid ka udupilvedeks.

Rünpilved tekivad soojal päeval õhu tõusvate voolude mõjul. Nad on paksud kuhja- või lillekapsakujulised pilved horisontaalpõhjaga. Ilusa päikesepaistelise ilmaga nad hõljuvad 1400–1800 m kõrgusel.

Nimbus on tumedad tinakarva pilved ilma kindla kujuta ja asetsevad alumistes õhukihtides. Neist sajab enamasti kestva vihma või lund.

Peale selle võib nendest neljast põhiliigist kombineerida uusi pilvede nimesid, nagu:

- 5) Cirro-stratus (Ci St) — kiud — kihtpilved.
- 6) Cirro-cumulus (Ci Cu) — kiud-rünpilved.
- 7) Strato-cumulus (St Cu) — kiht-rünpilved.
- 8) Cumulus-nimbus (Cu Ni) — kõuepilved.

Siis võiks veel nimetada järgmisi pilvede nimesid:

- 9) Alto-stratus — kõrged kihtpilved.
- 10) Alto-cumulus — kõrged rünpilved.
- 11) Fractocumulus — rebitud rünpilved (katki käristatud).
- 12) Fractostratus — rebitud kihtpilved.
- 13) Fractonimbus — rebitud vihmapiilved.

17. Sademed.

Eespool kirjeldasime veeauru tihenemist ja sademete tekimist, nüüd vaatame üksikuid sademete liike. Sademete all mõistame pilvedest allalangevaid vee-auru tihenemise saadusi: vihma, lund ja rahet. Alguses veeauru kondenseerumisel tekiavad väga väikesed mikroskoopilised veepiisad, mis õhus hõljuvad. Need väikesed piisad lähevad ikka raskemaks, kuni viimaks õhk ei jaksa neid enam üleval hoida, ja nõnda tekib **vihm**. Vihmapiisa keskmine läbimõõt on 2—4 mm. Kui aga temperatuur on kondenseerumisel alla 0°, siis tekivad väikesed jääkristallid, mis ikka järjest suurenevad ja viimaks **lumena** maha sajavad.

Rahe tekib siis, kui soe ning niiske õhk järsku 4—10 km kõrgusele üles kerkib ja sealjuures kaugele alla 0° jaheneb. Rahe on enamasti alati ühenduses kõuepilvedega. Sademeteks võime nimetada ka seda, kui veeauru kondenseerumine sünnib maapinnal **kaste**, **halla** ja **härma** näol. Selgeil õhtuil jaheneb maapind kiirgamise tagajärjel väga kiiresti ja maapinna läheduses olev veeaur kondenseerub **kastetilkade** näol.

On auru tihenemise temperatuur alla 0°, siis ilmub kaste asemel maapinnale ja maapinnal olevatele asjadele **hall**.

Härm tekib talvel, kui kõva külma järele õhk järsku soojemaks ja niiskemaks muutub. Maapinnal olevad asjad, nagu majade seinad, puud, telefonitraadid j. n. e. ei ole jõudnud veel soojeneda, seetõttu tiheneb veeaur nende asjade külge jäänõelte ja kristallide näol.

Sademete rohkust mõõdetakse n. n. **sademetemõõtja** abil, mis on plekkämбри taoline anum ja mis asetatakse 1,5 m kõrguse posti otsa nõnda, et sademed sinna takistamata võiksid sisse sadada. Vaatluste ajal valatakse sademed mõõtjast iseäralisesse **mõõtklaasi**, et teada, mitme mm paksuse veekihina

vesi oleks katnud maapinda. Lumi sulatatakse enne sademete-mööttjas ära, siis valatakse möötklaasi.

Maksimaalne sademetehulk on seni märgitud Indias, kus ühe ööpäeva kestes on sadanud 1036 mm. Tartus aga maksimaalselt on märgitud 82 mm.

V. Tuul.

18. Tuule tekkimise põhjus.

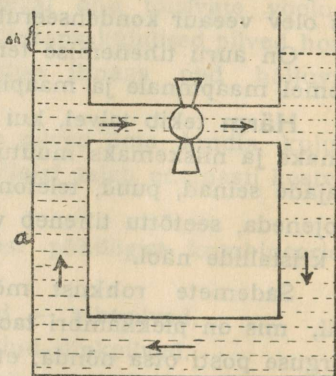
Kui maakera oleks ühtlaselt soojendatud, siis õhk oleks püsivas tasakaalus, see tähendab, allpool asetseksid kõige tihedamad ja raskemad õhukihid, kuna kõrgemal oleksid järk-järgult hõredamad ning kergemad õhukihid. Ka õhurõhumine oleks siis igal pool ühesugune ja väheneks iga 10,5 m kõrguse peale 1 mm; mingisugust õhu liikumist siis ei oleks. Kuid päike ei soojenda kõiki kohti maakeral ühtlaselt, ühes kohas ta on seniidis, teises kohas aga väga madalal horisondil. Niisamuti ei ole ka maapind igas kohas ühtlane: kuiv pind, näit. liivane või kivine pind, soojeneb päikesepaistel palju kiiremini kui niiske maa või taimestikuga kaetud maa. Eespool kuulsime juba, kui suur vahe on maapinna ja veepinna soojenemisel. Sellest maakera mitteühtlasest soojumisest tekib ka mitteühtlane õhurõhumine. Nagu vesi voolab kõrgemalt madalamale, nii ka õhk voolab kõrgema rõhu poolt madalama rõhu poole, seega siis tuule tekitajaks on õhurõhu vahe.

19. Termiline madal- ja kõrgrõhu tekkimine.

Kui mõni koht maakeral soojeneb rohkem oma ümbrusest, siis ka õhk sellel kohal soojeneb ja paisub rohkem kui mujal.

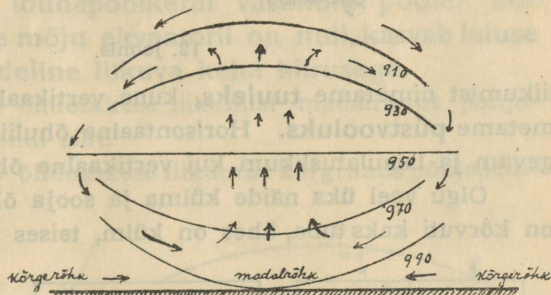
Alguses õhurõhumine maapinnal jääb muutmatuks, ainult õhusammas on soojendatud kohas kõrgem. Kuid teatavas kõrguses on olukord hoopis teissugune.

Et saada sellest selge pilt, teeme järgmise katse: (10. joonis) võtame veega täidetud ühendatud anuma, mille kaks toru on



10. joonis.

kõrgemalt ühendatud kraaniga. Vesi on mõlemas torus ühekõrgusel. Keerame kraani kinni ja soojendame (kas või piirituselambiga) vasakpoolset toru a, vedelik paisub selles torus, kuid rõhumine mõlemate torude põhjas jääb endiseks ja mingisugust vee liikumist ei ole. Kuid kraani kõrgusel ei ole rõhumine mõlemates torudes endine, vaid torus a on suurem rõhumine; kui kraani lahti keerame, algab vee liikumine läbi kraani torust a toru b poole. Samasugune lugu on ka õhuga; alguses maapinnal õhurõhumine jääb endiseks, kuid kõrguses soojendatud kohas rõhumine on suurem ja õhk voolab igale poole laiali nagu mööda kaldpinda. Peale õhu laialivoolamist väheneb õhurõhumine ka maapinnal rohkem soojendatud kohas (11. joonis), kuid ümberringi on õhurõhumine suurem ja kerkinud sooja õhu asemele voolab ümberkaudne külm õhk asemele; nõnda tekib õhu ringkäik — tsirkulatsioon.

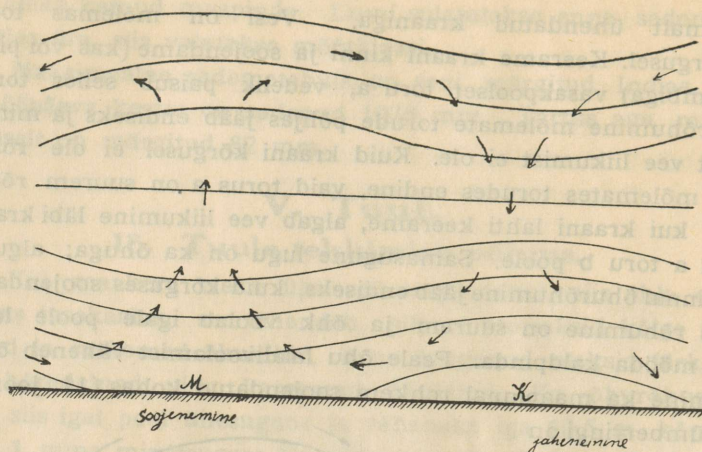


11. joonis.

Kui üks maakera osa soojeneb rohkem oma ümbrusest, siis tekib sellel kohal madalrõhkkond. Kui aga mõni maakera osa jaheneb rohkem oma ümbrusest, siis tekib sellel kohal kõrgrõhuala.

Et õhurõhk oleneb temperatuurist, seda näeme iseäranis suuril mandreil. Näiteks Aasias on jaanuari õhurõhumine 780 mm, juulis aga 750 mm; samuti Austraalias on juulis 765 mm ja jaanuaris 755 mm. Kui õhurõhumine ainult temperatuurist oleks, siis peaks termilisel ekvaatoril olema madalrõhk ja poolustel kõrgrõhk. Tegelikult on madalrõhk ka ekvaatori ümbruses, kuid kõrgrõhk on juba 30° laiuses, sealt pooluste poole väheneb õhurõhumine ja polaarpiirkonnas jälle kasvab. 12. joonisel näeme õhuliikumist madal- ja kõrvalasuvast kõrgrõhkkonnast.

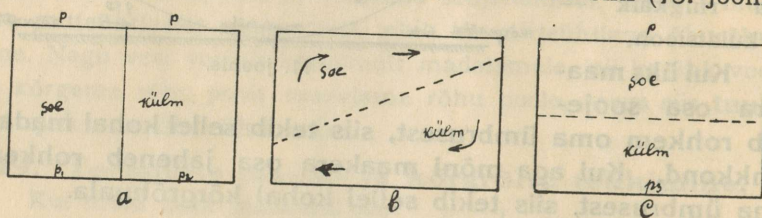
Kõrgrõhualas õhk liigub ülevalt alla, madalrõhualas aga alt üles. Maakera pinnal liigub õhk kõrgrõhust madalrõhu poole ja üleval vastupidi. Seda horisontaalset õhu-



12. joonis.

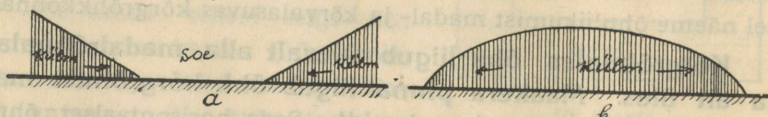
liikumist nimetame **tuuleks**, kuna vertikaalset õhuliikumist nimetame **püstvooluks**. Horisontaalne õhuliikumine on palju tugevam ja laiaulatuslikum kui vertikaalne õhuliikumine.

Olgu veel üks näide külma ja sooja õhu liikumisest: meil on kõrvuti kaks tuba, ühes on külm, teises soe õhk (13. joonis).



13. joonis.

Üleval on rõhumine mõlemates tubades p , kuna põrandal on rõhumine külmas toas suurem kui soojas toas. Kui võtame vahe-seina ära, siis tungib külm õhk kiiluna sooja õhu alla (13 b) ja lõpuks on kahe ühendatud toa põrandal rõhumine (p_3) võrdne, külm õhk on all ja soe õhk üleval (13 c). Nõnda ka maakera pinnal külm õhk tungib sooja õhu alla kiiluna, nagu näitab meile joonis (14 a, b).



14. joonis.

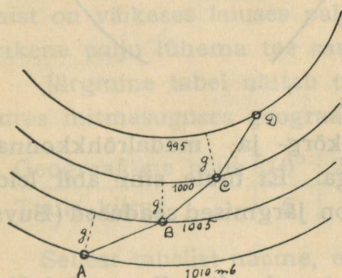
Iseäranis on tuntud Siberi talvine kõrgrõhk, mis seisab nädalapäevad paigal. Suurt osa madal- ja kõrgrõhus mängib veeaur. Madalrõhus tõuseb soe õhk üles, mis jaheneb, ja relatiivne niiskus kasvab, nõnda on madalrõhus pilvitus ja sademed. Kõrgrõhus aga langeb õhk alla, sellega relatiivne niiskus väheneb ja kõrgrõhu alal on selge ilm.

20. Maakera pöörlemise mõju tuule sihile.

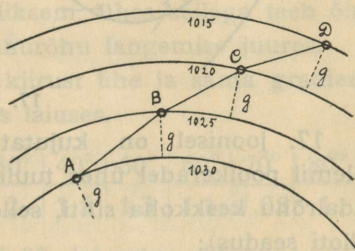
Kui maakera seisaks paigal, siis õhurõhu gradiendi siht oleks tühtlasi ka tuule sihiks. Kuid maakera pöörleb oma telje ümber. Füüsikast teame, et kõik horisontaalselt liikuvad kehad kalduvad maakera pöörlemisel oma liikumise sihist põhjapoolkeral paremale ja lõunapoolkeral vasakule poole. See maakera pöörlemise mõju ekvaatoril on null, kasvab laiuise siinusega ja on võrdeline liikuva keha kiirusega.

15. joonis näitab õhuosakese liikumist madalrõhus põhjapoolkeral, g on gradiendi siht.

16. joonis näitab õhuosakese liikumist kõrgrõhus põhjapoolkeral.



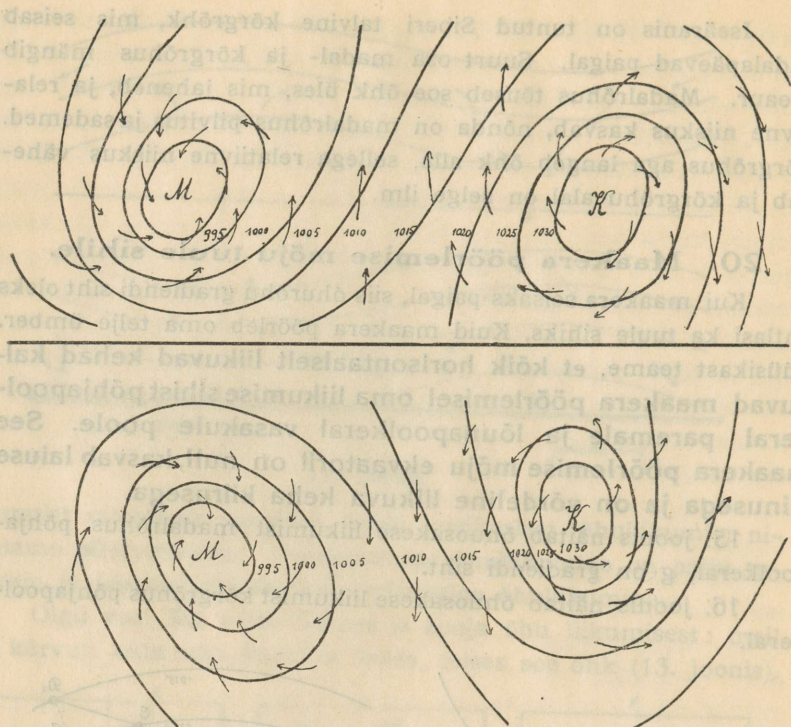
15. joonis.



16. joonis.

Nendest joonistest selgub, et põhjapoolkeral madalrõhus liigub õhk mööda spiraali vastu kellanäitaja sihti ja kõrgrõhus mööda kellanäitaja sihti. Lõunapoolkeral on just vastupidi: madalrõhus liigub õhk mööda kellanäitaja sihti ja kõrgrõhus vastu kellanäitaja sihti.

Maapinnal hõõrumine on suurem kui merepinnal, seepärast ka tuule sihi kõrvalekaldumine gradiendi sihist on merel suurem: niisamuti ka kõrguses, sest kõrguses on ka hõõrumine väiksem kui maapinnal.



17. joonis.

17. joonisel on kujutatud kõrg- ja madalrõhkonnad mõlemil poolkeradel ühes tuulesihiga. Et tuule sihi abil leida madalrõhu keskkoha sihti, selleks on järgmised seadused (Buys-Balloti seadus):

- 1) Kujutame, et purjetame tagatuult, siis madalrõhu kekskkoht asetseb põhjapoolkeral 6 rumbi B. B. laevaöörist arvates ja lõunapoolkeral 6 rumbi St. B.
- 2) Kui seisame seljaga vastu tuult, siis madalrõhu keskkoha asetseb põhjapoolkeral ees vasakul ja lõunapoolkeral ees paremal.

Kõrvalekaldumised sellest seadusest võivad tulla ainult kas mägede, kaljude või mõne muu tähtsa asjaolu pärast. Tähen-
dab õhuosakesed teevad palju pikema tee oma liikumisel kui seda on gradiendi siht; see tee on seda pikem, mida suurem on geograafiline laius.

21. Tuule tugevus.

Tuule tugevuse all mõistame liikuvate õhuosakeste rõhumist iga ettetuleva pinna peale. Mida kiiremalt õhuosakesed liiguvad, seda suuremat rõhumist nad avaldavad pinnale. Seega siis tuule tugevust võime mõõta tuule kiirusega. Kiirust mõõdame kas m/sek või miil/tund. Meresõidus mõõdame tuule tugevust pallides Beauforti skaala järele, milles kõik ettetulevad tuule tugevused 12-sse astmesse on jaotatud. See skaala oli koostatud küll purjelaevadele, kuid seda tarvitame ka nüüd auru- laevade ajajärgul, sest on loodud vastavus pallide ja kiiruse m/sek vahel (vaata p. 50).

Tuule kiirus oleneb gradiendi suurusest, gradiendi sihist, kõrvalekaldumisest ja maapinna hõõrumisest. Keskmises laiuses loeme tuule normaalkiiruseks seda, kui tuule tugevus pallides on kaks korda suurem gradiendist, see tähendab, kui gradiendi suurus on 1, 2, 3 j. n. e., siis tuule tugevus pallides on vastavalt 2, 4, 6 j. n. e.

Troopikas on sama gradiendi juures palju tugevam tuul kui suures laiuses, sest õhuosakese kõrvalekaldumine gradiendi sihist on väikeses laiuses palju väiksem, ühes sellega teeb õhuosakene palju lühema tee sama õhurõhu langemise juures.

Järgmine tabel näitab tuule kiirust ühe ja sama gradiendi juures mitmesuguses geograafilises laiuses.

Geograafiline laius	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
Tuule kiirus	6	3	2	1,5	1,3	1,1	1,05	1

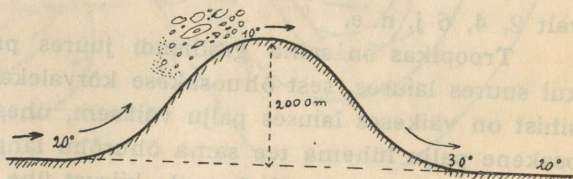
Sellest tabelist näeme, et kui 80. laiusekraadil tuule tugevus on 1, siis sama gradiendi juures 30. laiusel on 2 ja 10. laiusel 6. Sellega on seletatav asjaolu, et just kõige kõvemad tormid (orkaanid) on troopikas (väikeses laiuses).

Ka kõrgusega kasvab tuule kiirus, näiteks 500 m kõrgusel on tuule kiirus kaks korda suurem kui maapinnal. Merel on pinna hõõrumine väiksem, seepärast kõrgusega ei kasva tuule kiirus nii jõudsasti, samuti kõrvalekaldumine gradiendi sihist on ka väiksem kui maal. Seda näeme iseäranis siis, kui tuul puhub merelt maale; eelmised õhukihid maa kohale jõudes ei jõua enam nii ruttu edasi kui merel ja järeltulevad õhumassid peavad üles kerkima, sellega algab veeauru tihenemine ja pilvitus.

22. Mäestikutuuled (langetuuled).

Mäestikutuulte all mõistame tuuli, mis tekivad külma ja raske õhu alla langemisest mööda mäekülgi. Ka meresõidus on need tuuled tähtsad seal, kus mäeahelikud ümbritsevad merd. Mäestikutuultest on tähtsamad föön, boora, mistraal ja široko. Mõnes paigas nimetatakse neid tuuli ka teissuguste nimedega; nõnda Westindia vetes nimetatakse «White Squalls», Lõuna-Patagoonias «Williwawes» ja Malakka väinas «Sumatras». **Fööniks** nimetame sooja kuiva tuult põhjapoolsetes Alpides, mis tekib siis, kui mäestiku läheduses asub madalrõhk. Pealtuule mäeküljel on niiske õhk ja suur pilvitus (n. n. Fööni müür), kuna aga allpool mäekülge täiesti kuiv õhk on.

Nagu eespool öeldud, jaheneb niiske õhk üles kerkides iga 100 m peale ainult $0,5^{\circ}$, kuna aga kuival õhul temperatuur alla langedes tõuseb iga 100 m peal 1° . Näiteks (18. joon.), kui pealtuule mäeküljel 20° õhk tõuseb 2000 m kõrgusele, siis jaheneb ta ainult 10 kraadini. Veeaur mäetipul tiheneb, tekib pil-



18. joonis.

vitus ja sademed. Nüüd see kuiv õhk langeb teisel pool mäeküljel alla ja temperatuur tõuseb kuni 30 kraadini maapinnal, kuna aga ümbruse õhutemperatuur on ainult 20° , sellega on see tuul soojem.

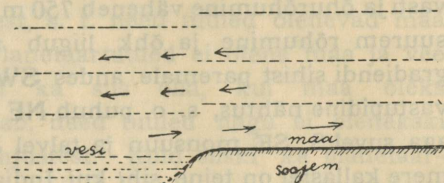
Booraks nimetame NNE kuni E tuult, mis tuleb kõige sagedamini ette Aadria meres, Dalmaatsia ja Albaania rannikul. See tuul puhub alla Karsti mägedest. Alla langedes tõuseb ka temperatuur, kuid et õhk mäetipul väga külm oli, jääb ka alla langedes see õhk külmemaks ümbrusest. Talvel muutub see tuul tihti kõvaks tormiks, mis võib nädalaid kesta, kuna ta aga suvel ainult ühe päeva puhub. Boora-taolised tuuled on mustal merel Novorossiiski ümbruses.

Mistraal on sarnane boorale ja puhub Vahemeres, Prantsuse rannikul, Rhone orus ja Lioni lahes. Talvel on sooja Lioni lahe kohal madalrõhk ja siis puhub kõva NW mistraal.

Široko on oma tekkimise poolest fööni taoline tuul, mis puhub Vahemere läänepoolses osas. Široko on kuiv ja soe S kuni SE tuul, iseäranis tugev on ta juulis ja augustis. Široko tekib siis, kui Sahara kohal asub kõrgrõhk. Libisedes alla mööda Atlasi mäekülgi tõuseb temperatuur samuti nagu föönilgi.

23. Maa- ja meretuuled (briisid).

Maa- ja meretuulteks nimetame neid kergeid tuuli (kerge tuul — briis), mis puhuvad päeval merelt maale ja öösel maalt merele. Päikese tõusuga hakkab maa- kui ka merepinna temperatuur tõusma ja ühes sellega ka õhutemperatuur. Nagu juba enne- malt tähendatud, tõuseb maapinna temperatuur pal- ju kiiremini kui vee tem- peratuur. Juba mõne tunni pärast on maapinna kohal olev õhk jõudnud rohkem paisuda kui merepinnal; see õhk voolab kõrgemais kihtides maalt mere poole, kuna allpool õhk voolab merelt maa poole (19. joonis).



19. joonis.

Öösel on just vastupidine nähtus. Need tuuled on võrdle- misi nõrgad ja ulatuvad ainult mõnesaja meetri kõrguseni (300 — 500 m). Korrapärased maa- ja meretuuled on väikestes laiust- es, kus temperatuuri ööpäevane amplituud suurem on, kuna aga suurtes laiustes nad ainult suvel antitsüklooni ajal esinevad. Niisuguste tuulte puhul hoiavad purjekad öösel rohkem rannale lähemale ja päeval rannast kaugemale.

24. Monsuunid. *)

Kuna maa- ja meretuuled on ööpäevase perioodiga, on monsuunid juba aastase perioodiga. Suvel nad puhuvad ühes sihis ja talvel vastupidises sihis. Oma tekkimise poolest on mon- suunid sarnased maa- ja meretuultele. Monsuunid tekivad seal, kus suur mannermaa puutub kokku veekoguga nõnda, et ühel pool paralleeli on maa ja teisel pool vesi, sest siis on tempera-

*) Sõna monsuun on tulnud araabia keelest — mansim — aastaaeg.

tuuride vahe kõige suurem. Maakaartile pilku heites näeme, et niisuguseid kohti on mitmel pool: esiteks suur Aasia manner puutub India ookeaniga paralleeli sihis kokku, teiseks on samasugune kokkupuutumine Austraalia, kolmandaks Edela-Aafrikal, neljandaks Kesk-Ameerikal ja veel mõnel teisel kohal. Nõnda on ka peamised monsuunide piirkonnad:

- 1) Põhja-India ookean ja Hiina meri.
- 2) Mered põhja pool Austraaliat (Jaava ja Banda meri).
- 3) Guinea laht.
- 4) Kolumbia ja Costarica läänerand.

1) Põhjapoolkeral suvel soojeneb Lõuna-Aasia manner tugevasti ja õhurõhumine väheneb 750 mm peale. India ookeanis on aga suurem rõhumine ja õhk liigub merelt maa poole, kaldudes gradiendi sihist paremale, andes **SW monsuuni**. Talvel on aga vastupidine nähtus, s. o. puhub **NE monsuun**. Hiina meres on aga suvel S, SE monsuun ja talvel N, NW monsuun, sest Hiina mere kallastel on teine siht kui India ookeani kallastel. SW monsuun on palju tugevam NE monsuunist, sest Aasia kõrged mäed takistavad küüma õhu juurevoolu põhjast ja seepärast tõuseb Indias temperatuur kõrgemale kui see teatud laiusel võiks olla. NE monsuuni tugevus on keskmiselt 4 palli ja ulatub 2000 m kõrguseni, aga SW monsuuni tugevus on 6—8 palli ja ulatub 4000—5000 m kõrguseni. Bengali lahes on tuule tugevus 5—6 palli ja Hiina meres 4—5 palli. India ookeani monsuuni piirkond ulatub kuni ekvaatorini ja NE monsuuni ajal Aafrika rannal ulatub ta isegi kuni 10° S, kus tuul ikka rohkem ja rohkem E-ti poole pöörduv.

Monsuunide vahetusaeg kestab 2—3 nädalat ja on kevaldel märtsis ning aprillis, sügisel oktoobris ning novembris. Vahetusaajal on vahelduvad tuuled, vaikus või äkilised puhangud. Kõige tugevamini puhuvad monsuunid detsembrist veebruarini ja juunist septembrini.

2) Ka Austraalia soojeneb lõunalaiuse suvel väga tugevasti, mispärast õhurõhumine väheneb. Jaava ja Banda meres, ka India ja Vaikse ookeani osades puhub **NW monsuun** (sest lõunapoolkeral kaldub tuul vasaküle). Lõunalaiuse talvel on aga SE monsuuni asemel SE passaat (vaata 26).

3) Aafrikas (SENEGAMBIAS, Sierra Leones) soojeneb ka suvel maa väga tugevasti ja selle tagajärjel tekib Guinea lahes põhja suvel **SW-w monsuun**; talvel on aga selle asemel SE passaat.

4) Kesk-Ameerika läänerrannikul (Kolumbia, Costarica) puhub samuti nagu Aafrikaski põhjalaiuse suvel SW monsuun, talvel aga NE monsuun.

VI. Planetaartuuled.

25. Õhu suur ringkäik.

Maa- ja meretuuled, niisama ka monsuunid olenevad maa ja mere temperatuuride vahest, s. t. need tuuled olenevad maa ja vee jaotusest, maakeral. Planetaartuuled ei olene maa ja vee jaotusest, vaid nad võiksid ka siis olla, kui maa oleks kaetud üleni veega. Tähendab, need tuuled nagu ei olenekski maakerast, vaid välistest põhjustest. Kuid siiski ka planetaartuuled olenevad maakera temperatuuri jaotusest. Kui maakera ei pöörleks, siis õhk tõuseks termilise ekvaatori ümbruses üles ja voolaks pooluste poole laiali. Maakera pinnal aga liiguks õhk pooluste poolt ekvaatori poole, seega oleks põhjapoolkeral N tuul ja lõunapoolkeral S tuul. Maakera pöörlemise tagajärjel ekvaatorilt tõusev soe õhk, voolates pooluste poole, kaldub oma sihist põhjapoolkeral paremale ja lõunapoolkeral vasakule. Kaldumine on seda suurem, mida suurem on laius. Selle tagajärjel sünnib õhu kuhjumine umbes 30. laiuskraadidel, sest eesminevad õhuhulgad liiguvad aeglasemalt kui ekvaatori poolt tulevad õhuhulgad; nõnda on keskmine õhurõhumine 30° laiusel 762 mm. Seda kõrgrõhu piirkonda nimetame **kõrgrõhu vööks**. Termilisel ekvaatoril on õhurõhumine 758 mm. Õhk liigub kõrgrõhu poolt madalrõhu poole, ja nõnda tekivad NE ja SE passaadid. Termilise ekvaatori ümbruses, kus soe õhk tõuseb üles, on vaiksed vahelduvad tuuled või hoopis vaikne, seepärast nimetame seda piirkonda **vaikvööks**. Nendest kõrgrõhuvöödest pooluste pool õhurõhumine langeb ja on kõige madalam umbes 60° laiustel; iseäranis madal on õhurõhumine 60° lõunalaiusel, kus keskmine rõhumine on 740 mm. Edasi pooluste poole minnes tõuseb jälle õhurõhumine. Kõik need madal- ja kõrgrõhuvööd, ka vaik-

vöö, nihkuvad ühes aastaaegadega kas põhja või lõuna poole 5—8 laiusekraadi võrra; see nihkumine jääb päikese liikumisest umbes veerand aastat maha. Nõnda asuvad need vööd kõige kaugemal põhjas — septembris ja kõige kaugemal lõunas — märtsis.

Vaikvöö kõigub Atlandis ja Vaikses ookeanis 0° kuni 10° N laiuse vahel, India ookeanis aga 10° — 0° S vahel. Meridiaani sihis mõõtes ei ole Atlandi vaikvöö üle 300 miili ja Vaikse ookeani vaikvöö üle 150 miili lai. Vaikvöö on Atlandis kiilukujuline, terava otsaga sihitud lääne poole.

Purjelaevaga Lõuna-Ameerikasse sõites mindi põhjalaiuse talvel rohkem W poolt läbi, sest seal on vaikvöö kõige kitsam, suvel aga rohkem E poolt, kasutades Aafrika monsuuni.

Kõrgrõhu vöös on nõrgad vahelduvad tuuled ja selged ning kuivad ilmad.

26. Passaadid.*

Passaatideks nimetame tuuli, mis puhuvad kogu aasta korrapäraselt kõrgrõhuvöö ja vaikvöö vahel; põhjapoolkeral puhub **NE** ja lõunapoolkeral **SE** passaat. Jällegi see passaatide siht tuleb maakera pöörlemisest, sest õhuosakene liiguks kas N või S sihis, kuna aga maakera pöörlemise tõttu ta liigub NE ja SE sihis. Passaattuulte tugevus on keskmiselt 4 palli. Ilmad passaattuulte piirkonnas on selged ja kuivad. Õhurõhumine kõigub korrapäraselt: maksimum on kell 10 enne ja pärast lõunat, miinimum kell 4 enne ja pärast lõunat. Iga väiksem õhurõhu kõrvalekaldu mine on järsu ilmamuutuse tundemärk. Passaattuuled ulatuvad 1—3 km kõrguseni; kõrgemal puhub vastassihiline tuul, n. n. **antipassaat**.

Niisama nagu vaikvöö, nii ka passaattuulte piirkond ei ole ekvaatori suhtes sümmeetriline, vaid on nihkunud põhja poole, suvel rohkem, talvel vähem.

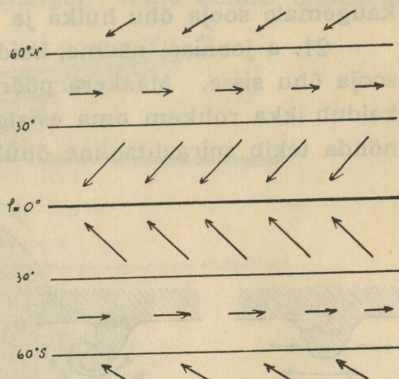
Järgmine tabel näitab passaattuulte keskmist piirkonda märtsis ja septembris.

Passaadid	Atlandi ookeanis		Vaikses ookeanis		India ookeanis	
	NE	SE	NE	SE	NE	SE
Septembris	10° — 34° N	3° N— 26° S	10° — 32° N	7° N— 23° S		8° S— 25° S
Märtsis	3° — 25° N	0° — 28° S	5° — 25° N	3° N— 30° S	NE mons.	11° S— 30° S

*) Passata — ülesõit, sest hispaanlased kasutasid neid tuuli üle Atlandi sõiduks Brasiiliasse.

27. Tuuled keskmistes laiustes ja polaarpiirkondades.

Nagu juba tähendatud, on umbes 30° laiustel kõrgrõhuvöö ja umbes 60° laiustel — madalrõhuvöö. Polaarpiirkonnad on kaetud külma tiheda õhuga ja seal valitseb ka kõrgrõhkkond. Õhk voolab kõrgrõhuvööst mõlemale poole laiali, kusjuures ekvaatori pool tekivad NE ja SE passaadid, kõrgrõhuvöö ja madalrõhuvöö vahel aga n.n. W-tuulte piirkonnad (20. joon.), sest kõrvalekaldu mine gradiendi sihist on seal suurem, kuna laius on suurem. Iseäranis korrapärased on need W-tuuled lõunapoolkeral $35^\circ - 50^\circ$ S laiuste vahel. Polaarpiirkondades on valitsevaiks tuulteks NE põhjapoolkeral ja SE — lõunapoolkeral.



20. joonis.

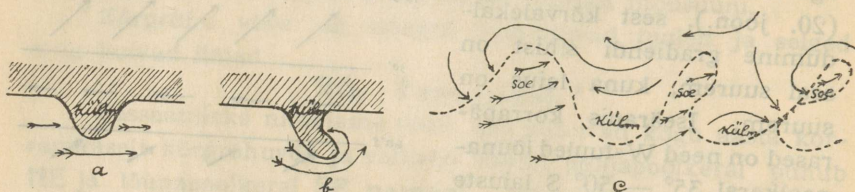
VII. Uus tsüklooni teooria.

28. Polaar-rinne.

Tähtsamad tsükloonid tekivad W-tuulte piiril. Golfstrom Atlandi ookeanis ja Kurošio Vaikses ookeanis kannavad palju sooja vett kaugele põhja. Nende soojade voolude kohal on Atlandis **Islandi madalrõhuala** ja Vaikses ookeanis **Aleuti madalrõhuala**. Islandi madalrõhu tekkimise piirkond on $58^\circ - 62^\circ$ N laiuse ja $20^\circ - 40^\circ$ W pikkuse vahel. Aleuti madalrõhk tekib $43^\circ - 48^\circ$ N laiuse ja 160° E — 160° W pikkuse vahel. Need madalrõhud on iseäranis tugevad talvel. Aleuti miinimum kaob suvel ära, kuna aga Islandi miinimum kogu aasta kestab. Külmaske õhk polaarpiirkondadest tahab tungida ekvaatori poole, kuid seda takistavad soojad W-tuuled. Nõnda on W-tuulte piiril alatine võitlus külma ja sooja õhu vahel.

Seda piirjoont maakera pinnal, kus pooluste poolt tulev külm õhk soojade W-tuultega puutub kokku, nimetame **polaarrindeks**. Muidugi ei sünni selle kahe isesuguse temperatuuriga õhu kokkupuutumine vertikaalpinnal, vaid külm raske õhk tungib sooja õhu alla. Kuid ka horisontaalsihis ei ole see polaar-rinne sirgjoon, vaid ikka mõnes kohas külm õhk tungib keelena kaugemale sooja õhu hulka ja vastupidi.

21. a joonisel näeme, kuidas külm õhk on tunginud keelena sooja õhu sisse. Maakera pöörlemise mõjul see külma õhu keel kaldub ikka rohkem oma esialgsest sihist kõrvale (21. b joon.) ja nõnda tekib spiraalitaoline õhuliikumine.



21. joonis.

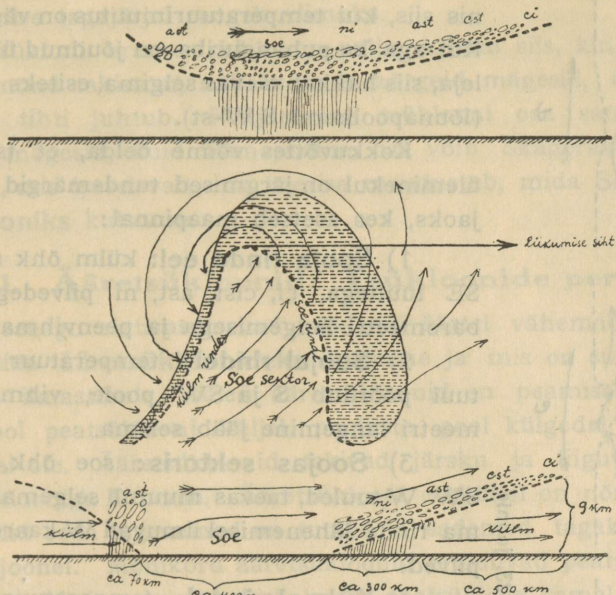
Norra meteoroloogi V. Bjerknes'i hüpoteesi põhjal tekivad madalrõhud lainetesarnaselt sellel külma E-tuulte ja sooja W-tuulte piiril, s. o. polaarrendel.

Üksikute madalrõhkude vahel on kõrgrõhu keeled, nõnda võivad tekkida tsükloonid kõrvuti antitsükloonidega (21. c joon.). Niisugune tsükloonide ja antitsükloonide rida areneb edasi peamiselt E sihis, sest soojad S ja SW tuuled kannavad sooja õhu kokku tsüklooni E-poolsesse külge, sellega väheneb õhurõhumine, kuna aga N ja NW tuuled külma õhu tsüklooni W-poolsesse külge kannavad, sellega suureneb õhurõhumine. Kui aga juhtub, et lõunas külmem on kui põhjas, siis võib tsükloon ka paigal seista või isegi W poole liikuda. Niisugune juhtum oli Põhja-Euroopas 23.—26. augustini 1922. aastal.

29. Tsüklooni kuju.

Nagu eespool tähendatud, käib alatine võitlus külma ja sooja õhu vahel polaarrendel. Seda võitlust kujutab 22. joonis, mis on töötatud V. Bjerknes'i õpilaste (I. Bjerknes'i ja Solberg'i)

poolt ja mis peab olema ideaalse tsüklooni skeem. See skeem on tehtud põhjalaiuse jaoks. Keskmine joonis kujutab põhijoon-tes tsüklooni, samuti ka külma ja sooja õhu jaotust kui ka õhu- liikumist maakeral. Ülemine joonis kujutab tsüklooni põhja- poolse osa vertikaalset läbilõiget ja alumine joonis tsüklooni lõunapoolse osa vertikaalset läbilõiget. Kahe külma õhu keele



22. joonis.

vahel asetseb **sooja õhu sektor** (keskmine joonis) ühes valit- sevate SW tuultega. Maapinnal nimetame seda külma ja sooja õhu piirjoont **soojaks rindeks**. E pool asetsev külm õhk puu- tub ettetungiva sooja õhuga kokku kõige esiteks üleval, sest pealmised õhukihid liiguvad kiiremini, kuna hõõrumine on väik- sem kui maapinnal. Järeletulev soe õhk sunnib enda ees minevat sooja õhku üles kerkima, sest külmem ja tihedam õhk asub te- rava kiiluna maapinnal. Kuid õhu üleskerkimisel temperatuur langeb, sellega algab auru tihenemine ja pilvede tekkimine, kõige enim suures kõrguses (Ci).

Vaatleja võib tsüklooni lähenemisel esiteks tähele panna baromeetri langemist ja Ci pilvede tekkimist läänetaeval; selle järele ilmuvad alto-stratus, stratus ja nimbus. Vihmasadu jääb

järele, kui soe sektor jõuab päralt. Kui aga soe sektor vaatl-
jast üle jõuab, muutub tuule siht järsku NW, temperatuur lan-
geb, õhurõhuline tõuseb, tähendab, külm rinne on kätte jõud-
nud. Ühtlasi ilmuvad puhangud ja ilivihmad ühes rahega;
seda piirkonda nimetamegi seepärast **puhanguribaks**. Vahest

võib selles puhanguribas äike tekkida, iseära-
nis siis, kui temperatuurimuutus on väga suur.
Kui aga ka puhanguriba on jõudnud üle vaatl-
leja, siis hakkab taevast selgima, esiteks N W-st
(lõunapoolkeral S W-st).

Kokkuvõttes võime öelda, et tsüklooni
üleminekul on järgmised tundemärgid vaatlaja
jaoks, kes asetseb maapinnal:

1) **Sooja rinde eel:** külm õhk nõrkade
SE tuultega, ci, cist, ast, ni pilvedega ühes
baromeetri langemisega ja peenvihmaga.

2) **Soojal rindel:** temperatuur tõuseb,
tuul pöörduv S ja SW poole, vihm, baro-
meetri langemine jääb seisma.

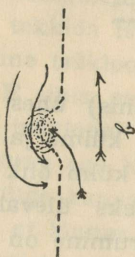
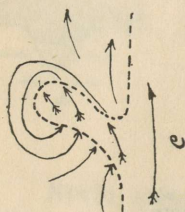
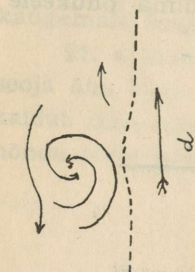
3) **Soojas sektoris:** soe õhk, kõvad
SW W, tuuled, taevast muutub selgemaks, kül-
ma rinde lähenemisel ilmuvad W kaares A-Cu
pilved.

4) **Külmal rindel:** temperatuur langeb
järsku, baromeeter tõuseb, tuul pöörduv NW,
CU-Ni pilved, lühikesed vihmahood vahest
ühes piksega.

5) **Külma rinde järel:** külm õhk, tae-
vas hakkab järsku selginema, hea nähtavus,
vahest rahehood.

30. Tsüklooni arenemiskäik.

Olgu kaks vastupidi liikuvat õhuvoolu,
nagu see on W tuulte ja E tuulte piiril, n.n.
polaarrindel. Olgu see piir esialgu sirgjoon
(23. a joon.), kuid sirgjoonena ei või see piir
kaua püsida, vaid ikka soe õhk tungib mõ-
nes kohas kaugemale külma õhu sisse või



23. joonis.

ümberpöördult (23. b joon.). Kuna külm õhk kiiremini liigub kui soe õhk (soe õhk on oma liikumises rohkem takistatud), siis lõunapoolne osa selles soojas sektoris muutub ikka kitsamaks ja kitsamaks (23. c joon.). Lõpuks tõrjub külm õhk sooja õhu maapinnalt täiesti ära ja tsükloon hakkab maapinnalt kaduma (23. d joon.); inertsil mõjul kestab tuulekeeris veel mõni aeg, kuid hõõrumise tagajärjel raugneb viimaks.

Tsükloni arenemiskäik on palju kiirem siis, kui ta satub vastu mõnd takistust, näiteks vastu kõrgeid mägesid, nagu see Norras tihti juhtub. Põhjapoolne tsüklooni osa satub vastu Norra mägesid, kuid lõunapoolne osa võib Skagerakis vabalt liikuda, mis iseseisvalt uue keerise moodustab, mida **Skageraki tsüklooniks** kutsume.

31. Ääretsükloonid. Tsükloonide pered.

Peaaegu alati asetsevad tsüklooni äärtel vähemad tsükloonid, mida **ääretsükloonideks** kutsume ja mis on suure tähtsusega ilmastikule. Need ääretsükloonid on peamiselt W või SW pool peatsüklooni küljel, pooluste pool külgedel ääretsükloone ei ole. Ääretsükloonid tekivad järsku ja liiguvad ühes peatsüklooniga E poole. Ääretsüklooni eesküljel on nõrgad tuuled, kuid seda tugevamad on tuuled ja sademed tagaküljel, puhangujoonel. Mõnikord ääretsükloonid eralduvad peatsükloonist ja arenevad iseseisvalt edasi, kuna peatsükloon samal ajal ära kaob. Suurem osa Vahemere tsükloonidest on Põhja-Euroopa peatsüklooni ääretsükloonid.

Suure külma õhumassi äkiline ettetungimine väiksemasse laiusesse moodustab ikka enamasti mitu tsüklooni üksteise järel, milledest iga järgmine asub ikka rohkem ekvaatori pool. Niisugust tsükloonide rida nimetame **tsükloonipereks**. Tsüklooniperesse kuulub harilikult 4—5 tsüklooni. 1921. aastal läks üle Norra 66 tsüklooniperet; iga pere üleminekuaeg oli keskmiselt 5,5 päeva.

32. Tsükloonide tähtsus meresõidus.

Ilmastik merel oleneb suurel määral eespool tähendatud liikuvatest tsükloonidest. Iseäranis kuulus on Põhja-Atland oma talviste tsükloonide poolest ja seepärast loetakse Põhja-Atlandit

tormisemaks mereks kogu maakeral. Kuid ka Vaikse ookeani põhjapoolne osa, samuti ka W tuulte piirkond ei jää palju oma tormide poolest Põhja-Atlandist maha. Need tsükloonid on suure ulatusega ja liiguvad E poole 25—35 km/tun kiirusega. Nende ees- ja tagaküljel on väga mitmesugune tuule tugevus.

Et leida, missuguses tsüklooni osas laev asetseb, selleks vaatame tuule pöördumist. Kui tsüklooni keskkohht läheb laevast põhja poolt mööda, siis tuul pöördub mööda päeva (kellanaõtaja sihis) põhjapoolkeral, lõunapoolkeral vastupidi. Kui aga tsüklooni keskkohht läheb laevast lõuna poolt mööda, siis tuul pöördub põhjapoolkeral vastu päeva. Kui tsüklooni keskkohht läheb üle laeva, siis tuule siht ei muutu.

Et see väga tähtis on, missuguses tsüklooni osas laev asetseb, selleks olgu järgmine näide: laev purjetab Nordi meres SW kursiga; sellele laevale läheneb Inglise kanali poolt tsükloon; kui nüüd juhtida laeva nõnda, et tsüklooni keskkohht jääb laevast lõuna poole, siis saab see laev kasulikke E ja NE tuuli; kui aga tsüklooni keskkohht jääb põhja poole, siis saame W ja SW tuuli.

VIII. Õhukeerised ümber vertikaaltelje.

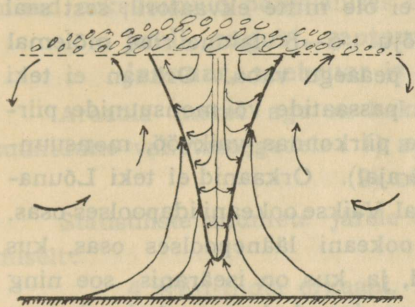
33. Tolmukeerised. Trombid. Tornaado.

Tsükloonis liigub õhk ümber vertikaaltelje. Tsüklooni ulatavus horisontaalsihis on väga suur võrreldes vertikaalulatusega. Nüüd vaatleme niisuguseid tuulekeeriseid, millede horisontaalulatavus on palju väiksem kui tsükloonis. Need on:

- 1) Tolmukeerised.
- 2) Trombid (tuule- ja vesipüksid).
- 3) Tornaado.
- 4) Orkaanid (troopilised tsükloonid).

Tolmukeerised tekivad kõrbedes, iseäranis palavail päeval, kui kõvasti kuumendatud maapinnal kohalikud õhukeerised sünnivad, mis kisuva enesega tolmu kaasa. Niisuguse tolmukeerise pöördliikumise tekkimine on arusaamatu, sest maa-kerapöörlemine ei või selleks kaasa mõjuda, kuna niisugune tolmukeeris on väga väikese ulatusega.

Tuule- ja vesipüksid ehk üldise nimega **trombid** on tugevad õhukeerised vertikaalteljega. Mõnel korral on see telg ka vähe viltu. Trombid ilmuvad ühes tugevate Cu või Cu-Ni pilvedega. Selge taevaga trombi ei teki. Umbes 1000 m kõrgusel asuvast pilvekihist tekib allapoole lehtrikujuline lont, mis kuni maapinnani ulatub. Veepinnal äärmised tiirlevad õhuosad kisuvad ka vett enesega kaasa, mis peenikeste piiskadena ühes õhuga hakkab tiirlema. Maal kisub tuulekeeris tolmu ja liiva enesega ühes, kusjuures tromb on liivakella sarnane. Trombi ots maakera pinnal on nagu vooliku ots, mis enesesse vett imeb; selle otsa läbimõõt ulatub kuni 100 meetrini.



24. joonis.

24. joonis kujutab trombi vertikaalses läbilõikes siis, kui ta ots pole veel jõudnud maapinnani. Tromb tekib siis, kui on iseäranis soe ja niiske ilm ilma alatise tuuleta. Trombis see tuulekeerise tekkimine ei ole täiesti selge, sest maakera pöörlemine ei saa ka siin oma mõju avaldada, kuna ka tromb on väikese ulatavusega.

Tornaado tekib Põhja-Ameerikas E pool Kordiljeeride mäeahelikku suve alul kõige palavamatel päevatundidel. Ta on samane nähtus nagu tromb, kuid ainult suuremas ulatuses. Tornaado liigub SW→NE sihis kiirusega 40 km/tund. Hävitavad laastamised, mis tornaado teeb oma teekonnal, näitavad, et tema ots maapinnal läbimõõdult ei ole suurem 300 meetrist. Tornaado tekib tsükloonis külma rinde läheduses, iseäranis siis, kui S tuuled palju sooja õhku maapinnale kokku ajavad, kuna aga kõrgusest kõvad W tuuled külma õhku juure toovad.

34. Troopilised orkaanid.

Troopika piirkonnas mõnes kohas teatud aastaajal tekivad iseäranis tugevad keeristormid, mida üldise nimega **troopilisteks orkaanideks** kutsutakse. Ka orkaanis on õhuliikumine ümber vertikaaltelje nagu trombis ja tornaados, kuid juba palju suuremas ulatuses; teisest küljest orkaani ulatavus on palju väik-

sem tsüklooni omast. Orkaanis liigub õhk spiraalikuuliselt, põhjapoolkeral vastu kellanäitaja sihti ja lõunapoolkeral kellanäitaja sihis; õhurõhu gradient ja ühes sellega ka tuule tugevus on palju suurem kui harilikus tsükloonis väljaspool troopikat.

Ringikujulised isobaarid on orkaanis väljaspoolt teravalt eraldatud, niisamuti ka seespoolt ringikujulise **vaikuskesega**. Orkaani ehitus on väga korrapärane, eriti väikeses laiuses: gradient muutub peaaegu ühtlaselt orkaani igas küljes, mis ühekaugusel keskkohast, samuti ka tuule tugevus. Orkaanis puuduvad üksteise kõrval asuvad külmad ja soojad õhumassid, nagu seda näeme tsükloonis.

Orkaani tekkimiskohad ei ole mitte ekvaatoril, sest seal puudub maakera pöörlemise mõju. $6-8^{\circ}$ laiune riba mõlemal pool ekvaatorit on orkaanidest peaaegu vaba. Orkaan ei teki püsivate tuulte piirkonnas (näit. passaatide või monsuunide piirkonnad), vaid muutlikkude tuulte piirkonnas (vaikvöö, monsuuntuulte piirkonnas tuulte vahetuse ajal). Orkaanid ei teki Lõuna-Atlandis, samuti ka lõunapoolkeral Vaikse ookeani idapoolses osas.

Orkaanid tekivad ainult ookeani läänepoolses osas, kus asetsevad väikeste saarte grupid, ja kus on iseäranis soe ning niiske õhk. Orkaane nimetatakse igas kohas veel isenimega, näiteks:

- 1) West-India orkaanid (Antilli saarte juures).
- 2) Hiinamere taifuunid (Ida-Aasia meredes).
- 3) Mauritsiuse orkaanid (India ookeani lõunapoolses osas).
- 4) Araabia mere ja Bengali lahe tsükloonid.
- 5) Lõunamere orkaanid (meredes E pool Austraaliat).

Mõned üksikud orkaanide tekkimise juhtumid võivad olla Kesk-Ameerika läänerannal, samuti ka Verde neeme kohal Aafrika rannal.

West-India orkaanid tekivad peamiselt E pool Väike-Antilli saari suve lõpul, kui NE passaat kõige kaugemale põhja poole ulatub ja vaikvöö kuni West-India saarteni liigub.

Taifuunid tekivad E pool Filipiinide saari W—E sihis asuval pikergusel ribal, kus valitseb madalrõhk ja muutlikud tuuled. Orkaani idu tekib selle riba E või W serval.

Mauritsiuse orkaanid tekivad Chagose saarte vastas oleval ribal umbes 10° S laiusel, kus suve lõpul valitsevad (lõuna

suvi) muutlikud tuuled. Selle riba põhjaserval puhub NW monsuun ja lõuna pool — SE passaat.

Araabia mere ja Bengali lahe tsükloonid tekivad peamiselt Araabia meres Lakkadiva ja Malediva saarestiku juures, Bengali lahes W—NW pool Andamani ja Nikobari saari.

35. Orkaanide tekkimisajad.

Orkaanide tekkimisajaks on hilissuvi vastaval poolkeral, kui vaikkvöö kõige suuremate laiusteni jõuab, sest siis on maa-kerapöörlemismõju kõige suurem õhukeerise tekkimiseks. Peamised orkaanikuud põhjalaiuses on

**juuli, august, september, lõunalaiuses aga —
jaanuar, veebruar ja märts.**

Araabia meres aga on kaks maksimumi vastavalt monsuuntuulte vahetusaegadele: 1) **aprill, mai, juuni,**
2) **oktoober, november.**

Statistiliste andmete järele on orkaanide arv aastas keskmiselt:

4 west-India orkaani.

21 taifuuni.

7 Mauritsiuse orkaani.

10 tsüklooni Bengali lahes.

2 tsüklooni Araabia meres.

Need statistilised andmed ei ole päris kindlad, sest orkaanide arv erineb mõnel aastal palju nendest andmetest. Andmeist nähtub, et kõige sagedamini juhtub taifuune. On juhtumeid, kus laev ühel ja samal reisil kohtab kaht taifuuni.

36. Orkaani keha.

Troopilise orkaani keskmine osa on just samasugune nagu väiksemaulatuslikul madalrõhul. Isobaarid on kas ringi- või elliptikujulised kinnised kõverad. Gradient muutub palju järsumalt, kui tormitsüklooni väljaspool troopikat. Õhurõhk orkaani keskel ei ole palju madalam tsüklooni keskkoha õhurõhust, kuid orkaani ulatavus on palju väiksem, sellega õhurõhu muutumine palju järsem. Kui orkaanis 150 miili kaugusel keskkohast gra-

dient on 1—2 mm, siis 120—60 miili kaugusel gradient on 6—7 mm, ja 60-st miilist seespool gradiendi suurus on 14 mm ja veel rohkem. Vastavalt gradiendile on ka tuule tugevus orkaanis väga suur. Kuna 12. pallile vastab 30 m/sek, on orkaanis olnud juhtumeid, kus tuule tugevus oli 57 m/sek (Miami orkaanis 18. sept. 1926. aastal), seega ligi kaks korda tugevam 12. pallist.

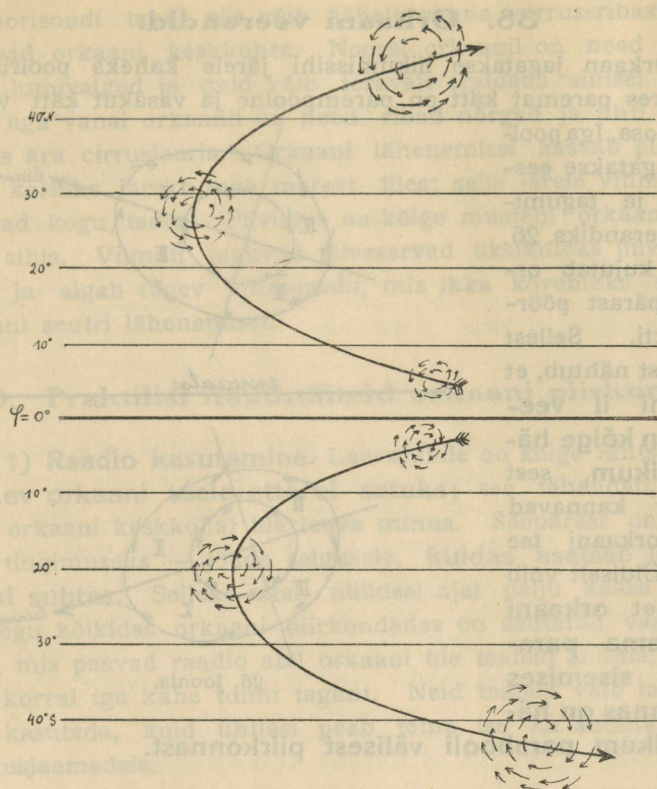
Tuule siht on orkaanis nagu tsüklooniski põhjapoolkeral vastu kellanäitaja sihti ja lõunapoolkeral mööda kellanäitaja sihti. Õhu kiirest ringjoonelisest liikumisest tekib nii suur «sentrofuugaal jõud», et orkaani keskkohas (läbimõõduga 5—30 miili) on täieline vaikus. Selles vaikuskeses on õhuliikumine ülevalt alla nagu trombis, mida tõendab selge taevas sel kohal, n. n. **tormisilm**, kuid ümberringi tõuseb õhk üles ja veeaur tiheneb. Seepärast on orkaani kohal rasked mustad pilved ja kõva sadu. Kuna all õhk liigub mööda spiraali, liiguvad ka keskmises kõrguses asuvad vihmapiilved samuti ümber orkaani keskkoha.

Igast küljest orkaani keskk kohta puhuvad tuuled ajavad väga palju vett kokku, nii et kui orkaan juhtub liikuma ranna poole või üle saare, siis tekitab ta hirmsa uputuse ja teeb suurt hävitusööd. Merel tekkiv igast küljest kokkujooksev lainetus on väga hädaohtlik laevadele.

37. Orkaani liikumine.

Alul orkaan liigub oma tekkimiskohas korrapäratult siia ja sinna, kuid varsti hakkab liikuma W sihis, kaldudes ikka rohkem ja rohkem pooluste poole. Jõudnud W tuulte piirkonda, pöörab ta oma liikumissihhi E poole. Orkaani liikumistee kujutab parabooli (25. joon.), mille lagipunkt (pöördepunkt) asub kõrgrõhuvöös.

Üldiselt asub orkaani liikumistee parabooli lagipunkt (pöördepunkt) põhjapoolkeral 27° N paralleelil ja lõunapoolkeral 20° S paralleelil. Üksikutel juhtumel, mis olenevad aastaegadest, võivad ette tulla ka kõrvalekaldumised selles orkaani liikumistees. Mitmetel orkaani tee paraboolidel on ainult üks haru; nõnda puudub Lõunamere orkaani tee paraboolil ekvaatoripoolne haru kas täiesti või on kõverdatud.



25. joonis.

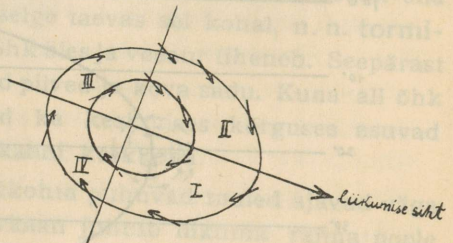
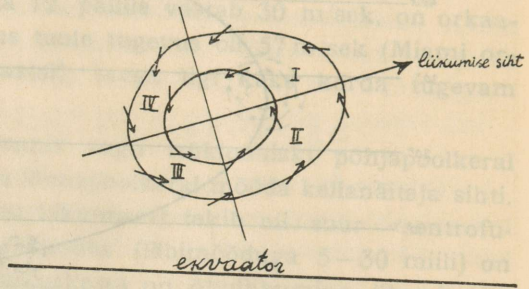
On pandud tähele, et orkaani õhumass ei ole mitte kogu aeg seesama, vaid ta tõmbab (imeb) oma teekonnal ikka järjest uusi õhumasse juure. Sellest järgneb, et alumised õhuosad ei saa üksi orkaani liikumissihiti mõjustada. Sellega on ka seletatav see asjaolu, et orkaani liikumissihit lähed lahku sellest sihist, mis alumiste tuulte järele otsustades peaks olema.

Orkaani liikumiskiirus on keskmiselt 30 miil/tund, väiksem alguses ja pöördepunktis, kõige suurem W tuulte piirkonnas. Orkaani ulatavus (läbimõõt) kasvab edasiliikumisel 60 miilist kuni 600 miilini, kusjuures läbimõõdu suurenemisega väheneb tuule tugevus.

Väikestes laiustes on orkaan oma keskpunkti suhtes sümmeetriline, kuid suuremas laiuses kaob see sümmeetria ära.

38. Orkaani veerandid.

Orkaan jagatakse liikumissihhi järele kaheks poolringiks, kusjuures paremat kätt on parempoolne ja vasakut kätt vasakpoolne osa. Iga poolring jagatakse eesmiseks ja tagumiseks veerandiks. 26. joonis kujutab orkaani pärast pöördepunkti. Sellest joonisest nähtub, et orkaani II veerand on kõige hädaohtlikum, sest tuuled kannavad laeva orkaani tee peale. Üldiselt võib öelda, et orkaani osa tema parabooli sisemises piirkonnas on hädaohtlikum parabooli välisest piirkonnast.



26. joonis.

39. Orkaani lähenemistunnused.

Tähtsamaks orkaani ennustajaks on baromeeter. Nagu eespool nimetatud, on troopikas baromeetri päevane käik korrapärane: kell 10 enne ja pärast lõunat maksimum, kell 4 enne ja pärast lõunat miinimum. Iga kõrvalekaldumine sellest baromeetri käigust on hoiatuseks, iseäranis veel orkaanikuudel.

Merel ilmub pikk ummikas (ummiklaine). Taevale ilmub järsk cirrusloor, mis kiiresti tiheneb. Päikese ja kuu ümber tekivad ringid või tarad. Taevas on päikesetõusul ja loojenemisel tulipunane, vase- või violett-värvi. Endine jahe ilm muutub niiskeks ja lämmastavaks, baromeeter hakkab langema. Tuule tekkimisel algab järsk baromeetri langemine. Kui orkaan liigub pikuti mööda ekvaatoripoolset passaat- või monsuuntuulte piiri, siis võib tähele panna nende tuulte järsku kõvenemist, mis on ka orkaani tunnusmärgiks. Kui orkaanipilvi veel ei ole näha

(on horisondi taga), siis võib tähele panna cirrus-ribasid, mis näitavad orkaani keskk kohta. Noorel orkaanil on need cirrus-ribad lumivalged ja neid võib teravalt eraldada sinisel taeval, kuna aga vanal orkaanil on need ribad nõrgad ja tihti kaovad hoopis ära cirruslooris. Orkaani lähenemisel kasvab pilvesein, nagu kerkiks järsku maa merest üles; selle järele vihmapiiaved katavad kogu taeva. Pilvistus on kõige mustem orkaani liikumise sihis. Viimati jaguvad pilveservad üksikuteks pilvetükkideks ja algab tugev vihmasadu, mis ikka kõvemaks muutub orkaani sentri lähenemisel.

40. Praktilisi näpunäiteid orkaani piirkonnas.

1) **Raadio kasutamine.** Laevajuhile on kõige tähtsam see, et laev orkaani teele ette ei satuks; see tähendab, ei tohi lasta orkaani keskkohal üle laeva minna. Seepärast on esimeheks tingimuseks — jõuda selgusele, kuidas asetseb laev orkaani suhtes. Selleks aitab nüüdsel ajal palju kaasa raadio. Peaaegu kõikides orkaani piirkondades on asutatud vaatlusjaamad, mis peavad raadio abil orkaani üle teateid andma, võimaluse korral iga kahe tunni tagant. Neid teateid võib laevakapten kasutada, kuid ühtlasi peab tema ise ka andma teateid vaatlusjaamadele.

2) Orkaani keskpunkti peilimine.

Et teada, kuidas asetseb laev orkaani suhtes, selleks peab tegema kogu aeg vaatlusi. Kõige esiteks on tarvis teada orkaani keskkoha sihti; seda võib alguses leida cirrusribade abil, mis horisondi punktist kiirtesarnaselt väljuvad. Samuti võib ka ummika sihi abil orkaani keskkoha sihti määrata. Kui aga juba tuul puhuma hakkab, siis võib tuule sihi abil Buys-Balloti seaduse järele keskkoha kindlaks määrata. Kuid peab silmas pidama, et tuule sihi kõrvalekaldumine gradiendi sihist on väga muutlik; orkaani servadel ja väikeses laiuses on see kõrvalekaldumine väiksem kui orkaani keskel ja suurtes laiustes. Keskmiselt võib seda kõrvalekaldumist võtta 6 rumbi.

Kõik need leitud sihid ühes laeva asukohtadega kantakse kaardile mitme tunni kestes.

3) Orkaani keskpunkti kauguse määramine.

Orkaani keskpunkti kaugust võib määrata tuule tugevuse, tuule sihi muutumise, baromeetri seisu ja iga tunnilise lange-
mise abil, mida näitavad järgmised tabelid:

Baromeetri lakkumine ant. koha keskm. rõhumisest.	1—4 mm	4—8 mm	8—15 mm	
Orkaani keskpunkti kaugus meremiilides	500—120	120—60	60—30	
Baromeetri langemine ühe tunni jooksul.	0,5—1,5	1,5—2	2—3	3—4
Keskkoha kaugus miilides.	250—150	150—100	100—80	80—40

4) Orkaani liikumissihi määramine.

Kui oleme leidnud iga tunni järel orkaani keskkoha, siis — ühendades need punktid joonega — leiame orkaani liikumistee. Oma vaatluste abil on siiski kaunis raske seda liikumisteed määrata, palju parem on vastavast käsiraamatust vaadata, mis-
sugune tee peaks orkaanil sel ajal ja samadel tingimustel olema.

Parabooli kumeral osal on seda kõige raskem määrata. Kui laev on juba orkaani tuultepiirkonnas, siis võib alati tuule sihi ja tuule sihi muutumise abil orkaani liikumist järgmiselt määrata:

a) Kui tuule siht ei muutu, tuule tugevus kasvab, baromeeter langeb, siis laev asetseb otse orkaani tee peal ees.

b) Pöördub tuul paremale poole, siis asetseb laev orkaani parempoolses osas.

c) Pöördub tuul vasemale poole, siis asetseb laev vasakpoolses osas.

d) Niikaua kui baromeeter langeb, asume ikka orkaani eespoolsetes veerandites.

Märkus: Need seadused on maksvad mõlemate poolkerade jaoks.

Aurikul, mille kiirus on orkaani liikumiskiirusega peaaegu võrdne ja mis sõidab paralleelselt orkaani liikumisega, ei muutu ka tuule siht, kuid ta ei asu sugugi orkaani liikumisteel.

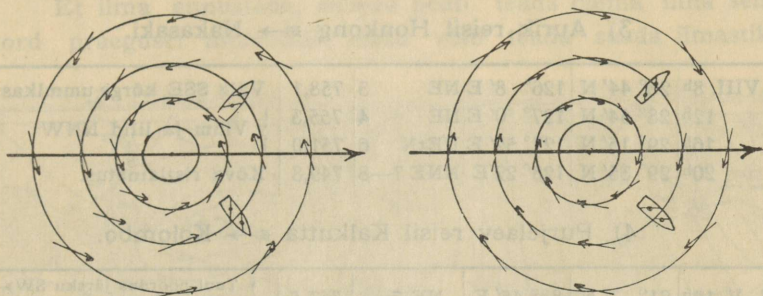
5) Manööverdamise seadused orkaanis.

Esimene ülesanne laevajuhile on kuidas juhtida laeva orkaani keskpunktist eemale.

a) Kui laev asetseb orkaani tagaküljel, mida võib näha baromeetri käigust, siis võib senist kurssi jätkata.

b) Kui laev asetseb orkaaniteel, mida võib näha baromeetri langemisest, tuule sihi püsivusest ja tugevuse suurenemisest, siis tuleb võtta kurss nõnda, et pääseda parabooli välimisele poolele.

c) Üldiselt tuleb võtta põhjapoolkeral parem hals ja lõunapoolkeral vasak hals (27. joonis).



27. joonis.

Kui aga siiski juhtub laev orkaani keskele vaikusringi, siis võib oodata kohe tormi puhkemist vastupidises suunas. Igal juhul võib lainete vaigistamiseks tarvitada õli.

Märkus: Need on manööverdamise üldseadused ja on antud eesmärges järjekorras purjelaevadele, kuid ka aurikul võib neid kasutada, mis oleneb muidugi sellest, missuguse kiirusega on aurik. Laevajuhid, kes sõidavad orkaani piirkondades, peavad tarvitama vastavaid käsiraamatuid, kus leiduvad üksikasjaliselt kõik andmed orkaanide kohta.

41. Väljavõtteid laeva päevaraamatutest mõne orkaani kohta.

1) Purjelaev reisil S. Thomas $\Rightarrow$ New-York (S. Thomas asetseb saarel E pool Porto-Rico s.).

Aeg	Laius	Pikkus	Tuul	Barom mm	Märkused
3. X. 4 ^h	26° 0' N	72° 14' W	ENE	5 754,3	Must ähvardav taevaskülg SW Kõvad ägedad vihmaillid SE $\Rightarrow$ SSE Vihm ja välg W $\Rightarrow$ SW
6 ^h			E	4 751,8	
8 ^h	26° 18' N	72° 20' W	ESE	5 749,	
10 ^h			ESE 5—7	745,4	
12 ^h	26° 50' N	72° 28' W	ESE 8—9	740,9	

2) Aurik reisil Kolombo ➡ Port Elisabet.

Aeg	Laius	Pikkus	Tuul	Barom. mm	Märkused
3. III. 8 ^h	15° 12' S	74° 37' E	SWtS 2	759,3	Pikk ummikas ESE-st
24 ^h	16° 5' S	74° 5' E	SW 3	758,1	Kõrge ummikas ESE-st
4. III. 4 ^h	17° 1' S	73° 32' E	SWtS 5	755,0	Väik ESE
8 ^h	17° 55' S	73° 10' E	SW 6—8	747,8	Raske iilivihm

3) Aurik reisil Honkong ➡ Nakasaki.

5. VIII. 8 ^h	28° 44' N	126° 8' E	NE 3	758,1	Väik SSE, kõrge ummikas SE
12 ^h	28° 54' N	127° 0' E	ENE 4	755,3	} Vihm ja iilid NNW
16 ^h	29° 15' N	127° 52' E	NEtN 6	751,0	
20 ^h	29° 35' N	128° 22' E	NNE 7—8	749,8	Kõva ristlainetus.

4) Purjelaev reisil Kalkutta ➡ Kolombo.

17. V 12 ^h	21° 3' N	88° 45' E	NE 3	757,5	{ Tuul pöördus järsku SW ➡ NE ja hakkas sealt puhuma. Tuul muutub tugevamaks, vihma- mailid E ➡ SE Kõik väiksemad purjed kinni seotud. Kõrge ummikas S Raske ristlainetus S ja E.
16 ^h	20° 33' N	88° 34' E	NE 5	754,3	
20 ^h	20° 14' N	88° 28' E	ENE 7	748,0	
22 ^h	20° 6' N	88° 26' E	E 6—7	744,1	
24 ^h	19° 58' N	88° 25' E	ESE 7—8	738,9	

IX. Ilmade ennustamine.

42. Ilmade ennustamisviisid.

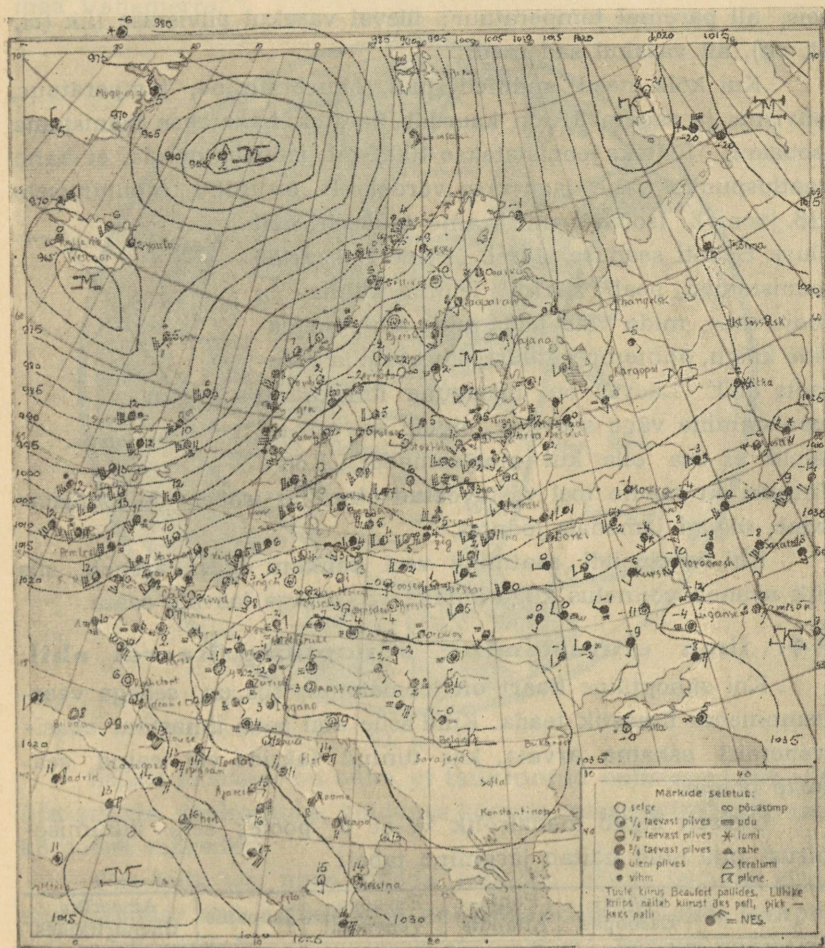
Kuna troopikas on ilm enam-vähem korrapärane, puudub see korrapärasus täiesti keskmistes laiuustes, kus polaarrindel käib võitlus W ja E tuulte vahel. Et antud koha jaoks ilma ennustada, selleks on väga mitu meetodit. Kõige vanem meetod on see, kui paljude vaatluste abil leitakse ilmastiku muutmisekäik, s. t. kui ennemalt ühele ilmale järgnes teatud ilm, siis ka nüüd samade tunnusmärkide järele see ilm peaks järgnema.

Kuid juba möödunud sajandil hakati tarvitama n. n. sünoptilist meetodit, s. o. ilma ennustamist ilmakaardi abil. Esimese niisuguse sünoptilise kaardi joonistas H. Brandes 1820. a., millele olid tähendatud mitme vaatlusjaama üheaegsed õhurõhud ja tuuled. Seda sünoptilist meetodit hakati laialt tarvitama pärast telegraafi leiutamist, sest siis avanes võimalus vaatlusi

ruttu edasi anda. Selle meetodi tarvitusele võtmisel arvati, et ilmastik oleneb peamiselt õhurõhust. Kuid viimasel ajal on pandud tähele, et õhurõhu jaotuse kõrval on väga tähtis ka õhutemperatuuri jaotus, õhumasside päritolu, õhuvoolud ja polaarinde teooria; viimast peab Bjerknes eriti tähtsaks.

43. Sünoptilise Kaardi joonistamine.

Et ilma ennustada, selleks peab teada olema ilma seisukord praegusel momendil, mida võib teada saada ilmastiku-

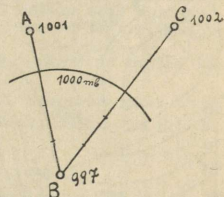


Ilmakaart 3. jaan. 1933.

telegrammidest. Sünoptilisel kaardil (vaata ilmakaart) on maa- jaamad märgitud väikeste ringikestega. Ka nende laevade positsioonid kantakse kaardile, kust ilmateated saadud.

Esiteks joonistatakse kaardile tuuled noole kujul ühes sihi ja tugevusega (lühike joon tähendab 1 palli ja pikk joon 2 palli); põhjalaiusel joonistatakse need jooned vasemal ja lõunalaiusel paremal noole küljel. Selle järele märgitakse pilvistus, kas 0, 1, 2, 3, 4. 0 — selge taevast ja 4 — taevast täiesti pilvedega kaetud. Pilvistuse kõrval üleval paremal pool märgitakse baromeetri seis, all paremal temperatuur: üleval vasakul pilvistuse liik (ci, st, cu), all vasakul sademed.

Kui kõik need andmed (tuul, õhurõhumine, temperatuur, pilvistus ja sademed) on kaardile kantud, hakatakse joonistama isobaare. Esiteks joonistatakse 1000 mb isobaar nõnda, et kahe vaatluspunkti vahe jagatakse võrdeliselt õhurõhu muutumisele (28. joonis). Isobaari sihi saame tuulesihi abil Buys Balloti seaduse alusel. Peale isobaaride joonistamist peab kaardil leidma külma- ja soojarinde, mida võib leida tuule sihi, isobaaride käigu, õhutemperatuuri, pilvistuse ja sademete abil. Laevas on niisugune ilmakaardi joonistamine väga soovitatav, olgugi et see nii täielik ei saa olla kui maajaamadel. Kõige lihtsam on raadio teel vastuvõetud õhurõhu-isobaaride joonistamine, olgugi jämedais joontes.



28. joonis.

Kui raadiopildi saatmine veel rohkem edasi areneb, siis ehk avaneb võimalus kogu ilmakaart korraka laevale saata.

44. Ilma ennustamine sünoptilise kaardi abil.

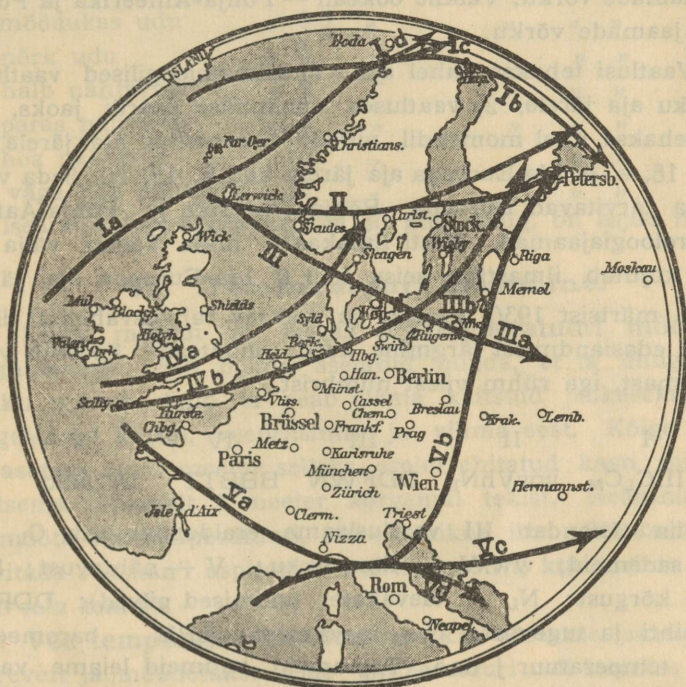
Kui sünoptiline kaart on joonistatud, siis on sellega vaatlusmomendi ilmastik teada. Kuid selle abil peab ilmastiku edasiarenemist oskama arvata, kas tuntud faktide või teatud seaduste põhjal.

Üldiselt liigub madalrõhk W-st E poole; selle liikumisekiirust miil/tund näitab järgmine tabel:

	Lääne-Euroopas	Põhja-Atlandis	Euroopa-Yenemaal	Jaapanis	Ameerika Ühendriikides
Maksimum	8,5 miil/tund	8,9	11,4	13,8	15,6
Miinumum	6,2	7,1	7,6	7,4	10,8
Aastakeskm.	7,5	8,0	9,4	10,5	12,8

Köppen ja Bebbéri poolt on statistiliste andmete põhjal Euroopa jaoks leitud tsüklooni teed, mida mööda Atlandist tulevad tsükloonid liiguvad (29. joonis).

Kõik tsükloonid ei liigu küll neid teid mööda, aga kui tsükloon algab liikumist ühel neist teist, siis liigub ta ka edasi seda teed mööda. Esimene tee tuleb Põhja-Atlandist ja läheb paralleelselt Norra kallastele, teine tee läheb läbi Skandinaavia Baltimerre ja Soome lahte, kolmas tee läbi Kategati, neljas tee tuleb Inglise kanalist Baltimerre, viies tee läheb läbi Prantsusmaa Vahemerre.



29. joonis.

Sellest joonisest on näha, et tsükloonid eelistavad liikuda üle suurte veekogude, hoidudes kõrvale maast ja iseäranis veel kõrgetest mägedest.

Tõenäolik tee, mida mööda tsükloon liigub, leitakse järgmise seaduse abil: tsükloonid eelistavad liikuda risti temperatuuri langusele, kusjuures põhjapoolkeral kõrgem temperatuur jääb paremale poole.

Ex lib. univ. Tart.

Iga ilma ennustamise täitumiseks on alati olemas teatud tõenäosus, mis viimasel ajal on tunduvalt suurenenud.

45. Rahvusvaheline meteoroloogiajaamade võrk, vaatluste aeg ja edasiandmine.

Üle maailma on asutatud meteoroloogiajaamu, mis kuuluvad rahvusvahelisse ilmajaamade võrku. Eesti jaamadest kuuluvad rahvusvahelisse võrku Tallinn, Tartu; Narva-Jõesuu, Viltsandi ja Pakerordi. Atlandi ookean kuulub Euroopa ja Ameerika jaamade võrku; Vaikne ookean — Põhja-Ameerika ja Põhja-Aasia jaamade võrku.

Vaatlusi tehakse kahel ajal: 1) klimatoloogilised vaatlused kohaliku aja järele, 2) vaatlused sünoptilise kaardi jaoks, mis kõik tehakse ühel momendil, nimelt Greenwichi aja järele kell 7, 13, 18, s. o. Ida-Euroopa aja järele kell 9, 15, 20. Seda vaatlusaega tarvitavad Euroopa, Põhja-Ameerika ja Põhja-Aafrika meteoroloogiajaamad. Eesti ilmakaart, mida Tartus välja antakse, kujutab ilmastiku seisu kell 9 Ida-Euroopa aja järele.

1. märtsist 1930. aastast on maksev rahvusvahelisel ilmateadete edasiandmisel järgmine kord: ilmateade koostub viiest pearühmast, iga rühm viiest numbrist.

I	II	III	IV	V
IIIC _L C _M	wwVhN _L	DDFWN	BBBT	UC _H abb

Siin tähendab III vaatlusjaama eraldusnumbrit; C_L, C_M, C_H — sademeid; wwW — ilmastikku; V — nähtavust; h — pilvede kõrgust; N_L — taevakatet (alumised pilved); DDF — tuule sihti ja tugevust; N — taevakatet; BBB — baromeeter, TT — temperatuur j. n. e. (Täpsamaid andmeid leiame vastavatest raamatutest, näiteks «Nautischen Funkdienst»).

X. Meteoroloogilised vaatlused laeval.

40. Vaatluse elemendid.

Vaatlusi on kaht liiki: ühed, mida teeme silma järele (n. n. silmavaatlused), teised, mida teeme mingisuguste mõõduriistade abil.

Silmavaatluste alla kuuluvad: pilved, nende liik, kõrgus, liikumise siht, liikumise kiirus; taevakate, nähtavus; taeva värv; optilised nähtused, näit. rõngad päikese ja kuu ümber j. n. e.

Mõõtmiste alla kuuluvad: õhu- ja veetemperatuur, õhurõhumine, õhuniiskus ja tuul.

Nähtavust hinnatakse merel järgmise skaala abil, milles eraldame kümme nähtavuse liiki.

0— iseäranis tihe udu, üle 50 m kaug. esemed ei ole nähtavad

1— tihe udu " 0,1 miili " " " "

2— udu " 0,2 " " " " "

3— mõõdukas udu " 0,5 " " " " "

4— nõrk udu " 1 " " " " "

5— halb nähtavus " 2 " " " " "

6— paras nähtavus " 5 " " " " "

7— hea nähtavus " 10 " " " " "

8— väga hea nähtavus " 30 " " " " "

9— iseäranis hea nähtavus, üle 30 miili kaug. on asjad näha.

47. Temperatuuri mõõtmine.

Kõige raskem on laevas õhutemperatuuri mõõtmine. Termomeeter peab olema asetatud nõnda, et ta õhuga hästi kokku puutub, kuid ta peab olema kaitstud päikesekiirte (ka peegeldatud kiirte), veepritsimise ja vihma eest. Kõige parem on asetada termomeeter selleks eraldi ehitatud kasti, mis peab asetsema vähemalt 1 meeter kõrgemal tekist. Iseäranis raske on mõõta siis temperatuuri, kui on vaikne ilm. Sel korral võib tarvitada Assman'i aspiratsioon-termomeetrit, kus turbiin tugeva õhuvoolu tekitab.

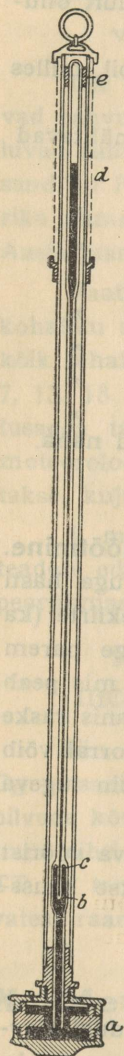
Vee temperatuuri mõõtmiseks kas võetakse laeva vöörilst merevett ja mõõdetakse selle temperatuuri või lastakse kauss-termomeeter üle parda.

48. Õhurõhu mõõtmine.

Õhurõhumist mõõdetakse kõige täpsamalt muidugi elavhõbebaromeetriga, mis on ehitatud spetsiaalselt laeva jaoks (30. joonis).

Laeva elavhõbebaromeetri toru on tehtud keskelt kitsas, et laeva õõtsumine elavhõbedat üles ja alla liikuma ei paneks.

Baromeeter peab rippuma seal, kus õõtsumine on kõige väiksem. Harilikult ta asub kaardikambris. Elavhõbebaromeetril on järgmised õiendused:



30. joonis.

1) Instrumendi õiendus, mis ostmisel kaasa antakse.

2) Temperatuuri õiendus.

3) Kõrguse õiendus.

4) Geograafilise laiuse õiendus.

Temperatuuri tõusmisel 10° võrra paisub elavhõbeda samm umbes 1 mm, ilma et õhurõhumine oleks tõusnud, ja seepärast kõik vaatlused taandatakse 0° C juurde (I tabel). Õiendus üle nulli tuleb lahutada ja alla nulli liita.

Kõrgusega väheneb õhurõhumine, maapinna lähedal iga 10,5 meetri peale 1 mm, kuid vaatlused taandame merepinnale, sellega on õiendus kõrgemal merepinnast positiivne (II tabel).

Iga asi kaalub poolusel rohkem kui ekvaatoril, sellega ühe ja sama õhurõhu puhul poolusel oleks elavhõbeda samm madalam kui ekvaatoril. Vaatlused taandame 45° laiusele, sellega on üle 45° laiuses õiendus positiivne ja alla 45° laiuses negatiivne. See viga on poolusel $+2$ mm ja ekvaatoril -2 mm (III tabel).

Näiteks kui baromeetri mõõtmine andis 752,3 mm. instrumendi viga $+1,1$ mm, termomeeter baromeetri juures näitas $+20^\circ$ ja kõrgus 17,5 m, siis õige õhurõhumine oleks $752,3 + 1,1 - 2,4 + 1,6 + 0,8 = 753,4$ mm.

Laevades tarvitatakse enamasti metallbaromeetreid ehk n. n. **aneroid-baromeetreid**, sest nad annavad küllalt suure täpsuse meresõidu jaoks. Ka metallbaromeetril on oma õiendused:

1) Instrumendi õiendus.

2) Temperatuuri õiendus.

3) Kõrguse õiendus.

Temperatuuri õiendus ei ole mitte see, mis elavhõbebaromeetril, vaid see põhjeneb metallkarbi vetruvuse muutumisele

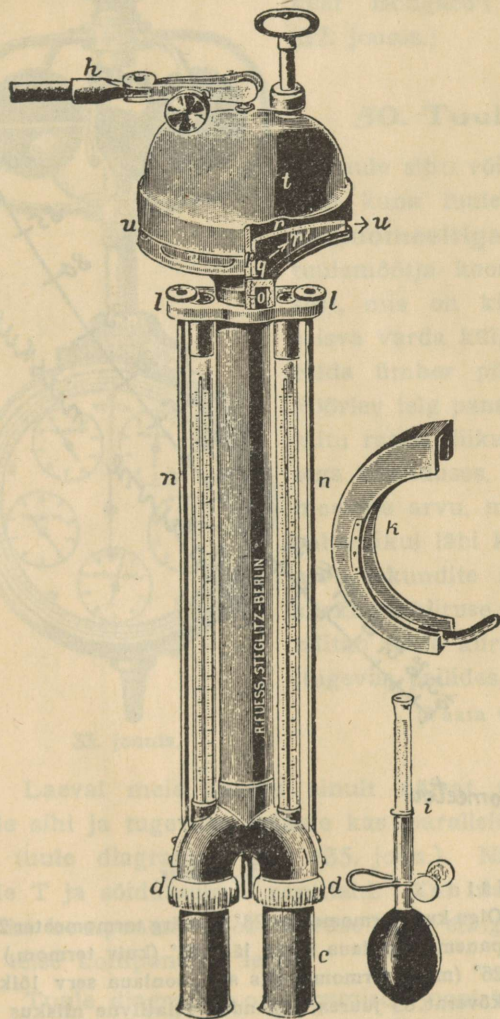
temperatuurist ja on igal instrumendil isesugune. Kõrguse pa-
randus on sama, mis elavhõbebaromeetrilgi.

Peale tähendatud õienduste on metallbaromeetril veel n.r.
surnud kõik, see tähendab, kui õhurõhuline on juba vähe
tõusnud (mida elavhõbebaromeeter näitas), on metallbaromeeter
ikka veel endisel kohal, samuti ka õhurõhu langemisel. See
oleneb sellest, et baromeetri näitajal on hõõrumise takistus suu-
rem kui seda on õhurõhu muutumise väike jõud. Seepärast on

kombeks ikka enne
baromeetri vaatamist
sõrmega sellele kopu-
tada (hõõrumise koef-
fitsient on liikumisel
väiksem kui paigal-
seisus). Kuid seda ko-
putamist tuleb väga
nõrgalt teha või hoo-
pis ära jätta, sest tuge-
vam koputus võib ba-
romeetril mõne kangi
oma kohalt hoopis
ära nihutada.

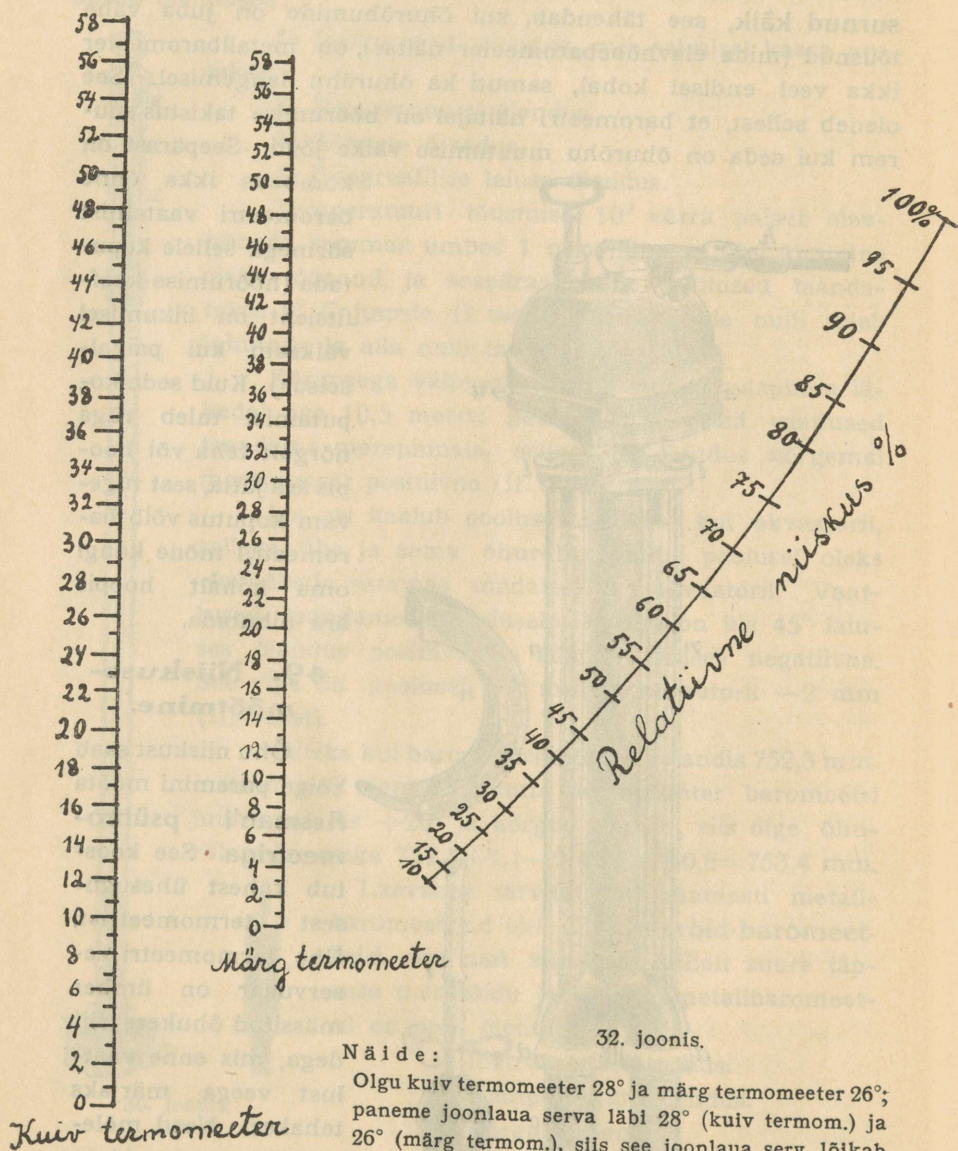
49. Niiskuse- mõõtmine.

Õhu niiskust saab
kõige paremini mõõta
**Assman'i psühro-
meetriga**. See koos-
tub kahest ühesugu-
sest termomeetrist.
Ühe termomeetri re-
servuaar on ümber
mässitud õhukese riie-
dega, mis enne vaat-
lust veega märjaks
tehakse. Need mõle-
mad termomeetrid on
asetatud torusse, mil-



31. joonis.

lest õhk voolab ventilaatori abil läbi. Ventilaator töötab vedru üleskeeramisel. Märg termomeeter näitab vähem, sest auramine tarvitab soojust. Mida kuivem on õhk, seda suurem on kuiva



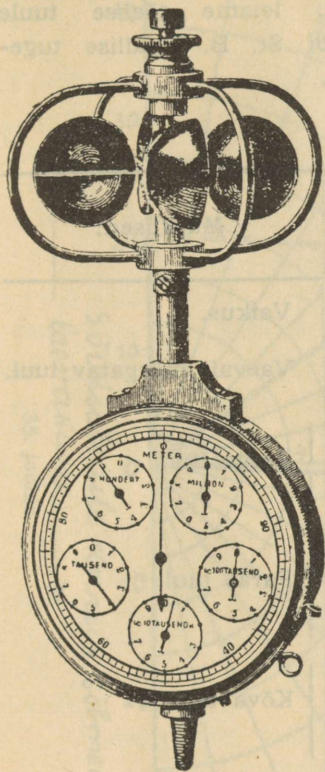
Näide:

32. joonis.

Olgu kuiv termomeeter 28° ja märg termomeeter 26° ; paneme joonlaua serva läbi 28° (kuiv termom.) ja 26° (märg termom.), siis see joonlaua serv lõikab kõverat 85 juures; tähendab relatiivne niiskus on 85%. Joonlaua asemel võib ka niiti tarvitada.

ja märja termomeetri näitamiste vahe. Kui aga õhk on küllastunud, siis mõlemad termomeetrid näitavad ühepalju.

Näidaku kuiv termomeeter t ja märg termomeeter t_1 ja nendele temperatuuridele vastavad küllastunud auru rõhud f ja f_1 , siis Sprung'i valemi järele saame $a = f_1 - \frac{1}{2}(t - t_1) \times \frac{755}{B}$; $r = \frac{a}{f}$ kus a on absoluutne niiskus, r relatiivne niiskus ja B õhurõhuline. Lihtsamalt võib relatiivset niiskust Bongard'i graafiku abil leida. (32. joonis.)



33. joonis.

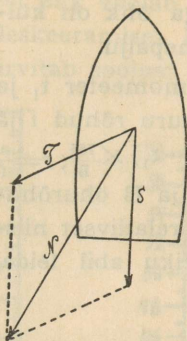
50. Tuule mõõtmine.

Tuule sihti võib kompassi abil määrata, kuna tuule tugevust mõõdame **anemomeetriga**. Anemomeeter ehk tuulemõõtja koostub neljast kausikest, mis on kinnitatud kahe ristisvas varda külge, mis võivad pöörelda ümber püsttelje. (33. joonis.) Pöörlev telg paneb lõpmatu kruvi abil mitu ratast liikuma, mis on näitajatega ühenduses. Näitajate abil loeme meetrite arvu, mis tuul teataval ajavahemikul läbi käinud; jaganud selle arvu sekundite arvuga, saame tuule keskmise kiiruse m/sek. Järgmine tabel näitab tuule kiiruse ja tugevuse suhet (tugevus pallides, kiirus m/sek.):

(Vaata tabel lhk. 58.)

Laeval meie saame ainult näivat tuult mõõta. Tõelise tuule sihi ja tugevuse leiame kas parallelogrammi (34. joonis) või tuule diagrammi abil (35. joon.). Näiv tuul N on tõelise tuule T ja sõidutuule S resultant. Kui meil on teada resultant kui üks komponent ühes suuruse ning sihiga, võime tõelise tuule kui teise komponendi leida.

Tuule diagramm on järgmiselt joonistatud: vertikaaljoonele on kantud laeva kiirus miilides, mis läheb joone keskelt ühele

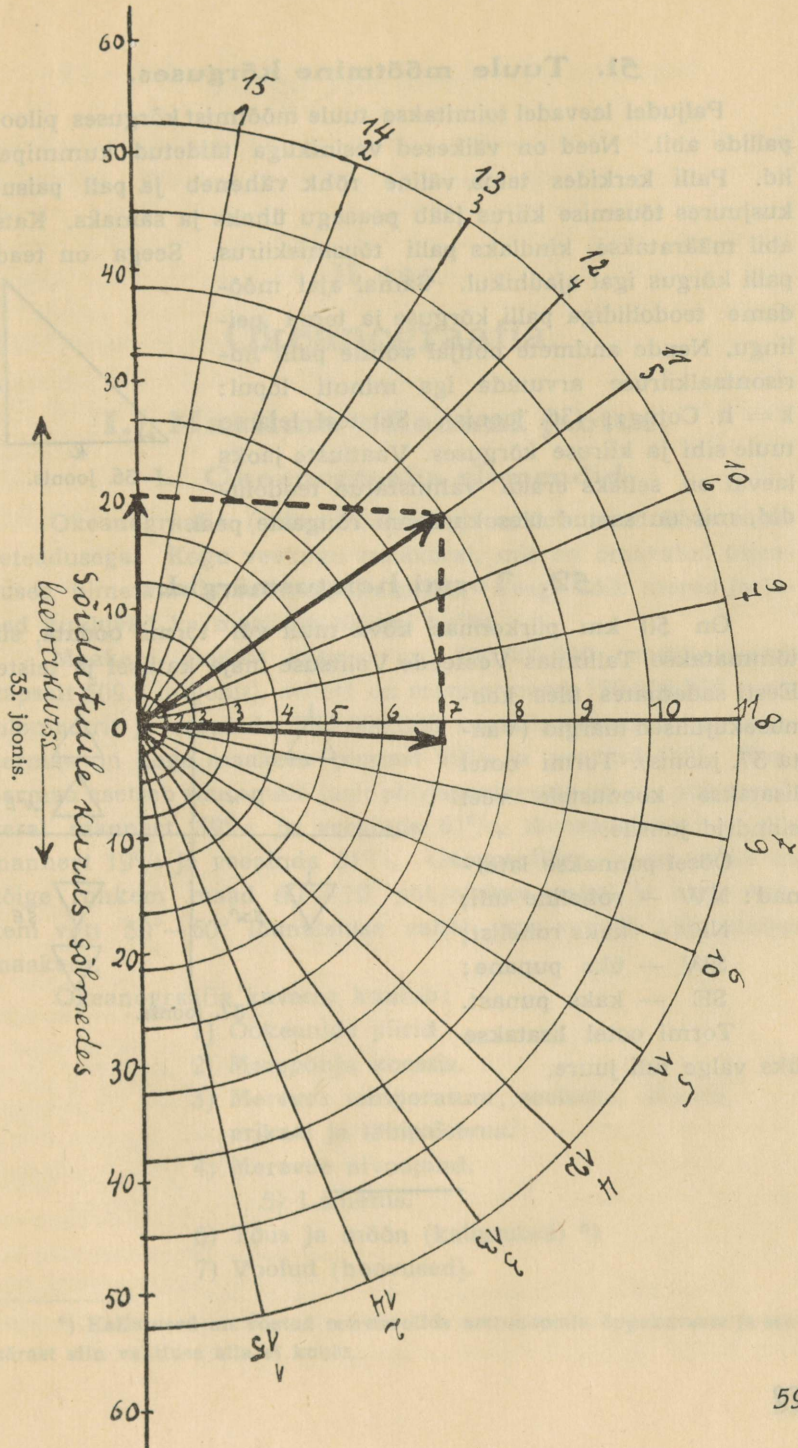


ja teisele poole. Tõmbame keskelt poolringid, mille raadiused on suurusel Beaufort' pallides. 1 pall — 2,3^{miil}/_{tund}, 2 palli — 5^{miil}/_{tund} j.n.e. Lõpuks jagame selle poolringi rumbideks.

Näide: Laeva kiirus 20 sõlme, näiv tuul St. B. 5 rumbi 8 pallilise tugevusega; leiame tõelise tuule 8 rumbi St. B. 7 pallise tugevusega.

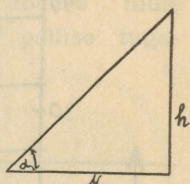
34. joonis.

Beaufort' pallid	Keskmine kiirus ^m / _{sek}	Keskmine kiirus ^{miil} / _{tund}	Märkused:
0	0,2	0,5	Vaikus.
1	1,1	2,3	Vaevalt märgatav tuul.
2	2,5	5,0	} Kerge tuul.
3	4,3	8,4	
4	6,3	12,3	} Paras tuul.
5	8,6	16,8	
6	11,1	21,7	} Kõva tuul.
7	13,8	26,9	
8	16,7	32,6	Torm.
9	19,9	38,7	} Kõva torm.
10	23,3	45,4	
11	27,1	52,6	
12	üle 30	üle 58	Orkaan.



51. Tuule mõõtmise kõrguses.

Paljudel laevadel toimitakse tuule mõõtmiskõrguses piloot-pallide abil. Need on väikesed vesinikuga täidetud kummipallid. Palli kerkides tema väline rõhk väheneb ja pall paisub, kusjuures tõusmise kiirus jääb peaaegu üheks ja samaks. Katse abil määratakse kindlaks palli tõusmiskiirus. Seega on teada palli kõrgus igal ajaühikul. Samal ajal mõõdame teodoliidiga palli kõrguse ja tema peilingu. Nende andmete põhjal võime palli horisontaalkiiruse arvutada iga minuti lõpul: $k = h \cdot \text{Cotngz}$. (36. joonis). Sel teel leiame tuule sihi ja kiiruse kõrguses. Vaatluste jaoks laeval on selleks eraldi valmistatud teodoliidid, mis on seatud üles kardaani rõngaste peal.



36. joonis.

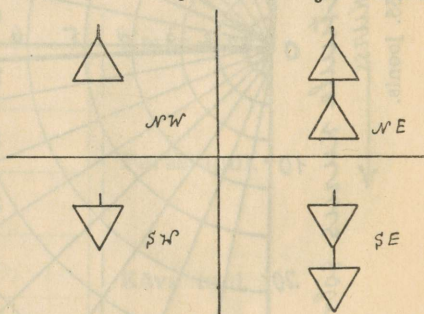
52. Tormi hoiatusmärgid.

On 50 km piirkonnas kõva tuult või tormi oodata, siis tõmmatakse Tallinnas Veeteede Valitsuse maja katusel ja teistes Eesti sadamates üles koonusekujulised märgid (Vaata 37. joonis). Tormi ootel lisatakse koonustele veel silindrid juurde.

Öösel pannakse later-nad:

- NW — roheline tuli;
- NE — kaks rohelist;
- SW — üks punane;
- SE — kaks punast.

Tormi ootel lisatakse üks valge tuli juure.



37. joonis.

II osa.

Okeanograafia.

I. Maailma okeani jaotus.

1. Okeanograafia elemendid.

Okeanograafia (ookeanikirjeldus) on arenenud ühes maa-deteadusega. Kogu veekogu maakeral, mis on omavahel ühen-duses, nimetame **maailmaookeaniks**. Seega kõik mered ja la-hed kuuluvad ka maailmaookeani hulka.

Maakera pindala suurus on 500.000.000 ruutkilomeetrit (täpsalt 509,9 miljonit), sellest on mannermaad 150.000.000 ruut-kilomeetrit ja veepinda 360.000.000 ruutkilomeetrit, s. o. man-nermaa on kogu maakera pinnast 29% ja veepind 71%. Man-nermaa asetseb suuremalt jaolt põhjapoolkeral; nii on põhjapool-keral mannert 39% ja veepinda 61%, lõunapoolkeral on aga mannert 19% ja veepinda 81%. Geograafilise laiuse järele on kõige rohkem maad 60°—70° põhjalaiuse vahel ja kõige roh-kem vett 50°—60° lõunalaiuse vahel, kus veevöö käib ümber maakera.

Okeanograafia kavasse kuulub:

- 1) Ookeanide piirid.
- 2) Merepõhja koostis.
- 3) Merevee temperatuur, soolasus, tihedus, erikaal ja läbipaistvus.
- 4) Merevee nivoohind.
- 5) Lainetus.
- 6) Tõus ja mõõn (kallutused) *)
- 7) Voolud (hoovused).

*) Kallutused on võetud merekoolide astronoomia õppekavas ja see-pärast siin vaatluse alla ei kuulu.

2. Ookeanide piirid.

Maailmaookean jaotati Rahvusvahelise Maadeteaduse Seltsi poolt möödunud sajandi keskel (1845. a.) viieks ookeaniks: Atlandi ookean, Vaikne ookean, India ookean, Põhja polaarookean ja Lõuna polaarookean. Hiljem leiti, et selline ookeanide jaotus ei ole millegagi põhjendatud, sest Lõuna polaarookean ei ole kuidagi eraldatud teistest ookeanidest, samuti on ka Põhja polaarookeani eraldamine Atlandist täiesti alusetu. See pärast otsustati käesoleva sajandi algul ookeaniks nimetada ainult niisugust veekogu, kus on täiesti omaette tuulte ja voolude süsteem. Nõnda jäi järele ainult kolm ookeani: Atlandi, Vaikne ja India ookean.* Atlandi ookeani ja Vaikse ookeani piiriks on Horni neeme meridiaan (67° W pikkus). Atlandi ookeani ja India ookeani piiriks on Healootuse neeme meridiaan (20° E pikkus). India ookeani ja Vaikse ookeani piiriks on Tasmaania meridiaan 147° E pikkus), sealt edasi mööda Timori, Flores, Jaava ja Sumatra läänekaldaid ja üle Malakka väina, kõige kitsama koha.

Vaikne ookean on ookeanidest kõige suurem ja moodustab				
	46 ⁰ / ₁₀₀	kogu maailma ookeanist.		
Atlandi ookean on umbes poole väiksem	Vaiksest ookean. ja moodustab 23 ⁰ / ₁₀₀	—	—	” — — —
India ookean on vähe väiksem	Atlandist ja moodustab	20 ⁰ / ₁₀₀	—	— — — —
Kolm ookeani kokku annavad	89 ⁰ / ₁₀₀	—	—	” — — —
Seega kõik mered ja lahed kokku on ainult	11 ⁰ / ₁₀₀	—	—	” — — —

Mered jagatakse **sise-** ja **välismeredeks**. Sisemered tunnevad kaugele maadesse ja nende soolasus on vähem või suurem ookeani soolasusest, näiteks Baltimeri, Vahemeri, Punane meri, Põhja polaarmeri. Välismered ei ole ookeanist hästi eraldatud, nagu seda on Nordi, Beeringi, Ohoota, Jaapani j. t. mered.

*) Rahvusvaheline Maadeteaduse Selts Monakos tegi 1925. aastal ettepaneku võtta uuesti tarvitusele viis ookeani, mis olevat sobiv hüdrograafiliste tööde jaoks.

Kui võtame veel paljude vaatlusaastate keskmise, siis saame **keskmise nivoo pinna**. Topograafilised mõõtmised näitavad, et keskmine nivoo pind on iga ookeani ja mere rannal üks ja see sama.

Merepinna kõikumine oleneb tõusust ja mõõnast (kallutusest), tuultest, õhurõhust. Seal, kus tõusu ja mõõna ei ole, oleneb veepinna kõikumine peamiselt tuulest. Kui tuul puhub mere poolt, siis ajab ta vett rohkem randa, ja vesi tõuseb. Kui aga tuul puhub maa poolt, siis ta ajab vett rannast ära, ja veepind langeb. Kuid alati ei ole see nii. Vee tõusule ei avalda mõju mitte üksi kohalikud tuuled, vaid ka kaugemad tuuled. Näiteks tõuseb vesi Soome lahes SW ja W tuultega, sest siis ajab tuul Baltimerest rohkesti vett Soome lahte. Samuti paneb ka õhurõhu muutumine veepinna kõikumata. Kui õhurõhumine langeb 1 mm, siis veepind tõuseb 13,2 mm, kuna elavhõbe on 13,2 korda tihedam ookeani veest. Seda õhurõhu mõju veepinna kõikumisele on raske tähele panna, sest ühes õhurõhu muutumisega tekivad tuuled, mis juba omakord kõigutavad veepinda.

4. Ookeani sügavuse mõõtmine.

Esimese katse ookeani sügavuse mõõtmiseks tegi Magalhães. Kuid tema lood ei puutunud põhja, ja nõnda möödus 300 aastat, ilma et keegi seda katset oleks korranud. Kui aga taheti panna Ameerika ja Euroopa vahele telegraafikaabel, siis alati Atlandi ookeani sügavuse mõõtmisega.

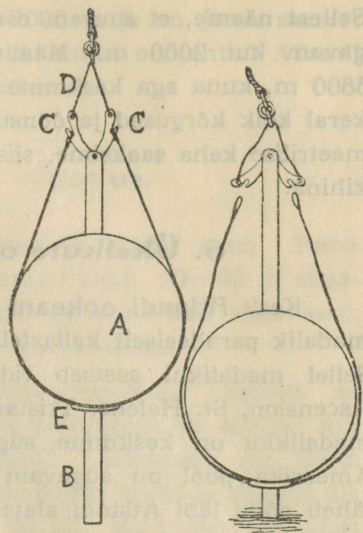
Ookeanide sügavuste mõõtmisel oli peamiselt kaks raskust: 1) ei märgatud loe põhjapuutumist, sest loodliin oli raske võrreldes loe enesega, 2) loodliin läks loe ülestõstmisel alati katki. Klark Ross oma polaarekspeditsioonil (1839—1841) leidis niisuguse meetodi, mille abil on võimalik leida loe põhjapuutumist. Tema pani tähele, et loe langemiskiirus väheneb ühtlaselt, sest liini pikenemisega suureneb vee hõõrumine; kui lood puutus põhja, siis muutus kiirus ühtlaseks, sest loodliini pikkus ei muutunud enam. See ühtlase liikumise algus tähendabki loe põhjapuutumist. Seda meetodit tarvitati 30 aastat. Kuid loodi ei suudetud siiski üles tõsta ja sellega ei saadud teada põhja koosseisu. Brook võttis tarvitusele niisuguse loe, mille raskus põhjapuutamisel põhja jäi ja ainult varras loodliiniga üles tõmmati (2. joon.)

Varras on otsast õõnes, millesse jääb liiva, savi, muda j. n. e., nii et võimalik on ka merepõhja koostist teada saada. 2500 sülla sügavuse mõõtmiseks kulus 372 naelalise loega aega ligi kolm tundi, sest lood läks põhja 34 minutit ja tõsteti auruvintsi abil üles 2 tunni jooksul. Tomson leidis juba täielikuma loe: loodimise juures takistati loodliini värtnat vastavalt loodliini raskusele.

Loe põhjapuutumisel värten jäi seisma.

Viimasel ajal on võetud tarvitusele **kaja-lood**, mis põhjeb hääle levimisele vees. Merevees levib hääle keskmiselt 1500 m/sek kiirusega, see häälelaine jõuab 10000 m meresügavusest tagasi umbes 13 sekundi pärast.

Kaja-lood koostub häälelaine saatjast ja vastuvõtjast. Saatjaks tarvitatakse kas paukpadrunit või elektriseadeldist, mis tugeva järsu hääle tekitab. See saatja poolt tekitatud hääle peegeldub mere põhjast tagasi, mida vastuvõtja — hüdrofooni (veealune mikrofoon) abil kuulda võib. Saatmise ja vastuvõtmise ajavahe-
mik annab vastava arvutamisega mere sügavuse.



2. joonis.

5. Maailmaookeani sügavus.

Mannerde rannalt laskub merepõhi pikkamööda kuni 200 m sügavuseni. Seda madalat merd nimetame **laugmereks**. Sellele järgneb kaunis järsk merepõhja langemine kuni 2000 m sügavuseni, mida nimetame **mandriastmeks**; sügavust 2000 m — 6000 meetrini nimetame **ookeani põhjaks** ja üle 6000 meetri **süvahauaks** (graabenid.) Protsentides on nende sügavuste vahekord järgmine:

Laugmeri	0 — 200 m sügavuseni	8 %	kogu maailma
			[ookeanist]
Mandriaste	200 — 2000 m	10 %	„
Ookeani põhi	2000 — 6000 m	80 %	„
Süvahauad üle	6000 m	2 %	„

Sellest näeme, et suurem osa maailmaookeanist (80 %) on sügavam kui 2000 m. Maailmaookeani keskmine sügavus on 3800 m, kuna aga keskmine maakõrgus on 800 m. Kui maakeral kõik kõrgused ja õõnsused ära tasandada, nõnda et geomeetrilise keha saaksime, siis vesi kataks maad 2400 m paksuse kihina.

6. Üksikute ookeanide sügavus.

Kesk **Atlandi ookeani** läheb põhjast lõunasse S-kujuline madalik paralleelselt kallastele, millel on sügavus 2000—3500 m. Sellel madalikul asetseb rida saari, näit. Asoorid, St. Paul, Ascension, St. Helene, Tristan da Cunha. Kummalgi pool seda madalikku on keskmine sügavus umbes 5000 m, kusjuures Ameerika pool on sügavam Euroopa poolest. Teine madalik läheb põiki läbi Atlandi, alates Gröönimaast ja minnes läbi Islandi Shotimaa poole, mis eraldab Atlandi Põhja polaarmereest. Sellel madalikul ei ole sügavus üle 600 m ja teda nimetatakse **Transatlantid kiltmaaks**. See madalik on lõigatud läbi orgudega, mis näitavad, et seal on olnud kord manner, mis ühendas Euroopa Ameerikaga. Kõige suurem sügavus Atlandis on 8525 m, mis asetseb põhja pool Porto-Rico saart 80 miili kaugusel.

Vaikne ookean ei ole mitte üks suurim, vaid ta on ka sügavaim ookean. Kaks kolmandikku temast on üle 4000 m sügav ja üks kolmandik üle 5000 m. Idapoolne osa on enam-vähem ühesuguse sügavusega, kuid läänepoolne osa on täis saari, millede kõrval asuvad sügavad hauad üle 9000 m sügavusega. Üldiselt on Vaikses ookeanis kõik suuremad sügavused kas mandri või saarte läheduses. Kõige suurem sügavus, mis seni mõõdetud, on Filippiini saarte juures E pool Mindanao saart 10480 m (Saksa ristleja Emden avastas 1927. a.). Võrdluseks olgu toodud kõrgeim mägi — Mt Everest, mille kõrgus on 8840 m. Põhjast Vaikne ookean on Põhja polaarmerega ühendatud Beringi väinaga, mille sügavus on alla — 60 m.

India ookeanis on samuti nagu Vaikses ookeaniski idapoolne osa enam-vähem tasase põhjaga, kuna läänepoolses osas on madalikud ja saared vaheldumisi suurte sügavustega. Üks kolmandik India ookeanist on 4000—5000 m sügavusega ja üks viiendik üle 5000 m. India ookeanis on leitud kolm sügavamat

hauda, milledest kõige sügavam on 7000 m ja on Jaava saarest 140 miili kaugusel. Kõige rohkem mõõtmisi on tehtud Atlandi ookeanis, ja kõige vähem India ookeanis.

7. Mõne mere sügavus.

Nordi meri (Põhjameri) on üldiselt madal meri. Tema keskel asetseb suur madalik — Dogger-bank 20—40 m sügavusega. Ainult Norra kallaste lähedal on suuremad sügavused, mis ulatuvad Skakerakis kuni 800 m sügavuseni.

Ka **Baltimeri** on madal; tema keskmine sügavus on 50—100 m. Kõige suurem sügavus Baltimeres on 463 m, mis asetseb Stokholmi ja Gotlandi vahel. Baltimeri on Nordi merega ühendatud väinadega, millest Sundi sügavus ei ulatu üle 8 m ja Belti sügavus ei ole üle 20 m. Baltimere lahtedest on kõige sügavam Botnia laht ja kõige madalam Riia laht.

Vahemeri on Atlandi ookeaniga ühendatud Gibraltari väinaga, mille sügavus ei ole üle 370 m. Idapoolne osa on Vahe-meres sügavam, kus Greeka saartest lõuna pool on mõõdetud 4400-meetriline sügavus.

Kui ühendada joonega merepinnal kõik ühesuguse sügavusega kohad, siis saame kõverad, mida nimetame **isobaatideks** (Samasüva-jooned).

8. Maailmaookeani põhja koostis.

Kõige lihtsam viis merepõhja uurimiseks on harilik lood, mille otsas on õõnsus, mis täidetakse rasvaga, et põhjaosad (liiv, kruus, savi, muda j. n. e.) paremini sinna kinni hakkaksid. On ka mitmesuguseid selleks eriti ehitatud «krabisid», millega parem on merepõhja uurida. Merepõhi koostub anorgaanilistest ja orgaanilistest ainetest. Anorgaaniline kiht tekib mandri murenemise produktidest, näit. liivast, kruusast, savist ja mudast. Orgaaniline põhikiht koostub mikroskoopilistest mereloomade lubjakestakestest. Peale selle leidub suurtes sügavustes šokolaadivärvi punasavi.

III. Merevesi.

9. Merevee soolasus ja erikaal.

Merevesi sisaldab mitmesuguseid soolaseid ja maitseb seepärast kibesoolasena. Kui võtame 1000 g merevett, siis selles leidub:

Na Cl (keedusool)	27,2 g	ehk	77,8 ⁰ / ₀	kogu soolade hulgest.
Mg Cl	3,8	„	10,9 ⁰ / ₀	„ „
Mg CO	1,7	„	4,7 ⁰ / ₀	„ „
Ca CO	1,2	„	3,6 ⁰ / ₀	„ „
K ₂ SO	0,9	„	2,5 ⁰ / ₀	„ „
Ca SO	0,4	„	0,3 ⁰ / ₀	„ „
Mg Br	0,1	„	0,2 ⁰ / ₀	„ „

Merevee soolasuseks nimetame üldist soolade hulka grammides 1000 g merevees. Keskmiselt on maailmaookeanis 32—38 g soola 1000 g vees. Soolasust mõõdetakse (‰) promillides (tuhandendik osa), see tähendab: kui 1000 g merevees on 35 g soola, siis soolasus on 35 ‰.

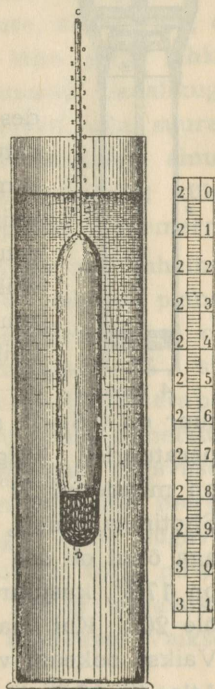
Merevee erikaaluks nimetame ühe mahuüksuse merevee raskuse suhet sama mahu destilleeritud vee raskusega 17,5° C juures. 17,5° on võetud seepärast, et keskmine merevee temperatuur on 17°,5, seega temperatuuri õiendus kõige väiksem. Harilikult jäetakse erikaalust 10 ette kirjutamata ja suurendatakse 1000 korda, näiteks kui erikaal on 1,02674, siis kirjutatakse 26,74. Merevee soolasus pinnal kõigub 32—38 ‰. Suurem soolasus on passaat-tuulte vöös 10—30 laiusekraadi vahel, sest seal on auramine tuulte mõjul kõige suurem ja sademeid kõige vähem. Kõige väiksem soolasus on ekvaatori ümbruses 10° ühele ja teisele poole, kus vaiksede ilmade tõttu auramine on vähem ja sademeid palju. Jääpiirkonnas on soolasus väiksem, sest jää annab sulades magedat vett; samuti on soolasus väiksem ka neis piirkondades, kuhu voolavad suured jõed, näit. Amazonase ja Kongo piirkonnas.

Atlandi ookeanis on vesi vähe soolasem kui Vaikses ja India ookeanis; näit. vaikvöös Atlandis 35‰, passaatvöös 38‰; Vaikses ookeanis vaikvöös 34‰, passaatvöös 37‰; India ookeanis SE passaatides 36,4‰, Bengali lahes 32‰.

Merede soolasus võib olla suurem või vähem ookeanide soolasusest. Kui meri asetseb troopikavöös ja on piiratud kõr-

bedega, siis selles meres on soolasus suurem ookeani soolasusest, näit. Vahemeres, Punases meres, Pärsia lahes. Kui aga meri asetseb parasvöös ja on piiratud maadega, kus on palju sademeid või kuhu voolab palju jõgesid, siis on soolasus temas vähem ookeani soolasusest, näit. Baltimeres, Mustas meres, Valges meres. Vahemeres on soolasus $37-39^{\circ}/_{00}$, sellega suurem kui Atlandis, samuti on Punases meres $37-41^{\circ}/_{00}$, Pärsia lahes $37-39^{\circ}/_{00}$. Baltimeres soolasus väheneb E-tuultega ja suureneb W-tuultega. Beldis on soolasus $10-22^{\circ}/_{00}$, Sundis $7-8^{\circ}/_{00}$, Gotlandis $6-7^{\circ}/_{00}$, Soome- ja Botnia lahe suus $5^{\circ}/_{00}$, Kroonlinna ees $2^{\circ}/_{00}$, ja üleval Botnias $2^{\circ}/_{00}$. Kui vee soolasus on alla $2^{\circ}/_{00}$, siis ta kõlbab joogiveeks. Kõige suurem soolasus on Kaspia meres Karabugasi lahes, nimelt $164^{\circ}/_{00}$. Pinnavee soolasuse kõikumist on tunda kuni 1000 m sügavuseni; alates 1000 m allapoole on soolasus ühtlane kuni põhjani, mis on keskmiselt $35^{\circ}/_{00}$.

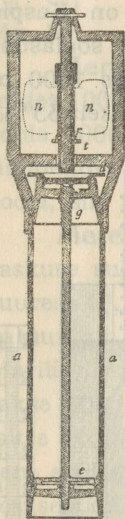
Kui ühendame joontega kõik ühesuguse soolasusega punktid, siis saame kõverad, mida nimetame **isogaalideks** (sama-soolasuse-jooned). Merevee soolasuse leiame erikaalu abil. Laevas mõõdetakse erikaalu **areomeetriga**. Areomeeter (3. joon.) on klaassilinder, mille alumine ots on kinni ja ülemisel otsal on peenikene kinnine toru. Alumine osa klaassilindrist on täidetud haavlitega. Mida magedam on vesi, seda sügavamale vajub areomeeter, seega skaala mõõdud suurenevad allapoole. Et esimesed numbrid merevee erikaalus alati 1,0 on, siis ei kirjutata areomeetri kaelale mitte neid numbreid, vaid viimased numbrid; näiteks kui erikaal on 1,028, siis kirjutame ainult 28. Et merevee erikaal muutub 1,000—1,031, siis ei või ühe areomeetriga kõiki neid soolasusi mõõta, sest mõõtühikud skaalal jäävad liiga väikesteks. Seepärast tarvitatakse harilikult kuut areomeetrit, milledest igaüks on ehitatud isesuguse soolasuse mõõtmiseks. Kui erikaal on mõõdetud, siis taandame saadud arvu



3. joonis.

17,5°C temperatuurile ja tabelist leiame sellele erikaalule vastava soolasuse. Näiteks kui areomeeter näitab 25,75, areomeetri oma viga +0,19, temperatuuri õiendus 15,3 peale -0,45, siis õige erikaal on $25,75 + 0,19 - 0,45 = 25,49$ ja sellele erikaalule vastav soolasus on 33,37⁰/₀₀.

Pinnavee soolasust saame lihtsalt leida: võtame vett laeva vöörist ja asetame vee sisse areomeetri, ühtlasi mõõdame ka vee temperatuuri. Kui tahame leida süvavee koostise või soolasust, siis tarvitame selleks riista, mida nimetatakse **batomeetrik**s. Kõige lihtsam on Sixby batomeeter (4. joonis), mis koosneb silindrist kahe liikuva põhjaga. Batomeetri vajudes vesi rõhub ta põhjad üles, nii et vesi voolab vabalt läbi; tema tõustes hakkab sellekohane vint pöörlema ja keerab kruviga need põhjad kõvasti kinni. Nii jääb silindrisse vesi, mis oli sel sügavusel, kuhu batomeeter lasti.

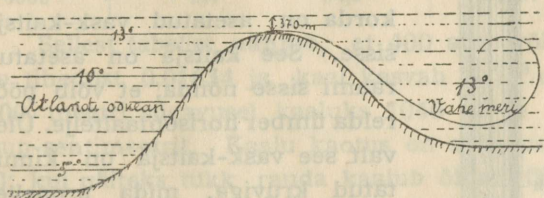


10. Merevee temperatuur.

Õhu soojenemine algab alumistes õhukihtides, vee soojenemine aga pinnal. Nagu õhutemperatuuris on ööpäevased ja aastased kõikumised, niisamuti näeme ka pinnavee temperatuuri kõikumisi, kuigi palju väiksemais piirides. Veepinna temperatuuri ööpäevased kõikumised lahtisel merel on väikesed ega ole troopikavöös suuremad kui 1°; suuremas laiuses nad on veel väiksemad. Aastased kõikumised on kõige suuremad 30—40° laiuses (8—10° C). Merepinna aastane keskmine temperatuur on 0,5—1° soojem tema peal asetseva õhu keskmisest temperatuurist. Kõige kõrgem pinnavee temperatuur lahtises meres on mõõdetud 32° Vaikses ookeanis ja kõige madalam — 3° Uue Shotimaa vastas, seega oleks absoluutne amplituud 35°, kuna aga õhul oli see 126°. Mere pinnavee keskmine temperatuur on 17,5°, kusjuures üle poole mere pinnavee temperatuurist on üle 20°. Kui vaadata üksikuid ookeane, siis on kõige soojem Vaikse ookeani vesi, mille keskmine aastatemperatuur on 19°; Atlandis 16,9° ja India ookeanis — 17,0°. Baltimeres ja Soome lahes on kõige kõrgem temperatuur augustis (16—17°) ja kõige madalam veebruaris (0—2,5°).

Vesi on väga halb soojuse juht, mispärast ööpäevased vee-temperatuuri kõikumised ei ulatu kaugemale kui 20–30 m ja aastased temperatuuri kõikumised kaugemale kui 100–200 m sügavuseni. Sügavusega kahaneb temperatuur kiiresti. Kui pinnal on troopikas $22-28^{\circ}$, siis 1000 m sügavusel on $2-8^{\circ}$, seega esimesel tuhandel meetril temperatuuri lange- mine on ligi 20° . 1000 m — 2000 m sügavuseni temperatuur lan- geb veel ainult $1-2^{\circ}$ ja allpool veel palju vähem. Sügavusel üle 4000 m temperatuur on ainult $0-2^{\circ}$. See madal temperatuur merepõhjas tuleb sellest, et külmad polaarveed valguvad mööda merepõhja laiali. Nõnda on ka ekvaatoril merepõhjas samasu- gune madal temperatuur nagu polaarmedeski. Teatavasti ni- metatakse jooni, mis ühendavad ühesuguse temperatuuriga kohti merepinnal, isothermideks. Kui ühendame joontega ühesuguse temperatuuriga süvamere kohad, siis saame kõverad, mida ni- metame **isotermobaatideks** (süvamere samasooja-jooned).

Kui võrrelda merede süvavee temperatuure, siis näeme, et mered, mis on heas ühenduses ookeaniga, ei lähe palju lahku ookeanidest. Kui aga meri on eraldatud ookeanist madalikuga ehk n. n. künnisega, siis temperatuurides võivad olla suured lahkuminekid. Nõnda Vahemeri on ühendatud Atlandiga ainult 370 m sügavuse Gibraltari väinaga (5. joonis), mispärast külm polaarvesi, mis on Atlandi ookeani põhjal, ei pääse Vahemerre.



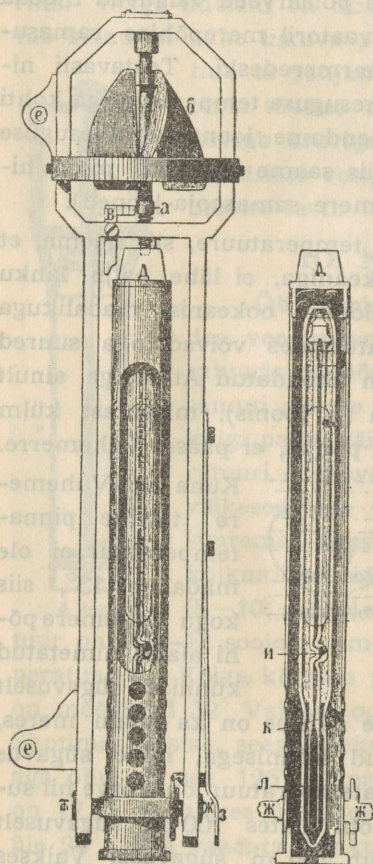
5. joonis.

Kuna aga Vaheme- re talvine pinna-temperatuur ei ole madalam 13° , siis kogu Vahemere põ- hi alates nimetatud künnise sügavuselt

on täidetud 13° veega. Samasugune nähtus on ka Suulu meres, mis on Vaiksest ookeanist eraldatud künnisega, mille sügavus on 700 m. Kuna Suulu mere pinnatemperatuur on kõrge nii su- vel kui ka talvel, siis kogu merepõhi alates 700 m sügavuselt on täitunud selle veega, mis asub 700 m sügavusel Vaikses ookeanis, see on $10,2^{\circ}$.

Merevee pinnatemperatuuri on lihtne mõõta, nagu juba eespool räägitud (vaata X, 47). Temperatuuri mõõtmine süga-

vustes on palju raskem. Selleks võiks tarvitada hästi isoleeritud seintega batomeetrit, et selle ülestõstmisel vee temperatuur ei tõuseks. Kuid parem on tarvitada n. n. **pööratavat termomeetrit**. See termomeeter lastakse teatud sügavusse, kus lastakse seista umbes 5—10 minutit. Tõusmisel vastava mehhanismi abil see termomeeter pöörab oma alumise otsa ülespoole, kusjuures elavhõbe, mis oli pealpool toru kitsendust, voolab kõik alla; selle elavhõbeda samba järele otsustamegi vee temperatuuri. Selle termomeetri toru



6. joonis.

(6. joonis) on elavhõbeda reservuaari juures kohe kõverdatud ja kahest kohast kitsendatud. Ümberpööramise katkeb elavhõbeda sammas ja alumise kitsenduse juurest voolab kõik elavhõbe toru teise otsa. Et ülestõstmisel läbi soojemate veekihtide elavhõbe reservuaaris paisub, siis on selle jaoks jäetud ruum kahe kitsenduse vahel. See toru on asetatud veel teise tugeva klaastoru sisse, et ta veerõhumisele vastu peaks, see omakorda on asetatud vask-kaitsja sisse. See kaitsja on asetatud raami sisse nõnda, et võib pöörelda ümber horisontaaltelje. Ülevaalt see vask-kaitsja on kinnitatud kruviga, mida propeller kas kinni või lahti keerab. Juba 10 m tõstmisel keerab liikuv propeller selle kruvi lahti ja kest ühes termomeetriga pöörduv ümber, sest telg on allpool raskuse keskpunkti.

11. Merevee tihedus.

Et merevee tihedust leida, selleks võrdleme vee raskust sama suure mahu destilleeritud vee raskusega 4°C juures, sest merevee tihedus oneneb soolasusest, kuid veel suuremal määral temperatuurist. Pinnavee temperatuur kahaneb ekvaatoris poolluse poole, aga tihedus kasvab. Kõige suurem on vee tihedus Teravmägede juures (1,028). Sügavusega suureneb tihedus, sest alumised kihid asuvad ikka järjest suurema rõhu all. Iga 10 m sügavuse peale kasvab rõhumine umbes 1 atmosfääri võrra. Et vesi laseb ennast siiski vähe kokku suruda, siis ta on raskem ja avaldab suuremat rõhumist. Nõnda on 9000 m sügavusel rõhumine 915 atmosfääri 900 atm asemel. Mage vesi laseb ennast kokku suruda 1 atm rõhumisel $\frac{1}{20000} = 0,0000490$ ja 35⁰/₀₀ soolasusega merevesi 0,0000442, seega on soolase vee kokkusurutavus väiksem. Järgmine tabel näitab tihedust, mis oneneb temperatuurist, soolasusest ja sügavusest. Tabel on saadud vaatlustest.

Sügavus	Temperatuur	Soolasus	Tihedus	
			Rõhumisel	Kui rõhumist ei oleks
0 m	22,3	36,4 ⁰ / ₀	1,02525	1,02525
3000	2,9	34,9	1,04171	1,02786
4000	2,4	34,9	1,04621	1,02787

Sellest tabelist nähtub, et 400 atm rõhumine suurendab vee tihedust 0,01834 ja kaal kasvab 1,75⁰/₀. Seega liiter vett 4000 meetri sügavusel kaaluks 1046 g ja pinnal paisuks 18 kuup-sentimeetrit. Kaalu kaotus on sügavuses suurem kui pinnal; kui näiteks tükk rauda kaalub õhus 1000 g ja vees pinna lähedal kaotab oma kaalust 131 g, siis 4000 m sügavusel kaotab ta oma kaalust 134 g, s. o. kaaluks 866 g.

12. Merevee värv ja läbipaistvus.

Kõigil meremeestel on teada, et üks meri paistab sinisena, teine rohelisena, kolmas kollakas-pruunina j. n. e. Näiteks Vahe-meri on sinakasroheline, Baltimeri veel rohkem roheline jne. Puhas merevesi paistab täiesti ilma värvita olevat. Katsed puhta destilleeritud veega näitavad, et tal on sinakas värv, kui veekiht paksem on. See peabki nii olema, sest kehale annavad värvi

need kiired, mis sellelt kehalt inimese silma tulevad. Vesi neelab punased ja kollased kiired ära ja ainult sinised kiired tulevad inimese silma, mis annabki veele sinaka värvi. Näiteks kui laseme valge keha küllalt sügavale vette, siis ka see keha paistab sinakana, sest nagu öeldud, ei lase vesi kõiki kiiri läbi, vaid neelab osa neist ära, nimelt spektri punasest otsast.

Et vees ujuvad igasugused orgaanilised osakesed, nagu see meres alati on, siis valgusekiired ei tungi nii sügavale, osa kiiri peegeldub neist pinnale lähemal asuvatest osakestest, ja merevee värv paistab rohekana või kollakana. Katsed näitavad, et kõige sügavamale vette tungivad violettkiired, kuna kõige vähem tungivad sügavale punased kiired. Et teada, kui sügavale üldse valgusekiired vette tungivad, selleks tarvitatakse valget ketast, umbes 30 sm raadiusega, mis liini otsas vette lastakse, kusjuures vaadatakse, kui sügaval ta veel näha on. Kõige selgem vesi on Atlandi ookeanis n. n. Sargasso meres, kus see ketas oli näha kuni 66,5 meetrini. Murmani rannas oli see ketas näha 45 m sügavusel, Vahemeres 60 m, Mustas meres 28 m, Baltimeres 13 m ja Valges meres ainult 8 m sügavusel. Üldiselt on vee läbi paistvus suurem troopikavöös ja väiksem pooluste pool; see peabki nii olema, sest troopikavöös langevad valgusekiired peaaegu risti veepinnale, kuna aga pooluste pool nad väga madalalt langevad. Silmavaatluste järele arvati, et valgus võib tungida kuni 200 m sügavuseni, kuid fotograferimisel leiti, et valgus veel 1700 m sügavusel mõjub plaadile, kui see plaat kaks tundi sellel sügavusel on seisnud.

13. Merevee jäätumine.

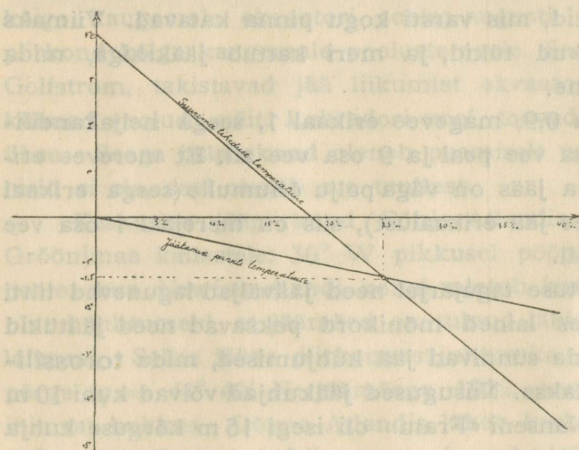
Et merevesi väga palju soola sisaldab, siis on ta jäätumine hoopis lahkuminev magevee jäätumisest. Magevesi on kõige tihedam 4°C juures ja jäätumine algab 0° juures. Kui õhutemperatuur langeb, siis langeb ka veepinna temperatuur. Pinnavesi muutub tihedamaks, ühtlasi ka raskemaks ja langeb põhja, mille asemele kerkib alt uus vesi, mis jälle omakord põhja langeb. Nõnda kestab see tsirkulatsioon, kuni kogu vesi omab 4°C temperatuuri (magevee puhul). Kui aga pinnavee temperatuur langeb alla 4° , siis see pinnavesi on kergem ega lange enam põhja, mispärast veepinna jahenemine ja jääkatte tekkimine sünnib kiiresti.

Järgmine tabel näitab merevee jäätumise ja suurima tiheduse olenevust soolasusest:

Soolasus ‰	0	5	10	15	20	25	30	35	40
Jäätamistemperatuur	0°	-0,3	-0,5	-0,8	-1,1	-1,4	-1,6	-1,9	-2,2
Suurima tiheduse temperatuur	4,0	2,9	1,9	0,8	-0,3	-1,4	-2,5	-3,5	-4,5

Sellest tabelist nähtub, et soolasus takistab jäätumist, sest kui magevesi jäätab juba 0° juures, siis Baltimere vesi, mille soolasus on ligi 7‰, jäätab -0,4° juures ja ookeani vesi, mille soolasus on 35‰, jäätab 2° juures.

Kuid veel teine põhjus takistab jäätumist, nimelt suurima tiheduse temperatuur. Kujutame graafiliselt (7. joonis) jäätumise



7. joonis.

ja suurima tiheduse temperatuuri käiku. Et need muutuvad peaaegu võrdeliselt soolasusele, siis saame kaks sirget, mille lõikepunkti koordinaadid on $t = -1,3^\circ$; $s = 25^\circ$ (täpsalt $-1,33$ ja $24,7^\circ$). See tähendab, kui merevee soolasus on vähem kui 25° , siis, jäätumine sünnib analoogiliselt mageveele. Kui aga soolasus on üle 25° , nagu see suuremalt jaolt maailmaookeanis on, siis jäätumistemperatuuri juures ei ole vesi veel kõige tihedam ja ta langeb põhjani ning takistab jäätumist.

Kolmandaks takistab jäätumist veel see asjaolu, et sool, mis on merevees, ei muutu mitte ühes veega jääks, vaid eraldub jäätumisel. Seega suureneb soolasus merepinnal.

Ka tuul ja lainetus takistavad jäätumist. Kuid on ka põhjusi, mis jäätumist soodustavad, näit. lumesadu, jõgede mage vesi, ujuvad jääd. Lumi sulades vees jahendab veepinna temperatuuri ja vähendab soolasust, seega soodustab kahel põhjusel jäätumist. Mage vesi, mis voolab jõgedest, on hõredam mereveest ja jääb pinnale, soodustades jäätumist. Polaarvetes on ujuvad jääd, mis annavad sulades magedat vett. Samuti nad takistavad ka lainetust, sellega soodustavad jäätumist.

14. Jääväljad ja jäämäed.

Sügise tulekul merevee pinnatemperatuur langeb, iseäranis polaarvetes, kus suvine temperatuurigi ei ole üle 2° . Temperatuur langeb jäätumispunktini ja veepinnale ilmuvad väikesed jääkristallid ehk jäänõelad. Kui lainetust ei ole takistamas, siis nende kristallide arv kasvab ruttu ja kogu merepind oleks nagu rasvaga kaetud. Kui jahenemine ikka edasi kestab, siis ilmuvad koogitaolised jäätükid, mis varsti kogu pinna katavad. Viimaks liituvad need üksikud tükid, ja meri kattub jääkihiga, mida jääväljaks nimetame.

Jää erikaal on 0,9, magevee erikaal 1, seega neljakandilisel jäätükil on 1 osa vee peal ja 9 osa vee all. Et merevee erikaal on üle 1 ja tema jääs on väga palju õhumulle (seega erikaal väiksem mageda vee jää erikaalust), siis on merejää 1 osa vee peal ja 7 osa vee all.

Tuule ja lainetuse tagajärjel need jääväljad lagunevad tihti tükkideks, kusjuures lained mõnikord peksavad need jäätükid üksteise otsa. Nõnda sünnivad jää kuhjumised, mida **torossiliseks** jääks nimetatakse. Niisugused jääkuhjad võivad kuni 10 m kõrguseni tõusta (Nanseni «Fram» oli isegi 15 m kõrguse kuhja otsas). Peale jääväljade ja torossilise jää on veel suured **jäämäed**, millede kõrgus ulatub kuni 60 meetrini. On isegi 200—300 m kõrgusi jäämägesid nähtud. Jäämäed on täiesti mageda vee jääst ja on tekkinud mandril. Gröönimaa ja mitmed teised polaarmaad on kaetud paksu (Gröönimaal üle 2000 m) jääkihiga. Rannal libisevad need jäämassid mööda kaldaid nagu mööda kaldpinda vette. Vesi murrab üksikud jäätükid lahti ja nõnda tekivad jäämäed. Väga palju jäämägesid on Gröönimaa läheduses, kuid lõunapoolkeral on veel rohkem ja veel suure-

maid jäämägesid. Kui suvel jäämäed alt ikka rohkem ja rohkem ära sulavad, siis võib nende tasakaal muutuda labiilseks ja väiksema pörutuse juures võib see mägi enese ümber keerata.

15. Jää liikumine ja liikumispiirid.

Põhja Jäämeres jää liigub Beringi väinast Teravmägede poole. Seda kasutas polaarsõidul Nansen, kes läksoma «Fram'iga» Beringi väinast mööda Siberi kaldaid, kus laev jäässe kinni külmus ja alles kolme aasta pärast Teravmägede ligidal jääst vabanes. See jääliikumine Beringi väinast kuni Teravmägedeni kestab umbes kuus aastat. Teine suur jääliikumine on Baffini lahest läbi Davesi väina Põhja-Atlandisse. Siis on veel jääliikumine Teravmägede ja Gröönimaa vahel, mis samuti Põhja-Altandi poole liigub. Kõige rohkem jääd vastaval poolkeral on kevadel ja vara-suvel. Põhjapoolkeral on jääväljad aprillis ja mais, kuna jäämäed on rohkem suvel ja jääpiirkond ulatub kõige kaugemale ekvaatori poole; augusti lõpul aga liigub jääpiirkond kõige kaugemale pooluste poole. Soojad voolud, näiteks Golfstrom, takistavad jää liikumist ekvaatori poole, kuna aga külmad voolud, näit. Labradori vool, toovad palju jääd enesega ühes. Seega jääpiirkond oleneb peamiselt vooludest. Kus voolusid ei ole, seal oleneb see tuultest.

Keskmine jääpiirkond Põhja-Atlandis läheb paralleelselt Gröönimaa kallastele; 30° W pikkusel pöörduv see piir lõuna poole, kus Newfoundlandi kohal ulatub kuni 40° laiuseni. On olnud juhtumeid, et jäämäed on tulnud läbi Golfstromi kuni 36° laiuseni. Selles jääde piirkonnas juhtus ka «Titanic'u» kokkupõrge ($\varphi = 41^{\circ} 40' N$) jäämäega 1912. aastal, kusjuures 1500 inimest hukkus. Lõuna-Atlandis läheb keskmine jääpiir mööda 40° paralleeli kuni Aafrika rannani, seal ulatub ta kuni 36° laiuseni. On leitud jäätükke 26° S laiusel ja 26° W pikkusel.

Vaikse ookeani põhjapoolses osas jäämägesid ei ole, sest kitsas ning madal Beringi väin takistab nende tulekut polaarpiirkondadest. Lõunapoolkeral Vaikses ja India ookeanis on väga palju jäämägesid, mille keskmiseks piiriks on 45° laiusparalleel; Uus-Meremaa kohal ulatub see ainult 50° laiuseni. Need jääde piirkonnad ei ole mitte igal aastal ühesugused, vaid olenevad meteoroloogilistest tingimustest.

Et jäämägede piirkonnas väga tihti valitseb udu, nõuab sõit neis vetes laevajuhilt äärmist ettevaatust. Millalgi ei tohi laeva jäämägedele liiga ligidale lasta, sest jäämäe alumine osa on 7 korda suurem ja ulatub palju kaugemale pealmisest osast. Võimaluse korral tuleb jäämägi allatuule jätta. Suured hüljeste-karjad ja lindudeparved on harilikult jäämägede läheduse tunnusmärgid.

Põhja-Ameerika läheduses asetsevad kaks Ameerika ja üks Kanada valvelaev, mis peetakse rahvusvaheliselt üleval. Laevad, mis sõidavad neis jääpiirkonnas, annavad valvelaevadele teada oma positsiooni ja andmeid ilmastiku, voolude ja jää kohta. Valvelaevad jälgivad laevade kurssi ja hädaohu korral hoiatavad neid. Samuti annavad need valvelaevad jääteateid Ameerika ja Kanada meteoroloogilistele keskasutistele, mis need ümber töötavad ja jääkaardi välja annavad. Peab aga meeles pidama, et need jääteated on ainult vaatlusaja jaoks õiged, sest lühikese aja jooksul tuuled ja voolud võivad muuta jää seisukorra hoopis teiseks.

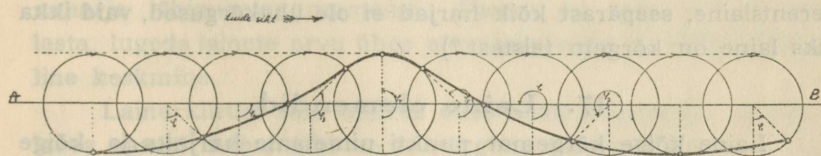
IV. Lainetus.

16. Veelaine tekkimine.

Siledal merepinnal on veeosakesed tasakaalus. Kui aga milgil viisil seda tasakaalu rikume, näiteks viskame kivi vette, siis näeme, et kivi langemiskoha ümber tekib terve rida ringikujulisi laineid, mis mööda veepinda levivad. Ka tuulega tekib lainetus, sest tuul, hõõrudes vastu veepinda, paneb veeosakesed liikuma. Ka ei puhu tuul täiesti paralleelselt veepinnale, vaid ikka väikese kallakuga. Kuna tuul puhub enamasti puhangute viisi, siis veepind muutub ühest kohast kõrgemaks, teisest madalamaks.

Esialgsel veelainete vaatlemisel paistab, nagu liiguks vesi lainena ühest kohast teise, kui aga visata puutükk vette (puutükk peab peaaegu täiesti vee sees olema, et tuul teda ei lükaks), siis näeme, et see puutükk ei liigu ühes lainega, vaid kõigub ühel kohal: laineharjal ta kerkib ja liigub laine sihis vähe edasi, lainepõhjal (orus) langeb ja liigub vähe tagasi. Sellega lainetus on veepinna kuju liikumine, mitte veemassi liikumine. Kui puutüki asemel visata vette tükk riiet, siis riie, märjaks saanud, liigub ühes veepinnaga.

Katsed ja teoreetilised uurimused näitavad, et veeosakesed liiguvad ringikujulist orbiiti mööda vertikaaltasapinnas, mis risti laineharja sihiga. Võtame rida punkte siledal veepinnal, mis asetsevad üksteisest ühekaugusel. Tuule puhumisel algavad need veeosakesed liikumist mööda ringjooni, mille keskpunktid asetsevad sirgel A B (8. joonis). Kuid need liikumised ei alga



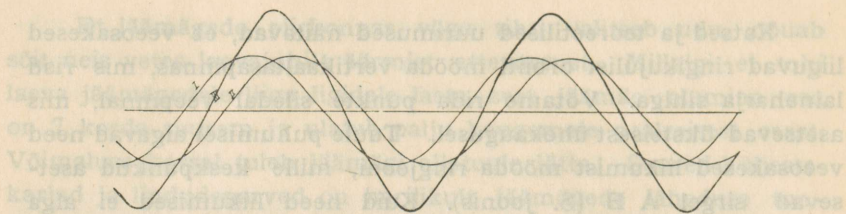
8. joonis.

mitte korraga, vaid pealtuule asetsevad osakesed algavad oma liikumist varem, alltuule ikka hiljem ja hiljem. Olgu nr. 1 veeosakene omal ringliikumisel alla jõudnud, siis nr. 2 osakene ei ole veel selle seisuni jõudnud, vaid on nurga φ_1 võrra järel; seda nurka nimetame **faasiks**. Nr. 3 osakene on järel nurga φ_2 , nr. 4 nurga φ_3 j. n. e. võrra. Nõnda jõuame osakeseni, mis terve ringi ($\varphi = 360^\circ$) on järele jäänud. Antud juhtumil on see osakene nr. 9, sealt edasi läheb samuti nagu alguseski. Kui nüüd kõik veeosakeste seisud ühendame joonega, saame kõvera, mida nimetame **trohoidiks**.

Kõige lihtsam lainekuju on sinusoid, kuid veelaine on trohoid. Trohoidaalne on laine kuju lainetuse algusel, kui aga tuul juba kauem kestab, siis on laine kuju palju keerulisem. Samuti ka siis, kui tuul vaibub, muutub laine jälle rohkem trohoidikujuliseks. Niisugust lainet, kus otsekohest tuule tegevust näha ei ole, nimetame **ummikaks**.

Vahest näeme juba hulk aega enne tuule algust ummikat. See tuleb tuule tegevuskohast; tuul pole veel antud kohani jõudnud, kuna aga lainetus ulatus kaugemale tuule tegevuskohast, samuti ka kui tuul ära kaob, ei kao kohe lainetus, vaid kestab hulk aega ummika näol edasi.

Kui kaks või rohkem lainet liidame, saame n. n. interferentslaine. 9. joonis näitab kahe laine I, II liitumist, millest III interferentslaine võib kõrgem või ka madalam olla kui liidetud lained. Tuulelaine on väga mitmest lainest liidetud inter-



9. joonis.

ferentslaine, seepärast kõik harjad ei ole ühekõrgused, vaid ikka üks laine on kõrgem teistest. *)

17. Laine elemendid.

Laine kõige kõrgemat punkti nimetame **harjaks** ja kõige madalamat punkti — **oruks** (lainepõhjaks). Kaugust horisontaalsiis kahe üksteisele järgneva laine harja vahel nimetame **lainepikkuseks**. Kaugust vertikaalsiis laineharjast laineoruni nimetame **lainekõrguseks** h .

Laineperioodiks T nimetame ajavahemikku, mille jooksul laine oma täiskuju läbi teeb, s. o. ajavahemikku, mille jooksul ühele laineharjale järgneb järgmine lainehari. **Laine kiiruseks** V nimetame kaugust, mida teeb lainekuju ajaühikul. Laine kolm elementi V , λ ja T on seotud järgmiselt: $V = \frac{\lambda}{T}$, $\lambda = VT$:

$T = \frac{\lambda}{V}$. Neljandat elementi h võib ainult vaatluste abil leida.

Lainekõrguse suhet lainepikkusega nimetame **lainekallakuseks** (järskus); passaatides on see suhe umbes $\frac{1}{15}$ ja Baltimeres umbes

$\frac{1}{8}$. Järgmine tabel näitab laine elemente mitmesugustes kohtades

Piirkond	Periood T sek	Laine pikkus meetrites	Kiirus m/sek	Kõrgus meetrites
Baltimeres tormiga	2—5	20—30	8—15	3—4
Passaatides	5—9	60—80	11—16	4—5
Suurtes lõunalaiustes (veevöös)	10—20	150—350	15—25	5—12

*) On levinud arvamine, nagu oleks alati üheksas laine kõige kõrgem, kuid see ei ole mitte õige.

Sellest tabelist on näha, et kõige kõrgemad ja pikemad lained on lõunapoolkeral, kus veevöö ümber maakera käib. Baltimeres ei ole kõrgeid laineid, kuid nad on järsud, sest Baltimeri on madal.

Kõige kergem on vaatluste abil leida perioodi T ; kui laev seisab ankrus, siis vaatleja märgib kahe üksteisele järgneva laineharja läbimineku momendi. Parem on mitu lainet mööda lasta, lugeda lainete arvu ühes ajavahemikuga ja võtta aritmeetiline keskmine.

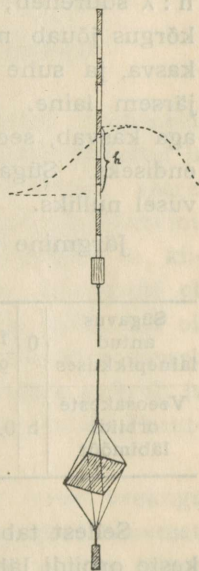
Laine kiirust võib ankrus olles leida järgmiselt: mõõdame laeva pardal teatud pikkuse ja märgime ajavahemiku, mille jooksul lainehari selle pikkuse läbi käib.

Laine pikkust on kõige parem mõõta käsilogiga. Laeva ankrus olles lastakse välja käsilogi. Lainel lastakse ta kanda edasi niipalju, et lainepikkus laeva ahtri ja logi vahele jääb. Veel parem on mitu lainepikkust võtta.

Laine kõrgust võib mõõta Frud'i aparaadiga (10. joon.), mis koostub ujuriga varustatud mõõtkepist; ujuri külge on nõõriga kinnitatud pind, mille all ripub raskus. Pind on harilikult purjeriidedest (raami sees) ja see hoiab mõõtkepi üles ja alla kõikumast. See aparaat lastakse merre ja vaadatakse, missugune mõõtühik oli näha laineorus ja missugune laineharjas; nende mõõtühikute vahe annabki laine kõrguse.

Kui aga laev on käigus, siis peab lainete elementide mõõtmisel veel arvestama laeva kiirust ja kurssi. Meresõidus märgitakse lainetust pallides, mille juures lainetus on jagatud kümnesse liiki, mis märgitakse numbritega 0—9. Järgmine tabel näitab Beaufort'i pallide vahetorda laine kõrgusega:

Tuule tugevus oli 0—12 pallini, laineruse tugevus ainult 0—9; seepärast lainetus on pallides ikka vähem kui näitab tuul pallides; mõnel juhul võib ümberpöörnud nähtus esineda, eriti tuule kahanemisel. Baltimeres ei ole lainete kõrgus üle 5 meetri, seega ka pallides ei või olla üle 5 palli.



10. joonis.

Beaufort'i pallid	Merepinna seis	Kõrgus meetrites
0	Sile meri	0
1	Väga vaikne meri	$0 - \frac{1}{4}$
2	Vaikne meri	$\frac{1}{4} - \frac{3}{4}$
3	Väikesed lained	$\frac{3}{4} - 2$
4	Mõõdukad lained	2—4
5	Kaunis kõrged lained	3—6
6	Kõrged lained	5—8
7	Suured lained	7—10
8	Väga kõrged lained	} üle 10 m
9	Suured lainetemäed	

Lainetuse algusel lainete kõrgus kasvab jõudsasti ja suhe $h:\lambda$ suureneb; kui aga tuul puhub pikemat aega, siis lainete kõrgus jõuab mingisuguse piirini, millest enam kõrgemaks ei kasva, ja suhe $h:\lambda$ kahaneb. Seepärast lainetuse algusel on järsem laine. Randa uhtumisel laine kiirus väheneb, kõrgus aga kasvab, seega jällegi kallakus suureneb; kuid periood jääb endiseks. Sügavusel lainetus kahaneb ja muutub teatud sügavusel nulliks.

Järgmine tabel näitab lainetuse kahanemist sügavusel:

Sügavus antud lainepikkuses	0	$\frac{1}{9} \lambda$	$\frac{2}{9} \lambda$	$\frac{3}{9} \lambda$	$\frac{4}{9} \lambda$	$\frac{5}{9} \lambda$	$\frac{6}{9} \lambda$	$\frac{7}{9} \lambda$	$\frac{8}{9} \lambda$	λ
Veeosakeste orbiidi läbimõõt	h	0,5 h	0,25 h	0,125 h	0,062 h	0,031 h	0,016 h	0,008 h	0,004 h	0,002 h

Sellest tabelist nähtub, et lainepikkuse sügavusel veeosakeste orbiidi läbimõõt on ainult 0,002 h; pealmine rida kasvab aritmeetilise rea järele, kuna alumine rida kahaneb geomeetrilise rea järele; see tähendab, kui sügavus kasvab aritmeetilises reas, siis veeosakeste orbiidi läbimõõt kahaneb geomeetrilises

reas. **Praktikas võib lugeda lainetust nulliks lainepikkuse sügavusel.** Näiteks kui veealune paat asuks tormi ajal Baltimeres 30 m sügavusel, siis ei oleks sel sügavusel tunda mingisugust lainetust.

18. Õli mõju lainetusele.

Õlil on omadus väga kiirelt levida veepinnal õhukese kihina, mille paksus on ainult 0,0002 mm. Nõnda 50 kuupsentimeetrit õli võib 20 minutiga katta 15000 ruutmeetrilise veepinna. Teiseks õli tasandab lainetust merepinnal nõnda, et laine muutub peaaegu ummikaks. Õlil on väike pindpinevus, ja tuul tekitab õli pinnal väikesi kapillaar-laineid. Vee ja õli molekulide vahel on nii kõva side, et tuul seda ei katkesta. Seda õli omadust lainetust vaigistada kasutatakse vahest meresõidus, näiteks paadi vette laskmisel, sest õli kaotab laineharjad ära, mis just kõige hädaohtlikumad sel juhul on. Kõige parem on selleks otstarbeks tarvitada kalaõlisid. Samuti võivad lainetust vaigistada igasugused ujuvad asjad, näit. jäätükid ja mererohud (Sargasso meres). Ka kõva vihmasadu lööb laineharjad maha.

19. Maavärisemisest tekkivad lained.

Seisvad lained.

Maapinna kõikumine maavärisemisel tekitab veelaineid, sest tihti maavärisemised on ookeanide või merede kallastel ja põhjal. Iseäranis tugev maavärisemine oli Krakatau saarel (Sunda saartes) 26—27 augustil 1833. aastal, millal maavärisemisel tekkinud laine kõrgus oli 35 m, laine pikkus 640000 m, kiirus 185 m/s ja periood 3600 sek. Selle laine hävitustöö oli hirmus: kahelt väiksemalt saarelt ta pühkis ära kõik, mis oli maapinnal: samuti suur oli hävitustöö Jaava ja Sumatra saarel. Jaava saare rannal kiskus see laine ühe väikese laeva ankrult ja viis 3 km kaugusele maale. Seda lainet oli isegi tunda Prantsuse rannal 32,5 tundi hiljem.

Vahest märgatakse niisugust nähtust, et terve veekogu tõuseb ja langeb, kuid pinnal ei ole näha mingisugust lainetust. Niisuguseid n. n. **seisvaid laineid** pandi kõige esiteks tähele Genfi järvel, seepärast nimetatakse neid kohaliku nime järele seal sešideks. Seisvad lained tekivad siis, kui õhurõhk järsku palju muutub.

V. Voolud (hoovused).

20. Voolude vaatlusviisid.

Vooludeks ehk hoovusteks nimetame veekogude edasikandmist pikema maa peale (tuhanded miilid). Voolud jagatakse kestvuse suhtes **alalisteks, perioodilisteks ja juhuslikeks**. Temperatuuri suhtes nad jagatakse **soojadeks ja külmadeks**. Kui voolu temperatuur on kõrgem ümbruse veetemperatuurist, siis nim. teda soojaks vooluks, samuti ka ümberpöörduvalt. Hari-likult on need soojad voolud, mis voolavad ekvaatori poolt pooluste poole, ja külmad voolud need, mis voolavad pooluste poolt ekvaatori poole. Veel jagatakse voolusid **pinna ja sügavusvooludeks**.

Voolude vaatlusi võib teha kas selleks eraldi ehitatud riistadega, navigatsioonilisel teel või vabalt ujuvate asjadega. Kõige lihtsamaks voolu mõõtmisriistaks on Mitchel'i ujur, mis koostub kahest ämbrist. Alumine ämber on pealt lahtine, ülemine aga pealt kinni korgitud. Need ämbrid peavad olema tasakaalustatud nõnda, et ülemine ämber on korgini vees. Alumine ämber asub umbes 2 meetri sügavusel. Navigatsioonilisel teel leiame voolusihi ja kiiruse laeva arvatud ja peilitud koha abil, kui laev on lahtisel merel, siis leiame voolu sihi ja kiiruse laeva arvatud koha ja observeeritud koha abil. Observeerimise teel võime leida laeva koha headel tingimustel 3 miili täpsusega, kuna aga kursi ja logi järele leitud koht palju suurema veaga on; võetakse sajad päevaraamatud ühe ja sama koha jaoks ja siis nende abil võib voolu sihi ja kiiruse üle otsustada. Vabalt ujuvate asjadena on kõige parem tarvitada pudeleid. Pudelid tasakaalustatakse liivaga ja sisse pannakse kiri, kuhu märgitakse vette viskamise koha koordinaadid ja aeg, ühtlasi koht, kuhu teateid saata pudeli leidmise korral. Neist pudelitest leitakse üle 10⁰%. Suur okeanograafia harrastaja Monako prints Albert viskas 1885—1888. a. 1675 pudelit, millest leiti 226, see on 13,5⁰%. Ka ujuvad puud, jääd, laevariismed jne. aitavad väga palju voolude uurimisele kaasa.

Hulk aega enne Ameerika avastamist leiti Euroopa kaldalt merest uhutud igasugu puid ja nikerdatud asju, mis näitasid inimeste käsitööd. Need asjad olid vooluga kantud Mehhiko lahest, Kariibi merest ja Antilli saartelt. Voolude uurimist süga-

vustes teostada on juba raskem. Selleks peavad olema täielikud mõõtmisriistad. Ka Mitchel'i ujuriga võib sügavusvoolu mõõta; lastakse alumine ämber sellele sügavusele, kus voolu tahetakse mõõta, siis see ämbrite paar annab pinnavoolu ja sügavusvoolu resultandi; kui pinnavool on teada, saame sügavusvoolu kui teise komponendi.

21. Voolude tekkimise põhjused.

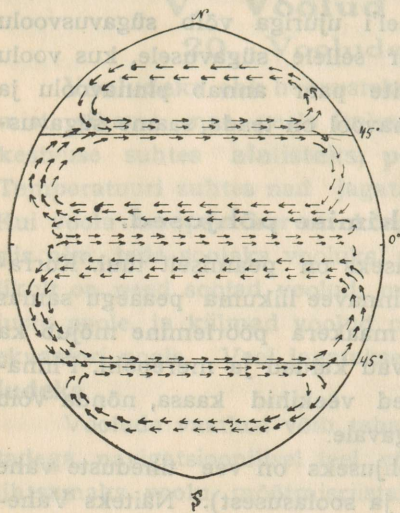
Pinnavoolu tekkimise põhjuseks on peamiselt tuul. Korrapärased passaattuuled panevad pinnavee liikuma peaaegu samas sihis nagu tuul puhub, muidugi maakera pöörlemine mõjub ka siin kaasa. Voolu sihti mõjustavad kaldad ja merepõhi. Pinnavee liikumine kisub ka alumised veekihid kaasa, nõnda võib vee liikumine ulatuda küllalt sügavale.

Teiseks voolu tekkimise põhjuseks on vee tiheduste vahe (tihedus oleneb temperatuurist ja soolasusest). Näiteks Vahe meres on soolasus suurem kui Atlandis ja seepärast pinnavool on Atlandist Vahemerre. Selle pinnavoolu all näeme aga vastupidist voolu. Ka Mustast merest voolab magedam pinnavesi Vahemerre. Samuti ka Sundis voolab mage vesi Baltimerest välja, kuna selle voolu all soolasem vesi Nordi merest voolab sisse. Skagerrakis on Norra kallastel vool SW, W sihis ja Taani kallastel NE sihis. Tugevaid voolusid tekitavad tõus ja mõõn, eriti kallaste läheduses.

22. Voolude üldine skeem.

Passaattuuled panevad veemassid ekvaatori poole liikuma. Teatavasti iga liikumine kaldub põhjapoolkeral paremale ja lõunapoolkeral vasemale poole. Sellest ongi tekkinud võimsad voolud mõlemal pool ekvaatorit W sihis.

Põhja-ekvatoriaalne ja lõuna-ekvatoriaalne vool. Voolu sihi arvestusel tuleb meeles pidada, et tuul puhub kompassi sisse ja vool läheb kompassist välja. Nende kahe ekvatoriaalse voolu vahel vaikvöös on ekvatoriaalne vastuvool. Selle siht on vastupidine ekvatoriaalsete vooludega (11. joon.). Mõlemad ekvatoriaalsed voolud, jõudnud W kallasteni, pöörduvad pooluste poole, kuid W tuulte piirkonnas pööravad oma sihi E poole ja läbivad ookeani. E kallastel jaguvad need voolud ka-



11. joonis.

takistamas ei ole. Seal on ümber maakera E-sihiline vool.

23. Atlandi ookeani voolud.

1) Ekvatoriaalsed voolud. Põhja-ekvatoriaalset voolu Atlandis on tunda lääne pool Verde neeme, kus voolu kiirus on 12—15 miil/ööpäev. Liikudes lääne poole ühineb ta kesk ookeani lõuna-ekvatoriaalse vooluga.

Lõuna-ekvatoriaalne vool algab Edela-Aafrika rannal Benguela voolu nime all, liikudes kiirusega 24 miil/ööpäev. Jõudnud Roque neemeni, pöördub üks haru lõuna-ekvatoriaalsest voolust lõuna poole Brasiilia voolu nime all, mis ulatub kuni La Plata jõesuuni. Peamine osa lõuna-ekvatoriaalsest voolust läheb edasi NNW sihis Guayana voolu nime all, mille kiirus on juba üle 30 miil/ööpäev. Voolu kiirus on suvel suurem kui talvel. Põhjapoolne osa ühendatud ekvatoriaalsest voolust liigub põhja poole Antilli saari Antilli voolu nime all. Lõunapoolne osa ühendatud ekvatoriaalsest voolust läheb läbi Kariibia mere ümber Jukatani poolsaare Mehhiko lahte. Selle tagajärjel on Mehhiko lahes suur veekogumine, nõnda et Mississipp jõe mage vesi sunnitakse pöörduma mööda randa lääne poole. Ekvatoriaalsete voolude piirid liiguvad ühes passaattuulte piiridega.

2) **Ekvatoriaalne vastuvool** on tuntud E pool ookeanis Guinea voolu nime all, mis on tugevam suvel, sest siis SW monsuunid aitavad kaasa vee liikumisele. Guinea voolu kiirus on 20—30 miil/ööpäev, kuid ranna lähedal ta on palju tugevam. Iseäranis tugev see vool on Palmasi neeme juures, kus kiirus on vahest üle 60 miil/ööpäev. See vool on samuti kiilukujuline nagu vaikvöögi.

3) **Golfstrom**. Mehhiko lahte kogunenud veehulgad liiguvad suure kiirusega läbi Floriida väina. Bahama saared takistavad selle veekogu liikumist E poole. Bahama saarte juures ühineb selle vooluga ka Antilli vool. See ühendatud vool kannab **Golfstromi nime**, mis on võimsamaid voolusid maakeral ja ulatub knni 200 m sügavuseni. Floriida väinas on voolu kiirus 72 miil/ööpäev, kuid mõnikord ulatub see kiirus isegi üle 120 miili. Golfstrom voolab esiteks NE sihis, kuid Hatterasi neeme kohal pöördub ikka rohkem E poole ja läbib Atlandi. E pool ookeanis nimetatakse seda voolu nüüd **Atlandi vooluks**, mis jagub mitmeks haruks. Lõunapoolset haru nimetatakse **Kanaaria vooluks**, mis pöördub ikka rohkem ekvaatori poole ja ühineb põhja-ekvatoriaalse vooluga, seega täit ringkäiku tehes. Selle suure veeringkäigu keskel asetseb niinimetatud **Sargasso meri** (selles meres on väga palju vesivõsusid — sargassum bacciferum). Selle ellipsikujulise mere pinnatemperatuur on kõrgeim maakeral; isegi 800 meetri sügavusel on vee temperatuur 10°. Üks haru Atlandi voolust voolab Biskaya lahte ja Inglise kanalisse. N- ja NE-poolne haru voolavad mööda Briti ja Norra kaldaid Teravmägede poole. NW haru voolab mööda Islandi randa ja ühineb Gröönimaa E-vooluga. Olgugi et Golfstrom 40° W pikusest alates laevasõidule enam ei mõju, on tema mõju määratu suur ilmastikule.

4) **Arktilised voolud Atlandis**. Gröönimaa E-kaldal liigub vesi SW sihis ja pöördub ümber Gröönimaa lõunaotsa Davesi väina. Seda voolu nimetatakse **Gröönimaa E-vooluks**. W pool Gröönimaad voolab vesi Baffini lahest lõuna poole **Labradori voolu** nime all, mis väga palju jäämägesid ja jäävälju ühes kannab. Golfstrom rõhub Labradori voolu vastu Ameerika randa. Seda Labradori külma vett Ameerika rannal nimetatakse «**külmaks seinaks**» (cold wall). See «külm sein» ulatub kuni

Hatterlasi neemeni. Golfstromi W-piiril on vee temperatuuri muutus 10° — 15° mõne miili ulatusel.

5) **Lõuna-Atlandi voolud.** Lõuna-Atlandise W tuulte mõjul tekib **Horni neeme vool**, mis voolab E sihis Grahama maa ja Horni neeme vahel; selle voolu tavaline kiirus on 30 miil/ööpäev. Üks haru sellest voolust pöörduv N poole ja voolab mööda Patagoonia randa **Falklandi voolu** nime all, mis ulatub kuni La Plata jõesuuni. See rohekakarvaline külm vool on väga kalarikas ja seepärast on seal ümbruses palju merelinde. Mõnel aastal toob Falklandi vool ka palju jääd ühes, mis ulatub kuni Brasiilia vooluni. La Plata jõesuu kohal, kus külm Falklandi ja soe Brasiilia vool kokku puutuvad, on udune samuti nagu Labradori ja Golfstromi piiril. Suurem osa sellest Horni neeme voolust läheb Healootuse neeme poole, kus üks haru pöörduv N poole mööda Aafrika randa **Benguela voolu** nime all.

24. Vaikse ookeani voolud.

1) **Põhja-ekvatoriaalne vool** Vaikses ookeanis liigub 5° — 10° N paralleelide vahel Kalifornia poolt Filippiinide poole 8000 miili pikkuse ribana. Selle voolu kiirus on 15—25 miil/ööpäev. Filippiinide juures läheb üks väike haru S poole ja ühineb ekvatoriaalse vastuvooluga, kuid suurem osa sellest voolust keerab N poole. Iseäranis kaugele põhja poole ulatub see vool põhjapoolkera suvel, sest siis aitab SE monsuun selleks kaasa. Põhjapoolkera talvel aga keerab osa sellest voolust Hiina mere lõunapoolsesse ossa.

2) **Kurošio.** Formoosa saare juures põhja-ekvatoriaalne vool pöörduv NE poole ja voolab mööda Jaapani randa **Kurošio** (sinine sool) nime all. Kurošio on samuti nagu Golfstromgi kõrge temperatuuriga, tumesinise värvi ja suure soolasusega. Ainult ta kiirus on vähe väiksem Golfstromi omast. E pool Jaapani saari pöörduv see vool paremale poole ja läbib Vaikse ookeani 40° — 45° paralleelide vahel. Jõudnud Ameerika kallasteni, pöörduv üks haru N poole **Alaska voolu** nime all ja teine haru S poole **Kalifornia voolu** nime all, mis ühineb põhja-ekvatoriaalse vooluga, seega jällegi tehes täie ringkäigu.

3) **Oyašio.** Põhjapoolkera talvel valitsevad Beringi mere läänepoolses osas kõvad NE tuuled, mis ajavad külma vett Kamt-

šatka ja Aleuti saarte vahelt läbi S-SW poole. Valitsevad N ja NW tuuled Ohoota meres panevad pinnavee liikuma Kuriili saarte vahelt ookeani poole. Need kaks veeliikumist ühinevad ja kannavad **Oyašio voolu** nime (kollane sool). See külm jäämägedest vaba vool liigub edasi Jaapani saarte ja Kurošio vahele ja kohtub Kurošioaga 38° laiusel. Siin tekib ka udu nagu Labradori ja Golfstromi kokkupuutumisel.

4) **Lõuna-ekvatoriaalne vool** Vaikses ookeanis algab Peruu lahtedes, kus on tunda nõrka veeliikumist W poole. Edasi liigudes see kiirus kasvab. Iseäranis suur on kiirus lõunapoolkera talvel. Nii nagu SE passaat, nii ka see vool ulatub ekvaatorist N poole. Vaikse ookeani lääneosas vahelduvad monsuuntuuled mõjustavad seda voolu: lõunapoolkera talvel ajab SE passaat (SE monsoon) seda kaugemale W poole. Uus-Guineast põhja poole pöördub suur osa sellest voolust paremale poole ja muutub **ekvatoriaalseks vastuvooluks**. Peamine osa lõuna-ekvatoriaalsest voolust pöördub mööda Austraalia kaldaid lõuna poole; seda voolu nimetatakse **E-Austraalia vooluks**.

5) **Ekvatoriaalne vastuvool** Vaikses ookeanis asetseb vaikvöös $2-5^{\circ}$ laiuse ja 9000 miili pikkuse ribana, alates E pool Filippinide ja ulatudes Kesk-Ameerika W kallasteni. See vool on tugevam suvel ja kaldub $5-10^{\circ}$ N, talvel ainult $5-7^{\circ}$ N. Ekvatoriaalse vastuvoolu keskmine kiirus on 20 miil/ööpäev; põhjapoolkera suvel see on suurem kui talvel. Ameerika rannal jagub vool kaheks haruks, üks läheb N ja teine S poole, mis ühinevad ekvatoriaalsete vooludega.

6) **W-tuulte vool** saab oma alguse E-Austraalia voolust ja liigub Ameerika poole 45° S laiuse piirkonnas. Ameerika kallaste läheduses jagub see vool kaheks haruks, millest põhjapoolne haru kannab **Peruu voolu** nime (Humboldt'i vool). Lõunapoolne haru voolab mööda Tulemaa randa ümber Horni neeme **Horni neeme voolu** nime all, mida juba eespool kirjeldasime.

25. Voolud India ookeanis.

1) Ekvatoriaalsetest vooludest on India ookeanis ainult **lõuna-ekvatoriaalne vool**. SE passaat India ookeanis ulatub ainult $8-10^{\circ}$ S laiuseni, sellega ka lõuna-ekvatoriaalne vool ulatub suvel kuni Chagose ja Seychelli saarteni, kadudes talvel veel

rohkem S poole. E pool Madagaskari, Mauritiuse ja Reunion saarte juures jagub see vool kaheks haruks, üks läheb N poole ja teine S poole. Põhja poole minev haru pöördub ümber Madagaskari otsa ja voolab Aafrika ranna poole, kus ta Delgado neeme juures ($4-10^{\circ}$ S) uuesti kaheks haruks jagub, millest N poole minev haru ulatub SV monsuunide ajal Araabia mereni, kuna aga NE monsuunide ajal see haru **ekvatoriaalse vastuvoolu** moodustab, (seega India ookeanis on ekvatoriaalne vastuvool ainult põhjapoolkera talvel). Delgado neeme juures S poole minevat haru nimetatakse **Mozambique vooluks**, mis ühineb E poolt Madagaskari tuleva voolu haruga ja voolab SW sihis mööda Aafrika randa **Agulhas-voolu** nime all. Agulhas-voolu kiirus ulatub vahest kuni 100 miili ööpäevas. Lõuna-Aafrika tipu kohal puutub Agulhas-vool kokku W-tuulte vooluga ja pöördub E poole ühes W tuulte vooluga. Selle sooja ja külma voolu temperatuuri vahe on kuni 10° , millest on tingitud udu, iseäranis veel põhjapoolkera talvel. Ka merelinde on siin palju. Agulhas-vool on suure tähtsusega laevadele, mis sõidavad ümber Heallootuse neeme. Laevad, mis sõidavad E-st — Westi, hoidku võimalikult maa lähedale, et kasutada Agulhas-voolu ja samal ajal olla maa varjus WNW tormi eest, mis seal valitseb. Et selles piirkonnas tuule ning laine siht on vastupidine voolu sihiga, siis on seal väga hädaohtlikud lained. Laevad, mis sõidavad Westist E-ti, hoidku kaugemale S poole, et W-tuuli ja ka W-tuulte voolu kasutada. W-tuulte vool liigub E-ti poole ja Austraalia W kaldal pöördub N poole **W-Austraalia voolu** nime all, kus ühineb lõuna-ekvatoriaalse vooluga.

2) **Monsuunvoolud.** India ookeani N poolses osas muudab vool oma sihti ühes monsuuntuultega. Põhjapoolkera talvel NE monsuunide ajal vool on sihitud W ja on nõrgem kui suvine vool, niisamuti nagu NE monsuun on nõrgem SW monsuunist. See vool imeb vett Malakka väinast, moodustades seal tugeva voolu. Edasi ta liigub S poolt Ceyloni saart, kus ta kiirus on kuni 60 miili/ööpäevas. W poole liikudes tungib see vool Adeni lahte ja läbi Babel-Mandebi väina Punasesse merre. Aafrika rannal on NE monsuunide ajal tugev vool SW sihis, mis ekvaatorist läbi minnes pöördub SE ja viimaks E-ti, mis **ekvatoriaalse vastuvoolu** moodustab.

Põhjapoolkera suvel monsuunvool on sihitud E-ti. Ekvatoriaalse voolu haru Aafrika rannal on sihitud siis NE ja selle kiirus tõuseb Šomaali ranna läheduses kuni 100 miilini ööpäevas. Adeni lahest voolab siis vesi välja ja Babel-Mandeb'i väinas on vool, mis jookseb Punasest merest välja; see vool kestab juunist kuni septembrini, Malabari rannal on kõva SSE vool. E vool on kõige tugevam Ceilonist lõuna pool; Lääne poole minevad laevad pöörduvad seal oma teest kõrvale kuni 1° N laiuseni, kus nad on vähem takistatud tuultest ja vooludest.

26. Tõusu ja mõõna mõjul tekkivad voolud.

Tõus ja mõõn panevad suured veemassid liikuma, millest tekivad voolud. Need on perioodilised voolud, tõusu ajal ühes sihis ja mõõna ajal vastupidises sihis. Tõusu- ja mõõna-voolu kiirus on iseäranis suur kallaste (ranna) läheduses. Tõusu- ja mõõna-voolu sihi muutumise aeg oleneb kahest põhjusest. Kui meri on ühendatud ookeaniga ainult kitsa kanali kaudu, siis selles kanalis vool tekib ookeani ja merepinna kõrguste vahest; vool on kõige kiirem siis, kui kanali sissekäigus on kõrge või madal vesi. Voolu sihi vahetus on sel ajal, kui ookeanis on keskmine veekõrgus. Kui aga ookeani ja mere veepinna kõrguste vahe on väike, siis voolu sihi muutmisaeg langeb kokku kõrge ja madala veeseisu ajaga. Teateid tõusu- ja mõõna-voolude kohta antakse merekaartidel, lootsiraamatuis, ja tõusu ja mõõna atlastes, kus aeg on mingisuguse kindla geograafilise koha jaoks antud. Näiteks Inglise kanali ja Nordi mere tõusu- ja mõõna-voolud on antud Dover'i kõrgvee aja suhtes,

27. Voolude kaardid.

Et kõiki neid pinnavoolude vaatlusi kaardile kanda, selleks jagatakse meri ruutudeks, mille külje pikkus on 2° või 5°, vahest ka 1° või isegi 10°. Siis kogutakse kokku kõik vaatlused, mis antud ruudu sees on tehtud ühes ja samas kuus. Iga kuu vaatlused töötatakse eraldi. Näiteks Inglise voolu kaartide joonistamiseks tarvitati andmeid 55000 laeva päevaraamatust.

Voolude kaartide joonistusviise on peamiselt kolm. Inglismaal ilmuvatele voolude kaartidele on kantud resultantvoolud. Selle resultantvoolu leidmiseks jagatakse iga vaadeldud vool

kaheks komponendiks meridiaani ja paralleeli sihis, kõik need komponendid liidetakse algebraliselt ja leitakse siis resultant, mis kantakse kaardile lainelise joone abil. Joone juure märgitakse kaks arvu, mis näitavad voolu maksimaal- ja minimaalkiirust. Mida väiksem on nende arvude vahe, seda püsivam on vool. Kui minimaalkiirus on null, siis vool pole alatine.

Teisel voolude kujutusviisil taandatakse kõik vaadeldud voolud 16 rumbi peale, mille põhjaliga ruudu sisse joonistatakse n. n. vooluroos. Selle roosi alla kirjutatakse kaks arvu murru kujul, mille nimetaja näitab üldvaatluste arvu ja lugeja vaatluste arvu, millal voolu ei olnud. Voolu kiirust võib näha noolte jämedusest, voolu sagedust aga noolte pikkusest.

Kolmanda voolude joonistamisviisi juures iga vaatlus kantakse noolekesena kaardile eraldi niipalju kui selleks on ruumi. Voolu kiirust võime näha noole kujust. Kui aga voolu vaatluse ajal ei olnud, siis märgitakse see väikese ringina. Seda viimast joonistusviisi võime näha saksa voolukaartidel.

2) Mõõduka voolu kaardid. Mõõduka voolu kaardid on need, millel on joonistatud voolu kiiruse ja suuna ning voolu sageduse ja suuna. Mõõduka voolu kaardid on need, millel on joonistatud voolu kiiruse ja suuna ning voolu sageduse ja suuna. Mõõduka voolu kaardid on need, millel on joonistatud voolu kiiruse ja suuna ning voolu sageduse ja suuna.

I tabel.
Elavhõbe baromeetri temperatuurõendus.

Temp. C°	700 mm	710 mm	720 mm	730 mm	740 mm	750 mm	760 mm	770 mm	780 mm	790 mm
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3
3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8
7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
8	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
10	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3
11	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4
12	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
13	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7
14	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8
15	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9
16	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1
17	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2
18	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3
19	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4
20	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6
21	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7
22	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8
23	2,6	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0
24	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1
25	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2
26	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3,3	3,3	3,3
27	3,1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5
28	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5	3,6
29	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7
30	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8	3,8
31	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0
32	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1
33	3,7	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2
34	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2	4,3	4,4
35	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5
36	4,1	4,1	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5	4,6	4,6
37	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7
38	4,3	4,4	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9
39	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9	4,9	5,0
40	4,5	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9	4,9	5,0	5,1	5,1

II tabel.

Baromeetri kõrgus-
õiendusi

Kõrgus meetri.	Temp. C°					
	-10°	0°	+10°	+20°	+30°	+40°
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2
4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3
5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4
6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5
7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6
8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7
9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7
10	1,0	1,0	1,9	0,9	0,9	0,8
11	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9
12	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0
13	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1
14	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,1
15	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
16	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3
17	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,4
18	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5
19	1,9	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6
20	2,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6

III tabel.

Elavhõbe baromeetri
geogr. laius õiendusi.

Geograafiline laius°		730 mm	760 mm	790 mm
0	90	1,9	2,0	2,0
3	87	1,9	2,0	2,0
6	84	1,8	1,9	2,0
9	81	1,8	1,9	2,0
12	78	1,7	1,8	1,9
15	75	1,6	1,7	1,8
18	72	1,5	1,6	1,7
21	69	1,4	1,5	1,5
24	66	1,3	1,3	1,4
27	63	1,1	1,2	1,2
30	60	1,0	1,0	1,0
33	57	0,8	0,8	0,8
36	54	0,6	0,6	0,6
39	51	0,4	0,4	0,4
42	48	0,2	0,2	0,2
45	45	0,0	0,0	0,0

IV tabel.

mm-te arvutamise mb-deks.

mm	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
700	933,2	934,6	935,9	937,2	938,6	939,9	941,2	942,6	943,9	945,2
710	946,6	947,9	949,2	950,6	951,9	953,2	954,6	955,9	957,2	958,6
720	959,9	961,2	962,6	963,9	965,2	966,6	967,9	969,2	970,6	971,9
730	973,2	974,6	975,9	977,2	978,6	979,9	981,2	982,6	983,9	985,2
740	986,6	987,9	989,2	990,6	991,9	993,2	994,6	995,9	997,2	998,6
750	999,9	1001,2	1002,6	1003,9	1005,2	1006,6	1007,9	1009,2	1010,6	1011,9
760	1013,2	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9
790	1053,2	1054,6	1055,9	1057,2	1058,6	1059,9	1061,2	1062,6	1063,9	1065,2

SISU.

I. osa.

METEOROLOOGIA.

Lhk

I. Õhkkond	5
1. Õhkkonna ulatavus. 2. Õhu koosseis ja füüsilised omadused.	
II. Õhutemperatuur	7
3. Õhkkonna soojenemine. 4. Õhutemperatuuri ööpäevane käik.	
5. Õhutemperatuuri aastane käik. 6. Temperatuuri jaotus horisontaalsihis. 7. Temperatuuri jaotus vertikaal sihis.	
III. Õhurõhumine	12
8. Õhurõhu ühikud. 9. Õhurõhu muutumine. 10. Isobaarid ja isobaaride erivormid. Isobaarpinnad. 11. Õhurõhu gradient.	
IV. Õhuniiskus	16
12. Vee auramine. 13. Veeauru kondenseerumine (tihenemine).	
14. Udu. 15. Pilved. 16. Pilvede liigid. 17. Sademed.	
V. Tuul	22
18. Tuule tekkimise põhjus. 19. Termiline madal- ja kõrgrõhu tekkimine. 20. Maakera pöörlemise mõju tuule sihile. 21. Tuule tegevus. 22. Mäestikutuuled (langetuuled). 23. Maa- ja mere- tuuled (briisid). 24. Monsuunid.	
VI. Planetaartuuled	31
25. õhu suur ringkäik. 26. Passaadid. 27. Tuuled keskmistes laiustes ja polaarpiirkondades.	
VII. Uus tsüklooni teooria	33
28. Polaar-rinne. 29. Tsüklooni kuju. 30. Tsüklooni arenemiskäik. 31. Ääretsükloonid. Tsükloonide pered. 32. Tsükloonide tähtsus meresõidus.	
VIII. Õhukeerised ümber vertikaaltelje	38
33. Tolmukeerised. Trombid. Tornaado. 34. Troopilised orkaanid. 35. Orkaanide tekkimisajad. 36. Orkaani keha. 37. Orkaani liikumine. 38. Orkaani veerandid. 39. Orkaani lähenumistunnused. 40. Praktilisi näpunäiteid orkaani piirkonnas. 41. Väljavõtteid laeva päevaraamatutest mõne orkaani kohta.	
IX. Ilmade ennustamine	48
42. Ilmade ennustamisviisid. 43. Sünoptilise kaardi joonistamine. 44. Ilma ennustamine sünoptilise kaardi abil. 45. Rahvusvaheline meteoroloogijaamade võrk, vaatluste aeg ja edasiandmine.	

X. Meteroloogilised vaatlused laeval	52
46. Vaatluse elemendid. 47. Temperatuuri mõõtmine. 48. Õhu- rõhu mõõtmine. 49. Niiskuse mõõtmine. 50. Tuule mõõtmine. 51. Tuule mõõtmine kõrguses. 52. Tormi hoiatusmärgid.	

II. osa.

OKEANOGRAAFIA.

I. Maailmaookeani jaotus	61
1. Okeanograafia elemendid. 2. Ookeanide piirid.	
II. Maailmaookeani nivoopind. Sügavused	63
3. Nivoo pinna kõikumise mõõtmine. 4. Ookeani sügavuse mõõt- mine. 5. Maailmaookeani sügavus. 6. Üksikute ookeanide süga- vus. 7. Mõne mere sügavus. 8. Maailmaookeani põhja koostis.	
III. Merevesi	68
9. Merevee soolasus ja erikaal. 10. Merevee temperatuur. 11. Mere- vee tihedus. 12. Merevee värv ja läbipaistvus. 13. Merevee jää- tumine. 14. Jääväljad ja jäämäed. 15. Jää liikumine ja liiku- miskiirid.	
IV. Lainetus	78
16. Veelaine tekkimine. 17. Laine elemendid. 18. Õli mõju lai- netusele. 19. Maavarisemisest tekkivad lained. Seisvad lained.	
V. Voolud (hoovused).	84
20. Voolude vaatlusviisid. 21. Voolude tekkimise põhjused. 22. Voolude üldine skeem. 23. Atlandi ookeani voolud. 24. Vaikse ookeani voolud. 25. Voolud India ookeanis. 26. Tõusu ja mööna mõjul tekkivad voolud. 27. Voolude kaardid.	

A-8583