

A-21454

TARTU ÜLIKOOI METEOROLOOGIA OBSERVATOORIUMI  
TEADUSLIKUD VÄLJAANDED

WISSENSCHAFTLICHE VERÖFFENTLICHUNGEN  
DES METEOROLOGISCHEN OBSERVATORIUMS DER DORPATER UNIVERSITÄT

№ 5

## KLIIMA-VALDKONNAD EESTIS

K. KIRDE

MIT DEUTSCHER ZUSAMMENFASSUNG:

KLIMAGEBIETE IN ESTLAND

TARTU / DORPAT 1943



N-21454

TARTU ÜLIKOOI METEOROLOOGIA OBSERVATOORIUMI  
TEADUSLIKUD VÄLJAANDED

WISSENSCHAFTLICHE VERÖFFENTLICHUNGEN  
DES METEOROLOGISCHEN OBSERVATORIUMS DER DORPATER UNIVERSITÄT

№ 5

# KLIIMA-VALDKONNAD EESTIS

K. KIRDE

TARTU / DORPAT 1943

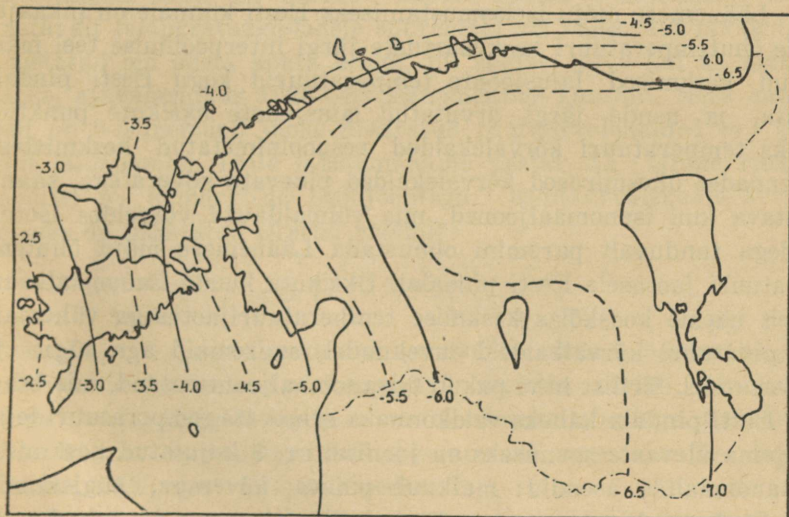
*Acta Universitatis Tartuensis / Dorpatensis A XXXVIII.*<sub>8</sub>

03011214X

## I. Kliima-valdkonnad Eestis.

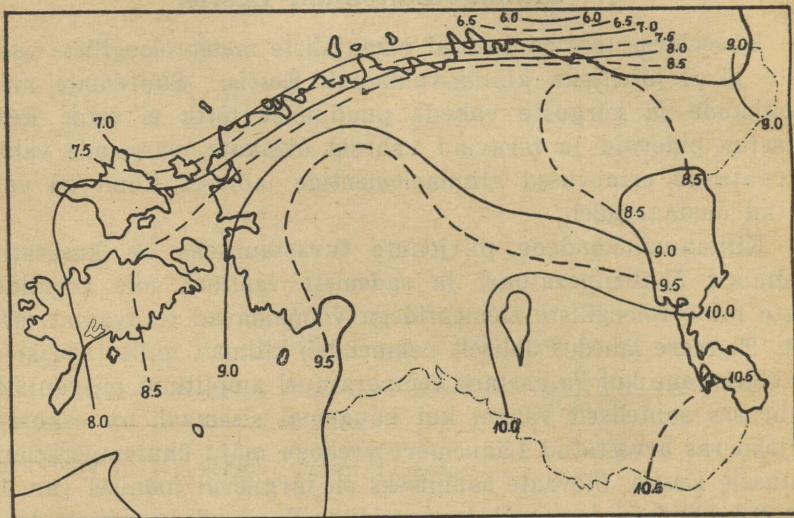
Käesolevas töös on püütud pikaajaliste meteoroloogiliste vaatluste järgi piiritleda kliima-valdkondi Eestis. Suuremate mäeahelikkude ja kõrguste vahede puudumise tõttu ei esine Eesti ilmastus pidevaid ja teravaid vahesid üksikute maa-alade vahel. Märkatavad erinevused kliimaelementide jaotuses ilmnevad vaid teatud aastaagadel.

Kliima-valdkondade piirjoonte tuvastamiseks on kasutatud peamiselt õhutemperatuuri ja sademete vaatlusi, mis võrreldes teiste meteoroloogiliste elementidega võimaldavad teravamalt eristlust. Et mere lähedus üldiselt pehmendab kliimat, mille tagajärjel nii ööpäevane kui ka aastane temperatuuri amplituud on ranniku ümbruses suhteliselt vähem kui kaugemal sisemaal, on esimeses järjekorras arvestatud Läänemere veekogu mõju õhutemperatuuri jaotusele Eestis. Ülevaate saamiseks on järgneval joonisel (nr. 1) antud keskmised jaanuari isotermid, mille järgi keskmiste temperatuuride vahed saartel ja Ida-Eestis ulatuvad 5 kraadini.



Joonis nr. 1. Jaanuari isotermid (1866—1935).

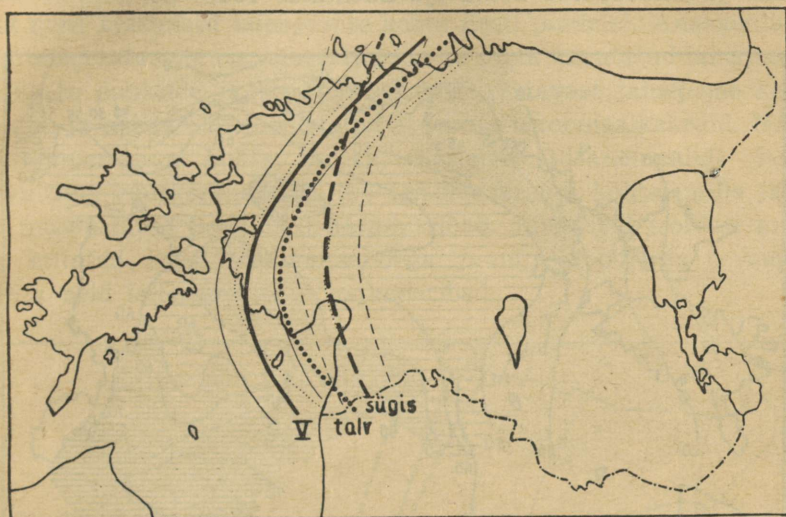
Kevadel ja suvel valitseb saartel ja Lääne-Eesti rannikul vähe madalam temperatuur kui kaugemal sisemaal, kusjuures aga nende temperatuuride vahe üldiselt ei küüni talvise temperatuuri diferentsini. Näitena on joonisel nr. 2 antud keskmine isothermide jaotus maikuul, mille keskmiste temperatuuride erinevus on suurim.



Joonis nr. 2. Mai isothermid (1866—1935).

Läänemere mõju iseloomustamiseks Eesti kliimale on pikaajaliste õhutemperatuuri keskväärtuste järgi interpolimise teel määratud keskmised laiusjoonte temperatuurid kogu Eesti pindala kohta, ja nende järgi arvutatud laiusjoonte üksikute punktide jaoks temperatuuri kõrvalekalded eespoolnimetatud keskmistest. Ühendades ühesuurused kõrvalekalded pidevate kõveratega, saame vastava kuu isanomaaljooned, mis võimaldavad võrreldes isothermidega tunduvalt paremini olmustada Läänemere mõju õhutemperatuuri jaotusele Eesti pindalal. Üksikute kuude isanomaalkaartidelt näeme kooskõlas keskmise temperatuurijaotusega vähemaid temperatuuri kõrvalekaldeid süvekuudel, suuremaid aga sügis- ja talvekuudel. Erilist huvi pakub 0-isanomaaljoonte asend, mis lahutab Eesti pindala kaheks valdkonnaks erinevate temperatuuridega. Selgema ülevaate saamiseks on joonisel nr. 3 kujutatud keskmised 0-isanomaalide asendid: maikuul pideva kõveraga, sügiskuudel (september, oktoober, november) katkendjoonega ja talvekuudel (detsember, jaanuar, veebruar) punktiirjoonega.

Nagu joonisest nähtub, läbivad eespoolnimetatud 0-isanomaalid peaaegu rööbiti Harju-, Lääne- ja Pärnumaa, kusjuures sügis- ja talvekuudel valitseb 0-isanomaalidest ida pool asetsevas Eesti



Joonis nr. 3. 0-isanomaalide asendid maikuul, sügiskuudel ja talvekuudel.

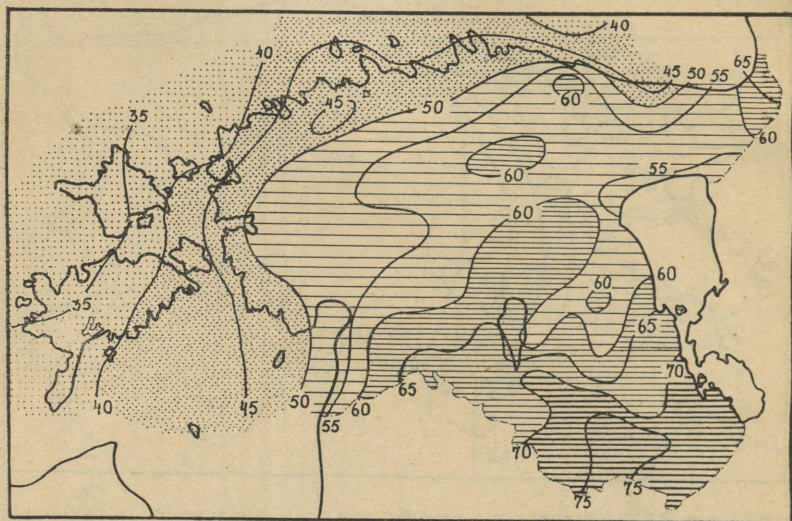
pindala osas madalam, kevadkuudel aga kõrgem temperatuur kui läänepoolses osas. Et üksikuil aastail näitab 0-isanomaali asend vastavalt temperatuurioludele suuremaid või vähemaid nihkeid, on koostatud iga aasta kohta eraldi, nii sügise, talve kui ka maikuu jaoks, ajavahemikus 1926—35 isanomaalide kaardid. Neilt kaartidelt on 0-isanomaali jaoks määratud ruutkõrvalekalde ( $\sigma$ ) üksikuil laiusjoontel. Igale 0-isanomaalile vastav  $2\sigma$  laiune riba on joonisel nr. 3 märgitud peenjoontega. Ruutkõrvalekalde arvutamiseks on kasutatud tuntud valemit:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\varepsilon_1^2 + \varepsilon_2^2 + \dots + \varepsilon_n^2}{n}},$$

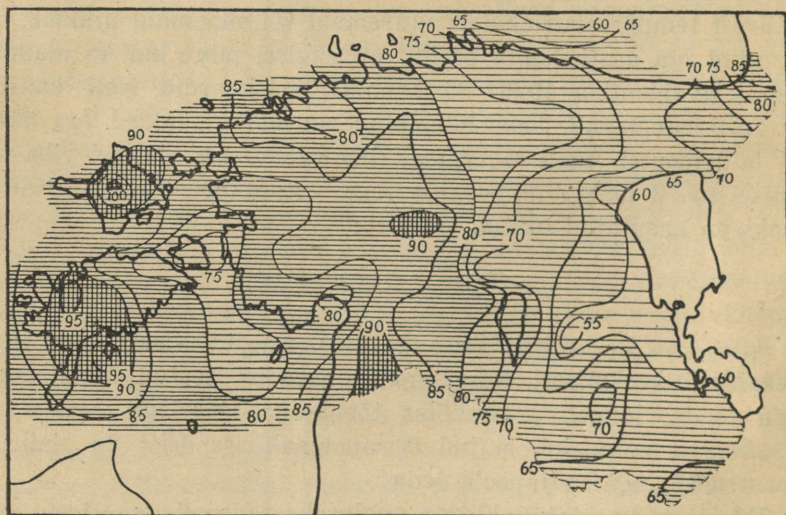
kus  $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots, \varepsilon_n$  väljendavad iga üksiku aasta 0-isanomaali kõrvalekaldeid keskmisest 0-isanomaali asendist teatud laiusjoonel. Nagu teada, langeb kokkukõlas tõenäosuse-teooriaga keskmiselt 65% kõigist eespoolnimetatud 0-isanomaali asendeist  $2\sigma$  laiusse ribasse, 35% aga väljapoole seda.

Edasi on kasutatud kliima eritluseks sademete vaatlusi, sest nagu teada, on maritiimse kliima tunnuseks suhteliselt suurem

sademete hulk sügiskuudel, väiksem sademete hulk aga kevadkuudel, võrreldult mandrikliimaga. Selle nähtuse iseloomustamiseks on järgnevatel joonistel antud keskmine sademete hulkade jaotus juuni- ja oktoobrikuu kohta ajavahemikus 1923—35.

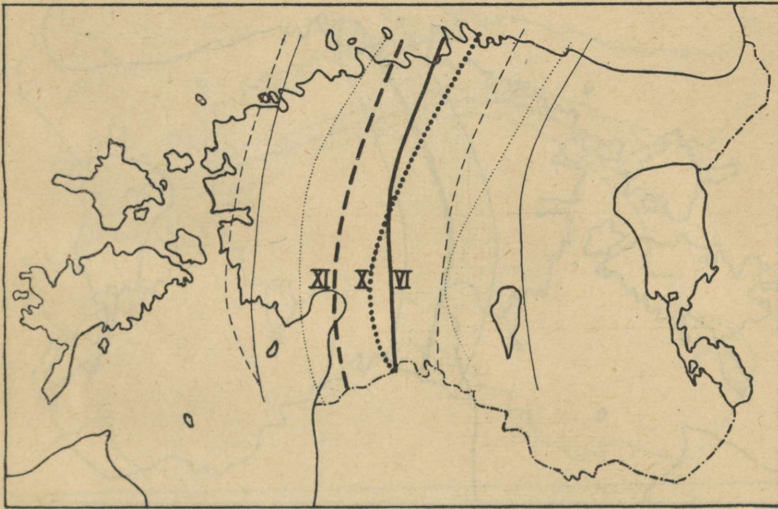


Joonis nr. 4. Keskised juuni samasademejooned (1923—35).



Joonis nr. 5. Keskised oktoobri samasademejooned (1923—35).

Selleks, et iseloomustada Läänemere mõju sademete jaotusele Eestis, on juuni-, oktoobri- ja novembrikuu jaoks kuu keskmised sademete hulgad üksikuis vaatluspunktides väljendatud protsentides aastasest sademete koguhulgast ja interpoolimise teel määratud neist keskmised laiusjoonte kohta Eesti pindalal. Analoogiliselt õhutemperatuurile on nimetatud kuude kohta arvutatud laiusjoonte üksikute punktide jaoks kõrvalekalded vastavast laiusjoone keskmisest ja nende abil joonistatud sademete isanomaalkaardid. Nagu õhutemperatuuri kohta, on ka sademete 0-isanomaalide jaoks arvutatud ruutkõrvalekalle ( $\sigma$ ) iga laiuskraadi kohta, mille järgi on moodustatud  $2\sigma$ -laiused hajumisribad. Järgneval joonisel nr. 6 on esitatud koos 0-isanomaalidega juuni, oktoobri ja novembri kohta neid iseloomustavad hajumisribad.



Joonis nr. 6. Sademete 0-isanomaalide jaotus juunis (VI), oktoobris (X) ja novembris (XI) ühes vastavate hajumisribadega.

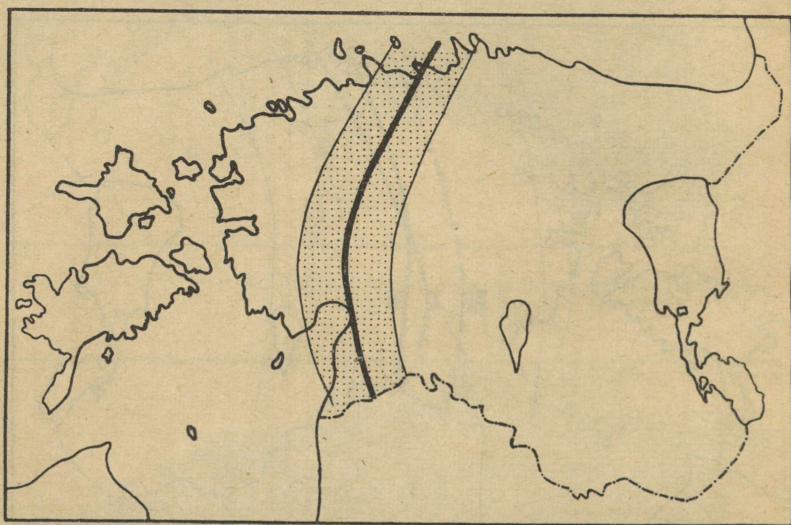
Võrreldes joonisel nr. 3 antud õhutemperatuuri 0-isanomaalide asendeid sademete 0-isanomaalidega, näeme nende vahel teatud ühtekuuluvust, kuna nad alates Soome lahe rannikust peaaegu rööbiti läbivad Harju-, Lääne- ja Pärnumaa.

Mõlema liigi isanomaaljoonte asend on tingitud Läänemere mõjust Eestis valitseva kliima oludele, mispärast võime 0-isanomaale vaadelda kui piirjooni, mis jagavad Eesti pindala kaheks kliima-valdkonnaks. Neist omab läänepoolne rohkem maritiimse

kliima iseloomu, võrreldult idapoolsega, kusjuures, nagu eespool mainitud, kliimaatilised erinevused ei esine läbi aasta ühtlaselt, vaid tulevad tugevamini nähtavale sügis- ja talvekuudel. Kliima-valdkondi lahutava piirjoone täpsamaks tuvastamiseks on joonistel nr. 3 ja nr. 6 antud 0-isanomaalidest graafiliselt tuletatud keskmine piirikõver, mille asend on esitatud joonisel nr. 7 ühes vastava ruutkõrvalekalderibaga ( $2\sigma_k$ ), mis on määratud tavalise valemi järgi:

$$\sigma_k = \sqrt{\frac{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \dots + \sigma_n^2}{n(n-1)}},$$

kus  $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_n$  tähendavad eespoolnimetatud 0-isanomaalide ruutkõrvalekaldeid keskmisest 0-isanomaalide asendist.

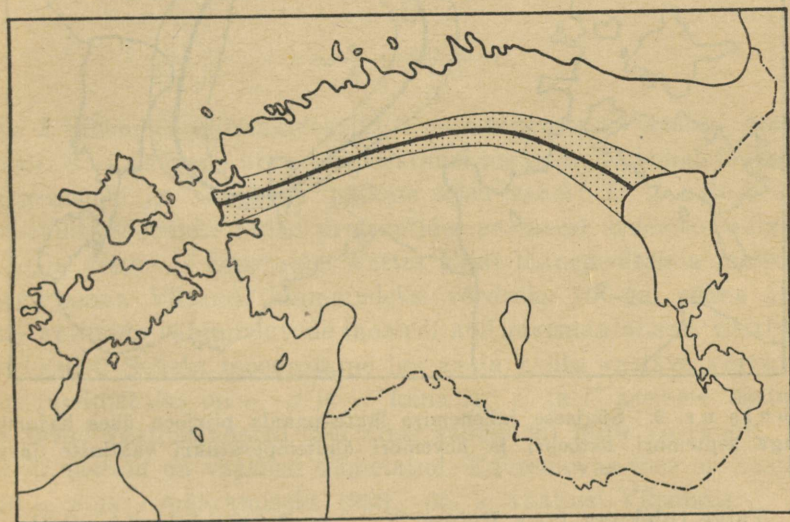


Joonis nr. 7. Kliima-valdkondi lahutav piirikõver ühes hajumisribaga.

Peale kirjeldatud kahe kliima-valdkonna tulevad arvesse veel alajaotused, mille piirjooni on aga raske märgistada üheltpoolt vaatluspunktide vähese arvu, teiselt poolt aga nõrga erinevuse tõttu.

Maikuu keskmiste õhutemperatuuride jaotuses tuleb nähtavale teatud vahe Soome lahe rannikuala ja lõunapoolse sisemaa vahel, mis on tingitud Soome lahe veekogu suhteliselt madalamast temperatuurist kevadekuudel. Et vee erisoojus on tunduvalt suurem maa-kihtide erisoojusest, nõuab talvel jahtunud Soome lahe veekogu

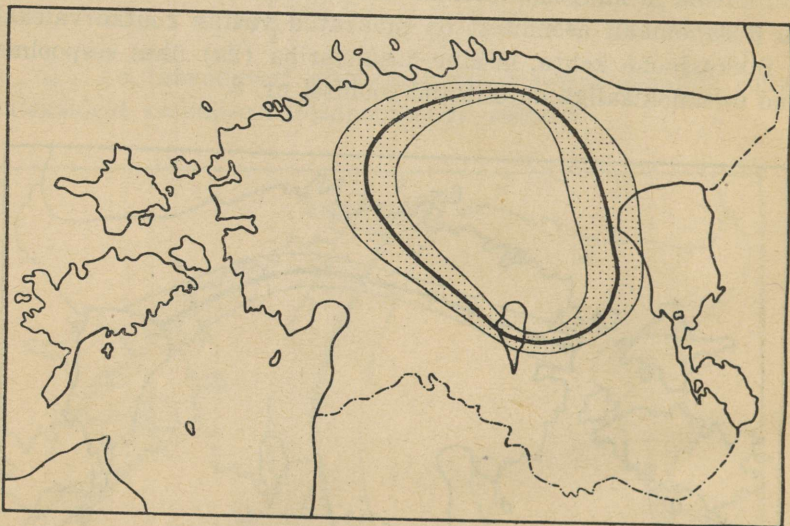
soojenemine pikemat aega, mis omakorda aga aeglustab õhutemperatuuri tõusu rannikuribal, võrreldult kaugema sisemaaga. Selle nähtuse iseloomustamiseks on Eesti pindala kohta maikuu keskmete õhutemperatuuride järgi määratud keskmised pikkusjoonte temperatuurid ja viimaste järgi kõrvalekalded pikkusjoonte üksikute punktide kohta nende pikkusjoonte keskmistest temperatuuridest. Sel viisil arvatud kõrvalekallete järgi leitud isanomaaljoontest märgistab 0-isanomaaljoon piirjoone suhteliselt jaheda rannikuriba ja kaugema sisemaa vahel maikuu. Üksikaastate maikuu 0-isanomaali asenditest on määratud vastav ruutkõrvalekallega pikkusjoone kohta, milline hajumisriba ( $2\sigma$ ) ühes eespoolmainitud 0-isanomaaliga on esitatud joonisel nr. 8.



Joonis nr. 8. Piirjoon kevadise jaheda Soome lahe rannikuriba ja sisemaa vahel ühes hajumisribaga maikuu õhutemperatuuri kuukeskmiste järgi.

Edasi on märkimisväärne sügisel algav õhutemperatuuri langus, mille lähtekohaks on läänepoolne Virumaa osa. Säärane nähtus on tingitud ühelt poolt suve kestel Soome lahe ja Peipsi järve veekogudesse kogunenud soojuse-tagavaradest, mille tõttu ranniku ümbruse maa-alad jahenevad aeglasemalt kaugema sisemaa omadest. Läänesuunas on jahenemist pidurdavaks teguriks Läänemere veemassid, mis hoiavad saarte ja Lääne-Eesti õhutemperatuuri tunduvalt kõrgema Ida-Eesti omast. Eespoolnimetatud sügisese

jahenemise lähte-maaala piiritlemiseks on kasutatud kolme sügis-kuu (IX, X, XI) õhutemperatuuri vaatlusi. Iga-aastaste sügis-kuude keskmiste õhutemperatuuride järgi on märgitud piirjoon, mis tähistab valdkonna, mille keskkohas sügis-kuude keskmine temperatuur on  $0,5^{\circ}\text{C}$  võrra madalam ümbritseva maa-ala sügis-kuude keskmistest õhutemperatuuridest. Sääraste iga-aastaste piirjoonte abil on graafiliselt määratud keskmine piirjoone asend ühes vastava hajumisribaga, mis on antud joonisel nr. 9.



Joonis nr. 9. Sügisese jahenemise lähte-maaala piirjoon ühes hajumisribaga septembri, oktoobri ja novembri õhutemperatuuri vaatluste järgi.

Talve tulekuga koos Peipsi järve ja Soome lahe kinnikülmu-misega muutub õhutemperatuur Ida-Eestis ühtlaseks, näidates pidevat langust idasuunas.

Peale loendatud alajaotuste tuleks arvestada veel kliima-valdkonna alajaotusi ühelt poolt Eesti suurematel saartel Saare- ja Hiiumaal, ja teiselt poolt Võru- ja Petserimaal, milliseid piirkondi pole võimalik piiritleda vaatlusjaamade vähese arvu tõttu. Nii on saartel ainult rannikupunktides (Sõrve, Vilsandi, Tahkuna) tegevuses 2. järgu vaatlusjaamad, kuna saarte keskkohal puuduvad nad täiesti. Võru- ja Petserimaal töötavad kaks 2. järgu jaama (Võru, Värskä), mille vaatlusandmete järgi pole võimalik määrata kliimavahede piirjoont.

## II. Kliimaindeks.

Meie järgmiseks ülesandeks on määrata arvuline kliimaindeks, mille abil oleks võimalik võrrelda üksikute vaatlusjaamade mariitiimsusi. Säärase indeksi tuletamiseks on võetud aluseks: 1) vaatluskoha aastane õhutemperatuuri amplituud, mis rannikul on suhteliselt väiksem kui sisemaal, 2) õhutemperatuuri aastase maksimumi kohalejõudmise ajamomendi hilinemine kõrgeimast päikese seisu ajamomendist, s. o. 21. juunist, mis rannikul on suurem kui sisemaal, 3) kahe sügiskuu (oktoober, november) sademete hulk protsentides aastasest sademete hulgast, mis rannikul on üldiselt suurem kui sisemaal. Kliimaindeksi tuletamiseks on oletatud, et see on funktsioon eespoolloendatud teguritest kujul:

$$k = \frac{\alpha}{A} + \beta B + \gamma C,$$

kus  $k$  tähendab kliimaindeksit,  $A$  — temperatuuri aastast amplituudi,  $B$  — päevade arvu temperatuuri maksimumi kohalejõudmise ajamomendi ja kõrgeima päikese seisu vahel;  $C$  — oktoobri ja novembri sademete hulka protsentides aastasest sademete hulgast,  $\alpha$ ,  $\beta$  ja  $\gamma$  aga — konstante. Võttes Eesti läänepoolseima meteoroloogiajaama Vilsandi kliimaindeksi võrdseks 100-ga, võime  $\alpha$ ,  $\beta$ , ja  $\gamma$  arvutada vähimruutude meetodi abil pikemaajalisest vaatluste perioodist. Selleks moodustame iga aasta kohta vastava võrrandi, kus tundmatuiks on  $\alpha$ ,  $\beta$  ja  $\gamma$ , kuna  $A$ ,  $B$  ja  $C$  asemele asetame vastavad vaatlusandmed. Sel viisil saame nii mitu võrrandit, kui palju aastaid on vaatlusi toimetatud. Kõnesolevas töös on kasutatud  $\alpha$ ,  $\beta$  ja  $\gamma$  määramiseks 1923.—35. a. vaatlusi Vilsandis.

Seega on moodustatud kokku 13 võrrandit, millest on vähimruutude meetodi abil määratud  $\alpha$ ,  $\beta$  ja  $\gamma$ . Vastavate arvutuste järgi on leitud:

$$\alpha = 1300$$

$$\beta = 0.10$$

$$\gamma = 0.14.$$

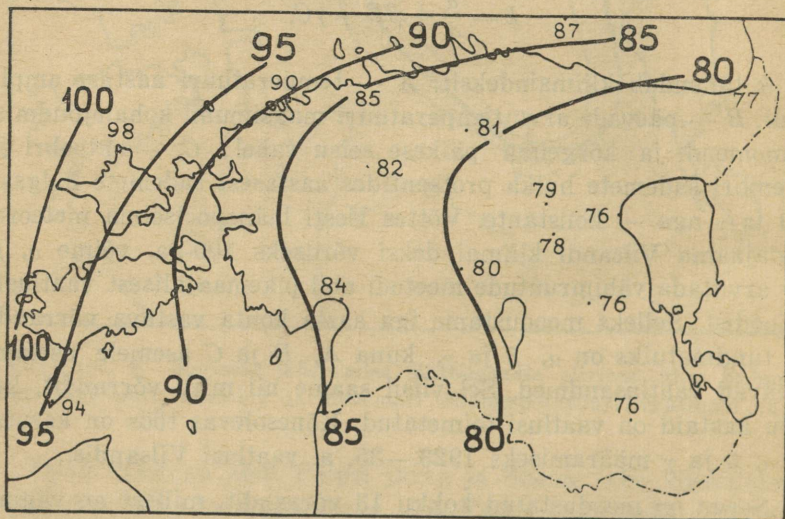
Rakendades leitud võrrandit teiste Eesti meteoroloogiajaamade kohta, kusjuures  $A$ ,  $B$  ja  $C$  asemele asetame vastava jaama keskmised vaatlusandmed sama vaatlusperioodi kohta (1923—35), leiame kliimaindeksid, mis on antud tabelis nr. 1.

Tabel nr. 1.

Kliimaindeksid Eesti  
meteoroloogiajaamade kohta.

Vilsandi	100.0	Pärnu	83.9	Narva-Jõesuu	77.2
Tahkuna	98.2	Kuusiku	82.5	Tartu	76.4
Sõrve	93.8	Jäneda	80.9	Võru	76.4
Pakri	89.7	Olustvere	79.9	Tiirikoja	75.8
Vaindlo	86.6	Tooma	78.6		
Tallinn	85.3	Jõgeva	77.7		

Parima ülevaate saamiseks on järgneval joonisel nr. 10 antud kliimaindeksite jaotus Eesti pindalal ühes samaindeksi kõvera-  
tega, mis näitavad pidevat indeksi vähenemist läänest itta, vähe-  
nedes 100—75-ni.



Joonis nr. 10. Kliimaindeksite jaotus Eestis.

Võrdluse saamiseks on eespoolkirjeldatud meetodi järgi arvu-  
tatud Deerness'i ( $\varphi = 58^{\circ} 50' N$ ,  $\lambda = 2^{\circ} 50' W$ ) ja Kopenhageni  
jaoks kliimaindeksid, milledest esimene kujutab endast äärmus-  
maritiimse kliimaga jaama. Vastavate arvutuste järgi leiti:

Deerness  $k = 179.3$

Kopenhagen  $k = 103.7$ .

Kokkuvõttes näeme, et eespooltuletatud kliimaindeksid iseloo-  
mustavad teataval määral vaatlusjaamade maritiimsust. Teiste

autorite poolt antud kliimaindeksitest erineb eespooltuletatud kliimaindeks selle poolest, et viimase määramisel on arvestatud peale muu sügiskuude sademete sõltuvust aastasest sademete hulgast, milline suhe on teataval määral seoses vaatluskoha maritiimsusega.

Et jõuda selgusele, milline järjekord valitseb kliima maritiimsuse iseloomustamisel eelpool käsitletud kolme teguri vahel, on tehtud järgmine arvutus Tartu ja Vilsandi vaatluste põhjal. On moodustatud iga aasta kohta (1923—1935) 1) aastase temperatuuri amplituudide vahed, 2) päevade arvude vahed 21. juunist kuni kõrgeima temperatuuri momendini temperatuuri aastases käigus, ja 3) oktoobri ja novembri kuude sademete hulkade protsentide vahed (nagu eelpool märgitud on oktoobri ja novembri kuu sademete hulgad avaldatud protsentides kogu aastasest sademete hulgast). Nende vahede kohta on leitud vastavad aritmeetilised keskmised ning viimaste järgi iga-aastased kõrvalekalded. Leheküljel 5. antud valemi järgi arvutati ruutkõrvalekalded, mis koos aritmeetiliste keskmistega võimaldavad määrata iga üksiku teguri kaalu. Nii leiti: Vilsandi ja Tartu aastaste temperatuuri amplituudide vahede aritmeetiline keskmine

$$\Delta T_m = -4.8^{\circ}$$

ja vastav ruutkõrvalekalle

$$\sigma_{\Delta T_m} = 1.44,$$

päevade arvude vahede aritmeetiline keskmine

$$\Delta p_m = 7.6$$

ja vastav ruutkõrvalekalle

$$\sigma_{\Delta p_m} = 8.60,$$

ning oktoobri ja novembri kuude sademete protsentide vahede aritmeetiline keskmine

$$\Delta S_m = 9.3$$

ja vastav ruutkõrvalekalle

$$\sigma_{\Delta S_m} = 4.23.$$

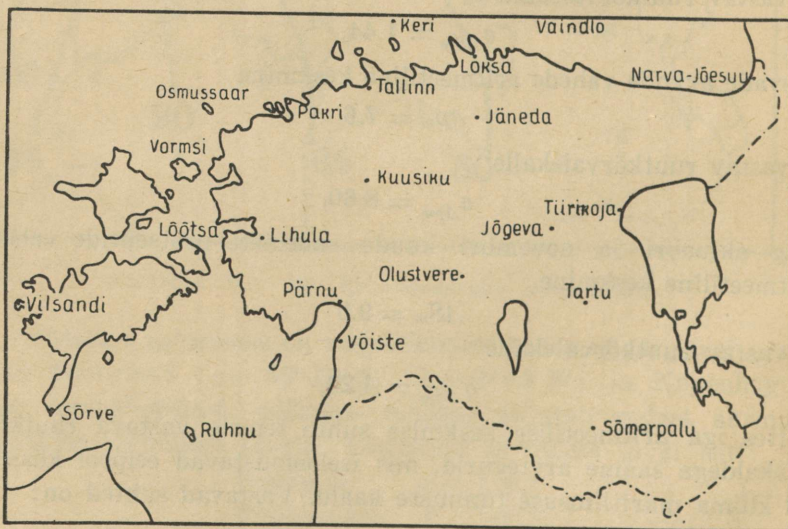
Võttes iga aritmeetilise keskmise suhte temale vastava ruutkõrvalekaldega saame arvtegurid, mis iseloomustavad eelpool käsitletud kliima maritiimsuse tunnuste kaalu. Vastavad suhted on:

$$\frac{\Delta T_m}{\sigma_{\Delta T_m}} = 3.34; \quad \frac{\Delta p_m}{\sigma_{\Delta p_m}} = 0.88; \quad \frac{\Delta S_m}{\sigma_{\Delta S_m}} = 2.2.$$

Sellest näeme, et kliima maritiimsuse tunnuste iseloomustamisel omab suurima kaalu temperatuuri aastane amplituud, millele järgneb sademete jaotus sügisel, kuna kõrgeima temperatuuri hetke hilinemine kõrgeimast päikese seisust temperatuuri aastases käigus omab vähema tähtsuse.

### III. Lexis'e tegur kliimavahede iseloomustajana.

Edasi on püütud selgitada küsimust, kas igapäevaseis meteoroloogilisis vaatlusandmeis esinevad üksikute jaamade vahel vahed, mis oleksid tingitud vaatluskohtade erinevatest kliimaatilistest oludest. Selle küsimuse selgitamiseks on arvatud tõenäosus-teoorias tuntud hajumismõõdud õhutemperatuuri ja sademete vaatluste jaoks Lexis'e ja Bernoulli järgi. Nende hajumismõõtude suhe, mida nimetatakse Lexis'e teguriks, võimaldab teataval määral iseloomustada vaatluskohtade kliima erinevust. Mida suuremal määral ületab Lexis'e tegur 1, seda suurem on vaadeldavate meteoroloogiliste jaamade kliima erinevus. Käesolevas töös on kasutatud hajumismõõtude määramiseks igapäevaseid vaatlusandmeid ainult neist sademete jaamadest, mis pidevalt on töötanud alates 1928. kuni 1937. aastani. Parima ülevaate saamiseks on arvutused



Joonis n. r. 11. Lexis'e tegurite arvutamiseks kasutatud sademetejaamade asukohad.

läbi viidud päevaste sademehulkade suuruse järgi, mis võimaldab sademete eritlust seoses öö-päeva kestel allasadanud veekihi kõrgusega. Selleks on sajupäevad liigitatud sademehulkade suuruse järgi klassidesse ja iga kuu kohta eraldi leitud vastava klassi sajupäevade arv kogu vaatlusperioodi jaoks, s. o. 1928—37. Joonisel nr. 11 on antud arvutusteks kasutatud sademete jaamade asukohad.

Sajupäevade liigitamisel klassidesse ööpäevaste sademehulkade järgi on klasside piirideks võetud väärtused, mis on antud tabelis nr. 2.

Tabel nr. 2.

Sademehulkade klasside piirid mm-tes.

0.1 — 0.4 mm	0.5 — 1.9 mm
2.0 — 4.9 mm	5.0 — 9.9 mm
≥ 10 mm	

Bernoulli hajumismõõt  $\sigma_B$  on arvutatud kõikide kuude jaoks iga klassi kohta eraldi tuntud valemi järgi:

$$\sigma_B = \sqrt{\frac{p_0(S - p_0)}{S}},$$

kus  $p_0$  tähendab joonisel nr. 11 antud sademetejaamade järgi määratud teatava klassi keskmist sajupäevade arvu kogu vaatlusperioodi kohta,  $S$  — aga sama kuu kõigi päevade summat vaadeldava 10 a. jooksul (1928—37), mille suurus kooskõlas kuu pikkusega kõigub 283—310 päevani.

Lexis'e hajumismõõtude arvutamiseks on kasutatud valemit:

$$\sigma_L = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (p_0 - p_i)^2}.$$

Selles valemis on  $p_0$ -il sama tähendus, mis eelmiseski valemis,  $p_i$  aga märgib iga üksiku vaatlusjaama sajupäevade summat kogu vaatlusperioodi kestel vaadeldava klassi jaoks vastaval kuul, kuna  $n$  tähendab jaamade arvu, mis on võrdne 22-ga.

Antud valemite järgi on arvutatud Bernoulli ja Lexis'e hajumismõõdud iga üksiku sademeteklassi jaoks kõigi kuude kohta ja nende järgi leitud suhe:

$$L = \frac{\sigma_L}{\sigma_B},$$

mis kujutab endast eespoolmainitud Lexis'e tegurit. Kui Lexis'e tegur  $L > 1$ , tuleb arvestada antud juhul üksikute jaamade vahel

esinevat erinevust. Vastasel korral aga, kui Lexis'e tegur on  $L < 1$ , tuleb oletada sademeteolude muutust ühest aastast teise. Järgnevas tabelis nr. 3 on antud Lexis'e tegurid eespoolmärgitud sademete-klasside jaoks kõigi kuude kohta.

Tabel nr. 3.

Lexis'e tegurid ööpäevaste sademehulkade kohta klasside järgi ajavahemikus 1928—37.

mm	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0.1— 0.4	2.1	1.8	2.1	1.6	1.9	1.4	1.5	1.6	2.1	1.9	2.3	2.0
0.5— 1.9	1.7	1.9	1.6	1.8	1.0	1.4	1.4	1.4	1.6	1.7	1.8	2.1
2.0— 9.9	1.6	1.6	0.9	1.2	1.1	1.1	1.2	1.3	1.2	1.0	1.0	1.4
5.0— 9.9	1.4	1.6	1.2	0.8	0.9	1.0	1.2	1.6	0.9	0.8	1.3	1.7
≥10.0	1.5	1.3	1.0	1.2	1.2	1.6	1.6	1.2	0.9	1.0	0.6	1.4

Tabelist näeme, et üldiselt — peale mõne erandi — ületavad Lexis'e tegurid ühe, mis omakorda tõestab, et üksikute jaamade vahel esineb teatud erinevus. Suurimaid väärtusi omavad Lexis'e tegurid üldiselt väiksemate päevaste sademehulkade korral (0.1—0.4 mm), kusjuures suvekuudele (VI, VII, VIII) langeb miinimum, sügis- ja talvekuudele aga maksimum. Suuremate ööpäevaste sademehulkade korral on märgata üldiselt Lexis'e tegurite vähenemist, millest järeldub, et üksikute jaamade vahel on erinevus suuremate sademete suhtes väiksem kui vähemate sademete korral. Tugevad, üle 10 mm ulatuvad ööpäevased sademed näitavad vastavalt Lexis'e tegurile suuremat erinevust ( $L = 1.6$ ) juuni- ja juulikuul, mis on seletatav sellega, et suvekuude tugevad vihmad on enamuses äikesevihmad, mille intensiivsus on väga erinev juba suhteliselt lähestikku asuvates vaatlusjaamades. Peale erinevuse, mis on tingitud vaatluspunktide kohalikkude olude lahkuminekust, võiks sademete korral tulla arvesse veel vaatlajate individuaalne omadus sademete ülesmärgimisel. Võib oletada, et mõnede vaatlajate poolt jäävad nõrgad, mõnesse kümnendikku mm-isse ulatuvad sademed tähele panemata ja registreerimata, milline asjaolu suurendab Lexis'e tegurit. Vähemate ööpäevaste sademete erinevus üksikute vaatluspunktide vahel on tingitud lahkuminevatest kohalikkudest oludest, nagu mitteühtlane metsade ja rabade jaotus, kaugus rannikust, erinev maapinna künklikkus jne. Loendatud tegurid põhjustavad omakorda tuule kiiruste vahesid, mille tagajärjel

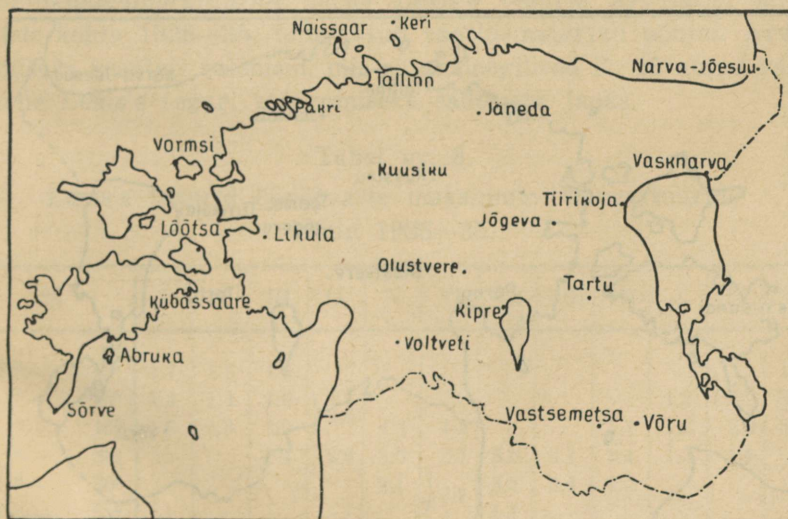
eriti peenvihma- ja lumesadude korral tulevad nähtavale suuremad lahkuminekid üksikute jaamade vaatluste vahel. Tuule tagajärjel tekivad sademete mõõtanumate servadel keerised, mis suunavad osa piisku ja lumehelbeid anumast välja. Eriti suured vahed mõõdetud sademehulkade vahel esinevad lumetuiskude korral, mil vastavalt tuule tugevusele osa lund sademeteanumast välja tuiskub. Need erinevused peegelduvad hästi igapäevaste lumikatte-vaatluste järgi arvatatud Lexis'e tegurites. Nagu sademed, nii on igal hommikul mõõdetud lumikatte kõrgused Lexis'e tegurite arvutamiseks liigitatud klassidesse, mille piirideks on võetud järgnevas tabelis nr. 4 antud kõrgused sm-tes.

Tabel nr. 4.

Lumikatte kõrguste klasside piirid sm-tes Lexis'e tegurite arvutamiseks.

1 — 5 sm	11 — 20 sm
6 — 10 sm	> 20 sm

Lexis'e tegurite arvutamiseks lumikatte kõrguse jaoks on kasutatud 22 jaama vaatlusi ajavahemikus 1928—37. Vaatlusjaamade asukohad on antud joonisel nr. 12.



Joonis nr. 12. Lexis'e tegurite arvutamiseks kasutatud lumikatte vaatluspunktide asukohad.

Järgnevas tabelis nr. 5 on antud lumikatte igapäevaste kõrguste järgi arvatud Lexis'e tegurid üksikutele klassidele oktoobrist kuni aprillini, s. o. kuude kohta, millal Eestis esineb lumikatte.

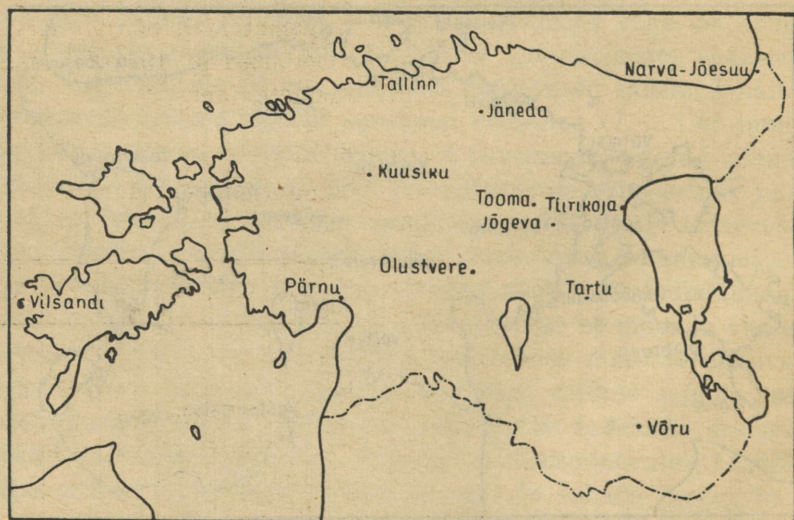
Tabel nr. 5.

Lexis'e tegurid lumikatte kõrguste kohta ajavahemikus 1928—37.

sm	X	XI	XII	I	II	III	IV
1—5	2.0	2.4	3.1	4.0	5.8	3.3	2.4
6—10	1.5	3.1	2.9	2.6	3.6	2.0	1.8
11—20		1.8	3.3	3.6	4.7	2.6	2.0
>20			3.9	5.3	7.0	5.6	3.0

Tabel näitab tunduvalt suuremaid Lexis'e tegureid võrreldult sademetega, kusjuures maksimumid esinevad kõrgeimate lumikatte väärtuste korral. See nähtus on kooskõlas asjaoluga, et lumikatte kõrgus oleneb suurel määral mõõtlati asukoha ümbrusest. On mõõtlatt seatud lagedale kohale, tuleb arvestada lume äratuiskamist, kui aga mõõtmiskoht asub hoonete, puude või põõsaste vahel, tuleb arvestada lume kuhjumist.

Analoogiliselt sademetele on Lexis'e tegurite abil võrreldud õhutemperatuuri olusid üksikute vaatluspunktide vahel. Tempera-



Joonis nr. 13. Lexis'e tegurite arvutamiseks kasutatud õhutemperatuuri vaatlusjaamade asukohad.

tuuride võrdlemiseks ei ole kasutatud tähtajalisi vaatlusi, vaid ööpäevaseid maksimum- ja miinimumtemperatuure, mis suhteliselt ilmekamalt iseloomustavad vahesid temperatuuri oludes üksikute vaatlusjaamade vahel. Arvutuseks kasutatud vaatlusjaamade asukohad on antud joonisel nr. 13.

Analoogiliselt sademetele on ööpäevased maksimum- ja miinimumtemperatuurid liigitatud klassidesse, mille piirid on antud vastavalt tabelites nr. 6 ja nr. 7.

Tabel nr. 6.

Maksimum-temperatuuride klasside piirid.

—24° — —10°	11° — 20°
—9° — 0°	21° — 30°
1° — 10°	31° — 35°

Tabel nr. 7.

Miinimum-temperatuuride klasside piirid.

—34° — —20°	1° — 10°
—19° — —10°	11° — 20°
—9° — 0°	21° — 30°

Nagu sademete puhul, nii on ka ööpäevaste maksimum- ja miinimumtemperatuuride jaoks Lexis'e tegurid arvatud kõigi kuude kohta 1926—35. toimetatud vaatlusmaterjali põhjal. Arvutamiseks kasutati valemeid, mis on analoogilised lk. 15 antud valemitele Lexis'e teguri määramiseks sademete jaoks.

Tabel nr. 8.

Lexis'e tegurid ööpäevaste maksimum-temperatuuride kohta 1926—35.

°C	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
—24° — —10°	1.7	1.8	1.1									1.6
—9° — 0°	1.4	1.4	1.0	} 2.6						1.3	} 2.3	3.1
1° — 10°	1.9	2.3	1.0		4.2	1.4			1.1	1.2		2.0
11° — 20°			1.4	2.6	2.6	2.1	3.6	3.1	1.4	1.3	1.4	
21° — 30°					2.1	} 2.7	3.2	3.1	1.2			
31° — 35°							1.1					

Tegurite suuruse võrdlus näitab, et kõik tegurid ületavad suuremal või vähemal määral ühe, mis omakord tõestab teatud erine-

vust üksikute vaatlusjaamade kliimaolude vahel. Tuleb märkida, et Lexis'e tegurid omavad suhteliselt vähemaid väärtusi kevadel märtsikuul ja sügisel sptembrikuul, mil, nagu teada, on temperatuuri vahed sisemaa ja ranniku vahel tunduvalt vähemad kui suvel ja talvel. Tegurite maksimum langeb suvekuudele, mil kontrastid on eriti ööpäevaste maksimum-temperatuuride suhtes suurimad, võrreldult teiste kuudega.

Tabel nr. 9.

Lexis'e tegurid ööpäevaste miinimumtemperatuuride kohta 1926—35.

°C	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
—34°— —20°	2.2	2.2	2.1									1.6
—19°— —10°	1.5	2.0	1.9	1.3							1.7	3.1
—9°— 0°	1.3	2.2	1.7	1.9	3.0	1.8			1.8	2.9	2.0	1.2
1°— 10°	3.0	1.9	2.1	2.0	2.4	1.7	3.6	4.8	3.4	1.9	3.3	2.7
11°— 20°					2.0	2.2	3.6	4.8	3.8	2.5		
21°— 30°												

Mis puutub ööpäevaste miinimum-temperatuuride jaoks arvu-  
tatud Lexis'e tegurite suurustesse, siis esinevad suurimad väärtu-  
sed juulis ja augustis. See nähtus on kooskõlas asjaoluga, et nime-  
tatud kuudel on erinevus ööpäevaste miinimum-temperatuuride  
vahel sisemaal ja rannikul suhteliselt suurem kui teistel kuudel.  
Tuleb tähendada, et Lexis'e tegurid lasevad endid õhutemperatuuri  
suhtes tunduvalt paremini rakendada vaatluskohtade kliima eri-  
nevuse iseloomustamiseks, võrreldult sademetega, sest termomeet-  
rite lugemisel ei pääse vaatlaja individuaalne mõju sel määral  
maksvusele kui sademete vaatluste tegemisel.

Eespool-antud tabelid tõestavad, et Lexis'e tegur on heaks  
vahendiks kliimaliste erinevuste määramisel, võimaldades raken-  
dada selleks täpset matemaatilist meetodit.

#### IV. Tabelite nimestik.

1. Kliimaindeksid Eesti meteoroloogiajaamade kohta . . . . .	12
2. Sademehulkade klasside piirid mm-tes. . . . .	15
3. Lexis'e tegurid ööpäevaste sademehulkade kohta klasside järgi ajavahemikus 1928—37. . . . .	16
4. Lumikatte kõrguste klasside piirid sm-tes Lexis'e tegurite arvutamiseks. . . . .	17
5. Lexis'e tegurid lumikatte kõrguste kohta ajavahemikus 1928—37. . . . .	18
6. Maksimum-temperatuuride klasside piirid . . . . .	19
7. Miinimum-temperatuuride klasside piirid . . . . .	19
8. Lexis'e tegurid ööpäevaste maksimum-temperatuuride kohta 1926—35. . . . .	19
9. Lexis'e tegurid ööpäevaste miinimum-temperatuuride kohta 1926—35. . . . .	20

## V. Jooniste nimestik.

1. Jaanuari isotermid (1866—1935). . . . .	3
2. Mai isotermid (1866—1935). . . . .	4
3. 0-isanomaalide asendid maikuul, sügiskuudel ja talvekuudel. . . . .	5
4. Keskmised juuni samasademejooned (1923—35). . . . .	6
5. Keskmised oktoobri samasademejooned (1923—35). . . . .	6
6. Sademete 0-isanomaalide jaotus juunis (VI), oktoobris (X) ja novembris (XI) ühes vastavate hajumisribadega. . . . .	7
7. Kliima-valdkondi lahutav piirikõver ühes hajumisribaga. . . . .	8
8. Piirjoon kevadise jaheda Soome lahe rannikuriba ja sisemaa vahel ühes hajumisribaga maikuu õhutemperatuuri kuukeskmiste järgi. . . . .	9
9. Sügisese jahenemise lähte-maaala piirjoon ühes hajumisribaga septembri, oktoobri ja novembri õhutemperatuuri vaatluste järgi. . . . .	10
10. Kliimaindeksite jaotus Eestis. . . . .	12
11. Lexis'e tegurite arvutamiseks kasutatud sademetejäämade asukohad. . . . .	14
12. Lexis'e tegurite arvutamiseks kasutatud lumikatte vaatluspunktide asukohad. . . . .	17
13. Lexis'e tegurite arvutamiseks kasutatud õhutemperatuuri vaatlusjaamade asukohad. . . . .	18

## Klimagebiete in Estland.

Die vorliegende Untersuchung befasst sich mit dem Problem der Verteilung der klimatischen Gebiete in Estland. Da das Territorium Estlands ziemlich flach ist und keinerlei Gebirgsketten aufweist, sind zwischen den einzelnen Teilen des Landes keine scharf ausgeprägten klimatischen Unterschiede zu bemerken, und, soweit solche vorhanden sind, lassen sie sich nur in den einzelnen Jahreszeiten erkennen. Der Teilung in Klimagebiete sind die Temperatur- und Niederschlagsbeobachtungen zugrunde gelegt worden. Als Hauptfaktor, der die Ausbildung der klimatischen Unterschiede der einzelnen Bezirke in Estland beeinflusst, ist die Ostsee zu betrachten, deren Einfluss auf die Temperaturverteilung aus den Isothermenkarten (s. Fig. 1 — Isothermen des Januars, und Fig. 2 — Isothermen des Mai) zu ersehen ist. Im Frühling ist der östliche Teil Estlands etwas wärmer, im Winter dagegen bedeutend kälter als die Inselgruppe und das Küstenland.

Zur Veranschaulichung der Wirkung der Ostsee auf das Klima Estlands sind die monatlichen Temperaturmittel für die einzelnen Breitengrade des ganzen Territoriums Estlands gebildet worden. Ferner sind für eine Anzahl von Punkten die Abweichungen der Temperaturen von den Mitteltemperaturen der Breitengrade berechnet und Isanomalen, d. h. Kurven gleicher Abweichungen, gezogen worden. Die grössten Abweichungen kommen in den Herbst- und Wintermonaten vor. In Fig. 3 ist die mittlere Lage der 0-Isanomale nach dem Beobachtungsmaterial von 13 Jahren (1923—1935) für den Mai (kontinuierliche Kurve), für die drei Herbstmonate (IX, X, XI — Kurve mit Unterbrechungen) und für die drei Wintermonate (XII, I, II — punktierte Kurve) gegeben. Da

in der Lage der 0-Isanomale von Jahr zu Jahr eine gewisse Verschiebung zu bemerken ist, wurde nach der allgemein bekannten Formel (Seite 5) auf Grund des Beobachtungsmaterials der obengenannten 13 Jahre die mittlere Abweichung ( $\sigma$ ) berechnet. Die entsprechenden Streifen der Breite  $2\sigma$  für jede erwähnte 0-Isanomalkurve sind in Fig. 3 angegeben. Nach derselben Methode sind zur Bestimmung der Grenzlinien der Gebiete mit abweichendem Klima auch die Niederschlagsbeobachtungen bearbeitet worden. Es ist bekannt, dass das Küstenland im Vergleich zum Binnenlande im Herbst mehr (siehe Fig. 4 — Die Niederschlagsverteilung im Juni, Fig. 5 — Die Niederschlagsverteilung im Oktober), im Frühling und auch im Sommer dagegen weniger Niederschläge aufweist. Um nach den Unterschieden in der Verteilung der Niederschläge die Grenzlinien der Klimagebiete festzustellen, wurden die monatlichen Niederschlagsmengen für den Juni, Oktober und November in Prozenten der Jahressumme derselben Station ausgedrückt. Aus diesen Prozentwerten sind die Mittel für die Breitengrade gebildet und, ähnlich wie bei der Lufttemperatur, für eine Anzahl von Punkten die entsprechenden Abweichungen berechnet worden. In Fig. 6 sind die Lagen der 0-Isanomalen der Niederschläge für die Monate Juni, Oktober und November nebst den entsprechenden  $2\sigma$ -Streifen angegeben. Ein Vergleich der Fig. 3 und Fig. 6. zeigt, dass eine gewisse Ähnlichkeit im Verlaufe der 0-Isanomalen der Lufttemperatur und der Niederschläge vorhanden ist. Es kann angenommen werden, dass das Territorium Estlands in zwei voneinander abweichende Klimagebiete zerfällt, von denen das westliche einen mehr maritimen, das östliche aber einen kontinentaleren Charakter trägt. Die klimatischen Unterschiede treten am schärfsten im Herbst und im Frühling hervor. Zwecks einer genaueren Bestimmung der Grenzlinie zwischen den beiden Gebieten ist aus den erwähnten 0-Isanomalen der Temperatur und der Niederschläge graphisch eine Mittelkurve bestimmt worden, deren Lage nebst dem entsprechenden  $2\sigma$ -Streifen in Fig. 7 angegeben ist.

Im Frühling lässt sich ein verhältnismässig kühler Streifen an der Küste des Finnischen Meerbusens feststellen, was durch den Umstand zu erklären ist, dass das im Winter abgekühlte Seewasser die Temperaturen des Küstengebietes eine Zeitlang niedrig hält. Zwecks der Festlegung der Grenzlinie dieses Küstenstreifens wurden die Mitteltemperaturen des Mai für die auf das estnische Territorium fallenden Meridiane berechnet und in der obengenannten Weise die Abweichungen von denselben für eine Anzahl von Punkten bestimmt. In Fig. 8 ist die mittlere 0-Isanomalie nebst dem entsprechenden  $2\sigma$ -Streifen dargestellt. Ferner lässt sich die Grenzlinie des Gebietes feststellen, in welchem im Herbst die Abkühlung beginnt. Zu diesem Zwecke wurden die Temperaturmittel des Septembers, Oktobers und Novembers benutzt. Es wurde für jedes der Jahre 1926—1935 das Gebiet, für welches die Mitteltemperatur der erwähnten drei Monate (IX, X, XI) um  $0,5^{\circ}$  niedriger als die der Umgebung ist, durch eine Kurve markiert. Aus diesen jährlichen Grenzlinien wurde die mittlere Grenzlinie, deren Lage mit dem zugehörigen  $2\sigma$ -Streifen in Fig. 9 angegeben ist, für die ganze Periode bestimmt. Es ist anzunehmen, dass ausser den genannten noch einige klimatische Unterschiede in Südostestland und in der Inselgruppe vorhanden sind; deren Feststellung ist jedoch infolge der geringen Zahl der meteorologischen Beobachtungspunkte erschwert. Um den Grad der für das Seeklima charakteristischen Züge der einzelnen Stationen durch Zahlenwerte zum Ausdruck zu bringen, sind entsprechende Klimaindizes berechnet worden. Dabei ist folgendes in Betracht gezogen worden: 1) die jährliche Amplitude der Temperatur, 2) die Zahl der Tage vom 21. Juni bis zum Temperaturscheitelwert im jährlichen Temperaturverlauf und 3) die Niederschlagsmenge vom Oktober und November, ausgedrückt in Prozenten der jährlichen Niederschlagssumme. Die Bestimmung der Klimaindizes wurde an Hand der auf Seite 11 gegebenen Gleichung durchgeführt. In derselben bedeuten:  $k$  — den Klimaindex,  $A$  — die jährliche Amplitude der Temperatur (Differenz

zwischen den Temperaturmitteln des wärmsten und kältesten Monats),  $B$  — die Zahl der Tage vom 21. Juni bis zum Moment der höchsten Temperatur in ihrem jährlichen Verlauf,  $C$  — die Niederschlagsmenge vom Oktober und November;  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  aber sind die Koeffizienten, die sich den Beobachtungsangaben einer bestimmten Station entnehmen lassen. Bezeichnet man den Klimaindex von Filsand (Vilsandi), der westlichsten meteorologischen Station Estlands, mit 100, so können  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  nach der Methode der kleinsten Quadrate aus den Beobachtungsdaten einer Reihe von Jahren (1923—1935) betreffs Filsand bestimmt werden. Die Werte für  $\alpha$ ,  $\beta$  und  $\gamma$  sind auf der Seite 11 gegeben. Mit Hilfe der auf diese Weise gefundenen Koeffizienten ist der Klimaindex für eine Anzahl von Beobachtungspunkten in Estland bestimmt worden. Die entsprechenden Werte sind in der Tabelle 1 und in der Fig. 10 gegeben. Zum Vergleich ist der Klimaindex für Kopenhagen und Deerness ( $\varphi = 58^{\circ} 50' N$ ,  $\lambda = 2^{\circ} 50' W$ ) mit Hilfe derselben  $\alpha$ -,  $\beta$ - und  $\gamma$ -Werte berechnet worden (für Kopenhagen ist  $k = 103,7$ , für Deerness  $k = 179,3$ ).

Um die Gewichte der einzelnen zur Charakterisierung des Seeklimas benutzten drei Faktoren festzustellen, ist folgende Berechnung auf Grund der Beobachtungsdaten von Dorpat (Tartu) und Filsand (Vilsandi) durchgeführt worden. Es sind für Dorpat und Filsand für jedes der Jahre 1923—1935 die Differenzen folgender Größen bestimmt worden: die jährlichen Amplituden, die Zahl der Tage vom 21. Juni bis zum Moment des Temperaturmaximums im jährlichen Verlauf der Temperatur und die Niederschlagsmengen vom Oktober und November, ausgedrückt in Prozenten der Jahressumme. Ferner sind die arithmetischen Mittel dieser Differenzen und die entsprechenden jährlichen Abweichungen berechnet worden. Ebenfalls sind nach der auf Seite 5 gegebenen Formel die entsprechenden Dispersionen ( $\sigma_{\Delta T_m}$ ,  $\sigma_{\Delta p_m}$ ,  $\sigma_{\Delta S_m}$ ) bestimmt worden, welche zusammen mit den arithmetischen Mitteln ( $\Delta T_m$ ,  $\Delta p_m$ ,  $\Delta S_m$ ) die Gewichte der zur Charakterisierung des Seeklimas benutzten drei Faktoren zu bestimmen ermöglichen. Als Gewichte

sind die Verhältnisse der genannten Mittelwerte zu den entsprechenden Dispersionen genommen worden. Somit erhielten wir

$$\frac{\Delta T_m}{\sigma \Delta T_m} = 3.34; \quad \frac{\Delta p_m}{\sigma \Delta p_m} = 0.88; \quad \frac{\Delta S_m}{\sigma \Delta S_m} = 2.2.$$

Es ist ferner ein Versuch gemacht worden, die klimatischen Unterschiede zwischen den einzelnen Beobachtungspunkten in Estland mathematisch zum Ausdruck zu bringen. Zu diesem Zweck sind die Bernoullischen und Lexisschen Dispersionen ( $\sigma_B$ ,  $\sigma_L$ ) für die Niederschläge, Schneehöhen und Lufttemperatur nach den Beobachtungen einer Reihe von Stationen (siehe Fig. 11, 12, 13) berechnet worden. Das

Lexissche Verhältnis ( $L = \frac{\sigma_L}{\sigma_B}$ ) stellt ein Mass zur Charakterisierung der Unterschiede der meteorologischen Elemente der oben erwähnten 22 Stationen dar. Als Grundlage für diese Berechnungen dienten die Daten der täglichen Niederschlagsmengen, der täglichen Schneehöhen sowie der täglichen Temperaturmaxima und -minima einer Zeitspanne von 10 Jahren (1928—1937). Die genannten Daten sind entsprechend den in den Tabellen 2, 4, 6 u. 7 angegebenen Grenzwerten gruppiert worden. In jeder Gruppe ist die Anzahl der Fälle für jeden Monat der ganzen in Betracht gezogenen Periode (10 Jahre) bestimmt worden. Die Dispersionen  $\sigma_B$  und  $\sigma_L$  sind nach der auf Seite 15 gegebenen Formel berechnet. In der Formel zur Bestimmung der Dispersionen der Niederschläge bedeutet  $p_0$  die für einen bestimmten Monat und eine bestimmte Gruppe mittlere Zahl der Tage mit Niederschlägen aller in Betracht gezogenen Stationen,  $S$  aber die Anzahl aller Tage des entsprechenden Monats für die ganze Periode, welche Zahl je nach den Monatslängen zwischen 283 und 310 schwankt.

In der Formel für  $\sigma_L$  bedeutet  $p_i$  die Zahl der Tage mit Niederschlägen für die einzelnen Stationen,  $n$  aber die Zahl der Stationen, die gleich 22 ist;  $p_0$  hat dieselbe Bedeutung wie in der Formel für  $\sigma_B$ . Das Lexissche Verhältnis ist für alle Gruppen der Niederschläge in der Tabelle 3 gegeben. Da diese Verhältnisse meist den Wert von 1 übersteigen, können wir daraus den Schluss ziehen, dass gewisse Unterschiede in der Regenverteilung in Est-

land vorhanden sind. Einige Kontraste in den Niederschlagsdaten der einzelnen Stationen lassen sich vielleicht durch die individuellen Unterschiede der Beobachter bei der Anstellung der Beobachtungen erklären: man könnte nämlich annehmen, dass schwacher Regen von einzelnen Beobachtern teilweise unbemerkt bleibt. In gleicher Weise sind die Lexisschen Verhältnisse für die täglich gemessenen Schneehöhen berechnet worden. Dieselben sind in der Tabelle 5 für alle in Betracht gezogenen Gruppen der Schneehöhe gegeben. Ein Vergleich der Tabellen 3 und 5 zeigt, dass die *L*-Werte für die Schneehöhen bedeutend grösser als diejenigen für die Niederschlagsmenge sind, da die Schneehöhen in einem starken Masse von der Windverteilung und von dem Beobachtungsort abhängen.

Die Tabellen 8 und 9 enthalten die in derselben Weise berechneten Lexisschen Verhältnisse für die täglichen Temperaturmaxima und -minima. Was die Lexisschen Verhältnisse der täglichen Temperaturmaxima anbelangt (Tabelle 8), so können wir eine gewisse Abnahme im Frühling (III) und im Herbst (IX, X) feststellen, zu welcher Zeit die Temperaturunterschiede zwischen Küste und Binnenland am kleinsten sind. Die Lexisschen Verhältnisse der Temperaturminima sind im Juli und August am grössten, wobei die Unterschiede in der Temperaturverteilung zwischen Innen- und Küstenland grösser sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Lexissche Verhältnis sich als ein gutes Hilfsmittel zur Feststellung der Unterschiede in der Verteilung der meteorologischen Elemente an den einzelnen Stationen benutzen lässt.

## Verzeichnis der Tabellen.

	Seite
1) Die Werte der klimatischen Indizes für einige meteorologische Stationen Estlands. . . . .	12
2) Die Grenzwerte der bei der Berechnung der Lexisschen Verhältnisse benutzten Niederschlagsgruppen. . . . .	15
3) Die Lexisschen Verhältnisse für die täglichen Niederschlagsmengen (1928—1937). . . . .	16
4) Die Grenzwerte der Gruppen der täglichen Schneehöhen (cm). . . . .	17
5) Die Lexisschen Verhältnisse für die Schneehöhen (1928—1937). . . . .	18
6) Die Grenzwerte der Gruppen der Temperaturmaxima. . . . .	19
7) Die Grenzwerte der Gruppen der Temperaturminima. . . . .	19
8) Die Lexisschen Verhältnisse für die täglichen Temperaturmaxima (1926—1935). . . . .	19
9) Die Lexisschen Verhältnisse für die täglichen Temperaturminima (1926—1935). . . . .	20

## Verzeichnis der Figuren.

	Seite
1) Isothermen des Januars. . . . .	3
2) Isothermen des Mai. . . . .	4
3) Die Lage der 0-Isanomale der Lufttemperatur für den Mai, den Herbst (IX, X, XI) und den Winter (XII, I, II). . . . .	5
4) Isohyeten für den Juni (1923—35). . . . .	6
5) Isohyeten für den Oktober (1923—35). . . . .	6
6) Die Lage der 0-Isanomale für den Juni, Oktober, November mit den entsprechenden 2-Streifen nach den Niederschlagsmengen. . . . .	7
7) Die Grenzlinie der Klimagebiete nebst dem 2 $\sigma$ -Streifen. . . . .	8
8) Die Grenzlinie des kalten Küstengebiets, nebst dem 2 $\sigma$ - Streifen nach den Temperaturen vom Mai. . . . .	9
9) Die Grenzlinie nebst dem 2-Streifen des Gebiets mit dem Beginn des Temperaturfalles nach der Temperatur vom September, Oktober und November. . . . .	10
10) Die Verteilung der klimatischen Indizes in Estland. . . . .	12
11) Die Verteilung der bei der Berechnung der Lexisschen Verhältnisse nach den täglichen Niederschlagsbeob- achtungen in Betracht gezogenen meteorologischen Stationen . . . . .	14
12) Die Verteilung der bei der Berechnung der Lexisschen Verhältnisse nach den täglichen Schneehöhenbeob- achtungen in Betracht gezogenen Stationen. . . . .	17
13) Die Verteilung der bei der Berechnung der Lexisschen Verhältnisse nach den täglichen Temperaturmaxima und -minima in Betracht gezogenen Stationen. . . . .	18



