

9. MAAILMAMERE TEMPERatuur

Temperatuur on lihtsalt mõõdetav, kuid samas väga informatiivne füüsikaline parameeter veekogu seisundi iseloomustamiseks.

Peamiselt tõstab veekogu temperatuuri vee neeldunud päikesekiirgus, ülimalt vähesel määral ka veepinnale kondenseerunud veeaurust eralduv soojus. Vee temperatuuri jahutavad veepinnalt kiirguv soojuskiirgus ja aurustamiseks kuluv soojus. Ookeani pinnal toimuvate soojuslike protsesside üldiseks mõistmiseks koostatakse ookeani pinna keskmine soojusbilanss.

9.1. Ookeani pinna keskmine soojusbilanss

Keskmine summaarne soojusvoog Q_{Σ} läbi ühikulise ookeanipinna (keskmistamine väga suures ajalis-ruumilises mastaabis, üle aastate ja üle planeedi) on esitatav summana, mida nimetatakse soojusbilansi võrrandiks:

$$Q_{\Sigma} = Q_{\odot} \downarrow - F_{\text{rad}} \uparrow - Q_{\text{aur}} \uparrow - Q_{\text{kont}} \uparrow - Q_{\text{sad}} \uparrow + Q_{\text{jõed}} \downarrow, \quad (1)$$

kus soojusbilansi üksikuid komponendid on järgmised.

$Q_{\odot} \downarrow$ – neeldunud osa **Päikese summaarsest kiirgusest**. Päikese summaarseks kiirguseks nimetatakse teatavasti Päikese otse- ja hajuskiirguse summat, see hõlmab praktiliselt kogu aluspinnani jõudnud päikese kiirguse lainepikkuste vahemiku ehk nn lühilainelise kiirguse, **0.3–2.5 μm** . Päikese summaarset kiirgust mõõdetakse **püranomeetritega** (must või must-valge vastuvõtupind, termopaarid, väljundpinge on kuni 20 mV, kalibreeritakse kiiritustiheduse ühikutesse, **W m^{-2}**).

Aastas langeb ookeani pinnale **$3 \cdot 10^{20} \text{ kcal} = 1.2 \cdot 10^{21} \text{ kJ}$** päikesekiirgust. Sellest kogusest vaid ca **8%** peegeldub tagasi atmosfääri, seega **ookeani planetaarne aastakeskmine albedo ehk peegeldusvõime** on ainult

$$A \approx 0.08.$$

Maismaa albedo on vee omast oluliselt suurem, näiteks niiskel mullal on see **16–18%**, liival **18–40%**, lumel **30–95%**. Veepindade väike peegeldusvõime on ka palja silmaga nähtav: veekogud tunduvad lennukilt vaadates tumedamad ülejäänud maastikuga võrreldes, märg asfalt on tumedam kuivast teekattest, veepolekk kuival tekstiilil eraldub tumedamana jne. Avaookeani pind tundub samuti tume, grafiitjalt must, vaatamata vee mitmekümnemeetrisele läbipaistvusele (läbipaistvus tuleb ilmsiks, kui vette torgata näiteks pikk valge plasttoru). Sügavuse vähenedes peegeldub osa valgusest merepõhjalt ning veepind muutub heledamaks, omandades sinise, roheline või pruuni varjundi.

Merepinna albedo minimaalväärtused on alla **4%**, see on selge taeva ning kõrge Päikese, $h_{\odot} > 70^{\circ}$, puhul. Horisondilähedase Päikese ja selge ilma ning rahuliku mere korral võib merepinna albedo ületada **50%**.

Küsimused: • millise mere, kas plekksileda või lainetava korral, on silmapiir paremini eristatav, või ei ole erilist vahet?

- miks soovitatakse enne *selfie*'t keelega huuli niisutada?

Täispilvisusega on merepinna albedo vee läbipaistvuse **8–12 m** korral, sõltumata Päikese kõrgusest, on ligikaudu **7%** [Кондратьев, 1969].

Niisiis, keskmiselt **92%** Maailmamere pinnale langevast päikesekiirgusest neeldub vees. Kui paksus kihis see neeldumine toimub, sõltub vee läbipaistvusest (puhtusest).

Avaookeanis, mis üldiselt on väga puhta veega, levib päikesekiirgus vees ligikaudu järgmiselt:

1 cm paksuses ülakihis neeldub umbes **25%**,

1 m paksuses ülakihis neeldub umbes **60%**,

40 m paksuses ülakihis neeldub praktiliselt **100%** päikesekiirgusest.

Ülemist veekihti, milles neeldub **99%** veepinnalt alla suunduvast päikesekiirgusest, nimetatakse **eufootiliseks** ehk **hästivalgustatud tsooniks**. Sellest kihist allpool on praktiliselt pime, sinna jõuab ainult **1%** päikesekiirgusest. Eufootilise tsooni paksus ulatub harva **100 meetrini**.

eu – kr k hästi, hea; *phos, photos* – kr k valgus (vrld *euforia, eutanaasia*)

Valguse levikut ja vee läbipaistvust looduslikes veekogudes mõõdetakse **Secchi kettaga**.

Secchi ketas – diameetriga **20–30 cm** metallist või plastmassist valge plaat, mille keskel asuvasse auku on kinnitatud kas latt või nõör ja mis lastakse triiviva paadi või laeva varjupoolsest ja tuulealusest küljest vette selle **läbipaistvuse** määramiseks. Korrektne on teha kaks mõõtmist, määrata esmalt plaadi nähtavuse kadumissügavus z_{SD1} ja seejärel ilmumissügavus, z_{SD2} . Vee läbipaistvus, nn *Secchi sügavus*, *Secchi depth*, on nimetatud mõõtmiste keskmine:

$$z_{SD} = \frac{z_{SD1} + z_{SD2}}{2}. \quad (2)$$

Angelo Secchi (1818–1872), itaalia astronoom, 15-aastaselt liitus jesuiitidega (*Societas Jesu, JS*, Jeesuse selts, asutatud **1534** reformatsiooni vastu, katoliiklikuks misjoni- ja haridustöök. Jesuiidid annavad mungavande ja kannavad mungariietust, kuid tegutsevad ilmalikult, saavutades tänu oma kompromissitutele standarditele ja töökusele kõrge professionaalsuse, mida kadestatakse ning seostatakse salakavalusega. Ka A. Secchi sai jesuiidina väga hea reaalhariduse. Alates 1839 õpetas ta ise füüsikat ja matemaatikat jesuiitide kolledžis Roomas (*Collegio Romano*). Alustas teoloogiaõpinguid 1844, ordineeriti preestriks 1847. Jesuiitide ebapopulaarsuse ja tagakiusamise tõttu emigreerus esmalt Inglismaale ja seejärel USA-sse, **Georgetowni Ülikooli** (Washingtoni lähedal), mis on riigi vanimaks katoliiklikuks ja jesuiitlikuks ülikooliks. (Esimene jesuiidist paavst on praegune – **Franciscus**, s 1936, argentiinlane, alates 2013, üldse on katoliku kirikul olnud 266 paavsti.)



Joon. 1. Angelo Secchi (1818–1872), itaalia astronoom.

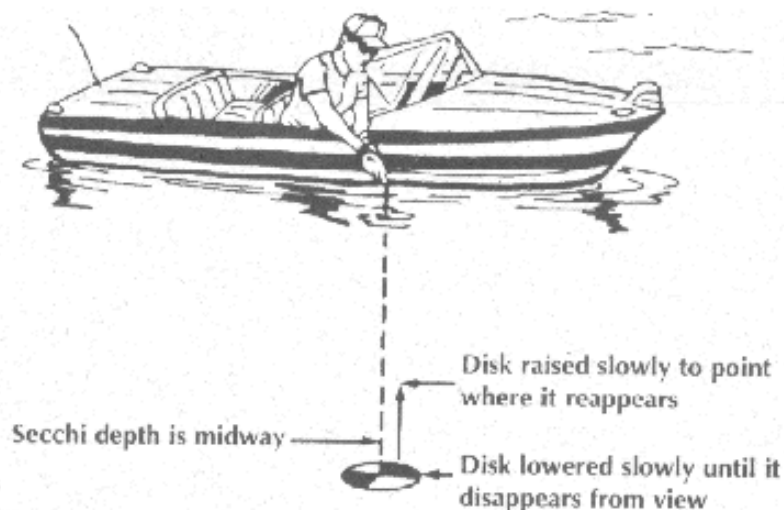
Wikipedia

Tegutses USA-s õppejõuna kuni 1852, mil naases Itaaliasse ja asutas *Collegio Romano* juurde observatooriumi. **Esimesena maailmas** teostas Angelo Secchi **stellaarspektroskoopilisi uuringuid** ning **klassifitseeris tähti spektrite järgi**. Oma ameerika-aastatel alustas Päikese uurimist, vaatles varjutuste ajal protuberantse ja oli esimene, kes väitis, et Päikese tuum on gaasiline. Lisaks erialastele astronoomia- ja Päikese monograafiatele kirjutas ta ühe populaarteadusliku astronoomiaraamatu täiskasvanutele ja teise lastele.

Aastal **1865** osales A. Secchi Vatikani laeva *L'Immacolata Concezione* uurimisreisil Vahe-merele. Paavsti laevastiku komandör **Alessandro Cialdi** oli väga teadushuviline ning soovis uurida merepõhja nähtavust ja vee läbipaistvust. Ta oli lugenud prantsuse füüsiku ja astronoomi D.F.J. Arago (1786–1853) märkmeid kapten Berardi tähelepanekust, et merepõhjas lebav taldrik oli nähtav **40 m sügavusest**. Komandör laskis valmistada erineva diameetri ja värvusega kettaid ja palus A. Secchil korraldada merevee läbipaistvuse eksperimente. Cialdi poolt publitseeritud uurimisreisi aruande selle osa, mis käsitles vee läbipaistvust, kirjutas A. Secchi, kes põhjalikult uuris mõõtmistingimuste mõju ketta nähtavusele. Secchi leidis, et ketta nähtavus paraneb ketta mõõtmete ja Päikese kõrguse kasvades ning et päikesekiirte peegeldused (blikid) veepinnalt vähendavad ketta nähtavust. **Ta soovitas varjutada vaatluskoha** laia sirmiga. Tänu oma lihtsusele saavutas kettameetod laia leviku, **kuid mõõteketast ennast pole kunagi standardiseeritud ei diameetri, värvi ega segmenteerimise osas** [Tyler, 1968]. Kas peaks veekogude läbipaistvuse mõõtmise meetod kandma ka komandör **Alessandro Cialdi** nime?

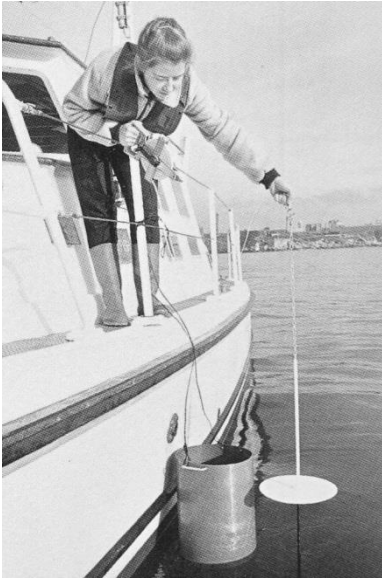
Tavaliselt on ketta diameeter **20–30 cm**, tollimõõtu kasutavates riikides **8"**. Antarktikas ja mujal väga puhta vees, kus z_{SD} **ulatub ligi 80 m**, kasutatakse suurema diameetriga kettaid [Encyclopedia, 1998, 285].

Lisaks nõudele mõõta vee läbipaistvust laeva või paadi varjupoolsest küljest, peab tuul puhuma samasse külge, et laev või paat ei triiviks kettanööri otsa.



Joon. 2. Vee läbipaistvuse mõõtmine paadist fragmenteeritud Secchi kettaga. Tavaliselt kasutatakse siiski üleni valget ketast. <http://www.mlswa.org/secchi.htm>

Küsimus: kumb kettasügavus on suurem, kadumissügavus või ilmutussügavus?



Joon. 3. Vee läbipaistvuse mõõtmine väikelaevalt tavalise, üleni valge Secchi kettaga. Avamerel segab sellist mõõtmist lainetus.

Seawater, ..., 68. The Open University, 1995

On üritatud siduda Secchi sügavusi valguse nõrgenemiskoeffitsiendiga vees. Kasutades Bouguer-Lamberti seadust valguse eksponentsiaalse nõrgenemise kohta (http://en.wikipedia.org/wiki/Secchi_disk),

$$I_z = I_0 e^{-kz}, \quad (3)$$

on Poole&Atkins (1929) saanud nõrgenemiskoeffitsiendi k väärtuseks (<http://www.jstor.org/stable/2402029>):

$$k = \frac{1.7}{z_{SD}}, \quad (4)$$

seega,
$$I_z = I_0 e^{-\frac{1.7}{z_{SD}}z}, \quad (5)$$

mida suurem on veekogu iseloomustav Secchi sügavus z_{SD} , seda väiksem on valguse nõrgenemiskoeffitsient k . Võttes valemis (5) sügavusteks Secchi sügavuse kordsed, saame valguse suhteliseks intensiivsuseks (vootiheduseks):

ühekordsel Secchi sügavusel, $z = z_{SD}$:
$$\frac{I_z}{I_0} = e^{-1.7} = \mathbf{0.183}, \quad (6)$$

kahekordsel Secchi sügavusel, $z = 2z_{SD}$:
$$\frac{I_z}{I_0} = e^{-3.4} = \mathbf{0.0334}, \quad (7)$$

kolmekordsel Secchi sügavusel, $z = 3z_{SD}$:
$$\frac{I_z}{I_0} = e^{-5.1} = \mathbf{0.0061}. \quad (8)$$

NB! Rangelt võttes kehtib Bouguer-Lamberti seadus monokromaatse valguse korral. Integraalse (lairiba) valguse juhul segab selle seaduse rakendamist **Forbesi efekt**, mis seisneb laiaribalise valguse selektiivses nõrgenemises keskkonda läbides. Valguskiire (koonuse) levides jäävad järele suurema läbitungimisvõimega lainepikkused, seega

keskkonna nõrgenemiskoeffitsient väheneb integraalse kiirguse teepikkuse suurenedes. Monokromaatsele kiirgusele Forbesi efekt puudub.

Secchi kettaga tehtud mõõtmisi kasutatakse mitmesuguste hinnangute tegemisel veekogu valgustingimuste kohta. Näiteks on hüdrobioloogid hinnanud, et **taimestik kaldalähedases vees ulatub kahe Secchi sügavuseni:**

2 z_{SD} = taimestiku sügavuspiir, fotosünteesi võimalikkus.

Eufotiline (hästivalgustatud) tsoon ulatub kolme Secchi sügavuseni:

3 z_{SD} = eufotiline tsoon (neeldub ca 99% protsenti valgusest).

Pöördume tagasi ookeani pinna soojusbilansi võrrandi juurde, esitame selle uuesti:

$$Q_{\Sigma} = Q_{\odot}\downarrow - F_{\text{rad}}\uparrow - Q_{\text{aur}}\uparrow - Q_{\text{kont}}\uparrow - Q_{\text{sad}}\uparrow + Q_{\text{jõed}}\downarrow, \quad (1)$$

ja vaatame võrrandi parema poole teist liiget:

$F_{\text{rad}}\uparrow$ – pikalaineline kiirgusbilanss, mis hõlmab lainepikkusi päikesespektri infrapunases osas **0.75–120 μm** , koosneb kahest komponendist [Кондратьев, 1969, 225, 428]:

$$F_{\text{rad}}\uparrow = F_{\text{ook}}\uparrow - F_{\text{atm}}\downarrow,$$

kus $F_{\text{ook}}\uparrow$ on ookeani pinnaühiku poolt ülesuunatud soojuskiirgus ja $F_{\text{atm}}\downarrow$ – atmosfääri allasuunatud vastukiirgus. Peaaegu igal pool on ookeani pinnatemperatuur kõrgem kui atmosfääril, troopilistel laiustel on temperatuuride vahe väike, **0.5–1.5 °C**, polaaraladel üle **4 °C**. Maailmamere pinna keskmine temperatuur on **17–18 °C**, mis on ca **3 °C** võrra kõrgem Maa kui planeedi keskmisest õhutemperatuurist aluspinna lähedal, **14–15 °C**.

Kuna keha kiirgab võrdeliselt absoluutse temperatuuri neljanda astmega, siis pikalainelise kiirgusega ookean kui atmosfäärist soojema kokkupuutepinnaga keskkond tervikuna kaotab soojust, $F_{\text{rad}}\uparrow > 0$ (atmosfääri kui gaasilise keskkonna kiirgamisvõime on ka väiksem).

$Q_{\text{aur}}\uparrow$ – aurumis- ja kondenseerumissoojus. Ookeani soojuskaod auramisele on väga suured, **aastas aurub ookeani pinnalt ca 1 m paksune veekiht**, sellest **90 cm** kompenseeritakse kiiresti sademetega, **10 cm** hiljem jõgede vooluga.

Kui omistada **1-meetrise veekihi** aurustamise soojuskaod **100-meetrisele** veekihile, siis viimase temperatuur langeks **6 °C** võrra.

Veeauru kondenseerumisel saab ookean osa aurumissoojusest tagasi, kuid kuna ookean on tavaliselt atmosfäärist soojem, siis erilist kondenseerumist enamasti ei toimu ning lisanduv kondenseerumissoojus on võrreldes kaotatava aurumissoojusega tühine.

$Q_{\text{kont}}\uparrow$ – kontaktne soojusvahetus atmosfääri ja ookeani vahel. Oma tavaliselt kõrgema temperatuuri tõttu soojendab meri vahetult tema kohal olevat õhukihti. Õhu tihedus väheneb, soe õhk tõuseb üles, asemele laskub külmem õhk – atmosfääris leiavad aset konvektsioon ja turbulents, mis soodustavad ookeani soojakadu. Vastavalt on kontaktne (konvektiivne, turbulentne) soojusvoog suunatud üles.

$Q_{\text{sad}}\uparrow$ – sademetest põhjustatud soojusvoog, arvatakse, et **sademetete madalama temperatuuri tõttu tervikuna jahutatakse Maailmamerd**, kuigi langevad piisad toovad kaasa kineetilist energiat, mis mõnevõrra jahtumist kompenseerib.

$Q_{\text{jõed}} \downarrow$ – soojuse juurdevool jõgedest ja ojadest, mille mõju globaalses ulatuses on väike, lokaalselt aga, näiteks jõesuudmete lähedal, soodustab merealade vabanemist jääkattest.

Kiirgusbilansi võrrandi (1) lihtsustamisel **jätakse sademete ja jõgede mõju** tavaliselt arvestamata, pealegi on need vastasmärgilised ja osaliselt kompenseerivad teineteist.

Ilmselt peab planetaarne aastane soojusvoog Q_{Σ} võrduma ligilähedaselt nulliga, vastasel juhul ookean aastaga soojeneks või jahtuks, eeldame, et seda ei toimu.

Võrrandi (1) saab nüüd ümber kirjutada kujul

$$\underbrace{Q_{\odot} \downarrow}_{100\%} = \underbrace{F_{\text{rad}} \uparrow}_{42\%} + \underbrace{Q_{\text{aur}} \uparrow}_{51\%} + \underbrace{Q_{\text{kont}} \uparrow}_{7\%}. \quad (9)$$

Võrrandi (8) liikmeid tuleb võtta kui keskmisi üle Maailmamere ja ajaliselt üle paljude aastate. Troopilistel aladel saab ookean rohkem päikeseenergiat kui jõuab kulutada kiirgusliku jahtumise, auramise ja kontaktse soojusvahetusega, võrdus (8) asendub võrratusega

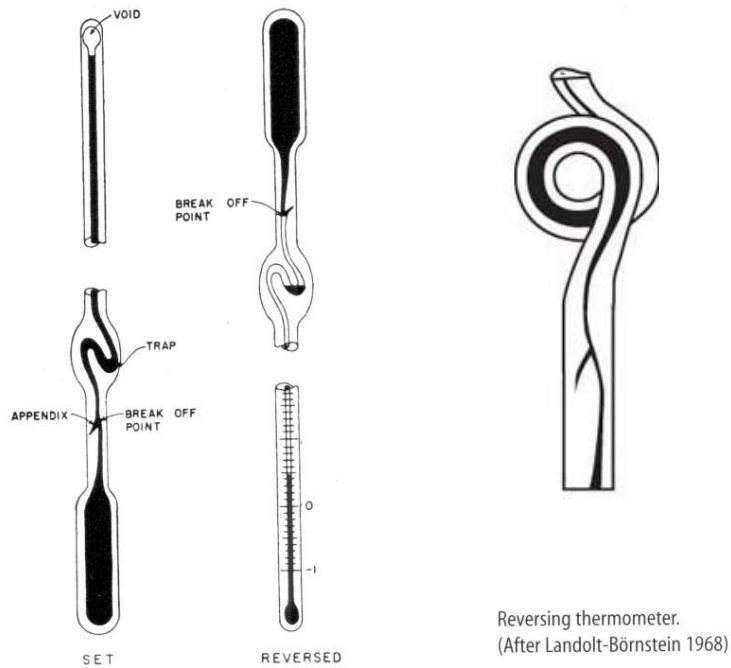
$$Q_{\odot} \downarrow > F_{\text{rad}} \uparrow + Q_{\text{aur}} \uparrow + Q_{\text{kont}} \uparrow. \quad (10)$$

Ülejääva osa soojusest annavad troopilised alad kõrgematele laiustele pinnahoovustena, näiteks Gröõni meri saab Atlandi veelt 4 korda rohkem soojust kui summaarselt päikesekiirguselt. Troopika pinnakihtidest lahkuva veemassi asendab põhjahoovustena polaaralade väga külm vesi, mis valgub ekvaatori suunas ja täidab kogu Maailmamere põhjakihi.

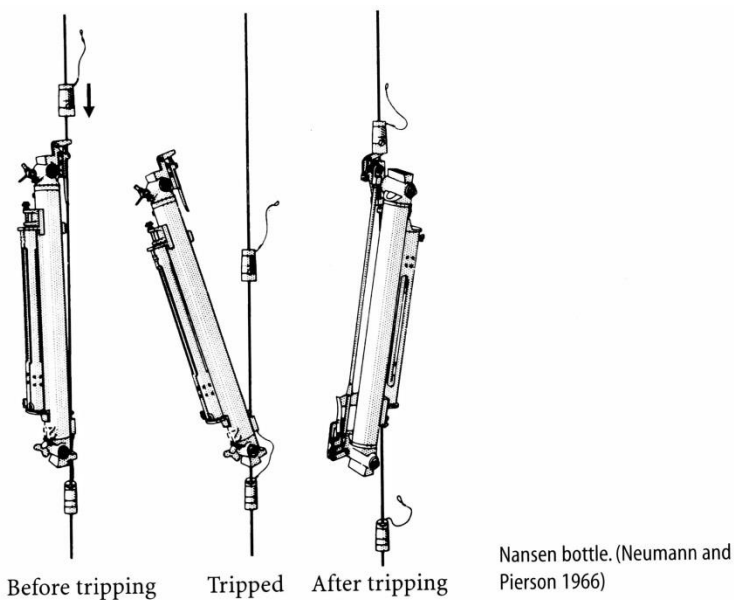
9.2. Merevee temperatuuriprofüli mõõtmine

Praegused elektrilised temperatuuriandurid võimaldavad vette lastud sondilt mõõdetavat *in situ* temperatuuri jälgida laeva pardalt. Varem olid kasutusel ümberpööratavad termomeetrid, mis säilitasid oma näidu termomeetri tõstmisel sügavustest veepinnale ja laevapardale. **Ümberpööratav termomeeter** leiutati **1874** Londonis, Negretti ja Zambra töökojas. Ühendamiseks sügavamate veekihtide temperatuuri mõõtmist veeproovide võtmisega, leiutasid **Pettersson ja Nansen 1910.** aastal ka **ümberpööratava batomeetri (Nanseni pudel, Nansen bottle)**, sellele monteeriti ka termomeeter. Kogu komplekt (joonised 4 ja 5), mis võimaldas tõsta pardale veeproovi ja lukustada temperatuurinäidu, kujutas endast insenerimõtte, lukksepa- ja klaasipuhumistöõ teravmeelset saavutust.

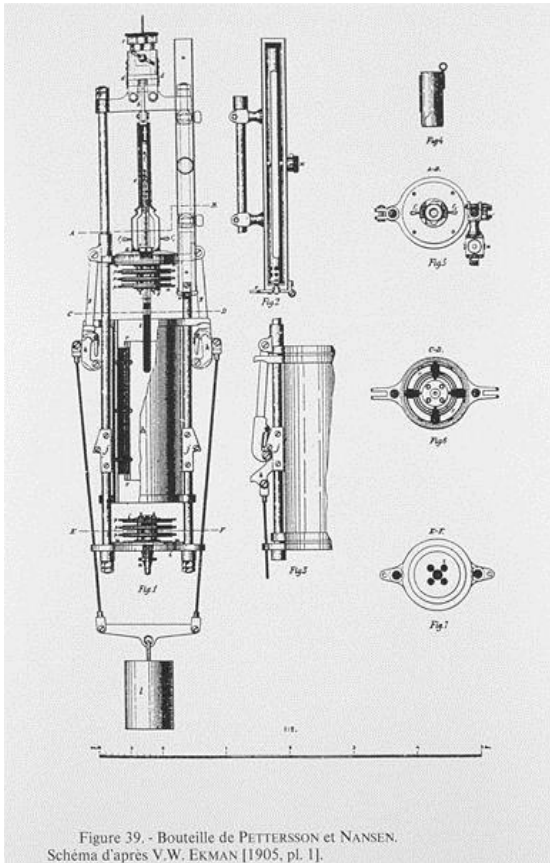
Nanseni pudelit täiendas 1966. aastal USA leiutaja ja ettevõtja **Shale Niskin**, kes asendas senise **ühe luugiga** metallkorpuse keemiliselt vastupidavamaga plastkorpusega ja lisas veeproovide paremaks läbivooluks ja lukustuseks **teise luugi** (joon. 6).



Joon. 4. Ümberpööratava termomeetri üldskeemid (vasak ja keskmine joonis) ning elavhõbeda katkemiskoht suurendatuna skeem (NB! Parempoolne joonis ei ole vasaku ja keskmise joonise väljavõteline suurendus) [Encyclopedia, 1998, 203].
http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter06/Images/Fig6-11.htm



Joon. 5. Laskuv raskus, nn virgats ehk käskjalg, *messenger*, avab batomeetri ehk Nanseni pudeli ülemise lukustuse, batomeeter täitub mereveega ja pöördub koos termomeetriga ümber rippuvasse asendisse. Termomeeter säilitab oma näidu. Batomeetri alt vabanev teine virgats laskub järgmise batomeetrini [Encyclopedia, 1998, 203].



Joon. 6. Nanseni õpilase W. Ekmani koostatud Nanseni pudeli ehk batomeetri tehniline joonis (vasakul) ja hilisem Niskini pudel foto (paremal).

http://en.wikipedia.org/wiki/Nansen_bottle

Kaasajal on suurematel uurimislaevadel batomeetrid paigutatud silindriliselt ühte sondeerimisplokki, millesse trossi keskel asuva kaabli abil saab arvutist saata signaali mingi batomeetri sulgemiseks soovitud nivool. Kuid portatiivsed Nanseni, Niskini ja ka lihtsamad batomeetrid on kasutusel uuringutel väikelaevadelt, paatidelt ja jäält (joon. 7).



Joon. 7. Veeproovi võtmine jääaugust Niskini pudeliga.

http://en.wikipedia.org/wiki/Niskin_bottle

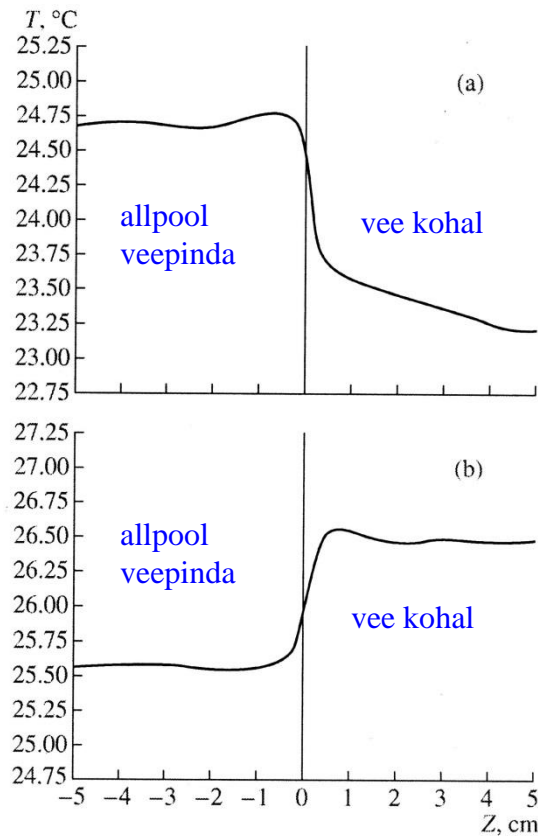


Joon. 8. Uurimislaeva “Arnold Veimer” kompleksne sond. Kollane vertikaalne suurem silinder komplekti vasakus servas kujutab endast põhisondi ehk CTD-instrumenti (*CTD = Conductivity, Temperature, Depth, actually Pressure*). Väiksemad vertikaalsed sinised silindrid on batomeetrid veeproovide võtmiseks. (H. Ohvril)

9.3. Külmad ja soojad “kiled” veepinnal

Mittekontaktset optilised temperatuurimõõtmised satelliitidelt arendati välja **1970te** alguseks. Selliste kaugsondeerimisel saadud tulemuste võrdlemisel laevadelt ja poidelt tehtud merevee ülakihi temperatuuri tavamõõtmistega selgus, et satelliidimõõtmised annavad **1–2 °C** väiksema tulemuse. Uuesti püstitus hüpotees mõnemillimeetrise üliõhukese veekihi, nn *külma kile* (*cold film, cold skin layer*) olemasolust veepinnal. Füüsikaliselt on selline hüpotees põhjendatud kiirgusliku jahtumise, kontaktse soojusvahetuse ja veepinnalt toimuva aurumisega.

Külma kile olemasolu või puudmist saaks tõestada laborieksperimentidega, millegipärast neid pole tehtud või pole nende kirjeldus piisav [Feodorov, Ginsburg, 1992]. Joonisel 9 on Mustal merel, kaldast 800 m kaugusel toimunud kahe nn mikrosondeerimise tulemused. **Varahommikul sondeerimisel** mil, merevesi on õhust soojem, on merevee ülemine **ca 0.5 cm** kiht jahedam vahetult selle kihi all olevast veest, ilmselt on tegemist *külma kilega*. **Õhtusel sondeerimisel** on õhk soojem ülemisest veekihist ja veepinnal tekib nn *soe kile* (*warm film, warm skin layer*).



Varahommikune sondeerimine, õhk on veest pisut jahedam, külm kile veepinnal.

Õhtune sondeerimine, õhk on veest pisut soojem, soe kile veepinnal.

Fig. 1. (a) Temperature profile recorded at 6 a.m on August 24, 2003. (b) Temperature profile recorded at 7:05 p.m on August 23, 2003

Joon. 9. Veepinnalähedase temperatuuriprofiili mikrosondeerimine Mustal merel. Erinevalt tavapärasest okeanoloogilisest ja atmosfäärifüüsikalise esitusest pole kõrgus-sügavustelg ehk z -telg kujutatud joonisel vertikaalselt, vaid horisontaalselt (nagu matemaatikas, argumenti x -telg xy -teljestikus). Negatiivsed z -väärtused on allpool veepinda.

Fikseerime joonistel enda jaoks esmalt nullsügavused (sügavused on horisontaalteljel).

Ülemise joonise mõistmiseks liigume mõtteliselt mööda graafikujoont vasakult paremale, alustame sügavusest **5 cm**. Järgneva **4.5 cm** ulatuses on veetemperatuur enam-vähem püsiv, **24.7 °C**, kui aga veepinnani on jäänud ca **0.5 cm**, hakkab veetemperatuur kiiresti langema, väärtuseni ca **24.4 °C**, veepinnal on *külm kile*. Temperatuuri langus jätkub ka õhus.

Alumine joonis kirjeldab õhtust sondeerimist, õhk on mereveest soojem. Piki graafikujoont vasakult paremale liikudes on temperatuur jällegi esmalt püsiv, **25.6 °C**, seejärel kasvab väärtuseni ca **25.9 °C**, veepinnale on tekkinud nn *soe kile* [Plaksina et al., 2009].

9.4. Temperatuuri kesk- ja ekstreemalväärtusi

Tervikuna on Maailmamere üsna jaheda veega, **76%** tema ruumalast on temperatuuriga alla **4 °C**, mis viib alla ka keskmise ruumalalise temperatuuri.

Üle ruumala keskmistatuna on Maailmamere temperatuur $T = 3.8$ °C, keskmine potentsiaalne temperatuur on adiabaatilise jahtumise tõttu pisut väiksem, $\bar{\Theta} = 3.59$ °C [Океанология, т. 1, 1978]. Potentsiaalne temperatuur saadakse sügavamate veekihtide

mõttelisel toomisel veepinnale, rõhu langemise tõttu soolase vee temperatuur õige pisut väheneb.

Maailmamere pinnakihi keskmine temperatuur on ligikaudu **18 °C** (mõnede autorite andmetel **17.4 °C** [Егоров, 1974] kuni **18.75 °C** [Шамраев, Шишкина, 1980]), mis on **ca 3°** võrra kõrgem planetaarsest aluspinnalähedasest keskmisest õhutemperatuurist.

Ookeanide üle ruumala ja pinnakihi keskmistatud temperatuurid on esitatud tabelis 1 [Океанология, т. 1, 1978; Егоров, 1974].

Tabel 1. Ookeanide keskmised temperatuurid, °C

Ookean	K e s k m i s t a m i n e		
	Üle ruumala		Üle pinnakihi
	\bar{T}	$\bar{\Theta}$	
Vaikne	3.7	3.36	19.1
India	3.8	3.72	17.6
Atlandi	4.0	3.73	16.9
Maailmameri	3.8	3.59	ca 18

Lisame, et atmosfäärimassi keskmine temperatuur on negatiivne, – **17.0 °C**, seega **20.8 °C** võrra madalam Maailmamere keskmisest ruumalalisest temperatuurist, **3.8 °C** [Каменкович и др., 1987].

Kõige soojem pinnatemperatuur, **35.6 °C**, on mõõdetud augustis Pärsia lahes. Läänemeri on jaheda veega, keskosas on suvine pinnatemperatuur vaid **14–17 °C**.

Madalaimad veetemperatuurid on Maailmamere jäätuvates piirkondades vahetult jääkihi all, kus temperatuur on praktiliselt võrdne jäätumistemperatuuriga. Soolsustele **33, 34 ja 35** vastavad jäätumistemperatuurid on – **1.8, – 1.85, – 1.91 °C**.

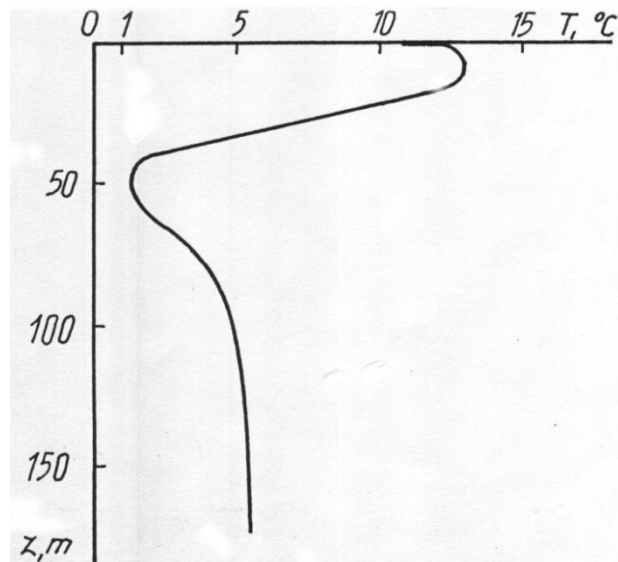
Maailmamere pinnakihi kõige soojem piirkond, nn **termiline ekvaator** asub mõne kaarekraadi võrra geograafilisest ekvaatorist põhja pool. Peamiseks põhjuseks on **suur temperatuurierinevus Arktika ja Antarktika** vahel. **Antarktika** kui manner on **10–14 °C** külmem, Arktika kui põhiliselt ookeanivetest moodustunud ala saab veevahetusega soojust juurde. Ka on Arktika aastakeskmine albeedo Antarktika omast väiksem.

Sellistel põhjustel on põhjapoolkera vee pinnatemperatuur **ca 3 °C kõrgem** lõunapoolkera omast [Каменкович и др., 1987]. Kogu **põhjapoolkera** aastakeskmine aluspinnalähedane (**10 m kõrgusel** mõõdetud) temperatuur on **15.2 °C**, **lõunapoolkeral 13.8 °C** [Климатология, 1989, с. 252].

9.5. Temperatuuri sõltuvus sügavusest

Konstrueerime temperatuuri võimaliku vertikaalse käiku suvises Läänemeres. Tähtsamad temperatuuriprofiili elemendid on järgmistel sügavustel:

- $z = 1\text{--}3 \text{ mm}$, rahuliku mere pinnal on mõnemillimeetrine kiht, kus temperatuur aurumise ja kiirgusliku jahtumise tõttu on $1\text{--}2 \text{ }^\circ\text{C}$ madalam allpool oleva kihi temperatuurist, nn *külm kile*, joonisel on see kiht kujutatud tegelikust paksem;
- $z = 0.003\text{--}10 \text{ m}$, hästisegunenud (turbuliseerunud) ühesuguse temperatuuriga kiht;
- $z = 10\text{--}40 \text{ m}$, sesoonne **termokliin**, kiht, kus temperatuur sügavusega enam-vähem ühtlaselt muutub (antud juhul langeb), **grad $T \approx \text{const}$** ; temperatuuri profiili kalle on seda suurem, mida intensiivsem on olnud pinnakihi soojenemine; sügis-talvel sesoonne termokliin kaob ning temperatuur on veepinnast kuni sügavusteni ca 60 m enam-vähem püsiv (kuni 2 soojakraadi);
- $z = 40\text{--}60 \text{ m}$, külm vahekiht, ülessoojenemata “mälestus” eelmisest talvest;
- $z = 60\text{--}90 \text{ m}$, peatermokliin, temperatuur pisut kasvab sügavusega;
- $z > 100 \text{ m}$, termostabiilne, enamvähem ühesuguse temperatuuriga alus- ehk põhjakiht, sesoonsed muutused siia ei ulatu.



Joon. 10. Üldistatud temperatuuriprofiil suvises Läänemeres.

Avaookeanis on põhjakihis külm, polaarse päritoluga vesi, $T = 0\text{--}3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Ookeanis ulatuvad sesoonsed temperatuurimuutused sügavusele $200\text{--}300 \text{ m}$ (sügavamale kui Läänemeres), seda ülemist veekihti nimetatakse **tegevkihiks**. Allpool tegevkihti pole aastaegade vaheldumine märgatav.

At low and mid latitudes, three temperature regimes are present, the mixed layer, thermocline, and deep zone.

Due to low atmospheric temperatures and strong winds, the water column is isothermal at high latitudes.

Susan M. Libes “Marine Biochemistry”, 1992, 57.

9.6. Merevee võimaliku termilise paisumise hindamine

Ülesanne 1. Hinnata kui palju kerkib termilise paisumise tõttu Maailmamere tase, kui tema temperatuur tõuseb 1°C võrra.

Täpseks lahendamiseks oleks vaja jaotada Maailmameri temperatuuri ja soolsuse järgi ruumilisteks piirkondadeks ja arvutada olekuvõrrandi järgi vastava piirkonna ruumala muutus.

Samuti oleks vaja ette anda kallaste konfiguratsioon ja kõrgusjaotus, et arvutada kui suure ala vesi üle ujutab.

Ülesande ligikaudse, hinnangulise lahendamise korral oletame, et Maailmameri on kõikjal:

- ühesuguse temperatuuriga, milleks on keskmine ruumalaline temperatuur, **3.8 °C**,
- ühesuguse soolsusega, milleks on keskmine soolsus, **35**,
- ühesuguse sügavusega, seega veekihi keskmine paksus $h = 3\,790\text{ m} \approx 3.8\text{ km}$,
- järskude vertikaalsete kallastega, seega ei toimu vee voolamist üle kallaste.

Olekuvõrrandi asemel piirdume termilise paisumise koefitsiendiga.

Tabel 2. Merevee termilise paisumise koefitsiendid soolsuse $S = 35$ korral
(”Физика океана“, 1978, 1, 91)

Таблица 6. Коэффициент термического расширения $10^6\alpha\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ при солености $S=35\text{‰}$
(Chen, Millero, 1976)

p, бар	T, °C								
	0	5	10	15	20	25	30	35	40
0	51,5	113,5	166,8	214,0	257,0	296,7	333,9	369,2	402,6
100	79,1	135,6	184,4	227,9	267,6	304,6	339,4	372,5	404,1
200	104,8	156,4	201,1	241,2	277,9	312,3	344,9	376,1	405,8
300	129,0	176,1	217,0	253,8	287,9	319,9	350,4	379,7	407,9
400	151,6	194,5	232,0	265,9	297,4	327,3	355,9	383,4	410,1
500	172,7	211,9	246,2	277,4	306,6	334,4	361,2	387,2	412,4
600	192,6	228,3	259,6	288,3	315,3	341,2	366,4	390,9	414,8
700	211,1	243,7	272,3	298,7	323,7	347,8	371,4	394,5	417,2
800	228,5	258,2	284,3	308,5	331,7	354,2	376,3	398,1	419,6
900	244,8	271,8	295,6	317,8	339,2	360,2	380,9	401,5	421,9
1000	260,1	284,6	306,3	326,6	346,3	365,8	385,3	404,7	424,0

Tabelis 2 on merevee termilise paisumise koefitsiendid. Tabeli pealkirjas pole rõhutatud, kas tegemist on lineaar- või ruumpaisumise koefitsiendiga. Kuid sellistes tabelites antakse harilikult termilise **ruumpaisumise** koefitsient α , nagu antud tabelis soolsuse **35** jaoks, sõltuvana temperatuurist T , °C ja rõhust p baarides.

Kuna tegemist on vaid hinnanguga, siis tabeli kasutamisel mitte jaotada ookeani kihtideks ega interpoleerida sobiva sügavuse ja temperatuuri saamiseks, vaid kasutada ligilähedast ruumpaisumise koefitsiendi väärtust kogu veekihi paksuse jaoks ja ümardada see veel selliselt, et saaks mõnusasti peast arvutada.

Soovitavad tähistused ja algandmed: Maailmamere põhjapindala (areaali) tähistame A , kogu veekihi keskmine paksus, $h = 3.8\text{ km}$; veekihi algtemperatuur on konstantne kogu kihi ulatuses, $T = 3.8\text{ }^\circ\text{C}$; veekihi temperatuuri kasv, $\Delta T = 1\text{ }^\circ\text{C}$.

Arvutada temperatuuri kasvule vastav veekihi paksuse kasv, Δh .

(Vastus: ca 80 cm)