S. V. Kalesnik

Üldise maateaduse alused

E. Kumari
10. 2. 1961.



S. V. KALESNIK

ÜLDISE MAATEADUSE ALUSED

EESTI RIIKLIK KIRJASTUS
TALLINN 1961

Originaali tiitel:

С. В. Калесник

ОСНОВЫ ОБЩЕГО ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ

Издание второе, переработанное

Государственное учебно-педагогическое издательство
Министерства просвещения РСФСР
Москва 1955

Tõlkinud:
E. Hang, A. Kongo, A. Mihkelsoo,
V. Murel, A. Raik, L. Remmel

Kmr
Tartu Riikliku Ülikooli
Raamatukogu
341

I peatükk

FÜÜSILISE GEOGRAAFIA OBJEKT JA SISU

Objekti teaduslikul uurimisel on kaks põhi- ehk lõppeesmärki: ettenägemine ja kasu.

D. I. Mendelejev

1. Loodus kui ühtne tervik. Inimeste poolt paljude sajandite jooksul kogutud kõige mitmekesisemate teaduslike faktide range uurimine ja üldistamine ei jäta kahtlust selles, et loodus pole asjade ja nähtuste juhuslik kogum, vaid seaduspärane ja terviklik süsteem, milles asjad ja nähtused on lahutamatult seotud üksteisega, sõltuvad üksteisest ja tingivad üksteist. Seetõttu pole ükski nähtus looduses mõistetav, kui vaadelda teda väljaspool seoseid teiste nähtustega. Iga nähtus mõjutab kõiki ülejäänuid ning nende kogum mõjub igaühele üksikult. Asjade ja nähtuste vastastikune seos ja tingitus on üks objektiivses tegelikkuses valitsevatest kõige üldisematest seadustest ning iga teaduse ülesandeks on avastada see seos kõikjal: suures ja väikeses, osades ja tervikus.

Maal ja maailmaruumis muutub kõik lakkamatult. Miski pole igavesti muutumatu. Iga looduspilt, mida me praegu vaatleme, oli minevikus teistsugune ja ka tulevikus ei jää ta sarnaseks praegusega.

Loodus tervikuna on igavene ja lõpmatu, tema üksikud osised aga kaduvad: nad tekivad, arenevad ja hävinevad, see tähendab muutuvad teisteks osisteks. Mägismaa saatuseks on tasandikuks muutumine. Teisest küljest võivad tasandike asemele hiljem tekkida ja tekivadki mäed. Mere põhi muutub maismaaks ja maismaa mere põhjaks. Süttivad ja kustuvad taevakehad. Muutuvad tähtkujude piirjooned, lagunevad ja moodustuvad molekulid, geoloogiliste ajastike vältel hävinevad korduvalt vanad ning tekivad uued looma- ja taimeriigid. Kõiki neid ja teisi maailmaruumis toimuvaid muutusi, alates kehade lihtsast mehaanilisest ümberpaigutumisest ja lõpetades hämmastavalt keeruka ja peene mõtlemisprotsessiga, nimetame mateeria liikumiseks. Liikumine ja

mateeria on lahutamatud: liikumine on mateeria eksisteerimise viis, tema ürgne omadus, ning igasugusel rahul ja tasakaalul on ainult suhteline tähendus.

Mateeria liikumine ei ole kord läbitu lihtne kordamine. Kui tasandiku asemele kerkivad mäed ning mägismaa teda uhtuvate jõgede ja teiste tegurite lõhkuva toime tagajärjel jällegi omandab tasandikulise ilme, siis see teine tasandik pole eelmise koopia, vaid on midagi uut, täiendavate joontega rikastunud kas või juba sellegi poolest, et antud kohal osutub maakoor sügavamal tasemel liigestatuks ja säilitab seejuures eelnenud mäetekkeperioodil saadud keerukate struktuuride jälgi. Järelikult on mateeria muutumisel progressiivne iseloom; selle muutumisega kaasneb mateeria koostise ja sisemiste seoste keerukamaks muutumine, s. t. see liikumine on materiaalse maailma arenemine.

Eriti tähtsaks arenemise faasiks on hüppeline faas, s. o. üleminek väikestelt ja varjatud kvantitatiivsetelt muutustelt põhilistele, nähtavatele, kvalitatiivsetele muutustele. Kuni objektis toimuvad kvantitatiivsed muutused, paistab ta meile püsivana, stabiilsena, rahus ja tasakaalus olevana. Püsivuse ning stabiilsuse häired on omased objektidele, mis teevad läbi kvalitatiivseid muutusi. Arenemise protsessis toimub üleminek ühest kvalitatiivsest olekust teise tavaliselt palju kiiremini kui sellele eelnenud kvantitatiivsete muutuste kogunemine, kuigi hüppe kestus võib olla erinev: sekundi murdosast (aatomipommi plahvatus) kuni miljonite aastateni (orogenees). Kuid kvalitatiivsed muutused toimuvad ka vana kvaliteedi elementide järkjärgulise suremise ning uue kvaliteedi elementide pideva kogunemise teel. See on juba hüppe teine vorm. Selle näiteks võib olla rahvaste keelte arenemine, ühiskonna üleminek sotsialismilt kommunismile, teadvuse tekkimine aistingust, aistingu tekkimine ärrituvusest (loomastiku üldise evolutsiooni käigus), paljude organismiliikide kujunemine.

Asja uus omadus tekib vastandina vanale, vana eitusena (mäed — tasandik, maismaa — mere põhi jne.). Siiski pole see paljas eitus, sest uus juurdub alati vana rüpes ja sisaldab endas ümbertöötatud kujul eelnenud arenemise positiivseid resultaate. Selle vahel, mis oli ja mis tuleb, esineb alati pärinevuslik sõltuvus. Nii toimus Maa elu kõigil geoloogilistel aegadel uute kivimite moodustumine olulisel määral vanemate kivimite muutumise ning purunemise arvel.

Kõigis looduse nähtustes ja asjades esinevad omad negatiivsed ja positiivsed küljed, oma äraelanu ja kasvav. Sisemistest vastuoludest põhjustatud vastandlike tendentside kokkupõrkamises seisabki arenemisprotsessi põhjus ja sisu. Iga erinevus ongi juba vastuolu. Arenemise põhjus asub järelikult asjade sees; välised mõjutused on ainult arenemise tingimusteks, mis avaldavad arenemisele kiirendavat või aeglustavat mõju. Samaaegselt on sisemised vastuolud ühtsed. Nende ühtsus seisab selles, et vastu-

olu kumbki külg eeldab teise külje vältimatut olemasolu (eluta pole surma, jõe erosioonita pole jõe akumulatsiooni), samuti ka selles, et aja jooksul lähevad vastandid üksteiseks üle (tsüklon antitsükloniks).

Kui mingi nähtuse lihtsas arenemisprotsessis tegutseb ainult üks vastuolu, siis keerukas arenemisprotsessis võib neid olla palju ning nad astuvad omakorda üksteisega vastuollu. Kuid keerukas süsteemis sisaldub alati peamine vastuolu; selle esinemine ja arenemine tingib ülejäänud vastuolude esinemise ja arenemise. Põhiline vastuolu ei kao keeruka protsessi lõppemise momendini, põhilisele vastuolule allutatud vastuoludest aga muutuvad ühed teravamaks, teised lahenevad ajutiselt või osaliselt, kolmandad tekivad uuena. Kuid ka peamise vastuolu mõlemad küljed pole võrdsed ega tasakaalusta teineteist; see tähendab, et ka siin esineb peamine ja allutatud külg. Arenemise erinevatel etappidel läheb valitsemine üle peamiselt küljelt allutatud küljele, vanalt uuele. Asjade ja nähtuste kvaliteedi määrab põhiliselt valitseva positsiooniga vastuolu peamine külg.

Mõõduka kliimaga aladel moodustuvad paljud rohusood järvede kinnikasvamise tagajärjel. Rohttaimede suremine ja sellega seotud turba kogunemine kõrgendab soo pinda sedavõrd, et sellel kasvavad taimed osutuvad eraldatuks põhjavetest ja loovutavad koha sfagnumsammaldele, mis rahulduvad toitumisega atmosfäärse niiskuse arvel. Sfagnumsammalde suremine põhjustab edasist turba kogunemist, millega kaasneb turba tihenemine ja kuivamine, mistõttu soole võib asuda esiteks villpea ja seejärel ka mänd. Kogu see üleminek järvest rohusoo kaudu rabamännikuks toimub isearenemise teel, mis põhineb vastandlike elementide võitlusel, kvantitatiivsete muutuste (turba kogunemine) hüppelisel üleminekul kvalitatiivseks muutuseks.

Niisiis on loodus ühtne tervik, mis on katkematus liikumises mööda tõusujoont (s. o. arenemises), ning see liikumine toimub kõigile asjadele ja nende kompleksidele sisemiselt omaste vastuolude lahenemise teel. Need dialektilise materialismi teesid on igale teadusele, nende hulgas ka nõukogude füüsilisele geograafiale, põhiliseks ja ainsaks usaldusväärseks loodusnähtuste tunnetamise meetodiks, mis on seda võimsam, et ta ise on teaduse ja praktika poolt avastatud loodusseaduste loogiline üldistus.

2. **Füüsilise geograafia objekt.** Looduse ühtsus eeldab vältimatult ka teaduse ühtsust, sest teadus on looduslike seaduspärasuste peegeldus inimeste teadvuses. Samal ajal on mateeria konkreetsed liikumisvormid ning erinevate liikumisvormide vastuolud sedavõrd mitmekesised ja spetsiifilise iseloomuga, et ilmneb vältimatu vajadus neid ka üksikult uurida, s. o. tekib vajadus rea suhteliselt iseseisvate teadusharude järele.

Teadusharu iseseisvuse (eespool näidatud mõttes) vaieldamatuks mõõduks on teiste teadusharude uurimisobjektidest kvalitatiivselt erineva uurimisobjekti olemasolu. Teadusharu on isesei-

sev siis, kui ta uurib seda, mida ei uuri teised teadusharud. Teiste sõnadega, iga iseseisvusele pretendeeriv teadusharu peab uurima mateeria liikumise erinevat vormi või rida omavahel seotud ning üksteiseks üle minevaid liikumise vorme.[1] Veel kord teiste sõnadega: sfääride piiritlemine teaduses põhineb teadusliku uurimise objektides sisalduvatel spetsiifilistel vastuoludel; ühe või teise teadusharu ülesandeks on just nimelt uurida teatavaid vastuolusid, mis on omased ainult teatavale nähtuste sfäärile.[2]

Pöördudes geograafiateaduste ajaloo juurde, võib veenduda, et füüsilise geograafia spetsialistide tähelepanu oli aastasadade jooksul muutumatult pööratud peamiselt ühele ja samale: maakera pinnale. Järelikult oli füüsilise geograafia objektiks alati Maa pind.

Missugune sisu tuleb anda mõistele «Maa pind»?

Juba ammu märgati, et Maa kui planeet koosneb mitmest üksteisel asuvast kestast. Kõige välimine kest on atmosfäär (gaaskest), temast madalamal asuvad hüdrosfäär (vesikest) ja litosfäär (kivikest). Maa sisemus jaguneb samuti erinevate füüsikaliste omadustega kestadeks.[3]

Mõned kestad on üksteisest nii kaugel, et nende vahetu kokkupuutumine ja otsene vastastikune mõju pole võimalik. Maa pinnal aga asuvad vesi, õhk, organismid ja mineraalsed ained mitte ainult tihedas kontaktis, vaid ka kõige keerukamas vastastikuses läbipõimumises ja vastastikuses olenevuses. Maa pinnale koondub peaaegu kogu Päikese soojus, mis ei tungi maakera sügavusse, samuti nagu ta ei tungi olulistes kogustes ka Maast kaugel asuvatesse atmosfäärikihtidesse. Ainult Maa pinnal ja selle pinna lähedal areneb elu. Maa pinnal kulgevad kõige intensiivsemalt maailmaruumist juurde voolavast päikeseenergiast tingitud protsessid (vee, tuule, jää jne. tegevus) ja avalduvad eriti reljeefselt tagajärjed, mida kutsub esile nende protsesside vastuoluline vastastikune mõju teise protsesside rühmaga, mida tekitab Maa sisemine soojus (maakoore mitmesugused liikumised). Ainult Maa pinnal ning mitte kusagil mujal toimub mullastiku ning settekivimite moodustumine ja ainult siin võib aine püsivalt eksisteerida kõigis oma kolmes füüsikalises olekus — tahkes, vedelas ja gaasilises. Kõik see kokku võimaldab väita, et Maa pind koos tema juurde kuuluvate atmosfääri ja hüdrosfääri osadega erineb *kvalitatiivselt* meie planeedi kõigist teistest kestadest.

---

[1] Ф. Энгельс, Диалектика природы, 1952, стр. 198.

[2] Mao Tse-Dung, Praktikast ja vastuoludest. Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1958, lk. 30.

[3] V. I. Vernadski (Очерки геохимии, 1934) teeb vahet *geosfääride* ja *Maa kestade* vahel. Viimane mõiste on laiem ja haarab sageli mitmeid geosfääre. Nii koosneb Maa kest «atmosfäär» troposfäärist, stratosfäärist ja ionosfäärist kui üksikutest geosfääridest.

Rääkides Maa pinnast kui oma teaduse objektist, peab füüsilise geograafia spetsialist silmas mitte lihtsat füüsikalist või matemaatilist pinda, vaid sisemiselt terviklikku materiaalset süsteemi, erilist Maa kesta, mis erineb planeedi teistest kestadest oma koostise ja ehituse suurema keerukuse poolest. Välisest küljest kujutab see materiaalne süsteem igal antud momendil litosfääri reljeefi, tema geoloogiliste struktuuride ja litoloogiliste komplekside, vee- ja õhumasside, mullastiku ja elukonna teatavat kooslust selle sõna kõige laiemas tähenduses.

Seda süsteemi võib uurida eelkõige kahest peamisest aspektist: 1) kui mingit ühtset, terviklikku ja seaduspärast asjade ja nähtuste kompleksi; selline uurimine on keeruka, kuid konkreetse reaalsuse uurimine; 2) süsteemi iga koostisosa või koostisosade rühma võib uurida eraldi; sellise uurimise puhul on tegemist juba teatava abstraktsiooniga.

Mõlemad uurimisviisid on täiesti põhjendatud ja vajalikud ning arenevad paralleelselt, osutades teineteisele vastastikku teeneid, kuid on täiesti selge, et teisel viisil saadud andmete formaalne ühendamine ei saa asendada Maa pinna uurimist esimesel viisil.

Maa pinnal ei eksisteeri vesi, õhk, kivimid ega organismid üksteisest sõltumatult. Nad esinevad koos ja juba kas või ainult seetõttu saab nende arenemine uue suuna, mida pole võimalik ette näha ja selgitada nende käsitlemisel üksikult.[4] Nähtuste kompleksis omandab igaüks neist teistsuguse iseloomu kui isoleeritud eksisteerimisel. Kui seda mitte silmas pidada, siis jääb kogu maailm meile lahendamatute mõistatuste pidevaks ahelaks.

Kliima niiskuse määrab eelkõige sademete hulk. Kuid ühe ja sama sademete hulga juures on tundras niiske kliima, kõrbes aga kuiv, sest sademete ühesuguse hulga mõju «moonutab» auramine, mis tundras ja kõrbes toimub erineva intensiivsusega. Inimene võib tunda täiesti ühetaolist soojust õhutemperatuuri +17,8° C ja +27,8° C puhul, kui esimesel juhul õhk on liikumatu ja küllastunud veeaurust ning teisel juhul suhteline niiskus on 40% ja tuule kiirus 2 m/sek. Arvestamata Maa telje kõrvalekallet Maa orbiidi tasapinna suhes tõmmatud perpendikulaarist, ei mõista me kunagi, miks meie poolkeral talv esineb just sel ajal, mil Maa asub oma soojusallikale — Päikesele — kõige lähemal.

Võib tuua rohkesti näiteid, mis tõendavad, et nähtuste kooosesinemisel ja vastastikusel mõjutamisel moodustub mitte nende lihtne summa, vaid uus kvaliteet. On selge, et samuti nagu suhkru omadusi ei saa tundma õppida ainult süsiniku, hapniku ja vesiniku kui suhkru koostisosade omadustega tutvumise põh-

[4] Lähemalt vt. selle kohta А. А. Григорьев, Проблема взаимообмена веществ и энергии в литосфере, гидросфере и атмосфере..., «Известия АН СССР», серия геогр., № 4, 1952.

jal, nii ei saa tõeliselt uurida ka Maa pinda, kui lihtsalt liita kõik andmed reljeefist, mullast ja teistest tema ehituse komponentidest, sest meie ees pole mulla, reljeefi, taimkatte ja teiste koostisosade mehaaniline konstruktsioon, vaid kvalitatiivselt uus moodustis, mis on ajalooliselt tekkinud nende osade vastastikku tingitud eksisteerimise ja arenemise tulemusena. Juba kasutatud analoogia järgi on Maa pind «süsivesik», mitte lihtsalt «süsinik+hapnik+vesinik».

Seetõttu pole mingisugust kahtlust, et Maa pinnaks nimetatav reaalne kompleks kogu oma terviklikkuses täiesti pälvib iseseisvat uurimist *kõrvuti* tema üksikute külgede analüütilise uurimisega. Vähe sellest, see kompleks ei saagi olla uuritav *ainult* analüütilisel teel, sest ühe või teise meetodi kasutamine ei sõltu kaugeltki ainult meie suvast, vaid ka uuritavast objektist: analüüs, mis lahutab antud konkreetse nähtuse komponentideks ja seaduse tuletamise eesmärgil annab nähtuse üksikule küljele abstraktsiooni vormi, ei ole võimeline iseloomustama *lahutamatut* kvaliteeti, sest tema abil avastatud abstraktsed ained pole enam primaarseks reaalseks objektiks.[5]

Maa pinna kui teatava tervikliku süsteemi uurimine moodustabki füüsilise geograafia ülesande. Selle süsteemi üksikute külgede või mõnede üksikute külgede kogumite analüütiline uurimine on teiste teadusharude ülesandeks.

Meie kirjanduses on füüsilise geograafia objekti tähistamiseks soovitatud mitmesuguseid termineid: geograafiline kest (A. A. Grigorjev), geograafiline sfäär (D. L. Armand), geohoor (J. P. Bjallovitš), maastikuline kest (J. K. Jefremov), geograafiline keskkond (A. M. Smirnov, J. G. Sauškin, K. K. Markov, A. D. Gožev, V. L. Kotelnikov jt.). Käesoleva raamatu esimeses väljaandes kasutasime terminit «geograafiline kest», jättes tähele panemata, et selline nimetus loob eeldused puudulikule loogilisele ringile, kui me seejärel hakkame määratlema geograafiat kui «teadust geograafilisest kestast». Samal põhjusel ei sobi ka termin «geograafiline sfäär». Nimetus «geograafiline keskkond», kui rääkida sellest keskkonnast kui füüsilise geograafia objektist, sisaldab samuti tautoloogia elemente; peale selle on geograafilist keskkonda kui ajaloolise materialismi mõistet printsipiaalselt raske samastada füüsilise geograafia objekti mõistega. Teaduse objektil peavad olema omad piirid. Järelikult ka geograafilise keskkonna jaoks, kui võtta ta füüsilise geograafia objektiks, tuleb määrata piirid. Kuid ajalooline materialism ei määra geograafilise keskkonna piire ega mahtu, mis on ka loomulik, sest sellesse mõistesse paigutab ta ainult *üldise* filosoofilise mõtte: meid ümbritsev loodus. Tähendab, määrates geograafilise keskkonna kui oma teaduse objekti piire, annab füüsilise geograafia spetsialist sellega terminile «geograafiline keskkond» *teise tähen-*

[5] В. И. Ленин, Философские тетради, 1934, стр. 225.

duse, mis erineb ajaloolises materialismis kasutusel olevast tähendusest. Sellise teguviisi õigustatus on kaheldav.

On ka teine kaalutlus, mis räägib vastu geograafilise keskkonna samastamisele füüsilise geograafia objektiga. Ajaloolises materialismis tähistab geograafilise keskkonna mõiste mitte ainult meid ümbritsevat loodust, vaid ka inimühiskonna majanduslikke suhteid selle loodusliku ümbrusega: geograafiline keskkond on ühiskonna eksisteerimise üks püsivaid ja vältimatult vajalikke materiaalseid tingimusi. Et aga loodus eksisteerib sõltumatult meie tahtest, meie teadvusest ja sellest, kas meil on temaga majanduslikke suhteid või mitte, siis pole mingisugust vajadust määratleda loodust kui loodusteaduse objekti inimühiskonna suhte kaudu loodusse. Lähtudes kõigest öeldust ning kolmandas paragrahvis lähemalt selgitatavatest alustest, kasutame Maa pinnaga seoses oleva kesta tähistamiseks terminit maastikuline sfäär.

Missugused on maastikulise sfääri piirid? Toetudes tema määrangule, võib arvata, et ta ulatub Maa füüsikaliselt pinnalt ülespoole vähemalt troopopausini, sest kogu troposfäär oma õhumassidega on Maa pinnaga vahetus ja aktiivses vastastikuses mõjutuses. Maa koores ulatub maastikuline sfäär keskmiselt 4—5 km sügavuseni, mis vastab litosfääri, atmosfääri, organismide ja hüdrosfääri vastastikuse mõju resultaadina kujunenud settekivimite kesta keskmisele paksusele.[6] On ilmne, et maastikulise sfääri alumiseks piiriks on Maa ajaloost tuntud maksimaalne sügavus, milleni litosfääri pind on tektooniliselt laskunud allapoole Maailmamere taset (geosünklinaalides 15—20 km). Hüdrosfäär kogu oma paksuses ning kogu elukond kuuluvad samuti maastikulisse sfääri. Maa maastikulise sfääri üldine paksus ei ületa 30—35 km.

Maa maastikuline sfäär on sedavõrd reaalne ja kvalitatiivselt sedavõrd erinev meie planeedi teistest osadest, et teda on pidanud eristama paljud autorid, olgugi teiste nimetuste all ning mõnevõrra teistes piirides. Nii nimetab V. I. Vernadski teda biosfääriks ja peab temasse kuuluvateks atmosfääri alumisi kihte, hüdrosfääri ja maakoore ülemisi kihte. A. J. Fersman nimetab teda Maa kooreks, lugedes viimase koostisse atmosfääri 10—20 km kõrguseni, hüdrosfääri ja litosfääri 15—20 km sügavuseni.[7] L. V. Pustovalov nimetab teda setete moodustumise tsooniks ehk setete kuhjumise tsooniks, lugedes sellesse tsooni atmosfääri alumised osad, kogu hüdrosfääri ja litosfääri ülemise osa.[8]

Lühidalt öeldes, iga teadlane, kes täiesti objektiivselt uurib

---

[6] А. Г. Исаченко, О предмете физической географии, «Известия Геогр. о-ва», 1953, вып. 1.

[7] А. Е. Ферсман, Геохимия, т. I, 1933, стр. 46.

[8] Л. В. Пустовалов, Петрография осадочных пород, т. I, 1940, стр. 24.

Maa pinda, on oma erialast sõltumatult sunnitud tunnistama selle reaalsust ja kvalitatiivset omapära, mida füüsilise geograafia spetsialistid seavad oma tähelepanu keskpunkti ja mille nad teevad oma uurimise spetsiifiliseks objektiks.

J. M. Lavrenko soovitab eristada maastikulises sfääris erilist kihti, milles elu kontsentratsioon on suurim, — nn. fütogeosfääri, mõistes viimase all taimede ja loomade kogumit ja seda keskkonda (tahket, vedelat ja gaasilist), mis on küllastatud eluga. Fütogeosfääri paksus on maismaal mõnikümmend meetrit, meredes ja ookeanides 100—350 meetrit.[9]

3. Füüsilise geograafia ülesanded ja eesmärgid. Füüsiline geograafia uurib maastikulist sfääri tema ainelise koostise, ehituse (struktuuri), arenemise ja territoriaalse liigestatuse suhtes. Kõik need uurimise aspektid on lahutamatult ühtsed.

Maastikulise sfääri sisuks on teda moodustavate komponentide — litosfääri, õhumasside, vete, mullastiku ja biotsönooside — vastastikku tingitud kooslus. Ehituseks ehk struktuuriks nimetame maastikulise sfääri ainelise koostise sisemist organisatsiooni, tema komponentide vaheliste vastastikuste seoste iseloomu.

Maa pinna sajanditepikkune uurimine on näidanud, et see pind jaguneb looduslikult osadeks, mis enam või vähem erinevad üksteisest isegi puht väliste tunnuste poolest. On reegliks, et mida kaugemal üksteisest asuvad need osad, seda märgatavamad ja teravamad on erinevused nende vahel. Antarktise külm lume- ja jääkõrb, Sahaara põuased ja kuivad alad, Amasoonase jõgikonna palavad ja niisked troopilised metsad, tundra ja stepp, Siberi taiga ja Kaukaasia subtroopika võivad olla suurte geograafiliste kontrastide näideteks. Erinevused kõrvuti asuvate maapinna osade vahel torkavad tavaliselt vähem silma (näiteks liivased, kivised, savised ja soolakulised alad kõrbes), kuid nende eristamine ei tee samuti erilisi raskusi. On ilmne, et välised erinevused maapinna üksikute osade vahel põhinevad sügavatel sisemistel erinevustel. Need sisemised erinevused aga on tingitud ühtede või teiste maapinna osade erinevast arenemiskäigust ja erinevast vanusest ning on järelikult iga osa komponentide vaheliste seoste erineva iseloomu resultaadiks.

Kvalitatiivselt teistest osadest erinevaid maapinna osi, mis omavad looduslikke piire ning kujutavad enesest terviklikke ja vastastikuses sõltuvuses olevaid, s. t. seaduspäraseid asjade ja nähtuste kooslusi, nimetatakse füüsilises geograafias maastikeks.

Sarnaste joonte esinemine kõrvuti asuvatel maastikel võimaldab neid maastikke ühendada rühmadeks ning viimaseid omakorda rea tunnuste alusel veel suuremateks rühmadeks. Niisu-

[9] Е. М. Лавренко, О фитогеосфере, «Вопросы географии», 1949, вып. 15.

guse taksonoomilise[10] «integreerimise» ülemiseks piiriks on Maa pind tervikuna. Et maastike esinemine on Maa pinna üks karakteersemaid iseärasusi, siis nimetamegi seda pinda Maa «maastikuliseks sfääriks».[11]

Igal maastikul on individuaalsed, ainult temale omased jooned, kuid kõrgemat taksonoomilist ühikut ei iseloomusta temasse kuuluvate maastike omaduste lihtne summa, vaid teatav eriline ja üldisem seaduspärasus, mis vajab eraldi uurimist. Samal ajal ei tähenda geograafiliste maastike individuaalsus nende omavahelist eraldatust. Vastupidi, kõik maastikud on üksteisega lahutamatult seotud. Mistahes taksonoomilisse järku kuuluv maastik suhtub kogu maapinda nagu osa tervikusse. Maastike välisilme, struktuuri ja arenemise individuaalsed jooned, mis annavad maastikele kvalitatiivse määrangu ja võimaldavad neid üksteisest eristada, ei ilmnegi teisiti kui kogu maapinna struktuurile ja arenemisele omaste seaduspärasuste foonil ja mõju all.

Seega ei tähenda maastikulise sfääri sisemine ühtsus sugugi tema ühetaolisust. Maastikulise sfääri mitmekesisus ja territoriaalne diferentseeritus on tema ebaühtlase arenemise tagajärg.[12] Ühes kohas maakoore tõusu, teises kohas vajumist põhjustavate tektooniliste liikumiste erinevus, sellega seoses olev maismaa, mere ja reljeefi eri vormide jaotuse ebaühtlus, jääkatte või mere alt vabanenud maismaa osade erinev vanus jne. — kõik see koos sellega seostuvate tsonaalsuse nähtustega viibki maapinna liigestumisele tema arenemise käigus paljudeks reaalselt eksisteerivateks füüsilis-geograafilisteks ühikuteks — maastikeks ja nende eriastmelisteks rühmitusteks.

Füüsilise geograafia vaateväljas asuvateks põhilisteks probleemideks on maastikulise sfääri struktuur, tema arenemise iseloom, tempo ja suund, struktuuri diferentseerumine arenemise käigus ning selle järeldusena maastikulise sfääri kaasaegne territoriaalne liigestatus geograafilisteks ühikuteks. Nende probleemide uurimisel on suur tunnetuslik ja praktiline tähtsus. Struktuuri, see tähendab komponentidevaheliste sisemiste seoste iseloomu täpne tundmine võimaldab ette näha, kuidas käituvad ülejäänud komponendid, kui üht või mitut komponenti tahtmatult või teadlikult muuta. Arenemise suuna tundmine aga võimaldab otsustada, kas teadlikult kavandatud või tahtmatult esile kutsutud muutused maastikulises sfääris lähevad looduslike protsesside loomuliku kulgemise suunas või sellele vastassuunas.

---

[10] Taksonoomia on süstemaatika osa, mis uurib süstemaatiliste kategooriate (näiteks liik, perekond, sugukond jne.) mahu ja vastastikuse alluvuse küsimusi.

[11] Ilmselt on üksiku maastiku vertikaalsed (ülemised ja alumised) piirid palju kitsamad kogu maastikulise sfääri vertikaalsetest piiridest, kuid sel määral, kuidas me ühendame maastikke ikka suurematekс ja suurematekс rühmadeks, laienevad nende rühmade vertikaalsed piirid üha enam üles- ja allapoole.

[12] Ю. Г. Саушкин, К изучению ландшафтов СССР, измененных в процессе производства, «Вопросы географии», 1951, вып. 24, стр. 281—282.

Kui füüsilise geograafia ülesandeks on Maa maastikulise sfääri tunnetamine, tema struktuuri, arenemise ja ruumilise erinevuse seaduspärasuste avastamine, siis selle tunnetamise eesmärgiks on avastatud erinevuste ja seaduste praktiline kasutamine, nende rakendamine inimkonna hüvanguks. Muuseas, sellise õilsa eesmärgi ja sellise teadusliku ülesande seavad enesele ainult nõukogude ja rahvademokraatiamaade geograafid. Kapitalistlikes maades pole füüsiline geograafia võimeline tunnetama maastikulise sfääri seadusi, sest ta hülgab teadusliku uurimise ainsa usaldusväärse viisi — dialektilise materialismi meetodi; loodusrikkusi aga kasutatakse seal röövellikult, süsteemitult ja sugugi mitte rahva huvides, vaid väikese käputäie kapitalistlike monopolistide rikastamiseks.

Nõukogude geograafid uurivad iga geograafilist maastikku tema rahvamajandusliku kasutamise võimaluste seisukohalt, tema soovitava ümberkujundamise suuna ja iseloomu hinnangu seisukohalt, s. t. geograafilise keskkonna kõige ammendavama ja teadlikuma ärakasutamise seisukohalt inimühiskonna huvides.

4. Üldine ja regionaalne füüsiline geograafia. Geograafilised eridistsipliinid. Nagu eespool selgus, võib Maa maastikulist sfääri uurida kas tervikuna või üksikute seaduspärase ehitusega väiksemate osade (maastike) või suuremate osade (komponentide) kaupa.

Füüsiline geograafia tegeleb ainult kahe esimese ülesande lahendamisega, mille alusel me eristame geograafias kaht lahutamatult seotud haru: üldist füüsilist geograafiat (ehk üldist maateadust) ja regionaalset füüsilist geograafiat (ehk maastikuteadust).

Üldise maateaduse uurimisobjektiks on maastikuline sfäär tervikuna tema koostise, struktuuri ja arenemise kõige üldisemates joontes.

Maastikuteaduse uurimisobjektiks on geograafilised maastikud ja nende mitmesugused taksonoomilised rühmitused nende koostise, struktuuri ja arenemise individuaalsetes iseärasustes ja nende lahutamatus seoses üldgeograafiliste seaduspärasustega.

Välismaa ja ka meie kirjanduses esines ja esineb veelgi ekslikke katseid tõmmata ületamatu piir üldise maateaduse ja maastikuteaduse vahele, eraldada neid teineteisest ja isegi vastandada üht nendest kui geograafilist teadust (maastikuteadus) teisele kui mittegeograafilisele teadusele (üldine maateadus). See on aga täiesti lubamatu. Geograafiline maastik on lahutamatu maastikulisest sfäärist, sest ta moodustab selle osa; maastikuline sfäär on lahutamatu maastikust, sest paljud tema iseärasused ilmnevad maastikes ja maastike kaudu. Nagu bioloogias iga üksiku organismi uurimine mitte ainult ei eita, vaid eeldab üldise bioloogia vajalikkust, nii ka üksikute maastike uurimine mitte ainult ei eita, vaid, vastupidi, eeldab üldise maateaduse vaja-

likkust.[13] Määratledes üldist maateadust kui teadust Maa kõige üldisematest geograafilistest seaduspärasustest, astume otsustavalt vastu seni veel püsivale metafüüsilisele seisukohale, millele vastavalt üldist maateadust vaadeldakse kui eri teadusharude poolt kogutud mitmesuguste andmete lihtsat mehaanilist aglomeraati.

Maa maastikuline sfäär ja ka iga maastik eraldi koosneb paljudest lihtsatest ja keerukatest osadest. Avastades nende hulgas üha lihtsamaid, jõuame lõpuks molekulide ja aatomiteni, mis loomulikult ei saa kuuluda füüsilise geograafia vaatevälja. Seetõttu on füüsilise geograafia spetsialistidel maastikulise sfääri (ja maastike) ainelise koostise uurimisel tegemist ainult selle väga suurte ja keerukate komponentidega, nimelt, nagu juba nägime (§ 3), litosfääriga (koos tema välise vormi — reljeefiga), õhumasside, vete, mullastiku, taime- ja loomakooslustega. Kõik need on maastikulise sfääri osad. Füüsiline geograafia uurib nende osade materiaalset ühtsust, mis moodustab erilise kvaliteedi. Iga suure komponendi üksikasjaline uurimine aga on ülesandeks g e o g r a a f i l i s t e l e e r i d i s t s i p l i i n i d e l e, millest igaüks on täiesti iseseisev teadusharu. Nagu füüsiline geograafia pole erinevate loodusteaduste ühendus ega üldistus, sest tal on oma uurimisobjekt, nii pole ka geograafilised eridistsipliinid füüsilise geograafia osad või peatükid, sest igal neist on samuti oma uurimisobjekt (reljeef, atmosfäär, mullastik jne.). Geograafilisteks eridistsipliinideks nimetatakse neid ainult seetõttu, et nad uurivad osasid sellest tervikust, mis on füüsilise geograafia objektiks. Seejuures tuleb rõhutada, et geograafilised eridistsipliinid ei uuri oma «osasid» eraldi tervikust, vaid vaatlevad viimast kui valitud uurimisobjekti eksisteerimise ja arenemise omapärast «keskkonda».

Geograafiliste eridistsipliinide hulka kuuluvad eelkõige geomorfoloogia, klimatoloogia, hüdroloogia, okeanograafia, mullateadus, botaaniline geograafia ja zoogeograafia. Siia juurde tuleb arvata ka kartograafia — teadus geograafilisest kaardist ning ühtlasi omapärane ja väga võimas vahend, mille abil meil on võimalik teaduslikult üldistada oma teadmisi maapinnast; paleogeograafia, mis tegeleb spetsiaalselt maastikulise sfääri arenemisega kogu tema eksisteerimise tohutu pika aja vältel; lõpuks ajalooline geograafia — teadus maastike muutumistest Maal ajaloolisel ajal (alates paleoliitikumist) seoses inimühiskonna pidevalt kasvava mõjuga maastikele.

Eriline koht kuulub majandusgeograafiale. Kui füüsiline geograafia uurib stiihilisi looduslikke seaduspärasusi Maa maastikulises sfääris, arvestades seejuures inimühiskonna mõju loodusele, siis majandusgeograafia võtab uurimise aluseks teatavad ühis-

[13] С. В. Калесник, Что же такое общее землеведение? «Известия Геогр. о-ва», 1952, вып. 2, стр. 178.

kondlikud seaduspärasused, arvestades seejuures looduslikke tingimusi. Järelikult füüsiline geograafia ja majandusgeograafia, tegeldes printsipiaalselt erinevat järku nähtustega, pole mitte üksnes iseseisvad teadusharud, vaid kuuluvad ka erinevatesse teaduse valdkondadesse: füüsiline geograafia kuulub loodusteaduste, majandusgeograafia aga ühiskonnateaduste hulka. Sellest tuleneb füüsilist geograafiat ja majandusgeograafiat haarava ühtse geograafia esinemise võimatus.

Siiski on need mõlemad teadused kõige tihedamas omavahelises seoses, sest inimühiskond on mõeldamatu väljaspool geograafilist keskkonda, allub selle keskkonna mõjule, kasutab ja kujundab ümber geograafilist keskkonda, mis on inimühiskonna eksisteerimise ja arenemise üheks alaliseks ja vältimatult vajalikuks materiaalseks tingimuseks.

5. Lühike ülevaade mõnedest seisukohtadest füüsilise geograafia objekti ja sisu suhtes. Välisriikide geograafia ajalugu XVIII—XX sajandil annab tunnistust sealse geograafilise mõtte pidevast langusest. Geograafilise teooria arenemine läks seal põhiliselt metafüüsilist ja idealistlikku rada: Kantist Ritterini, Ritterist Hettneri, Huntingtoni ja Hartshorne'ini. Sel foonil kerkib ainsana esile A. Humboldt, kes esitas rea viljakaid ja hinnatavaid ideid.

Koostades oma õpetust maailmaruumi füüsikast, eristas Humboldt selles kaht — sideerilist ja telluurset — osa. Telluurne osa ehk füüsiline maakirjeldus on üsna lähedane sellele, mida me praegu nimetame üldiseks maateaduseks. Humboldt kirjutas: «Nagu filosoofia ajalugu ei kujuta enesest erinevate filosoofiliste vaadete lihtsat kogumit, nii ka maailma kirjelduse telluurne osa pole loodusteaduste entsüklopeediline kogum.»

Ja edasi: «Ühetaoliste või üksteisele lähedaste looduslike suhete vaatlemist, Maa nähtuste üldist käsitlemist nende vastastikuses sõltuvuses... ei või ära segada üksikute looduslike objektide analüüsimisega.» Kokkuvõtlikult formuleerib Humboldt üldise maateaduse ülesanded: «Füüsilise maakirjelduse lõppeesmärgiks on... ühtsuse tunnetamine paljuses, telluursete nähtuste üldiste seaduste ja sisemiste seoste uurimine.»

Humboldt arvas, et loodus on «igavesti kasvav, igavesti ümber kujunev ja arenev», et «looduse kirjeldamist ei saa täielikult eraldada looduse ajaloost; geognosist ei saa praegust mõista ilma möödunuta; need mõlemad tungivad teineteisesse ja liituvad Maa looduse pildiks». Lõpuks oli ta täiesti veendunud, et filosoofia järeldused ei või erineda loodusteaduste järeldustest: kui selline lahkuminek esineb, siis on kas filosoofia sisutu või on järeldus teaduslikest faktidest tehtud valesti. [14]

A. Humboldti pärand geograafilise teooria osas ei leidnud Lääne-Euroopas tingimusi edasiarenemiseks. Selle ujutasid üle

[14] Космос, т. I, 1866, стр. 23, 50, 53, 54, 62, 66.

iga liiki ebateaduslikud kontseptsioonid, milledest kõige visamini püsiv ja kapitalistliku ühiskonna valitsevate klasside huvidele kõige paremini vastav oli saksa geograafi A. Hettneri kontseptsioon.

Geograafiale sõltumatu koha «leidmiseks» koostas Hettner läbini formaalse, idealistliku teaduste klassifikatsiooni. Ta arvas, et kui mingisugust nähtust uurida teda teistest nähtustest eraldavate oluliste tunnuste suhtes, siis on see ühe («süstemaatilise») teaduse asi; kui uurida mitte nähtusi ja asju, vaid ainult nende ruumis paiknemise tüüpe, siis on see juba teine («horoloogiline») teadus; lõpuks, nähtuste ajalise järjestuse uurimine on ülesandeks kolmandale teaduste rühmale («ajaloolistele teadustele»). Selles skeemis on geograafia loetud horoloogiliseks teaduseks: tema iseärasus ja sõltumatus seisab Hettneri järgi selles, et ta, tundes vähe huvi nähtuste olemuse ja nende ajalise vahetumise vastu, uurib Maad peaaegu eranditult asjade ruumilise rühmitumise seisukohast.[15]

Hettneri klassifikatsioonist järeldub, et üks ja sama asi võib sõltuvalt «vaatekohast» olla kolme teaduse[16] uurimisobjektiks ning järelikult mitte ükski neist teadustest eraldi võetuna ei anna asjast terviklikku reaalset ettekujutust, see tähendab, pole võimeline asja tunnetama. See klassifikatsioon on metafüüsiline seepärast, et ta eraldab kunstlikult kvaliteedi, ruumi ja aja kategooriad, mis materiaalses objektis esinevad alati kõik koos, ja samuti seetõttu, et eitades geograafia õigust tegelda arenemise probleemiga, teeb ta geograafia objekti liikumatuks, staatiliseks. Paikkonna arenemise ajaloo seostamist selle paikkonna geograafilise kirjeldusega loeb Hettner «metodoloogiliseks veaks», vajadust mingil määral arvestada maastike muutumist ajas aga peab ta «vältimatuks paheks».[17] On selge, et Hettneri geograafia on kirjeldav pseudoteadus, mis mehaaniliselt ning viljatult uurib asjade jaotust maapinnal.

Iga nähtust looduses ei iseloomusta ainuüksi tema kvaliteet, vaid ka tema jaotus ruumis ja arenemine ajas. Mitte võtta vaatluse alla ühte nendest iseärasustest tähendab ära öelda tegelikkuse tunnetamisest ja, mis veel halvem, jutlustada vale ideed, et loodus on sõltumatute asjade ja nähtuste ning isegi nähtuste üksikute «külgede» juhuslik kooslus. Et asja tõeliselt mõista, tuleb uurida kõiki tema külgi ja seoseid, tuleb asja võtta tema arenemises, muutumises, kogu tema konkreetsuses.[18]

Toetades maailma tunnetamatuse idealistlikku kontseptsiooni, eitas Hettner geograafiliste maastike reaalsust. Ta vaatles maastikke mitte kui tegelikult eksisteerivaid looduslikke moodustisi, vaid kui lihtsat kogumit kõigist meie teadmistest asjade ja nähtuste sarnasuse, erinevuste ja ruumiliste suhete kohta, see tähendab kui inimmõistuse väljamõeldist. Kindlaid looduslikke piirkondi ei esine; geograaf võib tegelda maapinna jaotamisega ainult tuginedes subjektiivsetele arvamustele; ei ole õigeid ega ebaõigeid jaotamisi, vaid on ainult otstarbekohased ja mitteotstarbekohased jaotamised.[19]

Hettneri ja tema järgijate poolt geograafiasse toodud ebateaduslik omavoli viis selle teaduse Euroopas ja Ameerikas ummikusse. Nagu näha ameeriklase Hartshorne'i kirjutisest[20], peab kodanlik geograafia kuni käesoleva ajani A. Hettneri õpetust oma teoreetiliste saavutuste «krooniks».

Mõnede autorite arvates on teadusharu iseseisvuse piisavaks tunnuseks oma uurimismeetodi olemasolu. Nad väidavad, et geograafial on oma eriline geograafiline uurimismeetod, mis koosneb ruumilisuse, põhjuslikkuse ja võrdlemise

---

[15] А. Геттнер, География, ее история, сущность и методы, М.-Л., 1930, стр. 7.

[16] Sealsamas, lk. 9.

[17] Sealsamas, lk. 126, 214.

[18] Vt. V. I. Lenin, Teosed, 32. kd., lk. 74.

[19] A. Hettneri tsiteeritud teos, lk. 278 ja 285.

[20] R. Hartshorne, The Nature of Geography, 1939.

printsiipidest.[21] See pole aga õige. Me ei tunne loodusteadust, mis ignoreerib uuritava nähtuse levikut ruumis, ei avasta nähtuste põhjusi ega võrdle üht nähtust teisega. Ei ole erilist geograafilist meetodit, samuti nagu pole keemilist, meditsiinilist, astronoomilist jne. meetodit.

Meetodeid on teadusharudest vähem ning ükski nendest pole ainult mingisuguse teadusharu spetsiifiline omand. Järelikult teadusharude klassifitseerimine uurimis- või tunnetusmeetodite järgi on niisama ebaõige kui nende jagamine hetnerlike «vaatekohtade» järgi uuritava objekti suhtes.

Meie maal arenes füüsiline geograafia teisiti. Ka siin peegeldas ta oma teoreetilistes konstruktsioonides võitlust kahe erineva — idealistliku ja materialistliku — maailmavaate vahel, kuid tema peamiseks suunaks oli materialistlik suund. Seetõttu läks geograafiline mõte Venemaal ja NSV Liidus kaldumatult tõusuteed ja on meie ajal saavutanud tulemusi, mis võimaldavad kõnelda laia ja perspektiivse geograafilise teooria üldiste kontuuride loomisest.

Nõukogude geograafia sai revolutsioonieelsetelt geograafideltklassikutelt hinnalise pärandi. Oma teoses «Maa kihtidest» ja teistes töödes väljendas M. V. Lomonossov esimesena maailma geograafilises kirjanduses ideed looduse arenemisest ja maapinna komponentide vaheliste seaduspäraste vastastikuste seoste olemasolust. S. P. Krašeninnikovi «Kamtšatkamaa kirjeldus» (1755) ja P. I. Rõtškovi «Orenburgi topograafia» (1762) kui klassikalised tööd annavad vastavate valdkondade kogu looduse terviklikku kirjelduse. XIX sajandil töötasid Venemaa eesrindlikud geograafid välja geograafilised ideed, mille aluseks olid Belinski, Tšernõševski, Dobroljubovi jt. materialistlikud filosoofilised vaated.

Aastail 1898—1900 avaldas V. V. Dokutšajev oma tähelepanuväärsed vaated, mis panid aluse tõeliselt teaduslikule füüsilisele geograafiale. Dokutšajev näitas, et tuleb uurida mitte ainult üksikuid asju ja nähtusi, vaid ka nendevahelisi geneetilisi, igavesi ja seaduspäraseid seoseid; et asjade ja nähtuste seaduspärane kooslus Maal moodustab erilisi sisemiselt terviklikke looduse objekte — niinimetatud looduse tsoone; lõpuks, et kogu anorgaanilise ja orgaanilise maailma üldises iseloomus avalduvad ülemaailmse tsonaalsuse selged, teravad ja kustutamatud jooned.[22]

Looduslike nähtuste vastastikuse seostatuse idee on valitseval kohal ka D. N. Anutšini, A. I. Vojeikovi, N. A. Severtsovi, G. F. Morozovi, G. N. Võssotski ja teiste vene geograafia klassikute töödes.[23]

Geograafiliste uurimiste seos maa praktiliste vajadustega, teoreetiliste järelduste põhjendamine ulatusliku faktilise mater-

---

[21] Э. Мартонн, Основы физической географии, т. I, 1939, стр. 26—30.
[22] Б. В. Докучаев, Учение о зонах природы, Географгиз, 1948.
[23] Lähemalt vt. Ю. Г. Саушкин, Основные идеи русской классической географии дореволюционного периода; Н. А. Солнцев, Основные этапы развития ландшафтоведения в нашей стране («Вопросы географии», 1948, вып. 9).

jaliga, kirjeldatavate paikkondade geograafilise iseloomustuse tõepärasus, konkreetsus ja lihtsus, geograafiliste uurimiste mitmekülgsus (komplekssus), püüd avastada looduses vastastikusi seoseid ja kohalikke erinevusi — sellised on vene klassikalise geograafia üldised jooned. Ja kuigi klassikaline geograafia ei väljunud stiihilise materialismi raamidest, ei uurinud spetsiaalselt geograafiliste ühikute arenemise küsimust ja sisaldas tõsiseid vigu (geograafilise determinismi vaimus) geograafilise keskkonna ja inimühiskonna vastastikuste suhete hinnangus, ei tule meil otsustada geograafide-klassikute teenete üle selle järgi, mida nad ei andnud võrreldes praeguste nõudmistega, vaid selle järgi, mida nad andsid uut võrreldes oma eelkäijate ja kaasaegsetega.

Kvalitatiivselt uude arenguetappi astus geograafia meie maal pärast Suurt Sotsialistlikku Oktoobrirevolutsiooni. Dialektiline materialism sai laiade rahvahulkade ühisvaraks ja teoreetiliste konstruktsioonide filosoofiliseks baasiks teaduses. Seoses plaanipärase ja kompleksse rahvamajanduse arenemisega omandas erakordse ulatuse NSV Liidu territooriumi geograafiline uurimine. Uue rikkaliku faktilise materjali juurdevool, mis andis kindla aluse ulatuslikeks järeldusteks ja üldistusteks, osavõtt esmajärgulise tähtsusega rahvamajanduslike ülesannete lahendamisest ja marksistlik-leninliku filosoofia valdamine olid nendeks erakordselt soodsateks tingimusteks, mis aitasid nõukogude füüsilise geograafia spetsialistidel konstrueerida oma teaduse teooriat, kuigi seda segasid nõukogude geograafiasse tunginud võõrad metafüüsilised mõjud, peamiselt A. Hettneri õpetuse elemendid.

Dokutšajevi pärandit arendas ja rikastas nõukogude ajal loovalt L. S. Berg. Ta formuleeris selgemini mõiste maastikust kui asjade ja nähtuste sisemisest seaduspärasest ühtsusest, kus terve mõjub osadele ning osad tervele, andis esimesed maastikulis-geograafilise rajoneerimise alused koos tsoonide ja maastike kui reaalselt looduses eksisteerivate, looduslike piiridega ümbritsetud moodustiste eraldamisega, püstitas küsimuse maastike vahetumisest meie planeedi arenemise käigus ja tõestas nende vahetuste pöördumatuse. Geograafia objektiks luges L. S. Berg geograafilised maastikud. Geograafiat mõistis ta kui maadeteadust, s. o. kui teadust maastikest.

Teoreetilistes küsimustes ei olnud L. S. Berg vaba eksiarvamustest. Ta tunnistas A. Hettneri teaduste klassifikatsiooni ega lugenud üldist maateadust füüsilise geograafia haruks.[24]

Läbi töötades õpetust maastikest, ei korranud enamik nõukogude geograafidest neid vigu: Hettneri ideid kritiseeriti hävitavalt; peaaegu mitte keegi ei pooldanud üldise maateaduse isoleerimist füüsilisest geograafiast. Olulise panuse maastiku teooriasse andsid B. B. Polõnovi, V. N. Sukatšovi, N. A. Solntsevi, B. N. Gorodkovi, F. N. Milkovi ja teiste teadlaste tööd.

[24] Л. С. Берг, Достижения советской географии (1917—1947), Л., 1948.

Omapäraseid vaateid füüsilise geograafia objekti ja ülesande kohta arendas A. A. Grigorjev. Grigorjevi järgi on geograafia uurimisobjektiks maakera geograafilise (maastikulise) kesta struktuur, geograafia ülesandeks aga on uurida mitte ainult selle kesta struktuuri, vaid ka temale omast keerukat protsessi — füüsilis-geograafilist protsessi —, mille kaudu teostub loodusliku keskkonna kõigi komponentide vastastikune mõju ja vastastikune seos ning mis määrab üksikute territoriaalsete ühikute füüsilis-geograafilise keskkonna iseärasused, nende sisemise arenemise iseloomu ja maapinna välisilme iseärasused, kuivõrd seda pole oluliselt muutnud inimühiskond.[25]

A. A. Grigorjevi tööd sisaldavad palju õigeid ja väärtuslikke seisukohti: nendes põhjendatakse geograafilise (maastikulise) kesta kvalitatiivset erinevust teistest planeedi kestadest; näidatakse, et geograafilist kesta tuleb uurida tema arenemises, nii tervikuna kui ka üksikute osade kaupa; näidatakse, et on tähtis uurida geograafilise kesta struktuuri, s. t. asjade ja nähtuste vaheliste vastastikuste mõjutuste iseloomu, jne.

Samal ajal kutsusid mõned A. A. Grigorjevi vaated esile tõsise kriitika: ta kujutles füüsilist geograafiat ja majandusgeograafiat kui ühtset teadust ning lõi ühtse geograafilise protsessi mõiste, mis haaras endasse ning samastas kvalitatiivselt looduse ja ühiskonna arenemise seaduspärasusi; füüsilis-geograafilist protsessi kujutles ta mitte kui geograafilise (maastikulise) kesta arenemise protsessi (nagu seda mõistsid näiteks S. V. Kalesnik ja D. L. Armand), vaid kui asjade ja nähtuste üheaegset vastastikust toimet; füüsilis-geograafilises protsessis nägi ta tahtmatult midagi välist, geograafilisest kestast kõrgemat, mis juhib vastastikust toimet looduslikus keskkonnas, määrab tema välise ilme, sisemised iseärasused ning arenemise iseloomu. Viimasel ajal on A. A. Grigorjev nendest ekslikest seisukohtadest loobunud.

Üksikud füüsilis-geograafilise protsessi õpetusest kriitikata omaks võetud ebaõiged formuleeringud (koos A. A. Grigorjevi, L. S. Bergi ja teiste autorite vaadete positiivsete elementidega) olid esitatud käesoleva raamatu esimeses trükis.[26] Kohati räägitakse seal, et füüsilis-geograafiline protsess formeerib, moodustab geograafilise kesta, et viimane on füüsilis-geograafilise protsessi väline avaldus, vorm (näiteks lk. 11, 12, 13, 15, 461). Need vead on nüüd kõrvaldatud.

Viimastel aastatel toimunud vabad ja ulatuslikud diskussioonid geograafia metodoloogilistes küsimustes on aidanud nõukogude geograafidel vabaneda rohketest tõelisele teadusele võõrastest vaadetest ja arvamustest. Füüsilise geograafia nagu iga teise

[25] А. А. Григорьев, Современные задачи советской географии; Основы теории физико-географического процесса («Труды II Всесоюзн. геогр. съезда», т. I, М., 1948).

[26] С. В. Калесник, Основы общего землеведения, 1947.

geograafilise teaduse teooria arenemise kõige efektiivsem tee on geograafia teadusliku uurimise praktikas saadud konkreetsete ja printsipiaalselt tähtsate resultaatide üldistamine.

6. Kokkuvõte. Tavaliselt piisab õpperaamatutes mingi teaduse ülesannete iseloomustamiseks mõnest reast. Meil tuli pühendada sellele probleemile terve peatükk, sest füüsiline geograafia, vaatamata oma aastasadadesse ulatuvale eksisteerimisele, ei kuulunud kuni viimase ajani nende distsipliinide hulka, mille maht ja sisu on täielikult välja kujunenud. See seletub sellega, et füüsilis-geograafilise teooria küsimuse läbitöötamisel ei rakendatud kaua aega printsiipe, mis tõestavad kõige usaldusväärsemate teaduslike andmete alusel looduse ühtsust, nähtuste vastastikust sõltuvust ja mateeria pidevat arenemist temas sisalduvate vastuolude võitluse mõjul.

Tutvumine geograafia ajalooga näitab, et füüsilise geograafia objektiks on alati olnud Maa pind. Füüsilise geograafia spetsialistide tähelepanu koondumine meie planeedi pinna uurimisele seletub selle pinna kvalitatiivse omapäraga, mis teravalt eraldab ja piiritleb seda pinda Maa teistest osadest. Seejuures mõistetakse Maa pinda («maastikulist sfääri») kui üht maakera kestadest, millel on teatav paksus, kui mingit väga keerukat materiaalset kompleksi.

Et Maa pinna uurimisega ei tegele ainuüksi füüsiline geograafia, siis on meie teiseks ülesandeks maapinna uurimise füüsilis-geograafilise spetsiifika täiendav kindlakstegemine eraldi maapinda uurivate teiste teaduste spetsiifikast. Selle ülesande lahenduseks on, et füüsiline geograafia uurib maastikulist sfääri 1) tervikuna (üldine maateadus), 2) üksikute seaduspärase ehitusega väiksemate osade kaupa (regionaalne füüsiline geograafia), samal ajal kui teised geograafiateaduste perre kuuluvad teadused uurivad maastikulise sfääri suuremaid osi (komponente) — reljeefi, maismaa vesikondi, ookeane, mullastikku jne.

Oma objektide uurimisel sobitab füüsiline geograafia ühte nende kvalitatiivsete iseärasuste (aineline koostis, struktuur), ruumilise paigutuse ja arenemise seaduspärasuste uurimise. Ajalooline lähenemine maastikele, mis on tarvilik nende kaasaegsete joonte ja nende arenemise üldise tendentsi mõistmiseks, ei eita, vaid eeldab selliste geograafiateaduste, nagu ajalooline geograafia ja paleogeograafia, vältimatut eksisteerimist.

Kirjandust

Энгельс Ф., Диалектика природы.

Engels, F., Anti-Dühring, Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1954.

Engels, F., Ludwig Feuerbach ja klassikalise saksa filosoofia lõpp, Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1959.

Lenin, V. I., Materialism ja empiriokrititsism, Teosed, 14. kd.

Mao Tse-Dung, Praktikast ja vastuoludest, Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1958.

Арманд Д. Л., О некоторых теоретических положениях физической географии, «Известия АН СССР», серия геогр., 1951, № 3.

Берг Л. С., Физико-географические (ландшафтные) зоны СССР, ч. I (Введение).

Григорьев А. А., О некоторых вопросах физической географии, «Вопросы философии», 1951, вып. I.

Исаченко А. Г., Основные вопросы физической географии, Л., 1953.

Калесник С. В., О некоторых теоретических вопросах физической географии, «Известия Геогр. о-ва», 1951, вып. 3, стр. 308—314, 325—327.

Калесник С. В., Учение об ландшафтах в связи с преобразованием природы в СССР, «Известия Геогр. о-ва», 1952, вып. 3.

II peatükk

MAA KUJU, SUURUSE JA PÖÖRLEMISE GEOGRAAFILINE TÄHTSUS

Maa kuju uurimine ja tema suuruse kindlaksmääramine on geodeesia ülesandeks; maakera ööpäevase pöörlemisega kui iseseisva probleemiga tegeleb astronoomia. Seega ei huvita geograafi ükski neist küsimustest üksikult. Kuid siiski jätavad Maa kuju ja pöörlemine kustumatu pitseri protsesside käigule maastikulises sfääris. Seetõttu on vajalik lühike ülevaade vastavatest andmetest. Kui me neid ei tea, jääb meile Maal toimuvast paljugi täiesti arusaamatuks.

7. Maa ja maailmaruum. Enne kui uurida Maad geograafilisest küljest, on kasulik omada üldist ettekujutust Maa asendist teiste taevakehade hulgas. Alles 1543. aastal kummutas Mikolaj Kopernik kirikliku müüdi Maast kui maailma keskusest: meie planeet osutus päikesesüsteemi teisejärguliseks liikmeks. Kaasaegne materialistlik astronoomia annab meile suurejoonelise pildi lõpmatust maailmaruumist, milles mitte ainult Maale, vaid ka kogu päikesesüsteemile kuulub väga tagasihoidlik koht.

Peale keskse valgusallika — Päikese — kuuluvad päikesesüsteemi 9 planeeti oma 31 kaaslasega, asteroidid, komeedid ja meteoorid. Tabelis 1 on toodud mõned võrdlusandmed planeetide kohta.

Tabel 1

Planeedi nimetus	Kaugus[1] Päikesest astr. ühikutes	Ruumala (Maa=1)	Kaaslaste arv	Tiirlemisperiood (aastates)	Pöörlemisperiood (tundides ja minutites)
Merkuur	0,39	0,06	0	0,24	?
Veenus	0,72	0,91	0	0,62	22.17
Maa	1,00	1,00	1	1,00	23.56
Marss	1,52	0,15	2	1,88	24.37
Jupiter	5,20	1317	12[2]	11,86	9.51
Saturn	9,55	762	9	29,46	10.14
Uraan	19,20	50	5	84,02	10.49
Neptuun	30,09	42	2[3]	164,78	15.40
Pluuto	39,52	~1,3	0	248,40	16

[1] Astronoomiline ühik — 149,6 miljonit kilomeetrit (Maa keskmine kaugus Päikesest).

[2] Kaheteistkümnes kaaslane avastati 1951. aastal («Природа», 1952, № 12, стр. 114).

[3] Teine kaaslane avastati 1949. aastal ja nimetati Nereiseks.

Kõik planeedid tiirlevad ümber Päikese peaaegu ringikujulistel orbiitidel, ekliptika[4] põhjapooluse suunast vaadatult vastupidi kellaosuti liikumisele (vastupäeva). Enamikul planeetidel on orbiidi tasandi kaldenurk ekliptika suhtes 0° 46′ kuni 3° 24′, välja arvatud Merkuur (7°) ja Pluuto (17° 09′). Kõik planeedid (peale Uraani) ja enamik nende kaaslasi pöörlevad ümber oma telje samuti vastupäeva.

Asteroidide — suhteliselt väikeste (läbimõõt 1—770 km) vormitute tahkete kehade põhimass paikneb Marsi ja Jupiteri orbiitide vahel. Asteroide on avastatud üle 1600. Nad tiirlevad ümber Päikese samas suunas kui planeedidki, kuid nende orbiidid on rohkem väljavenitatud.

Komeetidel on teravalt piiritletud tuum, mida ümbritseb udutaoline pilv (pea), ja pikk saba (mõnikord kuni 900 miljonit kilomeetrit). Nad liiguvad ümber Päikese teisiti kui päikesesüsteemi ülejäänud liikmed. Ühed komeedid liiguvad vastupäeva, teised päripäeva; nende orbiidid moodustavad ekliptika tasandiga üsna suured nurgad, mis võivad mõnel juhul ulatuda peaaegu 180 kraadini. Seni pole vaieldamatult kindlaks tehtud, kas komeedi tuum kujutab enesest ühtainsat mitmekilomeetrise läbimõõduga tahket panka või koosneb väiksematest kildudest; pea ja saba moodustuvad väga hõredatest gaasidest, mis eralduvad tuumast selle kuumenemise tõttu päikesekiirtes. Valgusrõhu mõjul, mille avastas tuntud vene füüsik P. N. Lebedev 1899. aastal, on komeedi saba alati suunatud Päikesest eemale. Komeedi pea koosneb dikarbooniumi (C_2), tsüaani (CN), süsivesiniku (CH), lämmastikhüdriidi (NH) ja hüdroksüüli (OH) molekulidest, saba aga süsinikoksüüdist (CO) ja lämmastikust (N_2).

Üle 99% kogu päikesesüsteemi massist on koondunud Päikesesse. Päikesesüsteemi läbimõõt, kui mitte arvestada komeete ja tinglikult piiritleda tema ulatust Pluuto orbiidiga, on 12 miljardit kilomeetrit. On võimalik, et Pluuto pole ainus planeet väljaspool Neptuuni orbiiti, sest Neptuuni orbiidi häireid ei saa seletada ainult Pluuto väikese massi mõjuga. Kui aga niisuguste kaugemate planeetide massid on niisama väikesed kui Pluuto mass, siis on neid väga raske avastada isegi kaasaegsete võimsate uurimisvahendite abil.

Vene astronoom Fr. G. W. Struve tõestas, et kõik taevas üksikult nähtavad tähed ja kõik Linnutee tähed moodustavad ühtse tähesüsteemi. See hiiglasuur süsteem, nn. Galaktika, sisaldab nõukogude teadlaste P. P. Parenago ja T. A. Agekjani arvutuste järgi umbes 150 miljardit tähte ja tal on tugevasti lapiku kaksikkumera läätse kuju. Tema suurim läbimõõt on ligikaudu 130 000 valgusaastat[5], «paksus» aga kuni 10 korda väiksem. Päike asub Galaktika ekvaatori tasandi (Galaktika suurima lõiketasandi, Linnutee keskjoont läbiva tasandi) lähedal, umbes 25 000 valgusaasta kaugusel tsentrist, mis paikneb Amburi tähtkujus. Galaktika pöörleb ümber oma telje, kusjuures pöörlemise nurkkiirus kasvab tuumast süsteemi ääre suunas. Sellel kaugusel, kus asub Päike, kestab täispööre 185 miljonit aastat.

Galaktika kogumassi suurusjärguks on 10^{11} Päikese massi.[6] Galaktikasse kuuluvate tähtede suurused on küllaltki erinevad; on Päikesest väiksemaid tähti, kuid on ka tähti, mille läbimõõt on Päikese omast üle 1000 korra suurem. Tähtede massid on ühtlasemad: vähesed erandid välja arvatud, kõiguvad need 0,3 ja 10 Päikese massi vahel. Tähed on üksteisest keskmiselt mõne valgusaasta kaugusel. Tähtede paigutus Galaktikas on aga ebaühtlane — nad moodustavad erineva tihedusega kogumeid: hajusparvi, mis sisaldavad kümneid ja sadu tähti; kerasparvi, mis on moodustunud kümnetest ja sadadest tuhandetest tähtedest; lõpuks terveid tähepilvi, millest igaühes loendatakse miljoneid tähti. V. A. Ambartsumjani uurimuste järgi on Galaktika erinevad kehad erineva vanusega: Linnutee tähed on nooremad Galaktika keskosa tähtedest

[4] Ekliptika — taevasfääri suurring, mille tasapind langeb ühte Maa orbiidi tasapinnaga.

[5] Valgusaasta — kaugus, mille läbib valguskiir ühe aasta jooksul (valguse kiirus = 300 000 km/sek.); võrdub umbes 9460 miljardi kilomeetriga.

[6] Päikese mass on $1{,}99 \cdot 10^{27}$ tonni.

ning on olemas rühm tähti, mille liikmed tekkisid kõigest mõne miljoni aasta eest, s. o. nad on tuhat korda nooremad maakoorest. Järelikult toimub tähtede moodustumine ka praegu.

Päikesesüsteemiga sarnaseid süsteeme pole seni Galaktikas avastatud, kuid vaevalt võib kahelda nende eksisteerimises. Väikesi, planeedi tüüpi kaaslasi on tervel real tähtedel (näiteks 61 Cygni, 70 Ophiuchi) juba avastatud. Hiljuti avastati ka taevakehad, mis oma massi poolest asuvad kõige nõrgemate tähtede («punaste kääbuste») ja suurte Jupiteri tüüpi planeetide vahepeal. Oma pinna madala temperatuuri (mitte üle 1500—2000° C) ja järelikult üliväikese heleduse tõttu jäävad need kehad meile nähtamatuks, kuid nad saadavad välja võimsat pikalainelist kiirgust, mille intensiivsus on kümneid miljoneid kordi suurem sama suurusega «harilike», nähtavate tähtede kiirgusest. Et see kiirgus asub raadiosageduste vahemikus (1 cm kuni 15—30 m), siis on selle kiirguse allikaid hakatud nimetama «raadiotähtedeks». Raadiotähed moodustavad nagu ülemineküliüli kuumadelt tähtedelt külmadele planeetidele.[7]

Nagu Fr. G. W. Struve juba 1847. aastal oletas, ei ole tähtedevaheline ruum Galaktikas tühi: ta on täidetud äärmiselt hõreda (tiheduse suurusjärk 10^{-24} g/cm³), valgust neelava mateeriaga, mis koosneb ülipeenest tahkest tolmust, gaasi molekulidest, aatomitest (mitmesuguses ionisatsiooniastmes) ja väbadest elektronidest. Peamise osa tähtedevahelisest gaasist moodustab vesinik (3—4 aatomit 1 cm³ kohta); peale selle on seal veel hapnikku, naatriumi, kaaliumi, kaltsiumi, titaani, CH ja CN, samuti arvatavasti ka süsinikku.

Tume mateeria moodustab Galaktikas korrapäratu kujuga pilvetaolisi kogumeid. Need pilved on nähtavad seetõttu, et nad varjutavad tähti, projekteerudes mustade laikudena Linnutee heledale foonile, või seetõttu, et nad helendavad mingi naabruses asuva gigantse tähe kiirguse mõjul (pilve tahked osakesed peegeldavad valgust, gaaside osakesed fluorestseerivad).

Tähtede ja hajutatud mateeria vahel toimub pidev üleminek: tervel real põhjustel eraldub tähtedest tohutul hulgal ainet, mis hajub, aja jooksul aga tekivad sellest ainest tihenemise tõttu noored tähed. Noored tähed ja hajutatud mateeria paiknevad ühes ja samas Galaktika piirkonnas — Galaktika ekvaatori tasandi läheduses.

Galaktika piiride taga asub Metagalaktika, mis koosneb paljudest tähesüsteemidest, kusjuures iga niisugune süsteem on oma koostise, ehituse ja mõnikord isegi suuruse poolest sarnane meie Galaktikaga. Teised galaktikad on meile nähtavad nõrgalt helendavate, niinimetatud elliptiliste või spiraalsete galaktikaväliste udukogudena. Igaüks neist on paljude tähtede kogum, mis koosneb 1 miljardist kuni 100 miljardist või rohkemast tähest. 1950. aastaks oli avastatud umbes miljard galaktikavälist udukogu. Metagalaktika kujutab enesest grandioosset galaktikate «arhipelaagi». Selle arhipelaagi lähimateks «saarteks» on Magalhãesi pilved, mis asuvad umbes 145 000 valgusaasta kaugusel meie Galaktikast; järgmine saar on spiraalne Andromeeda udukogu; tema kaugus on 1 400 000 valgusaastat. Kõige kaugem tänapäeval tuntud galaktika asub meist 1 miljardi valgusaasta kaugusel. Viimane arv on ühtlasi piiriks, milleni inimene on seni suutnud tungida lõpmatusse maailmaruumi.

8. Maa kui sferoid. Maa tõeline pind, millel lõputult ja mitmekesiselt vahelduvad kõrgemad ja madalamad alad, on täiesti korrapäratu. Et saada pilti Maa kujust, uuritakse mitte reaalset, vaid teatavat teoreetilist pinda, jättes Maa kuju mõistest välja Maa ebatasasused, s. o. vaadeldes Maad nagu küllalt suurest kaugusest, kus need ebatasasused kaovad. See võte on täiesti õigustatud, sest Maa raadius on kõige kõrgemate mägede ja kõige sügavamate ookeaninõgudega võrreldes väga suur ning mägede ja ookeaninõgude olemasolu ei mõjusta planeedi üldist «matemaatilist» kuju.

[7] И. С. Шокальский, Радиозвёзды, «Природа», 1952, № 2.

Mõte Maa kerakujulisusest tekkis juba kauges minevikus. Tollal anti sellele ka esimesed tõestused, millede väärtus on säilinud tänapäevani.

Kujutlus Maast kui kerast rahuldas teaduslikku mõtet kuni XVII sajandini. Alles siis avastati fakte, mis sundisid seda ettekujutust korrigeerima.

1672. aastal saadeti Pariisist Cayenne'i astronoom Richet. Saabunud sihtkohta, märkas ta, et Pariisis kontrollitud pendelkell hakkas iga päev 2 minuti 28 sekundi võrra taha jääma. Sekundipendlit tuli lühendada peaaegu 3 mm võrra, et ta uuesti hakkaks näitama õiget aega.

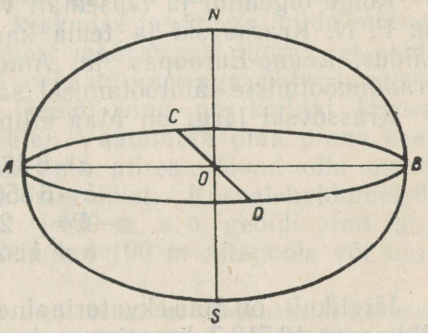
Teatavasti määrab pendli võnkeperioodi t väikeste võnkeamplituudide puhul valem

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}},$$

kus l on pendli pikkus ja g raskuskiirendus. Järelikult juhul, kui me pendli pikkust ei muuda, võib t muutuda ainult g muutumisel. Seega näitab pendli võnkumise aeglustumine raskuskiirenduse vähenemist.

See nähtus iseenesest polnud täiesti ootamatu. On teada, et Maa pöörlemisest tingitud tsentrifugaaljõu tõttu, mis omandab suurima väärtuse ekvaatoril, peab raskusjõud (s. o. Maa massist tingitud külgetõmbejõu ja tsentrifugaaljõu resultant) olema väiksematel laiustel väiksem kui suurematel laiustel.[8] Täpsed arvutused aga näitasid, et keskmistelt laiustelt ekvaatori poole suundumisel vähenes raskuskiirendus tunduvalt kiiremini, kui seda oleks võinud tingida tsentrifugaaljõu suurenemine samas suunas. Järelikult ei saanud kella tahajäämist seletada ainuüksi tsentrifugaaljõu kasvamisega, vaid tuli luua uus kujutlus ka Maa kujust.

Nii toimisidki Newton ja Huygens. Nad oletasid, et Maa on pooluste suunas kokku surutud ega ole järelikult kera, vaid pöördellipsoid ehk sferoid, s. o. keha, mis on kujunenud ellipsi pöörlemisel ümber lühema telje (joon. 1). Sferoidi meridiaanid ei ole ringid, vaid ellipsid, kusjuures polaarne ja ekvatoriaalne raadius on erineva pikkusega. Seetõttu



Joon. 1. Sferoid.
AO — pikem pooltelg; *NO* — lühem pooltelg; *ADBC* — suurima paralleeli tasand; *ANBS* — ühe meridiaani tasand.

[8] Maa pöörlemise nurkkiiruse suurenemisel 17 korda kaotaksid ekvaatoril asuvad kehad oma kaalu.

on raskusjõu vähenemine ekvaatoril seotud nii tsentrifugaaljõu suurenemisega kui ka sellega, et ekvaatoril on iga maapinna punkt Maa tsentrist (s. o. tõmbejõu keskusest) kaugemal kui poolused. Arvukad uurimised pendli abil tõestavad Newtoni ja Huygensi kujutluste õigsust.

Kui Maa on sferoid, siis on ilmne, et meridiaanikaare kõverus on poolusel väiksem kui ekvaatoril, ja järelikult kraadisele kesknurgale vastav meridiaanikaar peab suurematel laiustel olema pikem kui ekvaatori lähedal. Hoolikad kraadimõõtmised näitasidki meridiaanikaare pikkuse suurenemist ekvaatorilt pooluse suunas. See ilmneb alljärgnevatest andmetest:

Geograafiline laius	1°-lise meridiaanikaare pikkus kilomeetrites
0	110,6
20	110,7
40	111,0
60	111,4
80	111,7

Maa kuju kõrvalekaldumine täiuslikust kerast pole päikesesüsteemis erandiks: Jupiter, Saturn ja Uraan on pooluste suunas nii tugevasti kokku surutud, et seda võib näha isegi teleskoobis.

Maa lapikus viib selleni, et mitmetel pikkadel jõgedel, mis voolavad ekvaatori suunas (Volga, Mississipi jt.), on suue Maa tsentrist kaugemal kui lähe, s. o. need jõed voolavad ülespoole (Maa pöörlemisest tingitud tsentrifugaaljõu mõjul).

9. Maa sferoidi elemendid. Tähistame sferoidi pikema pooltelje (ekvatoriaalse raadiuse) tähega a, lühema (polaarse raadiuse) tähega b; suhet $\frac{a-b}{a}$ nimetatakse sferoidi lapikuseks α. α suurusele ei mõju mitte ainult planeedi pöörlemiskiirus, vaid ka planeedi sisemine ehitus (homogeensuse aste).

Kõige õigemini ja täpsemalt vastab Maa kujule ellipsoid, mis on F. N. Krassovski ja tema kaastööliste poolt arvutatud NSV Liidus, Lääne-Euroopas ja Ameerika Ühendriikides teostatud kraadimõõtmiste läbitöötamisel saadud uute andmete alusel.

Krassovski järgi on Maa ellipsoidi elemendid järgmised:

$$a = 6\,378\,245 \text{ m};$$
$$b = 6\,356\,863 \text{ m};$$
$$a - b = 21\,382 \text{ m};$$
$$\alpha = 1 : 298{,}3.$$

Järelikult on Maa ekvatoriaalne diameeter 12 756,5 km, Maa telje pikkus on 12 713,7 km ning polaarne raadius on ekvatoriaalsest 21,4 km võrra lühem. Seega on keskmine polaarne lapikus nii väike, et Maa sferoid praktiliselt peaaegu ei erine kerast. Jupiteri, Saturni ja Uraani lapikus on palju suurem: vastavalt 1 : 15,4;

1 : 9,5 ja 1 : 14. Nende suurem lapikus seletub atmosfääri suure ulatusega ja sellega, et nad pöörlevad peaaegu $2^1/_2$ korda kiiremini kui Maa.

Maa keskmiseks raadiuseks loetakse sellise kera raadius, mille ruumala on võrdne Maa sferoidi ruumalaga, ja nimelt 6371,110 km. On arvutatud, et Maa sferoidi pindala on ümmarguselt 510 milj. km^2 ja ruumala $1{,}083 \cdot 10^{12}$ km^3. Meridiaanringi pikkus on 40 008,548 km.

Ellipsoidi elementide uus arvutamine näitas, et see on kolmeteljeline ellipsoid. Seega on tal peale polaarse lapikuse ka ekvatoriaalne lapikus, mille suurus on 1 : 30 000. Järelikult pole Maa ekvaator ring, vaid ellips; suurim ja väikseim ekvatoriaalne raadius erinevad teineteisest 213 m võrra.

Kuid kolmeteljelise ellipsoidi kasutamine geodeetilistel töödel raskendaks tugevasti neid töid, erilist praktilist kasu aga ei annaks. Seepärast vaadeldakse Maad geodeesias ja kartograafias kui pöördellipsoidi, mille elemente iseloomustasime juba käesoleva paragrahvi algul. [9]

10. Maa kui geoid. Puhtteoreetiliselt võib jõuda järeldusele, et kujutlus Maast kui sferoidist ei tarvitse Maa kuju küsimuses olla teaduse viimaseks sõnaks. Pöörlev Maa oleks sferoid tingimusel, et tema tihedus muutuks kontsentriliselt keskpunkti suunas. See tingimus ei ole täidetud, sest maapinna reljeef põhjustab masside ümberjaotumise geograafilises laiuses ja pikkuses — järelikult ei saa Maal olla sferoidi kuju.

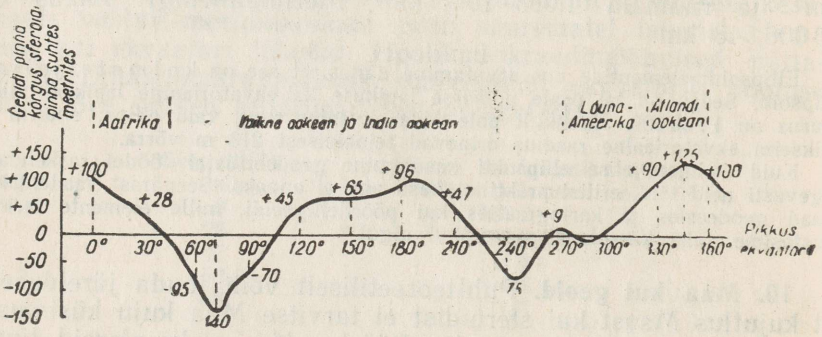
Kõige täpsemate kraadi- ja gravimeetriliste mõõtmiste abil on kindlaks tehtud, et Maa on geomeetriliselt korrapäratu keha. Seda keha, mille tõeline kuju on tänini tundmatu, nimetatakse geoidiks. Geoidi kuju määramise ülesanne läheneb oma raskuselt Maa reaalse füüsilise pinna uurimisele (kuigi ei lange sellega ühte), sest kuivõrd geoid on korrapäratu keha, saab temast ettekujutuse luua ainult arvukate mõõtmiste abil paljudes konkreetsetes maapinna osades. [10]

Teoreetiliselt on geoidi pind igas punktis perpendikulaarne raskusjõu suunaga (s. o. loodjoonega) ja samastub ookeanide ja avamerede rahuliku veepinna keskmise tasemega, mida mõttes võib laiendada ka mandritele. Sellest määrangust ilmneb, et veidi üle 70% geoidi pinnast, nimelt ookeani pinnaga ühte langeva osa, saame määrata katseliselt. Geoidi pind on kõikjal kumer (vastab ookeani pinna kumerusele). Vaatamata oma pinna keerukusele, mistõttu tal iga üksiku ala piires võivad olla omad iseärasused, erineb geoid vähe sferoidist. Kõrvalekaldumised, peale üksikute erandite, ei ületa ± 100 m, s. o. geoidi pind langeb harva sferoidi pinnast rohkem kui 100 m allapoole või tõu-

[9] А. А. Изотов, Форма и размеры Земли по современным данным, «Труды Центр. научно-иссл. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии», 1950, вып. 73.

[10] Vähemalt üks mõõtmine iga 1000 km^2 kohta, s. o. kogu Maa kohta üle poole miljoni gravimeetrilise mõõtmise. Käesolevaks ajaks on täidetud ainult 5% sellest «normist».

seb sellest niisama palju kõrgemale (joon. 2). Geoidi keskmine erinevus kõige sobivamalt valitud ellipsoidist ei ületa ±50 m. Aafrikas, Euroopas, polaaraladel ja Vaiksel ookeanil paikneb geoidi pind sferoidi pinnast kõrgemal, Põhja- ja Lõuna-Aasias ning Põhja-Ameerikas aga madalamal.[11]



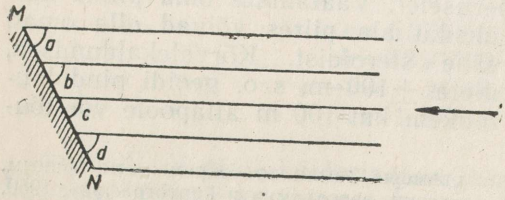
Joon. 2. Geoidi ekvatoriaalne profiil.

Horisontaaljoon — Maa sferoidi pind ekvaatoril; kõverjoon — geoidi pind ekvaatoril. Arvud kõveral näitavad geoidi pinna kõrgust (meetrites) sferoidi pinna suhtes vastaval meridiaanil.

11. Maa kuju tähtsus. Maa kuju käsitlevate vaadete pidev evolutsioon illustreerib meie uurimisvahendite võimsuse ja täpsuse kasvu. See täpsus on praegu väga vajalik rea praktiliste ülesannete ja teoreetiliste küsimuste lahendamisel. Paljudel juhtudel aga pole vaja arvestada Maa kuju tühiseid kõrvalekaldumisi kerast ja sferoidist ning seepärast võib Maad neil juhtudel lugeda kerakujuliseks.

Vaatleme neid järeldusi Maa kerakujulisusest, mis pakuvad kõige suuremat huvi geograafidele.

Päike asub meist nii suures kauguses, et kõiki Maale langevaid kiiri võib lugeda paralleelseteks. Kui need kiired langeksid vabalt orienteeritud tasapinnale, siis oleks langemisnurk tasapinna antud asendi puhul igal pool ühesuurune (joon. 3). Et aga tegelikult päikesekiired langevad kumerale ja seejuures kerakujulisele pinnale, siis 1) nad langevad eri-

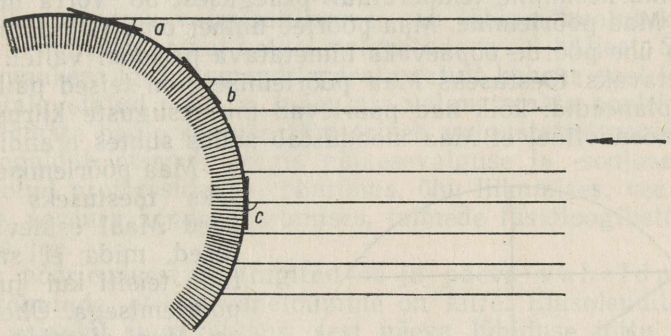


Joon. 3. Paralleelsed päikesekiired langevad tasapinnale kõikjal ühesuguse nurga all ($a=b=c=d$).

[11] И. Д. Жонголович, Гравиметрия в Арктике, Доклады юбил. сессии Аркт. ин-та, М.-Л., 1945, стр. 10—11, 19.

nevates kohtades ühel ja samal momendil erineva nurga all ja 2) need nurgad vähenevad pooluste suunas teatava seaduspärasuse järgi (tsonaalselt) (joon. 4). Seetõttu soojendavad päikesekiired Maad intensiivsusega, mis väheneb ekvaatorilt mõlema pooluse suunas. Sellest omakorda on tingitud soojuse ebaühtlane jaotus ja lõppkokkuvõttes kõigi otseselt või kaudselt soojusrežiimist sõltuvate nähtuste t s o n a a l s u s Maa pinnal.

12. Maa mõõtmete tähtsus. Maa mõõtmete tähtsus seisab esmajoones selles, et nad koos Maad moodustava aine tihedusega määravad Maa massi (see on $598 \cdot 10^{19}$ tonni).



Joon. 4. Paralleelsed päikesekiired langevad kerakujulisele pinnale erinevates kohtades ühel ja samal ajal erineva nurga all ($c > b > a$).

Planeedi massist sõltub, kas tal on atmosfäär või mitte. Just Maa suhteliselt suurtest mõõtmetest tingitud tugeva külgetõmbejõu tõttu püsib Maa ümber gaaskest. Kiiruse (nn. paokiiruse), mis on vajalik mistahes kehale, et see keha võiks ületada planeedi külgetõmbe ja lahkuda planeedilt, saab kergesti arvutada järgmisest valemist:

$$U^2 = \frac{2fM}{R},$$

kus U — paokiirus (cm/sek.);
f — gravitatsioonikonstant $(= 6{,}685 \cdot 10^{-8})$;
M — planeedi mass (g);
R — planeedi raadius (cm).

Seega määravad paokiiruse planeedi mass ja raadius. Maa puhul on selleks kriitiliseks kiiruseks 11,2 km/sek.

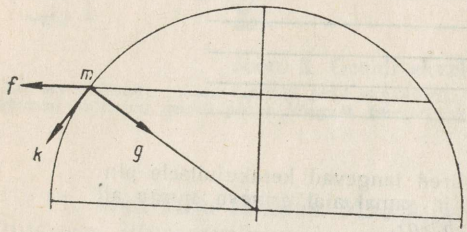
Paokiiruse ja atmosfääri molekulide kiiruse suhte alusel saab arvutada, kui pika aja jooksul kaotab planeet oma atmosfääri. Atmosfäär kaob 25 miljardi aasta jooksul (s. o. praktiliselt ei kao), kui paokiirus on viis korda suurem atmosfääri osakeste liikumiskiirusest. See tähendab, et iga osake, mille keskmine liikumiskiirus on väiksem kui 2,2 km/sek. (s. o. 11,2 km/sek. : 5), on

praktiliselt kindlustatud Maalt lahkumise eest. Seejuures ei ületa isegi atmosfääri kõige kiiremate gaasiosakeste (vesiniku osakeste) keskmine liikumiskiirus temperatuuril 0° C 1,84 km/sek.

Atmosfääri puudumine tooks endaga kaasa loendamatuid tagajärgi, sest seal, kus pole atmosfääri, pole ka vett, pole mere, vooluvete ega põhjavete, liustike ega tuule mõju, pole elunähtusi jne. Atmosfäär muundab päikeseenergiat, mõjutab maakoort keemiliselt, reguleerib soojuse ja niiskuse jaotust, kaitseb organisme ultravioletse kiirguse eest ja on lõpuks põhiliseks keskkonnaks, milles tekib ja levib heli. Atmosfääri puudumisel oleks maapinna keskmine temperatuur praegusest 38° võrra madalam.

13. Maa pöörlemine. Maa pöörleb ümber oma telje läänest itta ja teeb ühe pöörde ööpäevaks nimetatava perioodi vältel.

Teatavaks tõestuseks Maa pöörlemisele on teised päikesesüsteemi planeedid: kõik nad pöörlevad mitmesuguste kiirustega ja on ebatõenäoline, et Maa moodustab selles suhtes erandi.



Joon. 5.

Maa pöörlemise peamiseks tõestuseks aga on need Maal esinevad nähtused, mida ei saa seletada teisiti kui just Maa pöörlemisega. Üheks neist on Maa sferoidi lapikus, mis võib olla tingitud ainult tsentrifugaaljõu mõjust, see jõud aga esineb omakorda ainult pöörlevatel kehadel. Iga Maa punkt m asub üheaegselt nii Maa külgetõmbejõu g kui ka tsentrifugaaljõu f mõju all (joon. 5). Mõlemate vektorite geomeetriline summa k on suunatud ekvaatori poole, s. o. püüab punkti m lähendada ekvaatorile: seetõttu on Maa ekvaatori suunas kumerdunud ja pooluste suunas lamendunud.

Niisama näitlik on katse Foucault' pendliga. See katse rajaneb mehaanikaseadusel, mille järgi iga võnkuv keha püüab säilitada oma võnketasapinda. Riputades mingis Maa punktis üles pika pendli, mis võib vabalt võnkuda igas tasapinnas, ja märkides ära esimese võnke suuna, näeme, et aja jooksul võnketasapind pöördub kellaosuti liikumise suunas (meie poolkeral). Tegelikult on see pööre ainult näiv, sest pendli võnketasapind jääb muutumatuks, Maa pendli all aga pöördub läänest itta. Pendli võnketasapinna näiva pöörde suurus a on 1 tunnis $15° \cdot \sin \varphi$, kus φ on antud koha geograafiline laius. Leningradis $a = 15° \cdot \sin 60° = 13°$.

Et seda nähtust seletada, tuletame meelde, et antud koha horisont on tasapind, mis on risti vertikaaljoonega, ehk teiste sõnadega tasapind, mis on Maa matemaatilise pinna puutetasapin-

naks antud punktis. Poolusel on horisondi tasapind risti Maa teljega ja iga joon temal teeb Maa pöörlemise tõttu ööpäeva jooksul täispöörde ($a = 15° \cdot \sin 90° = 15°$). Ekvaatoril on horisondi tasapind paralleelne Maa teljega ja iga joon temal ainult liigub ruumis edasi paralleelselt iseendaga, kuid ei pöörle ($a = 15° \cdot \sin 0° = 0°$). On ilmne, et igal vahepealsel laiusel on horisondi pööre suurem kui ekvaatoril ja väiksem kui poolusel: selle pöörde suuruse määrab valem $a = 15° \cdot \sin \varphi$. Ööpäevase pöörde suurus on $24\,a$.

14. Maa pöörlemise geograafiline tähtsus. Märgime siin ainult Maa pöörlemise kolme tagajärge.

1. Üks ja sama valgusallikas ei saa läbipaistmatut keha — ka kera — ühel ja samal hetkel valgustada igast küljest. Seetõttu jaotub maakera igal momendil paratamatult kaheks pooleks: Päikesest valgustatud pooleks (päev) ja valgustamata pooleks (öö). Valgustamata poole soojusrežiim erineb valgustatud poole omast. See peegeldub otseselt kõigis päikesevalguse ja -soojuse bilansiga seotud protsessides — õhurõhus, õhu liikumises, vee aurustumises, veeauru kondenseerumises, taimede füsioloogilistes protsessides jne.

Maa pöörlemisest on tingitud öö ja päeva v a h e l d u m i n e. Tuleb rõhutada, et see vaheldumine on kiire. Elusolendite jaoks on sel asjaolul suur tähtsus, sest päeva lühiduse tõttu ei jõua Maa soojeneda, öö lühiduse tõttu aga jahtuda sellise piirini, mille puhul elu häviks liigse kuumuse või liigse külmuse tõttu.

Öö ja päeva vaheldumine toimuks ka siis, kui Maa tiirleks küll ümber Päikese, kuid ei pöörleks ümber oma telje. Siis aga langeks selle vaheldumise kiirus ühte aastaaegade vaheldumise kiirusega. Aastas oleks üks öö ja üks päev: kolm kuud Päike tõuseks ja soojendaks Maad, seejärel kolm kuud läheneks loojumisele ja kuus kuud kestaks öö. Neis tingimustes omandaksid eksogeensed protsessid paratamatult uue iseloomu, mis erineks praegusest kas või juba sellepärast, et Maa öise ja päevase poole suurte temperatuurierinevuste tagajärjel tekiksid tohutu tugevusega tuuled.

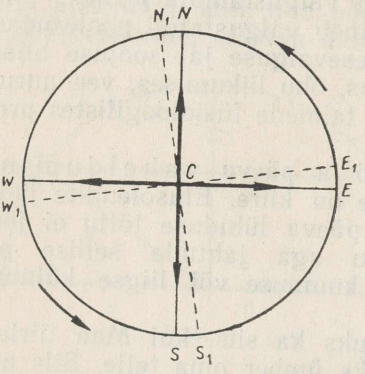
Maa pöörlemine loob erilise rütmi organismide elus ja maastikulise sfääri protsessides.

Õhu temperatuuril on selgelt väljenduv käik maksimumiga keskpäeval ja miinimumiga veidi enne Päikese tõusu; kui öö ja päeva vaheldumist ei oleks, ei esineks ka ööpäevast temperatuuri käiku: talvel (s. o. öösel) ei muutu polaarmaades temperatuur ööpäeva jooksul peaaegu üldse. Öö ja päeva vaheldumise resultaadiks on ka absoluutse niiskuse ööpäevane käik (suurim niiskus esineb kõige soojemal päevaajal), relatiivse niiskuse ööpäevane käik (vastupidine eelmisele) jne.

2. Maa pöörlemise tagajärjel iga keha, mis liigub Maal mingis kohas horisontaalselt, kaldub sõltumatult liikumissuunast

horisondiga kindlalt seotud joone suhtes kõrvale — põhjapoolkeral paremale, lõunapoolkeral vasakule. See kõrvalekaldumine toimub vaatleja suhtes, kes vaatab keha liikumise suunas.

Kujutleme mingi koha horisonti põhjapoolkeral ning sellel joont $N—S$ (keskpäevajoon) ja joont $E—W$. Vaatluspunktist C hakkavad liikuma neli keha suundades CN, CW, CS ja CE, nagu seda tähistavad nooled joonisel 6. Kui horisont ei pöörleks (vt. § 13), siis kehad, mis liiguvad näidatud suunas, lõpetaksid oma tee punktides N, W, S ja E, mis tegelikkuses vastavad põhjale, läänele, lõunale ja idale. Et aga horisont pöörleb vastupidi kellaosuti liikumisele (maailma põhjapooluses asuva vaatleja suhtes), siis mõne aja pärast keskpäevajoon võtab asendi N_1S_1 ja lääne-idajoon asendi W_1E_1, nii et kõigi nelja keha liikumissuunad, s. o. jooned CN, CW, CS ja CE, ei lange enam ühte horisondi põhisuundadega, vaid, nagu nähtub jooniselt, on nihutatud nende suhtes paremale.



Joon. 6.

Lõunapoolkeral pöörleb horisont kellaosuti liikumise suunas ja kehad nihkuvad vasakule.

See nähtus seletub sellega, et igale liikuvale kehale on omane inerts, s. o. püüe säilitada nii liikumise kiirust kui ka suunda.[12] Maa pöörlemisel on nurkkiirus kõikides punktides ühesugune, joonkiirus aga muutub laiuse muutumisel. Kui keha meie poolkeral liigub põhjast lõunasse, siis ta (võttes samal ajal osa Maa pöörlemisest) läheb laiustelt, kus punktid liiguvad väiksema joonkiirusega, laiustele, kus punktide joonkiirus on suurem. Püüdes inertsi mõjul säilitada oma pöörlemise joonkiirust, jääb keha seejuures oma liikumise lähtekoha meridiaanist maha, s. o. kaldub paremale (läände). Kui keha liigub lõunast põhja, siis läheb ta suurema liikumiskiirusega laiustelt väiksema kiirusega laiustele ja inertsi tõttu ennetab oma liikumise lähtekoha meridiaani, s. o. kaldub jällegi paremale (nüüd aga juba itta).

On selge, et kui keha liigub piki paralleeli (läänest itta või vastupidi), siis on kõigis tema tee punktides Maa ööpäevase pöörlemise joonkiirus ühesugune. Kuid kõrvalekaldumine ilmneb ka siin, sest keha püüab säilitada nii oma liikumise kiirust kui

[12] Siit selgub, et Maa pöörlemisega seotud kallutav jõud on fiktiivne jõud, sest inertsi tõttu ei kaldu keha oma teelt kõrvale, vaid ainult näib kõrvale kalduvat.

ka suunda (joon. 6). Seepärast meie poolkeral kaldub läänest itta liikuv keha lõuna poole, idast läände liikuv keha aga põhja poole, s. o. mõlemal juhul paremale.

3. Kuu külgetõmbejõu mõjul allub Maa elastsele deformatsioonile, omandades sümmeetrilise muna kuju, mis on välja venitatud Kuu suunas piki Maa ja Kuu keskpunkte ühendavat sirget. Eriti tunduvale deformatsioonile allub seejuures Maa vesikest: Kuule lähimas ja diametraalselt selle vastas asuvas punktis ookeanide veepind kumerdub (tõus), nende punktide vahemaad poolitava ning Maa ja Kuu ühendusjoonega ristuva ringi punktides aga toimub veepinna alanemine (mõõn). Maa pöörlemise tagajärjel moodustub tõusulaine, mis kulgeb ringi ümber maakera Maa pöörlemisele vastassuunas, s. o. idast läände. Kui mingit kohta läbib laine hari, siis on seal tõus, kui sinna jõuab laine põhi, siis toimub mõõn. Kuuööpäeva (24^h50^m) kestel esineb kaks tõusu ja kaks mõõna. Kahe kõrgseisu (või madalseisu) vahe on $12^h\,25^m$.

Peale Kuu võtab loodete (tõusu ja mõõna) tekitamisest osa ka Päike, kuid et ta on Maast palju kaugemal kui Kuu, siis on Päikesest tingitud looded 2,17 korda nõrgemad kui Kuust tingitud looded. Noorkuu ja täiskuu ajal, kui Päike ja Kuu on peaaegu ühel sirgel, liituvad mõlema taevakeha mõjust tingitud looded ja saavutavad oma maksimaalse kõrguse. Kui Kuud ja Päikest Maa tsentriga ühendavad sirged moodustavad täisnurga (Kuu on siis kas esimeses või viimases veerandis), siis mõlemate taevakehade mõjud osaliselt tasakaalustuvad ja looded on kõige madalamad.

Nagu märgitud, esinevad looded kogu maakera ulatuses, kuid «tahked» looded on ookeanilistest kolm korda väiksemad: tahke maakoore osad kaks korda ööpäevas tõusevad ja kaks korda vajuvad keskmiselt mõne detsimeetri võrra.

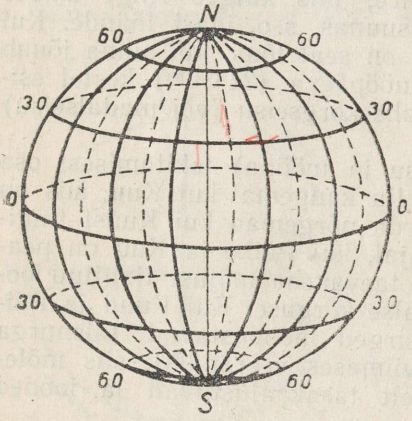
Tõusulaine, kulgedes igavesti mööda Maailmamerd vastassuunas Maa pöörlemisele, aeglustab viimast. Tõusulaine pidurdava mõju tagajärjel pikeneb Maa ööpäev 1 sekundi võrra iga 40 000 aasta jooksul. See pikenemine on kaduvväike, kuid maastikulise sfääri ajaloo uurimisel tuleb sellele tähelepanu pöörata. Umbes 1 miljardi aasta eest, kui Maa pöörlemise kiirus oli suurem ja ööpäev kestis kõigest 17 tundi, asetsesid praegu keskmiselt laiusel 32,5° paiknevad alalised subtroopilised kõrgrõhualad laiusel 22,4°, s. o. olid troopilised, mis kahtlemata tingis praegusest erineva atmosfääri tsirkulatsiooni.[13] Tsentrifugaaljõud suunas siis ka ookeani veed ekvaatorile, moodustades seal omapärase transgressiooni samaaegsete regressioonidega pooluste lähedal.

Eespool rääkisime Maa pöörlemise tagajärgedest. Lisame

[13] Б. М. Рубашев, Вековые изменения скорости вращения Земли . . ., «Известия Геогр. о-ва», 1951, вып. 2.

juurde, et Maa pöörlemise fakti kasutatakse geograafilises praktikas geograafilise koordinaadistiku konstrueerimiseks ja koordinaatide määramiseks (joon. 7). Kui Maa pinnal puuduksid kaks liikumatut punkti (poolused), siis kannaks koordinaadistiku konstrueerimine väga meelevaldset iseloomu; Maa kujutletav telg, mis ühendab tema pooluseid ja läbib tsentrit, osutub selles mõttes geograafile «tõeliseks» teljeks. Tõsi küll, poolused pole absoluutselt liikumatud, kuid nende aastane kõrvalekaldumine keskmisest asendist ei ületa 20 m.

Geograafiliste koordinaatide mõistet peame kõigile tuntuks ega peatu sellel pikemalt.



Joon. 7. Geograafiline koordinaadistik.

15. Kokkuvõte. Maa kuju, mõõtmed ja pöörlemine huvitavad geograafi seoses nendest tulenevate geograafiliste tagajärgedega.

Maa on oma kujult geoid, s. o. keha, mida piirava pinna osaks on merede ja ookeanide pind. Kuid geoid erineb sferoidist ja viimane omakorda kerast niivõrd vähe, et praktiliselt võib peaaegu kõigil juhtudel Maad vaadelda kerana. Maa kerakujulisus mõjutab aktiivselt Päikese soojuse jaotust Maa pinnal, tingides tsonaalsuse nähtusi.

Maa mõõtmed seoses tema tihedusega määravad Maa massi ja järelikult ka külgetõmbejõu suuruse. Selle jõu suurenemine või vähenemine peaks enesega kaasa tooma rea tagajärgi, mis mõjuvad oluliselt maastikulise sfääri struktuurile. Esmajoones on Maa mõõtmete suurusest tingitud see, et tema ümber püsib küllalt ulatuslik ja tihe atmosfäär.

Maa pöörlemise mõju avaldub paljudes füüsikalistes ja astronoomilistes nähtustes, mille hulka kuuluvad vertikaalselt langevate kehade kalle itta (ülesvisatud kehade kalle läände), erinevused kohalikus ajas jne. Geograafilist tähtsust omavad: öö ja päeva vaheldumine, mis omakorda on paljude protsesside kiire (ööpäevase) ja enam-vähem korrapärase rütmi põhjustajaks; geograafilise koordinaadistiku konstrueerimise aluseks oleva kujuteldava liikumatu telje ja kahe liikumatu punkti olemasolu; horisontaalselt liikuvate kehade kaldumine põhjapoolkeral paremale, lõunapoolkeral vasakule; lakkamatult ümber maakera idast läände kulgeva tõusulaine tekkimine. Maa pöörlemise mõju väljendub teravalt ka tuulte ja merehoovuste suundades; jõgede parema kalda (meie poolkeral) uhtumine seletub samuti Maa pöörlemisega.

Kirjandust

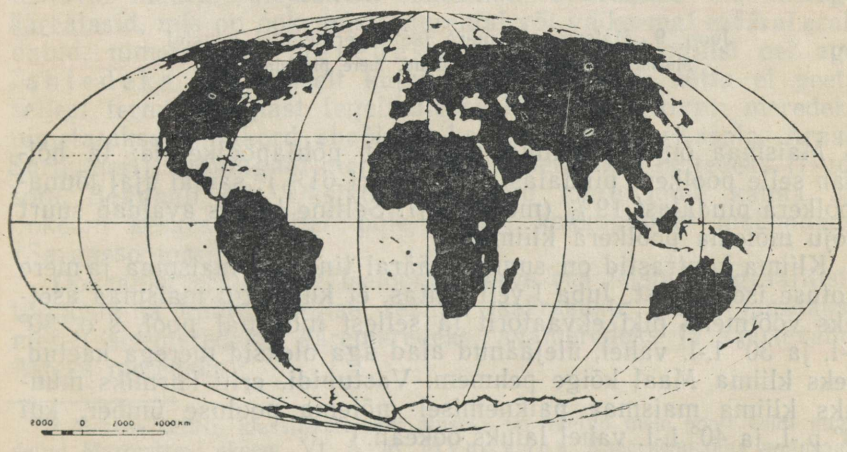
Popov, P. I. jt., Astronoomia, Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1959.
Вагнер Г., Математическая география, 1938.
Изотов А. А., Форма и размеры Земли по современным данным, 1950.
Михайлов А. А., Курс гравиметрии и теории фигуры Земли, 1933.
Фесенков В. Г., Современные представления о Вселенной, 1949.

III peatükk

MAAKERA PINNAEHITUSE PÕHIJOONED

Maakera kuju, s. o. tema matemaatilise pinna iseärasuste uurimine viis meid tähtsate geograafiliste järeldusteni. See pole siiski kaugeltki küllaldane, sest hoopis rohkem kui maakera matemaatilise pinnaga, on füüsilisel geograafial tegemist tema füüsilise pinnaga. Selle pinna põhijoontega tutvumine ongi käesoleva peatüki ülesandeks.

16. Maismaa ja mere jaotus. Maakera pindalast, mille suurus on 510 milj. km², hõlmab meri 361 milj. km² (71%), maismaa 149 milj. km² (29%), seega mere pindala suhtub maismaa pindalasse nagu 2,5 : 1. Veepinna ilmsest ja tunduvast ülekaalust (joon. 8) hoolimata ei tohi siiski unustada tõika, et Maa mõõtmetega võrreldes moodustavad mered ja ookeanid õhukese kihi, mille paksus on (kui võtta Maailmamere keskmiseks sügavuseks ca 4 km) ainult 1 : 1600 Maa keskmisest raadiusest. Vee üldmaht ookeanides on 1370 milj. km³, mis moodustab $^1/_{800}$ kogu planeedi mahust.



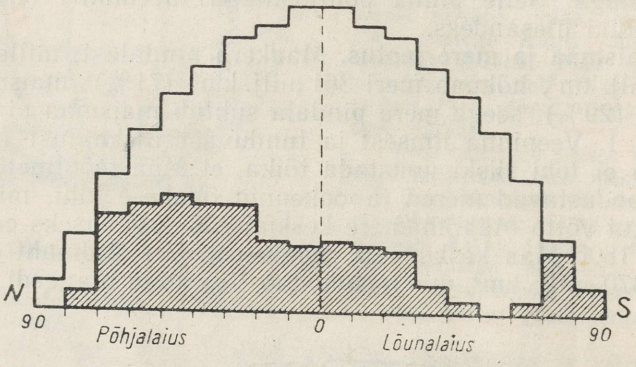
Joon. 8. Maismaa ja mere jaotus.

Maismaa ja mere jaotus Maa pinnal on ebaühtlane (vt. tabel 2 ja joon. 9).

Tabel 2

Maismaa ja mere jaotus erinevatel laiustel (milj. km²)

Laius	Põhjapoolkera			Lõunapoolkera		
	üldpindala	maismaa	meri	üldpindala	maismaa	meri
90—80	3,9	0,4(?)	3,5(?)	3,9	12,1 (?)	3,4(?)
80—70	11,6	3,4	8,2	11,6		
70—60	18,9	13,5	5,4	18,9	1,9(?)	17,0(?)
60—50	25,6	14,6	11,0	25,6	0,2	25,4
50—40	31,5	16,5	15,0	31,5	1,0	30,5
40—30	36,4	15,6	20,8	36,4	4,2	32,2
30—20	40,2	15,1	25,1	40,2	9,3	30,9
20—10	42,8	11,3	31,5	42,8	9,4	33,2
10— 0	44,1	10,1	34,0	44,1	10,4	33,7



Joon. 9. Maismaa ja mere jaotus erinevatel laiustel.
Maismaa pindala on viirutatud, mere pindala valge.

Maismaa on koondunud peamiselt põhjapoolkerale: ta hõlmab selle poolkera pindalast 39% (meri 61%), samal ajal lõunapoolkera pindalast 19% (meri 81%). Selline jaotus avaldab suurt mõju mõlema poolkera kliimale.

Kliima kontrastid on suurel määral tingitud maismaa ja mere jaotuse iseloomust. Juba Lyell näitas, et kui kogu maismaa asetseks vöötmena piki ekvaatorit ja sellest mõlemal pool, s. o. 30° p.-l. ja 30° l.-l. vahel, ülejäänud alad aga oleksid merega kaetud, oleks kliima Maal kõige pehmem. Vastupidi, eriti karmiks muutuks kliima maismaa paiknemisel mõlema pooluse ümber, kui 40° p.-l. ja 40° l.-l. vahel laiuks ookean.[1]

[1] Ч. Ляйель, Основные начала геологии, т. I, 1866, стр. 109—128.

Võib arvata, et vee ülikülluse tõttu lõunapoolkeral peab selle poolkera kliima olema ühtlasem kui põhjapoolkera kliima ja peab üldiselt olema mereline. See oletus vastab täielikult tegelikkusele.

Joonis 9, kui teda vaadelda 90° võrra kellaosuti liikumissuunas pööratuna, annab mitte üksnes üldise kujutluse maismaa ja mere jaotusest laiusvöötmete ja poolkerade kaupa, vaid ka skemaatilise ettekujutuse Maa pinnal asuvate mandrite kujust, mida iseloomustab see, et mandrid on oma põhjaosas laiemad, lõunaosas aga kitsamad.

17. Maailmameri ja tema alajaotused. Maakera mereline pind kannab Maailmamere nimetust. Muust hüdrosfäärist erineb Maailmameri kahe põhilise tunnuse poolest: nendeks tunnusteks on tema katkematus (igast tema punktist on võimalik jõuda ükskõik missugusesse teise punkti, astumata sammugi maismaal) ja tema pinna ühtivus geoidi pinnaga.

Maailmameri jaguneb neljaks ookeaniks:

Ookeanid	Pindala (milj. km²)	Keskmine sügavus (m)	Suurim sügavus (m)
Arktiline ookean (Põhja-Jäämeri)	13,10	1205	5220
Atlandi ookean	93,10	3656	9218
India ookean	74,92	3897	7450
Vaikne ookean	179,68	4028	11034

Ookeanide looduslikeks piirideks on nende poolt uhutavate mandrite ja saarte rannikud, suvalisteks piirideks aga põhjapolaarjoon ning Lõunaneeme (Tasmaanial), Nõelaneeme (Aafrikas) ja Hoorni neeme (Lõuna-Ameerikas) meridiaanid.

Et mandrite piirjooned ei moodusta geomeetrilisi kujundeid, siis on maismaa ja mere kokkupuutejoon kääruline. Ookeanide äärealad lõikuvad sageli mandritesse, eraldudes sellega ühtlasi teataval määral ülejäänud ookeanist. Suuremate mõõtmetega äärealasid, mis on ookeanist suuremal või väiksemal määral eraldatud, nimetatakse *meredeks*, merede analoogilisi osi aga *lahtedeks*. Ajalooliselt kujunenud olukordade tõttu ei peeta sellest terminoloogiast tegelikult siiski rangelt kinni: meredeks nimetatakse mõnikord ebaõigelt ka suuri järvi (Kaspia, Araal, Surnumeri), mõningaid meresid aga nimetatakse lahtedeks (Hudsoni, Bengaali jt.). Üksikjuhtudel võib mere nime kanda ka ookeani keskosa, millel pole mingit kokkupuudet maismaaga (Sargasso meri).

Ookeanist eraldatuse iseloomu, terve rea teiste geograafiliste tunnuste ja hüdroloogilise režiimi iseärasuste järgi jagatakse mered sisemeredeks, ääremeredeks, avameredeks ja saartevahelisteks meredeks.[2]

[2] Merede sellise klassifikatsiooni aluseks on võetud meie poolt veidi muudetud Muromtsevi skeem. Vt. А. М. Муромцев. Классификация подразделений Мирового океана и его районирование, «Известия Геогр. о-ва», 1953, вып. 2.

Sisemered on peaaegu kõigist külgedest ümbritsetud maismaaga ja neid ühendab ookeaniga või naabermerega üks või mitu väina (Hudsoni laht, Valge meri, Balti, Aasovi, Must, Marmara, Punane meri, Jaapani sisemeri, Vahemeri jt.).

Ääremered on ainult osaliselt piiratud maismaaga ning on eraldatud ookeanist või naabermerest poolsaarte või saartega, milledevahelised veealused künnised takistavad vaba veevahetust (Beringi meri, Põhjameri, Ohhoota meri, Kollane, Ida-Hiina, Lõuna-Hiina, Andamaani, Jaapani, Kariibi[3] meri, Mehhiko laht jt.).

Maailmamere osi, mis asuvad mandri serval ja omavad laialdast ühendust ookeaniga, nimetatakse avameredeks (Barentsi, Kara, Laptevite, Ida-Siberi, Tšuktši, Bellingshauseni, Rossi, Weddelli, Araabia meri, Korallimeri jt.).

Saartevaheliste merede hulka kuuluvad ookeaniosad, mis on ümbritsetud enam-vähem kompaktse saarterõngaga (Jaava, Celebese, Sulu, Banda meri).

Mida rohkem on meri eraldatud ookeanist, seda omapärasem on ta oma režiimi ja elustiku poolest.

Et viimasel ajal on kindlaks tehtud merede reljeefi ja kontuuride seos tektooniliste protsessidega, siis pakuks suurt huvi merede klassifitseerimine geneetilisel alusel. Esimesi sedalaadi katseid, kuigi veel väga ebatäiuslikke, on juba tehtud (D. G. Panov jt.). Eristatakse epikontinentaalseid meresid, mis hõivavad mandrite üleujutatud servaalu, ja geosünklinaalseid meresid, mis asuvad tektooniliselt mobiilsetel litosfääri osadel. Mõlemad geneetilised rühmad sisaldavad detailsemaid alajaotusi. Suuremat osa madalaveelisi sise- ja avameresid tuleb tekke järgi lugeda epikontinentaalseteks, mõned sügavad sisemered, ääremered ja saartevahelised mered on aga geosünklinaalsed. Sügavate avamerede geneetilist kuuluvust pole seni piisavalt selgitatud.

18. Merepõhja reljeef. Mandrite ebatasasusi on võimalik vaadelda vahetult nende vähimateski üksikasjades ja katkematus vahelduvuses. Merepõhja ebatasasuste üle otsustatakse ainult sügavuste mõõtmise alusel, kusjuures iga mõõtmine annab ainult ühe punkti. Ettekujutus reljeefist selle punkti ja naaberpunkti vahel on alati saadud interpoleerimise teel. Kajaloodi abil on võimalik laeva teel pidevalt sügavust mõõta ning selle alusel merepõhja reljeefi profiili koostada. Kahe profiili vahelise ala reljeef aga saadakse seejuures ikkagi interpoleerimise teel. Maismaa reljeefi me näeme, merepõhja reljeef on aga meie eest varjatud.

Viimasel ajal arvukalt teostatud mõõtmised on andnud eriti rikkalikku materjali. Selle materjali alusel on jõutud järeldusele, et merepõhja reljeef on hoopis mitmekesisem, kui arvati varem.

[3] Nimetatakse sageli ebaõigelt Karaiibi mereks.

Merepõhja reljeef on kujunenud samasuguste endogeensete protsesside tulemusel nagu mandritegi reljeef, s. t. sellele on avaldanud mõju merepõhja tõusud ja laskumised, kurdude ja murrangute teke, maavärinad ja vulkanism. Selles suhtes pole mandrite ja merepõhja vahel mingeid põhilisi erinevusi. Litosfääri praegune jaotus mandriteks ja ookeanideks on kujunenud ajalooliselt ning peegeldab maakoore ühtse arenemisprotsessi kaasaegset staadiumi.[4] Sellest hoolimata on maismaa ja merepõhja reljeefis suuri erinevusi. Maismaa reljeef ei kujune ainuüksi tektooniliste protsesside tulemusel, vaid ka päikesekiirguse, tuule, vihmade, jää ja vooluvete mõjul. Ükski neist teguritest ei avalda mõju merepõhja reljeefile. Ookeanides pole ka ühtki tegurit, mis võiks neid asendada. Merepõhja ebatasasusi, mis on tingitud tektoonikast ja vulkanismist, mitmekesistab vaid veealustel nõlvadel toimuv setete liikumine. Mineraalsete ja orgaaniliste osakeste kuhjumine seevastu põhjustab reljeefi tasandumist, tema kontuuride pehmenemist. Niisiis, kuivõrd keerukas olekski merepõhja reljeef, ta on kindlasti vähem liigestatud kui maismaa reljeef. Kui merepõhjas ongi väiksemaid ebatasasusi (künkad, terrassid, veealused orud jne.), siis on nad enamasti reliktsed, olles säilinud ajajärgust, mil antud ala oli veel maismaa.

Merepõhja reljeefi peamisteks morfoloogilisteks elementideks on rand, mandrilava, mandrinõlv, ookeani põhi ja süvikud.

Rand on mere ning maismaa vaheline piir, «eikellegimaa», mis tõusu ajal kattub veega, mõõna ajal aga esineb maismaana.

Mandrilava (šelf) on mandri veealune jätk, mandri «uppunud» osa, mis esineb sügavuses 0—200 m. Üksikjuhtudel võib mandrilava väline osa ulatuda 550—600 m sügavusele. Praktiliselt mandrilaval puudub kallak. Nagu maismaa tasandikel, nii on ka mandrilaval palju väikesi ebatasasusi (künkad, nõod, veealused orud, terrassid jt.).

Sügavuste vahemiku 200—2500 m hõlmab mandrinõlv, mille kaldenurk ei ületa tavaliselt 4—7 kraadi, ulatudes väga harva 13—14 kraadini ja veelgi harvemini 40—45 kraadini (vulkaanilistel saartel ja korallsaartel). Mandrinõlva pind on tasane või nõrgalt lainjas. Küllalt sageli aga läbivad teda orud, millede ülemine osa tavaliselt lõikub ka mandrilavasse ja ulatub kohati rannani. Paljudel juhtudel võib täheldada mandrinõlva ja mandrilavasse lõikunud veealuste orgude seost kaasaegsete jõgede — Anabari, Olenjoki, Leena, Jana, Kongo, Hudsoni, Induse, Mississipi, Jukoni, Gangese, mõnede Ohhoota ja Ida-Hiina merre suubuvate jõgede jne. — suudmetega.[5] Neil juhtudel on veealu-

[4] Д. Г. Панов, Обзор основной литературы по вопросу происхождения и развития океанических впадин, «Вопросы географии», 1949, вып. 12.

[5] Ф. Шипард, Геология моря, 1951, стр. 220 и сл.; Г. У. Линдберг, Современное состояние проблемы происхождения подводных долин, «Вопросы географии», 1947, вып. 3; Л. С. Берг, Подводные долины, «Известия Геогр. о-ва», 1946, вып. 3.

sed orud nagu maismaal asuvate orgude jätkuks. Veealuseid orge võib jälgida 1600—2000 m sügavuseni, seega ulatuvad nad arvatavasti mandrinõlva jalamini.

2500 meetrist sügavamal olevad alad moodustavad ookeani põhja. Selle sügavamaid, rohkem kui 6000 m sügavusi osi nimetatakse abüssaalseteks vagumusteks ehk süvikuteks.

19. Ookeanide põhjareljeefi iseloomulikke jooni. Aastail 1948—1954 nõukogude geograafide poolt teostatud uurimiste alusel võib Arktilise ookeani põhjareljeefis eristada järgmisi jooni. Ligi 1800 km ulatuses kulgeb Uus-Siberi saarte juurest üle põhjapooluse Gröönimaa ning Ellesmere'i maani hiiglaslik järsunõlvaline Lomonossovi ahelik (kõrgus ookeani põhjast 2500—3300 m). Ookeani keskossa lõikub kolm vagumust, milledest kõige ulatuslikum ja sügavam (maksimaalne sügavus üle 5220 m) asub Lomonossovi aheliku ning Barentsi ja Kara mere mandrinõlva vahel. Teine vagumus (kuni 4000 m) asub teisel pool Lomonossovi ahelikku pooluse lähedal ning kolmas (kuni 3820 m) Tšuktši ja Beauforti merest põhja pool. Ookeani põhjast kerkivad peale Lomonossovi aheliku veel teisedki veealused kõrgustikud ja mäeahelikud, mis lõikuvad Lomonossovi ahelikuga 60—120° all ja ulatuvad Tšuktši merest Grööni mere põhjaosani. Ookeani äärealadele on iseloomulikud madalad šelfimered, mis oma paljude saarte ja saarestikega ümbritsevad rõngana kesk-set polaarset nõgu.[6]

Nanseni künnis (Teravmägede ja Gröönimaa kirdeosa vahel) eraldab Arktilise ookeani keskosa Norra ja Grööni mere nõgudest. Viimased on omakorda eraldatud Atlandi ookeani põhjaosast Fääri-Islandi ja Gröönimaa-Islandi künnistega. Suure laiusega (600—800 km) on Euraasia mandrilava. Ameerika mandrilava, eriti Alaskast põhja pool, on hoopis kitsam. Mandrilava Kanada-osas on arvukalt suuri ja väikesi saari, mida üksteisest eraldab väinade labürint.

Atlandi ookeani põhjareljeefile on iseloomulik tohutu pikk S-tähe kujuline Atlandi veealune mäeahelik, mis kulgeb ookeani keskosas Islandist lõunalaiuse 43. kraadini. Ekvaatori kohal lõikab ahelikku sügav Romanche'i süvik (7369 m). Atlandi ahelik kõrgeneb märgatavalt lõuna suunas: põhjapoolkeral asub ta 3500—3000 m, lõunapoolkeral aga 2500—2000 m sügavusel. Kohati kerkivad aheliku kõrgemad tipud üle merepinna (Assoori saared, Ascension). Atlandi aheliku jätkuks on Aafrika-Antarktise ahelik (Bouvet' saarega). Läänest ja idast piiravad ahelikku laiad ja sügavad, ovaalsed või korrapäratu kujuga, üksteisest madalate veealuste kõrgendikega eraldatud nõod. Sellised on läänes Põhja-Ameerika, Brasiilia ja Argentiina, idas Põhja-Aafrika, Angoola ja Kapi nõod. Angoola ja Kapi nõgude vahel (20° l.-l. piirkonnas) kulgeb Aafrika rannikult Atlandi aheliku suunas,

[6] «Известия АН СССР», серия геогр., 1954, № 5, стр. 5—7.

s. o. kirdest edelasse, Vaalaahelik. Mõlema aheliku liitekohal kerkivad Tristan da Cunha ja Gough'i saared. Brasiilia ja Argentiina nõgude vahel asub Rio Grande platoo.

Süvikuid on Atlandi ookeanis vähe; märgime abüssaalset vagumust Antilli saarte juures (suurim sügavus — 9218 m — Puertoriiko saarest põhja pool) ja Lõuna-Sandwich'i saarte juures (8252 m).

India ookeani keskosas, Hindustani lõunarannikult kuni lõunalaiuse 40. kraadini, kerkib Kesk-India ahelik. Chagose saarte juures hargneb sellest Guardafui neeme suunas Araabia-India ahelik. Kesk-India aheliku lõunaosas asetsevad Uus-Amsterdami ja St. Pauli saared. Veel kaugemalt lõuna poolt, 48° l.-l. kohalt, algab Antarktikasse suunduv Kergueleni ahelik. Kogu see süsteem meenutab Atlandi ookeani põhjareljeefi. Sarnasust suurendavad veelgi Kesk-India ahelikust idas ja läänes asuvad kõrgendikega eraldatud nõod. Need kõrgendikud pole siiski ahelikulaadsed (näiteks Crozet' platoo). Rööbiti Jaava saarega paikneb ainuke suurem süvik (7450 m).

Eriti rohkesti on süvikuid Vaikses ookeanis. Nad ääristavad teda hiiglasliku hobuserauana idast, põhjast ja läänest. Tähtsamad süvikud on loetletud tabelis 3.

Tabel 3

Vaikse ookeani süvikud

Süviku nimetus	Suurim sügavus (m)	Süviku asukoht
Atacama	7 634	Lõuna-Ameerika läänerannikul
Guatemaala	6 488	Kesk-Ameerika läänerannikul
Aleuudi	7 678	Aleuudi saartest lõunas
Kuriili-Kamtšatka	10 542	Kuriili saartest idas
Jaapani	10 375	Jaapani saartest idas
Riukiu	7 413	Riukiu saartest idas
Filipiini	10 265	Filipiini saartest idas
Mariaani	11 034	Mariaani saartest idas ja lõunas
Bougainville'i	9 140	Saalomoni saarte ja Uus-Ginea vahel
Uus-Hebriidi	7 569	Uus-Hebriidi saartest läänes
Tonga	10 822	Tonga saartest idas
Kermadec'i	10 047	Kermadec'i saartest idas

Vaikse ookeani põhjareljeefis on rohkesti teisigi ebatasasusi. Laialdaste nõgude ja laugjate kõrgendike kõrval iseloomustavad siinset põhjareljeefi ulatuslikud platood (näiteks Kesk-Ameerika lähedal asuv Albatrossiplatoo) ja ahelikud — rohkem kui 3500 km pikkune Havai ahelik, millelt kerkivad samanimelised saared, Fanningi ahelik, mille suund ühtib Line'i (Kesk-Polüneesia Sporaadide) saarteahelikuga, jt. Fanningi ahelik ulatub loodes kuni 20° p.-l., lõunas aga arvatavasti Tuamotu saarteni; temaga paralleelselt kulgeb veealune ahelik Marshalli ja Gilberti saarte rajoo-

nis. Ookeani lõunaosas, Rossi merest põhja pool kerkib peaaegu lääne-ida suunaline Vaikse ookeani Lõunaahelik. Havai ja Mariaani saarte vahel ning ka teistes ookeaniosades on palju lamedatipulisi veealuseid mägesid, millede teket pole veel õnnestunud selgitada. Nende mägede tipud asuvad 500—1000 m sügavusel.

Kokkuvõttes tuleb märkida, et ookeanide põhjareljeefis, vaatamata selle näilisele korrapäratusele, esinevad kindlad seadusparasused. Ookeanide keskosas on merepõhi kergitatud analoogiliselt maismaa mäeahelikega. Sügavused ei ole suurimad ookeanide keskel, vaid hoopis äärtel, mandrite või saarte rannikul. Huvitav on märkida, et piki veealuseid ahelikke ei asu ühtki süvikut; näiliseks erandiks on siin Romanche'i süvik, kuid ka tema ei ole Atlandi ahelikuga paralleelne, vaid lõikab seda. Merepõhja reljeefivormid ei erine oluliselt maismaa reljeefivormidest. Nagu maismaal, nii ka merepõhjas on tasandikke, kiltmaid ja mägismaid.

20. Mandrid. Maismaa on liigestatud terveks reaks suurteks massiivideks ja väiksemateks osadeks. Suuremaid massiive nimetatakse mandriteks ehk kontinentideks, väiksemaid saarteks. Väikseim mander (Austraalia; 7,6 milj. km²) ületab pindalalt ligi 4 korda suurima saare (Gröönimaa; 2,2 milj. km²).

Eristatakse seitset mandrit. Tabelis 4 on toodud mõningad andmed nende kohta.

Tabel 4[7]

Mandri nimetus	Pindala (milj. km²)	Keskmine kõrgus (m)	Suurim kõrgus (m)
Austraalia	8,96	340	2234, Kościuszko
(koos Okeaaniaga)	10,60	340	5633, Elbrus
Euroopa	14,00	2200	4572, Markham[8]
Antarktis	18,28	590	7086, Ojos del Salado
Lõuna-Ameerika	24,25	720	6187, MacKinley
Põhja-Ameerika	29,84	750	6010, Kilimandžaaro
Aafrika	43,00	960	8882, Tšomolungma (Everest)
Aasia			

Mandritevahelised piirid pole alati selgekujulised. Ses suhtes ei tekita kahtlusi ainult Austraalia ja Antarktise piirid. Suessi ja Panama kanalid on suvalisteks piirideks — esimene Aafrika ja Aasia, teine Põhja- ja Lõuna-Ameerika vahel. Eriti raske on tõmmata piiri Euroopa ja Aasia vahele, mis moodustavad tegelikult ühtse Euraasia mandri. Praegu loetakse Kaukaasia ja

[7] Teises veerus on antud mandrite pindala koos nende juurde kuuluvate saartega. Keskmine ja suurim kõrgus on toodud ainult mandrite kohta.

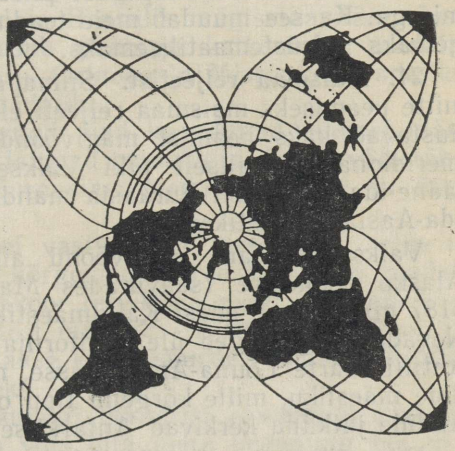
[8] Täpsustamist vajavatel andmetel on Antarktises üle 6000 m kõrgune mägi.

Taga-Kaukaasia Euroopasse kuuluvaiks ning Euroopa idapiir tõmmatakse piki Uraali ja Mugodžari mägesid ning Emba jõge.[9]

Aasia pole üksnes maailma suurim, vaid ka kõrgeim mander. Temale järgnevad keskmise kõrguse kahanemise järjekorras Aafrika, Põhja-Ameerika, Lõuna-Ameerika, Euroopa ja Austraalia. Erilisel kohal asub selles reas Antarktis. Tema suur keskmine kõrgus seletub laialdase jääkattega, mille paksus ulatub kohati arvatavasti 2400 meetrini.

Nii mandrite piirjoontes kui ka nende rühmitustes ja pinnaehituses on terve rida iseärasusi, mis äratasid juba ammu tähelepanu.

Kõik mandrid, välja arvatud Antarktis, on rühmitunud kahekaupa: Põhja- ja Lõuna-Ameerika, Euroopa ja Aafrika, Aasia ja Austraalia. Iga paar moodustab maismaa «kiire» ja kõik kiired ühinevad põhjapooluse rajoonis, kujundades nn. «kontinentaaltähe», mis väljendub eriti selgelt tähekujulise projektsiooniga kaartidel (joon. 10).



Joon. 10. Kontinentaaltäht.

Igas paaris on põhjapoolne mander eraldatud lõunapoolsest murrangulise piirkonnaga, kus asuvad sügavad mered ja arvukad saarestikud (lõhestatud maakoore pangased). Sageli esineb neis piirkondades tugevaid maavärinaid ja intensiivset vulkaanilist tegevust.

Mandritele on iseloomulik kolmnurkne kuju, kusjuures kolmnurga alus on pööratud põhja poole, s. t. mandrite põhjaosa on tavaliselt laiem, lõunaosa kitsam. See kehtib ka Euroopa ja Aasia kohta, kui vaadelda neid ühtse tervikuna (Euraasiana). Antarktis on pirnikujuline, sarnanedes niisiis samuti kolmnurgaga; tema kitsaim osa on pööratud Lõuna-Ameerika poole.

Mandritel on veel teisigi iseloomulikke jooni, mis pole aga omased kõigile mandritele. Iga lõunapoolse mandri lääneossa lõikuvad lahed (Lõuna-Ameerikas Arica laht, Aafrikas Ginea laht, Austraalias koos Tasmaaniaga Suur Austraalia laht), idaosa aga on kumerdunud. Mõningaid mandreid ääristavad idast

[9] Euroopa ja Aasia vahelise piiri küsimus on jäänud seni vaieldavaks ja vajab detailsemat uurimist.

saarteahelikud, kuna läänerannikul need puuduvad. Saarteahelikud moodustavad kaari, millede kumerus on alati pööratud itta: Antilli saared, Lõuna-Ameerikat Antarktisega ühendav saarteahelik (Lõuna-Georgia, Lõuna-Sandwichi, Lõuna-Orkney, Lõuna-Shetlandi saared), hiiglaslik saarteahelik Ida-Aasias (Kuriilid, Jaapani saared, Filipiinid), mille koostisse võib lugeda ka Aleuudi saared, kuigi nad palistavad Ameerika mandrit.

Meie teadmiste praegune tase ei võimalda minna kaugemale eeltoodud faktide lihtsast konstateerimisest. Korduvalt on püütud kõiki või osagi neist seletada, kuid ükski seletus pole osutunud vaieldamatuks. Seepärast piirdume faktilise materjali esitamisega. Ka see muudab meie teadmised Maa pinnaehitusest selgemaks ja süstemaatilisemaks.

21. Maismaa reljeefist. Silmapaistvaimaks, kuid kaugeltki mitte peamiseks maismaa reljeefi elemendiks on mäed. Nad moodustavad kaks peamist mägivööndit, milledest esimene kulgeb meridionaalsuunaliselt piki Vaikset ookeani ning teine läbib lääne-idasuunaliselt Euraasia mandri, ulatudes Sunda saartele ja Ida-Aasia saarestikesse.

Vaikse ookeani mägivöönd algab Aleuudi saartelt, läbib Alaska poolsaare (saavutades MacKinley mäe näol kõrguse 6187 m), hõlmab edasi Kaljumäestiku, Rannikuahelikud ja Sierra Nevada ning kulgeb üle Kalifornia poolsaare, Kesk-Ameerika ja Antilli saarte Lõuna-Ameerikasse, moodustades seal võimsa Andide mäestiku, mille kõrgeim tipp on Ojos del Salado (7086 m). Andide jätkuna kerkivad Antarktise mandril Antarktandid.

Euraasia noor mägivöönd hargneb kaheks: lõuna- ning põhjapoolseks haruks.[10] Põhjapoolsesse harru kuuluvad Pürenee mäed, Alpid (Mt. Blanc 4810 m), Karpaadid, Balkani mäed, Põhja-Anatoolia mäestikud, Kaukasus (Elbrus 5633 m), Kaspia lõunaranniku mäed, Kopet-Dag, Pamiir (Stalini tipp 7495 m, Lenini tipp 7134 m), Himaalaja süsteemi põhjaosa, Yunnani mägismaa ja Indo-Hiina mäestikud.

Lõunapoolne haru algab Aafrikas Atlase mäestikuga. Euraasias kuuluvad sellesse harru Apenniinid, Dinaari mäed, Lõuna-Kreeka ja Egeuse mere saarte mäestikud, Taurus, Iraani mägismaa ahelikud, Hindukušš, Karakorum ja Himaalaja. Himaalajas asub maailma kõrgeim tipp — Tšomolungma (Everest, 8882 m). Himaalajast käändub mägivööndi lõunapoolne haru Birmasse ja sealt Sunda saartele, kus toimub uus hargnemine. Üks haru suundub Uus-Gineasse ja Uus-Meremaale, teine pöördub põhja poole, hõlmates Filipiinid, Ida-Hiina, Jaapani ning Aasia mandri ida- ja kirdeosa.

---

[10] Põhiliseks erinevuseks nende vahel on asjaolu, et põhjapoolses harus toimus kurrutusel maakoore osade liikumine põhja suunas, lõunapoolses harus aga lõuna suunas.

Kõrgmäestike hulka kuuluvad ka Tjan-Šan (Võidutipp 7439 m), Altai ja mõningad teised mäestikud. Tekke ja geoloogilise ehituse poolest erinevad nad mõnevõrra eespool loetletud mägirajoonidest, kuid oma praeguse kuju saavutasid nad eelmistega peaaegu samaaegselt.

Uurides mõnede peamiste reljeefielementide levikut maakeral, võib näha, et selles suhtes on mandritel rida ühiseid jooni.

Peaaegu igal mandril eristatakse kolme vööndit: keskel on madalam vöönd ning seda piiravad kaks mäestike vööndit.[11] Eriti selgesti on see märgatav Põhja- ja Lõuna-Ameerikas. Nende mandrite lääneserval kerkivad Kordiljeerid ja Andid, idaosas aga madalamad mäed (Apalatšid ja Brasiilia mägismaa ääremäestikud). Mandrite keskosas asub peaaegu katkematu madalike vöönd: La Plata, Amasoonase, Orinoco ja Mississipi madalikud ning Hudsoni lahe äärne madalik.

Ka Austraalias on kõrgemad alad koondunud mandri lääne- ja idaossa, nende vahel aga laiuvad madalikud. Sama võib täheldada Põhja-Aafrikas ning Euraasias: madalam vöönd on ääristatud mäestikega.

Seega on maismaa reljeef vastupidine merepõhja reljeefile: ookeanide keskosas asuvad kõrgemad, ääreosades aga madalamad alad. Järelikult on maakoor tervikuna nagu volditud, koosnedes vaheldumisi paiknevatest mäestike ja madalike vööndites.

22. Saared. Saared jagatakse kahte suurde rühma: mandrilisteks ja ookeanilisteks saarteks.

Mandrilised saared on kunagi mandrist eraldunud maismaa osad. Eraldumise põhjuseks võis olla mere pealetung või üksikute mandriosade vajumine tektooniliste protsesside tagajärjel. Tavaliselt on selline eraldumine ainult väline, väljendudes selles, et saare pinda lahutab mandri pinnast veepind. Tegelikult sügavamal on saar ikkagi ühenduses mandriga, asudes mandrilaval (Novaja Zemlja, Wrangeli saar, Newfoundland, Suurbritannia koos Iirimaaga, Tasmaania jt.) või mandrinõlval (Madagaskar, Tseilon, Sardiinia, Korsika jt.).

Ookeanilistel saartel pole mandriga midagi ühist. Nad pole kunagi olnud mandri osaks ja on tekkinud mandreist täiesti sõltumatult. Tekke järgi jagatakse ookeanilised saared korallsaarteks ja vulkaanilisteks saarteks.

Vulkaanilisi saari tekitavad merepõhjas tegutsevate vulkaanide pursked. Madalas meres võib saar tekkida juba ühe purske tagajärjel, kuid saared, mis praegu kerkivad suurtest sügavustest, on tõenäoliselt tekkinud korduvate pursete tulemusel, purskematerjali järkjärgulisel kuhjumisel. Saarte kasv jätkub ka pärast merepinnast kõrgemale kerkimist ning vulkaanilised saared on tavaliselt võrdlemisi kõrged. Tüüpiline vulkaaniline saar on

[11] А. А. Григорьев, В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара. «Проблемы физической географии», вып. II, 1935.

viiest üksteisega liitunud vulkaanist koosnev Havai saar. Neist vulkaanidest tegutsevad tänapäeval Mauna Loa ja Kilauea. Mauna Loa kerkib 4600 m sügavusest; tema kõrgus merepinnast on 4166 m; seega on vulkaani kõrgus merepõhjast 8766 m, võrdudes peaaegu Tšomolungma kõrgusega.

Vulkaanilisi saari on kõigis ookeanides väga erinevatel laiuskraadidel. Vahemeres on tuntuimad neist Lipari saared, Pantelleria saar ja Santorini saar, Atlandi ookeanis Jan Mayeni saar, Assoori saared, Madeira, Ascension, St. Helena, Gough'i saar, Tristan da Cunha saared, Bouvet' saar jt. India ookeanis on vulkaanilisi saari vähem (Crozet' saared, Kerguelen, Uus-Amsterdam jt.).

Eriti rohkesti on vulkaanilisi saari Vaikses ookeanis. Neid on seal nii keskosas (paljud Okeaania saared, Havai saared jt.) kui ka äärealadel (Galápagose ja Juan Fernández'i saared, osa Väikesi Sunda saari, Lihavõttesaar jt.).

Korallsaared on tekkinud korallide — meres kolooniatena elavate lubjarikka skeletiga organismide — elutegevuse tagajärjel. Korallmoodustiste tekkest võtavad osa ka lubivetikad, foraminiferid, gastropoodid jt. Korallmoodustised kasvavad pidevalt, sest surnud organismide skelettidele asuvad elama uued organismid, kes asenduvad omakorda uute põlvkondadega. Moodustise kasv ühe meetri võrra toimub korallide elutingimustest olenevalt 35—335 aastaga.[12]

Et korallid on elutingimuste suhtes väga nõudlikud, siis on korallmoodustiste levik rangelt piiratud. Rahusid moodustavad korallid saavad elada ainult soojades (temperatuuriga mitte alla 18° C) vetes. Seetõttu ei teki polaarsetes ja parasvöötme meredes korallsaari. Erandiks on ainult need parasvöötme mered, kuhu ulatuvad soojad hoovused, näiteks Bermuuda saarte rajoon (sealsete korallmoodustiste olemasolu on seotud Golfi hoovusega). Seoses nõudlikkusega soojuse ja valguse suhtes ei elutse korallide kolooniad 40—60 meetrist sügavamal, sest seal ei jätku nende jaoks küllaldaselt soojust ja valgust. Peale selle on korallide elutegevuseks vajalik veel merevee normaalne või normaalsest suurem soolsus ja küllaldane hapniku hulk vees. Jõesuudmete kohal pole korallmoodustisi, sest jõed toovad merre rikkalikult magedat vett. Ka mangroovtihnikuga ääristatud madalates lahtedes puuduvad korallid, sest seal pole nende jaoks küllaldaselt hapnikku. Samal põhjusel kasvavad korallmoodustised ookeani suunas kiiremini, sest seal toimub lainetuse mõjul pidev vee segunemine õhuga ning vees on seetõttu rohkem hapnikku.

Korallid kui mereorganismid võivad rajada oma ehitisi ainult veepinnani. Üle veepinna kerkivad korallmoodustised kõigest mõne meetri võrra ja sedagi peamiselt murdlainetest kantud korall-lubjakivi tükkide arvel. Teisest küljest ei saa korallmoo-

[12] «Природа», 1938, № 9, стр. 75.

dustiste paksus ületada 40—60 m, s. o. korallide elutegevuse piiri. Siiski esineb korallmoodustisi, mis kerkivad veest võrdlemisi kõrgele, samuti moodustisi, mille paksus tunduvalt ületab 60 m (Ellice'i saarestikus Funafuti atollis rohkem kui 300 m). Rahuldava seletuse sellistele juhtudele annab oletus merepõhja tõusust ja vajumisest või veetaseme aeglasest muutumisest.

Merepõhja vajumisel suureneb korallmoodustise paksus pidevalt. Seejuures ei tohi vajumine olla kiirem korallide kasvutempost; kiire vajumine põhjustab korallide hukkumise, sest sügavuses valitsevad neile ebasoodsad elutingimused. Merepõhja tõus kergitab korallmoodustised üle veepinna, kus nende edasine kasvamine katkeb seoses vee puudumisega. Sama tulemuse annab ka veetaseme kõikumine. Veetaseme tõus avaldab korallidele samasugust mõju kui merepõhja vajumine, veetaseme madaldumisel aga esineb samasugune olukord kui merepõhja tõusul.

Veetaseme eustaatilised kõikumised (s. o. kõikumised, mis haaravad kogu Maailmamerd) on täiesti võimalikud ja real juhtudel ka tõestatud, merepõhja tõusud ning vajumised aga on veelgi tõenäolisemad, sest maakoore eustaatiline liikumine on täiesti üldine, kõigile geoloogilistele ajastutele iseloomulik nähtus.

Korallsaared on sageli seotud vulkaaniliste moodustistega (nii üle veepinna kerkivate kui ka veealuste vulkaanidega). Ilma nendeta poleks võimalik korallsaarte teke ookeaniavarustes, kus valitsevad suured sügavused. Esialgu kerkib merepõhjast vulkaani koonus. Kui selle ülemine osa jõuab veepinna lähedale, kujunevad seal korallidele soodsad elutingimused ja vulkaanile asuvadki elama korallid.

Korallmoodustised jagatakse kolmeks põhitüübiks: rannarahudeks, vallrahudeks ja atollideks (rõngassaarteks). Rannarahud on tihedalt liitunud mandri või saare rannaga. Vallrahud on maismaast eraldatud laiema või kitsama veeväljaga, kuna atolliks nimetatakse rõngakujulist saart, mille keskel asub laguun. Ookeani suunas laskuvad atolli nõlvad järsult (kuni 45° nurga all), kohati täiesti püstloodselt (osa Bikini atollist Marshalli saarestikus), kuna laguunipoolsed nõlvad on laugjad.

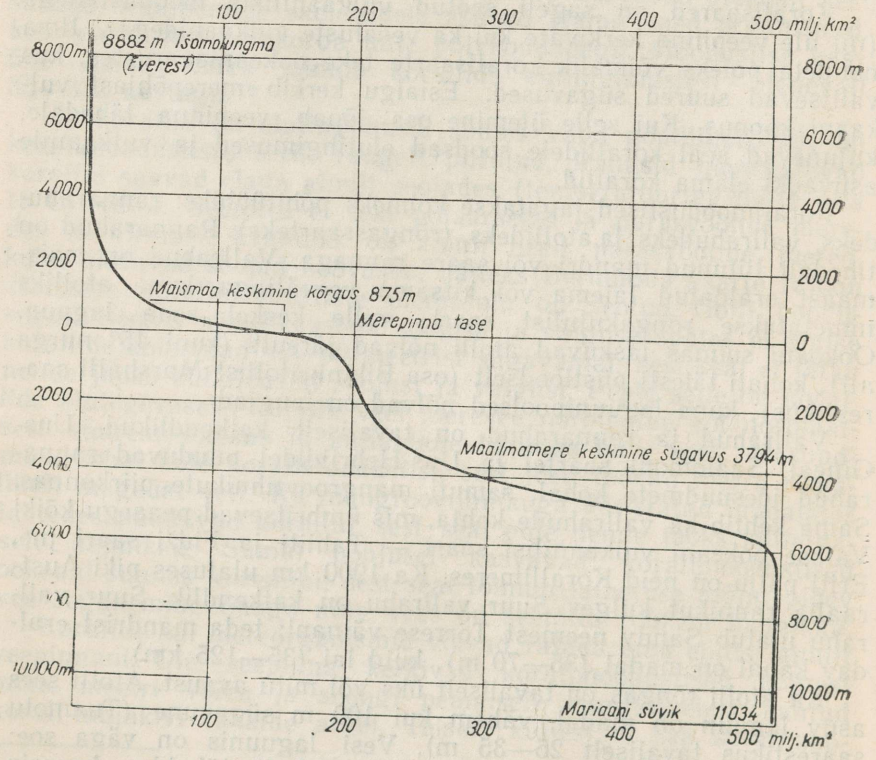
Vallrahud ja rannarahud on tavaliselt katkendlikud. Uus-Gineal, Saalomoni saartel ja Uus-Hebriididel puuduvad rannarahud jõesuudmete kohal, samuti mangroovtihnikute piirkonnas. Sama kehtib ka vallrahude kohta, mis ümbritsevad peaaegu kõiki Vaikse ookeani vulkaanilisi saari — Tahiiti ja Fidži saari jne. Eriti palju on neid Korallimeres. Ka 1900 km ulatuses piki Austraalia rannikut kulgev Suur vallrahu on katkendlik. Suur vallrahu ulatub Sandy neemest Torrese väinani; teda mandrist eraldav kanal on madal (35—70 m), kuid lai (35—125 km).

Ka atolli rõngas on tavaliselt üks või mitu avaust. Atolli sees asuv laguun on madal, vähem kui 100 m sügavune (Tuamotu saarestikus tavaliselt 25—35 m). Vesi laguunis on väga soe: Funafuti atolli laguunis (Ellice'i saarestikus) täheldas Agassiz

27 m sügavusel veetemperatuuri +31° C. Mõned laguunid on oma mõõtmetelt tõelised sisemered: Tuamotu saarestikus on mõnede laguunide pikkus 55—70 km, Malediivi saarestiku põhjaosas isegi kuni 140 km (laius samal ajal 30 km). Seejuures ei ületa laguuni ääristava rahu laius tavaliselt 0,5 km.

Korallsaari on ka Atlandi ookeanis (Bahama ja Bermuuda saared), Punases meres, India ookeanis (Malediivid, Lakadiivid, Chagose saared), kuid korallsaarte klassikaliseks alaks on Vaikne ookean. Korallimerest põhja ja ida pool muutuvad atollid üha arvukamaks ja mõned saarestikud koosnevadki täielikult korallmoodustistest. Kõige rohkem on atolle Gilberti, Ellice'i, Tuamotu, Marshalli ja Karoliini saarestikes. Tuamotu saarestikus on umbes 70 korrapärase (ümara või elliptilise) kujuga atolli; laguunides on sageli väikesi korallsaari.

Erilist huvi pakuvad «mittetüüpilised atollid», s. o. atollid, millede laguunides esinevad vulkaanilised saared. Näitena võib tuua Mangareva saared (Tuamotu saarestikus) ja Hermite'i (Admiraliteedisaartest läänes), mille laguunis on neli vulkaanilist saarekest. Samasugust pilti näeme Truki laguunis (Karoliini saa-



Joon. 11. Hüpsograafiline kõver.

restiku keskosas). 60-kilomeetrise läbimõõduga laguunis on seal 16 vulkaanilist saarekest, milledest üks ulatub 480 m kõrgusele. Vaikse ookeani korallsaared kerkivad loode-kagusuunalistelt veealustelt ahelikelt (Karoliinid, Marshalli saared, Markiisaared, Tuamotu, Samoa ja Tubuai saared jt.).

23. Hüpsograafiline kõver. Maakera kõrgussuhetest saame ülevaate statistilisel meetodil, mõõtes kaardilt erinevate kõrgus- ja sügavusastmetega alade suuruse. Selleks on vajalik kogu maakera kaart, millel maismaa reljeef on kujutatud isohüpside ehk horisontaalidega (joontega, mis ühendavad sama kõrgusega punkte) ja meresügavused isobaatidega (joontega, mis ühendavad sama sügavusega punkte). Selliseid arvutusi on tehtud korduvalt; nende arvutuste tulemused on koondatud tabelisse 5.

Tabeli andmed esitatakse selguse mõttes nõndanimetatud hüpsograafilise kõverana (joon. 11). Ordinaatteljele kantakse kõrgused ja sügavused, abstsissteljele aga vastavate kõrgus- ja sügavusastmete pindalad miljonites ruutkilomeetrites või protsentides maakera pindalast. Vastavalt sellele loetakse kogu abstsisstelje väärtuseks 510 milj. km² ehk 100%.

Tabel 5

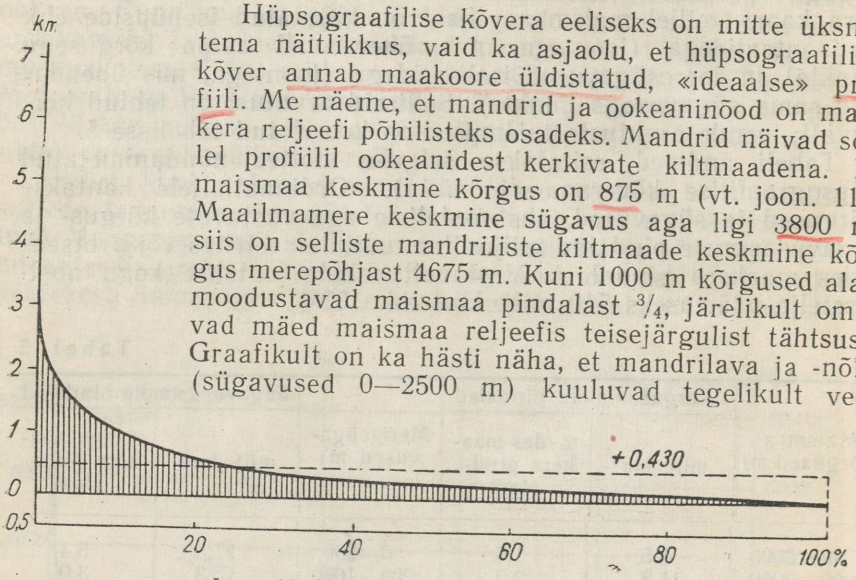
Maismaa (kõrgused m)	Kõrgusastmete pindalad		Meri (sügavused m)	Sügavusastmete pindalad	
	milj. km²	%-des maakera pindalast		milj. km²	%-des maakera pindalast
üle 3000	8,5	1,6	0—200	27,5	5,4
3000—2000	11,2	2,2	200—1000	15,3	3,0
2000—1000	22,6	4,5	1000—2000	14,8	2,9
1000—500	28,9	5,7	2000—3000	23,7	4,7
500—200	39,9	7,8	3000—4000	72,0	14,1
200—0	37,0	7,3	4000—5000	121,8	23,9
alla 0	0,8	0,1	5000—6000	81,7	16,0
			üle 6000	4,3	0,8
	148,9	29,2		361,1	70,8

Graafik koostatakse järgmiselt: algul märgitakse abstsissteljele lõik, mis vastab suurima kõrgusastme (3000—8882 m; viimane arv tähistab Tšomolungma kõrgust) pindalale. Selle lõigu lõpust püstitatakse ordinaat vastava kõrgusastme alumise piirini (3000 m). Seejärel märgitakse abstsissteljele eelmise kõrvale teine lõik, mis vastab järgmise kõrgusastme (2000—3000 m) pindalale; lõigu lõpust püstitatakse ordinaat selle kõrgusastme alumise piirini jne. Seejärel ühendatakse kõigi ordinaatide otsad sujuva kõveraga, mille lõpp peab vastama Mariaani süviku suurimale sügavusele. See ongi hüpsograafiline kõver, mis peegeldab erinevate kõrgus- ja sügavusastmete pindalade vastastikust suhet maakeral.

Hüpsograafilisi kõveraid võib koostada mitte ainult kogu maakera, vaid ka iga mandri, saare, ookeani ja mere kohta. Sel juhul on kõrguste ja sügavuste skaala (tema üldine amplituud ja astmete suurus) veidi teistsugune (sobivad suurused valitakse konkreetse materjali alusel). Abstsisstelje pikkus

peab tähistama vastava territooriumi pindala. Joonisel 12 on esitatud N. M. Volkovi [13] andmete järgi koostatud NSV Liidu hüpsograafiline kõver. NSV Liidu territooriumi keskmiseks kõrguseks saadi 430 m.

Täpselt koostatud hüpsograafiliselt kõveralt võib alati saada vajalikke arvulisi andmeid. Soovides näiteks teada, kui suure pindala hõlmavad 2000—6000 m sügavused alad, tõmbame sügavustele 2000 ja 6000 m vastavatest punktidest (vt. joon. 11) rõhtjooned hüpsograafilisele kõverale. Rõhtjoonte ja kõvera lõikepunktidest tõmbame ristjooned abstsissteljele. Nende joonte vahele jääv abstsisstelje osa näitabki vastava sügavusastme pindala.



Joon. 12. NSV Liidu hüpsograafiline kõver.

Kõrgeim punkt — Stalini tipp (7495 m), madalaim — Karagije nõgu Mangõšlaki poolsaarel (—132 m). NSV Liidu pindala (22 369 290 km²) on abstsissteljel loetud võrdseks 100 protsendiga.

Hüpsograafilise kõvera eeliseks on mitte üksnes tema näitlikkus, vaid ka asjaolu, et hüpsograafiline kõver annab maakoore üldistatud, «ideaalse» profiili. Me näeme, et mandrid ja ookeaninõod on maakera reljeefi põhilisteks osadeks. Mandrid näivad sellel profiilil ookeanidest kerkivate kiltmaadena. Et maismaa keskmine kõrgus on 875 m (vt. joon. 11), Maailmamere keskmine sügavus aga ligi 3800 m, siis on selliste mandriliste kiltmaade keskmine kõrgus merepõhjast 4675 m. Kuni 1000 m kõrgused alad moodustavad maismaa pindalast ¾, järelikult omavad mäed maismaa reljeefis teisejärgulist tähtsust. Graafikult on ka hästi näha, et mandrilava ja -nõlv (sügavused 0—2500 m) kuuluvad tegelikult veel mandri juurde, moodustades nagu mandrilise kiltmaa nõlva. Ookeanides on ülekaalus 3000—6000-meetrised sügavused, mis hõlmavad 75% ookeanide pindalast. Järelikult on süvikud ookeanide põhjareljeefis samavõrd teisejärgulised kui mäed mandrite reljeefis.

24. **Kokkuvõte.** Ligi ¾ maakerast on kaetud veekihiga, mille keskmine paksus on 3800 m. Eraldades mõtteliselt selle kihi, näeme, et maakera reljeefi põhilisteks osadeks on ookeaninõod ja mandrid, kusjuures viimased sarnanevad massiivsete kiltmaadega, mis kerkivad Maailmamere põhjast keskmiselt 4600 m kõrgusele. Merepõhja reljeefi sekundaarseteks osadeks on süvikud (sügavusega üle 6000 m), mis paiknevad alati ookeanide ääreosades mandrite või saarteahelike läheduses. Maismaa reljeefis on samasugusteks sekundaarseteks detailideks mäed.

[13] Н. М. Волков, Площадь Советского Союза. «Труды I Всесоюзного геогр. съезда», т. III, 1949.

Maismaa on jagunenud seitsmeks mandriks ja paljudeks saarteks, milledest osa (mandrilised saared) on tihedalt seotud mandritega, teised aga (ookeanilised saared) on tekkinud sõltumatult mandritest ega oma nendega midagi ühist. Nad on kujunenud kas Maa sisejõudude toimel (vulkaanilised saared) või organismide elutegevuse tagajärjel (korallsaared).

Maailmameri on maismaast hoopis ühtsem ja terviklikum, jagunedes neljaks mandritega üksteisest eraldatud ookeaniks. Ookeanides eristatakse omakorda (vastavalt eraldatusele ookeanist) sisemeresid, ääremeresid, avameresid ja saartevahelisi meresid.

Maakera pinnaehituse huvitavamateks iseärasusteks on: mandrite paariviisiline rühmitumine «kontinentaalkiirteks»; «kiirte» ühinemine põhjapooluse rajoonis; murranguvööndi olemasolu põhja- ja lõunapoolsete mandrite vahel (hõlmatud sügavatest meredest ja saarestikest); mandrite kolmnurkne kuju, kusjuures kolmnurga alus on pööratud põhja poole; saarteahelikud piki «kontinentaalkiirte» idarannikut; mandrite jaotus meridionaalseteks kõrgusvöönditeks: keskseks madalaks ja külgmisteks kõrgeteks, mäestikulisteks vöönditeks; ookeanipõhja samalaadne jaotus kolmeks vööndiks: keskseks kõrgendike vööndiks ja külgmisteks nõgude ja süvikute vöönditeks.

Kõik need iseärasused ei saa olla juhuslikud, kuid nende põhjused on seni veel selgitamata.

Kirjandust

Буркар Ж., Рельеф океанов и морей, 1953.

Валло К., Общая география морей, 1948 (ptk. I).

Григорьев А. А., В поисках закономерностей морфологической структуры земного шара, «Пробл. физ. геогр.», вып. II, 1935.

Дарвин Ч., Строение и распределение коралловых рифов, Соч., т. II, Биомедгиз, 1936.

Марков К. К., Основные проблемы геоморфологии, 1948 (ptk. IV ja V).

Морской атлас, т. I, 1950; т. II, 1953.

Островные дуги, Сб. статей, М., 1952.

Шипард Ф., Геология моря, 1951.

Шокальский Ю. М., Океанография, 1917 (ptk. I ja III).

IV peatükk

ATMOSFÄÄRI KOOSTIS JA EHITUS

25. Atmosfääri piiridest. Maad ümbritseva gaaskesta alumiseks piiriks on maismaa ja mere pind. Ülemine piir on ebamäärane, sest atmosfäär läheb märkamatult üle planeetidevahelise ruumi äärmiselt hõrendatud gaasiliseks keskkonnaks. Kui õhu tihedus jääks kõikjal muutumatuks ja võrdseks tema tihedusega Maa pinna lähedal, siis oleks atmosfääri ülemine piir juba umbes 8 km kõrgusel.

Atmosfääri tinglikuks piiriks loetakse mõnikord taset, millel Maa külgetõmbejõud ja tsentrifugaaljõud teineteist kompenseerivad. Ekvaatori kohal on selle taseme kõrgus 42 000 km, pooluste kohal 28 000 km (arvestatuna Maa keskpunktist). Mainitud arvudel on aga vähe mõtet, sest sellisel kaugusel maapinnast pole enam atmosfääri — on vaid üksikud molekulid ja aatomid, mis võivad läbida tuhandeid kilomeetreid üksteisega kokku põrkamata.

Atmosfääri mass on $5{,}13 \cdot 10^{15}$, s. o. 5130 biljonit tonni[1], kusjuures 99% sellest sisaldub alumises, 36 km paksuses kihis.

Atmosfäär kui kest ei ole Maa keskpunkti suhtes sümmeetriline: ekliptika tasapinnas on tal Päikesele vastassuunas väljaulatuv osa, mis meenutab komeedi saba ja on samuti hõrendatud. Maa «gaasilise saba» pikkus on umbes 120 000 km.

26. Atmosfääri kõrgus. Inimene pole vahetult kuigi kõrgele atmosfääri tunginud: 1934. aasta jaanuaris tõusis Nõukogude stratostaat «Osoaviahim» 22 km kõrgusele. Vaatlusriistadega varustatud spetsiaalsete balloonide tõusu suurimaks kõrguseks (ilma inimeseta) on umbes 40 km. Alates 1946. aastast kasutatakse atmosfääri uurimiseks laialdaselt reaktiivrakette, kuid käesoleva ajani pole atmosfääri kõrgemate kihtide olemasolu ja omaduste hindamisel kaotanud tähtsust andmed, mis on saadud kaudselt, uurides nähtusi, mis ei võiks esineda atmosfääri puudumise korral sellel kõrgusel, kus neid tegelikult täheldatakse. Siinkohal

[1] 1 biljon = 10^{12} = $(10^6)^2$, s. t. miljon ruudus; vastavalt 1 triljon = = 10^{18} = $(10^6)^3$, s. t. miljon kuubis.

on piisav märkida helkivaid ööpilvi, meteooride helendamist ja virmalisi.

Välimuselt meenutavad helkivad ööpilved kiudpilvi, kuid esinevad ainult öösiti ja helgivad neilt peegelduva päikesevalguse tõttu; mõnikord helgivad nad nii tugevasti, et nendest valgustatud maapealsed esemed heidavad varju.

Arvutuste abil on kindlaks tehtud, et pilved võivad tekkida üldse ainult kahes kihis: maakera pinnalt 33 km kõrguseni ulatuvas kihis ja õhukeses kihis 79 ja 84 km vahel, sest ainult nendes vahemikes on küllastatud veeauru rõhk õhurõhust väiksem (33 ja 79 km vahelises kihis on ta nendele kõrgustele omaste temperatuuride puhul õhurõhust suurem). Et helkivad ööpilved esinevad imetlusväärse järjekindlusega keskmiselt 82 km kõrgusel, s. o. just pilvede võimaliku tekkimise kõrgema kihi piirides, siis võib arvata, et nad koosnevad jääkristallikestest.[2] Helkivate ööpilvede liikumise kiirus on alati üle 20 m/sek., üksikutel juhtudel kuni 200 m/sek.; valitsevaks liikumissuunaks on suund idast läände. Järelikult on atmosfäär nendel kõrgustel mitte ainult olemas, vaid temas toimuvad ka horisontaalsed liikumised.

Atmosfääri olemasolu veel suurematel kõrgustel tõestavad tähelepanekud meteooride süttimise kohta. Kuni meteoor ei ole tunginud Maa atmosfääri, pole ta nähtav. Seetõttu on tema helendamise fakt ise juba atmosfääri olemasolu tõenduseks. Kõrgus, millel süttivad meteoorid, ei ületa tavaliselt 160—180 km.

Veelgi suuremaid arve atmosfääri kõrguse kohta annavad virmalised — Maa atmosfääri hõrendatud gaaside helendamine Päikeselt tulevate elektronivoogude mõjul. Virmalised esinevad kõige sagedamini 101—106 km kõrgusel, kuid üksikjuhtudel on nende kõrgus ulatunud ka 1000 kilomeetrini. Seega on 1000 km kõrgusel õhk veel olemas, kuigi ta on äärmiselt hõrendatud: ühes kuupsentimeetris sisaldub seal vaid 100 molekuli (merepinna tasemel $2{,}6 \cdot 10^{19}$ molekuli).

Mõnede kaudsete kaalutluste kohaselt (vt. § 29) asub atmosfääri tinglik välispiir 3000 km kõrgusel.

27. Troposfäär ja tema iseärasused. Atmosfääri võib jagada mitmeks kontsentriliseks kihiks: troposfääriks, stratosfääriks ja ionosfääriks.

Troposfäär on alumine kiht, mis piirneb vahetult Maa pinnaga. Ühtlasi on ta ka kõige tihedam kiht, milles sisaldub üle 79% kogu atmosfääri massist (stratosfääris umbes 20%, ionosfääris alla 0,5%). Tema keskmine kõrgus on parasvöötme kohal 10—11 km, pooluste kohal 8 km, ekvaatori kohal 16 km.

Troposfäärile on iseloomulik temperatuuri langemine vertikaalsuunas alt ülespoole (kui mitte arvestada inversiooni, vt. § 39) keskmiselt 0,6° võrra iga 100 m kohta. Keskmistel laiustel

[2] И. А. Хвостиков, Серебристые облака. «Природа», 1952, № 5.

TRÜ Raamatukogu

on troposfääri ülemisel piiril keskmine temperatuur seega —55° C, ekvaatori kohal isegi —80° C.

Troposfääri tähtsus maastikulise sfääri suhtes on erakordselt suur. Just siin tekivad pilved, langevad sademed, toimuvad õhumasside horisontaalsed ja vertikaalsed ümberpaigutumised. Õhu vahetpidamatu segunemise tõttu on tema koostis kogu troposfääris praktiliselt muutumatu.

Kuiva ja puhta õhu koostis (mahuprotsentides) on järgmine:

Lämmastikku	78,09
Hapnikku	20,95
Argooni	0,93
Süsihappegaasi	0,03

Peale selle leidub õhus tühistes hulkades vesinikku ja inertseid gaase (neooni, heeliumi, krüptooni, ksenooni), radooni, osooni, ammoniaaki jne.

On kasulik silmas pidada, et päikesesüsteemi teiste planeetide atmosfäärid erinevad oma koostise poolest tugevasti Maa atmosfäärist. Veenuse atmosfäär koosneb peamiselt süsihappegaasist, Marsi atmosfäär CO_2-st ja N_2O-st, Jupiteri ja Saturni atmosfäär metaanist (CH_4) ja ammoniaagist (NH_3), Uraani ja Neptuuni atmosfäär metaanist. Maa atmosfäärist mitu tuhat korda hõredamas Kuu atmosfääris on avastatud SO_2 ja O_3.

Temperatuuril 0°C normaalrõhule (1 at) viidult moodustaks Maa atmosfääri kogu lämmastik 6,25 km paksuse, hapnik 1,68 km paksuse, süsihappegaas 2,2 m paksuse ja osoon 3 mm paksuse kihi.[3]

Eriti püsiv on atmosfääris hapniku ja lämmastiku suhe. Hapnikku sisaldub atmosfääris umbes 10^{15} tonni. Et hapnik on väga aktiivne element, siis on tema osatähtsus looduses küllaltki suur. Ta on tingimata vajalik taimede ja loomade hingamiseks, tema osavõtul toimub orgaaniliste jääkide aeglane oksüdeerumine (kõdunemine), metallide roostetamine, põlemine jne.

Atmosfääris sisalduv vaba hapnik on peaaegu täielikult roheliste taimede elutegevuse produkt, fotosünteesi protsessis toimuva vee lagundumise tulemus (vesi lagundub taimede poolt kasutatavaks vesinikuks ja vabalt eralduvaks hapnikuks).[4]

Lämmastik, mida atmosfääris sisaldub $4 \cdot 10^{15}$ tonni, on neutraalseks keskkonnaks ja hapniku «lahjendajaks».

Süsihappegaasi (CO_2) sisaldus atmosfääris on muutlikum. Teda satub atmosfääri vulkaanidest, mineraalveeallikatest, mullast, organismidest, kõdunemisproduktidest, mõnedest keemiatööstuse ettevõtetest jne. Et CO_2 on raske gaas, siis leidub teda 3—4 kilomeetrist kõrgemal vähem kui alumistes kihtides. Muuseas, Maaga vahetult kokku puutuv õhukiht on taimede fotosünteesiva tegevuse tõttu CO_2 poolest mõnevõrra vaesem kui kõrgemad kihid. Ka CO_2 jaotus maakera pinnal pole täiesti ühtlane: ookeanide kohal, polaarmaadel, asustamata kohtades ja maarajooni-

[3] Д. П. Койпер (ред.), Атмосфера Земли и планет, Сборник статей, 1951, стр. 365.

[4] А. А. Ничипорович, Фотосинтез растений, «Природа», 1952, № 4.

des on teda vähem kui linnades, tööstusrajoonides ja vulkaanilistes piirkondades; linnade õhus võib teda sisalduda 0,04% ja rohkemgi.

Kuigi süsihappegaasi sisaldub õhus üsna vähe, on tema tähtsus siiski väga suur — eelkõige seetõttu, et ta on põhiliseks materjaliks, millest klorofülli sisaldavad taimed sünteesivad orgaanilist ainet. Peale selle on CO_2 omapäraseks maakera soojendajaks, sest lastes kergesti Maale Päikese lühilainelist valguskiirgust, laseb ta halvasti Maalt tagasi soojuskiiri lainepikkusega 12,9—17,1 μ (sest ta neelab neid tugevasti). Kui CO_2 kaoks atmosfäärist täielikult, siis langeks õhu keskmine aastane temperatuur Maal praegusega võrreldes 21° võrra, s. t. oleks —7° C. Kui aga CO_2 hulk muutuks praegusega võrreldes kahekordseks, siis tõuseks Maa keskmine temperatuur 4° võrra, s. t. oleks +18° C. Teiste sõnadega vastaks mõlema hüpoteetilise juhu erinevus sellisele reaalsele erinevusele, mis esineb näiteks Teravmägede ja Madeira aasta keskmiste temperatuuride vahel.

Eespool kõnelesime kuiva ja puhta õhu koostisest, jättes arvestamata sellised järsult muutuvad koostisosad, nagu veeaur ja tolm. Meie eesmärgiks oli seejuures analüüsi tulemuste konkreetsemaks ja näitlikumaks muutmine. Oleks aga vale mingil määral vähendada tähelepanu nende koostisosade vastu.

Veeaurust, mille sisaldus õhus muutub pidevalt nii ruumis kui ajas ning võib kõikuda 4 kuni 0,01% mahuprotsendi piirides, tuleb üksikasjaliselt juttu edaspidi. Siin märgime vaid veeauru suurt neelamisvõimet Maa pikalainelise kiirguse suhtes: lained pikkusega üle 20 μ neelduvad temas peaaegu täielikult. Kiirguse neeldumisel atmosfääris etendab peaosa just veeaur (veeaur peab kinni 60% Maa kiirgusest, CO_2 18%).

Tolmul on atmosfääris samuti suur tähtsus. Atmosfääri tolmu koostisse kuuluvad tuule poolt maapinnalt õhku tõstetud ülipeened mineraalosakesed, merevee pritsmete aurustumisel õhku jäävad soolaosakesed, meteooride põlemisproduktid, vulkaaniline tolm, suitsuosakesed, eosed, bakterid jne. Nende osakeste läbimõõt kõigub tavaliselt 10^{-5} kuni 10^{-3} cm piirides. Atmosfääri tolmusus väheneb kõrgusega. Suur on ta mandrite kohal, mis on peamisteks tolmu allikateks (eriti põuastes, taimkattevaestes piirkondades ja tihedalt asustatud kohtades). Polaaraladel ja kõrgel mägedes on õhk läbipaistvam.

Atmosfääri sumeduse astet tuleb arvestada seetõttu, et ta suuremal või väiksemal määral nõrgendab päikesekiirgust. Peale selle kujutab ülipeente tolmuosakeste olemasolu õhus paljudel juhtudel tingimust, milleta pole võimalik veeauru kondenseerumine veepiisakesteks, s. t. udude, pilvede ja seega ka sademete tekkimine.

«Kondensatsioonituumade» (teatud koostise ja mõõtmetega tolmuterade) puudumisel toimuks veeauru kondenseerumine alles õhu 400—600-protsendilise relatiivse niiskuse juures. Et rela-

tiivne niiskus ulatub harva 102—103 protsendini, siis ei saaks pilvi ilma kondensatsioonituumadeta praktiliselt üldse tekkida.

Esitatu põhjal on kerge jõuda järeldusele, et atmosfäär pole puhas gaaside segu. Tohutu hulga tahkete ja vedelate osakeste olemasolu õhus annab atmosfäärile kolloidlahuse (aerosooli) omadused.

28. Stratosfäär ja osoonikiht. Maakera ümbritseva õhukihi osa, mis ulatub troposfääri piirist 82 km kõrguseni, nimetatakse stratosfääriks. Troposfääri ja stratosfääri vahel on 1—2 km paksune üleminekukiht, mida nimetatakse tropopausiks.

Erinevused troposfääri ja stratosfääri vahel on erakordselt suured. Eelkõige on stratosfääris tugevasti ülekaalus horisontaalsed õhuliikumised: alumises kihis (kuni 25 km) läänest itta, ülemises vastassuunas. Et ka troposfääris valitsevad 4 kilomeetrist kõrgemal kõikjal läänetuuled, siis liituvad troposfääri ülemiste kihtide läänetuuled stratosfääri alumise osa läänetuultega. Stratosfääri niiskus on tühiselt väike.

Stratosfääri teiseks tähelepanuväärseks iseärasuseks on temperatuuride omapärane jaotus, mida võib ligikaudu iseloomustada järgmiste arvudega:

Kõrgus, km	12—30	50	60	78	83	120
Temperatuur, °C	—55	+77	+77	—33	—33	+102 [5]

Seega ilmneb, et stratosfääris on kolm isotermilist kihti: kõige paksem alumises osas, vähem ulatuslik keskosas ja kõige õhem stratosfääri ülemisel piiril. Isotermiliste kihtide vahel on kihid, milles kõrguse suurenemisel temperatuur tõuseb (30—50 km ja ülalpool 83 km, s. o. juba väljaspool stratosfääri piire) või langeb (60—78 km). Õhu hõreduse tõttu ei peegelda stratosfääri kõrged temperatuurid füsioloogiliselt tajutavat soojust, vaid ainult gaasi molekulide või aatomite liikumise suurt keskmist kiirust. Keha siin ei soojeneks, sest tema vastu põrkavate ja talle oma energiat üle andvate osakeste arv oleks tühiselt väike (keha võib siin soojeneda või jahtuda ainult kiirguse neelamise või kiirgamise teel).

Stratosfääri kolmandaks iseärasuseks on osooni silmapaistev kontsentratsioon (60% kogu osooni massist) 15 kuni 35 km kõrgusel, s. o. 20 km paksuses kihis. Osooni tekkimise kõige üldisemaks põhjuseks on Päikese ultravioletne kiirgus lainepikkusega alla 0,23 μ. Selle mõjul lagunevad O_2 molekulid aatomiteks, kusjuures need aatomid ühinevad hiljem teiste molekulidega järgmise skeemi kohaselt: molekul O_2+aatom O = molekul O_3.

Osoon neelab tugevasti päikesespektri ultravioletset osa lainepikkustel 0,2—0,3 μ; kiirgus, mille lainepikkus on alla 0,29 μ, ei pääse üldse maapinnani. Seetõttu on osoonikiht paljudele mikro-

[5] Viimasel ajal rakettide abil teostatud uurimiste tulemused näitavad, et siin esitatud andmed peegeldavad õigesti temperatuuri muutumise üldist käiku kõrgemates õhukihtides, üksikute kõrguste vahelised temperatuuri erinevused osutuvad aga väiksemaks. *Tõlk.*

skoopilistele elusolenditele tõeliseks kaitseekraaniks ultravioletsete kiirte selle osa eest, mis avaldab organismidele kahjustavat või surmavat toimet.

29. Atmosfääri välimised kihid. Atmosfääri välimist osa, mis paikneb kõrgemal kui 82 km ja ulatub umbes 600 km kõrguseni, nimetatakse ionosfääriks. Ionosfääris valitsevad lääne-ida suunalised õhuvoolud.

Atmosfääri välimised kihid koosnevad nagu troposfäärgi peamiselt lämmastikust ja hapnikust. Allpool 100 km taset on hapnik molekulaarses olekus, kõrgemal aga on ta peaaegu täielikult dissotsieerunud: Päikese lühilainelise kiirguse (alla 0,3 μ) mõjul on tema molekulid lagunenud aatomiteks. Ionosfääri ülemises osas on üsna tõenäoliselt dissotsieerunud ka lämmastik (dissotsieerivate tegurite rohkuse tõttu), kuid see pole täielikult tõestatud.

Eespool mainitud ultravioletsete kiirte ja tohutu läbimisvõimega kosmiliste kiirte (alla 0,0000001 μ) mõjul on õhk siin ioniseeritud. Neutraalsetest osakestest, milles elektronide arv on võrdne positiivsete tuumalaengutega, eralduvad nimetatud ionisaatorite toimel elektronid. Osakesed muutuvad seejuures positiivseteks ioonideks (sest positiivseid laenguid jääb järele rohkem kui negatiivseid); vabanenud elektronid ühinevad teiste osakestega ja annavad neile seega täiendava negatiivse laengu, muutes neid negatiivseteks ioonideks.

Mida rohkem on õhus laetud osakesi ja vabu (veel mitte teiste osakestega ühineda jõudnud) elektrone, seda suurem on tema elektrijuhtivus. Ionosfääri erinevates osades toimub ionisatsioon erinevas ulatuses; praeguste andmete kohaselt esineb temas kaks maksimaalse ionisatsiooniga kihti: mõõdukalt ioniseeritud kiht *E* (ioone on siin rohkem kui elektrone), mis hõlmab vahemiku 82 km kõrguselt 200 km kõrguseni, kusjuures laetud osakeste suurim kontsentratsioon esineb umbes 100 km kõrgusel, ja tugevasti ioniseeritud kiht *F* (elektrone on siin rohkem kui joone), mis hõlmab vahemiku 200 km kõrguselt 350 km kõrguseni, laetud osakeste suurima kontsentratsiooniga 250 km tasemel. Päikese aktiivsuse kasvu perioodidel tekib ioniseeritud kiht *G*, mis hõlmab vahemaa 350 km ja 600 km vahel; järelikult kõrgemal kui 350 km Maa atmosfäär kord omandab ionosfääri omadused, kord kaotab need.

Ioniseeritud kihtide peamine praktiline tähtsus seisab selles, et nad peegeldavad mitmekordselt raadiolaineid, võimaldades viimastel levida ümber maakera ja jõuda ükskõik kui kaugetesse punktidesse. Kui ionosfäär raadiolaineid ei peegeldaks, oleks otsene raadioside (translatsiooni abita) võimalik ainult 50—100 km ulatuses.[6]

---

[6] Televisioonis kasutatavaid ultralühikesi raadiolaineid ionosfäär tavalistes tingimustes ei peegelda, mistõttu otseste televisioonisaadete kaugus on ainult ligikaudu 50—70 km.

Ionosfääris muutub temperatuur kõrguse suurenemisel umbes samuti kui stratosfääriski: temperatuuri tõusu kihid vahelduvad temperatuuri languse kihtidega. Temperatuuri absoluutväärtused aga ulatuvad siin juba mitmesaja kraadini.

Ionosfäär on virmaliste esinemise ala.

Väljaspool ionosfääri piire asub vaakuumsfäär (kuni 1200 km kõrguseni), mis ei peegelda raadiolaineid ja on sedavõrd hõre, et osakeste vaba tee pikkus (ühest kokkupõrkest teiseni) on seal suurem kui vaakuumsfääri paksus. Veel suurem on osakeste vaba tee pikkus dissipatsioonisfääris (hajumissfääris), mis ulatub kuni 3000 km kõrgusele. Seetõttu hajuvad osakesed sellest sfäärist pidevalt väljapoole Maa piire ja dissipatsioonisfääri ülemisel piiril muutub Maa atmosfääri tihedus võrdseks tähtedevahelise ruumi tihedusega (üks osake 1 cm^3 kohta). See annabki aluse asuda seisukohale, et siin on atmosfääri «lõpp».

30. Kokkuvõte. Atmosfäär jaguneb troposfääriks, stratosfääriks ja ionosfääriks. Maastikulise sfääri elu ja arenemise suhtes omavad otsest tähtsust ainult kaks alumist kihti. Troposfäär on kõikide meteoroloogiliste ja klimaatiliste protsesside koldeks ja areeniks; teda iseloomustab temperatuuri langemine kõrguse suurenemisel ning intensiivne horisontaalne ja vertikaalne tsirkulatsioon. Õhu pidevast segunemisest on tingitud tema gaasilise koostise püsivus.

Atmosfäär on heaks näiteks Maa erinevate kestade ainete vastastikusest üksteisesse tungimisest: õhk tungib kivimite pooridesse ning sisaldub lahustunult vees, õhus endas aga hõljuvad mineraalainete osakesed, organismid, veetilgad ja jääkristallikesed, mistõttu atmosfääri tuleb vaadelda kui kolloidlahust (aerosooli).

Troposfääri koostisosad täidavad geograafilistes protsessides mitmesuguseid funktsioone: hapnik kutsub esile paljusid Maal toimuvaid keemilisi protsesse, võtab neist protsessidest aktiivselt osa ja on mõõdapääsmatult vajalik organismide elutegevuseks; süsihappegaas, mis laseb Maale Päikese valgus-kiiri, kuid peab kinni Maa soojuskiirgust, on maastikulise sfääri soojendajaks ja kujutab endast peale selle hädavajalikku materjali, millest taimed sünteesivad orgaanilist ainet; veeaur esineb samuti soojendajana ja etendab tohutut osa niiskuseringes, kujutades endast selle ringe ühte faasi, mis on nii oluline, et selle puudumine muudaks kõikide eksogeensete protsesside kulgu; õhus hõljuv tolm avaldab mõju Maale jõudva päikesekiirguse intensiivsusele ja reguleerib veeauru kondensatsiooni nähtusi.

Stratosfäär erineb oma iseärasuste poolest järsult troposfäärist. Maastikulise sfääri elule on eriti tähtis osoonikihi olemasolu stratosfääris; et sel kihil on tohutu võime neelata ultravioletseid kiiri, siis saavad Maal eksisteerida paljud mikroorganismid, kellele ultravioletsed kiired mõjuvad hävitavalt. Sellega avaldab stratosfääri «osoonekraan» mõju kõigile protsessidele, mis toimuvad Maal mikroobide osavõtul ja mis ei võiks viimaste osavõtuta üldse esineda.

Kirjandust

Атмосфера Земли, Сборник, Гос. изд. культ-просвет. литературы, 1953.
Астапович И. С. и Федынский В. В., Метеориты, 1940.
Белинский В. А., Хромов С. П., Атмосфера, БСЭ, изд. 2, т. 3, 1950.
Койпер Д. П. (ред.), Атмосферы Земли и планет, 1951.
Прокофьева И. А., Атмосферный озон, 1951.
Тверской П. Н. (ред.), Курс метеорологии, 1951.
Хвостиков И. А, Свечение ночного неба, 1948.
Хвостиков И. А., Серебристые облака, «Природа», 1952, № 5.
Хргиан А. Х., Физика атмосферы, 1953.

V peatükk

MAA SOOJUSREŽIIM

Maastikulises sfääris tegutsevad pidevalt koos kaks vastassuunalist protsesside rühma. Ühtede protsesside allikas peitub meie planeedi enese soojuses. Siia kuuluvad näiteks vulkanismi nähtused ja mitmesugused maakoore liikumised, mille tagajärjeks on mere ja maismaa jaotuse muutumine ning mägireljeefi teke. Need on endogeensed protsessid ehk siseprotsessid. Teine kategooria, mis hõlmab atmosfääri, põhjavete, jõgede, järvede, merede, liustike ja elusorganismide tegevust, kannab eksogeensete protsesside ehk välisprotsesside nimetust. Nende protsesside energiaallikaks on Päikese soojus.

Eksogeensete protsesside käsitlemise alguses on otstarbekas vaadelda, kuidas jõuab Päikese soojus Maale ning missuguste seaduspärasuste alusel ta jaotub maastikulises sfääris.

31. Päike. Maa pinna soojusrežiimi seisukohalt on praktiliselt ainsaks tähelepanu väärivaks soojusallikaks Päike: maakera pind saab tähistaevalt kolmkümmend miljonit korda ning Maa sisesoojuse arvel viis tuhat korda vähem soojust kui Päikeselt. Seetõttu ongi Päikese osa eksogeensetes protsessides nii erakordselt suur.

Päike on Maale kõige lähemal asuv täht. Tema keskmine kaugus Maast on 149,5 miljonit kilomeetrit. Valguskiir läbib selle vahemaa 498 sekundiga. Päikese läbimõõt on 1,4 miljonit kilomeetrit; tema pindala on peaaegu 12 000 korda suurem Maa pindalast ja võrdub umbes 6 biljoni ruutkilomeetriga. Igal antud hetkel on Maa poole pööratud pool sellest pinnast. Päikese ruumala on Maa ruumalast suurem 1 300 000 korda, mass Maa massist aga ainult 332 000 korda. See tähendab, et Päikese tihedus, mis võrdub veerandiga Maa tihedusest, on vee suhtes 1,4.

Päikese kiirgava pinna («fotosfääri») keskmine absoluutne temperatuur on 6000°, s. o. umbes 5700° Celsiuse skaala järgi.[1] Selle pinna kohal asub Päikese atmosfäär.

[1] Päikese kesksete osade temperatuur on umbes 20 miljonit kraadi. See temperatuur on tekkinud ja püsib tuumareaktsioonide arvel (vesiniku muundumine heeliumiks).

Valgusenergia, mida kiirgab fotosfääri tohutu pind, eemaldub Päikesest igas suunas. Maa suhtes omavad tähtsust vaid need kiired, mis langevad tema pinnale. Arvutused näitavad, et meie planeet saab vähem kui ühe kahemiljardiku Päikese energiast; ülejäänud osa läheb Maast mööda ja hajub kosmilisse ruumi. Maakera pinnale langeb siiski $1{,}7 \cdot 10^{24}$ ergi kiirgusenergiat sekundis ehk $5{,}4 \cdot 10^{31}$ ergi aastas (s. o. $1{,}3 \cdot 10^{24}$ kalorit aastas) [2], mis vastab võimsusele $1{,}7 \cdot 10^{14}$ kilovatti. Maakera sisemusest välispinnale tulevat soojusvoogu hinnatakse 10^{28} ergile aastas.

Kiirguse tagajärjel väheneb Päikese mass sekundis umbes 4 miljoni tonni, ööpäevas seega 360 miljardi tonni võrra.

32. Päikesekiirguse kõikumised. Maakera pinna erinevad osad saavad ühel ja samal hetkel ebavõrdsel hulgal päikeseenergiat. Päikese kiirgusenergia (radiatsiooni) juurdevool maakera mingisse punkti muutub ka ajaliselt. Järelikult pole maakera pinna kiirituse jaotus rangelt ühtlane ei ruumis ega ajas: tema intensiivsusel on pulseeriv iseloom.

Selle intensiivsuse kõikumised võivad olla piiratud ja kulgeda rütmiliselt, tsükliliselt, kuid nad võivad rütmilisuse foonil areneda ka progressiivselt mingis kindlas suunas.

On ilmne, et ükskõik missugune ka poleks nende kõikumiste iseloom, igal juhul on nad tingitud kolme liiki põhjuste koosmõjust. Ühed neist põhjustest peituvad Päikese enese tegevuses, teised Maa astronoomiliste elementide muutumises ning maastikulise sfääri omadustes, kolmandad päikesesüsteemi liikumises läbi kosmilise tolmu pilvede.

Esimesest ja kolmandast põhjuste kategooriast on tingitud Päikese kiirguse muutumine. Instrumentaalselt registreeritavad kiirguse kõikumised on aga väga väikesed [3]; olulisemad muutused, mis kahtlemata eksisteerivad ja on seotud Päikese evolutsiooniga, pole registreeritavad, sest tõenäoliselt on vaja kümneid miljoneid aastaid, et nad märgatavalt avalduksid meie planeedil.

Maale langeva päikesekiirguse kõikumised, mis on põhjustatud Maa astronoomiliste elementide muutumisest, on samuti pikaperioodilised ja nende mõju võib avalduda alles aastatuhandete kestel.

Ekvaatori tasapinna kalle Maa orbiidi tasapinna suhtes (teiste sõnadega — ekliptika kalle) kõigub 40400-aastase perioodiga 22° ja 24,5° vahel. 1950. aastal oli see kalle 23°26′45″; aastas väheneb ta 0,47″ võrra. Kaldenurga vähenemise tõttu muutub pöörijoonte ja polaarjoonte asend: mõlemad pöörijooned liiguvad ekvaatori suunas, mõlemad polaarjooned aga pooluste suunas. Järelikult viib maakera telje kaldenurga vähenemine palav- ja külmvöötme ahenemisele ning parasvöötme laienemisele

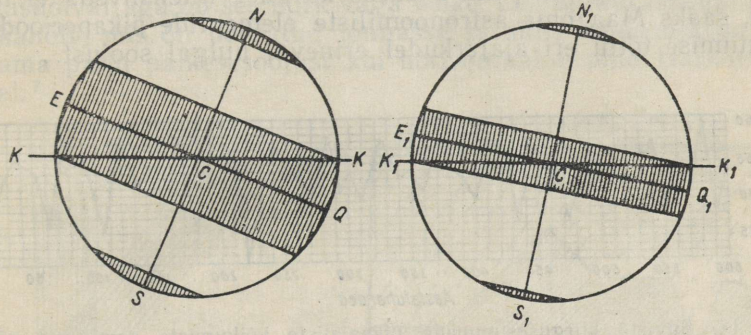
[2] 1 kalor = $4{,}1855 \cdot 10^7$ ergi.

[3] Päikesekiirguse kõikumiste mõjust atmosfääri soojusrežiimile ja üldisele tsirkulatsioonile vt. § 76.

(joon. 13). Viimase kahe tuhande aasta jooksul on palavvöötme pindala vähenenud 2 260 000 km² võrra.[4]

Maa asend orbiidil kevadise võrdpäevsuse ajal (kevadisel pööripäeval) pole muutumatu: 20 700 aasta jooksul teeb ta mööda orbiiti täistiiru. Seetõttu langevad suvekuud kord Maa suurimale kaugusele Päikesest, kord väikseimale.

Maa orbiidi ekstsentrilisus[5] (s. o. tema erinevus ringjoonest), mis on praegu 0,017, muutub 91800-aastase perioodiga, kõikudes 0 ja 0,068 vahel. Kui ekstsentrilisus suureneb ja ühtlasi suvekuud



Joon. 13. Palav-, külm- ja parasvöötme pindala muutumine ekliptika kaldenurga muutumisel.

KK ja K_1K_1 — ekliptika tasapind; *EQ* ja E_1Q_1 — ekvaatori tasapind; *NS* ja N_1S_1 — maakera telg; *KCQ* ja K_1CQ_1 — ekliptika kaldenurgad, kusjuures esimene on teisest suurem.

langevad Maa väikseimale kaugusele Päikesest, siis muutub suvi põhjapoolkeral kuumemaks. Kui ekstsentrilisus suureneb, kuid suvekuud langevad Maa suurimale kaugusele Päikesest, siis muutub suvi eriti külmaks.

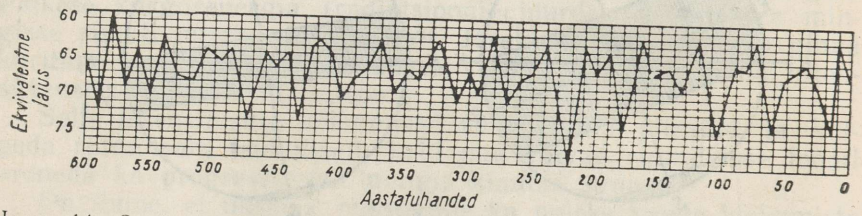
Kõik need muutused toimuvad paralleelselt, kuid nende perioodide erinevus tingib nendest põhjustatud tagajärgede keerukat üksteisega kattumist. Võttes arvesse kõik loetletud pikaperioodilised kõikumised, arvutas M. Milankovitš päikesekiirguse muutused viimase mõnesaja tuhande aasta jooksul. Arvutused on tehtud ainult maakera mõnede paralleelide kohta ja ainult suviste kiirgusesummade osas. Tulemusi 65° p.-l. kohta illustreerib joonis 14, millel kiirguse muutused on näitlikkuse mõttes avaldatud geograafilise laiuse muutumise kaudu. Teiste sõnadega: iga kord on arvutatud see laius, mis saab käesoleval ajal suvepoolaastal sama hulga kiirgusenergiat, nagu sai 65. paralleel vaadeldaval aastal

[4] Г. Вагнер, Математическая география, 1938, стр. 117.

[5] Ekstsentrilisus väljendub suhtega $c : a$, kus a on orbiidi pikem pooltelg ja c orbiidi keskpunkti kaugus Päikesest.

geoloogilises minevikus. Seega muudab 65. paralleel joonisel 14 seoses kiirguse muutumisega oma «numbrit»: kiirguse tugevnemisel see number väheneb, nõrgenemisel suureneb ja paralleel «nihkub» kord ekvaatori, kord pooluse poole. Näiteks Arhangelsk, mis asub peaaegu 65. paralleelil, sai 580 000 aastat tagasi nii palju päikesesoojust, nagu ta praegu saaks Leningradi laiusel asudes, 230 000 aastat tagasi aga nii palju, nagu praegu Blagopolutšije lahe (umbes 76° p.-l., Novaja Zemlja idarannikul) laiusel paiknedes.

Järelikult isegi siis, kui Päikese kiirguse intensiivsus ei muutuks, saaks Maa oma astronoomiliste elementide pikaperioodilise muutumise tõttu eri ajajärkudel erineval hulgal soojust.



Joon. 14. Suviste kiirgusesummade pikaajaliste kõikumiste amplituud põhjalaiusel 65° (Milankovitši järgi).

33. Päikesekiirguse juurdevoolu ja jaotuse kaasaegsed tingimused. Soojuse juurdevoolu lühiajalisi muutusi ja tema ebaühtlast jaotust maastikulises sfääris põhjustab rida tegureid, milledest vaatleme tähtsamaid.

Kiirguse väikesed perioodilised muutused sõltuvad eelkõige sellest, et Maa tiirleb ümber Päikese elliptilist orbiiti mööda, mistõttu muutub tema kaugus Päikesest. Periheelis, s. o. Päikesele kõige lähemal asuvas orbiidi punktis (Maa on selles punktis käesoleval ajal 3. jaanuaril) on see kaugus 147 milj. km, afeelis, s. o. Päikesest kõige kaugemal asuvas orbiidi punktis (5. juulil) aga juba 152 milj. km; erinevus on seega 5 milj. km. Vastavalt sellele on kiirgus jaanuari alguses keskmisega (s. o. Maa ja Päikese vahelise keskmise kauguse kohta arvestatud kiirgusega) võrreldes 3,4% võrra tugevam, juuli alguses aga 3,5% võrra nõrgem. [6]

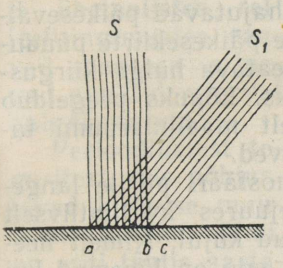
Väga tähtsaks teguriks, mis mõjutab maakera pinna ühe või teise osa poolt saadava kiirguse hulka, on päikesekiirte langemisnurk. Kui kiirte vertikaalse langemise puhul võtta kiirguse intensiivsuseks J, siis kiirte kohtumisel pinnaga nurga α all on kiirguse intensiivsus $J \sin \alpha$: mida teravam on nurk, seda suuremale pinnale peab jagunema kiirtekimbu energia ja järelikult seda

[6] Н. Калитин, Актинометрия, 1938, стр. 102.

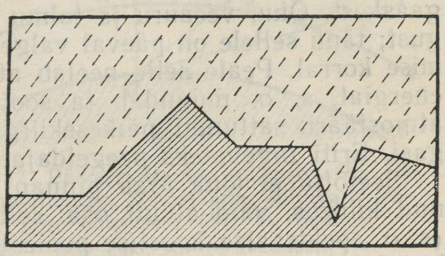
vähem langeb kiirgust igale pinnaühikule. Joonisel 15 valgustab kiirtekimp S pinda ab; sama ristlõikega kimp S_1, mis langeb väiksema nurga all, valgustab tunduvalt suuremat pinda ac.

Päikesekiirte ja maapinna vaheline nurk sõltub paikkonna reljeefist, geograafilisest laiusest ja Päikese kõrgusest horisondi kohal, mis muutub nii ööpäeva kui ka aasta kestel.

Ebatasasel maastikul (ükskõik, kas jutt on mägedest või väikestest ebatasasustest) valgustab Päike reljeefi erinevaid elemente ebaühtlaselt. Künka päikesepoolsel nõlval (joon. 16) on kiirte langemisnurk suurem kui tasandikul nõlva jalami juures, vastasnõlval aga on see nurk väga väike. Leningradi lähedal saab künkanõlv, mis on pööratud lõunasse ja mille kaldenurk on 10°, niisama palju päikesesoojust kui horisontaalne pind Harkovi lähedal.[7]



Joon. 15.



Joon. 16. Päikesekiirte langemisnurga sõltuvus paikkonna reljeefist. Katkendlikud jooned tähistavad päikesekiiri.

Päikesekiirte langemisnurga sõltuvus geograafilisest laiusest on küllalt keerukas, sest ekliptika praeguse kaldenurga puhul muutub Päikese kõrgus (tähendab, ka nurk, mille all päikesekiired langevad horisontaalpinnale) antud kohas mitte ainult ööpäeva, vaid ka aasta jooksul. Päikese suurim keskpäevane kõrgus laiusel φ on kevadisel ja sügisesel pööripäeval $90° - \varphi$, suvisel pööripäeval $90° - \varphi + 23{,}5°$ ja talvisel pööripäeval $90° - \varphi - 23{,}5°$. Mõned näited on toodud tabelis 6.

Järelikult muutub päikesekiirte suurim keskpäevane langemisnurk ekvaatoril 90°-st 66,5°-ni, poolustel aga —23,5°-st kuni +23,5°-ni, s. o. praktiliselt 0°-st +23,5°-ni (sest negatiivse langemisnurga puhul asub Päike allpool horisonti).

---

[7] Talvel soojenevad lõunasse pööratud järsud nõlvad rohkem kui lamedad (sest Päike asub madalal horisondi kohal). Suvel saavad lamedad lõunapoolse ekspositsiooniga nõlvad rohkem, järsud nõlvad aga vähem soojust kui horisontaalne pind. Põhjapoolse ekspositsiooniga nõlvad saavad meie poolkeral kõikidel aastaaegadel kõige väiksema hulga kiirgust. Lähemalt vt. Б. П. Алисов, О. А. Дроздов, Е. С. Рубинштейн, Курс климатологии, 1952, стр. 152—154.

Tabel 6

Päikese keskpäevane kõrgus (kraadides) erinevatel laiustel ja erinevatel aastaaegadel

	21. III	22. VI	23. IX	22. XII
Põhjapoolus	0	23,5	0	—
Põhja-polaarjoon	23,5	47,0	23,5	0
Põhja-pöörijoon	66,5	90,0	66,5	43,0
Ekvaator	90 0	66,5	90,0	66,5
Lõuna-pöörijoon	66,5	43,0	66,5	90,0
Lõuna-polaarjoon	23,5	0	23,5	47,0
Lõunapoolus	0	—	0	23,5

Suurt osa päikesekiirguse ümberkujundamises etendab Maa gaaskest. Õhu, veeauru ja tolmu osakesed hajutavad päikesevalgust; tänu sellele on päeval valge ka otseste päikesekiirte puudumise korral. Peale selle neelab atmosfäär teatava hulga kiirgusenergiat, s. o. muundab ta soojusenergiaks. Lõpuks peegeldub atmosfääri sattunud päikesekiirgus osaliselt maailmaruumi tagasi. Eriti tugevateks peegeldajateks on pilved.

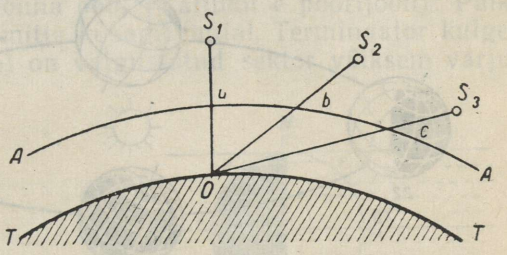
Seetõttu ei jõua Maa pinnani kogu atmosfääri piirile langenud kiirgus, vaid ainult osa sellest ja seejuures kvalitatiivselt (s. o. spektraalse koostise poolest) muutunud kujul. Nimelt neelavad hapnik ja osoon intensiivselt laineid, mis on lühemad kui 0,3 μ, ja need ei jõua maapinnani; nähtavad lained aga ei haju võrdselt.

On ilmne, et atmosfääri puudumise korral Maa soojusrežiim erineks sellest, missugune ta tegelikult on. Terve rea arvutuste ja võrdluste puhul on otstarbekas mitte arvestada atmosfääri mõju kiirgusele. Sel eesmärgil arvutatakse nõndanimetatud solaarkonstant, s. o. soojuse hulk, mis langeks 1 min. jooksul päikesekiirtega risti olevale 1 cm^2 suurusele pinnale Maa keskmisel kaugusel Päikesest juhul, kui Maa ümber puuduks atmosfäär. Solaarkonstandi suurus on 1,9 cal.

Atmosfääri olemasolu korral omandab kiirgust mõjutava tegurina erilise tähtsuse päikesekiire tee pikkus atmosfääris. Mida paksema õhukihi peab päikesekiir läbima, seda rohkem kaotab ta energiat hajumise, peegeldumise ja neeldumise tõttu. Kiire tee pikkus sõltub vahetult Päikese kõrgusest horisondi kohal (joon. 17), järelikult kellaajast ja aastaajast. Kui võtta ühikuks päikesekiire tee läbi atmosfääri Päikese 90-kraadise kõrguse korral, siis Päikese 40-kraadise kõrguse korral on tee pikkus kahekordne, 10-kraadise kõrguse korral on ta võrdne 5,7 ühikuga jne.

Maakera pinna soojusrežiimi seisukohalt on veel väga tähtis, kui pika aja kestel Päike teda valgustab. Et Päike paistab ainult päeval, siis on siin määravaks teguriks päeva pikkus, mis muutub koos aastaaegade muutumisega.

Lõpuks tuleb märkida, et kuigi kiirguse intensiivsust mõõdetakse pinna suhtes, mis neelab kogu kiirguse, ei neeldu erinevatele kehadele langev päikeseenergia tegelikult hoopiski mitte ühetaoliselt. Peegelduva kiirguse suhet vaadeldavale pinnale langevasse kiirgusse nimetatakse albeedoks. On ammu teada, et musta mulla, heledate kaljude, taimkatte, veepinna jne. albeedod erinevad oluliselt üksteisest. Heledad liivad peegeldavad 30—35%, must muld (huumus) 26%, roheline rohi 26% neile langevast kiirgusest. Äsjasadanud puhta ja kuiva lume albeedo võib ulatuda 97 protsendini.[8] Niiske pinnas neelab kiirgust teisiti kui kuiv: kuivana peegeldab sinisavi 23% temale langevast kiirgusest, märjana aga 16%. Järelikult isegi kiirguse ühesuguse juurdevoolu korral ja ühetaolistes reljeefitingimustes saavad maakera erinevad punktid erineval hulgal soojust.



Joon. 17. Päikesekiire tee pikkuse (*Oa, Ob, Oc*) muutumine atmosfääris sõltuvalt Päikese kõrgusest (S_1, S_2, S_3).
TT — Maa pind; *AA* — atmosfääri piir.

Perioodilistest teguritest, mis põhjustavad kiirguse muutumise kindlat rütmi, on eriti tähtis aasta-aegade vaheldumine.

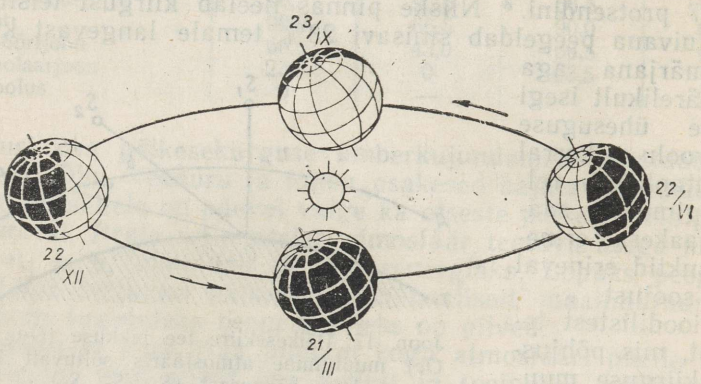
34. Aastaaegade vaheldumine. Tuletame meelde, et aasta-aegade vaheldumine on tingitud kahest asjaolust: Maa tiirlemisest ümber Päikese kiirusega umbes 30 km/sek ja maakera telje kaldest ekliptika tasapinna suhtes 66,5° (täpsemini 66°33′15″ 1950. aastal) võrra, kusjuures aastase liikumise jooksul jääb Maa telg ruumis praktiliselt iseendaga paralleelseks (joon. 18). Aasta-aegade vaheldumise põhjuste selgitamiseks on piisav vaadelda Maa asendit Päikese suhtes 22. juunil, 23. septembril, 22. detsembril ja 21. märtsil. Joonistel, mis näitavad neid asendeid (joon. 19, 20, 21), on tähistused ühed ja samad: *K* — ekliptika tasapind, *CC* — terminaator[9], *NS* — maakera telg, *EQ* — ekvaator, *TT* — põhja- (Vähi) pöörijoon, T_1T_1 — lõuna- (Kaljukitse) pöörijoon, *PP* ja P_1P_1 — põhja- ja lõuna-polaarjoon.

22. juunil, millal põhjapoolus on pööratud Päikese poole (joon. 19), langevad päikesekiired risti ainult paralleelile, mis on ekvaatorist 23,5° põhja pool (Vähi pöörijoon). Terminaator, mis

[8] Н. Н. Калитин, Спектральное альбедо снежного покрова. «Известия АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1938, № 2—3.

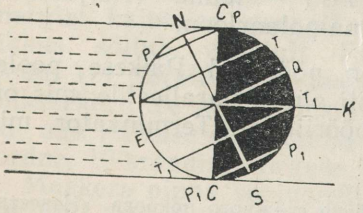
[9] Terminaator — valguse ja varju piir planeetide ja nende kaaslaste pinnal.

on alati risti päikesekiirtega, jagab maakera selliselt, et varjus olev sektor on põhjapoolkeral väikseim, lõunapoolkeral aga suurim. Põhjapoolkera iga paralleeli suurem osa on valgustatud sektoris, poolusest 23,5° kaugusel olev paralleel (polaarjoon) aga on selles sektoris tervikuna. Seega on päev kõikjal pikem kui öö (välja arvatud ekvaator, kus öö ja päev on ühepikkused), polaarjoone ja põhjapooluse vahelisel alal aga ei looju Päike üldse. Lõunapoolkeral on tingimused vastupidised.

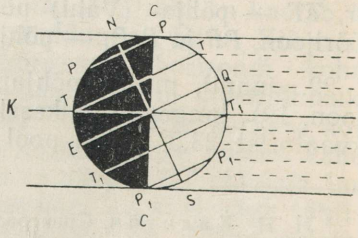


Joon. 18. Maa tiirlemine ümber Päikese.
Maakera telje kalle on joonisel suurendatud.

Maa kaotab alati, ükskõik missuguse asendi puhul, soojust kogu ööpäeva, s. o. 24 tunni jooksul. Soojust saab ta aga ainult päeval. Mida pikem on päev, seda suuremal määral kompenseerib päikesesoojus Maa soojusekaotust ja seda tugevamini Maa kuumeneb. Vaadeldaval momendil on kiirguse kestus ilmselt suur, sest päev on pikk. Lühikese öö jooksul ei jõua Maa tugevasti jahtuda, mistõttu soojuse juurdevool Maale on suurem äravoolust. Et Päike on seniidis põhjapoolkera kohal, siis suureneb kogu



Joon. 19. Maa asend 22. juunil.

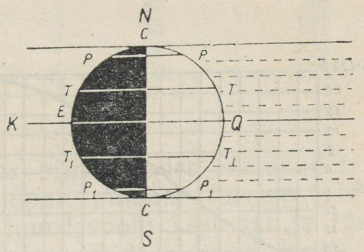


Joon. 20. Maa asend 22. detsembril.

põhjapoolkeral ka päikesekiirte langemisnurk, s. o. suureneb kiirguse intensiivsus. Kiirguse tugevnemine koos päikesepaiste kestuse suurenemisega tekitabki positiivse soojusbilansi.

22. juunit nimetatakse suviseks pööripäevaks (suvine päikeseseisak); pärast seda püsib Päikese keskpäevane kõrgus mitme päeva jooksul peaaegu muutumatuna. Suvine pööripäev on astronoomilise suve alguseks põhjapoolkeral; lõunapoolkeral algab samal ajal talv.

22. detsembril on põhjapoolkeral täiesti vastupidised tingimused (joon. 20). Põhjapoolus on pööratud Päikesest eemale. Päikesekiired langevad vertikaalselt ainult sellele paralleelile, mis on ekvaatorist 23,5° lõuna pool (Kaljukitse pöörijoon): Päike on seniidis ainult seal ja mitte kusagil mujal. Terminaator kulgeb selliselt, et põhjapoolkeral on valgustatud sektor väiksem varjus



Joon. 21. Maa asend 21. märtsil ja 23. septembril.

olevast: päevad on lühikesed, ööd pikad (peale ekvaatori, kus öö ja päev on ühepikkused); polaarjoone ja põhjapooluse vahelisel alal ei tõuse Päike üldse. Et Päike on seniidis lõunapoolkera kohal, siis väheneb päikesekiirte langemisnurk kogu põhjapoolkeral. Kiirguse nõrgenemine koos päikesepaiste kestuse vähenemisega põhjustab negatiivse soojusbilansi: põhjapoolkeral algab 22. detsembril (talvine pööripäev, talvine päikeseseisak) astronoomiline talv, lõunapoolkeral aga suvi.

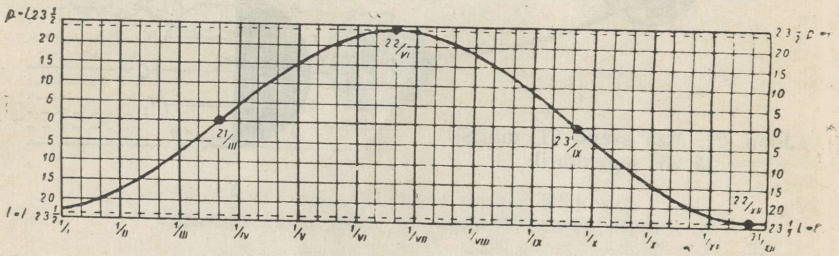
Kevadise (21. märts) ja sügisese (23. september) pööripäeva (kevadise ja sügisese võrdpäevsuse) ajal on päikesesoojuse juurdevoolu tingimused suve ja talve suhtes vahepealsed. Nendel momentidel asub Maa oma liikumistee ja taevaekvaatori tasapinna lõikepunktides; seetõttu jagab mõlemaid poolusi läbiv terminaator kõik maakera paralleelid pooleks ning kõikjal on päev ja öö ühepikkused (joon. 21). Päike on seniidis ekvaatoril.

Kõige eeltoodu kõrvutamisel selgub, et Päike võib seniidis olla ainult Vähi ja Kaljukitse pöörijoonte vahelistel aladel: pöörijoontel üks kord aastas, selle vöötme ülejäänud punktides kaks korda aastas. Pöörijoontevahelisel alal on Päike seniidis nendel päevadel, mil tema kalle[10] on võrdne antud koha geograafilise

[10] S. o. kaugus taevaekvaatorist kraadides.

laiusega. Joonis 22 näitab Päikese seniitasendi muutumist ajas ja ruumis ehk, teiste sõnadega, maakera pinda eriti tugevasti kuumendavate vertikaalsete päikesekiirte langemiskoha muutumist.

Vastavalt Kepleri teisele seadusele katab Maa raadiusvektor (s. o. Maa ja Päikese keskpunkte ühendav sirge) oma aastase liikumise vältel võrdsetes ajavahemikes võrdsed pindalad. Et Maa orbiit on ellips, siis tuginevad tema pindalalt võrdsed sektorid erinevate pikkustega kaartele. Mida lähemal on Maa Päikesele, seda kiiremini liigub ta oma orbiidil. Et Maa ja Päikese vaheline kaugus on kõige väiksem põhjapoolkera talvel, siis võib järeldada, et soe poolaasta (s. o. periood, mille vältel päeva pikkus on üle 12 tunni) on põhjapoolkeral külmast poolaastast pikem. Nende kestuste erinevus on 8 ööpäeva (7 ööpäeva ja 14



Joon. 22. Päikese seniitasendi muutumine pöörijoonte vahel aasta kestel. Eraldi on märgitud võrdpäevsuste ja päikeseseisakute momendid.

tundi). Järelikult on lõunapoolkeral külm poolaasta samavõrd soojast pikem. Oma orbiidi kevadise (põhjapoolkera suhtes) osa läbib Maa 93, suvise 94, sügisese 90, talvise 89 päevaga. Lõunapoolkera suhtes on arvud samad, aastaaegade nimetused aga vastupidised.

Aastaaegade vaheldumise mõju maastikulise sfääri elule on erakordselt suur. Tema tähtsaimaks tagajärjeks on päikesekiirguse intensiivsuse muutumine aasta kestel ja sellega lahutamatus seoses temperatuuri aastane käik. Muide, see temperatuuri muutumine ei toimu igal pool ühetaoliselt.

Pöörijoontevahelises vöötmes langevad Päikese kiired keskpäeval kogu aasta jooksul suure nurga all ning öö ja päeva kestuse erinevused on väikesed. Soojuse juurdevool toimub aasta kestel suhteliselt ühtlaselt, ilma oluliste kõikumisteta; seetõttu puudub siin ka aasta selge jagunemine aastaaegadeks temperatuuri alusel.

Pooluste ja polaarjoonte vahelistel aladel esinevad perioodid, kus Päike ei tõuse üle horisondi, samuti aga ka perioodid, kus ta kogu aeg on horisondist kõrgemal. Seega võib seal päev ja öö kesta rohkem kui üks ööpäev (poolustel pool aastat[11], vt. tabel 7).

Tabel 7

Valgustatuse aastane käik põhja-polaarmaadel (päevades)

Geograafiline laius	Päeva ja öö vaheldumine (kevad)	Pidev päev (suvi)	Päeva ja öö vaheldumine (sügis)	Pidev öö (talv)
66°33′	180	1	183	1
70°	119	64	121	64
75°	82	102	83	98
80°	52	133	53	127
85°	25	160	26	154
90°	0	186	0	179

Polaaraladel ja nende lähedastes piirkondades esinevad madalaimad temperatuurid polaaröö lõpul: pinnase talvine jahtumine on siin põhjustatud kiirguse juurdevoolu kestvast ja täielikust puudumisest. Kõrgeimad temperatuurid esinevad juulis ja augustis. Talviste ja suviste temperatuuride erinevus on siin väga suur ja esimeses lähenduses on küllaldane jagada aasta kaheks aastaajaks: külmaks ja soojaks. Võiks arvata, et soojal aastaajal, kui Päike laialdastel aladel mitme kuu kestel ei looju, peaks pidev kiirgus põhjustama maakera pinna nende osade tunduvat soojenemist. Seda takistab aga Päikese pidevalt madal asend horisondi kohal: et tema kiired langevad Maale väga terava nurga all ja läbivad pealegi ulatusliku atmosfäärikihi, siis neelduvad ja hajuvad nad olulisel määral.

Ainult polaarjoonte ja pöörijoonte vahel esineb aasta täiesti selge jagunemine kevadeks, suveks, sügiseks ja talveks. Seoses Päikese suure kõrgusega suvel ja väikese kõrgusega talvel on siin temperatuuri kõikumised aasta jooksul üsna suured (mere kohal 10—15°, maismaa kohal 40—50°).

Et looduses on kõik nähtused üksteisega lahutamatult seotud, siis temperatuuri aastane käik, mis on tingitud kiirguse aastasest käigust, toob endaga kaasa suure hulga teisi nähtusi, millede rütm osutub enam-vähem paralleelseks temperatuuri muutuste rütmiga. Maastikulises sfääris tekivad terved rühmad sesoonseid muutusi. Sademed langevad talvel tahkel kujul, jõed külmuvad,

[11] Polaaröö on valgem kui keskmiste laiuste öö; see on tingitud Päikese «kõrgest» asendist horisondi taga, virmalistest ja pimestavalt valgest lumikattest.

toimub taimeaspektide vaheldus, mis eriti ilmekalt esineb keskmistel laiustel. Raagus puud kattuvad kevadel õrna rohelusega, nende roheline rüü muudab sügiseks värvust ja hõreneb lehtede langemise tõttu, talvel aga katab lumi juba paljaid oksi. Samasugune perioodsus avaldub ka loomade elus: ühed neist langevad talveunne, teised teostavad rikkalikuma toidu otsinguil migratsiooni. Mõnedel loomadel muutub karva värvus ja tihedus ning pakseneb nahaalune rasvakiht, s. o. ilmnevad nähtused, mis pakuvad inimesele majanduslikku huvi: karv, karusnahk, rasv — kõik need on sesoonsed moodustised, Maa ümber Päikese tiirlemise tagajärg. Sesoonne perioodsus avaldub ka inimese majanduslikus tegevuses, eriti põllumajanduse, jahi ja kalapüügi alal.

35. Süsteemi Maa—atmosfäär soojusbilanss. Maa koos teda ümbritseva atmosfääriga mitte ainult ei saa Päikeselt soojust, vaid annab seda ka ära. Et maastikulise sfääri soojuslik seisund on vaatlustest hõlmatud perioodil keskmiselt muutumatuks jäänud, siis tuleb oletada, et soojuse juurdevool ja äravool on omavahel tasakaalus.

Uusimate arvutuste kohaselt saab atmosfääri välispiiril 1 cm^2 suurune päikesekiirtega risti olev pind aasta jooksul 255 kcal soojust.

Süsteemi Maa—atmosfäär soojusbilanss protsentides mainitud suurusest on järgmine:

Soojuse juurdevool		Soojuse äravool	
Atmosfääri välispind			
		Pilvedelt (27), atmosfäärist (7) ja maapinnalt (3) peegeldunud kiirgus	37
		Atmosfääri pikalaineline kiirgus	55
Päikesekiirgus	100	Maapinna pikalaineline kiirgus	8
	100		100
Atmosfäär			
Päikese otsese ja hajusa kiirguse neeldumine	20	Atmosfääri pikalaineline kiirgus maailmaruumi	55
Maa pikalainelise kiirguse neeldumine	108	Atmosfääri pikalaineline kiirgus maapinnale	96
Veeauru kondenseerumine	19		
Turbulentne soojusvoog maakera pinnalt atmosfääri	4		
	151		151

Päikese otsese kiirguse neeldumine	27	Maa pikalaineline kiirgus	116
Päikese hajusa kiirguse neeldumine	16	Vee aurumisele kuluv soojus	19
Atmosfääri pikalaineline kiirgus	96	Turbulentne soojusvoog maakera pinnalt atmosfääri	4
	139		139

Tabelist nähtub, et meie planeedile jõudnud päikesesoojus lahkub atmosfääri välispinna kaudu maailmaruumi osalt peegeldunud kiirguse, osalt pikalainelise kiirguse näol.[12] Peegeldunud osa moodustab 37%; seda suurust nimetatakse *Maa albeedoks*. Nähtub samuti, et maapinna soojusekaotust, mis on tingitud tema kiirgusest (116%), kompenseerib olulisel määral atmosfääri vastukiirgus (96%); nende kahe suuruse vahet nimetatakse maapinna efektiivseks kiirguseks.

Selline on maakera üldine ja, nagu näeme, keerukas soojusbilanss. On arusaadav, et kui Maad vaadeldakse mitte tervikuna, vaid erinevates konkreetsetes paikades, siis saadakse bilansi komponentidele erinevad väärtused. Ühtedel laiustel annab Maa rohkem soojust ära, kui ta juurde saab, teistel vastupidi. Esimesel juhul ei toimu progresseeruvat jahenemist ja teisel juhul progresseeruvat kuumenemist peamiselt seetõttu, et atmosfääris esinevate õhuvooluste mõjul toimub soojuse ümberjaotumine suurte ja väikeste laiuste vahel ning pehmenevad oluliselt nendevahelised temperatuurikontrastid. Soojuse ümberjaotamisest võtavad osa ka merehoovused.

Kiirguse juurde- ja äravoolu erinevatel laiustel (kalorites 1 cm² kohta minutis) illustreerivad tabel 8 ja joonis 23.

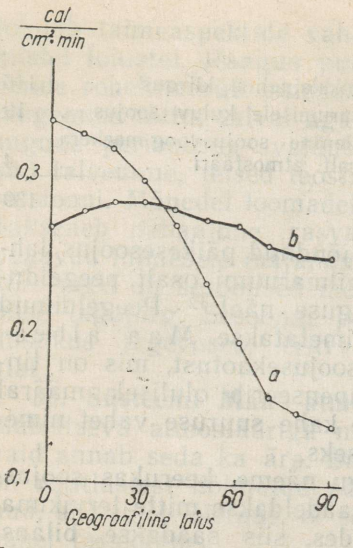
Tabel 8[13]

Kiirguse juurdevoolu ja äravoolu jaotus paralleelide järgi

Geograafiline laius	Kiirguse juurdevool	Kiirguse äravool
0°	0,339	0,271
10	0,334	0,282
20	0,320	0,284
30	0,297	0,284
40	0,267	0,282
50	0,232	0,277
60	0,193	0,272
70	0,160	0,260
80	0,144	0,252
90	0,140	0,252

[12] Maa ja atmosfääri pikalaineline kiirgus hõlmab laineid pikkusega 4—10 μ. 13—15 mikronist pikemad lained Maalt ei lahku, sest veeaur ja CO_2 peavad neid kinni.

[13] П. Н. Тверской (ред.), Курс метеорологии, 1951, стр. 282.



Joon. 23. Kiirguse juurdevoolu (*a*) ja äravoolu (*b*) muutumine geograafilise laiuse muutumisel.

36. Temperatuuri jaotus paralleelide järgi. Selles, kuidas Päike soojendab Maad, on kaks olulist momenti: 1) päikeseenergia kandub läbi maailmaruumi kiirgusenergia kujul ja 2) Maa poolt neelatav kiirgusenergia muundub soojusenergiaks.

Kõige rohkem saavad soojust ja järelikult ka kõige kõrgema temperatuurini soojenevad atmosfääri alumised kihid, mis paiknevad soojusallika — maapinna — vahetus läheduses. Edaspidi mõeldakse käesolevas raamatus kõikjal, kus räägitakse temperatuurist, õhu temperatuuri, mis on mõõdetud kehtivate meteoroloogiliste reeglite kohaselt varjus 2 meetri kõrgusel maapinnast. Seejuures opereeritakse peamiselt keskmiste temperatuuridega, mis on arvutatud kindlate paikade ja perioodide kohta pikaajaliste vaatluste alusel.

Uurides päikesekiirguse jaotust maakera pinnal, tegime juba kõige üldisemates joontes kindlaks mõned temperatuuride jaotuse põhilised iseärasused. Mõlemal poolkeral osutus võimalikuks eristada kuumi, mõõdukaid ja külmi piirkondi ning konstateerida temperatuuride vähenemist ekvaatorilt pooluse suunas. Nüüd asume selle pildi täpsustamisele. Kõigepealt vaatleme temperatuuri jaotust paralleelide järgi.

Paralleelide aasta keskmised temperatuurid (taandatud merepinnale), samuti jaanuari ja juuli keskmised temperatuurid ning aastane amplituud (aasta kõige soojema ja kõige külmema kuu keskmiste temperatuuride vahe) on toodud tabelis 9[14]. Aastase amplituudi vaatlemisel tuleb silmas pidada, et kõige soojemaks ja kõige külmemaks kuuks pole alati vastavalt juuli ja jaanuar.

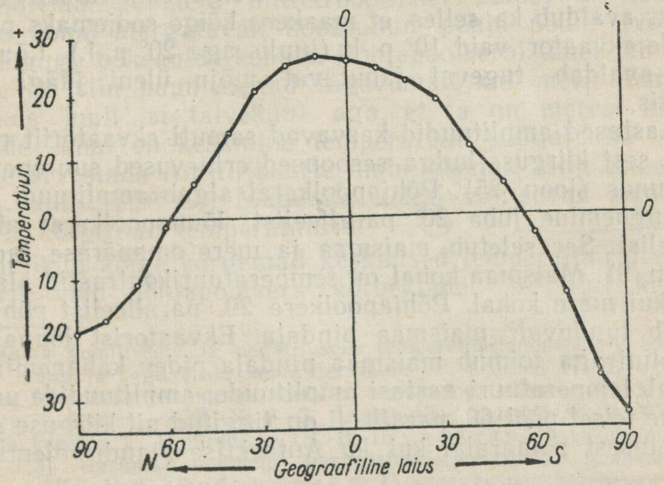
[14] Võetud teosest Л. С. Берг, Основы климатологии, 1938, стр. 20. Uusi andmeid paralleelide juuli ja jaanuari keskmiste temperatuuride kohta vt. artiklist Е. С. Рубинштейн, О влиянии распределения океанов и суши на земном шаре на температуру воздуха, «Известия Георг. о-ва», 1953, вып. 4.

Paralleelide keskmised temperatuurid

Geograafiline laius	Aasta	Jaanuar	Juuli	Aastane amplituud
Põhjapoolus	—19,0°	—36,0°	0°	36,0°
80°	—17,2	—32,2	2,0	34,5
70	—10,4	—26,9	7,2	34,1
60	— 0,6	—16,4	14,0	30,4
50	5,4	— 7,7	18,1	25,8
40	14,0	4,6	23,9	19,3
30	20,4	13,8	26,9	13,1
20	25,0	21,8	27,3	5,5
10	26,0	25,4	26,1	1,7
Ekvaator	25,4	25,3	25,3	0,6
10°	24,7	25,2	23,6	2,2
20	22,8	25,3	20,1	5,2
30	18,3	22,6	15,0	7,6
40	12,0	15,3	8,8	6,5
50	5,3	8,4	3,0	5,4
60	— 3,4	2,1	— 9,1	11,2
70	—13,6	— 3,5	—23,0	19,5
80	—27,0	—10,8	—39,5	28,7
Lõunapoolus	—33,0	—13,0	—48,0	35,0

Kogu tabeli arvuline materjal ja tabeli teisele veerule vastav graafik (joon. 24) võimaldavad teha järgmisi järeldusi:

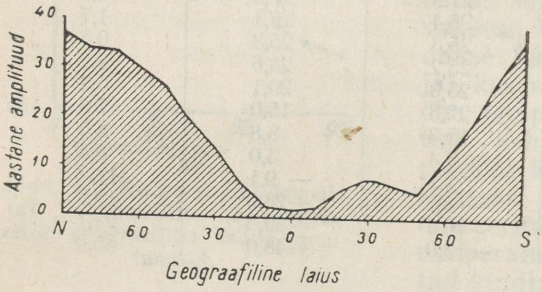
1. Mõlemal poolkeral langeb aasta keskmine temperatuur ek-



Joon. 24. Paralleelide aasta keskmised temperatuurid.

vaatorilt pooluse suunas [15]; see on kooskõlas päikesekiirguse samasuunalise nõrgenemisega.

2. Aasta keskmise temperatuuri muutumine paralleelilt paralleelile ei toimu kaugeltki ühesuguse kiirusega. Ekvaatori ja 20. paralleeli vahel toimub temperatuuri langemine väga aeglaselt (vähem kui kaks kraadi kümne laiuskraadi kohta), nii et kogu troopilist ala võib temperatuuri suhtes lugeda peaaegu ühetaoliseks. Mõlema poolkera 20. ja 80. paralleeli vahel langeb temperatuur kiiresti; kohati ulatub langemise kiirus 10—13 kraadini kümne laiuskraadi kohta. Edasi pooluste suunas temperatuuri langemine mõnevõrra aeglustub.



Joon. 25. Paralleelide aastased temperatuuriamplituudid kraadides.

3. Lõunapoolkera kõigil paralleelidel on aasta keskmine temperatuur madalam kui põhjapoolkera vastavatel paralleelidel. Kogu maakeral on aasta keskmine temperatuur 14,3° C, põhjapoolkeral 15,2° C, lõunapoolkeral 13,3° C. Põhjapoolkera kõrgem temperatuur avaldub ka selles, et maakera kõige soojemaks paralleeliks pole ekvaator, vaid 10° p.-l. (juulis aga 20° p.-l.). Lõunapoolkerale avaldab tugevat jahutavat mõju üleni jääga kaetud Antarktis.

4. Aastased amplituudid kasvavad samuti ekvaatorilt pooluste suunas, sest kiirguse hulga sesoonsed erinevused suurenevad samas suunas (joon. 25). Põhjapoolkeral algab amplituudi märgatav suurenemine juba 20. paralleelist, lõunapoolkeral alles 50. paralleelist. See seletub maismaa ja mere omapärase jaotusega (vt. joon. 9). Maismaa kohal on temperatuurikontrastid alati suuremad kui mere kohal. Põhjapoolkera 20. paralleelist põhja pool suureneb tunduvalt maismaa pindala. Ekvaatorist lõunasse 50. paralleelini aga toimub maismaa pindala pidev kahanemine, mis vähendab temperatuuri aastasi amplituude; amplituudide uus suurenemine teisel pool 60. paralleeli on tingitud nii kiirguse sesoonsest jaotusest polaaralal kui ka Antarktise mandri olemasolust.

[15] Kui jätta tähele panemata temperatuuri kohalik kõrgenemine põhjapoolkera 10. paralleelil.

37. Temperatuuri jaotus juulis ja jaanuaris. Paralleelide keskmisi temperatuure näitavatel arvudel, mis avavad küll mõned üldised seaduspärasused, on see puudus, et nad vastavad maakera pinna matemaatilistele joontele. Sellest puudusest vabanemiseks asume uurima isotermide kaarte. Siinkohal on otstarbekas piirduda jaanuari ja juuli isotermide uurimisega, sest need kuud iseloomustavad maismaal enamasti kõige külmemat ja kõige soojemat aastaaega. Seejuures kasutame isoterme, mis pole taandatud merepinnale.

Kui maakera pind oleks täiesti ühetaoline (näiteks kaetud veega) ja õhu ümberpaigutumine Maal toimuks ainult mööda laiusjooni, siis oleksid kõik isotermid ekvaatoriga paralleelsed. Hüpoteetilisele lähedast isotermide paiknemist võib aga täheldada vaid lõunapoolkera tohutute ookeaniavaruste kohal. Suuremal osal juhtudest on isotermide käik erakordselt keerukas, mis annab tunnistust sellest, et tegelikud soojenemistingimused ei vasta hüpoteetilistele.

Millest on tingitud need lahkuminekud? Peamiselt maismaa ja mere jaotuse iseloomust, reljeefist ning püsivate või valitsevate külmade ja soojade õhuvooluste ja merehoovuste olemasolust. Selle tagajärjel osutuvad ühed paigad soojemaks, kui võiks arvata nende geograafilise laiuse põhjal, teised aga külmemaks, s. o. esinevad positiivsed ja negatiivsed temperatuurianomaaliad.[16] Maismaa ja mere soojenemise erinevus on tingitud nende vastavalt väikesest ja suurest soojusmahtuvusest, mistõttu maismaa soojeneb kiiremini ja tugevamini kui meri ning jahtub samuti kiiremini ja tugevamini.

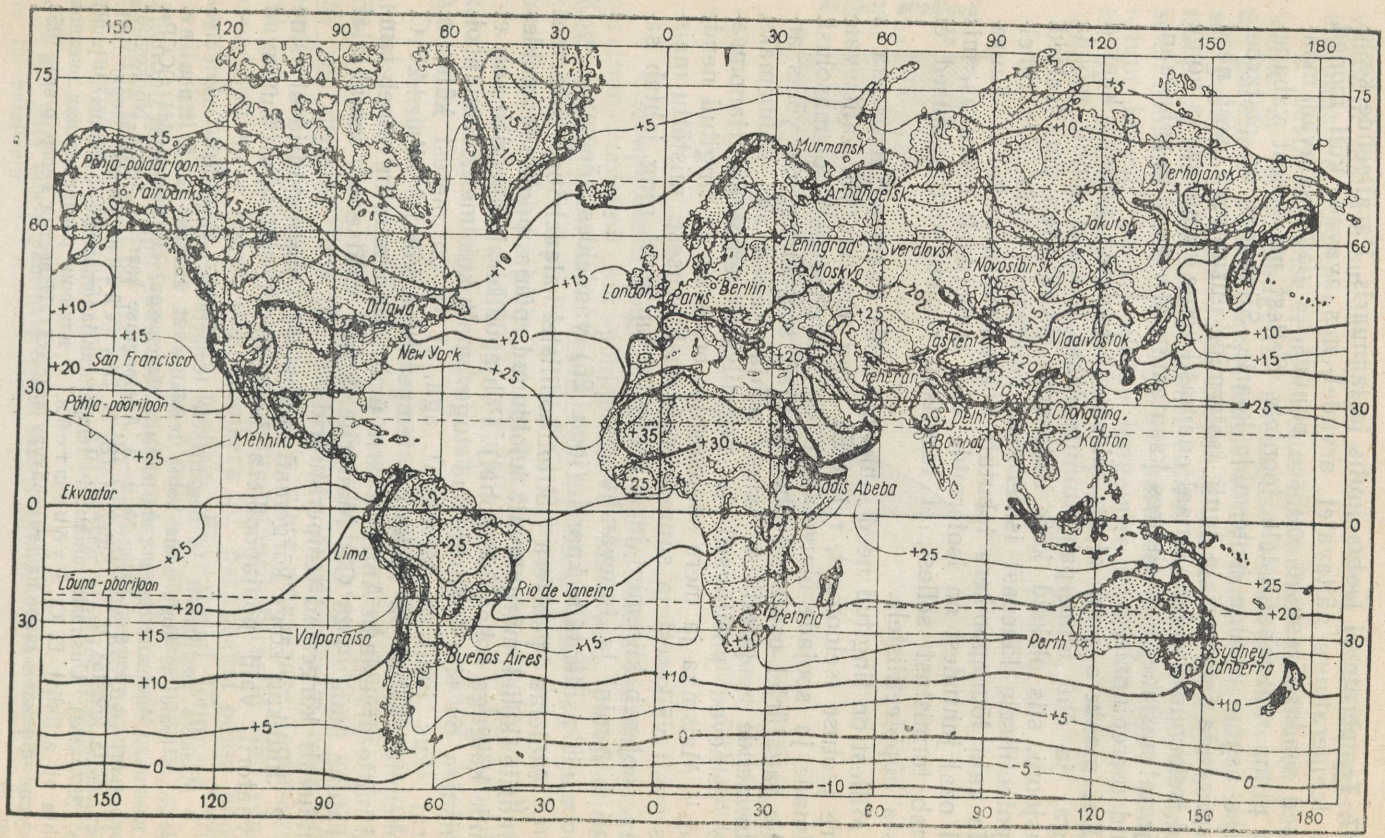
Juuli isotermide kaarti (joon. 26) vaadeldes näeme:

1. Mõlema poolkera mittetroopilistel aladel on isotermid mandrite kohal märgatavalt kooldunud põhja poole (võrreldes nende käiguga ookeanide kohal). Põhjapoolkeral tähendab see, et maismaa on siin kuumenenud tugevamalt kui meri, lõunapoolkeral (kus juuli on talvekuu) aga, et ta on merest külmem. Ookeanide kohal on keskmine temperatuur kõikjal alla +26° C, kui mitte arvestada Antilli saarte ümbruskonda (siin esineb temperatuur kuni +28° C). Mandrite kohal valitsevad samal ajal tunduvalt kõrgemad temperatuurid.

2. Juulikuu kõige kõrgemad keskmised temperatuurid ei esine ekvaatoril, vaid põhjapoolkera kõrbealadel: sel ajal kuuluvad

---

[16] Maakera positiivsete ja negatiivsete temperatuurianomaaliate kaarte iga kuu kohta eraldi ja kogu aasta kohta tervikuna vt. artiklist Н. Д. Ершова, О влиянии Мирового океана на климат материков, «Известия АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1938, № 2—3. Analoogilise kaartide seeria Nõukogude Liidu kohta koostas V. V. Šuleikin (В. В. Шулейкин, Физика моря, 1941, стр. 357—363). Uusimaid andmeid temperatuurianomaaliate (jaanuar, juuli) kohta vt. artiklist Е. С. Рубинштейн, О влиянии распределения океанов и суши на земном шаре на температуру воздуха, «Известия Геогр. о-ва», 1953, вып. 4.



Joon. 27. Jaanuari isotermide kaart maakera pinnal.

kõige kuumemate kohtade hulka Kalifornia, Sahaara, Araabia, Iraan ja Sise-Aasia. Selle peamiseks põhjuseks on asjaolu, et juulis on Päike seniidis 18° p.-l. ja 23° p.-l. vahelises vöötmes (vt. joon. 22): just siin, samuti naaberlaiustel, on kuumenemine suurim. Oluline on ka see, et loetletud kõrbealadel puudub tihe taimkate ja et neile aladele on iseloomulik vähene pilvisus: selge taeva korral kuumeneb taimkatteta pinnas eriti tugevasti.

Ka absoluutsed temperatuurid on maismaal juulikuus kõrged. Alžeerias, Eufrati alamjooksul, Turkmeenias ja mõnel pool mujal esineb üksikutel aastatel juulis päevi, millal termomeeter näitab varjus üle 50° C. Surmaorus (Kalifornias) registreeriti 10. juulil 1913. aastal juulikuu kõrgeim temperatuur maakeral: 56,7° C. [17]

3. Kaart peegeldab ka merehoovuste mõju. On loomulik, et talvel põhjustavad isotermide suurimat kooldumist soojad hoovused, suvel aga külmad hoovused, kuigi nii ühed kui teised, tegutsedes pidevalt, mõjutavad isoterme kogu aasta kestel. Põhjapoolkeral on isotermid pööratud piki Kalifornia ja Aafrika läänerannikut kumerusega lõunasse, mis on Kalifornia ja Kanaari külma hoovuse mõju tulemus. Lõunapoolkeral on isotermide kumerus Lõuna-Ameerika ja Aafrika läänerannikul vastupidine, mis on Peruu ja Benguella külma hoovuse mõju tulemus. Kõikide nende hoovuste harud tungivad kaugele ekvaatori suunas ja jahutavad tugevasti õhku nende poolt uhutavate rannikute piirkonnas, mis tekitab siin negatiivseid temperatuurianomaaliaid.

Vaadeldes nüüd j a a n u a r i isotermide kaarti (joon. 27), näeme:

1. On nõrgenenud Kalifornia külma hoovuse ja osaliselt Kanaari hoovuse mõju (sest põhjapoolkeral on talv), samal ajal avaldub tugevamini Peruu ja Benguella hoovuse mõju (sest lõunapoolkeral on suvi). Teiselt poolt peegeldab isotermide tugev kooldumine Atlandi ja Vaikse ookeani põhjaosas pooluste suunas soojade hoovuste — Golfi, Kurošivo ja Aleuudi hoovuse — soojusliku osatähtsuse suurenemist.

2. Mõlema poolkera mittetroopilistel aladel on isotermid mandrite kohal kooldunud lõunasse. Järelikult on põhjapoolkeral maismaa merest külmem, lõunapoolkeral vastupidi. Eriti tugevasti jahtuvad jaanuaris Gröönimaa ja Kirde-Aasia. Kõige madalamaks õhutemperatuuriks, mida on kunagi maakeral täheldatud, on —68° C (Verhojansk). [18] Jaanuaris pole ookeani kohal kusagil nii madalaid temperatuure kui maismaal.

3. Kõige tugevama kuumenemise piirkond asub Kaljukitse pöörijoonel Kesk-Austraalias, Lõuna-Aafrikas ja Lõuna-Ameerikas.

---

[17] Temperatuuri absoluutne maksimum (58° C) mõõdeti Tripolis 13. septembril 1922. aastal.

[18] Antarktises, Nõukogude Liidu uurimisjaamas «Vostok» (78° 72′ l.-l., 106°52′ i.-p., 3420 m üle merepinna) registreeriti 24. augustil 1960. aastal madalaimaks õhutemperatuuriks —88,3° C. *Tõlk.*

Jaanuari jooksul liigub Päikese seniitasend lõunapoolkera 23. paralleelilt 18. paralleelile.

38. Soojusvöötmed. Isotermide kaartide vaatlemisel jõuame paratamatult järeldusele, et maakera esialgselt kavandatud jaotus astronoomilisteks vöötmeteks (olenevalt päikesekiirte langemisnurgast), mille piirideks on pöörijooned ja polaarjooned, ei peegelda temperatuuride tegelikku jaotust, sest rida täiendavaid tegureid, mis tulenevad maismaa ja mere jaotusest, reljeefi olemasolust ning vee- ja õhumasside liikuvusest, muudavad Maa kuju põhilise mõju päikesekiirgusele keerukaks. Seetõttu on palju õigem võtta soojusvöötmete vahelisteks piirideks teatavad kindlad isotermid: aastaisotermid selle vöötme piirideks, kus aastased amplituudid on väikesed, ja kõige soojema kuu isotermid nende vöötmete piirideks, kus aastased temperatuurikõikumised on järsumad. Nendest printsiipidest lähtudes eristatakse Maal käesoleval ajal seitset vööde:

1. Palavvööde, mille piiriks on nii põhja- kui ka lõunapoolkeral +20° aastaisoterm; see isoterm kulgeb põhjalaiuse ja lõunalaiuse 30. kraadi lähedalt.

2.—3. Kaks parasvööde. Meie poolkeral on parasvöötme lõunapiiriks +20° aastaisoterm, põhjapiiriks aga kõige soojema kuu +10° isoterm, mis langeb hästi ühte metsa leviku põhjapiiriga. Lõunapoolkeral on +20° aastaisoterm parasvöötme põhjapiiriks, kõige soojema kuu +10° isoterm aga lõunapiiriks.

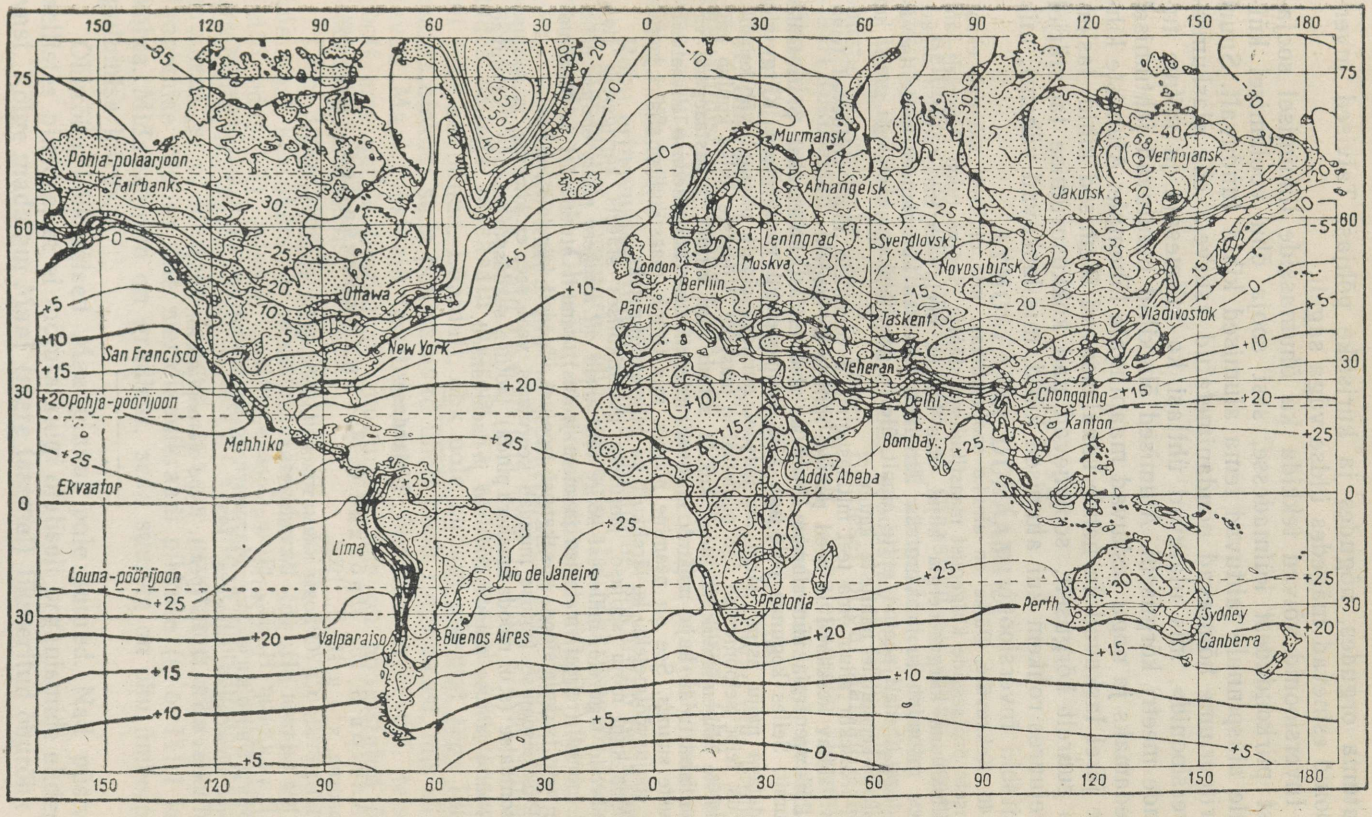
4.—5. Kaks külmvööde, mille piirideks on kõige soojema kuu +10° ja 0° isotermid.

6.—7. Kaks igikülma piirkonda, kus kõige soojema kuu keskmine temperatuur on alla 0°. Põhjapoolkeral on selleks Gröönimaa siseosa ja võib-olla ka pooluse ümbrus, lõunapoolkeral kogu 60. paralleelist lõuna poole jääv territoorium.

39. Temperatuuri muutumine vertikaalsuunas. Temperatuuri vertikaalse jaotuse iseloomulikuks jooneks troposfääris on temperatuuri langemine kõrguse suurenemisel. Temperatuuri keskmine vertikaalne gradient, s. t. temperatuuri langus 100 m kohta, on 0,6°. Seejuures on temperatuuri gradient troposfääri erinevates kihtides erinev: 1,5 km kõrguseni 0,3—0,4°; 1,5 ja 6 km vahemikus 0,5—0,6°; 6 ja 9 km vahemikus 0,65—0,75°; 9 ja 12 km vahemikus 0,2—0,5°. Maalähedases (2 m paksuses) kihis ulatuvad gradiendid 100 meetrile ümberarvutatult sadade kraadideni.

Sageli esineb aga kõrvalekaldeid temperatuuri kirjeldatud vertikaalsuunalisest jaotusest. Võib juhtuda, et ülemised õhukihid on alumistest, maalähedastest kihtidest soojemad. Seda nähtust nimetatakse inversiooniks.

Kõige sagedamini on inversiooni põhjuseks maalähedaste õhukihtide tugev jahtumine, mis on tingitud maapinna tugevast jahtumisest selgetel vaiksetel öödel, peamiselt talvel. Liigestatud reljeefi korral voolab külm õhk aeglaselt mööda nõlvu alla ja jääb



Joon. 26. Juuli isotermide kaart maakera pinnal.

peatuma orgudes, nõgudes ja kuristike põhjas. Talvised inversioonid esinevad mägedes üldse väga sageli.

Inversioonid võivad tekkida ka õhumasside liikumisel soojadest piirkondadest külmadesse, sest sooja õhu voolamisel külmale aluspinnale jahtuvad tema alumised kihid tunduvalt. Suuri territooriume hõlmavad nõndanimetatud «surve-» ehk «laskumisinversioonid», mis ulatuvad ühtlasi ka mitmesaja ja mitme tuhande meetri kõrguseni. Alumised õhukihid muutuvad jahtumisel tihedamaks ja nagu laskuvad maapinnale lähemale. Alumiste kihtide järel laskuvad ka nende kohal asuvad ülemised kihid; laskudes suurelt kõrguselt, soojenevad nad kokkusurumise tagajärjel (seejuures rohkem kui alumised kihid, mis laskuvad vähem), mis tekitabki inversiooni.

40. **Kokkuvõte.** Päike on ainuke soojusallikas, mis oluliselt mõjutab eksogeensete protsesside kulgemist maastikulises sfääris. Soojus tuleb Päikeselt läbi maailmaruumi kiirgusenergia kujul, mis hiljem, neeldudes maastikulise sfääri piires, muundub soojusenergiaks. Järelikult on Maa kui planeet teiste taevakehadega tihedalt seotud mitte ainult üldise gravitatsiooni ahelatega, vaid ka füüsikalis-keemiliste nähtuste kaudu.

Päikesekiir allub oma teel mitmesugustele toimetele, mida avaldavad tema poolt läbitav keskkond ja need pinnad, millele ta langeb.

Päikeseenergia muundumine Maal kujutab endast ülikeerukat protsesside kogumit. Selles kogumis pole aga kõik komponendid võrdväärsed. Kiirgusele avaldatava mõju astme järgi on ühtedel nendest ainult piiratud või kohalik tähtsus, teisi iseloomustab aga planetaarne mastaap. Viimaste hulka kuulub päikesekiirte langemisnurk juhtudel, kui ta sõltub Maa kujust ja aastaaegade vaheldumisest. Maa kuju määrab kiirguse intensiivsuse nõrgenemise ekvaatorilt pooluste suunas. See on peamine põhjus, mis tingib maastikulise sfääri jaotumise soojusvöötmeteks ja järelikult ka kliimavöötmeteks.

Maa kuju mõju soojuse jaotusele maastikulises sfääris korrigeerib rida täiendavaid tegureid, milledest kõige tähtsamad on maakera pinna ehituse põhilised jooned (reljeef, maismaa ja mere jaotus), samuti atmosfääri ja Maailmamere vete tsirkulatsioon, mis kannab soojust ühtedelt laiustelt teistele.

Päikesesoojuse jaotuse muudab keerukaks veel see, et kiirguse ja soojuse horisontaalse (s. o. mööda maakera pinda) jaotuse seaduspärasustele lisanduvad vertikaalse jaotuse seaduspärasused ja iseärasused.

Kirjandust

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С., Курс климатологии, ч. I и II, Л., 1952.

Берг Л. С., Основы климатологии, 1938 (ptk. II, IV ja V).

Калитин Н. Н., Актинометрия, 1938.

Калитин Н. Н., Лучи Солнца, 1947.

Миланкович М., Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата, 1939.

Тверской П. Н. (ред.), Курс метеорологии, 1951.

VI peatükk

ATMOSFÄÄRI DÜNAAMIKA

Eelmises peatükis märkisime, et maastikulise sfääri soojusrežiimi suhtes pole tähtis mitte ainult atmosfääri olemasolu, vaid ka tema lakkamatu liikumine, mis soodustab soojuse ülekannet suurte ja väikeste laiuste vahel. Esimesel pilgul näivad atmosfääri liikumised toimuvat kaootiliselt. Tähelepanelik jälgimine võimaldab aga tabada nendes kindlaid seaduspärasusi, avastada mitmeid liikumise süsteeme ja nende tekke põhjusi.

41. Õhurõhk. Lähimateks põhjusteks, mis tingivad õhu ümberpaigutumist maapinna kohal, on õhurõhu erinevused. Õhk voolab oma suure liikuvuse tõttu kõrgema rõhuga aladelt madalama rõhuga aladele.

Rõhu erinevustest tingitud õhu liikumine põhjustab ise samuti rõhu muutumist, kusjuures õhu äravoolu alal rõhk langeb, juurdevoolu alal tõuseb. Õhurõhu tasakaalustumine mingil alal häirib rõhu vahekorda antud ala ja naaberalade vahel. Järelikult õhu liikumine ei lakka, vaid haarab üha uusi ja uusi alasid, põhjustades sellega tasakaalu häireid ka nendel aladel, kus tasakaal oli juba saabunud. Lühidalt, õhk pole kunagi pikemat aega liikumatus olekus: seda põhjustavad ühelt poolt tingimused, mis säilitavad Maal püsivaid territoriaalseid õhurõhu erinevusi, teiselt poolt aga nende tingimuste muutused, mis on põhjustatud õhu liikumise protsessist enesest.

Õhu ümberpaigutumise kiirus, kui jätta kõrvale mõningad küsimust keerukamaks muutvad täiendavad tegurid (neist tuleb juttu edaspidi), oleneb esmajärjekorras õhurõhu horisontaalse erinevuse suurusest. Seda erinevust väljendab rõhu horisontaalne gradient, s. o. õhurõhu langus, mis on arvutatud rõhu suurima langemise suunas ühe meridiaanikraadi pikkuse (s. o. 111,1 km) kohta. Mida suurem on gradient, seda suurem on õhu ümberpaigutumise kiirus.

Õhurõhu kõikumised Maa pinnal pole suured. Nad püsivad sellistes piirides, et ei mõjuta kuigi oluliselt organismide elutegevust. Kõige madalam Maal (mere tasemel) fikseeritud õhurõhk on

914,4 mb (686 mm Hg), kõige kõrgem aga 1067,1 mb (801 mm Hg).[1]

Hoopis olulisem on rõhu muutumine vertikaalsuunas. Siin võib rõhk olla ükskõik kui väike: see oleneb kõrgusest, kus me teda mõõdame. Et õhk on kokkusurutav, siis tema rõhu erinevused mitmesugustel tasemetel ei sõltu mitte üksnes gaasi mahu, vaid ka tiheduse muutumisest. Troposfääri madalamates kihtides väheneb rõhk vertikaalsuunas iga 100 m kohta umbes 13 mb (10 mm Hg) võrra.

42. Õhu horisontaalsed ja vertikaalsed ümberpaigutumised. Õhurõhu muutumise peamiseks põhjuseks on maapinna ebaühtlane soojenemine ja sellest ebaühtlasest soojenemisest tingitud õhuliikumine. Seega on õhu ümberpaigutumise ja rõhu vahel kahepoolne seos: ilma rõhu erinevuseta poleks õhu liikumist, ilma õhu liikumiseta poleks aga ka rõhu erinevust. Selgitame seda järgmiselt.

Kujutleme kaht võrdse kõrguse ja ristlõikega vedelikusammast[2] ja oletame, et vedeliku tihedus võrdub ühe tihedusühikuga, samba ristlõike pindala ühe pindalaühikuga ja samba kõrgus nelja pikkusühikuga. Sel juhul on mõlema samba ruumala neli ruumalaühikut, kaal aga neli kaaluühikut. Tingimusel, et vedeliku temperatuur on mõlemas sambas sama, on tema rõhk pinnale AB (joon. 28) mõlemas sambas võrdne, nimelt neli kaaluühikut, samuti nagu ta on võrdne ka tasemetel A_1B_1, A_2B_2, A_3B_3 *ja* A_4B_4, mis on pinnast AB vastavalt ühe, kahe, kolme ja nelja pikkusühiku kaugusel: tasemel A_1B_1 on rõhk võrdne kolme kaaluühikuga, tasemel A_2B_2 kahe ühikuga, tasemel A_3B_3 ühe ühikuga ja tasemel A_4B_4 nulliga. Pinda, mille kõikides punktides valitseb ühesugune rõhk, nimetatakse isobaariliseks pinnaks. Vaadeldaval juhul on kummaski vedelikusambas mistahes kõrgusel võetud isobaarilised pinnad paralleelsed teineteisega ja tasapinnaga AB.

Oletame edasi, et vasakpoolse samba temperatuur tõuseb ja tema kõrgus (muutumatu ristlõike juures) suureneb paisumise tagajärjel veel ühe pikkusühiku võrra (tasemeni A_5B_5); parempoolse samba temperatuur jääb endiseks. Vasakpoolse samba ruumala on nüüd ilmselt võrdne viie ruumalaühikuga, tema kaal aga on jäänud muutumatuks (neli kaaluühikut); vedeliku tihedus on $4 : 5 = 0{,}8$.

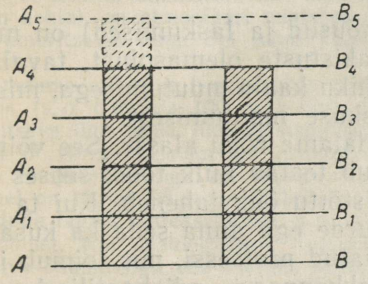
On kerge näha, et pärast vasakpoolse samba soojenemist ei ole sugugi muutunud tema rõhk pinnale AB: see on $0{,}8 \cdot 5 = 4$ kaaluühikut. Küll aga on rõhk muutunud kõrgematel tasemetel. Tasemel A_1B_1 oli rõhk varem 3, nüüd aga on ta $0{,}8 \cdot 4 = 3{,}2$. Kõrgusel A_2B_2 on need arvud vastavalt 2 ja $0{,}8 \cdot 3 = 2{,}4$, kõrgusel A_3B_3 1 ja $0{,}8 \cdot 2 = 1{,}6$, kõrgusel A_4B_4 aga 0 ja $0{,}8 \cdot 1 = 0{,}8$.

---

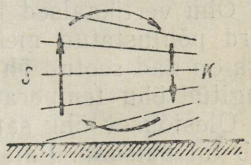
[1] mb = 0,75 mm Hg $\approx$ 1 g/cm^2.

[2] Eeldame, et mõlemad sambad piirnevad ülalt tühjusega.

Võrreldes nüüd rõhku vasakpoolse ja parempoolse samba samadel tasemetel, näeme, et see on erinev, kusjuures erinevus on seda suurem, mida kõrgem on tase. Kui sambad pole teineteisest isoleeritud, siis algab samadel tasemetel rõhkude võrdsustumine ning seoses sellega vedeliku ümberpaigutumine — eelkõige vasakpoolse samba ülaosast parempoolse samba ülaossa. Soe sammas kaotab seejuures ainet ja muutub kergemaks, külm sammas aga saab ainet juurde ja muutub raskemaks, s. o. parempoolse samba rõhk pinnale *AB* suureneb, vasakpoolse samba rõhk samale pinnale väheneb. See toob kohe kaasa vedeliku ümberpaigutumise külma samba alaosast sooja samba alaossa. Sel viisil kujuneb välja vedeliku tsirkulatsioon: ülal vasakust sambast paremasse, all paremast sambast vasakusse, vasakus sambas alt üles, paremas sambas ülalt alla.



Joon. 28.



Joon. 29. Õhu tsirkulatsiooni skeem.
S — soe õhk, *K* — külm õhk.

Umbes sama toimub ka atmosfääris. Õhusamba soojenemine toob kaasa tema pikenemise vertikaalsuunas, isobaariliste pindade kaldumise kõrgematel tasemetel külmema õhusamba suunas ja järelikult ka õhu ümberpaigutumise mööda seda kallet; selle tagajärjel tekib madalamatel tasemetel isobaariliste pindade kalle külmema samba poolt soojema samba poole ja maapinnal õhu liikumine külmadelt aladelt soojadele (joon. 29).

Seega võib külmade ja soojade alade vahelises atmosfääri tsirkulatsioonis eristada kaht vastassuunalist horisontaalset voolu (ülemine ja alumine) ja kaht vastassuunalist vertikaalset voolu (õhu tõusmine, õhu laskumine). Horisontaalsete vooluharude pikkus võib ulatuda tuhandete kilomeetriteni, vertikaalsete harude pikkus aga ei saa ilmselt ületada troposfääri maksimaalset kõrgust, s. o. 16 km. Seejuures on õhu vertikaalsete liikumiste osatähtsus erakordselt suur ja mõnes suhtes isegi suurem kui horisontaalsete ümberpaigutumiste osatähtsus, sest sademete kujunemine on seotud peamiselt õhu tõusuliikumistega.

Õhu liikumist muudab keerukamaks rida tegureid. Eelkõige pidurdab teda hõõrdumine, nii sisemine kui ka välimine (s. o.

vastu maapinda). Suurtel kõrgustel hõõrdumine väheneb järsult, mille tagajärjel tuule kiirus tublisti suureneb. Kui õhu horisontaalne ümberpaigutumine (s. o. tuul) hõlmab ulatuslikku ala, siis mõjutab tema suunda Maa pöörlemisest tingitud kõrvalekallutav jõud, mille mõju on võrdeline tuule kiiruse ja geograafilise laiusega. Põhjapoolkeral kaldub tuul rõhu gradiendi suunast, mis on alati risti isobaaridega (s. o. joontega, mis ühendavad ühesuguse õhurõhuga punkte), paremale. Kõrvalekalle võib saavutada sellise ulatuse, et õhk hakkab liikuma juba paralleelselt isobaaridega. Kui õhk liigub seejuures mööda suletud isobaare, siis avaldab talle mõju ka tsentrifugaaljõud, mis on alati suunatud suletud isobaaride süsteemi keskpunktist väljapoole. Nagu edaspidi näeme, tekivad Maa pöörlemise kõrvalekallutava jõu mõjul dünaamilised tingimused rõhu ebaühtlaseks jaotumiseks Maal ja nende dünaamiliste põhjuste osatähtsus pole väiksem kui soojuslike tegurite oma.

Õhu vertikaalsed liikumised (tõusud ja laskumised) on mõnikord põhjustatud mehaaniliste takistuste olemasolust, tavaliselt aga on nad seotud õhu ruumalaühiku kaalu muutumisega, mis on tingitud õhu temperatuuri ja niiskuse muutumisest.

Ülestõusev õhk satub üha madalama rõhu alasse. See võimaldab tal paisuda. Paisumisele kulub teatav hulk tööd, seoses sellega aga teatav hulk soojust, mistõttu õhk jaheneb. Kui ta seejuures ei saa kusagilt soojust juurde ega anna seda ka kusagile ära, siis nimetatakse kogu kirjeldatud protsessi, mis toimub ilma soojusvahetuseta ümbritseva keskkonnaga, adiabaatiliseks ehk dünaamiliseks jahtumiseks. Kuiv (s. o. veeauruga küllastamata) õhk jahtub adiabaatiliselt 1° (täpsemini 0,977°) võrra 100-meetrise tõusu kohta.

Laskuv õhk satub kõrgema rõhu alasse ja ümbritsev õhk surub teda kokku; kokkusurumisele kuluv töö kutsub esile laskuva õhu siseenergia suurenemise, mis avaldub tema temperatuuri tõusus. Selle tulemusel toimub õhu adiabaatiline soojenemine 1° võrra 100-meetrise laskumise kohta.

Absoluutselt kuiva õhku Maal pole; igas tõusvas õhumassis sisaldub suuremal või väiksemal hulgal veeauru. Kõrguse suurenemisel ja järelikult adiabaatilise jahtumise progresseerumisel läheneb õhus sisalduv veeaur järjest rohkem küllastusseisundile. Kuni küllastusseisund pole saavutatud, toimub jahtumine 1° võrra 100-meetrise tõusu kohta. Momendist, mil õhk on küllastatud ja algab veeauru kondensatsioon, lakkab protsess olemast adiabaatiline, sest õhk saab juurde veeauru kondenseerumisel vabanevat soojust. Edaspidise tõusu korral õhk jahtub juba vähem, nimelt 0,3—0,9° võrra 100-meetrise tõusu kohta (olenevalt reast tingimustest), keskmiselt aga 0,5° võrra.[3]

[3] Täpset tabelit vt. näiteks П. Н. Тверской, Курс геофизики, 1930. стр. 481.

Kui niiske (küllastatud) õhk laskub, siis on tema adiabaatilise soojenemise näitaja samasugune kui kuiva (küllastamata) õhu oma, s. o. 1° iga 100 m kohta. See on aga nii ainult juhul, kui temas pole veepiisku või jääkristallikesi, millede aurustumisele kulub teatav hulk soojust, mis mõnevõrra vähendab soojenemist.

Kui õhumass tõuseb teatavale kõrgusele, küllastub, tõuseb pärast küllastumist veel mingile täiendavale kõrgusele ja pärast seda laskub uuesti Maa pinnale, siis on tema temperatuur ilmselt kõrgem sellest, mis tal oli enne tõusu algust.

Õhumasside tõusu ja laskumise tingimused sõltuvad temperatuuri vertikaalse gradiendi ja äsjavaadeldud adiabaatilise gradiendi omavahelisest suhtest. Esimene gradient, nagu teada, on 0,6° 100 m kohta, kuid see on keskmine väärtus: ta võib kõikuda küllalt suurtes piirides.

Oletame, et õhu temperatuur langeb 1° võrra 100-meetrise tõusu kohta. On ilmne, et tõusval õhumassil, mis adiabaatiliselt jahtub (s. o. samuti 1° võrra iga 100 m kohta), on atmosfääri mistahes punktis sama temperatuur ja tihedus kui teda ümbritseval õhul. Sel juhul kõneldakse õhumassi n e u t r a a l s e s t tasakaalust.

Oletame nüüd, et temperatuuri vertikaalseks gradiendiks on tema keskmine suurus (s. o. 0,6° iga 100 m kohta). Sel juhul on suhted tõusva õhumassi ja ümbritseva õhu vahel juba teistsugused. 1 km kõrgusel on atmosfääri temperatuur 6° võrra madalam kui maapinnal, tõusva ja adiabaatiliselt jahtuva õhumassi temperatuur aga on samal kõrgusel 10° võrra madalam; tähendab, sel tasemel on tõusev õhumass ümbritsevast õhust külmem ja tihedam ning püüab pöörduda tagasi lähteasendisse, s. o. laskuda. Sel juhul kõneldakse p ü s i v a s t tasakaalust. Kui analoogilistes tingimustes oleks tegemist mitte tõusva, vaid laskuva õhumassiga, siis osutuks tasakaal samuti püsivaks, sest laskuv õhumass on ümbritsevast keskkonnast soojem ja püüab tõusta, s. o. jällegi pöörduda lähteasendisse.

Lõpuks, kolmandal juhul, kui temperatuuri vertikaalne gradient on suurem adiabaatilisest gradiendist, muutub iga tõusev õhumass ümbritsevast õhust soojemaks ja kergemaks (saab impulsi tõusta veel kõrgemale), iga laskuv õhumass aga külmemaks ja raskemaks (saab impulsi laskuda veel madalamale). See on e b a p ü s i v tasakaal.

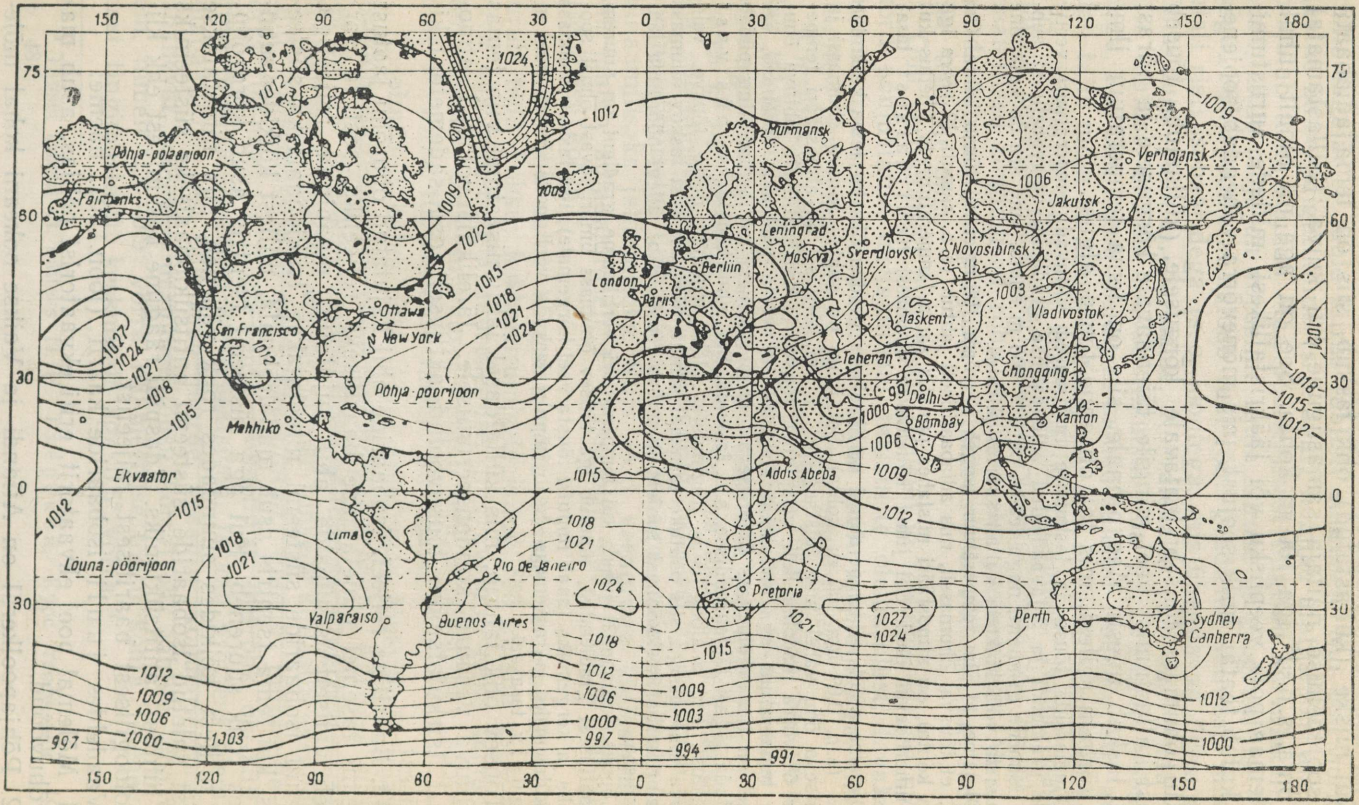
Tõusev õhk jahtub, mis küllaldasel jahtumisastmel viib temas sisalduva veeauru kondenseerumisele. Järelikult võtavad atmosfääri tsirkulatsiooni tõusuvoolud aktiivselt osa sademete tekitamisest.

43. Baariline reljeef. Isobaaride abil kujutatud õhurõhu jaotust ookeani tasemel nimetatakse baariliseks reljeefiks, sest ta sarnaneb väliselt isohüpside abil kujutatud maapinna reljeefiga. Suletud isobaaride süsteemi nimetatakse tsüklonaalseks süsteemiks, kui tema tsentris asub madalrõhuala, millest kõikides suundades rõhk suureneb. Kui aga süsteemi tsentris asub kõrgrõhuala, millest kõikides suundades rõhk väheneb, siis nimetatakse sellist suletud isobaaride süsteemi antitsüklonaalseks süsteemiks ehk lühidalt antitsükloniks. Edaspidi räägime keskmisest ehk klimatoloogilisest baarilisest reljeefist.

Vaadeldes j u u l i isobaaride kaarti (joon. 30), näeme:

1. Mõlemal pool ekvaatorit, eriti ekvaatorist põhjas, asub madalrõhuvöönd.

2. Põhjapoolkeral on Atlandi ja Vaikse ookeani kohal mõle-

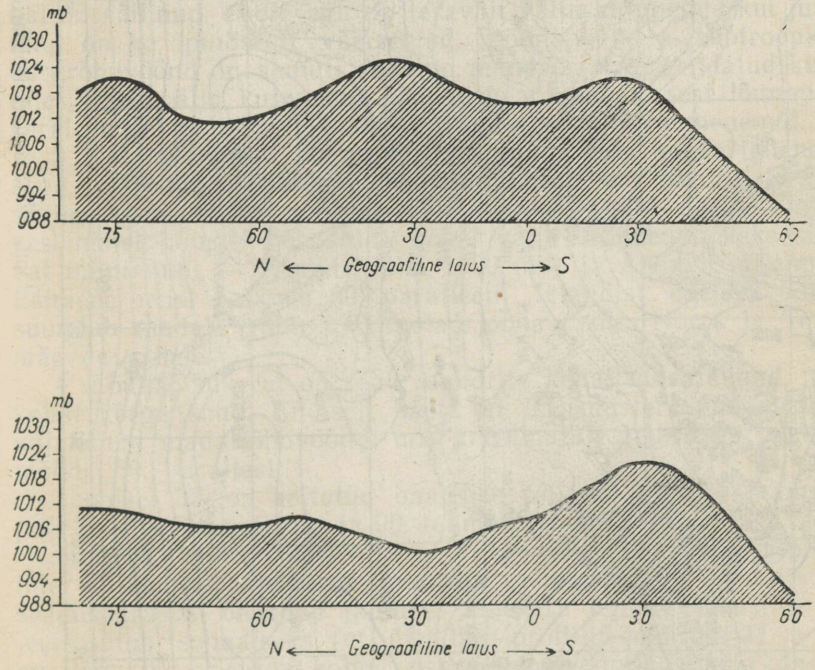


Joon. 30. Juuli isobaaride kaart.

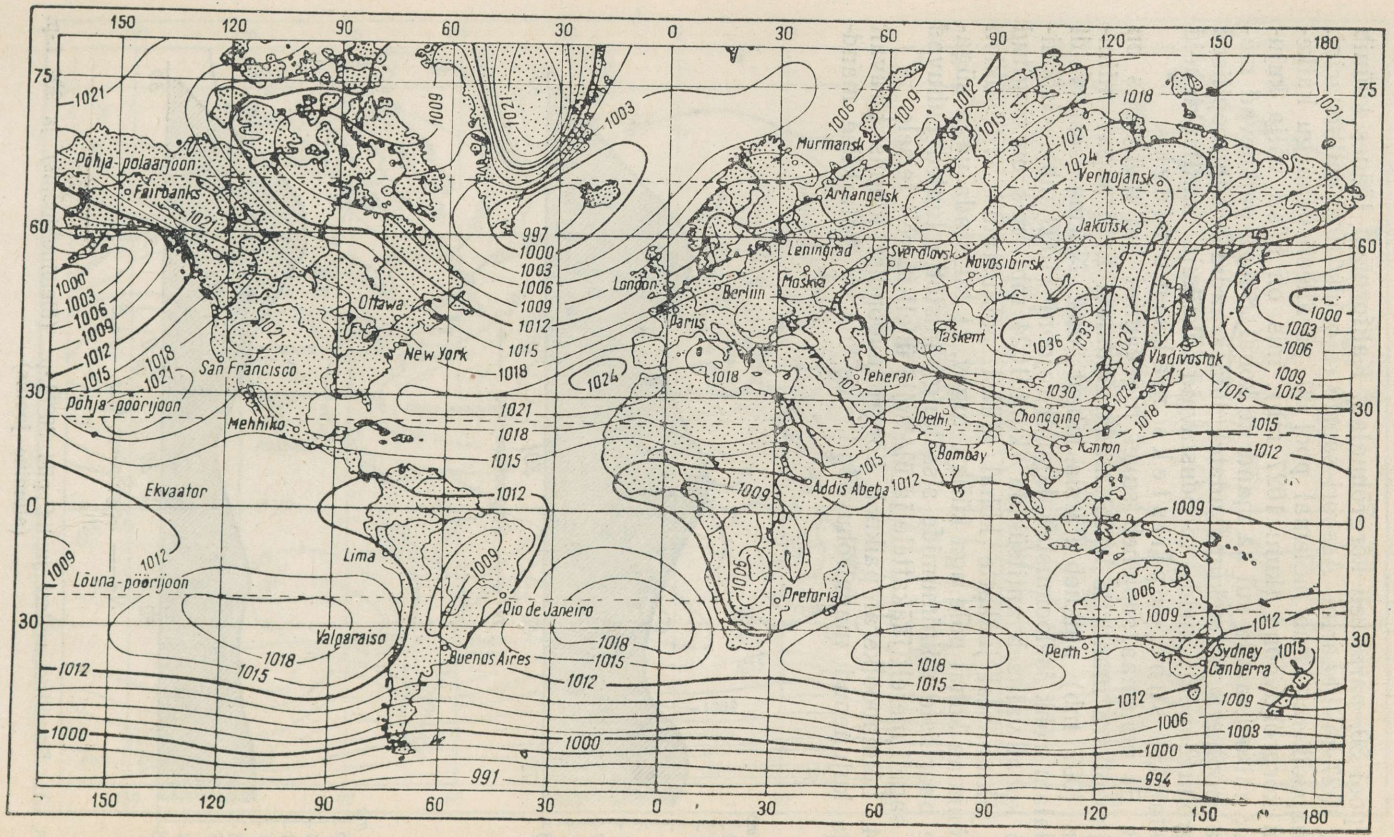
mal pool 30. paralleeli kõrgrõhualad: Kaliforniast läänes küünib rõhk 1027 millibaarini, Assoori saarte rajoonis 1024 millibaarini. Lõunapoolkeral laiub mõlemal pool 30. paralleeli peaaegu katkematu kõrgrõhuvöönd (kuni 1027 mb), mis on hästi välja kujunenud nii ookeanide kui ka mandrite kohal. Seega paiknevad mõlema poolkera kolmekümnendatel laiuskraadidel subtroopilised kõrgrõhuvööndid; neid moodustavaid üksikuid antitsükloneid nimetatakse subtroopilisteks maksimumideks.

3. Et maismaa soojeneb suvel tugevamini kui meri, siis on põhjapoolkera mandrite kohal madalrõhualad. Eriti sügav miinimum (997 mb) paikneb Pärsia lahest idas. Normaalsest veidi madalam rõhk iseloomustab Islandi rajooni (1009 mb). Gröönimaa kohal valitseb antitsüklon (kuni 1024 mb), mis on tingitud õhu jahtumisest jääkatte kohal. Jääst põhjustatud antitsüklon Gröönimaa kohal pole aga küllalt tugev, et takistada väga sügavate baariliste miinimumide sissetungi, mistõttu tuuled puhuvad siin sageli merelt jääkattele ja üle selle ühelt merelt teisele.

4. Lõunapoolkeral paikneb kõrgrõhuvööndist lõunas teravalt välja kujunenud madalrõhuvöönd, mis ulatub Antarktise mand-



Joon. 31. Baariline reljeef juulis piki 30° l.-p. (ülemine joonis) ja 90° i.-p. (alumine joonis)



Joon. 32. Jaanuari isobaaride kaart.

rini. Antarktise kohal aga püsib (samadel põhjustel kui Gröönimaa kohalgi) antitsüklon.

Kõik kirjeldatu on näitlikult kujutatud joonisel 31, kus on esitatud baarilise reljeefi profiilid mööda 30. läänemeridiaani ja 90. idameridiaani.

Esimene profiil lõikab Atlandi ookeani (põhjast lõunasse). Temal tulevad selgelt esile lähisekvatoriaalne madalrõhuvöönd, mõlemad subtroopilised maksimumid, kaks baarilist depressiooni kuuekümnendate paralleelide lähedal (lõunapoolkeral eriti sügav) ja rõhu kõrgenemine nendest baarilistest depressioonidest pooluste suunas.

Teine profiil lõikab Aasiat ja India ookeani. Ta on peaaegu kõiges analoogiline esimesele profiilile, välja arvatud see, et lähisekvatoriaalne depressioon on liikunud kaugele põhja ning Aasia mandril on mõlemal pool 30. paralleeli kujunenud küllalt sügav baariline miinimum.

Jaanuari isobaaride kaardi (joon. 32) uurimine võimaldab teha järgmisi järeldusi:

1. Lähisekvatoriaalne depressioon (alla 1012 mb) pole mitte üksnes säilinud, vaid on isegi mõnevõrra süvenenud.

2. Subtroopilised maksimumid Atlandi ja Vaikse ookeani kohal on säilinud, ei ole aga nii teravalt välja kujunenud kui juulis ning on ka pindalalt väiksemad. Lõunapoolkera subtroopiline kõrgrõhuvöönd on samuti säilinud mõnevõrra nõrgendatud kujul, olles nüüd välja kujunenud vaid ookeani kohal, sest lõunapoolkeral on sel ajal suvi ja mandrid on tugevasti kuumenenud.

3. Põhjapoolkeral on mandrite kohal seoses nende jahenemisega tekkinud antitsüklonaalsed tingimused, mis on eriti teravalt välja kujunenud Aasia kohal (rõhk kuni 1036 mb). Samal ajal on keskmistel laiustel ookeanide kohal välja kujunenud kaks sügavat miinimumi — Islandi (alla 1000 mb) ja Aleuudi miinimum. Esimene neist paikneb 60. paralleelil Islandist edelas; temast suundub madala rõhu lohk polaarjoone poole, Norra ja Teravmägede vahele.

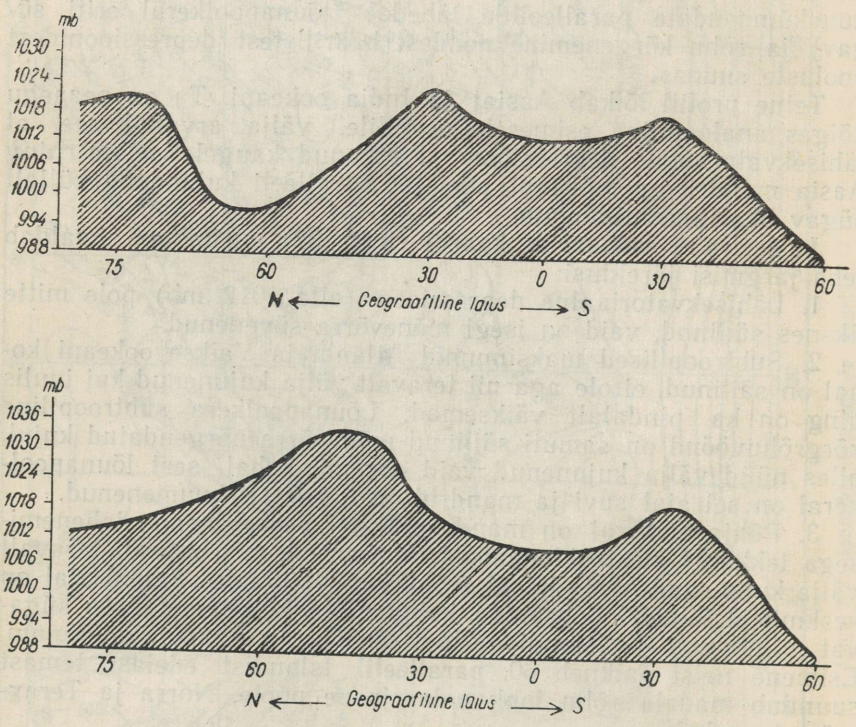
4. Lõunapoolkeral on rõhk mandrite kohal madaldunud, mere kohal kõrgenenud. Endiselt hästi on keskmistel laiustel välja kujunenud madalrõhuvöönd, mis katkematult ümbritseb maakera mööda 60. paralleeli.

Joonisel 33 on esitatud baarilise reljeefi profiilid jaanuaris piki 30. läänemeridiaani ja 90. idameridiaani.

Juuli ja jaanuari keskmise baarilise reljeefi kaartide ja profiilide võrdlemisel on kerge märgata mõningaid üldisi statistilisi seaduspärasusi õhurõhu jaotuses maakera pinnal. Baariline reljeef osutub tsonaalseks (vt. ülemised profiilid joonistel 31 ja 33): on võimalik eristada kolme depressioonivööndit (üks ekvaatori lähedal, kaks keskmistel laiustel) ja nelja kõrgendatud rõhu areaali (kaks ala pooluselähedastes piirkondades ja kaks vööndit subtroopikas). Need vööndid pole pidevad — nad nagu koosnek-

sid üksikutest lülidest, mis on välja kujunenud kohati teravamalt, kohati nõrgemalt, kuid siiski täiesti selgelt.

Püsivaid kõrg- ja madalrõhualasid, milledeks jaguneb baariline väli Maa pinna lähedal, nimetatakse atmosfääri mõjukeskusteks, sest nad avaldavad eriti suurt mõju õhuvoolustele ja lähedaste territooriumide kliimale. Seal, kus aasta kestel valitsevad üht tüüpi baarilised süsteemid (kas depressioonid või maksimumid), asuvad püsivad mõjukeskused, millede hulka



Joon. 33. Baariline reljeef jaanuaris piki 30° l.-p. (ülemine joonis) ja 90° i.-p. (alumine joonis).

kuuluvad: 1) ekvatoriaalne depressioon; 2) subtroopilised kõrgrõhuvööndid, mis jagunevad reaks antitsükloniteks: need on Assoori ja Honolulu antitsüklonid põhjapoolkeral, Lõuna-Atlandi (ehk St. Helena saare), Lõuna-Vaikse-ookeani ja Lõuna-India-ookeani (ehk Mauritiuse saare) antitsüklonid lõunapoolkeral; 3) Islandi ja Aleuudi depressioonid põhjapoolkeral ning pidev madalrõhuvöönd lõunapoolkera keskmistel laiustel; 4) nõrgalt välja kujunenud arktilised ja antarktilised antitsüklonid.

Eelmainitutest tuleb eristada sesoonseid mõjukeskusi, milledes baarilise reljeefi iseloom ühel aastaajal on diametraal-

selt vastupidine baarilise reljeefi iseloomule teisel aastaajal. Ilmekaks näiteks võib tuua Aasia mandri, kus suvel areneb sügav baariline depressioon (997 mb), talvel aga on teravalt välja kujunenud antitsüklon (1036 mb). Põhja-Ameerikas vaheldub talvine antitsüklon (üle 1020 mb) suvise depressiooniga (1012 mb). Lõunapoolkeral Austraalia, Lõuna-Ameerika ja Lõuna-Aafrika kohal asenduvad suvised (jaanuarikuu) depressioonid talvel antitsüklonitega.

Kõrvutades Maa baarilise reljeefi tsonaalsuse sellega, mida me teame temperatuuri osast rõhu muutustes, jõuame paratamatult järeldusele, et soojuse jaotuse tsonaalsuse ja merepinnale taandatud baarilise reljeefi tsonaalsuse vahel valitseb küllalt tihe seos. Püsiv madal rõhk ekvaatori piirkonnas ja kõrge rõhk pooluselähedastel aladel on tõepoolest kergesti seletatav nende alade termiliste tingimustega. Maismaa suvine soojenemine soodustab madala rõhu kujunemist tema kohal, talvine jahtumine aga kõrge rõhu kujunemist. Islandi miinimumi terav väljakujunemine talvel seletub sellega, et just sel ajal on kontrast sooja mere ja naabruses asuva külma maismaa vahel eriti suur. Suvel Islandi miinimum nõrgeneb, kuid ei kao, sest meri jääb endiselt soojemaks jääga kaetud Gröönimaast. Püsiv negatiivne temperatuurianomaalia Gröönimaa ja Antarktise kohal toob kaasa antitsüklonaalsete tingimuste valitsemise, kuigi nende püsivus, eriti Gröönimaa kohal, pole nähtavasti kuigi suur.

Baarilise reljeefi tsonaalsust pole aga võimalik täielikult seletada ainult temperatuuride jaotusega. Kirjeldatud skeemi ei mahu näiteks kuidagi püsivate kõrgrõhualade esinemine subtroopikas, kuigi ka need on V. Humphries'i[4] arvates osaliselt termilise tekkega, sest nad paiknevad negatiivsete temperatuurianomaaliate aladel. Subtroopiliste maksimumide tekkimise peamine põhjus on siiski dünaamiline. Nagu hiljem näeme, on nad kõige tihedamalt seotud kõrvalekallutava mõjuga, mida Maa pöörlemine avaldab õhuvooludele.

44. Atmosfääri tsirkulatsiooni peamised tegurid. Kui Maa pind oleks ühetaoline (s. o. kujutaks endast kas ainult mere pinda või ainult ühetaolist maismaa pinda[5]) ja kui õhuvooludele ei avaldaks kõrvalekallutavat mõju Maa pöörlemine, siis oleks atmosfääri tsirkulatsiooni skeem küllalt lihtne. Ekvaatoril oleks püsiv madalrõhuala (tugeva soojenemise tagajärg), mõlemal poolusel kõrgrõhualad (tugeva jahtumise tagajärg), atmosfääri ülemistes kihtides voolaks õhk kogu aeg ekvaatorilt pooluste suunas, Maa pinna lähedal aga poolustelt ekvaatori suunas. Seejuures toimuks õhu liikumine rõhu gradiendi suunas, s. o. piki meridiaane.

[4] В. Гемфрис, Физика воздуха, 1936, стр. 189.

[5] Seejuures pole kaugeltki ükskõik, kas see on mere pind või ühetaoline maismaa pind: esimesel juhul oleks tsirkulatsioon nõrgem kui teisel, sest vee kohal on temperatuuri kontrastid väiksemad kui maismaa kohal.

Tegelikult muudavad täiendavalt arvesse tulevad tingimused atmosfääri üldise tsirkulatsiooni keerukamaks. Temale avaldavad mõju Maa kuju, Maa pöörlemine, Maa tiirlemine ümber Päikese, mere ja maismaa jaotus, reljeefi iseloom ja rida teisi tegureid: merehoovused, jää levik merel ja maismaal jms.

Maa kuju, millest on tingitud soojuse ebaühtlane jaotus, põhjustab ebaühtluse ka õhurõhu jaotuses.

Maa pöörlemine kutsub põhjapoolkeral esile õhuvoolude kõrvalekaldumise baarilisest gradiendist paremale, lõunapoolkeral vasakule.

Maismaa ja mere jaotus põhjustab maakera pinna erinevat soojenemist isegi ühel ja samal laiuskraadil. Seoses aastaaegade vaheldumisega ning maismaa ja mere jaotuse iseloomuga tekivad püsivate külma- ja soojakollete (poolused ja ekvaator) kõrval ka täiendavad kolded (sageli sesoonsed), millede tekkimise põhjuseks on mandrite ja ookeanide ebaühtlane jahtumine või soojenemine soojadel ja külmadel aastaaegadel.

Hoovused ja jää põhjustavad temperatuurianomaaliaid, järelikult avaldavad mõju ka rõhu jaotusele. Liigestatud reljeef tõkestab õhuvoole, s. o. takistab rõhu ühtlustumist. Lõpuks, nagu juba öeldud, tekitab õhu liikumine ise uusi kõrg- ja madalrõhualasid; näiteks põhjustab õhuvoolu kaldumine paremale, mis on tingitud Maa pöörlemisest, õhu tihenemist paremal pool ja õhu hõrenemist vasakul pool voolu.

45. Tuulte geograafiline jaotus. Seoses temperatuuride jaotuse ja baarilise reljeefi tsonaalsusega iseloomustab tsonaalsus ka tuulte geograafilist jaotust Maal.

Ekvaatori kohal, kus soojenemine on kõige tugevam ja järelikult püsib madal rõhk, on tugevalt välja kujunenud õhu tõusuliikumised. Siin on tuulevaike ning vahelduvate ja puhanguliste tuulte piirkond. Olles seotud tugevaima soojenemise piirkonnaga, peab troopiline vaikevöönd ilmselt koos Päikese seniitasendiga ümber paigutuma. Atlandi ookeanil ja Vaiksel ookeanil asub ta kogu aeg põhja pool ekvaatorit, sest aastases läbilõikes pole kõige soojemaks paralleeliks mitte ekvaator, vaid 10° p.-l.

Märtsis, kui Päikese seniitasend läheb lõunapoolkeralt üle põhjapoolkerale (kuid suurema osa kuust on siiski lõunapoolkeral) püsib troopiline vaikevöönd ekvaatori lähedal: Atlandi ookeanil ekvaatori ja 3° p.-l. vahel, Vaiksel ookeanil aga 3° ja 5° p.-l. vahel. Näiteks septembris aga, kui Päikese seniitasend läheb põhjapoolkeralt üle lõunapoolkerale (kuid suurema osa kuust on põhjapoolkeral), on troopiline vaikevöönd nihkunud kaugemale põhjapoolkerale: Atlandi ookeanil paikneb ta 3° ja 11° p.-l. vahel, Vaiksel ookeanil 7° ja 10° p.-l. vahel.

Ekvaatori kohal üles tõusnud soe õhk voolab atmosfääri kõrgemates kihtides põhja ja lõunasse. Need õhuvoolud kannavad antipassaatide nime; nende suunda saab jälgida kõrgete pilvede liikumise järgi. Antipassaadid kalduvad Maa pöörlemise

tõttu põhjapoolkeral paremale, lõunapoolkeral vasakule. Umbes 30—35-ndatel paralleelidel moodustab kaldenurk ligikaudu 90°, mille tagajärjel antipassaadid peavad liikuma juba mööda paralleele. Seega on nende edasine liikumine põhja (põhjapoolkeral) ja lõunasse (lõunapoolkeral) takistatud. Kuigi mööda paralleele liikumisel jätkub Maa pöörlemise kõrvalekallutava jõu mõju, mis nagu «virgutab» antipassaate pöörduma tagasi ekvaatori suunas, takistab seda rõhu gradient, mis on atmosfääri kõrgemates kihtides püsivalt suunatud ekvaatorilt poolustele. Pidev õhumasside vool, mis suundub antipassaatidena 30—35-ndatele paralleelidele, põhjustab seal õhu kuhjumise ja nende subtroopiliste kõrgrõhuvööndite kujunemise, millest oli juttu paragrahvis 43.

Selle tagajärjel, et subtroopikas on ookeanide kohal kogu aasta kestel kõrge rõhk, ekvaatori kohal aga kogu aasta jooksul madal rõhk, tekib Maa pinna lähedal püsiv õhu liikumine subtroopilistelt aladelt ekvaatori suunas, mida tuntakse p a s s a a t i d e nime all. Maa pöörlemise kõrvalekallutava mõju tõttu ei puhu passaadid põhjapoolkeral mitte põhjast lõunasse, vaid kirdest edelasse, lõunapoolkeral aga kagust loodesse.

Et passaadid on põhjustatud rõhu erinevusest troopilise vaikevööndi ja subtroopiliste maksimumide vahel, siis peab passaatide vöönd vahetama asukohta sõltuvalt troopilise vaikevööndi ja subtroopiliste maksimumide ümberpaigutumisest. Tegelikult puhubki kirdepassaat Atlandi ookeanil märtsis 26° ja 3° p.-l. vahel, Vaiksel ookeanil 25° ja 5° p.-l. vahel; septembris aga puhub passaat Atlandi ookeanil 35° ja 11° p.-l. vahel, Vaiksel ookeanil 30° ja 10° p.-l. vahel. Kagupassaat puhub märtsis Atlandi ookeanil 25° l.-l. ja ekvaatori vahel, Vaiksel ookeanil 28° l.-l. ja 3° p.-l. vahel. Septembris tungivad nii Atlandi kui ka Vaikse ookeani passaadid põhjapoolkerale: esimene puhub 25° l.-l. ja 3° p.-l. vahel, teine 20° l.-l. ja 7° p.-l. vahel. India ookeanis langeb kirdepassaat talvel ühte mussooniga, suvel aga asendub ta vastassuunalise mussooniga.

Kõige paremini on passaadid välja kujunenud ookeanide ja saarte kohal. Mandritel hõlmavad nad äärealasid, peale selle veel Lõuna-Ameerika idaosa, Kesk-Ameerikat, Põhja-Aafrikat ja osaliselt Lääne-Aasiat.

Passaadid paistavad silma oma püsivuse poolest: nad puhuvad aasta läbi (sest nende põhjustajaiks on püsiva õhurõhu alad) ühes ja samas suunas ning peaaegu muutumatu jõuga (kiirusega), sest rõhk muutub subtroopilistes maksimumides ja troopilises vaikevööndis aasta jooksul väheoluliselt, mistõttu ka rõhu gradiendi kõikumised on väikesed. Atlandi ookeanil on kirdepassaat kagupassaadist mõnevõrra nõrgem (aasta keskmised kiirused vastavalt 4 ja 6 m/sek.). Passaat hõlmab troposfääri alumist osa keskmiselt umbes 4 km kõrguseni. Kõrgemal valitsevad vastassuunalised õhuvoolud (antipassaadid).

Teisel pool passaatide vööndit, subtroopiliste maksimumide aladel, paiknevad mõlema poolkera ookeanidel subtroopilised vaikevööndid. Need vaikevööndid on tingitud kõrgest rõhust ja õhu laskumisest, s. o. põhjustest, mis on vastupidised troopilise vaikevööndi tekkimise põhjustele.

Subtroopiliste vaikevööndite ja polaarjoonte vahel paiknevad läänetuulte vööndid, sest subtroopilistelt maksimumidelt keskmiste laiuste madalrõhuvööndisse liikuvad õhuvoolud kalduvad põhjapoolkeral paremale, lõunapoolkeral vasakule, mis mõlemal juhul toob kaasa läänekomponendi ülekaalu. Põhjapoolkeral puhuvad tuuled edelast ja lääne-edelast, lõunapoolkeral loodest ja lääne-loodest. Polaarjoontele lähenedes aga muutuvad tuuled üha enam läänetuulteks. Tuleb siiski märkida, et vaadeldavas vööndis avaldub läänetuulte valitsemine küllaldase selgusega ainult aasta keskmises pildis.

Lõpuks: pooluselähedastel aladel puhuvad tuuled poolustelt keskmiste laiuste madalrõhuvööndi suunas, s. o. põhjapoolkeral (Maa pöörlemise kõrvalekallutava mõju tõttu) kirdest, lõunapoolkeral kagust.

Seega esinevad järgmised tuulte vööndid: 1) ekvatoriaalne (troopiline) vaikevöönd, 2) kaks passaatide vööndit, 3) kaks subtroopilist vaikevööndit, 4) kaks läänetuulte ülekaalu vööndit ja 5) kaks idatuulte piirkonda. See skeem on heas kooskõlas püsiva baarilise reljeefi tsonaalsusega.

Edasi vaatleme atmosfääri üldise tsirkulatsiooni teisi vorme.

46. Mussoonid. Mussoonide all mõistetakse küllalt püsivaid sesoonse iseloomuga õhuvoole, mis suvel on talvega võrreldes vastassuunalised või peaaegu vastassuunalised. Mussoonist kõnelemine eeldab alati mussoonide paari olemasolu — ei saa näiteks rääkida suvisest mussoonist, kui pole olemas vastavat talvist mussooni.

Tavaliselt asutakse seisukohal, et mussoonide teke on seotud temperatuuri sesoonsete kontrastidega maismaa ja mere vahel ning et talvine mussoon on alati kuiv, suvine aga alati niiske (toob sademeid). Nagu näitas S. P. Hromov, ei saa neid seisukohti tingimusteta õigeks pidada.[6]

Mussoonide vahetus sõltub ilmselt baarilise režiimi muutusest, viimane aga pole seotud ainult termiliste erinevustega mandrite ja ookeanide vahel. Selles suhtes tuleb eristada troopilisi ja mittetroopilisi mussoone.

Troopiliste mussoonide tekke põhjuseks on termilised erinevused suvise ja talvise poolkera vahel; maismaa ja mere jaotus ainult tugevdab, muudab keerukamaks või stabiliseerib seda nähtust. Jaanuaris, nagu on näha jooniselt 32, paikneb

[6] С. П. Хромов, Муссон как географическая реальность, «Известия Геогр. о-ва», 1950, вып. 3.

põhjapoolkeral peaaegu katkematu antitsüklonite ahel: ookeanide kohal asuvad püsivad subtroopilised, mandrite kohal sesoonsed antitsüklonid. Samal ajal asub lõunapoolkeral sinna nihkunud ekvatoriaalne depressioon. Selle tulemuseks on õhu liikumine põhjapoolkeralt lõunapoolkerale. Juulis, baariliste süsteemide vastupidise suhte korral (vt. joon. 30), toimub õhu liikumine lõunapoolkeralt üle ekvaatori põhjapoolkerale. Seega pole troopilised mussoonid midagi muud kui passaadid, mis teatavas ekvaatorilähedases vööndis omandavad uue tunnuse — põhisuuna sesoonse muutumise. Troopiliste mussoonide kaudu teostub õhu vahetus poolkerade vahel, mitte aga maismaa ja mere vahel, seda enam, et troopikas on termiline kontrast maismaa ja mere vahel üldse väike. Nii näiteks suunduvad mussoonvoolud, mis tekivad antitsüklonis Põhja-Austraalia kohal ja liiguvad Aasiasse, sisuliselt üle ookeani ühelt mandrilt teisele. Aafrikas toimub mussoonide näol õhu vahetus sama mandri erinevatel poolkeradel paiknevate maismaaosade vahel, Vaikse ookeani kohal aga puhub mussoon ühe poolkera ookeanipinnalt teise poolkera ookeanipinnale.

Troopiliste mussoonide levikuala asub 20° p.-l. ja 15° l.-l. vahel. Ta hõlmab troopilist Aafrikat ekvaatorist põhjas, Ida-Aafrikat ekvaatorist lõunas, Lõuna-Araabiat, India ookeani Madagaskarini läänes ja Põhja-Austraaliani idas, Hindustani poolsaart, Indo-Hiinat, Indoneesiat (Sumatrata) ja Ida-Hiinat, Lõuna-Ameerikas aga Kolumbiat koos naabermaadega.

Teist laadi on mittetroopilised mussoonid, millede kujunemises etendab otsustavat osa termiline kontrast maismaa ja mere vahel. Need mussoonid tekivad sesoonsete antitsüklonite ja depressioonide vahel, milledest ühed asuvad mandril, teised ookeanil. Nii näiteks on Kaug-Ida talvine mussoon Aasia kohal asuva antitsükloni (tsentriga Mongoolias) ja püsiva Aleuudi depressiooni vastastikuse mõju tagajärg, suvine mussoon aga on tingitud Vaikse ookeani põhjaosa kohal asuvast antitsüklonist ja Aasia mandri mittetroopilise osa kohal asuvast depressioonist. Seejuures pole kõik need depressioonid ja antitsüklonid mingid erilised moodustised, vaid on seotud tsüklonaalse tegevusega (vt. § 47); järelikult tuleb siin mussooni vaadelda kui õhuliikumiste järgnevust tsüklonaalse tegevuse protsessis.

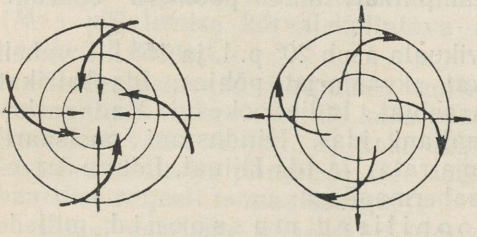
Mittetroopilised mussoonid on kõige paremini välja kujunenud Kaug-Idas (kaasa arvatud Kamtšatka), Ohhoota merel, Jaapanis, Alaskal ja Põhja-Jäämere rannikul.

Seega pole mussoonid geneetiliselt iseseisvad. Nad on alati ainult passaatide või tsüklonaalse tegevuse erivormiks ja järelikult pole mitte ainult oma loomu poolest passaatide või tsüklonaalsete õhuvoolude sarnased, vaid on nendega ka kõige lähedasemas geneetilises seoses.

Mussoonid põhjustavad iseloomulikku ilmade režiimi, mis pole aga kõikjal ühesugune: talvine mussoon pole alati kuiv, suvine

pole alati niiske. Nii Malai saarestikus, Jaapanis kui ka Kaug-Idas on mussoonkliima; esimeses on sademete aastane jaotus ühtlane, Jaapanis pole talv hoopiski mitte kuiv, Kaug-Idas on aga kuiva talve ja sademeterikka suve vahel väga suur kontrast.

47. Tsüklonid ja antitsüklonid. Isobaaride tsüklonaalses süsteemis on rõhu gradient suunatud süsteemi tsentrisse (sirged nooled joonisel 34). Maa pöörlemise mõjul aga kalduvad tuuled põhjapoolkeral paremale ja õhk liigub sellises süsteemis keerisetaoliselt kellaosuti liikumisele vastupidises suunas. Antitsüklonis on rõhu gradient suunatud tsentrist perifeeriasse (joon. 34). Maa pöörlemise eelmainitud kõrvalekallutava mõju tõttu moodustavad antitsükloni tsentrist igasse külge suunduvad tuuled süsteemi, mis pöörleb kellaosuti liikumise suunas. Lõunapoolkeral on olukord vastupidine: tsüklonaalses süsteemis toimub pöörlemine kellaosuti liikumise suunas, antitsüklonaalses süsteemis aga kellaosuti liikumisele vastupidises suunas. Baariline depressioon,



Joon. 34. Isobaaride tsüklonaalne (vasakul) ja antitsüklonaalne (paremal) süsteem põhjapoolkeral.

mis on juurdevoolava õhuga täitumise ohus, võib püsivalt eksisteerida ainult juhul, kui alumistes kihtides toimuvat juurdevoolu kompenseerib äravool troposfääri kõrgemates kihtides; antitsüklon, millest õhk laiali voolab, võib aga eksisteerida ainult juhul, kui alumistes kihtides toimuvat äravoolu kompenseerib õhu juurdevool troposfääri ülemistes kihtides.

Missugustes tingimustes siis tekivad Maal seda laadi suletud isobaaride süsteemid?

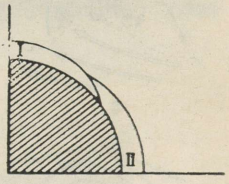
Madalrõhukeskus, mille poole tungib õhk ümbritsevatelt aladelt, võib tekkida, kui mingi paikkond soojeneb suvel ümbritsevate aladega võrreldes eriti tugevasti. Nii võivad soojeneda näiteks saared või poolsaared merega võrreldes ning kõrbed neid ümbritsevate taimkatterikkamate aladega võrreldes. Mõnede maapinna osade lühema- või pikemaajaline jahtumine viib aga isobaaride antitsüklonaalse süsteemi kujunemisele.

Subtroopiline kõrgrõhuvöönd on, nagu nägime, dünaamilise päritoluga. Teda tekitavad põhjused tegutsevad ühtviisi nii mandrite kui ka ookeanide kohal. Mandrite tugev soojenemine suvel aga mitte ainult ei purusta vööndi neid osi, mis asuvad maismaa kohal, vaid kujundab mandrite kohal vastupidise baarilise rel-

jeefi ja kogu vöönd laguneb järelikult isoleeritud kõrgrõhualadeks, mis on üksteisest eraldatud madalrõhualadega analoogiliselt sellele, kuidas mäeahelikes üksikud tipud on üksteisest lahutatud sadulate ja kurudega.

Järelikult on isobaaride suletud süsteemide tekkimise tingimused küllalt mitmekesised. Keskmiste laiuste atmosfääri tsirkulatsiooni iseärasuste mõistmise seisukohalt pakub aga suurimat huvi taoliste süsteemide ja nendele vastavate õhuliikumiste kujunemine nõndanimetatud frontidel, s. o. füüsikaliselt erinevaid õhumasse eraldavatel vööndidel või pindadel.

Madalrõhuvööndi olemasolust keskmistel laiustel on tingitud õhumasside liikumine selle vööndi poole nii subtroopikast kui ka polaaraladelt. Nende erinevate õhumasside eraldusjoont nimetatakse polaarfrondiks. Soojade ja külmade õhumasside lahkmel on maapinna suhtes kaldu oleva pinna kuju (selle pinna ja maapinna lõikejoont nimetatakse frondijooneks); seejuures tungib külm õhk kiiluna sooja õhu alla (joon. 35).



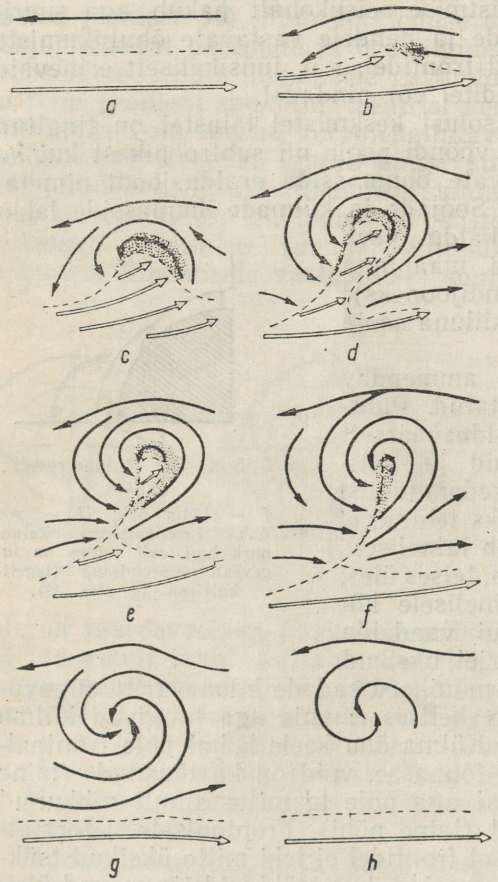
Joon. 35. Polaarfrondi skeem.

I — külm õhk, *II* — soe õhk. Frontaalpinna kaldenurk horisondi suhtes on tugevasti suurendatud (tegelikult on ta alla 1°).

Tsüklonite tekkimise ammendav teooria pole veel välja töötatud. Puhtempiirilisel teel on usaldusväärselt kindlaks tehtud, et tsüklonid ja antitsüklonid tekivad kõige sagedamini just frontidel. Samuti on kindlaks tehtud, et frondi kaldpind deformeerub laineliselt, kumerdudes ühes kohas alla, teises üles; see viib ka frondijoone lainelisele kõverdumisele maapinnal (kui vaadelda teda plaanis), mille tagajärjel üksikud külma õhu keeled tungivad mõnikord sadade kilomeetrite sügavusele sooja õhumassi, nendevahelises ruumis aga tungivad külma õhumassi sooja õhu keeled. Külma õhu keele kohal pole frontaalpind mitte ainult nihkunud lõunasse, vaid on ka tõusnud (laine hari), sooja õhu keele kohal aga pole ta mitte ainult nihkunud põhja, vaid on ka laskunud (laine põhi). Frontaalsete deformatsioonide lainelisus, asjaolu, et frontidel ei teki mitte üksikud tsüklonid, vaid terved tsüklonite seeriad, kus tsüklonid järgnevad üksteisele nagu lained ookeanis, samuti ka fakt, et pidevas keskkonnas igasugused häired üldse levivad laineliselt — kõik see on aluseks tsüklonite tekkimise seostamisele frondi lainelise deformatsiooniga, suure pikkusega lainete tekkimisega. Jutt on just nimelt suurtest lainetest (pikkus üle 1000 km), sest ainult sellised lained on ebapüsivad, s. o. ei sumbu, vaid arenevad järjest kasvava amplituudiga ka baarilise depressiooni süvenemisel seni, kuni häire ei kaota laine iseloomu ega muutu keeriseliseks süsteemiks.

Tsükloni arenemise üksikud staadiumid on skemaatiliselt kujutatud joonisel 36 (*a* kuni *h*). Frondijoone lõik on kõikjal

kujutatud katkendliku joonega, külma õhuvoolu suund tavaliste (ühekordsete) nooltega, sooja õhuvoolu suund kahekordsete nooltega; sademete esinemise ala on kaetud punktidega. Staadiumis *a* on frondijoon sirge, staadiumis *b* on temas juba märgata looget, staadiumis *c* on looge täiesti selgelt välja kujunenud.



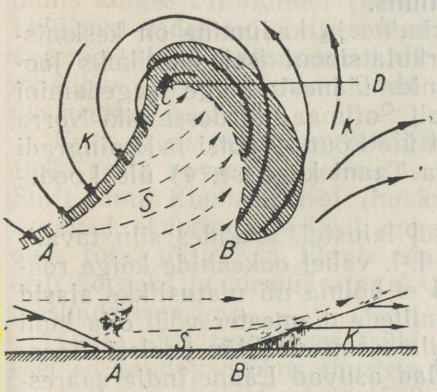
Joon. 36. Tsükloni arenemisstaadiumid.

See staadium on eraldi näidatud joonisel 37. On kindlaks tehtud, et kogu tsüklonaalne süsteem liigub edasi, jättes külma õhu endast vasakule, s. o. praktiliselt soojade õhumasside valitseva liikumise suunas (meie laiustel mõningate kõrvalekalletega läänest itta). Tsükloni kui terviku liikumise suund on tähistatud joonega *CD*, külma (*K*) õhu voolujooned on tähistatud pidevate nooltega, sooja (*S*) õhu voolujooned katkendlike nooltega. Tsükloni eesosas (liikumise suunas) kannab joon *CB*, mis eraldab sooja õhku külmast, sooja frondi nime, sest piki seda joont tungib soe õhk külmale õhule peale. Tsükloni tagaosas nimetatakse joont *CA* külmaks frondiks.

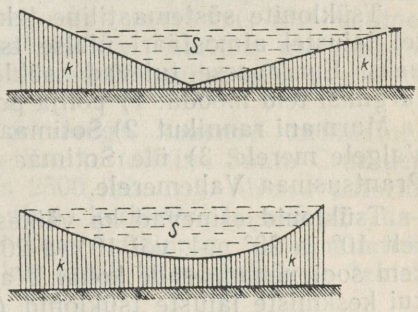
Profiilis (sama joonis) on näha, et soojal frondil «roomab» soe õhk väga nõrgalt kallakut pinda mööda edasiliikuva külma õhu peale. Mööda seda pinda üles tõustes soe õhk jahtub, temas sisalduv veeaur kondenseerub ja seetõttu laiub sooja frondi ees ulatuslik ala, kus langevad (mitte suurtes kogustes, kuid ühtlaselt) sademed. Joonisel on see ala viirutatud. Külmal frondil ei saa aga külm õhk, mille ees on soe õhk, oma suurema tiheduse tõttu tõusta sooja õhu peale, vaid tungib enam või vähem järsu kiiluna tema alla. See allatungimine viib selleni, et soe õhk tõrjutakse aeg-ajalt järsku üles, mis põhjustab külmal frondil lühi-

ajalisi, kuid rohkeid sademeid; sademete vöönd piki külma fronti pole lai.

Järgmistes staadiumides (*d*—*f* joonisel 36) aheneb sooja õhu keel üha enam ja enam — seda põhjustab külma õhu pidev juurdevool põhjast tsükloni tagalasse. Staadiumis *e* on ta juba isoleeritud teda lõunast toitvast põhilisest õhumassist, staadiumis *f* aga, pärast külma ja sooja frondi ühinemist (seda nähtust nimetatakse tsükloni oklusiooniks ehk sulgumiseks), osutub soe mass mitte ainult toitvast massist isoleerituks, vaid ka täielikult ülestõrjutuks (joon. 38). Teiste sõnadega: pärast oklusiooni paik-



Joon. 37. Tsükloni skeem (ülal plaan, all profiil).

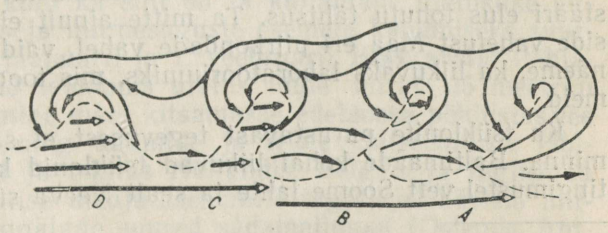


Joon. 38. Sooja ja külma frondi ühinemine tsüklonis (ülemine joonis) ning sooja õhu (*S*) lõplik ülestõrjumine külma õhu (*K*) poolt (alumine joonis).

neb külm õhk all, soe õhk aga tema kohal. Sellega on saavutatud stabiilne seisund ning kõrvaldatud ajendid, mis soodustasid tsükloni arenemist sel ajal, kui külm ja soe õhk ei asunud üksteise peal (vastavalt oma tihedusele), vaid üksteise kõrval.

Me ei peatu siinkohal mõningatel teisejärgulistel komplikatsioonidel, mis tekivad pärast oklusiooni juhul, kui kokkupuutunud külma õhu massidel oli erinev temperatuur.

Nagu juba märgitud, arenevad tsüklonid frondil tavaliselt seeriatena — iga uus tsüklon mõnevõrra hiljem eelmisest (joon. 39); seetõttu võib juhtuda, et kui esimene tsüklon (*A*) juba



Joon. 39. Tsüklonite seeria.

hääbub, on viimane (*D*) alles täies jõus. Iga tsükloni tagalas tungib külm õhk üha kaugemale lõunasse: iga uus tsüklon seerias tekib eelmisest lõuna pool. Sel teel toob antud seeria viimane tsüklon passaatsesse tsirkulatsiooni külma polaarset õhku. Teiselt poolt tungib troopiline õhk kaugele polaarmaadesse. Nii toimub tsüklonite kaudu õhu vahetus troopiliste ja polaarsete alade vahel. Atlandi ookeani ja Euroopa kohal esineb aastas vähemalt 60 tsüklonite seeriat.

Vastavalt andmetele, mis on saadud tsüklonite jälgimisel Põhja-Ameerikas, Atlandi ookeani põhjaosas, Euroopas, Jaapanis ja lõunapoolkera keskmistel laiustel, on tsükloni edasiliikumise keskmine kiirus 30—45 kilomeetrit tunnis.

Tsüklonite süstemaatiline tekkimine ja kadumine on keskmistel laiustel atmosfääri üldise tsirkulatsiooni iseloomulikuks jooneks. Euroopasse tulevad tsüklonid läänest kõige sagedamini järgmisi teid mööda: 1) põhja poolt Šotimaad kirdesse piki Norra ja Murmani rannikut, 2) Šotimaalt üle Lõuna-Rootsi ja Leningradi Valgele merele, 3) üle Šotimaa ja Taani kagusse, 4) üle Loode-Prantsusmaa Vahemerele.

Tsüklonid esinevad ka väikestel laiustel, tekkides siin tavaliselt 10° ja 20° p.-l. või 10° ja 20° l.-l. vahel ookeanide kõige rohkem soojenenud osade kohal. Nad ei hõlma nii ulatuslikke alasid kui keskmiste laiuste tsüklonid (millede diameeter võib olla kuni 3200 km), paistavad aga sageli silma suurema jõu poolest. Troopiliste tsüklonite peamised tekkealad asuvad Lääne-India saarestikus, Bengaali lahes ja Araabia meres, Maskareeni saarte rajoonis (Madagaskari lähedal), Filipiini saarte lähedal Ida-Hiina, Lõuna-Hiina ja Jaapani meres (siin nimetatakse neid taifuunideks; «taifuun» tähendab hiina keeles «suur tuul»), Mehhikost ja Kaliforniast läänes ning Samoa ja Uus-Hebriidi saarte rajoonis.

Põhjapoolkeral liiguvad troopilised tsüklonid algul tekkepaigast läände, siis aga loodesse; mõnikord pöörduvad nad seejärel põhja ja kirdesse ning jõuavad keskmistesse laiustesse, ühinedes seal tsüklonaalse tsirkulatsiooniga. Lõunapoolkeral suunduvad nad algul läände, siis edelasse ja lõpuks kagusse.

Troopiliste tsüklonite näitena võib nimetada hästiuuritud Lääne-India orkaane[7] ja taifuune.

Atmosfääri tsüklonaalsel tsirkulatsioonil on maastikulise sfääri elus tohutu tähtsus. Ta mitte ainult ei soodusta õhumasside vahetust Maa eri piirkondade vahel, vaid on, nagu edaspidi näeme, ka liikuvaks laboratooriumiks, mis toodab ja jaotab sademeid.

Ka tsüklonite purustavast tegevusest ei saa vaikides mööda minna. Baltimaade kohal liikuvad tsüklonid kuhjavad teatavatel tingimustel vett Soome lahte ja sealt Neeva suudmesse, kutsudes

[7] J. R. Tannehill, Hurricanes, 1938.

Leningradis esile suuri üleujutusi. 1703. aastast, s. o. linna asutamisest peale, on olnud rohkem kui 330 juhtu, kus vesi tõusis 1,5 m võrra või rohkem üle Neeva tavalise taseme (ordinaari). 1777. aasta septembris tõusis vesi 3,3 m, 1824. aasta 19. novembril 3,88 m, sada aastat hiljem (23. septembril 1924. aastal) aga 3,82 m. Vee tõusu korral 1,5 m võrra ujutatakse linna territooriumist üle 5 km², 2 m korral ligikaudu 10 km², 3 m korral aga juba umbes 50 km²; 1924. aastal oli vee all 65 km² linna territooriumist.[8]

Troopiliste tsüklonitega kaasnevad paduvihmad. 1911. aasta juulis langes Filipiinidel (Baguios) orkaani ajal ööpäeva jooksul 1170 mm sademeid. Liigestatud reljeefiga maakohas toob selline sademete hulk kaasa arvukalt katastroofe: tekivad ulatuslikud maalihked ja maaroomad, jõed tõusevad üle kallaste ja ujutavad üle asulaid jms.

Eriti suuri purustusi tekitab orkaaniga kaasnev tormilaine. 1932. aasta novembris purustas selline tormilaine Santa Cruz del Sur'i linna Kuuba saarel (hukkus 2500 inimest). Mõned autorid arvavad, et tormilaine tekib mere pinna kerkimise tagajärjel (madala rõhu tõttu); ta liigub edasi koos tsükloniga ning muutub eriti kõrgeks ja hirmuäratavaks, kui satub kitsale alale — lahte, jõesuudmesse jms.

Tuule jõud troopilises tsüklonis võib olla nii suur, et rasked esemed kanduvad õhus suurtele kaugustele. Barbadose saarel lõhkus orkaan 1. detsembril 1780. aastal kivist kindlustused, kandis raskeid suurtükke kümnete meetrite kaugusele, tõstis inimesi ja kariloomi õhku ning paiskas neid mitme meetri kaugusele, kiskus puid koos juurtega välja. Guadeloupe'il haaras tuul orkaani ajal 26. juulil 1825. aastal 2,5 cm paksuse laua ja lõi sellega nagu nõelaga lennult läbi 40-sentimeetrise läbimõõduga palmitüve. Linnad näevad pärast troopilist tsüklonit sageli välja nii, nagu oleksid nad õhku lastud: katused, uksed ja aknad on ära rebitud, tänavad rusudest ummistunud, mõned majad vundamentidelt paisatud. 1935. aasta septembris paiskas orkaan Floridas rongi rööbastelt (peale veduri ja tendri). Orkaan võib laevu ankrust lahti kiskuda ning kaldale heita jne.

Keskmiste laiuste tsüklonites on tuule jõud väiksem kui troopilistes tsüklonites, kuid ka siin on ta küllaldane ulatuslike purustuste tekitamiseks ja mitmesuguste esemete kandmiseks suurtele kaugustele. 31. jaanuaril ja 1. veebruaril 1953. aastal Põhjamere kohal möllanud tsüklonis ulatus tuule kiirus 35 meetrini sekundis; vee kuhjumine mere kitsamasse edelaossa põhjustas vee tõusu jõesuudmetes ning tammide ja teiste kaitseehituste läbimurdmise rannikutel ja tekitas Hollandis, Belgias ja Inglismaa kaguosas katastroofilise üleujutuse, mille tagajärjel hävisid mitmed asulad, said kannatada suured sadamalinnad (Ostende, Ant-

[8] С. А. Советов, Защита Ленинграда от наводнений, 1934, стр. 7—14.

verpen, Rotterdam, Great Yarmouth, London jt.) ning ujutati üle laialdased viljakad maa-alad; üleujutuse läbi sai kannatada üle 1 miljoni inimese (kelledest mitu tuhat hukkus).

Atmosfääri tsüklonaalse tsirkulatsiooni lahutamatuks osaks on ka *antitsüklonid*. Igale tsüklonile järgneb samasuguse kiirusega liikuv antitsüklon. Igasugune tsüklonite seeria lõpeb antitsükloniga. Selline lõpp-antitsüklon, mis liigub (põhjapoolkeral) kaugele lõunasse, kaotab suure liikuvuse, mis on iseloomulik sama seeria tsüklonite vahel paiknevatele antitsüklonitele, ja muutub enam-vähem statsionaarseks, sarnanedes selles suhtes antitsüklonitega, mis tekivad külmal aastaajal mandrite kohal, või subtroopilise kõrgrõhuvööndi antitsüklonitega. Antitsüklonid, olles oma tekkes ja arenemises vahetult seotud tsüklonitega, moodustavad koos viimastega nagu laiustevahelise õhumasside vahetuse kaks külge. Nende tähtsus atmosfääri tsirkulatsioonis pole väiksem tsüklonite omast, üksikutel juhtudel on aga isegi suurem (Siberi antitsüklon).

Statsionaarsed antitsüklonid võivad endast eraldada vägagi liikuvaid kõrgrõhutsentreid (tuumi). Euroopa suhtes etendavad tähtsaimat osa tuumad, mida saadab itta (või ida-kirdesse) Assoori maksimum.

Ilm antitsüklonis oleneb antitsüklonit moodustava õhumassi iseärasustest; kõige sagedamini esinevad antitsükloni tsentrist hõivatud alal nõrgad tuuled ja väike pilvisus, kuna sademed puuduvad (kõik see on seotud langevate õhuvoolude valitsemisega).

48. Õhumassid. Eelmistes peatükkides esitatud materjali analüüs näitab, et troposfäär ei saa olla oma kõikides osades füüsikaliselt ühtlane. Olenevalt sellest, missuguse maapinnaosa kohal õhumass pikemat aega paikneb, on ta kas külm või soe, niiske või kuiv, hägune või läbipaistev. Teisest küljest ei saa õhumasside omadused õhu vahetpidamatu horisontaal- ja vertikaalsuunalise liikumise tõttu olla püsivad. Seepärast on õige väita, et troposfäär, lakkamata olemast ühtne ja terviklik, jaguneb *õhumassideks*, mis erinevad üksteisest tunnuste kompleksi poolest, kusjuures see kompleks on õhu liikumise tõttu pideva muutumise seisundis.

Õhumasside horisontaalsed mõõtmed ulatuvad tuhandetesse kilomeetritesse. Õhumassid paiknevad kas kõrvuti või üksteise peal; ajuti võivad nad olla paigal, tavaliselt aga liiguvad. Iga mass loetakse tingimisi ühtlaseks. See tähendab, et tema üksteisest eemal olevates osades täheldatavad temperatuuri, niiskuse jms. muutused on pidevad ja väikesed. Seevastu üleminek ühest õhumassist teise toimub järsku; õhumasse eraldavaid vööndeid (mis mõnikord on väga kitsad, mõnikord laiad) nimetatakse *frontideks* ehk frontaalvöönditeks. Õhumasside füüsikaliste omaduste erinevused kahel pool fronti on tavaliselt suured ja need omadused muutuvad kiiresti.

On ilmne, et õhumasside formeerumine, s. o. protsess, mille käigus nad saavad rea kindlaid omadusi, toimub peamiselt maakera nendes osades, kus õhumassid asuvad pikemat aega. Kestvam viibimine ühes ja samas piirkonnas annab neile antud geograafilisest laiusest ja aluspinna iseloomust sõltuva temperatuuri, niiskuse ja läbipaistvuse astme. Õhumasside iseloomulike tunnuste kujunemiseks on kõige sobivamad alatiste või kauapüsivate antitsüklonite alad.

Kui õhumassi formeerumise koldes on aluspinnaks meri, siis nimetatakse õhku m e r e l i s e k s; kui aluspinnaks on maismaa, jää või lumi, siis nimetatakse õhku k o n t i n e n t a a l s e k s.

Õhumassi edasiliikumisel muutub tema geograafiline asend ja muutub ka aluspinna iseloom. Kiire edasiliikumise korral säilivad õhumassi esialgsed omadused kauem ja nad kantakse vähemmuutunutena Maa teistesse piirkondadesse. Aeglase liikumise korral jõuavad õhumassi omadused juba teel oluliselt muutuda. Peatudes uues kohas pikemat aega, sünnib õhumass siin täielikult ümber ja osutub varustatuks uue omaduste kombinatsiooniga; selline transformatsioon kestab 3—9 päeva.

Soojemale aluspinnale liikumisel väheneb õhumassi stratifikatsiooni püsivus (alt soojenemise tagajärjel), külmemale aluspinnale liikumisel aga suureneb. Kui liikumise kestel ei toimu veeauru kondenseerumist, siis tema sisaldus õhumassis kasvab, sest õhk neelab aluspinnalt üha uusi niiskusekoguseid. Liikumisel põhjast lõunasse (põhjapoolkeral) muutub õhumassi vertikaalne ulatus väiksemaks, sest meridiaanide vahe suurenemise tagajärjel laieneb tema «voolusäng». Teed tõkestavatest mäeahelikest lähevad õhumassid enamasti kõrvalt mööda, vahel aga valguvad ka neist üle.

Käesoleval ajal klassifitseeritakse õhumasse nende formeerumise koha järgi. See geograafiline klassifikatsioon on üheaegselt ka geneetiline, sest õhumassi omadused formeerumiskoldes on tingitud selle kolde kogu geograafilisest olukorrast. Eristatakse järgmisi põhilisi õhumasside tüüpe.[9]

1. A r k t i l i n e ja a n t a r k t i l i n e õ h k formeerub polaaralade lume- ja jääväljade kohal (peamiselt polaaröö ajal) polaarsest ja troopilisest õhust, mis voolab sinna atmosfääri kõrgematest kihtidest. Polaaröö tingimustes moodustub võimas maalähedane temperatuuriinversioon — õhk jahtub tugevasti ning muutub kuivaks ja läbipaistvaks. Selle õhu sissetungiga kaasneb järsk temperatuurilangus. Arktilist õhku, mis tuleb Euroopasse üle Barentsi ja Kara mere, nimetatakse kontinentaalseks; sellele õhule põhiliselt kuulubki esitatud iseloomustus. Arktilist õhku, mis tuleb Gröönimaa ja Teravmägedega piirnevalt alalt, nimeta-

[9] В. А. Бугаев, О классификации тропосферных воздушных масс, «Метеорология и гидрология», 1937, № 9; Б. Алисов, Г. Извеков, Т. Покровская, Е. Рубинштейн, Курс климатологии, 1940 (ptk. II).

takse mereliseks; liikudes soojade merehoovuste kohal, jõuab ta alt soojeneda, koguda endasse teataval hulgal niiskust ja muutuda ebapüsivaks. Sügisel ja kevadel, kui mandrid on veel soojad, suureneb merelise arktilise õhu ebapüsivus, mis põhjustab temas vertikaalse tsirkulatsiooni ja hoogvihmade esinemise; talvel aga kaob ebapüsivus kiiresti ja merelise õhu sissetungi korral valitseb tavaliselt külm selge ilm.

2. Keskmiste laiuste õhk, mida nimetatakse polaarseks õhuks ehk L. S. Bergi ettepanekul boreaalseks õhuks, formeerub keskmiste laiuste antitsüklonites arktilistest õhumassidest ja troopikast (kõrgemates kihtides) tulevast õhust.

Maismaa kohal — parasvöötme metsade ja steppide kohal, talvel aga lumega kaetud pinna kohal, — formeerub antitsüklonites kontinentaalne polaarne õhk, mis suvel on kuum, talvel väga külm. Lääne-Euroopasse liigub ta üle NSV Liidu, Soome ja Skandinaavia. Mereline polaarne õhk moodustub keskmistes laiustes ookeanide kohal — ookeanide idaosas soojade, lääneosas külmade hoovuste kohal. Tema formeerumise materjaliks on arktilise ja troopilise õhu kõrval kontinentaalne polaarne õhk. Talvel kontinentaalne polaarne õhk ja arktiline õhk soojenevad merelise polaarse õhu formeerumise protsessis ja muutuvad niiskemaks; suvel arktiline õhk soojeneb, kontinentaalne polaarne õhk aga jaheneb. Tulles Euroopasse Atlandi ookeani kohalt, toob mereline polaarne õhk talvel sula, suvel jahenemist.

3. Troopiline õhk formeerub peamiselt subtroopilistes antitsüklonites — mereline ookeanide kohal (kusjuures ookeanide lääneosas on aluspinnaks soojad merehoovused, idaosas külmad), kontinentaalne steppide ja kõrbete kohal. Troopilise õhu formeerumisest võtavad osa dünaamilistes antitsüklonites laskuvad antipassaadid, samuti ka mereline ja kontinentaalne polaarne õhk. Langevates vooludes toimub antipassaatide adiabaatiline soojenemine; kui nad laskuvad mere kohal, siis saab õhk aluspinnalt niiskust juurde, maismaa kohal aga soojendab aluspind õhku veelgi, mis kutsub esile relatiivse niiskuse järsu vähenemise. On ilmne, et nii talvel kui suvel tuleb troopiline õhk Euroopasse sooja õhuna. Ekvaatori suunas liigub ta passaatide või mussoonide kujul.

Euroopa ilmastiku ja kliima suhtes tähtsust omava merelise troopilise õhu kujunemise koldeks on Atlandi ookeani põhjaosa subtroopilised alad. Kontinentaalne troopiline õhk formeerub aga Põhja-Aafrika, Araabia, Väike-Aasia, NSV Liidu Euroopa-osa lõunapoolsete alade, Kasahstani ja Kesk-Aasia kohal.

4. Ekvatoriaalne õhk, mida esindavad antipassaadid, samuti ka passaadid, kui need ületavad ekvaatori ja tungivad teisele poolkerale, formeerub ekvatoriaalses vaikevööndis ookeanide või niiskete troopiliste metsade kohal passaatide troopilisest õhust, muutudes seejuures tunduvalt niiskemaks.

Seega osutuvad õhuvoolud, millede tekkimine on oluliselt tingitud termilistest põhjustest, soojuse ja külma transportijateks, s. o. avaldavad ise mõju temperatuurile, järelikult ka õhurõhule ja atmosfääri edasisele tsirkulatsioonile. Soojust ei transpordi ekvatoriaalsetelt aladelt suurtele laiustele mitte ainult kuumenenud õhk, vaid ka veeaur, mille kondenseerumisel vabaneb aurustumissoojus.

Tabel 10

Laius	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°
D	+2,0	−4,6	−6,8	−4,4	+1,9	+8,4	+16,2	+18,0	+17,4

Tabelis 10 on näidatud atmosfääri tsirkulatsiooni mõju paralleelide aasta keskmistele temperatuuridele, s. t. on antud reaalse (liikuva) atmosfääri ja hüpoteetilise (liikumatu ja kiirgusliku tasakaalu seisundis oleva) atmosfääri keskmiste temperatuuride erinevus *D* Celsiuse kraadides.

49. Kokkuvõte. Atmosfääri liikumisega seotud probleemide uurimine viib kõige tihedamate seoste kindlakstegemisele temperatuuride jaotuse, baarilise reljeefi üldise pildi ja tuulte jaotuse vahel Maal. Kõige eredamalt avaldub see seos kõigi kolme sõltuva nähtuse selges ja hästi ühte langevas tsonaalsuses. Võib koostada loogilise ja seaduspärase ahela, mille järjestikusteks lülideks on: Maa kuju — päikesekiirguse spetsiifiline (Maa kujust tingitud) jaotus — kiirgusest tingitud temperatuuri jaotus — temperatuurist ja Maa pöörlemisest tingitud baarilise reljeefi jaotus — baarilisest reljeefist tingitud atmosfääri tsirkulatsioon. Seejuures ei piirdu toodud ahel kaugeltki põhjuste ja tagajärgede lihtsa üksteisele järgnemisega. Nii näiteks õhu liikumine, mis on tingitud rõhkude erinevusest, põhjustab ka ise rõhkude erinevust; õhurõhk sõltub temperatuurist, kuid temperatuuritingimused sõltuvad samuti rõhust, sest õhumasside soojenemine ja jahenemine toimub näiteks antitsüklonites teisiti kui tsüklonaalsetes süsteemides; kui temperatuuride erinevused Maal on nagu õhumasside ümberpaigutumise hoovaks, siis viimaste liikumisega kaasneb soojuse ja külma ümberjaotumine, mis vähendab maastikulise sfääri eri osade soojuslikke kontraste.

Et troposfäär paikneb Päikeselt erineval hulgal soojust saavate piirkondade ja erineva iseloomuga aluspindade (meri, jää, taimkatteta pinnas, mets jne.) kohal ning mitmesugusel kõrgusel merest või maismaast, siis ei saa ta olla füüsikaliselt ühtlane. Tema üksikud osad peavad üksteisest erinema (ja tegelikult erinevadki) temperatuuri, tiheduse ja veeauruga ning kõrvaliste lisanditega küllastatuse astme poolest. Sel alusel võib troposfääri jagada õhumassideks, kusjuures iga mass omaette on enam-vähem ühtlane, kuid erineb naabermassidest oluliselt rea omaduste ja iseärasuste poolest. Õhumassid on pidevas liikumises ja muudavad oma esialgseid omadusi, s. t. tekivad ja kaovad pidevalt kui teatavad kvalitatiivselt määratud füüsikalised ja geograafilised moodustised. Koos sellega on troposfääri õhumassideks jaotamise vajadusest kerge teha järeldust, kuivõrd on ühtse tervikuna vaadeldav troposfäär küllastatud vastassuunalistest tendentsidest. Need sisemised vastuolud koos maastikulise sfääri elu ja arenemist juhtivate üldiste protsessidega on troposfääri elu (liikumise) ja arenemise stiimuliks.

Atmosfääri üldise tsirkulatsiooni kõige tähtsamateks ja geneetiliselt vastastikku seotud vormideks on passaadid, keskmiste laiuste tsüklonid ja antitsüklonid ning mussoonid.

Kirjandust

Берг Л. С., Основы климатологии, 1938 (ptk. II ja III).

Воейков А. И., Атмосферная циркуляция, распределение атмосферного давления, ветров и осадков по поверхности земного шара, Изб. соч., т. II, 1949.

Куниц А. В., Синоптическая метеорология, 1947 (ptk. I ja III—VI).

Погосян Х. П., Циркуляция атмосферы, 1952.

Тверской П. Н. (ред.), Курс метеорологии, 1951.

Хромов С. П., Основы синоптической метеорологии, 1948.

Хромов С. П., Муссон как географическая реальность, «Известия Геогр. о-ва», 1950, вып. 3.

VII peatükk

ATMOSFÄÄRI NIISKUSE REŽIIM JA JAOTUS MAASTIKULISES SFÄÄRIS

Vee osa maakera elus ja tema laialdane levik on üldiselt teada. Vesi täidab ookeane, jõgesid, järvi ja tiike, temast moodustuvad liustikud, lumikate ja merejää, ta imbub teatava sügavuseni pinnasesse ja kivimitesse, moodustab maa-aluseid veekogusid, on iga organismi lahutamatuks koostisosaks ja kuulub tingimata ka õhu koostisse. Vesi liigub looduses pidevalt, minnes üle ühest olekust teise ning teostades suuri ja väikesi ringeid.

50. Õhuniiskus. Protsessiks, mis rikastab atmosfääri veeauruga, on vee aurumine ookeanide ja teiste veekogude pinnalt, jäält, lumelt, mullalt, taimkattelt jne.

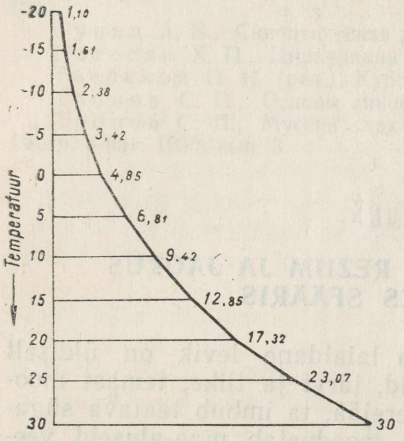
Veeauru põhimass paikneb atmosfääri alumises, 2—3 km paksuses kihis. Tema sisaldus õhus kõigub olenevalt aluspinnalähedase õhukihi temperatuurist 4 ja 0,01 mahuprotsendi vahel. On arvutatud, et kogu maakera atmosfäär sisaldab keskmiselt 12 300 km^3 vett.

Õhuniiskuse kõige tähtsamateks, kuigi mitte ainukesteks karakteristikuteks on absoluutne niiskus ja relatiivne niiskus.[1]

Mida kõrgem on õhu temperatuur, seda suurem hulk veeauru kulub tema küllastamiseks (joon. 40). Ka veeauru absoluutne sisaldus õhus suureneb temperatuuri tõusmisel, sest vee aurumine intensiivistub, s. o. atmosfääri satub rohkem veeauru. Õhu temperatuuri ja relatiivse niiskuse vaheline seos on pöördvõrdeline, sest ühe ja sama absoluutse niiskuse puhul õhu relatiivne niiskus tavaliselt väheneb temperatuuri tõusmisel ja suureneb temperatuuri langemisel.

[1] Meenutame, et absoluutne niiskus, s. o. antud hetkel õhus leiduva veeauru tegelik hulk, väljendub veeauru grammides õhu ruumalaühiku (1 m^3) kohta või rõhuühikutes (elavhõbedasamba millimeetrites või millibaarides), mis tasakaalustavad antud auruhulga rõhu. Relatiivne niiskus, s. o. veeauruga küllastatuse aste, väljendub (protsentides) õhus tegelikult leiduva auru rõhu suhtega sellise auruhulga rõhusse, mis on vajalik õhu küllastamiseks samas ruumalas ja samal temperatuuril.

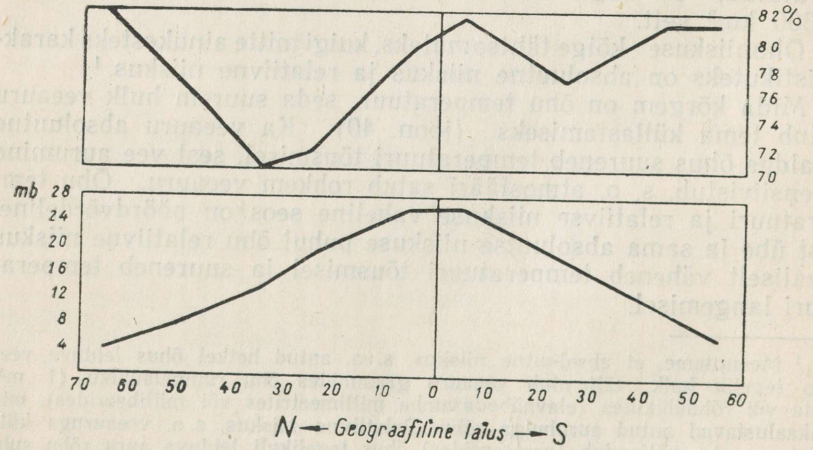
Peale temperatuuri, mis määrab õhu niiskusemahtuvuse ja aurumise intensiivsuse, avaldavad õhuniiskuse geograafilisele jaotusele mõju atmosfääri sattuva niiskuse allikaks oleva aluspinna iseloom ja atmosfääri tsirkulatsiooni iseärasused, millest sõltub niiskuse ümberpaigutumine ja õhu veeauruga küllastatuse astme muutumine.



Joon. 40. Veeauru hulk (g/m³), mis küllastab õhku mitmesugustel temperatuuridel.

Tuginedes temperatuuri jaotuse seaduspärasustele Maal, tuleb oletada, et absoluutse niiskuse aasta keskmiste näitajate kõver on kujult sarnane aasta keskmiste temperatuuride kõveraga. Jooniselt 41 (alumine graafik) on tõepoolest näha, et absoluutne niiskus on suurim palavvöötmes ja väheneb polaaralade suunas.

Relatiivse niiskuse jaotus on mõnevõrra keerukam (joon. 41, ülemine graafik). Polaaraladel on relatiivne niiskus suur madalate temperatuuride tõttu, ekvatoriaalsetel aladel aga on tema kõrged näitajad tingitud suurest absoluutsest niiskusest; subtroopikale on iseloomulik kõige väiksem relatiivne niiskus, mis on tihedas seoses kõrgendatud rõhuga nendes laiustes ning laskuvate õhuvoolude ja



Joon. 41. Relatiivse niiskuse (ülemine graafik) ja absoluutse niiskuse (alumine graafik) aasta keskmiste väärtuste jaotus laiusvöötmete kaupa.

passaatide valitsemisega. Laskuv õhk soojeneb adiabaatiliselt ning passaadid kannavad õhku külmematelt aladelt soojematele — järelikult eemaldub õhk mõlemal juhul küllastusseisundist.

Õhuniiskuse kõikumised ajas on samuti seaduspärased nagu kõikumised ruumiski. Absoluutse niiskuse aastases käigus esineb maksimum kõige soojemal ja miinimum kõige külmemal kuul, sest vastavalt temperatuuri muutumisele muutub ka vee aurumine. Relatiivse niiskuse aastane käik on üldiselt vastupidine: maksimum esineb külmal, miinimum soojal aastaajal. Mõnedel mussoonkliimaga aladel näiteks on aga relatiivne niiskus talvel täiesti arusaadavatel põhjustel väiksem kui suvel. See tõsiasi kriipsutab veel kord alla atmosfääri liikumise mõju mitte ainult soojuse, vaid ka niiskuse jaotusele: igal antud hetkel on õhuniiskus (absoluutne ja relatiivne) oluliselt sõltuv sellest, missugused õhumassid paiknevad maastikulise sfääri vaadeldava osa kohal. Pika perioodi keskmises läbilõikes ilmnevad aga kirjeldatud üldised seaduspärasused.

51. Veeauru kondenseerumise tingimused. Õhu küllastumine veeauruga (mis on kondensatsiooni- ja sublimatsiooniprotsesside paratamatu eeldus) on looduses peaaegu eranditult seotud õhu temperatuuri langemisega. Järelikult võib veeauru kondenseerumine toimuda järgmistes tingimustes: õhu kokkupuutumisel külma aluspinnaga, õhu jahtumisel kiirgamise teel, erineva temperatuuriga õhumasside segunemisel, õhu tõusmisega seotud ruumala suurenemisel (adiabaatiline jahtumine). Viimane võimalus on kõige efektiivsem: veeauru kondenseerumisel ja sublimeerumisel (kristalliseerumisel), järelikult ka sademete moodustumisel etendavad juhtivat osa õhu tõusuliikumised, millega kaasneb adiabaatiline jahtumine, mis viibki õhumassi algul küllastus-, hiljem aga ületküllastusseisundisse.

Tsüklonites on veeauru kondenseerumise seisukohalt kõige tähtsamad õhu tõusuliikumised mööda sooja frondi pinda ja külma frondi kiilu ees. Võimsad tõusuliikumised tekivad juhul, kui maapind muutub soojemaks tema kohal asuvatest õhukihtidest või kui naaberalad (mets ja stepp, järv ja niit jne.) soojenevad erinevalt, mis põhjustab temperatuuride ebaühtlast jaotust horisontaalsuunas. Õhu vertikaalne ümberpaigutumine toimub suurtes mastaapides ka seal, kus kohtuvad erinevad õhuvoolud. Lõpuks põhjustavad õhu tõusmist mäestikud, milledest õhuvool peab üle valguma.

52. Pilvisuse osa maastikulises sfääris. Veeauru kondenseerumise ja kristalliseerumise tagajärjel tekivad udud ja pilved.

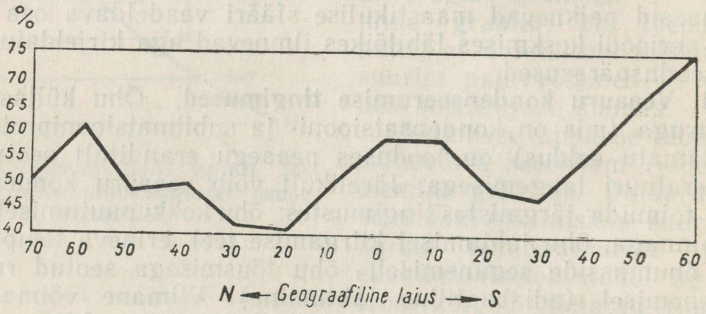
Pilvisuse keskmine jaotus (taeva kaetus pilvedega protsentides aasta kestel) on esitatud joonisel 42. Pilvisuse miinimum esineb piirkondades, kus valitsevad laskuvad õhuvoolud või õhu liikumine külmematelt aladelt soojematele (passaadid). Pilvisuse maksimum esineb piirkondades, kus valitsevad tõusvad õhuvoo-

lud (ekvaator) ja õhumasside liikumine soojematelt aladelt külmematele.

Seega võib Maal (aasta keskmises läbilõikes) täheldada järgmisi pilvisuse vööndeid:

1. Suure pilvisuse vöönd ekvaatoril (pilvisus 55—60%).
2. Kaks vööndit 20. ja 30. paralleeli vahel, kus keskmine pilvisus on 40—45%, kõrbete kohal isegi ainult 20%.
3. Kaks suure pilvisuse vööndit (65—70%) keskmistes ja suurtes laiustes.

Esitatud materjal võimaldab teha järelduse, et pilvisuse jaotus on põhiliselt tingitud temperatuuri jaotusest, sest temperatuur juhib nii aurumise ja kondenseerumise protsesse kui ka õhumasside liikumist. Seejuures, olles põhjustatud temperatuuritingimustest, avaldab pilvisuse jaotus omakorda tugevat mõju



Joon. 42. Pilvisuse keskmine jaotus laiusvöötmete kaupa.

maastikulise sfääri üksikute osade temperatuurirežiimile. Nii on aasta keskmine temperatuur Sahaaras (20° p.-l.) kõrgem kui ekvatoriaalses Aafrikas, sest pilvisus on Sahaaras 24%, ekvaatoril 55%.

Pilvede tõttu saab Maa vähem päikeseenergiat, kuid kaotab ka vähem soojust. Pilvisuse keskmine suurus kogu Maa kohta on 54%, Maa keskmine temperatuur aga on umbes 15°C. Kui keskmine pilvisus oleks 40 või 60%, siis oleks Maa keskmine temperatuur vastavalt 23 või 6° C.[2] Seejuures pole tähtis mitte ainult pilvisuse keskmine väärtus. Ühe ja sama keskmise väärtuse võivad anda väga mitmesugused kombinatsioonid: pilvisuse täiesti ühtlane jaotus kõikides laiustes, pilvede konstsentreeritus väikestes laiustes ning puudumine suurtes laiustes või pilvede kontsentreeritus suurtes laiustes ning puudumine väikestes laiustes. Ilmneb, et pilvede kontsentreerituse puhul suurtes laiustes oleks Maa temperatuur kõrgem (kogu Maa sama keskmise pilvisuse korral)

[2] Brooks, Climate Through the Ages, 1926, p. 140.

kui nende kontsentreerituse puhul väikestes laiustes. See seletub sellega, et atmosfääri piirile langeb ekvaatori kohal peaaegu kaks korda rohkem päikesekiirgust kui polaarjoonel, järelikult peegeldaksid pilved ekvaatori kohal kaks korda rohkem soojust kui 66. paralleelil.

Siit järeldub samuti, et temperatuurile mõjub ka pilvisuse jaotus aastaaegade kaupa. Piirkonnas, kus pilvisus on talvel suur, suvel aga väike, on aasta keskmine temperatuur kõrgem kui samal laiusel asuvas teises piirkonnas, kus pilvisuse jaotus aastaaegade kaupa on vastupidine.

53. Sademed. Lumi ja vihm kuuluvad nende sademevormide hulka, millel on maastikulise sfääri elus suurim tähtsus. Nad võivad langeda laussademete kujul (kestev peen vihm või kestev lumesadu), udusademete kujul (ülipeened, peaaegu nähtamatud veepiisakesed või ülipeened jäänõelad) või hoogsademete kujul (jäme tugev vihm või suurte lumeräitsakate sadu).

Olenevalt tingimustest, milles toimub veeauru kondenseerumine, eristatakse järgmisi sademeliike: orograafilised sademed, mis tekivad õhu tõusmisel mööda mäenõlvu; konvektsioonilised sademed, mis tekivad maapinna või veekogude soojenemise tagajärjel kujunenud võimsates tõusvates õhuvooludes; frontaalsed sademed, mis tekivad siis, kui soe õhk tõuseb külma õhu kiilu kohal.

54. Sademete jaotust mõjutavad tingimused. Sademed kuuluvad nende meteoroloogiliste elementide hulka, mis sõltuvad tugevasti tervest reast maastiku kohalikest iseärasustest. Püüame siiski vaadelda, missugused tingimused mõjutavad nende jaotust.

Esmajärjekorras tuleb märkida õhu temperatuuri tähtsust. Temperatuur langeb ekvaatorilt pooluste suunas, järelikult väheneb samas suunas nii vee aurumise intensiivsus kui ka õhu niiskusemahtuvus. Külmadel aladel on aurumine väike, samuti pole külm õhk võimeline siduma palju veeauru. Järelikult ei saa temast ka veeauru kondenseerumisel eralduda suurt hulka sademeid. Soojadel aladel viib tugev aurumine ja õhu suur niiskusemahtuvus veeauru kondenseerumise korral rohkete sademete tekkimisele. Seega peab Maal paratamatult ilmnema seaduspärasus, mis seisab selles, et soojadel aladel on sademeid eriti palju, külmadel aga vähe. Tegelikkuses see seaduspärasus ka ilmneb, kuid teda komplitseerib, nagu teisigi nähtusi looduses, kohati aga kustutab hoopis terve rida tegureid, milledeks on eelkõige atmosfääri tsirkulatsioon, maismaa ja mere jaotuse iseloom, reljeef, kõrgus merepinnast ja merehoovused.

Teades veeauru kondenseerumiseks vajalikke tingimusi, võib ette aimata, missugusel viisil atmosfääri tsirkulatsioon mõjutab sademete jaotust. Et õhk on niiskuse kandja, tema liikumine aga hõlmab Maal tohutuid territooriume, siis viib see paratamatult temperatuuri jaotusest põhjustatud sademete hulga erinevuste ühtlustumisele. Aladel, kus õhk tõuseb (ekvaatori kohal, tsükloni-

tes, mäeahelike tuulepealsetel nõlvadel), kujunevad soodsad tingimused sademete tekkeks ning kõik ülejäänud tegurid omandavad teisejärgulise tähtsuse. Nendes paikades aga, kus valitseb õhu laskumine (subtroopilistes maksimumides, üldse antitsüklonites, passaatide alal, mäeahelike tuulealustel nõlvadel jne.), on sademeid tunduvalt vähem.

Laialdaselt on levinud seisukoht, et sademete hulga vaadeldavas paikkonnas määrab oluliselt selle paikkonna lähedus merele või kaugus merest. Tegelikult on aga teada palju juhtumeid, kus ookeanide rannikutel paiknevad väga kuivad alad ja vastupidi — merest eemal, maa siseosades (näiteks Andide idanõlval ja Amasoonase ülemjooksul) langeb tohutul hulgal sademeid. Asi pole siin mitte niivõrd kauguses merest kui atmosfääri tsirkulatsiooni ja maapinna ehituse iseloomus, s. o. niiskust kandvate õhumasside liikumist takistavate mäeahelike puudumises või olemasolus. Indias liiguvad õhumassid edelamussooni korral Thari kõrbe kohal, niisutamata teda vihmaga, sest tasandikuline reljeef ei takista õhu liikumist, kuum kõrb aga avaldab õhumassidele pigemini kuivendavat mõju. Lääne-Gatide tuulepealsele nõlvale, rääkimata juba Himaalaja lõunanõlvast, jätab sama mussoon tohutul hulgal niiskust.

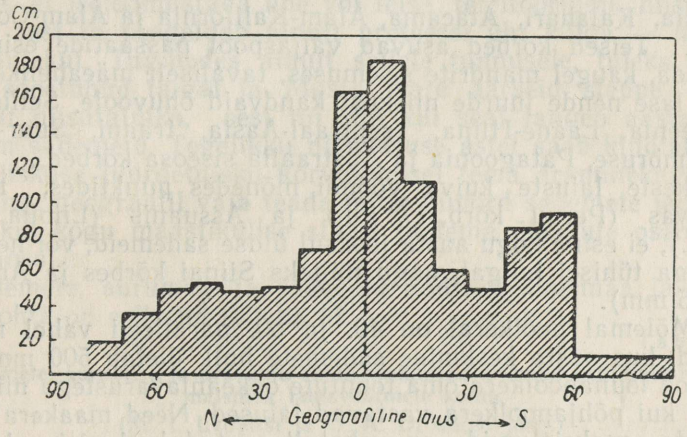
Vajadus eristada orograafilisi sademeid omaette sademeliigina on kinnituseks, et maapinna ehituse mõju sademete jaotusele on erakordselt suur, kuigi antud juhul nagu kõigil teistelgi juhtudel pole tähtis mitte ainult reljeef ise kui mehaaniline takistus, vaid ka tema koosmõju absoluutse kõrguse ja atmosfääri tsirkulatsiooniga (vt. ptk. XIX).

Soojade merehoovuste tungimine suurtesse laiustesse soodustab sademete tekkimist seetõttu, et soojade hoovustega on seotud atmosfääri tsüklonaalne tsirkulatsioon. Külmad hoovused avaldavad vastupidist mõju, sest nende kohal areneb tavaliselt kõrge rõhk.

On arusaadav, et ükski loetletud teguritest ei mõjuta sademete jaotust sõltumatult teistest. Sademete tekkimine oleneb igal konkreetsel juhul nii üldiste kui ka kohalike tegurite keerukast ja mõnikord vastandlikust koosmõjust. Kui aga üksikasjad kõrvale jätta, tuleb peamisteks teguriteks, mis määravad sademete jaotuse maastikulises sfääris, lugeda siiski temperatuur, atmosfääri üldine tsirkulatsioon ja reljeef.

55. Sademete geograafiline jaotus. Sademete aastasummade jaotuse diagrammilt (joon. 43), mis on koostatud O. A. Drozdovi andmete alusel, ilmneb eelkõige sademete vähenemise tendents ekvaatorilt pooluste suunas. Pole kahtlust, et see tendents on temperatuuriteguri peegeldus. Teiseks võimaldab diagramm eristada seaduspäraselt vahelduvaid suure ja väikese sademete hulgaga vööndeid. See tsonaalsus on atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tagajärg. Graafiku ja sademete kaardi analüüs viib järgmistele järeldustele:

1. Esineb niiske troopiline vöönd, mis paikneb umbes 20° p.-l. ja 20° l.-l. vahel; selles vööndis langeb aasta kestel peaaegu kõikjal üle 750—1000 mm sademeid. Vööndi eri osades on sademete hulk üsna varieeruv, kuid rikkalike sademetega alad on seal tugevas ülekaalus. Eriti palju (üle 2000 mm) on sademeid Kesk-Ameerikas, Amasoonase jõgikonna ülaosas, Libeerias ja Malai arhipelaagi saartel. Sademete küllus nendel aladel on seotud aluspinna tugeva kuumenemisega, mis põhjustab võimsate tõusvate õhuvoolude esinemist, millega kaasneb õhu jahtumine ja veeauru kondenseerumine.



Joon. 43. Sademete jaotus maismaal laiusvöötmete kaupa.

Soodsate reljeefitingimuste ja vastavasuunaliste niiskete õhuvoolude korral viib nende tegurite koosmõju erakordselt rohkete sademete tekkimisele. San Juan del Sur'is (Nikaraagua, 11° p.-l.) langeb aastas 6588 mm, Anoris (Kesk-Kolumbia, 7° p.-l.) 7139 mm, Debundžas (Kameruni mäe läänenõlv Aafrikas, 4° p.-l.) 10 470 mm, Vaialeales (Kauai saar Havai saarestikus, 22° p.-l.) 12 090 mm ja Tšerrapundžis (Assam, 25° p.-l.) 12 665 mm sademeid.[3]

2. Jooniselt 43 on näha, et kummagi poolkera 20. ja 40. paralleeli vahel paikneb väikeste laiuste kuiv vöönd. Nende vööndite olemasolu on tingitud laskuvate õhuvoolude valitsemisest. Eriti sademetevaesed on mandrite lääneranniku, mida uhuvad külmad merehoovused.

Kaarti vaadeldes näeme, et kuivade alade esinemine ei piirdu rangelt 20. ja 40. paralleeli vahelise vöötmega. Nende täpsemad piirid on (Köppeni andmeil) järgmised:

[3] 1861. aastal oli siin sademeid 20 447 mm, 1856. aastal aga 22 987 mm (suurim aastane sademete hulk, mida Maal on kunagi täheldatud)

	Läänerannik	Mandrite siseosad
Vana Maailm	18—30° p.-l.	16—53° p.-l.
Põhja-Ameerika	25—33° p.-l.	30—44° p.-l.
Lõuna-Ameerika	5—32° l.-l.	17—50° l.-l.
Lõuna-Aafrika	17—32° l.-l.	18—34° l.-l.
Austraalia	20—27° l.-l.	20—32° l.-l.

Nende kuivade alade genees on veebilansi juurdetuleva osa suhtes kahesugune. Mõnede kõrbete esinemine on seotud nende poolt hõlmatava territooriumi paiknemisega passaatide arenemise vööndis. Passaatkõrbete hulka kuuluvad Sahaara, Araabia, Mesopotaamia, Kalahari, Atacama, Alam-Kalifornia ja Alam-Colorado kõrbed. Teised kõrbed asuvad väljaspool passaatide esinemise piirkonda, kaugel mandrite sisemuses, tavaliselt mäeahelike taga, mis ei lase nende juurde niiskust kandvaid õhuvoole. Sellised on Turkmeenia, Lääne-Hiina, Tsentraal-Aasia, Iraani, Suur-Soolajärve ümbruse, Patagoonia ja Austraalia siseosa kõrbed.

Väikeste laiuste kuiva vööndi mõnedes punktides, näiteks La Joyas (Peruu kõrb, 17° l.-l.) ja Assuanis (Liibüa kõrb, 24° p.-l.), ei esine kogu aasta jooksul üldse sademeid, või neid esineb väga tühisel hulgal, nagu näiteks Siinai kõrbes ja Araabias (10—15 mm).

3. Mõlemal poolkeral on 40. ja 60. paralleeli vahel niisked vööndid, kus aasta keskmine sademete hulk ületab 500 mm; seejuures on lõunapoolkera oma tohutute ookeaniavarustega niiskuserikkam kui põhjapoolkera vastavad laiused. Need maakera teised sademete maksimumid on vahetult seotud keskmistes laiustes toimuva tsüklonaalse tegevusega. Peale selle on troposfääris valitseva lääne-ida suunalise õhuvoolu tõttu mandrite läänerannikud neis vööndeis tunduvalt sademeterikkamad kui idarannikud. Seda soodustab asjaolu, et piki läänerannikuid, risti niisketele õhuvooludele, paiknevad mäeahelikud, mis etendavad niiskuse kondenseerijate osa.

Tšiili läänerannikul langeb 42° ja 54° l.-l. vahel aastas 3000—5000 mm sademeid. Erakordselt sademeterikas on näiteks Kanada ja Alaska Vaikse ookeani rannik ning Uus-Meremaa läänerannik. Euroopas on kõige sademeterikkamaks kohaks Črkvice (Aadria mere rannikul, 42°32′ p.-l.), kus sademeid langeb aastas 4620 mm, NSV Liidus aga Batumi ümbrus, kus sademeid on aastas ligikaudu 2500 mm.

4. Põhja- ja lõunapoolkera külmad alad moodustavad kaks suurte laiuste «kuiva»[4] piirkonda, kus (üksikud rajoonid välja arvatud) sademeid on alla 250 mm aastas. Sademete väike hulk on siin põhjustatud madalast temperatuurist. Rohkem saavad sademeid ainult need rajoonid, mis asuvad polaarmaadele tungivate

[4] Seda terminit tuleb mõista ainult kui sademete aastase hulga iseloomustajat (sest polaarmaad pole geograafilises mõttes kuivad).

tsüklonite teel või millede rannikuid uhuvad soojad hoovused (Island, Gröönimaa lõunaosa).

56. Maastikulise sfääri niiskusbilanss. Sademed moodustavad maakera pinna niiskusbilansi juurdetuleva osa; maapinnale langevad sademed on maapinna ainukeseks niiskusega varustajaks. Niiskuse äramineku viise aga on palju, sest osa maapinnale langenud sademeist aurub, osa imbub pinnasesse, osa voolab jõgedesse või teistesse veekogudesse, kust hiljem aurub või voolab meredesse ja ookeanidesse.

On ilmne, et sademete jaotuse pilt, mida vaatlesime, pole küllaldane, et iseloomustada ühe või teise territooriumi niisutatuse astet, sest ta peegeldab ainult protsessi üht külge — niiskuse juurdetulekut. Tuginedes ainult sellele tunnusele, tuleks Lääne-Siberi soostunud taigat ja Musta mere äärseid steppe lugeda võrdselt niisutatuiks, sest nii siin kui seal langeb aastas kuni 400 mm sademeid. Tegelikku niisutatuse astet saab kindlaks teha vaid niiskuse juurdetuleku kõrvutamisel tema äraminekuga. Seetõttu ongi geograafil vaja teada mitte niivõrd sademete jaotust ja hulka kui kogu maastikulise sfääri ja tema üksikute osade niiskusbilanssi.

Sademete, aurumise ja äravoolu andmed maismaa laiusvöötmete kohta on esitatud tabelis 11.

Tabel 11

Sademete, aurumise ja äravoolu aasta keskmised andmed (millimeetrites) maismaa laiusvöötmete kohta

(M. I. Lvovitši ja O. A. Drozdovi järgi)

	Laiusvöötmed	Sademed	Aurumine	Äravool
Põhjapoolkera	80—70	194	38	156
	70—60	340	100	240
	60—50	510	230	280
	50—40	561	371	190
	40—30	501	413	88
	30—20	513	370	143
	20—10	763	569	194
	10—0	1677	1112	565
Lõunapoolkera	0—10	1872	1143	729
	10—20	1110	840	270
	20—30	607	464	143
	30—40	564	430	134
	40—50	868	438	430
	50—60	976	198	778
	60—90	100	20	80

Niiskusbilansi üldine pilt Maal (nii maismaa kui mere jaoks) on M. I. Lvovitši ja M. I. Budõko arvutuste kohaselt järgmine:

	Ookeanid
Sademed	412 000 km³ (ehk 1140 mm paksune kiht)
Jõgede vool	36 000 „ („ 100 „ „ „)
Aurumine	448 000 „ („ 1240 „ „ „)

Maismaa (äravooluga ookean.)

Sademed	99 000 km³	(ehk 850 mm paksune kiht)
Jõgede vool	36 000 „	(„ 310 „ „ „)
Aurumine	63 000 „	(„ 540 „ „ „)

Maismaa (äravooluta ookeani)

Sademed	8 000 km³
Aurumine	8 000 „

Tabel annab eelkõige tunnistust niiskuseringe erakordsest intensiivsusest maakeral: et saaks tekkida aastane sademete hulk (519 000 km³), peab atmosfääri niiskus (kui lugeda atmosfääri keskmiseks niiskusesisalduseks 12 300 km³) vahetuma 42 korda aastas.

Tabelis toodud andmetest on samuti näha, et ookeani pinnalt aurub niiskust rohkem, kui seda temasse sademete näol tagasi pöördub. Erinevuse, mis moodustab 36 000 km³, kompenseerib juurdevool maismaalt. Selleks, et endast «läbi lasta» Maailmamere veehulgaga võrdset veehulka (1370 milj. km³), kuluks maakera jõgedel 38 000 aastat.

Maismaale, vastupidi, langeb sademete näol rohkem niiskust, kui teda sealt aurub. Ülejääk voolab ookeani.

Selline on niiskuse režiimi üldine iseloom Maal, väljendatuna keskmiste suuruste kaudu. Kui aga vaadelda maastikulise sfääri osade niiskusbilanssi konkreetsetel ajavahemikel, siis ilmnevad muidugi järsud kõrvalekaldumised sellest skeemist. Pideva ja küllaldase niisutatusega alade kõrval esinevad Maal negatiivse niiskusbilansiga alad. Teiste sõnadega: maastikulise sfääri eri osade niisutatus on vägagi ebaühtlane.

Niisutatuse iseloomustamiseks geograafilistel eesmärkidel on aurumise asemel, s. o. selle tegeliku niiskusehulga asemel, mis aurub antud konkreetselt aluspinnalt, otstarbekam kasutada auruvust, s. t. niiskuse hulka, mis võib auruda veepinnalt antud kliimatingimustes. Otstarbekus seisab siin selles, et auruvus on näitlikum suurus ja on kergesti võrreldav, sest ta on üle kantud ühtlase aluspinna tingimustele (mageda vee pinnale), samal ajal kui erinevate pindade (põld, niit, mets, kõrb jne.) puhul on ka aurumine erinev; peale selle ei anna aurumine õiget pilti nende maade kuivusest, mis üldse kannatavad niiskusepuuduse all. Kõrbetes näiteks võib reaalselt auruva niiskuse hulk olla suhteliselt väike, kusjuures see pole nii mitte seetõttu, et antud kliimatingimustes teda rohkem auruda ei võiks, vaid seetõttu, et aurumiseks ei jätku materjali: auruda võiks rohkem, aga vett ei ole.

N. N. Ivanov, kes tegeleb spetsiaalselt territooriumide niisutatuse küsimustega, esitas hiljuti auruvuse jaoks uue valemi, mida on kontrollitud paljude järvede veebilansi, samuti ka auruvuse aastase käigu alusel.

Selle valemi järgi

$$E = 0{,}0018\ (25 + t)^2\ (100 - a),$$

kus E on auruvus kuus, t — kuu keskmine temperatuur, a — relatiivne niiskus protsentides Augusti psühromeetri järgi (sest Augusti psühromeeter annab relatiivse niiskuse juba tuule, õhurõhu jne. arvestusega). Kogu aastase auruvuse leidmiseks tuleb arvutada E iga kuu kohta eraldi ja seejärel liita saadud 12 arvu.[5]

Teataval perioodil langevate sademete hulga (R) suhet auruvuse väärtusse samal perioodil (E) nimetatakse vastava perioodi niisutatuse koefitsiendiks (k), s. o.

$$k = \frac{R}{E}.$$

N. N. Ivanov arvutas aastased niisutatuse koefitsendid erinevate geograafiliste tsoonide jaoks. Kasutades neid, võib maastikulise sfääri jaotada niisutatuse astme alusel järgmiselt:

1. Niisked alad, kus aastane $k = 1{,}50$ ja rohkem; troopilised ja subtroopilised igihaljad metsad; parasvöötme niisked metsad; niiske tundra.

2. Küllaldase niisutatusega alad, kus aastane k kõigub 1,49 ja 1,00 vahel; troopilised heitlehised metsad; parasvöötme okas- ja lehtmetsad; keskmiselt niisutatud tundra.

3. Mõõduka niisutatusega alad, aastane k 0,99 kuni 0,60; troopikas savannid, ljaanod, kserofüütsed (kuivalembesed) metsad ja põõsastikud; subtroopikas makjad, nahkjaslehised metsad; parasvöötmes metsastepid, osalt preeriad, pampad; nõrgalt niisutatud tundra.

4. Vähese niisutatusega alad, aastane k 0,59 kuni 0,30; troopikas kuivsavannid ja kserofüütsed põõsastikud; subtroopikas makjad, stepid ja kuivad niidud; parasvöötmes stepid, preeriad, pampad.

5. Niiskusevaesed alad, aastane k 0,29 kuni 0,13; siia kuuluvad poolkõrbed ja kserofüütsed astelpõõsastikud.

6. Kuivad alad ehk kõrbed, aastane k 0,12 kuni 0,00.

Seega kuuluvad kaks esimest tüüpi maakera nende piirkondade hulka, kus sademete hulk on auruvusest suurem, ülejäänud tüübid hõlmavad aga piirkondi, mida iseloomustab auruvuse ülekaal sademete hulga suhtes. Need alljaotused on järelikult käesoleva paragrahvi algul toodud maakera niiskusbilansi summaarse arvulise pildi vajalikuks täpsustuseks (ja detailiseerimiseks esimeses lähenduses).

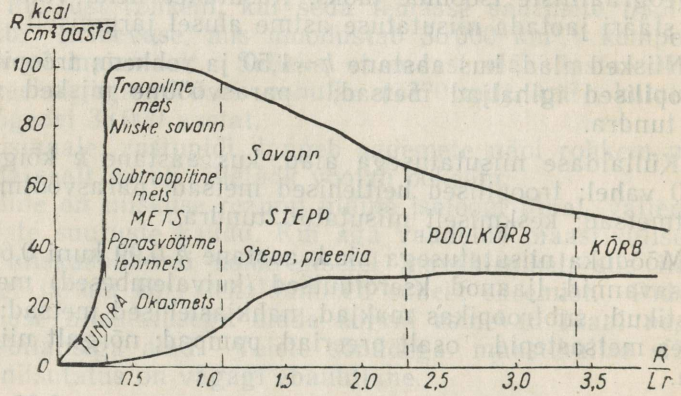
---

[5] Valemi võib anda ka kujul $E = 18{,}4\,D$, kus D on küllastusvajak (millimeetrites). Vt. Н. Н. Иванов, Об определении величины испаряемости, «Известия Геогр. о-ва», 1954, вып. 2.

M. I. Budõko avaldas aluspinna soojus- ja niiskusbilansi suhte kuivuse indeksi $\frac{R}{Lr}$ kujul, kus R on aastane kiirgusbilanss[6], L — latentne aurustumissoojus, r — sademete summa. Joon, mis on tõmmatud läbi kõikide nende punktide, kus indeks on 0,35, vastab tundra lõunapiirile; indeksite 0,35 ja 1,1 vahel levivad metsad, 1,1 ja 2,3 vahel stepid, 2,3 ja 3,4 vahel poolkõrbed. Piirkonnad, kus indeks $>$ 3,4, on kõrbelised.

Nagu nähtub jooniselt 44, on ühtlasi suur tähtsus ka R absoluutsel väärtusel. Nii esinevad kuivuse indeksi samas intervallis, näiteks 0,35—1,1, olenevalt R väärtusest metsamaastike mitmesugused variandid parasvõötme okasmetsadest niiskete troopiliste metsadeni. M. I. Budõko indeksi puuduseks on see, et ta määrab auruvuse ainult kui kiirgusbilansi funktsiooni, samal ajal kui konkreetsetes geograafilistes tingimustes sõltub auruvus veel ka teistest klimaatilistest teguritest (näiteks atmosfääri tsirkulatsioonist).

Seetõttu on parem kasutada N. N. Ivanovi koefitsienti, mis peegeldab niiskuse aurumise protsesside geograafilisi tingimusi hoopis objektiivsemalt ja täielikumalt.



Joon. 44.

57. **Kokkuvõte.** Uurides absoluutse ja relatiivse niiskuse, pilvisuse ja sademete geograafilist jaotust, näeme:

1) absoluutne niiskus on suurim Maa palavvõötmes ja väheneb polaaralade suunas;

2) relatiivse niiskuse alusel võib eristada polaarseid ja ekvatoriaalseid suure niiskuse vööndeid ning subtroopilisi väikese niiskuse vööndeid;

3) pilvisuse jaotus on samuti tsonaalne, sest aasta keskmises läbilõikes võib eristada suure pilvisuse vööndit ekvaatori kohal (pilvisus 55—60%), kaht väiksema pilvisuse vööndit (40—45%) 20. ja 30. paralleeli vahel ning kaht suure pilvisuse vööndit (65—70%) keskmistes ja suurtes laiustes;

4) ka sademete jaotus on tsonaalne: eristatakse niisket troopilist vööndit, kaht väikeste laiuste kuiva vööndit, kaht keskmiste laiuste niisket vööndit ja kaht suurte laiuste kuiva piirkonda.

See tsonaalne jaotus avab seose niiskuse, pilvisuse ja sademete vahel ning näitab ühtlasi ka seda, et need nähtused nii eraldi kui ka koos võetuna on sõltuvuses temperatuuri ja atmosfääri tsirkulatsiooni tsonaalsusest. Seega

[6] $R = (Q+q)\,(1-A)-E$, kus Q — otsene kiirgus, q — hajus kiirgus, A — aluspinna albeedo, E — aluspinna efektiivne kiirgus.

pole maastikulise sfääri ühtsuses ja terviklikkuses ühtki lünka; vastupidi: uus faktiline materjal kinnitab üha enam ja enam tema üksikute külgede ja nähtuste vahelise vastastikuse põhjusliku seose olemasolu.

Maastikulise sfääri niisutatuse astet iseloomustab niiskusbilanss (sademed = aurumine + äravool).

Kasutades niisutatuse koefitsienti, s. t. sademete hulga suhet auruvuse suurusse samal perioodil, on võimalik maastikulises sfääris eristada positiivse ja negatiivse niiskusbilansiga — niiskeid ja kuivi — alasid. Seejuures selgub, et niisutatuse koefitsiendi jaotusele on iseloomulikud samasugused tsonaalsuse jooned nagu paljude teistegi nähtuste jaotusele maastikulises sfääris.

Kirjandust

Берг Л. С., Основы климатологии, 1938 (ptk. II).

Будыко М. И., О закономерностях поверхностного физико-географического процесса, «Метеорология и гидрология», 1948, № 4.

Будыко М. И., Климатические факторы внешнего физико-географического процесса, «Труды ГГО», 1950, вып. 19.

Иванов Н. Н., Ландшафтно-климатические зоны земного шара, «Записки Геогр. о-ва», новая серия, т. I, 1948.

Львович М. И., Элементы водного режима рек земного шара, 1945.

Шишкин Н. С., Облака, осадки и грозовое электричество, 1954.

VIII peatükk

MEREHOOVUSED KLIIMAT KUJUNDAVA TEGURINA

Eelmistes peatükkides vaatlesime mõningaid maakera kliimat kujundavaid geograafilisi protsesse (soojusrežiim, atmosfääri tsirkulatsioon, niiskusrežiim). Kliima käsitlus jääks aga puudulikuks, kui jätaksime vaatlemata merehoovused. Merehoovuste käsitlemine raamatu käesolevas osas on õigustatud järgmistel põhjustel: 1) merehoovuste ja eespool analüüsitud tegurite (temperatuur, sademed, tuuled) vahel valitseb geneetiline seos, 2) hoovused avaldavad suurt mõju kliima kujunemisele.

58. Merehoovuste teke. Maailmameri on nagu atmosfäärgi alalises liikumises: tema pind tõuseb ja laskub loodete mõjul ning on haaratud lainetusest; veemassid laskuvad pinnalt sügavusse ja tõusevad sügavusest pinnale. Üheks tähtsamaks merevee liikumise vormiks on hoovused, millede all mõistame veemasside ühtlast horisontaalsuunalist liikumist. Hoovused haaravad võrdlemisi õhukesi veekihte, on pikkusega võrreldes kitsad ja meenutavad osaliselt jõgesid, mis voolavad veest «kallaste» vahel.

Tekke järgi eristatakse friktsioonihoovusi (põhjustatud hõõrdumisest), gravitatsioonilisi gradienthoovusi (põhjustatud veepinna kallakusest) ja loodete hoovusi.[1] Eristatakse ka inertsiaalhoovusi ehk «vabu» hoovusi, s. t. hoovusi, mis inertsi mõjul liiguvad edasi, kuigi neid tekitanud põhjus on juba kadunud. On aga täiesti selge, et sellised hoovused ei saa moodustada mingit iseseisvat geneetilist rühma.

Geograafilisest vaatepunktist on huvipakkuvamad esimesed kaks hoovuste klassi.

Friktsioonihoovustest on kõige tähtsamad triivhoovused.

Triivhoovused tekivad püsivalt ühes ja samas suunas puhuvate tuulte mõjul. Liikuva õhu hõõrdumine ning surve lainete tuulepealsele küljele paneb veeosakesed liikuma ja see liikumine kandub, kuigi nõrgenedes, ka sügavamale. Kuni triivhoovus liigub

[1] В. А. Леднев, Классификация морских течений, «Доклады Гос. океанограф. ин-та», 1946, № 65.

teda tekitanud tuulte piirkonnas, on ta «paratamatu» hoovus. Inertsi mõjul aga väljuvad triivhoovused lõpuks vastavate tuulte mõjupiirkonnast ja liiguvad edasi seni, kuni kaovad hõõrdumise mõjul. Sellisel puhul võib neid vaadelda «vabade» hoovustena.

Gravitatsiooniliste gradienthoovuste hulka kuuluvad äravooluhoovused, tihedushoovused, kompensatsioonihoovused ja mõned teised.

Äravooluhoovused tekivad veepinna kallakuse tõttu, mida omakorda põhjustab vee juurdevool jõgedest ning sademete hulga ja aurumise vahekord. Äravooluhoovuste põhjuseks on ka veepinna kallakus, mida põhjustab veevool mere ühest osast teise mitmesuguste väliste tegurite mõjul (näiteks tekib äravooluhoovus rannikult avamere suunas, kui veemasse ranniku suunas ajav tuul lakkab puhumast).

Tihedushoovused tekivad vee erineva tihedusega veekogude vahel. Erinev tihedus on tingitud temperatuuri või soolsuse erinevustest (või mõlemast koos), mis sõltuvad omakorda mitmest tegurist — aurumisest, sademete hulgast, jää sulamisest jne. Et Vahemere vesi on tihedam Atlandi ookeani veest, siis on veetase Vahemeres madalam kui Atlandi ookeanis. Gibraltari väina kaudu tungib Atlandi ookeani kergem vesi pealmises kihis Vahemerre, sügavamal aga voolab Vahemere raskem vesi Atlandi ookeani.

Merehoovuste olemasolu põhjustab juba iseenesest vee äravoolu teatavatest Maailmamere osadest, millega kaasneb veetaseme alanemine, ning vee juurdevoolu teistesse osadesse, millega kaasneb veetaseme tõus. Veetaseme alanemine mingis Maailmamere osas ei saa jääda tagajärgedeta: otsekohe voolavad sinna naabrusest uued veehulgad, et kompenseerida tekkinud veekaotust. Nende veehulkade liikumine põhjustab aga veetaseme alanemise seal, kust nad ära voolasid. Sinna voolavad jällegi naabrusest uued veehulgad jne. Nagu näeme, reageerib kas või ainult väikesel alalgi toimuvale vee liikumisele kogu Maailmameri. Sel viisil tekivadki kompensatsioonihoovused, s. o. sekundaarsed hoovused, mis kompenseerivad vee äravoolu, ükskõik millest see on põhjustatud.

Kompensatsioonihoovused ei esine ainult pindmistes veekihtides, vaid ulatuvad ka sügavamale, tuues sealt pinnale külma vett, mis vastavalt oma suuremale tihedusele on koondunud ookeani sügavamatesse osadesse. Ülemine soe veekiht on õhuke; teda võib võrrelda õhukese kelmega, mille katkestamisel tungib pinnale külm vesi. See võib juhtuda, kui tuul puhub pikemat aega rannikult avamerele ja kannab ära pealmised soojemad veekihid. 23. augustil 1926. aastal puhus Krimmi lõunarannikul 10 tundi järjest tuul maalt merele ja selle ajavahemiku vältel langes vee temperatuur 23 kraadilt 11 kraadile. Galápagose saarte tuulepealsel rannikul, kuhu tuuled kannavad sooja vett, on vee temperatuur (keskmiselt 26° C) 11—12° võrra kõrgem kui tuulealusel

rannikul (keskmiselt 14° C), kust tuul kannab sooja vee ära ja kus sügavusest tõuseb pinnale külm vesi.

Külma vee ulatuslikku veepinnale tõusu on täheldatud Kalifornia poolsaare rannikul, Lõuna-Ameerika läänerannikul 10° ja 25° l.-l. vahemikus, Aafrika läänerannikul Gibraltari väina ja 10° p.-l. vahemikus, samuti Kongo suudme ja Hea Lootuse neeme vahelisel rannikualal. Siin kannavad passaadid pindmise soojema vee avamerele; peale selle kalduvad piki rannikut liikuvad hoovused Maa pöörlemise tõttu rannikust eemale.

Esitatud hoovuste klassifikatsioon on üsna abstraktset laadi, sest merehoovuste teke pole kunagi seotud ainult ühe põhjuse, vaid terve põhjuste kompleksiga. Esmajoones suuremad, ulatuslikumad hoovused on alati geneetiliselt «segatüüpi», olles üheaegselt triiv-, tihedus-, äravoolu- ja kompensatsioonihoovused.

59. Hoovuste suunda mõjutavad tegurid. Hoovuste suunda mõjutavad eeskätt hoovuste tekkepõhjused. Kui hoovus on üheaegselt triiv-, tihedus- ja kompensatsioonihoovus, siis võib talle tuule poolt antud suund mitte ühtida suunaga, mida nõuab veepinna erinev kõrgus.

Suurt mõju avaldab hoovuste suunale maakera pöörlemine; selle tulemusel kalduvad hoovused põhjapoolkeral paremale, lõunapoolkeral vasakule.

Kui pinnahoovus kaldub maakera pöörlemise mõjul tuule suunast kõrvale, siis samal põhjusel kalduvad sügavamal olevad veekihid kõrvale pinnahoovuse suunast. Sel viisil suureneb hoovuse kaldenurk tuule suuna suhtes sügavuse suurenemisel ja teataval hetkel võib süvahoovus liikuda pinnahoovusele vastupidises suunas. Hoovuse kiirus väheneb sügavuse suurenemisel pidevalt ning muutub harilikult 200—300 m sügavusel nulliks.

Triivhoovuste vaatlused on näidanud, et hoovuse kaldenurk tuule suuna suhtes on enamasti 33—49°. Madalates meredes kalduvad hoovused kõige vähem kõrvale, kui aga sügavus on alla 10 m, siis omab hoovus kogu sügavuses tuulega peaaegu ühist suunda.

Kui hoovused läbivad erineva tuulerežiimiga alasid, muutub samuti nende suund. Suurt mõju avaldab maismaa jaotus ja mandrite kuju: saared ja poolsaared põhjustavad sageli hoovuste hargnemist (samuti nagu jõgi hargneb sillasammaste juures).

Kui hoovuse alumine osa ulatub merepõhjani, siis muudab tema suunda ka merepõhja reljeef.

60. Soojad ja külmad hoovused. Hoovuste mõju kliimale sõltub nende vee temperatuurist. Temperatuuri järgi eristatakse sooje ja külmi hoovusi, võttes aga seejuures arvesse mitte temperatuuri absoluutset, vaid relatiivset väärtust.

Soojade hoovuste vee temperatuur on kõrgem ümbritsevate vete temperatuurist; soojad hoovused suunduvad väiksematelt laiustelt suurematele laiustele. Külmade hoovuste vee tempera-

tuur on madalam ümbritsevate vete temperatuurist; külmad hoovused suunduvad suurematelt laiustelt väiksematele laiustele.

Juuli ja jaanuari isotermide kaardilt selgub, kuivõrd suurt mõju avaldavad hoovused soojuse jaotusele ning positiivsete ja negatiivsete temperatuurianomaaliate kujunemisele.

Vee temperatuur pole kogu hoovuse ulatuses muidugi mitte ühtlane. Oma teel kaotavad hoovused soojust mitmel viisil: soojuse kiirgumisel õhku, jää sulamisel, sügavamal asuvate külmemate veekihtidega segunemisel, mille põhjuseks on muutlikud tuuled, lainetus või hoovuse eemaldumine rannikust, ja külma veega segunemisel hoovuste äärtel, kus esinevad alati keerisvoolud. Mida aeglasemalt hoovus liigub, seda suuremad on soojusekaod.

61. Atlandi ookeani hoovused. Maailmamere veemasside liikumises etendavad kõige tähtsamat osa alaliste tuulte poolt tekitatud hoovused. Et teised tegurid on niisuguste hoovuste puhul tuultest hoopis väiksema tähtsusega, siis nimetatakse neid hoovusi triivhoovusteks. On loomulik, et triivhoovuste algust tuleb otsida ookeani sellest osast, kus puhuvad pidevalt samasuunalised tuuled, s. o. passaatide vööndist.

Atlandi ookeani passaatide vööndis on kaks passaathoovust (ekvatoriaalset hoovust). Olles tuule suunast 30—40° võrra kõrvale kaldunud, liiguvad mõlemad hoovused idast läände.

Ekvaatorist lõunas kulgeb Lõuna-passaathoovus.[2] Tema lõunaosa pole selgesti piiritletav, põhjapiir aga on üsna selgesti jälgitav, kuigi ta muutub seoses passaatide vööndi liikumisega. Nii on Lõuna-passaathoovuse põhjapiiriks veebruaris ligikaudu 2° p.-l., augustis aga 5° p.-l.

Lõuna-passaathoovus suundub Aafrika rannikult Ameerika rannikule. San Roque neeme juures hargneb ta kaheks: üks haru liigub piki rannikut Guajaana hoovuse nime all loodesse, Antilli saarte suunas, teine haru suundub Brasiilia hoovusena edelasse, põrgates La Plata kohal kokku Hoorni neeme juurest algava külma Falklandi hoovusega. Siit suunduvad Brasiilia hoovuse veed itta, ületavad Atlandi ookeani, pöörduvad vasakule ja liiguvad piki Aafrika läänerannikut põhja poole külma Benguella hoovusena. Benguella hoovus liitub ekvaatori rajoonis Lõuna-passaathoovusega, sulgedes hoovuste ringi Atlandi ookeani lõunaosas. Selles hoovuste ringis toimub vete liikumine kellaosuti liikumisele vastupidises suunas piki Lõuna-Atlandi kõrgrõhuala serva.

Põhja-passaathoovuse põhjapiir on ebamäärane; lõunapiiriks on veebruaris 3° p.-l., augustis aga 13° p.-l. See kirdepassaatidest põhjustatud hoovus algab Rohelise neeme saartest läänes (umbes 20° l.-p.), ületab ookeani ja liigub piki Antilli saarte rannikut samanimelise aeglase hoovusena. Osa hoovusest ühineb Väikeste Antillide juures Guajaana hoovusega ja suundub siit Kariibi

[2] Käesoleva ja järgmiste paragrahvide lugemisel on soovitatav kasutada hoovuste kaarti mereatlasest.

merre, moodustades Kariibi hoovuse. Põhja- ja Lõuna-passaathoovuse vahel voolab itta kompensatsioonihoovuse tüüpi vastuhoovus; tema laienenud idaosa ulatub Ginea lahte samanimelise hoovusena.

Ameerika vahemerre, eriti selle põhjaossa — Mehhiko lahte — kannavad passaadid pidevalt vett. Vete äravool Mehhiko lahest toimub Florida väina kaudu võimsa Florida hoovusena. Florida hoovus täidab oma 150-kilomeetrise laiusega kogu väina; tema sügavus on kuni 800 m, liikumiskiirus ligi 130 km ööpäevas, vooluhulk umbes 90 miljardit tonni tunnis ja vee temperatuur pinnal 27—28°C, kõikudes teataval määral sõltuvalt passaatide tugevusest.

Florida hoovus pöördub väinast väljudes põhja poole. Florida ja Bahama saarte vahel on hoovuse laius 80 km; tema soe (24° C) tumesinine vesi erineb järsult ümbritsevatest vetest.

Hatterase neeme juures liitub Florida hoovusega hoopis nõrgem Antilli hoovus. Uusimas okeanograafilises kirjanduses nimetatakse just seda ühinenud hoovust Golfi hoovuseks.

Golfi hoovus erineb Florida hoovusest suurema laiuse ja väiksema kiiruse poolest. 500 km Bahama saartest põhja pool on hoovuse kiirus 60 km ööpäevas. Golfi hoovus liigub Ameerika rannikuga paralleelselt, ei ulatu aga kusagil otseselt mandrini: hoovuse ja ranna vahele jääb alati külmema vee riba. Talvel on rannalähedase vee ja Golfi hoovuse temperatuuri erinevus Hatterase neeme juures 8°, New Yorgi ja Bostoni laiusel 12—15°; suvel, mil rannalähedased veed soojenevad tunduvalt, on erinevused väikesed või kaovad hoopis.

New Yorgist alates suundub Golfi hoovus itta ja lõpeb Newfoundlandist kagus, umbes 40° läänepikkusel. Hoovus hargneb siin lehvikuna; enamik harusid suundub maakera pöörlemise mõjul itta ja lõunasse. Hoovuse hargnemiskohta tuntakse tavaliselt Golfi hoovuse delta nime all. Delta pindala on väga suur, mistõttu tema kohal asuvad õhumassid soojenevad talvel tunduvalt. Hoovuse haru, mis suundub Assoori saartest itta, ulatub Pürenee poolsaareni, pöördub siis lõunasse ja moodustab Rohelise neeme läheduses Põhja-passaathoovusega liituva nõrga ja külma Kanaari hoovuse.

Nii sulgub hoovuste ring Atlandi ookeani selles osas. Vee liikumine selles ringis toimub kellaosuti liikumise suunas piki Assoori kõrgrõhuala serva.

Hoovuste ringi sisse jääb 20° ja 35° p.-l. ning 40° ja 75° l.-p. vahel väga omapärane, hoovustest puutumatu Sargasso meri. Selle mere pind on kaetud vetikatega, mis moodustavad ujuvaid saarekesi. Vetikate ladvad on oliivrohelise või kollaka värvusega, alumised osad aga pruunid. Sagedamini esinevad siin *Sargassum bacciferum, S. natans ja S. vulgare*. Kõik need vetikad on pelaagilised, seega tüüpilised ainult avamerele, omamata mingit seost merepõhjaga. Sargasso mere lääneosas on ka rannikualadele omaseid vetikaid. Vetikate mõõtmed ulatuvad mõnest sentimeetrist mõne detsimeetrini.

Vetikate hulk on mere üksikutes osades erinev, kuid ei takista kusagil laevasõitu. Laev võib läbida Sargasso mere ja kohata mitte ühtki vetikat,

mõnikord aga on vetikaid laevade teel nii palju, et kogu ookean näib rohelise aasana. Suvel, mil tuuled puhuvad lõunast, ulatuvad vetikad kuni põhjalaiuse 40. kraadini; kaugemale nad ei tungi külma Labradori hoovuse tõttu, sest temperatuuri langemisel alla 18° C vetikad hävivad.

Golfi hoovuse deltast eraldub peale Kanaari hoovuse veel Atlandi hoovus, mis suundub kirdesse 43° ja 70° p.-l. vahel. Atlandi hoovus on nagu Golfi hoovuse otseseks jätkuks, kuid on temast geneetiliselt täiesti erinev. Atlandi hoovuse tekitajateks on selles piirkonnas puhuvad lääne- ja edelatuuled, mis annavad talle keskmise kiiruse 25 km ööpäevas. Seepärast on Golfi hoovuse asendumine Atlandi hoovusega nagu omapärane teatejooks, kus üks liikumapanev jõud annab «teatepulga» teisele ning äravooluhoovus (Golfi hoovus) muutub triivhoovuseks (Atlandi hoovus).

Pärast 60. paralleeli ületamist Atlandi hoovus hargneb. Osa harusid suundub maakera pöörlemise mõjul paremale, osa aga merepõhja reljeefi tõttu vasakule. Fääri-Islandi künnise lähedal liigub loodesse Irmingeri hoovus, mis pöördub Islandist läänes järsult Gröönimaa edelaranniku poole ja tungib läbi Davise väina Baffini lahte sooja Lääne-Gröönni hoovusena. Ligikaudu põhjalaiuselt 70° ja idapikkuselt 15° algavad kaks suuremat Atlandi hoovuse haru: esimene neist suundub Teravmägede läänerannikule Teravmägede hoovuse nime all, teine aga itta piki Skandinaavia poolsaare põhjarannikut Nordkapi hoovusena, mille minimaalne temperatuur on +4°C. Barentsi meres hargneb Nordkapi hoovus omakorda. Lõunapoolne haru (Murmani hoovus) liigub paralleelselt Murmani rannikuga 100—130 km kaugusel mandrist; tema temperatuur on augustis 7—8°C. Murmani hoovuse jätkuks on Novaja Zemlja hoovus, mis liigub piki samanimeliste saarte läänerannikut põhja suunas.

Ükski loetletud soojadest hoovustest ei tungi Arktilise ookeani pindmistes kihtides Franz Josephi maast kaugemale. Hoovuste soolane vesi on tihedam Arktilise ookeani veest ja laskub seetõttu sügavamale, moodustades sooja süvahoovuse. Süvahoovus, alludes maakera pöörlemise mõjule, liigub läänest itta piki Euraasia mandrilava serva, kuid suure tiheduse tõttu ei levi mandrilavale. Sooja atlantilist vett esineb peale mandrilava serva mujalgi Arktilises ookeanis. Paljudes sügavates kohtades esineb mitu erinevate omadustega veekihti: pealmine, 200—250 m paksune veekiht, mille temperatuur on kuni —1,7°C, sellele järgnev, 600—800 meetri sügavusele ulatuv veekiht temperatuuriga kuni +2°C ning veelgi sügavamal asuv, põhjani ulatuv külm veekiht (kuni —0,8°C). Soe vahekiht ongi atlantiline soe hoovus, mis on pinnalt sügavamale laskunud.

Kuigi Atlandi ookeani rohkearvulised hoovused on üksteisega tihedas seoses, on nad tekkeliselt üsna erinevad. Mõlemad ekvatoriaalsed hoovused, mille tekitajateks on passaadid, kuuluvad triivhoovuste hulka; Florida hoovus on äravooluhoovus, kuna

Golfi hoovus on nii äravoolu- kui ka triivhoovus; Atlandi hoovus on valdavalt triivhoovus; Ginea hoovus on kompensatsiooni- ja triivhoovus, sest tema kujunemist mõjutab ka edelamussoon; Kanaari hoovus on kompensatsioonihoovus, mis toob Põhja-passaathoovuse poolt Aafrika rannikult ära kantud veehulkade asemele uut vett.

Atlandi ookeani hoovusi vaadeldes tutvusime ka hoovuste suunda mõjutavate teguritega — maakera pöörlemise, merede põhjareljeefi ja rannajoone konfiguratsiooniga (Lõuna-passaathoovuse hargnemine).

62. Vaikse ookeani hoovused. Vaikse ookeani veeringlus sarnaneb peaaegu täpselt Atlandi ookeani omaga: siin on mõlemal pool ekvaatorit samuti hoovusteringid, milledest ühes liigub vesi kellaosuti liikumise suunas, teises aga kellaosuti liikumisele vastupidises suunas. Esineb ka Golfi hoovuse analoog — Kurošivo hoovus. Seega seisavad mõlema ookeani hoovustesüsteemi erinevused ainult detailides.

Lõuna-passaathoovus algab Galápagose saarte juurest mitme sooja (25—28°C) haruna. See ida-läänesuunaline hoovus on parimini välja kujunenud 5° l.-l. ja 3° p.-l. vahemikus. Vaatamata oma nimetusele liigub ta kiiremini just põhjapoolkeral (0°—3° p.-l.). Kõikidel aastaaegadel ulatub hoovus üle ekvaatori põhjapoolkerale ja on alati tugevam Põhja-passaathoovusest.

Läänes, Okeaanias, hargneb Lõuna-passaathoovus saarte vahel ja nõrgeneb veidi. Uus-Ginea läheduses pöördub hoovus vasakule ja suundub lõunasse piki Austraalia rannikut Ida-Austraalia hoovusena. Siin allub ta uuesti maakera pöörlemise mõjule ja liigub piki Uus-Meremaa põhjarannikut itta, üle ookeani, püsides 40° ja 45° l.-l. vahemikus. Lõuna-Ameerika läänerannikul kujuneb temast külm Peruu hoovus, mis ulatub Mocha saarest (38°30′ l.-l.) Blanco neemeni (4°27′ l.-l.).

Põhja-passaathoovus liigub umbes 10° ja 20° p.-l. vahemikus idast läände. Põhja- ja Lõuna-passaathoovust eraldab teineteisest ekvatoriaalne vastuhoovus (liigub läänest itta, ulatudes Mindanao saarest Panama laheni), mis kuulub kompensatsioonihoovuste hulka.

Filipiini ja Karoliini saarte vahel pöördub Põhja-passaathoovus põhja poole ja moodustab siin Kurošivo hoovuse. Erinevalt Golfi hoovusest ei liigu siin kõik ekvatoriaalsed veemassid põhja poole, vaid osa neist tungib Lõuna-Hiina merre Filipiinide ja Taivani vahele, osa Kollasesse merre ja Korea väina. Seetõttu on Kurošivo hoovus, vaatamata oma küllaltki suurele kiirusele (90—100 km ööpäevas), mis püsib 35. paralleelini, hoopis nõrgemini välja kujunenud kui Florida hoovus. Kurošivo idapiir on ebamäärane: kord täidab hoovus kogu mereala Riukiu ja Bonini saarte vahel, kord on ta siin vaevalt jälgitav. Suvel ulatub Kurošivo küll kaugemale põhja poole kui talvel, kuid ei tungi (Jaapani lähedal) kunagi 40. paralleelist põhja poole. Hoovuse vesi on soe,

kuid sisaldab ka külmi vooluseid, mida Florida hoovuses pole kunagi täheldatud. Lühidalt — Kurošivo on väga muutlik hoovus.

Jaapani rannikult pöördub Kurošivo hoovus itta ja moodustab ebaregulaarse triivhoovuse (Vaikse ookeani Põhjahoovus), mis ulatub läänepikkuseni 145°, hargnedes seal kaheks. Nõrgem haru pöördub põhja poole, liikudes vastupidi kellaosuti liikumise suunale, ja moodustab Alaska hoovuse. Teine haru suundub lõunasse piki Kalifornia rannikut samanimelise külma hoovusena, mis ühineb lõpuks Põhja-passaathoovusega.

Vaikse ookeani põhjaosast laskub piki Kamtšatka ja Kuriili saarte rannikut lõunasse külm Kamtšatka hoovus, mis tekib Komandorisaartest veidi põhja pool. Kamtšatka hoovuse jätku moodustab Kuriili (Ojašivo) hoovus.

63. Hoovused Maailmamere teistes osades. Arktilise ookeani hoovuste tekkepõhjused on mitmesugused. Tähtsat osa etendavad sealsete hoovuste kujunemises soojade hoovuste poolt polaaraladele toodud atlantilised veemassid. Valdavad põhja- ja kirdetuuled «suruvad» Arktilise ookeani vett Gröönimaa ja Skandinaavia poolsaare vaheliste väinade ja merede kaudu Atlandi ookeani. Madalatest temperatuuridest tingitud vähese aurumise, samuti jää sulamisel tekkivate mageda vee hulkade tõttu on Arktilises ookeanis vee tihedus väiksem ning veetase järelikult kõrgem kui Atlandi ookeanis. See peab tekitama tihedushoovusi Atlandi ja Arktilise ookeani vahel. Mõju avaldavad ka Euraasiast ja Ameerikast Arktilisse ookeani voolavad suured jõed (Ob, Jenissei, Leena, Jana, Kolõma, Mackenzie jt.), mis oma rikkaliku veehulgaga tõstavad teataval määral ookeani veetaset ja soodustavad äravooluhoovuste teket.

Kõik loetletud tegurid põhjustavad vee äravoolu kogu Arktilisest ookeanist Atlandi ookeani. Maakera pöörlemise mõjul kalduvad veemassid paremale, moodustades ookeani üksikutes osades (tavaliselt saarte vahel ja mandrite rannikul) tõelisi hoovusi. See on tegelikkuses hästi jälgitav Ida-Grööni ja Labradori hoovuste puhul, milledest esimene uhub Gröönimaa idarannikut, teine Baffini maa, Labradori ja Newfoundlandi idarannikuid. Hoovused kannavad Arktilisest ookeanist aastas ligi 20 000 km^3 jääd Atlandi ookeani.

Mõnevõrra erineva merehoovuste tekkerajooni moodustavad Atlandi, India ja Vaikse ookeani lõunaosad, mis puutuvad vahetult kokku Antarktisega. 40° ja 55° l.-l. vahemikus valitsevad läänetuuled, mida püsivuselt võib võrrelda passaatidega. Et selles vöötmes peaaegu polegi maismaad, siis kujuneb läänetuulte mõjul ulatuslik lääne-idasuunaline hoovus, mis ulatub ümber maakera ja on tuntud Läänetuulte hoovusena.

India ookeanis, erinevalt Atlandi ja Vaiksest ookeanist, on selgesti välja kujunenud ainult lõunapoolne hoovuste ring, sest suurem osa India ookeanist asub lõuna pool ekvaatorit. Lõunapassaathoovus algab 10° l.-l. ja Kaljukitse pöörijoone vaheliselt

alalt. Madagaskari rannikul hargneb ta kaheks: üks haru suundub lõunasse piki saare idarannikut (Madagaskari hoovus), teine aga läbib Mosambiigi väina ja liigub edasi lõunasse, kandes algul Mosambiigi ning hiljem Nõelaneeme hoovuse nime. Viimane on Mosambiigi hoovuse otseseks jätkuks.

Mõlema hoovuse soojad veed segunevad Läänetuulte hoovuse vetega. Hoovuste ühinemiskohal esineb vaheldumisi külmi ja sooje voolusid. Austraalia rannikul pöördub osa Läänetuulte hoovusest põhja poole külma Lääne-Austraalia hoovusena ja Lõuna-passaathoovusega liitudes suleb hoovuste ringi India ookeani lõunaosas.

Ekvaatorist põhja pool, nagu juba öeldud, puudub ringikujuline hoovuste süsteem. Selle põhjuseks on merelise pindala väike ulatus ja killustatus: Hindustani poolsaar eraldab teineteisest väikesed merealad — Araabia mere ja Bengaali lahe. Passaatide asemel puhuvad siin mussoonid. Mussoonid avaldavadki peamist mõju hoovuste kujunemisele India ookeani põhjaosas: nagu mussoonid, nii ka hoovused muudavad perioodiliselt suunda.

Suvel, mil puhub edelamussoon, eraldub Lõuna-passaathoovusest peale Mosambiigi hoovuse veel põhja poole suunduv hoovus, mis uhub Somaali poolsaare rannikut ja kannabki Somaali hoovuse nime. See haru pöördub hiljem itta ning liigub piki Hindustani ja Tseiloni lõunarannikut Bengaali lahte. Üksikud voolused suunduvad piki Sumatra rannikut kagusse, ühinedes lõpuks Lõuna-passaathoovusega. Seega liigub vesi suvel India ookeani põhjaosas kellaosuti liikumise suunas. Talvel, kui puhub kirdemussoon, liigub vesi vastupidises suunas — Bengaali lahest edelasse, ümber Tseiloni lõunatipu Somaali poolsaare suunas ja sealt edasi piki Aafrika rannikut lõunasse kuni ekvaatorini. Piki ekvaatorit voolab itta, Sumatra suunas, Ekvatoriaalne vastuhoovus.

64. Merehoovuste mõju maastikulisele sfäärile. Merehoovuste näol toimuv vee liikumine ookeanis täidab maastikulise sfääri arenemises mitmesuguseid funktsioone. Kõige väiksemat mõju avaldavad hoovused merepõhjale, isegi juhul, kui nad ulatuvad põhjani. Ainult suurema kiirusega hoovused kannavad edasi jämedateralisemaid setteid ja puhastavad kohati merepõhja täielikult setetest. Vees hõljuvate tahkete osakeste, samuti peeneteraliste setete transportijana omavad hoovused hoopis suuremat tähtsust.

Täiesti vaieldamatu on hoovuste suur tähtsus planktoni edasikandjatena. Et planktonit moodustavad organismid on liikumisvõimetud, siis kanduvad nad vees edasi ainult hoovustega. Seega on iga hoovus mitte lihtne veevool, vaid nähtamatu orgaanilise aine vool, mis omab merede elustiku suhtes esmajärgulist ja määravat tähtsust (vt. ptk. XXV).

Geograafile pakub suurimat huvi hoovuste seos kliimaga, sest see seos näitab ilmekalt üksikute geograafiliste protsesside vahelist üldist seostatust. Kliima mõjutab mullastiku kujunemist ning

taimede ja loomade levikut, määrab vetevõrgu tiheduse ja põhjavee varud, mõjutab erosiooni ja murenemist (avaldades sellega suurt mõju reljeefi kujunemisele) ning peegeldub ka inimtegevuses. Järelikult iga tegur, mis ühel või teisel viisil mõjutab kliimat, avaldab mõju ka kõigile kliimast sõltuvatele nähtustele.

Merehoovuste mõju kliimale on raske üle hinnata. Ligi pool väikestelt laiustelt polaaraladele saabuvast soojushulgast tuleb merehoovustega, ülejäänud pool aga õhumasside vahetumise teel. Merehoovused põhjustavad ka temperatuurianomaaliaid. Kalifornia, Lõuna-Ameerika, Aafrika ja Austraalia lääneranniku, kuhu ulatuvad külmad hoovused, on külmem kui sisemaal samadel laiustel. Vastupidi, soojadest hoovustest uhutud rannikutel on kliima pehmem kui sisemaal. Eriti märgatav anomaalia tekib siis, kui soojad hoovused tungivad kaugele parasvöötmesse või polaaraladele. Seetõttu omab Atlandi hoovus Kurošivost võrratult suuremat tähtsust, sest esimene tungib peaaegu 40° võrra kaugemale põhja poole kui teine. Veelgi teravam on kontrast sama mandri või ookeani samal laiusel asuvate, kuid erinevatest hoovustest uhutud rannikute vahel. Eriti ilmekalt avaldub see Kanada idaranniku ja Euroopa lääneranniku puhul 55° ja 70° p.-l. vahemikus. Kanada rannikut läbivad aasta keskmistena 0° ja —10° isotermid, Euroopa rannikut aga +10° ja 0° isotermid; külmavaba periood kestab Kanadas alla 60 päeva, Euroopa rannikul seevastu 150—210 päeva; Labradori ja Kanada arktilist saarestikku katavad tundrad, Euroopat aga okas- ja segametsad. Sellist mõju avaldab Kanada rannikule külm Labradori hoovus, Euroopale aga soe Atlandi hoovus.

Kergem juurdepääs Gröönimaa lääneranniku on tingitud soojast Lääne-Grööni hoovusest, kuna idarannikut uhub külm Ida-Grööni hoovus; peaaegu kõik eskimote asulad on koondunud saare lääneranniku.

Jälgides liustike paiknemist Arktikas, näeme, et suurimad liustikud on koondunud Arktilise ja Atlandi ookeani vahelise piiri lähedale: suurimad liustikud katavad Gröönimaad ja tema naabersaari (Baffini, Grinnelli ja Granti maad ühel pool ning Teravmägesid ja Franz Josephi maad teisel pool Gröönimaad). Kaugemale läände liikudes võib märgata liustike vähenemist. See seletub Atlandi hoovuse hargnenud osade tungimisega kaugele läände, mistõttu siinne kliima on pehmem ja sademeterohkem.[3]

Mered, mis katavad 71% maakera pinnast, on juba oma suurte mõõtmete tõttu peamisteks päikeseenergia vastuvõtjateks. Vee suur soojusmahtuvus teeb ta ühtlasi peamiseks päikeseenergia akumulaatoriks. Merevee temperatuur tõuseks pidevalt, kui poleks soojusekadusid, mida põhjustab soojuse kiirgumine maailmaruumi, samuti vee aurustumine (600 kalorit 1 g vee kohta). Osa soojust kaob ka konvektsiooni tulemusel (mere kohal soojenenud

[3] С. В. Калесник, Горные ледниковые районы СССР, 1937, стр. 163—164.

õhukihid tõusevad kõrgemale, nende asemele laskuvad ülalt külmemad õhukihid, mis võtavad veelt uue hulga soojust). Jahtumisel annab vesi soojust õhku, soojenemisel aga omastab soojust õhust — selles peitubki põhjus, miks meri üldse ja merehoovused eriti mõjustavad nii suurel määral kliimat.

Vee soojusmahtuvus on 3,5-protsendilise soolsuse puhul 0,932; tema erikaal sama soolsuse juures temperatuuril 0° C on 1,02813. Tähendab, kui 1 cm^3 vett jahtub 1° võrra (antud soolsuse ja erikaalu puhul), kaotab ta $1{,}02813 \cdot 0{,}932 \approx 0{,}96$ kalorit soojust.

Õhu erikaal on 0,00129, soojusmahtuvus 0,237. Selleks, et soojendada 1 cm^3 õhku 1° võrra, on vaja $0{,}00129 \cdot 0{,}237 \approx 0{,}0003$ kalorit.

Jagades 0,96 0,0003-ga näeme, mitu cm^3 õhku saab soojendada 1° võrra soojusega, mis eraldub 1 cm^3 vee jahtumisel 1° võrra. Selgub, et 3134 cm^3.

Pole kahtlust, et merehoovused avaldavad kaudset mõju ka sademete jaotusele (vt. § 54). Troopilistel ja subtroopilistel idarannikutel, kuhu ulatuvad Golfi, Kurošivo, Brasiilia, Mosambiigi ja Ida-Austraalia soojad hoovused, sajab rikkalikult. Külmadest hoovustest uhutud lääneranniku on aga sademetevaesed ja neil laiuvad kõrbed.

Soojad hoovused on sageli nagu teedeks, mida mööda liiguvad madalrõhkkonnad. Nii liiguvad antilli troopilised tsüklonid tavaliselt Florida ja Golfi hoovuste kohal ning nendega samas suunas. Ainult üksikud tsüklonid eemalduvad Golfi hoovusest ja tungivad mandri kohale.

Kahe erinevate omadustega hoovuse kohtumisel on tähtsad geograafilised tagajärjed. Newfoundlandi ümbrus, kus Labradori hoovus puutub kokku Golfi hoovusega, on tuntud tihedate udude poolest. Sooja ja külma vee segunemisel toimub mikroorganismide massiline hävimine, sest nad pole kohastunud teistsuguse soojusrežiimi ja soolsusega (külm vesi on alati soojast veest magedam). Sellega seoses on Newfoundlandi madalikud toitaineterikkad ja meelitavad kohale hulgaliselt kalu, olles tähtsaks kalapüügirajooniks.

Käesolevas peatükis on mõnede näidete varal selgitatud seoseid atmosfääri tsirkulatsiooni ja merede pinnakihtides toimuva veeringluse vahel. Tuleb veel meenutada, et atmosfääri olukord avaldab mõju ka vee vertikaalsuunalistele liikumistele. Antitsüklonid põhjustavad pindmiste veekihtide laskumist sügavusse. Väikestel laiustel toimub antitsüklonites intensiivne vee soojenemine ja aurumine ning vee tihedus suureneb (soolsuse suurenemise tõttu). Suurtel laiustel seevastu toimub antitsüklonites intensiivne soojuse kiirgumine veepinnalt, vesi jaheneb ja muutub samuti tihedamaks. Tsüklonites on õhk niiske (see vähendab kiirgust ja aurumist), rikkalikud sademed magestavad vett ja toimub veekihtide tõus. Hoovuste liitumisel (Golfi ja Labradori hoovused), kui valdaval kohal on vett kuhjavad tuuled, toimub veekihtide laskumine. Hoovuste hargnemisel ning vett ära kandvate tuulte puhul veekihid tõusevad.

Maailmamere vesi on füüsikaliselt ebaühtlane nii horisontaalkui ka vertikaalsuunas. See ebaühtlus tasandub pidevalt, kuid samal ajal tekib ta üha uuesti. Seetõttu võib kogu Maailmamere veehulga nagu atmosfäärigi jagada reaks ühtlaste omadustega osadeks — veemassideks, mis aja jooksul transformeeruvad nagu õhumassidki. Veemassid, mis erinevad üksteisest temperatuuri, soolsuse, hapniku-, süsihappegaasi- ja kaltsiumkarbonaadi-sisalduse poolest, kujunevad põhiliselt 500—600 m paksuses ülemises veekihis, mida nimetatakse ookeani «troposfääriks». Hoovused kannavad neid sügavamale (ookeani «stratosfääri») ja teistesse ookeaniosadesse. Hoovused on veemasside füüsikalise ebaühtluse tulemuseks; samal ajal on nad selle ebaühtluse tasandumise põhjuseks, veemasside transformeerumise regulaatoriks ja seepärast ebaühtluse tekkimise uueks põhjuseks.

65. Kokkuvõte. Sõltudes geograafiliste tingimuste kogu kompleksist, avaldavad hoovused samal ajal sellele kompleksile suurt mõju. Kõige üldisemal kujul väljendub see mõju erinevate kohtade kliima kujunemises. Hoovuste mõju kliimale on ülisuur peamiselt seetõttu, et hoovused moodustavad nende kohal asuvatele õhumassidele omapärase aluspinna, mis erineb omaduste poolest normaalsest merepinnast antud piirkonnas. Õhumassid, mis saavad hoovuselt uusi omadusi, muudavad ka kliimat vastavas suunas. Seega ei mõjuta hoovused kliimat mitte otseselt, vaid õhumasside kaudu, ja kogu Maailmamere vete tsirkulatsioon on ainult ettevalmistavaks etapiks kliima kujunemisele, mille viib lõpule juba atmosfääri tsirkulatsioon.

Hoovuste leviku kaart on hästi seostatav tuulte kaardiga, mis veel kord rõhutab viimaste tähtsust hoovuste kujundajatena. Suuremad hoovused algavad ekvaatori lähedalt passaatide vööndist ning moodustavad Atlandi ookeanis ja Vaikses ookeanis kaks hoovuste ringi, mis piiravad subtroopilisi kõrgrõhualasid. Põhjapoolses hoovuste ringis liigub vesi kellaosuti liikumise suunas, lõunapoolses aga kellaosuti liikumisele vastupidises suunas. India ookeani põhjaosas puudub püsiv hoovuste ring. Selle asemel kujunevad seal suvel ja talvel mussoonide mõjul hoovuste ringid, milledest suvine sarnaneb põhjapoolse, talvine aga lõunapoolse hoovuste ringiga.

Subantarktilistel aladel puhuvad läänetuuled tekitavad Läänetuulte hoovuse. Läänetuulte hoovus ulatub ühtse ringina ümber maakera, sest puuduvad maismaa-alad, mis tema liikumist võiksid takistada.

Arktilises ookeanis ei saa eristada tüüpilisi hoovusi, sest vete äravool Atlandi ookeani toimub peaaegu kogu ookeani piires. Otseselt hoovusi moodustab see vool ainult Gröönimaa ja Kanada idarannikul, kuhu Arktilise ookeani vesi kuhjub maakera pöörlemise tulemusel.

Atlandi hoovuse eraldumine põhjapoolsest hoovuste ringist on tingitud lääne- ja edelatuultest; Atlandi hoovuse hilisem hargnemine on seotud osalt merepõhja reljeefi, osalt aga maakera pöörlemise mõjuga. Maailmamere teiste hoovuste hargnemine toimub samadel põhjustel, kuid neile lisandub veel üks: hoovuse põrkamine vastu mandreid või saari. Sellistel juhtudel jaguneb hoovus mitmeks osaks, mis jätkavad liikumist eri suundades (mandri rannikul) või liituvad pärast takistusest möödumist uuesti (saarte juures).

Kogu Maailmameri on veemasside füüsikaliste erinevuste tõttu pidevas liikumises. See liikumine võib erineda oma suuna ja kiiruse poolest ning esineda pinnal, sügavamal või põhjalähedastes kihtides. Kõige elavam veemasside vaheldumine toimub ookeani «troposfääris». Ookeani «stratosfäär» on selles suhtes hoopis inertsem ja rahulikum, sest sealsed veemassid on ühtlasema koostisega ega ole otseses ühenduses õhuga.

Kirjandust

Валло К., Общая география морей, 1948.
Зубов Н. Н., Динамическая океанология, 1947.
Морской атлас, т. II, 1953.
Шулейкин В. В., Очерки по физике моря, 1949.
Шулейкин В. В., Физика моря, 1953.
Sverdrup, H. U., Johnson, M. W. and Fleming, R. H., The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology, 1942.

IX peatükk

KLIIMA JA SELLE KUJUNEMINE

66. Ilm. Temperatuur, rõhk, relatiivne ja absoluutne niiskus on üksikud meteoroloogilised elemendid, mis iseloomustavad õhu seisundit. Sademed, udu, tuul, äike ja tuisk on füüsikalised nähtused, mis tulenevad vahetult meteoroloogiliste elementide kindlatest kombinatsioonidest. Meteoroloogilised elemendid esinevad kõik koos ja üheaegselt; nad võivad, nagu nende poolt õhus tekitatavad füüsikalised nähtusedki, esineda väga mitmesugustes kombinatsioonides. Meteoroloogiliste elementide ruumis ja ajas muutuvat koosesinemist, millega kaasneb õhus rida füüsikalisi nähtusi, nimetatakse *ilmaks*.

Ühel ja samal ajal võib ilm mingi territooriumi eri paikades olla kas erinev või ühesugune. Teiselt poolt muutub ta ühes ja samas paigas mitte ainult ööpäeva, vaid ka mõne tunni jooksul.

Kui ilmade muutumine ei ületa kindla ajavahemiku jooksul teatavaid piire, siis räägitakse *ilmade režiimist*, s. o. kategooriast, mis ei eita ilmade muutumist, kuid piirab seda teatavate raamidega. Aasta jooksul, sõltuvalt aastaajast, vaheldub mitu ilmade režiimi — talvine, suvine jt.

67. Kliima ja teda kujundavad tegurid. Käesoleva ajani pole üksmeelt «kliima» mõiste määritlemise küsimuses, kuid enamik geograafe ja klimatolooge mõistab kliimat kui iseloomulikku paljuaastast ilmade režiimi, mis püsib antud paikkonnas sajandeid (kuigi ta aja jooksul muutub teiseks paljuaastaseks režiimiks, s. o. teiseks kliimaks).

Kliima kujuneb paljude looduslike tegurite keeruka vastastikuse mõju tulemusel. Peaosa etendab seejuures kiirgusenergia juurde- ja äravool ning atmosfääri tsirkulatsioon. Kiirgusenergia juurde- ja äravool on Maa klimaatiliste erinevuste esmaseks põhjuseks. Ta määrab atmosfääri ja selle all oleva pinna soojusliku seisundi, baarilise reljeefi jaotuse, atmosfääri tsirkulatsiooni ja niiskuseringe. Niiskuseringe (mis avaldub aurumise, udude, pilvisuse ja sademete kaudu) on praktiliselt lahutamatu atmosfääri tsirkulatsioonist, mis kannab edasi soojust ja niiskust, mõjudes

sellega nii soojuslikele tingimustele kui ka niiskuse liikumisele ja transformeerumisele maastikulises sfääris.

Loetletud tegurid on kõige tihedamas sõltuvuses koha geograafilisest laiusest, absoluutsest kõrgusest ja maapinna iseloomust. Geograafiline laius määrab kindlaks päikesekiirguse voo suuruse, kõrguse muutumisel aga muutuvad kiirgusenergia juurdevoolu tingimused, niiskuse sisaldus õhus, õhurõhk ja tuulte liikumise tingimused. Aluspinna (ookeani, maismaa, soojade ja külmade merehoovuste, reljeefi, taimkatte, mullastiku, lume, jää jne.) albeedo iseärasused mõjutavad tugevasti kiirgusbilanssi, järelikult ka atmosfääri tsirkulatsiooni ja niiskuseringet.

Kui räägitakse *kliimast*, siis mõeldakse sellega konkreetse geograafilise maastiku (näiteks Krimmi lõunaranniku) kliimat. Tervet maastike rühma — geograafilist piirkonda või vööndit (näiteks Vahemeremaid) — iseloomustava kliima kohta võib kasutada terminit *makrokliima*. Maastiku üksikute suuremate osade (niinimetatud paigaste) kliimat nimetatakse *kohalikuks kliimaks* (s. o. koha, paikkonna kliima). Lõpuks *mikrokliima* all tuleb mõista paigaste osade (nn. faatsieste) klimaatilisi iseärasusi.[1]

Et kliima on paljuaastane ilmade režiim, siis ei saa rääkida niisuguste lühiealiste objektide kliimast, milledel puudub aastase käiguga iseloomustatud paljuaastane režiim (peenar, mätas jne.).

Kliima kujunemises on eriline tähtsus radiatsioonilistel ja tsirkulatsioonilistel protsessidel. Viimastest on tähtsaim soojade ja külmade õhumasside horisontaalne ümberpaigutamine ning õhumasside transformatsioon aluspinna ja frontogeneesi mõjul. Frontogenees seisab selles, et kahe õhumassi kokkupuutumisel kujuneb algul vöönd, milles temperatuuri ja niiskuse gradiendid on suurendatud, seejärel aga tekib teatav eralduspind, mida mööda võib toimuda ühe massi liikumine teise suhtes.

Frontogeneesi klimaatiline tähtsus seisab selles, et ta keskmistes laiustes määrab (soojade masside tõusmise korral külmade peale) sademed ja pilvisuse, samal ajal kui näiteks ekvatoriaalses piirkonnas ei teki sademed esmajoones mitte frontide kujunemise, vaid termilise konvektsiooni tagajärjel.

Keskmistes ja suurtes laiustes on mandrite lääneranniku kliimale, troopilises vöötmes aga idaranniku kliimale eriti tähtis soojade õhumasside kandumine ookeanilt mandrile. Vastupidi, külmade õhumasside ümberpaigutumine avaldab olulist mõju parasvöötme mandrite idaranniku ja troopilise vöötme mandrite lääneranniku kliima kujunemisele. Eriti suur on õhumasside horisontaalse liikumise mõju parasvöötme kliima kujunemisele. Bayonne (Prantsusmaal) ja Vladivostok asuvad küll ühel

[1] Maastiku jaotamise kohta paigasteks ja faatsiesteks vt. ptk. XXVIII. Märgime, et erinevalt ülaltoodud määrangust nimetatakse mikrokliimaks tavaliselt atmosfääri maalähedase õhukihi (paksusega mõni meeter) kliimat.

paralleelil (43° p.-l.) kuid Lääne-Euroopas valitsevad edelast tulevad õhuvoolud, mis toovad sooja mereõhku, Aasia idaosas aga loodevoolud, mis toovad Ida-Siberist külma kontinentaalset õhku. Selle tagajärjel on jaanuari keskmine temperatuur Bayonne'is +8° C, Vladivostokis aga —14° C, vahe seega 22° C.

Õhumasside transformeerumise klimaatiline tähtsus on suur seetõttu, et õhumasside tugeva ümberkujunemise tagajärjel tekivad ookeanide ja mandrite kohal kaks põhilist kliimatüüpi: m e r e l i n e ja k o n t i n e n t a a l n e kliima.

Tüüpilises merelises (ookeanilises) kliimas on palju sademeid, õhutemperatuuri ööpäevane amplituud on väike (mitte üle 1—2°), samuti on väike ka aastane amplituud (ookeanide kohal mitte üle 10°), peale selle on (põhjapoolkeral) kõige külmem kuu veebruar, kõige soojem august. Tüüpilises kontinentaalses kliimas on sademeid tühiselt vähe, õhutemperatuuri ööpäevane ja aastane amplituud suur, kõige külmem kuu jaanuar, kõige soojem juuli.

Erinevus mõlema kliimatüübi vahel seletub vee ja maismaa erineva soojusmahtuvusega ja soojusjuhtivusega, mille tagajärjel esimene soojeneb ja jahtub aeglaselt, teine aga kiiresti; sellega on seotud fakt, et merelises kliimas jääb suurima soojenemise või jahtumise aeg (august ja veebruar) maha õhu suurima soojenemise või jahtumise ajast kontinentaalses kliimas (juuli, jaanuar).

Maismaale kui aluspinnale on iseloomulikud teravad temperatuurikontrastid ka väikestel vahemaadel; ookeanil pole selliseid kontraste isegi kaugete laiuste vahel. Nii näiteks on Sahaara pinnase ja Siberi põhjaosa lumepinna temperatuuride keskmine erinevus umbes 80°, Maailmamere kõige külmemate ja kõige soojemate osade veepinna temperatuuri erinevus aga ei ületa 30°.

Merelise ja kontinentaalse kliima erinevusi demonstreerib ilmekalt alltoodud temperatuuriprofiil mööda põhjapoolkera 52. paralleeli Valentia saarest (Iirimaa rannikul) Nertšinskini.

	Valentia	Varssavi	Kursk	Orenburg	Nertšinsk
Jaanuar	+ 6,8	— 4,3	— 9,9	—15,4	—30,5
Juuli	+14,6	+18,5	+19,3	+21,6	+22.7
Aasta	+10,1	+ 7,2	+ 5,2	+ 3,3	— 1,7
Amplituud	7,8	22,8	29,2	37,0	53,2

Enesestmõistetavalt on kontinentaalne ja mereline kliimatüüp kõige paremini välja kujunenud vastavalt mandrite ja ookeanide kohal. Mis aga puutub rannikuäärsete kliimade kontinentaalsuse või merelisuse astmesse, siis pole selle määrajaks enam õhumasside transformatsioon, vaid nende horisontaalse ümberpaigutumise tingimused. Aasia idaranniku parasvöötme-osas on talv kontinentaalse iseloomuga, sest õhumassid liiguvad seal sel aastaajal maismaalt merele; Euroopa läänerannikul on talve mereline iseloom tingitud sellest, et sel aastaajal liiguvad õhumassid seal merelt maismaale.

Kliima kontinentaalsuse astme iseloomustamiseks esitas W. Gorczyński valemi [2]

$$K = A \frac{1,7}{\sin\varphi} - 20,4,$$

kus K on kontinentaalsuse aste (protsentides), A — kuude keskmiste temperatuuride aastane amplituud, φ — koha geograafiline laius. Mõned K keskmised ja maksimaalsed väärtused on toodud tabelis 12.

Ekvaatorilähedaste laiuste jaoks Gorczyński valemit kasutada ei saa.

N. N. Ivanov [3] määrab kliima kontinentaalsust printsipiaalselt teisel viisil, nimelt valemi

$$K = A_1 - A_0$$

järgi, kus K on kontinentaalsuse aste (kraadides), A_1 — õhutemperatuuri aastane amplituud antud punktis, A_0 — õhutemperatuuri keskmine aastane amplituud sellel paralleelil, millel antud punkt asub. Verhojanski rajoonis $K = +33°$ (kontinentaalsuse ülemaailmne maksimum), Leningradis $K = -5,5°$, Moskvas $K = 0°$. K nullväärtus näitab, et mandri ja ookeani mõju on võrdne, K positiivne väärtus räägib mandri, negatiivne ookeani mõju ülekaalust.

Meetodi puudus, nagu märgib N. N. Ivanov ise, seisab selles, et autori poolt põhjapoolkera jaoks kasutusele võetud kriteerium pole rakendatav lõunapoolkera kohta, sest lõunapoolkera paralleelide keskmised aastased amplituudid kujunevad ookeani hoopis suurema mõju all kui vastavad amplituudid põhjapoolkera samadel paralleelidel. Väljapääsuna soovitatakse üht kahest: kas määrata eeltoodust hoolimata kogu maakera kõikide alade kontinentaalsust põhjapoolkera paralleelide aastaste amplituudide alusel või võtta arvutuste aluseks mõlema poolkera vastavate paralleelide aastaste amplituudide keskmine.

Tabel 12

	Kontinentaalsuse aste %-des	
	keskmine	maksimaalne
Euroopa	30	50 (Uraal)
Aasia	58	100 (Verhojansk)
Aafrika	36	75 (Sahaara)
Põhja-Ameerika	44	70 (66° p.-l.)
Lõuna-Ameerika	18	31 (30° l.-l.)
Austraalia	32	55 (mandri siseosas)
Arktika	40	48 (põhjapoolus)
Antarktika	20	26 (lõunapoolus)
Kogu põhjapoolkera	20	
Kogu lõunapoolkera	3	

Asume nüüd maastikulise sfääri kliimavööndite kujunemise üldiste tingimuste vaatlemisele, lähtudes B. P. Alissovi poolt 1950. aastal avaldatud kontseptsioonist. [4]

68. Ekvatoriaalse õhu vöönd. Selles vööndis — «vaikevööndis» — toimub passaatide näol saabuva troopilise õhu ümberkuju-

[2] W. Gorczyński, Sur le calcul du degré du continentalisme... etc. Geografiska Annaler, 1920, Häft 4.

[3] Н. Н. Иванов, Об определении величины континентальности климата. «Известия Геогр. о-ва», 1953, вып. 4.

[4] B. P. Alissovi poolt 1953. aastal kaardi kujul (Морской атлас, т. II, № 48) esitatud maakera klimaatilise rajoneerimise uut, mõnevõrra ümbertöötatud varianti me ei saanud kasutada, sest puudus üksikasjaline selgitav tekst selle kaardi juurde, mis on lihtsustatud kujul esitatud joonisel 45.

nemine ekvatoriaalseks õhuks, mis valitseb siin kogu aasta kestel. Transformatsiooniprotsessis rikastub troopiline õhk niiskusega. Kogu aasta läbi toimuva intensiivse soojenemise tõttu on temperatuuri aastane käik nõrgalt välja kujunenud ja aastased amplituudid on väiksemad ööpäevastest. Ekvaatoril on aasta keskmine temperatuur +26° C, aastane amplituud 1—5°, ööpäevased amplituudid mitte rohkem kui 15° (sedagi harva). Temperatuuri öised miinimumid on isegi selge taeva korral harva alla +20° C. Põhjuseks on siin õhu suur niiskusesisaldus ja sellest tulenev atmosfääri tugev kiirgus maapinna suunas.

Ekvatoriaalse õhu poolt omandatud soojus kulub peamiselt aurumisele, mille tagajärjeks on suur absoluutne niiskus — mõnikord kuni 30 g/m³. Seetõttu on õhu temperatuur madalam, kui ta võiks olla väiksema aurumise puhul: ta tõuseb harva üle +30 kuni +35° C, kuude keskmised temperatuurid aga kõiguvad +25 ja +28° C vahemikus.

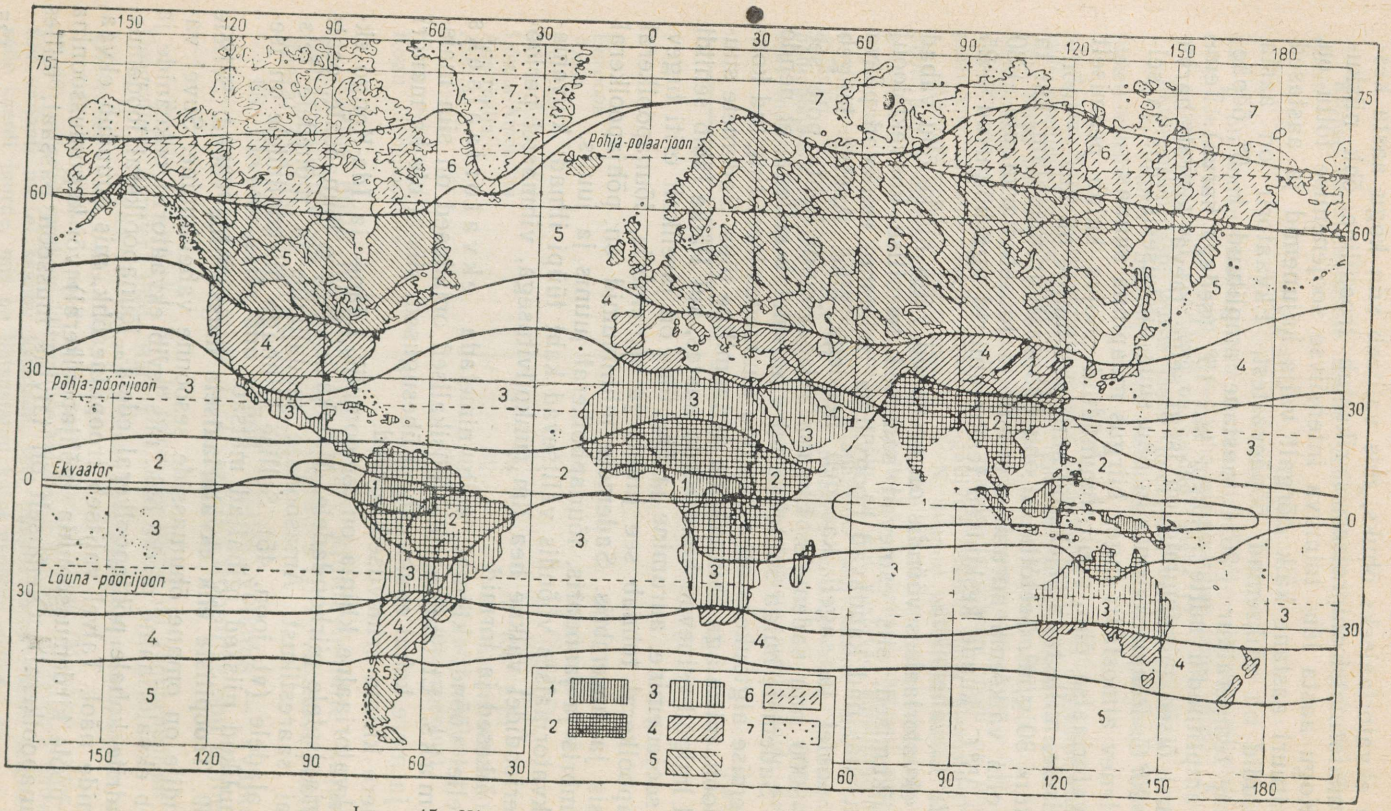
Et ekvatoriaalses vööndis on arenenud väga niiske õhu vabad tõusuliikumised, siis esinevad sademed termilise konvektsiooni tulemusena; nad kannavad hoogvihma iseloomu, esinevad päeva teisel poolel ja sageli kaasneb nendega äike. Aastas langeb 1000—3000 mm sademeid. Ekvatoriaalse vööndi kohta pole see palju. Sademete hulga suhteline piiratus seletub sellega, et nende kujunemise algtõukeks on aluspinna kuumenemisest tingitud konvektsioon, mitte aga õhumasside dünaamiline tõus. Sademete suurimad hulgad esinevad kaks korda aastas, kui Päike läbib seniidi ning soojenemine, aurumine ja õhu tõus on järelikult eriti tugev. Põhjapoolkeral toimub see juunis ja septembris, lõunapoolkeral märtsis ja novembris. Sademete miinimumid on põhjapoolkeral detsembris ja jaanuaris, lõunapoolkeral juunis ja juulis.

Ekvatoriaalses vööndis valitsevad kaht tüüpi ilmad: kuivematel perioodidel vaikne hea ilm rünkpilvitusega, vihmastel perioodidel äikesed ja tormid.

Selle vööndi kliimat võib nimetada *ekvatoriaalseks kliimaks*. Et õhumasside füüsikalised omadused on siin maismaa ja mere kohal enam-vähem ühesugused, siis ei ole ka mandri ja mere kliima erinevused suured.

Ekvatoriaalne kliima on iseloomulik Lääne- ja Ida-Kongo ekvatoriaalsetele piirkondadele, Malaka poolsaare lõunaosale, osale Malai saarestikust, Amasoonase madalikule ja mõnedele teistele aladele (vt. joon. 45). Sellise kliimaga piirkondadele on iseloomulikud niisked igihaljad metsad.

69. Troopiliste ehk ekvatoriaalsete mussoonide vöönd. Sellele vööndile on omane õhumasside sesoonne vaheldumine. Suvel valitseb ekvatoriaalne niiske õhk, mis levib ekvaatorilt ookeanide ja mandrite kohale põhjapoolkeral edela-, lõunapoolkeral loodemussoonide näol. Talvel valitseb troopiline õhk, mis suundub ekvaatori poole kirdemussoonina (põhjapoolkeral) või kagumussoonina (lõunapoolkeral). Olemuselt on talvine mussoon passaat, milles



Joon. 45. Kliimavööndite skemaatiline kaart B. P. Alissovi järgi.

Vööndid: *1* — ekvatoriaalse õhu, *2* — ekvatoriaalsete mussoonide, *3* — troopilised, *4* — subtroopilised, *5* — keskmiste laiuste, *6* — subpolaarsed, *7* — polaarsed.

on ülekaalus idavektor. Mandrite kohal moodustub talvine mussoon (passaat) kontinentaalse troopilise õhu voolust, mis hõlmab osaliselt ka mandrite lääneranniku id, ookeanide kohal aga on ta juba merelise troopilise õhu vool, mis hõlmab osaliselt mandrite idarannikuid. Mussoonide vööndi piiriks on kummalgi poolkeral troopilise frondi [5] keskmine suvine asend.

Selle vööndi kliimat võib nimetada ekvatoriaalsete (ehk troopiliste) mussoonide kliimaks. Talle on iseloomulik see, et suvel valitsevad ekvaatori poolt puhuvad tuuled. Sel ajal kujuneb seoses ekvatoriaalse õhu ülekandumisega samasugune ilm kui ekvatoriaalses vööndis: kasvab õhuniiskus, kahanevad temperatuuri ööpäevased amplituudid, sajab konvektsioonilist vihma. Sademete hulk on üldiselt tugevasti muutlik ja sõltub sellest, kui kaua ekvatoriaalne õhk püsib antud vööndis (seega suvise vihmaperioodi kestusest), tema niiskuse astmest, kohalikest reljeefi jt. tingimustest. Mandrite siseosades on sademeid harva üle 1000—1500 mm ja mida kaugemale ekvaatorist, seda vähem. See-eest ulatub mägede mussoonipoolsetel nõlvadel sademete hulk 6 000—10 000 millimeetrini aastas, sest siin stimuleerib sademete langemist õhumasside dünaamiline tõus.

Talvel niiskus väheneb, temperatuuri ööpäevane amplituud suureneb, sademeid ei esine või esineb vähe. Ilm on pilvitu. Põhjapoolkera mandrite siseosades kestab kuivaperiood novembrist aprillini (kaasa arvatud), vihmaperiood maist oktoobrini (sademete maksimumiga juulis ja augustis). Mussoonipoolsetel mägistel rannikutel (näiteks Bombays) aga hõlmab vihmaperiood ajavahemiku maist novembrini, kuivaperiood ajavahemiku detsembrist aprillini.

Ekvatoriaalsete mussoonide vööndisse kuuluvad Ginea lahe rannik, Etioopia (Abessiinia), Ida-Sudaan, Mosambiigi ja Rodeesia põhjaosa, Hindustan, Birma, Tai, Laos, Vietnam, Hiina kaguprovintsid, Põhja-Austraalia, ekvaatorist põhja poole jäävad alad Lõuna-Ameerikas ja mõned teised piirkonnad. Mandrite siseosades ja lääneranni kutel valitsevad savannid, idarannikutel niisked ekvatoriaalsed metsad.

70. Troopilised vööndid. Mõlema poolkera troopilised vööndid on ekvaatori poolt piiratud troopilise frondi suvise asendiga, keskmiste laiuste poolt polaarfrondi talvise asendiga. Troopilistes vööndites formeerub troopiline õhk, mis liigub subtroopilistest õhurõhu maksimumidest passaatide kujul ekvaatori poole. Troopiline õhk kujuneb antitsüklonites laskuvast ekvatoriaalsest õhust (s. o. antipassaatidest), samuti keskmiste laiuste polaarsest õhust. Troopiline õhk on selles vööndis peamiseks õhumassiks kogu aasta kestel.

---

[5] Troopiliseks frondiks nimetatakse piiri troopilise ja ekvatoriaalse (s. o. teise poolkera troopilise) õhu vahel.

Passaatide õhk on kuiv; see kehtib eriti nende passaatide kohta, mis tekivad mandrite kohal ja mille alumiste kihtide temperatuur on väga kõrge. Ekvaatori lähedal aga on passaadid, mis ookeani kohal lähenevad mandrite idarannikutele, niisked.

Troopilistes vööndites on maismaal välja kujunenud kolm kliimatüüpi: ookeaniliste antitsüklonite idaperifeeriate kliima, ookeaniliste antitsüklonite lääneperifeeriate kliima ja kontinentaalne troopiline kliima.

1. Ookeaniliste antitsüklonite idaperifeeriate kliima. Subtroopilise antitsükloni idaosas kujutab passaadi alumine kiht suhteliselt külma massi, millest ülalpool paikneb soojem, antitsüklonis toimuva õhulaskumise tõttu adiabaatiliselt soojenenud õhk. Seega on siin tegemist inversiooniga. Inversioon asub aga kondensatsioonipinnast madalamal ja seetõttu esineb sademeid passaatide suurest niiskusest hoolimata äärmiselt vähe. Passaadi alumiste kihtide jahtumist (järelikult ka inversiooni) tugevdavad piki mandrite läänerannikuid kulgevad külmad merehoovused. Sademeid peaaegu ei esine, kuigi õhu niiskus on suur; aasta keskmine temperatuur on pöörijoone kohal +19° C, aastane amplituud 5°. Tavaline on selge, mõõduka tuulega soe ilm. Rannikutel esinevad briisid, sagedased on udud ja tugev kaste. Aegajalt toovad troopilised tsüklonid hoogvihmu.

Kirjeldatud kliimatüüp esineb Senegalis, Austraalia läänerannikul, Lõuna-Ameerika läänerannikul 30° ja 5° l.-l. vahemikus (Atacama) ja mujal. Valitsevaks maastikutüübiks on kõrb.

2. Ookeaniliste antitsüklonite lääneperifeeriate kliima. Ookeanide lääneosas asub passaatne inversioon kondensatsioonipinnast kõrgemal. Ookeani kohal liikuv passaat muutub niiskeks ja annab mandrite idarannikutel, eriti sobiva orograafia korral, väga palju sademeid — isegi rohkem kui ekvatoriaalses vööndis (Havai saartel kuni 10 000 mm aastas), sest suure kiirusega liikuv õhuvool annab mägedega kohtudes sademeid kiiresti ja palju. Ilm püsib tavaliselt samasugune kui ekvatoriaalses vööndis, viimasele omane rusuv tuulevaikus aga puudub. Aasta keskmine temperatuur on pöörijoone kohal +24° C, aastane amplituud 6°. Sademeid on kogu aasta jooksul palju, suvel siiski rohkem kui talvel.

Ookeaniliste antitsüklonite lääneperifeeriate kliima näiteks võib tuua Lõuna-Mosambiigi, Transvaali, Madagaskari, Paraguai ja Paraná jõgikonna lääneosa kliima. Sõltuvalt sademete jaotusest on siin taimkatteks mets, savann või stepp.

3. Kontinentaalne troopiline kliima paistab silma suure kuivuse ja temperatuuri suurte (kuni 30°) ööpäevaste amplituudide poolest. Aastased amplituudid (kuni 20°) on ööpäevastest väiksemad, kuid siiski suuremad kui aastased amplituudid ekvaatori ümbruses. Aasta keskmine temperatuur on +24 kuni +27° C. Sademeid esineb väga harva ja nad kannavad juhuslike hoogvihmade iseloomu; kohati ei saja aastate kaupa. Seoses kliima

kuivusega on ilm tavaliselt selge ja kuiv; suvel valitsevad aga kõrged temperatuurid.

Kontinentaalsete passaatide kliima on iseloomulik Sahaarale, Kalaharile, Austraalia siseosadele jt. Maastikutüübiks on troopiline kõrb.

71. Subtroopilised vööndid. Subtroopiline vöönd paikneb (mõlemal poolkeral) troopilise vöötme ja parasvöötme vahel ning kannab üleminekuvööndi iseloomu. Suvel liiguvad subtroopilised antitsüklonid suurematesse laiustesse ja kogu vööndit hõlmab troopiline õhk. Talvel nihkuvad need antitsüklonid ekvaatorile lähemale ja siis on polaarsele õhule avatud juurdepääs kogu vööndi territooriumile. Seetõttu on vööndi piirid määratud polaarfrondi suvise ja talvise asendiga.

Subtrooplistes vööndites on mandrite lääne- ja idarannikute kliima niisama erinev kui passaatide vööndiski. Analoogiliselt viimasega võib maismaal eristada kolme kliimatüüpi: idarannikute subtroopilist kliimat, läänerannikute subtroopilist kliimat ja kontinentaalset subtroopilist kliimat. Subtroopilise kliima üheks erinevuseks troopilisest on iga-aastased lumesajud, mis siiski ei moodusta madalikel lumikatet.

1. Läänerannikute subtroopiline kliima on iseloomulik Marokole, Alžeeriale, Tuneesiale, üldse Vahemeremaadele, samuti ka Hea Lootuse neemele, Austraalia edela- ja lõunarannikule, Kesk-Tšiilile ja Kaliforniale.

Suvel moodustub subtroopiline antitsüklon suuremates laiustes, mistõttu mandrite läänerannikutele voolavad suhteliselt külmad, pidevalt soojenevad õhumassid. Ilm püsib selge ja kuiv. Talvel aga liigub subtroopilistele laiustele polaarfront ning seoses sellega areneb tsüklonaalne tegevus, mis toob kaasa rohkesti sademeid, eriti soodsates orograafilistes tingimustes. Talv on seetõttu sajune ja vastavalt subtroopika üldistele radiatsioonilistele tingimustele pehme. Põhjalaiusel 35° on aasta keskmine temperatuur 16° C, aastane amplituud 8°. Vahemere kliima on inimesele üks tervislikumaid kogu maakeral. Taimkate on kuivalembene.

2. Idarannikute subtroopiline kliima hõlmab Lõuna-Aafrika idaranniku, Hiina idapoolsed provintsid, Korea, Jaapani lõunaosa, Austraalia idaranniku jt. Põhjapoolkeral on tal mussoonkliima iseloom.

Suvel eemaldub subtroopilise baarilise maksimumi lääneservalt niiske troopiline õhk, mis toob mandrite idarannikutele palju sademeid. Seetõttu on suvi siin niiske. Talvel aga liigub polaarfront mööda antitsükloni lääneserva väiksematesse laiustesse (mõnevõrra kaugemale lõunasse kui idaperifeeria subtroopilises kliimas) ning ala täitub kuiva ja suhteliselt külma kontinentaalse polaarse õhuga, mistõttu talv on kuiv ja suhteliselt jahe. Aasta keskmine temperatuur on +15 kuni +17° C, aastane amplituud 15—19°. Taimkatteks on subtroopilised metsad.

3. Kontinentaalses subtroopilises kliimas, mis on iseloomulik Lõuna-Aafrika ja Väike-Aasia idaosa kõrgetele platoodele, Iraanile, Turkmeeniale ja Lääne-Hiinale, Gobi lõunaosale, Põhja-Araabiale, Põhja-Mehhikole, Arizonale, Nevadale, ida pool Kaljumäestikku asuvatele stepi-osariikidele jt., on suvi väga kuiv ja kuum (+30° C), sest aluspinna kuumenemise mõjul toimub väga kuiva kontinentaalse troopilise õhu kujunemine polaarse õhu massidest. Talv on suhteliselt külm, niiske ja järskude ilmamuutustega, sest sel ajal tekib polaarse ja troopilise õhu vahel front, sellel aga tsüklonid, mis toovad sademeid. Sademeid ei esine aastas üle 500 mm. Aasta keskmine temperatuur on selles kliimas +17 kuni +20° C, aastane amplituud kuni 26°. Valitsevad kuivad stepid ja poolkõrbed.

72. Keskmiste laiuste vööndid. Ekvaatori poolt on need vööndid piiratud polaarfrondi suvise asendiga, pooluse poolt arktilise (või vastavalt antarktilise) frondi[6] talvise asendiga. Siin formeerub polaarne õhk (peamiselt arktilise, lõunapoolkeral antarktilise õhu juurdevoolu arvel), mis valitsebki nendes vööndites kogu aasta kestel.

Keskmiste laiuste vööndites kujuneb kliima polaarse õhu füüsikaliste omaduste, arktiliste (antarktiliste) ja troopiliste õhumasside sissetungide ning polaarsel ja arktilisel (antarktilisel) frondil toimuva tsüklonaalse tegevuse mõjul.

Keskmiste laiuste vööndites võib maismaal eristada kolme kliimatüüpi: mandrite läänerannikute kliimat, mõõdukat kontinentaalset kliimat ja mandrite idarannikute mussoonkliimat.

1. Läänerannikute kliimat iseloomustab merelise polaarse õhu valitsemine, suur õhuniiskus kogu aasta kestel, suur sademete hulk (umbes 700 mm) ja nende ühtlane jaotus aastaaegade kaupa. Aasta keskmine temperatuur on +7 kuni +10° C, aastane amplituud 6—14°. Talv on suhteliselt soe, suvi jahe. Läänerannikute kliima on iseloomulik Prantsusmaale, Belgiale, Hollandile, Taanile, Briti saartele, Norrale, Tšiili lõunaosale, Põhja-Ameerika Vaikse ookeani ranniku põhjaosale jne. Loodusliku taimkatte moodustavad niidud ja laialehised metsad.

2. Kontinentaalne kliima esineb mandrite siseosades, kus toimub polaarse ja arktilise õhu täielik transformatsioon, mistõttu mandrite keskosade suunas on märgata frontaalse tegevuse nõrgenemist ning relatiivse niiskuse ja sademete hulga vähenemist. Kõige külmema kuu keskmine temperatuur on —20 kuni —25° C, kõige soojema kuu keskmine temperatuur +20 kuni +22° C, aastane sademete hulk 400—600 mm. Talv on seega karm, suvi kuum. Sademeid esineb vähe; nende maksimum on suvel.

---

[6] Arktiliseks frondiks nimetatakse arktilise ja polaarse õhu vahelist piiri.

Kontinentaalse kliimaga aladel laiuvad okasmetsad ja stepid. See kliima hõlmab suure osa NSV Liidu territooriumist, Põhja-Ameerika keskosariigid, suure osa Kanadast Kaljumäestiku ja Hudsoni lahe vahel jm. Kesk-Euroopa, Ida-Norra, Rootsi ja NSV Liidu lääneosa kliimat iseloomustab üleminek kontinentaalselt kliimalt läänerannikute kliimale.

3. Idarannikute mussoonkliima esinemisaladeks on NSV Liidu Kaug-Ida ja Hudsoni lahe rannik Labradori poolsaarel, kusjuures tüüpilisem on esimesena märgitud ala. Talvel valitsevad siin külmad kontinentaalse polaarse õhu massid, mis liiguvad siia kontinentaalsete antitsüklonite äärealadelt. Seetõttu on talv külm, selge ja lumevaene. Talvel antitsükloni poolt väiksematesse laiustesse nihutatud polaarfront liigub suvel uuesti põhja poole (50. paralleelini ja isegi kaugemale). Polaarfrondil tekkivad tsüklonid toovad palju sademeid ja põhjustavad suvise sademete maksimumi. Suvi on vihmane ja mõõdukalt soe. Aasta keskmine temperatuur on 0 kuni +2° C, aastane amplituud 25—34°. Taimkattes on valitseval kohal mets.

73. Subpolaarsed ja polaarsed vööndid.[7] Subpolaarse vööndi parasvöötme-poolseks piiriks on arktilise (lõunapoolkeral antarktilise) frondi talvine asend, pooluse-poolseks piiriks aga sama frondi suvine asend. Suvel on siin ülekaalus polaarne õhk, talvel aga arktiline (antarktiline) õhk. Niisugune sesoonne vaheldumine toimub umbes 65. ja 70. paralleeli vahel.

Seal, kus toimub merelise arktilise (antarktilise) õhu sesoonne vaheldumine merelise polaarse õhuga, kujuneb välja subpolaarse kliima mereline tüüp (tundra kliima) pehme talve, külma suve ja suhteliselt väheste sademetega; sademed langevad seejuures kogu aasta kestel. Ilmade kujunemises etendavad nii talvel kui suvel otsustavat osa frontaalsed protsessid. Aasta keskmine temperatuur (65. paralleelil) on —3° C, aastane amplituud 20°.

Nendes piirkondades, kus toimub kontinentaalse arktilise ja kontinentaalse polaarse õhu sesoonne vaheldumine, kujuneb välja subpolaarse kliima kontinentaalne tüüp (taiga kliima). Aasta keskmine temperatuur on seal —16° C, aastane amplituud 44—63°. Talv on karm, suvi suhteliselt soe (kõige soojema kuu keskmine temperatuur üle +10° C). Sademeid esineb vähe; kõige rohkem on neid suvel.

Polaarsetes vööndites valitseb kogu aasta jooksul arktiline (antarktiline) õhk, mis formeerub atmosfääri ülemistes kihtides juurde voolavast keskmiste laiuste õhust. Polaarsete alade kliimat kujundavaks põhiliseks protsessiks on õhu pidev jahtumine lume kohal, mis tekitab kuivi (kuigi suure relatiivse niiskusega) ja külmi õhumasse. Polaarses kliimas on ülekaalus antitsüklonaalne

[7] B. P. Alissov nimetab neid olenevalt sellest, kummal poolkeral nad paiknevad, subarktiliseks, subantarktiliseks, arktiliseks ja antarktiliseks.

ilm. Selge on ta aga ainult talvel, kuna suvel on taevas kaetud madalate kihtpilvedega; sagedased on ka udud. Sademeid on 200—300 mm aastas. Mitme kuu pikkuste päevade ja ööde tõttu esinevad polaarse kliimaga aladel omapärased insolatsiooni ja valgustatuse tingimused.

Polaarses kliimas võib nagu subpolaarses kliimaski eristada kontinentaalset ja merelist kliimatüüpi.

Kontinentaalne kliima valitseb piirkondades, mis on peaaegu täielikult kaetud liustikega (Gröönimaa, Antarktika 70. laiuskraadist lõuna pool). Aasta keskmine temperatuur on —20 kuni —25° C, aastane amplituud 38—40°. Sademete hulk on väike, nii et kliima on kuiv ja äärmiselt külm (temperatuur kogu aasta läbi alla nulli). Taimkate puudub.

Merelise kliimaga piirkonnad (Arktika ilma Gröönimaata, Antarktika põhja pool 70. laiuskraadi) on samuti külmad, kuid niisked. Suvi on sombune ja rõske, talv aga tavaliselt selge ja külm. Mandrite rannikutel ja saartel eksisteerib kidur tundra.

Peale loetletud alade kuuluvad polaarse kliimaga piirkondade hulka veel Kanada arhipelaag ja Põhja-Ameerika mandri põhjaosa.

74. **Üldine järeldus kaasaegsest kliimast.** Viimase ajani loeti kõige detailsemaks ja kõige üksikasjalisemalt läbi töötatud kliimade klassifikatsiooniks Köppeni klassifikatsiooni, kuid see tohutule faktilisele materjalile tuginev ja paljude aastate jooksul pidevalt täiendatud klassifikatsioon jõuab lõpuks sisuliselt ikkagi vaid faktide konstateerimiseni, nende paigutamiseni kindlasse süsteemi ja esmajärjekorras kliima väliste omaduste ja iseärasuste kirjeldamiseni. Just nende omaduste tõttu osutuski Köppeni klassifikatsioon mitte küllalt kõlblikuks käesolevas raamatus äratoomiseks: meid ei huvita mitte ainult asjade välised jooned ja staatiline seisund, vaid rohkem just nähtuste dünaamika, nende tekkimine ja arenemine, kujunemisprotsess.

B. P. Alissovi klassifikatsioon lähtub geneetilisest printsiibist ja tugineb seejuures õpetusele õhumasside liikumisest, mille viljakas mõjus klimatoloogiale ja meteoroloogiale ei kahtle enam keegi. Seetõttu mahub ta paremini ja loogilisemalt üldisele maateadusele seatud ülesannete raamidesse, sest ta avab kliimatekkeprotsessi olemuse ja üldise suuna maastikulise sfääri reas suurtes osades.

Materjal, mis on esitatud paragrahvides 68—73, võimaldab teha kindla järelduse, et kliima kujunemise protsessides ilmneb täiesti selgelt tsonaalsuse tendents. Selles järelduses pole midagi üllatavat, sest juba kliima üksikute elementide analüüs tõi esile sellesama tendentsi.

75. **Kliima kõikumised ja muutused.** Nagu kõik looduses, nii pole ka kliima midagi muutumatut. Ta on meie planeedi eksisteerimise kindla ajaloolise staadiumi produkt, mis allub kõikumistele ja arenemisele.

Täiesti vastuvõtmatu on Brooksi ebateaduslik kontseptsioon, mis kinnitab, et Maa kogu geoloogilisele minevikule oli omane mingisugune «normaalne» kliima (soe ja kuiv), mida ainult harva ja lühiajaliselt häirisid «ebanormaalsed» jäätumise perioodid.[8] «Normaalse» kliima teooria sisaldab objektiivselt kliima arenemise eitamist. Pidevalt arenevale loodusele on «normaalne» kliima samasugune mõttetus nagu «normaalne» organismitüüp või «normaalne» mullatüüp.

Kliima kõikumiste olemasolu selgub isegi suhteliselt lühikese ajavahemiku vältel teostatud otseste meteoroloogiliste vaatluste tulemustest. XX sajandi algul hakkas suurema osa maismaa aasta keskmistes temperatuurides ilmnema selge tõusutendents; soojenemine hõlmas peaaegu kõiki mandreid.[9] Eriti selgelt avaldus kliima pehmenemine Arktikas aastatel 1920—1945. Tolle perioodi aasta keskmised temperatuurid osutuvad pikaajalistest keskmistest kõrgemaks Teravmägedel 2°, Grööniimaa läänеosas 2,5°, Franz Josephi maal 3,5°, Leningradis aga, s. o. väljaspool Arktikat, 1° võrra. Nüüd on soojenemise periood nähtavasti lõppemas.

Otsesed meteoroloogilised vaatlused võivad aga suuremal või väiksemal määral valgustada ainult ajavahemikku, mis hõlmab viimast 200—300 aastat. Kaugema mineviku kliima kõikumiste üle otsustamiseks tuleb seetõttu kasutada kaudseid meetodeid. Ajaloolise mineviku kliima kohta saame teateid vanadest kroonikatest, legendidest ja pärimustest (pärast nende ranget kriitilist kontrolli), liustike ja jõgede ning järvede taseme kõikumise andmetest, mahasaetud vanade puude aastarõngaste uurimise tulemustest jms. Siinjuures õnnestub muidugi enamikul juhtudel saada ainult kvalitatiivseid, mitte aga kvantitatiivseid karakteristikuid, kuid ka need on erakordselt väärtuslikud, sest nad kinnitavad vaieldamatult kliima muutumise fakti. Ajaloolises minevikus Euroopa kliimas toimunud kõikumiste kohta kogus ja avaldas rikkalikku materjali Brückner, kes tegi kindlaks rea kuivade ja niiskete, soojade ja külmade perioodide vaheldumise. Analoogilisi materjale kogusid meie maa ja teiste maade kohta M. A. Bogolepov ja A. V. Šnitnikov. Viimane neist koostas huvitava kõvera niisutatuse kõikumiste kohta Euraasias ja Põhja-Ameerikas viimase 6000 aasta jooksul (joon. 46).[10]

Mõningaid kvalitatiivse iseloomustamise mooduseid õnnestub muuta enam või vähem sobivateks kvantitatiivseteks meetoditeks. Kuiva kliimaga aladel on puude aastarõngad seda paksemad,

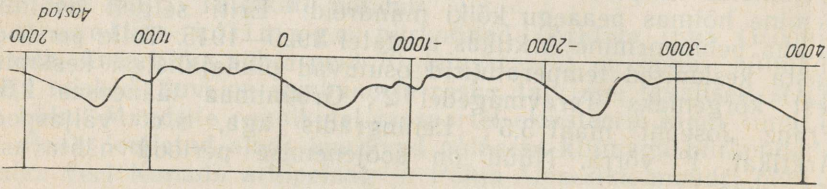
---

[8] К. Брукс, Климаты прошлого, 1952, стр. 7—13.

[9] Л. С. Берг, Климат и жизнь, 1947; А. А. Григорьев, О современных колебаниях климата, «Ученые записки Моск. ун-та», вып. 5, География, 1936.

[10] А. В. Шнитников, Изменчивость солнечной активности за историческую эпоху . . . ,«Бюлл. ком. по исслед. Солнца», 1952, № 7 (21).

mida rohkem sademeid langeb antud aastal.[11] Esialgu tehti paksude ja õhukeste rõngaste vaheldumisest järeldus ainult kuivade ja niiskete aastate vaheldumise kohta. Hiljem määras Douglas Arizona mändide ja sekvoiade aastarõngaste paksuse sõltuvuse sademete hulgast nendel perioodidel, mille kohta olid olemas meteoroloogiliste vaatluste andmed, koostas empiirilise valemi ja arvutas selle abil aastarõngaste paksuse alusel sademete hulgad varajasemate perioodide kohta, millal meteoroloogilisi vaatlusi ei teostatud. Et üksikute sekvoiade vanus ulatub kolme tuhande aastani ja üle selle, siis võimaldab aastarõngaste meetod luua ettekujutuse kliima kõikumisest antud paikkonnas väga pika ajavahemiku jooksul.



Joon. 46. Niisutatuse kõikumised Euraasias ja Põhja-Ameerikas viimase 6000 aasta jooksul (A. V. Šnitnikovi järgi).

Selleks, et toimuks kliima oluline muutumine, et tema väikesed kvantitatiivsed muutused viiksid uude kvalitatiivsesse seisundisse, on ilmselt vaja palju aega. Järelikult võib kliima evolutsioonist tõepärase ettekujutuse saada ainult meie planeedi geoloogilise mineviku klimaatiliste tingimuste uurimise teel. Maastikulise sfääri ühtedes või teistes osades kümnete ja sadade miljonite aastate eest valitsenud klimaatiliste tingimuste iseloomustamise võimalus on tervikuna tingitud sellest, et me käsitleme maastikulist sfääri kui ühtset tervikut, kus kõik nähtused on omavahel seotud ja tingivad üksteist. Sellest vaatest loobudes peaksime loobuma ka lootusest luua ja täiustada üht huvitavaimat teadusharu — paleoklimatoloogiat. Kliima ei säili fossiilses seisundis, küll aga säilivad planeedi kauges minevikus mattunud mullad, kivimid ning loomade ja taimede jäänused, millede formeerumisele ja arenemisele kliima vajutas kunagi oma pitseri. Selle «pitseri» uurimine võimaldabki rekonstrueerida kliimat. Maksab aga ainult oletada, et mulla tekkimine, kivimite ladestumine ja organismide evolutsioon on isoleeritud, üksteisest sõltumatud ja kliimast mitte olenevad protsessid, kui kaovad kõik tugipunktid ja alused kliima rekonstrueerimiseks.

Mis on aluseks järelduste tegemisel geoloogilise mineviku

[11] Seose puude aastarõngaste paksuse ja klimaatiliste tingimuste vahel tegi esimesena kindlaks F. N. Švedov (1892. aastal).

kliima ühe- või teistsuguse iseloomu kohta? Teadmisi geoloogilise mineviku kliima kohta saame:

1. Antud geoloogilisel perioodil ladestunud kivimite iseloomu põhjal. Rändrahnude, kriimustatud kaljude ja moreenide leidumine on liustike tegevuse tunnistajaks. Mattunud lössid, kipsid ja soolad annavad tunnistust kuivast kliimast, ränised ja ränisavised kivimid (opokad, diatomiidid, spongoliidid) külmast kliimast, koralsed lubjakivid kuumast kliimast, kivisõed niiskest kliimast, viirsavid kliimast, milles on selgesti välja kujunenud aastaaegade vaheldus. Kui purdkivim sisaldab päevakivide mittelahustunud teri, siis on see tunnuseks, et ta formeerus kas kuivas kliimas või külmumisrabenemise osavõtul, mille puhul kivimid ei muutu keemiliselt, vaid ainult lagunevad füüsikaliselt.

2. Mattunud muldade põhjal. Amuurimaal on praegu mõõdukalt niiske kliima; mullad on seal leetunud ja soostunud. Kohati aga lasub leetmulla all lateriitide tüüpi punane muld. Lateriidid esinevad käesoleval ajal kuuma kliimaga maadel; seetõttu on mattunud lateriidi leid tunnuseks, et minevikus on Amuurimaal olnud soojem kliima.

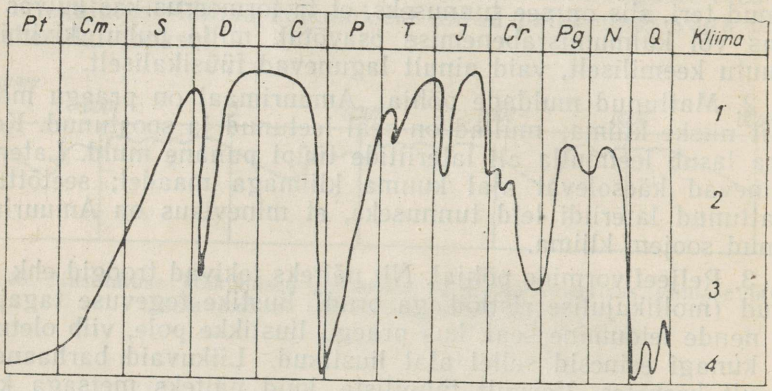
3. Reljeefivormide põhjal. Nii näiteks tekivad troogid ehk ruhiorud (mollikujulise ristlõikega orud) liustike tegevuse tagajärjel ja nende leidumine seal, kus praegu liustikke pole, viib oletusele, et kunagi esinesid sellel alal liustikud. Liikuvaid barhaane on ainult kõrbetes. Vormilt tüüpiliste, kuid näiteks metsaga kattunud barhaanide avastamine räägib kliima olulisest vahetumisest, kõrbelise kliima muutumisest niiskeks kliimaks. Kuivade jõeorgude rohkus kõrbes seevastu räägib niiske kliima asendumisest kõrbelise kliimaga.

4. Mattunud loomade ja taimede põhjal. Araali järve põhjakaldal on leitud oligotseeni lõpul tekkinud raudasisaldavate liivakivide lademetest sekvoiade, paplite, sarapuude, pöökide, tammede ja teiste puude jäänuseid. Niisiis polnud seal tol ajal kõrb nagu praegu, vaid metsaala.[12] Kliima muutumiste üle võib otsustada mitte ainult taimkatte iseloomu järgi, vaid ka selle järgi, et mattunud flooras leidub mõnikord teistsugune arv taimeliike kui antud paikkonna kaasaegses flooras. Juhtumid, kus mattunud flooras leidub vähem liike, on, tõsi küll, tavalised ja mitte alati küllalt iseloomustavad, sest neid on kerge seletada asjaoluga, et kõik liigid kas pole säilinud või pole veel avastatud; kui aga mattunud flooras leidub suurem arv liike kui kaasaegses, siis on see mineviku parema klimaatilise olukorra ümberlükkamatuks näitajaks. Käesoleval ajal kasvab Gröönimaal 17 väikest põõsasliiki, Gröönimaa tertsiaari taimkatte jäänuste hulgas aga on avastatud üle 200 puu- ja põõsasliigi esindajaid; praegu kasvab Gröönimaal ainult üks okaspuuliik — kadakas *Juniperus nana,* tertsiaari

[12] Л. С. Берг, Аральское море, СПБ., 1908, стр. 489—490.

okaspuude flooras oli aga vähemalt 28 liiki, sealhulgas sookõpress, sekvoiad, männid ja nulud; peale selle olid lehtpuudest esindatud loorberid, magnooliad, tamm, jalakas, vaher jt., mida seal praegu muidugi üldse ei ole.[13]

Väga huvitav viide kliima kõikumisele sisaldub paleontoloogilistes andmetes korallide — soojuse suhtes väga nõudlike ja selle muutumisele tundlikult reageerivate organismide — mitmesuguste rühmade ilmumise ja kadumise kohta Maa ajaloos (joon. 47).



Joon. 47. Maa ajaloo kestel toimunud kliima muutumise kõver (mitmesuguste korallirühmade ilmumise ja kadumise andmete alusel).

Ülemine rida — geoloogiliste perioodide tähised (vt. ptk. XVI). Kliimatüübid: *1* — ühtlane, mõõdukas, vähe sademeid; *2* — mõõdukas, sademeid rohkem, võib täheldada klimaatilist tsonaalsust; *3* — sademete hulga suurenemine, selge klimaatiline tsonaalsus; *4* — jääaja tingimused.

76. Kliima muutumise põhjustest. On ilmne, et kliima peab muutuma teda kujundavate põhiliste protsesside ja tegurite muutumise tagajärjel.

Kiirgusenergia juurdevool sõltub esmajoones selle energia allika, s. o. Päikese pinna seisundist ja Maa kui planeedi astronoomiliste elementide muutumisest. Viimast vaatlesime paragrahvis 32.

Paljud nähtused Päikesel annavad tunnistust tema tegevuse pulseerivast, rütmilisest iseloomust. Selles suhtes on kõige paremini uuritud Päikese laigud — võimsad keeriselised (tsüklonilaadsed) moodustised, mille arv ja pindala saavutab fotosfääri pinnal maksimumi keskmiselt iga 11 aasta järel. Laigud tekivad teatava lisaenergia arvel, mis saabub fotosfääri Päikese sisemusest. Osa sellest energiast kulub laikude formeerumise protsessile, teine osa kiirgub vabalt maailmaruumi ja seda nimetatakse Päi-

[13] Е. В. Вульф, Опыт деления земного шара на растительные области на основе количественного распределения видов, Л., 1934, стр. 27.

kese aktiivseks kiirguseks. Päikese aktiivsuse puhangute ajal, mis langevad ühte laikude pindala suurima ulatuse perioodidega, tugevneb ühelt poolt eriti Päikese lühilaineline kiirgus (kaasa arvatud ultravioletne kiirgus), teiselt poolt pikalaineline meetrilise diapasooniga kiirgus (raadiokiirgus) ja kasvab Päikese korpuskulaarne emissioon, s. o. laetud osakeste (kaltsiumi, vesiniku jt.) voolude kiirgamine. Just neil kiirguse kvalitatiivsetel muutustel, mis seisavad lainete ümberjaotumises spektraalse koostise järgi, kusjuures kasvab suure energiaga lühikeste lainete osatähtsus, on eriti suur mõju Maa atmosfäärile, sest Päikese lainelise kiirguse summaarne vool jääb Päikese laikude arenemise kõikides faasides kvantitatiivselt muutumatuks.

Jõudes meie planeedini, neeldub Päikese aktiivne kiirgus Maa atmosfääris ja põhjustab tema välistes kihtides rea füüsikalisi muutusi, mis hiljem kanduvad ka troposfääri.

Päikese aktiivsuse kõikumisi ja nende mõju kaasaegsetele nähtustele maakeral (sealhulgas ultravioletse kiirguse voogude mõju) on üksikasjaliselt uurinud nõukogude teadlased. [14]

Maa atmosfääri ülemistes kihtides on ultravioletse kiirguse osatähtsus küllalt suur. Ta soodustab osooni tekkimist, mis viib soojusliku efekti suurenemisele (sest O_3 ei pea kinni mitte ainult ultravioletseid kiiri, vaid ka Maa pikalainelist kiirgust) ja seega ühtlasi maapinna temperatuuri tõusule. Teiselt poolt mõjustavad ultravioletsed kiired N_2 ja O_2 molekule, põhjustades NO molekulide tekkimist; viimased reageerivad O_2 molekulidega, moodustades NO_2 molekule, O_3 juuresolekul aga tekivad hügroskoopse ühendi, lämmastikhappe anhüdriidi N_2O_5 molekulid, mis soodustavad veeauru kondenseerumist atmosfääri kõrgemates kihtides; tsüklonaalsetel aladel, kus tropopaus paikneb madalamal, satub kondenseerunud veeaur hiljem ka troposfääri. Kondenseerumisel vabaneb energia, mis läheb atmosfääri tsirkulatsiooni tugevdamiseks tsüklonaalsetes süsteemides. Peale selle on veeaurul, nagu teame, suur pikalainelise kiirguse neelamise võime.

Baariliste miinimumide (tsüklonite) süvenemine tähendab baarilise reljeefi kontrastide suurenemist. Selle otseseks tulemuseks on atmosfääri üldise tsirkulatsiooni tugevnemine. Seega osutub tsirkulatsiooni kõikumine (tugevnemine ja nõrgenemine) käesoleval epohhil seotuks Päikese aktiivsuse tugevnemise ja nõrgenemisega.

Kahjuks pole veel materjale, mis võimaldaksid neid järeldusi kasutada geoloogilises minevikus toimunud suurte kliima kõikumiste seletamiseks; on tehtud ainult katset sellise kasutamise võimalust teoreetiliselt põhjendada. [15]

---

[14] М. С. Эйгенсон, М. Н. Гневышев, А. И. Оль, Б. М. Рубашев, Солнечная активность и ее земные проявления, 1948.

[15] М. С. Эйгенсон, О возможной природе палеоклиматических изменений, «Известия Геогр. о-ва», 1953, вып. 4.

Kliima muutumise teiseks põhjuseks võib olla atmosfääri koostise, peamiselt CO_2, H_2O ja tolmu sisalduse muutumine. Nende komponentide hulga suurenemine peab põhjustama kliima soojenemist, nende vähenemine aga kliima jahenemist, kuigi ainult teatavates kindlates piirides, sest CO_2, H_2O ja tolm, pidades kinni Maa pikalainelist kiirgust, neelavad samal ajal ka osa päikesekiirgusest.

Geoloogilises minevikus toimunud suuremate kliima kõikumiste põhiteguriks tuleb siiski lugeda Maa pinna — maismaa ja mere jaotuse, reljeefi ja merehoovuste — muutumist. Maismaa ja meri erinevad oma albeedo, samuti soojusmahtuvuse poolest, seega peegeldub ookeanide ja mandrite suhte muutumine paratamatult kliimas, andes talle kas kontinentaalsuse või merelisuse jooni. Piisab maismaa pindala vähenemisest 10% võrra (praegusega võrreldes), et temperatuur ekvatoriaalsetel aladel langeks 3,5°, polaarsetel laiustel aga tõuseks 3,3° võrra.

Reljeefi mõju atmosfääri tsirkulatsioonile ja sademetele on üldtuntud. Sellele tuleb lisada, et tasandike kohal on atmosfäär ühtlaselt tihe ja kaitseb Maad jahtumise eest, samal ajal kui hõredasse, vee- ja tolmuvaesesse atmosfääri tõusvatest kõrgmägedest voolab Maa soojus ära hoopis kergemini. Mägede teke põhjustab täiendavat soojuse kaotamist maakera pinna poolt; kaasaegse reljeefi tasandumine tõstaks õhu temperatuuri 0,7° võrra.

Kliima suuri muutumisi Maal põhjustab kõikide mainitud põhjuste kompleks, juhtival kohal nende hulgas on aga maakera pinna ümberkujunemised.

77. **Kokkuvõte.** Eelmistes peatükkides vaatlesime kliima üksikuid elemente. Analüüs võimaldas avastada nende elementide väga tähtsa seaduspärasuse — nende ilmse tendentsi tsonaalsusele. Sellega oligi juba ette otsustatud ka järeldus kliima kui terviku tsonaalsuse kohta.

Osutub, et Maa pind on klimaatilises suhtes jagatud reaks vöönditeks, mis kulgevad ligikaudu piki paralleele, kusjuures igal vööndil, kuigi ta on seotud teistega ja nendest tingitud, on oma spetsiifilised jooned ja iseärasused, mis moodustavad tema kvalitatiivse ja geneetilise iseloomustuse. Tüüpilisi kliimavööndeid on seitse: ekvatoriaalse õhu vöönd, troopiliste (ehk ekvatoriaalsete) mussoonide vöönd, troopiline vöönd, subtroopiline vöönd, keskmiste laiuste vöönd, subpolaarne vöönd ja polaarne vöönd. Ekvatoriaalse õhu vööndi klimaatiline «vaige» on tingitud ekvatoriaalse õhu valitsemisest temas kogu aasta kestel. Troopiliste mussoonide vööndis määrab kliima kujunemise ekvatoriaalse ja troopilise õhu võitlus, troopilises vööndis troopilise õhu valitsemine, subtroopilises vööndis troopilise ja polaarse õhu valitsemise vahetumine, keskmiste laiuste vööndis polaarse õhu valitsemine, subpolaarses vööndis polaarse ja arktilise (antarktilise) õhu võitlus ja polaarses vööndis arktilise (antarktilise) õhu ülekaal. Maismaa ja mere jaotus, paikkonna asend püsivate antitsüklonite suhtes ning õhumasside ja frontide liikumise valitseva suuna suhtes, reljeefi ja aluspinna iseloom, radiatsiooni ja soojusvahetuse tingimused, õhumasside püsimise kestus antud territooriumi kohal või nende sissetungimise sagedus — kõik need asjaolud, mis on keerukas sõltuvuses üksteisest, tingivad regionaalsete kliimatüüpide eristamist iga vööndi piirides.

Kliima on midagi püsivamat ja kvalitatiivselt muud kui ilm, kuid ka tema allub kõikumistele ja muutustele. Kliima põhijooned ei muutu, kuni need kõikumised ei ületa teatavaid piire. Veel enam: teatavates piirides toimuv kõikumine peab isegi orgaaniliselt kuuluma iga kliima iseloomustusse.

Niipea aga, kui kliima kõikumised ületavad teatava piiri, tekib juba uus kvaliteet, uus kliimatüüp. Meie planeedi ajalugu näitab, et Maa kliima on korduvalt allunud tugevatele muutustele ja et kliima on seega Maa maastikulise sfääri olemasolu kindla ajaloolise staadiumi produkt.

Kirjandust

Алисов Б. П., Климатические области зарубежных стран, 1950.

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С., Курс климатологии, ч. I и II, Л., 1952.

Алисов Б. П., Берлин И. А., Михель В. М., Курс климатологии, ч. III, Л., 1954.

Берг Л. С., Основы климатологии, 1938.

Боголепов М. А., Периодические возмущения климата, 1928.

Воейков А. И., Климаты земного шара, Избр. соч., т. I, 1948.

Марков К. К., Палеогеография, 1951 (ptk. V).

Хромов С. П., Климат, макроклимат, местный климат, микроклимат, «Известия Геогр. о-ва», 1952, вып. 3.

Хромов С. П., Географическое размещение климатологических фронтов, «Известия Геогр. о-ва», 1950, вып. 2.

Эйгенсон М. С., Гневышев М. Н., Оль А. И., Рубашев Б. М., Солнечная активность и ее земные проявления, 1948.

Handbuch der Klimatologie, herausgegeben von W. Köppen und R. Geiger.

X peatükk

MURENEMINE

Kliima kujunemise üldiste seaduspärasustega tutvudes tegime ühtlasi kokkuvõtte teatavast iseloomulikust nähtusteringist maakera maastikulises sfääris. Saadud tulemused võtame lähtepunktiks oma ainekäsitluse järgmisele osale. On täiesti loomulik, et viimane peab selgitama kliima kui terviku ja selle koostisosade mõju maastikulise sfääri teistes komponentides toimuvate protsesside käigule. Esmajoones tuleb vaadelda kliima mõju murenemisele, pinnavete, põhjavete ja tuule tegevusele ning mullatekkeprotsessile.

Alustame murenemisest.

78. Murenemise olemus. Iga kompaktne kivim maapinnal muutub aja jooksul purustusprotsesside toimel purdseks massiks. Kõik need protsessid, välja arvatud juhtumid, kus kivimi purunemine on tingitud teise liikuva kivimi, jää, vee või tuule poolt esile kutsutud hõõrdumisest, ühendatakse mõistesse «murenemine». Murenemine on kivimite füüsikaline purdumine ja keemiline muundumine atmosfääritegurite, pinna- ja põhjavete ning organismide tegevuse toimel.

Kui kivim (s. o. mingi ühe mineraali kogum või mitme mineraali seaduspärane kooslus) lasub maapõues, siis on ta seal teatavas füüsikalis-keemilises tasakaalus antud sügavuses valitseva tingimustekompleksiga. Niipea aga, kui see kivim mingitel põhjustel (mida me praegu analüüsima ei hakka) paljandub, satub ta uutesse tingimustesse; tema senine tasakaal häirub ja tekivad protsessid, mis on suunatud uue tasakaalu saavutamisele. Murenemise olemus seisabki selles, et kivimid «kohastuvad» maapinnal valitsevate füüsikaliste ja keemiliste tingimustega (madal temperatuur ja rõhk, vaba hapniku olemasolu jne.). Selle kohastumise vormiks aga on kivimi purdumine koos keemilise muundumisega.

Murenemine on ühtne protsess, kuid selles eristatakse kaht külge: füüsikalist ja keemilist. Mõned autorid eristavad veel nn. orgaanilist murenemist, kuid see on liigne, sest organismide osa kivimite purustamisel taandub samuti kas füüsikalisele või keemilisele toimele.

79. Rabenemine. Rabenemiseks ehk füüsikaliseks murenemiseks nimetatakse kivimite tükeldumist ja purdumist, mida põhjustavad temperatuuri ööpäevased kõikumised ja vee külmumine kivimi lõhedes.

Vee külmumine lõhedes, millega kaasneb tema ruumala suurenemine, etendab murenemisprotsessides tähtsat osa seal, kus temperatuur kõigub 0° C ümber, esmajoones polaaraladel ja kõrgmäestikes lumepiiri läheduses. Kivimi purunemist tema lõhedes oleva vee ruumala muutumise tõttu seoses vahelduva külmumise ja sulamisega nimetatakse külmumisrabenemiseks. Parasvöötme piires esineb külmumisrabenemine ainult ajuti, üleminekul suvelt talvele ja vastupidi, pidevalt soojadel ja kuivadel aladel aga ei toimu seda hoopiski. Väikestes poorides või kapillaarsetes lõhedes külmuv vesi lõhestab kivimit tohutu jõuga, avaldades lõhede seintele survet kuni 6000 kilogrammi ruutsentimeetri kohta[1], ja põhjustab kivimi purunemise mitmesuguse suurusega nurgelisteks tükkideks. Hibiinides ja teistes mägirajoonides tekivad sel viisil suured rusukuhjatised, mis seejärel libisevad piki nõlvu alla kivivoolude ehk kurummide näol.

Eriti suurt ja universaalset osa etendavad rabenemises temperatuurimuutused. Seejuures ei ole oluline mitte temperatuuri kõikumise ulatus, vaid selle kiirus, sest mida sagedamini järgnevad üksteisele kivimi osakeste kokkutõmbumised ja paisumised, seda kiiremini lõhestub kivim. Talve ja suve vaheline amplituud ei oma seega tähtsust ja peamiseks teguriks on ööpäevane amplituud. Kõige intensiivsemalt toimub rabenemine kuivas kliimas (kõrbed, kõrgmäestikud), sest niiskuse puudumine lühendab seal tunduvalt nii soojenemise kui ka jahtumise aega, kuna märjad kivimid soojenevad ja jahtuvad vee suure soojusmahtuvuse tõttu aeglaselt.

Rabenemises ei kuulu juhtiv osa õhu temperatuurile, vaid kivimite vahetule soojendamisele päikesekiirguse poolt: termiline rabenemine on peamiselt otsese insolatsiooni tulemus.

Kivimite halva soojusjuhtivuse tõttu soojeneb kivimi väline kiht rohkem kui sügavamal asuvad kihid. Sellest soojenemisest tingitud paisumisele avaldavad vastumõju kohesioonijõud, mis seovad välist kihti kivimi ülejäänud massiga. Erinevalt soojenenud kihtide vahele tekivad ülipeente, kivimi pinnaga paralleelsete lõhede süsteemid. Öösel, vastupidi, jahtub väline kiht tugevamini kui sügavamal asuvad kihid ja püüab kokku tõmbuda. Et aga ka seda takistavad kohesioonijõud, siis tekib uus lõhede võrk, mis seekord koosneb kivimi pinnaga perpendikulaarsetest lõhedest. Seega jaotab omavahel ristuvate lõhede võrk kivimi pindmise kihi mitmesuguse suurusega tükkideks. Viimased kanduvad ära raskusjõu, tuule, sademevete jt. toimel, kusjuures paljanduvad

[1] Ю. А. Билибин, Основы геологии россыпей, 1938, стр. 45.

üha uued kivimipinnad, mis seejärel omakorda hakkavad murenema.

Sel viisil toimub ühesuguse koostise ja värvusega kivimite purunemine. Kui kivim koosneb mitmesugustest mineraalidest või tema eri osad on erineva värvusega, siis kulgeb protsess keerukamalt, sest üksikutel mineraalidel on erinevad paisumiskoefitsiendid, erineva värvuse tõttu aga neelavad kivimi eri osad erineval määral soojust. See loob täiendavaid temperatuurikontraste ning põhjustab üksikute osade erinevat paisumist ja kokkutõmbumist vahetult kivimi pindmises kihis, kiirendades sellega viimase purdumist. Settekivimid rabenevad temperatuurikõikumiste mõjul vähem kui tardkivimid, sest erinevalt tardkivimeist on neis üksikute kivimit moodustavate terakeste vahel alati õhuke tsementeeriva aine kile. Viimane etendab vetruva padjandi osa ja annab sujuvalt järele kivimi osakeste poolt paisumisel avaldatavale survele.

Rabenemise tulemusena laguneb kivim kas koostismineraalideks või lihtsalt kivimitükkideks, mis kõiges peale mõõtmete meenutavad lähtekivimit. Lagunemine mineraalideks on tavaliselt omane jämedateralistele kivimitele, näiteks paljudele graniitidele. Vastavalt kivimi purdumisele üha väiksemateks tükikesteks väheneb rabenemise intensiivsus: mida väiksem on kivimitükike, seda ühtlasem on tema temperatuur ja seda väiksemad on muidugi ka tema soojusliku seisundi sisemised vastuolud.

80. Porsumine. Porsumiseks ehk keemiliseks murenemiseks nimetatakse kivimite purdumist vee ja õhu mõjul ning organismide biokeemilisel toimel. Porsumine toimub samaaegselt rabenemisega, kuid tema osatähtsus suureneb kogu aeg vastavalt lähtekivimi peenestumisele, sest veel ja õhul avaneb võimalus kokku puutuda üha suurema vaba kivimipinnaga. Mida peenestatum on kivim mehaaniliselt, seda intensiivsem on porsumine.

Erinevalt rabenemisest porsumine mitte ainult ei lõhu kivimit, vaid põhjustab tunduvaid muutusi ka tema mineraloogilises koostises. Esialgselt kivimi koostisse kuulunud mineraalidest, mis maapinna tingimustes on vähe vastupidavad, kujunevad seejuures sekundaarsed, antud tingimusis püsivad mineraalid.

Kõige aktiivsemateks porsumise teguriteks on vesi, hapnik ja süsihappegaas, samuti ka taimed ja mikroorganismid.

Vesi on lahusti. Lisaks sellele võib ta ühineda veetute mineraalidega, muutes neid vett sisaldavateks mineraalideks (seda protsessi nimetatakse hüdratatsiooniks); näitena võib nimetada punase rauamaagi muutumist raud(III)hüdroksüüdiks (limoniidiks) ja anhüdriidi muutumist kipsiks.

Hapnikust on tingitud oksüdatsioonireaktsioonide laialdane levik. Nendest reaktsioonidest võtab osa kas vaba õhuhapnik või vees lahustunud hapnik. Et külm vesi sisaldab rohkem hapnikku kui soe, siis on külmal veel soojaga võrreldes suurem oksüdeeri-

misvõime. Oksüdatsioonitsooni sügavuse maismaal määrab põhjavee tase.

Eriti suurt osa etendab porsumises süsihappegaas. Tema lahustumisel vees tekib süsihape ($CO_2+H_2O \rightleftarrows H_2CO_3$), mis lagundab silikaate, tõrjudes neist välja ränidioksüüdi, ise aga ühineb silikaatide koostisse kuuluvate metallidega, moodustades nendega mitmesuguseid süsihappesooli, milledest paljud on enam või vähem kergesti lahustuvad (näiteks naatriumsilikaadi lagundamine: $Na_2SiO_3+H_2CO_3=Na_2CO_3+H_2SiO_3=Na_2CO_3+H_2O+SiO_2$). Teisest küljest reageerib süsihappegaas karbonaatidega, muundades raskesti lahustuvaid karbonaate kergemini lahustuvateks hüdrokarbonaatideks [näiteks $CaCO_3+CO_2+H_2O=Ca(HCO_3)_2$, s. o. tekib kaltsiumhüdrokarbonaat, mis lahustub kergemini kui $CaCO_3$].

Taimed soodustavad porsumist sellega, et nad eritavad orgaanilisi happeid, mis on tugevad lahustid.

Väga tähtsat osa etendavad porsumises bakterid ja üldse mikroorganismid, mida tuntakse kaasajal üle 100 000 vormi ja mis tänu oma üliväikestele mõõtmetele[2] kanduvad vee- või õhuvooludega tohututele kaugustele ja tungivad kergesti kõige peenematesse kivimilõhedesse ja -pooridesse. Saprofüütsed mikroorganismid (nende hulka kuulub enamik mikroorganisme) lagundavad harilikult kuni vee ja süsihappegaasini igasuguseid orgaanilisi aineid, mis on nende toiduks. Süsihappegaasi toimel lahustuvad lubjakivid ning lagunduvad vilgud ja päevakivid. Kui mikroobid ei lagunda orgaanilist ainet lõpuni, siis moodustuvad koos süsihappegaasiga mitmesugused orgaanilised happed, mis lahustavad kergesti ja kiiresti kaltsium- ja magneesiumkarbonaati (merglite, dolomiitide ja lubjakivide murenemine).

Saprofüütsed mikroorganismid lagundavad seega kivimeid CO_2 ja orgaaniliste hapete vahendusel. Autotroofsed bakterid (mis toituvad õhust omastatavast süsihappegaasist nagu taimedki) toimivad samas suunas anorgaaniliste hapete vahendusel. On teada, et lämmastikku sisaldavate orgaaniliste ainete (laibad, linnusõnnik jt.) täielikul lagundamisel mitmesuguste mikroobide poolt eraldub kogu nende lämmastik ammoniaagi näol. Üks rühm nitrifitseerivaid baktereid oksüdeerib seejärel ammoniaagi lämmastikushappeks; teine rühm, mis esineb looduses alati koos esimesega, oksüdeerib lämmastikushappe lämmastikhappeks.[3] Autotroofsete väävlibakterite mitmesugused liigid produtseerivad väävelhapet väävelvesiniku oksüdeerimise teel. Lämmastik- ja väävelhape lagundavad mitte ainult lubjakivimeid, vaid ka silikaatseid kivimeid (graniidid, gneisid jt.).

[2] Ühte kuupmillimeetrisse mahub 1 miljard kokki (kõige väiksemad bakterid) või 330 miljonit batsilli. 1 miljardi elusa bakteri keskmine kaal on 0,1—0,3 milligrammi.

[3] Oksüdatsioonprotsessides vabaneb energia, mida autotroofsed bakterid vajavad oma keha ehitamiseks süsihappegaasist.

Kivimite koostisse kuuluvatest primaarsetest mineraalidest on porsumisele kõige vastupidavam kvarts, mis esineb ränidioksüüdi SiO_2 kujul.

Teised mineraalid muutuvad palju rohkem. Üsna kiiresti lagunduvad metasilikaadid (augiit, amfiboolid) ja ortosilikaadid (oliviin), s. o. meta- ja ortoränihappe soolad.[4] Nende lagundumise lõpp-produktideks on opaal ($SiO_2 \cdot nH_2O$), raud(III)hüdroksüüd ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$) ja lahustuvad soolad, peamiselt süsihappesoolad ($R''CO_3$).

Meile on eriti tähtis mõningate alumosilikaatide (päevakivide, vilkude) lagundumine, sest oma levikult moodustavad need 60% maakera mineraalidest. Nende üldvalem on $R'_2O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2$ või $R''O \cdot Al_2O_3 \cdot nSiO_2$, kus R' on ühevalentne leelismetall (kaalium, naatrium jt.), R'' kahevalentne metall (kaltsium, magneesium, raud).

Need mineraalid tekivad teatavasti suures sügavuses, magma valdkonnas. Sattudes maapinnal uutesse tingimustesse, teevad nad läbi väga pikaajalise muutumisprotsessi, mille käigus keerukas molekul lihtsustub üha suuremal määral. Ainuüksi ajast oleneb, missuguses lagundumisstaadiumis me neid leiame. Nende lagundumine on ühtne ja pidev protsess, milles võib järjestikku eristada üksikuid staadiume.

Ortoklassi (päevakivide hulka kuuluva mineraali) esialgne valem on $K_2Al_2Si_6O_{16}$. Ortoklassi porsumine viib eelkõige katioonide leostumisele (s. o. lahustumisele, millega kaasneb lahustunud materjali väljakanne) ja ränidioksüüdi osalisele väljakandumisele, nii et valem omandab kuju $H_2Al_2Si_2O_8$ (kaoliin). Võrreldes uut valemit lähtevalemiga, veendume, et kaalium on eemaldunud (tema kohale on asunud vesinik) ja samuti on eemaldunud ka osa ränidioksüüdi. Seda staadiumi nimetatakse kaoliinistumise staadiumiks.

Edasi lagundub kaoliin vee toimel (ja tõenäoliselt mikroorganismide osavõtul)[5] alumiiniumhüdroksüüdiks (boksiidiks) ja opaaliks:

$$H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O = Al_2O_3 \cdot nH_2O + SiO_2 \cdot nH_2O.$$

Opaal võib seejärel üle minna kristalseks ränidioksüüdiks (kvarts, kaltsedon). Kaoliini opaaliks ja boksiidiks lagundumise staadiumi nimetatakse boksiidistumise ehk lateriidistumise staadiumiks, samuti ka alliitse porsumise staadiumiks.

Looduses toimub alumosilikaatide lagundumine muidugi hoopis keerukamalt. Selle protsessi täielikuks toimumiseks on vajalik

---

[4] Metaränihape on SiO_2 ühend ühe molekuli veega: $SiO_2 + H_2O = H_2SiO_3$. Ortoränihape on SiO_2 ühend kahe molekuli veega: $SiO_2 + 2H_2O = H_4SiO_4$. Need happed on hüpoteetilised, sest looduses neid ei esine; looduses leidub ainult $RSiO_3$ ($=RO \cdot SiO_2$) või R_2SiO_4 ($=2RO \cdot SiO_2$) tüüpi ühendeid, mida vaadeldakse nende hüpoteetiliste hapete sooladena ja nimetatakse vastavalt metasilikaatideks ja ortosilikaatideks.

[5] Л. С. Берг, Очерки по физической географии, 1949, стр. 81.

tohutu ajavahemik. Sageli juhtub, et mineraal, mille lagundumine ei ole veel lõpule jõudnud, mattub uute setete alla ja tema murenemine peatub mingil vaheetapil. Esines arvamus (millest ka praegu veel ei ole täielikult loobutud), et alumosilikaatide lagundumise ühtede või teiste lõpp-produktide kujunemises etendab otsustavat osa kliima. Arvati, et ühes kliimas võib lagundumine minna ainult kuni kaoliinideni, teises (troopilises) kuni lateriitideni. See pole õige. Kliima kiirendab või aeglustab alumosilikaatide lagundumist, kuid ei muuda kogu protsessi üldsuunda. Kui see protsess algas väga ammu, siis areneb ta kuni lateriidistumise staadiumini — kuumas troopikakliimas kiiremini, teistes kliimatingimustes tunduvalt aeglasemalt. Kui protsess algas suhteliselt hiljuti, siis on ta käesolevaks momendiks jõudnud ainult mõnesse lateriidistumisele eelnevasse staadiumi. Troopikas asuvad ühed alumosilikaadid samuti juba lateriidistumise staadiumis, teised aga, millede lagundumine algas hiljem, ei ole veel selleni jõudnud.

81. Murenemise kiirus ja sügavus. Murenemine toimub selektiivselt: ühed kivimid või nende osad lagunduvad kiiremini, teised aeglasemalt. Üks ja sama kivim mureneb erinevates kliimatingimustes erineva kiirusega; samuti murenevad erineva kiirusega ka erinevad kivimid ühtedes ja samades kliimatingimustes. Murenemise kiirus oleneb suhtest murenemistegurite toime intensiivsuse, kivimi vastupanuvõime (nõrkade kohtade [lõhede, kildasuse pindade] esinemine või puudumine, mineraalide kõvadus, nende lahustuvus jms.) ja lahustuvate murenemisproduktide eemaldumise kiiruse vahel.

Teisest küljest muutuvad keemiliselt kõige kiiremini need kivimid, millede mineraloogiline ja keemiline koostis on kõige vähem kooskõlas maastikulise sfääri füüsikalis-keemiliste tingimustega. Aluseliste tardkivimite iseloom on eriti teravas vastuolus maapinnal valitseva happelise keskkonnaga ja need kivimid lagunduvad kiiresti. Mõnevõrra aeglasemalt toimub happeliste tardkivimite lagundumise protsess ja väga aeglaselt lagunduvad settekivimid, millede koostisosad on kord juba murenemisprotsessi läbi teinud. Settekivimeis lagundumine üldiselt nagu jätkuks sealt, kuhu ta kunagi peatuma jäi.

Kui murend ei eemalduks ega paljandaks värskeid kivimipindu, siis võiks rabenemine ulatuda vaid mõne meetri sügavuseni; porsumine ulatuks sügavamale, kuid ikkagi mitte kaugemale põhjavee tasemest, kus lakkab aeratsioon, väheneb hapnikusisaldus ning mineraalainetega küllastunud vesi ei suuda neid aineid enam lahustada. Et aga murend ei jää enamasti oma tekkekohale, vaid kandub ära, siis tungib murenemine järk-järgult sügavamale; põhjavesi seda ei takista, sest koos maapinna madaldumisega, mis toimub murendi pideva ärakandumise tulemusel, alaneb ka põhjavee tase.

Sellest hoolimata on igal antud momendil murenemisest haaratud kihi konkreetne paksus võrdlemisi väike ja ulatub tõepoolest

vaid meetritesse. Ainult niisketes kuumades maades on see tunduvalt suurem, küündides üksikutes kohtades, näiteks Lõuna-Ameerikas, üle 100 meetri.[6]

Maapinnast põhjavee tasemeni ulatuvat tsooni, milles eriti intensiivselt toimuvad oksüdatsiooni-, hüdratatsiooni- ja karbonatisatsioonireaktsioonid, nimetatakse murenemiskoorikuks.

82. **Murenemise osa maastikulises sfääris.** Asudes uurima kliima mõju teistele maastikulises sfääris toimuvatele protsessidele, alustasime seda murenemise vaatlemisest seetõttu, et murenemine on oma leviku poolest niisama universaalne kui kliimagi. Maakera pinnal ei ole kohta, kus pole oma kliimat, samuti mitte kohta, kus ei toimu murenemist. Litosfääri ei suuda murenemise eest kaitsta tohutud mereveekihid ega võimsad mandrijäämassid, mis katavad tema üksikuid osi. Murenemise eest võib kaitsta ainult murenemine ise: murenemisprotsess hääbub iseenesest, kui moodustub küllalt paks murenemiskoorik.

Oma leviku universaalsuse tõttu on murenemine äärmiselt oluline tegur maastikulise sfääri elus ja arenemises.

Üks murenemise tähtsatest tagajärgedest on kivimite muutumine. Kivimite keerukad primaarsed koostismineraalid lagunduvad murenemise käigus lihtsamateks. Selle lagundumise produktid reageerivad üksteisega, moodustades rea sekundaarseid mineraale, mis tihti on koostiselt keerukamad kui primaarsed mineraalid. Uued mineraalid muutuvad omakorda jne.

Murenemisel ei muutu kivim ainuüksi keemilis-mineraloogilises suhtes. Juba rabenemine annab talle uusi omadusi, kuigi esimesel pilgul näib, et kompaktse kivimi muutumine purdseks massiks muudab vaid kivimi kuju: ühe monoliitse kivimipangase asemele ilmub arvutu hulk tükikesi ja kilde. Näib, et ka pärast seda toimuvad kogu aeg ainult kvantitatiivsed muutused, sest suuremad kivimitükid lagunevad väiksemateks, viimased purduvad veelgi edasi jne. Tõepoolest, rabenemine ei muuda kivimi koostist, kuid annab talle omadusi, mida ei olnud kompaktsel lähtekivimil. Esiteks, kui kivim purdub, siis muutub ta läbitavaks veele ja õhule, mis ilmselt suurendab edasise murenemise võimalusi. Teiseks, kompaktse kivimi purdumine viib tema vaba pinna tohutule suurenemisele. Kui kivimikuup, mille serva pikkus on 1 cm, ruumala 1 cm^3 ja pindala 6 cm^2, purdub kuubikesteks serva pikkusega 0,01 mm, siis ulatub purdunud materjali üldpindala 6000 ruutsentimeetrini; kui aga see kuupsentimeeter purdub kuubikesteks serva pikkusega $1 \cdot 10^{-10}$ cm, siis ulatub kõigi tekkivate osakeste summaarne pindala 6 ruutkilomeetrini, s. o. suureneb kümme miljardit korda. Molekulaarjõud, mis enne purdumist olid tasakaalustunud keha sisemuses, astuvad keha pur-

[6] P. Denis, Amérique du Sud. Première partie. «Géogr. Univ.», t. XV Paris, 1927.

dumisel kontakti väliskeskkonnaga: suureneb gaaside adsorptsioon pinnal, hõlbustuvad lahustumisprotsessid jms.

Kompaktsete kivimite purdumine kujutab enesest seega materia üleminekut aktiivsemasse seisundisse: kivimi pinnaenergia suureneb.

Kivimi aktiviseerumine, kättesaadavus veele ja õhule, s. o. jooned, mis on täielikus vastuolus esialgse kivimi kompaktsusega, põhjustavad porsumise erakordset intensiivistumist. Lõpuks kujunevad purdses massis väga väikesed osakesed ja siis muutub kivim jällegi: ta omandab *kapillaarsuse*, mis teataval määral eitab läbitavust, sest suure läbitavuse puhul pole võimalik suur kapillaarsus ja vastupidi. Purdne peeneteraline kivim saab seetõttu *endasse* veevaru koguda, samal ajal kui suuremateralistes vett läbi laskvates kivimites toimub selline kogumine enamasti vett pidava kihi peal, s. t. on tingitud mitte antud kivimi, vaid tema all oleva kivimi omadusest.

Jäädes mehaaniliselt liikumatuks, käib murenev kivimimass järelikult läbi väga keeruka arenemistee ja rikastub aja jooksul omadustega, mis on vastupidised tema omadustele eelmisel evolutsioonietapil.

Porsumise üheks tähtsamaks tagajärjeks on kivimi ainese osaline üleminek kolloidsesse olekusse, mis annab sellele ainesele, nagu me juba mainisime, suurema füüsikalis-keemilise aktiivsuse.

Asjaolu, et porsumisproduktide põhimass muutub kolloidseks, on väga oluline nende edasise saatuse suhtes. Et kolloidid on võimelised neelama vett, punduma, siis muutuvad nad kolloidlahusteks ehk soolideks ja omandavad sellega suure liikuvuse. Seega porsumine veelgi suuremal määral kui rabenemine viib kõvad kivimid soodsasse seisundisse *ärakandeks* raskusjõu, tuule, vee ja jää toimel. Kivim, mis ei ole läbi teinud purdumist, jääb ärakandele nimetatud tegurite poolt kättesaamatuks.

Murendi ärakandel on maastikulise sfääri elus eriline tähtsus. See on tarvilikuks eeltingimuseks paljude uute kivimite ja reljeefivormide tekkele.

Ühtede kivimite murenemine annab alguse teistele ning terve rida settekivimeid ongi vee, jää või tuule poolt ära kantud ja uues kohas setitatud murendi ühel või teisel määral muutunud kogumid. Purdumine ja ärakanne on omavahel seotud, sest ärakandel kivimi purdumine sageli jätkub, mõnikord aga isegi suureneb ära kantavate osakeste hõõrdumise tõttu vastu maapinda. Ühtlasi lõhub sama hõõrdumine ka maapinda ja kui lõhkumine on kontsentreerunud kindlatesse punktidesse või kindlatele ärakandeteedele (joontele), siis osutub see väga efektiivseks reljeefivormide kujundajaks (ptk. XI, XIII ja XX).

Niisama tihedasti on ärakanne seotud sedimentatsiooniprotsessidega. On ilmne, et mida peenem on murend, seda kergemini allub ta ärakandele ja seda raskemini setib. Ilma purdumiseta ei ole ärakannet, ilma ärakandeta pole settimist, ent kui takistus-

teta ärakandeks on vajalik võimalikult peenemate osakeste moodustumine, s. o. mateeria üleminek molekulaarse või kolloidse lahuse seisundisse, siis settimisprotsesside kergendamiseks, vastupidi, on vajalik nende osakeste suurenemine, s. o. kristalliseerumine molekulaarsete lahuste ja koaguleerumine kolloidide puhul.

Kuid mitte kõik murenemisproduktid ei allu ärakandele. Tekkekohale jäävaid murenemisprodukte nimetatakse eluuviumiks. Eluuviumi ja ümbersetitatud murenemisproduktide esinemine on üks muldade tekkimise põhilisi ja vältimatuid tingimusi, sest iga muld koosneb orgaanilisest osast ja purdsest mineraalsest massist. Et veel kord veenduda kolossaalses osas, mida murenemine etendab maakera elus, on küllaldane, kui mõttes kujutleda neid järske muutusi, mis toimuksid maastikulise sfääri ilmes, kui temast langeks välja selline element nagu mullastik (eriti muutusi taimkattes, mille olemasolu ilma mullata on võimatu).

83. Murenemisprotsesside geograafilised seaduspärasused. On ilmne, et murenemise iseloom ja intensiivsus sõltub ühel või teisel määral klimaatilistest teguritest; need tegurid liituvad ühtsesse kivimite lõhkumise protsessi, mis on tingitud kivimite loomuse mittevastavusest maapinnal valitsevatele keemilistele ja termodünaamilistele (temperatuuri ja rõhuga määratud) tingimustele. Nagu juba märgitud, määrab murenemise lõpptulemuse murenemisprotsessi kestus. Kuid aeg ei kiirusta ja ammu enne, kui ilmneb tema otsustav mõju, jõuab kliima maakera eri vöötmetes murenemisele anda mõningaid individuaalseid jooni.

Süsihappegaas ja hapnik esinevad maakeral kõikjal, kuid sellised murenemistegurid, nagu temperatuur, selle kõikumiste amplituud ja vee hulk, muutuvad ühest geograafilisest punktist teise üleminekul vahetpidamatult ja mitmeti. Juba ainuüksi selle asjaolu tõttu ei ärata kahtlust murenemise tihe ja selgekujuline sõltuvus kliimast.[7]

Polaaraladel domineerib rabenemine, eriti külmumisrabenemine. Porsumise tühiselt väikese intensiivsuse tõttu (mis on seletatav madalate temperatuuridega) on arktilistel aladel murenemisproduktide seas vähe savisid. Murenemisproduktid muutuvad liikuvaks vaid lume sulamise ajal, mil nad imbuvad vett täis.

Niisketel parasvöötme aladel külmumisrabenemine hääbub ja üha enam suureneb porsumise osatähtsus. Vesi liigub purdsetes mineraalsetes massides ülalt alla. Murenemisproduktid on liikuvad kogu aasta jooksul, sest vett on aasta läbi rohkesti.

Aladel, kus aasta jooksul vahelduvad kuiv ja niiske periood, domineerib kuival perioodil rabenemine, niiskel perioodil porsumine. Kolloidid on liikuvad ainult niiskel perioodil.

---

[7] К. И. Лукашев, К вопросу о геохимической характеристике типов коры выветривания на территории СССР, «Природа», 1938, № 10; А. Е. Ферсман, Геохимия, т. II, 1934, стр. 276—278; W. Penck, Die morphologische Analyse, 1924 (ptk. III).

Niisketel troopikaaladel esineb nii intensiivne porsumine kui ka rabenemine. Siin jõuab murend kõige kiiremini lateriidistumise staadiumi. Murenemisproduktid on tugevasti liikuvad.

Kuivadel aladel domineerib rabenemine, toimub soolade akumulatsioon ja pinnasevesi liigub sügavamalt ülespoole. Kuivad murenemisproduktid on liikuvad.

Rabenemisproduktid on eriti liikuvad seal, kus on kuiv, porsumisproduktid (kolloidid) seal, kus on palju vett.

84. Kokkuvõte. Murenemine on kivimite purdumine ja muutumine tegurite toimel, milledest peamise tähtsusega on kiired temperatuurikõikumised ning hapniku, vee, süsihappegaasi ja mikroorganismide keemiline aktiivsus. Keemiline murenemine (porsumine) ja füüsikaline murenemine (rabenemine) arenevad koos, kuid nii ühe kui teise erikaal muutub ajas, samuti ka olenevalt kliimast, millele vastavalt ühtedes kohtades maakeral toimub porsumine väga väheses ulatuses, teistes aga domineerib selgesti rabenemise üle.

Murenemise olemus seisab selles, et kivimid, mis on kujunenud maapinna tingimustest erinevates tingimustes, püüavad saavutada tasakaalu maapinnal valitseva füüsikalis-keemilise olukorraga. Murenemise kiirust mõjustavad kivimi omadused (tema keemilis-mineraloogiline koostis, struktuur, tihedus jt.) ja kliima koos kõigi oma järeldustega.

Murenemisprotsessis, kui see ei katke mingis vahepealses staadiumis, purdub aine üha väiksemateks osadeks kuni kolloidsete osakesteni. Peenendumisega kaasneb purdse massi liikuvuse suurenemine ja aine üleminek füüsikalis-keemiliselt aktiivsesse olekusse.

Murenemisproduktidel on kahesugune tähtsus. Esiteks loob nende olemasolu vajaliku eeltingimuse mulla tekkimiseks; järelikult mõjustab murenemine vahetult maastikulise sfääri protsesse, mis on seotud mullastikuga ja mullatekkega, kaudselt aga ka kõiki teisi nähtusi (taimkatte kaudu loomastikku, mulla ja organismide kaudu inimese majanduslikku tegevust jms.). Teiseks, purdsete mineraalsete masside esinemine annab suurema või väiksema produktiivsuse tervele rühmale eksogeensetele teguritele, mis lõhuvad maakoort, teostavad mateeria ümberpaigutamist maastikulises sfääris, loovad positiivseid ja negatiivseid reljeefivorme ning aitavad kaasa uute kivimite tekkimiseks vajaliku materjali akumulatsioonile. Tuul kannab edasi väga väikesi osakesi, voolav vesi võib transportida ka suuremaid, liikuv jää on võimeline edasi kandma suuri pangaseid — ja kõigil neil juhtudel on materjal edasikandmiseks ette valmistatud murenemise poolt.

Ärakantavad kivimitükid ja -osakesed peenenduvad oma teekonnal hõõrdumise tõttu, hõõrdumine aga lõhub ka aluspinda, mida mööda murenemisproduktid ärakandel liiguvad. Kui ärakanne toimub teatavas kindlas suunas piki pidevaid trajektoore, siis tekivad maapinnal vastavates kohtades negatiivsed ja samaaegselt, nagu vastandina neile, positiivsed pinnavormid.

Kui ei oleks murenemist, näeks maailm välja tunduvalt elutumana kui praegu. Murenemine on ise küllastunud liikumisega (selle sõna laiemas mõttes) ja on ühtlasi tõukejõuks, mis kutsub maakera maastikulises sfääris ellu rea teisi, uusi liikumisvorme.

Kirjandust

Берг Л. С., Климат и жизнь, 1947 (ptk. IX).

Билибин Ю. А., Основы геологии россыпей, 1938.

Вильямс В. Р., Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения (ptk. I).

Полынов Б. Б., Кора выветривания, ч. I, 1934.

Пустовалов Л., Петрография осадочных пород, т. I, 1940.

Сауков А. А., Геохимия, 1951.

XI peatükk

TUULE OSA MAASTIKULISE SFÄÄRI KUJUNDAMISEL

Tuul kui ilmade ja kliima tegur teostab soojuse- ja niiskusevahetust erinevate geograafiliste laiuste vahel ning tekitab ja hoiab alal merehoovusi. Tuule tähtsust õietolmu ja seemnete edasikandjana vaatleme edaspidi. Käesolevas peatükis püüame valgustada tuule osa mõningate reljeefivormide kujundamisel.

85. Üldisi märkusi. Tuul etendab reljeefi kujundamisel tähtsat osa seetõttu, et tuule liikumisega maapinna kohal kaasneb hõõrdumine. Hõõrdumine avaldab pidurdavat mõju tuule kiirusele, kutsub esile turbulentsuse tuule liikumises ning on ühtlasi põhjuseks maapinna lõhkumisele tuule poolt.

Tuule kui geomorfoloogilise (reljeefi kujundava) teguri toime võib mõttes jaotada lõhkumis-, ärakande- ja akumulatsiooniprotsessideks. Looduses aga esinevad need protsessid alati koos ja tuule tegevuse lõpptulemus oleneb ainult nende intensiivsuse suhtest: ühel juhul ilmneb lõpptulemuses kõige selgemini tuule tegevuse purustav külg, teisel juhul loov külg. Ärakandel on vahepealne funktsioon; ta on ühenduslüli, mis muudab tuule purustava ja loova tegevuse ühtse vastuolulise protsessi kaheks küljeks.

Mõnikord samastatakse tuule purustav tegevus negatiivsete (nõgude, õõnsuste jm.) ja ärakantud materjali akumulatsioon positiivsete reljeefivormide (küngaste, seljakute jm.) kujundamisega tuule poolt. Tegelikult aga loob kumbki neist protsessidest nii negatiivseid kui positiivseid vorme. Maapinna äärmiselt ebaühtlane koostismaterjal avaldab tuule purustavale tegevusele mitmesuguse tugevusega vastupanu, mistõttu ühed osad või alad purustatakse kiiremini, teised aeglasemalt. See erinevus purustamise kiiruses viibki positiivsete ja negatiivsete vormide samaaegsele tekkimisele — esimesed tekivad seal, kus purustamine toimub aeglasemalt, teised seal, kus see toimub kiiremini.

Iga positiivset reljeefivormi nimetatakse positiivseks seepärast, et teda on võimalik vastandada tema naabruses esinevatele pindadele ja vormidele, mis asetsevad tema suhtes madalamatel tasemetel. Kui mingi teguri mõjul maakera pind suurel maa-alal kõigis oma punktides ühtlaselt kõrgeneb (materjali

juurdekande tagajärjel) või madaldub (materjali ärakande tagajärjel), siis selle maa-ala piires mingisuguseid reljeefikontraste ei teki. Materjali ebaühtlase ära- või juurdekande puhul toimub pinna madaldumine või kõrgenemine ühtedes punktides kiiremini kui teistes, s. o. tekivad samaaegselt nii positiivsed kui ka negatiivsed reljeefivormid.

Tuule reljeefikujundava tegevuse iseärasused määrab asjaolu, et tuul ei ole kitsas voolus nagu näiteks veevool jões. Tuul on liikuv õhumass, mis haarab laialdast territooriumi; seetõttu avaldub tema tegevus korraga suurtel pindaladel, mitte aga mingisugustel kindlatel ribadel. Tuule tegevuse lausaline iseloom erineb tugevasti jõe tegevuse lineaarsest iseloomust.

Tuule töö efektiivsus oleneb lõppkokkuvõttes suhtest tema tugevuse ja maapinna nende elementide vastupanu vahel, milledele ta toimib. Vastupanu määrajaks on omakorda nende elementide inerts (mass) ja seos üksteisega. Tuul võib harilikult edasi kanda ja veeretada vaid äärmiselt väikesi kivimi- ja mineraalitükikesi ja neidki ainult sel juhtumil, kui nad esinevad purdse, pudeda kogumiku kujul. On selge, et kõige produktiivsem on tuule tegevus kuiva kliimaga aladel, kus pinnast ei kinnista niiskus ega taimkate. See asjaolu piirab ruumiliselt tuule kui geomorfoloogilise teguri aktiivsust, kuid ei muuda teda siiski tähtsusetuks, sest kuiva kliimaga alade, eriti kõrbete, pindala on maakeral küllaltki ulatuslik. Ainuüksi NSV Liidus haaravad kõrbed umbes 3 miljonit km^2. Kogu maakera kõrbete pindala on umbes 20 miljonit km^2, poolkõrbete pindala aga ligikaudu 15 miljonit km^2.

86. Deflatsioon ja korrasioon. Õhuvoolus, mis paiskub vastu mingit maapinna osa või eendit, ei suuda seda märgatavalt lõhkuda ainult omaenese hõõrdumise ja survega[1], kuid ta toimib — ja sageli väga edukalt — teisel viisil. Eelkõige kannab tuul lõhutava objekti pinnale murenemise tagajärjel kujunenud purdmaterjali kihist välja kõige peenemad osakesed. Seda ärakannet nimetatakse deflatsiooniks. Teiseks lõhub tuule mõju all olevat pinda tuulest kantavate või veeretatavate liivaosakeste hõõrdumine. Lõhkumist, mida põhjustab tuulest kantav materjal, nimetatakse korrasiooniks. Deflatsioon ja korrasioon on teineteisega nii läbi põimunud, et neid on praktikas äärmiselt raske eristada. Seetõttu vaadeldakse nende summaarset mõju.

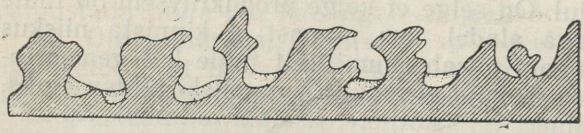
Kui liiva ja tolmu kandva tuule pikaajaline, kuigi mitte pidev toime esineb ühtlaselt kogu kalju pinnal, siis silub ja poleerib ta kaljut. Kui aga tuule toime esineb lokaliseeritult, siis põhjustab ta süvendite ja uurete kujunemist. Kõige rohkem sisaldab liivaosakesi maapinnalähedane õhukiht, mille purustav toime on seetõttu kõige tugevam. Maapinnalähedase õhukihi suurema korrasioonijõu tagajärjel tekivad kõrbetes sageli seenkaljud, sest kal-

[1] Tuule survet P (kilogrammides tuule suunaga perpendikulaarsele 1 m^2 suurusele pinnale) seob tuule kiirusega v (m/sek.) võrdus $P = 0{,}8v^2$.

jude jalamilähedane osa puruneb kiiremini kui ülemine osa. Austraalia kõrbetes lõikab tuul mõnikord sõna tõsises mõttes läbi telegraafiposte; pärast liivatormi on autode tuuleklaasid läbipaistmatud.

Kivikõrbes tekitab tuule purustav toime kaljude pinnal alt üles kulgevaid ühest otsast suletud tühikuid — *taskuid*; taskute rohke esinemine muudab kivimi pinna kärjetaoliseks, nende edasine arenemine aga võib kalju muuta auklikuks, võresarnaseks.

Üksikult seisvad kaljud omandavad tuule tegevusel sammaste, obeliskide, seente, ümarate või nurgeliste pangaste kuju. Pangase alumise osa eraldumine (korrasiooni tagajärjel) tüvendist, millele pangas toetub, viib mõnikord *kiikkaljude* tekkimisele, millede esindajaid võib näha «Jumalate Aias» Colorados. Tsentraal-Aasia kõrbetes tekivad *jardangid* — korrapäratu kujuga seljakud, mis on üksteisest eraldatud kõrbepinnasse lõikunud süvendite või koridoridega (joon. 48). Seljakute kõrgus ulatub 6 meetrini, laius aga kõigub 9 meetrist 35—40 meetrini.



Joon. 48. Jardangid.

Liivakõrbetes on deflatsiooni tagajärjel tekkinud eooliliste (s. o. tuule poolt tekitatud) reljeefivormide hulgas sagedased *deflatsiooninõod*. Viimased moodustuvad seal, kus pinnas eriti kergesti allub ärapuhumisele tuule poolt (näiteks puhevatel solontšakkidel) või kus kohalikel põhjustel toimub tuule tugevnemine (keeriste tekkimine tuulevooluse kohtumisel mehaanilise takistusega — astanguga vms.).

Tuul kannab kivimi- ja mineraaliosakesi nii hõljuvas olekus kui ka mööda maapinda veeretades. Tuul kiirusega 4,5—6,7 m/sek. kannab edasi ainult kuni 0,25-millimeetrise läbimõõduga osakesi, tuul kiirusega 10 m/sek. kuni 1-millimeetrise läbimõõduga osakesi. Orkaan tõstab lendu ja kannab edasi liiva ja väikesi kive. Seda teeb ka ibe-tuul, mis talveti murrab läbi sellistest kitsastest läbikäikudest, nagu Musta Irtõši org, Emeli jõe org või Džungaaria Väravad. Olles sattunud väga tugeva tuule kätte Džungaaria Väravates, võis käesoleva raamatu autor jälgida, kuidas õhus lendav kruus veristas tema ratsahobuse põlvi. Samuti õnnestus tal Novaja Zemljal tormise ilmaga näha terve massi žiletiterasuuruste kiltkiviplaatide edasikannet maalähedases õhukihis.

Tasandikel, kus ei ole takistusi, toimub edasikanne suurtele kaugustele. Deflatsioon ja korrasioon aga ilmnevad kõige paremini liigestatud, ebatasase reljeefi tingimusis, sest suure rõhu all kuristikku või kitsasse uurdesse sisenev tuul tekitab eriti tugevaid purustusi — tugevamaid kui tasastel aladel.

Õhuvoolus, mis liigub liivase pinna kohal, on dünaamilises suhtes ebaühtlane: tema keskmine kiirus on eri kohtades erinev ning peale selle muutub kogu aeg ka tegelik kiirus. Et liivaosakest kaasa haarata, peab kiirus ulatuma teatava suuruseni, mis sõltub liivaosakese mõõtmetest (õigemini massist). Oma ebaühtluse ja liivaosakeste erineva suuruse tõttu veeretab antud õhuvoolus ühtesid liivaosakesi edasi, teised aga jätab paigale. Liivaosakeste liikumine toimub hüppeliselt: edasiveeremine — seisak — edasiveeremine — mõnikord edasikanne hõljuvas olekus — langemine maapinnale jne.[2]

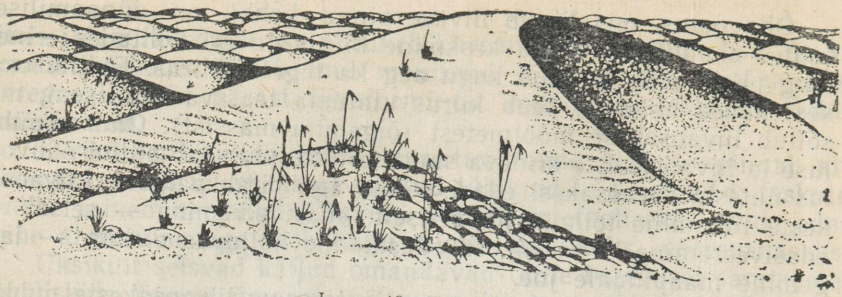
Seega koosneb tuule transportiv tegevus liivaosakeste puhangulisest edasiveeretamisest ja väiksemate osakeste pidevast edasikandest hõljuvas olekus. Väga peened osakesed kanduvad tohutu suurtesse kaugustesse. Põhja-Aafrikast kannab tuul tolmu põhja suunas kuni Walesi ja Taanini. Peale selle viivad passaadid tolmu Sahaarast lääne suunas kaugele Atlandi ookeanile, kuni 36° ja mõnikord isegi 46° l.-p., s. o. rohkem kui 3000 kilomeetri kaugusele Aafrika rannikust.

Tuule transportiv tegevus oleneb mitte ainult tema kiirusest, vaid ka sellest, kui tugevad on tõusvad õhuvoolud, mis tõstavad kivimiosakesi ühele või teisele kõrgusele: mida kõrgemale osake on tõstetud, seda rohkem aega kulub tema tagasilangemiseks ja järelikult seda kaugemale võib tuul teda kanda horisontaalsuunas. Tormi ajal, mis haarab 500—650-kilomeetrise läbimõõduga piirkonda, võib liivakõrbes olla õhku tõstetud kuni 100 miljonit tonni tolmu.

87. Eooliline akumulatsioon. Eoolilise akumulatsiooni vormid on väga mitmekesised, kuid nende üksikasjaline vaatlemine ei kuulu meie ülesandesse. Erilist huvi pakuvad asümmeetrilise profiiliga — lauge pealtuule- ja järsu alltuulenõlvaga — liivakuhjatised. Kui seda liiki kuhjatised esinevad jõgede ja järvede kaldail või mererannal, siis nimetatakse neid luideteks, kõrbetes aga barhaanideks ehk kaarluideteks (joon. 49). Oluline erinevus nende vahel on veel see, et vaadelduna plaanis on luited sirgjoonelised (erandiks on mõned vormid), barhaanid aga sirbikujulised, kusjuures nende «sarved» (tiivad) on pööratud valitseva tuule suunas.

Luidete kogumikud moodustavad originaalseid luitemaastikke. Põhjamere rannikul leidub luiteid Calais'st kuni Zuidersee laheni ja Jüüti poolsaare läänerannikul ulatuvad nad umbes 300 km pikkuse ribana Fanöst kuni Skageni neemeni. Laialdaselt on luited levinud Codi neemel Massachusettsis. Gascogne'is (kus nende taga paiknevad soised nn. landid), Balti mere rannikul (Põhja-Saksamaa, Leedu ja Läti rannikul, Sestroretski ümbruses Leningradi lähedal), Michigani järve ida- ja lõunarannikul ja

[2] Н. Т. Повало-Швейковский. К вопросу о происхождении дюн. «Известия АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1938, № 2—3.



Joon. 49. Barhaan.

mujal. Dnepri alamjooksul nimetatakse neid kutšugurideks. Donil esinevad luited Serafimovitši linna ja Novogrigorjevskaja staniitsa vahemikus. Mandrite siseosades haaravad barhaanid veelgi suuremaid pindalasid kui luited mererannal või jõgede ääres. Sahaaras võtavad barhaanid enda alla $^1/_{10}$ kogu kõrbe pindalast.

Harilikud luited ja barhaanid kuuluvad eoolilise akumulatiivse reljeefi nõndanimetatud *põikvormide* hulka: nad on orienteeritud perpendikulaarselt neid kujundavate tuulte suunale. Kuid maakera kõrbetes esineb laialdaselt ka *pikivorme* pikkade kitsaste paralleelsete, üksteisest samasuguste pikkade kitsaste süvenditega eraldatud ja valitsevate tuulte suunas orienteeritud liivaseljakute näol. Nõlvade asümmeetrilisust pikivormidel ei esine.

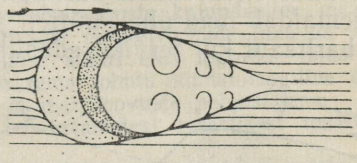
Reljeefi põikvormid tekivad liivaosakesi kandva tuulevooluse pidurdumise tulemusena. Pidurdumise võivad esile kutsuda mitmesugused põhjused: pinnasetingimuste muutumine, ebatasasuste esinemine reljeefis, tuulevooluse lähenemine mingile suuremale orograafilisele tõkkele, mis nagu «paisutab» vooluse jne. Reljeefi pikivorme tekitavad põhiliselt tuuled, millede kiirus ja suund on püsivamad. Teiste sõnadega: liiva-alade reljeefi akumulatsioonivormid on oma pikiteljega orienteeritud liiva suhtes aktiivsete (s. o. liivaosakeste edasikandeks küllaldaselt tugevate) tuulte resultandi suunas. On selge, et seda resultanti tuleb vaadelda kui karakteristikut, mis on võetud väga pika ajavahemiku kohta, sest liiva-alade reljeef peegeldab tuulte summaarset koosmõju sajandite kestel.

Tuleb märkida, et esitatud üldised arutlused põik- ja pikivormide tekkimise kohta vajavad veel põhjendamist: nende vormide tekkimise aerodünaamilist pilti ei saa, eriti pikivormide osas, seni küllaldaselt selgitatuks lugeda.

Üksikud hästikujunenud barhaanid tekivad horisontaalsetel tasastel pindadel — takõrridel[3], kruusastel või veeriselistel tasan-

[3] Kõrbetes ja poolkõrbetes esinevad paljad savika pinnasega alad, mis kevadel on veega üle ujutatud; suvel on nad kuivad ning nende pind on kuivuslõhedest polügoonideks liigestatud.

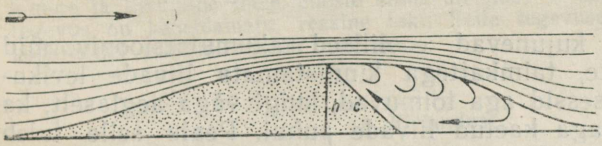
dikel ja mujal —, kui edasikantava liiva hulgad on väikesed. Mõnikord põhjustavad barhaanide tekkimist maapinna väikesed ebatasasused. Kohates takistust, kaotab tuulevoolus selle vastu põrgates oma jõu ja liivaosakesed langevad temast välja. Et aga osa tuulejugasid peegeldub takistuselt tagasi ja paiskub liiva kandvale tuulevoolusele vastu, siis ei seti liiv vahetult takistuse juures, vaid veidi enne seda, ning liivakuhjatise ja takistuse vahele kujuneb süvend. Teine osa tuulejugasid kaldub takistuse mõjul kõrvale ning möödub viimasest paremalt ja vasakult. Möödumiskohtadel tuule kiirus suureneb veidi tuulejugade (nende,



Joon. 50. Tuulejugade suund tuulevooluses barhaani kujunemisel (plaan).

mis normaalselt mööduvad tõkke servadest, ja nende, mis on suunatud tuulevooluse keskpaigast äärte poole, olles takistuse poolt oma trajektoorist kõrvale kallutatud) liitumise arvel. Selle ümbervoolamise tõttu ongi barhaanid plaanis poolkuukujulised[4] (joon. 50, 51).

Kui tasastel tihedatel pindadel kujunevad üksikbarhaanid, siis tuiskliivamassiivide siseosades, kus leidub rohkem materjali akumulatiivsete vormide kujunemiseks, võivad tekkida barhaani-



Joon. 51. Tuulejugade suund tuulevooluses barhaani kujunemisel (profiil).

rühmad (barhaaniväljad) või barhaaniahelikud (ahelbarhaanid), s. o. pikad lainekujulised üksteisega paralleelsed vallid, mis üldiselt on valitseva tuule suunaga perpendikulaarsed. Barhaaniaheliku laius on 10—12 m ja kõrgus 1—15 m, pikkus aga võib ulatuda kümne kilomeetrini (Takla-Makani kõrb). Aheliku nõlvad on asümmeetrilised nagu üksikbarhaanidegi nõlvad.

Luidete ja barhaanide kõrgus ei ületa harilikult 20—30 m, kohati aga on see tunduvalt suurem: Michigani järve ääres kuni 60 m, Kura maasäärel (Kaliningradi ja Klaipeda vahel) kuni 70 m, Kesk-Aasias kuni 75 m, Gascogne'is kuni 90 m, Liibüa kõrbes kuni 100 m, Sahaaras aga erandjuhtudel isegi 200—500 m. Samasugune (kuni 300 m) on ka pikisuunaliste liivaahelike kõrgus.

[4] М. П. Петров, Рельеф барханных песков пустынь и закономерности его формирования, «Труды Ин-та географии АН СССР», XXXIX, 1948.

Luidete ja barhaanide iseloomulikuks jooneks on see, et nad ei jää tekkepaigale püsima, vaid liiguvad järk-järgult edasi. Cuvier' ajal, s. o. XIX s. algul olid liikuvad luited Cascogne'i lahe rannikul katnud juba hulga külasid, millede esinemist seal mainiti keskaja dokumentides.[5] Kura maasäärel liiguvad luited edasi 6 m aastas ja on enda alla matnud mitmeid külasid; nende külade elanikud nihutavad oma elamuid rannast üha kaugemale. Mõnikord luited «läbivad» külasid ja teatava ajavahemiku järel ilmuvad viimaste varemed taas päevavalgele.

Barhaani (või luite) edasiliikumine on tingitud sellest, et tuul kannab liivaosakesi barhaani laugelt nõlvalt järsule nõlvale, s. o. eemaldab neid ühelt küljelt ja kuhjab teisele küljele. See tingibki barhaani kui terviku edasiliikumist (joon. 52).



Joon. 52. Barhaani liikumine.

Luited ja barhaanid liiguvad edasi valitseva tuule suunas. Pidevate ühesuunaliste tuulte puhul kannab barhaanide ja barhaaniahelike edasiliikumine progresseeruvat iseloomu, kusjuures selle liikumise kiirus ulatub sageli mõnekümne meetrini aastas. Seal, kus talve- ja suveperioodi tuuled on vastassuunalised ja ligikaudu ühetugevused, ei liigu barhaanid progresseeruvalt, vaid ainult «kõiguvad» kord ühes, kord teises suunas. Karakumi kagu-osas näiteks kannavad tuuled liiva suvel kagusse, talvel loodesse.

Kõige kiiremini kujunevad eoolilised akumulatsioonivormid loomulikult paljaste, taimkattega kinnistamata liivade levikualadel. Samad protsessid aga toimuvad, kuigi väga aeglaselt, ka hõreda taimekamaraga kaetud liivade puhul. Peale selle tuleb silmas pidada, et eooliline reljeef ei ole puhtal kujul akumulatiivne, sest tema kujunemisel kaasneb küngaste ja ahelike moodustumisega üsna intensiivne deflatsioon küngaste- ja ahelikevahelistes süvendites.

Kõrbete reljeefi uurijate hulgas jätkub tänini vaidlus paljudes selle reljeefi kujunemise küsimustes. Praeguseks ajaks kogutud objektiivsed andmed kinnitavad siiski vaieldamatult, et kõrbetes esinevad liivabarhaanid, -künkad ja -seljakud, samuti ka paljud suletud nõod on loodud tuule tegevusel. Nende reljeefivormide erosioonilise, karstilise või tektoonilise tekke teooriad ei kannata kriitikat. Endastmõistetavalt oleks ebaõige eitada teiste eksogeensete protsesside osavõttu kõrbemaastike kujundamisest, kas või juba ainult seetõttu, et looduses ei esine üldse maastikke, mis oleksid mingi üheainsa teguri «loomingu» kuid põhiosa kõrbe meso- ja mikroreljeefi kujundamisel kuulub siiski tuulele.

Praegu on diskussioon koondunud eooliliste akumulatsioonivormide kujunemise mehhanismi ümber. Ühed autorid arvavad, et maakera kõrbetes dominee-

[5] Ж. Кювье, Рассуждение о переворотах на поверхности земного шара, М.-Л., 1937, стр. 169.

rivad liivaseljakud, mis on orienteeritud valitsevate aktiivsete tuulte suunas; teised (M. P. Petrov) väidavad, et kõik kõrbete akumulatiivsed reljeefivormid on perpendikulaarsed aktiivsete tuulte suunaga. B. A. Fedorovitši arvamuse järgi koosneb kõrbete reljeef ühesuguse tuulesuuna puhul alati pikivormidest, põikvormid aga tekivad kahe perioodiliselt (näiteks sesoonselt) muutuva tuulesuuna puhul: ühe suunaga tuul nihutab barhaanide «sarved» ette, teise, vastupidise suunaga tuul aga paiskab nad tagasi.

Selle selgitamine, missugustes tingimustes tekivad piki- ja põikvormid ning missugustele neist kuulub peaosa, peab toimuma muidugi mitte ainult tuulte aerodünaamikat, vaid ka kõrbe reljeefi tekkimise ja arenemise kogu konkreetset geograafilist situatsiooni arvestades.

88. **Kokkuvõte.** Tuule geomorfoloogilisel tegevusel on mitmeid omapäraseid jooni: lausaline iseloom, efektiivse esinemise alade teatav piiratus (kuiva kliimaga või lahtise, niiskuse ja taimkattega kinnistumata pinnasega alad), tagajärgede suhteline tagasihoidlikkus (ainult väikeste osakeste edasikanne, ainult väikeste või keskmise suurusega ebatasasuste kujundamine maapinnal) ja lõpuks tema poolt loodud akumulatiivsete reljeefivormide liikuvus ja nagu voolavus. Samal ajal on tuul maastikulise sfääri elus teguriks, mida ei saa ignoreerida isegi siis, kui jätta kõrvale tema tohutu klimatoloogiline osatähtsus soojuse ja niiskuse edasikandjana ja merehoovuste põhjustajana.

Tuul vajutab oma pitseri ühele huvitavamatest maastikest maakeral — kõrbele.

Käesoleva sajandi kahekümnendatel aastatel ja kolmekümnendate aastate algul ilmusid välismaal ja ka NSV Liidus tööd, milledes peaaegu täielikult eitatakse tuule osatähtsust kõrbemaasiku kõige iseloomulikumate joonte kujundamisel.

Faktide ja loogika sunnil tuleb nõustuda sellega, et osa kõrbevorme (kuivorud, kuivdeltad jm.) on reliktid, jäljed teistsugustest tingimustest, mis valitsesid minevikus praeguse kõrbe territooriumil, kuid tuule lihtsat «troonilt tõukamist» ei saa lugeda veenvalt põhjendatuks.

Telegraafipostid, mida korrasioon lõikab läbi inimeste silma all, kaljudes olevad «taskud», mis kulgevad alt üles ega saa seetõttu olla uuristatud ülalt alla kukkuvate vihmapiiskade poolt, kivist võred, mis kaheldamatult on tekkinud maapinnaga paralleelselt toimiva teguri mõjul, luidete ja barhaanide tekkimine ja liikumine meie eneste silma all jms. — kõik see tõendab, et tuule tegevus on kaheldamatu, reaalne fakt. Selle tegevuse erikaal aga tuleb igal konkreetsel juhtumil eraldi määrata.

Kirjandust

Вальтер И., Законы образования пустынь в настоящее и прошлое время, 1911.

Обручев В. А., Закаспийская низменность, Эоловый город. (Избр. работы по географии Азии, т. I, Географгиз, 1951).

Проблемы геоморфологии, «Труды Ин-та географии АН СССР», XXXIX, 1948, стр. 147—262.

Федорович Б. А., Лик пустыни, 1950.

Федорович Б. А., Рельеф песков Азии как отображение процессов циркуляции атмосферы, «Пробл. физ. географии», XIII, 1948.

XII peatükk

PÕHJAVEE OSA MAASTIKULISES SFÄÄRIS

Ookeani pinnalt auruv ja sademete näol ookeani tagasi tulev vesi teeb läbi võrdlemisi lihtsa ringkäigu. Maismaale langevad sademeveed aga jõuavad tagasi ookeani hoopis keerukamat teed mööda. Osa neist aurub ja satub otsekohe atmosfääri tagasi; teine osa valgub nõgudesse ja orgudesse, toites järvi ja jõgesid; kolmas osa säilib kõrgmäestikes igilume ja liustike kujul; lõpuks, neljas osa imbub pinnasesse ja järelikult sooritab teatava etapi oma ringkäigust maa sees.

Äravooluta järved ja neisse suubuvad jõed kaotavad vett peaaegu eranditult ainult aurumise läbi. Äravooluga järved, mis on ühenduses merega, ja merre suubuvad jõed annavad oma vee vahetult ookeani. Kõige keerukam on pinnasesse imbuva vee teekond, sest enne tagasipöördumist maapinnale teeb ta läbi pikaajalise maasisese elutsükli, konserveerudes seal sageli kümneteks ja sadadeks aastateks.

Öeldakse, et jõed niisutavad maad. Tegelikult nad pigemini kuivendavad seda, kandes vett ookeani. Tunduvalt suuremal määral täidab «niisutaja» osa maakoore ülemistesse kihtidesse akumuleerunud põhjavesi, mis on kaitstud ülemäärase aurumise eest (see toimub ainult põhjavee kapillaarse tõusu korral maapinna suunas või bioloogilises transpiratsiooniprotsessis) ja liigub erakordselt aeglaselt.

89. Põhjavesi. Põhjavesi võib esineda mitmesuguses olekus. Pinnase või mulla negatiivse temperatuuri puhul esineb vesi *tahkel kujul*. Tahke vesi on liikumatu, kuid tema osatähtsus maastikulise sfääri elus on siiski erakordselt suur (vt. ptk. XX).

Osa põhjavett esineb alati *gaasilisel kujul*. Selle liikumise määrab atmosfääri veeauru ja maasisese veeauru tiheduse erinevus, samuti ka üksikutes maasisestes kihtides oleva veeauru tiheduse erinevus.

Vee liigiks, mille tegelik agregaatolek ei ole veel küllaldaselt selgitatud, on *hügroskoopne vesi*. See ümbritseb pinnaseosakesi monomolekulaarse kihina (paksuse suurusjärk 10^{-8} cm) ja on nendega nii kindlalt seotud, et on liikumatu. Kas hügro-

skoopse vee kile koosneb gaasi või vedeliku molekulidest, ei ole selge. Pinnasest saab teda eemaldada ainult tugeva soojendamisega (kuni 105°C).

Kui pinnase- või mullaosakest ümbritsev kile koosneb mitmest molekulide kihist ja tema paksus on 10^{-8}—10^{-5} cm, siis moodustab selle kile välimine osa vedela kirmevee. Kirmevesi liigub pindpinevusjõu mõjul (vajalik on, et kiled, mis ümbritsevad kaht pinnase naaberosakest, oleksid vahetus kokkupuutes), olgugi et kilele avaldab tema suhteliselt suure paksuse tõttu mõju ka raskusjõud. Vesi liigub paksematest kiledest õhemate suunas. Pinnas, mis sisaldab ainult kirmevett, näib väliselt kuivana, sest pinnaseosakeste vaheruumid on täitunud õhuga.

Vett, mis asetseb mulla, pinnase või kivimi väga peentes (harilikult mitte rohkem kui 0,5-millimeetrise läbimõõduga) lõhedes ja poorides, nimetatakse kapillaarveeks. Selle vee liikumine toimub kapillaarsuse seaduste alusel.

Lõpuks, vett, mis liigub ainult raskusjõu mõjul, s. o. püüab alati saavutada kõige madalamat taset, nimetatakse gravitatsiooniveeks.

Kõik põhjaveeliigid tekivad peamiselt sademevete ja pinnavete pinnasesse imbumise ja teatavale sügavusele kogunemise tulemusel (pinnavee üleminek põhjaveeks toimub jõesängides, järvenõgudes, suurvee all olevates piirkondades ning kunstlikult niisutatavatel aladel). Osa põhjavett tekib ka atmosfäärist või maapinna sügavamatest kihtidest pinnasesse tunginud veeauru kondenseerumisel teatavates temperatuuritingimustes. Tahke põhjavesi võib tekkida kas pinnases endas või kujuneda maapinnal tekkinud jää mattumisel setete alla.

Kõigist põhjaveeliikidest on kõige liikuvam (peale auru) gravitatsioonivesi.

90. Põhjavee liikumine. Sademevete põhjaveeks muutumise esimeseks staadiumiks on vee imbumine vertikaalsuunas ülalt alla. Et maapind koosneb valdavas enamikus peeneteralistest materjalidest, siis kannab see imbumine enamasti kapillaarse ja kirmelise liikumise iseloomu. Ainult jämedateralistes kivimites, kus kivimiosakeste vaheruumid on küllalt suured, esineb ka gravitatsiooniline liikumine ja sel juhul võib kõnelda juba mitte niivõrd imbumisest, kuivõrd tilgalis-nirelisest voolamisest.

Pinnase ülemine kiht asetseb meteoroloogiliste tingimuste mõjusfääris. Sadude ajal ta niiskub, kuiva ja selge ilmaga kuivab. Vee liikumise suund selles kihis muutub seetõttu olenevalt kuivade ja niiskete perioodide vaheldumisest: kuival perioodil liigub vesi alt üles, niiskel perioodil ülalt alla.

Kuid osa vett, mis jõuab valguda küllalt sügavale ja järelikult väljuda vahetutele meteoroloogilistele mõjutustele alluva kihi piirest, liigub edasi juba ainult sügavamale, kuni ta jõuab vett pidava kivimini.

Millest on üldse tingitud kivimite veeläbilaskvus? Ainult küllalt laiade vaheruumide esinemisest kivimiosakeste vahel. Iga osakese ümber on oma molekulaarjõudude tegevusväli. Molekulaarjõud on väga tugevad, kuid nad mõjuvad vaid tühiselt väikesel kaugusel osakestest (0,00005 mm). Kui kivimiosakesed on suured, siis on ka vaheruumid nende vahel suured ja kivimis liikuv vesi satub ainult «kanalite» seinte juures molekulaarjõudude mõjusfääri, kanali ristlõike ülejäänud osas aga allub ta gravitatsioonijõule. Mida väiksemad on kivimiosakesed, seda väiksemad on ka vaheruumid nende vahel ja seda lähemal asuvad üksteisele molekulaarjõudude mõjusfäärid, s. o. seda ulatuslikum on nende poolt haaratud pindala. Näiteks 0,3 m^3 kivimis, mis koosneb 1-millimeetrise läbimõõduga osakestest, on vaheruumide sisemise pinna üldine suurus üle 90 m^2, 0,01-millimeetrise läbimõõduga osakeste puhul aga ületab selle pinna suurus 9 ha. On ilmne, et naaberosakeste «molekulaarsete sfääride» vastastikuse kokkupuute korral satub vesi osakestevahelistes vaheruumides täielikult nende otsese mõju alla. Siit on selge, et jämedapurrulised kivimid (kruus, veeris, liiv) lasevad vett läbi kergesti, peeneteralised raskesti (löss) või üldse mitte (savi). Vett pidavate kivimite hulka kuuluvad ka tihedad tard- ja moonekivimid (graniidid, basaldid jt.), kui neis ei ole lõhesid. Lõhestatuse korral tsirkuleerib vesi neis kergesti. Seega ei ole veeläbilaskvus lõhestatuse sünonüüm, olgugi et ta on suures osas määratud kivimite lõhestatusega (s. o. väikeste vabade tühikute olemasoluga neis).

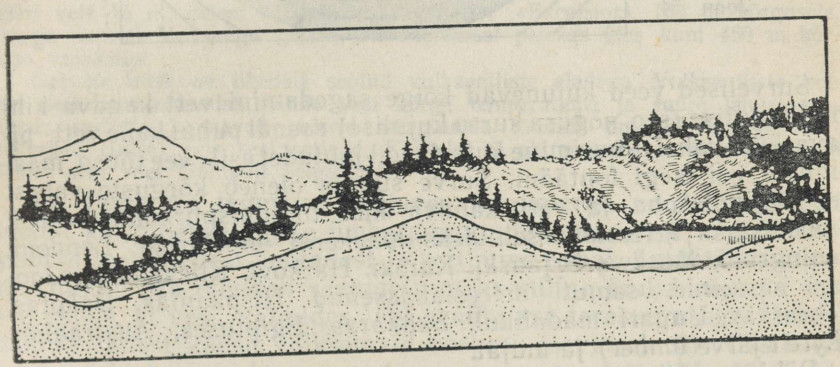
Vesi ei saa lõpmatult sügavamale imbuda: seda takistab temperatuuri ja rõhu kõrgenemine sügavuse suurenemisel. Kõrgete temperatuuride puhul vesi aurustub, suur rõhk aga suleb tühikud kivimeis.

Jõudes vett pidava horisondini, koguneb gravitatsioonivesi ja kapillaarvesi sellele. Kui vett läbi laskvate ja vett pidavate kivimite kihid asetsevad vaheldumisi, võib kujuneda mitu (kuni 15) veehorisonti, mis võivad olla hüdroloogilises suhtes üksteisest sõltumatud või sõltuvad.[1] Kuid vesi ei kogune mitte tingimata ainult vett läbi laskva ja vett pidava horisondi piirile; vee kogunemiseks piisab ka kivimi veeläbilaskvuse märgatavast muutumisest. Kivimis, mis on ülalpool rohkem lõhestatud kui sügavamal, koguneb vesi lõhestatuse muutumise piirile. Kruus ja peeneteraline liivakivi on mõlemad vett läbi laskvad kivimid, kuid kruusa lasumise korral liivakivil võib mõlemate kihtide piirile samuti koguneda vesi, sest liivakivi läbib ta aeglasemalt kui kruusa. Veemass, mis on akumuleerunud purdsete kivimite osakeste vaheruumidesse, ei ole pidev ja koosneb üksikutest, ehkki hüdrodünaamiliselt üksteisega seotud veeniitidest ja -niredest. Kogunemisel

[1] Maapinnalt lugedes esimeses vett kandvas kihis sisalduv vesi, millel ei ole vett pidavast kivimist pidevat katet, kannab p i n n a s e v e e nimetust.

kõvade kivimite lõhedesse ja tühikutesse moodustab põhjavesi pideva tilkvedela keha.

Pärast seda, kui vee liikumine sügavusse on tõkestunud, algab teine staadium — liikumine külgsuunas. Tuleb silmas pidada, et ühe ja sama vett kandva kihi piires ei ole põhjavee ülemine pind horisontaalne, vaid laineline, sest ühel ja samal territooriumil muutuvad punktist punkti põhjavee toitumistingimused, kivimite veeläbilaskvus, põhjavee sisemise liikumise iseloom ja äravool. Territooriumi üksikutes osades võib sademeid esineda erineval hulgal; kui sademete hulk on võrdne, siis imbuvad nad erinevates punktides sügavusse erineva kiirusega, mis oleneb kivimite veeläbilaskvusest; kui imbumise kiirus on ühesugune, siis võib äravool külgsuunas igast konkreetsest põhjaveekogust toimuda erineva kiirusega jne. Palju oleneb ka paikkonna reljeefist (pindmise äravoolu ja pinnasesse imbumise



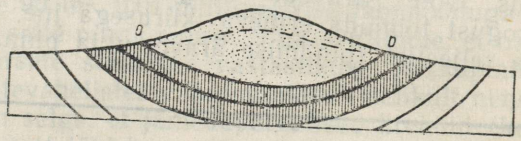
Joon. 53. Põhjavee taseme muutumine sõltuvalt reljeefist.

tingimuste erinevused), litoloogiast ja geoloogilisest struktuurist. Põhjavee tase kordab üldjoontes maapinna reljeefi: kõrgendike kohal on ta kõrgem, nõgude kohal madalam (joon. 53). Kui vett pidav kiht on kallak, siis on ka põhjavee tase samas suunas kallak, kuid väiksema nurga all. Põhiliselt aga on põhjavee liikumine külgsuunas tingitud just tema pinna lainelisusest: vesi liigub pinna kõrgematest punktidest madalamatesse. Määrates hulgas punktides maastikul kaevude või puuraukude abil põhjavee taseme kõrguse ning sidudes samajoontega (hüdro-isohüpsidega) punktid, kus põhjavee pind asetseb ühesugusel kõrgusel, võime saada väga näitliku pildi põhjavee pinna kujust (tema «reljeefist»). Samajoonte järgi saab lisaks sellele otsustada põhjavee liikumissuuna (pinna kumeratest kohtadest nõgusatesse) ja maasiseste veelahkmete asendi üle.

Kui põhjavesi liiguks ainult olenevalt vett pidavate kihtide kal-

lakust, siis joonisel 54 kujutatud juhul, kus vett pidavad kihid (viirutatud) lasuvad moldjalt, ei saaks punktides *a* ja *b* olla allikaid[2]. Künka jalamil esinevad siiski allikad, sest põhjavee pind (katkendlik joon) on künka kohal kumer.

Põhjavee pind võib olla vaba (avatud) või surve all (arteesia-veed). Vaba pind, mis on iseloomulik pinnaseveele, kujuneb sel juhul, kui vett kandvad kivimid ei ole kaetud vett pidavate kivimitega, nii et põhjavee pind võib takistamatult kõikuda. Kui aga vett kandev kiht on kaetud vett pidava kihiga, kusjuures viimane asetseb madalamal vee loomulikust pinnast vett kandvas kihis, siis tekib vastavalt hüdrostaatilise rõhu seadustele põhjavee surveline pind.



Joon. 54.

Survelised veed kujunevad kõige sagedamini vett kandva kihi mollikujulise (s. o. nõgusa kurru kujulise) asendi puhul kahe vett pidava kihi vahel. Puurimine kutsub neil juhtudel esile vee tõusu maapinnale või isegi fontääni. Surve suurus oleneb kõrguste vahest vee väljumiskoha ja vett kandva kihi toitumispiirkonna vahel. Suurimateks arteesiabasseinideks maakeral on Pariisi, Londoni, Leningradi, Moskva, Brjanski, Kurski, Harkovi, Kiievi ja Krasnodari basseinid, samuti arteesiabasseinid Hispaanias, Dakotas, Nebraskas, Ungari madalikul, Sahaaras, Egiptuses, Austraalias (Eyre'i järve ümber) ja mujal.

Põhjavee liikumine horisontaalsuunas toimub erakordselt aeglaselt: 0,3—1 m ööpäevas. Just seetõttu polegi sageli jälgitav vastavus allikate režiimi ja sademete vahel. Võib juhtuda, et sademerikastel aastatel allikate vooluhulk väheneb, kuivadel aastatel aga suureneb. Vooluhulga suurenemine või vähenemine ei peegelda niisugusel korral antud aasta, vaid eelmise või mõne varajasema aasta sademeid. Sellise aeglaselt liikuva vee taseme kõikumised on samuti väikesed ega ületa harilikult 1—2 meetrit.

Öeldu kehtib põhjavee liikumise kohta väikese terasuurusega ja raskesti lahustuvais kivimeis. Tihedates, lõhedest läbitud tardkivimites, samuti ka lubjakivides on põhjavee liikumise kiirus suurem ja taseme kõikumised ulatuvad mõnikord 10—30 meetrini.

Maa sees võib peale mitmesuguse kiirusega liikuva vee esineda ka seisvat (liikumatut) vett.

Vett kandva kihi lõikumisel maapinnaga tekivad allikad ja lätted. Maapinnale väljuva vee temperatuur oleneb temperatuurist, mis valitses selle vee kogunemispiirkonnas maa sees. Et

[2] Allikaks nimetatakse põhjavee looduslikku maapinnale tuleku kohta.

sügavuse suurenemisel maakoore temperatuur tõuseb, siis vesi, mis pärineb suurest sügavusest või vulkaaniliste kollete lähikonnast, on soe või kuum; sooja vee suurema lahustamisvõime tõttu on soojaveeliste allikate vesi teiste tingimuste võrdsuse korral harilikult tugevamini mineraliseeritud kui külmaveeliste allikate vesi.[3] Kui soe vesi maapinnal jahtub, siis setivad tema väljumiskoha ümbrusse sügavusest välja kantud mineraalained — kõige sagedamini lubi ja ränidioksüüd.

Eriti huvitavate, kuigi geograafiliselt levikult piiratud kuumade mineraalallikate hulka kuuluvad perioodiliselt fontäniseerivad geisrid. Geisrite peamisteks levikualadeks on Island, Yellowstone'i rahvuspark Põhja-Ameerikas (kus mitme tuhande kuumaveeallika hulgas on üle 80 geisri), Uus-Meremaa põhjapoolse saare keskosa ja Kronoki looduskaitseala Kamtšatkal. Suur geiser Islandil (Hekla lähedal) paiskas välja kuuma vee fontääni iga 20—30 tunni järel; alates 1918. aastast kaotas ta aktiivsuse ja praegu on geisri kohal ümara kujuga, vaikselt keeva, läbipaistva veega järveke. Geiser «Velikan» Kamtšatkal paiskab regulaarselt iga 2 tunni 46 minuti järel välja 50 m kõrguse veesamba, kusjuures purse kestab 4 minutit. Yellowstone'i rahvuspargis paiskab üle 20 geisri vett 15 m, geiser «Giant» 40 m, geiser «Excelsior» 100 m kõrgusele. Praegu surnud Vaimangu geiser Uus-Meremaal paiskas üles kuni 450 m kõrguse veesamba.

Geisrite levik on tihedalt seotud vulkaaniliste aladega. Vulkaaniliste kollete naabruses omandab nende vesi kõrge temperatuuri ja suure lahustamisvõime; seetõttu kannavad geisrid maapinnale tohutul hulgal räni- ja lubimaterjale (tuffe), mis seal setivad. Kahjuks ei ole geisrite purskemehhanismi olemus seni veel täielikult selgitatud.

91. Põhjavee tegevus. Põhjavee liikumisega on lahutamatult seotud ka mineraalainete ümberpaigutumine kivimeis, ainete ärakandumine ühtedest kohtadest ja settimine teisal. Suhteliselt tagasihoidlikku osa etendab seejuures mehaaniline ärakanne, mis seisab selles, et vesi, valgudes läbi ebaühtlase terasuurusega kivimi, haarab sellest kaasa väiksemaid osakesi (saviosakesi). Üksikutel juhtudel loob siiski ka see protsess maa sees ulatuslikke tühikuid. Sellised nähtused esinevad hulgaliselt liivakates savides Araali järve põhjarannikul, Perovi lahe piirkonnas, kus «vesi, tungides savisse, kujundab massiliselt maasiseseid tühikuid ja koopaid ning voolab sageli suures ulatuses maa-alustes galeriides».[4]

Hoopis olulisemat osa etendab mineraalainete ümberpaigutamises vee füüsikalis-keemiline toime kivimeile. Põhjavesi ei ole kunagi keemiliselt puhas. Ta sisaldab alati lahustunult (kuigi harilikult väga väikeses kontsentratsioonis) kõige mitmekesisemaid aineid. Selliste lahuste maasisesel tsirkulatsioonil on suur tähtsus paljudes maastikulises sfääris toimuvates protsessides. Mingi veekogu põhjale lasundunud kobedad mineraalsed või organogeensed setted muutuvad aja jooksul sidusateks ja tihedateks kivimiteks tsementatsiooni tulemusel, mis on harilikult tingitud väljaspoolt

[3] Allikat nimetatakse külmaveeliseks, kui tema vee temperatuur on madalam aasta keskmisest õhu temperatuurist antud kohas; kui vee temperatuur on õhu temperatuurist kõrgem, siis on allikas soojaveeline.

[4] Берг Л., Аральское море, 1908, стр. 144—145.

maasiseste lahustega sisse kantud uute ainete — lubja, ränidioksüüdi, raua- või väävelhappesoolade jms. — settimisest kivimeis esinevatesse pooridesse. Nagu nähtub edaspidi, iseloomustab üht või teist mullatekketüüpi just mullalahuste tsirkulatsioon, sest selle tulemusena rikastuvad ühed mullahorisondid pika aja jooksul teatavate ainetega, teised aga pidevalt vaesuvad neist. Sageli liiguvad soolad koos veega mööda kapillaare üles ja moodustavad maapinnal soolakoorikuid (näiteks solontšakkides).

92. Karstinähtused. Eriti suurt mõju avaldab maastiku ilmele põhja- ja pinnavete lahustav koostegevus seal, kus pinnas koosneb tervikuna või osaliselt kergesti lahustuvaist kivimeist — lubjakividest, dolomiitidest, kipsist, soolast. Loetletud kivimeist ei ole kips ja sool laialdaselt levinud, vaid ainult kaasnevad teiste kivimitega, olles neisse suletud üksikute vahekihtide, kihtide või läätsede näol. Lubjakive aga esineb maakeral tihti ulatuslikel aladel, mistõttu neis ilmneb vee lahustav tegevus erakordselt suures mastaabis.

Hüdrograafia iseärasuste ja omapäraste reljeefivormide kompleks, mis on omane kompaktsete lahustuvate kivimite levikualadele ja on kujunenud nende kivimite keemilise leostamise tagajärjel põhja- ja pinnavete poolt, kannab *karsti* nimetust. See nimetus on antud Dinaari mäestikus (Triestist kirde pool) asetseva lubjakiviplatoo nime järgi, kus karstinähtusi esmakordselt hästi tundma õpiti.

Mitte igasugune lahustuv kivim ei ole sobiv karsti arenemiseks. Karstinähtused tekivad ainult seal, kus kivimi lahustuvusega kaasneb veeläbilaskvus. Viimane on kompaktsete kivimite puhul samane lõhestatusega. Peale selle ei tohi lahustuva ja lõhestatud kivimi koostises esineda palju savikaid lisandeid, sest saviosakeste esinemine maasisestes lahustes põhjustab kivimi lõhede ummistumise saviga ja järelikult vee tsirkulatsiooni peatumise; seiskunud (liikumatu) vee lahustav tegevus aga lakkab kiiresti seoses küllastatud lahuse tekkimisega.

Vee lahustava tegevuse (mis on eriti intensiivne siis, kui vesi sisaldab lahustunud süsihappegaasi) tulemusi on hea jälgida lubjakividest koosnevate kõrgendike paljandunud nõlvadel. Vihmavee nired, mis voolavad mööda nõlvu, kujundavad neisse aja jooksul korrapäratuid, mitmesuguse laiuse ja sügavusega uurdeid, mis on üksteisest eraldatud vaheseinte või harjadega. Neid mikroreljeefivorme nimetatakse *karrideks*. Karrid on väga hästi kujunenud näiteks Karabi Jaila kesk- ja idaosas ning Tšatõr-Dagil Krimmis.

Karstiprotsessi üldise skeemi selgitamiseks kujutleme maa-ala, kus maapinnani ulatuvate puhaste lõhestatud lubjakivide all teataval sügavusel lamab vett pidav kivim. On ilmne, et karstinähtused saavad areneda ainult maapinna ja vett pidava kihi vahemikus.

Lubjakivide pinnale langevate sademete vesi voolab osaliselt

piki seda pinda ära, osaliselt aga valgub mööda lõhesid sügavamale (aurumise, millel ei ole karsti arenemises tähtsust, jätame vaatluse alt välja). Lõhedesse valguv vesi laiendab lõhesid, lahustades nende seinu. Aja jooksul hakkab pindmine äravool etendama üha väiksemat ja väiksemat osa, sest suurem osa sademevetest valgub laiadesse lõhedesse: valdavaks muutub vee vertikaalsuunaline tsirkulatsioon. Koos sellega muutuvad üha suurenevad lõhed järk-järgult mitmesuguse sügavusega nõgudeks ja lehtriteks. Vastavalt protsessi edasiarenemisele kujuneb lehtreid üha rohkem, neid eraldavate kõrgendike pindala aga väheneb; naaberlehtrid liituvad üksteisega, moodustades laialdasemaid nõgusid, millede vahel säilivad positiivsete reljeefivormide jäänused. Seega loob üks ja sama karstiprotsess alati nii süvendeid kui ka kõrgendikke. Lõpptulemusena kujunevad valitsevateks reljeefivormideks lohud ja nõod. Kui nende põhjad süvenevad põhjavee tasemeni, siis karstiprotsess hääbub, maa-ala aga osutub madaldatuks kõrguse võrra, mis praktiliselt vastab esialgse maapinna ja lubjakivimassiivile lamamiks oleva vett pidava kihi kõrguste vahele. Vertikaalne tsirkulatsioon lakkab ja ülekaalu saab taas horisontaalsuunaline äravool.

Paralleelselt maapinnani ulatuvate lõhede laienemisega ja lehtriteks muutumisega toimub ka nende lõhede laienemine, mida mööda põhjavesi liigub sügavamal. Moodustuvad mitmesuguse suurusega maasisesed galeriid koos kohatiste laienditega — koobastega. Kui lubjakivide lõhestatus on ebaühtlane, siis võivad neis lisaks veekogudele vett pidaval kihil kujuneda ajutised veekogud ka kõrgematel tasemetel, mis vastavad lõhestatuse iseloomu märgatavatele muutustele. Lõpuks aga kaovad kõik need kohalikud veekogud, püüdes ühineda kõige madalama veehorisondiga, ning nende poolt kujundatud koopad ja maasisesed käigud jäävad kuivaks. Nende koobaste lagede sisselangemise tagajärjel tekivad langatuslehtrid.

Karstialade hüdroloogilisel režiimil on palju omapäraseid jooni. Et suurem osa sademevetest imbub kiiresti maasse, siis on karstialad kuivad ja väheseveelised isegi niiske kliima tingimustes. Hüdrograafiline võrk on arenenud nõrgalt. Mõningad jõed koosnevad vaheldumisi maapealse ja maasisese vooluga osadest (näiteks Sava jõe üks lisajõgi koosneb kolmest Poiki, Unzi ja Laibachi nimede all tuntud maapealsest lõigust, mida eraldavad üksteisest kaks maasisese vooluga lõiku). Laialdased karstinõod täituvad tihti veega ja muutuvad järvedeks, kuid sademevaestel aastatel need järved kaovad: kogu nende vesi valgub mööda lõhesid ja kanaleid maasse. Sademerikastel aastatel, mil vee juurdevool järvenõkku on suurem maasisesest äravoolust, ilmuvad järved uuesti.[5]

[5] Vt. näiteks Г. И. Куликовский, Зарастающие и периодически исчезающие озера Обонежского края, «Землеведение», I, 1894.

Võrreldes mittelahustuvais kivimeis esinevate põhjavetega liiguvad karstialade põhjaveed tunduvalt kiiremini ja vabamalt, moodustades mõnikord maasiseseid ojasid ja sageli ka laialdasi maasiseseid järvi. Maapinnale ilmuvad nad võimsate, suure vooluhulgaga allikate näol.

Tüüpilisteks karstialadeks on Krimmi jailad, mis on üle külvatud karride, nõgude, lehtrite (sügavus 5—20 m, läbimõõt 40—50 m) ja lehtrigruppidega; lehtrite põhjas on harilikult vertikaalsed kaevud või avad, mis on sissekäiguks maasiseste kanalite ja koobaste süsteemile. Tšatõr-Dagil on teada üle kahekümne koopa, kusjuures Binbaš-Hoba koopa pikkus on 210 m ja Suuk-Hoba koopa pikkus 128 m. Tšatõr-Dagi põhjanõlval väljub koopast rohkeveeline Ajani allikas, mis annab alguse Salgiri jõele. See allikas kannab aasta jooksul välja 19 000 tonni lahustunud kaltsiumkarbonaati, nii et tühikute ruumala Tšatõr-Dagi sisemuses suureneb igal aastal rohkem kui 7000 m^3 võrra.

Karstiprotsess kui esmajoones ala litoloogilistest iseärasustest tingitud nähtus esineb kõige erinevamatel geograafilistel laiustel. Karstinähtused on laialt levinud piki Aadria mere rannikut Karstist kuni Kreekani, Alpides, Krimmis, Kaukaasia Musta mere rannikul, Uraalis, Oneega järve ümbruses, paljudes kohtades Siberis ja Kesk-Aasias, Lõuna-Prantsusmaal Prantsuse Keskmassiivi lõunanõlvul (Causses'i platool), Põhja-Jukatanis, Jamaikal, New Mexicos, Florida siseosades, Kentucky's, Tennessees, Lõuna-Indianas ja mujal. Kentucky's levivad karstivormid 25 000 km^2 suurusel alal; Mississipi platool Kesk-Kentucky's on vähemalt 60 000—70 000 karstilehtrit. Samas osariigis asub tuntud Mammutikoobastik arvukate koobaste ja galeriidega, mis paiknevad viiel erineval tasemel.

NSV Liidus on eriti laialdaselt tuntud kipsilademeisse uuristunud neljakorruseline Kunguri koobastik (Ees-Uraalis), mis on rikas maasiseste järvede poolest; viies sissekäigulähedases koopas esineb aasta läbi jää, mis annab koobastele fantastilise ilu. Niisama kuulus on ka Balaganski jääkoobas Angara ääres.

Lubjakivid, kips ja soolad levivad maakeral rohkem kui 50 milj. km^2 ulatuses, mis moodustab umbes 34% maismaa pinnast. Kõikjal muidugi ei esine neis karsti, kuid esitatud arv näitab ilmekalt selle nähtuse võimalikku mastaapi.

93. **Kokkuvõte.** Eelmistest paragrahvidest nähtub ilmekalt põhjavee tohutu tähtsus maastikulises sfääris. Põhjavee olemasolu reguleerib teataval määral vee ringkäiku looduses, sest põhjavesi jääb tunduvas osas puudutamata aurumisest ja säilib oma aeglase liikumise tõttu kaua pinnases. Viimase asjaolu tähtsust on raske üle hinnata, kui meenutada, et põhjavesi on õieti peaaegu ainus veeliik, mida saavad omastada taimed.

Põhjavee väljumine maapinnale tekitab soid, allikaid ja lätteid, milledest toituvad paljud jõed. Põhjavesi transpordib kivimeis mineraalaineid. Lahustunud mineraalainete ärakanne viib omapäraste karstimaastike tekkimisele, nende settimine teistesse kivimitesse tsementeerib viimaseid, maapinnal settides aga moodustavad nad erilisi kivimeid (tuffe). Ilma põhjaveeta ja selle liikumiseta oleks mõeldamatu mullatekkeprotsess, eriti mullahorisontide kujunemine.

Varisemised ja maalihked, mis tihti oluliselt muudavad nõlvade, mereranniku ja jõekallaste reljeefi, mõjustavad jõgede režiimi, põhjustavad paisjärvede tekkimist jne., on tihedalt seotud põhjavee tsirkulatsiooniga vett kandvate ja vett pidavate kivimite piiril.

Kirjandust

Великанов М. А., Гидрология суши, 1948.
Гвоздецкий Н. А., Карст, 1954.
Ланге О. К., Основы гидрогеологии, 1950.
Овчинников А. М., Общая гидрогеология, 1949.
Роде А. А., Почвенная влага, 1952.

XIII peatükk

VOOLUVETE OSA MAASTIKULISES SFÄÄRIS

Maismaa pinnast asetseb ainult 800 000 km² mere tasemest madalamal, ülejäänud 148,2 miljonil ruutkilomeetril aga on iga punkt ookeani pinnast kõrgemal. Järelikult peavad maismaale langenud sademed (välja arvatud see osa, mis aurub ja läheb tagasi atmosfääri) raskusjõu mõjule alludes varem või hiljem Maailmamerre voolama. Nagu me nägime, teeb osa sademeid enne allikatena väljumist läbi pika ja aeglase teekonna maa sees. Teine osa neist moodustab kohe vooluvee maapinnal. Sademete pidevat looduslikku äravoolu, mis toimub aastaringselt või aasta suurema osa vältel maapinna kallakuse mõjul mööda piklikke nõgusid, nimetatakse jõeks. Jõe kui loodusliku elemendi mõistesse kuulub peale vee ka voolusäng.

Enamik maakera jõgedest suubub ookeani, s. t. sinna, kus asub ka nende häll, sest sademed, mis annavad alguse jõgedele, tekivad peamiselt ookeani pinnalt atmosfääri tõusnud veeauru kondenseerumisel.

Vooluveed võivad olla ajutise ja püsiva iseloomuga. Käesoleva peatüki ülesandeks on uurida vooluvete seost klimaatiliste tingimustega ja nende mõju maastikulisele sfäärile.

94. Jõed ja kliima. Maakera jõgedest voolavad ühed välja suurematest või väiksematest soodest, teised liustikest, kolmandad moodustuvad mitmete lähtejõgede ühinemisel. Jõed toituvad vihma-, sula- ja põhjavetest, s. t. kokkuvõttes sademetest, mis omavad erinevat välist ilmet ja on läbi käinud erineva tee. Juba üksi see tõestab, et jõgi on kliima produkt.

Sademete ajutine äravool (pinnavool) toimub kogu maismaal. Püsivad jõed aga võivad moodustuda ainult seal, kus jõesängi langev veehulk on küllaldane alaliseks vooluks ning vee aurumisel ja pinnasesse imbumisel tekkiva kao asendamiseks. E. Martonne arvutas, et jõgede tekkimiseks tasandikel (karsti puudumisel) peab parasvöötmes olema sademete aastane summa mitte alla 250 mm, subtroopikas 500 mm ja troopikas 1000 mm. Järelikult kliima ei määra vahetult mitte üksnes jõe geneesi, vaid suunab ka jõgede geograafilist levikut. Piisab kaardile vaatamisest,

et veenduda, kui erinev on jõgedevõrgu tihedus[1] kuivadel ja niisketel aladel. Eriti suured on kontrastid näiteks kõrbete ja troopiliste metsade vahel, kuid ka territooriumidel, mida iseloomustab kliima aeglasem muutumine, ilmneb selgesti sama seaduspärasus. Võrreldes jõgedevõrgu tihedust Volga ja Doni jõgikonnas peajõgede ülem- ja alamjooksul, näeme, et see väheneb kiiresti peajõgede jõudmisel üha põuasema kliimaga rajoonidesse.

Seoses kliima niiskuse muutumisega vaheldub ka jõgede veerohkus. Võib tähele panna mitmesuguseid üleminekuastmeid võimsatest Amasoonase, Orinoco ja Kongo tüüpi veearteritest, mis pidevalt kannavad ülisuuri veemasse, kuni poolkõrbetes ja kõrbetes voolavate väikeste jõekesteni, mis kuivavad suvel peaaegu täielikult või voolavad ainult öösiti, kui aurumine on väiksem. Nad võivad jaguneda ka reaks seisvateks veekogudeks, mis on üksteisest eraldatud kuivade oruosadega. Kõrberajoonides, näiteks Kaspia ääres, on paljude jõgede vesi soolane (Gorkaja jõgi Eltoni järvest ida pool jt.).

Lõpuks, kui vaadelda iga jõe elu ja režiimi eraldi, on kerge veenduda, et ka siin sõltub jõgi vahetult kliimast ja selle sesoonsetest aspektidest. Jõe veerohkuse ja veetaseme kõikumist, voolukiiruse ajalist muutumist, külmumise ja jääst vabanemise protsesse — kõike seda reguleerib peamiselt kliima. Järelikult reguleerib kliima ka jõgede tööd, mis viib ühtede või teiste reljeefivormide tekkimisele. Kliima on reljeefi kujundavaks teguriks mitte ainult tuule ja põhjavete, vaid ka jõgede kaudu, kusjuures viimased jätavad Maa palgesse eriti suuri ja teravaid jälgi.

Esitatu üldistamiseks pole enam piisav öelda, et jõgi on kliima produkt. Tuleb anda laiem formuleering: jõgi on kliima funktsioon, sest tema tekkimine ja arenemine on suurimas sõltuvuses kliimast. Et aga kliima ei ole geograafilisest maastikust sõltumatu ja teised maastiku komponendid avaldavad samuti jõgedele mõju (kuigi tavaliselt vähem kui kliima), siis kõlab meie lõplik järeldus järgmiselt: jõed kujutavad enesest jõgikondade kliima produkte maastikuliste tingimuste üldisel foonil.[2]

95. Jõgede režiim. Jõgede režiim moodustub reast iseloomulikest faasidest. Neid faase määravaks põhiteguriks on veetaseme kõikumine, mis on eranditult omane kõigile maakera jõgedele.

Veetaseme kõrgust mõjutavad jõesängi muutumine erosiooni tagajärjel, setete kogunemine jõepõhja, ajutiste paisude tekkimine (näiteks jää või taimestiku kogunemise tagajärjel), tuule toimel esinev vee tõus või langus jõesuudmetes, looded jne. Kuid need on kõik teisejärgulised põhjused. Peamiseks põhjuseks on jõe veerohkuse muutumine, mis oleneb vahetult sesoonsetest klimaatilistest muutustest.

---

[1] Jõgedevõrgu tiheduseks nimetatakse antud territooriumi kõigi jõgede pikkuse suhet territooriumi pindalasse.

[2] Л. К. Давыдов, Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов, 1947, стр. 5.

Soojadel aladel mõjuvad jõgede režiimile eriti sademete aastase käiguga seoses olevad muutused. Maakera piirkondades, kus aasta jooksul esinevad tähtsa täiendava tegurina negatiivsete temperatuuridega perioodid, esinevad ka mitmekesised jõgede režiimi faasid. Vihmadest põhjustatud veetaseme kõikumisele lisandub talvise lume sulamisest tingitud veetõus, mis omandab isegi valdava tähtsuse. Siia kuuluvad ka sellised uued faasid, nagu jõgede külmumine ja jääst vabanemine.

Võrdlemisi suurt veetõusu, mis on põhjustatud jõe vooluhulga suurenemisest (vihmadest, lume sulamisest talvel või suvel mägedes) nimetatakse kõrgveeks (tulvaks). Iga-aastast ühel ja samal aastaajal esinevat suurt veetaseme tõusu (tingitud kevadisest lumesulamisest, suvistest mussoontuultest, liustike sulamisest) nimetatakse suurveeks.

Kevadine suurvesi esineb meie laiuskraadidel seoses vooluhulga tunduva suurenemise ja veetaseme tõusuga, mis on tingitud talvise lume kiirest sulamisest. Sulavesi voolab enamuses jõgedesse, sest madala õhutemperatuuri tõttu on aurumine väike ja vee pinnasesse imbumist takistab asjaolu, et maapind ei ole veel jõudnud sulada. Suurvee ajal väljub jõgi sängist. Kevadise suurvee ajal ujutab Hopjor Saraatovi oblastis üle kuni 8 km, Volga aga Kaama suudme kohal kuni 30 km laiuse riba. Veetase saavutab suurvee ajal maksimumi, ületades aasta madalaimat taset mitme meetri võrra. Dnepril Orša juures tõuseb vesi kuni 9,23 m, Volgal Gorki juures kuni 12,8 m, Uljanovski juures kuni 14,2 m ja Astrahani juures kuni 4 m võrra. NSV Liidu Euroopaosas ulatub veetõus mitmesugustel jõgedel 3—16 meetrini, Siberis 4—10 meetrini, kuid erandjuhtudel ka 20—25 meetrini.

Suurtel jõgedel kestab suurvesi kaks-kolm kuud, väiksematel mõnevõrra vähem. See periood hõlmab vee tõusmise, tõusu maksimumi saavutamise ja alanemise protsesse.

Suvist perioodi, mil jõgi toitub peamiselt põhjaveest ja vee pindmine juurdevool on vähene, nimetatakse madalveeks. Vooluhulk on sel perioodil minimaalne, mõnedes jõgedes aga võrdne nulliga. Paljud Põhja-Kaukaasia jõed kuivavad suvel täiesti (aurumise ja peamiselt põhjaveevarude lõppemise tõttu). Isegi sealsetel suurtel jõgedel on veetase niivõrd madal, et nad ei ole võimelised suudmeni voolama. Kuma ei kuiva, kuid kaob 75 km enne Kaspiat liivadesse ja järvelaadsetesse aladesse, mis on kõrkjaid täis kasvanud. Merre voolab ta ainult kevadiste suurvete ajal ja eriti sademerohketel aastatel.

Sügisel jõgede vooluhulk tavaliselt suureneb, sest väheneb sademete imbumine pinnasesse ja seoses õhutemperatuuri alanemisega nõrgeneb aurumine veepinnalt, pinnasest, taimedelt jne.

Jää ilmumise momendist algab jõe režiimis talvine periood. Erinevalt seisvatest veekogudest, kus jää moodustumine toimub ainult ülemises veekihis, tekib jõgedes jää vooluvee turbulentse

liikumise tõttu korraga kogu vee sügavuses. Esmalt ilmub kaldajää — õhuke kaldaäärne jää jõekäärudes ja aeglase vooluga kohtades. Seejärel tekib jõe põhja ja vette põhjajää ning veesisene jää, mis tõuseb üles ja ühineb jääkirmega, s. o. õhukeste rabedate jäätükkidega, mis moodustuvad veepinnal üksikute jääkristallide kokkukülmumisel. Jääkirme tükikesed liituvad üksteisega kokku puutudes suuremateks ja tihedamateks jääpankadeks. Edaspidi muutub jääkate vastupidavamaks, sest tema paksus suureneb ning tema alla koguneb põhjajää ja veesisene jää. Mõningates kohtades Siberis külmuvad jõed talvel põhjani. Talvel on äravool niisama väike kui madalvee ajal.

Kevadel algab jões jääminek, mis on tingitud õhu temperatuuri tõusust (seoses sellega jääkate nõrgeneb ja sulab) ja peale selle mehaanilistest põhjustest: vooluhulk suureneb, veetase tõuseb, jää puruneb ning hakkab liikuma.

Selline on üldjoontes parasvöötme tasandikuliste jõgede aastane klimaatiline tsükkel. Kohalike geograafiliste tingimuste ja ootamatute ilmastiku kapriiside tõttu võib see tsükkel mõnikord muutuda väga keerukaks.

Veepinnal tõusu ja alanemise korrapärast käiku häirivad näiteks juhuslikud kõrgveed, mis võivad tekkida igal aastaajal. Ohio jõel esinevad tavaliselt üleujutused aprillis seoses lume sulamisega mägedes ja põhjapoolsete lisajõgede tulvadega, peamiselt aga kevadiste hoogvihmadega. Vesi tõuseb siis 15 m võrra ja rohkem üle normaalse taseme. Kuid mõnikord harva esinevad tugevad vihmad ka talvel. 1937. aasta jaanuari lõpul ja veebruari algul põhjustasid nad tohutu suure üleujutuse Ohio orus — Cincinnatis tõusis veetase rohkem kui 24 m võrra, hukkus mitusada inimest ning 800 000 perekonda asustati ümber.[3]

Jõgedes, mis voolavad läbi suurtest järvedest, avalduvad veetaseme sesoonsed kõikumised võrdlemisi nõrgalt, sest järved on nendele kõikumistele omapäraseks amortisaatoriks: veetõus ei jaotu mitte ainult jõgede eneste, vaid ka järvede pindalale, mis on jõgede pindalast palju suurem. Sellistes süsteemides nagu Põhja-Ameerika Suur Järvistu, samuti Laadoga ja Oneega järvedega ühenduses olevates jõgedes summutab järvede tohutu suur pind peaaegu täiesti veetaseme kõikumised.

Kui jõed kulgevad meridionaalselt põhjast lõunasse (Volga, Mississipi) või lõunast põhja (Ob, Jenissei, Leena), s. t. läbivad mitmeid kliimavööndeid, siis algavad sesoonsed nähtused nende eri osades erineval ajal. Levides mööda jõge, mõjustavad need nähtused üksteist, tugevnedes või nõrgenedes interferentsi tõttu.

Ühtlasi tuleb silmas pidada, et peajõe režiim sõltub suuremal või väiksemal määral lisajõgede režiimist, lisajõed aga asetsevad vahel väga erinevates geograafilistes tingimustes. Kui näiteks ühed lisajõed algavad tasandikult, teised mägismaa liustikest, siis

[3] «Метеорология и гидрология», 1937, № 7, стр. 112.

ei lange veetaseme tõus nendes ajaliselt ühte. See peegeldub ka peajõe veetaseme muutumises.

Peajõe tulvade olenevust lisajõgede tulvadest saab hästi jälgida Amasoonase jõgikonnas. Jõgedes on siin kõrgvesi suvel (senitaalvihmad). Lõunapoolkeral olevates Amasoonase lisajõgedes esineb kõrgvesi oktoobrist aprillini, põhjapoolkeral olevates lisajõgedes aga märtsist septembrini. See vähendab Amasoonase veetaseme kõikumist, kuid maksimaalsed veepinna tõusud (10—15 m) järgnevad siiski suuremate, lõunapoolsete lisajõgede tulvadele.

96. Jõgede klassifikatsioon. Et jõe režiim sõltub peaaegu täielikult kliimast, siis on kõigist jõgede klassifikatsioonidest teaduslikus mõttes parim seda sõltuvust peegeldav klassifikatsioon.

Kõige uuem maakera jõgede klassifikatsioon kuulub M. I. Lvovitšile.[4] Selle aluseks on kaks tunnust — jõgede toitumise allikad ja äravoolu sesoonne jaotus. M. I. Lvovitšil õnnestus jaotada jõed rühmadesse objektiivsete kvantitatiivsete näitajate põhjal.

Kui äravool, mis oleneb ühest kindlast toitumisallikast, ületab 80% summaarsest aastasest äravoolust, siis loetakse antud allika osatähtsus erakordselt suureks. Kui sellest toitumisallikast olenev äravool moodustab 50—80% aastasest äravoolust, siis räägitakse antud allika peamisest tähtsusest. Kui aga mitmesuguste erinevate toitumisallikate osatähtsus on alla 50%, siis määratakse kindlaks domineeriv allikas.

Äravoolu sesoonset jaotust väljendatakse protsentides aastasest äravoolust, kusjuures domineeriva äravooluga aastaaja määramisel on aluseks võetud samad piirid (>80%, 50—80% ja <50%) kui jõgede toitumisallikategi puhul.

M. I. Lvovitš määras kindlaks 38 veerežiimi rühma, jagades need järgmisteks põhitüüpideks:

1. Amasoonase tüüp — toitumine peaaegu eranditult vihmaveest ja sügisese äravoolu domineerimine (s. t. äravoolu domineerimine kuudel, mida parasvöötmes loetakse sügiskuudeks) (Amasoonas, Rio Negro, Sinine Niilus, Kongo jt.).

2. Niigeri tüüp — toitumine peamiselt vihmaveest ja sügisese äravoolu domineerimine (Niiger, Lualaba, Niilus jt.).

3. Mekongi tüüp — toitumine peaaegu eranditult vihmaveest ja suvise äravoolu domineerimine (Mekong, Madeira ülemjooks, Maraňoni ülemjooks, Paraguai ülemjooks, Paraná ülemjooks jt.).

4. Amuuri tüüp — toitumine peamiselt vihmaveest ja suvise äravoolu domineerimine (Amuur, Vitim, Oljokma ülemjooks, Jana jt.).

---

[4] М. И. Львович, Элементы водного режима рек земного шара, Москва — Свердловск, 1945.

5. Vahemere tüüp — toitumine peamiselt või eranditult vihmaveest ja talvise äravoolu domineerimine (Mosel, Ruhr, Thames, Agri Itaalias, Alma Krimmis jt.).

6. Oderi tüüp — vihmaveest toitumise ja kevadise äravoolu domineerimine (Poo, Tisza, Oder, Morava, Ebro, Ohio jt.).

7. Volga tüüp — toitumine peamiselt või valdavalt lumeveest ja kevadise äravoolu domineerimine (Volga, Mississipi, Moskva, Don, Uraal, Tobol, Tigris, Kaama jt.).

8. Jukoni tüüp — toitumine valdavalt või peamiselt lumeveest ja suvise äravoolu domineerimine (Jukon, Koola, Athabaska, Colorado, Viljui, Pjassina jt.).

9. Nura tüüp — toitumine valdavalt lumeveest ja peaaegu eranditult kevadine äravool (Nura, Jeruslan, Buzuluk, Suur Uzen, Ingulets jt.).

10. Gröönimaa tüüp — eranditult liustikuline toitumine ja lühiajaline äravool suvel.

11. Kaukaasia tüüp — peamiselt või valdavalt liustikuline toitumine ja suvise äravoolu domineerimine (Kuban, Terek, Henaldon, Rhône, Inn, Aar jt.).

12. Loa tüüp — toitumine peamiselt või eranditult põhjaveest ja ühtlane aastaringne äravool (Loa jõgi Tšiili põhjaosas, mõned Tšu lisajõed jt.).

97. Jõe töö. Liikuval veel on teatav tagavara kineetilist energiat, mis on võrdeline voolava vee massi ja voolukiiruse ruuduga. Kiirus omakorda sõltub osaliselt massist, osaliselt aga ka voolusängi kallakusest ja kujust. Jõe vee energia kulub hõõrdumise ületamiseks, kuid põhjustab ka kivimite uhtumist ja mitmesuguse materjali edasikannet lahustunult, hõljuvas olekus või mööda põhja veeretamise teel. Mississipi kannab igal aastal merre 136 miljonit tonni lahustunud aineid, 340 miljonit tonni aineid hõljuvas olekus ja 40 miljonit tonni aineid veeretamise teel. Energia tagavara lõppemisel setitab jõgi kaasaskantava materjali.

Jõgede töö maakeral on võrdne nendes voolava veehulga kaalu ja vee langemise kõrguse korrutisega. Et aastane äravool maismaalt moodustab 36 000 km^3, siis on aasta jooksul Maailmamerre voolava vee üldine kaal $3{,}6 \cdot 10^{13}$ kG. Võttes maismaa keskmiseks kõrguseks 875 m, saame jõgede tööks maakeral ligikaudu $3 \cdot 10^{16}$ kGm.[5]

Et jõgede võime teha tööd oleneb vee hulgast ja voolukiirusest, siis viimaseid mõjutavad tegurid avaldavad omakorda mõju jõgede töö produktiivsusele. Seetõttu ei tööta erinevalt mitte ainult erineva kliimaga alade jõed, vaid ka üks ja sama jõgi erinevatel aastaaegadel.

---

[5] NSV Liidus on umbes 120 000 jõge (sealhulgas umbes 2500 jõge pikkusega üle 200 km); nende potentsiaalne energia ületab arvutuste kohaselt 300 milj. kW.

Jõe töö koosneb uhtumise, edasikande ja akumulatsiooni protsessidest, mis kulgevad alati koos ja üheaegselt. Et aga igas punktis ilmneb nende mõju erineva intensiivsusega, siis on võimalik eristada domineerivat, ülejäänuid endale allutavat protsessi.

✓ **98. Jõe transportiv tegevus.** Nagu eespool ilmnes, seisab jõe transportiv tegevus mitmesuguste ainete edasikandmises nii lahustunult ja hõljuvas olekus kui ka veeretamise teel mööda jõe põhja. Seega on jõgi ainete ümberjaotajaks maastikulises sfääris, kõrvaldades neid ühest kohast ja kuhjates teise kohta. Et jõed voolavad kõrgematest kohtadest madalamatesse, siis kõrvaldavad nad aineid esimestest ja kuhjavad teistesse. Progresseeruva ja takistusteta arenemise puhul viib see protsess kokkuvõttes maapinna tasandumisele ja igasuguste suuremate positiivsete pinnavormide järkjärgulisele kadumisele, lähendades maastikulise sfääri reljeefi tasandiku tüüpi reljeefile.

Tabel 13

Jõgi	Ainete keskmine aastane ärakanne (milj. t)			Jõgikonna pinnasest ära uhutud kihi keskmine paksus (mm aastas)
	hõljuvas olekus	veeretamise teel	lahustunult	
Dnepr	2,00	0,20	8,63	0,014
Don	7,75	0,77	9,27	0,028
Volga	25,70	1,30	45,00	0,035
Terek	25,80	4,00	5,50	0,538
Neeva	0,82	0,08	2,87	0,009

Tabelis on toodud näiteid mõnede jõgede transportiva tegevuse kohta.[6]

Enamiku materjalidest valmistab ärakandmiseks ette murenemine.

Maakera jõed kannavad aasta jooksul Maailmamerre umbes 2,7 miljardit tonni lahustunud aineid, s. t. maapinna iga ruutkilomeetri kohta keskmiselt 26,4 t.

Hõljuvas olekus transpordivad jõed ainult väga väikesi osakesi ja kolloide, kuigi edasikandmist kergendab see, et iga keha on Arhimedese seaduse järgi vees kergem kui õhus (jõesetted, mille erikaal on umbes 2,5, muutuvad 40% kergemaks, nii et nende erikaal ületab vee erikaalu ainult 0,5 g/cm³ võrra).

Teiseks ainete mehaanilise edasikande viisiks jõgedes (peale edasikande hõljuvas olekus) on veeretamine. Selle efektiivsus sõltub voolu kiirusest, jõepõhja langusest (raskusjõud aitab osakestel mööda kallakut alla veereda), terade kujust (millest oleneb nende suurem või väiksem vastupanu vee survele) ja suurusest (massist) ning põhja iseloomust, sest libisemine ja veeremine

[6] Г. В. Лопатин, Эрозия и сток наносов . . ., «Известия Геогр. о-ва», 1949, вып. 5, стр. 475—478; vt. ka Г. В. Лопатин, Наносы рек СССР, 1952.

toimub ebatasasel põhjal teisiti kui tasasel põhjal ja liivasel põhjal teisiti kui veeriselisel põhjal.

Muda ja savi edasiliikumiseks mööda põhja on vajalik kiirus 0,075 m/sek., peene liiva edasiliikumiseks kiirus 0,15 m/sek., mitmesuguse läbimõõduga (näiteks 100—200 mm) kivikeste edasiliikumiseks kiirus 1,2—1,7 m/sek., kuni 1,5-tonniste rahnude edasiliikumiseks kiirus 4,4 m/sek. jne. Suhet mööda põhja edasi kantava osakese massi ja voolu kiiruse vahel väljendab valem, mille järgi vee poolt mööda põhja edasi kantava üksiku tahke keha mass on võrdeline voolu kiiruse V kuuenda astmega:

$$M = K \cdot V^6,$$

kus K on mingi konstant. See tähendab, et kui näiteks voolu kiirus suureneb kaks korda, siis tema poolt põhja mööda edasi kantava keha mass suureneb 64 korda. Matemaatiline seos voolu kiiruse ja kogu veeretatava materjali üldise massi M_s vahel on järgmine:

$$M_s = AV^3(V - V_0),$$

kus V_0 on antud suurusega materjali liikumise algkiirus ja A võrdetegur.

Tavaliselt liiguvad mööda põhja üksikud liivaterad ja veerised, kuid suurvee ajal allub liikumisele kogu pudedate põhjasetete kiht, kusjuures kihi ülemised osad liiguvad alumistest kiiremini. Setete suure paksuse korral võib kihi alumine osa ka liikumatuks jääda.

Maakera jõed kannavad ühe aasta jooksul mehaaniliselt (s. t. peale lahustunud ainete) edasi kuni 16 biljonit tonni mitmesugust materjali. Thames kannab merre umbes 2 milj. t, Niilus 54 milj. t, Doonau 108 milj. t, Iravadi 300 milj. t, Mississipi 380 milj. t jne.

Põhja mööda veeretamine on jõe transportiva tegevuse tähtsamaid vorme, sest sellega on tihedalt seotud ka jõe purustav tegevus, millest räägime allpool.

99. Erosioon. Jõeorgude uurimine viib meid kohe järeldusele, et need reljeefivormid on põhijoontes üksteisega sarnased, sõltumatult sellest, kas nad asetsevad mägedes või tasandikul, troopikas või polaaraladel, metsas või stepis. Sellest järeldub, et nad on tekkinud ühel ja samal põhjusel. Rea tunnuste järgi pole org valmis süvend maapinnas, mis on passiivselt täitunud vooluveega, vaid jõe enda töö produkt, tema purustava tegevuse resultaat.

Voolava vee purustavat tegevust, mis viib esmajoones piklike rennitaoliste süvendite (uurete, ovraagide, orgude) lõikumisele maapinda, nimetatakse *erosiooniks*. Erosioon on tihedas seoses materjali edasikandmisega, sest vee vahetule hõõrdumisele vastu kivimite pinda kaasneb seejuures viimase purunemine jõe põhja mööda edasi kantava liiva, veeriste ning kivide toimel. Liikuvad kivid kuluvad järk-järgult hõõrdumise tõttu vastu põhja, muutudes mõõtmetelt väiksemaks ja teravate nurkade kadumise tõttu kujult siledamaks. Vee poolt tõugatuna aga süvendavad ja

laiendavad nad samal ajal jõesängi, kriimustades ja kraapides selle põhja ja külgi. Igas jões esineb praktiliselt peale veevoolu veel kivide, liiva ja veeriste vool, mis liigub aeglaselt veevoolu suunas mööda sängi põhja. Kiire vooluga mägijõgedes võib sellise kivivoolu liikumist vahetult silmaga näha.

Voolava vee tööd, mis on suunatud oru, ovraagi või uurde süvendamisele, nimetatakse *põhjaerosiooniks* ja seda vastandatakse *küljeerosioonile*, mis viib oru, ovraagi jt. laienemisele. Tegelikult esinevad mõlemad erosiooniviisid alati koos kas erinevates või samades kohtades, kusjuures jõe arenemise mitmesugustel staadiumidel muutub nende suhe kas põhja- või küljeerosiooni kasuks.

Kuni viimase ajani arvati, et erosiooni üldised seaduspärasused avalduvad ühesugusel viisil iga veevoolutüübi juures. Neid tüüpe on kolm: sängita vool (nõlvavool), ajutine sängivool ja alaline sängivool (jõgi). Nüüd aga on selgunud, et kuigi need kolm hüdrograafilise võrgu põhilüli on omavahel geneetilises seoses (sängita voolust võib teatavates maastikulistes tingimustes moodustuda ovraag, sellest jõgi, ja vastupidi, jõest ajutine ja ajutisest sängita vool), on erosiooni seadused neis kvalitatiivselt erinevad ning järelikult on erinev ka nende tegevuse geomorfoloogiline efekt maapinna suhtes.

Sängita voolud, milledeks kõige sagedamini on vihmanired, erinevad teistest selle poolest, et vihmapiiskade löökide mõjul esineb nendes voolu kiirusest sõltumatu veeosakeste segunemine («täiendav turbulentsus»). See segunemine on väga tugev ja põhjustab kõige intensiivsemat pinnase uhtumist nendes kohtades, kus vooluvee sügavus on väikseim, s. t. nõlva ülemises osas. Seepärast *erodeerivad* sängita voolud eriti tugevasti nõlvade ülemisi osi ja viivad seega lõpuks maapinna tasandumisele. Sängivoolude tegevuse tagajärg on vastupidine — nad liigestavad maapinda.[7]

Ajuti mööda nõlva alla voolavad vihmanired jätavad nõlva pinda madalaid vagusid. Tugeva hoogvihma mõjul või mõnel teisel põhjusel võib üks sellistest vagudest (tavaliselt nõlva kõige järsemas osas olev vagu) muutuda lühikeseks uurdeks. Edasi kasvab uure üsna kiiresti, sest temasse koondub rohkem vett kui ülejäänud nõlvaosale. Püsiva veevoolu korral (näiteks põhja süvenemisel vett pidava horisondini) muutub ta ajutisest sängivoolust jõeks.

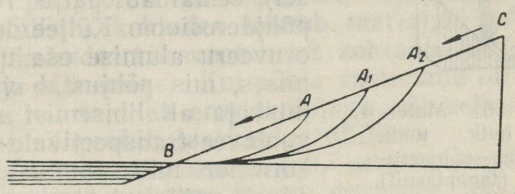
Erosioonilise sisselõikumise intensiivsus jaotub ebaühtlaselt piki voolusängi kallakut.

Kujutleme maismaa kallakut pinda, mis koosneb kogu ulatuses ühest kivimist ja laskub sujuvalt mingi veekogu tasemeni (joon. 55, pind *CB*). Mööda seda pinda toimub vool noolega näidatud suunas. Jõe veerohkus kasvab suudme suunas lisajõgede vee arvel.

[7] Н. Н. Маккавеев, Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки. Автореферат докторской диссертации, М., 1953.

Suudme juures (punktis *B*) takistab erosiooni see, et vooluvesi ei saa süvendada oma sängi veekogu horisontaalsest pinnast allapoole. Lähtepunktis (punkt *A*) on erosioon samuti piiratud, kuid juba teisel põhjusel: suhteliselt vähese veehulga tõttu (väike energia). Tähendab, erosioon areneb peamiselt nende kahe punkti vahel, mille tagajärjel pikiprofiil kujuneb nõgusaks. See asjaolu avaldab hiljem erosiooniprotsessile suurt mõju. Edaspidi areneb erosioon järsemas profiiliosas intensiivsemalt kui lamedamas osas, mis viib sängi pikenemisele: punkt *B* jääb endisele kohale, säng aga pikeneb punktist *A* punktini A_1. Oru edasine arenemine viib jõe ülemjooksu punkti A_2 jne.

Sellest järeldub üks jõeerosiooni põhilistest seaduspärasustest: erosioon toimub suudmest ülemjooksu suunas, s. t. regressiivselt. Punkti *B*, millest algab uhtumine (oru arenemine), nimetatakse erosioonibaasiks. Täpsemalt nimetatakse erosioonibaasiks



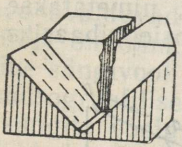
Joon. 55.

horisontaalset pinda, millest madalamale vooluvee tase ei saa laskuda. Üldiseks erosioonibaasiks kõigile maakera jõgedele on Maailmamere pind. Järve suubuva jõe erosioonibaasiks on järve pind, teise jõkke suubuva jõe erosioonibaasiks aga teise jõe pind suubumiskohal. Erosioonibaasi olemasolu korral lõikub jõgi maapinda ainult ülemjooksu suunas.

Ainult erosioonibaasi muutumise puhul võib jõeoru pikenemine toimuda mitte ainult ülemjooksu, vaid ka suudme suunas (transgressiivselt). Nagu näitab N. I. Makkavejev, arenesid suured jõed Vene tasandikul peamiselt alamjooksu süvenemise ja pikenemise teel. Nad rajasid endale tee läbi omaenda deltade, järgnedes taanduvale merele mööda selle mere alt vabanenud territooriumi.

Mida pikem on jõgi, seda suurem on jõgikonna pindala, seda rikkalikumalt voolab jõkke vett ja seda tugevam on jõe transportimisvõime. Kuid jõgi ei saa lõpmatult pikeneda. Pikkuse suurenemisel kasvab vee kadu aurumise tõttu jõe pinnalt ja kulub täiendav energia setete eemaldamiseks, mida kannavad jõkke peamiselt nõlvavoolud ja ajutised voolud. Kui jõgi pikenedes lõikub oma ülemjooksuga veelahkme pinda, siis väheneb tema üldine lang (väheneb erosioon). Peale selle on füüsiline piir ka teatavates klimaatilistes tingimustes antud kindla suurusega territooriumilt jõkke voolavate sademete kihi paksusel. Selle tagajärjel lõpetab jõgi kasvu, kui tema mõõtmed ulatuvad teatava suuruseni (mõnikord hakkab ta ka lühenema ülemjooksu kuivamise tõttu).

Oru kujunemist käsitledes tutvusime seni ainult põhjaerosiooniga. Kui viimane tegutseks üksi, siis omandaks org kanjoni ilme kitsa ja sügava, vertikaalsete või peaaegu vertikaalsete vee rudega kuristiku näol. Selle kohta võivad näideteks olla Sulaki jõe kanjon Dagestanis, mis on 53 km pikk ja 1920 m sügav, Slantsevoje kuristik, mille Avaari Koisu parempoolne lisajõgi on Karadahhist lõuna pool lubjakivisse uuristanud (parema ja vasaku kalda vertikaalsed seinad on siin teineteisest ainult 1—2 m kaugusel), jne. Tegelikult esinevad põhja- ja küljeerosioon enamasti üheaegselt: org mitte ainult ei süvene, vaid ka laieneb, mistõttu tema ristprofiil on V-tähe kujuline. Seejuures ei ole küljeerosiooni tähtsus sugugi teisejärguline. Joonisel 56 on kujukalt näha suhe materjalihulkade vahel, mida eemaldab orust põhja- ja küljeerosioon. Küljeerosioon (tõsi küll, veerude varisemise ja uhtumise kaastegevusel) eemaldab palju rohkem materjali kui põhjaerosioon. Küljeerosiooni tegevus seisab oruveeru alumise osa uhtumises ja õõnestamises, mis põhjustab veerumaterjali varisemist ja allalibisemist ning selle langemist vooluvee transportivale konveierile. Kuid see konveier mitte ainult ei kanna materjali edasi, vaid esineb samaaegselt omapärase saena, lõikudes maakoore veerudelt uhutud või küljeerosiooni teel eemaldatud materjali abil. Selles väljendub küljeerosiooni otsene mõju põhjaerosioonile.



Joon. 56. Materjali hulk, mida eemaldab põhjaerosioon (tagaplaanil) ja küljeerosioon veerude varisemise ja uhtumise kaastegevusel (esiplaanil).

Jõe süvenemise kiirus antud punktis ja süvenemisprotsessi levimine ülemjooksu suunas sõltub jõe veerohkusest, voolukiirusest, sängi moodustavate kivimite kõvadusest ja oruveerudelt vihmaniredega jõkke kantava kobeda materjali hulgast. Sõltuvus kahest esimesest tegurist on otsene — mida veerohkem ja kiirem on jõgi, seda efektiivsem on põhjaerosioon. Olenevus ülejäänud kahest tegurist on vastupidine — kõvad kivimid raskendavad süvenemist ja veerudelt jõkke langeva materjali rohkus takistab põhjaerosiooni, sest erosiooni poolt kujundatud säng täitub uuesti materjaliga. Peale selle kulutab jõgi suurema osa oma vabast energiast selle materjali edasikandmiseks ja järelikult sängi süvendamiseks jääb energiat vähem. Siit nähtub, et jõe süvenemine ja põhjaerosioon pole identsed mõisted: põhjaerosiooni esinemisest hoolimata võib süvenemine puududa, kui toimuvad protsessid, mis annulleerivad põhjaerosiooni tulemusi.

M. D. Gavrilovi[8] järgi nimetatakse faktiliselt jõkke langeva materjali suhet jõe transportimisvõimesse «voolu suhteliseks koormuseks» (VSK). Kui VSK<1, siis langeb jõkke vähem setteid,

[8] М. Д. Гаврилов, Некоторые особенности развития горных речных долин, «Геогр. сборник», I, 1952 (Изд. Геогр. о-ва СССР).

kui ta suudab edasi kanda. Jõgi on siis võimeline erodeerima, sest tal on energia ülejääke. Kui VSK>1, siis toimub akumulatsioon. Kui VSK=1, siis esineb ainult edasikanne. On ilmne, et VSK võib muutuda episoodiliselt (näiteks hoogvihmade ajal), sesoonselt (olenevalt sademete aastasest jaotusest) ja rütmiliselt (seoses kliima rütmiliste kõikumistega), kuid võib omada ka pikaajalist käiku, mis oleneb maakoore kõikuvliikumistest ja kliima pikaajalisest muutumisest. Pikaajaline käik on omane ka esimesele kolmele juhtumile.

100. Tasakaaluprofiil. Oru pikiprofiil on nõgusa kõvera kujuline, kuid sellel kõveral võib esineda ebatasasusi esialgse ebaühtlase põhjalangu tõttu, kergesti ja raskesti uuristatavate kivimite vaheldumise tõttu jne. Profiili lauged lõigud vahelduvad järsematega, vahel aga ka vertikaalsetega; järsemates kohtades asuvad kärestikud, vertikaalsetes joad.

Aja jooksul oru pikiprofiili ebatasasused tasanduvad, sest laugetes aeglasevoolulistes kohtades toimub materjali settimine (põhja kerkimine), järskudes kiirevoolulistes kohtades aga intensiivne uuristus (põhja alanemine). Kui põhja vastupanu on kõigis pikiprofiili punktides võrdne jõe erosioonijõuga või sellest suurem, siis nimetatakse pikiprofiili tasakaaluprofiiliks.

N. I. Makkavejev vaidleb vastu «tasakaaluprofiili» mõistele, väites, et jõe pikiprofiili kuju muutub pidevalt veelahkme kõrguse muutumise, jõe suudmeosa pikenemise ja lähte asukoha muutumise tõttu ning pikkade ajavahemike vältel erodeerub iga kivim ka kõige väiksemate voolukiiruste puhul.

Termin «tasakaaluprofiil» tuleb tõepoolest tunnistada vähe õnnestunuks. Teda saab kasutada reservatsiooniga, et jutt on mingist teoreetilisest kõverast, millele jõe tegelik profiil võib jõuda küllalt lähedale, kuid millega ta ühte ei lange.

Tasakaaluprofiili mõiste (võib-olla oleks õigem rääkida «väljakujunenud profiilist»?) kehtib tegelikult ainult selle perioodi kohta, mille vältel erosioonibaas on liikumatu ja maastikulised (eriti klimaatilised) tingimused suhteliselt stabiilsed. Kui üks või teine neist muutub, häirub ka tasakaaluprofiil. Tasakaaluprofiili mõiste eeldab peale selle mitte erosiooni, vaid sängi süvenemise katkemist. Seetõttu pole Makkavejevi vastuväited täiesti täpsed, sest jõe suudmeosa pikenemisega kaasneb erosioonibaasi muutumine ning kivimite uhtumine väikeste voolukiiruste puhul ei ole tingitud erosioonist, vaid kivimite keemilisest lahustumisest, millel ei ole seost jõe dünaamiliste protsessidega.

Tasakaaluprofiil tekib kogu jõe ulatuses, sest erosioon toimub kõikjal, kus jõepõhja lang ületab tulevase tasakaaluprofiili langu. Kõige enne aga kujuneb tasakaaluprofiil suudmes (sest uuristuse sügavus on siin väikseim), kust ta järk-järgult levib vastuvoolu üles. Tasakaaluprofiil tervikuna on kõige sagedamini sujuv nõgus kõver, kuigi tema üksikud lõigud võivad olla erineva kuju ja kaldega, mis oleneb veehulga, voolukiiruse, põhja vastupidavuse, setete hulga jne. konkreetsest vahekorrast antud lõigus.

Mõnedel juhtudel on tasakaaluprofiilil kumera kõvera kuju (kui jõe veerohkus väheneb suudme suunas või jõeorg paikneb tektooniliste tõusude alal).

Tasakaaluprofiili definitsioonist ilmneb, et jõe lähenemisel sellele profiilile väheneb uuristuse intensiivsus. Nõrgeneb ka kül-

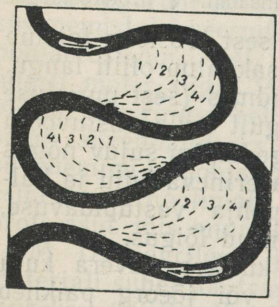
jeerosioon, sest voolukiiruse vähenemisel nõrgeneb tema uuristav toime oruveerule. Seejuures on küljeerosiooni nõrgenemine siiski põhjaerosiooni nõrgenemisest palju väiksem. Vaatamata uuristuse intensiivsuse vähenemisele ei katke oru laienemine — veerude varisemise tõttu muutub org ristprofiilis üha laiemaks (joon. 57). Küljeerosioon jätkub ka pärast uuristuse täielikku lakkamist ning tema tegevus paistab siis eriti silma, sest seda ei varjuta põhjaerosiooni väline efekt.



Joon. 57. Oru ristprofiili arenemisstaadiumid.

Juba oma tekkimisel ei ole jõeorg (või hiljem jõeoruks muutuv uure) sirgjooneline, vaid alati enam või vähem looklev. See looklemine on tingitud sellest, et mitmesugused tõkked ja maapinna ebatasasused kallutavad voolavat vett sirgjooneliselt teelt kord paremale, kord vasakule. Hiljem, eriti alamjooksul (kui jõe lang on väike), need meandriteks nimetatavad looked suurenevad, sest tsentrifugaaljõu mõjul nõgusale kaldale suunduv veevool uuristab seda kallast. Pärast kaldajoone nõgusast osast möödumist säilitab vool inertsi mõjul suuna, mille ta seal omandas (see suund moodustab voolu teljega teatava nurga), suundub jõe telge lõigates vastaskaldale, uuristab ka seda jne. Suurimate sügavuste joon kulgeb sellega seoses ühelt kaldalt teisele.

Meandrite arenemine, nende muutumine üha järsemateks loogeteks, kuni jõgi kulgeb lühikestes lookelõikudes mööda orgu üles (nähtus, mis on võimalik ainult põhja nii väikese langu korral, et kohati võib seda lugeda võrdseks nulliga), on kujutatud joonisel 58. Samalt jooniselt võib näha, et meandrite arenemisega kaasneb nende liikumine mööda orgu allapoole — neljanda staadiumi meandrid asetsevad madalamal kui kolmanda staadiumi omad, kolmanda staadiumi meandrid madalamal kui teise omad jne. (vt. katkendlikke jooni). Peale selle on selge, et meandrite hüpertroofilisel arenemisel muutuvad neid eraldavad maaribad üha kitsamaks ja suurvesi võib neist läbi murda. Jõgi suundub seejuures õgvenenud sängi ning suleb eraldunud looke mõlemad otsad setetega, muutes ta soodiks, s. t. sängiosaks, milles varem voolas vesi, kuid mille asemel nüüd on soo, järveke või lihtsalt kuiv põhi (joon. 59).

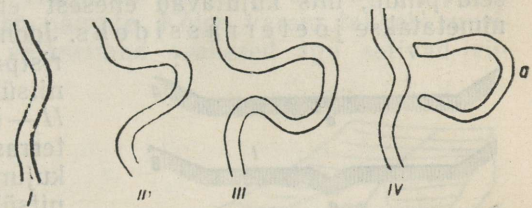


Joon. 58. Meandrite arenemine ja mööda jõeorgu allapoole liikumine.

Meandrite arenemine toimub eriti intensiivselt pärast tasakaaluprofiili saavutamist. Nende muutumine on küljeerosiooni otseseks tagajärjeks ning

jõeoru laienemise peamiseks põhjuseks. Ühelt kaldalt teisele suunduv jõgi «nihutab» aja jooksul kaldaid teineteisest eemale ning kujundab laia ja lameda orupõhja (joon. 60).

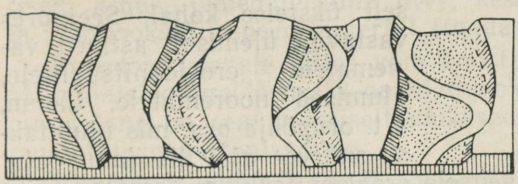
101. Erosioonibaasi kõikumise tagajärjed. Tasakaaluprofiili kujunemise eelduseks on kindel vahekord veehulga, jõesängi langu, veerudelt jõkke variseva ning edasikantava materjali hulga ja teiste elementide vahel. Kui üks tasakaaluprofiili mõjutavatest elementidest (näiteks sängi lang või sademete hulk) muutub, siis häirub ka tasakaaluprofiil.



Joon. 59. Meandri arenemise ja soodiks muutumise skeem (*a* — soot).

Üldisi muutusi jõe tasakaaluprofiilis kutsub esile erosioonibaasi kõikumine, s. t. selle alanemine või kerkimine.

Erosioonibaasi kerkimist põhjustab nii meretaseme (või järvetaseme) tõus kui ka selle maismaaosa laskumine, kus jõgi voolab. Kui meretase tõuseb või kogu jõgikonna pind laskub ühtlaselt, siis jääb osa territooriumist vee alla, ülejäänud alal aga ei muutu hüdrograafilise võrgu üksikute lülide kallete suhe, mistõttu ka erosiooni intensiivsus jääb endiseks. Seevastu maapinna eba-



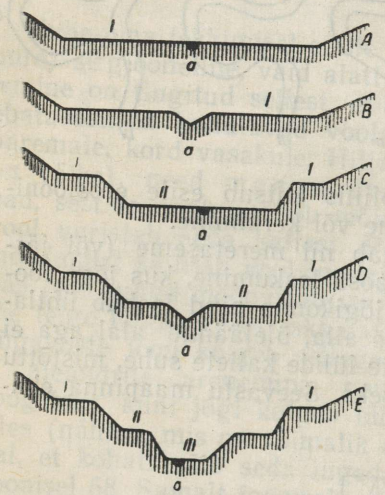
Joon. 60. Jõeoru laienemine küljeerosiooni toimel.

ühtlase laskumise korral, kui laskumise amplituud on suurim lähtes, paisutatakse jõgi teatavas ulatuses suudmest üles, mistõttu väheneb voolukiirus ja vooluvee energia. See tingib omakorda edasikande nõrgenemist ja settimisprotsesside tugevnemist ning orupõhi hakkab setetega täituma.

Erosioonibaasi alanemist põhjustab nii meretaseme (järvetaseme) langus kui ka selle maismaaosa tõus, kus jõgi voolab. Mõlemal korral paljandub osa suubumisveekogu põhjast. Kui paljanduva ala kallakus on väiksem keskmisest veepinna langust jõe alamjooksul, siis toimub suudme blokeerimine ja setete akumulatsioon alamjooksul. Kui aga paljanduva ala kallakus on veepinna langust suurem, siis toimub jõesängi üldine süvenemine,

mis levib regressiivselt mööda orgu üles[9] — jõgi hakkab välja kujundama uut, madalamal tasemel asetsevat pikiprofiili.

Uus erosioonitsükkel (s. t. ajavahemik, mis algab jõeoru formeerumisega ja lõpeb tasakaaluprofiili väljakujunemisega) kajastub ka oru ristprofiilis. Joonisel 61, *A* on kujutatud oru ristprofiil vana erosioonitsükli lõpul: *a* — säng, *I* — orupõhi. Erosioonibaasi alanemisel uuristub säng teatavasse sügavusse orupõhja ja viimane jääb sängi kohale enam-vähem horisontaalse pinna *I* kujul, mida jõgi ei ujuta üle isegi suurvee ajal (joon. 61, *B*). Selliseid jõeoru veerudega seoses olevaid enam-vähem horisontaalseid pindu, mis kujutavad enesest endise orupõhja jäänuseid, nimetatakse j õ e t e r r a s s i d e k s. Joonisel 61, *C* on kujutatud oru ristprofiil pärast uue erosioonitsükli lõppemist: *a* — säng, *II* — uus lame orupõhi, *I* — jõeterrass ehk endine jõepõhi, mis kujunes välja eelmise erosioonitsükli lõpul. Kui erosioonibaas veel kord alaneb, siis algab kolmas erosioonitsükkel: jõgi lõikub orupõhja *II* (joon. 61, *D*), kujuneb põhi *III* (joon. 61, *E*) ja oruveerule tekib terrass *II*.



Joon. 61.

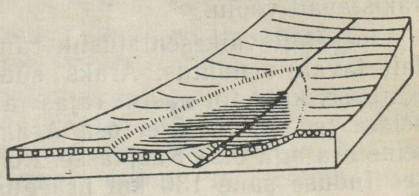
Sel viisil jäädvustuvad erosioonibaasi korduva alanemise jäljed oruveerudele terrasside kujul, mis asetsevad astmeliselt üksteise kohal. Seejuures vastavad ülemised astmed vanematele erosioonitsüklitele, alumised noorematele. Lamm, s. t. orupõhja osa, mis ujutatakse suurvee ajal üle (muul ajal aga on kuiv) vastab kaasaegsele erosioonitsüklile. Terrasse oleks kõige õigem numereerida ülalt alla, sest see iseloomustaks nende tekkimise järjekorda. Et aga vanemad, ülemised terrassid on tavaliselt halvasti säilinud (tugevasti uhutud) ja alati pole kindel, et on avastatud vanim terrass, siis praktikas numereeritakse terrasse alt üles, kusjuures lamm loetakse tavaliselt esimeseks terrassiks.

Seni eeldasime jõgede elu vaatlemisel, et erosioonibaas alaneb iga kord alles siis, kui kogu jõe ulatuses on lõppenud eelmise erosioonibaasi asendile vastava tasakaaluprofiili kujunemine. Tegelikult esineb seda looduses väga harva. Tasakaaluprofiilis võib

[9] Н. И. Маккавеев, Особенности формирования русла в низовьях равнинных рек, «Пробл. физ. геогр.», XVI, 1951.

täheldada mitut murdekohta, mis annavad tunnistust mitmest üksteisele järgnevast jõetegevuse uuenemise «lainest». Need murdekohad näitavad, et ükski uus tsükkel ei ole lõppenud kogu jõeprofiili ulatuses — esimene ei olnud veel lõppenud, kui algas teine; teine ei olnud lõppenud, kui algas kolmas, jne. Sellise komplitseeritud pikiprofiili ja terrasside vahelist suhet näitab hästi joonis 62, mis ei vaja täiendavaid selgitusi.

102. Jõe akumulatiivne tegevus. Igasugune jõe voolukiiruse vähenemine nõrgendab tema transportimisvõimet. Osa materjali, mida kantakse edasi veeretamise teel või hõljuvas olekus, peab katkestama edasiliikumise. Hõljuvad osakesed setivad ja põhja mööda veerev materjal jääb paigale. Kõige varem lakkab suurimate osakeste liikumine, väikseimad osakesed aga setivad viimastena.



Joon. 62. Jõe komplitseeritud pikiprofiili ja terrasside vaheline suhe.

Jõe vool aeglustub järk-järgult lähtest suudme poole; seda põhjustab pikiprofiili üldine nõgusus[10], vee hõõrdumine vastu põhja ja kaldaid ning energiakadu, mis on tingitud korrapäratust keeriselisest liikumisest vooluvee massis. Järelikult peab ühes ja samas jões lähtest suudme poole seaduspäraselt muutuma ka setete iseloom. Ülemjooksul esineb kõige jämedam materjal (veerised, kruus, jämedateraline liiv), keskjooksul peenem materjal ja alamjooksul ülipeen materjal (muda- ning savisetted).

Erandeid kõrvale jättes võib konstateerida, et kõige suurema akumulatsiooniga jõeosaks on alamjooks, sest põhja kalle ja veepinna lang on seal äärmiselt väikesed ning vooluveel peaaegu puudub transportimisvõime.

Alluuvium koguneb sängi põhja ning suurvee ajal ka lammile. Jõetaseme kõikumine on üheks setete kuhjumise tähtsaimaks põhjuseks. Suurvee ajal ujutatakse lamm üle; et ta on sängist laiem, siis väheneb voolu kiirus ja toimub akumulatsioon. Alluuviumikihi paksus ei saa ühe erosioonitsükli piires ületada madal- ja suurvee vahelist maksimaalset amplituudi, see amplituud aga ei ületa isegi suurtel jõgedel kunagi 30—40 m. Mis puutub akumulatsiooniriba laiusse, siis see sõltub üleujutatava ala laiusest, s. t. võib ulatuda kümnetesse kilomeetritesse.[11] Vanade alluviaalsetete paksus

[10] А. И. Мордвинов, О денудационных кривых, «Ученые записки Ленинградск. ун-та», серия геогр. наук, вып. 3, Л., 1940, стр. 66—67.

[11] П. С. Макеев, К вопросу об образовании речных аккумулятивных террас, «Известия Геогр. о-ва», 1941, вып. 2, стр. 240—241.

ületab siiski tunduvalt 30—40 m piiri: Induse ja Gangese orgudes on see üle 400 m, Volgal Ziguli juures 200 m jne. Ilmselt on taoliste paksude setete kuhjumine jõeorgudesse võimalik ainult erosioonibaasi kerkimisel. Jõesetete paksus suubumisveekogus on piiratud ainuüksi selle veekogu sügavusega.

Sängisetted tasandavad jõepõhja, täites selle nõgusaid ja sügavamaid kohti, ning ühtlasi ka tõstavad seda. Mõnikord ulatub jõe veepind mitme meetri võrra ümbritsevast alast kõrgemale. Sel juhul eraldavad jõge lammist kaldavallid, mis on tekkinud seetõttu, et üleujutuse ajal setib kõige jämedam materjal esmajoones vahetult lammi äärele. Vallid, mis kulgevad paralleelselt mõlemal jõekaldal, purunevad kergesti kõrg- ja suurvee ajal. Neist läbi murdes muudab jõgi alamjooksul korduvalt oma sängi, mida soodustab ka langu peaaegu täielik puudumine selles oruosas. Jõgi võitleb siin lakkamatult omaenese setetega, mis tekitavad paisutusi ja takistavad voolu.

Jõesängi väikeseulatuslik rändamine oru suudmeosas on küllalt tavaline nähtus. Araks suubus kuni 1896. aastani ainult Kurasse, kuid tol aastal rajas ta enesele ühes oma sängidest iseseisva tee, mille järel osa Araksi vett voolas endiselt Kurasse, teine osa aga otse Kaspiasse. Rohkem kui 2200 aastat tagasi asetses Induse suue 130 km praegusest kagu pool. Jõgi suubus siis pöörijoone kohal merelahte, mille kohal praegu asetseb Katši soolasoo.

Ajaloost on teada ka paljusid suuremaid muutusi jõgede voolus. Nii on Amu-Darja alamjooksul vana kuiv säng (Darjalõk ehk Kunjadarja), mis kulgeb läände ja suubub Sarõkamõši nõkku. 1221. aastast kuni 1573. aastani voolas osa Amu-Darja vett seda sängi mööda Sarõkamõši nõkku. Veel võrdlemisi hiljuti (1878) tungis Amu-Darja vesi Kunjadarjasse ning jõudis Sarõkamõši nõooni, täites selle 8 m sügavuselt. Kaks-kolm tuhat aastat tagasi voolas Amu-Darja (läbi Sarõkamõši nõo ja praeguse kuiva Uzboi sängi) Kaspia merre.[12]

Vedade ajal kandis Džamna (vanadel hindudel püha Sarasvati), mis praegu on Gangese lisajõgi, oma vett Araabia mere poole, kulgedes läbi Ida-Pandžaabi ja Radžastani. Praegu pole selles iidses sängis peaaegu üldse vett ja ta kaob Bikaneri kõrbe liiva.

Eriti hämmastavaid muutusi on läbi teinud Huanghe. Maakeral ei ole jõge, mis muudaks sagedamini oma sängi. 23 sajandit enne meie ajaarvamist suundus Huanghe põhja-kirdesse, jagunedes Zhilis 9 harujõeks, mis voolasid merre Pekingist idas, veidi lõuna pool 40° p.-l. Aastal 1194 voolas jõgi merre oma praegusest suudmest veidi põhja pool. Pärast 1194. aastat pöördus ta itta ja

[12] А. С. Кесь, Происхождение Узбоя, «Известия АН СССР», серия геогр., 1952, № 1; С. П. Толстов, По следам древнехорезмийской цивилизации, 1948.

möödus lõuna poolt Shandongi poolsaarest, suubudes Kollasesse merre 34° p.-l. kohal. 1853. aastal pöördus jõgi uuesti kirdesse, möödudes nüüd Shandongi poolsaarest põhja poolt võttes enamvähem kaasaegse asendi.[13] 1938. aastal purustasid kuomintanglased tammi ja suunasid Huanghe veed lõunasse Huaihe basseini; alles 1947. aastal juhiti jõgi tagasi tema endisse sängi. Praegu suubub Huanghe Bohai lahe lõunaossa. Huanghe sängi muutustega kaasnesid suurte maa-alade üleujutused, tammide ja põldude purustamised, hukkus sadu tuhandeid inimesi, kariloomi jne. Asjata ei nimetatud jõge «Hiina nuhtluseks».

Niisama tujukas on ka Huaihe jõgi, mis voolab Huanghe ja Jangtse vahel itta. Viimase 2000 aasta jooksul on sel jõel olnud 900 suurt üleujutust. Ta on muutnud korduvalt oma sängi, voolates kord Huanghesse, kord Jangtsesse, kord Kollasesse merre (praegu suubub ta Hongzehu järve). Hiina rahvavalitsus kujundab kiires tempos ümber kogu selle jõe basseini tammide, veehoidlate, kanalite ja elektrijaamade ehitamise teel.

Mitmesugustel põhjustel ei toimu jõgede põhja kerkimine alati ühtlaselt. Sellega ongi seletatav jõemadalate ja väikeste saarte kujunemine mitmesuguste tõkete taha ning kohtadesse, kus jõe transportimisvõime järsult nõrgeneb (sängi laienemine jne.). Madalate ja saarte asend on üsna tihti väga muutlik (see kehtib eriti madalate kohta, sest saari kinnistab mõnikord taimestik). Lootsid, kes juhivad laevu mööda selliseid suuri jõgesid, nagu Volga, Amu-Darja, Mississipi jt., peavad igal navigatsioonil tegema suurt ja pingelist tööd.

Eriti intensiivselt toimub akumulatsioon jõe suudmes. Suudmesetted kuhjuvad mõnikord kreeka tähe delta (Δ) kujuliselt, kusjuures koonuse alus on pööratud mere (või järve) poole, tipp aga vastu veevoolu. Osa koonusest ulatub üle veepinna, osa on veealune. Paljudest haru- ja lisajõgedest liigestatud settekoonus koosneb üksikutest osadest, mis ulatuvad veest välja saarte ja saarekeste kogumikena. Suured deltad on Neeva, Volga, Leena, Doonau, Põhja-Dvinaa, Kubani, Rioni, Doni, Poo, Niiluse, Colorado, Mississipi, Induse, Gangese, Brahmaputra jt. jõgedel.

Setete akumulatsioon toimub deltas väga kiiresti. Mõnikord ulatub aastase alluuviumikihi paksus 5—6 meetrini. Esmajoones noortel, veel erosioonitsükli algstaadiumis olevatel jõgedel kasvavad deltad seetõttu kiiresti poolsaartena mere suunas. Niilusel kasvab delta 4 m aastas, Pool 25—70 m, Terekil 90—100 m ja Kural ning Mississipil isegi 330—350 m aastas. Pindalalt hõlmavad deltad vahel kümneid tuhandeid ruutkilomeetreid (näiteks Niilusel 25 000 km^2, Leenal 45 000 km^2, Jangtsel ja Huanghel 400 000 km^2). Osa Belgiast, Hollandist ja Lääne-Saksamaast ei kujuta enesest midagi muud kui Reini, Maasi, Schelde ja Emsi ühinenud

[13] J. Sion, Asie des moussons. Partie I. «Géographie universelle», t. IX, Paris, 1928, p. 101—102

deltat. Delta on kujunemisstaadiumis olev alluviaalne tasandik. Jõgi võtab seega tasandikulise reljeefi loomisest osa kahel diametraalselt vastandlikul viisil — erosiooni ja akumulatsiooni teel.

Me nägime juba, et kitsa lindina voolava jõe meandreerumise, meandrite liikumise, jõesängi rändamise ja sellest tingitud setete ladestumise tulemuseks on laia tasandiku moodustumine. Nüüd tutvusime ka alluviaalsete tasandike tekkega deltade kasvu ja arenemise tulemusel. Viimane protsess on niivõrd intensiivne, et viib suurte merelahtede täitumisele deltasetetega ning nende muutumisele viljakateks tasandikulisteks maismaaosadeks.

Alluviaalsete tasandike hulka kuulub Suur Hiina tasandik, mis asub 30° ja 40° p.-l. vahel Shanxi mägismaast idas ja kagus, ulatudes Pekingist Hangzhouni. See on endine merebassein, mis on täidetud peamiselt Huanghe setetega. Tasandik ulatub väga vähe merepinnast kõrgemale. Soode ja mahajäänud jõesängide vahel looklevad seal aeglaselt jõed, mis muudavad tihti voolusuunda ja lõpevad kiirelt kasvavate deltadega või mudast ummistunud suudmetega.

Alluviaalsed tasandikud hõlmavad suure maa-ala Lõuna-Ameerikas, moodustades mandri keskosas katkematu meridionaalsuunalise vööndi, mis ulatub läänes Andideni ning idas platoode ja mägimassiivideni. Siia kuuluvad Orinoco jõgikonna ljaanod, Gran Chaco tasandik, Amasoonase madalik jt. Amasoonase madalik oli varem merelaht, mis tertsiaaris ja osaliselt kvaternaaris täitus Amasoonase ja teiste jõgede setetega ning muutus madalikuks, kusjuures kõik teda moodustanud jõed ühinesid üheks jõesüsteemiks.

Alluviaalsete tasandike näideteks, mis illustreerivad jõgede tohutut akumulatiivset tööd, on ka Lombardia madalik, Induse-Gangese madalik, Mississipi tasandik ja Mesopotaamia.

103. Kokkuvõte. Ühe või teise maa-ala hüdrograafiline süsteem on peamiselt kliima toode. Jõgedevõrgu tihedus, jõgede toitumise iseloom, veetaseme ja veerohkuse sesoonne kõikumine, külmumise ja jäämineku aeg ning järelikult ka jääkatte all oleku kestus — kõik see sõltub klimaatilistest tingimustest ning peegeldab kliimat, mis valitseb kohtades, kus jõgi tekib, ja piirkondades, kust ta läbi voolab.

Jõgede geograafilise tähtsuse analüüs pole käesolevas peatükis kaugeltki ammendav. Edaspidi täiendame seda esialgset käsitlust uute andmetega. Kuid ka see, millega me tutvusime, tõestab vooluvete suurt tähtsust maastikulise sfääri elus. Jättes kõrvale jõgede majandusliku tähtsuse liiklus- ja parvetusteedena, elektrienergia ja niisutusvee allikatena, tööndusliku kalade elukohana jne., märgime kõigepealt, et jõgede kaudu toimub niiskuse ülekanne ühest rajoonist teise. Jõgi täidab seega üheaegselt kuivendaja ja niisutaja funktsioone. Selles suhtes on eriti oluline tähtsus suurtel jõgedel, mis oma teel läbivad mitmeid klimaatilisi piirkondi ja on ühenduslülideks üksteisest kaugel asetsevate maastike vahel. Jõgi, mis algab kõrgmägede liustikest ja seejärel suundub kõrbesse, loob oma orus kitsa ribana kõrbest erineva maastiku, mille eksisteerimine ning arenemine sõltub suurel määral jõest ja selle režiimist. Lõunast põhja voolavad suured jõed kannavad vee suure soojusmahtuvuse tõttu soojust külmadesse maadesse, vastassuunas voolavad jõed aga toovad soojadesse maadesse külma.

Koos veega toimub ka mineraalainete edasikandmine. Maakoore kõrgemad osad madalduvad seepärast pidevalt materjali ärakande tõttu, madalikud aga kõrgenevad materjali juurdevoolu tulemusel ning mõned alamikud ja nõod, mis olid enne kaetud veega, muutuvad maismaaks. Maapinna tasandamisest võtavad seega üheaegselt osa nii erosiooni- kui ka akumulatsiooniprotsessid.

Akumulatsioonil on kahepoolne tähtsus — ta muretseb materjali uute kivimite tekkeks ja kujundab tasandikulisi reljeefivorme, muutes sageli vee all olevate maa-alade ning maismaa omavahelist suhet (järvede kuivamine, suurte merelahtede täitumine, setteliste poolsaarte, deltade ja saarte tekkimine merre või järve jne.). Oma erodeeriva tegevuse tõttu on jõgi omapäraseks maapinna skulptoriks, kes kujundab orge ja ovraage ning raiub oruveerudele terrasside astmeid. Kuid jõgede skulptoritöö ei piirdu sellega — hiljem näeme, et nad on ka mägimaastike esialgseteks loojateks (vt. ptk. XVIII). Järelikult on maapinna tasandumine erosiooni teel väga keerukas protsess, millele mõnikord eelneb reljeefi ebatasasuste teravnemise staadium.

Vooluvete tegevusel on väliselt tsükliline iseloom, kuid ükski uus erosioonitsükkel ei ole eelmise kordamine — ta töötab läbi eelmise tsükli tulemused ja toob maastikulisse sfääri alati ka uusi elemente.

Kirjandust

Билибин Ю. А., Основы геологии россыпей, 1938 (ptk. VIII—XI).
Великанов М. А., Гидрология суши, 1948.
Великанов М. А., Водный баланс суши, 1940.
Давыдов Л. К., Гидрография СССР, 1953.
Лопатин Г. В., Наносы рек СССР, 1952.
Львович М. И., Элементы водного режима рек земного шара, 1945.
Маккавеев Н. И., Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки, Автореферат докторской диссертации, М., 1953.
Очерки по гидрографии рек СССР (под редакцией М. И. Львовича), Изд. Ин-та географии АН СССР, 1953.
Самойлов И. В., Устья рек, 1952.
Соколов А. А., Гидрография СССР, 1952.
Хортон Р. Е., Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов, 1948.
Щукин И. С., Общая морфология суши, т. I, 1933.

XIV peatükk

JÄRVEDE JA SOODE OSA MAASTIKULISES SFÄÄRIS

104. Järved. Järeldusele vooluvete suurest osatähtsusest meie planeedi pinnal jõuab isegi mittespetsialist ka ilma selle küsimuse põhjalikuma uurimiseta. Taoline mulje on suurel määral tingitud just vee voolamisest, s. t. vedeliku silmanähtavast liikumisest. Liikumise energia on kõige kergemini mõistetav, sest kõik, mis liigub, mõjustab kindlasti teataval määral oma ümbrust.

Teisiti on lugu kehadega, mis on liikumatud või, õigemini, näivad meile liikumatutena. Seisvate vete (täpsemalt — väga aeglase või ajutise ja juhusliku vooluga vete) tähtsus maastikulise sfääri elus ei ärata seepärast kohe tähelepanu ja nõuab mõtte teatavat keskendumist sellele objektile.

Järved on veemassid, mis asetsevad suletud maismaanõgudes ega ole vahetult ühenduses merega. Teisest küljest on järved veega täidetud maismaanõod, milledel ei ole ühepoolset kallakut. Seega moodustavad järve mõistes veemass ja selle asukoht lahutamatu terviku.

Igal järvel on oma ajalugu — ta tekib teataval momendil, areneb ja seejärel kaob, muutudes iseenda vastandiks. Tema üks element — veemass — loovutab koha maismaale, teine element — järvenõgu — aga muutub tasandikuks või isegi positiivseks pinnavormiks.

Rääkides järve tekkimisest, tuleb eristada veemassi ja järvenõo geneesi küsimusi. Järve veemassi genees piirdub peamiselt kahe juhuga, järvenõo tekkimiseks aga on palju võimalusi.

105. Järvede veemassi tekkimine. Veemassi geneesi seisukohalt eristatakse kaht tüüpi järvi. Ühed neist ei ole kunagi olnud Maailmamere osadeks, s. t. nende vesi on pärit maismaalt ja selle algallikaks on järelikult sademed. Teised järved olid kunagi Maailmamere osadeks; neid nimetatakse *reliktjärvedeks* ehk jäänukjärvedeks. Mõnikord (noorte reliktjärvede puhul) on nende veemassis ilmseid jälgi sellest, et nad on moodustanud ookeaniga ühtse terviku, paljudel juhtudel aga on veemass niivõrd muutunud, et järve merelist päritolu saab kindlaks teha ainult kaudsete tunnuste järgi, sest sageli on kogu esialgne mere-

vesi järve pika eluea kestel täielikult kadunud ja maismaaveega asendunud (näiteks äravooluga järvedes).

Reliktjärve tüüpiliseks näiteks on Kaspia meri. Hvalõõni ajastul (mis eelnes geoloogilisele kaasajale) oli ta Aasovi merega ühenduses väina kaudu, mis asus praeguse Manõtši nõo kohal. Mõnede andmete järgi katkes Kaspia ja Aasovi mere ühendus alles ligikaudu 4000 aastat tagasi. Laadoga, Oneega, Ilmen, Saima, Mälar, Väner, Vätter, Hjälmar jt. on samuti reliktjärved. Pärast suure Skandinaavia mandriliustiku taganemist kuulusid nad Joldiamere koosseisu, mis hõlmas kaasaegse Balti mere ning suure osa Skandinaaviast ja Soomest, ühendades Põhjamerd Valge merega. Nii Kaspia meres kui ka Laadoga järves elutsevad praeguseni hülged, mis tõestab nende järvede kunagist ühendust merega. Reliktjärvede hulka kuuluvad ka Mogilnoje (Kildini saarel), millel on tänapäevani säilinud maa-alune ühendus merega, Saki järv (Jevpatoria lähedal) ja rida teisi.

106. Järvenõgude tekkimine. Maastikulise sfääri üksikute elementide vahelist seost illustreerib kõige muu kõrval kujukalt ka asjaolu, et maakeral ei ole sõna otseses mõttes ühtegi tegurit, mis ei võta osa järvenõgude moodustamisest. Olulise tähtsusega on seejuures endogeensed protsessid, millede tulemusel tekivad tektoonilised ja vulkaanilised järved.

Tektoonilised[1] järved, millede nõod kujutavad enesest maakoore vajunud osi, on tavaliselt sügavad ja piklikud. Maakera suurimad järved kuuluvad tektooniliste järvede hulka, sest praktiliselt ainult endogeensed protsessid on suutelised tekitama väga suuri ja sügavaid nõgusid. Tektooniliste järvede näideteks on Kaspia, Ülemjärv, Huron, Michigan, Erie, Ontario, Laadoga, Oneega, Baikal, Teletskoje, Zaissan, Sevan, Issõk-Kul, Surnumeri, Ida-Aafrika suured järved (Tanganjiika, Njassa), Kuriili järv, Kronoki järv jt.

Vulkaanilised järved paiknevad kustunud vulkaanide kraatrites (mõned järved Kamtšatkal, Averno järv Naapolist läänes), tardunud laava nõgudes või jõeorgudes, mida on tõkestanud laavavool. Viimasesse kategooriasse kuuluvad paljud Armeenia mägismaa järved: Paravani, Tuman-Gel, Arpa-Gel jt.

Järvede moodustamisest osa võtvateks eksogeenseteks teguriteks on vesi, jää, tuul, organismid ja inimene. Madalveeperioodil kuivavad jõed muutuvad tihti üksteisest kuivade jõesängiosadega eraldatud järvede ahelikuks.

Need järved paiknevad kõige sügavamates jõesängi osades, s. t. süvendites, mis on kujunenud erosiooni tulemusel.

Suurvee ajal ei ladestu setted lammile täiesti ühtlaselt ning kohati uuristab vesi teataval määral lammi, mistõttu lammi reljeef kujuneb ebatasaseks. Seepärast on vee alanemisel äravool

[1] Tektoonika on teadus maakoore liikumistest ja kivimite ladestumise vormidest, mis on tingitud nendest liikumistest.

mõningates lammi osades takistatud — madalamatesse kohtadesse jääb vesi seisma, tekitades lammijärvi.

Järvede teke kaasneb sageli ka sootide moodustumisega. Näitena võib nimetada Limani järve Donetsi soodis Zmijevi linna juures (Harkovi oblast).

Madalaveeliste lahtede eraldumisel merest liiva-savivallide ja maasäärte tekkimise tõttu moodustuvad järved, mida nimetakse tavaliselt laguunideks.

Karstijärved, nagu me juba teame, tekivad põhja- ning pinnavete keemilise (lahustava) tegevuse tagajärjel moodustunud nõgude täitumisel veega.

Igikeltsa aladel tekivad maapinda lohud maasisese jää kihtide ja läätsede sulamise tulemusena. Selle jää sulamisel ei moodustu mitte üksnes tulevase järve nõgu, vaid tekib sulavee näol ka suur osa selle täitmiseks vajalikust veest.

Järved, mis tekivad seoses jääliustike tegevusega, pakuvad samuti suurt huvi. Liustiku pinnal asuvad järved jäälohkudes, mille tekkimise põhjuseks on liustiku pinna eriti kiire sulamine antud kohas, mineraalse murendmaterjali ebaühtlane levik liustiku pinnal või jäälõhede tekkimine ja laienemine. Mõned külgorgude liustikud laskuvad intensiivse pealetungi perioodil oma keeltega kaugele peajõe orgu ja tõkestavad selle nagu suurte jääriividega. Sellised jääpaisud takistavad peajõe voolu ja tekitavad ülalpool paise ajutisi järvi. Jääpaisjärvede läbimurded põhjustavad suurt hävitust Alpide, Karakorumi ja teiste mägismaade orgudes.

Liikuval jääl nagu liikuval veelgi on võime uuristada maapinda süvendeid või muuta juba olemasolevaid nõgusid. Ühinedes moodustavad sellised süvendid järvenõo.

Järvede moodustumine ei toimu mitte üksnes liustike purustava, vaid ka kuhjava tegevuse tulemusel. See kehtib esmajoones nende võimsate mandriliustike kohta, mis kunagi katsid peaaegu terveid mandreid. Sellise liustiku taandumisel (sulamisel) ja kadumisel jääb maha kogu murendmaterjal, mida ta kandis edasi enda peal ja sees. Selle materjali (moreeni) ulatuslik kuhjumine ühtedesse kohtadesse ja vähene kogunemine teistesse kohtadesse tekitab künkliku reljeefi, kus kõrgendikud vahelduvad suletud nõgudega. Nende nõgude täitumisel veega tekivad moreenijärved, mis on ümmarguse või korrapäratu kujuga. Moreenijärvede näideteks on Seliger ja teised järved, mis esinevad seoses otsamoreenidega.

Organogeensete järvede hulka kuuluvad veega täitunud lohud turbas ja korallsaarte laguunid. Antropogeenseteks järvedeks on veega täitunud turbakarjäärid, kivimurrud, kunstlikult kaevatud tiigid ja järved, mis on tekkinud jõgede tõkestamisel kunstlike paisudega.

Eoolilised järved asetsevad tuule poolt tekitatud nõgudes ja barhaanide ning luidete vahelistes alades.

Lõpuks tuleb märkida, et järvede moodustamisest võtavad vahel osa ka kosmilised jõud, sest suurte meteoriitide maapinnale langemisel tekkinud kraatrid võivad samuti täituda veega.

Vaevalt vajab rõhutamist, et paljude järvenõgude teke on segaiseloomuga. Põhja-Ameerika Suure Järvistu, Laadoga, Teletskoje ja Oneega järvede nõod on tektoonilise päritoluga, kuid hiljem kujundasid neid liustikud. Mägilaviinid, mis orgu langedes ummistavad teatavas ulatuses jõe ja muudavad ta ülalpool ummistust järveks, tekivad tavaliselt murenemisprotsesside ning vihma- ja põhjavete tsirkulatsiooni koosmõjul. Tõuke mineraalmassi eraldumiseks mägedest võib anda ka maavärisemine (Sarezi järv).

107. Soolajärved ja mageveejärved. Looduslikus vees sisaldub alati lisandeid hõljuvate või lahustunud ainete näol. Teda võib vaadelda kui väga keerukat lahust, mis ühtede ainete suhtes on tõeline lahus, teiste suhtes aga kolloidlahus. Eriliste filtreerimismeetodite abil on võimalik looduslikust veest eraldada kolloidset osa. Sel teel on kindlaks tehtud, et näiteks kogu Baikali veemass sisaldab umbes 55 000 tonni tahkeid aineid peendispersses faasis.[2] Kogu Maa hüdrosfääri ulatuses on kolloidide kontsentratsiooni suurusjärguks $x \cdot 10^{-5}\%$, kus x ei ületa sadade piiri.[3]

Erilist huvi pakub siiski vesi kui tõeline lahus, sest molekulaarselt lahustunud ainete kontsentratsioon on palju suurem kolloidide kontsentratsioonist.

Igasugune vesi sisaldab ühtesid või teisi lahustunud sooli, kuid vett, mille soolsus on 0,3 promillist väiksem, nimetatakse *magedaks*. Järelikult 1000 g magedat vett sisaldab alla 0,3 g lahustunud sooli. Kui vee soolsus on 0,3 kuni 24,695‰, siis nimetatakse teda *soolakaks*, kui aga soolsus ületab 24,695‰, siis on vesi *soolane*. Suurus 24,695‰ on valitud soolakate ja soolaste vete piiriks seepärast, et ainult sellise soolsuse juures on vee külmumistemperatuur ja suurima tiheduse temperatuur võrdsed (—1,332°C). Kui soolsus on alla 24,695‰, siis pideval jahenemisel saavutab vesi enne külmumist suurima tiheduse; kui aga soolsus on üle 24,695‰, siis vesi analoogilistes tingimustes enne külmub, kui jõuab suurima tiheduseni.

Täiesti arusaadaval põhjusel on soolade kontsentratsioon vooluvetes väike, seisvatesse veekogudesse aga koguneb eriti äravoolu puudumise ja intensiivse aurumise korral palju sooli. Sellest olenevalt eristatakse *mageveejärvi* ja *soolajärvi* ehk mineraalveejärvi.

Merelise päritoluga järvede, s. t. merest eraldunud veekogude puhul on soolade esinemine vees nagu «pärilik» tunnus. Edaspidise arenemise käigus võivad sellise reliktjärve pärilikud jooned tugevneda (järv muutub soolasemaks kui lähteveekogu) või nõr-

---

[2] М. А. Кулаков, Коллоидные вещества в природных водах, «Известия АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1938, № 1, стр. 80, 83.

[3] Sealsamas, lk. 84.

geneda (järv magestub). Mis puutub kontinentaalsetesse soolajärvedesse, siis neid varustavad sooladega kristalsete kivimite keemilise murenemise protsessid, mitmesuguste settekivimite leostumine, soolalademete lahustumine põhjavetes jne.

Soolajärvede levikut määravateks peamisteks teguriteks on kliimatingimused ja äravooluta nõgude esinemine, kuid ühtlasi ka kivimite koostis ning põhjavete režiim. Soolajärvede kodumaaks on stepid ja kõrbed, sest sademeid on seal vähe, aurumine suur ning äravool tasase reljeefi tõttu nõrk. Soolajärvede hulka kuuluvad Tiibeti suured järved — Namtso (Tengrinor), Kukunor jt.

Kuid soolajärvi võib esineda ka niiskes kliimas, kui läheduses on soolalademeid. Antud juhul ei ole soolajärve teket mõjutanud mitte kaasaegne, vaid geoloogilise mineviku kliima, mis võimaldas soolalademete tekkimist. Näiteks Leena-Viljui madaliku väikesi soolajärvi toidavad soolaallikad, mis väljuvad paleosoiliste lademete soolakihtidest.

Lahustunud soolade koostise poolest on mineraalveejärved üsna mitmekesised. *Soodajärved* on laialdaselt levinud Lääne-Siberis (Tanatar, Petuhhovi järved jt.), Taga-Baikalimaal (Doroninskoje järv) ja Jakuutias. Kibesoolased *sulfaadijärved*, mis sadestavad peamiselt glaubrisoola, esinevad Kulunda stepis, Krimmis, Kaukaasias (Batalpašinski järved), Kesk-Aasia kõrbetes ja mujal. *Kloriidijärved* on kõige tavalisemad — neid on palju Krimmis, Kulunda stepis[4], Volgamaal ja teistes kohtades.

Soolade kontsentratsioon kõigub mineraalveejärvedes väga suures ulatuses. Ta ei ole erinev mitte üksnes erinevates järvedes, ulatudes üksikjuhtudel kuni 37 protsendini, vaid muutub tihti märgatavalt ka ühes ja samas järves olenevalt viimase veetasemest, s. t. veemassi mahust. Näiteks Suur-Soolajärve soolsus Utah' osariigis muutub 13 protsendist kuni 22 protsendini olenevalt järve veetaseme kõikumisest.

108. Järvede veetaseme kõikumised. Järve veetaseme stabiilsuse või ebastabiilsuse määrab järve veebilanss, s. t. vee sissetuleku (sademed, pinnavete ja põhjavete juurdevool) ja väljamineku (aurumine, äravool) suhe. See suhe muutub olenevalt aastaajast. Seepärast allub järvetase regulaarsetele sesoonsetele kõikumistele, mis sõltuvad klimaatilistest tingimustest. Bilansi mitmesuguste elementide erikaal (nii sissetuleku kui ka väljamineku osas) on muutlik. Ühes järves muutub see aasta jooksul, erinevas kliimas ja üldse erinevates geograafilistes tingimustes asuvatel järvedel aga sõltub ta täielikult antud maastiku iseärasustest.

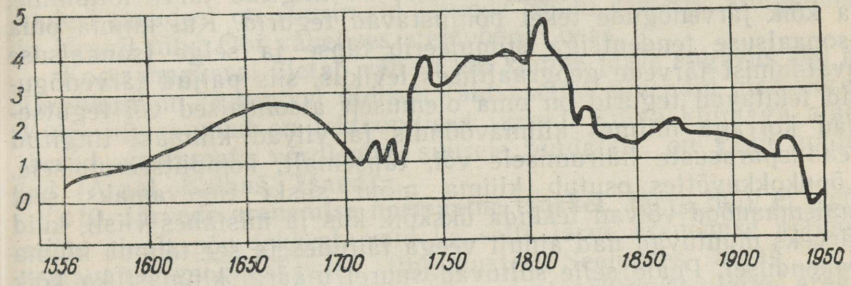
---

[4] Kulunda stepp kujuneb oma mineraalveejärvede arvu (neid on seal mitu tuhat) ja mitmekesisuse (sooda-, kloriidi- ja sulfaadijärved) tõttu tulevikus kahtlemata suureks keemiatööstuse rajooniks.

Toome siin ära Kaspia mere keskmise paljuaastase bilansi elementide suuruse.[5]

		km³	mm	%
Sissetulek	Sademed	80	190	19
	Pinnaveed	329	780	79
	Põhjaveed	6	15	2
Väljaminek	Aurumine	415	985	100

Tabelist näeme, et Kaspia mere toitumises etendab peamist osa vee sissetulek jõgede kaudu (79%), vee väljaminek toimub aga ainult aurumise teel. Niiskes kliimas asuvatel äravooluga järvedel on bilansi väljaminekuosa ilmselt mitmekesisem, sest peale aurumise toimub ka vee äravool jõgede kaudu.



Joon. 63. Kaspia mere taseme kõikumised 1556. aastast 1950. aastani. Taseme kõrgus on antud meetrites, lugedes seda 1941. aasta taseme absoluutsest kõrgusest (—27,4 m).

Peale järvetaseme sesoonsete kõikumiste esinevad veel kliimaatilised kõikumised, mis hõlmavad nii terveid geoloogilisi ajastuid kui ka lühemaid perioode kuni mõne aastakümneni. Järvetaseme olenevus kliimast ja selle progresseeruvatest muutustest ei vaja kommentaare, sest järve veebilansi määravad niisugused puhtklimaatilised tegurid, nagu aurumine ja sademed, ning niisugused kliimast sõltuvad nähtused, nagu pinnavete ja põhjavete vool. Ilmeni järvel ulatub veetaseme kõikumiste amplituud paljuaastase perioodi vältel 6 meetrini, millega seoses muutub ka järve pindala 740 ruutkilomeetrist 2000 ruutkilomeetrini, s. t. suhtes 1:3. Joonisel 63 on näidatud Kaspia mere taseme kõikumised 1556. aastast 1950. aastani.

Peale selle võib järvetase muutuda ka teistel põhjustel, näiteks järvenõo järkjärgulisel täitumisel mitmesuguste mineraalsetetega, mida kannavad kohale jõed või tuul (see kutsub esile järvetaseme tõusu), vulkaaniliste nähtuste tagajärjel (kraatrite

[5] Г. Р. Бергман. Обзор исследований водного баланса Каспия. «Известия АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1938, № 4, стр. 362.

ja aukude tekkimine järve põhja) ja lõpuks järve kallaste või põhja osalisel tõusmisel või laskumisel.

Äravooluga järvede veetaseme kõikumised väga pika perioodi kohta kajastavad ainult maakoore tõuse ja laskumisi järvenõo piirkonnas, sest selliste järvede veetase ei saa olla palju madalamal või kõrgemal tasapinnast, kus asub äravoolu koht: kui ta oleks madalamal, siis oleks järv äravooluta; kui ta tõuseks kõrgemale, siis kiireneks äravool ja veetaseme tõus pidurduks.

109. Järvede geograafiline levik. Järvede üldpindala maakeral moodustab (1,8%) maismaa pindalast ehk umbes 2,7 miilj. km², s. t. veidi vähem Vahemere pindalast (3 milj. km²). Vee maht on järvedes 250 000 km³. Et iga järve peamisteks ja lahutamatuteks elementideks on veemass ja järvenõgu, siis mõjustavad järvede geograafilist levikut kliima, millest on tingitud järve toitumine, ja kõik järvenõgude teket põhjustavad tegurid. Kui kliima oma tsonaalsuse tendentsiga stimuleerib täpse ja selge tsonaalsuse avaldumist järvede geograafilises levikus, siis paljud järvenõgusid tekitavad tegurid on oma olemuselt atsonaalsed või tegutsevad korraga mitmes kliimavööndis ja viivad kliimast tingitud seaduspärasuste häirumisele või, täpsemalt, komplitseerumisele. Lõppkokkuvõttes osutub kliima mõju siiski tugevamaks, sest maismaanõod võivad tekkida ükskõik kus ja mistahes viisil, kuid järveks muutuvad nad ainult veega täitudes ja see toimub kliima vahendusel. Peale selle sõltuvad suurel määral kliimast ka kõik järvenõgude moodustamisest osa võtvad eksogeensed tegurid, nagu jää, vooluvesi, tuul, murenemisprotsessid jt.

Niiske kliimaga aladel on palju veerikkaid magedaveelisi läbivooluga järvi, kuigi näiteks moreen- ja luitemaastikus ning igikeltsa-aladel esineb ka läbivooluta järvi. Kuiva kliimaga aladel on muude tingimuste võrdsuse korral järvi vähem, nad on veevaesed, enamasti äravooluta ning seetõttu tihti soolaseveelised. Järelikult ei ilmne geograafilise tsonaalsuse mõju ainuüksi järvede geograafilises levikus, vaid ka nende hüdrokeemilistes iseärasustes.[6]

Järved on maakeral kontsentreerunud peamiselt kunagistesse jäätunud rajoonidesse tasandikel ja mägedes (niiske kliima ja rohked negatiivsed reljeefivormid, mis on tekkinud jääliustike erosioonilisel ja akumulatiivsel tegevusel), äravooluta aladele ning maakoore suurte tektooniliste murrangute piirkondadesse. Äravooluta piirkondades on järv pinnavee kogunemise loomulikuks lõppfaasiks. Tektoonilised nõod aga on tavaliselt nii suured ja sügavad, et veega täitumisel jäävad nad määramatult kauaks ajaks püsima järvedena, sest kliima järkjärgulisel kuivemaks muutumisel ei suuda aurumine kiiresti vähendada nende

[6] Täpsemalt vt. Г. А. Максимович, Химическая география вод суши, 1955.

suurt veemassi ning ka jõgede poolt kantavad mineraalained ei jõua neid setetega täita.

Mandriliustiku tegevuse tagajärjel tekkinud järverohketeks aladeks on Põhja-Ameerika järvede vöönd, mis ulatub loodest kagusse Suur-Karujärvest üle Orjajärve, Athabaska ja Winnipegi järvede ning Suure Järvistu kuni St. Lawrence'i jõeni; Skandinaavia poolsaar; Soome, kus umbes 35 000 järve hõlmavad 12% maa pindalast; Karjala ja Koola poolsaar, kus kõrvuti arvukate väikeste järvedega asuvad sellised suured veekogud, nagu Segozero, Kuito, Topozero, Imandra, Pjaozero, Umbozero jt.; Baltimaade järvetasandik ja sellest itta ning kirdesse ulatuv järvede vöönd, kuhu kuuluvad sellised järved, nagu Peipsi, Pihkva järv, Ilmen, Laadoga, Oneega, Beloje, Vože, Latša, Vodlozero jt.

Suurte tektooniliste järvede piirkonnaks on Ida-Aafrika. Kuivadest maadest on suurimaid järvede rühmi Tiibetis, Mongoolias ja Uraali ning Obi vahelises stepivööndi osas.

Kogu maakeral ületab vähem kui kümne järve sügavus 500 m. Järelikult on järvenõod üldiselt tähtsusetud süvendid maakoores. Kõige sügavamad on tektoonilised järved. Kuiva kliimaga alade järved, vaatamata võrdlemisi suurele pindalale, on väga madalad (Araal, Balhaš, Tšaad).

110. Järvede arenemise normaalne tsükkel. Järve tüüp ei olene mitte ainult nõo tekkest, vaid ka selle järve arenemise ajaloost teatavates geograafilistes tingimustes. Seejuures algab järve tegelik arenemine pärast järvenõo veega täitumist. Järve arenemise normaalseks tsükliks nimetame järve evolutsiooni, mis kulgeb selle maastiku suhtelise muutumatuse tingimustes, kus järv tekkis. Järelikult ei tule siin arvesse kliima ja hüdrograafilise võrgu režiimi põhilised muutused, maakoore ulatuslikud liikumised ja vulkanismi nähtused.

Kuiva ja niiske kliimaga aladel toimub järvede arenemine erinevalt. Steppides ja kõrbetes on järvede — suurte või väikeste pinnaveekogude — olemasolu teravas vastuolus kliimaga, õhuniiskuse suure defitsiidiga ja üldise niiskusepuudusega. Seepärast on paljud madalad järved seal efemeerse iseloomuga, tekkides vihmaperioodil ja kadudes kuival aastaajal. Näiteks Torrensi järv Austraalias on soolasoo, mis muutub järveks ainult vihmaperioodil. Kuid ka suured järved madalduvad aja jooksul vahetpidamatu aurumise ja jõgede poolt kantavate setete ladestumise tagajärjel. Näiteks Amu-Darja ja Sõr-Darja poolt Araali järve kantavad tahked setted moodustavad mere põhjas igal aastal umbes 0,5 mm paksuse kihi, mis 2000 aasta jooksul ulatub 1 m paksuseni.[7] Aurumine ei vähenda mitte üksnes järve veemassi (mis kajastub kohe nii veetaseme alanemises kui ka veekogu pindala vähenemises), vaid suurendab ka soolade kontsentratsiooni. Seepärast muutuvad mageveejärved pidevalt sooli kogudes ja vett

[7] Л. С. Берг, Аральское море, 1908, стр. 215.

kaotades soolajärvedeks. Edasine kuivamine muudab järve algul soolasooks ja seejärel kuivaks soolakuks. Selle protsessiga kaasneb taimestiku liigilise koosseisu vaesumine, mis tihti lõpeb taimede täieliku kadumisega või uute, vee vähesuse ja soolade rohkusega kohastunud taimekoosluste tekkega.

Niiske kliimaga aladel mõjustab järve arenemist kas järvenõo mehaaniline täitumine setetega või setete kogunemine koos veekogu kinnikasvamise protsessidega.

Sagedasemad on juhud, kus mehaanilise täitumisega kaasneb kinnikasvamine. Järvenõgu ei täitu mitte üksnes äravoolu puudumise, vaid ka läbivoolu korral, sest järve suubuv jõgi kaotab oma energia ja tema poolt kaasas kantavad ained setivad järve põhja, tasandades ja täites seda.

Paljud järvedesse suubuvad jõed moodustavad suudmetes tõelisi deltasid. Deltade kiire kasv võib viia järvede kuivamisele. See protsess on analoogiline alluviaalsete tasandike tekkega jõgede poolt ummistatud merelahtede kohale.

Kui järve sügavus suureneb järk-järgult kallastelt keskosa suunas, siis moodustab teda piirav veetaimestik kontsentrilisi vööosid. Kaldal ja madalaveelises vöös, kus sügavus ei ületa 1 m, on taimestiku koosseis muutlik. Siin kasvavad tavaliselt tarnad, kõõlusleht, konnarohi, vesi-kirburohi, hein-penikeel, vesitulikas, kuuskhein jt. Madalaveelisele vööle järgneb 2—3 m sügavune kõrkjate vöö, kus vee all on ainult taimevarte alumised osad. Selle vöö peamisteks taimedeks on pilliroog, kõrkjas ja mõned teised.

Järgmises, vesirooside vöös, kus domineerivad vesiroos, vesikupp ja ujuvad penikeeled, on kõigil taimedel peale veealuste lehtede ka ujuvaid lehti. Veel kaugemal järve tsentri pool asub laialehiste penikeelte vöö, kus sügavus ulatub 4—5 meetrini ja taimed on üleni vee all. Domineerivad kaelus-penikeeled, läikpenikeeled ja pikad penikeeled. Järgmises vöös on üleni vee all olevate taimede hulgas valitseval kohal suhteliselt suured vetikad ning õistaimedest kardheinad, penikeeled jt. Lõpuks, kõige sügavamaveelises järveosas domineerivad peamiselt mikroskoopilised sinirohelised põhjavetikad.

Kirjeldatud taimestikuvööd esinevad NSV Liidu järvedes, kuid ligikaudu samasuguseid vöösid võib näha ka järvedes, mis asuvad teistes pärasvöötme maades Euroopas ja Põhja-Ameerikas. Elukeskkonna (vee) ühetaolisus määrab ka taimede eluvormide sarnasuse, vööde asetuse järjekorra ajas ja ruumis ning osaliselt isegi liigilise koostise ühetaolisuse.

Taimed, mis asustavad teatavat vööd, langevad pärast suremist põhja ja see viib aja jooksul antud vöö sügavuse vähenemisele, mis loob ebasoodsad tingimused sama taimestiku uue põlvkonna edaspidiseks eksisteerimiseks. Seetõttu nihkub näiteks kogu vesirooside vöö järve keskosa poole ja hõlmab ala, mis enne kuulus laialehistele penikeeltele; endisse vesirooside vöösse aga asuvad kõrkjad. Teiste sõnadega, perifeersete taimestikuvööde

nihkumine sügavamaveelisse järveossa põhjustab järve järkjärgulist kinnikasvamist ja kogu protsess lõpeb järve muutumisega rohusooks.

Et veetaimed paljunevad väga kiiresti, siis toimub veekogude kinnikasvamine piltlikult öeldes inimeste silma all. Peale selle toodavad vee- ja sootaimed nii palju orgaanilist massi, et see ületab isegi viljakaima luhaheinamaa toodangu. Järve ülemineku soostaadiumi on sel asjaolul veel suurem tähtsus kui veetaimede paljunemise kiirusel. Selleks, et Tosno ümbruse järved (Leningradi lähedal) muutuksid sooks, piisab 300 aastast. Kahekssahektarise pindalaga Königsee järv Ungaris kasvas kinni 30 aasta jooksul. Svjatoje järve (Kalinini oblastis) pindala on 400 aasta jooksul vähenenud kinnikasvamise tõttu 310 hektarilt 166 hektarile, s. t. kaks korda.[8]

111. Järvede geograafiline tähtsus. Asjaolu, et järvede veemass on kliima produkt ning järvenõod Maa sisejõudude, põhjavete, jõgede, liustike, tuule jne. tegevuse resultaadid, toob esile ainult ühe külje järvede ning geograafilise maastiku ülejäänud elementide vahelisest sõltuvusest. Selle sõltuvuse teine külg iseloomustab järvede vastumõju teistele geograafilise maastiku elementidele.

Järved avaldavad mõju oma ümbruse kliimale, kusjuures selle mõju ulatuse määrab järve veepinna suurus ja veemassi maht. Aurumine veepinnalt avaldub kõigepealt järve ümbruse õhuniiskuses. Suurte järvede kallastel tekivad korrapärased ööpäevase perioodiga õhuliikumised (briisid). Eriti suurt mõju aga avaldavad suured järved oma ümbruse soojusrežiimile. Seda võib näha jooniselt 64, kus on näidatud kuu keskmised temperatuurid Baikali kallastel paiknevates jaamades (katkendlik joon) ja järvest eemal olevates jaamades (pidev joon). Baikali ääres on suvekuud külmemad ja talvekuud soojemad kui järvest kaugemal olevates rajoonides. Baikali järv tekitab oma ümbruskonnas merelise kliima. Graafikul ulatuvad erinevused kõverate vahel juulis 6 kraadini, detsembris 11 kraadini.

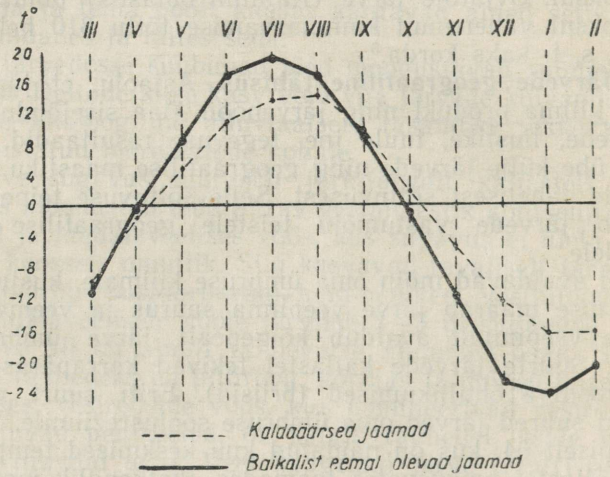
Kui Genfi järve veetemperatuur langes 1879. aasta 19. ja 24. detsembri vahemikus tugevate külmade tõttu 0,2 kraadini, arvutas Forel, et järv kaotas nende päevade jooksul 10 miljardit kalorit soojust, mis kulus ilmselt järve ümbruse soojendamiseks. See soojushulk võrdub 1 250 000 tonni söe põlemisel eralduva soojushulgaga.

Jõgede suhtes täidavad järved kaht tähtsat funktsiooni. Läbivooluga järved on jõgede voolu regulaatoriteks ja neist läbi voolavate jõgede veepinna kõikumise amortisaatoriteks. Järvest välja voolava jõe režiim ja veerohkus sõltub võrdlemisi vähe sademete sesoonsest jaotusest, sest jõgi toitub reservuaarist, mis lühemal ajavahemikul ei allu suurtele kõikumistele. Tuleb siiski

[8] Н. Я. Кац, Болота и торфяники, 1941, стр. 90—93.

märkida, et järved avaldavad reguleerivat mõju peamiselt jõgedele, mille veepind ei ole järvega võrreldes eriti suur. On ilmne, et üksikud väikesed järved avaldavad tuhande kilomeetri pikkusele jõele vähe mõju.

Vahel mõjustavad järved tunduvalt jõgede külmumist. Baikali järve suvel soojenenud veed jahtuvad talvel aeglaselt. Angara jõgi, mille kaudu toimub äravool Baikali järvest, ei külmu seetõttu kogu ulatuses ülalpool Irkutskit igal aastal, jõe lähe ei külmu üldse ja Irkutskist allpool külmub jõgi hilja. Baikali vete mõju ilmneb Angara jões peaaegu 1000 km ulatuses.



Joon. 64.

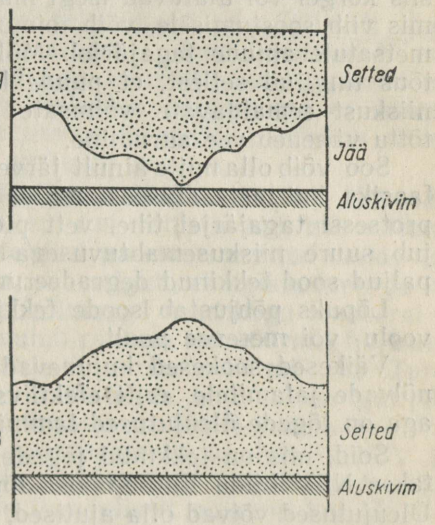
Kui järv on jõe erosioonibaasiks, siis tema veetaseme kõikumised kajastuvad jõe erosioonilises tegevuses. Järve kaudne mõju ümbruse reljeefile ulatub seega kaugele ja hõlmab maa-ala, mis tunduvalt ületab järve enda pindala.

Niisama suur on ka järvede vahetu mõju reljeefile, sest normaalses arenemisprotsessis järvenõod täituvad, tasanduvad ja kaovad ning järved ise muutuvad maismaa osadeks (soodeks). Tasandikulised reljeefivormid kujunevad sel juhul, kui paisjärv lastakse tühjaks või kõrbejärv kuivab. Paljandunud järvepõhi kujutab endast enamasti ideaalselt tasast pinda.

Mõnede järvede kadumise tagajärjeks on vastupidiste reljeefivormide tekkimine. Me rääkisime juba veekogudest, mis asuvad liustiku äärel või pinnal ja mille põhi koosneb täielikult või osaliselt jääst. Sellisesse järve voolav vesi kannab setteid ebatasasele jääpõhjale ja võib järk-järgult täita järve (joon. 65, *A*). Kui liustik eemaldub (sulab), kaob ka jääst nõgu, milles asuvad

setted, kusjuures setetega kaetud jääpõhi sulab äärmiselt aeglaselt. Lõpuks jäävad järve setted maapinnale künkana, mille kõrgeim osa vastab endise järve suurimale sügavusele. Nii muutub nõgus reljeefivorm arenemisprotsessis diametraalselt vastupidiseks (joon. 65, *B*).[9]

Põhjuseks on siin see, et järv on mõnel juhul üsnagi kaugetest piirkondadest kohale kantavate materjalide peamiseks akumulatsioonialaks ja teatavate reljeefivormide teke on järelikult lahutamatus seoses litogeneesiga, s. t. uute kivimite tekkega järve kuhjunud pudedatest setetest. Viimasel protsessil on ka iseseisev tähtsus. Kuiva kliimaga aladel viib ta mitmesuguste soolade kuhjumisele (mineraalveejärvedes). Teistel juhtudel ladestuvad järve põhja järvemergel, järvemaak (sisaldab 20—60% rauda) ja orgaanilise päritoluga mudasetted — sapropeel, diatomiit jt. Sapropeel tekib orgaaniliste jäänuste lagunemisel ja selle lagunemise produktide sünteesil bakterite kaasabil. Sapropeel on majanduslikult tähtis, sest teda võib kasutada loomade mineraalsöödana, väetisena ja tervismudana. Kuivutmisel ja sellele järgnevatel operatsioonidel saadakse sapropeelist õli, bensiini, petrooleumi, metüülalkoholi, äädikhapet jm. Ka teised järvesetted (soolad, diatomiit, järvemaak) omavad majanduslikku tähtsust. Minevikus oli Karjalas laialdaselt arenenud järvemaagist raua tootmine.



Joon. 65.

Loomadele ja taimedele on järv täiesti eriliseks, spetsiifiliseks elukohaks. Seda järvede geograafiliselt tähtsat külge valgustame edaspidi üksikasjalisemalt.

Toodud näidetega ei ole järvede mõju geograafilisele maastikule kaugeltki ammendavalt käsitletud, kuid ka nendest piisab peamiste seoste selgitamiseks. Järvede tähtsus antud territooriumil kasvab proportsionaalselt nende mõõtmete ja hulga suurenemisega; seejuures on järvede kontsentratsiooni aste (nende «tihedus», s. t. järvede pindala suhe territooriumi pindalasse) tähtsam kui nende absoluutne hulk.

[9] Sellise tekkega künkaid nimetatakse mõhnadeks (vt. ka § 162).

112. Sood. Soo on magedast või soolasest veest küllastunud liigniiske maismaaosa, kus toimub surnud taimejäänuste kogunemine ning turbaks muutumine.

Soode tekkimine järvede arenemise viimase faasina, s. t. veekogude maismaaks muutumise tulemusena, on ainult üks võimalustest. Kõrvuti veekogude kinnikasvamise ja turvastumisega etendavad soode arenemises tähtsat osa ka maismaa niiskemaks muutumise protsessid.

Vett pidavate kivimite ja igikeltsa esinemine maapinna lähedal soodustab soostumist, eriti tasandikulise ja väheliigestatud reljeefi tingimustes, kus drenaaž on takistatud. Põhjaveed asuvad siis kõrgel või ulatuvad isegi maapinnani. Põhjavee taseme tõus, mis viib soostumisele, võib toimuda ka ulatuslike metsaraiete või metsatulekahjude tagajärjel. Mõlemal juhul on põhjavee taseme tõus tingitud sellest, et puude kui mullast transpiratsiooni teel niiskust eemaldavate võimsate «pumpade» tegevuse lakkamise tõttu väheneb vee aurumine.

Soo võib olla mitte ainult järve, vaid ka metsa arenemise lõppfaasiks, kui metsaalusesse mulda kujuneb aja jooksul mullatekkeprotsessi tagajärjel tihe, vett pidav ortsteini-vahekiht ning kuhjub suure niiskusemahtuvusega orgaaniline mass. Euroopas on paljud sood tekkinud degradeerunud metsade asemele.

Lõpuks põhjustab soode tekkimist ka maapinna üleujutamine voolu- või merevee poolt.

Väikesed sookesed kujunevad allikate väljavoolu kohtadesse nõlvade jalamitele, eriti efektiivseteks soostumise põhjustajateks aga on jõgede üleujutused lammidel.

Soid, mis on tekkinud jõgede üleujutuste tagajärjel, nimetatakse NSV Liidu Euroopa-osa lõunapiirkondades *plavnideks*. Üleujutused võivad olla ajutised, esinedes ainult suurvee ajal, või alalised, kui alaneva tulvavee tagasivool sängi on mingil põhjusel takistatud. Sood moodustuvad ka nende jõgede suudmetes, mis ei jõua mereni või peajõeni. Tereki deltas hõlmavad plavnid kuni 1000 km² suuruse ala.

Laialt on tuntud plavnid Kubani deltas. Üleujutuse perioodidel kevadel ja suvel ning rohkete sügiseste vihmade ajal kujutavad nad enesest ühtainsat madalaveelist, kuid tohutu suurt järve. Kui vesi alaneb, kasvavad kuivenenud kohtades hiiglasuured (6—8 m kõrgused) kõrkjad, mujal aga helgivad kas isoleeritud või paljude harujõgede kaudu üksteisega ühenduses olevad järvekesed.

Kubanil eristatakse Aasovi-äärseid, Kubani-taguseid ja Adõgee plavne. Aasovi-äärsed plavnid levivad vanas deltas Kubani, Protoka ja mere vahel. Nende peamine, umbes 600 km² suurune levikuala asub Tšernojerkovskaja ja Petrovskaja staniitsade läheduses. Kubani vasaku kalda lammil suudme ja Afipsi jõe vahel laiuvad umbes 1000 km² suurusel alal Kubani-tagused plavnid. Nende tekitajateks on Kuban ise (mille säng asub siin 3—4 m lammist kõrgemal ja on eraldatud viimasest kaldavallidega) ja rohkem kui 20 väikest vasakpoolset lisajõge, mis ei jõua Kubanini, valgudes enne laiali tema lammil. Samasuguse tekkega (väikeste lisajõgede üleujutused) on ka Adõgee plavnid, mis hõlmavad umbes 350 km² Kubani vasakul kaldal Krasnodari ja Laba vahel.

Kõik sood jaotatakse toitumistingimuste ja rea teiste tunnuste järgi kahte suurde rühma — madalsoodeks ja rabadeks, mis on omavahel seotud üleminekuastmetega.

Madalsood toituvad suhteliselt (s. t. mageda vee piirides) soolarikastest põhja- ja jõevetest. Nad asetsevad negatiivsetes reljeefivormides; nende pind on tasane või nõgus. Toitevee soolarikkus võimaldab madalsoodesse elama asuda toitainete suhtes küllaltki nõudlikel taimedel. Rohusoodes domineerivad tarnad, osjad, kastikud, villpead, soopihlad jt. Lehtsamblasoodes lisanduvad nimetatud taimedele samblad, metsaga kaetud soodes kask, lepp jt. Madalsood esinevad ka kuiva kliimaga piirkondades.

Rabad toituvad vahetult sademetest ja järelikult domineerivad niiske kliimaga aladel. Nad asetsevad veelahkmetel, nende pind on kumer ja taimkatte moodustavad peamiselt sfagnumsamblad. Raba keskmine, kõrgem osa on äärealadest kuivem. Liigniiskust kannavad tsentrist perifeeria suunas pinna- ja põhjavete äravool, ojakesed jne.

113. Soode levik maastikulises sfääris. Soode üldpindala maakeral ei ole täpselt teada, ent kui võtta arvud, mis näitavad ainult turbasoode[10] (mida on teistest paremini uuritud nende töös-tusliku tähtsuse tõttu) pindala, siis selgub, et ligikaudsete ja ilmselt vähendatud andmete järgi hõlmavad need kogu maakeral üle 175 milj. ha, millest Aasiale kuulub rohkem kui 100 milj. ha, Euroopale umbes 60 milj. ha ja Põhja-Ameerikale 17 milj. ha. Turbasoode pindala teistel mandritel ei ole teada, kuid see on igal juhul nii väike, et ei muuda kuigi märgatavalt üldist kokkuvõtet. Märgime, et turbasoode 175 miljonist hektarist kuulub $^3/_4$ NSV Liidule. Üldine soostunud pindala maakeral (s. t. turbasood ja kõik teised sootüübid kokku) ei ole tõenäoliselt väiksem kui 350 milj. ha,[11] s. t. 3,5 milj. km^2.

Soode geograafilises levikus ilmneb väga tihe sõltuvus kliimast. Eespool on juba märgitud, et põhjavetest toituvad madalsood on omased ka kuivematele aladele, rabad (veelahkmelised) aga esinevad niiskemas kliimas ja moodustavad tüüpilise nähtuse metsavööndis.

Mida suurem on sademete hulga suhe samal perioodil auruva niiskuse hulgasse, seda tugevam on maa-ala soostumine. NSV Liidu Euroopa-osa põhja- ja looderajoonides, kus sademeid on aurumisest 1,5—1,75 korda rohkem, on soostumine maksimaalne. Vastupidi, kaguosas, kus sademeid on 2—4 korda aurumisest vähem, on soostumine väikseim. Sood tekivad siin ainult põhjaveevarude ja jõgede üleujutuste arvel, s. t. kuuluvad madalsoode tüüpi.

---

[10] Soo ja turbasoo vahe seisab selles, et soos ulatuvad taimejuured mineraalsesse pinnasesse, turbasoos aga nagu ripuvad turbas (Dokturovski).

[11] Н. Кац, Болота и торфяники, 1941, стр. 18.

Kui soode üldist geograafilist levikut suunab kliima, siis reljeef määrab detailselt kindlaks nende asendi. Kõige soodsamad tingimused soode kujunemiseks valitsevad tasandikel ja madalikel, sest nende reljeefivormide puhul on pinnavee äravool (s. t. kuivendus pinnadrenaaži teel) minimaalne. Teistest teguritest omab tähtsust maa-ala litoloogiline ehitus (vett pidavate kivimite esinemine maapinna lähedal), mis on tingitud antud geograafilise maastiku arenemisloost. Asjata pole palju soid parasvöötmes endistel mandriliustiku aladel. Mandriliustiku poolt maha jäetud savi- ja liivsavisetted (moreen) soodustavad vee kogunemist maapinnale. Seda soodustab ka mandriliustiku alade reljeef, milles tervete seeriatena esinevad kõrgendikega vahelduvad äravooluta nõod, mis on sobivad niiskuse kogunemiseks ning säilimiseks. Siin arenevad sood ja ka järved, mis edaspidi muutuvad soodeks.

Seega võtab soode moodustamisest osa terve geograafiliste tingimuste kompleks: kliima, reljeef, litoloogiline ehitus, taimestik jt. Soode tekkimine, olemus, iseärasused ja arenemine on ainult siis arusaadavad, kui neid vaadeldakse vastastikuses toimes kõigi teiste Maa maastikulise sfääri komponentidega.

NSV Liidus asuvad suurimad soomassiivid Euroopa-osa põhjarajoonides, Karjalas, Polesjes, Dnepri keskjooksu orus, Meštšora, Balahna ja Mokša madalikel, Vasjuganjes ja Baraba stepis, Ida-Siberi ja Kaug-Ida taigarajoonides, Kamtšatka lääneranniku ja reas teistes kohtades, kus levivad metsad ning leetmullad.

Soodes tekib turvas, mis on taimejäänuste kõdunemise produkt.

Turvas on erakordselt suure niiskusemahtuvusega aine: sfagnumturvas võib imada 15 korda rohkem vett, kui ta ise kaalub õhukuivas olekus. Kuiv turvas juhib halvasti soojust, sest temas sisaldub palju õhku. Seepärast vähenevad turbasoos sügavuse suurenemisel kiiresti temperatuuri kõikumise amplituudid: pinnal võivad need ööpäevas ulatuda 25—26 kraadini, veerand meetri sügavuses aga ei ületa nad kraadi murdosi. Ümbritseva kuiva mineraalpinnasega võrreldes on soo taimedele külmaks elukohaks. Suvel soojeneb soo pind tugevasti, 10—20 cm sügavuses (juurte kihis) aga on temperatuur suhteliselt madal.

114. Kokkuvõte. Järvede ja soode tekke, arenemise ja geograafilise leviku uurimisel ilmneb kõige tihedam sõltuvus nende looduslike objektide ja geograafilise maastiku vahel. Mitte mingisugune abstraktsioon ei suuda anda ettekujutust järvedest ja soodest kui mingitest maastikulisest sfäärist isoleeritud komponentidest.

Järvede tekkest võtavad osa kõik geograafilised tegurid, nii endogeensed (tektoonilised liikumised, vulkanism) kui ka eksogeensed. Samad tegurid avaldavad tohutu suurt mõju järve kogu arenemisele, sõltumatult sellest, kas see arenemine toimub suhteliselt püsivates või äärmiselt muutlikes geograafilise maastiku tingimustes. Eriti suur on kliima tähtsus. Enamikul juhtudest on järve veemass kliima produkt. Kliima määrab järvede rohkuse või vähesuse antud kohas, tingib veepinna sesoonseid ja pikaajalisi kõikumisi ning järvede bioloogilist ja soojuslikku režiimi. Kliimast (ühenduses järve läbivooluga) sõltub järve iseloom (mageveejärv, soolajärv) ja tema arenemise üldsuund, mis niisketes maades viib järve muutumisele samblasooks, kuivades maades aga

mageveejärvede soolastumisele ning üleminekule soolasoo staadiumi kaudu soolakuks.

Järve elu võib üheaegselt mõjutada mitmete erinevate ja üksteisest kaugel asetsevate geograafiliste rajoonide kliima, kui järve suubuvad küllalt suured ja pikad jõed. Araali järv allub ümbritsevate kõrbete ja steppide otsesele mõjule, kuid peale selle mõjutavad teda veel mõned Sõr-Darja ja Amu-Darja ülemjooksule omased klimaatilised jooned. Kaspia elu sõltub suurel määral Volga, Okaa ja Kaama ülemjooksul toimuvatest geograafilistest protsessidest. L. S. Berg tegi kindlaks sõltuvuse Arktika laevasõidutingimuste ja Kaspia mere veetaseme asendi vahel.

Järved avaldavad omakorda mitmekülgset mõju maastikulises sfääris toimuvatele protsessidele. Suured järved või suure hulga väikeste järvede esinemine pehmendavad ümbruskonna kliimat. Järved on tihti jõgede äravoolu ja veetaseme kõikumise reguleerijateks. Järved kui erosioonibaasid kontrollivad jõgede erosioonilist tegevust. Lõpuks, järvenõgude kinnikasvamine ja setetega täitumine tekitab muutusi maapinna reljeefis (järvelis-alluviaalsed tasandikud, turbasood, mõhnad).

Et paljud sood kujutavad enesest järve evolutsiooni lõppfaasi, siis kehtib kõik eespool järvede kohta öeldu ka soode puhul. Kirjeldatud üldised seaduspärasused on maksvad ka järvedest sõltumatult tekkinud soode kohta, mis alluvad samuti kliima tohutule mõjule.

Kirjandust

Архипов С. С., Заболачивание суши, Факторы и пути, Гослестехиздат, 1934.

Берг Л. С., Аральское море, 1908.

Доктуровский В. С., Торфяные болота, изд. 2, 1935.

Иванов К. Е., Гидрология болот, 1953.

Кац Н. Я., Болота и торфяники, 1941.

Кац Н. Я., Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение, 1948.

Липин А. Н., Пресные воды и их жизнь, 1950.

Ласточкин Д. А., Стоячие водоемы, 1925.

Сукачев В. Н., Болота, их образование, развитие и свойства, 1926.

Collet, L. W., Les lacs, 1925.

XV peatükk

MULLATEKKEPROTSESS

Mullaks nimetatakse murenemiskooriku pindmist kihti, mille tunnuseks on viljakus, s. o. võime varustada taime üheaegselt nii temale vajaliku vee kui ka toiduga (omastatavas vormis). Viljakus on mulla kvalitatiivne tunnus, mis eristab teda selgelt viljatust, taimesaake mitte andvast kivimist. Kivimi mullaks muutumise eelfaasiks on murenemine. See purustab kivimi, teeb ta kobedaks ja moodustab mulla mineraalse osa, kuid mitte veel mulda, sest murenemisprotsessis taimede tuhktoiduelemendid ei kogune kobedasse massi, vaid kantakse sealt välja. Muld tekib alles siis, kui murenemisproduktidel algab organismide vahendusel orgaanilise aine süntees ja lagunemine, mille tulemuseks on taimede tuhktoiduelementide kontsentreerumine. Mullatekke olemus seisabki orgaanilise aine sünteesis ja lagunemises murenemise tulemusel moodustunud kobeda kivimi piirides, muld ise aga on litosfääri ja biosfääri vastastikuse teineteisesse tungimise ning tihedaima kontakti kihiks.

Vaatleme mulla kui erilise looduslik-ajaloolise keha tähtsust selles keerukas looduslikus kompleksis, millena esineb Maa maastikuline sfäär.

115. Mulla orgaanilise massi tekkimine. Nagu nägime, on mulla üheks vältimatuks koostisosaks kobe mineraalne materjal. Selle tekkimist on lähemalt käsitletud X peatükis.

Mulla teiseks vältimatuks koostisosaks on orgaaniline aine. Ainult mullatekke kõige esimestes staadiumides (ja ka siis mitte alati) on võimalik mineraalse massi formeerumise protsessi ajaliselt eristada orgaanilise massi formeerumise protsessist: esimene eelneb teisele. Hiljem toimuvad mõlemad protsessid koos ning põimuvad teineteisega läbi: mullas toimub mineraalsete ainete pidev üleminek orgaanilisteks ja orgaaniliste ainete üleminek mineraalseteks nii füüsikalis-keemiliste tegurite toimel kui ka mitmesuguste organismide kõige aktiivsemal osavõtul.

Algul asuvad kobedale kivimile lihtsaimad organismid. Nende elutegevus ja suremine rikastab kivimit teatava hulga orgaanilise ainega. Surnud orgaaniline aine ei ole iseenesest taimedele

toitematerjaliks, kuid tema lagunemisel tekivad mineraalsed produktid, mis on vältimatud taimede toitumisel, s. o. ilmub teine (mineraalse massi lagunemisprotsessi kõrval) taimede tuhktoiduelementide allikas. Sellisele substraadile asuvad juba nõudlikumad ja kõrgemad taimed, millede suremine põhjustab veel intensiivsemat orgaanilise aine kogunemist kobedasse mineraalsesse massi.

Vastastikuseid suhteid taimede ja mulla vahel võib lühidalt iseloomustada sellega, et taim võtab mullast vett ja mineraalseid aineid, annab aga mullale oma surnud jäänused (juured ja maapealsed organid). Seejuures annab taim mullale tagasi r o h k e m, kui ta sealt võttis oma elu jooksul. Orgaaniline lisamaterjal toob endaga mulda täiendava koguse energiat, mille taim omal ajal kogus fotosünteesi teel. Sellise lisaenergia juurdetuleku poolest erineb muld oluliselt tavalisest pinnasest.

Surnud taimejäänuste kiirel ja täielikul lagundumisel lihtsateks mineraalseteks koostisosadeks (s. t. mineraliseerumisel) ei kogune mulda orgaanilist ainet. Kogunemine toimub ainult mittetäielikul lagundumisel. Niisiis on selge, et orgaanilise massi suurem või väiksem akumuleerumine sõltub mulda lasunduva orgaanilise aine hulgast ja selle lagundumise kiirusest.

Orgaanilised jäänused esinevad mulla pinnal kõige mitmekesisemates lagundumisstaadiumides. Kui nad on nii vähe lagundunud, et nendes on kerge eristada mitmesuguseid organismide osi, siis nimetatakse neid vareks. Kui aga jäänused on täielikult kaotanud oma esialgsed omadused ning astunud tihedasse keemilisse ühendusse mineraalse massiga, nii et neid ei ole võimalik mehaanilisel teel (näiteks uhtmisel) mineraalsest massist eraldada, siis nimetatakse seda keerukat organomineraalset massi h u u m u s e k s.

Orgaanilist ainet lagundavad mullas peaaegu eranditult bakterid ja seened. Seetõttu on täiesti arusaadav, et lagundumise kiiruse määravad esmajoones need keskkonnatingimused, mis avaldavad kiirendavat või aeglustavat toimet mikroorganismide elutegevusele.

Enamiku bakterite elutegevuseks soodsate temperatuuride alumine piir on 3—4°C, ülemine piir 45°C; 3 kraadist madalamal ning 45 kraadist kõrgemal temperatuuril bakterite elutegevus esialgu aeglustub, seejärel lõpeb, kui seda lõppu ei väldi spooristumine. Soodsaimateks temperatuurideks on 30—37°C. Seetõttu temperatuuri tõusmisel (kui algtemperatuur ületab 3°C) orgaaniliste ainete lagundumine kiireneb.

Liigniiskus, mis raskendab õhu tungimist mulda, samuti ka suur niiskuse vajak nõrgendab mikroorganismide tegevust, s. t. põhjustab orgaanilise aine lagundumise aeglustumist. Õhu vabal juurdepääsul valitsevad mullas aeroobsed oksüdatsiooniprotsessid ning orgaanilise aine lagundumine võib toimuda pidevalt kuni täieliku mineraliseerumiseni, s. t. kõige lihtsamate lagundumispro-

duktide, nagu vee ja süsihappegaasi ning lämmastikhappe, väävelhappe ja teiste hapete soolade tekkimiseni. Vastupidi, õhu (ning koos temaga ka hapniku) raskendatud juurdepääsu puhul ning järelikult aeroobsete tingimuste valitsemisel ei toimu täielikku mineraliseerumist ning tekivad lõpuni oksüdeerumata produktid, nagu metaan (tselluloosi ja tärklise lagunemisel), väävelvesinik (valkude lagunemisel), vesinik, ammoniaak, lämmastik jt.; peale selle moodustuvad mitmesugused orgaanilised happed.

Lagunemise käigule avaldab olulist mõju keskkonna keemiline reaktsioon. Bakterid tegutsevad kõige intensiivsemalt leeliseses keskkonnas, mis neutraliseerib nende poolt tekitatud ning neile enestele kahjulikke happeid. Vastupidi sellele eelistavad seened happelist keskkonda; nende elutegevuse produktid on tavaliselt leelisesed. Orgaanilise aine lagundumisel täheldatakse seetõttu sageli erinevate mikroorganismide generatsioonide vaheldumist, sest iga generatsioon (näiteks bakterid) halvendab omaenese eksisteerimistingimusi ning teeb paremaks järgmise generatsiooni (seente) eksisteerimistingimused.

Käsitledes mikroorganismide tegevust surnud orgaanilise aine lagundamisel, ei tule unustada, et see on ainult küsimuse üks pool. Olulise tähtsusega on siin ka lagundatava materjali esialgne keemiline koostis, sest näiteks suhkur, valgud ja mõned orgaanilised happed lagunduvad kergesti, tselluloos ja ligniin raskemini, vaigud, vahalaadsed ained ja parkained veel raskemini.

Kõige uuemate andmete alusel võib väita, et huumuse koostises esineb kaks suurt ainete rühma. Ühte neist kuuluvad lagunduvate taimsete ning loomsete jäänuste komponendid, mikroobide elutegevuse produktid ning sekundaarse sünteesi produktid bakteriaalse plasma näol (sest paralleelselt orgaaniliste jäänuste lagunemisega mullas toimub ka rea tekkivate ühendite omastamine mikroobide poolt). See rühm moodustab 10—15% orgaanilise aine üldisest kogusest mullas ning koosneb tavalistest orgaanilistest ühenditest (valgud ja nende lagundumise produktid, süsivesikud, orgaanilised happed, rasvad, vahad, vaigud jt.).

Teise, peamisse rühma, mis moodustab 85—90% mulla huumuse üldisest kogusest, kuuluvad omapärased huumusained, mida ei ole võimalik paigutada ühtegi orgaanilises keemias eksisteerivasse klassi. Nad kujutavad enesest kõrgmolekulaarseid (s. t. väga suuremõõtmeliste molekulidega) ühendeid, millede omadused pole seni veel täielikult selgitatud.

Need rühmad vastavad teataval määral kahele huumuse tekkimise faasile: esimeses faasis toimub lähtekomponentide orgaaniliste kudede lagunemine lihtsamateks, keemiliselt individuaalseteks aineteks, teises faasis viimaste süntees kõrgmolekulaarseteks huumusaineteks.[1]

---

[1] М. М. Кононова, Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения, М., 1951.

Huumusained jagatakse humiinhapeteks ning kreenhapeteks (ja apokreenhapeteks). Kõige vähem oksüdeerunud huumuse osa — huumushape — on musta värvusega ja vees vähe lahustuv; tema kaaliumi-, naatriumi- ja ammooniumisoolad on vees lahustuvad, kaltsiumi-, magneesiumi-, raua- ja alumiiniumisoolad aga ei lahustu vees. Humiinhappeid, mis on väga tugevasti seotud mulla mineraalse osaga ning on seetõttu kaotanud lahustumisvõime, nimetatakse humiinideks. Kreenhape on värvuseta; ta ise ning tema soolad (krenaadid) on vees kergesti lahustuvad. Õhu kätte jäetud kreenhappe vesilahusest eraldub pruunika sademena apokreenhape, mis lahustub vees kreenhappest mõnevõrra halvemini; leelismetallide ja kahevalentse raua apokrenaadid on vees kergesti lahustuvad, kolmevalentsete metallide apokrenaadid aga raskesti lahustuvad. Rõhutame veel kord, et ükski nendest «hapetest» pole mingi kindel keemiline ühend, vaid mitmesuguste ühendite keerukas kompleks.

Huumuse ülisuur osatähtsus mullas on määratud sellega, et ta esineb tavaliselt hüdrofiilse kolloidina, mille dispersioonikeskkonnaks on vesi, mis on võimeline temas neelduma; et ta on dünaamiline kompleks, mis pidevalt tekib orgaanilistest jäänustest ja pidevalt lagundub mikroobide toimel, olles seetõttu alaliseks süsihappegaasi ja ammoniaagi allikaks; et ta on mikroorganismidele energiaallikaks ning tekitab taimedele toitaineid, kuigi mitte otseselt, vaid nendesamade mikroorganismide elutegevuse kaudu. Mullas sisalduv orgaaniline aine on ühtlasi ka mulla mineraalse osa murenemise ja purdumise tähtsaimaks teguriks, soodustab mulla struktuuri moodustumist ning teatavates tingimustes stimuleerib taimede kasvu ja arenemist (olles üheks «kasvuaine» liigiks).

Orgaaniliste ainete lagundumise ning mullas elunevate organismide hingamise tagajärjel eraldub mullast pidevalt CO_2. See «mulla hingamine» on tähtsaimaks atmosfääri CO_2 allikaks ning järelikult varustab taimi fotosünteesi materjaliga.

116. Ainete ümberpaigutumine mullas ja kinnipidamine mulla poolt. Mulla tekkimine on väga dünaamiline protsess. Mullas toimub ühtede ainete pidev muundumine teisteks ning ainete vahetpidamatu ümberpaigutumine mullast taimedesse, taimedest mulda ja mullas kihist kihti ning kihi piirides üles, alla ja kõrvale.

Mulla orgaanilise aine muundumine on tingitud orgaaniliste jäänuste lagundumisest ning mineraalsete ainete omastamisest taimede poolt ja nende ainete sünteesimisest orgaanilisteks aineteks (taime kehas). Ainete ümberpaigutumine on seotud vee liikumisega. Seejuures liiguvad ained kas tavaliste lahustena või kolloidlahustena.

Lahuste liikumisel tekib rida füüsikalis-keemilisi nähtusi, millede tagajärjel ilmuvad uued ühendid.

Niisama tähtsad on mulla elus ka nähtused, mis esinevad seo-

ses mulla võimega mitmesuguseid aineid kinni pidada. See mulla neelamisvõime avaldub väga mitmel viisil.

Esmajärjekorras tuleb märkida nn. bioloogilist neelamisvõimet, s. t. lämmastiku ning tuhktoiduelementide omastamist mullast taimede poolt ning mulla rikastamist lämmastikuga teatavate bakterirühmade poolt (*Clostridium*, asotobakter, mügarbakter), kes on võimelised siduma õhu lämmastikku ja ehitama sellest oma keha valkusid.

Mullatekkeprotsessides etendab suurt osa ka mullaosakeste võime kinni pidada mullalahuses esinevaid ioone, andes kinnipeetute asemele mullalahusesse võrdse hulga mulla tahkes faasis sisalduvaid teisi ioone. See asendus-neelamisvõime ei ole omane kogu mullale, vaid ainult tema kõige peenestunumale (kolloidsele) osale.

Mullas kõige levinumate kolloidide hulka kuuluvad raud(III)-hüdroksüüdi ja alumiiniumhüdroksüüdi soolid, samuti ka räni-dioksüüdi (SiO_2) ja mangaandioksüüdi (MnO_2) soolid, huumusained jt.

Koaguleerumisel neelavad mulla kolloidlahused koagulatsiooni esile kutsunud ioone. Et mulla osakesed on enamikul juhtudel negatiivselt laetud, siis haaravad nad koaguleerumisel enamasti katioone ($K^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $H^{\cdot}$ jt.), kuigi võivad neelata ka anioone. Kui seejärel muld satub kokkupuutesse soolade lahustega, siis võib ta oma katioone vahetada (ekvivalentsetes hulkades) soolade katioonidega. Kui läbi mullakihi lasta NaCl lahust, siis on kerge märgata, et pärast niisugust «filtreerimist» sisaldab lahus vähem naatriumkloriidi kui enne, selle asemele aga on ilmunud kaltsiumkloriid, mida esialgses lahuses ei olnud. See seletub sellega, et muld andis osa oma kaltsiumist lahusele ning võttis selle asemele lahusest naatriumi.

Mulla tahkete osade võimet neelata mullalahusest ja siduda teatavaid soolasid ja aineid nimetatakse mulla füüsikalis-keemiliseks neelamisvõimeks. Kogu seda suure dispersiooniastmega (kolloidset) mullaosa, mis kirjeldatud neeldumist põhjustab, nimetatakse mulla neelavaks kompleksiks; see kompleks koosneb nii mineraalsetest kui ka orgaanilistest kolloididest.

Kõige nõrgemini neelduvad mullas $Na^{\cdot}$ ja $K^{\cdot}$, tugevamini $Mg^{\cdot\cdot}$ ja $Ca^{\cdot\cdot}$, veel tugevamini $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ ja $Al^{\cdot\cdot\cdot}$ katioonid. Samuti neeldub tugevasti $H^{\cdot}$ katioon; neeldunud vesiniku katiooni sisaldavat mulda nimetatakse alustega küllastumatuks.

$Na^{\cdot}$ katioonidega küllastunud muld dispergeerub kergesti, s. t. kokkupuutel veega laguneb teda moodustavateks kolloidseteks komponentideks. Mõnevõrra raskemini dispergeerub $H^{\cdot}$ iooniga küllastunud neelav kompleks. Veel raskemini dispergeeruvad kaltsiumi, raua ja alumiiniumi ioonidega küllastunud mullad; nende neelav kompleks jääb isegi pärast soolade kõrvaldamist lahusest kauaks muutumatusse, s. t. liikumatusse olekusse.

Niisiis iseloomustab mulla neelavat kompleksi see, et ta koosneb vees lahustumatutest kolloidsetest (väga peenestunud) mineraalsetest ja orgaanilistest ühenditest; kõige sagedamini ei ole nende ühendite osakesed vabad, vaid moodustavad suuremaid või väiksemaid agregaate, mis on tekkinud nende osakeste liitumisel üksteisega või suuremate osakestega.[2] Mulla neelava kompleksi suur disperssus tingib tema suure aktiivsuse elektrolüütide (lahustes ioonideks lagunevate ainete) ja kolloidlahuste suhtes, kusjuures põhiliseks (kuid mitte ainsaks) reaktsioonitüübiks on katioonide vahetus elektrolüütide ning nende molekulide vahel, mis moodustavad mulla neelava kompleksi tahkete osakeste pinna. Eriti reaktsioonivõimeline on mulla neelava kompleksi orgaaniline osa.

Tuginedes öeldule on kerge näha, missugust hiiglasuurt osa etendab vesi ja tema liikumine mulla elus, formeerumises ja arenemises. Veega moodustavad ühed ained molekulaarseid lahuseid, teised kolloidlahuseid. Koos veega kanduvad lahustunud ained ülalt alla või kapillaare mööda alt üles. Nii toimub ainete väljakandmine mõnedest mulla kihtidest ning nende kihtide vaesumine väljakantud ainetest ehk, mis on seesama, nende suhteline rikastumine kohalejäänud ainetega. Liikuvast mullalahusest eraldub mitmesuguste tingimuste mõjul osa temas sisalduvaid aineid kristallisatsiooni ja koagulatsiooni teel ning ühtlasi toimub teatavate ainete vahetus neelava kompleksiga. Järelikult saavad mõned mulla kihid uusi aineid, mis on kohale toodud teistest kihtidest.

Kui ainete ümberpaigutumine toimub pikka aega ühes ja samas suunas, siis jaguneb kogu mulla profiil mitmeks üksteisest küllalt hästi eristatavaks kihiks, nn. horisondiks. Need horisondid, mis iseloomustavad teatavat ainete bilanssi mullas, on mullatekkeprotsessile sedavõrd iseloomulikud, et nende esinemist peetakse vajalikuks komponendiks mulla mõiste määrangus. Seega ei ole muld lihtsalt mineraalse ja orgaanilise massi kobe segu, vaid omapärane pidevalt arenev looduslik-ajalooline keha, mille koostisosad on vahetpidamatus seaduspärases liikumises.

Mullas, kus valitseb lahuste liikumine ülalt alla, eristatakse kõige sagedamini kolme peamist horisonti. Kõige ülemist horisonti, milles põhiliseks protsessiks on huumuse kogunemine, nimetatakse akumulatiivseks huumushorisondiks. Selle all asetseb eluviaalhorisont ehk väljauhtehorisont, mida iseloomustab peamiselt ainete väljakanne. Sellest veel allpool asub illuviaalhorisont ehk sisseuhtehorisont, kuhu kogunevad ülemistest (mõnikord ka allpool asuvatest) horisontidest kohale kantud ained. Illuviaalhorisondi all lasub lähtekivim, s. t.

---

[2] See seletub sellega, et mulla neelava kompleksi osakestel on molekulaarne külgetõmbejõud (seda suurem, mida väiksemad on osakesed) ja võime liituda mullalahuse elektrolüütide mõjul; seetõttu tsementeerivad nad teisi osakesi ja moodustavad struktuurseid agregaate.

mullatekkest puutumata kivim, mis omal ajal oli lähtematerjaliks mulla mineraalse massi moodustumisel.

Iga horisonti tähistatakse kindla sümboliga. On olemas mitu tähistamissüsteemi; näited nende süsteemide kohta on esitatud allpool.

Horisont	Sümbolid
Akumulatiivne	A_1 või A või H
Eluviaalne	A_2 „ B „ E
Illuviaalne	B „ C „ I
Lähtekivim	C „ D „ M

Muldades, kus lahuste liikumine toimub valdavalt alt üles või kus esineb kaks vastassuunalist vertikaalset veevoolu, võib geneetiliste horisontide asetus kirjeldatust erineda.

Horisontide nimetused peegeldavad ainult neis valdavalt toimuvaid protsesse.[3] Eri muldades võivad horisondid olla hästi või halvasti välja kujunenud, eraldatud üksteisest selgete piiridega või seotud järkjärguliste üleminekutega, erineda suurema või väiksema paksuse poolest, olla ühtsed või jaguneda allhorisontideks jne. Kõigi nende tunnuste kombinatsioonid, samuti ka horisontide värvus, nende mehaaniline[4], mineraloogiline ja keemiline koostis ning struktuursus[5] on iga mullatüübi puhul erinevad: mulla profiil peegeldab mullatekkeprotsessi arenemise teatavat staadiumi.

117. Mullatekketegurite üldine iseloomustus. Kõigest eeltoodust nähtub, et mullatekkeprotsessi moodustavad paljud vastastikuses sõltuvuses olevad ning vastuolulised üksikud protsessid. Mullas toimub:

1. Mineraalsete ja orgaaniliste ainete lagunemine, millele alluvad niihästi lähtekivimi ained kui ka mulda selle eksisteerimise ja arenemise vältel juurde tulnud ained.

2. Mulla esialgsete ainete ning nende lagunemisproduktide ümberpaigutumine.

3. Ümberpaigutuvate ainete kogunemine mulla eri osadesse lahustest väljasadestumise ning koaguleerumise tagajärjel.

4. Uute ühendite moodustumine ümberpaigutuvate ainete omavahelise vastastikuse mõju ja nende ning lähtekivimi ainete vastastikuse mõju resultaadina.

5. Ainete vahetus taimede ja mulla vahel, mis tingib orgaanilise aine pideva ülemineku mineraalseks aineks ja mineraalse aine pideva ülemineku orgaaniliseks aineks.

Kui need protsessid kestavad teatava aja, omandab muld kindla profiili ning jaguneb horisontideks, kusjuures iga hori-

---

[3] Nii näiteks horisont, mis on ühtede ainete suhtes eluviaalne, võib samal ajal olla teiste ainete suhtes akumulatiivne või illuviaalne.

[4] Mehaaniline koostis on erinevate läbimõõtudega osakeste suhteline sisaldus mullas.

[5] Mulla mehaanilise koostise väikeste elementide omadus ühineda mitmesuguse suuruse ning iseloomuga (tompjateks, pähkeljateks, teralisteks jt.) agregaatideks.

sondi püsivuse ning väljakujundatuse astme määrab teatavate ühendite bilanss. Geneetiline horisont muutub pidevalt. Mullatekkeprotsess on ajaliselt pidev. Oma arenemises läbib ta rea staadiume, kusjuures igale staadiumile vastab kindel mullatüüp.

Pole raske järeldada, et mullatekkest võtavad osa järgmised tegurid.

Kivimid moodustavad mulla mineraalse osa ning on mullatekkeprotsessist osa võtva energia allikaks (keemiline energia, pinnaenergia, soojusenergia). Kivimite koostis avaldab kahtlemata mõju mulla iseloomule. Mullatekkeprotsessi iseloomu ning intensiivsuse ühtedes või teistes hüdrotermilistes tingimustes määrab teatavas ulatuses kivimite keemiline ja mehaaniline koostis. Teiste mullatekketegurite võrdsuse puhul moodustuvad erinevatel kivimitel siiski üht ja sama tüüpi mullad ning vastupidi, mullatekketegurite erinevuse puhul tekivad ühtedest ja samadest kivimitest erinevad mullad.

Organismid. Taimestiku osa mullatekkeprotsessis on väga suur, sest surnud taimed ja nende osad on mulla huumuse peamiseks allikaks, elavad taimed aga võtavad mullast mineraalseid aineid, kontsentreerivad hajutatud ühendeid ja muudavad neid oma keha orgaaniliseks aineks. Elavate ja surnud taimsete mullatekketegurite vahendajateks on mikroobid. Nad mineraliseerivad orgaanilisi aineid, muutes neid taimedele uuesti kättesaadavaks. Mikroorganismide puudumisel toimuks lagunemine väga aeglaselt. Palju väiksemat osa etendavad mulla elus loomad, kuid ka nende tegevust ei või ignoreerida: mutid segavad mulda ja uuristavad sellesse käikusid, kergendades niiskuse ja õhu juurdepääsu mullale; ussid neelavad mulda, lasevad selle läbi oma seedetrakti ja heidavad siis uuesti välja, suurendades sellega orgaanilise aine hulka mullas. Mulla «elanikkond», mis koosneb sipelgatest, tigudest, puukidest, ämblikest, kakanditest, hulkjalgsetest, vihmaussidest ja teistest selgrootutest, kõigub arvuliselt 3,5 miljonist 38 miljoni isendini hektari kohta, kui võtta ainult mulla ülemine, 20—25 cm tüsedune kiht.

Kliima on üks tähtsamaid mullatekketegureid, mis mõjub kogu protsessile otseselt ja kaudselt. Ta avaldab mõju murenemise iseloomule ja intensiivsusele ning sellega üht või teist tüüpi mulla mineraalse massi moodustumisele. Ta avaldab mõju mikroorganismide elutegevusele ning järelikult mulla orgaanilise massi kvaliteedile ja kvantiteedile. Ta määrab tunduvas ulatuses mulla niiskuse ja veerežiimi, suunates sellega ainete ümberpaigutumist ning mulla diferentseerumist horisontideks. Lõpuks sõltub kliimast antud rajooni rikkalikum või kehvem taimestik ja selle taimestiku iseloom.

Reljeefi iseloom avaldub mullatekkes, sest reljeefivormide kõrgusest sõltub kliima ning taimkatte jaotus, nõlvade kallakus määrab niiskuse mulda tungimise astme (või selle valgumise

nõlva mööda alla), ekspositsioonist aga olenevad valgustuse ja soojenemise tingimused.

Inimene suunab teadlikult ja aktiivselt mullatekkeprotsessi muldade niisutamise või kuivendamisega, taimkatte istutamise või hävitamisega, muldade mehaanilise harimise ja nendesse mitmesuguste väetiste viimisega jne. Maakeral kujunevad asustatud punktides inimese tegevuse mõjul erilised kultuurmullad.

Aja jooksul mullad muutuvad, läbides teatavaid kindlaid staadiume. Muldade formeerumist tuleb lugeda küllalt kiireks protsessiks. Kurgaanide lahtikaevamisel Izjumi ja Artjomovski vahelises stepis tehti kindlaks, et mustmulla tüsedus looduslikus stepis (0,75 m) on kaks korda suurem kui kurgaani all (0,33—0,40 m). Kuna kurgaanid seisavad siin umbes 6000 aastat, on kerge arvutada, et mustmulla tüsedus suurenes 100 aastaga 5—6 mm võrra ning mustmulla tekkimine algas umbes 12 000 aastat tagasi.[6] Ühe või teise mullatüübi vanust ei tule aga ära segada antud koha muldkatte vanusega, sest muldkate võib olla eelmiste geoloogiliste perioodide jooksul toimunud pikaajalise seaduspärase evolutsiooni produktiks.

Omandades arenemisprotsessis teatavaid iseärasusi ning omadusi, reageerib muld aktiivselt igasugustele välismõjudele, neid endas muutes ja moonutades. Sõltuvalt oma värvusest, struktuursusest, veeläbilaskvusest, mehaanilisest koostisest ja muust võib muld jääda suhteliselt kuivaks vaatamata sademete rohkusele, ning vastupidi, olla suhteliselt niiske kuivas kliimas; vaatamata suurele saadavale soojushulgale võib muld jääda suhteliselt külmaks, sest näiteks heledad mullad peegeldavad palju päikesekiiri, märjad mullad kulutavad palju soojust vee aurumiseks jne. Rääkides kliima tähtsusest, peame järelikult silmas pidama, et mullatekkeprotsessi suhtes on tähtis mitte atmosfääri kliima, vaid mulla kliima, mis sõltub küll alati atmosfääri kliimast, kuid erineb sellest siiski erakordselt tugevasti.

Mullatekke suhtes on tähtis kõigi loetletud tegurite kooslus, kogu nende kompleks. Nende tegurite koosmõju ja võitluse resultaadina saab mullatekkeprotsess ühe või teise tegeliku suuna. Mullatekkeprotsessi olemus seisab erinevate tegurite koosesinemisest ning vastastikusest mõjust tingitud vastuolude lahenemises.

Asume nüüd üksikute tähtsamate mullatüüpide ning nende arenemist kõige enam soodustavate tingimuste konkreetsele analüüsimisele.

118. Mustmullad. Mustmullad arenevad stepivööndis. Nad võivad tekkida ja tekivadki igal lähtekivimil (Ukrainas graniitidel, Taga-Kaukaasias basaltidel), kuid kõige rohkem soodustavad mustmuldade kujunemist lössilaadsed kivimid. Lähtekivimi iseloom mõjutab mulda ja koos reljeefiga tingib näiteks mitmesuguste mullaerimite tekkimise. Siiski jääb mullatekkeprotsessi

[6] П. Ефименко, Первобытное общество, 1938, стр. 25.

suund samaks, olles tõendiks selle kohta, et mulla moodustumist reguleerib antud juhul mingisugune üldisem põhjus. See üldisem põhjus on kliima[7] ja taimkatte iseloom.

Kliima on steppides kuiv. See on tingitud nii väikesest (400—500 mm) sademete hulgast kui ka sellest, et sademed langevad peamiselt suvel, mil temperatuurid on kõrged ning järelikult aurumine suur. Sellest asjaolust võib teha rea järeldusi:

1. Et niiskust on vähe, uhutakse muld nõrgalt läbi. Sellest on tingitud mulla profiili nõrk jagunemine horisontideks, alustega rikastumine (neid ei uhuta mullast peaaegu sugugi välja) ja ainult kergesti lahustuvate ainete kandumine ülemistest horisontidest alumistesse.

2. Steppides areneb ainult rohttaimestik. Et see aga igal aastal sureb, siis lasundub mulda igal aastal väga suur kogus orgaanilist ainet nii taimede maapealsete osade jäänuste kui ka nende tiheda juurestiku jäänuste kujul.

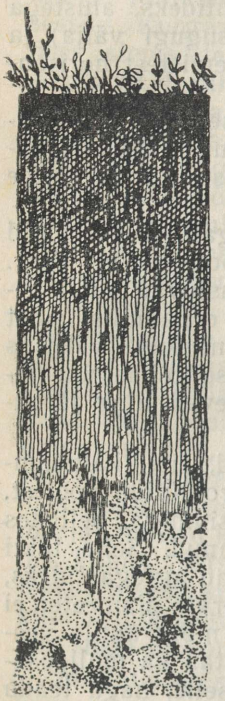
3. Orgaanilised ained mineraliseeruvad nõrgalt. Suvel muld kuivab, sügisel külmub, kui lumikatte paksus pole küllalt suur. Järelikult biokeemilised protsessid talveks aeglustuvad või lõpevad. Kõrged suvised temperatuurid soodustavad orgaanilist ainet lagundavate mikroorganismide tegevust, kuid niiskuse vähesus pärsib seda. Selle tagajärjel orgaanilised jäänused ei lagune lõpuni. Mittetäieliku lagunemise produktid kogunevad ning järelikult peab muld olema huumuserikas.

4. Lähtekivim (löss) sisaldab palju soolasid, eriti kaltsiumkarbonaati. Seetõttu on mullalahus rikas elektrolüütide poolest, mulla neelav kompleks aga on küllastunud kaltsiumiga. Sellistes tingimustes peavad kolloidid olema koaguleerunud. Selle fakti tagajärjed on kahesugused: mullaosakesed liituvad agregaatideks, moodustades püsiva sõmeralise struktuuri (sõmerate diameeter ei ületa mõnd millimeetrit), mis avaldab soodsat mõju mulla veeja õhurežiimile; struktuuri moodustumist soodustab ka mullaosakesi tombukesteks jaotav tihe juurestik. Peale selle, nagu teada (§ 116), alluvad kaltsiumiga küllastunud koaguleerunud orgaanilised kolloidid raskesti isegi suurte veehulkade purustavale toimele, s. t. muutuvad püsivaks, mis soodustab vee purustava tegevuse ning mullast väljakandmise eest kaitstud huumusainete kogunemist. Teiste sõnadega, huumuse akumulatsioon mustmuldades ei ole tingitud ainuüksi sellest, et orgaaniliste ainete biokeemiline lagunemine toimub ainult kevadel, mil mullas on küllaldaselt niiskust, vaid ka lähtekivimi omadustest, sest kivim sisaldab palju elektrolüüte, nende hulgas ka sellist aktiivset koagulaatorit nagu kaltsiumi ioon.

Kõik kirjeldatud tunnused on omased tüüpilisele mustmullale. Selle profiilis võib eristada kaht põhilist horisonti: huumushori-

[7] Л. И. Прасолов, Чернозем как тип почвообразования, «Почвы СССР», т. I, М.—Л., 1939.

sonti ja karbonaatset horisonti (joon. 66). Huumushorisont on tume, peaaegu must, sest ta sisaldab 4—18% huumust. Ta esineb eluviaal-akumulatiivse horisondina (sest huumus koguneb temasse, kuid lihtsad soolad ning mõned orgaanilised ained uhutakse välja) ning jaguneb A- ja B_1-allhorisontideks. Eluviaalprotsessi nõrkuse näitajaks on see, et mulla koostis muutub horisontide viisi vähe. Ainult alumistes horisontides võib täheldada märgatavat karbonaatide kogunemist.



Joon. 66. Mustmuld.

Hästi välja kujunenud sõmeralise struktuuriga musta A-horisondi tüsedus on 50 cm ja üle selle. B_1-horisont (tüsedus 50—70 cm) on peaaegu sama värvusega, kuid HCl lahusega mõjutamisel alumises osas juba keeb, mis näitab, et karbonaadid pole temast täielikult välja uhutud. Hallikaskollane B_2-horisont (tüsedus 40—60 cm) keeb HCl lahusega mõjutamisel väga tormiliselt ning kaltsiumkarbonaadi eraldumine valgete laigukestena on siin väga rikkalik. Kõik kirjeldatud horisondid sisaldavad huumusaineid ning nende värvuse muutumine näitab huumuse vähenemist profiilis ülalt alla. Tüüpilise mustmulla lähtekivimiks on löss.

Stepivööndi looduslike tingimuste mitmekesisuse tõttu esineb palju mustmulla erimeid. Mida kuivem on kliima, seda vähem sisaldavad mustmullad huumust; peale selle muutub A-horisondi tüsedus, mulla leostumise aste jne. Mitte tungides siin kõigi nende erimite käsitlusse, märgime ainult, et tüüpilised mustmullad jagatakse huumusesisalduse alusel rammusateks mustmuldadeks (huumust üle 10%), tavalisteks mustmuldadeks (6—10%) ja lõuna-mustmuldadeks (4—6%). Need alltüübid jagunevad omakorda huumushorisondi tüseduse järgi tüsedateks (üle 80 cm), keskmise tüsedusega (50—80 cm) ja õhukesteks (alla 50 cm) mustmuldadeks.

119. Leetmullad. Püüame nüüd kujutleda, kuidas peab toimuma mullatekkeprotsess stepikliimast niiskemas mõõdukas kliimas. Sel eesmärgil vaatleme mullateket metsavööndis, kus kujunevad leetmullad.

Metsavööndis langeb 500—600 mm sademeid, mis jaotuvad enam-vähem võrdselt kogu aastale. Sademete hulga poolest erinevad metsad seega steppidest üsna vähe, kuid seoses madalate temperatuuridega kulub metsavööndis vee aurumiseks palju vähem niiskust, nii et järelejäävast niiskusest piisab puude kasvuks

ning mulla küllalt intensiivseks läbiuhtumiseks. Et sademeid langeb rohkem kui aurub, peab mullas valitsema laskuv veevool ja vees lahustuvad ained peavad ümber paigutuma ülalt allapoole. Selle tagajärjel vaesuvad ülemised horisondid lahustuvatest ainetest, alumised horisondid aga rikastuvad nendega ja horisondid erinevad üksteisest teravalt.

Kogu metsataimestik ei sure igal aastal nagu stepitaimestik. Mulda lasundub ainult lehtedest, okastest, oksakestest, koorest ja muust koosnev vare, mida tuleb keskmiselt 3000—5000 kilogrammi hektari kohta aastas.[8]

Ka see väike orgaanilise aine kogus hävib kiiresti lagunemise tõttu, sest niiskust on piisavalt.

Et vaikusid ja parkaineid sisaldav vare on happeliste omadustega, siis ei lagunda teda bakterid, vaid seened. Seejuures tekkiv nõrga värvusega happeline huumus (kreenhape) lahustub hästi vees, mistõttu laskuv veevool uhub ta välja. Teiste sõnadega, huumust koguneb mulda väga vähe.

Orgaaniliste ainete happelised lagundumisproduktid astuvad tõeliste lahustena ja kolloidlahustena kontakti mineraalsete osakestega ja lagundavad neid, lagundumisproduktid aga kanduvad veega alla. Et ülalt tungivad kogu aeg sisse happelised lahused, siis toimub mineraalsete osakeste lagundumine pidevalt.

Sel teel kantakse ülemistest horisontidest välja kõik oksüüdid peale erakordselt vastupidava kvartsi. Veel enam: peened mineraalsed fraktsioonid, millede pind on väga suur, lagunduvad ja kanduvad happeliste lahuste toimel välja eriti intensiivselt, mille tagajärjeks on kahtlemata ülemiste horisontide vaesumine peenesest.

Alumistes horisontides pole enam happeid (nad on jõudnud teel osalt lagunduda, osalt neutraliseeruda) ning protsess toimub anaeroobsete bakterite osavõtul (sest ülemised, niiskusest küllastunud horisondid ei lase õhku läbi), mis lagundavad krenaatide kreenhapet, muundades seda apokreenhappeks ning moodustades lahustumatuid kolloidseid amorfseid raua-, mangaani- ja alumiiniumiühendeid. Peenesega rikastumise tagajärjel moodustub tihe illuviaalhorisont.

Vastavalt kirjeldatule on leetmuldadele eriti iseloomulik järgmine profiil (vt. joon. 67):

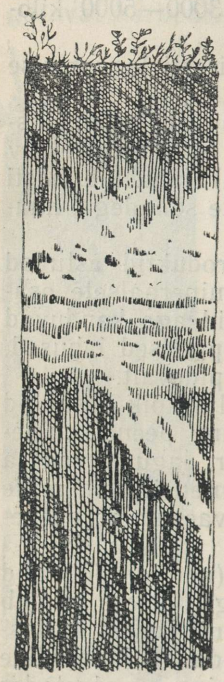
A_0 — mõne sentimeetri tüsedune hall varekiht;

A_1 — akumulatiivne huumushorisont, värvuselt pruun või hall, sest huumust on temas tühine hulk (1 kuni 3—4%);

A_2 — eluviaalne leethorisont (tuhakarva, sageli peaaegu päris valge), struktuuritu; koosneb peaaegu täielikult ülipeenest kvartsliivast, s. t. leostumise suhtes kõige püsivamast mineraalist; tema hele värvus on seletatav sellega, et värvained (huumus, raua- ja mangaaniühendid) on temast välja uhutud;

[8] С. А. Ваксман, Гумус, 1937, стр. 224.

B — pruun, roostekarva või punakas, sest siin peetakse kinni raud(III)oksüüd ja alumiiniumoksüüd; tihe, sest sisaldab rohkem peenemaid fraktsioone kui ülemised horisondid, — see on leetmuldadele iseloomulik joon; tüüpiline illuviaalne horisont, kus koaguleerub oluline osa A_1- ja A_2-horisontidest pärinevatest ainetest (kuid mitte kõik ained, sest tunduv osa nendest kandub põhjavette); raua kogunemine on vahel sedavõrd intensiivne, et temast moodustuvad tihedad vahekihid (ortstein) [9].



Joon. 67. Leetmuld.

Kogu mullaprofiili keskmine tüsedus on umbes 1 m. Sõltuvalt protsessi intensiivsusest võivad mõned horisondid puududa (A_1) või olla väljakujunemata (näiteks A_2), mõned neist aga võivad olla jaotunud allhorisontideks (B_1, B_2, B_3).

Segametsa võlvi all rohttaimedega kaetud alal avaldab leetetekkeprotsessile mõju nn. kamardumisprotsess, mille käigus tekivad kamar-leetmullad.

Metsa rohttaimed ning lehtpuude vare varustavad mulda tuhktoiduelementidega (eriti kaltsiumiga) paremini kui okaspuude vare. Orgaaniliste jäänuste lagundamisest võtavad seente kõrval osa ka bakterid, mis soodustab püsivamate huumushapete (humiinhapete) tekkimist. Kamardumisprotsessi olemus seisabki humiinhapete kogunemises, mis enam või vähem on küllastunud alustega ning rikastunud teiste tuhktoiduelementidega.

Selle tagajärjel moodustub varekihi all (varekihi tüsedus on kõigest 2—4 cm, sest õhu vaba juurdepääsu tõttu mulla pinnale lagundub ta intensiivselt ning tema alumine osa muutub huumuseks ja mineraalseteks aineteks) taimejuurtega tihedasti läbipõimitud hall või tumehall kamarhorisont; ka õhu vähese juurdepääsu tingimustes kõdunevad juured on mineraalseid osakesi kilena katva huumuse allikateks. Kamarhorisondi (huumushorisondi) all asub leethorisont ja veel sügavamal pähkelja struktuuriga ning raua ja huumuse toimel vähem intensiivselt (võrreldes leedemulla analoogilise horisondiga) värvunud illuviaalhorisont.

120. Lateriitmullad. Murenemine ning orgaaniliste jäänuste lagundumine on eriti intensiivne siis, kui niiskuse küllusega kaasnevad kõrged temperatuurid. Sellised tingimused esinevad troopilistel ja subtroopilistel aladel. Aasta läbi pidevalt toimuv mure-

[9] Ortstein on sadestunud huumusefraktsioonide, ränidioksüüdi, raud(III)-hüdroksüüdi ja alumiiniumhüdroksüüdi segu.

nemine (mis on palju kordi intensiivsem kui mõõdukates laiustes) hõivab seal pinnakihi mõnel juhul mitmekümne meetri tüseduselt ja moodustab massiivsetel kristalsetel kivimitel omapärase punasevärvuselise murenemiskooriku. Selle kooriku alumine, vahetult lähtekivimil lasuv osa (nn. lagundumishorisont) koosneb valgest kergesti peenestuvast savisest massist, mis säilitab veel lähtekivimi struktuuri jälgi. Ülemine osa (rikastumishorisont), mida nimetatakse värvuse järgi lateriidiks (ladina k. *later* — tellis), koosneb peenest punasest savist, mis sisaldab raud- ja alumiiniumhüdroksüüdi konkretsioone. Rauasisaldus kõigub tugevasti (2—80%), olles tavaliselt suur; küllaltki oluline on alumiiniumisisaldus (50—65%). Profiilis lähtekivimist lateriidi suunas suureneb raua ja alumiiniumi hulk, ränidioksüüdi hulk aga väheneb; viimases arenemisstaadiumis muutub lateriidi pind raua külluse tõttu lausaliseks rauakoorikuks.

Lateriit on põhiliseks lähtekivimiks troopiliste ja subtroopiliste maade mitmesugustele muldadele.

Niisketes troopilistes metsades moodustab aastane värske orgaanilise aine produktsioon 100—200 t hektari kohta, kuid kõrgete temperatuuride ja rikkaliku niiskuse tõttu toimub selle mineraliseerumine suure kiirusega ning huumust ei kogune mulda. Lähtekivim on aluste poolest vaene, taimejäänuste lagundumisel vabanevad alused aga uhutakse intensiivselt mullast välja. Seetõttu ei piisa neid huumushapete neutraliseerimiseks ja viimased soodustavad kolmevalentsete metallide oksüüdide lahustumist ning väljauhtumist sellest horisondist, mis asub vahetult varekihi all. Kolmevalentsete metallide oksüüdidest vaesunud ning seega suhteliselt kvartsiga rikastunud horisont omandab leethorisondile iseloomulikud jooned. Selliseid muldi nimetatakse troopilisteks leetmuldadeks.

Rohttaimestiku esinemise puhul areneb niisketes troopilistes metsades nagu parasvöötme metsadeski kamardumisprotsess ja kujunevad troopilised kamar-leetmullad.

Vahelduvalt niiske kliimaga (s. t. kuiva- ja vihmaperioodide vaheldumisega) maades moodustuvad punasevärvuselisel murenemiskoorikul sõltuvalt taimkatte tüübist kas troopilised metsa-pruunmullad või savannide punakaspruunid mullad. Esimesed on iseloomulikud mussoonmetsadele. Rohttaimestik on nendes metsades rikkalikum kui niisketes troopilistes metsades, mistõttu kamardumisprotsess areneb seal paremini. Selle tagajärjel toimub huumuse kogunemine mulda, mis omakorda soodustab ülemiste mullahorisontide alustega rikastumist ning järelikult happesuse vähenemist. Orgaaniliste jäänuste mineraliseerumisel tekkivad kolmevalentsete metallide oksüüdid uhtuvad nendes tingimustes vähem välja, kuivaperioodil aga tõusevad nad koos kapillaarveega isegi ülemistesse horisontidesse. Teisest küljest on muldade «läbipesemine» vihmaperioodil taimejäänuste lagunemisel moodustuva ränihappe väljakandumise põh-

juseks. Tagajärjeks on mulla profiili ülemiste osade rikastumine kolmevalentsete metallide oksüüdidega. Et huumus on troopikas ja subtroopikas heleda värvusega, siis määrab mulla profiili üldise värvuse (punakaspruun) lähtekivimi värvus.

Mullatekke iseloom troopilistes metsasteppides (savannides) on täielikult sõltuv sealse rohttaimestiku iseärasustest. Rohu küllus soodustab huumuse kogunemist. Ülemised mullakihid küllastuvad ränidioksüüdiga (sügavaleulatuva juurestiku abil alumistest horisontidest ränidioksüüdi hankivate kõrreliste lagunemise tagajärjel) ning kolmevalentsete metallide oksüüdidega, mida sinna kuival aastaajal kannavad tõusvad veevoolud. Ränihappe ning kolmevalentsete metallide oksüüdide vastastikusel toimel tekivad keerukad nn. savimineraalid, millede küllus ülemistes horisontides moodustab savannide punakaspruunide muldade ühe tähtsama tunnuse.

121. Mullateke kuivades piirkondades. Võttes mustmulla moodustumise mullatekkeprotsesside analüüsi lähtepunktiks, jälgisime nende protsesside muutumist esiteks niiske mõõduka kliima ja seejärel niiske sooja kliima tingimustes. Selgus, et mida rohkem on niiskust, seda intensiivsemalt toimub lahustuvate ühendite väljauhtumine mullast ja seda ebasoodsamad on tingimused huumuse kogunemiseks, sest orgaanilised ained mineraliseeruvad peaaegu täielikult ja nende väljauhtumine on väga intensiivne.

Nüüd tutvume sellega, kuidas toimub mullateke kliima suureneva kuivuse tingimustes. Etalooniks jääb endiselt mustmuld.

Mida vähem niiskust satub mulda, seda nõrgemini toimub eluviaalne protsess. Välja kantakse ainult kergesti lahustuvad soolad ja needki väikesele sügavusele. Järelikult läheneb soolastunud horisont kuivuse suurenemisel üha rohkem pinnale, horisontide keemilise koostise erinevused vähenevad ning koos sellega muutuvad ebaselgeks horisontide piirid.

Väheneb ka muldade huumusesisaldus, sest kuivas kliimas muutub taimkate algul kehvemaks, seejärel hõredamaks ning kõrbelistes tingimustes lakkab olemast lausaline; seal on taimkattega alad üksteisest eraldatud taimkatteta aladega. Järelikult väheneb orgaanilise aine lasundumine mulda. Teisest küljest intensiivistub kõrgete temperatuuride ja hapniku vaba juurdepääsu tõttu orgaanilise aine mineraliseerumine, olgugi et see toimub väga lühikesel ajavahemikul (kui on niiskust).

Kuivadele piirkondadele on iseloomulikud kastanmullad, pruunid mullad ja hallmullad — esimesed suhteliselt niiskematele aladele, viimased kõrbealadele. Asetades need mullad ritta ning võrreldes neid omavahel, on kerge märgata, et selles reas avalduvadki need üldised tendentsid, mida me märkisime, käsitledes mullatekkeprotsessi üleminekut niiskematest piirkondadest kuivematesse. Kastanmuldades on huumust vähem kui mustmuldades (3—4%), millega seletub ka nende kastanpruun värvus; nende neelav kompleks on küllastunud peamiselt kaltsiumi ja magneesiumiga; vees

lahustuvad ained on ülemistest horisontidest välja kantud ja kogunenud illuviaalhorisontidesse. Tunnused on üldiselt needsamad, mis mustmuldadel, — erinevus on siin peamiselt kvantitatiivne. Seetõttu mõned autorid arvavadki, et kastanmullad (tumekastanmullad) kujutavad endast üht mustmulla tekkimise staadiumi: kui kliima muutuks niiskemaks, läheks see muld üle mustmullaks.[10] Kastanpruuni värvusega A-horisont, mille tüsedus on kuni 25 cm, keeb HCl toimel. B_1-horisont on helekastanpruun, keeb tormiliselt ja tema tüsedus ulatub 30—50 sentimeetrini. B_2-horisont (illuviaalne, tüsedus 30—40 cm) on selgelt karbonaatne.

Kastanmuldadele on lähedased pruunid mullad. Nende genees pole täielikult selge, kuid geograafilises suhtes liituvad nad sedavõrd tihedalt kastanmuldadega, et ühes ja samas paigas vahelduvad sageli isegi mikroreljeefi mõjutusel mõlemad mullatüübid, moodustades üheskoos komplekssе (mosaiiksuse mõttes) muldkatte. Mitmekesiste mikroreljeefi vormidega on määratud erinevad leostumise ning soojenemise tingimused, mitmesugune taimkate jne. Huumust on pruunides muldades veel vähem (1—3%); ülemine horisont on hallpruun (10—15 cm), selle all asub hallika tooniga pruun horisont (30—50 cm), veel sügavamal karbonaatne horisont (30—40 cm); nagu näeme, on mulla profiil lühem.

Hallmuldades on mullatekkeprotsess veel vähem intensiivne: mulla horisondid on vähe diferentseerunud, soolad on kantud väikesele sügavusele, huumust pole rohkem kui 1—1,5%. Heledates hallmuldades võib ülalt alla eristada järgmisi horisonte: helehall huumushorisont (tüsedus 12—15 cm); heledama värvusega üleminekuline huumushorisont; kahkjaskollane, eriti lubjarikas (valged laigud, konkretsioonid) lubjahorisont; kahkjaskollane kipsihorisont (kipsikristallikeste sooned ja pesad); soolahorisont, kuhu on kogunenud kergesti lahustuvad soolad (keedusool, glaubrisool, magneesiumsulfaat).

122. Soomullad. Kõigil käsitletud juhtudel iseloomustas mullatekkeprotsessi murenemisproduktide väljakanne laskuva veevooluga alumistesse horisontidesse. Seda laadi mullad moodustavad niinimetatud eluviaalse rea. Nagu nägime, avaldub eluviaalprotsess niisketes piirkondades tugevasti, kuid humifikatsioon (huumuse kogunemine) nõrgalt (leetmullad, kamar-leetmullad, troopilised leetmullad jt.). Niiskete ja kuivade alade vahelistes üleminekupiirkondades on eluviaalprotsess nõrgendatud (toimub ainult lihtsate soolade — karbonaatide, sulfaatide, kloriidide, nitraatide — leostumine), humifikatsioon aga on tugevam (mustmullad); lõpuks, kuivades piirkondades avalduvad nii eluviaalprotsess kui ka humifikatsioon väga nõrgalt ning seejuures ainult pindmises horisondis: toimub ainult aluseliste soolade mittetäielik leostumine

[10] Л. И. Прасолов, И. Н. Антипов-Каратаев, Каштановые почвы, «Почвы СССР», т. I, 1939.

(kastanmullad, pruunid mullad, hallmullad). Kõik need tüübid on muidugi omavahel seotud mitmesuguste üleminekuastmetega.

Esineb aga ka mullatekkeprotsesse, mille puhul murenemisproduktide väljakanne laskuva vooluga kombineerub ajuti või pidevalt põhja- või pinnavete vastassuunalise tegevusega. Seda laadi mullad moodustavad hüdromorfse rea.[11] Sellesse kuuluvad soomuldade rühm ning solonetsi-solontšakimuldade rühm.

Soomullad kujunevad liigniiskuse olukorras ja tingimustes, kus vesi liigub mullas äärmiselt aeglaselt või seiskub. Sellisel liigniiskusel on tavaliselt kohalik iseloom ja järelikult erineb see osaliselt antud piirkonnale omastest klimaatilistest tunnustest, sõltudes olulisel määral põhjavete juurdevoolust. Sootüübiline mullatekkeprotsess esineb metsatundras, metsavööndis, stepipiirkondades (peamiselt jõelammidel) jne.

Liigniiskus raskendab õhu pääsu mulda, mille tagajärjeks on esiteks orgaaniliste jäänuste lagundumise järsk aeglustumine ja nende kaugelt mittetäielik lagundumine, mis viib turba kogunemisele; teiseks arenevad mulla mineraalses osas anaeroobsete bakterite mõjul laialdaselt redutseerumisreaktsioonid [raud(II)oksüüdi tekkimine]. Mullavee äärmiselt aeglase liikumise tõttu on tuhkainete leostumine väga nõrk. Mulla mineraalses osas toimuvad redutseerumisprotsesse (mis on tingitud sellest, et orgaaniliste jäänuste lagundumine anaeroobses keskkonnas toimub hapniku eraldumise arvel oksüüdsetest ühenditest) ning alumosilikaatide lagundumist hüdroksüüdideks ja ränihappeks nimetatakse mulla gleistumiseks.

Seega on soomuldadele iseloomulik esiteks turbahorisondi kujunemine, millesse ei kogune niivõrd huumust, kuivõrd poollagundunud orgaanilist ainet, ja teiseks omapärase kleepuva rohekassinise, raud(II)oksüüdiga rikastunud savist või liivsavist koosneva gleihorisondi (tähistatakse sümboliga G) moodustumine turvastunud kihi alla.

Sõltuvalt nende mõlema horisondi arenemisastmest eristatakse soomuldade ja soostunud muldade arvukaid variante.

Turvas-gleimullale on omane turba- ja gleihorisondi ning nende vahel asuva nõrga värvusega (gleistumise tunnustega, kuid olemuselt leetelise) horisondi esinemine. Kui turbahorisont puudub ja gleihorisont asub vahetult tavalise A_1 all, siis on tegemist kamar-gleimullaga, jne.

123. Solontšakid ja solonetsid. Solontšakkide ja solonetside arenemine on kõige tihedamalt seotud muldade ja pinnaste sooldumisega. Sooldumine võib olla primaarne, kui ta on põhjustatud soola sisaldavate mere- või järvesetete avanemisest maapinnal, kuid ta võib olla ka sekundaarne, olles tingitud pinna- või põhjavete tegevusest. Peamiseks soolade allikaks maismaal tuleb siiski

[11] Л. И. Прасолов, Генетические типы почв и почвенные области европейской части СССР, «Почвы СССР», т. I, 1939.

lugeda massiivsete kivimite murenemist, millega kaasneb karbonaatide, sulfaatide, kloriidide ja teiste soolade tekkimine. Soolade pinnasesse kogunemise peamiseks tingimuseks on vastava reljeefi esinemine kuivas kliimas ning pikemaajaline soolade juurdevool mingisugusesse äravooluta piirkonda (sest äravoolu puudumine garanteerib soolade kontsentreerumise antud territooriumile). Seega on pinnase soolasus kliima funktsioon.[12] Isegi primaarne sooldumine, mis näiliselt ei sõltu kliimast (soola sisaldavad lademed võivad avaneda maapinnal ükskõik missuguses klimaatilises piirkonnas, sest mereosade kuivenemine sõltub maakoore liikumisest), ei lükka ümber seda seisukohta, sest niiskes kliimas toimub soolade leostumine ning mitte nende kogunemine.

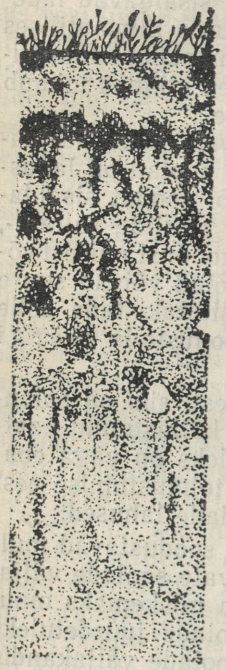
Kõige sagedamini tekitab solontšakke põhjavete tõus. Seejuures sõltub solontšaki iseloom sellest, missugused soolad on lahustunud tõusvates põhjavetes: kloriide, sulfaate või soodat sisaldavad veed ja segaveed annavad alguse vastavalt kloriid-, sulfaat-, sooda- või segasolontšakkidele. Solontšakkide moodustamisest võtavad osa peamiselt NaCl ja Na_2SO_4. Mõned soolad võivad suure hügroskoopsuse tagajärjel kinni pidada niiskust, takistada selle aurumist ning vaatamata kliima kuivusele moodustada märgi solontšakke.

Kui sooldumine on tingitud naatriumisooladest, siis on solontšaki neelavat kompleksi moodustavad kolloidid küllastunud naatriumiga. Naatriumiga küllastunud neelav kompleks on väga ebapüsiv ning kergesti tolmustuv. Teda kaitsevad tolmustumise eest ainult mullas esinevad kergesti lahustuvate soolade lahused.

Oletame nüüd, et kujunevad tingimused, mis soodustavad muldade läbiuhtumist ja järelikult kergesti lahustuvate soolade väljakannet. Selle põhjuseks võib olla näiteks kliima niiskemaks muutumine, põhjavee taseme madaldumine või soolade juurdetuleku lõppemine. On ilmne, et kergesti lahustuvate soolade väljakandumisel lõpeb nende koaguleeriv tegevus, mis takistas naatriumiga küllastunud neelava kompleksi lagunemist. Neelavas kompleksis hakkavad arenema huumuse leostumise ning mineraalse (alumosilikaatse) tuuma lagunemise protsessid. Huumus ning alumiiniumoksüüd ja raud(III)oksüüd kanduvad seejuures väikeste saviosakestena (läbimõõt alla 0,001 mm) teatavasse sügavusse, sadestuvad seal geeli kujul ja moodustavad iseloomuliku tihenenud illuviaalhorisondi. Selles staadiumis pole tegemist enam solontšakiga, vaid uue mullaga — solonetsiga, mille kahest huumushorisondist ülemine on heledam ja kobedam ning mehaaniliselt koostiselt jämedam (huumuse- ja saviosakeste kaotamise tõttu), alumine, ka solonetsjaks horisondiks nimetatav, aga tumedam ja väga tihe (huumuse, kolmevalentsete metallide oksüüdide ning teiste, peenikeste saviosakestena esinevate ühendite juurdetuleku ja setti-

[12] Е. Н. Иванова, Генезис и эволюция засоленных почв в связи с географической средой, «Почвы СССР», т. I, 1939.

mise tõttu). Ülemise huumushorisondi ja alumise solonetsja horisondi vahel esineb õhuke heledam, mõnikord isegi valkjas üleminekuhorisont, millesse koguneb amorfne ränihape. Alumise (illuviaalse) huumushorisondi struktuur võib olla mitmekesine, kuid kõige iseloomulikum on talle «tulpjas» struktuur — ta koosneks nagu ülalt ümardunud prismatulbakeste reast (joon. 68). Tulpja horisondi all asub tavaliselt soolade kogunemise horisont.



Joon. 68. Tulpjas solonets.

Solonetsi neelavas kompleksis sisalduvad naatriumi ioonid nagu kõik teisedki neeldunud ioonid on teatavates tingimustes võimelised vahetusreaktsioonideks. Vahetusreaktsioon toimub näiteks siis, kui solonetsis hakkab tsirkuleerima lahustunud süsihappegaasi sisaldav vesi. Muld vahetab sel juhul oma naatriumi vesiniku vastu:

$$(\text{muld})\ Na^{\cdot} + H_2CO_3 \rightarrow$$
$$\rightarrow (\text{muld})\ H^{\cdot} + NaHCO_3.$$

Valem näitab sooda moodustumist ning naatriumi väljatõrjumist neelavast kompleksist.

Kui neelavast kompleksist kõrvaldub kogu naatrium, muutub solonets teiseks mullaks — väliselt leetmullaga sarnanevaks s o o l o d i k s, millele on väga iseloomulik valkjas eluviaalhorisont (solonetsis esines see ainult õhukese üleminekuhorisondina ülemise ja alumise huumushorisondi vahel), mis on väga rikas ränihappest ja äärmiselt vaene kolmevalentsete metallide oksüüdidest.

Nii areneb seaduspäraselt rida muldi: solontšakist kujuneb solonets (solontšaki soolasisalduse vähenemise resultaat), solonetsist soolod (solonetsi degradatsiooni resultaat). Solonets võib uuesti solontšakiks muutuda, samal ajal aga solontšakk ei muutu kaugeltki mitte alati solonetsiks isegi siis, kui toimub lahustuvate soolade väljauhtumine. Solontšakk muutub solonetsiks ainult siis, kui temas on vähe kaltsiumi ja palju naatriumi; kui temas on palju kaltsiumi, siis neelav kompleks jääb kaltsiumiga küllastunuks ning solontšakk muutub lahustuvate soolade väljauhtumisel stepimullaks (näiteks kastanmullaks).

Kirjeldatu ei ammenda kaugeltki solontšakkide, solonetside ja soolodite moodustumise protsesside kõikvõimalikku mitmekesisust, vaid piirdub ainult kõige üldisema skeemiga. Üksikasjadest ning variantidest huvitatute tähelepanu juhime spetsiaalsele monograafiale.[13]

[13] В. А. Ковда, Солончаки и солонцы, 1937.

124. Muldade muutumine. Esmajärgulise tähtsusega osa etendab mulla elus aeg, sest muld on dünaamiline süsteem, mille koostis ja omadused muutuvad pidevalt nii mullasiseste protsesside mõjutusel kui ka seoses väliste tingimuste muutumisega.

Looduses esineb palju kõrvalekaldeid sellest, mida me igal üksikjuhul nimetasime mullatüübiks. Näideteks võivad siin olla leetmuldade mitmesugused variandid. Kõiki neid variante seob siiski leetumisprotsessi mõiste, sest nad erinevad üksteisest ainult protsessi intensiivsuse astme poolest, s. t. kvantitatiivsete ning mitte kvalitatiivsete näitajate poolest. Ühtlasi aga saabub mulla elus ka moment, mil need kvantitatiivsed muutused lähevad üle kvalitatiivseteks, s. o. mullatekkeprotsess hakkab kulgema juba uut rada. Seega lõpeb mulla evolutsiooniline arenemine kindla tüübi piires hüppelise üleminekuga uuele mullatekketüübile.

Käesolevaks ajaks on kogunenud juba küllaldaselt materjali, mis tõendab, et üks mullatüüp võib üle minna ja lähebki üle teiseks mullatüübiks. Mõnedel juhtudel tekitab leetumisprotsess illuviaalhorisondis nii tiheda vett pidava ortsteini-vahekihi, et algab muldade soostumine ja leetmuld muutub soomullaks. Leetmuldade soostumist võib põhjustada ka metsa hävimine (raie, tulekahju): kui pole enam puid, mis «pumpavad» transpiratsiooni teel (aurumine lehtede kaudu) mullast suurel hulgal niiskust ning madaldavad seega põhjavete taset, siis lähenevad põhjaveed pinnale. Algab gleihorisondi kujunemine (illuviaalhorisondi all või isegi veel kõrgemal — leethorisondi all), teistel juhtudel turbahorisondi moodustumine jne. Metsade asendumisel niitudega tekivad aja jooksul niidu-kamarmullad. Paragrahvis 123 oli juttu solontšakkide muutumisest solonetsideks ja viimaste muutumisest soolditeks.

Ühtede muldade teisteks muutumine on erakordselt keerukas nähtus, sest muldade isearenemise protsessidele lisanduvad alati väliste tingimuste muutused, mis tulenevad nii maakoore liikumistest kui ka klimaatilise olukorra muutustest.[14]

Muldade arenemise idee pole mullateadlastele-geograafidele kunagi võõras olnud. Esialgu pöörati sellele suhteliselt vähe tähelepanu ainult seetõttu, et oma eksisteerimise esimestel staadiumidel tegeles mullateadus väga suure hulga faktilise materjali kogumise ning klassifitseerimisega, mis on eelduseks igasuguse teooria loomisele. Käesoleval ajal on materjali juba piisavalt mõningate üldiste järelduste tegemiseks. V. R. Viljams asus seisukohale, et Maal eksisteerib ühtne mullatekkeprotsess, et pole iseseisvaid

---

[14] Solontšakkide muutumist solonetsjateks kastanmuldadeks ja soolditeks ning solonetside muutumist solontšakkideks käsitleb raamat B. A. Ковда, Солончаки и солонцы, 1937; mullastiku üldise iseloomu sõltuvuse kohta erosioonitsüklitest vt. С. С. Неуструев, Почва и циклы эрозии, «Геогр. вестник», т. I, вып. 2—3, 1922.

mullatekketüüpe, vaid on ainult ühtse mullatekkeprotsessi perioodid või staadiumid.[15]

Mullatekkeprotsessi leeteperiood kulgeb tiheda metsataimestiku mõju all. Kui puit- ning rohttaimede võitlus metsavõlvi all viib viimaste valitsemisele, siis algab kamaraperiood (sellest üleminekust annavad tunnistust kamar-leetmullad metsaniiduvööndis). Kamaraperiood areneb mitmekesiste niidutaimede rühmade mõju all, milledest eriline osa kuulub järjekorras üksteisega vahelduvatele võsundilistele, hõredapuhmikulistele ja tihedapuhmikulistele kõrrelistele. Kahe esimese tüübi valitsemisel (mõlemal asuvad võrsumissõlmed mullapinna all, kuid võsundilistel kõrrelistel lähtub võsu peavarrest täisnurga all, hõredapuhmikulistel aga täisnurgast väiksema nurga all) areneb kamaraperioodi niidustaadium, tihedapuhmikuliste kõrreliste valitsemisel (võrsumissõlm mulla pinnal ning sellest sõlmest lähtuvad võsud peavarrega paralleelsed) algab soostaadium. Kamaraperioodile järgneb stepiperiood, mis areneb stepitaimestiku mõjutusel.

Kui lähtekivimile avaldavad mõju ainult alamad organismid (bakterid, alamad seened, vetikad, samblikud), siis toimub primaarne mullatekkeprotsess.

Mullatekkeprotsessi ühtsuse ja stadiaalse arenemise idee, mis on vältimatult seoses üksteisest isoleeritud mullatekketüüpide eksisteerimise eitamisega, kujutab endast hindamatut panust teadusse. Kahjuks leidub neid, kes mõistavad seda sügavalt õiget mõtet liiga lihtsustatult, arvestamata looduslike protsesside kogu keerukust, mistõttu muldade arenemine näib neile peaaegu ainult aja funktsioonina, mis ei sõltu reaalsest geograafilisest olukorrast.

Mullatekkeprotsessi ühtsuse ja stadiaalsuse mõiste eitab mullatekketüüpide isoleeritust ning sõltumatust, kuid ei saa eitada nende tüüpide eksisteerimist, sest nad on ühtse mullatekkeprotsessi mitmekesisuse peegelduseks. Loodus on ühtne, kuid mitmekesine. Mullateke on samuti ühtne ja samuti mitmekesine. Üks mullatüüp võib üle minna teiseks, kuid see ei ole «sõelaga vee kandmine»: selle protsessi näiline tsüklilisus, suletus, kordumine sisaldab suunitluse, s. o. arenemise elemente. Siiski ei tea me praegu, missugune mullatekketüüp (ehk, mis on seesama, missugune ühtse mullatekkeprotsessi staadium) on selle mullatekkeprotsessi madalamaks ning missugune kõrgemaks lüliks.

125. Muldade geograafiline levik. Ka kõige põgusam pilk maailma mullastikukaardile näitab erinevate mullatekkestaadiumide (-tüüpide) leviku ilmset tsonaalsust.

Põhja-Ameerika ja Euroopa mandrite põhjapoolseid osi hõivab tundravöönd. Mullatekkeprotsess kulgeb Arktikas omapäraselt.

---

[15] В. Р. Вильямс, Почвоведение, 1938; V. R. Viljamsi eessõna raamatu В. В. Докучаев, Наши степи прежде и теперь, 1936. aasta väljaandele.

Õhu ning pinnase madala temperatuuri tõttu toimub mullatekkeprotsess nõrgalt, sest keemilised ja bioloogilised protsessid on raskendatud, kuigi rabenemine toimub väga intensiivselt. Muldade elutegevus kestab aastas kaks kuni neli kuud, mistõttu tekivad väga õhukesed mullad. Kõige sagedamini arenevad nad väikesel sügavusel lasuvast igikeltsast ning madalate temperatuuride tõttu nõrgast aurumisest põhjustatud liigniiskuse tingimustes. Hõre taimkate ei kinnita mulda ning laialdaselt toimub muldade uhtumine, deflatsioon jne., mistõttu muldkate on sageli purustatud.[16]

NSV Liidu piires hõlmab tundravöönd 3 131 000 km².[17] Temast lõuna pool asuvas piirkonnas, mille pindala on NSV Liidus umbes 12 miljonit km², on soomullad juba vähem levinud ning valitseval kohal on leet- ja kamar-leetmullad. Leet- ja kamar-leetmuldade piirkond kuulub Euroopa, Siberi ja Kanada metsavööndisse. Lääne-Euroopa laialehistes metsades valitsevad erilised mullatüübid — pruunmullad.

Üleminekuline metsastepivöönd (sekundaarsed leetmullad, hallid metsamullad, saarekestena soomullad ja solonetsid) on kõige paremini välja kujunenud NSV Liidus ja Kanadas.

Ka mustmullavöönd on kõige paremini esindatud NSV Liidus (ta hõivab siin rohkem kui 2,5 miljonit km², millest rohkem kui 1,5 miljonit km² on üles küntud). Lääne-Euroopas on mustmullad arenenud Rumeenias ja Ungaris. Põhja-Ameerikas hõlmab mustmuldade ja neile lähedaste muldade vöönd Mississipi parempoolsete lisajõgede keskjooksu ala, kuid ei kulge piki paralleele, vaid üldiselt loodest kagusse täies vastavuses mandri klimaatilistele erisustele, mis on tingitud võimsa loode-kagusuunalise Kordiljeeride mäestikusüsteemi esinemisest tema lääneserval. Lõuna-Ameerikas on mustmullad ja kuivade steppide mustad mullad koondunud La Plata basseini. Aafrikas ja Austraalias aga moodustavad nad kastanmullavööndiga külgneva vööndi.

Mustmullavööndist lõuna pool levib kastanmullavöönd. NSV Liidus hõlmab ta Volga alamjooksu ning Irtõši ülemjooksu vahelise ala (umbes 1 300 000 km²). Põhja-Ameerikas paikneb lääne pool mustmullavööndit. Lõuna-Ameerikas hõlmab osa pampadest ning Patagooniast, teistel mandritel ääristab kõrbete ja poolkõrbete piirkondi.

Maakera kuivades ja kõrbelistes piirkondades esinevad hallmullad, pruunid mullad ning samuti kõrbete liivased ja kivised mullad koos rohkete solontšakkide ja solonetsidega. Hallmuldade ja nendega seotud muldade vöönd hõlmab NSV Liidus rohkem kui 2 200 000 km².

---

[16] Б. Н. Городков, Об особенностях почвенного покрова Арктики, «Известия Геогр. о-ва», 1939, вып. 10.

[17] Andmed NSV Liidu mullastikuvööndite pindalade kohta (1. jaan. 1941) siin ja edaspidi on võetud artiklist Л. И. Прасолов, Земельные богатства СССР, «Советская наука», 1941, вып. 3.

Niiskes subtroopikas, vahelduvalt niisketes savannides ja niisketes troopilistes metsades valitsevad mitmesugused lateriitmuldade erimid. NSV Liidus leidub seda tüüpi muldi ainult Taga-Kaukaasia lääneosas ja Lenkorani rajoonis.

Maakera mägistel aladel avaldub muldade vertikaalne tsonaalsus. Mägiste piirkondade muldadel on rida omapäraseid jooni.

NSV Liidus hõlmavad vertikaalsed mullastikuvööndid rohkem kui 710 000 km^2. Mullastikuvööndite vaheldumine mägedes (alt üles) vastab põhijoontes mullastikuvööndite vaheldumisele tasandikul, kui seda vaadelda põhjapoolkeral lõunast põhja suunas.

Muldade tsonaalsus on niisiis ilmne ja täiesti vaieldamatu fakt. Samal ajal ei ole mullastikuvööndid korrapärased, sest neid moonutavad mered, mäed ja teised tegurid. Kohalikud iseärasused kallutavad vahel mulda tugevasti kõrvale antud vööndile vastavast ideaalsest tüübist, kuid samuti toimub ju ka kliima ning taimkattega: detailsetel kaartidel võib tsonaalsus väikeste individuaalsete kõrvalekallete tõttu mitte avalduda, kuid see ei räägi sugugi vastu sellele, et kliimad, taimeformatsioonid ning mullad levivad looduses tsonaalselt.

Mõned autorid eitavad muldade tsonaalsust, väites, et nende näiline tsonaalsus on tingitud muldade vähesest uuritusest ning kaardistamisel tehtavatest üldistustest. Esimene kaalutlus pole üldse mingi argument, sest muldade edasine uurimine võib nende tsonaalset levikut niihästi ümber lükata kui ka kinnitada. Teine kaalutlus aga räägib just selle kasuks, et tsonaalsus on maastikulise sfääri struktuuris täiesti reaalne tendents, mis alati avaldub detailide kõrvalejätmisel ning üldiste ulatuslike seaduspärasuste esiletoomisel: kui tsonaalsust poleks olemas, siis ei saaks teda mingisuguse üldistamisega esile tuua. Teisiti ei saagi olla, sest kliimad on tsonaalsed, kliima osa mulla moodustumises aga pole võimalik eitada, sest kõik eksogeensed protsessid ning kogu orgaaniline maailm on kliima funktsioonid, Päikese energia funktsioonid.

Ühtlasi rõhutasime korduvalt, et kliima kujuneb mitte ainult kosmiliste tegurite (Päikese), vaid ka Maa enda mõjutusel. Seetõttu ei tohi ignoreerida ka kohalike iseärasuste tähtsust ning nende mulla iseärasuste tähtsust, mis kujunevad mullatekkeprotsessis endas ning on tingitud mulla enese arenemisest. Seetõttu on otstarbekas mõnede autorite poolt esitatud mullastikulis-kliimaatiliste faatsieste mõiste. Vöönd on üldist tendentsi näitav skeem, faatsies aga meie poolt vaadeldav konkreetne objekt, mis peegeldab keerukat vastastikust mõju tsonaalsuse tendentsi ja sellesse tendentsi aktiivselt vahele segavate teiste tegurite vahel.

«Õpetus muldade pidevast evolutsioonist ja ühtsest mullatekkeprotsessist,» ütleb akadeemik L. I. Prassolov, «toob küll mitmesuguste muldade leviku pilti sisse suhtelisuse elemendi, kuid ei lükka ümber ilmsetel faktidel põhinevaid geograafilisi skeeme.» [18]

[18] «Почвы СССР», т. I, стр. 17.

126. **Muld ja inimene.** Hiiglasuurt osa etendab inimeste elus taimekasvatusest, loomakasvatusest ja maaviljelusest koosnev põllumajanduslik tootmine. Taimekasvatus hõlmab paljuaastaste puittaimede kultuuri (metsandus, aiandus), mitmeaastaste taimede kultuuri (niidundus) ning üheaastaste taimede ja juurviljade kultuuri (põllundus). Loomakasvatuse eesmärgiks on loomse päritoluga orgaaniliste ainete saamine söötadest ning taimekasvatuse jääkidest, mida töötavad ümber loomsed organismid. Maaviljeluse ülesandeks on kultuurtaimede pidev varustamine vajaliku omastatava vee ja toiduga mulla vastava mõjutamise teel. V. R. Viljamsi tabava ja täpse väljenduse kohaselt moodustavad taimekasvatus, loomakasvatus ja maaviljelus seega ühtse tootmisprotsessi kolm üksteisega lahutamatult seotud «tsehhi».

Taimed vajavad oma eluks valgust, soojust, vett ja toitu. Kõik need tegurid on võrdse tähtsusega ja asendamatud, nad on kõik vältimatult vajalikud ja mitte ükski neist ei saa olla asendatav teisega.

Eesrindlik nõukogude agronoomiateadus selgitas, et taimede varustamine vee ja toiduga on tihedalt seotud mulla *struktuursuse* säilitamisega. Struktuurses mullas (vastandina struktuuritule mullale) on kõik osakesed huumusega tsementeerunud 1—10-millimeetrise läbimõõduga sõmerateks. Vesi asub seejuures sõmerate sees kapillaarsetes poorides, õhk aga paikneb sõmerate ümber mittekapillaarsetes vaheruumides. Sõmerate pinnal toimub orgaaniliste ainete aeroobne lagunemine taimedele toiduks olevateks mineraalseteks ühenditeks, sõmerate sisemusse aga koguneb anaeroobselt huumus, s. t. see «tagavara», mida taim võib kasutada siis, kui sõmera pinnal olevad toitainete varud on ammendatud. Struktuurne muld ei sisalda mitte üksnes küllaldaselt vett, õhku ja toitu, vaid avaldab ka vastupanu uhtumisele ja mehaanilisele purustamisele.

Mulla viljakuse säilitamiseks kasutatakse meie maal omavahel seoses olevate abinõude kompleksi. Sellesse kompleksi kuuluvad: külvikordadesse põldheinavälja (kõrrelised ja liblikõielised) sissetoomine, sest heintaimed rikastavad mulda orgaanilise ainega (liblikõielised peale selle lämmastiku ja kaltsiumiga), kaitsevad teda vee ja tuule erodeeriva tegevuse eest ning annavad talle oma juurtega hea struktuuri; õige mullaharimissüsteemi rakendamine (künnikihi süvendamine vähemalt 20 cm sügavuseni); õige väetamissüsteemi kasutamine; stepis ja metsastepis metsaribade rajamine; kohalike vooluvete kasutamine niisutamiseks; territooriumi plaanipärane kasutamine, võttes rangelt arvesse tema reljeefi iseärasusi, sest erinevatel reljeefielementidel on ka erinevad mullad, erinev klimaatiline olukord, erinev erosiooniaste jne., millega peavad olema vastavuses agrotehnika ja külvikorrad.

Need abinõud garanteerivad meie põllumajandusele püsivate ja üha suurenevate saakide saamise. Ühtlasi annab see lõpliku hoobi reaktsioonilisele ning juba ammu K. Marxi ja V. I. Lenini

poolt purustatud «langeva mullaviljakuse teooriale», mille esitasid kodanlikud teadlased, et õigustada mulla rikkuste röövimist kapitalistlikus looduse ekspluateerimise süsteemis.

Käsitledes mulda kui inertset massi, arvasid kodanlikud teadlased esialgu, et mulla viljakust on võimalik taastada, kui viia temasse väetistena neid aineid, mida taimed on temast kõrvaldanud ja inimesed koos saagiga põllult ära viinud. Kui katsed näitasid, et väetised ei taasta viljakust oodatud määral, siis sündiski langeva viljakuse kontseptsioon, mis ei kujuta endast midagi muud kui maltusiaanluse (vt. § 241) peegeldust maaviljeluses. Muldade lahjenemise «vältimatuse» tõestamiseks viidati ka taimedele vajalike mineraalainete pidevale mullast väljauhtumisele murenemis- ja mullatekkeprotsessides.

Nõukogude teadus lükkab need alusetud väljamõeldised täielikult ümber. Muld pole inertne mass; ta areneb pidevalt, tema looduslikku viljakust määravad keemiliste protsesside kõrval ka tema füüsikaline olek (eriti struktuur) ja organismide tegevus, mis mitte üksnes ei takista taimede toiteelementide väljauhtumist, vaid kindlustab ka nende kogunemise mulda. Peale selle sõltub mulla viljakus ka põllumajanduse tehnikast, olles mulla teatava tootmisalase mõjutamise resultaadiks. Just selle mõjutamise mitmekülgsus garanteerib mitte ainult loodusliku viljakuse säilimise, vaid ka suurenemise. Muld ei saa olla viljatu, kui pidevalt taastatakse tema struktuuri, kui teda varustatakse vee ja taimede toiteelementidega, kaitstakse uhtumise ja purunemise eest. Ta kaotab viljakuse ainult kapitalismile omase röövmajandamise korral, kui hävitatakse paikkonna niiskuse allikad, erosioon kannab ära viljakamad horisondid ning ühed ja samad taimekultuurid (ilma igasuguse katseta kasutada külvikordade hiiglasuuri eeliseid) purustavad aastast aastasse mulla struktuuri, vaesestavad mulda ühekülgselt teatavate toiteelementide poolest (kusjuures teistele taimedele sobivad elemendid jäävad kasutamata) ning loovad mullas ebasoodsa vee- ja õhurežiimi, mille puhul taimede toit ei lähe üle omastatavasse olekusse.

Sotsialismi tingimustes, kasutades looduse seadusi ning muutes mullatekketegureid, valitseb inimene mulla viljakuse üle oma äranägemise järgi. Seetõttu on ta võimeline põllumajanduslike kultuuride saagikust paljudeks aastateks ette p l a n e e r i m a.

127. Kokkuvõte. Muld on maakoore kõige ülemine pude ja õhuke kiht, mille iseloomulikuks tunnuseks on viljakus ning mis kujutab enesest erilist looduslik-ajaloolist keha, mis on tekkinud selliste tegurite, nagu lähtekivimi, kliima, taimsete ja loomsete organismide ning maakoha reljeefi keeruka vastastikuse mõju tulemusel; asustatud piirkondades lisandub neile teguritele veel inimese mõju.

Mullateke läbib rea seaduspäraseid, üksteisest tulenevaid ning kvalitatiivselt üksteisest erinevaid staadiume, mida looduses peegeldavad konkreetsed mullatüübid ning igas tüübis erinevad variandid.

Mullatekke keerukus on tingitud veel sellest, et kõigi teguriте mõju temale ei kujuta enesest sugugi mitte mõjutuste lihtsat summat, vaid moodustab kvalitatiivselt uue protsessi, mida juhivad omaenda seaduspärasused. Teiste sõna-

dega, muld on iseseisev keha, mis ei võta passiivselt vastu «tõukeid» geograafilise keskkonna mitmesugustelt elementidelt, vaid reageerib igasugustele välistele mõjutustele vastavalt temale omasele individuaalsusele, mille ta on omandanud arenemise käigus.

Maakera praegune mullastik kujutab enesest eelmistel geoloogilistel perioodidel eksisteerinud muldkatte arenemise resultaati. Uued mullad arenevad vanadest muldadest, välja arvatud need juhud, mil vana muldkate on maetud või purustatud ning mullatekkeprotsess peab järelikult uuesti algama värskel lähtekivimil.

Kirjandust

Виленский Д. Г., Почвоведение, 1954.

Вильямс В. Р., Почвоведение, Земледелие с основами почвоведения.

Волобуев В. Р., Почвы и климат, Баку, 1953.

Гедройц К. К., Учение о поглотительной способности почв, 1933.

Докучаев В. В., Русский чернозем, Соч., т. III, 1949.

Качинский Н. А., Почва, ее свойства и жизнь, 1951.

Ковда В. А., Солончаки и солонцы, 1937.

Костычев П. А., Почвы черноземной области России, 1937.

Кононова М. М., Проблема почвенного гумуса и современные задачи ее изучения, 1951.

«Об улучшении сельскохозяйственного использования земель нечерноземной полосы европейской части СССР», Сборник, изд. АН СССР, 1952.

«Почвы СССР», т. I, изд. АН СССР, 1939.

Ремезов Н. П., Почвы, их свойства и распространение, 1952.

Роде А. А., Подзолообразовательный процесс, 1937.

Соболев С. С., Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними, т. I, 1948.

Филатов М. М., География почв СССР, 1945.

XVI peatükk

MAA SISEEHITUS JA SISEOSADE FÜÜSIKALINE SEISUND

128. Maa sisemus. Suure rühma välisjõudude vaatlemisel eelmistes peatükkides selgus maapinna erakordne dünaamilisus. Võiks näida, et meie planeedi siseosad, mida kivine maakoor eraldab hüdrosfäärist, atmosfäärist ja kosmilisest ruumist, kujutavad enesest suletumat ja järelikult rahulikumat süsteemi, milles mitmesugustel protsessidel on olnud võimalus jõuda teatava tasakaaluseisundini. Tegelikult ei ole see nii. Maakoore aeglased ja kiired kõikuvliikumised, vulkaanide pursked ja maavärinad annavad tunnistust sellest, et Maa sisemuses toimub pingeline elu.

Planeedi sisemuse elu avaldub maastikulises sfääris ja mõjustab selle struktuuri. Nende mõjustuste iseloomu ja tähtsuse vaatlemisele peab eelnema lühike ülevaade kaasaegsetest kujutlustest Maa siseehituse kohta.

Maa sisemuses nagu Maa pinnalgi on põhiliseks liikumise allikaks soojusenergia. Otstarbekas on seetõttu kohe selgitada, mis on meile teada maakera siseosade termilisest seisundist.

129. Maa siseosade termilisest seisundist. Maa sisemus on otsesteks uurimisteks täiesti kättesaamatu; küllaldane on öelda, et naftapuuraukude suurim sügavus ulatub ainult veidi üle 6 km. Meie teadmised soojuse jaotusest mitte ainult planeedi sisemuses, vaid isegi tema välimises kihis — niinimetatud maakoores — põhinevad seetõttu enamasti kaudseil andmeil.

Võrdlemisi kõrgetest temperatuuridest kõneleb kuumade allikate esinemine ja vedelate mineraalmasside väljumine vulkaanidest.

On selgitatud, et tegevvulkaanide kraatrites on laava temperatuur 1100—1180° C (Vesuuv, Stromboli) või 1070—1300° C (Kilauea), keskmiselt aga 1100° C. Temperatuuril 1050° C hariliku laava voolamine juba lakkab. Järelikult pole kahtlust, et Maa sisemuses esinevad temperatuurid 1000—1100° C.[1]

[1] Või veidi vähem, kui oletada, et maapinnale tõusnud laava, haarates atmosfääri hapnikku, kuumeneb oksüdatsioonireaktsioonide tulemusel, s. o. omandab kõrgema temperatuuri, kui tal oli Maa sisemuses.

Palju raskem on luua kujutlust maksimaalsest temperatuurist Maa sisemuses. Üldiste järelduste tegemiseks selles küsimuses kasutatakse vaatlusandmeid temperatuuri vertikaalse jaotuse kohta maakoores (neid andmeid saadakse šahtide, tunnelite ja puuraukude rajamisel).

Maakoore pindmise kihi soojusrežiim maismaal sõltub vahetult tema soojendamisest Päikese poolt. Siin võib täheldada nii ööpäevaseid kui ka sesoonseid temperatuurimuutusi, olgugi et vastavate õhutemperatuuri kõikumistega võrreldes on need aeglasemad ja ulatuselt väiksemad. Kuid teatavas sügavuses (parasvöötme maades umbes 20 m sügavuses, troopikas kõrgemal, polaaraladel aga veidi sügavamal) asetseb kiht, milles temperatuur on ühesugune kogu aasta jooksul ja võrdub antud koha aasta keskmise õhutemperatuuriga. Allpool seda kihti kõrgeneb temperatuur sügavuse suurenemisel.

Selle kõrgenemise kvantitatiivseks määramiseks kasutatakse kaht omavahel seoses olevat mõistet. Temperatuuri juurdekasvu sügavuse suurenemisel 100 m võrra nimetatakse *geotermiliseks gradiendiks*, seda vahemaad aga, mille võrra tuleb vertikaalsuunas sügavamale liikuda, et temperatuuri juurdekasv oleks 1°, nimetatakse *geotermiliseks astmeks*.

Geotermilise astme tegelik suurus, mis sõltub kivimite soojusjuhtivusest, vulkaaniliste kollete lähedusest või kaugusest ja reast teistest põhjustest, kõigub küllalt laiades piirides, näiteks NSV Liidus 1,4 meetrist (Pjatigorski soojade allikate rajoon) kuni 177,7 meetrini (Montše-Tundra). Geotermilise astme keskmiseks suuruseks on hakatud lugema 33 m ja geotermilise gradiendi keskmiseks suuruseks 3°, kuid nende arvude õigsuses võib kahelda, sest valdav enamik geotermilistest mõõtmistest, mille tulemusi need keskmised peegeldavad, on teostatud settekivimeis, s. o. tingimusis, mis ei ole maakoorele iseloomulikud, sest viimane koosneb 95% ulatuses (ülemise 16 km piirides) kristalseist kivimeist. Kõik mõõtmised kristalseis kivimeis Lõuna-Aafrikas, Kanadas, Koola poolsaarel, Krivoi Rogis jne. annavad geotermilise astme suuruseks 122—200 m. Just neid väärtusi tuleb lugeda normaalseks maakoore kui terviku suhtes; normaalne geotermiline gradient ei ületa sel juhul 1—1,2°.

Geotermilise gradiendi väärtuste ekstrapoleerimisel suurtesse sügavustesse leiame, et meie planeedi keskosades peaks temperatuur ulatuma kümnete tuhandete kraadideni.

Selliseks ekstrapolatsiooniks ei ole aga küllaldast alust. On selgitatud, et geotermilise astme suurus on mitte ainult kivimite kohalike iseärasuste, vaid ka sügavuse funktsioon: sügavuse suurenemisel muutub geotermiline aste *suuremaks* ja järelikult temperatuuri kõrgenemine *aeglustub*. Sel alusel võib oletada, et teataval sügavusel temperatuuri kõrgenemine lakkab hoopis ja sealt edasi valitsevad isotermilised (või isotermilistele lähedased) tingimused.

Niisugust oletust kinnitab ka see, et peamiseks soojusallikaks maakera sisemuses on radioaktiivsete ainete lagunemine.

Mõnede mineraalide koostisosadena on radioaktiivsed elemendid kivimites küllalt laialdaselt levinud, olgugi et neid sisaldub seal tühiselt väikestes hulkades. Radioaktiivsete elementide aatomite pideva, iseenesest toimuva lagunemisega kaasneb materiaalsete osakeste ja soojuse eraldumine.

Kui radioaktiivsed ained oleksid meie planeedis jaotunud ühtlaselt ja nende protsentuaalne sisaldus oleks kõikjal selline nagu maakoore pindmistes osades, siis soojeneks Maa nende ainete lagunemise tulemusel. Maa progresseeruvat soojenemist ei ole aga täheldatud. Peale selle aeglustub Maa sisemuses temperatuuri kõrgenemine.

Siin on võimalikud kaks seletust: kas on sügaval, tohututes rõhkude tingimusis, radioaktiivsete ainete lagunemine aeglasem või radioaktiivsete ainete hulk muutub sügavamal väiksemaks. Esimese seletuse õigsus on vähe tõenäoline, sest radioaktiivsete ainete lagunemisele ei avalda märgatavat mõju mitte mingisugused meile tuntud kõrged või madalad rõhud ja temperatuurid. Teine seletus on usutavam. On kindlaks tehtud, et graniitse koostisega pindmised kivimid on radioaktiivsete elementide poolest rikkamad kui sügavamal asetsevad basaltide tüüpi kivimid. Lähtudes oletusest Maa soojusliku tasakaalu kohta on geofüüsikud arvutanud, et radioaktiivsed ained on koondunud ainult maakoorde 50—80 km sügavuseni, ülejäänud maakera massis aga esinevad nad äärmiselt väikesel hulgal või puuduvad hoopis.

Sel juhul on äärmiselt lihtne seletada geotermilise astme suurenemist sügavuse suurenemisel ning kohta ei jää enam ka geotermilise gradiendi väärtuste piiramatule ekstrapolatsioonile. Tuleb järeldada, et temperatuuri kõrgenemine toimub ainult kuni teatava sügavuseni ja et seal saavutatud temperatuur, mis arvatavasti ei ületa 2000—3000° C, iseloomustab seejärel juba kogu meie planeedi ühesuguse temperatuuriga siseosa. Muide, mõnede autorite arvates saab Maa magnetivälja iseärasusi rahuldavalt seletada ainult oletusel, et Maa sisemuses on temperatuur umbes 2000° C.

130. Tiheduse jaotus Maa sisemuses. Maa mass on $5{,}98 \cdot 10^{24}$ kg, s. o. ligikaudu 6000 triljonit tonni, tema keskmine tihedus aga 5,52 g/cm^3. Samal ajal on maakoore välimiste kihtide keskmine tihedus kaks korda väiksem. Nende arvude alusel tuleb järeldada, et meie planeedi siseosade tihedus peab olema vähemalt 8,37.[2]

Praegusaegsed kujutlused tiheduse ja rõhu jaotusest Maa sisemuses on esitatud tabelis 14.

---

[2] П. Пицетти, Основы механической теории фигуры планет, 1933, § 87. стр. 151—155.

Tabel 14

Tihedus ja rõhk Maa sisemuses

Sügavus (km)	Tihedus (g/cm³)	Rõhk (milj. at)
800	4,5	0,30
1600	5,0	0,59
2400	5,4	1,09
2900	5,7	—
2900	9,4	—
3200	9,8	1,68
4000	10,8	2,26
5000	11,5	—
5120	(14,2)	—
5120	(16,8)	—
6370	17,2	3,06

Tabelist nähtub, et Maa südamikus on tihedus 17,2 g/cm³ ja rõhk 3 milj. at ning et tihedus muutub eriti järsult 2900 ja seejärel 5000 km sügavusel. Esimene järsk tiheduse muutus võimaldab eristada maakera sisemuses tiheda tuuma, teine aga jaotada selle tuuma välimiseks (2900—5000 km) ja sisemiseks (5000 kilomeetrist kuni tsentrini) osaks.

Kõige loomulikum on mõelda, et nii suur tihedus on tingitud maakera sisemuses valitsevatest tohututest rõhkudest, mille tagajärjel mateeria on seal erakordselt tugevasti kokku surutud. See seletus leiab praegu üha arvukamalt pooldajaid.[3] Seni, kuni rõhk ei ulatu veel teatava kriitilise piirini, muutub tihedus pikkamööda, selle piirini (nähtavasti 1,3 milj. at) jõudmisel aga läheb aine hüppeliselt üle tihedamasse «metallisarnasesse» faasi.

Teine seletus põhineb oletusel, et Maa sisemus koosneb suurema erikaaluga ainetest kui maakoor, valdavalt metallidest. Et Maa siseosade tihedus ja kõvadus erineb võrdlemisi vähe raua tihedusest ja kõvadusest harilikes füüsikalistes tingimustes, siis suurem osa teadlasi pooldab arvamust, et Maa tuum koosneb niklit sisaldavast rauast.

Seega teine hüpotees eeldab, et Maa on jaotunud üksteisest keemilise koostise poolest järsult erinevateks kestadeks; esimene aga, mitte eitades aine teatavat diferentsiatsiooni erikaalu järgi, näeb aine tiheduse muutumise peamist põhjust Maa sisemuses valitsevates füüsikalistes tingimustes (rõhu suurenemises)[4] ja eitab täielikult metallilise tuuma esinemist.

[3] П. Н. Кропоткин, Космогоническая теория О. Ю. Шмидта и строение Земли, «Известия АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1950, № 1.

[4] Planeetide keskmine tihedus on seda suurem, mida suuremad on nende mõõtmed: Merkuuril 3,8, Marsil 3,93, Maal 5,52 g/cm³. See räägib aine tunduva tihenemise võimalikkusest kasvava rõhu tingimustes. Vt. Б. Ю. Левин, Строение Земли и планет и метеоритная гипотеза их происхождения, «Природа», 1949, № 10.

Eriti tähtsat osa etendab maakera siseosade uurimisel seismoloogia, teadus maavärinatest. Seismilised lained on tänapäeva geofüüsikute käes muutunud omamoodi kiirteks, mis meie planeeti nagu läbi valgustades võimaldavad teha teatavaid järeldusi tema siseehituse kohta.

Maavärinad on tingitud maakera aineses esinevatest sisemistest pingetest, mis põhjustavad ainemasside lõhenemist ja nihkumist. Nihked võivad olla väga väikeseulatuslikud, kuid nendest lähtuvad lained levivad Maa kehas suurtele kaugustele oma tekkekohast, mida nimetatakse koldeks. Seismilise kolde keskus kannab hüpotsentri nimetust. Lainete tegevus ilmneb eelkõige selles maapinna punktis (õigemini sellel alal), mis asetseb koldele kõige lähemal — hüpotsentriga ühel vertikaalil asetsevas nn. epitsentris.

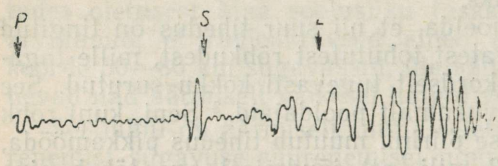
Maavärinalained levivad sfääriliselt. Vastavate sfääride raadiused, s. o. lainete leviku teed, kannavad seismiliste kiirte nimetust.

Maavärina puhul tekivad kolme liiki lained:

1) pikilained (*P*) võivad tekkida kõikides kehades — tahketes, vedelates ja gaasilistes; nad meenutavad helilaineid ja liiguvad teistest maavärinalainetest kiiremini;

2) põiklained (*S*), olles nihkelained, võivad tekkida ja levida ainult tahkes keskkonnas; nad meenutavad valguslaineid ja levivad pikilainetest aeglasemalt;

3) pinnalained (*L*) on veelgi aeglasemad ja kujutavad enesest keerukaid lainekomplekse, mis tekivad ainult maakoore pindmistes osades ning sügavamal hääbuvad; epitsentrist lähtudes põhjustavad nad maapinnal tugevaid nihkeid ja purustusi.



Joon. 69. Kauge maavärina seismogramm.

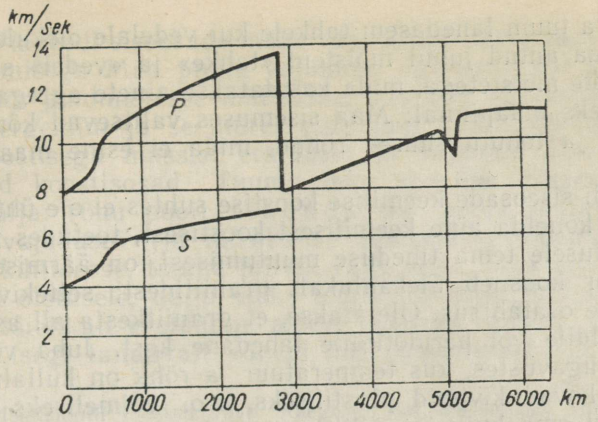
Kõik need lained eemalduvad seismilisest koldest erinevaid teid mööda ja jõuavad seetõttu epitsentrist eemal asuvasse seismilisse jaama erinevatel aegadel. Kõige hiljem jõuavad jaama pikad lained *L*, sest nad levivad ainult piki Maa välimisi osi (joon. 69). Lained *P* ja *S*, mis tungivad Maa kehast läbi suuremates sügavustes, jõuavad jaama varem, kusjuures esimesena registreeruvad kiiremini levivad pikilained (*P — primae* — esimesed), seejärel aeglasemad põiklained (*S — secundae* — teised).

Kui Maa sisemus oleks ühetaoline, siis oleksid lainete *P* ja *S* seismilised kiired sirgjoonelised. Kui sügavuse suurenemisega kaasneks Maa tiheduse pidev suurenemine, siis oleksid seismiliste lainete levikuteed nõgusad, kumerusega Maa sisemuse suunas. Kui aga Maa tihedus muutuks hüppeliselt, siis peaksid neis nõgusates kõverates esinema murdekohad erineva tihedusega keskkondade piiril, rääkimata juba lainete osalisest peegeldumisest. Just viimast pilti me näemegi.

Seismiliste lainete kiiruse, iseloomu ja levikuteede uurimine viib järgmistele järeldustele:

1) läbiminekul Maa sisemusest muutuvad piki- ja põiklainete kiirused, mis viitab muutustele läbitava keskkonna omadustes;

2) kiirused muutuvad hüppeliselt — tähendab, keskkonna omaduste muutumine toimub samuti hüppeliselt (joon. 70);



Joon. 70. Pikilainete (*P*) ja põiklainete (*S*) kiirus Maa sisemuses (alates 60 km sügavusest).

3) piki- ja põiklainete kiiruse olenevust sügavusest võib väljendada tabeli kujul:

Sügavus (km)	Pikilainete kiirus (km/sek)	Põiklainete kiirus (km/sek)
0	5,5	3,2
60 (ülalt alla)	5,75	3,3
60 (alt üles)	8,0	4,3
2900 (ülalt alla)	13,6	7,3
2900 (alt üles)	8,0	—
5100 (ülalt alla)	10,0	—
5100 (alt üles)	11,3	—
6370	11,3	—

Nende arvude ja joonise 70 vaatlemine näitab, et põhiliselt esineb kaks järsku kiiruste muutumist: 60 ja 2900 km sügavusel. Teiste sõnadega, teravalt eristuvad ainult välimine kiht (maakoor) ja sisemine tuum. Nendevahelises kihis, samuti tuuma sisemuses muutub ainult kiiruste suurenemise tempo.

Ühtlasi nähtub, et Maa on kuni 2900 km sügavuseni tahke, sest selle sügavuseni kulgevad vabalt põiklained, mis saavad tekkida ja levida ainult tahkes keskkonnas. Põiklainete tungimist läbi maakera tuuma ei ole täheldatud, mistõttu on alust pidada seda vedelaks. M. S. Molodenski[5] uusimad arvutused aga näitavad, et olgugi nihkemoodul maakera tuumas väike, ei ole see siiski võrdne nulliga (nagu see on iseloomulik vedelikele) ja järelikult

[5] БСЭ, т. 17, изд. 2, стр. 7.

on maakera tuum lähedasem tahkele kui vedelale olekule. Loomulikult ei saa antud juhul mõisteid «tahke» ja «vedel» samastada analoogiliste mõistetega, mida kasutatakse ainete agregaatolekute tähistamiseks maapinnal: Maa sisemuses valitsevad kõrged temperatuurid ja tohutu suured rõhud, mida ei esine maastikulises sfääris.

Planeedi siseosade keemilise koostise suhtes ei ole ühtset arvamust, sest kõnelda aine keemilisest koostisest, toetudes tegelikult vaid kujutlusele tema tiheduse muutumisest, on äärmiselt raske.

Maakoor koosneb ülekaalukalt graniitidest; settekivimeil on temas väike osatähtsus. Oletatakse, et graniitkesta all asub koostiselt basaldile või peridotiidile lähedane kest. Juba võrdlemisi väikestes sügavustes, kus temperatuur ja rõhk on küllalt kõrged, muutuvad kõvad kivimid plastiliseks, s. o. võimeliseks muutma surve mõjul oma kuju ja säilitama muutunud kuju pärast surve lakkamist.

Graniitkest, mille koostises etendavad peaosa räni (Si) ja alumiinium (Al), kannab nimetust «sial». Tema erikaal on keskmiselt 2,7—2,8. Sial ei ole pidev, samuti muutub tema paksus: Lääne-Euroopas ja Põhja-Ameerikas on see 26—28 km, Kaukaasias 50 km, Tjan-Šanis 84 km, Atlandi ookeani kohal kuni 18 km; Vaikse ookeani keskosade kohal sial arvatavasti puudub. Nii siali leviku katkendlikkus kui ka paksuse muutumine räägib vastu sellele, et graniitkest on esialgse vedela maakoore tardumise tulemus, «kest» selle sõna tõelises mõttes: vedelast sulamist oleks pidanud kujunema pidev ja ühtlase paksusega kest.

Graniitkesta all olevale basaltkestale, milles peale räni ja alumiiniumi etendab tähtsat osa ka magneesium, on antud nimetus «sima». See kest, mille erikaal on 3,2—3,3, on juba pidev. Vaikse ja Atlandi ookeani sügavates kohtades moodustab sima kas vahetult ookeani põhja, olles kaetud õhukese meresetete kihi ja veega, või on kaetud õhukese (umbes 5 km) sialikoorikuga.

Millega saab seletada asjaolu, et Maa on kihistunud vähemalt kaheks kontsentriliseks sfääriks, mis ümbritsevad tihedat tuuma?

Maa tekkis külma kehana järk-järgult kasvavast kosmilise tolmu tombust (vt. § 258) ja oli esialgu koostiselt ühesugune selles mõttes, et tema aines kujutas enesest erineva erikaaluga osakeste korrapäratut segu. Teatavate mõõtmete saavutamise järel algas planeedi ainese füüsikalis-keemiline ja gravitatsiooniline diferentseerumine, s. o. raskemate elementide aeglane vajumine sügavamale ja kergemate elementide kerkimine pinnale. Sügavamal oli see protsess aeglasem kui pindmistes kihtides, sest sügavuse suurenemisel kasvav rõhk põhjustab ainese sidususe suurenemist. Seetõttu tuleb arvata, et nn. maakoore ja tuuma eristumine on tingitud täiesti erinevatest põhjustest. Tuum tekkis ainese hüppelisel tihenemisel, kui kasvava planeedi sisemuses rõhk saavutas teatava kriitilise väärtuse. B. J. Levini järgi võis see toimuda alles siis, kui Maa mass moodustas 0,8 tema praegusest

massist. Planeedi siseosade mahu vähenemise tõttu kaasnes tuuma moodustumisega Maa pinna vajumine ligikaudu 100 km võrra.[6] Mis puutub pindmistesse kihtidesse, siis siin toimus diferentseerumine kergemini ja seejuures puhtamal kujul: ühetaolisest basaltse koostisega massist eraldusid ja «ujusid» üles kergemad happelised koostisosad. Tuuma teke ahendas diferentsiatsiooni tegevusvälja: rõhu poolt tihendatud aines kaotas tunduval määral «vajaduse» (ja füüsikalise võimaluse) tõusmiseks pindmistesse kihtidesse, tuuma piirest väljapoole. Juba üksi see kõneleb vastu oletusele, nagu võiks tuum koosneda mingist ühest, peaaegu täielikult eraldunud ainest (näiteks rauast). Arvatavasti on tuum isegi tunduvalt vähem diferentseerunud kui pindmised kihid.

Diferentsiatsiooni tõestab hästi praegusel ajal tegutsevate vulkaanide pursete iseloom. Hekla viimane purse algas 29. märtsil 1947. aastal ja kestis 13 kuud. Seejuures koosnes purske algusfaasi laava happelisematest produktidest (59% SiO_2) kui lõppfaasi laava (54% SiO_2 — basalt). Happelisem laava pärines ilmselt magmabasseini kõrgematest, aluseline sügavamatest osadest. See näitab, et eelmisest purskest (1845) möödunud saja aasta jooksul rahulikus seisundis olnud magmakoldes laava nagu «selgines», s. o. toimus tema gravitatsiooniline diferentsiatsioon: happelisemad, kergemad osad kerkisid üles, aluselisemad, raskemad vajusid alla.[7]

Kui vulkaani pursked on sagedased, siis ei jõua laava diferentseeruda ja on kogu purske vältel praktiliselt ühesuguse koostisega. Mida pikem aga on pursete vaheaeg, seda suuremal määral toimub diferentseerumine, ning seetõttu väljub ühtedest ja samadest vulkaanidest kord aluseline, kord happeline laava.

Tulivedela laava valgumine maapinnale ei kõnele vastu väitele, et maa sisemus on tahkes olekus. Üksikud magmakolded võivad tekkida maakoore kuumenemise tõttu radioaktiivsete elementide kohatise kontsentreerumise piirkondades. Peale selle, suurtes sügavustes, kus valitsevad kõrged temperatuurid oleksid harilikes tingimustes küllaldased kivimite sulatamiseks, jäävad viimased tahkeks kolossaalsete rõhkude tõttu, mis kõrgendavad sulamistemperatuuri. Järelikult jätkub rõhu alanemisest, et ülekuumenenud aines läheks üle vedelasse olekusse ja tõuseks temas sisalduvate gaaside mõjul maapinna suunas. Gravitatsioonilise diferentsiatsiooni puhul toimub selline tõusuliikumine, s. o. ainese ümberpaigutumine väiksema rõhu piirkonda, väga suures mastaabis.

131. Maa vanus. Geokronoloogia. Üheks huvitavamaks teaduslikuks probleemiks on kivimite ja Maa kui terviku absoluutse vanuse määramise probleem. Selle lahendamiseks on püütud kasutada kõige erinevamaid teid, kuid alles hiljuti leiti rahuldav viis: radioaktiivsuse meetod, mida, tõsi küll, saab kasutada ainult radioaktiivseid elemente sisaldavate kivimite puhul.

Uraani lagunemisel tekib raadium. Viimane omakorda annab rea vahepealseid lagunemisprodukte ning muutub lõpuks mitteradioaktiivseks plii isotoobiks aatomkaaluga 206. Tooriumi lagu-

[6] «Труды I совещания по вопросам космогонии», 1951, стр. 321.
[7] А. Н. Заварицкий, Извержение вулкана Геклы, «Природа», 1952, № 4.

nemine viib samuti plii moodustumisele: tekib plii isotoop aatomkaaluga 208. Selle kõrval tekib radioaktiivse lagunemise käigus ka heelium. Teades heeliumi ja plii tekkimise kiirust (1 g uraani näiteks annab lagunemisel aastas $7{,}4 \cdot 10^{-9}$ g pliid), saab määrata aja, mille jooksul lähtemineraalide radioaktiivse lagunemise resultaadina on kujunenud nende ainete ühed või teised hulgad, s. o. saab selgitada kivimi vanuse. Kivimite vanuse määramiseks kasutatakse ka kaaliumi (mille lagunemisel tekib argoon), rubiidiumi ja teiste elementide radioaktiivset lagunemist. Neid arvutusi ei saa veel pidada väga täpseks, kas või juba selle tõttu, et heelium võib hajuda, osa kivimeis sisalduvat pliid aga võib olla mitteradioaktiivse päritoluga. Pole siiski kahtlust, et *suurusjärku* peegeldavad need arvutused täiesti õigesti.

Eri autorite uurimised on andnud maakoore vanuseks 3—3,5 miljardit aastat. Kui aga silmas pidada mõiste «maakoor» sisu, siis on siin tegelikult kõne all kõige vanemate tardkivimite tekkeaeg (teatava «lisandiga», sest Karjala ja Kanada kõige vanemate kivimite vanuse faktiline määramine annab suuruse 1,7—2 miljardit aastat). Asi on selles, et radioaktiivsuse meetod fikseerib kristallvõre kujunemise momendi, s. o. aja, mil kristall eraldub sulamist, sest siis tekib sulamist isoleerunud mineraalisüsteem, milles on võimalik radioaktiivse lagunemise produktide kogunemine ja säilimine.

Maakoore tekkimise aja ja vanimate tardkivimite tekkimise aja mõisted langesid ühte seni, kuni valitses kujutlus Maa esialgsest tulivedelast seisundist: jahtunud maakoor oligi vanimaks tardkivimiks. Praegu me teame, et Maa tekkis külma kehana ja alles hiljem kuumenes tema sisemus radioaktiivsete elementide lagunemise toimel. Järelikult kõige vanemad tardkivimid on Maa primaarsest külmast väliskestast nooremad ja nende vanus ei iseloomusta maakoore vanust, rääkimata Maa kui planeedi vanusest.

Kui eeldada, et kogu maakeral esinev argoon on kaaliumi (peetakse silmas isotoopi K^{40}) radioaktiivse lagunemise produkt, siis peaks Maa vanus olema vähemalt 4 miljardit aastat. O. J. Schmidti arvutused annavad veelgi suurema vanuse: Maa tekkimiseks tahketest kosmilistest kehakestest oli vaja 7,6 miljardit aastat; pool Maa massist tekkis vähem kui 1 miljardi aasta jooksul; seejärel protsess aeglustus (ainevarude vähenemise tõttu esialgses kosmilise tolmu pilves) ja viimase 2 miljardi aasta jooksul on juurde tulnud kõigest mõne sentimeetri paksune kiht.[8] Esialgu põhinesid need arvutused Maa tekkele aluse pannud kosmilise tolmu teataval (olgugi et mitte absoluutsel) samastamisel praegusaegsete meteoriitidega. Praegu võib seda samastamist vaevalt õigustatuks pidada, sest meteoriidid on koostiselt väga keerukad ja on võib-olla ise kosmilise tolmu pilvest tekkinud ja

[8] О. Ю. Шмидт, Четыре лекции о теории происхождения Земли, 1950, стр. 72—73.

seejärel lagunenud suuremate ainesetompude killud (selline protsess aga toimus tõenäoliselt mitu korda, enne kui tekkisid vastupidavamad ainesekogumikud, mis andsid alguse praegustele planeetidele). Ühtlasi annab radioaktiivsuse meetod ka meteoriitide vanuseks kuni 7—8 miljardit aastat, kusjuures V. G. Fessenkovi järgi ühegi meteoriidi vanus «ei ületa meie Maa ja, nagu võib arvata, meie planeetide süsteemi vanust».[9] Ühes oma uuemas töös loeb V. G. Fessenkov meteoriitide vanuse ülapiiriks 3—4 miljardit aastat.[10]

V. I. Baranov võttis Maa vanuse arvutamisel aluseks suhte uraani (U^{238}) ja aktiinouraani (U^{235}) praegusaegsete hulkade vahel kivimeis ja mineraalides. Uraani tekkimisel kauges minevikus moodustus tõenäoliselt mõlema isotoobi aatomeid ühesugusel hulgal. Et aga aktiinouraan laguneb palju kiiremini kui uraan (nende poolestusajad on vastavalt 700 miljonit ja 4,5 miljardit aastat), siis on aktiinouraani praegu 139 korda vähem kui uraani. Arvutus näitab, et niisuguse suhte kujunemiseks on kulunud 5—7 miljardit aastat. See arv annab meile uraani vanuse, selle ainese vanuse, millest tekkis Maa, tõenäoliselt ka meteoriitide vanuse, kuid mitte Maa kui planeedi vanust, sest radioaktiivsed elemendid ei saanud tekkida Maa tingimustes (ei Maa sisemuses ega pinnal), vaid vajasid selleks teistsuguseid füüsikalisi tingimusi ja olid järelikult olemas juba enne Maa tekkimist. Meie planeet tekkis hiljem ja nimelt 5—6 miljardit aastat tagasi.

Seega on Maa vanus nähtavasti 4 ja 6 miljardi aasta vahemikus.

Kivimite absoluutse vanuse määramine on aga alles algstaadiumis, sest selle kohta pole seni piisavalt materjali kogutud. Seetõttu on geoloogias valitseva tähtsusega veel vana, *suhteline* geokronoloogia, mis, andmata võimalust kivimite absoluutse vanuse selgitamiseks, võimaldab selgitada vaid sündmuste järjestust, s. o. konstateerida, et üks neist toimus varem, teine hiljem. Kõik maakoort moodustavad kivimid on jaotatud *ladekondadeks*, iga ladekond *ladestuteks*, iga ladestu *ladestikeks* (seeriateks), ladestikud *ladejärkudeks*, ladejärgud *lademeteks* ja lademed *vöödeks*. See on kivimite jaotus üha väiksemateks ja väiksemateks kompleksideks. Kuid iga kompleksi tekkeks oli tarvilik teatav ajavahemik. Seetõttu on kokku lepitud, et igale ladekonnale vastab ajavahemik, mida nimetatakse *aegkonnaks*, igale ladestule aga vastab *ajastu*. Ajastud jaotuvad omakorda *ajastikeks*, ajastikud *ajajärkudeks*; veelgi väiksemateks ühikuteks on *iga* ja *välde*.

---

[9] В. Г. Фесенков. Современные представления о вселенной. 1949, стр. 140.

[10] В. Г. Фесенков. Природа и возможное происхождение метеоритов, зодиакального света и астероидов, «Вопросы космогонии», т. I, 1952, стр. 95—96.

Geoloogilises ajaarvamises kasutatavad põhijaotused on esitatud tabelis 15. Need on antud nooremates vanemate poole.

Tabel 15

Suhteline ja absoluutne geokronoloogia [11]

Aegkonnad	Ajastud	Absoluutne aeg (milj. a.)	
		Ajastu lõpp	Kestus
Kainosoikum (*Kz*)	Antropogeen e. kvaternaar (*Q*)	0	1
	Tertsiaar (*Tr*)	1	69
Mesosoikum (*Mz*)	Kriit (*Cr*)	70	40
	Juura (*J*)	110	40
	Triias (*T*)	150	35
Paleosoikum (*Pz*)	Perm (*P*)	185	40
	Karbon (*C*)	225	50
	Devon (*D*)	275	35
	Silur (*S*)	310	120
	Kambrium (*Cm*)	430	80
Proterosoikum (*Pt*)		510	umbes 600
Arhaikum (*Ar*)		(1110)	üle 900

Sulgudes on esitatud üldkasutatavad lühendid — indeksid. Paralleelselt on toodud geokronoloogiline skaala, milles on näidatud, mitu miljonit aastat tagasi lõppes üks või teine ajastu ja kui suur oli selle ajastu kestus.[12]

Kvaternaar jaotatakse (kasvava vanuse järjekorras) praeguseks (mis algas umbkaudu 10 000 aastat tagasi), nooremaks, keskmiseks ja vanemaks ajastikuks. Tertsiaaris eristatakse pliotseeni, miotseeni, oligotseeni, eotseeni ja paleotseeni; esimesed kaks ühendatakse neogeeniks, ülejäänud paleogeeniks.

132. Kokkuvõte. Kõigi Maa sisemuse eluavalduste aluseks on soojusenergia muundumine.

Maa soojuslikust seisundist on teada ainult nii palju, et maakoores temperatuur sügavuse suurenemisel kõrgeneb. Keskmine geotermiline gradient on 1—1,2 kraadi, kuid sügavuse suurenemisel see väheneb. Pole küllaldast alust oletuseks, et Maa sisemuses temperatuur ületab 2000—3000° C. Maa soojuse allikaks on radioaktiivsete elementide lagunemine. Seejuures vabaneva energia hulk on küllaldane selleks, et seletada kõiki ainemasside liikumisi nii maakoores kui ka maakera sisemuses.

Maa ainese tihedus suureneb sügavuse suurenemisel (maapinnal on see 2,7 ja Maa keskosades 17,2). Rõhk ulatub Maa tsentrumis 3 miljoni atmosfäärini.

[11] БСЭ, т. 10, изд. 2, 1952, стр. 510.

[12] Uuemaid andmeid vt. «Известия АН СССР», серия геол., 1960, № 10, стр. 17—21. *Tõlk.*

Tihedus suureneb hüppeliselt 60 ja 2900 km sügavusel. Sellest järeldame, et Maa koosneb üksteist ümbritsevatest kontsentrilistest kestadest. Seismiliste uurimiste järgi on Maa sisemus tahke; mõningaid kahtlusi on tuuma suhtes, kuid näib, et ka need hajuvad tahke tuuma teooria kasuks.

Maa kestade koostise kohta ei ole piisavalt andmeid. Maakoor koosneb peamiselt graniitide tüüpi kivimeist, millede all lamavad basaltide tüüpi kivimid. Maa vanus on 4—6 miljardit aastat.

Kirjandust

Бончковский В. Ф., Внутреннее строение Земли, 1953.

Варсанофьева В. А., Происхождение и строение Земли, 1945.

Гутенберг Б. (ред.), Внутреннее строение Земли, 1949.

Магницкий В. А., Основы физики Земли, 1953.

Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П., Элементы сейсмологии и сейсмометрии, 1949.

Труды первой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Изд. АН СССР, 1954.

Ферсман А. Е., Геохимия, т. I, 1933 (ptk. IV).

Шмидт О. Ю., Четыре лекции по теории происхождения Земли, 1950.

XVII peatükk

MAA SISEENERGIA MÕJU MAASTIKULISE SFÄÄRI KUJUNEMISELE

Maa siseenergia avaldub mitmesugustes, kuid omavahel seoses olevates maakoore liikumistes. Neid liikumisi tuleb vaadelda kui üksiknähtusi kogu planeedi üldise arenemise protsessis.

133. Maakoore kõikuvliikumised. Maakoore kõikuvliikumiste[1] olemus seisab suureulatuslike maakooreosade aeglases tõusus või vajumises. Maakoore kõikuvliikumised on esinenud kõikjal ja kõigil geoloogilise ajaloo etappidel.

Tõusu- ja vajumisalad esinevad maakoores alati üheaegselt, moodustades üheskoos nagu tohutu suuri laugeid laineid. Sarnasus lainetusega on seda täielikum, et tõusuala asendub aja jooksul vajumisalaga ja vastupidi. Vastandades aga maakera geoloogilise ajaloo mingil momendil kõik erineva märgiga liikumised, veendume iga kord, et ühtedel perioodidel kuulub ülekaal siiski tõusu-, teistel vajumisliikumistele ja järelikult võib iga perioodi puhul kõnelda domineerivast tõusu- või vajumistendentsist.

Maakoore kõikuvliikumiste teke seletub ainese gravitatsioonilise diferentseerumisega Maa sisemuses: ainese ülespoole liikumisele vastab maakoore tõus, allapoole liikumisele vajumine.

Kõige parem on maakoore kõikuvliikumisi tundma õppida rannajoone käitumist jälgides, sest maakoore kõikuvliikumiste puhul muutub mere ja maismaa vaheline piir mere pindala suurenemise tõttu maismaa arvel või maismaa pindala suurenemise tõttu mere arvel. Kui maismaa tõuseb, meretase aga jääb muutumatuks, siis rannalähedased merepõhjaosad maismaastuvad; sama toimub ka meretaseme madaldumisel maismaa stabiilse asendi juures. Mõlemal juhul toimub mere regressioon, s. o. taandumine. Maismaa vajumine muutumatu meretaseme juures või meretaseme tõus maismaa stabiilse asendi puhul põhjustab

[1] Need on tuntud ka undatsioonide, epeirogeneetiliste liikumiste ja epeirogeneesi nime all.

mere transgressiooni (pealetungi) ja suuremate või väiksemate maismaaosade üleujutamise.

Ükski neist protsessidest ei ole täiesti pöörduv. Transgressioonid vahelduvad regressioonidega (ja vastupidi), kuid regressioonid ei tarvitse peatuda tingimata samadel tasemetel, kust algasid transgressioonid. Regressiooni ajal võib meri täielikult kaduda, samuti võib osa tema veest jääda püsima maakoore nõgusatesse osadesse ja moodustada merest isoleeritud järvelisi veekogusid. Transgressioonide ulatused üksikutel geoloogilistel perioodidel on samuti erinevad.

Üheks transgressioonide ja regressioonide võimalikest põhjustest on kogu Maailmamere taseme tegelikud kõikumised (eustaatilised kõikumised), mis on tingitud tema veehulga suurenemisest või vähenemisest. Maailmamere taseme tunduv madaldumine toimub jääajastikel, mil tema pinnalt auruv ja tahkete sademete näol maismaale langev vesi akumuleerub seal ega pöördu mitmete aastatuhandete vältel merre tagasi. Jäävaheajastikel ja jääajajärgsetel aegadel, mil liustikud kaovad, voolavad eelnenud perioodidel haaratud veehulgad sulavee näol merre ja Maailmamere tase tõuseb.

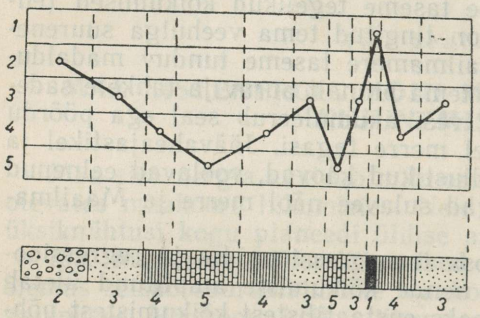
Eustaatiliste kõikumiste osa transgressioonides ja regressioonides on tagasihoidlik, sest nende kõikumiste amplituud ületab vaevalt 100 m. Peale selle peaks eustaatilistest kõikumistest põhjustatud transgressioon (või regressioon) esinema üheaegselt kogu maakeral, ühest ja samast perioodist pärinevad vanad rannikumoodustised aga peaksid pärast meretaseme tegelikust madaldumisest tingitud regressiooni asetsema ligikaudu ühesugusel kõrgusel üle meretaseme. Tegelikult, nagu on teada geoloogiast, esinevad mõlemad nimetatud juhtumid harva. Tavaliselt on transgressioon ühedes ja regressioon teistes piirkondades peaaegu sünkroonsed ning vanade rannikumoodustiste kõrgus üle meretaseme on ühest ja samast perioodist pärineva rannajoone ulatuses muutuv.

Kõik see tõestab, et transgressioonide peamiseks ja kõige harilikumaks põhjuseks on maakoore tõusud ja vajumised, sest need võivad erinevates kohtades olla erineva suunaga või ühesuguse suuna puhul toimuda erineva ulatuse ja kiirusega. Sel puhul ilmselt ei toimu ookeani taseme tegelikke kõikumisi, vaid need kõikumised peegeldavad ookeaninõgude ruumala suurenemist või vähenemist, mis on tingitud maakoore liikumistest.

Nagu näitas nivelleerimistulemuste võrdlemine, on hiiglasuur maa-ala Põhja-Indias, Himaalaja ja Gangese vahel, ajavahemikus 1862—1932 (70 aasta jooksul) vahetpidamatult tõusnud kiirusega 18,2 mm aastas (s. o. 1,8 m sajandi jooksul); tõusu maksimum esineb 45 km põhja pool Benarest. Aastaist 1920—1939 pärinevate nivelleerimisandmete võrdlemine aastail 1945—1948 teostatud nivelleerimiste andmetega näitab, et Ees-Kaukaasia vajub kiirusega 5—7 mm aastas, Donbass ja Aasovi-Podoolia kris-

talne massiiv aga tõusevad (6—10 mm aastas).[2] Kesk-Vene kõrgustik on haaratud tõusuliikumisest, mille kiirus on veidi suurem kui Donbassi tõusu kiirus.

Mereterrasside esinemine rannikuil, mereorganismide jäänuste leidumine maismaal, kõrgel merepinnast ja kaugel rannajoonest, kõrgele üle merepinna ulatuvad korallsaared — kõik need on rannikualade tõusu tunnused. Seevastu rannikualade vajumisest annavad tunnistust ehitiste varemete, puude jäänuste, endiste mereterrasside ja jõeorgude esinemine merepõhjas ning korall-moodustisi kujundavate korall-lubjakivide suur paksus (üle 40—60 m).



Joon. 71. Maakooreosa kõikumiste diagramm, mis on koostatud stratigraafilise läbilõike põhjal.

Läbilõike tingmärgid: *1* — kivisüsi, *2* — konglomeraat, *3* — liivakivi, *4* — savikilt, *5* — lubjakivi.

Geoloogilises minevikus toimunud maakoore kõikuvliikumiste selgitamise põhiliseks meetodiks on geoloogiliste läbilõigete analüüs.

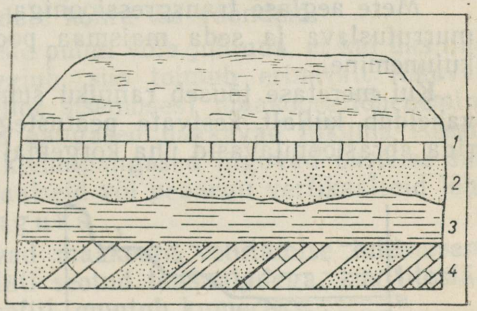
Geoloogiline läbilõige, milles näiteks alt üles järgnevad üksteisele konglomeraadid, liivakivid, savikildad ja lubjakivid, näitab rannajoone ümberasetumist, ja nimelt mere pealetungi, sest antud läbilõikega esindatud merepõhjaosas on üksteisele ladestunud üha sügavama vee setted. Erinevate kivimite vaheldumine läbilõikes annab üldse tunnistust selle basseini sügavuse muutumisest, milles kivimid settisid, s. o. basseini põhja kõikumisest (joon. 71).

Paljudes läbilõigetes ilmneb mitte ainult kivimite vaheldumine, vaid ka vaheaegade esinemine settimisprotsessis. Settelünkade esinemisest annab tunnistust põikne lasumus. Nõndanimetatud varjatud põiksuse puhul asetsevad kihid nagu rööplasumuse puhulgi paralleelselt, kuid kivimite korrapärane vanuseline järjestus on häiritud mingi lademe väljalangemise (puudumise) tõttu ja kahe paralleelse, teineteisest vanuseliselt järsult erineva kihi piiril on tihti näha alumise kihi uhtumise ja purustuse jälgi (joon. 72). Veelgi selgemini ilmneb settelünga esinemine nurkpõiksuse korral, s. o. juhtumeil, kus läbilõike alumises osas esinevad tugevasti kallakud või kurrutatud, ülemises osas aga eelmistel horisontaalsete (või ka kurrutatud, kuid teisiti)

[2] Ю. А. Мещеряков, М. И. Синягина, Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования, «Известия АН СССР», серия геогр., 1951, № 1.

kihtidena lasuvad kivimid. Meresetete varjatud põiksus kõneleb merelise režiimi vaheldumisest kontinentaalsega, nurkpõiksus aga peale selle veel maakoore keerukatest kurrutusliikumistest.

134. Maakoore kõikuvliikumiste tagajärjed. Ühe tagajärgede kategooriaga me juba tutvusime — see on maismaa ja mere pindalade suhte muutumine. Maismaa või mere pindala tunduv suurenemine kajastub kliima muutumises merelisemaks või kontinentaalsemaks, mis aja jooksul omakorda peegeldub orgaanilise maailma ja mullastiku iseloomus. Muutub merede ja mandrite konfiguratsioon. Madalate väinadega üksteisest eraldatud mandrid ja saared võivad mere regressiooni korral liituda. Transgressiooni korral, vastupidi, toimub maismaamassiivide jagunemine iseseisvateks mandriteks või uute saarte eraldumine mandrist. Maismaa pindala suurenemine kergendab maismaaloomade ja -taimede migratsiooni ja segunemist ning raskendab merefauna migratsiooni ja vahetumist; transgressioonide puhul kujunevad soodsad tingimused mereorganismide, ebasoodsad maismaaorganismide jaoks.



Joon. 72. Rööpne ja põikne lasumus.
Kihtide kompleks *1* lasub kihtide kompleksil *2* rööpselt, *2* ja *3* vahel esineb varjatud põiksus, *3* ja *4* vahel nurkpõiksus.

Maakoore kõikuvliikumiste esinemine või puudumine määrab tunduvas ulatuses mere purustava tegevuse efekti. Paiskudes vastu järskrannikut, kujundab murdlainetus sellesse teatavasti niši ehk kulpa; viimasest kõrgemale jääb püstise seina näol rannikujärsak, selle jalami ette aga tasane murrutuslava. Lainetuse tegevuse mõjul rannikujärsak taandub pidevalt maismaa suunas ja vastavalt sellele laieneb murrutuslava; tekkiv purdne materjal setib osaliselt murrutuslava pinnale, osaliselt selle merepoolsele veealusele nõlvale.

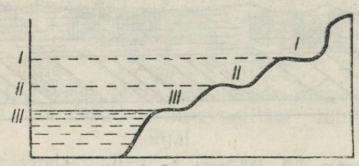
Kui meretase jääb ranniku suhtes muutumatuks, siis ei saa rannikujärsaku taandumine ja murrutuslava laienemine toimuda lõpmatult. Mida laiem on lava, seda pikema vahemaa peab murdlainetus läbima mööda tema pinda enne järsaku jalamini jõudmist, seda rohkem energiat kulutab ta hõõrdumise ületamiseks murrutuslava pinnal ja järelikult seda väiksema jõuga paiskub ta vastu järsakut. Murrutuslava teatava kindla laiuse juures, mis oleneb võimalikust maksimaalsest veetasemest (selle määrab loodete kõrgus), lainetuse jõud hääbub ja ranniku purustamine lai-

netuse poolt lakkab. Edaspidi allub rannik veel ainult teiste purustusprotsesside tegevusele (murenemine, uhtumine jm.). Olles ületanud murrutuslava, lõpetab mere poolt tulev lainetus oma teekonna jõuetult rannikujärsaku jalamil.

Rannikujärsaku edasine taandumine on võimalik ainult sel juhul, kui meretase pikema aja jooksul aeglaselt ja pidevalt tõuseb (meretaseme eustaatiline tõus või maismaa järkjärguline epeirogeneetiline vajumine). Seejuures rannikujärsak taandub üha kaugemale mandri sisemuse suunas, murrutuslava pind aga, mis on nõrgalt kallak mere suunas, laieneb pidevalt. Murrutuslava pind vastab pinnale, mida mööda meri lõikub maismaasse. Seda lõikumisprotsessi nimetatakse abrasiooniks ehk murrutuseks ja lõikepinda abrasiooni- ehk murrutuspinnaks.

Mere aeglase transgressiooniga järskrannikul kaasneb niisiis murrutuslava ja seda maismaa poolt ääristava rannikujärsaku kujunemine.

Kui meretase tõuseb ranniku suhtes kiiresti ja seejuures tõus vaheldub küllalt kestvate peatustega, siis tekib rannikul terve rida abrasioonilavasid üha kõrgemal ja kõrgemal tasemel, kujun-



Joon. 73. Mereterrassid. *I, II, III* — erinevad meretasemed.

dades terrasse, kusjuures iga uue terrassi tekkele eelneb loomulikult eelmise üleujutamine. Vastupidi, meretaseme kiirel laskumisel vaheldumisi pikemaajaliste peatustega kujuneb rida terrasse üha madalamal ja madalamal tasemel (joon. 73). Järelikult üleujutatud mereterrassid annavad tunnistust mere transgressioonist, mille ajal meretaseme tõus (või mandri vajumine) toimus peatustega, mis olid küllalt pikaajalised abrasioonipindade kujundamiseks. Meretasemest kõrgemal asetsevad mereterrassid viitavad mere regressioonile, mille ajal meretaseme laskumine (või mandri tõus) toimus samuti vaheaegadega.

On kerge näha, et murrutus kuulub tegurite hulka, mis tasandavad mere poolt üle ujutatud maa-ala reljeefi. Kuid tema mõju avaldub ka üleujutamata ala reljeefis, sest ta mõjustab merre suubuvate jõgede erosioonibaasi asendit. Mere regressioon põhjustab alati erosioonibaasi madaldumist, kiire transgressioon aga, millega kaasneb jõeorgude alamjooksu-osade üleujutus, erosioonibaasi tõusu. Aeglane transgressioon ja sellega kaasnev murrutuslava kujunemine tõstab ühtede jõgede ja madaldab teiste jõgede erosioonibaasi. Kõik oleneb siin suhtest kujuneva abrasioonipinna kallakuse I ja antud jõeoru suudmeosa langu i vahel. Kui $I<i$, siis toimub murrutuslava laienemisel erosioonibaasi suhte-

line madaldumine ja jõgede suudmelähedaste osade hävimine; kui $l > i$, siis toimub murrutuslava laienemisel erosioonibaasi suhteline tõus ja jõeorud ujutatakse üle. Järelikult esineb maa-ala ühtedes osades murrutuse mõjul põhjaerosiooni mõningane elavnemine, teistes hääbumine: üks ja sama põhjus viib erisugustele tagajärgedele.

Seoses sellega, et maakoore kõikuvliikumised toimuvad eri kohtades kas erineva «märgiga» või erineva intensiivsusega, muutub ka maakera pinna kuju. Kõige sagedamini kujundavad ulatuslikke alasid haaravad tõusud ja vajumised hiiglaslikke laineid: tõusude puhul tohutu suurte mõõtmetega kupleid, vajumiste puhul nõgusid ja suureulatuslikke depressioone. Kõigile neile lainetele on iseloomulik suur kõverusraadius, s. o. suhteline lamedus. Vastavalt maapinna paindumisele painduvad ka seda moodustavad kivimid, moodustades lamedaid kohre või vaondeid.

Maakoore kõikuvliikumiste puhul võib juhtuda, et kui üks naaberaladest tõuseb, teine vajub, siis toimub erinevalt liikuvate alade piiril (samuti ka nende sisemuses) maakoore lõhenemine, mistõttu üksikud maakoore pangased hakkavad liikuma iseseisvalt. Nähtust, mille puhul kivimipangased liiguvad üksteise suhtes üles või alla piki vertikaalseid või peaaegu vertikaalseid lõhesid, nimetatakse murranguks.

Murrangulõhed kujunevad maakoore venitamise tulemusena, venitus aga on peaaegu alati seotud tõusualadega, kus litosfäär kummub üles, s. o. tema profiil muutub kumeraks.

135. Kurrutusliikumised. Settekivimid ladestuvad peaaegu alati horisontaalsete kihtidena. Kui kiht ei ole horisontaalne, siis tähendab see, et mingi liikumine on teda pärast tema tekkimist horisontaalasendist välja viinud. Maakoore liikumisi, millede tagajärjel tekivad kurrud, s. o. kihtide mitmesuguse kujuga lainetaolised painded, nimetatakse kurrutusliikumisteks ehk orogeneetitilisteks liikumisteks.

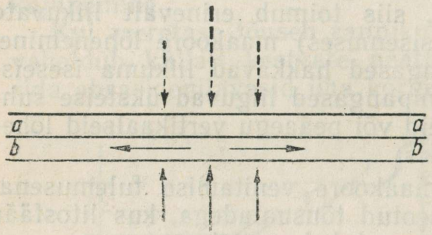
Kurrutusliikumised erinevad maakoore kõikuvliikumistest rea oluliste tunnuste poolest. Erinevalt kõikuvliikumistest, mis toimuvad lakkamatult, on nad episoodilised.[3] Nad ei esine kõikjal ja haaravad iga kord suhteliselt piiratud maakooreosi. Hõlmates väga pikki ajavahemikke, toimuvad kurrutusliikumised siiski kiiremini kui maakoore kõikuvliikumised ning nendega kaasneb magma aktiivne liikumine (vt. § 142): kurrutuspiirkondades tungivad maakoorde suured sula magma massid, mis valguvad maapinnale või jahtuvad maakoores maapinnani jõudmata, moodustades hiiglaslikke tardkivimite massiive. Magma liigub mõnikord ka maakoore kõikuvliikumiste puhul, kuid kaugeltki mitte nii

[3] N. S. Šatski ja mõned teised geoloogid on arvamusel, et ka kurrutus ei ole episoodiline, aeg-ajalt tektoonilise rahu foonil puhkev, vaid pidev ja kestev protsess, millest maakoor on haaratud vahetpidamatult, olgugi ebaühtlaselt.

intensiivselt; see viib tavaliselt laava väljavalgumisele maakoores esinevatest lõhedest.

Kurrutusprotsessides toimub maakoore ainese liikumine alati kahes suunas: horisontaalses ja vertikaalses, s. o. tangentsiaalselt ja radiaalselt. Tangentsiaalse liikumise tulemuseks ongi kurdude, pealenihete jms. tekkimine. Vertikaalne liikumine tõstab kurrutuvat litosfääriosa ja teatavates tingimustes annab sellele geomorfoloogilise kujunduse kõrgete vallide — mäeahelike — näol.

Seos kõikuvliikumiste ja kurrutusliikumiste vahel on kaheldamatu; nad on maakoore ühtse liikumisprotsessi kaks piirilist väljendusvormi. Maakoore kõikuvliikumised on primaarsed, universaalsed. Teatavates tingimustes ja teatavatel territooriumidel lähevad nad aeg-ajalt üle orogeneetilisteks liikumisteks: tõusualadel toimub kurrutus.

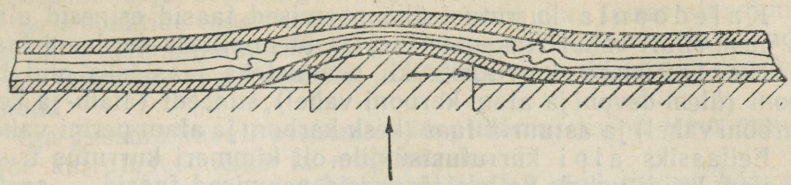


Joon. 74.

Kurrutuse kui primaarsete kõikuvliikumiste tagajärje mehhanismi võib kujutleda järgmiselt. Oletame, et mingile maakooreosale mõjuvad altpoolt jõud, mis püüavad teda tõsta, välja suruda, kusjuures ühtedes kohtades on need jõud tugevamad, teistes nõrgemad (pidevad nooled joonisel 74). Maakoor, millel on teatav jäikus ja sidusus, toimib sellele vastu (vastupanujõud on näidatud katkendlike nooltega). Alumised kivimikihid (*b*), mis on vastassuundades toimivate jõudude poolt nagu pihtide vahele võetud, surutakse kokku ja plastiline materjal valgub kohtadest, kus surve on suurem, kohtadesse, kus see on väiksem (horisontaalsed nooled); seejuures kujunevad kurrud.

Nagu märgitud, haarab deformatsioon kõigepealt sügavamal asuvaid, kõige plastilisemaid kihte (*b*). Ülemised, kurrutusprotsessist puutumata kihid (*a*) avaldavad maakoore ülespainutamisele esialgu veel vastupanu, kuid seejärel levib deformatsioon üha kõrgemale ja kokkusurumisest haaramata kihi paksus väheneb, seoses sellega aga nõrgeneb ka kogu antud maakooreosa kui terviku vastupanu ülespainutamisele. Teataval etapil kurrutusdeformatsioon lakkab ja asendub kogu maakooreosa üldise ülespaindumisega (joon. 75).[4]

[4] Ülespainduva ala pinnal võib teatavates tingimustes esineda teine plastiliste masside valgumise vorm, mis on seotud ainuüksi gravitatsiooniliste jõudude toimega — plastiliste setete libisemine piki nõlvu, veealused lihked jt. Sel juhul tekivad samuti kurrud



Joon. 75.

Mida plastilisem on maakoor, seda intensiivsem on kurrutus, mis toimub enne üldist tõusu. Väiksema plastilisusega maakooreosades on kurrutus nõrgem ja tõus algab varem. Jäikade maakooreosade puhul toimub tõus kohe, ilma eelneva kurrutuseta. Teiste sõnadega, algul kasutavad tektoonilised jõud kõiki maakoore sisemuse plastilise ümberkujundamise võimalusi, seejärel aga, kui maakoor on kohanenud uute survetingimustega ja tema vastupanu on ületatud, hakkavad nad maakoort kergitama. Lühidalt, nii kurrutuse kui tõusu põhjus on üks ja sama — vertikaalsuunas toimivad jõud.

Maakoore ülespaindumine, millega kaasneb pingete tekkimine tema üleskummuvas osas, viib nõndanimetatud murranguliste (disjunktiivsete) dislokatsioonide kujunemisele. Tekivad murrangulõhed. Lõhestatud maakoore üksikud osad võivad edaspidi tõusta iseseisvalt, erisuguse kiirusega («diferentseeritud tõusuliikumised»), mõned neist aga võivad ka vajuda, sageli samuti erineva kiirusega. Seega kutsub maakoore tõus esile ka vastupidise liikumise — üksikute pangaste vajumise. Tekivad ülangud (horstid) ja alangud (graabenid).

Järelikult on murrangulised dislokatsioonid nagu kurrutuski sekundaarne, maakoore kõikuvliikumistest tulenev nähtus.

Viimastel aastatel kaldub osa nõukogude geolooge eristama mitte kaht, vaid kolme tektooniliste liikumiste põhitüüpi: üldisi maakoore kõikuvliikumisi, lainetuslikke liikumisi ja kurrutusliikumisi. Ulatuslikke maakooreosi haaravate ja üldplanetaarset tähtsust omavate kõikuvliikumiste geomorfoloogiliseks tagajärjeks on transgressioonid ja regressioonid, tasaste denudeeritud pindade tekkimine. Lainetuslikud liikumised kujundavad omavahel seoses olevaid tõusu- ja vajumisvööndeid, mäestikke, kiltmaid ja madalikke. Kurrutusliikumised loovad kurde ja kujundavad üksikuid ahelikke, kõrgendikke ja depressioone.

136. Peamised kurrutustsüklid. Nagu märgitud, on kurrutusliikumised ajaliselt ja ruumiliselt piiratud. See tähendab, et nad esinevad ainult mõningatel Maa arenemise etappidel ega haara kogu maakoort, vaid ainult selle üksikuid osi. Eelkambriumis korduvalt toimunud kurrutusliikumiste kohta ei ole küllaldaselt andmeid. Tunduvalt paremini on uuritud kurrutusliikumised alates paleosoikumist.

Ajavahemikus paleosoikumist kuni kvaternaarini eristatakse kolme suurt kurrutustsüklit: kaledoonia, hertsüünia (variski) ja alpi tsüklit. Kurrutustsüklid ei kujuta endast pidevaid protsesse, vaid koosnevad harilikult mitmetest kurrutusfaasidest: eelfaasidest, peamistest faasidest ja lõppfaasidest. Esimesed ja viimased on peamistest nõrgemad.

Kaledoonia kurrutustsükli peamised faasid esinesid alam- ja ülem-siluri vahel (takooni faas) ja ülem-siluris (ardenni faas). Hertsüünia kurrutustsükli peamisteks faasideks olid bretooni (ülem-devoni ja alam-karboni vahel), sudeedi (alam- ja kesk-karboni vahel) ja astuuria faas (kesk-karboni ja alam-permi vahel). Eelfaasiks alpi kurrutustsüklile oli kimmeri kurrutus triiase ja alam-kriidi vahel. Sellele järgnesid peamised faasid — austria (alam-kriit—ülem-kriit), subhertsüünia (ülem-kriit), lärami (ülem-kriit — eotseen), pürenee (eotseen — oligotseen) ja saava faas (oligotseen — miotseen).

Tuleb märkida, et ükski uus kurrutusfaas ei toimu harilikult samades piirkondades, kus toimusid eelmised tsüklid ja faasid; esineb omapärane kurrutusalade migratsioon. Kuid erinevate tsüklite kurrutuspiirkonnad osaliselt siiski kattuvad. Järelikult võivad ühe ja sama maakooreosa kivimid korduvalt kurrutuda.

137. Geosünklinaalid ja platvormid. Kõikuvliikumised toimuvad ühtedes maakooreosades väikese, teistes suure amplituudi ja kiirusega. Intensiivselt liikuvatele aladele on iseloomulik mitte ainult see, et ulatuslik vajumine asendub neis aja jooksul ulatusliku tõusuga, vaid ka see, et nende sisemuses esineb üheaegselt ja üksteise kõrval piirkondi, kus maakoore liikumise suund ja ulatus on teravalt erinevad. Alasid, kus maakoore kõikuvliikumiste amplituud ja kiirus on suur ja kus üheaegselt asetsevad ligistikku järsult vastupidise liikumisrežiimiga piirkonnad, nimetatakse geosünklinaalideks. Geoloogilist struktuuri, mis tekib aladel, kus maakoore liikumine on geosünklinaalse iseloomuga, nimetatakse kurrutusvööndiks. Seega on ilmne, et kurrutus on iseloomulik eelkõige geosünklinaalidele; seal esineb ta kõige täielikumal ja selgemal kujul. Geosünklinaali võib veel defineerida kui ala, mille füüsikaline seisund võimaldab intensiivsete kurrutusliikumiste esinemist.

Geosünklinaali jagunemine erisuguse kiirusega eri suundades (üles ja alla) liikuvateks osadeks tekitab suuri reljeefikontraste. Üleskerkivatel pangastel kulgevad intensiivselt erosiooniprotsessid; selle tulemusena toimub massiline setete akumulatsioon nõgudesse ja viimaste põhjade vajumine. Seejuures setted, vajudes sügavale, kõrgete temperatuuride ja rõhkude valdkonda, metamorfiseeruvad. Intensiivne setete akumulatsioon on geosünklinaali iseloomulikuks jooneks. Settelasundi paksus ulatub maksimaalse vajumise aladel 12—18 kilomeetrini.

Geosünklinaalide geograafiline ilme on üsna mitmekesine. Enamasti on geosünklinaalideks mered, milledes laialipillatult esineb saari. Esineb nii madalmerealasid kui ka süvikuid, kusjuures viimaste naabruses asuvad kõrged mägised saared. Geograafilises suhtes on geosünklinaal seega keeruka reljeefi (mäestikud, nõod) ning maismaa ja mere jaotusega ala.

Geosünklinaal teeb oma arenemises läbi kaks staadiumi. Esimeses staadiumis kujutab ta enesest merebasseini, litosfääri

intensiivse vajumise ning settekivimite ja veealuste vulkaanide purskeproduktide massilise akumulatsiooni ala. Teises staadiumis muutub geosünklinaal tõusualaks; sellega kaasneb mere taandumine, kurrutus, instrusioonid ja lõpuks murrangulised dislokatsioonid.

Iga geosünklinaali arenemise lõpptulemuseks on tema muutumine kurrutusvööndiks ja mägismaaks.

Praegusaegseteks geosünklinaalideks on alad, mis on hõivatud sisemerede, ääremerede ja saartevaheliste merede hulka kuuluvatest süvaveelistest meredest (vt. § 17).

Maakooreosi, mis on haaratud väikeseulatuslikest ja aeglastest kõikuvliikumistest, nimetatakse platvormideks. Nende vähene liikuvus tingib rahuliku reljeefi ja järelikult erosiooniprotsesside nõrga arengu, viimane omakorda akumulatsiooni väikese intensiivsuse. Platvormidele on peaaegu alati iseloomulik settekivimite väike paksus. Nii näiteks Balti kilbi kogu kambriumi ladestu paksus ei ületa 250 m ning siluri ladestu paksus on samuti 200—250 m.

Platvormilistes tingimustes tekkivat geoloogilist struktuuri nimetatakse samuti platvormiks. Selle struktuuri iseloomulikuks jooneks on antekliiside — laialdaste lamedate kohrude (läbimõõt sadu kilomeetreid) — ja sünekliiside — niisama laialdaste ja laugete vaondite — vaheldumine. Platvormid on kahekorruselise ehitusega. Platvormi vanema osa moodustab kurrutatud kivimeist koosnev vundament. Sellel lasub, sageli ainult vundamendi pinna nõgusid täites, horisontaalne või nõrgalt dislotseeritud noorem settekivimiline kate. Kurrud selles kattes, kui neid üldse esineb, on väga lamedad ja esinevad sporaadiliselt, üksikutes rajoonides (peamiselt sünekliisides), mis on üksteisest eraldatud laialdaste dislotseerimata aladega. Kui platvormi katab meri, siis on see tavaliselt madalaveeline, enam-vähem avatud ja väheste madalate saartega meri, mis oma põhja reljeefilt meenutab praegusaegseid šelfe. Seega iseloomustab platvormilisi alasid maismaa ja mere lihtne jaotus; sellele vastab ka ühetooniline, enam-vähem tasandikuline reljeef.

Siin ja eespool antud platvormi iseloomustus kehtib kurrutatud vundamendi tekkele järgneva perioodi kohta. Platvormi kurrutatud vundament annab tunnistust sellest, et ka platvormilised alad on kunagi läbi teinud geosünklinaalse arenemisstaadiumi. Järelikult platvormid tekivad geosünklinaalidest.

Heaks platvormi näiteks on Vene platvorm, mis paikneb Skandinaavia mäestiku, Karpaatide, Krimmi mäestiku, Kaukasuse ja Uraali mäestiku vahel. Vene platvormi vundament koosneb väga vanadest ja väga kauges geoloogilises minevikus kurrutatud kivimeist. Kohati ulatuvad need kivimid maapinnale, paljandudes ja moodustades nõndanimetatud «kilpe» või «massiive»; kohati asetsevad nad maapinna läheduses, kuid ei paljandu, kohati aga suures sügavuses, moodustades vundamendi «nõgusid». Vundamendi pind, välja arvatud kilbid, on kaetud kord õhema, kord paksema nooremate (kui vundamendi kivimid) settekivimite kihiga, mis lasub peaaegu horisontaalselt.

Suurimaks kilbiks on Fennoskandia ehk Balti kilp, mis haarab Karjala,

Koola poolsaare, Soome ja Rootsi territooriumi. Väiksem on Aasovi-Podoolia ehk Ukraina kristalne massiiv, mis ulatub Pripjati jõgikonnast piki Dnepri parempoolset kallast lõunasse ja kagusse, lõikub Dnepriga Dnepropetrovski kohal ja ulatub kuni Ždanovini. Erinevalt Balti kilbist, kus vundamendi vanad kivimid paljanduvad kõikjal, võib Ukraina massiivil neid näha peaaegu eranditult vaid jõeorgudes. Lõpuks, veelgi väiksem on Voroneži massiiv: vanade kivimite avamused esinevad väga piiratud aladel Kurski ja Voroneži oblastites — Donil, samuti ka Pavlovski ja Bogutšari rajoonides.

Maapinna lähedale ulatuvad vundamendi kivimid Polesje kohal.

Vene platvormi sügavaimate nõgude hulka kuuluvad Ida-Vene, Moskva, Dnepri-Donetsi, Musta mere jt. nõod.

Praegusaegses kirjanduses kasutatakse terminit «platvorm» ka teises, kitsamas tähenduses — ainult eelkambriumi kurrutusalade tähistamiseks. Kahekorruselise ehitusega kaledoonia ja hertsüünia kurrutuse alasid nimetatakse kaledoniidideks ja hertsüniidideks. Eelkambriumi kurrutustsükli tulemusena kujunenud platvormidest erinevad need oma vundamendi ja katte vanuse poolest, nagu nähtub alljärgnevast võrdlusest:

	Vundamenti moodustavate kivimite vanus	Katet moodustavate kivimite vanus
Eelkambriumist pärineva vundamendiga platvormid	*Ar Pt*	*Pz Mz Kz*
Kaledoniidid	*Ar Pt Cm S*	*D C P Mz Kz*
Hertsüniidid	*Ar Pt Pz*	*Mz Kz*

Alpi kurrutuse alad ehk alpiidid on seni ühekorruselise ehitusega: nende vundamendi koostises esineb igasuguse vanusega kivimeid, kate aga on kujunemisstaadiumis (kvaternaari setted), sest alpi geosünklinaali hääbumise protsess ei ole veel lõppenud.

Neotektooniliste liikumiste intensiivsuse uurimine kurrutusvööndites ja platvormidel on näidanud, et liikumiste keskmine kiirus on esimesel juhul 1—3 mm aastas, teisel juhul 0,07—0,25 mm aastas[5], maksimaalne kiirus aga (Skandinaavia, Ees-Baikalimaa) ei ulatu üle 11 mm aastas. On siiski alust arvata, et need suurused on tegelikest väiksemad. Nõukogude Arktika rannikud tõusevad sajandis 5—6 m võrra. Me märkisime juba (vt. § 133), et Vene platvormil on registreeritud tõusuliikumisi kiirusega kuni 6—10 mm aastas. Võttes arvesse Mzõmta jõe minimaalsete veetasemete progresseeruvat alanemist Ah-Tsu kuristikus 113 cm võrra perioodil 1925—1945 (mis viitab sängi erodeerumisele antud veemõõdupostis, s. o. erosioonibaasi madaldumisele), järeldas D. A. Kozlovski, et mäeahelik, mida läbib jõgi, tõuseb kiirusega vähemalt 5,6 cm aastas.[6]

138. Mäestike teke. Maakoore keerukate liikumisprotsesside kõige iseloomulikumaks väljenduseks on mäeahelike, mäestike ja mägismaade teke. Eelmiste paragrahvide põhjal on selge, et mäestike teke on seotud maakoore üksikute osade tõusuga. Erineva «kõvadusega» maakooreosades toimub see tõus erinevalt. Paksude settekivimikomplekside puhul, mis on seni jäänud kurru-

[5] Н. И. Николаев, Новейшая тектоника СССР..., «Советская геология», 1947, сборн. 16, стр. 94.

[6] Д. А. Козловский, Русловые процессы и современные вертикальные движения земной коры, «Пробл. физ. геогр.», XVI, 1951.

tustest puutumata ja järelikult ei ole kaotanud võimet plastilisteks deformatsioonideks, toimub esiteks kurdude teke, seejärel aga kogu keeruka kurrutatud kompleksi tõus. Tekib hiiglasuur antiklinaal (antiklinoorium ehk suurkohr), mis edaspidi liigestub jõeorgudega ja muutub mäestikuks. Antiklinooriumi kujunemisega kaasneb maakoore venitamine, kurrutatud struktuure läbivate murrangulõhede tekkimine ja antiklinooriumi üksikute osade liikumine üksteise suhtes.

Aladel, mis varajasemas geoloogilises minevikus on kord juba kurrutatud ning järelikult tihenenud, suurel määral kaotanud võime plastiliselt reageerida tektooniliste jõudude survele, toimub maakoore tõus ja mäestike tekkimine ilma uue kurrutuseta, murranguliste dislokatsioonide tulemusena.

Need on kaks iseloomulikumat juhtumit ja neile vastavad kaks peamist mäestikutüüpi: kurdmäestikud (Alpid, Kaukasus, Kordiljeerid, Andid jt.) ja pangasmäestikud (Tjan-Šan, Altai jt.).

Nii nagu mäestikud annavad tunnistust maakoore kerkimisest, annavad tasandikud tunnistust selle vajumisest. Kõrgustike ja nõgude vaheldumine esineb ka ookeanide põhjas — järelikult on ka need haaratud kõikuvliikumistest. Et geoloogiliste struktuuride ja reljeefi iseloomu vahel valitseb tihe seos, siis veealused platood ja nõod kõnelevad vajunud platvormilistest struktuuridest, veealused ahelikud aga üleujutatud mäestikest.[7] Süvikuid vaadeldakse kui praegusaegsete geosünklinaalide osi.[8]

139. Maavärinad. Esitatud maakoore liikumiste analüüs toetub geoloogilistele dokumentidele ja on tehtud peamiselt geoloogilise uurimismetoodika abil. Teiste sõnadega, see kehtib Maa arenemise nende etappide kohta, mis on juba seljataha jäänud. Nüüd tuleb näidata, et maakoore liikumised ei ole lakanud ka praegusel ajal. Maakoore kõikuvliikumistest, millede esinemine on instrumentaalselt selgitatud, oli juttu paragrahvis 133. Kurrutusprotsessid ei ole otseselt vaadeldavad, mistõttu võib ainult oletada, et nad kusagil ja mingil määral esinevad ka praegusel ajal. Mis puutub orogeneetilistesse protsessidesse, siis nende esinemise ilmseks tunnuseks on maavärinad; need näitavad, et Maa üksikud osad on äärmiselt aktiivses seisundis ja alluvad liikumistele, millega kaasnevad purustused.

Maavärinaks nimetatakse maakoore kiiret liikumist, mis põhjustab temas püsivaid (s. o. ka pärast liikumise lakkamist säilivaid) muutusi. Maavärin väljendub maapinna võnkumises, mis on põhjustanud altpoolt tuleva värinalainetuse poolt antavatest tõugetest. Maavärinad koosnevad peaaegu alati reast üksteisele järgnevatest erineva tugevusega tõugetest. Otsetõuke korral (kui

---

[7] Д. Г. Панов, О происхождении и истории развития океанов, «Вопросы географии», 1949, вып. 12.

[8] Д. Г. Панов, О происхождении наибольших глубин Мирового океана, «Природа», 1952, № 7.

seismiline kiir moodustab maapinnaga täisnurga või sellele lähedase nurga) paiskuvad maapinnal olevad esemed üles; kaldtõuke puhul on ülekaalus horisontaalsuunalised nihked ja sageli lainetuselaadsed liikumised, mille puhul majad kõiguvad paatidena, puud õõtsuvad, tornikellad hakkavad lööma jne.

Iga tõuge kestab vaid sekundeid, kuid olles kord alanud, jätkuvad tõuked mõnikord teatavate vaheaegadega mitme päeva, kuu või isegi aasta jooksul. Alma-Atas toimunud maavärin, mis algas 28. mail 1887. aastal, kestis tegelikult umbes kolm aastat ja selle aja jooksul esines mitusada tõuget.

Valdav enamik tõukeid ei ole inimesele tajutavad ja neid registreerivad vaid spetsiaalsed aparaadid.

Vaatamata oma väikesele kestusele võivad tõuked olla väga tugevajõulised. Tugevajõuliste maavärinate energia suurusjärguks on $2 \cdot 10^{19}$ kuni $5 \cdot 10^{25}$ ergi; viimasel juhul on maavärin ekvivalentne kogupauguga 23 miljardist 16-tollisest suurtükist, milledest igaüks paiskab 1 tonni raskuse mürsu 25—27 km kaugusele. Elektrijaam võimsusega 450 000 kilovatti peaks vahetpidamatult töötama 325 aastat, et anda nii palju energiat, kui palju seda eraldus Alma-Ata maavärina puhul 1911. aastal.[9] Suurus $5 \cdot 10^{25}$ ergi on arvatavasti piiriline, sest maakoore materjali vastupidavus on piiratud ja pinged võivad temas kasvada ainult kuni teatava kriitilise tasemeni.

Maavärinakollete (hüpotsentrite) sügavus ei ületa harilikult 40—60 km. Kõige sagedamini on see 15—20 km, kuid üksikuil juhtumeil (enamasti Vaikse ookeani ümbruses) asetsevad kolded tunduvalt sügavamal — kuni 300—700 km sügavusel. See asjaolu raskendab tunduvalt maavärinate mehhanismi selgitamist. Maavärin on peaaegu alati seotud nihkega, murranguga. Kuid väga suures sügavuses peab aines olema plastilises olekus; järelikult ei saa sügavakoldeline maavärin olla seotud murranguga, mis tekib suhteliselt väikese pinge mõjul. Põhjus on nähtavasti kas mingisugustes füüsikalis-keemilistes muutustes koos ainesemassi mahu muutumisega või mingis äkilises ja väga tugevas tõukes, millele plastiline aines reageerib kui rabe keha.

Kollete sügavuse alusel jaotatakse maavärinad normaalseteks (alla 60 km), vahepealseteks (60—300 km) ja sügavakoldelisteks (üle 300 km).

140. Maavärinate geograafiline levik. Nagu uurimised on näidanud, on varem valitsenud arvamus, et maavärinaid esineb suhteliselt harva, ebaõige. Maakeral esineb igal aastal keskmiselt üle 100 000 maavärina, milledest umbkaudu 10% on inimesele tajutavad. Kusagil «võppub» maakoor iga 5 minuti järel. Sellest järeldub, et liikumine on maakoore normaalne, mitte aga erandlik seisund.

---

[9] П. М. Никифоров, Земная кора и революции в ней, 1931, стр. 5.

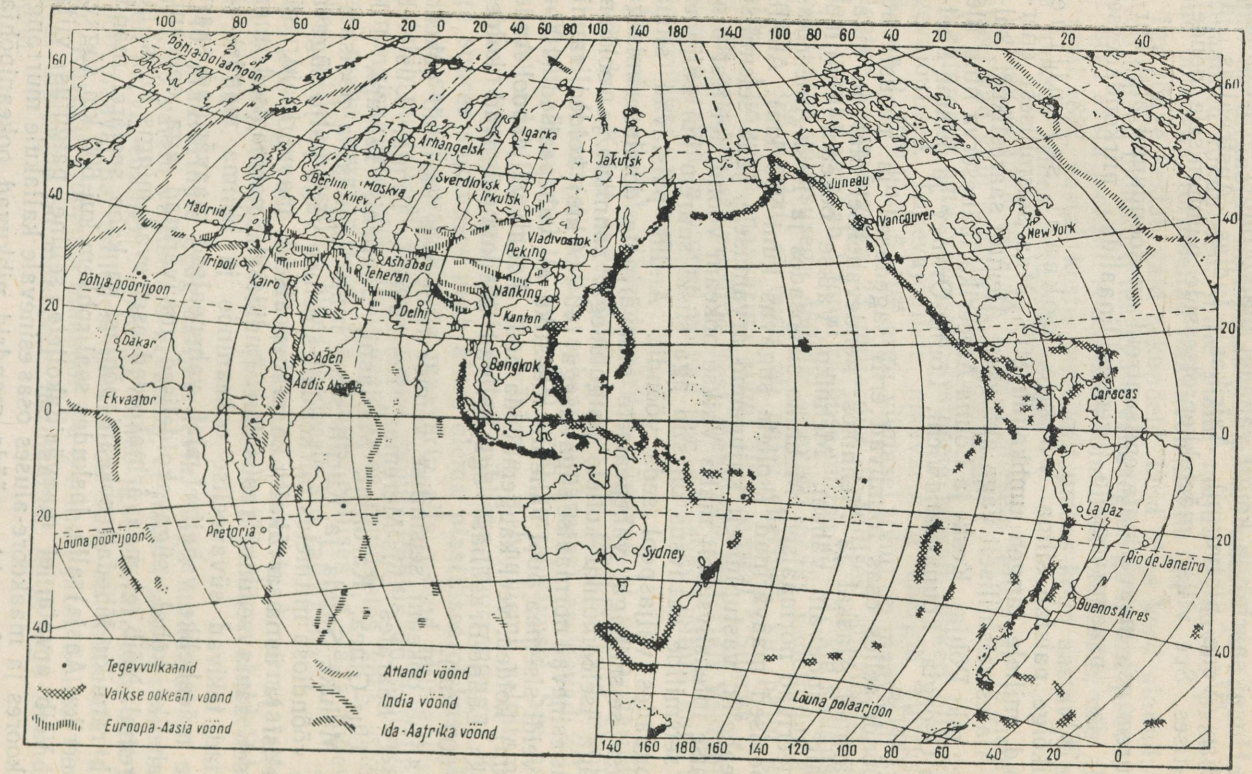
Maavärinaid ei esine maakera eri osades kaugeltki ühtlasel määral. Neid ei esine peaaegu üldse Vaikse ookeani keskosas (peale Havai saarte) ja kõigil vanadel platvormidel — Kanadas, Brasiilias, Vene platvormil, Aafrikas, Indias, Austraalias ja Antarktises. See viitab mäetekkeprotsesside puudumisele nendel aladel.

Suurem osa maavärinate epitsentreid on koondunud alpi kurrutuse ja praegusaegsete geosünklinaalide piirkondadesse (joon. 76).

Eelkõige paistab silma Vaikse ookeani seismiline vöönd, millele langeb umbkaudu 80% Maa seismilisest energiast. Alates seismiliselt väga aktiivsest Aleuudi saarestikust, kulgeb see piki Põhja-, Kesk- ja Lõuna-Ameerika lääneserva ning üle Lõuna-Georgia, Lõuna-Sandwichi, Lõuna-Orkney ja Lõuna-Shetlandi saarte.

Vööndi selles osas toimuvad eriti sagedased ja purustavad maavärinad Alaskal ja Mehhikos; nendevahelisel alal on maavärinaid tunduvalt vähem. Mehhiko Vaikse ookeani rannikul domineerivad normaalsed, Mehhiko siseosades ja Kesk-Ameerikas vahepealsed maavärinad (kollete sügavus kuni 200 km). Antilli saarteahelik, vastupidiselt kujunenud arvamusele, jääb seismilise tegevuse intensiivsuselt maha Vaikse ookeani vööndi teistest osadest; seismiline aktiivsus on siin aga siiski suurem kui paljudes piirkondades väljaspool seda vööndit. Andid paistavad silma aktiivse seismikaga, vahepealsete maavärinate domineerimisega ja väga iseloomuliku kollete paigutusega: rannikul ja ookeani põhjas esinevad normaalse sügavusega (40—60 km) kolded, rannikust veidi sisemaa pool vahetult mäestiku all vahepealsed (100—200 km) kolded, veel kaugemal ida pool (kohati väljaspool Ande, näiteks Lääne-Brasiilias) aga levivad üksikud sügavad kolded (üle 600 km).

Vaikse ookeani seismilise vööndi teine osa ääristab ookeani läänest, haarates Uus-Meremaa, Kermadec'i, Tonga, Uus-Hebriidi, Uus-Ginea, Karoliini, Mariaani, Jaapani, Taivani, Filipiini, Moluki, Sunda ja Kuriili saari ning Kamtšatka poolsaart. Selle vööndiosa mitmetes piirkondades esineb väga palju sügavakoldelisi ja üsna arvukalt ka vahepealseid maavärinaid. Siin valitseb sama seaduspärasus kui Andideski: normaalsed maavärinad tekivad süvaveelise ookeaninõo ja lähima mandri või saare mäeahelike vahelisel alal, vahepealsed maavärinad saarte mäeahelike kohal, sügavakoldelised maavärinad aga ookeanist kaugemal. Näib, et maavärinakolded asetsevad mingis kihis, mis algab ranniku lähedalt ookeani põhjast ja kaob seejärel mandri (Ameerika, Aasia) alla, laskudes seal rohkem kui 600 km sügavusele. Võib arvata, et maavärinakollete selline paigutus viitab maakoores ja maakoore-aluses osas esinevale kallakule murrangu- või lihkepinnale, mida mööda mandrid nihkuvad ookeanipõhjale või maakoore-alune aines liigub ookeanipõhjast mandri alla.



Joon. 76. Maa seismilised vööndid.

Väljaspool Vaikse ookeani seismilist vööndit ei ole seni sügavakoldelisi maavärinaid täheldatud, vahepealseid aga esineb harva.

Seismiliselt vähem aktiivne on Euroopa-Aasia vöönd, millele langeb 15% Maa seismilisest energiast. See haarab Vahemere basseini ning Kaukaasia, Iraani, Pamiiri, Tjan-Šani, Himaalaja, Birma ja Hiina mäestikke, NSV Liidu piires aga kulgeb Tjan-Šanist alates piki Ees-Baikalimaa ja Amuurimaa ahelikesüsteeme.

Teisejärguliste seismiliste vööndite hulka kuuluvad:

1. Atlandi vöönd, mis kulgeb piki veealust Atlandi ahelikku (Tristan da Cunha saartest Islandini) ja edasi üle Jan Mayeni saare ja Teravmägede Leena suudmeni.

2. India vöönd, mis ühtub Kesk-India ja Kergueleni veealuste ahelikega.

3. Ida-Aafrika vöönd, mis paikneb Ida-Aafrika alangute piirkonnas, ulatudes Adeni lahest üle Punase mere, Etioopia ja Aafrika suurte järvede Sambesi suudmeni.

Maavärinate leviku analüüs näitab, et nad esinevad ainult seal, kus maakoor on murrangutest lõhutud, kus esinevad suuremad reljeefikontrastid, kus kõrged mäestikud asetsevad sügavate ookeaninõgude naabruses, piki erinevate geoloogiliste struktuuride kokkupuutealasid, noorte ja isegi veel alles kujunema hakkavate kurdude piirkondades (Ašhabadi maavärin 1948. aastal), s. o. maakoore intensiivsete liikumiste rajoonides. Just need liikumised kutsuvadki esile maavärinaid.

Tektooniliste iseärasuste üksikasjaline uurimine ja tektoonilises suhtes kõige aktiivsemate kohtade kindlakstegemine võimaldab ennustada maavärinaid ka neis rajoonides, kus neid veel ei ole esinenud. Sellise katse tegi I. J. Gubin, kes 1948. aastal koostas maavärinate prognooskaardi endise Garmi oblasti kohta. 1949. aastal toimus Haitski, 1950. aastal Tavildara maavärin — mõlemad seal, kus varem maavärinaid ei olnud registreeritud, kuid täpselt seal, kus neid ennustas kaart. Prognoos osutus õigeks nii tekkekoha ja levikuala kui ka maavärina tugevuse suhtes.[10]

141. Maavärinate geograafilised tagajärjed. Silmas pidades maavärinate puhul vabaneva energia hulka, samuti ka maavärinatest haaratavate pindalade suurust (üksikud maavärinad, näiteks Jaapani maavärin 1891. aastal ja San Francisco maavärin 1906. aastal, olid tunda kuni 1 milj. km² suurusel pindalal), on kerge veenduda, et seda laadi nähtustel on ulatuslikud geograafilised tagajärjed.

Siin tuleb esmajoones märkida maapinna deformatsioone, mis on eriti tugevad purdsete kivimite puhul (löss, alluuvium jm.). Need deformatsioonid ei erine printsiibilt millegi poolest neist, mis kaasnevad mäetekkeprotsessidega. Maavärinate puhul tekivad mõnikord ulatuslikud lõhed. Keenias näiteks tekkis 1928. aastal

[10] И. Е. Губин, О прогнозе мест возникновения землетрясений по сейсмическим и геологическим данным, «Природа», 1952, № 4.

25 km pikkune lõhe; mõlemal pool seda nihkus maapind vertikaalsuunas 3 m võrra. Maavärina ajal 28. oktoobril 1891. aastal tekkis põiki Honšiu saart 160 km pikkune lõhe, kusjuures sellest kirde pool maapind vajus 6 m võrra, nihkudes samal ajal ka horisontaalsuunas kuni 6 m. Jaapani maavärina tagajärjel 1. septembril 1923. aastal suurenes Sagami lahe lõunaosas sügavus 100 m võrra, põhjaosas aga vähenes 200 m võrra; samal ajal lahe rannik tõusis ainult 1,5 m võrra. San Francisco maavärina ajal oktoobris 1868. aastal tekkisid kuni 15 m laiused lõhed. Katastroofi ajal 18. aprillil 1906. aastal kujunes piki Vaikse ookeani rannikut 350 km pikkune nihkemurrang[11]; nihkumise suurus horisontaalsuunas ulatus 7 meetrini, vertikaalsuunas 1,3 meetrini. Kalaabrias on esinenud vajumisi ja langatusi amplituudiga kuni 60 m. Maavärin 12. juunil 1897 tekitas piki Tšedrangi orgu (Assamis) 22 km pikkuse ja 11-meetrise amplituudiga murrangu.[12] 24. augustil 1858. aastal Birmas toimunud maavärina ajal vajus üks saar, mis asetses Tšedubi saare läheduses (19° p.-l.), merepinna alla. Krimmi maavärina ajal 12. septembril 1927. aastal varises alla Ai-Petri tipu läänepoolne teravik. 1862. aastal vajus maavärina tagajärjel 8 m sügavusele vee alla 200 km^2 suurune ala Selenga jõe suudmes ja selle asemele kujunes Baikali järve laht.

Mäestikes või mujal liigestatud reljeefi tingimustes põhjustavad maavärinad suureulatuslikke maaroomasid, maalihkeid, varinguid ja lumelaviine. Pamiiris, Ussoi ja Sarezi külade lähedal, sulustus 1911. aastal varisemise tagajärjel Murgabi jõe org; tekkinud paisu taha kujunes Sarezi järv, mille pikkus ulatus 1946. aastal 61 kilomeetrini.[13] Maavärina ajal Gansus 1920. aastal toimus suureulatuslik maalihe; libiseva lössi kuhjumisel tekkisid seal 20—30 m kõrgused lössikünkad.

Maavärinad merede põhjas (merevärinad) tekitavad merepinnal erilisi laineid, mida nimetatakse tsunamideks. Selline laine, mille kõrgus rannikule jõudes ulatus 30 meetrini, purustas 1755. aastal Lissaboni. Maavärin Aleuudi saarestiku lähedal 1946. aastal põhjustas lainetuse, mis läbis 5 tunniga 3700-kilomeetrise vahemaa, ulatus Havai saarteni ja tekitas seal tõsiseid kahjustusi.

Lõhede, paisjärvede jms. teke kujundab sageli ümber hüdrograafilise võrgu, mis omakorda peegeldub erosiooni iseloomu muutumises. Järelikult paisjärve tekke kaudu levib järve tekki-

---

[11] Nihkeks nimetatakse litosfääriosade horisontaalsuunalist liikumist üksteise suhtes piki kallakut lõhet, nihkemurranguks horisontaal- ja vertikaalsuunalise liikumise kombinatsiooni.

[12] Skandinaavia epeirogeneetilise tõusu maksimaalne kiirus on 1,1 cm aastas. Järelikult kestaks epeirogeneetiline tõus 11 m võrra vähemalt 1000 aastat, s. o. 30 miljardit korda kauem kui Assami maavärin.

[13] В. В. Акулов, Некоторые наблюдения над состоянием Сарезского озера, «Известия Геогр. о-ва», 1948, вып. 3.

mist põhjustanud maasisese tõuke mõju suurele osale paisutatud jõe basseinist, avaldudes erosiooni kaudu pika aja jooksul pärast maavärinat ja ulatudes kaugele väljapoole maavärina rajooni.

Maavärinad põhjustavad mõnikord liustike liikumise kiirenemist ja muudavad põhjavete režiimi: allikad kaovad, nende vooluhulk või omadused muutuvad, ilmuvad uued allikad jms. Krimmis 26. juunil 1927. aastal toimunud maavärina tagajärjel suurenes paljude allikate vooluhulk, samuti tekkis uusi allikaid (näiteks allikas Katša orus, Derekoi väävelvesinikuallikas). Pärast maavärinat sama aasta septembris esines samasugune nähtus, kuid juures suurem osa tekkinud allikatest olid mineraalveeallikad.

Lõpuks võivad maavärinad nõrgendada rõhku Maa sisemuses, mis põhjustab seal ülekuumenenud ainesemasside ülemineku vedelasse olekusse ja on järelikult tõukeks vulkaaniliste protsesside tekkimisele.

142. Magma liikumine. XVI peatükis selgitasime, et Maa sisemised osad on tahkes ülekuumenenud seisundis. Ainese üleminek vedelasse faasi on siin alati lokaalselt piiratud ja seda võib põhjustada kas edasine kuumenemine radioaktiivsete ainete kohatise kogunemise tagajärjel või lihtsalt rõhu vähenemine ilma täiendava kuumenemiseta. Seega esinevad maakoores üksikud suuremad või väiksemad vedela või taignataolise mineraalmassi kolded. Need tekivad enamasti kohtades, kus esinevad murrangud ja nendest tingitud lõhed ning kus järelikult rõhu vähenemine sügavuses on kõige tõenäolisem. Kui selline *magmaks* nimetatav mass tekib, siis temas sisalduvad gaasid haaravad teda kaasa ja suruvad teda üles maapinna suunas. Kui surve on nii nõrk, et magma ei jõua maapinnale, siis ta tardub aeglaselt maakoores ja paneb aluse nõndanimetatud magmalistele kivimitele ehk tardkivimitele, täpsemalt sellele rühmale neist, mis on tuntud *intrusiivsete* kivimite (s. o. sügavuses tardunud kivimite) nime all. Kui aga magmavool jõuab maapinnani, valgub sellele[14] ja tardub seal, siis nimetatakse tekkinud kivimeid *efusiivseteks* kivimiteks, ekstrusiivseteks kivimiteks ehk purskekivimiteks.

Tuntakse umbkaudu 700 liiki tardkivimeid. Need jaotatakse kahte peamisse rühma: *happelisteks* kivimiteks, milledele on iseloomulik vaba ränidioksüüdi (s. o. kvartsi) ja happeliste päevakivide (eriti ortoklassi ja happeliste plagioklasside) sisaldus, ning *aluselisteks* kivimiteks, milledele on iseloomulik kvartsi puudumine või väga vähene sisaldus ning aluseliste päevakivide (labrador, anortiit), samuti raua-, kaltsiumi- ja magneesiumirikaste mineraalide (augiit, amfibool, oliviin jms.) sisaldus.

Protsesside kompleksi, mis on seotud magma tekkimise ja liikumisega, nimetatakse *vulkanismiks*. Tähendab, vulkaanid, mida mööda magma tõuseb maapinnale, on ainult vulkanismi erijuhtudeks; maakoore kujundamises etendavad nad väiksemat osa kui juhud, mil magma tardub maapinnale jõudmata.

[14] Maapinnale valgunud magmat, mis on kaotanud suure osa endas sisalduvatest gaasidest, nimetatakse *laavaks*.

Magma tardumisel tekkinud kivimid koosnevad enamasti täielikult kristallidest, mis on tihedasti üksteisega liitunud. Magmas sisaldub alati gaase ja vett. Maa sees tardudes hoiab magma suurema osa nendest lenduvatest ainetest, mis alandavad kristallisatsioonitemperatuuri, endas kinni. Selle tagajärjel toimub jahtumine aeglaselt ja tekivad jämedakristallilised kivimid. Magma valgumisel maapinnale toimub lenduvate ainete eemaldumine ja jahtumine kiiresti ning tardunud mass on peeneteraline või isegi klaasjas. Intrusiivsed kivimid paljanduvad maapinnal ainult siis, kui neid katvad teised kivimid hävivad eksogeensete protsesside tagajärjel.

Intrusiivsed kivimid on harilikult koondunud kurrutusvööndi-tesse (nii vanadesse kui noortesse). See annab tunnistust seosest maakoore tektooniliste liikumiste ja vulkanismi vahel. Siin, nagu ka kõikjal mujal, ilmneb looduslike protsesside vastastikune sõltuvus.

143. Vulkaanid. Maakoores olevat kanalit või lõhet, mille kaudu tõusevad pidevalt või perioodiliselt Maa sisemusest maapinnale kuumad gaasid, sula kivimimass ja purdne materjal, nimetatakse *vulkaaniks*. See nimetus kehtib ka pinnavormide kohta, mis tekivad purskeproduktide kuhjumisel.

Vulkaanid on mitmekesised nii oma tegevuse iseloomu kui ka väljapaisatava materjali koostise poolest.

Vulkanismi üheks esinemisvormiks on lõhede tekkimine ja vedela laava väljapaiskumine nendest.

Lõhepursked, s. o. vedela laava väljapaiskumised kogu lõhe pikkuse ulatuses ja laialivalgumised kõigis suundades lausalise laavakatte näol (omamoodi «laavauputused»), esinevad praegusel ajal ulatuslikumalt ainult Islandil. Nii näiteks 1783. aastal Vatna Jökulli edelaserval asetseva Laki vulkaani purskel kujunes kuni 30 km pikkune lõhe; sellest paiskusid välja tohutud laavavoolud, mis valgusid lääne suunas 65 ja ida suunas 45 km kaugusele lõhest; laava kattis umbes 600 km^2 suuruse pindala ning purskematerjali üldine ruumala ületas 12 km^3.

Kuid ajaloolisel ajal toimunud lõhepursked ei ole võrreldavad geoloogilises minevikus toimunutega. Erakordselt laialdaselt on vanad vukaanilised kivimid (trapid) levinud Siberis (eriti Tunguska jõgikonnas), kus neid esineb 1,5 miljoni ruutkilomeetri suurusel maa-alal. Columbia platool (Põhja-Ameerikas), peamiselt Washingtoni ja Oregoni osariikides, hõlmavad miotseeni basaldid 500 000 km^2. Enne purskeid oli see territoorium mägine; laava, mille üldine paksus ulatub siin 1000 meetrini, muutis selle ala ühetooniliseks laavatasandikuks, millest isoleeritud saartena ulatuvad välja endised kõrged mäetipud. Kriidiajastu lõpul või eotseeni algul toimusid võimsad pursked Hindustanis, kus basaltne laava kattis 650 000 km^2 suuruse pindala. Basaltide paksus selle territooriumi mitmesugustes osades kõigub 30 meetrist 750 meet-

rini, Bombay rannikul aga ulatub 3000 meetrini.[15] Paraná jõgikonnas (Lõuna-Ameerikas) katavad kesk-mesosoikumi (juura) basaldid 750 000 km² suuruse pindala; nende ruumala on vähemalt 200 000 km³.[16]

Praegusel ajal domineerivad maakeral nõndanimetatud keskuspurskevulkaanid, millede pursked toimuvad lokaliseeritult lõhe ühest punktist (purskekeskusest). Eristatakse kaht põhilist keskuspurskevulkaanide tüüpi. Kilpvulkaanidele (ehk homogeensetele vulkaanidele) on iseloomulik väga vedel basaltne laava, mis tardumisel kujundab purskekeskuse ümber lauge ja madala koonuse (kilbi) nõlva kallakuga alla 10°. Selline koonus koosneb mitmest (olenevalt toimunud pursete arvust) üksteise peal lasuvast õhukesest (paksus mõnest sentimeetrist kuni ühe meetrini) laavakihist; koonuse keskel asetseb püstloodsete seintega kraater, mis mõnikord on täidetud tardunud laavaga (tardunud laava järv).

Homogeenseid tegevvulkaane on maakeral vähe. Ilmekamad neist asuvad Islandil ja Havai saartel.

Praegusaegsele vulkanismile on kõige iseloomulikum teine keskuspurskevulkaanide tüüp — nõndanimetatud kihtvulkaanid (stratovulkaanid). Nende vulkaanide purskematerjalide seas on ülekaalus purdsed tahked materjalid, milledest ümber purskekeskuse on kuhjunud väga kõrge, kihilise ehitusega (vahelduvatest laava ja purdsete purskeproduktide kihtidest koosnev) koonus.

Erinevused homogeensete vulkaanide ja kihtvulkaanide, samuti kihtvulkaanide üksikute liikide vahel on suurel määral tingitud nende laava iseloomust, mis omakorda tingib ka pursketegevuse erinevusi.

Laava, mis teatavasti koosneb peamiselt silikaatidest, jaguneb happeliseks (sisaldab rohkesti ränidioksüüdi) ja aluseliseks (sisaldab vähe ränidioksüüdi) laavaks.[17] Esimene on heleda värvusega ja väga sitke, järelikult liigub aeglaselt (mitte üle 5 km tunnis); teine on tume, väga vedel, voolav ja liigub tunduvalt kiiremini (kuni 30 km tunnis). Vedelast ja tugevasti kuumenenud (1200—1300°C) aluselisest laavast lenduvad gaasid takistamatult ja purse toimub rahulikult (Havai-tüüpi vulkaanid). Gaaside eraldumine happelisest laavast toimub seda raskemini, mida sitkem see on. Gaasid ei lendu siin pidevalt, vaid esiteks kogunevad ja seejärel eralduvad plahvatusega. Stromboli vulkaanis näiteks toimuvad plahvatused lühikeste korrapäraste ajavahemike järel. Laava veelgi suurema sitkuse ja madalama temperatuuri (umbes 1100° C) korral tardub tema pind kraatris õhuga kokku puutudes ning moodustub tahke koorik; pika ajavahemiku jooksul selle alla kogunevad gaasid põhjustavad lõpuks suurejõulise plahvatuse. Koorik puruneb ja paiskub üles, seejärel aga moodustub uus ning pärast

[15] D. N. Wadia, Geology of India, London, 1939.
[16] Д. Джоли, История поверхности Земли, М.—Л., 1929, стр. 3.
[17] Happeline laava sisaldab kuni 75% SiO_2, aluseline kuni 50%.

pikemaajalist rahuperioodi toimub taas tugevajõuline plahvatus. Selliselt tegutseb näiteks Vulcano vulkaan. Lõpuks, kui laava on väga sitke, siis surutakse ta korgina kraatrist välja, hõõguvad ja laavaosakestega koormatud gaasipilved aga paiskuvad piki nõlvu alla (Mont Pelé). Viimasel kahel juhul on laava voolamine vähene või puudub üldse ning kogu purse seisab gaaside ja tahkete purskeproduktide väljapaiskumises.

Ühel ja samal vulkaanil võib aegade jooksul esineda mitut tüüpi purskeid.

Keskmiselt sitke laavaga vulkaani purske puhul toimub purskematerjali väljapaiskumine teatavas järjekorras. Kõigepealt paiskuvad välja gaasid. Gaaside eraldumine kaasneb ühtlasi kõigi purskefaasidega algusest kuni lõpuni. Gaasid paiskuvad välja kraatrist, lõhedest vulkaani nõlvades, samuti laavavoolust, kui see esineb.

Vulkaanist välja paiskuvad gaasid kannavad kaasa ülipeeni laavapritsmeid, mis tardudes muutuvad vulkaaniliseks tuhaks — peeneks valge või halli värvusega tolmuks, mis moodustab vulkaani kohal sageli suurtesse kõrgustesse ulatuva suitsusamba. Vesuuvil oli 1872. aastal sellise samba kõrgus 5 km, Krakataul 1883. aasta mais 11 km ja sama aasta augustis 30 km. Tuul kannab vulkaanilist tuhka suurtesse kaugustesse; 1883. aasta purske järel näiteks kandis ta Krakatau tuhka purskekeskusest 3000 km kaugusele. Suur osa tuhast aga langeb alla muidugi vulkaani lähemas ümbruses, sageli mitme meetri paksuse kihina, mis matab enda alla kõik elava.

Et «suitsusammas» koosneb mitte ainult tuhast, vaid ka gaasidest ja veeaurust, siis tema kõrgemates osades toimub veeauru kondenseerumine ja arenevad äikesenähtused; maapinnale langev valingvihm haarab endaga kaasa vulkaanilise tuha ja põhjustab tormilisi tiheda muda voole. See taignataoline muda kuivab, tiheneb, tsementeerub ja paneb aluse erilisele kivimile — vulkaanilisele tufile; sellega segunevad ka teised purdsed purskeproduktid.

Purdsete purskeproduktide hulka kuuluvad mitte ainult laavapiisad ja laavatükid, vaid ka kõikide teiste väljapaiskuva gaasi teel olevate kivimite rüngad.

Purske lõppfaasiks on laava väljavalgumine kraatrist või külgmistest lõhedest vulkaani nõlvades; mõnikord laava ainult täidab kraatri, voolamata sellest välja. Kui laava tõuseb maapinnale, siis eraldub temast rõhu vähenemise tõttu tohutu suur gaasihulk, moodustades laavas mulle, millede asemele pärast jahtumist jäävad tühikud. Mulle on tihti nii palju, et voolav laava meenutab vahtu; jahtudes muutub vaht pimsiks.

Laava jahtub pinnalt kiiresti; tema pinnale tekib koorik, mis on väga hea soojusisolaator. Seetõttu säilitab laava kooriku all kaua oma kõrge temperatuuri ja voolavuse. Vedela laava äravoolamine kooriku alt põhjustab suurte koopalaadsete tühikute või isegi tun-

nelite tekkimist. Rohkem kui 1,5 km pikkune tunnel on laavasse tekkinud näiteks Shasta mäe nõlval Kalifornias. On teada juhtumeid, kus jahtunud kooriku all säilis laava kõrge temperatuur 50—80 aastat.

Tardunud pind on sile ja ümarakontuuriline ainult suurema voolavusega laava puhul («lainjas laava»). Sitke laava pind kujutab enesest nurgeliste rahnude kaootilist kogumikku; tardumisel tekkiv koorik puruneb korduvalt, selle tükid kuhjuvad üksteise peale, kooriku alt valguvad neile peale uued laavahulgad jne.

Pärast purske lõppemist paiskub vulkaani nõlvades ja laavavoolude pinnas olevaist lõhedest veel kaua gaase. Nende gaaside temperatuur ja koostis muutub aja jooksul vastavalt vulkaanilise tegevuse hääbumisele. Selliseid gaasipurskeid nimetatakse fumaroolideks.

Erakordselt suurejooneliseks fumaroolide esinemisalaks on «Kümne Tuhande Suitsu Org» Alaskal (Katmai vulkaani läheduses, 58° p.-l.): siin paiskub üles mitu tuhat gaasijuga (peamiselt veeaurujuga) temperatuuriga 100—650°C.

Praegu on maakeral ligikaudu 530 tegevvulkaani (neist 70 veealust). Kustunud vulkaane on palju rohkem.

144. Vulkaanide geograafiline levik. Mõned geoloogid vaatlevad Islandi ja Teravmägede vahelist ala kui maakooreosa, mis on vajunud piki grandioosseid murrangulõhesid. Sellesse piirkonda kuulub Island oma vulkaanidega ja vulkaaniline Jan Mayeni saar. Islandi vulkaanidest on tuntuim Hekla (kõrgus 1447 m). Kõik Islandi vulkaanid asetsevad piki saart läbivaid tektoonilisi lõhesid.

Arvukalt esineb tegev- ja kustunud vulkaane veealusel Atlandi ahelikul ja selle kõrgemate osadega seotud saartel: Assoori saartel, St. Paulil (ekvaatori lähedal), Ascensionil, St. Helenal, Tristan da Cunha saartel, Diego Alvarez'i (ehk Gough'i) saarel, Bouvet' saarel.

Rohkesti vulkaane on ka Atlandi ahelikust ida pool. Vulkaaniliste saarte hulka kuulub Madeira saar. Kanaari saari loetakse Atlase mäestiku eelpostiks; siin on 13 vulkaanilist saart, kusjuures ainult kolmel neist paljandub kristalsetest kivimitest tüvend. Kõrgeim on Tenerife saar; tema kõrgeim tipp Pico de Teyde (3718 m) on alles noor vulkaaniline koonus. Rohelise neeme saared, nagu Kanaari saaredki, on kontinentaalsed saared, kuid ka siin on palju kustunud vulkaane. Ainus tegevvulkaan asub Fogo saarel.

Atlandi ookeani lääneosas on vulkaanid koondunud Mehhiko lahte ja Kariibi merd haaravasse murranguvööndisse, esmajoones Väikestele Antillidele (Mont-Pelé Martinique saarel jt.).

Euroopas esineb tegevvulkaane ainult murranguvööndis (Vahemeremaadel), peamiselt Itaalias ja Kreekas. Naapoli lähedal kõrgub Vesuuv. Lipari saarterühm (Sitsiiliast põhja pool) koosneb tervest reast vulkaanidest, milledest huvitavamad on Stromboli (926 m) ja Vulcano. Sitsiilia idaosas asub Etna (3263 m). Tema

peakraater, mis ei täitu peaaegu kunagi laavaga, paiskab välja vaid tuhka ja gaase. Pursked toimuvad külgmistest avadest, nii et vulkaani nõlvad on üle külvatud sadade küllaltki suurte koonustega («parasitaalsed» koonused); koonused tekivad peaaegu iga uue purske puhul, kasvades välja vulkaani nõlvu liigestavatest lõhedest.

Sitsiilia ja Aafrika ranniku vahel on tuntud vulkaaniline Pantelleria saar, Egeuse meres Santorini saar (Küklaadide saarterühm).

Hiljuti kustunud vulkaane on Auvergne'is, Eifelis (Saksamaal) ja Tšehhoslovakkias. Palju vulkaane on Armeenia mägismaal (Ararat, Aragats jt.), samuti Kaukasuse peaahelikus (Elbrus, Kazbek, Tsiteli, Kavardžin, Horisar jt.). Aasia mandril on rida kustunud vulkaane Väike-Aasias ja Araabia poolsaarel. Iraanis on suurimaks vulkaaniks Demavend. Kaks kustunud vulkaani on Ida-Sajaanides, Žan-Balõki jõe (Okaa jõgikond) lähetel, kolm vulkaani Vitimi kiltmaal (Inguri ja Kokõrtui jõgede lähedal), üks Moma jõe (Indigirka lisajõgi) lähetel ning kuus piki Ussuuri jõge ja Amuuri alamjooksu. 1951. aastal avastati tegevvulkaan Kuenlunis, Keria jõe ülemjooksu piirkonnas.

Aasias on aktiivse vulkanismi levikuala seotud murranguvööndiga, mis haarab Austraalia-Aasia saartevahelise mere ja Vaikse ookeani süvikutega ääristatud Ida-Aasia saarteahelikud. Siin asetseb tuntud «Vaikse ookeani tulerõnga» läänepoolne kaar. See algab põhjas Kamtšatkaga, kus on umbkaudu 130 vulkaani; nendest 22 on tegevvulkaanid. Viimaste seas on tähelepanuväärseimad Šivelutš, Kljutševskaja sopka (4850 m), Kronoki sopka ja Avatša sopka. Kamtšatkale järgnevad lõuna pool Kuriili saared (34 tegevvulkaani), Jaapani saared (200 vulkaanist on neljandik tegevvulkaanid), millede kõrgeimaks tipuks on Fudžijama vulkaaniline koonus (3776 m) ja Riukiu saared. Vulkaane on Taivanil, Filipiini saartel, Celebese mere saartel, Moluki saartel ja Väikestel Sunda saartel. Vulkaanidega on üle külvatud Jaava saar (30 tegevvulkaani), samuti ka Sumatra, kus on umbes 70 vulkaani (10 tegevvulkaani). Jaava ja Sumatra vahel asetseb vulkaaniline Krakatau saar, mis on tuntud 1883. aastal toimunud katastroofilise purske tõttu.

«Tulerõnga» läänepoolne kaar jätkub ka kaugemal lõunas. Vulkaane on Uus-Gineal, Saalomoni, Uus-Hebriidi, Samoa, Tonga, Kermadec'i ja Uus-Meremaa saartel. See kaar ulatub ka Antarktikasse, kus Rossi meres kõrguvad Erebuse ja Terrori vulkaanid.

Vaikse ookeani keskosas on kõige tuntumateks vulkaanilisteks saarteks Havai saared, Lõuna-Ameerika ranniku lähedal aga Galápagose ja Juan Fernández'i saared.

Ameerika vulkaanid moodustavad «Vaikse ookeani tulerõnga» idapoolse kaare. See kaar algab Aleuudi saartega, kus loendatakse umbkaudu 50 vulkaani. Samasse kaarde kuuluvad Alaska poolsaare, Kaskaadimäestiku (Rainier, Shasta jt.), Mehhiko (Orizaba,

Popocatepetl), Kesk-Ameerika ja Andide (Chimborazo, Cotopaxi jt.) vulkaanid.

Tähelepandavamate pursete hulka kuulub siin Katmai vulkaani (Alaska poolsaarel, 58° p.-l., Šelehhovi väina rannikul) purse. See vulkaan ei tegutsenud juba pikemat aega, kuid purskas ootamatult 6. juunil 1912. aastal, paisates välja umbkaudu 20 km^3 purdset materjali. Vulkaanilise tuha «vihm» kestis 25 tundi ning vulkaani ümbruskond kattus 0,25 kuni 3 m paksuse tuhakihiga. Teine tähelepanuväärne purse toimus 1932. aasta aprillis Lõuna-Ameerikas, kus lääneranniku 800 km pikkusel lõigul (Santiagost kuni Concepciónini) hakkas peaaegu korraga tegutsema 25 vulkaani. Nendest välja paiskunud tuhk kandus tuultega Atlandi ookeanini.

Aafrikas on vulkaanid samuti koondunud murranguvööndisse. Ginea lahe rannikul on tuntud Kameruni massiiv, mis koosneb vanadest kristalsetest kivimitest; seda läbistavate tektooniliste lõhede kohal asub terve rühm vulkaane, milledest Kamerun purskas veel 1922. aastal. Ida-Aafrika nõndanimetatud «suurte murrangute vööndis», mis hõlmab suuri Ida-Aafrika alanguid, on tuntumateks vulkaanideks Etioopia kustunud vulkaanid, mis asuvad peamiselt Danakili kõrbes (Afar), Teleki vulkaan (Rudolfi järve lõunaotsa lähedal), Virunga (Kirunga) vulkaaniderühm (Viktooria järvest lääne pool), Keenia ja Kilimandžaaro.

India ookeanis on vulkaane Madagaskaril, Komoori ja Maskareeni saartel. Vulkaanilised on St. Pauli, Uus-Amsterdami, Crozet' ja Kergueleni saared.

Tehes kokkuvõtet vulkaanide geograafilise leviku ülevaatest, peame konstateerima, et vulkaanid asetsevad harilikult piki sirgjooni või kitsaste vööndite na. Juba üksnes see viitab nende seosele lõhedega. Vulkaaniliste alade tektoonika analüüs teeb selle seose vaieldamatuks. Lõhed on sageli väga sügaval maakoores (süvalõhed), mistõttu pursked esinevad maapinnal ainult mõnedes kohtades — seal, kus vastupanu on väiksem (näiteks kohtades, kus lõhed lõikuvad üksteisega). Vulkaanide koondumine saartele või mererannikuile seletub sellega, et merede ja mandrite kontaktialadel on litosfääri liikuvus ja lõhede tekkimise tendents suurem. Harvemini esineb vulkaane mandrite keskosades ja ka seal on nad seotud suurte murrangutega (Ida-Aafrika).

Seega pole kahtlust, et vulkaanide esinemine maakeral on kõige tihedamas seoses dislokatsioonidega, milledega kaasnevad murrangud. Teiste sõnadega: vulkanism, maavärinad ja mäestike tekkimine on maakoore ühtse liikumisprotsessi omavahel seoses ja vastastikuses sõltuvuses olevad aspektid.

145. Vulkaanide geograafiline tähtsus. Vulkaaniliste protsesside mõju maastikulise sfääri elule võib esimesel pilgul näida võrdlemisi väiksena, sest vahetult puudutab see ainult vulkanismi esinemisalasid. Selline arvamus on siiski ebaõige, esiteks seetõttu, et vulkanisminähtuste levikualad hõlmavad maakeral

suure territooriumi (ainuüksi NSV Liidus on mitmesuguse geoloogilise vanusega laavade ja tuffidega kaetud territooriumide pindala 3 milj. km^2), ja teiseks seetõttu, et vulkaaniliste pursete mõju ulatub kaugele väljapoole purskekoha piire.

Tohutusse kõrgusse paisatud vulkaaniline tuhk kandub õhuvoolustega laiali, jaotudes üle kogu troposfääri ning põhjustades selle hägustumist ja päikeseradiatsiooni nõrgenemist. Radiatsiooni nõrgenemisest tingitud soojuskadu ulatub üksikutel juhtudel 57—66 protsendini sellest soojushulgast, mida antud piirkond saab tavaliselt.[18] Humphries'i järgi on vulkaanilised pursked viimase 160 aasta jooksul alandanud aasta keskmist temperatuuri maakeral 0,5° võrra. Vulkaaniline tuhk langeb maapinnale sadade ja tuhandete kilomeetrite kaugusel purskekohast, mis põhjustab näiteks taimkatte hävimise suurtel maa-aladel. Krakatau purskel 1883. aastal langes tuhk umbkaudu 750 000 km^2 suurusele pindalale. Lisaks sellele on vulkaanid üheks võimsamatest süsihappegaasi allikatest, süsihappegaas aga on vajalik taimede elutegevuseks ja järelikult eluks üldse. Mõnede autorite[19] järgi esineb elu maakeral ainuüksi tänu vulkaanilisele tegevusele; kui see ka nii ei ole, on vulkaanide osa selles siiski väga suur.

Kõige suurem efekt on vulkaanilisel purskel loomulikult vulkaani lähemas ümbruskonnas. Seal on tema tagajärjed katastroofilised. Mont Pelé vulkaani (Martinique saarel) hõõguvate gaaside pilved hävitasid mõne sekundiga kogu St. Pierre'i linna elanikkonna ja kõik elusa selle linna ümbruskonnas. Tahked purdsed purskeproduktid, eriti tuhk, matavad enda alla linnu ja põlde, täidavad orge, muudavad kogu geograafilise maastiku ilmet. Enne Katmai vulkaani purset 1912. aastal oli temast loode pool küllalt liigestatud reljeefiga lai, metsaga kaetud org. 1912. aasta purske ajal mattus see täielikult vulkaanilise liiva alla ja muutus kaldtasandikuks, mille pinnast paiskuvad välja tuhanded fumaroolid («Kümne Tuhande Suitsu Org»). Seejuures ei langenud liiv ülalt, nagu see on harilikult pursete puhul, vaid liikus kuiva liivavoolu näol, kantuna piki maapinda voolavate (nagu Mont Pelé purskelgi), kantavast liivast raskenenud kuumade gaasipilvede poolt.

Viimase 500 aasta jooksul on maakera vulkaanid välja paisanud kuni 300 km^3 purdseid purskeprodukte ja umbes 50 km^3 laavat.

Erinevat tüüpi pursked põhjustavad maastikulises sfääris erinevaid muutusi. Lõhepursked (s. o. lineaarset tüüpi pursked) tasandavad reljeefi, sest sel puhul laava ujutab teatava maa-ala üle nagu vesi suurvee ajal, täites nõod ja orud. Keskuspursked, s. o. kindlatest punktidest (purskekeskustest) toimuvad pursked, vastupidi, suurendavad reljeefi kõrgusvahesid: tekivad kõrged

[18] Н. Калитин, Извержения вулканов и прозрачность атмосферы, «Природа», 1938, № 11—12.

[19] Э. К. Эпик, О возможности жизни в мировом пространстве, «Советская наука», 1941, № 2, стр. 42.

akumulatiivsed koonused, mis mõnedel juhtudel (näiteks Kamtšatka idaosas) moodustavad kogu ulatuses vulkaanilistest koonustest koosnevaid mäeahelikke. Pursete tulemusena mitte ainult ei teki uued vulkaanilised koonused, vaid ka hävivad vanad. Vulkaanide kõrgused muutuvad suurtes piirides lühikeste ajavahemike jooksul. 1883. aasta purskel paiskus pool Krakatau saart õhku ja saare pindala vähenes 33 ruutkilomeetrilt 15 ruutkilomeetrile. 1772. aastal vähenes Papandajani vulkaani (Jaaval) kõrgus 1220 m võrra, Tambora vulkaan (Sumbava saarel) aga muutus 1815. aastal 1250 m võrra madalamaks. 1888. aastal hävis purskel Bandai vulkaani tipp Jaapanis, 1951. aastal osa Lamingtoni vulkaani tipust Uus-Gineal jne. Pantelleria saare (Sitsiiliast lõuna pool) kuju ja suurus on seoses pursetega korduvalt muutunud. Aleuudi ja Assoori saarestikes ning mujal on pursete tulemusena saari tekkinud ja kadunud. Jõgesid sulustavad laavavoolud on korduvalt põhjustanud paisjärvede kujunemist.

Seega avaldavad vulkaanilised protsessid vaieldamatut mõju meteoroloogilistele nähtustele, hüdrograafilisele võrgule, reljeefile, organismidele jms., rääkimata sellest, et näiteks Islandil põhjustavad laavapursked tohutu suurte jäähulkade sulamist ja seega laastavaid üleujutusi, sest paljud Islandi vulkaanid asetsevad suurte liustike naabruses.

146. Kokkuvõte. Meie planeedi ainese arenemisprotsessi väljenduseks on kvalitatiivselt erinevad, kuid üksteisega lahutamatus seoses olevad maakoore liikumised.

Kurrutused, epeirogenees, mäestike tekkimine, maavärinad, vulkanism ja magmaliste kivimite teke — kõik need on nähtused, mis mitmesugustes aspektides peegeldavad maakera sisemuse elu, mille saladusi me ei ole veel kaugeltki avastanud.

Ei ole ühtki maastikulise sfääri elementi, millele endogeensed protsessid ei avaldaks otsest või kaudset mõju.

Ulatuslike maakooreosade tõus põhjustab mandrite pindala suurenemist, merepõhja osalist maismaastumist, saarte liitumist mandritega, mere- ja jõeterrasside tekkimist, põhjaerosiooni intensiivistumist, kliima kontinentaalsuse suurenemist, suurendab maismaataimede ja -loomade migratsioonivõimalusi jms. Väiksemate territooriumiosade kerkimine suurtesse kõrgustesse, kui seda ei annulleeri eksogeensed purustusprotsessid, tekitab mägise reljeefi, suurendab kliima mitmekesisust ning viib vertikaalse tsonaalsuse kujunemisele geograafilistes nähtustes koos kõigi sellest tulenevate järeldustega.

Litosfääriosade vajumise tulemuseks on transgressioonid, maismaa abradeerimine, mandritevaheliste ühenduste katkemine, saarte eraldumine mandreist, merelise kliima levikualade laienemine, erosiooni nõrgenemine, jõgede akumuleeriva tegevuse intensiivistumine; valitseb tendents tasandikulise reljeefi kujunemisele, suurenevad mereorganismide migratsioonivõimalused jms.

Vulkaanide pursked rikastavad atmosfääri tolmu ja süsihappegaasiga, kujundavad ümber reljeefi, mõjustavad orgaanilist elukonda ja hüdrograafilist võrku.

Maavärinad põhjustavad maapinna deformeerumist, muudavad põhjavee režiimi, stimuleerivad varinguid, maaroomasid ja maalihkeid.

Teiste sõnadega: reljeef, kliima, mullastik, jõed, järved, põhjaveed, taimed, loomad ja kivimid reageerivad kõik varem või hiljem, suuremal või väiksemal määral, ühes või teises vormis tahkete või tulivedelate masside mitmesugustele liikumistele maakera kivikestas.

Kirjandust

Архангельский А. Д., Геологическое строение и геологическая история СССР, 1941.

Белоусов В. В., Основные вопросы геотектоники, 1954.

Бронгулеев В. В., О принципах классификации складчатых структур земной коры, «Известия АН СССР», серия геол., 1949, № 1.

Влодавец В. И., Вулканы Советского Союза, 1949.

Гутенберг Б., Рихтер К., Сейсмичность Земли, 1948.

Карпинский А. П., Очерки геологического прошлого Европейской России, 1947.

Павлов А. П., Вулканы, землетрясения, моря, реки, 1948.

Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П., Элементы сейсмологии и сейсмометрии, 1949.

Страхов Н. М., Основы исторической геологии, ч. I, 1948.

Тиррель Г. В., Вулканы, 1934.

Шатский Н. С., О длительности складкообразования и о фазах складчатости, «Известия АН СССР», серия геол., 1951, № 1.

Sieberg, A., Erdbebengeographie, 1932.

XVIII peatükk

EKSOGEENSETE JA ENDOGEENSETE PROTSESSIDE OSA RELJEEFI SUURVORMIDE KUJUNDAMISEL

Maakera pind on piirpinnaks vastassuundades tegutsevate endogeensete ja eksogeensete protsesside vahel, nende vastastikuse toime valdkonnaks. Käesolevas peatükis vaatleme Maa sise- ja välisjõudude vastastikuse toime mõningaid üldisi tingimusi ja resultaate, kuivõrd see toime peegeldub maapinna reljeefi suurvormide kujunemises.

Meenutame, et reljeefivormide seas eristatakse Maa üldise *geotektuuri* elemente (nende hulka kuuluvad mandrid ja ookeanide suurnõod vaadelduna terviklike ühikutena), *morfostruktuuri* elemente (mandrite ning ookeanide ja merede põhja reljeefi suured ebatasasused — tasandikud, platood, ahelikud jms.) ja *morfoskulptuuri* elemente (orud, astangud, nõod ja teised väikevormid, mis on omased morfostruktuuri ühikutele ja on nagu «asetatud» mitmesugusele morfostruktuursele alusele).[1] Kõik need elemendid on omavahel geneetilises seoses. Käesolevas peatükis on juttu ainult morfostruktuuri elementidest.

147. Denudatsiooni üldine iseloomustus. Denudatsioon ehk kulutus, s. o. maapinnal purdseid mineraalseid masse kõrgemalt madalamale ümber paigutavate protsesside kompleks, on «antagonistiks» maakoore tektoonilistele tõusuliikumistele.

Denutatsiooninähtustes võib eristada kaht faasi: ettevalmistavat faasi murenemise näol, mis viib massiivsed kivimid ärakandeks sobivasse purdsesse olekusse, ja ettevalmistatud materjali ärakande faasi. Ärakande intensiivsus sõltub juba peamiselt endogeensetest protsessidest.

Ärakanne toimub alati raskusjõu mõjul, ükskõik kas see jõud toimib vahetult või mingi keskkonna (õhk, vesi, jää) kaudu, sest ka selle paneb liikuma ainult raskusjõud. Viimasel juhul on ükskõik, kas see keskkond liigub piki kallakut või oma üksikute osade tiheduse erinevuse tõttu.

---

[1] И. П. Герасимов, Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР, «Пробл. физ. геогр.», XII, 1946.

Liikuv keskkond haarab murenemisproduktide purdsed osakesed kaasa ja need liiguvad passiivselt koos keskkonnaga piki viimase liikumisteid. Murendi liikumine on kas lineaarne (jõgedes, liustikes) või lausaline (purdsete pinnasemasside liikumine omaenese raskuse toimel, nõlvavool jt.).

Ärakanne ei toimu takistamatult. Eelkõige takistab seda murendi sidusus. Ärakannet aeglustavad ka taimede juured; katkestada nad seda aga ei suuda, sest mitte mingisuguse tihedusega juurtevõrk ei ole võimeline täielikult peatama kolloidsete porsumisproduktide liikumist. Suureks takistuseks ärakandele on hõõrdumine, nii sisemine — murendi enese elementide vahel, kui ka väline — murendi ja pinna vahel, mida mööda murend liigub.

Missugused impulsid kutsuvad esile purdsete murenemisproduktide liikumise?

Suur tähtsus on hõõrdumise nõrgenemisel või raskuse lisandumisel, kuni see lõpuks ületab murendi ja nõlva vahelise hõõrdumise. Mida järsem on nõlv, seda väiksem on kriitiline raskus, mille puhul juba algab murendi liikumine mööda nõlva allapoole. Mida laugem on nõlv, seda suurem on kriitiline raskus. Kui ühtlase paksusega murendikiht katab nõlva, mille kalle on ülaosas suurem kui allosas, siis ülalasuv murendimass suurendab nõlva laugemal lõigul lasuva materjali raskust ja paneb sellega ka viimase liikuma. Raskuse suurenemine võib toimuda mitte ainult mehaanilise kuhjumise, vaid ka murendi veega läbiimbumise tagajärjel.

Purdsete murendimasside liikumist — tõsi küll, väikeses ulatuses — tingib ka murendi mahu muutumine; kuivades rajoonides põhjustavad seda temperatuuri kõikumised, külmades rajoonides vee külmumine ja sulamine murendikuhjatiste poorides ning rajoonides, kus vahelduvad niisked ja kuivad perioodid, kolloidide pundumine ja kuivamine.

Kõik need impulsid ei toimi ühtlaselt kogu aasta jooksul. Neis esineb kindel, igale maastikule spetsiifiline, sesoonne rütm. Seetõttu muutub ka murendi liikumise intensiivsus; liikumine ei toimu pidevalt, vaid vaheaegadega.

Murendi liikumine, nagu me juba võisime veenduda, toimub väga mitmesugusel kujul. Esinevad liikumised koos keskkonnaga (veega, tuulega, jääga), r u s u v e e r e d (üksikute kivide või kuiva materjali veeremine), m a a l i h k e d (pinnase lausaline libisemine ilma üksikute osakeste vastastikuse asendi muutumiseta), s o l i f l u k t s i o o n i d (pinnase libisemine mööda sesoonselt külmunud või igikülmunud kihti) ja pinnasemasside kukkumine või veeremine koos üksikute koostisosade segunemisega, s. o. v a r i n g u d (kui pinnas on kuiv) ja m a a s ö ö s t u d (kui pinnas on läbi imbunud veega, poolvedel). Liikumisel mineraalosakesed kuluvad. Samal ajal aga kulutatakse sügavamaks ka säng, mida mööda liigub purdne kivimimass.

Purdse kivimimassi iga osake, mis asetseb nõlval, püüab lühimat teed mööda jõuda lähimasse negatiivsesse reljeefivormi. Selliseid osakesi esineb maapinnal kõikjal, mistõttu nende liikumine on esialgu lausalise iseloomuga. Hiljem aga liituvad naaberosakeste teed teatavateks kindlateks liikumisjoonteks. Nõlva ülaosas esineb ainult murenemise teel tekkinud osakeste ärakanne. Allpool lisandub sellele nõlva moodustavate kivimite purustamine liikuva murendimassi poolt.

Ärakandega on lahutamatult seotud akumulatsioon, purdse materjali settimine. Kui ärakanne tasandab maapinda kõrgendike hävitamise teel, siis akumulatsioon teeb sedasama nõgude täitmise teel.

148. Eksogeensete ja endogeensete protsesside vastastikuse toime resultaadid. Endogeensed protsessid, tõstes maapinna kõrgemale meretasemest, annavad tõuke purustusprotsesside tegevusseastumiseks. Eksogeensete protsesside tegevus algab samast momendist kui endogeensete protsesside tegevuski. Nad esinevad alati samaaegselt.

Kui kerkimine ja denudatsioon toimuvad ühesuguse kiirusega, siis reljeef ei muutu; teiste sõnadega, maakoore kõikuvliikumine ei väljendu geomorfoloogiliselt. Denudatsiooni väiksem kiirus kerkimisega võrreldes toob kaasa positiivse reljeefivormi tekke; kui aga denudatsiooni kiirus on kogu aeg suurem kerkimise kiirusest, siis ei saa kõrgustikke luua mitte mingisugused endogeensed jõud.

Vastandades maakoore vajumise ja settimise protsesse, näeme, et nende võrdse kiiruse puhul vajumisala piires asuva merebasseini sügavus ei muutu. Kui settimise kiirus on väiksem vajumise kiirusest, siis bassein süveneb, olgugi et aeglasemalt kui toimub vajumine; nende protsesside kiiruste vastupidise suhte korral toimub merebasseini madaldumine, s. o. vaatamata vajumisele basseini põhi kõrgeneb.

On ilmne, et ekso- ja endogeensete protsesside vastastikune toime ongi maapinna reljeefi arenemist põhjustav jõud. Sõltuvalt tingimustest kuulub juhtiv osa kord ühele, kord teisele küljele selles vastandite ühtsuses. Seetõttu on muidugi ebaõige väide, et reljeefi kujundamisel kuulub juhtiv osa tektoonilistele liikumistele, eksogeense teguri osaks aga jääb ainult tektoonika poolt loodud ehitiste skulptuurne töötlemine. Mõlemad tegurid on võrdväärsed ja mitte kumbki neist ei valitse absoluutselt.

Eksogeensete protsesside tohutu suurt osa reljeefi suurvormide kujundamisel varjutab meie kujutluses see puht psühholoogiline asjaolu, et denudatsioonilise tegevuse üldised resultaadid, mis kehastuvad sellistes vormides nagu tasandikud, ei jäta nii suurejoonelist muljet kui tektooniliste liikumiste valitsemise resultaadid, mis on fikseeritud sellistes vormides nagu mägismaad. Muuseas, on arvutatud, et käesoleval geoloogilisel ajastul madaldab denudatsioon maapinda tuhande aasta jooksul keskmiselt 8 cm võrra; järelikult jätkuks 13 miljonist aastast, et maakera praegune

reljeef täielikult tasanduks, kui seda ei takistaks endogeensed protsessid.

Lõpptulemusena lähevad kõik nii positiivsed kui ka negatiivsed reljeefivormid oma arenemiskägus üksteiseks üle.

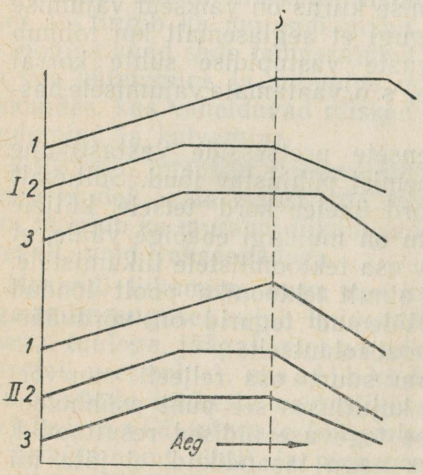
149. Üldised kujutlused reljeefi arenemisest. Kujutleme tasandikulist ala, mida ulatuslikud kõikuvliikumised on kaasa haaranud tõusuprotsessi, mis viib suure, antiklinooriumitüüpi kumeruse tekkimisele maapinnal. Kujunevale vormile toimivad tema kujunemise kõigil etappidel vahetpidamatult eksogeensed tegurid. Viimaste seas kuulub eriti (kuid mitte eranditult) suur osa jõeerosioonile, mis kannab kivimite purunemise produkte kaugele väljapoole tõusuala.

Jälgime, kuidas muutuvad üksikutel staadiumidel ala absoluutsed ja suhtelised kõrgused, pidades meeles, et esimesed olenevad tõusu ja denudatsiooni kiiruste, teised aga orgude süvenemise ja veelahkmete madaldumise kiiruste suhtest. Teiste sõnadega, kui U on tõusu kiirus, E orgude süvenemise kiirus, D veelahkmete madaldumise kiirus, A maa-ala absoluutse kõrguse muutumine ja B selle suhtelise kõrguse muutumine, siis

$$A = U - D;$$
$$B = E - D.$$

Et maakoore kõikuvliikumiste suund aja jooksul muutub, siis peab tektooniline tõus mingil momendil lakkama. Seejuures on teoreetiliselt võimalikud kaks juhtumit: 1) tõus lakkab, kuid pika aja jooksul ei järgne sellele vajumist, 2) tõus, olles saavutanud maksimumi, asendub järsult vajumisega.

Vaatleme esimest juhtumit (joon. 77, *I*).

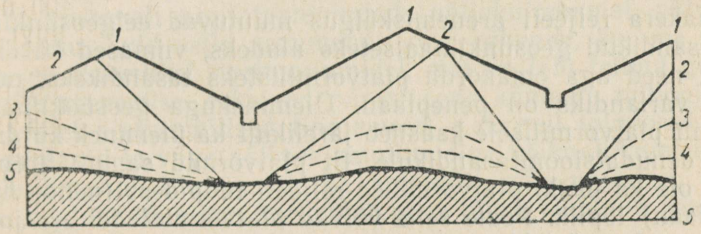


Joon. 77. Absoluutsete (joon 2) ja suhteliste (joon 3) kõrguste muutumine sõltuvalt maakooreosa tektooniliste liikumiste (joon 1) iseloomust. *S* — tektoonilise tõusu lakkamise hetk.

Seni, kuni denudatsioon jääb tõusust maha ($U>D$), absoluutsed kõrgused kasvavad. Mida kõrgemale aga maa-ala kerkib, seda madalamale jääb tema suhtes üldine erosioonibaas; järelikult denudatsiooni kiirus kogu aeg suureneb. Saabub hetk, mil $U=D$ ja $A=0$, vaatamata maakooreosa jätkuvale kerkimisele. Hiljem, pärast tektoonilise tõusu lakkamist ($U=0$), hakkavad absoluutsed kõrgused järjekindlalt vähenema, sest denudatsioon jätkub ja loomulikult $D>U$.

Kuidas muutuvad suhtelised kõrgused? Algul, kui noored orud on alles kitsad, veelahkmelised alad aga nende vahel suhteliselt laiad ja tasased, on ärakanne veelahkmetelt aeglasem kui orgude süvenemine ($E>D$) ja suhtelised kõrgused suurenevad. Kui aga orud on laienenud ning veelahkmed muutunud kitsasteks harjadeks, siis $E=D$ ja järelikult $B=0$. E ja D väärtuste võrdsus püsib seni, kuni orgude süvenemine lakkab ($E=0$). Pärast seda muutub E väiksemaks kui D (sest ärakanne veelahkmetelt jätkub) ja suhtelised kõrgused hakkavad progresseeruvalt vähenema (vt. joon. *77, I, 3*).

Seega liigestab põhjaerosioon tektoonilist tõusuala algul üha sügavamalt ja sügavamalt; kui tõusuala lõppkõrgus on küllalt suur, siis muutub ta seejuures tõeliseks mägismaaks. Hiljem, juba küljeerosiooni domineerimisel, madaldub mägismaa järk-järgult ja tema asemele tekib lõpuks denudatsioonitasandik ehk peneplaan (joon. 78), s. o. lainjas tasandik üksikute jäänukkõrgendikega — väheste madalate jäänukitega endistest suurtest kõrgustikest, mis on lõplikult denudeerimata jäänud peamiselt neid moodustavate kivimite suurema vastupidavuse tõttu.



Joon. 78. Maapinna järkjärguline madaldumine orgude arenemise tulemusel. *1* ja *2* — staadiumid enne tasakaaluprofiili saavutamist orgude poolt; *3* ja *4* — tasakaaluprofiil on saavutatud, toimub orgude laienemine; *5* — peneplaani pind.

Kui tektooniline tõus asendub otsekohe tektoonilise vajumisega (joon. 77, *II*), siis hakkavad absoluutsed kõrgused pärast tõusu lakkamist samuti vähenema, kuid tunduvalt kiiremini kui eespool käsitletud näite puhul, sest $A=-U-D$, s. o. U ja D toimivad nüüd juba ühes suunas. Mis puutub suhtelistesse kõrgustesse, siis need hakkavad nähtavasti samuti vähenema otsekohe pärast ala vajumise algust, sest E muutub kiiresti võrdseks nulliga, seejärel aga negatiivseks (erosioonibaasi kerkimise ja järelikult akumulatsiooniprotsesside arenemise tõttu orgudes ja nõgudes). Peneplaani-staadium saabub juhtumil *II* lühema ajaga kui juhtumil *I*.

Käsitletu kujutab kõige üldisemat skeemi, ainult nii-öelda reljeefi arenemise ideed selle kõige abstraktsemal kujul. Reljeefi konkreetne arenemine on tunduvalt keerukam. Geosünklinaalse režiimi tingimustes arenevad morfostruktuuri tüübid teisiti kui

platvormidel. Noorel platvormil toimub reljeefi arenemine teisiti kui vanal. Morfostruktuuri arenemise iseärasused sõltuvad alati ala geoloogilisest ehitusest, antud maapinnaosa geoloogilise ajaloo mitmesugustest faasidest ja kaasaegsete geograafiliste protsesside iseloomust. On näiteks teada, et morfostruktuuri geosünklinaalsete tüüpide hulka kuuluvad keeruka ehitusega mäestikud ning mäestikusisesed ja mäestikueelsed nõod (vaondid), platvormiliste tüüpide hulka aga kulunud mägimassiivid ja jäänukkõrgendikud, denudatsioonitasandikud saarmägedega, mandrisisesed akumulatiivsed madalikud ja lavakõrgendikud (tasase pinnaga kõrgendikud, mis koosnevad rõhtsalt lasuvatest, platvormilistes tingimustes moodustunud settekivimitest).[2] Nende konkreetsete reljeefitüüpide tekke ja arenemise uurimine on üheks geomorfoloogia tähtsaks ülesandeks.[3] Me loobusime teadlikult konkreetsete juhtude iseloomustamisest, et tuua esile põhilist tendentsi mägismaade arenemises. Selles suhtes pakub suurt ja üldist huvi peneplaaniteooria.

Maakera reljeefi arenemiskäigus muutuvad eelgeosünklinaalsed tasandikud geosünklinaalseteks aladeks, viimased kurdmäestikeks, need aga omakorda platvormilisteks tasandikeks, millede üheks variandiks on peneplaan. Üleminekuga geosünklinaalselt režiimilt platvormilisele kaasneb järelikult ka üleminek kurdmäestikult denudatsioonitasandikule. Et platvormid samuti arenevad, siis ei ole ka ükski platvormilise reljeefi tüüpidest (nende hulgas peneplaan) lõplik. Peale selle võivad platvormialadel aja jooksul taas areneda mäetekkeprotsessid ja siis kujuneb tektooniliste jõudude poolt lõhutud ja kergitatud peneplaani kohale pangasmäestik. Viimane allub jällegi paratamatult denudatsiooniprotsesside toimele, andes lõppresultaadina uuesti aset peneplaanile.

Toodud näidete puhul tegi reljeef läbi pika evolutsiooni tasandikust mäestikuni ja sealt peneplaanini. On aga ilmne, et peneplaan ei ole esialgse tasandiku lihtne kordumine, sest ta kujutab enesest uut maakoore lõiget, mis on kujunenud seoses tektooniliste jõudude poolt kõrgemale tõstetud tohutute ainesemasside mahakulutamisega. Purustusprotsessid ning ainese ära- ja väljakanne avavad ja paljandavad maapinnal maakoore sügavamad kihid, magmaliste süvakivimite massiivid.

Peneplaan kujuneb aeglaselt. Praegusaegse denudatsioonikiiruse puhul kuluks maakera pinna peneplaanistumiseks 13 miljonit aastat, kui aga arvestada protsessi aeglustumist aegade jooksul, siis palju rohkemgi. Lähtudes seda laadi arvutustest ja samuti erosiooni elustavate liikumiste esinemisest maakoores, peavad paljud teadlased peneplaani-staadiumi paljaks abstraktsioo-

[2] И. П. Герасимов, Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР, «Пробл. физ. геогр.», XII, 1946.

[3] Vt. näiteks Ю. А. Мещеряков, О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины, «Известия АН СССР», серия геогр., 1953, № 5.

niks. Nende arvates pole peneplaani mitte kunagi ja mitte kusagil esinenud ega saagi esineda.

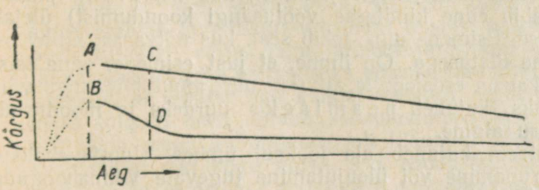
Hoolimata nendest skeptilistest arutlustest esineb looduses siiski lainjaid peneplaanistunud pindu. Me näeme neid mõningate mäestike (Tjan-Šani, Altai) kõrgemates osades, avastame neid geoloogilistes profiilides maetuna nooremate setete alla, kusjuures nendega kaasneb kivimite põikne lasuvus. Katsed seletada selliste pindade teket kui abrasiooni resultaati ei kannata enamasti kriitikat, sest abrasioonilis-akumulatiivne tasandik peaks olema tunduvalt tasasem, kui on seda tegelikult looduses esinevad pinnad, ja järelikult jääb üle ainult oletada nende erosioonilist teket. Peneplaanide näideteks on Donetsi ja Timani seljakud, Põhja-Rodeesia ja Katanga Aafrikas, suur osa Soomest, St. Lawrence'i jõest põhja poole jääv ala Kanadas, tunduv osa Brasiilia-Guajaana massiivist jne.

Väide, et maakoores esinevad sagedasti liikumised, mis elustavad erosiooni ja täielikult takistavad jõgede tasakaaluprofiilide ja vastavalt peneplaanipindade väljakujunemist, pälvib täit tähelepanu, kuid selle argumendi jõud väheneb, kui me meenutame, et ulatuslikel territooriumidel, mis on läbi teinud geosünklinaalse arenemise, esinevad pärast seda kümnete miljonite aastate vältel platvormilised tingimused, s. o. neil toimuvad äärmiselt aeglased ja väga väikese amplituudiga kõikuvliikumised. Väikesele amplituudile vastab ka erosiooni vähemärgatav elavnemine, aeglane tõus aga soodustab enne tõusu tekkinud peneplaani säilimist.

Esimesena formuleeris üldise kontseptsiooni reljeefi muutumisest I. D. Tšerski. Hiljem töötas W. M. Davis välja reljeefi arenemise erosioonilise, kõrbelise, glatsiaalse ja merelise tsükli teooria; iga tsükkel lõpeb reljeefi tasandumisega vastava denudatsiooniteguri tegevuse tulemusel. Erosioonitsükli arenemine W. M. Davise järgi on kujutatud joonisel 79. W. M. Davise kontseptsiooni tõsiseks metodoloogiliseks puuduseks on lihtsustus, mille kohaselt eeldatakse, et erosioon algab alles p ä r a s t tektoonilise tõusu lakkamist, samal ajal kui tegelikult see toimub ka tõusu kestel.

W. Penck lõi erosioonitsükli skeemi, lähtudes sellest, et maa-ala tõus ja erosioon toimuvad üheaegselt. Tema skeem (joon. 80) peegeldab üldist seadus-pärasust paremini.

Vaadeldes reljeefi kui arenevat kompleksi ja arvestades tema arenemist mõjutavate tegurite mitmekesisust (endogeensed jõud, jõed, tuul, liustikud, meri), andis W. M. Davis õpetusse reljeefist positiivse panuse, kuid tema kontseptsiooni teised küljed ei rahulda meid. Varemmainitud puuduse (tõusu- ja denudatsiooniprotsessi de ajalise lahutamise) kõrval on täiesti vastuvõetamatu W. M. Davise kujutlus igast üksikust reljeefi arenemise tsüklist (merelisest, kõrbelisest, glatsiaalsest ja erosioonilisest tsüklist) kui millestki iseendasse suletust



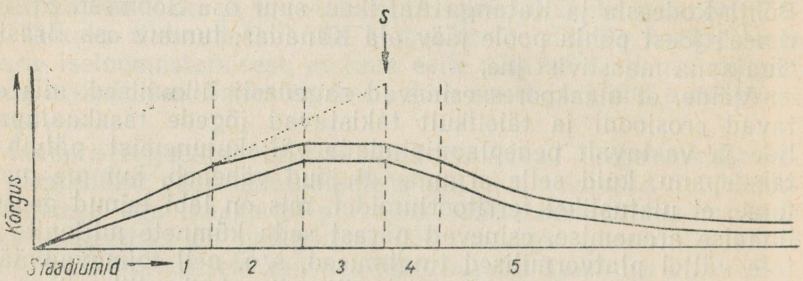
Joon. 79. Erosioonitsükkel W. M. Davise järgi.
AB — esialgne kõrguste vahe, *CD* — suurim kõrguste vahe, ülemine joon — veelahkmed, alumine joon — orgude põhjad, punktiir — tõusujoon.

ning kõigist tsüklitest tervikuna kui piki üksteisest isoleeritud ringjooni kulgevatest protsessidest.

W. Penck analüüsib ainult üht — erosioonilist — tsüklit ja jääb seega W. M. Davisest maha reljeefi arenemise käsitelu mastaabi poolest. Olgugi et W. M. Davise ja W. Pencki töödes kõneldakse reljeefi arenemisest jääb mõlemale autorile võõraks kujutlus maakera reljeefi arenemise kindlast üldisest suunast.

Peneplaaniteoorias vaadeldakse juba *väljakujunenud* hüdrograafilise võrgu toimet kerkivale litosfääriosale. Seetõttu pälvib teatavat huvi R. E. Hortoni katse selgitada hüdrograafilise võrgu *tekke* ja *arenemise* seaduspärasusi territooriumil, kus valitseb tektooniline rahu, seda enam, et autor seejuures esitab uue vaatekoha reljeefi arenemise suhtes.[4]

Kujutleme hiljuti mere alt väljunud territooriumi kallakut pinda ja jälgime R. E. Hortoni järgi sellel arenevaid erosiooniprotsesse. Sademeveed (see osa neist, mis ei imbu pinnasesse) moodustavad sellisel pinnal lausalise nõlvavoolu.



Joon. 80. Erosioonitsükkel W. Pencki järgi.
Ülemine joon — veelahkmed, alumine joon — orgude põhjad, punktiir — tõusujoon, *S* — tõusu lakkamise hetk.

Pinna juhuslike ebatasasuste tõttu aga toimub peatselt nõlvavoolu kontsentreerumine üksikuteks vooluteedeks ja pinna liigestumine; territooriumi kallaku pinna liigestumise esimeseks staadiumiks on kitsaste madalate paralleelsete uurete ja neid eraldavate harjakeste tekkimine. Pärast uurde kujunemist kaldub nõlvavool kõrgemal, uurde lähte kohal, oma liikumise suunast kõrvale ja valgub uurdesse, mille tulemusena viimane hakkab kiiresti pikenema lähte suunas (vastuvoolu).

Et igal pinnasel ja kivimil on teatav vastupanuvõime erosiooni suhtes, siis ei alga erosioon vaadeldava pinna kõige kõrgemast, veelahkmelisest osast, vaid veidi madalamalt — sealt, kus erosiooni jõud ja pinnase vastupanu on võrdsed. Piki veelahet esineb alati «erosiooni puudumise ala» (selle laius sõltub rea tingimuste kombinatsioonist), mille piires voolav vesi ei kanna edasi mingit mineraalset materjali.

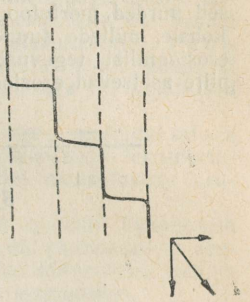
Paralleelsete uurete süsteem tekib kõigil juhtudel, kus nõlvavoolu pikkus (s. o. vahemaa, mida vesi läbib enne kindlasse voolusängi koondumist) ületab erosiooni puudumise ala laiuse. Esimene uure tekib seal, kus nõlvaosa, millel on võimalik erosioon, on suurima ulatusega. On ilmne, et just esimene, enne teisi tekkinud ja järelikult kõige kauem erosioonile allunud uure muutub teistega võrreldes sügavamaks ja laiemaks, kujuneb *peamiseks* uurdeks ja moodustab jõgikonna tulevase peajõe oru algme.

Paralleelsete uurete süsteem kujuneb aja jooksul ümber. Uuretevaheliste veelahkmeliste harjakeste purunemine või üleujutamine tugevate vihmahoogude puhul viib selleni, et vesi hakkab kõrgemal olevast uurdest voolama madalamal

[4] R. E. Hortonist sõltumatult arendab analoogilisi vaateid A. A. Virski (vt. näiteks «Географический сборник», I, 1952).

olevasse uurdesse. Sellised «mikrohaarded» pühivad järk-järgult ära esialgse uurete ja neid eraldavate harjakeste süsteemi, asendades selle üheainsa veevooluga piki peamist uuret. Joonisel 81 on katkendlike joontega näidatud paralleelsed uurded, murdjoonega mikrohaarete seeria, mis viib vee peamisse uurdesse; allpool haardekohti veevool uuretes lakkab; nooled näitavad voolu esialgset suunda uuretes, voolu suunda haardepiirkondades ja põiki mööda nõlva suunatud ühtse voolu suunda.

Seega, kui algul eksisteeris ainult peamise uurdega (peajõega) paralleelne nõlv, siis nüüd on mõlemal pool uuret uued, uurde suunas kallakud nõlvad. Seda protsessi nimetatakse ümberliigestumiseks. Uutel nõlvadel kordub sama, mis toimus esialgsel kallakul pinnal: erosiooni puudumise ala kujunemine nõlva ülaosas, paralleelsete uurete süsteemi ja oma peamise uurde tekkimine, mikrohaarded, veenirede liitumine ühtseks vooluks ja uue voolutee suunas kallakute nõlvade kujunemine. Neid nõlvu tabab omakorda sama saatus. Lõpuks areneb välja puukujuline (dendroidne) voolusoonte võrk.



Joon. 81.

Kirjeldatu kujutab skemaatiliselt hüdrograafilise võrgu teket ja arenemist — peajõe, lisajõgede, üha uute jõgikonnasiseste veelahkmete ja koos viimastega üha uute erosiooni puudumise alade (millede osa jõgikonna üldpindalas seega kogu aeg suureneb) kujunemist. Erosiooni puudumise alade osa suurenemine paneb teataval hetkel piiri hüdrograafilise võrgu arenemisele: kui jõgikonnas on alles jäänud ainult sellised osad, kus mitte mingisugune ümberliigestumine ei suuda hävitada erosiooni puudumise ala, siis hüdrograafilise võrgu arenemine katkeb. Järelikult säilivad jõgikonnas veelahkmelised kõrgendikud ja platood, mis edaspidi ei allu erosioonile ega peneplaanistumisele.

Öeldust järeldub, et jäänukiks primaarsest pinnast, mille liigestumise tulemusel kujunes hüdrograafiline võrk, on ainuüksi peamine veelahe. Sisemised veelahkmed on ümberliigestunud pinna jäänukid, s. o. sellise pinna jäänukid, millel kunagi esines erosioon. Olles aga kord tekkinud, sisemine veelahe säilib; tema liigestumine lõpeb sel hetkel, mil tekivad tema juurde kuuluvad jõed. See järeldus läheb teravalt lahku klassikalisest peneplaaniteooriast, millele vastavalt veelahkme liigestumine jätkub kuni tema hävitamiseni jõgede poolt.

R. E. Hortoni järgi sarnaneb jõgikonna pind pärast hüdrograafilise võrgu kujunemist vähe peneplaaniga. Ideaalsetes tingimustes omandab see teljega mitteparalleelse pinnaga lõigatud paraboloidi segmendi kuju. Sellist tervikuna nõgusat pinda, mida komplitseerivad sisemiste veelahkmete harjad, soovitab autor nimetada basaalseks pinnaks, sest see on baasiks primaarsele pinnale, millest ta kujunes. Basaalse pinna madalam osa ühtib erosioonibaasiga, kõrgem osa peamisel veelahkmel ulatub esialgse lähtepinnani.

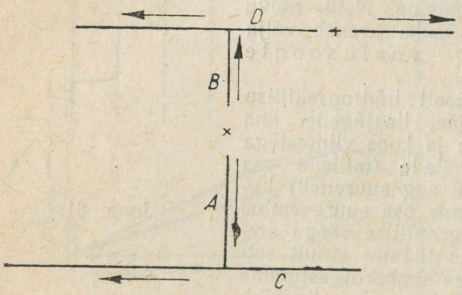
Meie arvates seisab R. E. Hortoni kontseptsiooni tõsine puudus selles, et autor eraldab kunstlikult erosiooni teistest maapinda purustavatest protsessidest. Seetõttu tuleb välja, nagu jätkuks «erosiooni puudumise alast» tema piiridesse jääva maapinnaosa kaitsmiseks edasise tasandumise, s. o. peneplaanistumise eest. Erosioon ei tegutse aga kõikjal vahetult, vaid uuristab näiteks ka nõlvade jalameid (olgugi need nõlvad «soomustatud» kas või kurikuulsa «ala» endaga) ja põhjustab seega murendmaterjali liikumist kõrgemalt madalamale omaenese raskuse mõjul piki kogu nõlva, s. o. soodustab reljeefi edasist tasandumist. Peale selle on ka «erosiooni puudumise ala» olemasolu ise kaheldav. N. G. Makkavejev näitas, et nõlvavoolu tingimustes alluvad kõige intensiivsemale uhtumisele just nõlvade ülemised osad.[5]

[5] Н. И. Маккавеев, Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки, Автореферат диссертации, М., 1953.

Hüdrograafilise võrgu arenemine ei lõpe samuti selliselt, nagu seda kujutab R. E. Horton, vaid põhjustel, mis on näidatud käesoleva raamatu paragrahvis 99.

Uuem katse peneplaaniteooria analüüsimise alal kuulub V. D. Dibnerile. Vastupidi oma eelkäijaile vaatleb autor keeruka geoloogilise ehitusega litosfääriosa, mida on kergitanud tektoonilised protsessid, vastupidi R. E. Hortonile aga (kellega V. D. Dibneril on ka ühiseid vaatekohti) eeldab ta, et reljeefi arenemine ei katke staadiumis, kus reljeef on maksimaalselt liigestatud hüdrograafilise võrgu poolt.

Keeruka geoloogilise ehitusega maa-alal koonduvad primaarsed erosioonilised uurded morfoloogiliselt väljenduvate negatiivsete geoloogiliste struktuuride kohale, millede suund määrabki jõgede suuna. Selles staadiumis reguleerivad erosioonilist tegevust kohalikud erosioonibaasid; väljaspool mäestikulise ala piire asetsevad erosioonibaasid avaldavad mõju ainult selle äärealadel.



Joon. 82.

Kaks ühiselt veelahkmelt algavat vastassuunalist jõge («seostatud jõed») mõjustavad vastastikku teineteist. Nende vastastikuse mõju olemus on järgmine: jõgi, millel on suurem keskmine lang lõigul lähtest kuni lähima erosioonibaasini ja mis järelikult on erosiooniliselt aktiivsem, tungib peale vähemaktiivsele jõele, mille tagajärjel veelahe nende vahel nihkub viimase suunas. Lõpuks haarab tugevam jõgi nõrgema jõe ülemjooksuosa. Kahe jõe ühinemist näitab joonis 82, kus *A* on tugevam jõgi, *B* nõrgem jõgi, × nendevaheline veelahe; veelahe nihkub järk-järgult põhja poole; kui ta jõuab jõgede *B* ja *D* ühinemiskohale, siis jõe *D* alumine osa (allpool *B* ja *D* ühinemiskohta) eraldub, jõe *D* ülemine osa aga muutub jõgedega *B* ja *A* ühiseks jõeks, mis voolab jõkke *C*.

V. D. Dibner omistab haardenähtustele erakordselt suure tähtsuse. Seostatud jõgede kohta öeldu kehtib ka kahe (ja seejärel rohkema) naaberjõgikonna suhtes, milledest ühel on madalam erosioonibaas kui teisel. Selliste jõehaarete tõttu toimub hüdrograafilise võrgu korduv ümberkujunemine (millest hiljem võtavad osa ka väljaspool mägismaa piire asetsevad erosioonibaasid). Jõed lähevad ühest jõgikonnast üle teise, kujunevad surnud orud, tekivad uued jõed jne.

Hüdrograafilise võrgu korduva ümberkujunemise tähtsaim tagajärg on reljeefi liigestustiheduse suurenemine («tükeldumine»), s. o. nõlvade arvu suurenemine antud mägismaa piires, ja positiivsete reljeefivormide tasandumine, sest kõrgemad osad kulutuvad kiiremini. Maapind madaldub ja liigestub.

Madaldumise ja liigestumise paratamatuks tagajärjeks on jõgede erosioonilise tegevuse nõrgenemine. See toimub mitmel põhjusel: muutumatu kliima puhul iga üksiku jõe energia väheneb, sest nõlvade arvu suurenemisel suureneb ka jõgede arv; nõlvade arvu suurenemine tähendab pinduhtumise tugevnemist, s. o. setete kuhjumist jõgedesse; murendi kogunemine nõlvadele ja alluuviumi kogunemine voolusängidesse soodustab vee filtreerumist pinnasesse, mistõttu vee hulk jõgedes väheneb. Nõlvade pinduhtumise tugevnemise ja vastavalt jõgede erosioonilise tegevuse nõrgenemise tulemuseks on jõgedevõrgu degradatsioon. Mägismaa muutub algul denudatsioonikingustikuks, seejärel aga kujunevad piiriliselt lauged nõlvad ja tekib peneplaan. Denudatsioonikingustiku staadium vastab ajavahemikule piiriliselt lühikeste nõlvade tekkest kuni piiriliselt laugete nõlvade kuiunemiseni.

Tektoonilised liikumised, mis märgatavalt lõhuvad ala geoloogilist struktuuri, aeglustavad või isegi välistavad peneplaanistumisprotsessi. Mis puutub

harilikesse maakoore kõikuvliikumistesse, siis need soodustavad peneplaanistumist, sest regionaalne tõus, kiirendades hüdrograafilise võrgu ümberkujunemist, aitab kaasa reljeefi liigestatuse suurenemisele, regionaalne vajumine aga soodustab reljeefi tasandumist, kui reljeef on juba saavutanud teatava liigestatuse astme.

Seega peneplaanistumise seletamiseks ei ole tingimata vaja eeldada pikkade tektoonilise rahu perioodide esinemist. Peneplaanistumine on kahestaadiumiline protsess: esimeseks staadiumiks on lähtereljeefi liigestumine hüdrograafilise võrgu korduva ümberkujunemise teel, teiseks staadiumiks lõplik tasandumine.

Esitatud ülevaate lõpuks märgime, et välismaa geomorfoloogia-alases kirjanduses arendatakse viimasel ajal vastukaaluks peneplaaniteooriale uut vaadet tasaste denudatsiooniliste pindade tekke kohta — nn. pediplaaniteooriat. Pediplaan nagu peneplaangi on reljeefi arenemise lõppstaadium; selles suhtes ei ole nende vahel olulist erinevust. Printsipiaalselt erinevad aga on kujutlused nende tasandunud pindade kujunemise viisidest.

Peneplaaniteooria nõuab, et nõlvad oma arenemiskäigus madalduksid ja laugeneksid. Peneplaanistumine on relatiivsete kõrguste vähenemine territooriumil, reljeefi ebatasasuste mahalõikumine ülalt, kõrgendike madaldumine orupõhjade tasemeni.

Pediplaaniteooria järgi hävivad reljeefi ebatasasused nõlvade taandumise tõttu nende esialgse kallakuse säilimise tingimustes; reljeefi ebatasasused järelikult lõikuvad maha külgedelt ja alt; nõlvade taandumine külgsuunas toimub denudatsioonibaasi muutumatu või vähemuutuva kõrguse tingimustes.

Igal täielikult väljaarenenud nõlval võib ülalt alla eristada nelja elementi: kumera profiiliga kasvavat nõlvaosa; kõige järsemat, paljandunud, sirge profiiliga nõlvaosa; pealeuhutavat nõlvaosa; lõpuks laugelt nõgusat hääbuvat nõlvaosa ehk pedimenti. Eeldatakse, et pedimendi pind on kõige sobivam sademevete kiireks äravoolamiseks erosioonilise tegevuse kõige väiksema intensiivsuse juures; tema kujunemine ongi nõlva taandumise tulemuseks. Kõige aeglasemalt arenevad nõlva ülemine ja alumine osa, mis paistavad silma oma püsivuse ja vastupidavuse poolest. Mõlemad keskmised osad on vähepüsivad ning arenevad eriti aktiivselt; nende taandumine ongi põhiliseks protsessiks nõlva arenemises.

Nõlva taandumine toimub kuni tema ühinemiseni kõrgustiku vastasnõlvaga ja järelikult kuni selle kõrgustiku hävimiseni. Teataval arenemisetapil naaberpedimendid liituvad ja kujundavad pediplaani. Kui vastasnõlvade pedimendid arenevad erineva kiirusega, siis «tugevam» (kiiremini kasvav) pediment kasvab «nõrgema» hävitamise arvel.

Pediment on geomorfoloogilise tasakaalu vormiks. Kui see tasakaal häirub tektooniliste liikumiste või kliima muutumise tõttu, siis tekib madalamal tasemel uus pedimentide generatsioon, mis järk-järgult «sööb» ära eelmise generatsiooni. Sellega seletub denudeeritud pindade korruselisus, s. o. nende sagedasti täheldatav esinemine samal territooriumil mitmesuguses kõrguses.

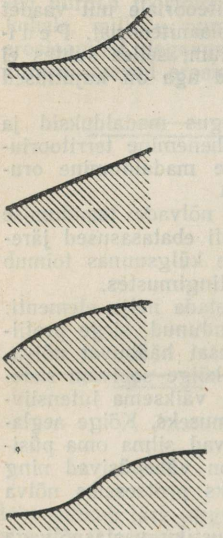
Pediplaaniteooria pooldajad arvavad, et see võib kujuneda üldiseks reljeefi arenemise teooriaks. Selleks aga on kõigepealt tarvis tõestada, et nõlvade taandumine paralleelselt iseendale ja ilma esialgse kallakuse muutumiseta on võimalik igasugustes klimaatilistes tingimustes (mitte ainult kuivas kliimas, mille puhul selline võimalus loetakse tõestatuks).[6]

150. Tektooniliste liikumiste geomorfoloogiline analüüs. Et reljeefivormid tekivad endogeensete ja eksogeensete protsesside vastastikuse toime tulemusel, siis võimaldab reljeefivormide ja denudatsiooninähtuste uurimine teha järeldusi tektooniliste liikumiste iseloomu kohta.

---

[6] Pediplaaniteooria kohta vt. L. C. King, Canons of Landscape Evolution, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64, 1953; J. Dylik, Zagadnienie powierzchni zrownań ... Czasopismo geograficzne, XXV, 3, 1954, Warszawa — Wroclaw.

W. Penck loeb selles suhtes sobivaks kriteeriumiks nõlvade kuju (joon. 83). Oma töö[7] VI peatükis ta tõestab, et nõgus nõlv tekib sirgest nõlvast sel juhul, kui viimane langeb jõe suunas, mis ainult kannab edasi lahtist materjali, kuid ei süvenda oma sängi. Järelikult nõgusad nõlvad tekivad seal, kus erosioonibaas on muutumatu. Jõgede põhjaerosiooni puudumise tõttu tasandab ärakanne vahetpidamatult kõrgendikke kuni väikseima kõrguse ja kaldenurga saavutamiseni, s. o. praktiliselt kuni maa-ala peneplaanistumiseni. Maapind madaldub pidevalt, mistõttu sel juhul kõneldakse madaldumisfaasist reljeefi arenemises; see näitab, et antud maakooreosas ei ole pika ajavahemiku jooksul toimunud tektoonilisi tõusuliikumisi.



Joon. 83. Mitmesuguse kujuga nõlvad.
Ülalt alla: nõgus, sirge, kumer, keerukas.

Kui jõe põhja- ja küljeerosioon on kiiruse poolest võrdeline materjali ärakandega nõlvadelt, siis jääb viimane sirgeks. Järelikult sirge nõlv annab tunnistust erosiooni ja ärakande vahelisest tasakaalust, mis esineb siis, kui ala kerkib ilma suhteliste kõrguste muutumiseta reljeefis. Sellist protsessi nimetatakse reljeefi stabiilseks arenemiseks.

Kui aga erosioon toimub ärakandest kiiremini, siis tekivad kumerad nõlvad. Järelikult kumerad nõlvad tekivad seal, kus erosioon on elavnenud, s. o. seal, kus erosioonibaas suhteliselt madaldub maakoore kerkimise tagajärjel. Et erosiooni intensiivsus ületab ärakande intensiivsuse, siis suhtelised kõrgused reljeefis suurenevad ja see reljeefi arenemise faas kannab tõusufaasi nimetust.

Seega on maakoore liikumised ja erosioonibaasi ümberasetumised jäädvustunud nõlvade kujus. Kui nõlv on keerukas, s. o. koosneb kumeratest, nõgusatest ja sirgetest lõikudest, siis kõneleb tektooniliste liikumiste ajaloost igaüks neist elementidest eraldi: kõrgemal asetsevad lõigud varajasematest, madalamal asetsevad lõigud hilisematest, praegusele ajale lähedasematest perioodidest. Reljeefi arenemise varajasemate faaside jäljed säilivad nõlvade ülaosades seetõttu, et nõlvade kujunemine toimub alt üles; need jäljed püsivad aga ainult seni, kuni nõlva uus kuju, mida arendab noorem faas, jõuab üles ja kustutab endise kuju.

K. K. Markovi järgi võib endogeensete ja eksogeensete reljeefikujundavate jõudude vastastikuse toime uurimise ja järelikult teoreetilise geomorfoloogia põhiliseks meetodiks muutuda geomorfoloogiliste tasemete uurimine. Nagu teada, püüavad eksogeensed protsessid reljeefi tasandada ja igaüks neist loob kindla tasandunud pinna, oma geomorfoloogilise taseme. Tasemeid saab olla nii mitu, kui mitu on spetsiifilisi eksogeenseid protsesse. Antud geomorfoloogilise taseme ulatuses on vastav geomorfoloogiline protsess juhtivaks protsessiks. Iga taseme kuju ja asend on määratud juhtiva protsessi iseärasustega ja nende piiridega, milledes see protsess saab areneda. Seetõttu asetsevad geomorfoloogilised tasemed erinevatel kõrgustel.

K. K. Markov eristab nelja geomorfoloogilist taset: abrasioonilis-akumulatiivset, denudatsioonilist, lumepiiri ja kõrgemate mäetippude taset.

[7] W. Penck, Die morphologische Analyse, 1924.

Abrasioonilis-akumulatiivne tase kujuneb ookeani pinna liikumiste resultaadina ja asetseb normaalsetes tingimustes allpool geoidi pinda. Denudatsiooniline tase on peneplaani sünonüüm; tema vertikaalläbilõikeks on jõgede piirilised tasakaaluprofiilid, mis annavad kujutluse denudatsioonilise taseme reljeefist. Lumepiiri tase kujutab enesest korrapäratut ja keerukat kõverpinda; tema «reljeef» nähtub kõige paremini isokioonide (lumepiiri kõrguse samajoonte) kaartidelt. Kõrgemate mäetippude taseme geneesi loeb K. K. Markov seni selgitamatuks.

Kui maakoor oleks liikumatu, siis omandaksid kõik tasemed geoidi pinnaga kontsentriliste sfääride iseloomu. Tegelikult on maakoor haaratud mitmesuguse kiiruse ja ulatusega kõikuvliikumistest, mis deformeerivad geomorfoloogiliste tasemete pindu. Tasemed, mida me näeme, on kõige sagedamini deformeeritud pinnad, s. o. endogeensete ja eksogeensete reljeefikujundavate protsesside vastastikuse toime tulemus.

Geomorfoloogi esimene ülesanne on uurida iga geomorfoloogilise taseme spetsiifilisi jooni, tema normaalset reljeefi ja normaalset asendit. See võimaldab otsustada taseme asendi ja iseloomu üle liikumatu maakoore tingimustes. Teiseks ülesandeks on geomorfoloogilise taseme *tegeliku* asendi ja reljeefi uurimine. Sel teel saab selgitada tema kuju ja asendi anomaaliaid (tõstetud, vajunud, painutatud, lõhutud jm.) ning sel alusel teha järeldusi nimetatud anomaaliaid põhjustanud tektooniliste liikumiste amplituudi ja märgi kohta.

On teada, et nõrgalt kallaku, ranniku suunas kõrgeneva veealuse murrutuslava madalam serv ei saa asetseda rohkem kui 200 m allpool merepinda, sest lainetus ei tungi sügavamale. Kõrgem serv asetseb merepinna tasemel. Arvestades seda asjaolu ja platvormi kallakuse suurust, väidab V. P. Zenkovitš, et muutumatu meretaseme korral ei saa murrutuslava maksimaalne laius ületada 300 km. Järelikult väga laiade (laiemate kui 300 km) murrutuslavade esinemine viitab juba maakoore kõikuvliikumistele.

Iga rannajoon asetseb oma tekkimisel samas horisontaalses tasapinnas veekogu tasemega: võib öelda, et algpind koos tema juurde kuuluva rannajoonega on horisontaalne. Platvormilistel aladel, mis on tõstetud tektooniliste liikumiste poolt (näiteks Fennoskandias), on pind, mille juurde kuulub vana rannajoon, sujuvalt deformeerunud, kuplilaadse kujuga, geosünklinaalsetel aladel aga on deformatsioon väga korrapäratu: vanade rannajoonte kõrgus muutub järsult väga lühikestel vahemaadel. Näiteks Vahemere ühtedel rannikutel puuduvad terrassid üldse, teistel neid esineb ja nende kõrgus on 35—200 m, kolmandatel on kõrgus kuni 700 m, Kalaabrias aga kuni 1200 m. Järelikult oleme sujuvate deformatsioonide esinemise korral õigustatud tegema järeldust platvormilist tüüpi, järskude ja korrapäratute deformatsioonide esinemise korral aga geosünklinaalset tüüpi liikumiste toimumise kohta.

K. K. Markovi geomorfoloogilised tasemed on eristamise printsiibi poolest (mere, jõgede, liustike jne. tegevus) teataval määral analoogilised W. M. Davise tsüklitega. K. K. Markov kriipsutab eriti alla, et W. M. Davis asetab geomorfoloogiliste protsesside (tsüklite) esinemisareenid üksteise *kõrvale*, geomorfoloogilised tasemed aga asetsevad ülestikku üksteise *kohal*. Sellele pigemini välist laadi tunnusele tuleb siiski vaevalt omistada erilist tähtsust, seda enam, et kui eristada veel üks tase, näiteks deflatsioonilis-akumulatiivne (kõrbete puhul), siis paigutub see väga hästi peneplaani kõrvale. K. K. Markovi kontseptsioonis on palju olulisem see, et iga taset käsitletakse kui kõigi koostoimivate eksogeensete tegurite keeruka tegevuse resultaati ühe teguri juhtiva osatähtsuse juures. Kaob W. M. Davise tsüklitele nii iseloomulik eraldatus. Pole juttu tsüklilisusest ka selle sõna otseses mõttes, sest reljeefi muutused on kindlasuunalised.

Geomorfoloogiliste tasemete meetodil on tunduvaid eeliseid ka W. Pencki meetodi ees, mis kontsentreerib tähelepanu nõlvade, s. o. isegi mitte reljeefivormide, vaid ainult neid vorme piiravate *elementide* uurimisele. Geomorfoloogiliste tasemete näol aga on meil tegemist üksteisega seoses olevate *vormide kooslustega*. On selge, et selliste endo- ja eksogeensete jõudude koostöös tekkinud vormide koosluste kujunemise ja muutumise seaduste uurimine saab teadusele anda mõõtmatult rohkem kui üksikute reljeefielementide uurimine.

151. Kokkuvõte. Maapinna reljeef tekib eksogeensete ja endogeensete protsesside vastastikuse toime resultaadina ja reljeefivormid on otseses sõltuvuses nende protsesside vahekordadest. Positiivsed ja negatiivsed reljeefivormid võivad moodustuda iga reljeefikujundava teguri toimel. Tektoonilised liikumised loovad nii kõrgustikke kui ka õõrsd; koskuspurskevulkaanide tegevus tekitab hiiglaslikke akumulatiivseid mägesid, lõhepursked tasandavad maapinda, täites vedela laavaga negatiivseid reljeefivorme; jõgede erosiooniline tegevus loob külg külje kõrval orge ja veelahkmeid ning võib olla nii maapinna sügava liigestumise (mäestikulised alad) kui ka tasandumise (peneplaanid) põhjustajaks.

Reljeef on vahetpidamatu arenemise seisundis; positiivsed ja negatiivsed reljeefivormid lähevad aja jooksul üksteiseks üle. Reljeefi muutumine on alati kindlasuunaline ja arenemiskäigus korduvate vormide sarnasus on puht välist laadi.

Kirjandust

Дибнер В. Д., Основные закономерности развития гидрографической сети и механизм пенепленизации, «Известия геогр. о-ва», 1950, вып. 4.

Марков К. К., Основные проблемы геоморфологии, 1948.

Мартонн Э., Основы физической географии, т. II, 1945.

Хортон Р. Э., Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов, 1948.

Щукин И. С., Опыт генетической классификации типов рельефа, «Вопросы географии», 1946, вып. 1.

Davis, W. M., Erklärende Beschreibung der Landformen, 1924.

King, L. C., Canons of Landscape Evolution, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64, 1953.

Penck, W., Die morphologische Analyse, 1924.

XIX peatükk

RELJEEF KLIIMAT KUJUNDAVA TEGURINA

Eelmistes peatükkides on korduvalt räägitud reljeefi mõjust üksikutele klimaatilistele protsessidele. Nüüd, mil on välja selgitatud reljeefivormide tekkimise põhilised teed, on otstarbekas teha kokkuvõte reljeefi tähtsusest kliimat kujundava tegurina.

152. Reljeef ja soojuslikud tingimused. Vabas atmosfääris langeb temperatuur kõrguse suurenemisel 0,6° võrra iga 100 m kohta. Temperatuur langeb ka mägedes, kuid seal on see nähtus keerukam, sest talle ei avalda mõju ainuüksi kõrgus kui niisugune, vaid ka *reljeefivormid*.

Arusaadavalt on päikesekiirgus mägedes intensiivsem, sest õhk sisaldab seal vähem tolmu ja veeauru, kiirgust neelav atmosfäärikiht on aga õhem kui madalikel. Seetõttu suureneb mägedes lühilainelise kiirguse osatähtsus (atmosfääri alumistes, niiskuserikastes kihtides neeldub see kiirgus eriti tugevasti). Ultravioletse kiirguse küllus ongi selle põhjuseks, et inimesed päevituvad mägedes kiiresti, mäginiitude lilled aga paistavad silma ereda värvuse poolest.

Temperatuuri langemist kõrguse suurenemisel hoolimata kiirguse intensiivsuse kasvust tuleb vaadelda kui maapinna efektiivse kiirguse suurenemise tagajärge. Efektiivne kiirgus kasvab 3 km kõrguseni; sellest tasemest ülalpool väheneb ta uuesti, sest kiirgava keha — pinnase — temperatuur langeb järsult.

Nii insolatsioon kui ka maapinna pikalaineline kiirgus sõltub suurel määral nõlvade ekspositsioonist (vabas atmosfääris see tegur puudub). Seda saab kindlaks teha nii otseste kui ka kaudsete vaatluste abil — näiteks taimkatte iseloomu järgi (kuigi insolatsiooni ja taimkatte iseloomu vaheline seos on kaudne). Nii kasvavad Lääne-Kaukasuse põhjanõlvadel pöök, kuusk ja nulg, lõunanõlvadel mänd; Selenga jõe basseinis (Taga-Baikalimaal) kasvab kõrgeimate uvaalide põhjanõlvadel mets, lõunapoolsed nõlvad aga on kaetud stepiga.

Reljeefivormid avaldavad mõju külma õhu voolamisele nõgudesse, temperatuuri amplituudide iseloomule jms. Nõgusates reljeefivormides on temperatuuri ööpäevased kõikumised suured, sest

õhk on kokkupuutes päeval tugevasti soojeneva ja öösel tugevasti jahtuva mulla ja taimkatte suure pinnaga. Mäel või künkal on temperatuuri ööpäevane amplituud väike, sest nendel reljeefivormidel toimub kogu ööpäeva kestel intensiivne õhuvahetus, öösiti aga asendub nendelt alla voolav külm õhk alt välja tõrjutud sooja õhuga. Platood ja mägismaad jahtuvad öösiti tugevasti (kui pole orge, kuhu võiks voolata öösel jahtunud õhk), päeval aga soojenevad tugevasti.

Mägedes esinevad erakordselt sageli temperatuuri inversioonid, eriti talvel. Mõnikord on nad nii tugevad, et tippudel sulab lumi, all aga valitseb talvine ilm.

Hibiinides kestab talv umbes 8 kuud (oktoobrist maini) ja inversiooniga päevi on 110—120. Tähelepanuväärne oli 1936. aasta veebruar: kõigil selle kuu 29 päeval esines inversioon. Tahtarvumtšorri mäe ühel läänepoolsel harul asuvas Hibiini Mägijaamas, mille absoluutne kõrgus oli 760 m, osutus 1936. aasta veebruar keskmiselt 6,4° võrra soojemaks kui 630 m võrra madalamal (Imandra järve kaldal, absoluutne kõrgus 130 m) asuvas Hibiini Katsejaamas.[1]

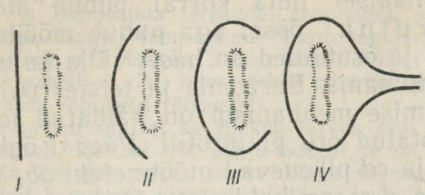
23. veebruaril 1931. aastal kell 7 hommikul fikseeriti Gagra aheliku (Kaukasus) ühel metsatul tipul asuvas meteoroloogiajaamas (kõrgus 1630 m) õhutemperatuuriks +4,1° C, samal ajal kui jaama lähedal, viimasest 15—20 m vertikaalsuunas madalamal asuvas nõos oli temperatuur —21,8° C, erinevus seega peaaegu 26°.

153. Reljeef ja õhu liikumine. Reljeef on edasiliikuvatele õhumassidele puht mehaaniliseks takistuseks. Soojad õhumassid valguvad üle mäeahelike: viimased ei tõkesta neid, vaid ainult pidurdavad. Külm õhk aga ei suuda mööda ahelikku üles tõusta ja on sunnitud temast mööda voolama. Kui mäeaheliku kõrgus on suurem külma õhumassi vertikaalsest ulatusest, siis võivad mäed osutada külmale õhule ületamatuks takistuseks. Seetõttu võibki sageli märgata, et talvised, samuti ka aastased temperatuurid mõlemal pool mäeahelikku on järsult erinevad (näiteks Alpides, Kaukaasias). Nii on Kubanimaal aasta keskmine temperatuur 10—12° C, Stavropoli ja Tereki steppides 9—11° C, Kura jõgikonnas aga 12—15° C; Ees-Kaukaasias on talve keskmine temperatuur kuni —4° C ja —5° C, Taga-Kaukaasia idaosas +1° C. Niisiis on aastased temperatuurid mäeahelikust põhja pool 3° võrra, talvised temperatuurid peaaegu 6° võrra madalamad kui mäeahelikust lõuna pool.

Aeglaselt liikuva külma frondi teed ristav kõrge mäeahelik sunnib frondijoont takistusest kahelt poolt mööduma; hiljem ühinevad mõlemad harud teisel pool mäeahelikku uuesti ja tekib lii-

[1] А. П. Павлов, Инверсии температуры в Хибинских горах, «Метеорология и гидрология», 1938, № 8.

kumatult püsiv orograafiline oklusioon (joon. 84). Soe front voolab samuti ahelikust mööda, kuid ilma oklusioonita (joon. 85).



Joon. 84. Orograafilise oklusiooni kujunemise staadiumid.

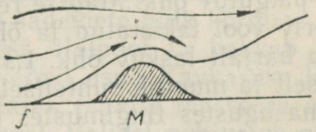


Joon. 85. Sooja frondi deformeerumine mäeaheliku mõjul.

Ahelikust küljelt möödudes aga moodustab frondijoon kumera looke, mis stimuleerib orograafilise tsükloni kujunemist (joon. 86). Kui ahelik ei aeglusta sooja frondi liikumist kuigi tugevasti, siis deformeerub frondi pind mägedest üle valgumisel vertikaalsuunas, mistõttu tuulepealsel küljel (kus õhu voolujooned tihenevad) pilvisus ja sademed tugevnevad, tuulealusel küljel aga (kus frondi pinna langemisega ja sellest tingitud langeva õhuliikumisega kaasneb õhu soojenemine) pilved hajuvad ja sademeid ei esine (joon. 87).



Joon. 86. Orograafiline tsüklogenees.



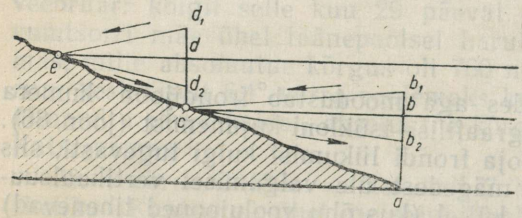
Joon. 87.
M — mäeahelik, *f* — soe front.

Kui mägedes on küllalt laiad läbikäigud, siis voolab õhk nendes tugeva surve all; see on näide õhu liikumise kiiruse suurenemisest reljeefi mõjul, mis toob aga mõnikord kaasa ka temperatuuri muutumise. Nii on Džungaarias talvel küllalt tavaline kagusuunaline ibe-tuul. Mägede poolt tõkestatuna tungib ta tohutu kiirusega läbi selliste käikude, nagu Musta Irtõši ja Emeli jõgede orud ning Džungaaria Väravad. Õhuvoo kokkusurumisega mäekitsustes kaasneb tema soojenemine, mistõttu ibe pole mitte ainult peaaegu orkaanilise jõuga tuul, mis kannab edasi liiva ja väikesi kive, vaid on ka kuiv ja soe, olles sageli lumikatte vähenemise või täieliku kadumise põhjustajaks.

Mõjutades õhumasside ümberpaigutumist, tekitab mägireljeef terve rühma kohalikke tuuli, millede hulka kuuluvad mäe- ja orutuuled, föön ja boora.

Normaalse (mittetsüklonaalse) ilma korral puhub mägedes päeval mööda orgu üles *orutuul*, öösel aga puhub mööda orgu alla külm *mäetuul*. Mäe- ja orutuuled on hästi välja kujunenud Teberdas, Kura orus, Abastumanis, Boržomis ja teistes paikades.

Mäe- ja orutuulte tekkimise mehhanism on näidatud joonisel 88. Tähtedega *eca* on tähistatud oru pikiprofiil. Päeval õhk kuumeneb ning õhusambad *ab* ja *cd* pikenevad mõõtmeteni ab_1 ja cd_1. Isobaarilised pinnad (b_1c ja d_1c) on kaldu oru ülaosa suunas ja õhk voolab sinna. Öösel sambad *ab* ja *cd* lühenevad mõõtmeteni ab_2 ja cd_2, mis põhjustab õhu voolamise mööda orgu alla.



Joon. 88.

Föönid on mägedelt langevad tuuled, mis on soojemad ja kuivemad kui õhk seal, kuhu nad puhuvad. Föön tekib, kui ühel pool mäeharja püsib madal, teisel pool kõrge rõhk. Madala rõhu ala tõmbab õhu ära orgudest, mis lõikavad mäeahelikku madala rõhu suunas. Tavalistes tingimustes kompenseeriks selle äravoolu kõrgrõhutsentrist horisontaalsuunas ümber paigutuv õhk. Mägise reljeefi korral on horisontaalne kompenseeriv vool takistatud ja õhu äravoolu orgudest korvab mäeaheliku harjalt laskuv õhk. Laskuv õhk soojeneb seejuures adiabaatiliselt ja muutub suhteliselt kuivemaks.

Samasugustes tingimustes kui föönid tekivad ka külmad langevad tuuled, mis kannavad erinevates maades eri nimetusi: boora, mistraal, sarma jne. Et nad esinevad külmal aastaajal (talvel, sügisel), mil maismaa kohal püsib kõrge rõhk, naabruses asuva mere või suure järve kohal, mis on mandri siseosadest eraldatud mäeahelikuga, aga madal rõhk (või siit läheb läbi tsüklon), siis ei jõua laskuv külm õhk olulisel määral adiabaatiliselt soojeneda, eriti kui ta, nagu see on Novorossiiski ümbruses, tuleb külmadelt aladelt ja laskub madalalt mäeahelikult. Kui näiteks 500—600 meetri kõrguselt mäeahelikult laskuva õhu temperatuur on aheliku harjal —25° C, siis pärast laskumist, mille vältel ta soojeneb 1° võrra iga 100 m kohta, on tema temperatuur ainult 5—6° võrra kõrgem, s. o. —20 või —19° C.

Novorossiiski boora, mis puhub tohutu jõuga (tema kiirus on kuni 23 m/sek, vahel kuni 40 m/sek), kujutab enesest kirdetuult («nord-osti»), mis madaldab õhutemperatuuri kuni —20° C-ni. Laineharjadelt lahti kistud veepiisad muutuvad kohe jääks, mis sadestub pidevalt kasvava kihina laevadele, kaldapealsetele, majadele jne. Jääkoorik, mille paksus ulatub mõnel juhul 2—4 meetrini, katab

aknad ja uksed, ummistab korstnad (nii et ahjude kütmine muutub võimatuks), murrab oma raskusega telegraafiposte ja põhjustab laevade hukkumist. Boora kestab 1—3 päeva. Novorossiiskis esineb ta kõige sagedamini novembrist märtsini, eriti sageli aga novembris.

Istria ja Dalmaatsia järskudel rannikutel, seoses teistsuguste klimaatiliste tingimustega, langeb temperatuur boora tagajärjel harva alla 0° C.

Loodetuult, mis laskub Sevennidelt Rhône'i orgu ning esineb Montpellier' ja Touloni vahelisel alal, nimetatakse mistraaliks; tema jõud on nii suur, et ta paiskab vahel vaguneid rööbastelt.

Boora esineb sügisel ka Baikali järvel; seal puhub see tuul, mille kiirus on kuni 40 m/sek, loodest või põhja-loodest ja on tuntud sarma nime all.

Novaja Zemljal puhub boora kõige sagedamini talvel. Läänerannikul on see ida- või kagutuul, idarannikul lääne- või loodetuul. Tuule kiirus on kuni 40 m/sek, üksikute puhangute kiirus kuni 60 m/sek. Boora ulatub merele 15—30 km kaugusele rannikust.

Käesolevate ridade autoril oli võimalus vaadelda Novaja Zemlja boorat 1936. aasta septembris Blagopolutšije lahe rannikul. Lähedastelt jäästikelt alla laskuv tuul möllas 3 ööpäeva kord tugevnedes kord nõrgenedes, kuid taevas oli kogu aeg peaaegu pilvitu ja päike paistis eredalt. Inimesed rippusid peaaegu vahetpidamatult kogu oma raskusega ekspeditsiooni telgi küljes, et tuul ei paiskaks seda merre, teised aga kinnitasid telgiriide servi, veeretades neile raskeid kive.Tuule käes täies pikkuses püsti seista polnud võimalik; telgi juurest ladude ja astronoomilise punkti juurde liiguti kummargil või käpukil, kusjuures õhukesed ja teravad kiltkiviplaadikesed, mida tuul kandis edasi maapinnalähedases õhukihis, peksid valusalt näkku. Tuul paiskas ümber meie ehitatud triangulatsioonipunktid, haaras kaldalt ja paiskas lahte suure rauast kütusepaagi ja kiskus sadamasilla küljest lahti paadi.

154. Reljeef ja atmosfääri niiskus. Reljeefi mõju sademete tekkimisele on erakordselt suur, sest mägimassiivid, takistades õhumasside liikumist, sunnivad neid läbi tegema tõuse. Seoses sellega esineb mägistel aladel, kui mäeahelik asub risti niiskete tuulte suunaga, eelkõige sademete hulga erinevus tuulepealsetel ja tuulealustel nõlvadel; peale selle suureneb sademete hulk kõrguse suurenemisel kuni teatava piirini, millest ülalpool ta hakkab jälle vähenema. Maksimaalsete sademete vöönd asub Kaukasuse keskosas 2500 m, Alpides 2000 m, Himaalajas (suvise mussooni ajal) 1300 m, Pamiiris 4300—4500 m kõrgusel. Reljeef põhjustab sademete tekkimist isegi kõrbetes. Nii langeb Tibesti mägismaal aastas 250 mm sademeid, samal ajal kui ümberkaudsetes Sahaara osades neid peaaegu ei esine.

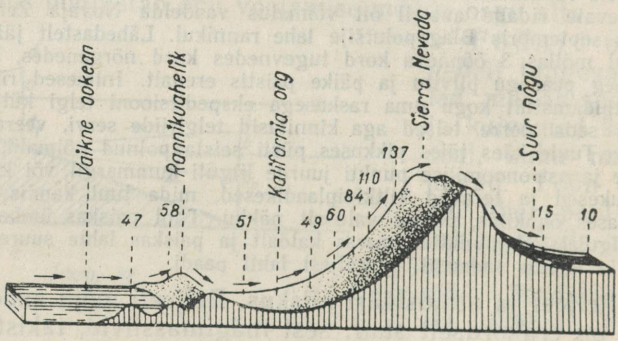
Polaaraladel ja keskmistes laiustes (vähemal määral ka troopikas) on küllalt suure tähtsusega asjaolu, et mägedes langevad sademed kõrguse suurenemisel üha sagedamini lume kujul. Šveitsis näiteks langeb 200 m kõrgusel aastasest sademete hulgast lume kujul ainult 3%, 1000 m kõrgusel 25%, 2000 m kõrgusel 60%, 3000 m kõrgusel 90%, rohkem kui 3500 m kõrgusel aga 100%. Seega tekivad teataval kõrgusel tingimused, mis soodustavad lume pidevat kuhjumist ja liustike arenemist (vt. XX ptk.).

Kui mäeahelik on orienteeritud valitsevate tuulte suunas, siis on tema mõlemad nõlvad sademete suhtes umbes ühetaolistes tingimustes.

Reljeefi mõju sademete jaotusele illustreerib joonis 89. Rannikuaheliku läänenõlval, mis on pööratud Vaikse ookeani poole ja

vastu niisket tuult, on sademeid rohkem kui Kalifornia orus; Sierra Nevada läänenõlval kasvab sademete hulk kõrguse suurenemisel kiiresti, ulatudes 1370 millimeetrini, teisel pool mägesid Suures nõos aga kahaneb järsku 150—100 millimeetrini.

Just reljeefi mõjuga seletub sademete küllus Lääne-Norras, Taga-Kaukaasia lääneosas ja Krimmi lõunarannikul. Lääne-Gatide tuulepealsel nõlval (Mahabalešvaris) langeb 6810 mm sademeid aastas, tuulealusel nõlval (Punas) aga ainult 716 mm. Lõuna-Tšiilis on Vaikse ookeani poolsel nõlval sademeid 3000 kuni 5400 mm aastas, Patagoonias samadel laiustel aga 120—150 mm.



Joon. 89.
Arvud tähistavad sademete hulka sentimeetrites.

Isegi väikesed kõrgustikud mõjutavad mõnikord oluliselt sademete hulka. Donetsi seljakul ja Stavropoli kõrgustikul, mis ei ole palju kõrgemad ümbruskonna steppidest, langeb rohkem sademeid. Kuibõševi ja Saraatovi vahel saab Volga parempoolne, kõrge kallas 50—100 mm võrra rohkem sademeid kui vasakpoolne, madal kallas. Hanni andmetel langeb Havai saartel Honolulu linnas peaaegu igale tänavale erisugune hulk sademeid; linna ja ümbruskonna üksikud punktid, millede absoluutne kõrgus kõigub 3 ja 260 m vahemikus, saavad aastas väga erineval hulgal niiskust: linna kõige madalamates osades 612 mm, kõige kõrgemates osades 3652 mm.

155. Vertikaalsed kliimavööndid. Kõrguse, reljeefivormide, reljeefielementide vastastikuse asendi, ekspositsiooni jms. mõju viib selleni, et mägiste alade kliima pole mitte ainult üldiselt erinev naabruses asuvate tasandikuliste alade kliimast, vaid teda iseloomustab ka suur mitmekesisus ja mosaiiksus suhteliselt väikese territooriumi piires. See mitmekesisus avaldub nii horisontaal- kui ka vertikaalsuunas. Ühe ja sama mäeaheliku vastaspoolseid nõlvu samal kõrgusel, erineva ekspositsiooniga orge, tasaseid massiive ja sama kõrgusega teravaid tippe — kõiki neid iseloomustavad

erinevad soojuse, niiskuse, õhu tsirkulatsiooni jne. tingimused. Peale selle on ühel ja samal mäenõlval erinevatel kõrgustel valgustatuse, soojuse ja niiskuse tingimused erinevad. Seega lisandub ühtedel ja samadel tasemetel esinevale mosaiiksusele veel tasemete kõrguste erinevusega seotud mosaiiksus, teiste sõnadega — kliima vertikaalne diferentsiatsioon. Temperatuuri ja sademete muutumine vertikaalsuunas on vertikaalse klimaatilise tsonaalsuse kujunemise põhjuseks.

Vertikaalsuunas muutub temperatuur palju kordi kiiremini kui horisontaalsuunas. 1-kilomeetrise tõusu kohta langeb temperatuur keskmiselt 6° võrra; samal ajal ei ületa aasta keskmiste temperatuuride suurim erinevus keskmistes ja polaarsetes laiustes 13° kümne laiuskraadi kohta, s. o. 1,3° 111-kilomeetrise vahemaa kohta piki meridiaani, tavaliselt aga on muutumine veel väiksem. Järelikult tuleb 1-kilomeetrise tõusuga võrdse temperatuuriefekti saavutamiseks liikuda maapinnal piki meridiaani vähemalt 500 km pooluse suunas. Kui aga lähtuda tabelist 9 (§ 36), mille andmetel temperatuuri keskmine langemine ekvaatorilt pooluse suunas on põhjapoolkeral umbes 0,5° iga laiuskraadi kohta, siis on maapinnal vahemaa, mis on ekvivalentne (temperatuurimuutuste suhtes) eemaldumisega maapinnast 1 km võrra, juba rohkem kui 1300 km. Sellisel vahemaal jõuavad NSV Liidu Euroopa-osas piki 40° i.-p. vahelduda tundra-, taiga- ja segametsamaastikud või lõuna pool segametsa-, metsastepi- ja stepimaastikud. Seetõttu võib mägedes vertikaalsuunas suhteliselt väikesel vahemaal täheldada taimestiku- ja kliimavööndeid, mis maakera pinnal meridionaalsuunas asendavad üksteist alles sadade kilomeetrite kaugusel.

Seega on temperatuuri k i i r e l langemisel vertikaalsuunas erakordne mõju kogu maastikulise sfääri struktuurile: ta loob võimaluse vertikaalse tsonaalsuse tekkimiseks juhul, kui maapinna reljeef tõuseb küllaldasele kõrgusele.

Vertikaalsete kliimavööndite kujunemine sõltub sellest, missuguses horisontaalses vööndis mägiala paikneb. Kui ta paikneb tundras, võib ülal asuda ainult lumeala; kui tema jalam asub kõrbes, võivad vertikaalsed vööndid alt üles olla esindatud stepi, metsa, alpi niitude ja lumealaga. Seega langeb vertikaalne «algvöönd» ühte horisontaalse kliimavööndiga, vertikaalsete vööndite arv aga sõltub mäeaheliku kõrgusest. Eeltoodud näite puhul, kui mäed pole kõrged, võib vertikaalne tsonaalsus piirduda metsavööndiga, ulatumata alpi niitudeni, või alpiinse vööndiga, ulatumata lumealani, jne.

Tuleb silmas pidada, et vertikaalne tsonaalsus mägedes võib «korrata» ainult termilisi, mitte aga tsirkulatsioonilisi kliimavööndeid. Liikudes ekvatoriaalse vööndi mägedes alt üles, ei kohta me seal näiteks passaatkõrbete vööndit.

156. Kokkuvõte. Mägialad, mis on tekkinud litosfääri kerkimise protsesside ülekaalu tagajärjel nivelleerivate eksogeensete tegurite toime suhtes, on eredaks näiteks maakoore liikumise suurest mõjust kõikide nende nähtuste kulge-

misele, mida maapinnal põhjustab päikeseenergia. Mäestiku kõrgus, tema kuju ja ulatus, orientatsioon ilmakaarte ja valitsevate õhuvoolude suhtes, tema geomorfoloogiliste ühikute üksikute koostisosade vastastikune asend — kõik see mõjustab keerukal ja mitmekesisel viisil klimaatilist olukorda.

Kõrguse suurenemisel langeb mägedes temperatuur, kuid sagedased on ka inversiooni juhud. Soojusrežiimis on suur tähtsus ekspositsioonil. Mägireljeef takistab õhumasside liikumist ja moonutab seda, sundides õhumasse mägedest mööduma või nendest üle valguma; seoses sellega esinevad orograafilised oklusioonid ja orograafiline tsüklogenees, tekivad föönid. Real juhtudel reljeef välistab õhu vahetuse võimaluse. Mägireljeef tekitab oma iseloomuliku õhutsirkulatsiooni ning sademete jaotumise ja akumulatsiooni spetsiifilised tingimused. Seetõttu mägede kliima mitte ainult ei erine ümbritsevate tasandike kliimast, vaid seda iseloomustab ka erakordne mitmekesisus, sest kliima vaheldumine mägedes toimub nii vertikaal- kui ka horisontaalsuunas väga lühikestel vahemaadel.

Geograafias on erakordselt suur tähtsus faktil, et kõrgete mäestike olemasolu tingib vertikaalse klimaatilise tsonaalsuse kujunemise, mis omakorda määrab bioloogiliste nähtuste ja mullatekkeprotsesside vertikaalsuunalise muutumise.

Mägireljeefi arenemise tõusufaasis tekivad eeldused vertikaalse tsonaalsuse keerukamaks muutumiseks ja rikastumiseks uute vööndite ga. Madaldumisfaasis teeb vertikaalne tsonaalsus läbi pideva reduktsiooni; üksteise järel kaovad vertikaalsed kliimavööndid, alates kõige ülemisest, kuni jääb järele ainult vöönd, mis langeb ühte horisontaalse kliimavööndiga, milles asus mägiala jalam.

Kirjandust

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С., Курс климатологии, ч. I и II, Л., 1952 (ptk. V).

Берг Л. С., Основы климатологии, 1938 (ptk. X, XII ja XIII).

XX peatükk

LIUSTIKUD JA IGIKELTS

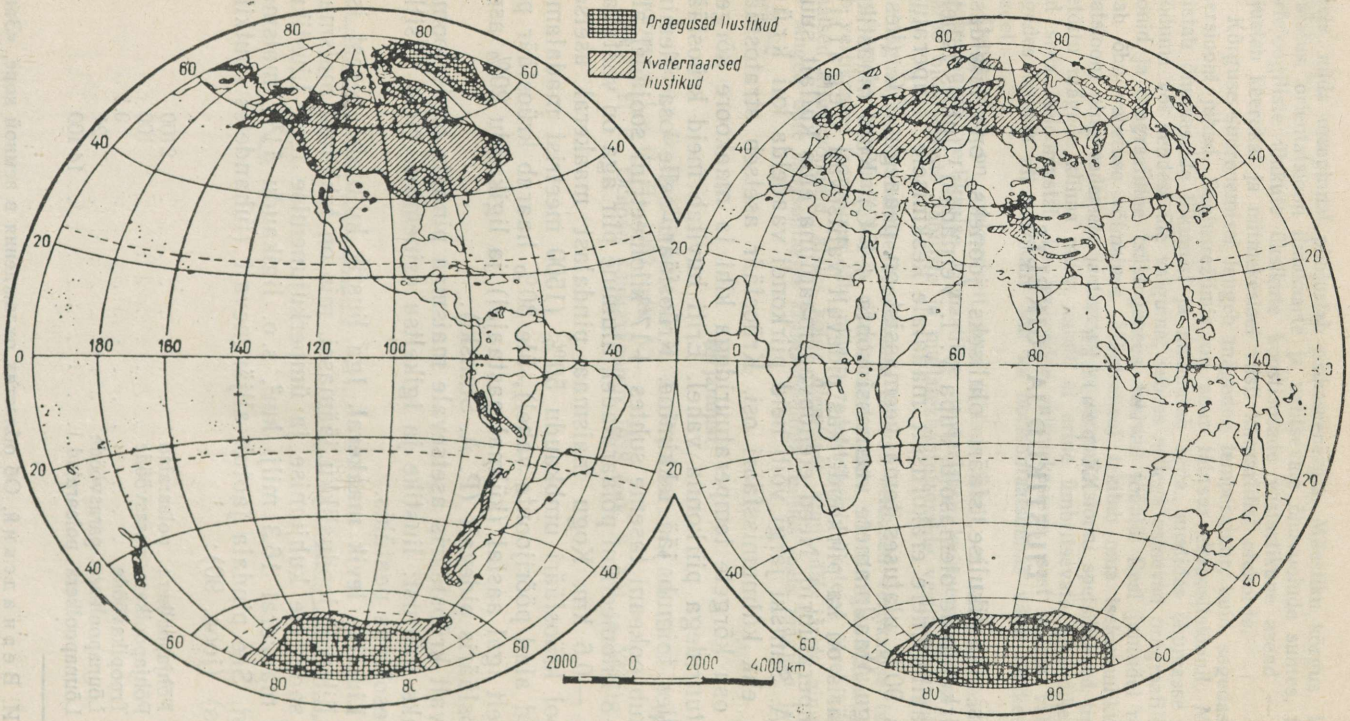
Üheks maastikulise sfääri oluliseks jooneks on laialdaste külmapiirkondade olemasolu. Juba V. I. Vernadski[1] juhtis tähelepanu Maailmamere erakordselt madalale keskmisele temperatuurile, mis 90% ulatuses tema veemassist on peaaegu 0° C (keskmine kogu Maailmamere veemassi kohta +4° C). Kuid maastikulises sfääris on ka piirkondi, kus pidevalt valitsevad negatiivsed temperatuurid. Need etendavad maapinna elus küllalt suurt osa. P. A. Šumski järgi võib neid piirkondi vaadelda kui krüosfääri ehk külmumissfääri osi. Krüosfäär asetseb stratosfääri ülemise osa kõrgete temperatuuridega kihi ja maakoore kõrgete temperatuuridega piirkonna vahel. Eriti huvitab meid krüosfääri osa, milles toimub jää tekkimine. Krüosfääri selle osa ülemine piir ulatub ookeani taseme suhtes +17 kilomeetrini soojadel aladel ja +8 kilomeetrini polaaraladel, alumine piir aga on vastavalt +6,5 ja —0,6 km. Kogu maismaa pindalast maakeral asetseb väljaspool krüosfääri umbkaudu 50% (1500 meetrist madalamal asetsevad alad pöörijoonte vahel), üle 30% haarab krüosfäär perioodiliselt igal aastal (külmal aastaajal) ja ligikaudu 20% asetseb krüosfääris pidevalt (P. A. Šumski).

Pidevalt krüosfääris asetsevale maismaa pinnale on iseloomulikud kaks nähtust: liustike ja igikeltsa esinemine. Neid käsitlemegi käesolevas peatükis.

157. Liustike levik maakeral. Iga liustik kujutab enesest iseseisvalt liikuvat looduslikku jäämassi, mis on tekkinud maismaal tahkete sademete kuhjumise ja ümberkujunemise teel. Liustikud katavad maakeral 16,3 milj. km², s. o. ligikaudu 11% maismaa pindalast. See pindala jaotub alljärgnevalt (tuhandetes ruutkilomeetrites) (joon. 90):

Põhjapoolkera polaaralad	2100
Põhjapoolkera parasvööde	100
Troopikavööde	0,1
Lõunapoolkera parasvööde	21
Lõunapoolkera polaaralad	14 100

[1] В. И. Вернадский, Об областях охлаждения в земной коре, «Записки Гос. гидрол. ин-та», т. X, 1933, стр. 9—10.



Joon. 90. Praegusaegsete ja kvaternaarsete liustike poolt haaratud alad maakeral.

Liustike leviku kohta NSV Liidus on andmed toodud tabelis 16.

Tabel 16

Liustike levik NSV Liidus[2]

Rajoon	Liustike all olev pindala (km²)	Rajoon	Liustike all olev pindala (km²)
Novaja Zemlja	22 600	Kesk-Aasia mäestikud	17 000[3]
Severnaja Zemlja	15 600	Altai	600
Franz Josephi maa	15 320	Sajaanid	3
Ušakovi saar	360	Indigirka lätted	255
De Longi saared	67	Kamtšatka	?
Viktoria saar	4		
Põhja-Uraal	5	Kokku	73 813+x
Kaukaasia	2 000		

Seega 99% liustike all olevast pindalast asub polaarpiirkondades (NSV Liidus 73%). Seoses sellega kuulub ka valitsev koht liustike leviku üldpildis maakeral neile piirkondadele iseloomulikule liustikutüübile — mandriliustikele (vt. § 161).

158. Kionosfäär ja lumepiir. Kõikjal maakeral teataval kõrgusel meretasemest esineb vabas atmosfääris selline klimaatiliste tingimuste kompleks, mille puhul horisontaalsele varjutamata pinnale langeda võivate tahkete sademete keskmine hulk on täpselt võrdne sellel pinnal sulavate ja auruvate tahkete sademete keskmise hulgaga aastas. Madalamal sellest pinnast, millel tahkete sademete juurdetulek ja kadu on võrdsed, on lume juurdetulek väiksem, kõrgemal suurem võimalikust kaost. Olukord, kus tahkete sademete bilanss on positiivne, esineb aga ainult kuni teatava piirkõrguseni, kus juurdetulek ja kadu taas tasakaalustuvad. Selle ülemise piiri kujunemise põhjuseks on õhu kuivus — tekib tühiselt väike hulk lund, mis kergesti kaob isegi siin valitsevatel madalatel temperatuuridel. Mõlemad pinnad (ülemine ja alumine), kus tahkete sademete bilanss on võrdne nulliga, ümbritsevad maakera kõigist külgedest. Nende vahele jääv osa atmosfäärist moodustab sfääri, olgugi et see on ebakorrapärase kuju ja vahelduva paksusega. Selle sfääri piires on võimalik lume vahetpidamatu kuhjumine aastast aastasse ja järelikult liustike tekkimine (muidugi siis, kui temasse ulatub mingi maapinnaosa, millele lumi saab koguneda). Meie ettepanekul on see sfäär saanud kionosfääri nimetuse.[4] On ilmne, et kionosfäär moodustab osa krüosfäärist. Kionosfääri paksus on kõige suurem väiksematel

[2] Tabeli koostamisel on kasutatud P. A. Šumski (Arktika), L. D. Dolgušini (Uraal), M. V. Tronovi (Altai), R. D. Zabirovi (Pamiir) ja J. N. Popovi (Indigirka) uusi andmeid.

[3] Sealhulgas 8000 km² Pamiiris (R. D. Zabirovi järgi).

[4] С. В. Калесник, Общая гляциология, 1939, стр. 28.

laiustel, kuna suurematel laiustel on see tunduvalt väiksem. Madalate temperatuuride korral ja niiskuse puudumisel kionosfäär kaob: temasse tekib «aken».

Kionosfääri ülemine pind ei ole nähtav, sest ükski mäetipp maakeral ei ulatu selleni. Alumine pind on maakera pinnal jälgitav ja seda on hakatud nimetama lumepiiriks. M. V. Tronovi uurimised[5] näitasid, et lumepiiri samastamine kionosfääri alumise pinnaga ei ole siiski õige. Kui kionosfäär on atmosfäärikiht, milles tänu temale omastele klimaatilistele tingimustele esineb horisontaalsetel pindadel positiivne lumebilanss, siis lumepiir kujuneb kionosfääri ja reljeefi vastastikuse toime resultaadina: ta on glatsiaalne (mitte aga puht klimaatiline) nähtus, mis tekib mitte kivisel, vaid ainult lume ja jääga kaetud ja seejuures kallakul (mitte aga horisontaalsel) pinnal.

M. V. Tronovi arutluse käik on järgmine. Oletame, et horisontaalne kivine pind koos sellelt laskuvate nõlvadega tõuseb kionosfääri alumise pinna suunas ja mingil momendil puudutab seda. Viimasel juhul valitseb sellel pinnal lume juurdetuleku ja sulamise vahel tasakaal. Parajasti sulada jõudnud lumi asendub uuega. Kui see pind aga kerkib veidi kõrgemale, siis ei lange uus lumi enam kivisele, vaid juba lumisele (vana, sulamata jäänud lume) pinnale. Et see on *külmem*, siis muutub siin lumebilanss kohe positiivseks ja järelikult pind, kus lumebilanss on null, asetub ümber madalamale. Pinnale kogunev lume- ja jäämass voolab siit edaspidi nõlvadele. Nõlvadele asetub ka positiivse ja negatiivse lumebilansiga alade vaheline piir, seejuures üldiselt *mitte* kivise aluspinna tasemele, sest alloleva pinna iseloomu muutumise, kallakuse esinemise, nõlvade ekspositsiooni jne. tagajärjel muutuvad lume sulamise ja kogunemise tingimused. See kionosfäärist madalamal asetsev ja igilume lasundumise konkreetseid oroklimaatilisi tingimusi peegeldav tase, mille kohal lumebilanss on võrdne nulliga, ongi *lumepiir*.

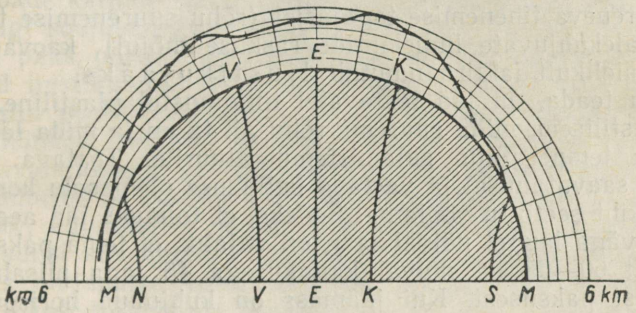
Seega kionosfäär kokkupuutel maapinnaga ei muutu mitte lihtsalt automaatselt lumepiiriks, vaid loob viimase enda lähedal, endast madalamal. Kionosfääri olemasolu ei olene jäätumisest, jäätumine aga on alati seotud kionosfääriga.

Tahkete sademete bilanss võib lumepiiril olla võrdne nulliga väga mitmesuguste lumehulkade puhul, sest on ilmne, et nii 100 mm — 100 mm = 0 kui ka 1000 mm — 1000 mm = 0. See juurdetuleku ja kao suurus, mida P. A. Šumski tähistab tähega *J*, peegeldab jäätumise klimaatilisi tingimusi. Et väikese sademete hulga puhul oleks vastavalt väiksem ka sulamine, peab temperatuur olema madal, s. t. *J* on sel juhul väike. Kui aga tahkete sademete hulk on suur, siis bilansi võrdsustamiseks nulliga peab ka sulamine olema suurem, milleks on vajalik kõrgem temperatuur. Sel juhul on *J* suur.

[5] М. В. Тронов, Хионосфера и снеговая линия, «Известия Геогр. о-ва», 1950, вып. 5.

Liustik on kliima ja reljeefi funktsioon. Lume kogunemist soodustavad horisontaalsed pinnad, nõgusad ja nõrgalt kumerad reljeefivormid; seda ei soodusta järsud ja püstloodsed nõlvad ega teravad tipud, sest lumi ei jää neile püsima. Liustike arenemiseks on kõige soodsam mereline kliima (palju sademeid — järelikult rikkalik toitumine; jahe suvi — järelikult nõrk sulamine) koos küllalt kestva negatiivsete temperatuuridega perioodi esinemisega talvel. Kontinentaalne kliima oma kuivuse (nõrk toitumine) ja palava suvega (tugev sulamine) liustike arenemist ei soodusta.

Lumepiiri kõrgus sõltub samuti kliima ja reljeefi iseärasustest. Lumepiiri kõrgust maakeral näitab joonis 91. Lumepiiri asen-



Joon. 91. Lumepiiri kõrgus maakeral.

E — ekvaator, *V* — Vähi pöörijoon, *K* — Kaljukitse pöörijoon, *N* — põhja-polaarjoon, *S* — lõuna-polaarjoon, *M-M* — Maailmamere tase.

dit näitava kõvera üldine kuju (üles kumerduv väikestel laiustel ja järsult langev polaaralade suunas) on tingitud soojuse jaotusest maakeral. Kuid kõige kõrgemal ei asetse lumepiir mitte ekvaatori, vaid pöörijoonte, s. o. väikeste laiuste kuivusevööndi kohal; selles avaldub kliima väiksema niiskuse mõju. Et lõunapoolkeral valitseb mereline kliima, siis asetseb lumepiir seal peaaegu kõikjal madalamal kui põhjapoolkera vastavatel laiustel. Lõuna pool 62° l.-l. asetseb lumepiir ookeani tasemel (põhjapoolkeral esineb see vaid üksikutel juhtudel).

159. Liustike tekkimine ja elu. Liustike teke algab sellest momendist, mil lume kogunemiseks sobiv maapinnaosa satub kionosfääri. Liustike toitumise peamiseks allikaks on tahked sademed, ükskõik kas need langevad liustike toitumisalale otseselt atmosfäärist või satuvad sinna kaudselt lumesööstude (laviinide) näol või kantuna naaberaladelt tuulte poolt; vihma näol liustikule langevad sademed toidavad samuti liustikku, kui nad ei voola ära, s. t. kui liustiku pinna temperatuur on küllalt madal nende viimiseks tahkesse olekusse.

Esmane lumikate, mis koosneb jääkristallikestest, muutub järk-järgult teralumeks ehk *firniks*. See toimub pinnalt lume sisemusse valguvate ja seal külmuvate sulavete ning alumiste lumekihtide tihenemise tulemusena üha juurde tulevate lumehulkade raskuse mõjul. Tihenemisel pooride mõõtmed ja hulk lumes vähenevad ning erineva pinnaenergiaga jääkristallikeste vahel, mis püüavad saavutada tasakaaluseisundit pinnaenergia suhtes (muutuda kerakujuliseks), toimub molekulide vahetus. Et kumeratel pindadel on molekulide vaba energia suurem kui nõgusatel pindadel, siis toimub aine eemaldumine kumeratelt pindadelt ja juurdetulek nõgusatele või vähem kumeratele pindadele; sellega kaasneb loomulikult suuremate terade kasvamine väiksemate arvel (tingituna nende pinna kõveruse erinevusest). Aja jooksul, üha suureneva tihenemise tagajärjel (rõhu suurenemise tõttu üha uute pealekuhjuvate lumekihtide raskuse mõjul), kaovad poorid firnist täielikult ja firn muutub *liustikujääks*.

Nagu teada, on jää teatavatel tingimustel plastiline. Jää on seda plastilisem, mida suurema rõhu all ta on ja mida lähedasem on tema temperatuur sulamistemperatuurile. Teatava kriitilise paksuse saavutamisel ja vastava kallakuse olemasolu korral hakkab jääkiht seetõttu voolama. Selleks, et toimuks jää aeglane liikumine väga laugel nõlval (1°), on vajalik, et tema paksus oleks vähemalt 60—65 m, nõlval kallakusega 45° aga piisab 1,5—2-meetrisest paksusest. Kui jäämass on kuhjunud horisontaalsele või ebatasasele aluspinnale (kusjuures jää paksus on suurem aluspinna ebatasasuste suhtelisest kõrgusest), siis ei põhjusta liikumist mitte aluspinna kallakus, vaid jää enda pealispinna kallakus. Liustike liikumise mehhanism seisabki peamiselt neid moodustava jää plastilises voolamises. Seoses sellega, et jää ei ole täiesti plastiline (jää plastilisus, nagu märgitud, on piiratud teatavate tingimustega), esineb liustikus kohati aga ka üksikute jääkihtide libisemist nii piki aluspinda (liustikusängi) kui ka murdepindu liustiku sisemuses, mis tekivad liustiku kesk- ja ääreosade, samuti ka pindmiste ja põhjalähedaste osade erineva liikumiskiiruse tõttu. Liustike liikumise kiirus ulatub kümnetest kuni sadade meetriteni aastas. Üksikud suured Himaalaja liustikud liiguvad kiirusega 700—1300 m aastas; liustike suurim mõõdetud liikumiskiirus on 10—40 m ööpäevas (mõningad Gröönimaa liustikud).

Jää voolamine tahkete sademete positiivse bilansiga alalt negatiivse bilansiga alale viib liustiku diferentseerumisele kahte ossa: toitumisalaks ja äravoolualaks (liustikukeeleks). Esimeses toimub lume kuhjumine ja jää teke, teises liustiku jäämassi pidev vähenemine. Äravooluala kestev esinemine on võimalik vaid tänu jäämasside liikumisele, mis kannab toitumisalalt üha uusi jäähulki äravoolualal hävivate asemele.

Olenevalt suhtest jää juurdetekkimise ja kao vahel liustikus muutuvad aja jooksul liustiku mõõtmed. Juurdetuleku ja kao

võrdsuse korral on liustik statsionaarses seisundis; kui juurdetulek on suurem kaost, siis liustik suureneb («tungib peale»); kui juurdetulek on väiksem kaost, siis liustik väheneb (taandub). Liustike mõõtmete sedalaadi kõikumised esinevad kõikjal. Geoloogilises minevikus põhjustasid sellised tohutu suured kõikumised jääaegade ja jäävaheaegade vaheldumist.

Liustike jäämassi vähenemine toimub nii mehaanilistel põhjustel (lume ärakandmine toitumisalalt tuule poolt, varisemised liustikukeele otsal, jäämägede teke liustikel, mis laskuvad järve või merre) kui ka ablatsiooni, s. o. jää sulamise ja aurumise (enamasti liustiku pinnalt) teel. Pindmise ablatsiooni peamisteks teguriteks on päikeseradiatsioon, sooja õhu konvektsioon ja lumikattest vabade kaljude soojuskiirgus. Liustiku alumine pind sulab liustikusängi soojuskiirguse mõjul.

Küllalt paks purdse kivimmaterjali kiht või üksikud suured kivipangad liustiku pinnal kaitsevad jääd sulamise eest ja põhjustavad siin positiivsete meso- ja mikroreljeefivormide kujunemise (jääkünkad, -vallid, -lauad). Õhuke kivimmaterjali kiht, üksikud liivaterakesed ja väiksemad kivid, soojenedes kiiremini kui neid ümbritseva liustiku pind, sulatavad jää enda all ja vajuvad sellesse, kujundades negatiivseid reljeefivorme (tassi-, liua- ja karikataolisi süvendeid). Liustiku sulamise kõige tähtsamaks tagajärjeks on suurte sulaveehulkade tekkimine, mis annavad alguse liustikest toituvatele jõgedele.

Seega koosneb liustiku elutegevus lume akumuleerumise ja jääks muutumise, jää liikumise ja sulamise protsessidest.

160. Jäätumise energia. Tahkete sademete hulk suureneb koos kõrguse suurenemisega, saavutab teataval kõrgusel maksimumi ja väheneb seejärel uuesti. Ablatsiooni intensiivsus aga väheneb kõrgusega pidevalt. Tahkete sademete akumulatsiooni ja ablatsiooni suuruse muutumist lumepiiril, väljendatuna veekihi paksuse kaudu millimeetrites ühemeetrise tõusu kohta, nimetatakse vastavalt akumulatsiooni vertikaalseks gradiendiks (r) ja ablatsiooni vertikaalseks gradiendiks (d). Gradiendid loetakse positiivseks, kui akumulatsioon suureneb ja ablatsioon väheneb. Et mõlema gradiendi tunduv muutumine algab alles kaugemal lumepiirist, siis lumepiiril võetud r ja d iseloomustavad antud rajooni liustike keskmisi toitumis- ja äravoolutingimusi.

Aine aastase juurdetuleku suurenemist liustikus seoses kõrguse suurenemisega nimetatakse P. A. Šumski ettepanekul jäätumise energiaks (E), kusjuures

$$E = r + d \text{ mm/m}.$$

See näitaja on tähtis selle poolest, et ta iseloomustab antud rajooni liustike aktiivsust ehk liikuvust sõltumatult nende mõõtmetest ja kujust. Aktiivseile liustikele on iseloomulik tahkete sademete intensiivne kuhjumine toitumisalal ning jää kiire ümberpaigutumine toitumisalalt ablatsioonialale, järelikult suur liiku-

miskiirus. Mida suurem on E, seda suurem on r, seda suurem on liustike liikumiskiirus ja ablatsioon. Teiste sõnadega, E peegeldab liustike osavõttu vee ringkäigust looduses.

Suuruste J (vt. § 158) ja E üldise võrdelisuse tõttu on külmade alade liustike E väike ja jää temperatuur negatiivne, soojade alade liustike E suur ja jää temperatuur lähedane sulamistemperatuurile. See on üks esimeste väiksema ja teiste suurema liikumiskiiruse põhjusi. Mida suurem on E, seda suuremad on liustiku tegevuse geoloogilised tagajärjed.

Jäätumise energia aitab meil mõista ka liustike mõõtmete kõikumist. Liustike taandumise ja pealetungi põhjuseks on akumulatsiooni ja ablatsiooni tingimuste sellised muutused, mis viivad lumepiiri kõrguse muutumisele. Pealetung on tingitud lumepiiri kõrguse vähenemisest, taandumise suurenemisest. Ilmneb, et lumepiiri kõrguse muutumine ja jäätumise energia on pöördvõrdelised suurused. Akumulatsiooni ja ablatsiooni võrdne muutumine põhjustab väikese E puhul tunduvalt suuremat lumepiiri asendi muutumist kui suure E puhul, näiteks Teravmägedel (kus E on 0,5 mm/m) 25—30 korda suuremat kui Alpides (kus E on 12—16 mm/m). Kuid see ei tähenda, et liustike mõõtmete muutumise amplituud on polaaraladel suurem kui parasvöötmes, sest jäätumise energia vähenemisega kaasneb liustiku inertsuse suurenemine: liustiku liikumine aeglustub ning liustik kohastub aeglasemalt uute tingimustega, mis kujunevad seoses lumepiiri asendi muutumisega. Kui lisaks sellele lumepiiri asend muutub lühiajaliselt või tsükliliselt, siis vastassuunalised muutused kompenseerivad üksteist ega jõua esile kutsuda märgatavaid muutusi liustiku mõõtmetes. Suure E ja järelikult suure aktiivsuse korral reageerivad liustikud lumepiiri kõrguse muutumisele tunduvalt kiiremini.

Jäätumise energia mõistet ei tohi ära segada jäätumise astme ehk jäätumuse mõistega, s. o. jääga kaetud ala ja antud territooriumi üldpindala protsentuaalse suhtega. Viimane oleneb ainult lumepiiri kõrguse ja antud territooriumi kõrguse omavahelisest suhtest ning reljeefi üldisest iseloomust. Kui öeldakse, et Kaukasuses on jäätumise energia suurem kui Antarktises, siis tähendab see, et ühesuguse pindala korral oleks Kaukasuse liustike tegevus tunduvalt intensiivsem Antarktise jääkatte omast.

Jäätumise energia ligikaudseks arvutamiseks on O. P. Štšeglova[6] esitanud alljärgneva väga lihtsa valemi:

$$E \approx \frac{A}{\Delta H},$$

kus A on kõrgusel H aasta jooksul sulava jääkihi paksus ning ΔH on kõrguste vahe lumepiiri ja vaatluspunkti vahel, kus on mõõdetud ablatsiooni suurus. Näiteks Rhône'i liustikul on lume-

[6] О. П. Щеглова, К вопросу об энергии оледенения, «Известия Геогр. о-ва», 1952, вып. 5.

piiri kõrgus 2730 m, vaatluspunkti kõrgus H, kus on teostatud ablatsiooni mõõtmine, 1800 m ja ablatsiooni suurus selles vaatluspunktis aasta jooksul keskmiselt 12 m. Vastavalt sellele $E = \frac{12 \cdot 10^3}{2730-1800} = 12{,}9$ mm/m (P. A. Šumski valem, mida praktiliselt on raskem kasutada, annab 12,4 mm/m).

E suurus (mm/m) on Gröönimaa liustikel 3, Hintereisferneril 14,5, Fernagtferneril 15,5, Mer de Glace'i liustikul 16,9. Kesk-Aasia liustikel on E suurus 25 (Sohhi jõgikonda kuuluvatel liustikel) kuni 4 (Isfairamsai jõgikonna liustikel). E suuruse selline suur erinevus kahe naaberjõgikonna liustikel näitab äärmiselt ebaühtlast sademete jaotust Kesk-Aasia mäestikes.

Kui sedaliiki kohaliku iseloomuga kõikumised jätta tähele panemata, siis üldiselt jäätumise energia kahaneb ekvaatorist polaaralade suunas, samuti suunas, kus toimub kliima kontinentaalsuse suurenemine.

161. Liustike tüübid ja evolutsioon. Eristatakse kaht põhilist liustike klassi: mandriliustikke ja mäeliustikke. Peamist osa etendavad maastikulise sfääri elus mandriliustikud ehk jääkilbid (ehk jääkatted), millede näiteks on Antarktise ja Gröönimaa jääkatted. Tüüpilised mandriliustikud on tohutu suurte mõõtmete, ümara põhiplaani ja lamekumera pealispinnaga. Kumer pind (keskosas laugem, servaaladel kumeram) on plastilise jäämassi tasakaaluvorm ega olene jää poolt kaetud maa-ala reljeefist, mis tervikuna on maetud jää alla. Et mandriliustiku kõrgemas keskosas häirib tasakaalu pidev lume ladestumine, äärealadel aga jäämassi vähenemine mehaanilise purunemise ja ablatsiooni tagajärjel, siis toimub jää liikumine tasakaalu säilitamiseks radiaalselt, jääkilbi tsentraalsetest osadest perifeersete suunas, vastavalt tema pinna üldisele kaldele. Mandriliustiku toitumist nõrgendab asjaolu, et tema lagedalt pinnalt kannavad tuuled lume ära, ja seetõttu joonel, mis eraldab toitumisala äravoolualast (firnijoon), on tendents asuda kõrgemal klimaatilisest lumepiirist. Mandriliustikes on üldse suur osatähtsus jää mehaanilisel kaol. Jäätumise energia on väga väike, jää liikumine aeglane, jää temperatuur negatiivne. Selline liustik avaldab suhteliselt väikest geoloogilist toimet; viimane seisab peamiselt liustiku all oleva reljeefi kontuuride üldises ümardamises. Suur oli jäätumise energia koos kõigi sellest tulenevate järeldustega aga geoloogilises minevikus esinenud madriliustikel, mis levisid parasvöötmes.

Mäeliustikud on võrreldamatult väiksemate mõõtmetega. Nende kuju oleneb alloleva maapinna reljeefist ning nende liikumise määrab maapinna kallakus, mistõttu see on lineaarse iseloomuga. Aine mehaaniline kadu on liustike puhul väikese tähtsusega. Jäätumise energia on suur; järelikult jää liikumise kiirus on suhteliselt suur ning jää temperatuur lähedane sulamistempe-

ratuurile. Mäeliustikud erodeerivad maapinda tunduvalt suuremal määral kui mandriliustikud.

Kui reastame maakeral esinevad eriilmelised liustikud vastavalt nende mõõtmetele ja morfoloogilisele keerukusele, siis saame peaaegu vahetpidamatu ülemineku Uraali kääbusliustikelt mandriliustikele. Tekib mõte, et erinevates tingimustes üheaegselt esinevate erisuguste liustike kompleks, mis praegu eksisteerib maakeral, peegeldab liustike arenemise teatavaid ajalisi staadiume kas jäätumise tingimuste soodsamaks (jäätumise progresseeruv faas) või ebasoodsamaks (jäätumise regresseeruv faas) muutumise käigus.

Tuleb arvata, et sedavõrd kui me elame jääajajärgsel perioodil ja praegusaegsed liustikud kannavad enamasti vaieldamatuid degradatsiooni jälgi, kujutab praeguesinevate erisuguste liustike seeria pigemini regresseeruva faasi staadiume. Kuid «tagasikäigu meetodil» võib seda teatavate mööndustega kasutada ka progresseeruva faasi rekonstrueerimiseks, toetudes seejuures geomorfoloogia ja kvaternaargeoloogia rikkalikule materjalile.

Jäätumise progresseeruvale faasile on iseloomulik, et liustikud haaravad jäätumisele alluvast territooriumist järk-järgult üha suurema ja suurema osa. Kui jäätumine areneb platool, siis kujuneb otsekohe vahetult jääkilp ja selle edasine arenemine seisab mõõtmete suurenemises. Kui aga jäätumine areneb liigestatud, mägise reljeefi tingimustes, siis tekivad maapinna kõrgemates punktides algul väikesed liustikud, mis edaspidi muutuvad suuremateks ja keerukamateks jääkogumiteks. Tippudel ja nõlvadel kujunenud liustikud valguvad suurenedes orgudesse, moodustades esialgu lihtsamaid (üksikuid), hiljem keerukamaid (pealiustik + lisaliustikud) oruliustikke. Oruliustike suurenemisel nende lähted (toitumisalad) liituvad ja moodustavad seostatud liustikke, nende keeled aga tungivad mäestiku piirest välja mäestikueelsele tasandikule ja liituvad samuti omavahel, moodustades jalamiliustikke (selliste liustike näiteks on Malaspina liustik Alaskal). Edaspidi katavad jäämassid mäestiku üha suuremas ulatuses: jää alla ei mattu enam mitte üksnes orud ja orgudevahelised kurud, vaid ka mäetipud. Ainult kõige kõrgemad neist ulatuvad üksikult või rühmadena siin-seal välja tohututest lumeväljadest, millede pind tasandunud kujul peegeldab jää poolt kaetud reljeefi ebatasasusi (Teravmägede-tüüpi jäätumine). Seejärel matab lumi ka need tipud; jää paksus muutub suuremaks kui reljeefi relatiivsed kõrgusvahed ja tekib mandriliustik sellele iseloomuliku lamekumera pealispinnaga.

Analüüsides seda skeemi (millest mõningad mandriliustiku kujunemisele eelnevad liustikuvariandid on lühiduse mõttes välja jäetud), jõuame järeldusele, et liustikud, muutudes üha keerukamaks, saavad ühtlasi uued omadused. Algul toimub jäätumise arenemine ainult liustike keerukamaks muutumise suunas, ilma et liustikud seejuures kaotaksid oma individuaalsust. Seejärel,

seostatud liustike ja jalamiliustike staadiumis, liituvad liustikud omapärasteks süsteemideks, nagu kolooniateks, kus nende individuaalsus hakkab juba kaduma ja üksikute komponentide elu sõltub suurel määral ülejäänute elust. Lõpuks, süsteemide liitumine viib uute ülivõimsate jäästike — mandriliustike — kujunemisele.

Mandriliustike hääbumine jäätumise regresseeruvas faasis toimub mitmeti, sõltuvalt konkreetsetest geograafilistest tingimustest. Ühtedel juhtudel mandriliustik, säilitades pika aja jooksul aktiivsuse (liikumisvõime), lihtsalt taandub, s. o. tema pindala väheneb, sest ablatsioon ääreosades osutub suuremaks jää juurdevoolust toitumisalalt. Selles protsessis arvatavasti oleks võimalik vastupidises järjekorras jälgida progresseeruva faasi staadiume ja liustikuvariante (olgugi et teatavate spetsiifiliste iseärasustega). Teistel juhtudel toimub mandriliustiku hääbumine selliselt, et ta muutub üheaegselt õhemaks nii kesk- kui ääreosades; see põhjustab jää liikumise aeglustumise ja seejärel lakkamise, kogu jäämass muutub liikumatuks (nn. surnud jää) ja laguneb osadeks, mis edaspidi omakorda purunevad väiksemateks jääpangasteks.

Endastmõistetavalt ei pea iga progresseeruv jäätumine tingimata arenema mandriliustiku staadiumini. Täpselt samuti võib ka regresseeruva faasi arenemise ükskõik missuguses staadiumis katkestada liustike uus pealetung.

162. Liustike geograafiline tähtsus. Liustike osa maastikulise sfääri elus on erakordselt mitmekesine. Eelkõige on vaieldamatu fakt, et jäätumisalade olemasolu põhjustab maakeral äärmiselt iseloomulike geograafiliste maastike esinemise, mis on rühmitunud laialdasteks polaarseteks «igijää» ja «igavese pakase» tsoonideks (Arktika saarestikud ja kogu Antarktis). Nende tsoonidega on analoogilised vertikaalsed vööndid paras- ja isegi troopikavöötme kõrgmäestike glatsiaalsete maastike näol.

Teatavates klimaatilistes tingimustes kujunedes ja üha keerukamateks moodustisteks arenedes muudavad liustikud oma evolutsiooni käigus kliimat. Võib oletada, et liustike suurenemine nende arenemise esimestes staadiumides muudab kliimat suunas, mis soodustab jäätumise edasist laienemist, sest jää pindala suurenemine peab vähendama lumepiiri kõrgust, nagu tõmmates seda maapinnale lähemale, ja sellega laiendama lume akumulatsiooniala, mis omakorda põhjustab liustike edasist suurenemist. Liustike suurenemisel on aga kaks tagajärge: kliima jahenemine ja kuivenemine. Kui mandriliustik saavutab teatava suuruse (C. Brooksi järgi[7] diameetri 1100—1600 km), muutuvad klimaatilised tingimused jäätumise arenemiseks ebasoodsaiks: mandriliustiku kohal kujuneb antitsüklonaalne ilmastikurežiim. Et õhk liigub antitsüklonis keskosast ääreosade suunas, siis alumiste

[7] К. Брукс, Климаты прошлого, 1952, стр. 49.

atmosfäärikihtide niiskusega küllastunud õhumassid surutakse jäätumisrajoonist eemale ja mandriliustiku toitumine saab toimuda peamiselt laskuvate õhuvoolude arvel antitsükloni tsentrumis. Lisaks sellele suureneb õhu kuivuse tõttu jää kadu aurumise teel. Üheaegselt toimuva toitumise nõrgenemise ja ablatsiooni suurenemise tagajärjeks on seisak mandriliustiku arenemises.

Pealetungivad liustikud hävitavad taimkatte, matavad mullastiku, peatades mullatekkeprotsessi ja sundides seda arenema uuel lähtekivimil pärast jää kadumist, tõrjuvad välja loomastiku, kujundavad ümber looma- ja taimeliikide areaale, täidavad väiksemaid meresid ja loovad taandumisel uusi, sageli tohutu suurte mõõtmetega järvetüüpi veekogusid, muudavad jõgede voolusuunda, tõkestades nende tee ja sundides neid voolama piki jää serva.

Jää liikumine toitumisalalt äravoolualale on ühtlasi jää näol konserveerunud ja kaua aega tahkel kujul säilinud vee üleminek liikuvamasse (vedelasse) ja seega geomorfoloogiliselt aktiivsemasse seisundisse. Liustike sulaveed on paljude praegusaegsete jõgede peamiseks toitumisallikaks.

Oma liikumisel kannab liustik kõrgemalt madalamale ka jäämassi mitmesugustes osades paikneva kivimmaterjali. See protsess, mis on analoogiline mineraalmaterjali edasikandumisega jõgedes, on aluseks maapinna ümberkujundamisele liustike poolt selle lõhkumise ning eriliste reljeefivormide ja kontinentaalsete setete rühma loomise teel.

Kogu kivimmaterjali suurtest, kümneid ja sadu tonne kaaluvatest pangastest kuni kõige peenema tolmuni, mis on sattunud liustikujäässe ja liigub koos jääga, nimetatakse moreeniks. Moreene, mis võtavad osa liustiku liikumisest, nimetatakse liikuvateks moreenideks, liustiku poolt maha jäetud ja seega liikumise lõpetanud moreene aga vanadeks moreenideks; iga vana moreen on kunagi läbi teinud liikuva moreeni staadiumi.

Kogu moreenmaterjali transpordib liustik liikumisel oma keele otsa suunas (mandriliustik, mille liikumine on radiaalne, keskosast servade suunas) ning jää sulamisel jääb see sinna maha vallikujulise otsa- ehk frontaalmoreenina. Liustiku (või suurema osa liustikust) sulamisel projekteeruvad moreenid liustiku alt vabanevale maapinnale. Liustiku pinnal, tema sisemuses ja samuti põhjas paiknevast moreenmaterjalist kujuneb liustiku sulamisel põhimoreen, mis jääb maha kord tasase, kord lainja pinnaga põhimoreenkatte näol.

Kunagiste mandriliustike põhimoreen katab miljoneid ruutkilomeetreid Põhja-Ameerikas, Euroopas ja Aasias, luues siin iseloomulikke maastikke. Reljeefile, mis on kujunenud mandriliustiku akumuleeriva tegevuse tulemusel, on omane küngaste vaheldumine sulglohkudega (äravooluta lohkudega), milledes paiknevad järved ja sood: negatiivsete reljeefivormide suletus ja moreen-

materjali veepidavus (moreenmaterjal koosneb harilikult munakalisest savist või liivsavist koos rohkete korrapäratult paiknevate suuremate ja väiksemate rändkividega) soodustab nii soostumist kui ka järvede tekkimist.

Ablatsiooniprotsessid, mille tulemusena jää muutub veeks, soodustavad liustiku mõju levimist kaugele väljapoole liustiku poolt haaratud maa-ala piire. Seoses sellega liitub liustiku enese tegevusega teataval määral ka temast alguse saavate sulaveevoolude tegevus. Olgugi et viimane printsipiaalselt ei erine nende jõgede tegevusest, mis ei alga liustikest, on kihitatud setteid, mida on kujundanud sulaveed kihitamata moreenmaterjali ärakandmise, sorteerimise ja ümbersetitamise teel, siiski hakatud eristama omaette fluvioglatsiaalsete (s. o. liustikujõgede) setete rühmana. Liustike sulaveed kuhjavad otsa- ja ääremoreenide ette laialdasi tasaseid veerise- ja liivavälju, mida nimetatakse *sanduriteks*; peeneteralisem materjal kandub ja setib liustikust veelgi kaugemale.

Äärmiselt omapärasteks jääsulavete poolt loodud pinnavormideks on *oosid* — raudtee muldkehaga sarnanevad, kihitatud liivast ja kruusast koosnevad, tihti looklevad kitsad seljakud. Nende relatiivne kõrgus ulatub 25—70 meetrini, pikkus mõnesajast meetrist mõnekümne kilomeetrini. Kohati oosid hargnevad, neist ulatuvad välja üksikud jätkud, kohati aga esineb neil laiendeid, mistõttu nad meenutavad mõnikord plaanis vaadatuna jõge koos lisajõgedega, mis voolab läbi järvede rea. Enamikule teooriatele vastavalt on oosid jääsulavete setetest koosnevad pinnavormid, mis on tekkinud setete kuhjumisel jääsisestes ja -alustes lõhedes ning tunnelites või jääserva vahetus läheduses viimaste väljumiskohtadel.[8]

Üksikuid künkaid ja nende korrapäratuid kogumikke, mis koosnevad nagu oosidki kihitatud materjalist (kuid harilikult peeneteralisemast ja savikamast), nimetatakse vastavalt *mõhnadeks* ja *mõhnastikeks*. Sageli on need seotud oosidega, moodustades laiendeid, mida mainisime ooside käsitlemisel, kuid esinevad ka iseseisvalt. Mõned autorid vaatlevad mõhnastike setteid kui väikeste, surnud jää tingimustes kujunenud järvede setteid, s. o. kui *jääjärvesetteid*, ja sellele vastavalt ka mõhnastikke kui surnud jää tingimustes kujunenud pinnavorme.

Jää sulamisega on tihedalt seotud ka teised jääjärvesetted. Jääserva ees, eriti kui see on taandumise staadiumis, esineb samuti mitmesuguse suurusega seisva vee kogusid. Nende põhja setivad sulavete poolt toodavatest peeneteralistest materjalidest *viirsavid*. Viirsavid koosnevad korrapärastest õhukestest kihtidest (sellest nende nimetuski), kusjuures paksemad, heledamad liivakad kihid vahelduvad õhemate, tumedamate savikihtidega.

[8] И. В. Даниловский, К вопросу о происхождении озов, «Геолог. вестн.», V, 1926/27, вып. 4—5.

Esimesed on settinud *suveti*, mil jää sulas intensiivselt ja rohke sulavesi kandis järve jämedateralisemat, liivakat materjali (koos mudaga), teised settisid *talveti*, mil jää sulamine ja sulavete vool järve lakkas ning toimus ainult äärmiselt peente, hõljuvate osakeste settimine. Järelikult iga kihipaar (suvine + talvine kiht) vastab ajaliselt ühele aastale. See võimaldab viirsavisid kasutada jääajajärgse perioodi absoluutse geokronoloogia määramiseks: kihipaaride loendamine mingis paljandis võimaldab selgitada ajavahemiku kestuse, mis oli vajalik kogu nähtava lasundiosa tekkeks.

Kohates oma teel kaljuseid kõrgendikke, ümardab liikuv jää neid järk-järgult, muutes nad pealtvaates munajateks ja pikiprofiilis asümmeetrilisteks küngasteks — *silekaljudeks*. Silekaljude kogumikud moodustavad *silekaljustikke*. Paljud saarterühmad Soome skääride rajoonis kujutavad enesest mere poolt pooleldi üle ujutatud silekaljustikke.

Liikudes üle mäeahelike ja mägismaade, tasandavad mandriliustikud mäetippude kontuure, muutes need ümarateks, kuplilaadseteks.

Jää ja lume tegevusega mäestikes on seotud eriliste negatiivsete reljeefivormide — kaaride ja tsirkusorgude — teke. Neid vorme esineb kõigis jäätumisele allunud mäestikes (NSV Liidus on neid Altais, Kaukasuses, Hibiinides, Lovozero ümbruses ja mujal).

Kaarid ehk orvandid on nišitaolised süvendid ahelike *nõlvades*. Kolmest küljest on nad poolringikujuliselt piiratud järskude ja kõrgete kaljuseintega, neljandast aga — aheliku nõlva kalde suunas — avatud. Kaari tasane või moldjalt nõgus põhi on veidi kallak avatud esiserva suunas. Kaari avatud külge lahutab allolevast orust järsk astang.

Tsirkusorud on suured järsuveerulised mollilaadsed orulaiendid *liustikuorgude* (troogide) *lähetel*, kusjuures nende põhi on ühel tasemel liustikuoru põhjaga, s. o. läheb viimaseks üle sujuvalt, ilma märgatava astanguta.

Kaarid ja tsirkusorud kujunevad külmumisrabenemise tulemusena jää, lume ja vee vahetul kaastoimel, mis lisaks osavõtule murenemisprotsessist kannavad ära lahtise murendi ja sellega süvendavad tekkinud vorme.

Oruliustike reljeefikujundav toime ei piirdu ainult firnialadega, kus toimub kaaride ja tsirkusorgude kujundamine. See avaldub ka liustikukeele poolt haaratud orus, kus jää kujundab ümber oru piki- ja ristprofiili.

Normaalse erosioonioru ristprofiil mäestikes on V-kujuline. Seda orgu täitev liustik laiendab teda, kulutades ära veerude alumised osad, mille tulemusena ristprofiil muutub U-kujuliseks. Selliseid järsuveerulisi ja tasase põhjaga moldorge nimetatakse *troogideks* ehk ruhiorgudeks. Troogi järsud veerud muutu-

vad teataval kõrgusel laugemaks; laugemaid osi nimetatakse troogi õlgadeks.

Liustike alt vabanenud alal on pealiustiku all olnud troogi põhi sageli madalamal temasse suubuvate lisatroogide põhjadest ja viimased laskuvad peaorgu mitmekümne kuni isegi mõnesaja meetri kõrguste astangute näol. Seega lisaorud kujutavad enesest *ripporge*. Rippuvad lisaorud kujunesid kas seetõttu, et peaorus esinenud võimsam liustik süvendas seda kiiremini kui lisaorgude väiksemad liustikud lisaorge ja see erinevus orgude süvenemise kiiruses tekitaski kõrgusvahe lisaorgude suudmete ja peaoru põhja vahel, või seetõttu, et lisaoru endine suudmeosa kulutati ära peaoru laienemisel liustiku küljeerosiooni tulemusena, või lõpuks seetõttu, et juba enne liustike pealetungi ei olnud lisaorgude suudmeosade põhi täiesti ühel tasemel peaoru põhjaga.

163. Igikelts ja maasisene jää. Kionosfääriga seotud jäätumine, mille tagajärjeks on *liikuvate* jääkogumite — vahelduva kuju ja suurusega liustike — teke, areneb maapinnal. Kuid tunduvalt suurema pindala maastikulises sfääris haarab maakoore ülemiste horisontide jäätumine, mis on seotud igikeltsa ja mitmesuguste *liikumatute* maasiseste jääkogumite tekkega.[9] Selle jäätumise peamisteks iseloomulikeks joonteks on: 1) ta on ainult selle keskkonna negatiivsete temperatuuride resultaadiks, milles ta ise areneb; 2) pidevalt negatiivse temperatuuriga keskkond ei asetse maapinnal (sest viimane soojeneb perioodiliselt päikesekiirguse mõjul), vaid teataval (olgugi väga väikesel) sügavusel maakoores; 3) maasisene jää on tekke poolest tunduvalt mitmekesisem kui liustikujää; 4) maasisene jää, vastupidi liustikujääle, on liikumatu, olles nagu konserveeritud kogu oma esinemisajal antud kohas.

Külmunud pinnasteks või kivimiteks nimetatakse teatavasti selliseid pinnaseid või kivimeid, millede temperatuur on alla 0° C. Pinnas võib olla külmunud lühiajaliselt (mõni päev või isegi tund), sesoonselt (kui iga-aastane talvine külmumine vaheldub suvise sulamisega) või vahetpidamatult kaks ja rohkem aastat (kuni tuhandeid aastaid). Viimase nähtuse tähistamiseks kasutabki M. I. Sumgin terminit *igikelts*. Teised autorid (P. N. Kapterev), jättes kõrvale termini «igikelts», eristavad mitmeaastaselt külmunud pinnaseid, mis on olnud vahetpidamatult külmunud sadu ja tuhandeid aastaid, ja ürgselt külmunud pinnaseid, mis on olnud vahetpidamatult külmunud juba alates viimasest jäätumisest kvaternaaris. Meie eelistame terminit «igikelts» kui kindlalt teaduses kinnistunut, mõistes selle all pinnast või kivimit, mis omab pidevalt negatiivset temperatuuri väga pika ajavahemiku jooksul.

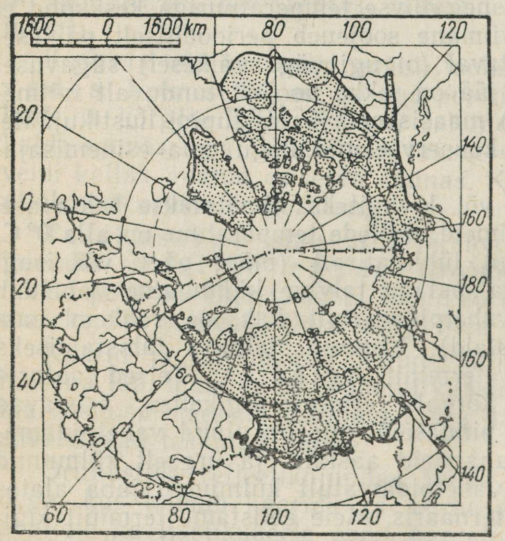
Igikelts sisaldab harilikult vett (kuid võib seda ka mitte sisaldada), kusjuures see on kas täielikult või osaliselt tahkes olekus.

[9] Pool sellest pindalast langeb ühte liustike all oleva pindalaga.

Igikeltsa peal asetseb nõndanimetatud tegus kiht, mis suveti sulab, talveti külmub. Kui igikelts asetseb maapinna lähedal, siis tegusa horisondi talvise külmumise alumine piir ulatub kuni igikeltsa pealispinnani. Kui aga igikelts asetseb sügavamal, siis jääb tegusa kihi ja igikeltsa vahele püsivalt positiivse temperatuuriga üleminekukiht. Igikeltsa all on alati positiivse temperatuuriga kivimid.

Nii igikeltsa sügavus (tema pealispinna sügavus maapinnast) kui ka paksus (vahemaa tema pealispinna ja alumise pinna vahel) on varieeruvad. Paksus ulatub enamasti mõne meetrini, üksikuil juhtumeil aga ka kümnete ja sadade meetriteni. Jukoni jõe keskjooksul (Alaskas) on igikeltsa paksus 120 m, NSV Liidus aga on kohti, kus see ulatub 600 meetrini.[10]

Nagu nähtub igikeltsa määrangust, ei saa tema temperatuur olla üle 0° C. Kõige madalam seni teadaolev igikeltsa temperatuur aga on —6 kuni —8° C piirides (Anabari ja Kolõma jõgede vahelisel alal). Ka need suhteliselt väikesed negatiivsed temperatuurid on siiski küllaldased selleks, et kaitsta lagunemise eest organisme ja orgaanilisi jäänuseid, mis on sattunud igikeltsasse. Peeter I tuntud kaaslane A. Menšikov suri asumisel olles Berjozovos (Obi jõel) ja maeti sinna; kui 1821. aastal, s. o. 92 aastat hiljem, tema haud avati, leiti tema laip lagunematuna.[11] Hudsoni lahe piirkonnas on täiesti lagunematult säilinutena leitud kakssada aastat tagasi maetud inimeste laipu. Veelgi hämmastavamad aga on värskete (vaatamata aastatuhandetele, mis on möödunud nende loomade surmast) mammutilaipade leiud; M. I. Sumgini järgi on NSV Liidus leitud kuni 30 sellist mammutilaipa.



Joon. 92. Igikeltsa levik põhjapoolkeral.

Igikelts esineb tohutu suurel territooriumil Euraasias, Põhja-Ameerikas ja mõlema poolkera polaaraladel, haarates kokku mitte vähem kui 20% maismaa pinnast maakeral (joon. 92). NSV Lii-

[10] М. Сумгин и др., Общее мерзлотоведение, 1940, стр. 105.
[11] М. Сумгин, Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, 1937, стр. 52.

dus esineb igikelts 10 miljoni ruutkilomeetri suurusel alal, s. o. haarab peaaegu poole NSV Liidu territooriumist. On kerge mõista, missugune tohutu praktiline tähtsus on meie maal igikeltsa teaduslikul uurimisel. Ei ole siis ka sugugi üllatav, et teadus igikeltsast on peaaegu täielikult loodud ja eriti põhjalikult läbi töötatud just meie maal.

Mitte kogu oma levikualal ei esine igikelts lausaliselt. NSV Liidus on igikeltsa lausalise esinemise alad koondunud kaugesse põhja. Nendest lõuna poole jäävad alad, kus igikeltsas esinevad sula pinnase laigud, veelgi lõuna pool aga on igikeltsa levik juba «saarelise» iseloomuga. Üksikuid igikeltsa «laike» esineb ka kõrgmäestikes (näiteks Pamiiris).

Igikeltsal nagu üldse kõigel looduses on oma arengulugu: vastavates geograafilistes tingimustes ta tekib [12], kasvab, seejärel aga kõigub pindalalt ja paksuselt, kaob jne. (tekib ja kaob muidugi mitte pinnas, vaid negatiivne temperatuur selles).

Suur osa igikeltsast ei ole tekkinud praegusel ajal, vaid geoloogilises minevikus; ta on kvaternaarse jäätumise relikt, mida praegusaegsed klimaatilised tingimused on ainult alal hoidnud, mitte aga loonud. Mammutilaipade leiud tõestavad seda vaieldamatult, sest kui igikeltsa levikus oleks esinenud vähegi märgatav vaheaeg, poleks mammutilaibad saanud lagunematult säilida. Peale selle esineb reas kohtades igikeltsa vaieldamatu degradatsioon; külmavaru vähenemine viib tema temperatuuri kõrgenemisele, paksuse vähenemisele jms.

Reliktse igikeltsa kauaaegne säilimine on ühtlasi kaudseks tõendiks selle kohta, et ka praegusaegsetes klimaatilistes tingimustes on võimalik igikeltsa tekkimine. Polnuks praegusaegseid ja nendega analoogilisi tingimusi, mis soodustavad igikeltsa säilimist, oleks see pidanud täielikult retsesseeruma aastatuhandete jooksul, mis on möödunud jääajast. Igikeltsa tekke kohta praegusel ajal on samuti kaheldamatuid tõendeid. Mõningail juhtumeil on selgunud, et igikeltsa oletatava degradatsiooni asemel esineb ainult pinnase temperatuuri mitmeaastane kõikumine, mis on seotud kliima kõikumistega. Samuti on olemas fakte igikeltsa tekkimise kohta alles kujunemise staadiumis olevatel saartel ja jõesetetes. Igikeltsa geoloogiliselt hilisest tekkest kõnelevad samuti tarbeesemed ning inimeste ja hobuste laibad, mis on leitud külmunud pinnasest, näiteks arheoloogide poolt Altais lahti kaevatud kahe tuhande aasta vanustest kalmetest, millede suhtes on ilmne, et igikelts tekkis seal pärast matmist.

Igikeltsas jää näol sisalduva vee hulk ulatub sadadesse tuhandetesse kuupkilomeetritesse. Maasisene jää esineb purdkivimites kihtide, läätsede, plaatide või üksikute suurte kristallide näol.

[12] Igikeltsa teket soodustavad järgmised tingimused: pikad ja lumevaesed talved, lühikesed ja jahedad suved, väike sademete hulk, külma õhu seiskumist põhjustavate nõgude esinemine reljeefis. Igikeltsa tekkimine sõltub ka pinnase iseloomust ja koostisest ning mullastikulis-taimkattelistest tingimustest.

Tema peamise massi aga moodustavad *jääkiilud*, mis on kujunenud vee külmumisel peeneteralise, jääga tsementeeritud pinnase lõhedes. Igikeltsaalade madalate temperatuuride tingimustes säilib hästi ka maapinnal tekkinud jää (lumekogumid, liustike surnud jää, järve-, jõe- ja merejää), kui ta satub küllalt paksu settekihi alla ja muutub sel teel maasiseseks jääks. Selline nõndanimetatud *mattunud jää*, mis asetseb purdkivimite kihtide vahel mitme meetri paksuste kihtidena, säilib aastatuhandeid. Mattunud jää on laialdaselt levinud Uus-Siberi saartel, Aasia rannikul Leena suudmest kuni Kolõmani, piki Kolõmad, Anadõri suudmes ning Alaska rannikul Barrow' neemest kuni Eschscholtzi laheni (Kotzebue lahes), kusjuures Eschscholtzi lahes ulatub mattunud jää paksus 30—45 meetrini.

Maasisene jää on rõhuvas enamuses kujunenud vee külmumisel igikeltsas. Jää, mis on kujunenud tahkete sademete metamorfiseerumise teel (maetud lumekogumid ja liustikukeeled), moodustab väikese osa.

Jääaegade ja igikeltsa esinemine on nähtavasti metakroonsed (eriaegsed), kuid omavahel geneetiliselt seotud nähtused. Tuleb silmas pidada, et mandri- ja mäeliustikud esinevad enam või vähem merelise kliimaga aladel, samal ajal kui igikelts on arenenud teravalt kontinentaalse kliimaga aladel. Õhu tsirkulatsiooni elavnemine, mis on harilikult jäätumise põhjuseks, ei saa avalduda ühesuguselt kõigis maakera rajoonides. Kui näiteks mereäärsetel aladel see kutsub esile vähese jahenemise ja sademete hulga suurenemise, kontinentaalsetel aladel aga tugeva jahenemise ja sademete hulga vähenemise, siis see loobki esimesel juhul tingimused liustike tekkeks ja arenemiseks, teisel juhul aga pinnase tugevaks jahtumiseks ja maasisese liikumatu jää tekkimiseks vee külmumise teel. Kliima muutumise tulemusena võivad ühel ja samal territooriumil vaheldumisi esineda liustikud ja igikelts. Vastavalt sellele ongi praeguste mandriliustike all säilinud igikelts, igikeltsa puhul aga üksikud pindmise jäätumise reliktid.

164. Igikeltsa geograafiline tähtsus. Igikeltsa esinemine maapinna lähedal vajutab igikeltsaaladel toimuvatele geograafilistele protsessidele tugeva pitseri. Igikelts avaldab mõju põhjavee režiimile, jõgede tegevusele, järvenõgude kujunemisele, mullatekkeprotsessile, taimestikule ja loomastikule, samuti ka inimese majanduslikule tegevusele. Igikeltsaalade geograafilistel maastikel on palju omapäraseid jooni.[13]

Et igikelts on vettpidav, siis koguneb tema pinnale vesi, moodustades nõndanimetatud igikeltsapealse vee. Vesi, mis sisaldub tegusas kihis, külmub sesoonselt; tegusa kihi ja igikeltsa vahel asetsev vesi on aasta läbi vedelas olekus. Vesi esineb ka igikeltsas endas (igikeltsasisene vesi), liikudes siin alla, külgsuunas või üles

[13] Vt. vastavaid osi raamatus С. П. Суслов, Физическая география СССР (Азиатская часть), 1954.

(igikeltsaalusest kihist); liikumine kaitseb teda külmumise eest. Lõpuks, alati esineb põhjavesi igikeltsa all (igikeltsaalune vesi), kusjuures harilikult on see vesi surveline.

Tegusa kihi talvise külmumisega on seotud *põhjaveeliste kattejääde* teke. Kui tegusa kihi soojusjuhtivus on ebaühtlane ja tema külmumine toimub seetõttu erinevates punktides erineva kiirusega, siis võib juhtuda, et samal ajal kui ühtedes kohtades tema külmuv osa on juba jõudnud ühineda igikeltsaga, jääb teisal mõlema vahele alles külmumata pinnase kiht. Viimasesse suletud vesi muutub surveliseks, avaldades kõigis suundades hüdrostaatilist rõhku. Sellele rõhule avaldab altpoolt tohutut vastupanu igikelts, külgsuunas aga igikeltsaga ühinenud tegusa horisondi läbikülmunud osa. Vastupanu hüdrostaatilisele rõhule on kõige nõrgem ülaltpoolt, mistõttu pinnas kummub üles ja kujuneb küngas. Kui üleskummunud pinnas surve tagajärjel lõheneb, nagu see kõige sagedamini esinebki, siis tungib surve all olev vesi lõhesid mööda maa seest välja, valgub künka pinnale ja selle ümbrusse, külmub ja moodustab siin jääkihi. Et maa sees oleva vee temperatuur on lähedane null kraadile, õhu temperatuur aga on samal ajal kaks- kuni nelikümmend kraadi alla nulli, siis hõljub lõhedest väljuva vee kohal udu.

Tegusa kihi edasisel külmumisel ja järelikult igikeltsapealse vee edasisel kokkusurumisel toimub vee väljapaiskumine teist, kolmandat jne. korda ning künkal ja selle ümbruses olevale jääle külmuvad peale üha uued jääkihid. Põhjaveeliste kattejääde pindala võib ulatuda kümnete ja sadade ruutmeetriteni.

Esineb juhtumeid, mil pinnase üleskummumisega ja künka kujunemisega ei kaasne põhjavee maapinnale voolamist; see tähendab, et hüdrostaatiline rõhk on pinnase läbimurdmiseks mittekülla1dane. Vesi külmub künka sisemuses ja sellise künka läbilõikamisel võib leida tema sisemuses läätsekujulise jääst südamiku, mis on kaetud mineraalpinnase (liiv, saviliiv jne.) kihiga ja viimane omakorda turbaga. Teistel juhtudel kaasnevad survelise vee väljatungiga tõelised plahvatused, mis paiskavad külmunud pinnase kamakaid küllalt kaugele eemale. Arvatakse, et selliste plahvatuste tekkimises etendavad tähtsat osa gaasid, mis erituvad veest selle külmumisel ja kogunevad künka südamikku; nende rõhk liitub vee hüdrostaatilise rõhuga.

Surveline vesi, nagu nägime, deformeerib või murrab läbi tegusa kihi selle osa, kus antud momendil sesoonse (talvise) külmumise poolt haaratud kihi paksus osutub ühtedel või teistel põhjustel kõige väiksemaks. Seetõttu ei ole ka üllatav, et põhjaveelised kattejääd tekivad tihti ehitiste all, sest ehitised kaitsevad teataval määral pinnast külmumise eest ja tegus kiht ei külmu nende all nii sügavalt kui mujal.

Jääst või jäätunud pinnasest koosneva südamikuga künkaid, mis tekivad igikeltsaaladel põhjavee tegevuse tulemusena ja püsivad mitmeid aastaid järgemööda, nimetatakse *hüdrolakoliii-*

tideks; sageli nimetatakse neid ka jakuudikeelse kohaliku nimetusega bulgunnjahhideks. Euroopa tundrates hüdrolakoliite nähtavasti ei esine [14], kuid see-eest on nad laialdaselt levinud ida pool — Baidarata tundras, Tazi poolsaarel, Gõda tundras, Taimõri poolsaarel, Jakuutias (mis on nende klassikaliseks esinemisalaks) ja Alaska rannikul (kus hüdrolakoliidid kannavad eskimokeelset nimetust «pingos»).

Igikeltsal on suur mõju ka jõgede elule.

Nagu teada, kujutab äravool antud jõgikonna territooriumile langevate sademete hulga ja samalt territooriumilt sama ajavahemiku jooksul auruva veehulga vahet. Suuremal osal igikeltsa levikualast on sademete hulk 200—300 mm aastas, äravool aga 3—6 liitrit sekundis igalt ruutkilomeetrilt. Põhja-Kasahstanis ja Lääne-Siberi lõunaosas on sademete hulk samasugune, kuid äravool tunduvalt väiksem: 0,5 kuni 2 liitrit sekundis ruutkilomeetrilt. Osaliselt seletub see suurema aurumisega Kasahstanis ja Lääne-Siberis, sest õhu temperatuur on siin kõrgem kui igikeltsa levikualadel, kuid suurt osa etendab erinevuste põhjustajana ka igikeltsa olemasolu või puudumise fakt ise: igikelts on maasisese veeauru kondensaatoriks [15] ja lisaks sellele vabaneb tema degradeerumisel palju vett; nii üks kui teine loob eeldused äravoolu suurenemiseks.

Väga omapärased on mõned Uus-Siberi saarte jõed, millede sängid asetsevad mattunud jääd sisaldavates kvaternaari setetes: jõgi sulatab mattunud jääd ja toitub sellest, muutudes seetõttu suudme suunas üha veerikkamaks, kuigi tal pole ühtki lisajõge.

Igikeltsaaladel on laialdaselt levinud nähtuseks vooluveelised kattejääd ehk tarõnid. Jõesängid asetsevad setetes, millede all on vettpidav igikelts. Pärast jõe kinnikülmumist, vastavalt külmade tugevnemisele (kuni —30—50° C), muutub jõe jääkate paksemaks. See toob kaasa jõe ristprofiili elavpinna vähenemise. Mitte mahtudes kitsenenud ristlõikest läbi voolama, satub vesi hüdrostaatilise rõhu alla ja surutakse jääkatte pinnale kohtades, kus vastupanu survele on nõrgem (harilikult piki kaldaid); kui vastupanu on suur, siis jõejää kummub küngastena üles, lõheneb ja surve all olevale veele avaneb väljapääs lõhesid mööda. Jääkatte pinnale surutud vesi valgub aeglaselt laiali 2—15 cm paksuse kihina (kui kaldad on madalad, siis ujutatakse ka need üle) ja külmub. Järgmine väljasurutud veehulk moodustab külmudes uue jääkihi eelmise peale jne. Selliselt kuhjuva jää üldine paksus ulatub 2—3 meetrini. Jõe kohal esineb seejuures udu. Kogu see protsess meenutab põhjaveelise kattejää teket. Kui jõgi mõnes kohas külmub põhjani, siis kogu külmumisest haaramata jäänud vesi väljub pinnale ja kujuneb kattejääks.

---

[14] В. Н. Андреев, Гидролакколиты в западносибирских тундрах, «Известия Геогр. о-ва», 1936, вып. 2, стр. 204.

[15] Sest veeauru rõhk igikeltsa poorides ei saa olla suurem veeauru rõhust 0° C juures (s. o. 4,58 mm = 6,1 mb), igikeltsa all (aasta läbi) ja peal (suvel) aga on veeauru rõhk alati suurem.

Vooluveelised kattejääd on iseloomulikuks nähtuseks Amuuri, Zeja, Aldani, Indigirka ja teistes jõgikondades, s. t. kõikjal, kus esineb igikelts.

Et igikeltsast haaratud purdkivimid muutuvad tihedaks ja nende vastupanu erosioonile suureneb, siis on väikeste jõgede põhjaerosioon igikeltsaaladel raskendatud (suurte jõgede põhjaerosiooni igikelts oluliselt ei suuda takistada) ja nad erodeerivad oma sängi mitte niivõrd sügavuse kui laiuse suunas (küljeerosioon), mistõttu neil aja jooksul kujunevad veehulgale mittevastavalt laiad, kuid võrdlemisi madalad orud. Piki paralleele voolavatel jõgedel põhjustab igikeltsa esinemine oru asümmeetrilisuse: lõunasuunalise ekspositsiooniga oruveerud (s. o. põhjapoolsed veerud), mis suvel tugevamini sulavad ja milledel seetõttu purustusprotsessid arenevad intensiivsemalt, on tunduvalt järsemad kui põhjasuunalise ekspositsiooniga veerud (s. o. lõunapoolsed veerud).[16]

Pinnase üleskummumisega seotud positiivsete reljeefivormide kõrval tekib igikeltsaaladel ka negatiivseid reljeefivorme — mitmesuguseid termokarstiga (ehk keltsakarstiga, s. o. maasisese jää sulamisega) seotud langatumise ja vajumise tagajärjel kujunenud lehtreid ja nõgusid. Tihti põhjustab termokarsti arenemist metsa hävitamine. Metsa maharaiumine ja maa üleskündmine kergendab päikesekiirguse ligipääsu maapinnale ja järelikult selle soojenemist. Metsapõlemised (kas juhuslikud või teadlikult esile kutsutud uudismaa rajamise otstarbel) kõrvaldavad maapinna varjutatuse puude võrade poolt ning ühtlasi soojendavad pinnast teatava sügavuseni. Maasisese jää sulamisel tekkiva vee ruumala on väiksem kui selle jää ruumala, mille sulamisel ta tekib. Seetõttu pinnase ülemised kihid langatuvad või vajuvad ning kujunevad lehtrid ja nõod (diameetriga ühest kuni mitme meetrini) või reljeefis raskemini jälgitavad lohud ja «liuad», mis mõnikord on üsna suure läbimõõduga. Algul sellised nõod soostuvad, aja jooksul aga kujunevad neisse väikesed järved. Järved tekivad kiiresti: nad kujunevad 10—20 aasta jooksul pärast metsapõlemist. Mõnikord vesi kaob hiljem järvest ja nõo põhi kattub niidutaimestikuga. Sageli aga rida väikesi järvi ühineb omavahel ja kujuneb suurem, kuni mitmekilomeetrise läbimõõduga järv.

Termokarst on äärmiselt sagedaseks nähtuseks Jakuutias, Tšuktši poolsaarel, Alaskas jm. Järvenõgude tekke selgitamisel tuleb neis rajoonides termokarstile tõsist tähelepanu pöörata.

Igikelts soodustab soostumist. Nii see asjaolu kui ka igikeltsa termiline toime avaldub mullatekkeprotsessi iseloomus. Pinnalähedane igikelts jahutab enda peal asetsevat mulda, mis põhjustab mullatekkeprotsessi nõrgenemise ja geneetiliste horisontide nõrga väljakujunemise mullas.

---

[16] И. Я. Ермилов, О влиянии вечной мерзлоты на рельеф, «Известия Геогр. о-ва», 1934, вып. 3.

Mullalahused, mis liiguvad ülalt alla, külmuvad kohtumisel igikeltsaga. Toimub neis sisalduvate kolloidide (näiteks rauaühendite) koagulatsioon ja sadestumine; sadestuvad isegi kergesti lahustuvad soolad. Lisaks sellele on vahetult vettpidaval igikeltsal lasuvad mullahorisondid küllastunud niiskusega; tõustes siit piki kapillaare üles, küllastab vesi ka kõrgemal asuvad horisondid, põhjustades sellega nende soostumist. Purdsete tolmjate pinnaste küllastumine veega pinnalähedase igikeltsa tingimustes põhjustab nn. keetmaa esinemist ja solifluktsiooni, s. o. pinnase libisemist igikeltsal.

Igikelts avaldab mõju ka taimestikule. Olles mehaaniliseks takistuseks puujuurtele, ei võimalda igikelts nende arenemist sügavusse ja sunnib puid arendama pindmist ja horisontaalset juurestikku. Muuseas, juurte arenemine horisontaalsuunas algab veidi kõrgemal igikeltsast. See on tingitud madalatest temperatuuridest, sest külma vett ei ole juured võimelised taimele vajalikul hulgal imama. Pindmise ja horisontaalse juurtesüsteemi puhul on puu vastupanu tuultele nõrgem; tugevad tuuled annavad puudele mitmesuguse kallaku («purjus» mets; see võib aga tekkida ka pinnase üleskummumisel või langatumisel) või kisuvad nad koos juurtega välja. Igikeltsaalade taigas on alati palju tuuleheidet ja tormimurdu.

Igikelts soodustab lisaks sellele (kui ta on pinnalähedane) sootaimestiku arenemist.

Teiselt poolt ei ole kahtlust ka taimestiku vastumõjus pinnase suvise sulamise sügavusele. Sambla ja tiheda rohurinde all, samuti varjulistes tihnikutes on sulamine nõrgem ja igikelts pinnalähedasem; hõredates metsades ulatub sulamine sügavamale.

Kuivades rajoonides toob igikelts kasu põllundusele, sest igikeltsa peal esineb sula- ja vihmavete varu; suvise progresseeruva sulamise puhul satuvad mulda uued veehulgad, soodustades vegetatsiooni pidevust.

Loomastikule avaldab igikelts mõju sellega, et ta takistab loomade langemist talveunne, sest kivikõvasse külmunud pinnasesse on neil väga raske urge rajada. Erandiks on siberi koopaorav, kes magab talveund pinnases, mille temperatuur on kuni —20° C.

165. Kokkuvõte. Maastikulise sfääri külmapiirkondades on eriti iseloomulikud kaks nähtust: liikuvate jääkogumite — liustike — esinemine maapinnal ning igikeltsa ja sellega seotud liikumatute maasiseste jääkogumite esinemine. Mõlemad nähtused üheskoos haaravad kuni 20% maismaa pinnast maakeral. Liustikud koosnevad jääst, mis on tekkinud tahkete sademete kogumitest, maasisese jää põhimass aga on tekkinud vee külmumise tulemusena. Mõlemad jääliigid on tekkelooliselt teineteisega seotud ja põhjustavad maakeral täiesti omapäraste maastike esinemise (jääkõrbete ja kõrgmäestike glatsiaalsed maastikud, igikeltsaalade maastikud).

Tänu oma liikuvusele etendavad liustikud maastikulise sfääri elus ja arenemises tähtsat osa. Nad avaldavad mõju kliimale, annavad alguse jõgedele, pealetungil hävitavad taimestiku, matavad mullastiku, tõrjuvad välja loomastiku, täidavad väiksemaid meresid, tekitavad taandumisel järvetüüpi veekogusid, kujundavad ümber hüdrograafilise võrgu. Liikuvad liustikud transpordivad kivim-

materjali, tasandavad ja kujundavad ümber olemasolevaid reljeefivorme. Liustike akumuleeriv tegevus loob erilisi kivimeid (moreen) ja uusi reljeefivorme. Laialdastel aladel parasvöötmes kannab maapind ürgsete jääkatete toime jälgi. Need jääkatted hõlmasid peaaegu kolm korda suurema pindala kui praegusaegsed liustikud.

Igikeltsaaladel on maastikele iseloomulik tuuleheidete (metsades), põhjaveeliste ja vooluveeliste kattejääde ning mitmesuguste maasiseste jäävormide laialdane esinemine, jõeorgude asümmeetrilisus, laialdane soostumine, termokarstiliste nõgude ja järvede esinemine, jõekallaste ja rannikute taandumine sulamise tagajärjel ja maalihete esinemine neil jne.

Kord tohutu suuri territooriume haaravate, kord neid vabastavate jääkatete pealetung ja taandumine ning progresseeruvate ja regresseeruvate faaside vaheldumine igikeltsa arenemises kuuluvad ereda joonena maastikulise sfääri ilme ja struktuuri vahetpidamatu muutumise üldise keeruka pildi juurde.

Kirjandust

Вейнберг Б. П., Лед, 1940.

Калесник С. В., Ледники, их роль и значение в жизни Земли, 1935.

Калесник С. В., Общая гляциология, 1939.

Рихтер Г. Д., Снежный покров, его формирование и свойства, 1945.

Солнцев Н. А., Снежники как геоморфологический фактор, 1949.

Сумгин М. И., Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, 1937.

Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф., Общее мерзлотведение, 1940.

Тронов М. В., Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае, «Вопросы географии Сибири», № 2, Томск, 1951.

Тронов М. В., Вопросы горной гляциологии, 1954.

Тушинский Г. К., Лавины, 1949.

Шумский П. А., Энергия оледенения и жизнь ледников, 1947.

Шумский П. А., Основы структурного ледоведения, 1955.

XXI peatükk

ORGANISMIDE TÄHTSUSEST MAAL

166. Biosfäär. Kujutlused elusast orgaanilisest ainest ja maastikulisest sfäärist on lahutamatud. Iga geograafilise maastikuga tutvumisel paistavad esimesena silma eluavaldused, polaaraladel ja kõrbetes aga äratab tähelepanu elu puudumine või piiratud esinemine. Metafüüsilist lähenemist loodusele näitab asjaolu, et mõned füüsilise geograafia esindajad (näiteks P. I. Brounov) keeldusid teadlikult uurimast organismide osatähtsust geograafilistes protsessides, jäädes maastikulise sfääri tunnetamisel seega poolele teele peatuma. Organisme on võimatu uurida neid ümbritsevaist tingimusist eraldatuna. Samal ajal aga ei tohi unustada, et looduslike protsesside vastastikuse sõltuvuse tõttu avaldavad organismid omakorda mõju anorgaanilisele maailmale.

Elu on oma vormide poolest hämmastavalt mitmekesine. Kui mineraale leidub maakeral üle 4000, siis taimeliike on vähemalt 500 000 ning loomaliikide arv ulatub 1,5 miljonini.

Elus aine on Maal erakordselt laialdaselt levinud, mis seletub osaliselt sellega, et elu füüsikalised piirid on väga avarad. Mõnede seente eosed taluvad kuumutamist temperatuurini +140° C, mikroobide spoorid isegi temperatuurini +180° C (kuivas keskkonnas), kaotamata seejuures eluvõimet. Teisest küljest võivad bakterite spoorid 10 tundi elada vedelas vesinikus (—253° C), vedelas õhus (—190° C) aga säilitavad nad eluvõime poole aasta vältel. Hallitusseened ja bakterid taluvad igasuguste kahjustusteta kuni 3000-atmosfäärist, pärmiseened isegi 8000-atmosfäärist rõhku.[1] Samal ajal võivad mõnede taimede seemned ja eosed elada tuhandike millibaariste rõhkude juures, seega praktiliselt õhutühjas ruumis. Tuntud on lootose kasvatamine turbast välja kaevatud seemneist, mis olid seal lebanud mitu tuhat aastat.[2]

Organismide leviku võimalikuks ülapiiriks meie planeedil on stratosfääris esinev osoonikiht.[3] Praktiliselt ei levi organismid

[1] В. Л. Омелянский, Основы микробиологии, М., 1941, стр. 127.
[2] «Природа», 1953, № 1, стр. 78.
[3] В. И. Вернадский, Биосфера, Л., 1926, стр. 111.

siiski kõrgemale troposfäärist: baktereid ja seente eoseid leidub veel 6 km kõrgusel, kondor lendab 7 km kõrgusele, kuid mitmekesisem elustik iseloomustab siiski ainult maapinna kohal asuvat vähem kui 100-meetrise ulatusega õhukihti.

Organisme leidub suurimates ookeanisügavustes: Filipiini süviku põhjaproovidest leiti kuni 1 miljon bakterit iga grammi setete kohta.[4] Hapnikku eraldavad rohelised mikroskoopilised organismid on koondunud merede pindmistesse kihtidesse (kuni 400 m sügavuseni). Et aga hapnik tungib merepõhjani, siis on ka seal loodud tingimused organismide levikuks. Sügaval elutsevad organismid on eranditult heterotroofsed, s. o. elavad valmis orgaanilise aine arvel. «Valdivia» ekspeditsiooni poolt Vaikses ookeanis 2 km sügavuselt leitud vetikad ei kummuta seda väidet (V. I. Vernadski arvates toimub nendel vetikatel fotosüntees mitmesuguste mereloomade helenduse mõjul, mis asendab sel juhul päikesevalgust).[5]

Maakoorde tungivad organismid ainult 3 km sügavuseni, sest selles sügavuses on vee temperatuur juba 100° C. Vaba hapnikku aga ei esine enam 500 meetrist sügavamal. Seepärast on arusaadav, et puuraukude veest 2600 m sügavuselt leitud mikrofloora oli täiesti anaeroobne (võimeline elama ja arenema vaba hapniku puudumisel).

Maa geoloogiline arenemine on kogu meile usaldusväärselt tuntud ulatuses toimunud organismide vahetul ja pideval kaastegevusel. Kui elu maakeral lakkaks, kaoks ka Maal toimuvate keemiliste protsesside võimas allikas, kaoksid organismidest tekkinud mineraalid ja Maa pale meenutaks oma elutuselt Kuud.[6] Pidades silmas, et Maa oli väga kauges minevikus tõesti niisugune elutu keha, näeme, missuguseid olulisi muutusi põhjustas maastikulise sfääri arenemises elustiku ilmumine.

Kogu valdkonda, milles elavad ja millele avaldavad mõju organismid, nimetatakse biosfääriks. Biosfääri kuulub stratosfääri alumine osa, troposfäär, hüdrosfäär ja maakoore setteline osa. Biosfääri piirid ühtivad seega praktiliselt maastikulise sfääri piiridega. Biosfääri defineeritakse ka kui termodünaamilist sfääri, milles temperatuur on +50 kuni —50° C ja õhurõhk umbes 1 atmosfäär.

167. Organismid ja maakoor. Organismide suur mõju maakoorele väljendub nende osavõtus mullatekkeprotsessist, murenemisest, mitmesugustest reljeefi muutustest, kivimite, maakide ja mittemetalliliste maavarade kujunemisest. Organismide osa mullatekkeprotsessis ja murenemises käsitlesime juba peatükkides X ja XV. Järvenõgude kadumine järvede kinnikasvamise tagajärjel, merede põhjareljeefi muutumine korallmoodustiste tekkimise tule-

[4] «Природа», 1953, № 2, стр. 112.
[5] В. И. Вернадский, Биосфера, стр. 101—102.
[6] Sealsamas, lk. 25—26.

musel — kõik see iseloomustab organisme kui reljeefi kujundajaid. Mis puutub kivimeisse, siis on juba ammu kindlaks tehtud, et osa neist on organogeensed, s. t. koosnevad organismide jäänustest.

Kivimeid moodustavatest organismidest on tähtsamad: loomadest foraminifeerid, radiolaarid, käsnad, ainuõõssed (eriti korallid), okasnahksed (meriliiliad), sammalloomad ja käsijalgsed; taimedest — bakterid ja vetikad. Lubjakivid ning räniühendeist koosnevad kivimid (diatomiit, radiolariit, jaspis) loetakse tavaliselt organogeensete kivimite hulka. Mõned neist ei tekita ses suhtes mingit kahtlust, sest mikroskoobi all ja isegi palja silmaga võib näha neid moodustavaid organisme. Keerukam on struktuuritute kivimite (need on aga maakeral ülekaalus) päritolu määramine, sest neis pole näha orgaanilise päritolu tunnuseid (kodade või toeste jäänuseid jm.). Seepärast loeti neid varem mitte biogeenseteks, vaid mineraalseteks (keemilisteks) seteteks, mis on tekkinud kaltsiumkarbonaadi või ränidioksüüdi väljasadestumisel küllastatud lahustest.

Siiski pole selline seisukoht kõikide struktuuritute lubjakivide ja ränirikaste kivimite tekke kohta õige. Merevesi on väga lahja lahus ja paljude elementide eraldumine temast tavalisel keemilisel teel (s. o. lahuse küllastumise tagajärjel) pole üldse võimalik. Merevesi on igas sügavuses küllastatud ainult raskete metallide (raua, mangaani jt.) oksüüdidest. Kaltsiumkarbonaadist ($CaCO_3$) on küllastatud ainult ülemised veekihid (200—400 m). Ränidioksüüd, magneesiumkarbonaat, jood, strontsiumkarbonaat jt. ei küllasta merevett kunagi.[7]

Seejuures aga sisaldavad Arktilise ookeani keskosa põhjasetted 3—4% karbonaate. $MgCO_3$ hulk setetes võib ulatuda 3—12 protsendini, ränidioksüüdi hulk aga ulatub räni- ja radiolaarhiivas kuni 30 protsendini. Ainukeseks mõistlikuks seletuseks on siin see, et kui mitte kõik, siis vähemalt väga paljud lubjakivid ja ränirikkad kivimid on tekkinud organismidest, mis koondasid eluajal oma kehasse ümbritsevas keskkonnas hajutatult esinevaid elemente. Organismide selline võime on tõestatud. Vase kontsentratsioon kaheksajalgsete veres ning kaltsiumi ja magneesiumi kontsentratsioon limuste kehas on vastavalt 10 000 korda, 69 korda ja 1000 korda suurem kui merevees. Räni hulk ränirikastes organismides moodustab kohati kuni 20% vastavate organismide kaalust. Sellest näeme, et organismid omastavad ümbritsevast keskkonnast mitte ainult merevett küllastavaid aineid, vaid ka aineid, mida merevees sisaldub äärmiselt vähe.

Kaltsiumkarbonaati ja ränidioksüüdi võivad teatavates tingimustes sadestada ka paljud mikroobid (bakterid, hallitusseened

---

[7] Vt. N. M. Strahhovi töö kogumikus «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах», изд. АН СССР, 1951, стр. 225—227.

jt.), kui nad arenevad substraadil, mis on rikas ränidioksüüdi ja kaltsiumisoolade poolest.

Organismi eluajal on temasse kogunenud ained bioloogiliselt kaitstud lahustumise eest. Pärast organismi surma on nende ainete saatus erinev. Ühendid, milledest merevesi on juba küllastunud, ei lahustu põhja laskudes. Ainete puhul, milledest merevesi pole küllastunud, oleneb lahustumine settimiskiirusest. Kui settimiskiirus on suur, toimub pidev setete kuhjumine ja lahustumine esineb ainult uute setete all olevas väheses, kiiresti küllastuvas veehulgas. Selle vee küllastumisega lakkab ka lahustumine.

Kivimite hulka, millede organogeenses tekkes ei kahtle keegi, kuuluvad nn. kaustobioliidid. Huumuselised kaustobioliidid on turvas, pruunsüsi, kivisüsi ja antratsiit, bituumsed sapropeliit, nafta, asfalt, maavaha ja põlevkivi.

Kõik põlevad kivimid on tekkinud taimedest: huumuselised maismaataimedest, bituumsed veetaimedest. Nende taimede erineva keemilise koostise tõttu tekivad maismaataimede lagundumisel humiinained, veetaimede lagundumisel aga bituumsed ained (mitmesuguste süsivesinike ja neile lähedaste ühendite segud). Söe lähtematerjaliks olid kõrgemad taimed (peamiselt nende tüved ja oksad), bituumsete kivimite lähtematerjaliks aga põhiliselt fütoplankton (vähesel määral ka zooplankton).

Maailma kivisöevarusid hinnatakse ligikaudu 8000 miljardile tonnile.[8] Neist ligi 41% moodustavad karbonis (24%) ja permis (17%), 54% tertsiaaris ja 4% juuras tekkinud söed.[9] Sellest nähtub, et Maa ajaloos on massiline söe tekkimine taimejäänustest toimunud kaks korda.

Maailma naftavarusid hinnatakse rohkem kui 25 miljardile tonnile.[10]

Mullas, turbas, söes, veekogudes ja mujal leiduvad orgaanilise aine varud ületavad mitmekordselt taimedes ja loomades oleva orgaanilise aine hulga. S. A. Vaksmani[11] ligikaudsete arvutuste kohaselt sisaldab meie planeedil elusorganismidena esinev orgaaniline aine kokku 700 miljardit tonni süsinikku, mullas (30 cm paksuses kihis), sütes (pruunsöest antratsiidini) ja kõikides turbaliikides esinev orgaaniline aine aga üle 6000 miljardi tonni.

Juba ammu tehti kindlaks, et reas turvas — pruunsüsi — kivisüsi — antratsiit suureneb pidevalt süsinikusisaldus. Samas suunas suureneb ka söe varnus. Sel alusel järeldati, et kõik söed on ainult ühtse süsinikuga rikastumise protsessi eri staadiumid ja et ka turvas muutub kunagi pruunsöeks, pruunsüsi

---

[8] М. М. Пригоровский, Угленосные провинции и бассейны СССР, «Труды XVII Междунар. геол. конгр.», т. I, М., 1939.

[9] П. И. Степанов, Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре, «Труды XVII Междунар. геол. конгр.», т. I, М., 1939.

[10] М. Б. Нейман, Атомная энергия для мирных целей, «Природа», 1955, № 4.

[11] С. А. Ваксман, Гумус, 1937, стр. 14.

kivisõeks, kivisüsi antratsiidiks, viimane aga võib muutuda grafiidiks, mis ei põle ega kuulu enam kaustobioliitide hulka.

Tänapäeval kaheldakse selle väite tõepärasuses. Loetletud huumuskivimid ei erine üksteisest ainuüksi vanuse, vaid ka lähtetaimestiku koostise poolest. Antratsiidi lähtematerjaliks olid devoni ja karboni psilofüüdid ja sõnajalad, kivisõe lähtematerjaliks aga karboni ja permi sõnajalad; pruunsüsi tekkis kriidi ja tertsiaari kateseemnetaimedest, kuna kaasaegse turba lähtematerjaliks on samblad. Geoloogiliste ajastute vältel toimusid muutused niihästi taimede kujus ja ehituses kui ka nende keemilises koostises. Samuti muutusid taimi lagundavad mikroobid. Seepärast võib arvata, et iga kaustobioliidi teke toimus täiesti kindlates ja kordumatutes tingimustes. Erineva keemilise koostisega taimed, mida lagundasid erinevad mikroorganismid teatavates paleogeograafilistes tingimustes, andsid aluse erinevatele kaustobioliitidele. Praegune turvas, mis on kujunenud sellistest taimedest, selliste mikroorganismide toimel ja sellistes tingimustes, milliseid varajasematel geoloogilistel ajastutel pole olnud, ei saa muutuda meile tuntud pruunsõeks või kivisõeks, kuigi temagi muutub ja rikastub aja jooksul süsinikuga.[12]

Organismide elutegevuse saaduseks tuleb lugeda ka mõningaid maake. Selleks, et lagundada 1,5 g süsihappegaasi ja ehitada sellest 1 g oma keha, oksüdeerivad rauabakterid 464 g raud(II)karbonaati ja toodavad seejuures 428 g raud(III)hüdroksüüdi. Kogu reaktsioon kulgeb järgmiselt: $2FeCO_3 + 3H_2O + O = Fe_2(OH)_6 + 2CO_2$. Bakterite poolt toodetud hüdroksüüd ladestub soodesse, järvedesse ja mulda pruuni rauamaagina. Et igasugune vesi sisaldab rauda, siis on rauabakterite tegevusväli väga avar. Soome territooriumil ladestavad rauabakterid igal aastal 700 000 t rauda.[13] Rauabakterid võivad vees lahustumatuteks kõrgemateks oksüüdideks muundada ka mangaan(II)karbonaati. Krivoi Rogi rauamaak ja Tšiatura mangaan ongi nähtavasti tekkinud bakterite toimel. L. S. Berg peab organogeenseteks mitte ainult Krivoi Rogi rauamaaki, vaid kõiki peenkihilise raudkvartsiidi tüüpi maake. Viimased on maakeral laialdaselt levinud eelkambriumi kivimeis ja nende varusid hinnatakse vähemalt 3000 miljardile tonnile. Kui ümbritsevast keskkonnast hajutatud rauda oma kehasse kontsentreerivad mikroorganismid surid välja, lakkas ka raudkvartsiitide teke; hilisemate geoloogiliste ajastute setetes need maagid puuduvad.[14]

Eespool öeldu tõestab veenvalt, et pole võimalik ignoreerida organismide osa maakoore ehituses ning maakoores toimuvates protsessides. Vernadski kirjutab: «Elu pole maapinnal esinev juhuslik, väline nähtus. Ta on tihedalt seotud maakoore ehitusega, kuulub sellesse ja täidab selles suure tähtsusega ülesandeid.»[15]

168. Elus aine ja atmosfäär. Peaaegu kogu orgaaniline aine on otseselt või kaudselt tekkinud gaasidest organismide elutegevuse tulemusel. Pärast organismi surma pöörduvad gaasid tagasi atmo-

---

[12] В. О. Таусон, Наследство микробов, М.—Л., 1947, стр. 145.
[13] Sealsamas, lk. 84 ja 86.
[14] Л. С. Берг, О происхождении железных руд типа криворожских, «Вопросы географии», 1947, вып. 3.
[15] В. И. Вернадский, Биосфера, стр. 27.

sfääri. Sel viisil on elus aine vahetult seotud atmosfääriga: ta muudab õhus leiduvaid gaase tahketeks, vedelateks või kolloidseteks aineteks. Samal ajal on Maa atmosfäär oma praeguses koostises organismide elutegevuse tulemus, järelikult kõik atmosfääri keemilisest koostisest sõltuvad nähtused on kaudselt sõltuvad ka organismidest.

Vaba hapnikku on Maal ligi 10^{15} t. Inertsete gaaside (lämmastiku) keskkonnas on hapnik püsiv, maakoores aga ühineb ta aktiivselt teiste elementidega. Seejuures näib vaba hapniku üldine hulk siiski muutumatuks jäävat. Seda saab seletada ainult eeldusel, et kõrvuti hapnikku siduvate protsessidega toimuvad ka protsessid, millede tulemusel hapnik vabaneb. Maal on tuntud ainult üks vaba hapniku allikas, mis on suuteline kompenseerima vaba hapniku kadusid oksüdatsioonireaktsioonidel. Selleks allikaks on vaba hapniku eraldumine rohelistest taimedest fotosünteesi käigus. Et maakoores leiduvad kivimid pole üldiselt lõpuni oksüdeerunud, siis ei saa vaba hapnikku litosfäärist eralduda. Fotosünteesil võtavad taimed õhust igal aastal $1{,}5 \cdot 10^{11}$ t süsihappegaasi ja tagastavad õhku niisama palju hapnikku. Järelikult oleks kogu atmosfääris esinev vaba hapnik võinud kujuneda 10 000 aasta vältel, kui roheliste taimede hulk oleks olnud võrdne praegusega.

Rohelised taimed on päikeseenergia transformaatoriteks; neist sõltub kõigi teiste organismide (loomade ja klorofüllita taimede) elu. Päikeseenergia omastamist soodustab taimede tohutu suur pind. Parasvöötmes on 1 ha suurusel pindalal taimelehtede pinna suurus niitudel 22—38 ha, pöögimetsas 7,5 ha ja valge lutserni põllul 85 ha. Kuid päikeseenergiat neelav pind on veelgi suurem, sest näiteks pöögilehes on klorofülliterakeste pindala (nende terakeste pind ongi päikeseenergiat neelavaks pinnaks) 200 korda suurem lehe pindalast. 100-aastase pöögi klorofülliterade pindala on umbes 2 ha. «Valguskiir ei saa langeda maapinnale, läbimata elusaine kihti. Seetõttu on kiire poolt valgustatav pindala sadu kordi suurem pindalast, mida ta valgustaks elutus, inertses keskkonnas».[16] Ainult 5—6% Maa pinnast pole kaetud roheliste taimedega; peamine osa neist taimedest on koondunud meredesse. Maad katva «rohelise transformaatori» pindala läheneb suuruselt Jupiteri pindalale.

Klorofülliterad neelavad päikeseenergiat. See energia kulub H_2O lagundamiseks (millele järgneb CO_2 ja vee vesiniku ühinemine) ning säilib edaspidi organismis potentsiaalses olekus. Kui orgaaniline aine ühineb hapnikuga (põleb), siis vabaneb päikeseenergia uuesti, andes soojust ja valgust. Järelikult pole taim ainult orgaanilise aine looja, vaid ka päikeseenergia koguja. Taime poolt kogutud energiat võib kasutada ka miljonite aastate pärast, nagu seda praegu tehakse söe või nafta tarvitamisel.

[16] В. И. Вернадский, Биосфера, стр. 57.

Õhus leiduv vaba lämmastik on samuti nagu hapnikki biogeense päritoluga. Tema teke on seotud fotosünteesist mitte vähem ulatusliku protsessiga — lämmastiku eraldumisega lämmastikuühendeist, mis toimub nende lagundumisel bakterite toimel.

169. Miks organismid etendavad maastikulises sfääris tähtsat osa. Kogu elusaine mass maakeral on $n \cdot 10^{13}$ t, seega mitte üle 0,1 % maakoore massist. Kuid organismid on erakordselt aktiivsed energiakolded: nad panevad liikuma ja mõjutavad vähemalt niisama suuri ainehulki kui jõed, tuul ja liustikud. Järelikult annab juba üksnes elusaine massi ja energia arvutamine ettekujutuse tema osast maastikulises sfääris.

Tuleb rõhutada, et kuigi füüsikalis-keemilised protsessid etendavad bioloogilistes nähtustes tähtsat osa, ei saa neid nähtusi siiski taandada lihtsalt füüsikalis-keemilisteks protsessideks. Bioloogilistel protsessidel on kvalitatiivne omapära, mida ei saa seletada ainult füüsikalis-keemiliste nähtustega.

Orgaanilise aine kvalitatiivsest omapärast tulenev aktiivsus suureneb veelgi organismide väga laialdase leviku tõttu. Viimane on tingitud organismide liikuvusest ja eriti nende paljunemisviisidest. Kui elus aine levib mööda maismaad, vett, õhku või ka teisi organisme, levitab ta mitte ainult mateeriat, vaid ka selle mateeriaga seoses olevat energiat. Organismide mehaaniline ümberpaigutumine on seejuures võrdlemisi piiratud (see pole omane kaugeltki mitte kõikidele organismidele). Paljunemise tähtsus on märksa suurem.

Organismide paljunemise potentsiaalsed võimalused näivad olevat piiramatud. Solge muneb aastas üle 60 miljoni muna. Emamesilane muneb 150 000—200 000 muna. Kui säiliksid ühe võilille kõik järglased, siis kataksid need 10—12 aasta pärast kogu maismaa. Üks magun annab aastas 30 000 seemet, tursk mitu miljonit marjatera; orhideede hulka kuuluv kuradikäpp annab vegetatsiooniperioodil vähemalt 180 000 seemet. Ränivetikas võiks jagunemise teel kaheksa päevaga moodustada sellise mateeriahulga, mis võrduks meie planeedi mahuga, tunni aja jooksul pärast seda aga selle massi kahekordistada. Kingloom võiks viie aastaga luua sellise hulga protoplasmat, mis ületaks 104 korda Maa massi. Üks bakter võiks $4^1/_2$ päevaga anda 10^{36} järglast, millest jätkuks kõigi ookeanide täitmiseks.

Need potentsiaalsed võimalused ei teostu kunagi, sest paljunemine on piiratud organisme ümbritsevas keskkonnas esinevate ebasoodsate tingimuste tõttu. Kümned tuhanded maismaataime seemned on määratud hävimisele, sest nad satuvad vette, kivisele pinnale, süüakse loomade poolt jne. Ainult mõned neist kasvavad üles ja panevad aluse uutele põlvkondadele.

Kui kala eraldab kudemisel 100 000 marjatera, siis ei tähenda see aga sugugi, et 99 998 neist tingimata hukkub. On täiesti võimalik, et keskmiselt säilib rohkem kui kaks marjatera. Seega tuleb organismide paljunemist vaadelda mitte lihtsa, vaid laiendatud

taastootmisena. Elusaine üldine hulk meie planeedil on elu tekkimisest alates vahetpidamata suurenenud. See saab olla ainult paljunemise tulemuseks.

170. Organism ja keskkond. Erakordselt aktiivne energiaallikas — elus orgaaniline aine — esineb väga mitmekesistes vormides. Vormide mitmekesisus on orgaanilise maailma pikaajalise arenemise ning ajas ja ruumis muutuva geograafilise keskkonnaga kohastumise tulemus.

Organism on lahutamatult seotud ümbritseva keskkonnaga ja täiesti mõeldamatu väljaspool seda keskkonda juba seepärast, et üheks põhiliseks elu väljenduseks on ainevahetus.[17] Igasuguse organismi elu seisab ainete vastuvõtmises ja kogumises (assimilatsioon) ning ainete eraldamises ja kaotamises (dissimilatsioon). Keskkond on organismi eluks ning kasvuks vajalike ainete ainus allikas. Väljaspool ainevahetust ei saa organismis kujuneda ükski aine. Vastastikune toime keskkonnaga on organismide eksisteerimise ja säilimise vältimatu tingimus, samal ajal kui elutud kehad hävivad vastastikuse toime puhul keskkonnaga.

Assimilatsioon on elusaine omadus vastu võtta, muuta ja endataoliseks kujundada mitmesuguseid väliskeskkonna aineid. Loomad assimileerivad peamiselt orgaanilist, taimed anorgaanilist ainet. Kuid mõlemal juhul toimub assimilatsiooniprotsessis elutu muutumine elusaks, välise muutumine sisemiseks. Organism kujuneb pidevalt väliskeskkonna ainetest.

Dissimilatsioon (lagunemine) moodustab ainevahetuse kui ühtse protsessi teise külje. Ta on energia allikaks, mille arvel toimuvad sünteesi (assimilatsiooni) biokeemilised reaktsioonid ja kõik teised elutegevusega seotud nähtused (liikumine jne.). Eristatakse kaht peamist energiaallikate tüüpi: bioloogilisi oksüdatsioonireaktsioone, mis on hingamise aluseks, ja süsivesikute mitteoksüdatsioonilist lagunemist, s. o. käärimise tüüpi reaktsioone. Elusaine tähtsaks iseärasuseks on see, et ainevahetuse käigus toimuvad biokeemilised reaktsioonid ei kulge juhuslikult, vaid range järjekindlusega. See kindlustabki vahetpidamatu lagunemise tingimustes organismi ehituse ja koostise püsivuse.

Ainevahetus on kogu elutegevuse aluseks. Organismi seos keskkonnaga eeldab organismi vastavust keskkonna tingimustele, tema kohastumist keskkonnaga. Seda näeme looduses kõikjal. Kohastumine hõlmab kõiki organismi omadusi — kuju, värvust, füsioloogilisi funktsioone, käitumist jne. ja aitab organismil paremini kasutada ümbritsevat keskkonda, vältida hädaohtu, kergendada kallaletungi oma ohvrile, kindlustada mitte üksnes elu, vaid ka paljunemist.

Millest on tingitud organismide kohastumine keskkonnaga? Mis on taimede ja loomade eri vormide kujunemise ja täiustumise,

---

[17] Teised elusaine tunnused on tundlikkus, liikuvus, kasvamine, arenemine, paljunemine, pärilikkus ja muutlikkus.

s. t. orgaanilise maailma arenemise, lihtsamatelt vormidelt keerukamatele ülemineku põhjuseks?

Igapäevased tähelepanekud ja kogemused näitavad, et paljunemisel «toodavad» organismid põlvest põlve ainult endasarnaseid. Seda bioloogilist inertsust, järglaste kalduvust säilitada oma vanemate tunnuseid, nimetatakse *pärilikkuseks*. Organismide teist omadust — nende bioloogilist plastilisust, võimet kujuneda erinevaks oma vanemaist — nimetatakse *muutlikkuseks*.

Muutlikkus kujuneb väliskeskkonna mõjul. Ta on ühtlasi elundite ja organismi funktsioonide vahelise korrelatsiooni tulemus, mistõttu ühtede muutumine toob kaasa ka teiste muutumise.

Pärilikkust võib käsitleda kui organismi omadust nõuda teatavaid kindlaid tingimusi oma eluks ja arenemiseks ning teataval kindlal viisil reageerida ühtedele või teistele tingimustele.[18] Kui organism assimileerib ümbritsevast keskkonnast seda, mis vastab täielikult tema nõudmistele, siis säilitab ta sarnasuse oma vanematega. Väikesed keskkonna muutused, mis väljenduvad üsna kitsastes piirides, ei muuda pärilikkust, sest nad ei häiri ainevahetuse üldist iseloomu. Seevastu iga tõsisem elutingimuste muutus, mis on põhjustatud organismi enese elutegevusest või välistingimuste muutustest, toob vältimatult kaasa ainevahetuse tüübi muutumise. Et ilma ainevahetuseta pole ka elu, siis peab organism seejuures kas hävima või kohastuma uute tingimustega, s. o. muutuma koos tingimustega, muutma oma pärilikkust.

Organismide ümberkujundamisel kasutab inimene juba ammu nii muutlikkust kui ka pärilikkust. Taimedele või loomadele teatavate kindlate, valitud omaduste andmist muutlikkuse ja pärilikkuse ärakasutamise teel nimetatakse *kunstlikuks valikuks* ehk selektsiooniks. Selektsioonis etendab tähtsat osa elutingimuste ja koos nendega ainevahetuse tüübi muutmine inimese poolt.

Looduses kehtivad samad muutlikkuse ja pärilikkuse seadused, kuid siin ei juhi valikut inimene, vaid olelusvõitlus, kui mõistame selle all parimini kohastunud organismide ellujäämist. Erinevalt kunstlikust valikust tegutseb *looduslik valik* organismi enese kasuks (mitte inimese kasuks).

Loodusliku valiku paratamatust põhjustab asjaolu, et looduses sünnib antud liigi isendeid rohkem, kui seda lubavad vastavad elutingimused (vt. § 169). Tõsi küll, suur osa neist hukkub sõltumatult kohastumuse astmest (röövkalad söövad kalamarja, maismaataimede seemned hävivad vette sattudes, hävitavalt mõjuvad uputused, tulekahjud ja teised loodusõnnetused), arvukad loodusõnnetustest ellu jäänud isendid aga alluvad ebasoodsatele elutingimustele, epideemiatele ja vaenlaste kallaletungidele; nad on sunnitud võitlema toidu, valguse, eluruumi ja vee pärast (eriti sama liigi teiste isenditega, kes esitavad ümbritsevale keskkonnale samu

[18] Т. Д. Лысенко, Агробиология, изд. 4, 1948, стр. 455.

nõudeid) jne. Nendes tingimustes säilivad ainult organismid, kellel on omadusi, mis annavad neile teatavaid eeliseid elamiseks ja paljunemiseks antud olukorras. Muutlikkuse, pärilikkuse ja loodusliku valiku tulemusel tekivad liigi piires erinevused. Aja jooksul need erinevused suurenevad pidevalt ja äärmuslikest teisenditest kujunevadki erinevad liigid, kuna vahepealsed teisendid surevad välja loodusliku valiku tulemusel.

Seega kannab orgaanilise maailma arenemine kohastumuslikku iseloomu. Elusaine vormide mitmekesisus näitab ühtlasi kohastumuse vormide mitmekesisust. Kohastumus on suhteline, ajutine, kehtides ainult teatavas olukorras. Kui muutub olukord, kaotab ka endine kohastumus oma tähtsuse.

Organismil enesel pole mingit püüet sihikindlaks muutumiseks. Organismi ehituses, funktsioonides ja käitumises esinev otstarbekohasus on pideva loodusliku valiku tulemus, mitte aga elusaine primaarne omadus.

Vahetpidamatult toimuva loodusliku valiku tõttu muutub organism üha täiuslikumaks, areneb pidevalt ja muutub koostiselt keerukamaks. Kõrvuti sellise progressiga aga kohtame looduses ka regressi ning konservatismi. Regressi näiteks on parasiitse eluviisiga kõrgemad organismid; konservatismi esindavad ainuraksed organismid, näiteks juurjalgsed, kes on pikkade geoloogiliste ajastute vältel võrdlemisi vähe muutunud. On võimalik, et nende vähene muutuvus on seotud neid ümbritseva keskkonnaga, mis muutub samuti väga aeglaselt ega ole organismide muutlikkuse stiimuliks.

Organismi kohastumine keskkonnaga avaldub kõige selgemini keskkonnas, milles ta harilikult elab ja toitub. Teise keskkonda üleviiduna võib organism ka sellega kohastuda, kuid kohastumise ulatus ja iseloom oleneb organismi bioloogilisest plastilisusest. Ühed organismid hävivad uues keskkonnas, teised elavad ja paljunevad, kolmandad elavad, kuid ei paljune, mis viib praktiliselt vastava liigi hävimisele järglaste puudumise tõttu. Ühed organismid säilitavad oma vanad harjumused, teised aga muudavad harjumusi. Austraalia mustal luigel näiteks on kodumaal pesitsusaeg novembris-detsembris, Lõuna-Ukraina loomaaedades aga märtsis-aprillis, seega mõlemal juhul kevadel, kuid täiesti erinevatel kuudel, vastavalt klimaatiliste tingimuste erinevusele põhja- ja lõunapoolkeral.

Õpetust looduslikust valikust saab rakendada ainult bioloogias. See pole mingi universaalne õpetus ja teda ei saa üle kanda inimühiskonda ja selle arenemise seadustesse.

171. **Kokkuvõte.** Orgaanilise aine osatähtsus maastikulises sfääris on erakordselt suur. Elusaine on äärmiselt aktiivne energiaallikas, mis muudab ja paigutab ümber niisama suuri mateeriahulki kui teised eksogeensed tegurid. See seletub elusaine kvalitatiivsete iseärasustega ja väga laialdase levikuga maastikulises sfääris, mis on omakorda seotud organismide paljunemisvõimega. Organismid kujundavad ümber reljeefi (järvede kinnikasvamine, korallmoodustiste teke), võtavad osa kivimite murenemisest, mullatekkest, kivimite ja mõ-

nede maakide moodustamisest, koguvad maastikulisse sfääri päikeseenergiat, konserveerides seda osaliselt pikemaks ajaks. Maa praegune atmosfäär on biogeense tekkega, olles kujunenud peaaegu täielikult elutegevuse tulemusel.

Orgaanilise aine tähtsust maastikulises sfääris ei määra üksnes tema mass, laialdane levik ja kvalitatiivsed iseärasused, vaid ka tema eluvormide äärmine mitmekesisus, mis on tingitud orgaanilise maailma arenemisest, tema pidevast kohastumisest ajas ja ruumis muutuva väliskeskkonnaga. Uute taim- ning loomvormide kujunemist põhjustab looduslik valik, mis toetub organismi muutlikkusele ja pärilikkusele, samuti kohastumuse astmele konkreetsetes keskkonnatingimustes. Loodusliku valiku tulemuseks on organismi ehituse, talitluse (funktsioonide) ja käitumise otstarbekus, s. o. organismi võimalikult täielik vastavus elutingimustele.

Looduse arenemise seaduspärasused ei kehti inimühiskonnas, mille arenemine toimub oma eriliste seaduste alusel.

Kirjandust

Вернадский В. И., Очерки геохимии, 1934.

Вернадский В. И., Биосфера, 1926.

Виноградов М. П. и др. (под ред. Т. В. Виноградовой), Основы мичуринской биологии, 1950.

Дарвин Ч., Происхождение видов, Биомедгиз, 1939.

Тимирязев К. А., Чарльз Дарвин и его учение, 1937.

XXII peatükk

TAIMED JA GEOGRAAFILINE KESKKOND

Taimedel on maastikulise sfääri elus erakordselt suur tähtsus. Nad võtavad osa mullatekkeprotsessist, avaldavad mõju kliimale ja õhu koostisele, rikastades atmosfääri hapnikuga. Taimed on ühtlasi ainsaks laboratooriumiks, kus anorgaanilistest ainetest luuakse orgaaniline aine, nad on toiduks loomadele ja moodustavad erilisi kivimeid, milles päikeseenergia säilib pikemat aega potentsiaalses olekus. Taimed reageerivad vähimatelegi muutustele neid ümbritsevas keskkonnas. Taimkate nagu peegeldab geograafilise keskkonna iseärasusi, ta on teataval määral fookuseks, millesse selgelt koonduvad geograafilise keskkonna omadused. Mitte asjata ei ühtu mõnede geograafiliste vööndite nimetused (stepi-, kõrbe-, troopiliste metsade vööndid) taimkatteühikute nimetustega, kuigi neid mõlemaid ei saa kaugeltki samastada.

172. Ökoloogiliste tegurite üldine iseloomustus. Nagu juba märkisime, pole ükski organism mõeldav väljaspool keskkonda, sest eluprotsesside aluseks on organismi ja keskkonna vaheline ainevahetus. Keskkond muutub pidevalt. Need muutused on osalt rütmilise (öö ja päeva ning aastaaegade vaheldumine), osalt progresseeruva iseloomuga. Kuid ka siis, kui keskkond on püsivas olekus, on ta mõju taimedele ikkagi muutuv, sest taimed esitavad keskkonnale erinevates arengustaadiumides erinevaid nõudeid valguse, soojuse, öö ja päeva pikkuse jne. suhtes. Kui näiteks talinisu on kogu aeg temperatuuris 12—15° C, ei kanna ta vilja. On vajalik, et nisu arengu algstaadiumis esineks madalam temperatuur (vastavalt nisusordile 10—12° C kuni 0° C), 20—50 päeva pärast aga (sordile vastavalt) oleks temperatuur 10—25 päeva vältel kõrgem (üle 10—12° C) ning päev pikem. Puuvillataim, vastupidi, vajab just algul palju soojust, kuna kuparde valmimisel võib temperatuur langeda. Taimede areng koosneb üksikutest staadiumidest; igä järgmine staadium saabub alles pärast eelmise lõppemist.[1] Sama keskkond avaldab erineva-

[1] Г. Д. Лысенко, Яровизация сельскохозяйственных растений, М., 1937.

tele organismidele erinevat mõju: ühtedele mõjub ta elutegevust soodustavalt, teistele takistavalt.

Mõisteid keskkond ja elutingimused ei tule samastada. Keskkonnaks nimetatakse kõike, mis ümbritseb organismi. Elutingimused moodustavad ainult selle osa keskkonnast, mis on tingimata vajalik organismi eluks.

Geograafilise ümbruse mõju taimedele on niivõrd suur, et sama liik omandab teises ümbruses erineva välimuse. Seemnete levimise tulemusel võib iga liik oma kasvukoha piires teistsugustesse tingimustesse sattuda. Nii näiteks võivad varjus kasvavate metsataimede seemned sattuda lagendikule. Samasse liiki kuuluvatel, kuid erinevates tingimustes kasvavatel taimedel on terve rida erinevusi lehtede kujus, värvuses ja paksuses, õite suuruses ja värvuses; esinevad kõrvalekalded tavalisest õitseajast jne. Krimmi mägede põhjanõlvadel 700—900 m kõrgusel kasvab pöök kuni 30 m kõrguseks. 1300—1400 m kõrgusel muutub sama pöök madalaks ja kõveraks puuks, mille seemned valmivad pool kuud varem, lehed ilmuvad aga pool kuud hiljem kui allpool kasvaval pöögil.

Keskkonna mõju organismi elutegevusele ei avaldu ainuüksi organismide väliskujus, vaid ka nende siseehituses ja neis toimuvates füsioloogilistes protsessides. Keskkonnaks pole organismile ainult geograafilised tingimused, vaid ka teised organismid.

Teadust, mis uurib organismi suhteid teda ümbritseva keskkonnaga, kus ta elab ja areneb, nimetatakse ökoloogiaks. Ökoloogilised andmed ongi geograafile selleks põhiliseks materjaliks, mille abil ta analüüsib organismide ning maastikulise sfääri teiste komponentide vahelisi suhteid.

Tuleb silmas pidada, et ökoloogilised tegurid mõjutavad taimi alati seostatult; peale selle mõjub iga tegur samale taimele erinevalt, vastavalt sellele, missuguses seoses ta on teiste teguritega (vähene sademete hulk tundras, madala temperatuuri ning väga niiske õhu ja pinnase puhul avaldab ilmselt teistsugust mõju kui sama sademete hulk kõrbes, kõrge temperatuuri ja kuiva õhu ning pinnase tingimustes).

Organismi ja keskkonna vastastikuse mõju tulemused on pöördumatud: keskkonna mõju muudab taimi, taimede mõjul muutub keskkond.

173. Valguse osatähtsus. Valguse osatähtsuse määrab asjaolu, et ta on hädavajalik fotosünteesi[2] ja teiste protsesside puhul. Eri taimeliigid vajavad erineval määral valgust. Ühed taimed ei talu üldse varju, teised lepivad osalise varjuga, kolmandad on rahul täiesti varjus kasvades, neljandad aga ei vaja üldse valgust (mõned alamad taimed). Näiteks reas lehis—kask—mänd—tamm—

[2] Hiljuti avastati, et taimed võivad ka lühikest aega pärast valguse kustumist neelata CO_2.

kuusk—vaher—pöök—pukspuu vajavad esimesed häid valgustingimusi, viimased aga taluvad väga hästi varju.

Enamik baktereid (peale purpurbakterite) ei vaja valgust. Vähe sellest, otsene päikesekiirgus tapab nad mõne tunniga, kusjuures eriti hävitav on lühilaineline — ultravioletne, violetne ja helesinine — kiirgus.

Rohelistele taimedele on tähtis mitte ainult valguse intensiivsus, vaid ka tema kestus. Valguse kestus, mis väljendub päeva pikkuses, avaldab suurt mõju taimede arenemisele, nende siirdumisele vegetatiivsest faasist, kus taim ainult kasvab, reproduktiivsesse faasi, kus toimub paljunemisorganite kujunemine, õitsemine ja viljakandmine. Mõnedel taimedel on siirdumine vegetatiivsest faasist reproduktiivsesse faasi seotud päeva lühenemisega. Need on nõndanimetatud lühipäevataimed: tubakas, sojauba, hirss, mais, puuvill, aeduba jt. Päeva lühenemine kiirendab nende õitsemist ja viljakandmist. Teistel taimedel, mida nimetatakse pikapäevataimedeks, toimub õitsemine seda kiiremini, mida pikem on päev. Sellised on nisu, rukis, kaer, oder, lina, peet, magun, hernes, lääts jt. Madalast temperatuurist hoolimata valmib nisu põhja pool kiiremini kui lõunas. Kui suvivilja külvata varakevadel, mil päev on veel lühike, toimub energiline vegetatiivne arenemine, taim kogub rohkesti orgaanilist ainet ja sügisel saadakse rikkalik lõikus. Kui sama vilja külvata hiljem (mil päevad on juba pikemad), toimub valmimine kiiremini, kuid saak on väiksem, sest vegetatiivses staadiumis ei jõua taim küllaldaselt orgaanilist ainet koguda.[3]

Erinevad päikesekiired ei avalda taimedele võrdset mõju: ultravioletsed kiired on suurel hulgal väga kahjulikud, violetsed ja sinised, samuti punased kiired aga stimuleerivad süsihappegaasi assimilatsiooni.

Valguse puudusel, s. o. juhul, kui valguse hulk langeb allapoole teatavat miinimumi, roheline taim hukkub. See on põhjustatud asjaolust, et hingamisel kulutab taim sel juhul rohkem CO_2, kui ta seda assimileerib. Et elada, peab taim assimileerima niisama palju CO_2, kui ta seda eraldab. Kasvamiseks aga peab taim assimileerima rohkem CO_2, kui ta seda hingamisel eraldab. Valguse puudus põhjustab taimes negatiivse CO_2 bilansi. Seega oleneb valguse miinimum taime hingamise intensiivsusest ja sellest, kuivõrd energiliselt ta kasutab valgust fotosünteesil.

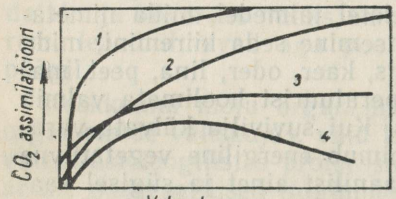
Liigne valgus on rohelistele taimedele niisama kahjulik kui puudulik valgus. Liigne valgus lõhub klorofülli ja kahjustab plasmat. Tugeva valguse käes kulutab taim liiga palju vett aurumiseks; ka muld, millest taim ammutab vett, muutub kuivaks.

---

[3] Н. А. Максимов, Влияние длины дня на развитие растений, «Природа», 1930, №10.

Leht neelab keskmiselt umbes 75% temale langevast päikeseenergiast. Sellest muudab ta keemiliseks energiaks, s. o. kasutab fotosünteesiks 1—5%; ülejääk kulub transpiratsioonile või lehe soojenemisele.

Kui õhu temperatuur ja CO_2 sisaldus on püsivad, toimub assimilatsioon valguse intensiivsuse suurenemisel algul väga kiiresti ja aeglustub alles hiljem. Lõpuks ei põhjusta valguse intensiivsuse suurenemine üldse enam assimilatsiooni kiirenemist. Graafikul, mis illustreerib CO_2 assimilatsiooni sõltuvust valgusest, on seda sõltuvust kujutav kõver logaritmkõvera kujuga (joon. 93). Assimilatsiooni nõrgenemine on nähtavasti tingitud CO_2 hulga vähenemisest õhus juba toimunud neeldumise tõttu, samuti klorofülli lagunemisest teatava valgustugevuse puhul (see on igal liigil erinev).



Joon. 93.
CO_2 assimilatsiooni intensiivsuse sõltuvus valgusest erinevatel taimedel. *1* — spinat, *2* — kress, *3* — jänesekapsas, *4* — sõnajalg.

Loodusliku valiku käigus on taimedel kujunenud mitmesugused kohastumused, mis võimaldavad neil kõige paremini valgust kasutada. Valguslembestel taimedel on lehtedes vähem klorofülli kui varju taluvatel taimedel. Tihedas metsas kasvavad taimed rinnetena: kõige valguslembesemad moodustavad ülemise, kõige vähem valguslembesed aga alumise rinde. Olgu märgitud, et paljudel alumise rinde taimedel on välja kujunenud mitmesugused «ronimisvahendid» (nad kinnituvad asteldega teiste taimede külge või keerduvad ümber teiste taimede). Paljud neist arenevad väga kiiresti just kevadel, mil ülemise rinde taimedel pole veel välja kujunenud tihe ja varjav lehestik. Lühikesel kevadperioodil koguvad need taimed varuks süsivesikuid, millest peab neile jätkuma ülejäänud vegetatsiooniperioodiks.[4]

174. Soojuse osatähtsus. Taim võib elada ainult teatavas temperatuurivahemikus. Teoreetiliselt võib taimestik eksisteerida temperatuuridel 0—70° C. Esimene arv näitab vee külmumistemperatuuri. On loomulik, et vee külmumisel lakkavad taimes füsioloogilised protsessid. Teine arv väljendab mõnede taimsete valkude koaguleerumistemperatuuri, s. o. olukorda, milles organismide elu on samuti võimatu.

[4] Vegetatsiooniperioodiks nimetatakse ajavahemikku, mille vältel taim saab kasvada ja hankida endale mullast vett ning mineraalsooli.

Tegelikult on temperatuurivahemik, milles taimestik võib eksisteerida, teoreetilisest hoopis suurem. Üksikute konkreetsete taimede puhul on see vahemik aga sageli teoreetilisest väiksem, olles pärmseentel 40°, maisil 37°, männil 27°, tuberkuloosibakteril 12°, vahtral 19° jne.

Vee külmumistemperatuur pole taimede elutegevuse piiriks, sest taimedes pole puhas vesi, vaid mitmesugused juuspeentes kanalites ringlevad lahused. Teatavasti külmuvad lahused hoopis madalamal temperatuuril kui vesi (seda madalamal, mida suurem on lahuse kontsentratsioon). Ka puhas vesi ei külmu peentes kapillaarides —10° C ja isegi madalama temperatuuri puhul. Kui organism sisaldab vähe vett, on külmumisoht minimaalne. Mõnedele troopilistele taimedele aga mõjub temperatuur +2° C ja isegi +5° C juba hävitavalt. Lepp, pihlakas, sarapuu ja kask taluvad kahjustusteta temperatuuri —20° C ja alla selle. Tamm ja pöök külmuvad —25° C, õuna- ja pirnipuud —33° C, küpress —7—8° C ning teepõõsas —1—2° C juures.

Taimede kohastumine madala temperatuuriga (ja ühtlasi ka teiste külma talvega kaasnevate ebasoodsate tingimustega) väljendub mitmel kujul. Rakkudes väheneb vaba vee hulk ja suureneb suhkru kontsentratsioon, mis takistab jää tekkimist. Taim kaitseb end külmumise eest ka antotsüaanide[5] moodustamisega ning rasvainete kogumisega rakkudesse. Teiseks kohastumisnähteks on taimede kasvu lakkamine («talvine puhkeperiood»). Kasvamine omandab seega perioodilise iseloomu. Paljud alamad taimed talvitavad eostena, üheaastastest taimedest säilivad talveks ainult seemned, mitmeaastased rohttaimed talvitavad harilikult sibulate, maa-aluste varte ja mugulate näol, heitlehistel puudel varisevad lehed. Puhkeperioodil sisaldavad taimed vähe vaba vett, mis võimaldabki neil taluda väga madalat temperatuuri. Seente kuivatatud eosed taluvad laboratooriumis mitme päeva vältel temperatuuri —253° C.

Kõrge temperatuur pole taimedele ohtlik esmajoones mitte seepärast, et ta põhjustab plasma koagulatsiooni (nii kõrget temperatuuri on looduses väga harva täheldatud), vaid hingamise osatähtsuse suurenemise tõttu. Hingamine ületab CO_2 assimilatsiooni ja taimes kujuneb negatiivne orgaanilise aine bilanss. Kartulil suureneb hingamise intensiivsus temperatuuri tõusmisel kuni 50° C, CO_2 assimilatsioon aga lakkab täielikult juba 40° C juures.

Kriitilise kõrge temperatuuri saabumisel taim ei hävi kohe, vaid elab veel mõnda aega temasse kogunenud orgaanilise aine varude arvel.

Siiski esineb ka protoplasma koaguleerumist kõrge temperatuuri mõjul. Sellega kohastumiseks (kõrvuti plasma enese kvalitatiivsete iseärasustega) toimub suhkru või soolade kontsentrat-

[5] Antotsüaanid on värvained (punased, violetsed, sinised), mis neelavad klorofüllis vähe neelduvaid kiiri ja soodustavad sellega taime soojenemist.

siooni suurenemine ja vaba vee hulga vähenemine rakkudes. Ülekuumenemise eest kaitseb taime ka intensiivsem auramine, millele kulub hulk soojust, või üleminek puhkeperioodi (seemnete, juurte, mugulate säilimine).

Plasma koaguleerumist põhjustav kõrge temperatuur hävitab kiiresti mikroobe. Enamik spoorideta baktereid hukkub temperatuuril 50—60° C poole tunniga ja temperatuuril 70° C 5—10 minutiga. Mõningate bakterite spoorid aga taluvad mitme tunni vältel temperatuuri 100—113° C. Peale selle on veel olemas terve rühm termofiilseid (soojalembeseid) baktereid, mis arenevad täiesti normaalselt kõrgel temperatuuril (kuni 75° C). Osutub, et elu kõrgel temperatuuril pole sugugi haruldane nähtus: on kuumades allikates elavaid mikroobe; palju pisiorganisme asustab pealmist, päikesest soojendatud mullakihti; paljud mikroobid elavad kohtades, kus toimub isesoojumine (näiteks sõnnikus) jne.[6]

Märgime möödaminnes, et taime rakkudes kulgevad sageli protsessid, mida inimene suudab laboratooriumis esile kutsuda ainult väga kõrge temperatuuri ja tugevate reaktiivide abil. Selliste reaktsioonide jaoks vajaliku, kuid protoplasmale surmava kõrge temperatuuri puudumist rakus kompenseerivad katalüsaatorid, mis kiirendavad reaktsiooni tunduvalt ka tavalisel temperatuuril. Sellisteks katalüsaatoriteks on ensüümid ehk fermendid. Ka nemad nagu protoplasmagi ei talu kõrget temperatuuri ja hakkavad lagunema temperatuuril 60—70° C, lagunedes täielikult temperatuuril 100° C.

Iga taimes toimuva füsioloogilise protsessi (fotosünteesi, hingamise, kasvamise, paljunemise) intensiivsus sõltub temperatuurist. Temperatuuri, mille puhul antud protsess kulgeb kõige kiiremini ja soodsamalt, nimetatakse optimaalseks temperatuuriks ehk temperatuuri optimumiks. Optimumist mõlemas suunas protsess nõrgeneb; maksimum- ja miinimumtemperatuur on punktideks, kus antud protsess täielikult lakkab või alles algab. Esimesel juhul on see tingitud liiga kõrgest, teisel juhul aga liiga madalast temperatuurist. Need kolm peamist punkti pole kaugeltki püsivad kogu taimkatte (sest igal liigil on nad erinevad), kõigi taimedes toimuvate protsesside (igal füsioloogilisel protsessil on nad erinevad) ega ka antud konkreetse taime kogu elu puhul, sest optimaalne temperatuur muutub ühest arengustaadiumist teise minekul.

Optimaalse temperatuuri tähtsus seisab eeskätt selles, et tema puhul toimub CO_2 assimilatsioon kõige täielikumalt. Edasine temperatuuri tõus põhjustab assimilatsiooni vähenemist ja taim ei saa enam normaalselt kasvada.

Soojus etendab taimede elus küll erakordselt tähtsat osa, kuid on samal ajal mõjutatud teistest ökoloogilistest teguritest, näi-

[6] А. А. Имшенецкий, Микробиологические процессы при высоких температурах, 1944.

teks valgusest ja veest. Väljaspool seda sõltuvust ei saa soojuse osatähtsust tõepäraselt hinnata. Mõningatel juhtudel aga on võimalik soojust nii-öelda välja prepareerida ja vaadelda tema mõju eraldi. Troopilistel, pika vegetatsiooniperioodiga aladel toimub orgaanilise aine kogunemine intensiivselt, taimed on suurte mõõtmetega ja ülekaalus on puittaimed. Soojuse ilmne mõju peegeldub ka floora[7] liigilise koostise muutumises ja taimeliikide arvu vähenemises ekvaatorilt pooluste suunas.[8] Indias on üle 20 000 taimeliigi, Aasia arktilises osas ainult 200 liiki, Tseilonil 3074 liiki, Sibirjakovi saarel 62 liiki jne.[9]

175. Vesi ökoloogilise tegurina. Vesi moodustab taimedes selle keskkonna, milles on võimalik protoplasma elutegevus. Vee osatähtsuse organismide elus määravad eelkõige järgmised tegurid:

1) Vee suur soojusmahtuvus, mistõttu vesi soojeneb ja jahtub väga aeglaselt. Veega täidetud taim ei allu järskudele temperatuurimuutustele.

2) Vee suur pindpinevus, mis võimaldab veel kapillaarides, sealhulgas ka taimesisestes kapillaarides, väga kõrgele tõusta.

3) Vee keemiline inertsus, mis muudab vee heaks lahustiks. Vesi reageerib väga harva temas lahustuvate ainetega ja võib lahustada väga mitmekesiseid aineid. Keemiliselt aktiivse lahusti puhul poleks see võimalik ja elutegevuseks vajalikud protsessid oleksid piiratud. Vees lahustuvad ained lagunevad sageli ioonideks, mis omavahel erinevates kombinatsioonides liitudes muudavad lahuse koostise veelgi keerukamaks ja avardavad ühtlasi elutegevuse piire. Et keemilised reaktsioonid toimuvad parimini lahustes, siis on vett sisaldav taim väga soodsas olukorras, sest temas leiduvad ained on aktiivses, liikuvas olekus.

Koos veega tungivad organismi paljud mineraalsoolad. Ühe suve jooksul läbib päevalille kuni 200 kg, s. o. terve vaat vett. Toitumiseks aga kulutab taim sellest ainult umbes 400 g; ülejäänud osa kulub taime kudede niiskusega küllastamisele, auramisele ja mineraalsoolade hankimisele. Vesi täidab põhiliselt füsioloogilisi funktsioone. Ta on vajalik protoplasmat moodustavatele kolloididele, sest aktiivne elutegevus on võimalik ainult siis, kui plasma pundub. Plasma kuivamisele järgneb esialgu elutegevuse nõrgenemine, hiljem aga täielik lakkamine.

Taimedele on kättesaadav ainult kapillaarvesi, osaliselt ka kirme- ning gravitatsioonivesi. Kapillaar- ja kirmevesi (kui kirme on küllalt paks) püsib mullas ja liigub selles kergesti. Hea liikuvus iseloomustab ka gravitatsioonivett, kuid viimane ei jää mulda püsima, vaid imbub sügavamale ja läheb taimedele kaduma. Mulla kolloididega seotud vett, samuti õhukesekirmelist, hügroskoopset,

[7] Floora on antud territooriumi asustavate taimeliikide kogum.

[8] Seda ei saa muidugi seletada ainult soojuse mõjuga. Tähtsust omab ka jääaegu üle elanud põhjapoolsete alade floora väike vanus.

[9] Е. В. Вульф, Опыт деления земного шара на растительные области на основе количественного распределения видов, Л., 1934, стр. 18.

aurustunud ja tahket vett taimed ei kasuta: kaht viimast taimedele sobimatu agregaatoleku tõttu, kolme esimest aga seepärast, et neid seovad mullaosakestega molekulaarjõud ning taimed ei suuda neid mullast eraldada.

Vee kättesaadavus taimedele sõltub veel mullalahuse kontsentratsioonist ja pinnasevee temperatuurist. Mida suurem on lahuse kontsentratsioon, seda raskem on taimedel hankida vett. Külma vett on taimedel raskem kätte saada kui sooja, sest madalama temperatuuri puhul suureneb plasma viskoossus ja järelikult väheneb tema veeläbilaskvus. Samal ajal näitavad vaatlused, et polaaraladel kasvavad taimed võivad imada vett isegi negatiivse temperatuuriga (kuni —1,5°C) pinnasest.

Kõrgemad taimed alates sõnajalgadest imavad vett peamiselt juurtega. Mõned Lõuna-Ameerika puudel kasvavad bromeelialised imavad vett lehtedega; samblikud ja samblad imavad vett kogu pealispinnaga.

Et pinnasevee allikaks on sademed, siis on taimede elutingimused väga tihedas olenevuses sademetest. Tähtis pole seejuures üksnes sademete hulk, mis määrab mulda sattuva vee hulga, vaid ka sademete ajaline jaotus ning sademete liigid.

Tähtsaimat osa etendavad taimede elus vihm ja lumi. Lumest tekib sulamisel vesi, ühtlasi kaitseb lumi pinnast ja taimi külmumise eest. Sademete ajaline jaotus määrab kas mulda suunduva vee ühtlase juurdevoolu või kuivade ja niiskete perioodide vaheldumise. Kõik see peegeldub taimede elutegevuses.

Õhu niiskus reguleerib auramise intensiivsust, avaldades seega mõju taime niiskusbilansile: mida niiskem on õhk, seda vähem niiskust kaotab taim. Teisest küljest, mida rohkem taim aurab, seda tugevamini imab ta oma juurtega vett.

Niiskusbilansi positiivse osa moodustab peaaegu eranditult taime poolt mullast hangitud vesi. Niiskuse kaod on enamasti seotud transpiratsiooniga, s. o. vee aurumisega taimest. Transpiratsiooni intensiivsus sõltub õhulõhede suurusest ja hulgast, valguse intensiivsusest, õhu niiskusest ja temperatuurist, tuule kiirusest ja taime ehituse ning talitluse iseärasustest.

Ökoloogilisest seisukohast ei ole tähtis lihtsalt niiskus iseenesest, vaid tema bilanss. Ka rikkalikult veega varustatud keskkonnas kasvades võib taim kannatada niiskuse puuduse all, kui transpiratsioon mingil põhjusel ületab vee juurdevoolu. Nii tekib (erinevalt klimaatilisest kuivusest) nn. *füsioloogiline kuivus* — transpiratsiooni ja juurte imamisvõime mittevastavus.

Veerežiim mõjutab mitte ainult taime välisilmet, vaid ka tema sisemisi iseärasusi.

Kõige vähem taluvad kuivust *hüdatofüüdid* — vees ujuvate lehtedega taimed (penikeel, vesiroos jt.). Taimi, millel vees on ainult alumine osa, nimetatakse *hüdrofüütideks* (pilliroog, riis jt.). Aladel, kus pinnas ja õhk on pidevalt küllastatud niiskusega, levivad *hügrofüüdid*. Hügrofüüdid on niiskete ja

varjuliste metsade või niiskete niitude elanikud (sõnajalg, nõiakold, lemmalts, jürilill, luga, osi jt.). Normaalse niiskus-, valgus- ja soojusrežiimiga aladel kasvavaid taimi nimetatakse *mesofüütideks*, kuna kuiva kliimaga kohastunud taimed kuuluvad *kserofüütide* rühma.

Põuakindlus on plasma eriline omadus, kuid ka kogu kserofüütide ehitus on suunatud transpiratsiooni nõrgendamisele ja intensiivsemale niiskuse hankimisele mullast.

Viimast võimaldab juurestiku eriline ehitus. Ühtedel kserofüütidel on hargnemata juur, mis tungib väga sügavale pinnasesse ja kasutab vett sügavamatest horisontidest. Poolkõrbetes kasvava kaamelirohu pikk juur (kuni 15 m) ulatub põhjaveeni ja taim ei kannata niiskuse puuduse all, aurates $2^1/_2$ korda rohkem kui nisu. Teistel kserofüütidel ei tungi juured sügavale, kuid ülemiste horisontide niiskusevarude täielikuks ärakasutamiseks on juurestik tugevasti hargnenud. Selliste kserofüütide maapealsed osad on küll üksteisest eraldatud, juured põimuvad aga sageli üksteisega.

Transpiratsiooni reguleerimise vahendid on mitmesugused ja omased mitte ainult kserofüütidele. Need on esmajoones vahendid auramispinna perioodiliseks vähendamiseks. Üheaastased taimed surevad pärast seemnete valmimist, seemned aga taluvad kergesti kuivust. On teada juhtumeid, kus üle 100 aasta herbaariumis seisnud taimede seemned hakkasid veel idanema. Ka mugul- ja sibultaimedel närbuvad maapealsed osad; toidu- ja veevarud säilivad mugulates ja sibulates. Paljude taimede lehed varisevad kuivaks aastaajaks; parasvöötmes tekib sügisese temperatuurilanguse tõttu mittevastavus auramist jätkavate lehtede ja halvasti vett imavate juurte vahel ja alles lehtede varisemine kõrvaldab selle ebakõla.

Paljudel stepikõrrelistel (stepirohi, stepi-aruhein) on kitsad, sageli torujalt kokku keerdunud lehed, mis küllaldase niiskuse puhul keerduvad lahti.

Auramist mõjustavad ka taimede liigutused, mis reguleerivad valgustust ja järelikult ka soojenemist: lehelabad pöörduvad vastavalt valguse tugevusele, et asetseda päikesekiirte suhtes võimalikult soodsa nurga all. Selliseid liigutusi teevad mimoosilised (akaatsiad) ja paljud liblikõielised. Jänesekapsa lehed pöörduvad päikesekiirte mõjul selliselt, et nende alumised küljed (kus asuvad õhulõhed) puutuvad kokku. Mõned taimed pööravad Päikese poole alati leheserva (paljud eukalüptid, akaatsiad). Meridionaalsuunas asetsevate lehelabadega taimed on tuntud «*kompasstaimedena*» (näiteks noollehine salat).

Tõhusalt vähendab transpiratsiooni lehtede osaline või täielik redutseerumine. Vähenenud pinnaga lehtede kuju on nõeljas (okas), varrele liibuva laia lameda soomuse laadne (tamariskidel, küpressidel), niitjas, harjasetaoline või tagasikeerdunud servaga (kanarbikulistel). Mõnel juhul on taimedel üldse vähe lehti,

see-eest on aga varred rohelised; roheline vars täidab siin lehe funktsioone. Selliste lehtedeta kserofüütide näiteks võivad olla saksauul, džuzguun jt.

Taimelehtedel on sageli auramist vähendavaid kaitsekohastumusi. Lehtedel, mõnikord ka leherootsudel ja vartel (näiteks üheksavägisel) on palju karvakesi, mis takistavad õhu liikumist vastava organi pinnal ja vähendavad sel teel transpiratsiooni. Karvkattega taimi on mitte ainult kuivadel aladel, vaid ka sellistes kasvukohtades, kus tekib füsioloogiline kuivus. Karvad kaitsevad taimi ka liigse kuumenemise eest.

Selleks, et vähendada auramist epidermise kaudu, on mõnedel taimedel kujunenud paks kutiikula, mistõttu nende lehed on tihedad ja nahkjad ning eritavad vahakirmet ja vaikaineid, mis muudavad lehed nagu lakeerituks. Sellised lehed on magnoolial, kameelial, astelpõõsal, jõhvikal ja teistel. Kõik need kohastumused toovad kasu ainult suletud õhulõhede puhul. Kui õhulõhed on avatud, on paksust epidermisest ja vahakirmest vähe tulu, sest transpiratsioon toimub peamiselt õhulõhede kaudu. Seepärast ongi palju olulisemad teistsugused kohastumised: õhulõhede arvu vähenemine, nende koondumine lehe alumisele pinnale või lehepinna süvenditesse jne.[10] Transpiratsiooni liigsel vähenemisel on ka omad negatiivsed küljed: gaaside vahetus ja mullast hangitud toitesoolade liikumine taimes raskeneb, nõrgeneb ka (auramisest tingitud) kaitse kõrge temperatuuri eest.

Eriline taimerühm — *sukulendid* (lihaktaimed) — kogub vett lehtedesse, vartesse ja maa-alustesse osadesse. Neil on lihakad lehed (agaavid, aaloed, meie taimedest mägisibul, kukehari) või lihakad varred asteldeks redutseerunud lehtedega (kaktused, mõned piimalilled). Arizona kõrbetes võivad kaktused sisaldada kuni 1000 liitrit vett; äralõigatuna ja kuivas kohas hoituna ei kaota niisugune kaktus isegi kolme aasta pärast õitsemisvõimet. Sukulendid tarvitavad kuival perioodil väga kokkuhoidlikult oma veevarusid. Nõrga transpiratsiooniga kaasneb vähene gaaside vahetus, järelikult ei omasta taim küllaldaselt CO_2 ja tema kasv on seetõttu aeglane.

Veepuudusega kohastumine väljendub ka selles, et mõned taimed läbivad kogu arengutsükli väga lühikese ajaga — niiskel perioodil. Kuiva aastaaja veedavad nad seemnete või maa-aluste osadena. Selliseid üheaastasi taimi nimetatakse *efemeerideks*, mitmeaastasi aga *efemeroidideks*. Vastavalt sellele, missugusel aastaajal efemeerid arenevad, nimetatakse neid kevadisteks või sügisesteks. Kevadiste efemeeride hulka kuuluvad kevadikud, põldkannike, mõned hundihamba ja maguna liigid, kevadmailane jt.

Toiduvarusid sisaldavate sibulate ja mugulatega efemeroidid arenevad ja kasvavad kord aastas — kevadel või sügisel. Kevadel

[10] Н. А. Максимов. Борьба растений с засухой, «Природа», 1952, № 3.

arenevad meie lõunapoolsetes steppides punased ja kollased tulbid, stepivõhumõõgad, linnurohu liigid, sügisel aga sügiskrookus jt. On ka efemeroide, mis ühe vegetatsiooniperioodi vältel korduvalt arenevad: põua ajal nende arenemine katkeb, vihmaperioodil aga jätkub uuesti. Arusaadavalt pole efemeerid kseromorfsed, sest nende arenemise ajal on niiskust küllaldaselt. Efemeroidid aga ei moodusta ökoloogiliselt ühtlast rühma ja mõnedel neist on ka kseromorfseid jooni.

Kõik loetletud kohastumisvormid esinevad ainult aladel, kus taimed kannatavad niiskuse puuduse all. Et kohastumine väljendub ilmekalt taimede väliskujus, võib teda kasutada maastikulise tunnusena.

Veerežiim avaldab taimede levikule suurt mõju. Ees-Kaukaasia idaosas on umbes 800 taimeliiki, lääneosas aga üle 1500, sest idaosa on lääneosast tunduvalt kuivem.[11] Troopilises Aafrikas on loendatud 13 000 liiki, Sahaaras 300, Alžeerias 3000 ja Pürenee poolsaarel kuni 5500 liiki. Liikide vähesus Sahaaras näitab kujukalt niiskuse puuduse mõju floora liigilisele koostisele. Euroopas, kus sademete hulk väheneb läänest ida suunas, muutub ka floora samas suunas liigivaesemaks: Saksamaal on veel 2609 liiki, Ees-Uraalis ainult 976. Aasias toimub floora koostise vaesumine samal põhjusel ida-lääne suunas, seega ookeani rannikult mandri sisemuse poole.[12]

Niiskuse hulga ja taimede kõrguse vahel võib täheldada kindlat seost. Sama taim samas kohas kasvades on kuivemal aastal hoopis madalam kui sademeterohkel aastal. Mida rohkem sajab, seda kõrgemad on taimed.[13] Oopiumimaguna puhul näiteks peegeldavad seda seost järgmised andmed:

Sademete hulk mm	Maguna kõrgus cm
kuni 100	69,4
101—150	71,3
151—200	82,3
201—250	92,9
üle 250	114,8

Kui sademeid on üle 250 mm, ei sõltu taime kõrgus enam niiskuse hulgast.[14]

Taimede biokeemilised omadused on samuti sõltuvad geograafilistest tingimustest, eriti niiskusest. Kõrrelistel NSV Liidus suureneb valgusisaldus terises loode-kagu suunas, süsivesikute

---

[11] А. А. Гроссгейм, Анализ флоры Кавказа, Баку, 1936.
[12] Е. Вульф, Опыт деления земного шара..., стр. 11, 14, 19.
[13] Soostumise puhul see väide ei kehti.
[14] Е. И. Лукин, Дарвинизм и географические закономерности в изменении организмов, 1940, стр. 121.

hulk aga väheneb samas suunas; pihkva nisu sisaldab valku 12,5%, põhja-kaukaasia nisu aga kuni 20,1%.[15]

Palavas ja niiskes ekvatoriaalses vöötmes koguvad taimed endasse rohkem süsivesikuid kui parasvöötmes (suhkur kookospähklites, suured hulgad tärklist saagopalmi tüves, banaanides, leivapuu viljades jt.).[16]

176. Õhu osatähtsus. Õhu koostis ei mõjuta taimede levikut, sest kogu maakeral on õhu keemiline koostis ühtlane. Suurem osa õhu lämmastikust pole taimedele kättesaadav. Järelikult on taimedele õhu koostisosadest suurima tähtsusega hapnik ja CO_2. Õhu CO_2-sisalduse muutumine avaldab olulist mõju fotosünteesile ja ühtlasi ka taimede toitumisele. CO_2 hulga suurenemisele järgneb algul fotosünteesi intensiivistumine, kuna hiljem fotosüntees aeglustub. Kui CO_2 hulk õhus on üle 1% (looduses sellist kontsentratsiooni tavaliselt ei esine), algab taimede mürgitumine.

Taimedele avaldab suurt mõju ka tuul. Tuul suurendab transpiratsiooni, pikemat aega puhuv kuum tuul (suhhovei) aga hävitab taimed. Aladel, kus puhuvad püsivasuunalised kuivad tuuled, kuivavad pungad puude tuulepoolsel küljel, oksad ei arene ja kujuneb liputaoline võra, kus oksad kasvavad ainult tüvest ühele poole. Santiago saarel (Rohelise neeme saarestikus) on puid, mille latv moodustab passaatide mõjul tüvega täisnurga. Kirjeldades neid puid, nimetab Darwin neid oma reisikirjades «looduslikeks tuulelippudeks».

Mäeharjadel, kus valitsevad väga tugevad tuuled, on puud kääbusjad või maadja tüvega.

Tuule mehaanilise tegevuse tulemuseks on ka tüvede ja okste kõverdumine, tuulemurd ja tuuleheide, pinnase ärakandumine (mille tagajärjel paljastuvad juured), taimede mattumine lume alla jne.

Taimede paljunemises (tolmuterade, seemnete ja viljade levikus) etendab tuul tähtsat osa: kuni 10% Maad katvatest õistaimedest tolmleb tuule abil (okaspuud, kõrrelised, tarnad, pajud, lepad, künnapuu, jalakad, sarapuud, kased, tammed, pöögid, palmid, nõgesed, kanepid jne.). Nende taimede õied on seepärast tagasihoidliku värvusega, lõhnatud ega erita nektarit (vastupidiselt putuktolmlejatele). See-eest on tuultolmlejatel erakordselt suur hulk õietolmu. Maisi isasõisikus tekib kuni 50 miljonit tolmutera. Tuule abil tolmlemise juhuslikkust arvestades on mõistetav selline tolmuterade rohkus, sest ainult see kindlustab taimede tolmlemise.

177. Mulla osatähtsus. Taim saab mullast vett ja koos veega talle vajalikke lämmastikuühendeid ning mineraalaineid. Järe-

[15] Е. И. Лукин, Дарвинизм и географические закономерности в изменении организмов, 1940, стр. 166, 175.

[16] Е. А. Дороганевская, О связи географического распространения растений с их обменом веществ, 1951.

likult kõik tegurid, mis mõjutavad vee imbumist mullasse ja tema liikumist seal, mullas toimuvaid keemilisi protsesse jne., avaldavad ühtlasi mõju ka taimedele. Märkisime juba (ptk. XV), et taimed ja muld mõjutavad üksteist pidevalt ning väljaspool nende vastastikuseid suhteid pole mõeldav ei taimede ega mulla olemasolu. Antud maastiku taimkatte põhijooned määrab taimkatte genees ja kliima, mullastikulised (ehk edaafilised) tegurid määravad aga taimekoosluste detailsema leviku.

Ühed taimed eelistavad happelisi muldi (näiteks turbasammal), teised leelisesi, kolmandad aga (nn. kaltsifiilsed taimed) kasvavad paremini lubjarikastel muldadel (mägimänd *Pinus montana*), neljandad ei talu lubjarikkaid muldi (lupiin, kastan, turbasammal), viiendad aga kasvavad paljudele taimedele kahjulikel sooldunud muldadel. Sooldunud muldade asukad ehk halofüüdid kuuluvad tavaliselt sukulentide rühma (erinedes viimastest siiski mõnede iseärasuste poolest). Et sellised taimed sisaldavad palju vett, siis ei saavuta nende organismi tungivad soolad (taimed ei suuda soolade tungimist endasse vältida) taimedele kahjulikku kontsentratsiooni. Mittelihakad halofüüdid võitlevad soolade külluse vastu eriliste näärmete abil, mis eritavad sooli sellisel hulgal, et taimed (näiteks mõned parkjuure liigid) on kaetud soolakristallide või isegi soolakoorikuga.

Taimi mõjutab ka mulla lõimis, sest sellest oleneb mulla veemahutavus, vee liikumise kiirus ja õhu ringlemine mullas.

Savikad, vett halvasti läbi laskvad mullad soodustavad vee kogunemist maapinnale ja omavad halba aeratsiooni, kuid on toitaineterikkad. Savikates muldades kasvavatel taimedel tavaliselt puudub hästi arenenud juurestik. Liivas kasvavad taimed (psammofüüdid) on hoopis teistsugustes tingimustes, sest liiv laseb hästi vett läbi ja on suhteliselt hästi õhutatud, kuid allub liigselt tuule mõjule, mistõttu tuul kannab tema pealmised kihid ära. Sel juhul ähvardab taimi kuivamine, sest juured paljastuvad täielikult; teisest küljest, ka liiva alla mattudes võib taim hukkuda. Liiva alla mattuvad taimed tervikuna või ainult nende seemned ja viljad. Viimased on selle ohu vältimiseks varustatud tiivakestega ja kaetud karvadega. Sellised kerged seemned suudavad õhus hõljudes põgeneda liiva eest ja säilivad. Täiskasvanud mitmeaastased taimed võitlevad liivaga erilise juurestiku abil: pikkade sõlmevahede ja teravate tippudega juured läbivad kiiresti kasvades liiva ja moodustavad maapinnal uusi võrseid. Tuule ärapuhuva ja kuivatava mõju eest kaitsevad juuri tsementeerunud liivast torujad tuped, milles juur asub täiesti vabalt, olles tupe seintest õhukihiga eraldatud.

178. Taimedevaheliste suhete vormid. Taime ei ümbritse tema olemasolu ja arenemise vältel kunagi ainult anorgaaniline keskkond. Taimed elavad koos suurte rühmadena, kus iga isendit mõjutavad teised taimed niisama suurel määral kui anorgaanilise päritoluga ökoloogilised teguridki. Taimede juured võitlevad mul-

las sisalduvate toitesoolade ja vee pärast, maapealsed osad peavad võitlust valguse pärast; tihedates taimekogumikes kujunevad teistsugused niiskuse ja temperatuuri tingimused ning teistsugune õhu liikumine kui hõredates kogumikes. Seepärast taimed «võitlevadki» üksteisega (tavaliselt keskkonna kaudu) ja kohastuvad samal ajal üksteisega. Taimedevahelised suhted võib kokku võtta mõneks peamiseks vormiks.

Saprofüütideks nimetatakse taimi, mis toituvad surnud orgaanilisest ainest, sest neil endil puudub CO_2 assimileerimiseks vajalik klorofüll. Saprofüütide hulka kuuluvad kõdunenud puutüvedel ja -koorel ning loomade väljaheidetel kasvavad limaseened (*Myxophyta*), paljud orgaanilisi aineid mineraliseerivad bakterid, sõnnikul elavad bakterid, paljud seened, nagu pärmiseened, hallitusseened, suur hulk kübarseeni jne.

Mikroorganismide maailmas etendab suurt osa antagonism, mis väljendub selles, et paljud kiirikseened, hallitusseened ja bakterid toodavad teisi mikroobe nõrgendavaid või hävitavaid keemilisi aineid (antibiootikume). Sellel põhineb ka antibiootikumide kasutamine ravimitena. Haige organismi viidud antibiootikumid hävitavad seal haiguse tekitajad, toomata seejuures kahju organismile. Veremürgituse, meningiidi, angiini, tüüfuse ja teiste haiguste raviks kasutatakse laialdaselt penitsilliini (mõnede hallitusseente antibiootikum), mitmesuguste tuberkuloosi vormide raviks streptomütsiini (kiirikseente antibiootikum). düsenteeria ja mädanevate haavade raviks gramitsidiini (mida eritavad mõned mullabakterid) jne.

Taimede kooselu laialdaselt levinud vormiks on parasitism. Parasitismi puhul üks taim — parasiit — kasutab teise — peremeestaime — poolt toodetud toitaineid, tekitades sel viisil peremeestaimele kahju ja sageli hävitades viimase. Eriti kehtib see haigusi tekitavate mikroobide kohta, mis põhjustavad taimede, loomade ja inimeste haigestumist. Taimehaiguste tekitajaiks on sagedamini seened, kuid ka bakterid ja viirused. Bakterid tungivad taimedesse vigastatud kudede või pooride ja õhulõhede kaudu. Nende elutegevuse tagajärjel rakud kas hävivad, arenevad ebanormaalselt või kärbuvad (porgandid, tomatid), samuti esineb kudede liigset vohamist («vähk»), pahku tüvedel ja juurtel jne.

Seentest kuuluvad parasiitide hulka mõned kottseened, mis tekitavad jahukastet, nõgiseened, puudel parasiteerivad taelad ja rukist ning teisi kõrrelisi kahjustav tungaltera. Kõrgematest taimedest kuuluvad parasiitide hulka puuvõõrik, paljud *Rafflesia* liigid, soomukalised ning saare, lepa, jalaka, papli ja teiste lehtpuude juurtel parasiteeriv käopäkk.

Mõlemale taimele kasu toovat kooselu nimetatakse sümbioosiks. Sümbioos on nähtavasti arenenud parasitismist: peremehe hukkumisega kaasnes esialgu ka parasiidi hukkumine, mistõttu mõõdukas parasitism omandas olelusvõitluses teatavad eelised, muutudes lõpuks sümbioosiks. Suuremalt osalt võibki sümbioosis

eristada ühekülgset piiratud parasitismi või vahelduvat vastastikust parasitismi.

Pikemat aega peeti taimede hulgas klassikaliseks sümbioosi näiteks seente ja vetikate kooselu vormi — samblikku. Hiljem selgus, et samblikes esineb sümbioosi ja parasitismi keerukas kombinatsioon. Samblike seenkoe moodustavad tavaliselt mitmesugused kottseened, kuna vetikatest on siin esindatud ainuraksed rohe- või sinivetikad. Peremeesteks on fotosünteesiks võimelised vetikad, parasiitideks aga seened, mis muretsevad ühtlasi osa vetikatele vajalikust toidust.

Parasiitidest tuleb eristada epifüüte, mis on täielikult kaotanud ühenduse maaga ja elavad teistel taimedel, kuid pole nendega füsioloogiliselt seotud. Nad kinnituvad taimede külge tavaliselt peremeestaime korpa tungivate risoidide abil või ronijuurtega, mis liibuvad tihedalt substraadile. Mineraalaineid saab epifüüt tolmust ja kõduosakestest, vett imab ta aga kogu oma pindmise kihiga (nagu vetikad, samblad ja samblikud) või eriliste õhujuurte abil. Meie laiustel on epifüütideks mõned puukoorel elutsevad samblikud, nagu okstel kasvav habesamblik *Usnea barbata* jne. Eriti palju on epifüüte niisketel troopilistel aladel, kus alamate taimede kõrval on epifüütideks ka sõnajalad ning isegi õistaimed — nii rohttaimed kui ka puittaimed.

Lõpuks märgime ka liaane — ronitaimi, mis kasutavad teisi taimi ainult tugedena. Mõned autorid peavad liaanideks ainult tuge vajavaid puitunud taimi, mis keerduvad toetava tüve ümber köitraagudega (viinapuu), ronijuurtega (luuderohi) jne. Osa autoreid peab aga liaanideks igasuguseid väänduva varrega taimi. Liaanideks on roniroosid, luuderohi, vanill, humal, kassitapp, mõned kuslapuud, viinapuu, paljud liblikõieliste ja kõrvitsaliste liigid jt.

Nagu märgitud, ei ela taimed üksikult, vaid rühmitustena. Need rühmitused pole juhuslikud, vaid on erinevate taimede teatavad iseloomulikud kombinatsioonid. Selliseid kombinatsioone nimetatakse fütotsönoosideks ehk taimekooslusteks. Fütotsönoos on täiesti seaduspärane erinevate taimeliikide kooslus, mis on kujunenud pikema aja vältel liikidevahelise võitluse tulemusel ja välistingimuste mõjutusel.

Mets, niit ja stepp on taimekooslused. Ka lehtmets ja okasmets on taimekooslused. Seega on taimekooslus üldmõiste mitmesuguste seaduspäraste taimerühmituste tähistamiseks.

Taimekoosluses mõjutavad taimed üksteist mitte ainult otseselt (parasiidid, epifüüdid, sümbiondid), vaid ka kaudselt, keskkonna muutmise teel (võitlus vee, mineraalsoolade, õhu juurdepääsu, varju jne. pärast).

179. Taimed ja loomad. Tavaliselt väidetakse, et taim erineb loomast liikumisvõime puudumisega. See on õige, kui pidada silmas taimisendit kui tervikut, ja selles mõttes on tõesti ainult loomad maastikulise sfääri liikuvaks elemendiks, kuna taimed,

peale üksikute erandite, on liikumatud. Taimeosades aga toimub samuti liikumine: rakkudes liigub lakkamatult protoplasma, liiguvad seente ja vetikate rändeosed, samuti paljude taimede isassugurakud, õied avanevad ja sulguvad vastavalt ilmale ja kellaajale, mimoos laseb ärrituse puhul oma lehed longu. Limaseened (plasmoodiumid) liiguvad isegi tervikuna nagu amööbid; vegetatiivses olekus on ka kerasviburlased (omapärane rühm rohevetikaid) liikuvad (viburite abil).

Hoopis olulisem on teine erinevus taimede ja loomade vahel. Taimed neelavad CO_2, moodustavad energiaküllast orgaanilist ainet ja rikastavad õhku hapnikuga. Loomad aga ei suuda anorgaanilisest ainest orgaanilist ainet valmistada, nad toituvad taimede poolt loodud ainetest, neelavad O_2 ja eritavad CO_2. Timirjazevi järgi esindavad taimed ja loomad keemilist antiteesi. Taimede elu seisab alatises päikeseenergia muutmises potentsiaalseks keemiliseks energiaks, loomade elu aga selle energia muutmises soojuseks ja liikumiseks.[17]

Loomade osavõtul toimub taimede paljunemine, tolmlemine ja seemnete ning viljade levimine. Pasknäärid ja rähnid kannavad edasi okaspuude seemneid, samuti tamme, kastani, pöögi ja pähklipuu vilju. See toimub nii sihilikult kui ka tahtmatult. Viimasel juhul süüakse viljad, nad läbivad seedekanali ja koos väljaheidetega satuvad seemned maapinnale hoopis eemal emataime kasvukohast. Tugeva kestaga kaitstud seemneid ei kahjusta seedekanalis liikumisel toituva organismi seedemahlad.

Taimede ja loomade vahelisele katkematule (ja väga püsivale) seosele viitab ka asjaolu, et paljud taimed on eriliselt kohastunud loomade abil paljunemisega, samuti nagu loomad on kohastunud teatavate taimede külastamisega toitumise eesmärgil. Signaaliks, mis näitab toidu olemasolu, on õite ere värvus või lõhn.

Lõhnal võib olla ka teistsugune tähtsus: lõhnav gaasikiht taime ümber vähendab kuumaga auramist, külmadel öödel aga pidurdab soojuse kiirgamist taimest. Mõningad õised taimed eritavad niivõrd rikkalikult eeterlikke õlisid, et kui sellise taime õiele lähendada põlev tikk, siis süttib õis ja põleb sinise leegiga. Taimede poolt eritatavad lenduvad ained (mitte alati lõhnavad) hävitavad mõningaid mikroorganisme. Selliseid lenduvaid aineid nimetatakse fütontsiidideks.[18]

Taimede tolmlemisest võtavad osa eeskätt liblikad, kiletiivalised ja kahetiivalised.

Mõnede taimede ja loomade vahelised seosed on nii tihedad, et nende eksisteerimine üksteisest lahus on lihtsalt mõeldamatu. Euroopas tolmleb ristik kimalaste, õunapuu aga mesilaste abil.

---

[17] К. Тимирязев, Солнце, жизнь и хлорофилл, Соч., т. I, 1937, стр. 272, 276.

[18] Б. П. Токин, Фитонциды, 1948.

Kui need taimed viidi Austraaliasse, siis ei saadud neilt seal seemneid, sest Austraalias polnud ei kimalasi ega mesilasi. Taimede viljatust õnnestus kõrvaldada alles kimalaste ja mesilaste sissetoomisega Austraaliasse.

Taimede hulgas on laialdaselt levinud parasiteerimine loomadel. Peamisteks parasiitideks on bakterid, mis eraldavad peale fermentide veel väga mürgiseid toksiine: 1 g teetanuse toksiinist on küllalt 4000 inimese surmamiseks.

Praegu tuntakse kuni 500 liiki putuktoidulisi taimi. Need on peamiselt mineraalsooli ja lämmastikuühendeid vähe sisaldaval substraadil kasvavad vee- ja sootaimed. Vastavate ainete vähesust kompenseerivad toiduks kasutatavad putukad.

Täheldatakse ka taimede ja loomade vahelist sümbioosi. Mõned mikroorganismid (bakterid, pärmseened jt.) elavad hulkraksete ja ainuraksete organismide rakkudes, tuues neile kasu. Taimtoidulised loomad ei valmista taimerakke lagundavaid fermente, sest nende soolestikus elavad tselluloosibakterid, millede elutegevuse protsessis tekivad vastavad fermendid, mis aitavad loomadel taimtoitu omastada.

180. Areaali mõiste. Ökoloogiliste tegurite osatähtsuse käsitlemisel vaatlesime iga tegurit eraldi, et anda igale neist hinnang. Tegelikult need tegurid ei mõju eraldi, vaid koos, ja nende koosmõju on väga keerukas. Ühed tegurid summeeruvad, teised nõrgendavad või isegi hävitavad üksteist, kolmandad moodustavad kvalitatiivselt täiesti uusi kombinatsioone, millede õigeks mõistmiseks ei piisa isoleeritud analüüsist. Et aga väga paljud tegurid on asendamatud, võib ka üksik tegur eraldi võetuna avaldada taimedele otsustavat mõju, kui teda on liiga vähe või ta esineb kahjulikul hulgal.

Kõigi ökoloogiliste tegurite optimaalne tasakaal tagab taimede normaalse olemasolu ning mitmeaastaste taimede püsiva eksisteerimise. Taimed kuuluvad orgaanilise maailma kõige pikaealisemate esindajate hulka. Kastanid Sitsiilias ja Reini orus elavad kuni 500 aasta vanuseks, Alam-Charente'i departemangus oli üks tamm A. Humboldti ajal ligi 2000 aastane, india viigipuud elavad kuni 2150 aasta vanuseks ning Kenti krahvkonnas on kuni 3000 aastasi jugapuid. Baobabide vanus ulatub 5000 aastani.[19]

Iga liigi levikul on teatavad piirid. Mõnikord on need piirid puht mehaanilised, näiteks ookean, meri, väin. Kohati segunevad mehaanilised piirid klimaatilistega, näiteks metsade ja mäestike puhul. Liigi levikut võivad takistada ka temperatuuri ja sademete režiimi muutused, mullastiku muutused jne.

Territooriumi, mida antud liik asustab, nimetatakse tema areaaliks ehk levilaks.

---

[19] В. Л. Комаров, Учение о виде у растений, М.—Л., 1940, стр. 83; А. Гумбольдт, Картины природы, т. II, М., 1862, стр. 68—71.

Taimed ei moodusta oma areaali ulatuses tihedat katet, vaid kasvavad seal väiksemate või suuremate kogumikena: niiskuslembesed taimed näiteks kasvavad oma levila piires ainult niiskemates kohtades — jõgede orgudes, järvede kallastel ja soodes. Sellele vaatamata on areaal terviklik. Sel juhul aga, kui vahemaa sama liigi kasvukohtade vahel on väga suur, võib rääkida katkendlikust areaalist. Kui levila on jaotatud paljudeks peaaegu võrdse pindalaga osadeks, räägime pihustunud areaalist; selle näiteks on vesipähkli (*Trapa natans*) ja seedri (*Cedrus*) perekonna areaalid. Katkendlikud areaalid on omased paljudele kõrgmäestikutaimedele, eriti kivirikulistele. Katkendlik areaal võib olla osa endisest terviklikust areaalist, kuid ta võib olla tekkinud ka antud liigi levila hüppelisel laienemisel või inimtegevuse mõjul.

Vastavalt geograafilistele tingimustele ning sõltuvalt liikide, perekondade ja sugukondade geneesist on areaalide piirid ja suurused väga erinevad. Kui antud liik ei kasva praegu teataval maaalal, ei tähenda see alati, et ta pole seal kunagi kasvanud. Väga sageli on taimed oma varajasematest kasvukohtadest kadunud paleoökoloogilistel põhjustel. Nii ei kasva piibelehed Tomski ümbruses mitte praeguste elutingimuste sobimatuse, vaid jääajal siin valitsenud karmide tingimuste tõttu, mille tulemusel nad hävisid. Harilik sirel kasvab Balkani mäestikus, kuid puudub Kaukasuses. Kaukasuse kliima pole halvem Balkani kliimast, kuid kogu Kaukasuse kujunemine toimus selliselt, et sirel ei saanud sinna tungida oma tookordsetest kasvukohtadest.

Maa geoloogiline ajalugu näitab, et iga liik tekib, areneb, saavutab oma suurima õitsengu ja sureb välja. Kogu selline arenemine on liigi, keskkonna ja konkureerivate liikide vahelise vastastikuse sõltuvuse tulemus. Seepärast on igas flooras antud hetkel laialdaselt levinud liike ja harva esinevaid liike (väljasurevaid või tekkivaid liike). See väljendub ilmekalt vastavate taimede areaalide omadustes.

Kogu maakera asustavaid kosmopoliitseid taimi on väga vähe. Kõrgemate taimede hulgas on neid paarikümne liigi ümber, alamate taimede hulgas rohkem (mõned bakterite, seente ja planktonvetikate liigid). Kosmopoliidid on näiteks harilik pilliroog, kõrkjas, vesikuusk jt., seega veekogudes ja niisketel aladel kasvavad taimed. See pole juhuslik, vaid on põhjustatud vee ühesugustest omadustest kogu maakera ulatuses. Seetõttu leiavad veetaimed kõikjal eest peaaegu ühesugused elutingimused, mis soodustab nende laialdast levikut.

Mõningate taimede, näiteks hõlmikpuu, kergueleni kapsa ja velvitšia areaal on äärmiselt väike. Selliseid väikese areaaliga, ainult ühes valdkonnas või ühel saarel kasvavaid taimi nimetatakse endeemideks. Austraalia rohkem kui 12 000 taimeliigist on üle 9000 liigi (75%) endeemsed, s. t. nad ei kasva kuskil väljaspool Austraaliat. Pool kõigist akaatsialiikidest kasvab ainult Austraalias; kõik eukalüptiliigid (umbes 350) on endeemsed, oma-

sed ainult Austraaliale. Hõlmikpuud võib leida ainult Edela-Hiinast, kuna velvitšia kasvab ainult Edela-Aafrika kõrbetes.

Endemism võib tekkida kahel viisil, kusjuures mõlemaid on ka tänapäeval võimalik jälgida. Kui teatava maakoha looduslikud tingimused on mitmekesised, siis need, avaldades mõju teatavale liigile, muudavad seda erinevates suundades, tekitades erinevate omadustega teisendeid. Teisenditest võivad kujuneda uued, piiratud areaaliga liigid, mis pole jõudnud veel laiemalt levida. Sellisel juhul on endemism noor ja progresseeruv. Kui aga teataval maa-alal on rohkesti vanu, süstemaatiliselt kaugeid, tugevasti erinevaid taimeliike, millede vahepealsed liigid ja vormid on välja surnud, siis on endemism reliktse iseloomuga.

Mägialadel on rikkalikult nii noori kui ka vanu reliktseid endeeme, sest reljeefi ja kliima mitmekesisus soodustab siin ühevõrra nii uute liikide tekkimist kui ka vanade säilimist. Teistest maismaa osadest eraldatud saartel, eriti ookeanilistel saartel, on eriti soodsad tingimused endeemide kujunemiseks.

Reliktseteks liikideks nimetatakse endiste floorade liikmeid, milledel on reliktne areaal. Relikti vanust ei loeta tema kui liigi tekkemomendist, vaid antud floorasse kuulumisest alates.[20] Vanuse ja tekke poolest eristatakse eeltertsiaarseid, tertsiaarseid, glatsiaalseid, interglatsiaalseid ja postglatsiaalseid relikte. Näiteks Briti saartel kasvav astelpõõsas (*Ilex aquifolium*) on tertsiaarne relikt. Ka jäme, kohmaka ja pahkaderohke, ülal tugevasti haruneva tüvega draakonipuu (*Dracaena draco*), mis kasvab Kanaari saartel, on tertsiaarne relikt.

Reliktsete liikide areaal võib olla ulatuslik või piiratud, pidev või katkendlik, väheneda või säilitada oma endised mõõtmed. Reliktsed liigid võivad välja surra, kuid sattudes soodsatesse ökoloogilistesse tingimustesse (kui näiteks inimene nad kultuuristab ja neid hooldab), võivad nad taastada oma endise areaali. Siiski on enamikul reliktidest tänapäeval endisest väiksem levila, mis tavaliselt järjest väheneb ja muutub katkendlikuks: reliktne liik on välja suremas, muutumas endeemseks.

181. Sesoonne rütm taimede elus. Kui jälgime mistahes taimekooslust kogu aasta vältel, näeme tema välisilmes teatavaid muutusi. Teiste sõnadega: taimekooslusi iseloomustavad eri aastaaegadel erinevad a s p e k t i d. Aspektide vaheldumine kajastab sesoonset rütmi antud taimekoosluse ja tema osade elus; ühtlasi on ta iga taime stadiaalse arenemise paratamatu tulemus.

Esimesel pilgul näib aastast aastasse samal kujul regulaarselt korduv aspektide vaheldumine olevat tsüklilise ilmega. Tegelikult aga pole selles täielikku tsüklilisust, täielikku kordumist, sest näiteks lehtpuul langevad küll igal sügisel regulaarselt lehed, samal ajal aga puu kasvab, areneb ja on igal järgmisel sügisel erinev

[20] Е. В. Вульф, Понятие о реликте в ботанической географии, «Материалы по истории флоры СССР», вып. 1, изд. АН СССР, 1941, стр. 28.

eelmisest. Teiste sõnadega, aspektide vaheldumise tsüklilises vormis on progresseeruva arenemise elemente, pöördumatuid ja kordumatuid elemente.

Aspektide vaheldumine on organismi otstarbekas kohastumine looduslike tingimuste rütmiliste muutustega ja samuti — mida tuleb eriti rõhutada — organismide kooseksisteerimisega. Kui kõige madalama rinde taimed arenevad just kevadel eriti kiiresti, et kasutada maksimaalselt valgust ja koguda endasse orgaanilise aine varusid enne kõrgemate rinnete lehistumist, siis on see kohastumine just taimede kooseluga.

Aspektide vaheldumine võimaldab taimedel kõige täielikumalt ja intensiivsemalt ära kasutada oma kasvukoha looduslikke eeldusi. Kui arvestada, et taimede rindelisus fütotsönoosides teenib sama eesmärki, on kerge järeldada, et aspektide vaheldumine kujutab «rindelisust» ajas erinevalt tavalisest ruumilisest rindelisusest.

Sesoonne rütm on selgemini jälgitav aladel, kus toimub aastaaegade vaheldumine. Seetõttu on niisketel ekvatoriaalsetel aladel sesoonne rütm vaevu märgatav. Selgesti eristatava niiske ja kuiva perioodiga troopilistel ja subtroopilistel aladel toimub aspektide vaheldumine vastavalt niiskusrežiimile. Polaarmaades on sesoonne rütm seotud pika polaaröö ja -päeva vaheldumisega. Parasvöötmes avaldub sesoonne rütm kõige ilmekamalt, sest aasta jaguneb siin neljaks temperatuurilt täiesti erinevaks aastaajaks — kevadeks, suveks, sügiseks ja talveks.

Olles geograafiliste maastike arenemise rütmilisuse peegelduseks, pakuvad sesoonsed muutused geograafile suurt huvi. Maastikust täieliku kujutluse saamiseks on tarvis teada, kuidas ja miks ta muutub aasta vältel ja missuguseks kujuneb tema välisilme nende muutuste tulemusel.

Tänapäeval on õpetus looduse sesoonse arenemise seaduspärasustest kujunenud omaette teadusharuks — fenoloogiaks. Enamik autoreid mõistab fenoloogiat kui teadust, mis käsitleb ainult elusa looduse arenemise sesoonsust, või jagab fenoloogia füüsilis-geograafiliseks ja bioloogiliseks fenoloogiaks.[21] Vaevalt on see aga õigustatud, sest elusa looduse sesoonne arenemine on vahetult seotud sesoonsete nähtustega eluta looduses — temperatuuri muutumisega, lumikatte ilmumise ja kadumisega, veekogude külmumise ja jääst vabanemisega. Järelikult peab fenoloogia hõlmama looduse kui terviku sesoonse arenemise seaduspärasusi. Teiste sõnadega: fenoloogia peab uurima maastike, kogu maastikulise sfääri arengurütmi.

Taime elus toimuvad perioodilised nähtused kujutavad enesest üksteisele järgnevate faaside ahelat, mis koosneb vegetatiivsest faasist, õiepungade valmimisest, õitsemisest, seemnete ja viljade

[21] А. Н. Бартенев, Фенология как наука, «Сов. наука», 1940, № 3—4, стр. 131

valmimisest, levimisest ja lõpuks taime täielikust või osalisest suremisest. Nende faaside kulg toimub fütotsönoosi mõnedel taimerühmadel ühtlase, mõnedel aga erineva tempoga. Mõlema variandi keerukast põimumisest sõltuvalt tekibki antud fütotsönoosile omane aspektide vaheldumine.

NSV Liidu keskmistel laiustel tärkavad mõned taimed juba enne lume sulamist, arenedes talveks juurikatesse, seemnetesse, mugulatesse ja sibulatesse kogutud toitainevarude arvel. Varakevadiste taimede hulka kuuluvad paiseleht, lumikelluke, valge ja kollane ülane, varsakabi, kopsurohi, kuldtäht, hüatsint, tulp jt. Veel siis, kui lumi on maas, õitsevad ka lepp ja sarapuu; alles hiljem puhkevad neil lehepungad. Lehed puhkevad talviste toiduvarude arvel ja alles siis, lehtede abil, hakkab taim aktiivselt valmistama uut orgaanilist ainet.

Suve lõpul langevad lehtpuudelt lehed, kusjuures enne seda muutub lehtede värvus: valgepöögil ja vahtral helekollaseks, haaval ruugeks, pihlakal punaseks jne. Lehtede langemine pole mitte üksnes kaunis loodusnähtus, vaid omab ka taimede suhtes suurt tähtsust. Ida-Siberis ja Jakuutias sügisel «lehed langevad okstelt, eriti pärast tugevaid öökülmi, tõelise vihmana. Lehtede langemine tekitab metsas pideva kahina. Kaskede ja haabade valgete ning hallide tüvede taustal jätab kollaste lehtede vahetpidamatu langemine värvilise vihma mulje.» [22]

Lehtede langemisel kaotab taim hulgaliselt orgaanilist ainet, kuid lehtede kõdunemisel tekivad mineraalained, mis hiljem osaliselt pöörduvad taime tagasi ja vähendavad orgaanilise aine kadu. Lehtede langemisel on samal ajal kaks positiivset tulemust: sel viisil eemaldatakse kahjulikud ainevahetuse saadused, näiteks kaltsiumoksalaat, mistõttu lehtede langemine on nagu hiiglaslikus mastaabis ja ainult kord aastas toimuv eritusprotsess. [23] Peale selle kaitseb taim end sel viisil kuivamise eest, sest talvel, madala pinnasetemperatuuri tingimustes vee imamine juurte kaudu väheneb, lehtedel aga (kui nad säiliksid) oleks väga suur auramispind.

Lehtede langemine on taime aktiivne kohastumine, mitte ainult välise füüsikalise mõju (külmade saabumise) tagajärg. Lehtede langemine algab juba enne külmaperioodi. Langevad lehed ei sisalda enam väärtuslikke toitaineid, mis on õigeaegselt kandunud talvitavatesse organitesse. Selline taimedel välja kujunenud kohastumus ei kao ka teistsuguses kliimas: Madeira saarel langevad meie tammedel samuti talveks lehed, kuigi jaanuari keskmine temperatuur on seal kuni +15° C.

Eri taimedel kestab lehtede langemine mõnest päevast (hõlmikpuu) mõne nädalani. Kuumadel aladel on puud lehtedeta kui-

---

[22] Н. Н. Галахов, Аспекты осени на европейском континенте, «Известия Геогр. о-ва», вып. 2, стр. 258.

[23] И. И. Полянский, Сезонные явления в природе, 1923, стр. 118.

val perioodil. See kaitseb neid kuivamise eest, sest kuival perioodil kuivab ka muld, lehtedelt aga aurub suurel hulgal vett.

Parasvöötmes on talv taimedele puhkeperioodiks. Puutüve ja jämedamaid oksi kaitseb auramise ja külma eest halvasti soojust juhtiv korkkude. Taimede külmakindlus suureneb rakumahla suhkrusisalduse suurenemisel (tärklise muutumisel suhkruks). Lumikate kaitseb taimi hästi külma eest; eriti hästi kaitseb ta maa-aluseid osi. Just seepärast mägimänni tüvi peaaegu roomab mööda maapinda; samasuguse maadja tüvega on ka tundras ja kõrgmäestikes kasvavad põõsad — kadakas, vaevakask, polaarpajud jt. Muide, maadjad vormid tekivad paljude ökoloogiliste tingimuste koosmõjul, sest peale selle, et selline taim jääb kergesti lume alla, on ta ühtlasi ka paremini kaitstud tuule eest ja saab rohkem soojust, sest pinnas soojeneb tugevamini kui õhk.

Rohttaimed, peale talve- ja igihaljaste taimede, talvitavad maapealsete osadeta, maa-aluse varre mitmesuguste muudendite — juurikate, sibulate ja mugulate — kujul. Üheaastased taimed talvitavad seemnete või eoste kujul, mis on aluseks uutele põlvkondadele.

Väga kaunis on aspektide vaheldumine meie steppides. Õigemini stepi-looduskaitsealadel (sest stepid on üles haritud ja muudetud põldudeks). Kui kevadel lumi sulab, tärkavad efemeerid ja efemeroidid — varane kevadik, kuldtäht jt. Aprilli keskel õitsevad poegiv nurmikas, stepitarn ja punased tulbid, veidi hiljem sinised ja kollased võhumõõgad, stepipalderjan, hundihammas, tulikad, purpurpunased ja helesinised hüatsindid, punased pojengid. Mais puhkevad õitsele peamised stepitaimed — stepi-aruhein, sulgjas stepirohi, haguhein, sugaorashein. Just aprillis ja mais on stepp kõige värvikam: pinnas on siis veel küllaldaselt niiske ning kõikjal vaheldub ere rohelus miljonite värviliste täppidega. Varakevadel õitsevad ka stepipõõsad — väike läätspuu, stepikirss, põõsasenelas jt.

Suve algul stepp kuivab, suve teisel poolel aga kõrbeb täiesti. Kuivuse saabumisel hävivad esialgu kõige õrnemad taimed. Suve algul hakkavad õitsema paljud liblikõielised, nelgid ja tõrvalilled, helesinise vaibana katavad maapinda salveid. Suve keskel muutub stepirohi hõbedaseks ja tema tuhandete varte hõljumine tuule käes meenutab metallikarva merd. Stepirohu lainete vahelt paistavad eredate laikudena jumikad ja kellukad.

Suve lõpul ajab tuul mööda hallikaskollast steppi veerpalle — mullast lahti tulnud taimede õhulisi kerasid. Pinnas lõheneb kuivuse tagajärjel ja kuumenenud õhus pole harulduseks miraažid.

Aspektide vaheldumist võib jälgida ka põldudele külvatud kultuurtaimedel. Nisu- ja hirsipõllud on orase tärkamisel rohelised, odrapõld sinkjashall, rukkipõld violetjaspruun jne. Järgmistel faasidel — võrsumisel, pealoomisel, õitsemisel ja terade valmimisel — on oma aspektid. Piimküpsuse faasis on põld roheline, vahaküpsuse ajal aga kollane, kuigi ülemised varresõlmed säilitavad veel rohelise värvuse. Kui vili on täiesti küps, tõmbub põld üleni kollaseks ning terad muutuvad kõvaks, kuna vahaküpsuse faasis on terad veel pehmed.

182. Maakera tüüpilised taimekooslused. Taimed kasvavad Maal väga mitmekesiste rühmitustena. Taimekoosluste ilme ning liigiline koostis oleneb eeskätt kaasaegsetest geograafilistest tingimustest. Seejuures tuleb silmas pidada, et sageli mõnele taimele küll sobib teatava ala kliima, kuid ta pole jõudnud sellel alal veel levida või tema levimist takistavad konkurendid. Järelikult mõju-

tavad taimekooslusi peale kaasaegsete geograafiliste tingimuste veel taimede eneste omadused (bioloogilised iseärasused ja nõudlused), taimede vastastikune mõju ja taimkatte senine arengulugu. Asustatud aladel lisandub sellele inimese majandusliku tegevuse mõju.

Geoloogilise arenguloo mõju avaldub eelkõige selles, et muutused maakera pinnal (maismaa ja mere jaotuse ning kliima muutumine, mäestike teke ja kadumine jne.) peegelduvad taimede areaalide kujus ja suuruses. Pealegi ilmusid Maa floorasse üha uued liigid ja liikide arvu suurenemisel muutus ka taimekoosluste ilme ning koostis. Esimesed maismaataimede jäänuste kaheldamatud leiud pärinevad kambriumi setteist. Devonis oli Maal umbes 12 000 taimeliiki, karbonis juba 27 000, permis-triiases 43 000, juuras 60 000, kriidis 100 000 ja nüüd vähemalt 500 000 liiki.

Antud maa-alale iseloomulikku taimekoosluste kogumit nimetatakse vastava ala t a i m k a t t e k s (erinevalt floorast, mille all mõistetakse antud ala asustavate taimeliikide kogumit).

Järgmistes paragrahvides kirjeldame maakera kõige tüüpilisemaid ja taksonoomiliselt suuremaid taimkatteühikuid (formatsioonid, formatsioonide rühmad ja taimkatte tüübid).

183. Tundrad. Tundrateks nimetatakse sammalde, samblike, madalate põõsaste ja puhmastega[24] kaetud metsatuid alasid, mis levivad põhjapoolkeral metsadest põhja pool. Metsade puudumine on tundrate kõige iseloomulikumaks tunnuseks. Tundra kui maastiku ja tundra kui taimkatte tüübi mõisted ei kattu, sest tundramaastikus võib esineda jõeorgudes ka metsi, kuigi veelahkmete taimekooslustes on valdaval kohal samblad, samblikud, puhmad ja mitmeaastased rohttaimed. Tundrad hõlmavad Ameerika mandri põhjaosa, Kanada arktilise saarestiku, Gröönimaa jäävabad alad ja Euraasia äärmise põhjaosa.

Taimede elutingimused on tundrates ebasoodsad, kuid äärmiselt omapärased. Suvi on siin lühike ja külm, kuid Päike ei looju kogu ööpäeva jooksul. Suvel langeb suurem osa (50—60%) aastasest sademete hulgast, mis on üsna väike — kõigest 200—300 mm. Talv on pikk ja karm, vähese lumega (10% aastasest sademete hulgast), tiheda pilvisuse ja tugevate tuultega. Vegetatsiooniperiood, välja arvatud tundrate lõunaosas, kestab ainult 2—2,5 kuud. Taimed kasvavad jahedas pinnases, igikeltsa vahetus läheduses, sageli soostunud aladel.

Tundrate floora on võrdlemisi liigivaene — sellesse kuulub umbes 500 liiki kõrgemaid taimi. Nende kohastumine olelustingimustega näitab eriti ilmekalt organismi ja keskkonna vahelist katkematut seost.

Enamik taimi on mitmeaastased, sest üheaastastele taimedele on vegetatsiooniperiood liiga lühike ja ebasoodne. Kõik taimed,

[24] P u h m a d ehk kääbuspõõsad on tugevasti hargnenud puittaimed kõrgusega alla 0,8 m; põõsaste kõrgus on 0,8—2 m.

nii rohttaimed, puhmad kui ka põõsad, on madalad, tavaliselt 10—20 cm kõrgused. Nende juured on tunginud ainult mulla pindmisse, päikesekiirte poolt kõige rohkem soojendatavasse ja igikeltsast kõige kaugemal asuvasse kihti. Tänu rikkalikule suvisele valgusele on tundrataimede õied suured ja eredavärvilised (lõosilmad, tõrvalilled jt.). Madala temperatuuri tõttu on laialdaselt levinud vegetatiivne paljunemine, kuna sugulist paljunemist esineb harva.

Kaitseks tuule kuivatava mõju eest ja mulla soojuse maksimaalseks ärakasutamiseks on taimedel maadjas kuju. Rohttaimed kasvavad padjanditena, moodustades palju võsusid ja hargnedes (kivirik, kevadik jt.). Paljud taimed on kseromorfse ilmega: neil on väikesed okasjad või soomusjad, sageli kokku keerdunud, vahaga kaetud ja paksenenud kutiikulaga lehed. Õhulõhed asuvad lehepinna süvendites. Kõrvuti heitlehiste põõsaste ja puhmastega, nagu vaevakask, mitmed pajuliigid ja teised, on tundras palju igihaljaid kääbuspõõsaid, mis ei kuluta kevadel aega lehtede moodustamiseks, vaid alustavad kohe fotosünteesi. Igihaljaste taimede hulka kuuluvad madalad okaspõõsad — kääbuskadakas ja Ida-Siberile iseloomulik kääbus-seedermänd; pohla tüüpi nahkjaslehised taimed — pohl, hanevits; kanarbiku tüüpi väikeste läikivate, servast alla keerdunud lehtedega taimed — sookail, kukemari jt.

Tundrate taimkate pole kaugeltki monotoonne. Taimekoosluste erinevused sõltuvad siin pinnasest, reljeefist, nõlvade eksositsioonist, geograafilisest asendist, mikrokliimast jne. Soojust on tundrates nii vähe, et mikrokliima erinevused avaldavad suurt mõju. Eespool loetletud ja neile analoogiliste tegurite koosmõju põhjustabki erinevate tundratüüpide kujunemise.

Lõunast piirnevad tundratega m e t s a t u n d r a d. Metsatundrates vahelduvad veelahkmete tundraalad hõredate metsadega. Põhja-Ameerika metsatundrates kasvavad hõrendikud, kus madalatele ja peenetüvelistele kuuskedele lisandub kaski (*Betula papyrifera*) ja haabu (*Populus tremuloides*). Koola poolsaarel kasvavad metsatundrates kase-, Valgest merest Uraalini kuuse- ja kase-, Uraalist Anadõrini aga lehisehõrendikud. Metsatundrates on puud üksteisest kaugel, harva ületab nende kõrgus 6—8 m; tüved on sageli kõverad. Puurinne on sedavõrd hõre, et ta peaaegu üldse ei mõjuta teiste taimede kasvamist. Kuivematel aladel kasvavad samblikud, niiskematel samblad, eriti viljakal pinnasel aga rohttaimed.

184. Parasvöötme okasmetsad. Okasmetsad moodustavad Euraasias ja Põhja-Ameerikas terve metsavööndi, mis järgneb vahetult tundratele. NSV Liidus moodustavad okasmetsad metsade põhilise osa. Nende hulgas võib eristada tumedaokkalisi varjukamaid metsi (kuuse- ja nulumetsi) ja heledaokkalisi valgusrohkemaid metsi (peamiselt lehise- ja männimetsi).

Levinumateks kuuseliikideks on NSV Liidus harilik kuusk (*Picea excelsa*) ja siberi kuusk (*P. obovata*).

Et kuusk on varju taluv puu, siis on kuusik sünge, monotoonse ilmega; tihedast sammalkattest kerkivad hallid, hämarusse uppuvad tüved. Kuusikud on floristiliselt liigivaesed. Siin on laialdaselt levinud vegetatiivne paljunemine maa-aluste võrsete abil jne. Valguse puudusel on paljud igipõlised okasmetsataimed kaotanud klorofülli ja muutunud saprofüütideks. Et ka kevadel on siin valgust vähe, siis puuduvad täielikult efemeerid. Kuusikutele on tüüpilised pika vegetatsiooniperioodiga igihaljad taimed (kollad, pohl, uibulehed), millede lehed püsivad mitu aastat. Õitel on valged kroonlehed, mis paistavad hämaras metsas paremini silma. Kuusikuid iseloomustab tavaliselt kaks-kolm rinnet. Kuusikud katavad NSV Liidu Euroopa-osa põhjarajoone ning Lääne-Euroopas Skandinaavia poolsaart ja Poola kirdeosa.

Lääne-Siberi taiga ehk urman on pime ja niiske, kuuskedest, nulgudest, seedermändidest, kaskedest ja haabadest koosnev mets. Seedermändidest, nulgudest ja kuuskedest koosnevad metsad on omased ka Altaile ja Sajaanidele.

Siberi nulg (*Abies sibirica*) on kõige levinum nululiik NSV Liidus.

Nulumets on vaikne, sünge, vähese valguse tõttu peaaegu alusmetsata. Pinnas on kuiv, üleni kaetud varisenud okaste kihiga. Üksikute puude kõrgus ulatub 50 meetrini, läbimõõt 1—1,5 meetrini.[25]

Valgusrohkete okasmetsade hulka kuuluvad NSV Liidus männi- ja lehisemetsad. Männikud koosnevad peamiselt harilikust männist (*Pinus silvestris*) ja siberi seedermännist (*P. sibirica*), mida nimetatakse sageli ebaõigesti seedriks.

Laialdasi alasid Siberis katab lehisemets, kus peamist osa etendavad Lääne-Siberis siberi lehis (*Larix sibirica*) ja Ida-Siberis dauuria lehis (*L. dahurica*).

Põhja-Ameerika okasmetsad on hoopis liigirikkamad Euraasia okasmetsadest. Eriti majesteetlikud on Kalifornias ja Vaikse ookeani rannikul 43 ja 32° p.-l. vahel kasvavad okasmetsad. Vegetatsiooniperiood on siin pikk (210—240 päeva), sademeid rikkalikult (1200—2000 mm aastas) ja metsades kasvavad paljud erinevad puuliigid. Ookeani rannikul, Oregoni lõunaosast kuni Santa Cruz'ini Kalifornias, levivad kitsa (ainult kuni 30 km laiuse) ribana rannikusekvoia ehk -mammutipuu (*Sequoia pacifica*) metsad. Need metsad ei ulatu kõrgemale 700—900 meetrist. Puude vanus on 500—800 aastat, üksikutel eksemplaridel isegi kuni 1300 aastat. Mammutipuudest saadakse 800—4000 m^3 puitu hektarilt. See pole imekspandav, sest puude kõrgus ulatub 70—100 meetrini ja läbimõõt 2—6 meetrini. 1500—2400 m kõrgusel kasvab hiidsekvoia (*Sequoia gigantea*), mille läbimõõt ulatub kuni 15 meetrini. See on väljasurev liik: Sierra Nevadas on säilinud ainult 26 hiidsekvoiade salu. Rannikust kaugemal on levinud okasmetsad, kus kasvavad kuni 0,5 m pikkuste okastega suhkrumänd (*Pinus lambertiana*), 30—85 m kõrgune kollane mänd (*P. ponderosa*), hall nulg (*Abies concolor*), ebatsuuga (*Pseudotsuga taxifolia*) ja jõeseeder (*Libocedrus decurrens*). Sellised okasmetsad katavad Sierra Nevada ja Rannikuahelike Lääne-nõlvu.

[25] Г. И. Радде, Основные черты растительного мира на Кавказе, «Записки Кавк. РГО», XXII, 1901, вып. 3.

Omapärased on Vaikse ookeani niiskel (üle 2000 mm sademeid aastas) rannikul 42 ja 62° p.-l. vahel kasvavad okasmetsad. Puude kõrgus ulatub siin 60—90 meetrini. Lõuna pool 52° p.-l. on tüüpilisemad ebatsuuga metsad. Selle puuhiiglase - mõõtmetest annab kujutluse järgmine näide: kunagi ehitati ühest ebatsuuga tüvest 14-toaline maja. Põhja pool 52° p.-l. on ülekaalus sitka kuusk (*Picea sitchensis*) ja erilehine tsuuga (*Tsuga heterophylla*).

Okasmetsad katavad ka suure osa Kanadast. Karmi kontinentaalse kliimaga (sademete hulk alla 600 mm aastas) keskrajoonides (Alberta, osa Saskatchewanist, Manitoba edelaosa) koosnevad taigametsad kuuskedest, nulgudest, mändidest, lehistest, kaskedest ja haabadest, kusjuures need on Euroopa liikidest erinevad Ameerika liigid. Kaugemal ida pool — Ontarios, Quebec'is ja Newfoundlandi lääneosas, kus sajab rohkem (600—1300 mm aastas), on valdavateks liikideks valge mänd, pigimänd ja tsuuga.

185. Soojade alade okasmetsad. Subtroopiliste ja troopiliste alade okasmetsad erinevad üksteisest floristilise koostise poolest veelgi rohkem kui parasvöötme okasmetsad.

Brasiilia subtroopilistes okasmetsades kasvavad tumerohelise vihmavarjulaadse võraga valguslembesed araukaariad. Puude kõrgus on 25—30 m, nad kasvavad väga hõredalt, alusmets puudub ja seetõttu võib sellistes metsades täiesti vabalt autoga sõita. Araukaariametsad katavad ligi 40 miljonit hektarit Kagu-Brasiilias ja Paraná ning Rio Grande do Sul'i osariikide platoodel. Neis rajoonides sajab suhteliselt rikkalikult, umbes 1500 mm aastas, ning sademete ajaline jaotus on ühtlane: sajab kogu aasta, maksimumiga suve keskel ja lõpul. Keskmine temperatuur on juulis +12° C, jaanuaris +20° C. Araukaariametsades kasvavatest põõsastest on tähelepanuväärseim *Ilex paraguaiensis* («mate-rohi», *yerba mate*), mille lehtedest valmistatakse paraguai teed.

Aafrika subtroopilistele okasmetsadele on tüüpiline endeemne atlase seeder (*Cedrus atlantica*), mis kasvab Atlase mäestikus 1300—2000 m kõrgusel. Alusmets koosneb jugapuudest ja *Ilex*'i liikidest.

Vahemeremaades kasvavad subtroopilistes metsades piinia (*Pinus pinea*) (Itaalias, Hispaanias, Lääne-Portugalis, Peloponnesoses), aleppo mänd (*P. halepensis*) või merimänd (*P. pinaster*) (Rivieras, Gironde'is, Itaalia lääne- ja lõunarannikul). Küpressisalud iseloomustavad Kreeta saart, liibanoni seedri (*Cedrus libani*) metsad Liibanoni jne. Mägedes kasvavad mitmesugusel kõrgusel ka nulu- ja kuusemetsad.

Esitatud näited ei ammenda subtroopiliste ja troopiliste metsade kogu mitmekesisust. Nad on toodud ainult võrdluseks parasvöötme okasmetsadega.

186. Lehtmetsad. Lehtmetsad laiuvad metsavööndi lõunaosas. Lehtpuude hulgas eristatakse laialehiseid (tamm, vaher, jalakas, pöök, saar, künnapuu jt.) ning väikeselehiseid (kask, haab) puuliike. Laialehised puud taluvad võrdlemisi hästi varju, mistõttu nendest koosnevad metsad on varjulised. Väikeselehised puud vajavad rohkem valgust ja nendest koosnevad metsad on sellele vastavalt valgusrikkad. Et varju taluvad puud võivad kasvada

valguslembeste all, siis laialehised puuliigid tõrjuvad väikeselehised aja jooksul välja ja moodustavad püsivamaid taimekooslusi.

NSV Liidus on laialehistest metsadest kõige levinumad tammikud. Floristiliselt on nad okasmetsadest mitmekesisemad: peaaegu alati segunevad tammedega pärnad, vahtrad, jalakad, saared ning lääne pool pöögid ja valgepöögid. Madalama puurinde moodustavad metsõunapuud ja vahtrad, alusmets koosneb tavaliselt sarapuudest. Tammik on iidne taimekoosluse tüüp, mis on kujunenud juba tertsiaaris ja eelistab tänapäevalgi pehme kliima ja viljakate muldadega alasid. Seetõttu on tammikud keeruka struktuuriga: neis eristatakse kaht puurinnet ja kaht põõsarinnet, kuna alustaimestik jaguneb omakorda kolmeks kuni neljaks alarindeks. Rohurinde moodustavad laiade lehtedega kõrrelised ja tarnad, mitmesugused kaheidulehelised jne. Nende kõdunemisel tekib tihe kõdukiht, mis takistab sammalde arenemist. Seepärast puudubki tammikutes samblarinne.

Kevadel, mil tammede lehed pole veel puhkenud, arenevad kiiresti efemeerid: kollastest ülastest, lilladest lõokannustest, sinililledest ja roosadest hammasjuurtest moodustub maaliline vaip. Sinililled tärkavad varakult, otse lume alt.

Suve esimesel poolel õitsevad pärnad; rohurinne muutub liigivaesemaks. Liikide väljalangemine kestab progresseeruvalt sügiseni, mil rohi kuivab, kuigi mõned kevadised liigid õitsevad teistkordselt. Enne puude lehistumist õitsevatel taimedel on peamiselt kollased või roosakasvioletsed õied; puuvõrade varjus õitsevatel taimedel on aga õied valged.

Euraasia tammemetsad on tüüpilised kontinentaalse kliimaga aladele. Soodsama kliimaga aladel asendavad neid pöögimetsad, pehmes vahemere-atlandi kliimas aga kastanimetsad. Lääne-Euroopas ja Kaukaasias on esikohal pöögimetsad, milledega Vahemeremaadel liituvad pähklipuumetsad.

Väga mitmekesised on Põhja-Ameerika lehtmetsad. Apalatšides (34—40° p.-l.) kasvavad kõige madalamas metsavööndis liigirikkad kastanimetsad. Suure Järvistu rajoon on peamiseks tamme levikualaks. Siin kasvavad punane tamm (*Quercus rubra*), must (*Q. velutina*) ja valge (*Q. alba*) tamm, hikkoripuu (*Hicoria ovata*) *jt.* Mississipi luhal, peaaegu kogu vegetatsiooniperioodi vältel üleujutatud aladel kasvavad *Nyssa aquatica* ja sooküpressi (*Taxodium distichum*) metsad. Vähem üleujutatud aladel lisanduvad neile saar ja pappel ning veelgi kuivemates kohtades kariibi mänd, tamm, saar, hikkoripuu, punane vaher jt.

Lehtmetsade ja okasmetsade vahel laiuvad segametsad, kus kasvab nii okas- kui lehtpuid.

187. Nõmmed. Merelise kliimaga aladel, kus õhuniiskus on suur, kuid mullad liivased ja viljatud (eriti lubjavaesed), levivad nõmmed. Siin valitsevad peamiselt kanarbikulistest koosnevad taimekooslused. Tüüpilisteks nõmmetaimedeks on kanarbik, sookanarbik, kukemari, leesikas, pohl, mustikas ja sinikas. Nendega segunevad mõned kõrrelised ja liblikõielised ning kadakas. Kohati kasvavad nõmmel ka madalad männid ja kased.

Nõmmed on kõige rohkem levinud Saksamaa loodeosas ja Taanis. Küllalt suure pindala hõlmavad nad ka Pürenee poolsaarel (mägedes), Gascogne'is (Les Landes), Iirimaal, Inglismaal, Šotimaal ja Skandinaavia poolsaarel.

188. Stepid. Steppideks nimetatakse kserofüütsetest rohttaimedest koosnevaid enam-vähem tiheda rohustuga taimekooslusi. Põhja-Ameerikas on stepid tuntud preeriate, Ungaris pustade ja Lõuna-Ameerikas pampade nime all. Steppidele on tüüpiline tihedapuhmikuliste kõrreliste suur hulk, samuti mitmesuguste kuivalembeste rohttaimede esinemine.

Stepid on eri maailmajagudes üsna eriilmelised, mis on tingitud nende suurest ulatusest, samuti mitmetest kohalikest ning ajaloolistest teguritest.

Kui vaatleme ainult NSV Liidu steppe, näeme siingi palju kliimaatilistest tingimustest põhjustatud erinevusi. Üldiselt on kliima meie steppides siiski kuiv ja soe, juuli keskmine temperatuur on 19,5—24,5° C, sademete hulk 300—500 mm/a (sellest pool suvel). Mullastikus on tüüpilised mitmesugused mustmulla-erimid.

Meie stepid on liigirikkamad kui teised taimekooslused: NSV Liidu põhjapoolsetes steppides kasvab 1 ruutmeetril kohati kuni 80 liiki. Rohustu koosneb mitmest alarindest, aspektide vaheldumine on selgesti jälgitav, eluvormid on äärmiselt mitmekesised.

Peale rohttaimede kasvab stepis ka põõsaid (stepikirss, laukapuu, väike läätspuu jt.) ja poolpõõsaid, s. o. taimi, millede varte alumised osad talveks ei närbu (nõmme-liivatee, põõsasmalts, mõned hundihamba liigid jt.).

Rohttaimedest on steppides laialdaselt levinud mitmeaastased tihedapuhmikulised kõrrelised ja tarnad, nagu stepi-aruhein (*Festuca sulcata*), haguhein (*Koeleria gracilis*), mitmesugused stepirohud (*Stipa*), stepikaer (*Avena desertorum*), tarn (*Carex humilis*) jt.; mitmeaastased võsundilised kõrrelised ja tarnad, nagu aaskaer (*Avena pubescens*), kitsalehine nurmikas (*Poa angustifolia*), stepiluste (*Bromus riparius*), tarnad *Carex ruthenica* ja *C. supina* jne. Teistest rohttaimedest kasvavad siin mitmeaastased kestvalt vegeteerivad taimed, samuti efemeroidid, s. o. mitmeaastased lühikese vegetatsiooniperioodiga rohttaimed, mis läbivad oma arengutsükli kevadel ja on tavaliselt varustatud sibulatega (tulp, hüatsint) või mugulatega (mugulpalderjan). Rohkesti on ka üheaastasi taimi. Neist on tähtsamad efemeerid (varane kevadik jt.). Stepis kasvab ka samblaid, samblikke ja sinivetikaid.

Stepitaimed on niiskuse puuduse tõttu sageli kseromorfse ilmega. Tavaliselt väljendub kseromorfism selles, et taimed on kaetud karvade või vahakirmega ning nende lehed on nahkjad või kitsad (paljud kõrrelised ja tarnad). Kuiva ilmaga keerduvad lehed kokku, vähendades seega auramispinda. On ka taimi tugevasti redutseerunud lehtedega, samuti lihakate lehtedega. Mõnel taimel tungivad juured väga sügavale, mõne lehed asetuvad päikesekiirte

suunas serviti jne. Mida kuivem on stepp, seda mitmekesisemaid kserofüüte temas esineb.

Meie lõunapoolsetes steppides on üheks iseloomulikumaks eluvormiks nõndanimetatud veerpall. Sellesse eluvormi kuuluvad paljud sarnase välimusega taimed erinevatest sugukondadest. Nad on kerakujulised, tuul rebib neid maast lahti ja veeretab stepis edasi. Edasi veeredes levitavad nad ka oma seemneid. Kerakujuliseks muutuvad nad järgmiselt: juurest areneb mitu hargnevat vart, mis omavahel põimudes moodustavad õhulise kera kas juba taime õitsemise ajal või pärast õitsemist (harilik raudürt). Esimesel juhul tekivad kaunid väikeste värviliste õitega kerad — valged (merikapsal), lillad (kermekil), kollased jne.

Kõrvuti tüüpilise stepitaimestikuga esineb steppides orulammidel ka niite ja soid. Balkades ja jõeorgudes kasvavad männi- ja segametsad, samuti laialehised (tamm, pärn, jalakas) ja väikeselehised (kask, haab, pappel, paju) metsad. Kõik need on aga sporaadilised nähtused, mis esinevad väga harva ega riku steppide metsatut üldpilti. Ainult steppide põhjapiiril — metsastepis — vahelduvad täiesti seaduspäraselt metsa- ja stepialad. Metsastepp on üleminekuks metsadelt steppidele.

NSV Liidu piires eristatakse kaht stepitüüpi. Stepivööndi põhjaosas levivad niidustepid, lõunaosas aga stiipastepid.

Põhjapoolsetes steppides on rohkem niiskust, seal levivad tüsedad ja osaliselt leostunud mustmullad. Taimede arenemine toimub kevadest sügiseni enam-vähem ühtlaselt, mistõttu selle ajavahemiku jooksul vahelduvad rohkearvulised värvikad aspektid. Rohurinde moodustavad ülekaalukalt segarohud. Kõrrelistest on valdaval kohal laialehised liigid. Stepirohu liikidest on kõige rohkem levinud harilik ja ahtalehine stepirohi. Taimedevahelist maapinda katab tihe sammal (ehmikud), samblikud ja sinivetikad aga puuduvad. Samuti puuduvad kevadised efemeerid ja veerpalli tüüpi taimed. Üldse on põhjapoolsetes steppides vähe üheaastasi taimi.

Siberi põhjapoolsed stepid erinevad tunduvalt Euroopa vastavatest steppidest. NSV Liidu Euroopa-osa steppides on reljeef liigestatud ning sooldumis- ja soostumisnähtused peaaegu puuduvad. Siberi madalatel ja tasastel aladel seevastu on välja kujunenud soomuldade ja solontšakkide kompleks, mistõttu Siberi põhjaosas levivad niisked segarohustepid, millede taimkattel on ühiseid jooni nii soode kui ka solontšakkide taimkattega. Siin on rida metsa- ja sootaimi, mida Euroopa-osa steppides pole, kõrrelisi on vähe ning valdavad eranditult kaheidulehelised segarohud.

NSV Liidus paiknevad niidusteppidest lõuna pool tänapäeval peaaegu täielikult üles küntud stiipastepid, mis on kujunenud must- ja kastanmuldade lõunapoolsetel erimitel. Need stepid jagatakse omakorda kaheks põhitüübiks: liigirikasteks ja neist lõuna pool asuvateks liigivaesteks stiipasteppideks.

Stiipasteppidele on üldiselt iseloomulik stepirohuliikide rohke esinemine. Eriti on levinud Lessingi stepirohi ehk stiipa (*Stipa lessingiana*) ja juus-stepirohi (*S. capillata*). Kõrrelisi on tunduvalt rohkem kui segarohtusid. Tähtsal kohal on tihedapuhmikulised ahtalehised kõrrelised — stepi-aruhein jt. Rohurindes on rohkem kserofüüte kui niidusteppides, rohurinne on ühtlasi madalam ja hõredam; kõrgemate taimede vahelisi tühikuid katavad samblad, samblikud ja vetikad.

Liigirikastes stiipasteppides on aspektid vähem efektsed kui põhjapoolsetes steppides.

Hoopis nõrgemini on aspektid välja kujunenud liigivaestes stiipasteppides, mis väljendub ka stepitüübi nimetuses (neid nimetatakse ka «värvituteks steppideks»). Need stepid, mille näiteks on Askania Nova stepp, on kõige kserofüütsema ilmega. Nende taimestik on liigivaene, rohustu hõre ja monotoonne, domineerivad stepirohi ja kõrrelised. Kevadisi üheaastasi efemeere on rohkem, ühtlasi ilmuvad juba poolkõrbele omased taimed, näiteks harev põõsasmalts (*Kochia prostrata*).

Põhja-Ameerikas on samuti mitmesuguseid stepitüüpe. Üheks neist on kõrgrohupreeriad, mis hõlmavad 35 ja 54° p.-l. vahel laialdasi tasandikke Alberta kagu-, Saskatchewani lõuna- ja Manitoba edelaosas, Põhja- ja Lõuna-Dakota ning Minnesota idarajoonides, kogu Iowas ja Illinoisis ning suuremas osas Nebraskast ja Kansasest. Ka Oklahoma ja Missuuri osariikide loodeosas laiuvad kõrgrohupreeriad. Vegetatsiooniperioodi pikkus on põhjapoolsetes kõrgrohupreeriates 90 päeva, lõunapoolsetes aga kuni 200 päeva; aastane sademete hulk kõigub 600—900 mm piires. Suvi on kuum ning maksimaalne temperatuur on +38° C, talv aga on küllalt karm. Rohurindes domineerivad mitmeaastased kõrrelised, eriti habehein (*Andropogon*), *Sorghastrum nutans*, *Stipa spartea* ja orashein *Agropyrum tenerum*. Kevadel, mil õitsevad paljud segarohud, näib preeria lilleaiana, kuid suve lõpul kuivab rohi ja esinevad sagedased tulekahjud. Preeria on Põhja-Ameerika tõeline viljaait, kus kasvatatakse nisu, maisi ja ka puuvilla.

Niiskema kliimaga rannikupreeriad (760—1500 mm sademeid) laiuvad Mehhiko lahe rannikul Texasest Floridani. Siinses taimkattes on valdavat kohal *Paspalum*'i liigid, *Panicum virgatum* ja mitmed habeheina liigid.

Kaljumäestiku ja sajanda meridiaani vahel levivad madalrohupreeriad, kus kasvavad sellised madalad rohttaimed, nagu 45 cm kõrgune preeriarohi (*Bouteloua gracilis*) ja 10—30 cm kõrgune endeemne piisonirohi (*Buchloë dactyloides*). Madalrohupreeriates sajab ainult 300—550 mm aastas.

Washingtoni, Oregoni ja Kalifornia osariikides, samuti osaliselt Idaho, Montana, Arizona, New Mexico, Colorado ja Utah' osariikides levivad kuivad preeriad (250—635 mm sademeid aastas); see on päevalille kodumaa. Kuivadele preeriatele on iseloomulikud *Andropogon scoparius*, stepirohi, harjakashaguhein (*Koeleria cristata*), nurmikas (*Poa scabrella*), mitmed luste (*Bromus*) ja aruheina (*Festuca*) liigid jt.

Lõuna-Ameerika idaosa 29 ja 39° l.-l. vahel katavad pampad, mis kujutavad enesest enamasti äravooluta tasandikke lössilaadsete muldade ja solonetside ning solontšakkidega. Kliima on pampades soe ja kuiv, lund ei saja igal talvel ja pakased on haruldased, sademete hulk väheneb kirdest edelasse 1200 millimeetrist 800 millimeetrini. Rohustu moodustavad peamiselt mitmeaastased kõrrelised perekondadest *Melica, Stipa, Andropogon, Panicum* jt. Palju on ka segarohtusid, kuna üheaastaste taimede hulk on väike.

Stepiga analoogilised taimkatteformatsioonid esinevad ka Austraalias ja Aafrikas. Austraalias liituvad nad tavaliselt savannidega (vt. § 193).

Sõltuvalt sademete hulgast on neis rohustu kohati nii kõrge, et isegi ratsanik ei paista sellest välja, kohati aga katab maapinda ainult madal ja hõre rohi. Rohurindest kerkivad siin-seal põõsad ja madalad harulised puukesed — kasuariinid, akaatsiad, eukalüptid.

Suuri kõrreliste steppe on Lõuna-Aafrikas. Rohu kõrgus neis steppides ulatub 1 meetrini ning kõige tüüpilisemaks kõrreliseks on *Themeda triandra*. Nende rohtlate ühetoonilisust häirivad ainult termiidipesade koonused.

189. Igihaljad metsad. Igihaljad metsad on iseloomulikud vahemerelise kliimaga aladele, kus valitseb kuiv suvi ja vihmane talv ning aastane sademete hulk on 500—750 mm.

Austraalia edela- ja kaguosas 30 ja 35° l.-l. vahel kasvavad igihaljad eukalüptimetsad. Põõsarinde moodustavad nendes metsades igihaljad põõsad. Eukalüptimetsad koosnevad 40—90 m kõrgustest puuhiiglastest ja on valgusrikkad.

Põhja-Aafrikas — Marokos ja Alžeerias ning Atlase mägede nõlvadel 1300 m kõrguseni, kus niiskust on küllaldaselt, kasvavad korgitammemetsad. Korgitamm on valguslembene, laia, kuid hõreda ja läbipaistva võraga puu. Tema kõrgus on 10—15 m, tüve ümbermõõt aga 3—5 m.

Samas Atlase mäestikus kasvavad 1000—1600 m kõrgusel metsad, milles kivitammega (*Quercus ilex*) seguneb aleppo mänd (*Pinus halepensis*).

Vahemerelise kliimaga aladel Euraasia rannikurajoonides on levinud loorberimetsad, kus loorberiga segunevad kastanid ja tammed, Vahemeremaade lääneosas aga kasvavad igihaljad tammikud, sealhulgas ka korgitammemetsad. Pürenee poolsaarel on rohkem levinud kivitammemetsad. Suvel kuivavate jõgede orgudes esineb oleandri- ja mirdivõsastikke.

190. Frigaanad. Frigaanaks nimetatakse peamiselt kseromorfsetest poolpõõsastest koosnevat ja kaljuseid alasid eelistavat taimekooslust.

Dagestani frigaanas on tüüpilisemateks taimedeks kapparid, mõned jumika, kroonohaka, salvei, nõianõgese, roosa immortelli ja piimalille liigid.

Aafrikas on frigaanad levinud Karroo platool, kus valitsevad peamiselt korvõielised. Nelgiliste, korvõieliste ja piimalilleliste hulgas on palju padjandtaimi. Selliste padjandite läbimõõt ulatub 0,5 meetrini ja neid on väliselt raske eristada kividest. Frigaanasid esineb ka Põhja-Aafrikas, kus on eriti levinud madal söödavate viljadega astelpõõsas *Zizyphus lotus*.

Vahemeremaades esineb frigaanasid Korsikal, Lõuna-Prantsusmaal, Kreekas ja Palestiinas. Vahemeremaade lääneosas domineerivad frigaanades lavendli, rosmariini, salvei, *Thymus*'e ja *Phlomis*'e liigid; Palestiinas on rohkem levinud asteldega *Poterium spinosum* ja laukapuu (*Zizyphus spina*).

Frigaanades kasvavad taimed on tavaliselt varustatud asteldega või kaetud villkarvadega, põõsad aga on harilikult kera- või poolkerakujulised.

191. Põõsastikud. Sooja kliimaga aladel, kus intensiivse auramise tõttu tekib taimedel niiskuse puudus, on laialdaselt levinud põõsastikud.

Vahemeremaadele on eriti iseloomulik m a k j a, mis moodustab kohati täiesti läbipääsmatu 1,5—2,5 m, osalt isegi 3—4 m kõrguse tihniku. Sellises tihnikus on ka heitlehiseid põõsaid, kuid valdava osa moodustavad igihaljad liigid: kadakad, maasikapuu ja teised kanarbikulised, mitmed tsitruseliigid, metsik õlipuu, mirdid. Küllalt palju on astlalisi põõsaid. Õitsemise ajal meenutab makja kollaste, valgete, siniste ja punaste õite merd; õied ja eeterlikke õlisid sisaldavad lehed lõhnavad tugevasti.

Omaette rühma moodustavad madalakasvulised ja tihedad igihaljad põõsastikud tammedest *(Quercus coccifera)*. Nende kõrgus on ainult 0,5 m (Lõuna-Prantsusmaa). Kohati moodustavad põõsastiku — palmiito — ka madalad, mõne sentimeetri kõrguse tüvega kääbuspalmid *(Chamaerops humilis)*.

Vahemeremaadele (NSV Liidus Lääne-Kaukaasiale) on tüüpilised ka heitlehised põõsastikud, mis on tuntud serbiapäraselt š i b l j a k i nime all. Šibljakk on valguslembene taimekooslus, kus kasvavad okastürn, tamm, sirel, väike läätspuu jt.

Austraalias katab igihaljas põõsastik — s k r a p p *(scrub)* — laialdasi alasid. Eristatakse mitmeid skrapi tüüpe. Nn. *mallee-scrub* koosneb sadade kilomeetrite ulatuses inimesekõrgustest sinakasrohelistest tugevasti harunenud põõsasjatest eukalüptidest, millede lehed on nahkjad ja alati käändunud servaga Päikese poole. Sellistel aladel puudub vesi, rohkesti on sooldunud nõgusid, siin-seal esineb kseromorfseid kõrrelisi. *Mulga-scrub*'is domineerivad akaatsiad, millel lehti asendavad fülloodid[26]; rohustu moodustavad soolarohud. *Brigalow-scrub* koosneb tavaliselt ainult akaatsiatest *(Acacia harpophylla)*, harva kõrguvad siin üksikud eukalüptid, maapind on kaetud varega.

Põhja-Ameerikas kannavad makja tüüpi põõsastikud t š a p a r a l i *(chapparal)* nime. Tšaparal levib kuiva suve ja niiske talvega aladel, 600—2100 m kõrgusel. Teda esineb Kalifornia Rannikuahelikus, Sierra Nevada läänenõlvadel, San Jacinto ahelikus, Mehhiko platoo põhjaosas ja mujal. Tšaparal moodustab väga tiheda põõsastiku, kus sageli kasvab astelpõõsaid; eriti levinud on 1—3 m kõrgused põõsastammed, igihaljas *Ceanothus* jt.

Kaktustest, agaavidest ja astelakaatsiatest koosnevad põõsastikud katavad võrdlemisi väikest maa-ala Kolumbias ja Venetsueelas. Ka Gran Chacos esineb laikudena selliseid põõsastikke. Paljud siinsed põõsad on väikeste lehtede või asteldega, osa neist on sukulendid, kuna osal langevad lehed kuival perioodil ja õitsemine toimub enne uute lehtede puhkemist. Palju on kaktusi. Kohati kasvab siin põõsastena ka selliseid taimi, mis mujal Gran Chacos esinevad puudena, näiteks kebratšo («purusta kirves»). Kebratšo puit on väga kõva ja sisaldab kuni 25% tanniini. Põõsana kasvab siin ka algarrobo *(Prosopis juliflora)* — kummaliselt kõverdunud tüvega ning sulgjate sinakasroheliste lehtedega taim. Neile lisandub veel madal (1 m kõrgune) *Jacaratia hassleriana*, mille naeritaolist, rikkalikult vett sisaldavat juurt indiaanlased söövad janu kustutamiseks.

---

[26] F ü l l o o d i k s nimetatakse lehelaba kuju omandanud leherootsu.

192. Kõrbed. Kõrb on taimkatte tüüp, milles domineerivad kserofüütsed poolpõõsad. Kõrbes on ülekaalus paljas, taimestikuta pind. Sellise nähtuse peamiseks põhjuseks on äärmine niiskusevähesus. Osa taimi toitub põhjaveest, osa aga sademetest.

Laialdaselt levinud arvamus kõrbete taimkatte ühetoonilisuse kohta ei vasta tegelikkusele. Sõltuvalt kliimast ja mullastikust, samuti eelnevast geoloogilisest kujunemisest, mille mõju avaldub taimkatte floristilises koostises, võib maakeral eristada üsna palju kõrbetüüpe.

NSV Liidus hõlmavad kõrbed vähemalt 2 milj. km². Neis kõrbetes sajab kuni 250 mm aastas ja kliima on karm. Soojematel kuudel on keskmine temperatuur kuni 40° C, talvine temperatuur aga langeb alla 0° C. Intensiivne auramine ja sademete vähesus põhjustavad alalise kuivuse. Seepärast levivad mullastikus sooldunud hallmullad ja helepruunid mullad.

Rohustu on kõrbes erakordselt hõre. Rõhuv enamik taimi on kseromorfse ilmega. Meie kõrbetele on iseloomulikud kuivalembesed poolpõõsad (eriti pujuliigid). Tihedapuhmikulisi kõrrelisi (stepirohi, stepi-aruhein, haguhein) on vähe või nad puuduvad hoopis.

Kõrbetaimed on väga mitmekesisel viisil kohastunud niiskuse vähesusega. See väljendub lehtede redutseerumises asteldeks; täiesti lehitute vormide kujunemises, kusjuures fotosüntees toimub roheliste varte abil; nahkjate kõvade lehtede esinemises; varte ja lehtede sukulentsuses; sügavale ulatuva juurestiku olemasolus; efemeeride suuremas osatähtsuses jne.

NSV Liidus on peamiseks kõrbetüübiks s a v i k õ r b. Põhjapoolsed savikõrbed on levinud Ustjurti põhjaosas, Betpak-Dalas, Balhaši-äärsel madalikul, Tšu orus, Araali järvest loodes jne. Siin domineerivad pujud koos bijurguni (*Anabasis salsa*), kõrbemaltsa (*Atriplex cana*), lehitu anabaasise (*Anabasis aphylla*), ligi 11 m kõrguste (tavaliselt küll madalamate) musta saksauuli (*Arthrophytum haloxylon*) salude ning soolarohtudega. Lõunapoolsed savikõrbed paiknevad Karakumi ja Kõzõlkumi liivakõrbetest lõunas, ääristades kitsa vööna Tjan-Šani lääneosa, Pamiiro-Alai ja Kopet-Dagi jalamit. Neis kõrbetes kasvab rohkesti efemeere; taimede kasv toimub ainult kevadel, mil maapind on täielikult kaetud tiheda, kuigi madala (20 cm) rohustuga, milles enamik taimi õitseb. Vegetatsiooniperiood kestab märtsist mai alguseni. Järgneva üheksa kuu vältel on kõrb kollaka ja hallika värvusega; siis pole märkigi taimede elutegevusest. Kserofüütsed poolpõõsad (pujud) puuduvad siin täiesti ning valitsevad kseromorfse ilmeta efemeerid ja efemeroidid. Efemeeride kõrbe näiteks on Näljastepp.

Kõige liigirikkama taimestikuga on l i i v a k õ r b e d: Karakum, Kõzõlkum, Mujunkum, Balhaši-äärne kõrb, Suur ja Väike Barsuki kõrb jne. Teiste kõrbetüüpidega võrreldes on siin eluvormid hoopis mitmekesisemad ja esineb terve taimede astmik alates efemeeridega ning lõpetades puudega. Kliima on ka siin kuiv,

kuid seda puudust leevendab substraat — liiv, mis loob eeldused taimedele soodsaks veerežiimiks. Liiva iseloomustab hea veeläbilaskvus ja vähene kapillaarsus. Esimene omadus soodustab niiskuse kogunemist liivasse, teine raskendab tema äraandmist õhku. Liiv võib kondenseerida niiskust, nii et liivakõrbes asub 100—150 cm sügavusel alaline niiskem horisont lisaks ülemisele niiskushorisondile («rippuvale horisondile»), mis asub kevadel otse maapinna lähedal ja suvel mitte sügavamal kui 20 sentimeetrit, suve lõpul aga kaob. Õhu kuivus ja liiva liikuvus seevastu on ebasoodsateks ökoloogilisteks teguriteks. Liikuva liivaga, mis ähvardab neid lämmatada, võitlevad taimed sel teel, et nende liiva mattunud osad kasvavad kiiresti, liivast nagu «välja ujudes». Teiseks kaitsevahendiks on liivaga kattunud vanade juurte suremine, kusjuures neist kõrgemal arenevad kiiresti uued lisajuured ja taim (näiteks kõrreline *Aristida karelini*) tõuseb üha kõrgemale.

Ülemäärase transpiratsiooni eest kaitseb taimi efemeersus, lehtede redutseerumine või puudumine, sukulentsus jne. Liivakõrbetele on tüüpiline valge saksauul *(Arthrophytum persicum)*. Erinevalt solontšakkidel kasvavast mustast saksauulist on valgel saksauulil väikesed lehekesed, tema kõrgus ulatub 3—3,5 meetrini ja tüve läbimõõt 35 sentimeetrini. Põõsastest on kõige rohkem levinud džuzguun *(Calligonum)*, rohttaimedest kõrreliste hulka kuuluv harjashein *(Aristida)*, kõrbetarn *(Carex physodes)* jt. Varakevadiste efemeeride hulka kuulub palju kõrrelisi (orasheinad, lusted), ristõielisi, liblikõielisi jne.

Peale NSV Liidu on Euraasias kõrbeid veel Indias ja Pakistanis (Pandžaab, Sind, Radžastan), Araabias, Süürias, Palestiinas (Surnumere ümbruses), Mesopotaamias, Mongoolias ja mujal.

Kõrbete klassikaliseks levikualaks on Aafrika, mille pindalast kõrbed hõlmavad 40%.

Osa Sahaarast on kivikõrb — h a m m a a d a. Hammaadas kasvavad astelдega padjandtaimed ja samblikud; viimastest on huvitavam «taevamanna» (*Lecanora esculenta*). Laialdased alad Sahaaras, samuti Aafrika edelarannikul asuvas Namibi kõrbes kujutavad endast täielikku kõrbet. Siin laiuvad liivased ja kivised, peaaegu taimkatteta alad, sest põud kestab kogu aasta ja isegi mitu aastat järjest.

Edela-Aafrika kõrbetes 23° l.-l. ja Mossamedes'i platoo vahel on väga iseloomulikuks taimeks velvitšia *(Welwitschia mirabilis)*. Tema puitunud tüve ümbermõõt on kuni 4 m, kõrgus vaevalt 20 cm. Taime ülemine osa sarnaneb avatud huultega. Nende «huulte» väliskülgedelt lähtuvad kaks nahkjat, kuni 3 m pikkust lehte, mis ei kasva tipust, vaid alusest (nagu inimese küüned). Lehetipud närbuvad järk-järgult. Velvitšia on reliktne taim. Tema eluiga hinnatakse üle 100 aasta, kuid kogu oma elu vältel moodustab ta ainult need kaks pidevalt kasvavat lehte. Taim tolmleb tuule ja lutikaliste abil.

Austraalia keskosa hõlmavad samuti kõrbed. Osa siinsetest liiva-aladest on täiesti taimedeta, Eyre'i, Torrensi ja teiste järvede ümbruses aga levivad soolakõrbed.

Argentiina pampa läheb läänes aeglaselt üle kõrbelisteks kõrgtasandikeks, mis on kaetud liiva, solontšakkide ja soolajärvedega. Pärast vihma kujutavad viimased enesest tõelisi soid, kuival perioodil aga meenutavad nad lumiseid välju. Taimestiku moodustavad kuivalembesed astelpõõsad, solontšakkide rajoonis aga halofüütsed põõsad ja rohttaimed.

Põhja-Ameerikas eristatakse mitmeid kõrbetüüpe. On nii *Artemisia tridentata*'ga pujukõrbeid kui ka endeemse *Sarcobatus vermiculatus*'ega kõrbeid. Viimati nimetatud taimel on tumerohelised läikivad lehed, mis kuival perioodil langevad. Neile kõrbetüüpidele lisanduvad veel maltsaga *(Atriplex confertifolia)* kaetud kõrbelised alad. Maltsakõrb on suvel hallika, sügisel aga punakaspruuni värvusega; taimede vahel on laikudena soolakorraga kaetud paljas maapind. Eriti huvitavad on kreosoodipõõsakõrbed ning Mehhiko platood katvad kõrbed. Neist esimene kõrbetüüp levib lõuna pool 37° l.-l., ulatudes Vaiksest ookeanist Mehhiko laheni. Sademeid on siin alla 370 mm aastas, suvel tõuseb temperatuur 52 kraadini, talvel aga langeb —7 kraadini. Domineerivad 1—2 m kõrgused põõsad, sukulendid ja palmliiliad. Kreosoodipõõsad *(Covillea tridentata)*, mis küllastavad õhku kreosoodilõhnaga, kasvavad harvalt, olles üksteisest 1—30 m kaugusel. 5—9 m kõrgused puukujulised palmliiliad *(Clistoyucca brevifolia)* katavad maapinda veelgi hõredamalt, 15—100-meetriste vahedega. Nende vahel kasvavad madalamad põõsad. Siin-seal kõrguvad hiiglaslikud sammaskaktused *(Carnegia gigantea)*, opuntsiad, agaavid, *Acacia gregii* ja endeemsed *Dasylirion*'i liigid. Kunstlikult niisutatavatel aladel kasvatatakse siin tsitruselisi, puuvilla ja datlipalme (see on ainuke rajoon Ameerika Ühendriikides, kus datlid valmivad).

Mehhiko platool levivad 1000—2250 m kõrgusel mägikõrbed kaktuste, agaavide, *Dasylirion*'i liikide, mimoosiliste hulka kuuluvate (nahkjate või torujalt keerdunud lehtedega) astlaliste põõsaste, lehitute teravalõhnaliste põõsastega jne.

Poolkõrbed moodustavad ülemineku steppidelt kõrbetele. Nad levivad Kesk-Aasias ja Kagu-Euroopas, ümbritsevad Aafrikas kitsa vööna Sahaarat, hõlmavad Somaalimaast põhjas ja idas asuvaid alasid kuni Keeniani jne. Tegelikult tuleks poolkõrbete hulka lugeda ka mõned «stepid», näiteks Hispaania ja Ida-Patagoonia stepid, sest nende taimkate on väga hõre ja kidur.

193. Savannid. Savanniks nimetatakse troopilist puisrohtlat. Stepist erineb savann selle poolest, et temas kasvavad üksikud kserofüütsed, vihmavarjutaolise võraga puud, mis võivad oma tüvesse koguda veevarusid põuaperioodiks. Rohustu on savannis tunduvalt kõrgem kui stepis; domineerivad karedate, kõvade lehtedega kõrrelised. Välisilmelt meenutab savann metsasteppi: rohumaad vahelduvad üksikute puude ja väikeste puusaludega. Rohurinne on kohati väga tihe, kohati aga paistab taimede vahelt paljas maapind. Puid on mõnes kohas vähe, üksikutel aladel (Venetsueelas) puuduvad nad täiesti, kohati aga on neid nii palju, et nad moodustavad väga hõredaid metsi (Brasiilias). Vihmaperioodil hakkab savann rohetama, kuival perioodil aga taimed närbuvad ja puudel (peale igihaljaste) langevad lehed.

Orinoco jõgikonnas tuntakse savanne ljaanode, Brasiilias kampode nime all.

Klassikaliseks savannide maaks on Aafrika: savannid katavad liigi 40% tema territooriumist. Kuival perioodil on nad kollaka ja pruunika tooniga, kõrbenud taimkattega alad, vihmaperioodil aga hakkab kõik haljendama ja õitsema; ilmuvad ka rohkearvulised putukad.

Aafrikas võib eristada kõrreliste savanni ja akaatsiasavanni. Kõrreliste savannis kasvavad kõrged (1,5—3,5 m) kõrrelised, mis varjavad isegi kaelkirjaku. Kõrrelised ei moodusta mättaid, kuid kasvavad tihedalt koos ja rohustu meenutab rukkipõldu, olles siiski tihedam, mistõttu teerajast kõrval on väga raske edasi liikuda. Rohus kasvavad laialipillatult puud. Kuiv aastaaeg kestab põhjapoolkeral novembrist veebruarini, lõunapoolkeral maist augustini. Sel perioodil esineb savannis sageli tulekahjusid.

Akaatsiasavanni iseloomustavad 1—1,5 m kõrgune kõrrelistest koosnev rohurinne ja sellest kerkivad üksikud 3—15 m kõrgused, sageli asteldega varustatud, lameda vihmavarjutaolise võraga puud. Põua ajal muutuvad kõrrelised punakaks või kollakaks ja süttivad sageli; puudelt langevad lehed. Vihmaperioodil võistleb puude lopsakas rohelus õiterohkusega. Iseloomulikumateks puudeks on akaatsiad, samuti 25 m kõrguseks kasvav ahvileivapuu ehk baobab *(Adansonia digitata)* (joon. 94). Baobabi rikkalikult vett sisaldava lihaka tüve ümbermõõt ulatub 45 meetrini. Tema hiiglaslik võra on kuival perioodil lehtedeta. Baobabid elavad 4000—5000 aasta vanuseks.

Laialdased alad on savannidega kaetud ka Lõuna-Ameerikas, eriti Brasiilia mägismaal ekvaatorist lõuna pool. Sealsetes kampodes vahelduvad rohtlad hõredate metsadega; jõeorgudes kasvavad troopilised metsad. Brasiilia savan



Joon. 94. Ahvileivapuu Aafrika savannis.

nide rohurinne koosneb peamiselt kitsaste, vahakirmega kaetud lehtedega kõrrelistest *(Paspalum, Panicum, Andropogon, Aristida)*. Rohurinne on madal, ainult 30—50 cm kõrgune; sageli esineb selles tarnasid, kohati ka madalaid põõsaid ja poolpõõsaid.

Kampos kasvavad puud üksteisest 100—200 sammu kaugusel, nende kõrgus ulatub harva 8 meetrini, tüvi ja oksad on kõverad, lehed kseromorfsed: ühtedel puuliikidel on nad niivõrd kõvad, et klõbisevad tuule käes, teistel väga väikesed ja karvased, vahakirmega kaetud. Paljudel puudel langevad kuival aastaajal kõik lehed, mõnedel aga säilib osa lehti. Sealse savannide-ala kaguosas asub Brasiilia tähtsaim kohviistanduste rajoon.

Venetsueela ljaanodes rohi kõrbeb kuival peroodil, pinnas lõheneb, sageli tekib tugev tuulispask, paljud loomad suiguvad uinakusse, horisondil viirastuvad petlikud terendused. Kui algab vihmaperiood, kattuvad tasandikud kiiresti rohelusega ja varsti algavad ka üleujutused. «Siis sunnib loodus vees elama

ka neid loomi, kes aasta esimesel poolel kannatasid janu tolmusel kuival maapinnal.» [27]

Põhja-Ameerikas leidub savanne Mehhikos ja Alam-Kalifornias.

Troopilises Aasias on savannid iseloomulikud Indiale alates 22° p.-l. kuni Hindustani poolsaare lõunatipuni, Birma keskosale, Tseiloni põhjaosale ja Indo-Hiinale.

Austraalias katavad savannid laialdasi alasid mandri põhja- ja idaosas. Vähemal määral on savanne ka Austraalia lääne- ja lõunarajoonides. Nendes savannides on eriti selgekujuline kuiv periood, mil jõed kuivavad täielikult. Lääne-Austraalia savannides domineerivad puudest eukalüptid (kuni 35 meetri kõrgused), kasuariinid (10 m) ja akaatsiad — kõik igihaljad liigid. Teistes savannides lisanduvad neile männilaadsed okaspuud perekonnast *Frenela,* puukujulised liilialised perekondadest *Xantorrhoea, Kingia* ja *Dasypogon,* eukalüptidele lähedased *Tristania* liigid jne. Kuigi puud on igihaljad, väljendub aspektide vaheldumine savannides väga selgelt, olles tingitud rohttaimede arenemisest. Kuival perioodil on puudevaheline maapind kuiv ja elutu, pärast vihma aga kattub ta rohelise vaibaga ja muutub õiterohkuse tõttu (orhideed, liilialised, tulikalised jt.) tõeliseks lillepeenraks, mille ilme vaheldub peaaegu iga nädalaga.

194. Kuivad hõrendikud. Kuivad hõrendikud erinevad savannidest selle poolest, et neis puudub kõrrelistest koosnev rohurinne.

Lõuna-Ameerika troopilisi hõrendikke nimetatakse kaatingadeks. Kaatingad katavad laialdasi alasid Brasiilia mägismaa idaosas 200—500 m kõrgusel, kusjuures nende läänepiir ulatub 47. meridiaanini. Ookeani lähedal langeb sademeid kuni 1450 mm, mandri siseosades aga ainult 500—700 mm aastas. Kuiv periood kestab $^3/_4$ aastat, kusjuures augustist kuni oktoobrini ei saja üldse. Puud kasvavad kaatingas üksteisest kaugel ja on põua ajal lehtedeta. Paljudel puudel on jämedad, vaaditaolised tüved, millede puit sisaldab palju niiskust (*Chorisia crispiflora, Cavanillesia arborea* — mõlemad *Bombacaceae* sugukonnast). Paljud väiksemad puud on igihaljad, nahkjate paksude või karvaste lehtedega. Kaatingale on tüüpiline astlaliste ja kõrvetavate taimede küllus. Palju on ka sukulente. Viimaste hulka kuuluvad näiteks sammaskaktused perekonnast *Cereus,* opuntsiad, kerakujuline *Melocactus,* lehtedeta sambataoline piimalill *Euphorbia phosphorea* jt.; korvõielisi ja kõrrelisi peaaegu polegi. Pärast kevadist vihma muutub kaatinga ühe-kahe päeva jooksul roheliseks.

Kaatinga-aladel kasvavad jõeorgudes palmimetsad.

Austraalia hõrendikud paistavad silma väga kireva liigilise koostise poolest. Kõige suurem (kuni 30 m kõrgune) puu on siin eriline eukalüptiliik *(Eucalyptus marginata).* Väga sage on luuaga sarnanev *Casuarina fraseriana.* Endeemsete liikide hulka kuulub *Nuytsia floribunda.* Alusmets koosneb põõsastest.

195. Troopilised metsad. Ekvatoriaalsetel aladel, kus aasta läbi sajab rikkalikult ning püsib ühtlane kõrge temperatuur, on taimedele soodsates niiskus- ja temperatuuritingimustes välja kujunenud liigirikkaim taimkatte tüüp — troopiline vihmamets.

Troopilised vihmametsad katavad suuremat osa Kongo nõost ja Malai saarestikust, miljoneid ruutkilomeetreid Lõuna-Ameeri-

[27] А. Гумбольдт, Картины природы, ч. I, изд. 2. М., 1862, стр. 16.

kas (eriti Amasoonase madaliku lääneosas), Madagaskari idarannikut, Tseiloni lõunaosa, Malabari rannikut Indias jne. Troopilised vihmametsad ei moodusta pidevat vööndit, sest nende levikualad — madalikud — on üksteisest eraldatud kõrgemate platoodega. Reljeefi mõju aga ei likvideeri troopiliste vihmametsade leviku tsonaalsust, vaid ainult korrigeerib seda.

Troopiline vihmamets ehk *selva* on erakordselt liigirikas. Selle põhjuseks on tervete reliktsete floorade esinemine selvas. Nende floorade ilme on tertsiaarist alates vähe muutunud; nende reliktsus on kindlaks tehtud peamiselt paleobotaaniliste andmete põhjal. Neist selgub, et selva taimestiku üldilme ja liigiline koostis on allunud ainult väikestele muutustele. Ka väga suur liikide arv (40 000—45 000 liiki) osutab sellele, et praegune taimestik on kujunenud väga pika aja vältel ning ökoloogiliste tegurite kompleksi suhtelise püsivuse tingimustes.

Troopilises metsas kasvavad puud 40—45 m kõrguseks, kuid hargnevad ainult ülemises osas, nii et puutüved meenutavad hiiglaslikke sambaid. Puude võrad moodustavad suures kõrguses tiheda rohelise katuse, mille all valitseb alaline hämarus ja vaikus.[28] Tüved on hämmastavalt mitmekesise kujuga: ühed neist on silinderjad, teised alumises osas paksenenud; mõnes tüves on nii palju vagusid ja uurdeid, et ta sarnaneb kokkukleepunud küünalde pakiga. Pinnasesse kinnitumiseks on paljudel puudel inimkõrgused plankjuured. Koor on sile või krobeline, kohati läikiv, tavaliselt tumeda värvusega, kuid paljud tüved on ka valkja, kollase, rohelise, pruuni ja isegi musta koorega. Koor kestendab sageli pikkade lintidena piki tüve. Lehed on suured ja alati rohelised. Metsa pidevalt roheline foon on tingitud sellest, et eri puuliikidel langevad lehed eri aegadel, aastaaegadest sõltumatult. Lehtede langemine ei toimu seejuures isegi ühel puul korraga, vaid osade kaupa, nii et puu pole kunagi täiesti lehitu. Laialdaselt levinud arvamus troopilises metsas kasvavate taimede katkematu vegetatsiooniperioodi kohta vajab täpsustamist. Vaatlused näitavad, et klimaatilised tingimused metsas (sademed, temperatuur) aasta jooksul teataval määral muutuvad, mis põhjustab ka taimede lehistumise ja õitsemise perioodilisuse. Et need fenoloogilised faasid kulgevad pika aja vältel ja üksikutel liikidel eri aegadel, tekibki väär kujutlus taimede vahetpidamatust kasvamisest, õitsemisest ja viljumisest.[29]

Troopilises metsas kasvavad puud mitme rindena: 40—45 m kõrgusest puurindest madalamal kasvavad madalamad (12—15 m kõrgused) varju taluvad liigid; kohati võib täheldada ka kolmanda, 2—3 m kõrguse, puukujulistest sõnajalgadest ja madalatest palmidest koosneva rinde olemasolu. Maapinda katavad ühte-

[28] А. Р. Уоллес, Тропическая природа, М.—Л., 1936.

[29] Л. Е. Родин, О сезонной ритмике тропического леса, «Ботанич. журнал», 1953, № 4.

del juhtudel langenud lehed, oksad ja viljad, teistel juhtudel tihe rohurinne või kollad.

Kõige madalamas puurindes arenevad õied (ja järelikult ka viljad) sageli otse tüvel (seda nähtust nimetatakse kauliflooriaks), kattes seda eredate õiekobaratega. Sellised on kakaopuu, leivapuu, paljud viigipuud jt. Üldiselt aga on troopilises metsas õisi vähe, nad on tavaliselt väikesed ja vähemärgatavad, kuuludes isetolmlejate või tuultolmlejate hulka. Palju õisi on ainult metsaservadel.

Troopilistes metsades on taimed kohastunud eeskätt võitlusega valguse eest. Seepärast on siin palju liaane, mis ümbritsevad tüvesid, ripuvad alla okstelt, ulatuvad vanikutena puult puule, roomavad mööda maad või lamavad maapinnal suurte pundardena nagu laevaköied. Kogu mets on erineva jämeduse, tugevuse ja pikkusega liaanidest nii tihedasti läbi põimitud, et läbipääs osutub kirve abita võimatuks.

Peale liaanide on troopilises metsas suur hulk epifüüte, milledest tähelepandavamad on sõnajalad ja orhideed. Epifüüdid kasvavad kõige sagedamini ülemistel okstel, valgusele lähemal. Ülirikkalikult on neid ka tüvedel, kus nad moodustavad tõelisi rippuvaid aedu. Epifüütide seemned või eosed on väga väikesed, kleepuva pealispinnaga või varustatud lendkarvakestega, mis kergendab neil teiste taimede koorele kinnitumist.

Kui epifüüdid on valdavateks taimedeks ülemistes rinnetes, siis puude juurtel on esikohal mitmesugused parasiittaimed.

Eriti hämmastav on troopilise taimkatte lopsakus, kui võrrelda mõne sugukonna esindajaid parasvöötmes ja troopilistel aladel. Kõrreliste sugukonda kuulub teiste hulgas ka bambus; teda ei saa küll pidada tüüpiliseks troopikataimeks, kuid troopikas saavutab ta erakordse suuruse ja ilu, kasvades 25—40 m kõrguseks. Meil mitte eriti liigirohkelt esinevad madalad sõnajalad kasvavad troopikas puukujulistena. Sõnajalgu leidub siin kõikjal — kaljudel, kõdunevatel puutüvedel, jõgede kallastel, puudel ja põõsastel. Ühed neist on madalad nagu sammal, teised 2—2,5 m kõrgused; mägedes aga kasvavad puukujulised sõnajalad 10—20 m kõrguseks. Troopiline sõnajalgade floora on haruldaselt liigirikas: Tarracoto ümbruses Peruus on loendatud 250, Pangrango vulkaanil (Jaaval) aga vähemalt 300 sõnajalaliiki.

Troopilisele metsale on iseloomulikud ka aromaatsed ingverilised *(Zingiberaceae)*, banaanid *(Musaceae)*, käpalised (orhideed) ja palmid. Käpaliste liikide arv ulatub viieteistkümne tuhandeni. Orhideed kasvavad tüvedel ja okstel kord väikestena ja vaevumärgatavatena, samas aga 3 m kõrgustena. Mõnedele neist annavad väga omapärase välimuse habemetaoliselt alla rippuvad õhujuured.

Palme kasvab ka väljaspool troopilisi metsi, eriti tüüpilised on nad aga ekvatoriaalsetele metsadele. Kuid ka siin ei kohta me neid kõikjal; on terveid metsamassiive, kus nad täielikult puudu-

vad. Ühtedel palmidel on silindriline tuttvõraga tüvi, teistel puudub tüvi hoopis: on vaid hargnev kimp sulgjaid lehti. Väikeste palmide tüved pole pliiatsist jämedamad ja nende kõrgus on ainult 1,5—2 m, teiste palmide (näiteks *Mauritia*) tüve läbimõõt on 0,5 m ja kõrgus kuni 30 m. Mõningate palmide kõrgus ulatub 60 meetrini. On siledate ja rõngaliste tüvedega palme; mõnedel palmitüvedel on rohkesti ogasid. Palmide lehed on väga suured: *Manicaria saccifera* (kasvab Parás) lehtede pikkus ulatub 9 meetrini, laius 1,2—1,5 meetrini, *Raphia taedigera* ja *Maximiliana regia* lehed aga kasvavad rohkem kui 15 m pikkuseks. Kui lehed närbuvad, siis langevad nad maha ja nende asemele jääb tüvele sile arm. Sagedamini aga jäävad lehed okste külge kõdunema, moodustades aegamööda kiulise massi, millele asuvad hulgaliselt elama sõnajalad ja orhideed.

Mõned palmid kuuluvad liaanide hulka. Ameerikas on selliseks palmide perekonnaks *Desmoncus,* Aasia troopilistel aladel aga rotangpalmid *(Calamus)*. Ainuüksi Malai saarestikus on üle 60 rotangpalmiliigi, milledest mõnede pikkus ulatub 300 meetrini. Nende kasvukohtades on mets peaaegu täiesti läbimatu.

Nagu teisedki metsa-taimekooslused, on troopiline vihmamets eri rajoonides erineva koostisega. See on tingitud mitte ainult maastike iseärasustest, vaid ka vastava ala geoloogilisest kujunemisest. Amasoonase madalikul esineb i g a a p o — madalatel aladel peaaegu alalise üleujutuse tingimustes kasvav mets (siin kasvab rohkesti *Victoria regia*'t, mille lehtede läbimõõt ulatub 1,5 meetrini) ja e t e — üleujutustest mõjutamata, kõrgematel aladel kasvav troopiline mets, mis on ühtlasi liigirikkam. Põhijoontes, olenevalt ökoloogilistest tingimustest, on troopilised vihmametsad siiski sarnased ning moodustavad ühtse ja omapärase taimkattetüübi.

Peaaegu niisama liigirikkad on m u s s o o n m e t s a d. Nende erinevus troopilistest vihmametsadest ja teatav sarnasus parasvöötme metsadega seisab selles, et nendes kasvavatel puudel langevad perioodiliselt lehed. Mussoonmetsad on lehtedeta kuival aastaajal — suvel — ja kuuluvad seepärast talvehaljaste metsade rühma, erinevalt suvehaljastest metsadest, mis on lehtedeta talvel.

196. Mangroovtihnikud. Mangroovtihnikud on omapärased troopilised taimekooslused, mis on iseloomulikud rannikule jõesuudmete ümbruses ja suletud lahtedes, kuhu ei ulatu murdlained. Tõusu ajal ujutatakse mangroovtihnikud üle, mõõna ajal aga on nad tõelised sood, kus mudases ja pehmes pinnases kasvavad puittaimed. Taimedel on sellisesse pinnasesse raske kinnituda, samuti on neil selles raske hingata. Et siinsed taimed peavad perioodiliselt elama soolases vees, on mangroovtihnikute liigiline koostis vaene ja esindatud ainult üksikute spetsiifiliste liikidega. Omapärased ökoloogilised tingimused on põhjustanud mitmesuguseid kohastumisi, mis teistel taimekooslustel puuduvad.

Ebakindlasse pinnasesse kinnitumiseks on puudel palju peenikesi painduvaid tugijuuri. Krasnov märgib, et puu tüvi ja võra toetuvad neile juurtele nagu ämbliku keha oma paljudele jalgadele (joon. 95). Hingamise kergendamiseks on puud varustatud paljude õhujuurtega, mis ulatuvad mõõna ajal veest välja.

Taimede paljunemine mangroovtihnikuis on raskendatud seetõttu, et vesi võib seemned ära kanda. Seepärast idanevad siin-



Joon. 95. Mangroovmets Indias.

sete taimede seemned juba emataime küljes. Manglipuu munasuurusest viljast kasvab välja 20—70 cm pikkune sõrmejämedune idu. Vette langedes tungib idu sügavale mutta, kinnitub seal ning temast arenebki uus taim.

Troopilises Aasias näivad mangroovtihnikud merelt vaadatuna madalate tumeroheliste puude saludena. Mõõna ajal paljastuvad mustjast vedelast mudast kerkivad kaarjalt paindunud õhujuured. Mangroovtihnikutes ei kasva üle 20 liigi, milledest iseloomulikumad on *Rhizophora mucronata, Avicennia officinalis, Sonneratia* ja *Bruguiera* liigid jt. Jõesuudmetes, laguunides ja rannikusoodes esineb ka palmitihnikuid, kus kasvab soolase veega

kohastunud liik *Nipa fruticans*. Selliste tihnikute läbimisel on sageli vaja kirve abi.

Üsna laialdaselt on mangroovtihnikud levinud ka Lõuna-Ameerika, Aafrika ja Austraalia troopilistes osades.

197. Niidud. Niiduks nimetatakse mitmeaastastest mesofüütsetest rohttaimedest koosnevat taimkattetüüpi. Seega erinevad niidud nii hügrofiilse taimkattega soodest kui ka kserofiilse taimkattega steppidest. Mäginiidud on tsonaalse levikuga, moodustades vertikaalse taimkattevööndi. Madalikel asuvad niidud, vaatamata nende taimkatte tsonaalsele iseloomule, pole siiski tsonaalse levikuga. Niisketel ja jahedatel aladel esineb neid tundratest kuni kõrbeteni. Nende hulgas pälvivad erilist tähelepanu lamminiidud.

Niitude taimkatte moodustavad peamiselt kamarat tekitavad kõrrelised, milledega liituvad mitmeaastastest taimedest tulikad, kurerehad, nurmenukud, mõned sarikalised jne. Ülevaade mäginiitudest on antud paragrahvis 199.

198. Sood. Soode all mõistavad botaanikud taimekooslusi, kus valdavad hügrofiilsed taimed, mis vajavad arenemiseks liigniisket pinnast või vaba veepinda. Sootaimede juured on pidevalt vees või veega küllastatud pinnases, lehti kandvad varred ja oksad aga veest kõrgemal. Enamik sootaimi on mitmeaastased, hästi arenenud maa-aluste vartega ja lisajuurte moodustamise võimega. Maa-alused varred on osjal, pillirool, hundinuial, villpeal, tarnadel jne. Jõhvikatel, mõnedel koldadel ja teistel taimedel on roomavad maapealsed varred. Mõnedel taimedel on õhu juurdepääsu hõlbustamiseks lehtedes, vartes ja juurtes õhuruumid, mõnedel aga on vahetult õhuga kokku puutuvad vertikaalsed õhujuured nagu manglipuudel. Nagu allpool näeme, on mõned sootaimed kseromorfsed.

Eriti levinud on roostikud, rohusood ning rabad. Roostikud levivad veekogude ümbruses ja koosnevad peamiselt pilliroost, kõrkjatest, hundinuiadest, tarnadest ja osjadest. Kuni 10 m kõrgused roostikud on levinud kõikjal järvede ääres.

Aafrika jõgede ja järvede ääres laiuvates soodes segunevad kõrkjad, pilliroog ja hundinuiad ererohelise 1—4,5 m kõrguse papüüruslõikheinaga; Niilusel esineb ka papüüruslõikheina puhtkogumikke. India sood on kaetud tiheda bambusevõsaga.

Rohusood (madalsood) sarnanevad üldiselt niitudega, kuid kõrrelisi asendavad neis lõikheinalised (tarnad jt.).

Erinevalt rohusoodest toituvad kõrgsood ehk rabad ainult sademetest. Seepärast kasvavad neis väikese mineraalainete hulgaga leppivad taimed (näiteks *Sphagnum*). Rabade taimed (oksülofüüdid) paistavad silma täiesti omapärase ökoloogia poolest. Taimejuuri sisaldava kihi temperatuur on hoopis madalam õhu temperatuurist, sest elus sfagnum ja turvas on halvad soojusjuhid. Kui õhu temperatuur on +30° C, näitab 25 cm sügavusele samblasse asetatud termomeeter ainult +14° C. On arusaadav, et sellistes tingimustes aurub taimede pinnalt rohkesti vett, juu-

red aga imavad teda vähe ning kujunevad tingimused füsioloogiliseks kuivuseks. Sügavamad kihid on rabas halvasti õhutatud, sest õhu juurdepääs sügavusse on raskendatud. Turvas seob tugevasti vett, mistõttu taimedele on kättesaadav ainult väike osa veest: 1 g õhukuiva sfagnumit suudab imada 10—50 g vett. Järelikult peab rabataimedel kõrvuti hügrofiilsuse tunnustega olema ka füsioloogilisest kuivusest tingitud kserofiilsuse tunnuseid. Tegelikult ongi enamikule rabataimedest omane kseromorfne ehitus: nende lehed on kaetud karvade või vahakihiga, kutiikula on hästi arenenud, lehed on nahkjad või kitsad jne.

Et turbasammal kasvab iga aastaga, peavad taimed samblasse mattumise eest hoidumiseks oma maapealseid osi järjest juurde kasvatama. Kui nad pole selleks suutelised, siis nad surevad. Kased surevad, kui nende tüved on 25—30 cm sügavusele samblasse mattunud, männid vastavalt 30—40 cm paksuse sambla puhul.

Rabade taimestik on liigivaene (mitte üle 10 liigi 1 ruutmeetril) ja meie laiustel kõikjal enam-vähem ühesuguse koostisega. Domineerivad mitmesugused turbasamblaliigid; puhmastest ja rohttaimedest on levinumad küüvits, kanarbik, pohl, sinikas, mustikas, villpea, rabakas ja murakas, põhjapoolsetel aladel aga vaevakask, kukemari ja alpi villpea *(Eriophorum alpinum)*.

Sageli kasvavad rabas ka kidurad männid, seedermännid ja lehised, harvemini kuused, kased või haavad. Loetletud taimedele tuleks lisada veel mõned vähemtähtsad liigid, nagu jõhvikas, mitmed huulheinad ja mõned teised taimed.

199. Alpiinne taimkate. Alpiinne taimkate sarnaneb oma eluvormide poolest polaarse taimkattega, sest kõrgel mägedes valitseb samasugune madal temperatuur nagu tundraski ja vegetatsiooniperiood on lühike. Seepärast esineb tundralähedastes mäestikes (Polaar-Uraal, Kirde-Aasia mäestikud) vertikaalse taimkattevööndina mägitundra. Alati ei või me siiski samastada alpiinset taimkatet polaarsega. Altai, Kaukaasia ja Kesk-Aasia mäestikes ei järgne metsadele tundra, vaid mäginiit. Mäginiitude alal puudub igikelts, mullastik on teistsugune kui tundras, sademete hulk on suurem, valgusrežiim erineb nii valguse tugevuse kui ka koostise[30] poolest, ei esine pikka polaaröödd ja -päeva.

Mäginiitude vööndis eristatakse madalamal asuvat subalpiinset ja kõrgemal levivat alpiinset taimkatet.

Kesk-Aasia subalpiinsete niitude taimkate on liigirikas ja kirevaõieline. Nurmikate, punase aruheina, orasheina, timuti ja teiste kõrreliste rohelisel vaibal paistavad silma roosad kurerehad ja alpi tähtpead, sinised kellukad, helesinised emajuured, kuldsed maranad, kollased alpi magunad, lõosilmad, lõhnavad heleroosad nelgid, mägiköömen jne. Pinnas on täielikult kamardunud, rohustus võib tavaliselt eristada kolme rinnet.

[30] Mägedes on rohkem siniseid ja ultravioletseid kiiri.

Lääne-Kaukasuse subalpiinseid niite iseloomustavad kõrged segarohud, milledest näiteks *Campanula lactiflora* kasvab 2—2,5 m kõrguseks. Niitudega vahelduvad alad, mida katavad maas roomavad madalad õrnvalgete õite ja igihaljaste nahkjate roheliste lehtedega rododendronid.

Altais vahelduvad subalpiinses vööndis kõrgrohuniidud (kuni 1,5 m kõrguste taimedega) seedermänni- ja lehisemetsadega.

Et alpiinsed niidud (alpi niidud) levivad hoopis karmimates tingimustes, siis on sealsed taimed madalad (10—15 cm), nende lehed on kodarikena maapinnal ja mõnikord varteta, õied aga on kirevavärvilised nagu tundraski. Paljunemine toimub tavaliselt vegetatiivsel teel.

Kesk-Aasia mäestikes on valdaval kohal *Cobresia*-niidud. Sellised niidud on väga monotoonsed, sest *Cobresia* tihe kate tõrjub välja enamiku teisi taimi. Kohati aga esineb ka madala rohustuga alpiinseid niite, mis õitseajal võistlevad värvide kauniduse poolest subalpiinsete niitudega. Nendel niitudel on rohkesti tähtheinu, lõosilmi, tulikaid, siniseid emajuuri, kollaseid alpi magunaid jne.

Ka Kaukasuse ja Altai alpiinseid niite iseloomustab madal (20—60 cm) rohustu, mis koosneb peamiselt tarnadest ja kõrrelistest. Subalpiinse ja alpiinse vööndi kõrval esineb Altais ka mägitundrate vöönd. Mägitundrate vööndi esinemine Altais on tingitud peamiselt reljeefi ja pinnase iseärasustest, mitte otseselt kõrgusest. Seepärast paiknevad mägitundrad kohati ülalpool, kohati aga allpool alpiinsetest niitudest. Mägitundrate vööndis esineb sambla-samblikutundra, kus kasvavad samblad, samblikud ja madalad (50—70 cm kõrgused) pajud ning kased (*Betula rotundifolia*); sellega vaheldub samblikutundra paljude erinevate samblikuliikidega; palju on ka peaaegu paljaid kiviseid alasid, mis moodustavad kivitundra.

200. Kokkuvõte. Esitatud materjal tõestab vaieldamatult taimkatte ja keskkonna väga tihedat vastastikust seost. Taimede käsitlemine väljaspool keskkonda on seepärast täiesti mõeldamatu. Sõltuvus taimkatte ja keskkonna vahel on vastastikune, nagu see on omane kogu maastikulisele sfäärile. Taimestiku iseloom ja liigirikkus sõltub oluliselt kliimast, kuid avaldab omakorda mõju kliimale. Suured taimekooslused pidurdavad õhu liikumist ja varustavad õhku niiskusega, mida taimed imavad maapinnast ja suunavad transpiratsiooni teel õhku. Oma olemasoluga suurendavad taimed Maa auramispinda, taimekooslustes aga kujuneb välja omapärane mikrokliima. Transpiratsioon võib avaldada olulist mõju sademete hulgale, varustades antud maakoha õhku niiskusega.

Taimede elu ja geograafiline levik sõltub ka mullastikust, mullastik omakorda aga on tekkinud ainult tänu taimedele.

Taimede ja keskkonna vastastikune sõltuvus põhjustab põhiliste taimkattetüüpide tsonaalset levikut. Põhjast lõunasse liikudes näeme tundra, okasmetsa, lehtmetsa, stepi, poolkõrbe ja kõrbe seaduspärast vaheldumist. Mõlemal pool ekvaatorit levib, kuigi katkendlikult, troopiliste vihmametsade vöönd; seda piiravad niisama seaduspäraselt savannid. Taimkatte vööndid peegeldavad kliima ja mullastiku tsonaalsust. Mida laialdasem ja ühtlasema reljeefiga on territoorium, seda selgemini on jälgitav taimkatte tsonaalsus. Liigestatud rel-

jeefi tingimustes omandab horisontaalne tsonaalsus teise — vertikaalse tsonaalsuse — kuju.

Maakera eri osades esinevatel sama tüüpi taimekooslustel on nii sarnaseid kui ka erinevaid jooni. Sarnasus seisab nende peaaegu ühesuguses ökoloogias, erinevus aga erinevas floristilises koostises, mis on tingitud vastava taimekoosluse või tema üksikute liikide erinevast kujunemisest. Neid mõlemaid iseärasusi püüdsimegi rõhutada maismaa tüüpilisemate taimkatteühikute iseloomustamisel.

Kirjandust

Алехин В. В., География растений, 1950.
Васильев И. М., Зимостойкость растений, 1953.
Вульф Е. В., Историческая география растений, 1936.
Ильинский А. П., Растительность земного шара, 1937.
Комаров В. Л., Учение о виде у растений, 1940.
Полянский И. И., Сезонные явления в природе, изд. 3, 1923.
Растительность СССР, изд. АН СССР, т. I, 1938, т. II, 1940.
Шенников А. П., Экология растений, 1950.

XXIII peatükk

LOOMAD JA GEOGRAAFILINE KESKKOND

201. Üldisi märkusi. Liikumatu organismi kohastumine teatava keskkonnaga sõltub esmajoones antud organismi bioloogilisest plastilisusest: sellest, kuivõrd kiiresti ja hästi ta suudab oma elutegevust ümber korraldada vastavalt keskkonnatingimuste muutuste mitmesugustele amplituudidele. Aktiivselt liikuvad organismid on selles suhtes paremas olukorras, sest nad võivad teataval määral ise valida endale sobivaid elutingimusi ja hoiduda ebasobivatest. Liikumisvõime ei muuda siiski organisme keskkonnast sõltumatuks, vaid ainult avardab kohastumise võimalusi.

Mitte asjata ei peeta taimkatet geograafilise maastiku peegelpildiks: taimed kui liikumisvõimetud organismid peavad kas kohastuma ümbritseva keskkonnaga või hukkuma. Näib, et loomad on vähem seotud teatava kindla maastikuga ja peegeldavad seda vähemal määral. See on tõepoolest nii. Mida rohkem on loomad võimelised oma elu kestel ühest maastikust teise liikuma, seda suurem on geograafiline taksonoomiline ühik (maastike rühm, vöönd), millega nad on seotud oma bioloogias. Mida väiksema liikuvusega on loomad, seda rohkem sarnanevad nad taimedega oma tiheda seose tõttu teatava kindla territooriumiga, millel nad elavad ja millelt nad ei saa lahkuda.

Käesolevas peatükis vaatleme loomade esinemise ja asustustiheduse seost kliima, keskkonna kemismi, toidu hulga ja teiste organismidega.

Kliima avaldab loomadele nii otsest kui ka kaudset mõju. Kaudne mõju väljendub taimkatte iseloomus ja rohkuses, mullastikus, reljeefis jne. Kliimateguritest on tähtsaimad õhu temperatuur, niiskus, sademed, valgustingimused ja tuul. Nende tegurite osatähtsust vaatleme hiljem eraldi, siinkohal aga märgime, et kliima ei mõju organismile oma üksikute elementidega, vaid tervikuna. Kliima, mullastik ning teised organismid ei mõjusta organisme samuti mitte igaüks eraldi, vaid kõik koos.

Uurides kliima ja loomastiku vahelisi seoseid, teeme tavaliselt kaks abstraktsiooni. Esiteks — organismile ei mõju niivõrd kliima üldse, kuivõrd just teda ümbritseva väikese eluala (paigase või

veelgi suuremal määral faatsiese) kliima. Kui mardika vastne elab puuõõnsuses, siis on talle tingimused õõnsuses palju tähtsamad kui kogu metsa kliima. Mikrokliima võimaldab organismil sageli lahendada vastuolu enese ja kliima vahel: kõrbe kliima on hüpikhiirtele surmav, kõrbes elamist aga võimaldab neil nende urgude mikrokliima.

Teine abstraktsioon seisab selle tõsiasja ignoreerimises, et loomade elule ei mõju isegi mitte niivõrd mikrokliima, kuivõrd tegelik ilm.

Seda tuleb tingimata arvestada kliimategurite osatähtsuse analüüsimisel.

202. Valguse osatähtsus. Asjaolu, et loomad toituvad ainult roheliste taimede poolt fotosünteesil toodetud valmis orgaanilisest ainest, ei vähenda põrmugi valguse tähtsust loomade elus. Et päikesekiirgus on elu allikaks maakeral, siis muutub valguse kaudne mõju loomadele võrdseks tema otsese mõjuga taimedele. Kõik organismid on valguse lapsed.

Valgus avaldab aga loomadele ka vahetut mõju, sest valgusega on seotud soojus. Loomad, kes väldivad valgust, väldivad ühtlasi liigset soojenemist. Mõnedel loomadel sõltuvad keha temperatuuri muutused otseselt päikesekiirgusest. Järelikult sõltub selliste (kõigusoojaste) organismide kogu elutegevus päikesekiirgusest. Valgus on vajalik nägemiseks ja tema muutused tekitavad muutusi ka organismi nägemiselundeis. Tähtis pole mitte ainult valgus üldse, vaid ka valguse koostis; eriti tähtsad on ultravioletsed kiired.

Koobastes elavad loomad veedavad kogu oma elu pimeduses. Nad on tavaliselt värvuseta, läbipaistvad või piimvalge värvusega. Silmad on redutseerunud (koopakaladel, amfiibidel) või puuduvad täiesti (enamikul planaaridel, rõngussidel jt.), see-eest on hästi arenenud kompimiselundid.

Valgustingimuste mõjul on osa loomi kohastunud päevase, osa öise eluviisiga, osa aga liigub ja toitub hämarikus. Nahkhiired lendavad toitu otsima enne või pärast päikeseloojangut ning magavad päeval; siilid otsivad toitu hämarikus ja öösel; mõned leemurid (poolahvid) on päeval äratatuna täiesti abitud. Päevane või öine eluviis on organismi lahutamatu omadus. Seetõttu kutsub normaalsete valgustingimuste muutumine kohe esile täpselt sellele vastavaid reflekse. Päikesevarjutuse ajal käituvad loomad nagu öösel: öised putukad (tarakanid, kilgid, sääsed jt.) alustavad oma tavalist tegevust, päevase eluviisiga loomad aga katkestavad kõik toimingud varjutuse ajaks, jätkates neid hiljem uuesti.[1]

Seega on öö ja päeva vaheldumine loomade elutegevuse rütmilisuse põhjuseks. See on loomadele niisama iseloomulik kui taimedelegi.

[1] И. Д. Стрельников, Поведение животных во время солнечного затмения, «Природа», 1936, № 4.

203. Soojuse osatähtsus. Temperatuur avaldab mõju rakkudes toimuvate füüsikalis-keemiliste protsesside kiirusele. Ta mõjutab ka organismide arenemise kiirust, kusjuures igale liigile ja igale arengustaadiumile vastab kindel temperatuuri optimum. Nagu taimedel, nii ka loomadel on optimum suhtelise väärtusega, muutudes vastavalt liigile ja arengustaadiumile ning olles tõeliseks optimumiks ainult mitmete teiste teguritega koos mõjudes.

Madal temperatuur on loomadele ohtlik, sest ta põhjustab soolalahuste ja valkude külmumise rakkudes. Need lahused külmuvad võrdlemisi madalal temperatuuril (veretilk —15° C puhul). Mida vähem on organismis vett, seda kergemini talub ta madalat temperatuuri. Tarakanid hävivad juba temperatuuril —5° C, siidiussi munad aga alles temperatuuril —39° C.

Kõrge temperatuur on ohtlik seepärast, et temperatuuril 50—60° C lagunevad fermendid ning temperatuuril 47—82° C koaguleeruvad valgud. Tegelikult asub elu ülapiir veidi madalamal temperatuuril, sest kuumenemine kiirendab mitmesuguseid protsesse organismis erinevalt, protsessidevaheline kooskõla kaob, tekib ebakõla ja sellise diskoordinatsiooni tulemusel organism hukkub.

Elu ülapiiriks on amööbidel temperatuur 40—45° C, ämblikel 38—46° C, kaladel 37—38° C, inimesel 43—44° C.

Organismid suhtuvad temperatuuri muutustesse erinevalt. Vastavalt sellele jagatakse loomad *eurütermseteks* (taluvad suuri temperatuuri kõikumisi) ja *stenotermseteks* (väga tundlikud temperatuuri muutuste suhtes). Auster talub temperatuuri kõikumist vahemikus —2 kuni +20° C, kuuludes seega eurütermsete organismide hulka. Siia kuuluvad veel troopilistelt aladelt polaarmeredeni levinud kašelotid, troopilises Indias ja karmi kliimaga Ussuuri taigas elav tiiger jne. Stenotermsete organismide tüüpilisteks esindajateks on korallid. Stenotermsus võib väljenduda kahesuguselt, mille tõttu stenotermsed organismid jagatakse sooja- ja külmalembesteks.

Mõisted eurütermsus ja stenotermsus on mere- ja maismaaorganismidel erineva sisuga, sest meres on temperatuuri kõikumised hoopis väiksemad kui maismaal. Tuleb silmas pidada veel seda, et mereorganismidele on vee temperatuur tõepoolest selleks reaalseks temperatuuriks, milles nad elavad. Maismaaloomad elavad aga ühtede ja samade meteoroloogiliste tingimuste puhul küllalt erinevates temperatuuritingimustes. Talvel elab osa neist maa all, osa puuõõnsustes, osa aga lume all. Suvel elavad ühed loomad samblakihis, teised mullas, kolmandad lehestikus. On loomulik, et kõikides nendes elupaikades on meteoroloogilised tingimused erinevad, erinedes ühtlasi ka õhkkonna meteoroloogilistest tingimustest.

Sõltuvus temperatuuri kõikumisest väljendub eriti selgesti

kõigusoojastel loomadel, sest nende kehatemperatuur peaaegu ei erine ümbritseva keskkonna temperatuurist.[2]

Imetajatel ja lindudel on püsiv temperatuur, mis on tingitud nende kehades toimuvatest keemilistest lagunemisreaktsioonidest.[3] Seepärast levivad püsisoojased loomad külmadel aladel hõlpsamini kui kõigusoojased roomajad ja amfiibid. Kõrge temperatuuri säilitamiseks (imetajatel on kehatemperatuur 35—40° C, lindudel kuni 45° C) on organismid kaetud sulgede, karvade või rasvakihiga. Püsiva temperatuuri säilitamiseks kulub ka palju toitu. Seepärast taluvad püsisoojased loomad nälga halvemini kui kõigusoojased.

Kõigusoojased loomad vajuvad madala temperatuuri puhul tardumusse. Paljud neist (sipelgad, lepatriinud jt.) kogunevad suurtesse rühmadesse, et oleks soojem talvitada. Põhja-Ameerika külmematel aladel kogunevad lõgismaod talve tulekul suurte rühmadena koobastesse, kus nad viibivad enam-vähem tardumuses kevadeni. Madude kogunemist talve tulekul võib täheldada ka meie steppides ja kõrbetes.

Kaitseks kõrge temperatuuri vastu on loomadel terve rida kohastumusi. Kõige lihtsam on seejuures hoidumine palavuse eest: loomad otsivad varjukaid kohti, kaevuvad pinnasesse, ronivad kõrgematele puudele, eemale tulisest maapinnast. Näiteks sisalikud ronivad kõrbetes põõsastele, kus umbes 1,5 m kõrgusel on temperatuur ligi 20° madalam kui maapinnal. Organismile mõjub jahutavalt ka kiirendatud hingamisel (koertel, lindudel) toimuv aurumine suu limanahalt ja kopsude pinnalt, samuti higinäärmete aktiivne tegevus.

Temperatuuri muutused toovad sageli kaasa ka maastiku teiste elementide muutusi. Seepärast tuleb eristada vahetult temperatuuri muutustest tingitud kohastumusi kohastumustest, mis on põhjustatud temperatuuri mõjul muutunud keskkonnatingimustest. Madala ja hõreda suvise karvkatte vaheldumine tiheda talvise karvkattega on otsene reaktsioon temperatuuri muutustele. Lume kaevamist soodustavate küüniste kasvamine lemmingule näitab, kuidas loom reageerib temperatuuri mõjul toimunud keskkonna muutustele. Kui linnud lendavad soojale maale ja loomad suiguvad talveunne, siis on see kohastumine toidu vähesusega antud rajoonis, mis on omakorda seoses temperatuuri madaldumisega kestvamaks ajaks.

Peale koosmõju teiste teguritega avaldab temperatuur ka suurt otsest mõju loomade levikule maakeral, sest teataval temperatuuril hävivad kas loomad ise või nende munad, vastsed jne.

---

[2] Püsisoojastel loomadel seevastu on ühtlane ja suhteliselt kõrge kehatemperatuur (35—45° C).

[3] Erandi moodustavad nn. heterotermsed loomad, kelledel püsiv temperatuur asendub une ajal ebaühtlase, keskkonna temperatuuri kõikumistest sõltuva temperatuuriga.

204. Vee osatähtsus. Ainult vedel aine võib elada — see lühike lause iseloomustab täielikult vee osatähtsust organismide elus. Seda näitavad ka mõningad arvud: taimed sisaldavad vett vähemalt 75%, inimkeha 63%, käsnad 78—84%, mõned meriroosid, meduusid ja limused aga 80—95%. Veeta ei saa ükski organism aktiivselt elada, sest kogu elutegevus on seotud vee ringlemisega organismis. Vesi on lahusti, ta on vajalik keemilistel reaktsioonidel, reguleerib keha temperatuuri jne. Hingamisel, eritamisel ja toitumisel tekkivaid veekadusid kompenseerib toit ja jook. Seejuures on vaja, et vee kadu ja juurdetulek oleksid püsivas tasakaalus. Siin on suur tähtsus keskkonnal, sest sellest oleneb, kui palju vett satub organismi ja kui palju teda eraldub.

Joogivett annavad sademed. Perioodilised põuad kõrvetavad rohu ja vähendavad loomade toiduvarusid, olles sellega paljude liikide suveuinaku põhjuseks.

Osa loomi talub suuri niiskuse kõikumisi; neid nimetatakse eurühügrobiontideks (imetajad, linnud, putukad). Nende vastandiks on stenohügrobiondid, kes reageerivad väikseimatelegi niiskuse muutustele. Stenohügrobiondid võivad olla kohastunud kas väga suure või väga väikese niiskusega. Teiste sõnadega, stenohügrobiondid jagunevad hügro- ja kserofiilseteks liikideks.

Eurühügrobiontide suurepäraseks näiteks on mangroovtihnikuid asustavad loomad, kes on kohastunud tõusu ja mõõna vaheldumisega. Nende hulka kuuluvad mudilaste sugukonna kalad: mudahüpikud *Periophtalmus* ja *Boleophtalmus*. Mõõna ajal enamik neist kaladest roomab mööda puujuuri. Rinnauimed asendavad seejuures esijäsemeid; neile toetudes tõstab kala tagakeha üles, et vähendada hõõrdumist roomamisel. Rinnauimede abil tõukab kala ennast ka merepõhjast lahti ja liigub edasi. Kõhuuimed on kokku kasvanud ja moodustavad kettakujulise iminapa, mille abil kala võib tõusta piki vertikaalseid tüvesid.

Sellised kalad elavad ainult oma nooruses vees, tulevad siis maismaale ja jäävad elama kividevahelistesse lõhedesse või pinnasesse uuristatud süvenditesse. Nende silmad ei vaata külgsuunas nagu tavaliselt kaladel, vaid otse ette; keha katab sarvkiht, mis kaitseb neid kuivamise eest.[4]

Väga omapärane on lumikatte mõju organismidele. Sügav lumi raskendab liikumist ja toidu otsimist. Kui lund on vähe, külmub pinnas sügavalt, pakane tungib näriliste (muttide, hamstrite jt.) urgudesse ja loomad hukkuvad. Sügava lumega talvedel aga rajavad mõned tavaliselt mulda kaevatud urgudes elavad loomad endale elamu lumme (lemmingud, mõned uruhiired jt.).[5]

---

[4] П. Ю. Шмидт, Сухопутные рыбы, «Природа», 1931, № 9.

[5] А. Н. Формозов. Снежный покров в жизни млекопитающих и птиц СССР, 1946, стр. 91—95.

Sõralised rändavad talvel aladele, kus lumikate on õhem ja kohevam.[6]

Niiskuse osatähtsust eraldi analüüsida on raske, sest ta mõjub alati koos temperatuuriga.

205. Õhu osatähtsus. Õhu bioloogiline tähtsus on erakordselt suur, sest tema koostisse kuulub hapnik, mis on vajalik hingamiseks — selleks füsioloogiliseks leegita põlemiseks, mille puhul vabaneb soojus. Ometi on õhu tähtsus zoogeograafia seisukohalt väike, sest kogu maakera ümbritsev õhkkond on võrdlemisi ühtlase koostisega.

Mõnedele loomadele avaldab suurt mõju tuul. Õhu liikumine koos temperatuuri ja niiskusega määrab auramise intensiivsuse. Suur veekaotus muudab ainevahetust ja viib lõpuks organismi hukkumisele.

Mõningatel ookeanilistel saartel, kus puhuvad püsivalt tugevad tuuled, puuduvad putukatel tiivad; nii on välditud nende ärakandmine tuulte poolt.

206. Substraadi osatähtsus. Substraadi osatähtsuse määravad järgmised asjaolud.

Maad mööda liikuvatele loomadele on tähtis, et nende kokkupuutepind maaga oleks võimalikult väike, sest siis on ka hõõrdumine väiksem. Kui aga pinnas on pehme, peab kokkupuutepind olema suurem, et vältida sügavale maasse vajumist. Seepärast on liikumiselundite kuju kohastunud substraadiga. Veepinnal liikuvate loomade jäsemed ei märgu (vesivaksurlased). Põhjapõdral on sõrad laienenud, sest tal tuleb kõndida lumel ja soos. Mõnedel veetaimede lehti mööda liikuvatel lindudel, nagu rookanal ja tiigikanal, on varbad väga pikad.

Paljud loomad veedavad kogu elu või osa elust pinnases (kaevurorganismid). 95% putukatest veedab teatava perioodi pinnases kas täiskasvanuna või vastsena. Järelikult on pinnase omadustel nende jaoks suur tähtsus.

Pinnase temperatuur allub suurematele kõikumistele kui õhu temperatuur. Karakumis kuumeneb liiv mõnikord 65 kraadini, Sahaaras 78 kraadini, kuid ainult pinnalt. Sügavuses madaldub temperatuur kiiresti (talvel tõuseb). Pinnase temperatuur muutub tunduvalt ka ööpäeva vältel. Polaaralade loomadel on urgudes soojem, kõrbeloomadel aga jahedam kui maapinnal.

Pinnase niiskusesisaldus mõjub eeskätt taimedele ja nende kaudu ka loomadele. Mullas elavatele loomadele avaldab mullavesi otsest mõju.

Lagunedes võtavad loomade korjused osa mullatekkeprotsessist, kuigi taimedest väiksemal määral. Kaug-Ida jõgedesse kudema tulnud lõhilaste jäänustest tekib omapärane «kalalis-allu-

[6] А. А. Насимович, Роль режима снежного покрова в жизни диких копытных, Автореферат, М., 1953.

viaalne» muld, sest suurvesi kannab surnud kalad kaldale ja katab nad mudaga.

207. Toidu osatähtsus. Elutegevuseks on pidevalt tarvis uut ainet ja energiat, sest oksüdatsiooniprotsesside tagajärjel toimub organismis pidevalt ainete lagunemine. Seetõttu on toit üheks tähtsamaks ökoloogiliseks teguriks. Loomad ei valmista toitu; nad peavad seda pidevalt otsima. Loomad on taimede suhtes täiel määral parasiidid. Kuigi maakeral on loomaliike kolm korda rohkem kui taimeliike, võivad loomad siiski taimedest toituda, sest kogu maakera kattev taimne mass ületab mahult peaaegu 2500 korda loomse massi.[7]

Iga looma elu sõltub sellest, kas tema elukohas on toitu, kas see toit sobib antud loomale ja kui palju teda on. Lihtsaimini lahendavad toitumisküsimuse eurüfaagid — loomad, kes söövad väga mitmekesist toitu. Nende hulgas võib eristada kõigesööjaid, taimtoidulisi ja lihatoidulisi. Inimene kuulub eurüfaagide hulka. Ainult teatava toiduga kohastunud loomi nimetatakse stenofaagideks (ainult sipelgatest toituv sipelgakaru, siberi mänsak jt.). Stenofaagide hulgas on koguni monofaage, kes toituvad ainult ühest taime- või loomaliigist. Sõnnikumardikad toituvad ainult väljaheidetest; seejuures võib täheldada väga kitsast spetsialiseerumist: osa neist toitub ainult hobuse-, osa lehma-, osa jänesesõnnikust jne. Igale pistaatsialiigile vastab oma lehetäiliik. Käbilinnud *(Loxia)* saavad elada ainult okasmetsades jne.

Võime taluda pikema- või lühemaajalist toidupuudust sõltub organismi elutegevuse intensiivsusest ja võimest endasse toitaineid varuks koguda. Mida loium on elutegevus, seda kauem võib organism elada toiduta.

Toitainete varud ladestuvad organismi tavaliselt rasva ja glükogeeni ehk loomse tärklisena (halvasti difundeeruv süsivesik). Rasv koguneb teatavate kehaosade rakkudesse suurte kollaste, ruugete (vähkidel), roheliste (krokodillidel) või teistsuguse värvusega tilkadena. Selgroogsetel ladestub rasv peamiselt maksa (kaladel) ja naha alla, glükogeen aga maksa ja lihastesse. Nälja ajal kulutatakse neid varusid vähehaaval. Peamiselt vihmaussidest toituv mutt on nii ablas, et sureb pärast 5—6-tunnist nälgimist. Metsvint suudab nälgida ühe päeva, kaanid ja maod üheksa kuud, lutikas kuni kuus aastat, kilpkonn kuni aasta jne.

208. Organismide vastastikused suhted. Organismide vastastikused suhted on tingitud vajadusest otsida toitu, vältida vaenlasi, ellu jääda olelusvõitluses teiste liikidega, omada varjupaika ja kohta paljunemiseks.

Organismide vastastikuste suhete tekkimise peamiseks põhjuseks on toitumine. Me rõhutasime juba korduvalt loomade sõltuvust taimedest. Ka erinevate loomaliikide vahelised suhted seisavad sageli selles, et üks liik peab jahti teisele või elab teise kulul.

---

[7] Гептнер, Общая зоогеография, 1936, стр. 25.

Nii toimub jagunemine kiskjateks ja saakloomadeks, parasiitideks ja peremeesteks. Evolutsiooni käigus on mõlemal kategoorial välja kujunenud kohastumused, mille otstarbeks on parimini kindlustada organismide eluks vajalike spetsiifiliste (kummalgi kategoorial diametraalselt vastupidiste) ülesannete teostamist.

Väike vinukloom (skunk) eritab kaitseks vaenlaste vastu vedelikku, mis on halvasti lõhnav ja ühtlasi ka limanahka söövitav, sarnanedes selles suhtes väävelhappega.

Eriti laialdaselt levinud elunähtuseks on parasitism, mis on tekkinud väga ammu, arvatavasti juba elu tekkimisel. Akadeemik J. N. Pavlovski sõnade järgi on maakeral neli organismide eluks kõlblikku keskkonda: vesi, maismaa, õhk ja teised organismid.[8] Tõenäoliselt pole ükski organism maailmas kindlustatud parasiitide eest. Mõnes organismis on nii palju ja nii mitmekesiseid parasiite, et võime rääkida parasiitide kooslustest (parasitotsönoosidest) selles peremehes. Ühest kaheaastasest hobusest näiteks leiti 500 solget, ligi 200 maatussi, mitu miljonit pihtlast ja sadu mitmesuguseid teisi parasiite.

Parasitismi laialdast levikut loomariigis illustreerivad Arndti poolt Saksamaa loomastiku kohta tehtud arvutused. Saksamaa faunas on 40 000 selgrootute liigist umbes 10 000 liiki, seega neljandik, parasiteeriva eluviisiga. 750 selgroogsete liigist on parasiite ainult kaks — üks kalade, teine lindude hulgas.[9]

Parasiitidel on hästi arenenud elundid, milledega nad kinnituvad oma peremeeste külge, samuti paljunemiselundid. Nõrgalt arenenud või redutseerunud on neil meeleelundid, närvisüsteem ja seedeelundid (sest toit on alati seedevalmis).

Hoopis harvemini esineb loomariigis sümbioosi. Klassikaliseks näiteks on siin Vahemeres elava erakvähi *(Eupagurus)* ja meriroosi (*Sagartia parasitica*) kooselu. Oma õrna tagakeha kaitsmiseks peidab vähk selle tühja teokotta; koos kojaga kannab ta kaasas ka sellel kasvavat meriroosi. Selline kooselu on kasulik mõlemale poolele, sest meriroosil avaneb võimalus liikumiseks, vähk aga saab osa meriroosi saagist, mis uimastatakse kõrverakkude abil. Vahemeres on täheldatud samalaadset sümbioosi ka krabi *Dromia vulgaris* ja käsna *Siberites domuncula* vahel.

Teiseks sümbioosi näiteks on suhted sipelgate ja lehetäide vahel.[10] Sipelgad hävitavad või tõrjuvad lehetäide vaenlasi ning toituvad lehetäide magusast eritisest. Magusa vedeliku eritumine toimub mehaanilise ärrituse mõjul, mida tekitavad sipelgate tundlad lehetäi kehal.

Inimeste ja loomade vahelised suhted on väga erinevad, ulatudes rahulikust kooselust kuni sümbioosi ja parasitismini. Osa

---

[8] Е. Н. Павловский, Организм как среда обитания, «Природа», 1934, № 1, стр. 82.

[9] «Природа», 1941, № 6, стр. 79—80.

[10] А. К. Мордвилко, Муравьи и тли, «Природа», 1936, № 4.

loomi saadab inimesi kogu oma eluajal, osa aga elab pidevalt inimeste elamuis. A. Vámbéry sõnade järgi polnud Buhhaaras 1863. aastal ühtki torni ega muud kõrgemat ehitust, millel poleks olnud toonekure pesa. Hoonetes elavad rotid, hiired, nahkhiired; varemetes ja kõrgetel müüridel tuuletallaja; pööningutel ja tornides paljud kakulised (öökullid); katuseräästa all räästapääsukesed; ehitustega on seotud ka hakid, varblased, suitsupääsukesed, terakärsakad, majasikud, mesilased, herilased, mitmesugused kärbsed, tarakanid, kilgid, osa ämblikke jne.

Loomad elavad sageli koos suurte rühmadena, millesse võivad kuuluda mitme liigi esindajad. Selliste kogumite tekkepõhjused on mitmesugused.

Kohati tekivad nad erilise paljunemisviisi tulemusel. Korallide kolooniad näiteks tekivad seetõttu, et noored korallid ei eraldu emaorganismist.

Sageli kogunevad loomad suurte rühmadena sinna, kus on palju toitu ja kus pole eri isendite kooselu takistavaid põhjusi. Meduuside parved näivad eemalt ujuvate saartena. Tiibjalgsete limuste kuhjumine pindmistesse veekihtidesse muudab need lausa kisselliks. Nõelapea suuruste ööhiilgurite *(Noctiluca miliaris)* kogumid põhjustavad mere sinakat helendamist: «Kui laev hiiglasliku sahana künnab öösel laineid, süttivad tema kiilu all ja külgedel sajad tulukesed, mis moodustavad ahtri taga laia helendava tee.»[11] On täheldatud ka suuri helendavate putukate kogumeid. Kunagi pampas pimedal suvisel õhtul ühelt kõrgustikult orgu laskudes märkas Hudson orus mitme kilomeetri pikkust helendavat vööti. Helendavate putukate tohutu hulga tõttu näis kogu ümbrus põlevat. Kõrge rohi ja õhk lausa kihisesid nendest ning näole langes pidevalt eredat valgust kiirgavate putukate tulivihm.[12]

Ka paljunemiseks kogunevad loomad suurtesse rühmadesse. Nii toimivad mõned meres elavad ussid, kalad, maod ja linnud. Igaüks on näinud sääskede «surumist». Tavaliselt lahus elavad isas- ja emasmorsad kogunevad paljunemise ajaks teatavatele rannikualadele ja saartele, pärast seda aga eralduvad taas.

Loomade seltsingud tekivad ka ühise saagi otsimise, munade ja noorloomade arenemise kindlustamise, parima enesekaitse ja vaenlaste jälgimise eesmärgil. Üldtuntud on pingviinide, pelikanide ja kormoranide kolooniad, samuti «linnulaadad», kus elutsevad koos kajakad, tirgud ja krüüslid. «Linnulaatadeks» valivad linnud tavaliselt paljude karniiside, koobaste ja lõhedega kaljud, kus pesategemine on kergem. Need pesitsuskolooniad on nagu mesipuud, kus linnud lendavad vahetpidamata edasi-tagasi, kord tuues toitu, kord suundudes saagiotsinguile.

Suurimat huvi pakuvad loomade seltsingud, kus esineb töö-

[11] Келлер, Жизнь моря, стр. 139.
[12] Хэдсон, Натуралист в Ла-Плате, стр. 160.

jaotus: mesilaste, herilaste, sipelgate, termiitide jt. pered. Sipelgaid on teada umbes 3500 liiki, kes kõik elavad asunditena, erinevalt mesilastest, kelle 10 000 liigist ainult 500 on «ühiskondlikud». Loomad on neis asundites mitmesugusel määral diferentseerunud töölisteks (tiibadeta), isas- ja emasloomadeks. Mõnikord on ka tööliste seas omaette kastid (kõrgem on «sõdurite» kast); emasloomade hulgas võib eristada kaht kasti (üks neist tiibadeta).

Mesilaste, sipelgate ja termiitide «ühiskondadel» ei ole midagi ühist tõeliste ühiskondadega. Nad on tekkinud loodusliku valiku tagajärjel. Üksikisendite tegevust juhivad ainult instinktid ja tööjaotus niisugustes «ühiskondades» on lihtsalt füsioloogiline nähtus.

209. Sesoonne rütm loomade elus. Kui keskkond, milles loom elab, allub ainult väikestele muutustele, siis on organismide kohastumine keskkonnaga enam-vähem staatilist laadi. Nii on troopilistel loomadel karv hõre, lühike ja jäik, polaaralade loomadel aga tihe, pikk ja pehme. Jääkarud ei muuda värvust, sest nad veedavad kogu oma elu jääväljadel. Kõrbeloomadel — lõvil, kaamelil, antiloopidel, madudel — on liiva värvus, troopiliste vihmametsade loomad on enamasti rohelised, paljud mereorganismid läbipaistvad jne.

Kui maastik muutub vastavalt aastaaegadele, siis omandab loomade kohastumine maastikuga dünaamilise ilme, muutudes perioodiliselt. Sellised muutused tõestavad veenvalt organismide kaheldamatut sõltuvust ümbritsevast keskkonnast.

Loomade kohastumine keskkonna perioodiliste muutustega on üsna mitmekesine. Mõned loomad koguvad talveks toitu tagavaraks (mesilased, mõned närilised), mõned ehitavad endale sooja varjepaiga, uru või pesa; osal loomadest kujunevad uued füsioloogilised omadused, osa suigub talveunne, mõned vahetavad elupaika jne.

Temperatuuri ja koos sellega ka maastiku aspekti muutumisel muutub loomade karvkate ja selle värvus. Mida ilmsem on aspektide muutumine maastikus, seda selgemalt väljendub ka karvkatte ja sulestiku vahetus. Troopilistel aladel toimub karvavahetus ja sulgimine järkjärguliselt kogu aasta jooksul, külmematel aladel aga teatavatel aastaaegadel. Talveks muutub karv tihedamaks, pikemaks ja kohevamaks; naha alla tekib rasvakiht. Ka loomade värvus muutub: valgejänes on talvel valge, kevadel kirju, suvel pruun; kastanpruun nirk muutub talvel lumivalgeks; ka kärp, polaarrebane jt. vahetavad suvise tumeda karvkatte talvises maastikus märkamatuks jääva valgega.

Kohastumine aastaaegadega väljendub ka loomade rändes, mis on laialdaselt levinud nähtus. Mõnigi migratsioon ei ole täiesti perioodiline, samal ajal aga on arvukad loomade ränded kahtlemata seotud aastaaegade vaheldumisega.

Sageli rändavad loomad toidu otsinguil. Kui kiiresti paljunevatel lemmingutel jääb teataval alal toit väheseks, sest see on

söödud nende eneste ja rabahanede poolt või kättesaamatu jäite tõttu, rändavad nad suurte karjadena teistesse kohtadesse.[13] Lemmingute ränne toimub erakordse järjekindlusega, kuigi neil tuleb oma teel ületada jõgesid ja paljud neist langevad kiskjate ohvriks või hukkuvad jõuetuse tõttu.

Antiloobid rändavad kõrbenud rohtlatest karjadena sinna, kus on küllaldaselt vett ja värsket rohtu. Kui seedripähkleid on vähe, asuvad siberi oravad ümber teistesse metsadesse. Põhjapõdrad rändavad kevadel tundra lõunapiirilt põhja poole. Sellise rände üheks põhjuseks on ka verd imevate kahetiivaliste (sääsed, parmud jt.) vältimine.

Toidu vähesusest või loomade liig tihedast asustusest tingitud ränded ei mahu otseselt sesoonsete nähtuste hulka. Nad on aga sageli nii või teisiti seotud maastike sesoonsete muutustega.

Tüüpiliselt sesoonse migratsiooni klassikaliseks näiteks on sügisel usside tungimine sügavamale pinnasesse (kuhu ei ulatu külmumine), kalade ja lindude ränne jne.

Kalade ränne on kõige sagedamini seotud kudemisega. Instinktiivselt kogunevad kalad suurtesse parvedesse ja teostavad pikki rändeid. On kalu, kes koevad üks kord aasta või kahe aasta jooksul, on aga ka selliseid, kes koevad ainult üks kord elus: angerjas, keta, gorbuuša, nerka, paljud mudilaseliigid, suur hulk lõheliike jne.

Eriti hästi on ränne välja kujunenud siirdekaladel. Sellised kalad elavad meres, kuid tulevad kudema jõgedesse, liikudes sageli sadu kilomeetreid ülesvoolu.[14] Lõhe siirdub igal aastal merest NSV Liidu põhjapoolsetesse jõgedesse kudema. Noorkalad elavad jões 2—3 aastat, rändavad siis merre, elavad seal 1—5 aastat ning siirduvad uuesti jõkke kudema.

Lõhe hukkub tavaliselt pärast kudemist. Esineb siiski ka juhtumeid, kus lõhe koeb elu jooksul 2—3 ja väga harva kuni 5 korda.

Eriti huvitav on euroopa jõeangerja *(Anguilla vulgaris)* ränne. See angerjas elab Euroopa jõgedes ja järvedes. Saavutades suguküpsuse (mõne aasta vanuselt), rändab angerjas merre (tavaliselt sügisel), siis Atlandi ookeani, suundudes Sargasso merre. Sargasso mere sügavustes toimubki angerja kudemine. Viljastatud marjast arenevad vastsed — väikesed läbipaistvad kalataolised olendid, kes erinevad angerjast niivõrd, et neid peeti kaua aega eri liigiks *(Leptocephalus brevirostris)*. Need väikesed kalataolised olendid suurenevad ja muunduvad ning rändavad kolme aasta jooksul Sargasso merest Euroopa rannikule. Alles kolmanda aasta lõpul muutuvad nad väikesteks angerjateks ja tungivad jõgedesse.

---

[13] А. Н. Дубровский, Наземные млекопитающие Новой Земли, «Известия Геогр. о-ва», 1939, вып. 3.

[14] П. Ю. Шмидт, Миграции рыб, 1947.

Enamik parasvöötme lindudest lendab talvel soojematele aladele, pöördudes kevadel uuesti tagasi. Lendavad haned, luiged, pardid, lõokesed, linavästrikud, käod, sookured jne. Talveks jäävad kohale ainult mõned röövlinnud ja teratoidulised — varblased, tedred, talvikesed.

Enne äralendu kogunevad linnud parvedesse; ka talvituspaikades ei lagune need parved.

Tavaliselt lahkuvad sügisel esimestena putuktoidulised linnud, siis teratoidulised, s. o. linnud lendavad ära vastavalt toiduvarude kadumisele. Ühe liigi äralend võtab kaua aega, kestes nädalaid. Linnud lendavad sageli korrapärases rivis: pardid kõrvuti, haned üksteise järel, sookured kolmnurgana jne. Mõned liigid lendavad päeval, rõhuv enamik aga öösel, puhates päeval.

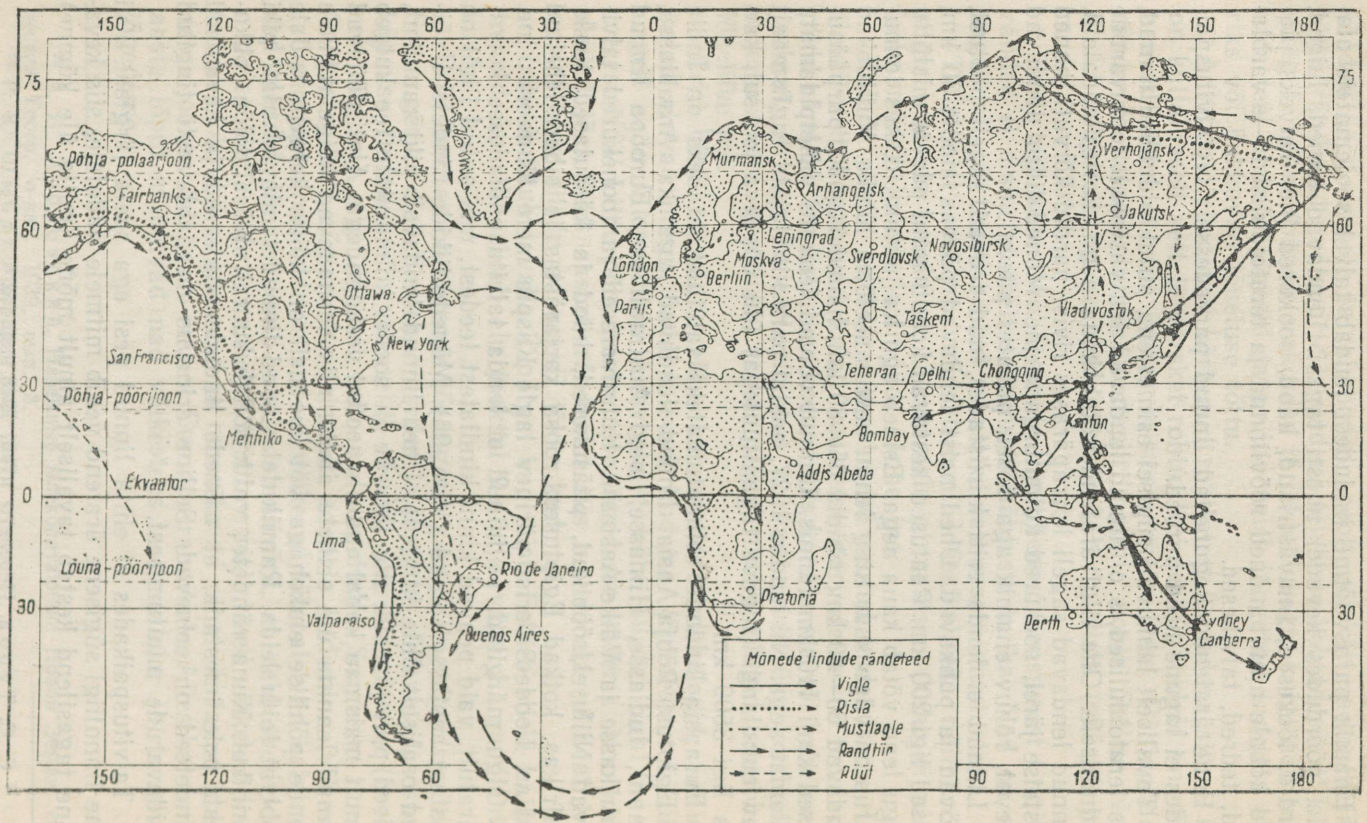
Linnud ei lenda eriti kiirustades, nad teevad sageli peatusi, söövad ja puhkavad. Ühed neist lendavad päevas ainult 30 km, teised ligi 200 km. Peatused kestavad kohati mitu päeva, mistõttu kogu lend võtab kaua aega. Esineb aga ka juhtumeid, kus lennukiirus on väga suur ning lennu kestus seetõttu lühike. Kuldnokad lendavad 60—80 km, rüüdid 65—80 km, haned 70—90, piirpääsukesed kuni 110 km tunnis. Linnud võivad lennata vahetpidamata pikemat aega. Nii lendas 1927. aastal parv kiivitajaid Inglismaalt Newfoundlandi (tugeva taganttuulega) ühe ööpäeva jooksul, kattes ligi 3500 km.[15]

Euraasia lindude eelistatumateks talvituskohtadeks on India ja Egiptus. Põhja-Aasia linnud lendavad aga ka Araabiasse, Iraani, Indiasse, Hiinasse, isegi Austraaliasse, Euroopa linnud Aafrikasse ja Väike-Aasiasse. Künnivaresed ja toonekured talvitavad Niilusel, ööbikud, pääsukesed, käod ja käosulased Kesk-Aafrikas, kotkad Egiptuses, roosa karjarästas ja siberi lehelind Indias, Loode-Siberist pärinev lagle Kaspia mere lõunaosas jne.

Olgu märgitud, et linnud ei lenda talvituspaikadesse korrapäratult, vaid peavad kinni kindlatest teedest, mis antud liigil on aastast aastasse samad (joon. 96). Mõnede liikide rändeteed võivad osaliselt ühte langeda. Ühed linnud lendavad piki rannikut, teised piki jõgesid, üle järvede ja soode, kolmandate tee kulgeb ainult maismaa kohal ega ole seotud veekogudega. Alati püüavad linnud lennata üle selliste alade, mis sarnanevad kõige rohkem nende põhilise elukohaga või kus neil on kõige kergem endale sobivat toitu leida. Rannikutel elavad linnud lendavad alati piki rannikut. Kuna rändetee valik sõltub suurel määral toidu rohkusest, pole imestada, et mõnede lindude sügisesed ja kevadised rändeteed on erinevad. Selline erinevus on nähtavasti tingitud toiduvarude muutumisest.

Talvituspaikades ei ehita linnud pesi ega soeta järglasi. Kui ühe linnuliigi sügisene äralend venib mitmele nädalale, siis kevadine tagasilend kestab tavaliselt ainult mõne (mitte üle kümne)

[15] С. С. Туров, Перелеты птиц, 1948, стр. 52.



Joon. 96. Mõnede lindude rändeteed.

päeva. Võib-olla on see nõnda seepärast, et äralend sõltub ilmastikust, tagasilend aga ei sõltu. Lindude tagasipöördumist koju enam-vähem kindlal ajal ei saa seletada lihtsalt rändeinstinktiga. See on hoopis keerukam nähtus, mis on arvatavasti välja kujunenud väga pika aja jooksul. Linnud lendavad tagasi sageli liiga vara, mil nende kodumaad katab veel lumi. Lumi sulab üksikutel aastatel erineval ajal, kuna lindude tagasilend toimub igal aastal samal ajal. Sageli põhjustab see tagasipöördunud lindude hukkumist. Sügisese äralennu väliseks tõukejõuks on arvatavasti toidu hulga vähenemine temperatuuri madaldumise tõttu. Temperatuuri madaldumine ongi lindudele eelteateks toidupuuduse lähenemisest. Kevadise tagasilennu peamiseks põhjuseks on paljunemisinstinkt.

Migratsioon (perioodiline või aperioodiline) kui üks kohastumise vorm seisab selles, et loom *väldib* talle ebasoodsaid tingimusi, rännates *teise* maastikku. See on nagu kohastumine vähima vastupanu suunas. Hoopis teistsuguse iseloomuga on teine sesoonne kohastumine — talveuni või tardumus, milles loom veedab talle ebasoodsate tingimustega aja, lahkumata oma elupaiga piiridest.

Selline kohastumine on kujunenud pikaajalise evolutsiooni käigus kõige erinevamatel vormidel erinevates maailmajagudes. Selle põhjuseks on samuti toidupuudus, mille eelkäijaks on meie oludes välistemperatuuri madaldumine, troopilistel aladel aga põud, veekogude kuivamine ja toidus oleva vee hulga vähenemine. Vastavalt sellele eristatakse *talveund*, mille puhul loom suigub unne madalate temperatuuride saabumisel, ning *suveund*, mis on seotud kuiva perioodiga. Unne suikuvate loomade ökoloogiat iseloomustab esmajoones aktiivse elutegevuse piiratus. Sellised loomad poegivad hoopis harvemini (imetajad mitte rohkem kui üks kord suve jooksul, samal ajal kui neile lähedased vormid, kes ei suigu unne, poegivad 2—3 korda aastas). Nende arv allub aga väiksematele kõikumistele kui produktiivsemate loomade arv: uni kaitseb neid halbade elutingimuste ja mitmesuguste nakkushaiguste eest.

Une ajal veedab loom mitu kuud toiduta. See on võimalik ainult elutegevuse äärmisel aeglustumisel. Organism toitub temasse kogunenud toiduainete varudest. Ümiseja hingab ärkvel olles ühe tunni jooksul 1500 korda, une ajal aga ainult 14 korda, seega sada korda vähem. Järelikult toimub une ajal oksüdatsioon ja sellega ka kudede lagunemine tunduvalt aeglasemalt. Seepärast kulub kudede taastamiseks hoopis vähem toitu. Hingamise aeglustatuse ja lihaste töö puudumise tõttu puuduvad loomal peamised soojusallikad ning magava looma kehatemperatuur on ärkvel oleva looma kehatemperatuurist tunduvalt madalam.

Une kestus on mitmesugune. Burundukid, unihiired ja oravad magavad 2—3 kuud, siilid 4—5 kuud, nahkhiired ja ümisejad 6 kuud, mägedes elavad ümisejad isegi 7—8 kuud.

Imetajad magavad talveund urgudes, koobastes, puuõõntes ja teistes varjulistes kohtades. Nad muutuvad liikumatuks ja nagu tardunuks. Nende kehatemperatuur langeb peaaegu ümbritseva õhu temperatuurini, ületades seda ainult mõne kraadi võrra. Hingamine muutub mitte ainult 5—10 korda aeglasemaks, vaid ka ebakorrapäraseks: 5—8 hingetõmbele järgneb mõneminutiline paus. Hapnikutarvidus väheneb järsult, samuti väheneb ka CO_2 eritamine ning süda lööb 10—30 korda aeglasemalt kui aktiivses olekus. Vere koostis muutub CO_2 sisalduse suurenemise ja suhkru hulga vähenemise tõttu. Et organism tarvitab enne und kogutud rasvu, väheneb ta kaal ning lakkab kasv. Kui enne unne suikumist lõigata ära küünised ja karv, siis une ajal nad ei kasva, hakates kasvama alles pärast looma virgumist. Tardumuses olevat organismi ei ohusta nakkushaigused isegi siis, kui ta nakatus neisse juba enne und.

Sisalikud ja maod magavad talveund samblas, lõhedes ja urgudes, kusjuures maod talvitavad tavaliselt rühmiti. Karpkalad, kogred ja sägad kaevuvad põhjamudasse ja lamavad seal liikumatult. Samasuguselt talvitavad ka beluuga, tuur ja sterlet.

Selgrootutest on talveune suhtes kõige rohkem uuritud putukaid. Paljud päevaliblikad (koerliblikas, leinaliblikas) viibivad unes täiskasvanud liblikatena puukoore all ja puuõõnsustes. Osa liblikaid aga talvitab muna, vastse ja nuku staadiumis. Lepatriinud magavad 5—7 kuud langenud lehtede, puukoore või kivide all, emaherilased ja -kimalased oma pesades, sipelgad oma pesade alumistel korrustel jne. Tardumuses viibiva putuka keha omandab välisõhuga võrdse temperatuuri; keha veesisaldus väheneb. Ainsaks (äärmiselt aeglustatud) elutegevuse allikaks on une ajal rasvavarud. Kui need varud on väikesed, on putuka häving paratamatu. Mesilane, kellel rasvavarud täielikult puuduvad, saab seepärast talveunes elada ainult 5—9 päeva. Üldiselt on putukate surevus talveune ajal suur ja talve elavad üle ainult vähesed.[16]

Meie laiustel ületab talveund magavate loomade arv mitmekordselt aktiivses olekus talve veetvate loomade arvu. Selgrootutest viibivad talveunes limused, vähilaadsed, ämblikulaadsed ja putukad; selgroogsetest kalad (kuigi mitte kõik liigid), kahepaiksed (konnad, kärnkonnad, triitonid), roomajad (sisalikud, maod, kilpkonnad), mõned imetajad, näiteks peaaegu kõik nahkhiire- ja siililiigid, paljud närilised (unilased, hüpikhiired, suslikud, ümisejad), mäger, pruunkaru jne. Lindudel ei esine talveund.

Suveuni on iseloomulik kuiva perioodiga troopilistel aladel elavatele loomadele, kuid esineb ka parasvöötmes. Paljud Põhja-Ameerika suslikuliigid suiguvad suveunne seoses rohu kuivamisega. Euroopa samblastel aladel elavad keriloomad kuivavad ja

[16] Н. И. Калабухов, Спячка животных, М., 1936, стр. 120.

tarduvad sambla kuivamisel. Niipea kui sajab vihma või esineb kaste, virguvad nad uuesti.[17] Sel viisil võib uni korduvalt katkeda ja seejärel uuesti jätkuda.

Troopilistel aladel viibivad suveunes tanrekid, kopskalad ja mõned teised loomad.

Talveuni (ja suveuni) on oma olemuselt kahtlemata lähedane anabioosi nähtusele. Varem mõisteti anabioosi all varjatud eluavaldusi või isegi elutalitluse täielikku lakkamist, mille järel organism on võimeline ellu tagasi pöörduma. Nüüd on tõestatud, et looduses ei esine sellist anabioosi, mille puhul elutalitlus täielikult katkeb. On olemas ainult une, s. o. elutalitluse nõrgenemise ja aeglustumise erinevad vormid.

210. Kohastumused maastikuseose väljendajaina. Elamiseks vajab organism teatavaid kindlaid tingimusi, olles pidevalt sõltuv keskkonnast ja kohastudes selle muutustega. Me rõhutasime juba, et organismile ei mõju üksikud keskkonnategurid eraldi võetuna, vaid kõik koos, keerukas kombinatsioonis, kus nad kord tugevdavad, kord nõrgendavad üksteise mõju. Seega võime rääkida maastiku kui terviku mõjust organismidele, sest maastik koosneb üksteisega seotud ja vastastikku sõltuvatest osadest. Et iga organism moodustab maastiku orgaanilise koostisosa ja avaldab maastikule mõju (selles avaldubki tema maastikuseos), siis võime öelda, et keskkonna toime organismile on ühtlasi organismi toime iseendale, mis avaldub maastiku teiste elementide kaudu.

Välistingimuste muutumine võib olla suurema või väiksema ulatusega. Ühe või teise liigi väljasuremine sõltub suurel määral sellest, kuivõrd ta suudab taluda keskkonna muutusi. Mõisted eurütermsus ja stenotermsus, eurüfaagsus ja stenofaagsus ning rida teisi samalaadseid jagavad organismid rühmadeks nende ökoloogilise valentsi alusel, s. t. suhtumise alusel kogu välistegurite kompleksi. Ökoloogiline valents on seda kõrgem, mida suurem on organismi poolt talutavate muutuste amplituud.

Loomade nagu taimedegi kohta on täielikult kehtiv «miinimumi reegel», mille all mõistame järgmist: liigi normaalne ja kestev elu teatavas kohas on võimatu, kui kas või ükski keskkonnategur on vähem arenenud, kui seda nõuavad liigi vajadused.[18]

Organismi sõltuvus keskkonnast kutsub esile organismi kohastumise keskkonnaga. Kohastumine ehk adaptatsioon ei saa kunagi olla täielik, sest keskkond muutub pidevalt.

Kohastumus on alati suhteline, kehtides ainult teatavas kindlas keskkonnas. Jääkarude värvus näiteks on soodne ainult polaarmeredes, mitte aga Siberi taigas. Kui keskkond muutub, siis kaob kohastumuse väärtus. Järelikult on keskkond ja organismi kohastumused lahutamatud; kohastumused on keskkonna ja organismi vahelise tiheda seose, s. o. organismi maastikuseose väl-

[17] П. Ю. Шмидт, Анабиоз, 1948.
[18] В. Гептнер, Общая зоогеография, 1936, стр. 39.

jendajaiks. Juhindudes kõigist kohastumuslikest tunnustest, loeb geograaf antud looma ühe või teise maastiku juurde kuuluvaks, vältides sellega ühtlasi raskusi, mis tulenevad loomade liikuvusest, nende siirdumisest ühest kohast teise.

Üheks kohastumuslikuks tunnuseks on varjevärvus, kuigi sellega ei ole loomaliigi maastikuline iseloomustus veel kaugeltki ammendatud.

Igasugust maastiku fooniga ühtelangevat värvust ei saa pidada varjevärvuseks. Kaškarov juhib tähelepanu sellele, et enamik varjevärvusega kõrbeloomi on öise eluviisiga, mistõttu varjevärvus pole neile vajalik. Seda näidet ei saa siiski õnnestunuks lugeda, sest öösel muutub nii looma kui ka liiva värvus paralleelselt ühes ja samas suunas. Kui loom sulab päeval ühte kõrbeliivaga, siis teeb ta seda öösel niisama edukalt. Siiski on kriitiline suhtumine varjevärvuse mõiste kasutamisse igale geograafile ja ökoloogile tingimata vajalik.

Keskkonnaga ühesugune värvus on loomadele bioloogiliselt otstarbekohane. Puudel elavad roomajad (kameeleon, maod) on enamasti rohelised, soode asukad mudajas-rohelised, pruunkaru värvus sulab ühte puutüvedega, vöödiline tiiger jääb bambustihnikutes märkamatuks, samuti tähniline jaaguar metsas, kus tumedad ümarad varjud vahelduvad päikesevalguse kuldsete laikudega. Ameerika jaanalinnu — nandu — sinakashall sulestik sulab ühte sinava horisondiga.

Enamikul selgroogsetest on selg kõhust tumedam. Tänu sellele näib selg ülalt vaadatuna lame ja sulab ühte ümbrusega, muutudes praktiliselt nähtamatuks.

Švanvitš viitas asjaolule, et muster liblika tiibadel jätab reljeefse mulje: heledad osad näivad kõrgematena, tumedad madalamatena. Seega on liblikate varjevärvus teistsugune kui selgroogsete oma, olles sellele vaatamata otstarbekohane, sest näiline reljeefsus on parim vahend tasase pinna moondamiseks, samuti nagu kumerat pinda moondab tema näiline tasasus. Loomulikus asendis puul istuvat liblikat on mustriliste tiibade tõttu raske eraldada ümbrusest, sest «süvendid» ja «kõrgendid» tema tiibadel sulavad ühte puukoore ja -lehtede süvendite ja kõrgenditega.[19]

Keskkonnast erinev värvus võib olla kasulik füsioloogilises mõttes. Alpi rästik (*Vipera berus*) ja alpi salamander (*Salamandra atra*) on mustad. Varakevadel arenevad kullesed on samuti mustad. Kõigile neile on must värvus kasulik, sest ta neelab rikkalikult päikesekiirgust ja soodustab sellega kõigusoojaste organismide soojenemist.[20]

Ühtedel organismidel on püsiv värvus, teistel muutub ta väga kiiresti keskkonna mõjul (kameeleon, lest), kolmandad

[19] Б. Н. Шванвич, Новый метод изучения покровительственной окраски насекомых и дарвинизм, «Природа», 1941, № 2.

[20] Г. А. Машталер, Эволюция окраски у животных, «Природа», 1937, № 3.

aga muudavad värvust aastaaegselt (sulgimine ja karvavahetus lindudel ja imetajatel).

Organismide kohastumine kindla keskkonnaga põhjustab samas keskkonnas elavatel organismidel paljude sarnaste omaduste kujunemist, kuigi need organismid kuuluvad erinevatesse süstemaatilistesse ühikutesse — eri liikidesse, perekondadesse, sugukondadesse jne. Ka eri maailmajagudes samu maastikke asustavad loomad omavad sarnaseid jooni. Nii kujunevad loomadel ühesugused bioloogilised tüübid, mis on tingitud nende elukoha sarnasusest.

Sama bioloogilise tüübi loomade sarnasus avaldub nii väliskujus kui ka käitumises, sageli aga mõlemas koos.

Erinevatesse süstemaatilistesse ühikutesse kuuluvad kõrbeloomad jooksevad kiiresti, on suutelised kiiresti liivasse kaevuma jne. Paljud (üksteisest süstemaatiliselt erinevad) parasvöötme loomad suiguvad talveunne, paljud linnud aga lendavad soojadele aladele. Ühiseks välistunnuseks on näiteks varjevärvus.

Aasia ja Aafrika hüpikhiired ning Austraalia känguru elavad sarnastes ökoloogilistes tingimustes, kuigi eri maailmajagudes. Seetõttu on neil kõigil pikad tagajäsemed. Meres elavad imetajad ja kalad on sarnase kehakujuga.

Organismi ja keskkonna vahelised seaduspärased ja tihedad seosed võimaldavad loomade elukeskkonna ökoloogilist jaotamist mitmesuguse taksonoomilise väärtusega ühikuteks.

Põhiühikuks selles ökoloogilises klassifikatsioonis on biotoop ehk elupaik — kindlate elutingimustega maastikutüüp, mida asustavad sellega kohastunud loomad. Biotoopideks on näiteks kõrgetüveline taiga, niit, mäestiku pähklipuumets jne. Vähemiseseisvaid osi biotoobi piires nimetatakse faatsiesteks. Biotoope võib vertikaalsuunas jaotada rinneteks — maa-aluseks rindeks (sest paljud loomad elavad maa all), rohu-, põõsa- ja puurindeks. Biotoop on reaalne keskkond, kus antud isend või liik elab.

Biotoope ühendavaks kõrgemaks taksonoomiliseks ühikuks on biohoor. Mitmesugused metsa-biotoobid näiteks moodustavad ühe biohoori — metsa. Veelgi suuremaks ühikuks on biotsükkel, mis on ühtlasi kõige kõrgemaks ökoloogiliseks ühikuks. Biotsükleid on ainult kolm: maismaa, meri ja siseveekogud.

211. Loomade levimine. Loomade oluliseks eeliseks taimede ees on nende aktiivne kulgemisvõime. Nad võivad levida ujudes, joostes, käies, roomates või lennates. Teatav tähtsus on ka passiivsel liikumisel. Loomad kannavad endaga parasiite, linnud oma varvaste vahel kalamarja, mune ja noorloomi; merehoovused kannavad edasi planktonit ja sessiilsete organismide vastseid; tuul levitab hilissuvel «härmalõngadel» ämblikke jne.

Loomade liikumine on tingitud eeskätt toiduotsinguist ja sigimisest. Oma levilat suurendavate loomade teel on palju takistusi: mehaanilisi, klimaatilisi, bioloogilisi, territoriaalseid jne. Mereloo-

made levimist takistab maismaa, maismaaloomade levimisele aga on takistuseks mered, jõed, kõrbed ja mäed. Ühest kliimatüübist teise üleminek on seotud riskiga, et senised kohastumused võivad osutuda uue keskkonna tingimustele mittevastavaiks või nendega isegi järsus vastuolus olevaiks. Levimist võib takistada ka toidupuudus migratsiooniteedel. Uues elukohas peab loom esmalt keskkonnaga kohastuma. See oleneb tema ökoloogilisest valentsist. Lisaks peab ta astuma võitlusse või konkureerima teiste seda rajooni asustavate loomadega. Konkurentsi tulemusel võib uustulnukas hukkuda, kuid võib ka säilida ning endised asukad aegamööda välja tõrjuda. Iga rajooni faunas on nii põliseid asukaid (autohtoonseid elemente) kui ka nooremaid või vanemaid (vastavalt nende tungimisele antud rajooni) sisserändajaid (allohtoonseid elemente).

Loomaliigi areaal ehk levila kujuneb paljude ökoloogiliste, bioloogiliste ja ajalooliste tegurite koosmõjul. Ajaloolised tegurid kindlustavad areaalile liikuvuse ja muutlikkuse, vastava ala faunale aga teatavad iseärasused süstemaatilises koostises.

Erinevate liikide, perekondade ja sugukondade areaalid erinevad üksteisest mõõtmete ja teiste omaduste poolest. Erinevused areaali suuruses sõltuvad keskkonna tüübist: ühtlast keskkonda iseloomustavad ulatuslikud, kiiresti muutuvat keskkonda aga väikesed areaalid. Areaalide suurus on seotud ka organismi ökoloogilise valentsiga, tema liikumisvõimega, võimega ületada mitmesuguseid takistusi ning liigi eaga. Mida vanem on liik, seda laialdasemalt on ta jõudnud levida maakeral, kuigi eriti iidsetel ja väljasurevatel liikidel on väikesed areaalid.

Kõige loomulikumaks areaali vormiks tuleb lugeda pidevat areaali, kui eeldada, et liik on ühes kindlas kohas tekkinud ja sealt levima hakanud. Katkendlik areaal on tavaliselt sekundaarseks nähtuseks, olles tekkinud vastava loomaliigi kadumise tõttu vahepealsetelt aladelt. Loomaliikide kadumist on põhjustanud kliima muutused, mägede ja väinade teke, inimtegevus jne. Katkendlik areaal on näiteks euroopa piisonil, kes elas alles hiljuti nii Leedus kui ka Põhja-Kaukaasias, puududes täielikult vahepealsetel aladel. Ka kaamellaste sugukonda iseloomustavad katkendlikud areaalid: osa neist (kaheküürulised kaamelid) elab Aasias, laamad aga Lõuna-Ameerikas. Katkendlikud areaalid on ka bipolaarse levikuga loomadel, kes levivad mõlema poolkera paras- ja külmvöötmes, puududes troopilistel aladel. Delfiinlaste sugukonda kuuluv valgevaal näiteks esineb Põhja-Atlandis ja Arktilises ookeanis, samuti Uus-Meremaad ümbritsevates vetes, vahepealsetel aladel ta aga puudub. Seda saab seletada ainult sellega, et valgevaal oli varem kosmopoliitne liik, ekvatoriaalsetel aladel toimunud muutuste tagajärjel ta aga hävis seal ning praegused ökoloogilised tingimused ekvaatori piirkonnas takistavad endise pideva areaali taastumist. L. S. Berg oletab, et bipolaarsete loomade areaalid olid kosmopoliitsed jääajal, mil ka ekvatoriaalsetel aladel

valitses madal temperatuur. See võimaldas külm- ja parasvöötme loomadel liikuda üle ekvaatori ühelt poolkeralt teisele. Ekvatoriaalsete alade jääajajärgne soojenemine põhjustas areaalide katkemise ja loomade bipolaarse leviku.

Väga piiratud areaaliga liike nimetatakse teatavasti endeemseteks liikideks. Endemism tekib endiste ulatuslike areaalide ahenemise tulemusena. Endemismi tekkimise põhjuseks võib olla ka asjaolu, et levimisvõimeline liik on geograafiliselt isoleeritud. Organismil on raske rännata ühest järvest teise, koopast koopasse, ühest mäestikust teise ja saarelt saarele. Liikumine ühest mäestikust teise on eriti raske kõrgmäestiku loomadele, sest nad peavad läbima neile täiesti võõraste elutingimustega madalamaid alasid. Eriti tugevat isoleeritust põhjustab saareline asend, sest paljudele liikidele on meri ületamatuks takistuseks. On täiesti arusaadav, et pikemat aega oma esialgsest levilast isoleeritud liikidest kujunevad aja jooksul uued (kuigi eelmistele lähedased) ja ühtlasi endeemsed liigid.

212. Loomade mõju maastikule. Loomad avaldavad maastikule väiksemat mõju kui taimed, sest loomse aine hulk on palju kordi väiksem taimse aine hulgast. See seisukoht on aga õige ainult senikaua, kuni me ei lülita sellesse analüüsi inimest. Inimese ja loomade mõju samastamine oleks siiski põhimõtteliselt ebaõige ja seepärast on meie raamatus inimtegevusele pühendatud eraldi peatükk.

Üldisi andmeid loomade tähtsusest reljeefi ja kivimite kujundajatena on toodud XXI peatükis. Siinkohal piirdume ainult mõnede täiendavate märkustega, summeerides osaliselt ka neid, mis on laiali pillatud raamatu teistesse osadesse.

Loomad etendavad tähtsat osa taimede paljunemises — nende tolmlemises, seemnete ja viljade levimises. Elades aga taimede kulul (otseselt või kaudselt), hävitavad ja kahjustavad loomad taimkatet. Metsaloomad avaldavad suurt mõju puudele — närilised söövad puukoort ja noorte taimede juuri jne.

Rändtirtsude parved, millede all eriti kannatavad Aafrika, Iraan, Afganistan, Põhja-India, Põhja-Ameerika preeriad jne., rändavate lemmingute karjad ja rändlindude parved muudavad elutuks laialdasi alasid, hävitades neil peaaegu täielikult taimkatte.

Maad tuhnivad loomad soodustavad õhu ja vee juurdepääsu mullale ning segavad ülemisi mullahorisonte. Rannikul elutsevad pääsukesed, uuristades pudedatesse kivimitesse sadu pesi, soodustavad rannikujärsaku purunemist; liivahiired uuristavad Aasia kõrbetes juurtega välja tuhandeid kõrbetarnu (tähtis liivakinnistaja), soodustades sellega rändluidete teket. Loomade suurt uuristavat tegevust näitab asjaolu, et suslikute urgude avasid on ühel hektaril rohkem kui 3000, stepihiirte urgude avasid aga samal pindalal kuni 40 000. Vihmaussid töötavad läbi mulda ja rikastavad seda orgaaniliste ainetega, heites ühele hektarile aasta jook-

sul 17—45 t ekskremente.[21] Loomade korjused võtavad pärast lagunemist osa huumuse moodustamisest, alates mullast kuni järvede põhja katva sapropeelini. Mikroorganismide toesed ja kojad moodustavad meresetteid ja kivimeid, korallid rajavad saari ning termiitide kõrged ehitised kujundavad Aafrika ja Austraalia tasandikel omapäraseid künkliku mikroreljeefiga maastikke.

Koprad ehitavad endale kuhilataolisi «elamuid» ning rajavad jõgedele roigastest ja okstest tammisid, täites okste vahed savi, liiva, muda ja savikate mätastega. Kobraste tammid on tavaliselt 15—60 m pikkused ja 1,5—2 m kõrgused, Montanas aga leiti rohkem kui 4 m kõrgune ja ligi 650 m pikkune tamm. Selline tamm tõkestab jõe voolu, mis viib omakorda orulammi soostumisele ja järvede tekkele. Viimased täituvad aegamööda mudaga, kasvavad kinni ja muutuvad niitudeks või soodeks. Kobraste tamm muudab ka ülemise jõelõigu erosioonibaasi ja avaldab seega mõju erosioonile. Lisaks tammidele ehitavad koprad veel kanaleid (kraave), mille laius on 0,9—1,5 m ja sügavus kuni 1 m, pikkus aga ulatub sadadesse meetritesse. Sellised kraavid algavad kobraste elukohast — tiigist — ja suunduvad metsa. Kraave mööda parvetavad koprad puutüvesid ja oksi tammi juurde. Mõnede autorite arvates on kobraste mitme tuhande aastase töö vältel Põhja-Ameerika põhjaosas toimunud ulatuslik reljeefi tasandumine — seal on arvukalt laiu alluviaalseid orge, millede lammid on kujunenud kobraste vettpaisutavate tammide mõjul.[22]

Stepitasandikel on küllalt tähelepandavateks reljeefivormideks baibakkide kuhilad — madalad (kuni 1 m kõrgused) künkad, mis on tekkinud ümisejate poolt urgude ehitamisel maapinnale heidetud materjalist.

213. Metsaloomad. Olles selgitanud loomade üldist sõltuvust geograafilisest keskkonnast, vaatleme lähemalt seoseid loomade ning tüüpilisemate ja levinumate biohooride vahel. Ühtlasi illustreerime üldisi seisukohti näidetega konkreetsete loomvormide ja taimekoosluste kohta.

Maismaa on hoopis mitmekesisemate omadustega kui meri. Maailmameri moodustab ühtse terviku, maismaa aga on liigestunud erineva reljeefi, kliima ja taimkattega osadeks (mandriteks ja saarteks). Seepärast on maismaafauna merefaunast liigirikkam: evolutsiooni käigus toimuv liikide kujunemine kulgeb maismaal kiiremini ja intensiivsemalt kui vees. Seega peegeldab loomastik vahetult biotsükli iseloomu.

Et õhu tihedus on vee tihedusega võrreldes väike, siis ei saa maismaal elada välise või seesmise toeseta loomad. Kinnitunud loomvormid puuduvad maismaal peaaegu täiesti, sest loomad on sunnitud aktiivselt toitu otsima, meres aga kannab veevool ka

[21] Ч. Дарвин. Образование растительного слоя земли деятельностью дождевых червей. Соч., т. 2, Биомедгиз, 1936, стр. 181.

[22] «Известия Геогр. о-ва», 1939, вып. 7, стр. 1093.

liikumatutele organismidele toitu. Erinevalt mereloomadest pole maismaaloomadel mingit vajadust kohastuda soolsusega. Maismaaloomi ähvardab aga kuivamise oht, sest õhuniiskus on neid ümbritsevas keskkonnas väike ja ebaühtlane. Selle ohu vältimiseks otsivad nad niiskemaid kohti mullas, langenud lehtede all jne., omavad tihedaid kehakatteid (nagu nahk selgroogseil ja välistoes lülijalgseil), on ümbritsetud lima või kojaga. Sellised on keskkonnast tingitud iseärasused maismaaloomadel.

Järgnevalt vaatleme peamiste ökoloogiliste ühikute — metsade, avamaistu, mäestike ja polaaralade — mõju loomastikule. Esmalt käsitleme metsi.

Tihe puurinne ei ole sobiv kiiresti jooksvatele loomadele; seepärast puuduvad metsades suuri vahemaid kiiresti läbivad loomad. Piiratud nähtavuse tõttu (segavad puutüved, üldine valguse hulk on väike) on metsaloomadel nägemine vähe arenenud. Seeeest on neil eriti hästi arenenud kuulmine: igal häälitsusel metsas on nende jaoks kindel tähendus, nad elavadki õieti helide maailmas. Metsaloomadele on suure tähtsusega taimne toit. Puud mitte ainult ei varusta loomi toiduga, vaid on neile ka eluasemeks. Eluks puudel on loomadel pikaajalise arenemise käigus välja kujunenud mitmed kohastumused. Mõnedel on kujunenud teravad küünised (nugis, orav, rähn jne.). Rähni jalad on sobivad ronimiseks, jäigad sabasuled aga on talle ronimisel toeks. Tihased võivad rippuda peenikestel okstel selg allapoole. Öösel jahti pidav nugis tunneb end puudel niivõrd kindlana, et jookseb isegi piki puutüvesid alla.

Teistel juhtudel on loomad varustatud omapärasteks konksudeks kujunenud küünistega või haardjalgadega (rähnid, kameeleonid, käod, leemurid, koaala, ahvid). Mõnedel loomadel on varvastel iminapad (mõnedel puukonnadel, konnadel ja leemuritel), mõned on varustatud haardsabaga (ahvid, kukkurloomad, kameeleonid, iguaanid), esineb kohastumusi ka puult puule lendamiseks jne. Malai saarestiku metsades elavad kassisuurused lendkoerlased. Nende jäsemed on ühendatud lennunahaga, mis on neile nagu langevarjuks ja võimaldab neil ühelt puult teisele liuelda. Lenddraakonil *(Draco volans)* on samuti teatavas mõttes langevari.

Tüüpiline metsaloom on orav. Ta elab puuõõntes või okste keskel, toitub okaspuuseemnetest, pähklitest, võrsetest jne. Kohev saba on talle abiks puult puule hüppamisel.

Tuule puudumine võimaldab metsas elada halvasti lendavatel vormidel. Troopilised metsad hämmastavad liblikate rohkusega. Ka meie metsades elavad neist paljud, näiteks silmiklased *(Satyridae)*.

Kõige liigirikkam ja mitmekesisemate kohastumisvormidega on troopiliste metsade loomastik.

Valdaval kohal on troopilistes metsades taimtoidulised loomad, kes elavad peamiselt puuvõrades, kuhu on koondunud suu-

remal hulgal taimset toitu. Seepärast paistabki troopiline mets alumistest rinnetest läbi tungivale rändajale elutuna. Kiskjaid on troopilises metsas vähe, mis on ka täiesti arusaadav: tihedas mitmerindelises metsas on saagil kerge jälitamise eest pääseda. Loodusliku valiku tulemusel on siin säilinud ainult need kiskjad, kes eriti hästi on kohastunud jahipidamisega ka sellistes tingimustes. Enamik metsakiskjatest ronib väga hästi puudel.

Troopilises metsas elab palju kõigusoojaseid loomi: putukaid, sisalikke, madusid, nende seas ka väga suuri (kuni 9 m pikkune anakonda). Nende rohkuses ei väljendu siiski mitte metsa, vaid sooja kliima mõju: soojadel aladel on kõigusoojastel loomadel parimad elutingimused, sest välistemperatuur on ühtlaselt kõrge. Ka putukad kasvavad haruldaselt suureks: mõnede liblikate tiibade siruulatus on 17—20 cm.

Parasvöötmes on taimkate liigivaene ja ühtlane, kliima vähem soodne ning loomastik seetõttu liigivaene. Eriti on see märgatav taigas. Mõned tihase-, rähni-, mänsaku- ja laanenääriliigid, metsis, laanepüü, mõned närilised, karu, soobel, kaljukass, ilves ja põder — need ongi peaaegu kõik tüüpilisemad taigas elavad selgroogsed.

Mida kõrgema arengutasemega on loom, seda vähem on ta seotud ainult ühe kindla biotoobiga. Metsavööndi lõunaosas elav metssiga näiteks armastab tihedaid rägastikke, roostikke ja põõsastikke, kuid väljub metsast ka luhtadele ja mägiaasadele. Mida madalama arengutasemega ja mida vähem liikuv on loom, seda rohkem on ta seotud biotoobiga. Meenutagem mõnd põrnikat, kelle eluviis ja toitumine ei võimalda neil väljuda metsa piirest. Põderpõrnika vastsed elavad kõdunenud kändudes, ninasarvikmardikas elab kõdunenud tammede koores, maipõrnikas toitub tammede ja viljapuude lehtedest. Üraskite vastsed uuristavad puukooresse või puidusse pikki korrapärase kujuga käike: suur kuuse-kooreürask, männi-säsiürask, nulu-kooreürask, lehise-kooreürask, tamme-niineürask jt. kahjustavad vastavaid puuliike. 1783. aastal hävitasid kuuse-kooreüraskid Harz'i mäestikus üle 2 miljoni puu. See on veel üks näide loomade mõjust geograafilisele keskkonnale. Lehemardikad (hundlehemardikas, haavalehemardikas jt.) on samuti kohastunud eluga vastavatel puudel.

214. Stepi- ja kõrbeloomad. Avamaistu iseärasused avaldavad mõju ka faunale. Tuul puhub avamaistul takistuseta, seal pole varju päikese eest, looduslikke varjepaiku on vähe, silmapiir on avar. Lisaks sellele on steppides ja kõrbetes niiskuse hulk väike ja ebaühtlane, temperatuuri kõikumine aga suur. Niiskuse vähesus ei võimalda siin veeloomade ja amfiibide hulgalist levikut ning tüüpilised on kserofiilsed loomad.

Steppi ja kõrbet iseloomustavad kiiresti liikuvad, suure hüppevõimega või endale koopaid kaevavad loomad. Linnud pesitsevad otse maapinnal. Maapind on ka teiste loomade eluasemeks. Urud ja koopad on paljudele ainsaks varjepaigaks; neis valitsevad

välistingimustest erinevad klimaatilised tingimused — suvel on urgudes jahedam, talvel aga soojem kui väljas.

Kõige kuumemal ajal ilmuvad urgude elanikud harva maapinnale; osa neist on öise eluviisiga. Loomad, kes ei suuda endale maa sisse urge rajada, näiteks roomajad, kasutavad teiste omi.

Taimtoidu rohkuse tõttu on stepiloomastikus ülekaalus närilised. Rikkalikult on ka putukaid (sipelgad, termiidid, tirtsud), mis omakorda põhjustab putuktoiduliste rohkuse.

Stepiloomade vastastikuste suhete ahelas on põhilüliks närilised, kelle arvel elavad peaaegu kõik ülejäänud stepiloomad, sest närilised on röövlindude, kiskjate ja roomajate peamiseks toiduks. Peale näriliste on taimtoidulistest rohkesti veel sõralisi (piisonid, antiloobid, kaelkirjakud) ja kabjalisi (sebrad).

Kiskjad on taimtoidulistest võrratult laialdasema levikuga: neid võib kohata peale stepi ja kõrbe ka naabermaastikes. Nirk elutseb mitte ainult stepis, vaid ka metsades ja mäestikes. Hunt ja rebane asustavad samuti mitmesuguseid maastikke. Kiskjate levik ei sõltu niivõrd kliimast kui saagi rohkusest. Selles suhtes on taimtoidulistel hoopis väiksemad levikuvõimalused, sest nad tarvitavad toiduks ainult teatavaid taimi, taimede levik aga sõltub kliimast ja mullastikust.

Aastaaegade vaheldumine on stepiloomade omapärase elurütmi põhjuseks. Kevadel ja suve algul, kui stepp haljendab ja õitseb, on loomad eriti aktiivsed. Suve teisel poolel, pideva kuumuse ja kuivuse tingimustes, langeb loomade aktiivsus järsult.[23]

Enamik stepiloomi veedab külma aastaaja, mil toitu on vähe, talveunes. Aladel, kus vahelduvad kuiv ja niiske aastaaeg, suiguvad loomad suveunne (isegi sellised suhteliselt suured loomad nagu suslikud, Lõuna-Aafrikas elavad toruhammaslased, krokodillid, Lõuna-Ameerika vööloomad jne.).

Talveunne suikuvad loomad ei muuda oma värvust, sest see pole neile vajalik. Olgu märgitud, et sesoonne värvuse muutumine ja talveune (või suveune) pikkus sõltub täielikult kliimast. Sooja talvega aladel on talveuni lühike või puudub täiesti, sageli jääb ka loomade värvus samaks. Krasnodari ümbruses elavad nirgid on kogu aasta ühtlase värvusega (punakaspruunid), sest talv on seal suhteliselt soe ja lumikate õhuke. See-eest aga külma talvega Stavropoli kõrgustikul ja Pjatigorjes muutuvad nirgid valgeks (ainult sabaots jääb tumedaks).

Kõrbes on elutingimused veelgi karmimad kui stepis. Veepuuduse tõttu valdavad kõrbes loomad, kes suudavad kiiresti joosta või lennata vee hankimiseks, elada pikemat aega veeta, koguda oma kehasse küllaldast veevaru, kuivaks perioodiks unne suikuda jne. Mõned loomad rahulduvad ainult taimedes leiduva veega; kiskjad saavad vett oma ohvrite verest või munadest. Austraalia konn kogub vett oma kehasse (kusepõide ja kõhukoo-

[23] С. И. Огнев, Жизнь степей, 1951.

passe); närilistel, kiskjatel ja lindudel aga puuduvad higinäärmed ja seetõttu ka vee aurumine.

Kõrbeloomad püüavad tavaliselt vältida liiga kõrget temperatuuri. Kui pinnase temperatuur ületab 34°C, hukkuvad hüpikhiired; putukad surevad temperatuuril 50—55°C. Seepärast põgenevad kõrbeloomad päikese eest liiva sisse, põõsastesse ja kaljude varju.

Meeleelunditest on avamaistu loomadel kõige paremini arenenud nägemiselundid.

Stepi ja metsa vahepealsetel aladel, näiteks savannides, on ka loomastik kujunenud mitmesuguste loomvormide segunemisel. Puudel ronivaid loomi on seal siiski vähe ning tüüpilisemad on kaevuvad vormid (hüpikhiired, muldhunt Aafrikas jt.) ja karjadena elavad rohusööjad — antiloobid, sebrad, kängurud. Peale nende elavad savannides veel lehtedest ja võrsetest toituvad loomad, kes saavad toitu ka siis, kui rohi on juba kõrbenud (elevant, kaelkirjak).

215. Kõrgmäestike loomad. Kõrgmäestikele on iseloomulik madalam õhurõhk ja temperatuur ning sageli suur sademete hulk.

Intensiivne päikesekiirgus ja pinnase tunduv kuumenemine loovad siin soodsad elutingimused putukatele. Ülekaalus on siiski soojuse suhtes vähenõudlikud (mardikad, liblikad, kärbsed) või hästi karvase kehaga putukad (kimalased, liblikad). Roomajatele pole siin soodsaid elutingimusi nende stenotermsuse tõttu ja nad puuduvad peaaegu täielikult.

Alpiinsed ja subalpiinsed niidud on suurepärased karjamaad. Seepärast elab nendel kõige rohkem rohusööjaid loomi. Madalamal asuvatest karjamaadest erinevad nad väiksema ulatuse ja tükeldatuse poolest; neid eraldavad üksteisest sügavad orud, kaljujärsakud ja liustikud ning loomad peavad oskama hästi ronida mööda kaljusid, jääd ja rusukaldeid. See osavus ei tohi aga vähendada loomade liikumiskiirust, mis on avamaistus vajalik kiskjate eest põgenemiseks.

Mägialade suuremad rohusööjad vastavad peaaegu täielikult nendele loodusliku valiku nõuetele. Näiteks toome Kaukaasia kaljukitsed, kes suvel elavad suurte karjadena kõrgetel niitudel, talve veedavad aga metsavööndi kõrgemas osas, taandudes sinna paksu lumikatte eest. Selline aastaajaline migratsioon on iseloomulik ka teistele kõrgmäestike imetajatele ja lindudele.

«Oskuse poolest hüpata ja ronida kaljudel, lõhedes ja järsakutel on kaljukitsed üle kõigist meie maa loomadest, välja arvatud võib-olla mägikits,» kirjutab Kaukaasia fauna uuria Dinnik. «Eriti üllatab kaljukits oma osavusega kaljudelt laskumisel. Toetudes vaevumärgatavatele kaljunukkidele, laskub ta kiirete ja julgete hüpetega peaaegu püstloodselt kaljult. Järsunõlvalistelt lumeväljadelt põgenevad kaljukitsed mõnikord nii kiiresti, et lumi

paiskub nende jalge alt igasse külge.»[24] Isegi väikesed (poolteise kuni kahe kuu vanused) kaljukitsed hüppavad hoogu võtmata kuni meetri kõrgustele järsakutele.

216. Polaaralade loomad. Polaaralade maismaafauna koosneb keskkonnaga hästi kohastunud liikidest. Enamiku loomade puhul võib täheldada sesoonset rütmi paljunemises, karvavahetuses, värvuse muutustes, sulgimises, sõralistel sarvede vahetuses jne. Polaaralade loomad ei suigu talveunne; ainult poegi ootavad jääkarud peituvad talveks lumme uuristatud koobastesse. Laialdaselt on levinud ränded: kõik linnud, välja arvatud üksikud liigid (lumikakk, mõned kajakaliigid), lendavad talveks soojematele aladele.

Et taimkate on kidur ja liigivaene, on lindude hulgas valdaval kohal kaladest toituvad liigid. Ka mõned imetajad on taimtoidu vähesuse tõttu kõigesööjad. Põtrade peamiseks toiduks on põdrasamblikud, islandi samblikud, pajude ja vaevakaskede oksad ja pungad, seened, marjad, kuid nad ei põlga ka lemminguid, linnumune, linnupoegi ja isegi putukaid. Karu toitub peamiselt hüljestest, kaladest ja lindudest, kuid sööb ka taimi.

Roomajad ja kahepaiksed puuduvad peaaegu täielikult, sest neil tuleks suurem osa aastast veeta tardumuses. Putukate hulk on suur, liikide arv aga väike. Suvel võib polaaraladel näha kärbseid, liblikaid, kimalasi ja eriti palju sääski, seega peaaegu samu liike mis mäestikes.

217. Kokkuvõte. Loomade nagu taimedegi olemasolu ja levik sõltub paljudest tingimustest: teistest organismidest, mullastikust ja kliimast. Olles aga liikumisvõimelised, pole loomad nii paratamatult seotud kindla maakooreosaga nagu taimed. Taimed peavad kasutama nende vahetus läheduses leiduvat toitu ja rahulduma neid ümbritseva keskkonnaga, sest neil pole võimalust sellest lahkuda. Loomad võivad otsida endale kaugemalt toitu ja rännata teistele aladele, kuid loomade liikuvuse piirid sõltuvad nende ökoloogilisest valentsist. Loomade puhul on seos maastikega seetõttu niisama vaieldamatu kui taimede puhulgi.

Selle seose eriti ilmekaks avalduseks on kohastumused ehk adaptatsioonid; adaptatsioonide maastikuseose tõestuseks aga on nende suhteline väärtus, nende kehtivus ainult kindlates geograafilistes piirides. Varjevärvus, kehakuju, jäsemete ehitus, käitumine ja elurütm — kõik need kohastumused näitavad loomade suhet teatavate maastikega, sest kohastumused ei saa tekkida keskkonna mõjuta organismile.

Maastikulise sfääri mitmesuguste elementide analüüs võimaldas meil järeldada, et esineb tendents nende elementide tsonaalseks levikuks. Ühtedel juhtudel (kliima) saab seda jälgida pooleldi kaemuslikult, teistel aga (mullastik, taimkate) täiesti reaalselt. Kõigil juhtudel aga osutub tsonaalne levik vaieldamatuks. Võiks eeldada, et see väljendub ühel või teisel viisil ka loomastiku puhul. Adaptatsioonid ja nende tulemusel tekkinud loomade bioloogilised tüübid tõendavadki seda. Loomade bioloogilised tüübid on samavõrd tsonaalsed kui kliima või taimkatte tüübid, kuigi neid tsonaalsuse liike ei saa nende sisemiste erinevuste tõttu samastada.

---

[24] Н. Я. Динник, Звери Кавказа, «Записки Кавк. отд. Геогр. о-ва», XXVII, вып. 1, 2, Тифлис, 1914, стр. 197.

Loomad mitte üksnes ei sõltu keskkonnast, vaid ka muudavad seda stiihiliselt, lihtsalt oma olemasoluga. Nad hävitavad taimkatet ja teisi loomi, kujundavad ümber pinnast (mehaaniliselt ja keemiliselt), rajavad mitmesuguseid ehitisi (koprad, termiidid, korallid), võtavad osa kivimite tekkest jne.

Kirjandust

Бобринский Н. А., Зенкевич Л. А., Бирштейн Я. А., География животных, 1946.

Бобринский Н. А., Животный мир и природа СССР, 1949.

Животный мир СССР, изд. АН СССР.

Житков Б. М., Биология лесных зверей и птиц, 1928.

Калабухов Н. И., Спячка животных, 1936.

Кашкаров Д. Н., Коровин Е. П., Жизнь пустыни, 1936.

Кашкаров Д. Н., Основы экологии животных, 1944.

Огнев С. И., Жизнь степей, 1951.

Туров С. С., Перелеты птиц, 1948.

Шмидт П. Ю., Миграция рыб, 1947.

Шмидт П. Ю., Анабиоз, 1948.

XXIV peatükk

BIOTSÖNOOSID

Loomade ja taimede vaheliste suhete uurimine näitab, et need suhted on vastastikused. Loomad, olles võimetud orgaanilist ainet valmistama, saavad seda taimedelt. Taimed omakorda saavad loomadelt lämmastikku, sest vaba õhulämmastikku suudavad siduda ainult vähesed bakterid. Loomade väljaheidete ja korjuste lagunemisel tekkivatest lämmastikuühenditest ammutab taim endale vajalikku lämmastikku. Mõnede putukate tegevuse ja taimede paljunemise vaheline sõltuvus on sedavõrd suur, et vastavate putukate puudumisel osutub nende taimede paljunemine võimatuks (mesilased ja õunapuu, kimalased ja ristik). Teisest küljest ei saa paljud putukad, näiteks liblikad, üldse elada õiteta, mille nektar on neile ainsaks toiduks.

Paljud samalaadsed näited tõestavad, et «üheski kohas ei saa olla ainult taimedest või ainult loomadest koosnevat dünaamilist süsteemi» (D. Kaškarov). See kehtib isegi meresügavuste fauna kohta, mis samuti oleleb ainult tänu kaudsele seosele pindmistes veekihtides asuva fütoplanktoniga. Järelikult pole looduses omaette taimekooslusi (fütotsönoose) ega omaette loomakooslusi (zootsönoose), vaid on ainult kooslused, kus taimed ja loomad moodustavad ühtse terviku — *biotsönoosid*. Rõhutades biotsönoosi ühtsust, märgib Kaškarov õigustatult, et näiteks metsas elavad putukad moodustavad samuti osa metsast nagu puud ja põõsadki. Kesk-Euroopa pöögimetsades esineb üle 3700 taimeliigi ja rohkem kui 6400 loomaliiki. Usbeki NSV-s elab lutsernipõllu ühel hektaril 1—5 miljonit putukat, vihmaussi ja ümarussi, miljoneid sipelgaid jne.

Vaadeldes eelmistes peatükkides fütotsönoose ja osaliselt ka zootsönoose eraldi, kasutasime seega puhtmehaanilist võtet. Olles teadlikud sellise meetodi kunstlikkuses, püüame nüüd anda üldist kujutlust biotsönoosist kui reaalsest moodustisest.

218. Biotsönoosi määrang. Keskkonna ja organismi vahel on sageli vastuolusid. Ühtede organismidele on keskkonna tingimused soodsad, nad paljunevad selles keskkonnas ning nende elutegevus on intensiivne. Teistele organismidele aga on keskkonna

tingimused ebasoodsad ja organismide paljunemine ning elutegevus on selles keskkonnas pidurdatud. Mõned organismid pole üldse võimelised antud keskkonda tungima. Sellest järeldub, et teatavat osa maakoorest, merepõhjast või hüdrosfäärist ei asusta mitte organismid üldse, vaid ainult teatav kindel organismide kompleks. Selle kompleksi koostisele avaldavad mõju geograafiline keskkond, organismide ehitus ja mitmesugused ebasoodsad, organismide levikut piiravad, nii anorgaanilised kui biootilised (organismidevahelistest seostest tingitud) tegurid, mis eksisteerivad tänapäeval või mõjustasid kompleksi kuuluvate organismide kujunemist.

Järelikult on biotsönoos seaduspärane organismide kompleks, mida ajalooliselt, ökoloogiliselt ja füsioloogiliselt seovad ühtseks tervikuks ühesugused elutingimused.[1]

Iga biotsönoos hõlmab teatava osa biosfäärist — biotoobi ehk elupaiga. Oma koostiselt, liikide ja isendite arvult on biotsönoos vastavuses põhiliste välistingimustega. Kõik biotsönoosi liikmed (taimed ja loomad) ei sõltu ainuüksi keskkonnast, vaid on tingimata kas kaudses või otseses sõltuvuses üksteisest. Biotsönoosid kujunevad evolutsiooniprotsessis loodusliku valiku tulemusel.

Biotsönoosi kuuluvad liigid ja isendid hangivad endale vastavast biotoobist kõik eluks ja kasvuks vajaliku. Biotsönoos koosneb üksteisega seotud lülidest; kui muuta üht olulist lüli, muutuvad ka kõik teised. Selles suhtes sarnaneb biotsönoos maastikuga.

219. Biotsönoosi analüüs. Maismaal on biotsönoosis ülekaalus taimed, meres aga loomad. Sellest on tingitud vajadus kasutada maismaa- ja mere-biotsönooside uurimisel erinevaid meetoteid.

Biotsönoosi iseloomustamiseks määratakse kõigepealt tema liigiline koostis (teda moodustavate taime- ja loomaliikide loetelu). Liikide arv biotsönoosis, arvestamata mikroskoopilisi vorme, pole tavaliselt eriti suur. Biotsönooside liigirikkus on siiski üsna muutlik: polaaraladel, kõrbetes ja kõrgmäestikes on biotsönoosid liigivaesed, stepis ja metsas suureneb liikide arv, kuna troopiliste metsade biotsönoosid on eriti liigirikkad. Kõik sõltub loodusliikest tingimustest: mida soodsamad need on, seda liigirikkam on taimestik ja järelikult ka loomastik.

Taimeliikide arvu mõjustavad klimaatilised ja mullastikulised tingimused ja nende soodsa või ebasoodsa mõju kestus. Loomaliikide arv seevastu sõltub peamiselt toitumisel põhinevatest seostest biotsönoosi liikmete vahel. Selliste seoste aluseks on alati taimkate: taimi söövad taimtoidulised loomad, kes hiljem

---

[1] Livanovi definitsioon. Tsiteeritud raamatust: В. И. Жадин, Фауна рек и водохранилищ, «Труды Зоол. ин-та АН СССР», т. V, вып. 3—4, М.—Л., 1940, стр. 541.

omakorda on toiduks lihatoidulistele loomadele. Liikidé rida, mis algab taimtoiduliste liikidega ja lõpeb tavaliselt suurte kiskjatega, moodustab «toiteahela». Biotsönoosis on mitu üksteisega põimuvat toiteahelat.

Toiteahela lülide arv ulatub harva üle kuue. Toiteahela esimestes lülides on isendite eluala väike, viimaseid lülisid aga iseloomustavad suured isenditele vajalikud territooriumid, sest nad vajavad rohkem toitu. Organismide mõõtmed on toiteahela alguses väikesed, nende hulk aga suur. Viimastes lülides on organismide arv kõige väiksem, mõõtmed aga suurimad. Nii ületab planktoni mass temast toituvate vähilaadsete ja keriloomade massi, viimaste mass aga on omakorda suurem neist toituvate kalade massist.

Biotsönoosi taimse, osaliselt ka loomse osa iseloomustamiseks liigestatakse see vertikaalsuunas rinneteks. Rinnete arv võib olla mitmesugune ning rindelisus esineb nii maa peal kui ka maa all, sest juured, maa-alused varred ja mugulad asuvad erinevas sügavuses, loomad aga elavad pinnases samuti mitmesuguses sügavuses. Rinded kujutavad enesest nagu iseseisvaid ökoloogilisi koosluste osi, sest taimkattes võib sama rinne esineda erinevates assotsiatsioonides. Mändidest koosnev puurinne on igas männimetsas, kuid teised rinded võivad vahelduda: kohati esineb männikus jänesekapsa- ja samblarinne, kohati pohla- ja samblarinne, mõnikord ka mustika- ja samblarinne jne. Seega korduvad siin männi- ja samblarinded.

Määratakse ka isendite arvukus. Arvukust võib määrata lihtsalt silma järgi (mitmesuguste skaalade alusel) või isendite täpse loendamise teel. Silma järgi on muidugi kergem määrata liikumatuid organisme, taimi.

Biotsönoosi taimse osa iseloomustamisel tehakse kindlaks taimeliikide katteväärtus, seltsivus, vitaalsus ja füsionoomilisus. Katteväärtus näitab biotoobi pinna suurust, mida katab antud liik oma maapealsete osadega. Katteväärtust väljendatakse tavaliselt protsentides. Seltsivus näitab taimeliikide kasvuviisi ja vastastikuseid suhteid: nad võivad kasvada eraldi üksikute isenditena, salguti, rühmiti jne. Vitaalsus väljendab taime «ökoloogilist enesetunnet»: kui olelustingimused on antud taimele normaalsed, läbib ta kogu arenemistsükli — kasvab, õitseb ja kannab vilja; halbade olelustingimuste puhul kasvab taim ainult vegetatiivselt, kuid ei õitse ega kanna vilja. Eriti ebasoodsate tingimuste puhul võib ka vegetatiivne kasv olla pidurdatud. Füsionoomilisus näitab, missugune on antud liigi osatähtsus biotsönoosi välisilmes. On taimi, mis oma ohtruse, katteväärtuse ja arengustaadiumiga määravad antud ala taimkatte aspekti. Mõnedel taimedel on selles aspektis ainult teise- või kolmandajärguline tähtsus, osa taimi aga ei mõjuta üldse aspekti välisilmet. Aspekt sõltub liigi kui terviku välisilmest või kujuneb peamiste liikide õitsemise ajal. Viimasel juhul on aspekt ajutise iseloomuga. Tarnad aga määravad

soo aspekti õitsemisest sõltumatult. Aspektide vaheldumist käsitlesime juba eespool.

Iga biotsönoosi loomsel osal on oma *tuumik*, kuhu kuuluvad paiksed, antud maastikuga parimini kohastunud vormid. Lisaks neile on vorme, mis ilmuvad antud biotsönoosi ainult teatavatel perioodidel (vastavalt aastaaegadele). Lemming, polaarrebane ja lumekakk, kes elavad aasta läbi tundras, moodustavad sealse biotsönoosi tuumiku, haned, kurvitsalised jt. aga leiavad sealt toitu ainult suvel ja lendavad talveks lõunasse. Seetõttu iseloomustavad aspektid mitte ainult biotsönoosi taimset, vaid ka loomset osa vastavalt aastaaegadele.

Kõrvuti sesoonse rütmiga on biotsönoosil ka ööpäevane rütm. Vastavalt kellaajale taimede õied avanevad või sulguvad ning toimub orgaanilise aine valmistamine fotosünteesi teel, loomad aga eelistavad kas päevast või öist eluviisi.

Nagu juba märgitud, on biotsönoosi kuuluvad organismid omavahel tihedas seoses. Seosed võivad olla otsesed või kaudsed ja esineda ka organismi ning anorgaanilise keskkonna vahel. Ühed organismid vajavad oleluskeskkonnana vett, teised liiva, kaljusid jne. Temperatuuri ja niiskuse optimumi olemasolu taimedel süvendab seost taimede ning klimaatiliste tingimuste vahel. Taimed on loomadele toiduks, taimkate moodustab ühtlasi ka keskkonna, milles loomad elavad ja paljunevad. Seepärast on täiesti mõistetav fakt, mida juba korduvalt rõhutasime, et organism peab olema kooskõlas kõigi biotoopi iseloomustavate teguritega. Erinevates, sageli üksteisest üsna kaugel asuvates maades, kuid sarnastes ökoloogilistes tingimustes arenevad sarnased organismide tüübid, mis on süstemaatiliselt sageli täiesti erinevad. Kõigil mandritel elavad steppides ja kõrbetes närilised, hüppavad ja kaevuvad loomad, kusjuures Austraalias esindavad neid kukkurloomad, Aafrikas okassealaadsed, Euraasias hiirelaadsed ja Ameerikas oravalaadsed närilised.

Iga biotsönoos koosneb vormidest, milledel on teatav kindel väliskuju ja kohastumuse tüüp. Viimase all mõistame loomade puhul mitte üksnes kehaehituse iseärasusi, vaid ka käitumist.[2]

Ümbritsevate tingimustega kooskõlas olevat organismi tüüpi nimetatakse *eluvormiks*. Eluvormis peegelduvad keskkonna peamised iseloomulikud jooned, kuid mitte täielikult, vaid teatavates piirides, sest väliselt sarnased organismid võivad sisemiselt üksteisest täiesti erineda.

Eluvormide määramine biotsönoosi uurimisel on eriti tähtis seepärast, et biotsönoosi iseloomustab paremini just mitmesuguste eluvormide osatähtsus, mitte aga liigiline koostis.

Loomade eluvorme võib klassifitseerida mitmesuguste tunnuste alusel. Klassifitseerimise aluseks võib olla toitumisviis, toidu iseloom, loomade kehaehituse iseärasused, käitumine, rea-

[2] Д. Н. Кашкаров, Основы экологии животных, 1938, стр. 307.

geerimine klimaatilistele tingimustele jne. Toitumisviisi alusel eristatakse järgmisi eluvorme: taimtoidulised, kõigesööjad, kiskjad ja raipesööjad. Klimaatiliste tingimuste suhtes võib eristada kõigusoojaseid ja püsisoojaseid loomi. Neist esimesed jagunevad 1) kogu aasta tegutsevateks ja 2) osa aastast tegutsevateks: a) suveunes ja b) talveunes viibivateks loomadeks. Püsisoojased loomad jagunevad paikseteks ja sesoonseteks vormideks. Esimeste hulgas eristatakse samuti 1) kogu aasta tegutsevaid ja 2) osa aastast tegutsevaid: a) talveunes ja b) suveunes viibivaid loomi. Sesoonsed vormid jagunevad pesitsevateks, ainult talvel või suvel kohal viibivateks ja läbirändavateks vormideks.

Kehahituse ja käitumise järgi eristatakse järgmisi põhilisi eluvormide rühmi: ujuvad, kaevuvad, maapinnal elavad, puudel ronivad ja õhus lendavad organismid. Ujuvate organismide hulgas on täiesti vees elavaid ja ainult poolenisti veega seotud vorme, kaevuvatest organismidest veedab osa kogu elu maa all, osa aga tuleb sageli maapinnale. Maapinnal elavate loomade hulgas on jooksvaid, hüppavaid ja roomavaid vorme, kes ei raja endale urgusid ega koopaid, samuti ka neid, kes ehitavad endale urud (ka jooksvad, hüppavad ja roomavad loomad). Neile lisanduvad veel kaljudel elavad loomad. Puudel ronivatest vormidest veedab osa kogu oma elu puudel, õhus lendavatest vormidest hangivad ühed endale saaki ainult õhust, teised aga otsivad lennates sobivat toitu maapinnalt. Taimede eluvormide näiteid tõime tüüpilisemate taimekoosluste kirjeldamisel. Põhilisteks taimede eluvormideks on sukulendid, kserofüüdid, epifüüdid, efemeerid ja efemeroidid jne.

220. Biotsönooside dünaamika. Biotsönoos on küllalt püsiv moodustis, mis lõhutuna on võimeline uuesti taastuma. Samal ajal on tema püsivus siiski suhteline ja kujutab vaid üht staadiumi biotsönoosi evolutsioonis.

Välistest ja sisemistest põhjustest tingitud muutused on mitmesugused. Ühed muutused ei kutsu biotsönoosis esile olulist kvalitatiivset murrangut. Nad võivad olla nii perioodilised, väljendudes looma- ja taimeriigi aspektide vaheldumises vastavalt aastaaegadele, kui ka aperioodilised, sõltudes meteoroloogiliste tingimuste muutumisest. Seetõttu mõnel aastal (eriti niiskel või kuival) ühed taimed kasvavad hästi, teised aga puuduvad hoopis. Ka loomade arv biotsönoosis on muutuv: ühel aastal on neid rohkem, teisel aastal toidupuuduse või nakkushaiguste tõttu vähem. Oravate arv sõltub okaspuude käbisaagist, lemminguid esineb massiliselt tavaliselt üks kord nelja aasta vältel, ilveseid on Kanadas kõige rohkem iga 9—11 aasta tagant. Sellised muutused loomade arvus on seotud tugevate põudadega, üleujutustega jne. Peale sesoonsete muutuste võib lugeda regulaarseiks veel ööpäevaseid muutusi. Öösel koguneb plankton veepinnale, päeval aga laskub sügavamale. Päeval on metsas aktiivsemad ühed loomad, öösel teised. On ilmne, et koos arvukuse muutustega toimuvad

muutused ka liigilises koostises, sest varem domineerinud liigid taanduvad teiste, isendirohkemate liikide ees.

Looduses on nii suhteliselt väljakujunenud biotsönoose kui ka nende mitmeid kujunemisstaadiume — juhuslikest, teataval alal alles tekkinud rühmitustest kuni täiesti seaduspäraste, pikaajalise loodusliku valiku tulemusel tekkinud biotsönoosideni. Seega esineb biotsönooside vahetumine, mis on tingitud sellest, et teatav biotsönoos on alles kujunemisjärgus ja läbib oma arenemises veel mitmeid ajutisi staadiume.

Ühe püsiva biotsönoosi tüübi asendumist teise samasugusega nimetatakse suktsessiooniks. Suktsessioon toimub järk-järgult kuhjuvate kvantitatiivsete muutuste tõttu, mis, saavutades teatava ulatuse, annavad biotsönoosile täiesti uue ilme, nii et antud biotsönoos muutub eelmisest kvalitatiivselt erinevaks biotsönoosiks.

Suktsessioon on biotsönoosi muutvate impulsside keeruka põimumise tagajärg. Sellised impulsid on muutused kliimas ja mullastikus, kuivendamine, soostumine, karjatamine, uute taime- ja loomaliikide sissetungimine ja endiste väljatõrjumine, inimtegevus, organismide vastastikused suhted biotsönoosis (liikidevahelised ja liigisiseste vastuolude lahenemine) jne.

221. **Kokkuvõte.** Et loomade ja taimede vaheline sõltuvus on kahepoolne, vastastikune, siis pole looduses eraldi füto- ja zootsönoose, vaid on ainult biotsönoosid. Biotsönoos ühendab loomade ja taimede täiesti seaduspäraseid komplekse, mis moodustavad ühistes olelustingimustes ajalooliselt, ökoloogiliselt ja füsioloogiliselt seotud terviku. Soodsates tingimustes tekivad liigirikkad ja keeruka ehitusega (mitmerindelised) biotsönoosid. Biotsönoose ei iseloomusta niivõrd liigiline koostis kui teatavate eluvormide esinemine ning sellele vastav ööpäevane, aastaajaline ja mitmeaastane rütm.

Vaatamata küllalt suurele püsivusele allub biotsönoos progresseeruvatele muutustele, mille tagajärjel toimub lõpuks suktsessioon, s. o. antud biotsönoosi asendumine kvalitatiivselt erineva biotsönoosiga. Suktsessioon toimub nii väliste mõjutuste tõttu kui ka biotsönoosi seesmise arenemise ja temas peituvate vastuolude võitluse tulemusel.

Õpetus biotsönoosidest, kuigi see on kahjuks alles esialgselt välja töötatud, on geograafile esmajärgulise tähtsusega, sest ta avab kõige selgemalt ja veenvamalt orgaanilise seose maastikulise sfääri elusate ja elutute komponentide vahel.

Kirjandust

Зернов С. А., Общая гидробиология, 1949.
Кашкаров Д. Н., Основы экологии животных, 1944.
Морозов Г. Ф., Учение о лесе, 1949.

XXV peatükk

HÜDROSFÄÄRI ISEÄRASUSED JA ELU TEMAS

Seni puudutasid meie materjalid ja järeldused peamiselt seda maastikulise sfääri osa, mis esineb maapinnal suuremate või väiksemate maismaa-aladena. Mandritel toimuvatel protsessidel peatusime eriti detailselt, sest nad on hüdrosfääris esinevatest protsessidest palju paremini uuritud ja on tunduvalt mitmekesisemad ning selgemini muutuvad. Kuid hüdrosfääri ignoreerimine oleks viga juba seepärast, et vesi hõlmab maastikulises sfääris palju ulatuslikuma ala kui maismaa. Pealegi moodustavad veemassid maismaast täielikult erineva omapärase keskkonna, kus ka elu on erinev elust maismaal.

Järelikult on ülevaate andmine hüdrosfäärist eraldi peatükina täiesti õigustatud. See peatükk vajaks peale eraldamise ka ulatuslikumat käsitlust ja tema lühidus peegeldab ainult seda, et merede geograafia kui omaette teadusharu asub veel algstaadiumis. Nimetatud teadusharu ülesandeks on geograafiliste maastike kindlaksmääramine ja uurimine hüdrosfääri pinnal ning põhjas.

222. Liikumine Maailmameres. Nagu teame, seisab atmosfääri ülemiste ja alumiste kihtide oluline erinevus selles, et esimesed on suhteliselt rahulikud, teised aga turbulentsed, alludes mitmesugustele liikumistele. Hüdrosfääris on pilt vastupidine: siin on kõige dünaamilisemad just ülemised kihid, mis külgnevad õhu-ookeani alumise, turbulentse kihiga, kuna suurtes sügavustes valitseb suhteline rahu.

Ookeani pind on alatises liikumises. Tohutuid veemasse paigutavad ümber merehoovused. See on ka ainus liikumisvorm, mis hõlmab hüdrosfääri ülemisi kihte suhteliselt suurema sügavuseni. Mis puutub lainetesse, siis isegi kõige tugevam lainetus ei avalda mõju oluliselt sügavamal kui 30—50 m.

Lainete tekkimise peamiseks põhjuseks on vee ja õhu vaheline hõõrdumine.

Vaadeldes tuule mõjul lainetavat viljavälja, veendume kohe, et taimed ei paigutu ümber, vaid ainult võnguvad oma tasakaaluasendi ümber. Järelikult ei liigu mitte laine, vaid ainult laine kuju. Sama võib tähele panna ka rahuliku veepinna puhul, kui

vette visata kivi. Langemiskohast levivad ringidena lained, kuid veepinnal asetsevaid esemeid ei paiguta lained ümber, vaid ainult õõtsutavad neid üles-alla, nihutades neid seejuures ainult veidi vasakule ja paremale. Selle põhjuseks on asjaolu, et veeosakesed võnguvad mööda vertikaalses tasapinnas asetsevat ringikujulist orbiiti.

Tuule esinemise korral lisandub veeosakeste võnkliikumisele veel külgliikumine ja laine pole enam korrapärase kujuga: tema tuulepealne külg on lame, tuulealune aga järsk. Vahel liiguvad veeosakesed laineharjal alumistest veeosakestest nii palju kiiremini, et nad eralduvad veemassist ja paiskuvad vahupritsmetena laiali.

Tuule tugevus ja suund muutub kogu aeg ja merel tekivad seetõttu kõige mitmekesisemad võnkliikumised, mis põrkavad kokku ning tugevdavad ja nõrgendavad üksteist. Selle tunglemise resultandina kujuneb siiski välja mingisugune lainete süsteem. Kui tuul vaibub, siis muutub lainete kuju korrapäraseks ja tekib nn. *ummiklainetus*. See on kõige ideaalsem ja moonutamatum lainetus, mille alusel on välja töötatud ka lainetuse matemaatiline teooria. Et ummiklainetus on vaba lainetus, mitte «vee tunglemise» resultant, mille puhul üksikud liikumised teevad üksteisele takistusi, siis levib ta kõigist teistest lainetest kiiremini.

Laine muutub eriti märgatavalt rannale lähenedes, s. t. sügavamalt alalt madalamale siirdudes. Laine pikkus muutub siis väiksemaks, kõrgus suuremaks. Et laine alumises osas on hõõrdumine suurem, siis ülemine osa möödub temast ja paiskub vahutava harjana laiali. Kui selline lainete purunemine toimub rannast kaugel leetseljakutel või karidel, nimetatakse teda *lainemurruks*, ranna läheduses aga *murdlainetuseks*. Järsult sügavnevat rannikul puruneb laine alles vastu randa põrgates. Seejuures paiskub laine vahel 30—60 m kõrgusele ja tema löögi jõud võib kuni 13 t raskuse kaljurahnu kanda kuni 20 m kõrgusele merepinnast. Bilbaos (Hispaanias) lükkasid murdlained ühe tormi ajal ümber 1700-tonnise betoonmassiivi ja kandsid seda edasi. Tormi ajal 19. jaanuaril 1931. aastal purustasid lained kolmeks rahnuks monoliitse «Munga» kalju Simeizis (Krimmis) ja lõhkusid lainemurdja Tuapses. Dünamomeetrite abil on kindlaks tehtud, et murdlainetuse rõhk rannale ulatub tihti 15—35 tonnini ruutmeetri kohta. Prantsusmaa lääneranniku, mis on tuntud tugeva murdlainetuse poolest, vastab murdlainete liikumisenergia **üheainsa** tuulepuhangu korral võimsusele 75 miljonit kilovatti.

Teiseks laialt levinud vee liikumise vormiks ookeanis on Päikese ja Kuu külgetõmbest põhjustatud looded, s. o. tõusud ja mõõnad (§ 14).[1]

[1] Nende nähtuste täpsemat kirjeldust ja seletust vt. Ю. М. Шокальский, Океанография (ptk. IX), samuti Д. Г. Дарвин, Приливы и родственные им явления, 1923.

Tõusude ja mõõnade geograafiline tähtsus seisab selles, et nad põhjustavad ranniku perioodilisi üleujutusi ja kuivenemisi, kutsuvad jõgedes esile veepaisutusi ning tekitavad kohaliku tähtsusega hoovusi (loodete hoovusi). Meretaseme kõikumine seoses tõusu ja mõõnaga ei ületa mandrite rannikutel 2 m. Kitsastes väinades ja lahtedes, mille laius ja sügavus väheneb järsult mandri suunas, on loodete amplituud tunduvalt suurem. Suurim amplituud (16,2 m) esineb Fundy lahes (Nova Scotia poolsaare ja Põhja-Ameerika mandri vahel); amplituude 8—10 m on täheldatud Korea ja Tšiili rannikul ning Kalifornia lahes; 10—12 m La Manche'is, Bristoli lahes, Ohhoota meres (Penzina laht), Magalhãesi väinas, Patagoonia rannikul jm.

Kolmandaks, geograafiliselt tähtsaimaks vee liikumisvormiks ookeanides on hoovused. Nendest kõnelesime juba VIII peatükis.

223. **Soojus- ja valgusrežiim.** Ainukeseks praktilist tähtsust omavaks allikaks, mis reguleerib veekogude soojus- ja valgusrežiimi, on Päike.

Veepinnale langevatest päikesekiirtest peegeldub osa tagasi, osa kulub vee aurustamiseks ja valgustamiseks, osa aga neeldub. On ilmne, et vee pinnakihi soojenemine toimub ainult päikeseenergia neelduva osa arvel.

Samuti on ilmne, et soojuse leviku seaduspärasused Maailmamere pinnal on sarnased tema leviku seaduspärasustega mandrite pinnal. Osalised erinevused on tingitud vee suuremast soojusmahtuvusest ja homogeensusest maismaaga võrreldes.

Tabelis 17 on antud aasta keskmised temperatuurid Maailmamere pinnal mõlema poolkera mitmesugustel laiuskraadidel (Krümmeli järgi).

Tabel 17

Aasta keskmised temperatuurid Maailmamere pinnal

Laius	Põhjapoolkera	Lõunapoolkera
0°	+27,1	+27,1
10°	+27,2	+25,8
20°	+25,4	+24,0
30°	+21,3	+19,5
40°	+14,1	+13,3
50°	+7,9	+6,4
60°	+4,8	0,0
70°	+0,7	—1,3
80°	—1,7	—1,7
90°	—1,7	

Nagu näeme, on Maailmameri põhjapoolkeral soojem, sest lõunapoolkeral on vähem maismaad, mis soojendab tugevasti atmosfääri, samuti on seal olemas laialdane ühendus külma antarktilise piirkonnaga. Põhjapoolkeral on rohkem maismaad ja polaarmered on enam või vähem isoleeritud. Vee termiline ekvaator aset-

seb põhjapoolkeral. Temperatuurid kahanevad seaduspäraselt sellelt ekvaatorilt pooluste suunas.

Kogu maailmamere pinna keskmine temperatuur on 17,4° C, mis ületab 3° võrra maakera keskmise õhutemperatuuri. Vee suur soojusmahtuvus[2] ja turbulentne segunemine põhjustavad suurte soojusvarude olemasolu Maailmameres. Aasta keskmise temperatuuri põhjal on kõige soojem Vaikne ookean (19,1° C); temale järgnevad India (17° C)ja Atlandi ookean (16,9° C).

Temperatuuri kõikumised Maailmamere pinnal on tunduvalt väiksemad kui õhutemperatuuri kõikumised mandrite kohal. Kõige madalamaks usaldusväärseks temperatuuriks, mida on mõõdetud ookeani pinnal, on —2° C, kõrgeimaks temperatuuriks aga +36° C. Seega absoluutne amplituud ei ületa 38°. Keskmiste temperatuuride amplituud on veelgi väiksem. Ööpäevased amplituudid ei ületa 1°. Aastased amplituudid, mis iseloomustavad kõige külmema ja kõige soojema kuu[3] keskmiste temperatuuride erinevust, kõiguvad 1° ja 15° vahemikus.

Maailmamere pindmiste kihtide soojusrežiimi järgi tehakse vahet troopiliste, polaarsete ja parasvöötme vete vahel.

Troopilised veed asetsevad mõlemal pool ekvaatorit. Ülemiste veekihtide temperatuur ei lange siin kunagi alla 15—17° C, suures ulatuses aga on vee temperatuur 20—25° C ja isegi 28° C. Temperatuuri aastased kõikumised ei ületa keskmiselt 2°.

Polaarsete vete (põhjapoolkeral nimetatakse neid arktilisteks, lõunapoolkeral antarktilisteks veteks) temperatuur on madal, tavaliselt alla 4—5° C. Aastased amplituudid on ka siin väikesed, kõigest 2—3°.

Parasvöötme veed on nii territoriaalselt kui ka mõnede iseärasuste poolest vahepealsed. Põhjapoolkeral nimetatakse neid boreaalseteks, lõunapoolkeral aga notaalseteks veteks. Boreaalsete vete temperatuuri aastased amplituudid ulatuvad 10°-ni, notaalsete vete puhul on nad kaks korda väiksemad.

Soojuse ülekannet ookeani pinnalt sügavusse võimaldab praktiliselt ainult konvektsioon, s. t. vee vertikaalne liikumine, mis on põhjustatud ülemiste kihtide suuremast tihedusest alumiste suhtes.

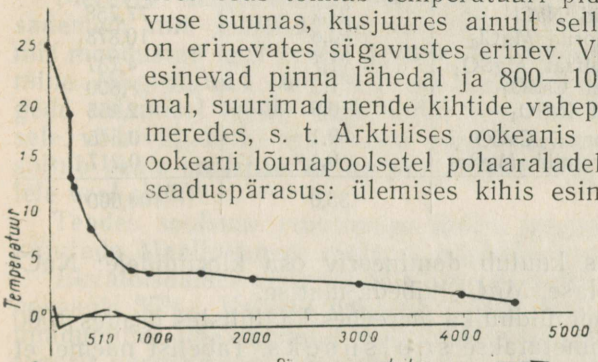
Temperatuuride vertikaalsel jaotusel on Maailmamere polaarses, troopilises ja parasvöötmelises osas omad iseärasused. Üldistatud kujul peegeldab neid iseärasusi graafik joonisel 97. Ülemine joon näitab temperatuuride vertikaalset jaotust Atlandi ookeanis lõunalaiusel 3° ja läänepikkusel 31°, s. t. on näiteks temperatuuride vertikaalse jaotuse kohta troopilistes meredes. Paistab silma temperatuuri aeglane alanemine pindmises kihis, järsk langus 50 m sügavusest 800 m sügavuseni ja seejärel jälle väga aeglane

[2] Magedal veel on soojusmahtuvus 1, mereveel (soolsus 35‰) 0,932.

[3] Põhjapoolkera meredes on kõige soojemaks kuuks august, kõige külmemaks kuuks veebruar; lõunapoolkeral vastupidi.

madaldumine. Temperatuur siin peaaegu ei muutu, olles seejuures väga madal (alla 4° C). Temperatuuri püsivust suurtes sügavustes seletatakse vee täieliku liikumatusega.

Alumine joon kujutab temperatuuride vertikaalset jaotust põhjalaiusel 84° ja idapikkusel 80°, s. t. on näiteks temperatuuride vertikaalse jaotuse kohta polaarmeredes. Siin on iseloomulik sooja kihi esinemine 200—800 m sügavuses, millest ülal- ja allpool esinevad negatiivsete temperatuuridega külma vee kihid. Arktikas ja Antarktikas avastatud soojad vahekihid on tekkinud soojade hoovuste poolt polaaraladele kantud soolasemate, seetõttu tihedamate ning järelikult raskemate vete vajumise tõttu kohalike polaarvete suhteliselt magedate pindmiste kihtide alla.



Joon. 97. Temperatuuride vertikaalne jaotus troopilistes (ülemine kõver) ja polaarsetes (alumine kõver) meredes.

Lühidalt, Maailmamere troopilises ja parasvöötmelises osas toimub temperatuuri pidev alanemine sügavuse suunas, kusjuures ainult selle alanemise tempo on erinevates sügavustes erinev. Väikseimad muutused esinevad pinna lähedal ja 800—1000 meetrist sügavamal, suurimad nende kihtide vahepealses osas. Polaarmeredes, s. t. Arktilises ookeanis ja ülejäänud kolme ookeani lõunapoolsetel polaaraladel, kehtib teistsugune seaduspärasus: ülemises kihis esinevad seal madalad temperatuurid, sügavuse suurenemisel temperatuurid tõusevad, tekitades sooja, positiivsete temperatuuridega vahekihi, sellest kihist allpool aga toimub uuesti temperatuuride alanemine. Selline on temperatuuride vertikaalse muutumise pilt Maailmameres. Üksikutes meredes aga kaldub temperatuuride vertikaalne jaotus tihti kõrvale skeemidest, mis on koostatud Maailmamere kui terviku jaoks.

224. Hüdrosfääri kemism. Merevesi on tahkete mineraalainete, mitmesuguste gaaside ja teatava hulga orgaanilise aine väga lahja lahus, mis sisaldab lisaks sellele ka orgaanilise ning anorgaanilise päritoluga hõljuvat materjali.

Merevees toimuvad pidevad füüsikalis-keemilised, bioloogilised ja geoloogilised protsessid, mille tagajärjeks on lahuse üldise kontsentratsiooni muutumine. Üldist kontsentratsiooni mõjustab magevete juurdevool, vee aurumine merepinnalt, sademete langemine merepinnale, jää tekkimine ja sulamine. Rida protsesse, nagu mereorganismide tegevus, põhjasetete tekkimine ja lagunemine, põhjustab üksikute tahkete ainete sisalduse muutumist la-

huses. Organismide hingamine, fotosüntees ja bakterite tegevus mõjustavad merevees lahustunud gaaside hulka.

Kõik need protsessid aga ei muuda praktiliselt merevee kui soolade lahuse koostise püsivust lahuse peamiste komponentide osas. Rannast eemal on merevee koostis kõikjal ühesugune; vähesel määral muutub ainult lahuse üldine kontsentratsioon.

Merevee peamised koostisosad (grammides 1000 g vee kohta) on esitatud tabelis 18.

Tabel 18

Aine		Sisaldus grammides 1000 g vee kohta	Sisaldus protsentides soolade kogu-hulgast
Kloriidid	Naatriumkloriid NaCl	27,2	77,758
	Magneesiumkloriid $MgCl_2$	3,8	10,878
Sulfaadid	Magneesiumsulfaat $MgSO_4$	1,7	4,737
	Kaltsiumsulfaat $CaSO_4$	1,2	3,600
	Kaaliumsulfaat K_2SO_4	0,9	2,465
	Kaltsiumkarbonaat $CaCO_3$	0,1	0,345
	Magneesiumbromiid $MgBr_2$	0,1	0,217
		35,0	100,000

Merevee koostises kuulub domineeriv osa kloriididele: NaCl annab mereveele soolase, $MgCl_2$ kibeda maitse.

Lahustunud soolade üldhulka merevees kaalulistes osades 1000 osa merevee kohta nimetatakse s o o l s u s e k s. Tabelist näeme, et ookeani normaalne soolsus on 35‰. Maailmameres on lahustunud kokku $5 \cdot 10^{16}$ t tahkeid aineid. Veest eraldatuna ja ühtlaselt kogu maakera pinnale jaotatuna moodustaksid need soolad 45 m paksuse kihi, ainult maismaa pinnale jaotatuna aga 153 m paksuse kihi.

Jõgede ja järvede magevetes on samuti sooli, kuid sellega piirdubki magevee ja merevee sarnasus. Magevesi erineb järsult mereveest mitte ainult lahustunud ainete üldise hulga, vaid ka oma koostise ja koostisosade vahekorra poolest. Kui merevees domineerivad kloriidid, siis jõevees karbonaadid:

	Merevesi	Jõevesi
Karbonaadid	0,3%	79,9%
Sulfaadid	10,8%	13,2%
Kloriidid	88,8%	6,9%

Ainult sulfaatide sisalduse poolest on mereveed lähedased jõevetele. Esineb veel üks oluline erinevus: mereveed on kõikjal ühesugused, mageveed erinevad aga märgatavalt üksteisest olenevalt kivimitest, millel nad voolavad, või orgaanilise materjali hulgast, mida nad kannavad.

Soolade kontsentratsioon Maailmamere mitmesugustes osades on erinev, kuid soolsuse kõikumine toimub peamiselt ookeani üle-

mistes kihtides, mis vahetult alluvad mitmesuguste kontsentratsiooni muutvate tegurite mõjule. Alates 1000 m sügavusest kuni põhjani soolsus peaaegu ei muutu.

Soolsuse suurenemise peamiseks põhjuseks on kõigil laiuskraadidel vee aurumine merepinnalt. Aurumine sõltub õhu niiskusest, õhu temperatuurist, mille omakorda määravad insolatsiooniprotsessid, ja tuule esinemisest või puudumisest. Mida kuivem on õhk, mida kõrgem temperatuur, mida väiksem pilvisus, mida suurem tuule kiirus ja madalam õhurõhk, seda intensiivsemalt toimub aurumine ning seda suuremaks muutub merevee üldine kontsentratsioon. Vee soolsus suureneb ka sel juhul, kui ta maht väheneb jahtumise tulemusel kuni jää tekkimise momendini. Kui tekib jää, võib soolsus suureneda ka soolade eraldumise tõttu jääst.

Merevee magestumise põhjuseks on merepinnale langevad sademed, mis lahjendavad vett, jõevete juurdevool maismaalt, mis moodustab igal aastal 30 000—40 000 km³, ja jäämägede sulamine. Magestunud vee kiht püsib tavaliselt pinnal. Ainult jäämägede sulamisel tekkiv väga külm vesi, vaatamata oma magedusele, võib vajuda ka teatavasse sügavusse, sest vee tihedus pinnal sõltub peale soolsuse ka temperatuurist (sügavuses lisandub sellele veel rõhk).

Teades soolsuse muutumise üldisi tingimusi, pole raske ette kujutada Maailmamere soolsuse pindmise jaotuse üldist pilti.

Ekvatoriaalses vaikevööndis on soolsus kõige väiksem: Atlandi ookeanis 35‰, Vaikses ookeanis 34‰. Selle põhjuseks on tuulte puudumine, tihe pilvisus ning sademete rohkus. Esimesed kaks tegurit nõrgendavad aurumist, kolmas aga põhjustab otseselt magestumist.

Passaatide alal esineb maksimaalne soolsus, sest seal toimub väga tugev aurumine, mida stimuleerivad püsivad tuuled, õhu kuivus ja pilvisuse puudumine, pealegi langeb sademeid väga vähe. Atlandi ookeanis Assoori saartest edelas on soolsus 37,9‰, Brasiiliast idas 37,6‰, Vaikses ookeanis põhjapoolkeral 35,9‰ ja lõunapoolkeral 36,9‰, India ookeanis samuti 36,9‰.

Soolsus on väike polaarmeredes, kus aurumine on madalate temperatuuride tõttu nõrk ja jää sulamine magestab vett.

Vaikses ookeanis toimub soolsuse vähenemine korrapäraselt passaatide vööndist lõuna ja põhja suunas. Samasuguse korrapärasusega väheneb soolsus Atlandi ja India ookeani lõunaosas passaatide vööndist lõuna suunas. Atlandi ookeani põhjaosas passaatide vööndist põhja suunas aga muutub soolsus keerukamalt. Külmad hoovused kannavad seal väikese soolsusega vett lõuna poole, soojad hoovused aga viivad suure soolsusega vett kaugele põhja. Teiste sõnadega, isohaliinid (s. t. soolsuse samajooned) on seal tugevasti paindunud piki külmi ja sooje merehoovusi.

Mõnede merede ja maismaa veekogude kemism erineb märgatavalt Maailmamere kemismist. Jõgede soolsus on väike ja ka selle kõikumised on väga väikesed. Järved jaotatakse mageveejärve-

deks ja soolajärvedeks. Esimesed on väga sarnased jõgedega, teisi iseloomustab soolade kontsentratsioon, mis kõigub üsna ulatuslikes piirides. Soolsus võib siin olla ookeani omast väiksem ja ka tunduvalt suurem, lähenedes küllastusseisundile. Üksikutes meredes on soolsuse kõikumine suurem kui Maailmameres. Kõiki neid erinevusi ei jõua me siin üksikasjaliselt käsitleda.

Nagu teada, külmub magevesi temperatuuril 0° C ja saavutab suurima tiheduse temperatuuril +4° C. Soolasel veel, mis sisaldab mereveele omaseid sooli, on mõlemad nimetatud temperatuurid teistsugused ja muutuvad teisiti kui magevee puhul (vt. tabel 19).

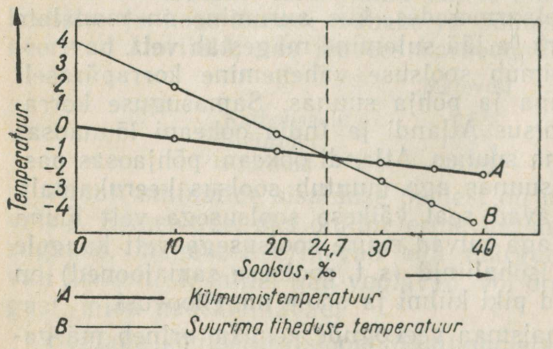
Tabel 19

Soolsus, ‰	Külmumistemperatuur, °C	Suurima tiheduse temperatuur, °C
0	0	+4,0
10,0	—0,5	+1,9
20,0	—1,1	—0,3
24,7	—1,3	—1,3
30,0	—1,6	—2,5
35,0	—1,9	—3,5
40,0	—2,2	—4,5

Graafikul, mille abstsisstelje on kantud soolsus ja ordinaatteljele temperatuur, on mõlemad temperatuurid (külmumistemperatuur ja suurima tiheduse temperatuur) kujutatud kaldjoontega (joon. 98). Et suurima tiheduse temperatuur muutub kiiremini, on mõlemate joonte kaldenurk erinev ja nad lõikuvad punktis, millele vastab soolsus 24,7‰, täpsemalt 24,695‰. Mõlema kaldjoone lõikumine tähendab, et külmumistemperatuur ja suurima tiheduse temperatuur on lõikumispunktis võrdsed ja nende väärtuseks on —1,3° C, täpsemalt —1,332° C.

Graafikult näeme, et lõikumispunktist vasakul on suurima tiheduse temperatuur külmumistemperatuurist kõrgem, lõikumispunktist paremal aga on olukord vastupidine. Kvantitatiivsed muutused (soolsuse suurenemine) viivad antud juhul merevee füüsikaliste omaduste kvalitatiivsele muutumisele, mis toimub hetkel, mil vee soolsus on 24.7‰.

Eespool kirjeldatud erinevused etendavad väga olulist osa vertikaalse tsirkulatsiooni protsesside kujunemises. Olgu vee soolsus alla 24,7‰. Kui tema pinnakihil on suurima tiheduse temperatuurist madalam temperatuur, siis antud kihi soojenemine kutsub esile vee tiheduse suurenemise. Kui pinnakihil on suurima tiheduse temperatuurist kõrgem temperatuur, siis suureneb kihi tihedus vee jahtumisel. Teiste sõnadega, kihi temperatuuri lähenemine suurima tiheduse temperatuurile kutsub kõigil juhtudel esile an-



Joon. 98.

tud kihi raskenemise ja järelikult püüde sügavusse laskuda, s. t. vertikaalse tsirkulatsiooni tekkimise. Vastupidi, kihi temperatuuri kaugenemisel suurima tiheduse temperatuurist (kas jahenemise või soojenemise teel) väheneb tihedus ja kiht püsib pinnal.

Kui vee soolsus on üle 24,7‰, siis toimub tiheduse suurenemine ainult jahenemisel kuni külmumispunktini (välja arvatud vee ülejahtumine), tiheduse vähenemine aga ainult soojenemisel üle külmumispunkti. Järelikult kutsub tsirkulatsiooni esile ainult üks protsess — kihi jahenemine.

Igasugune vesi sisaldab lahustunud gaase, peamiselt hapnikku, lämmastikku ja süsihappegaasi, vahel ka väävelvesinikku ja metaani. Need gaasid on tunginud vette atmosfäärist või tekkinud veekogus eneses keemiliste ja bioloogiliste protsesside tagajärjel.

Hapnikku absorbeerib vesi atmosfäärist. Hapnik eraldub ka veetaimedes toimuvas fotosünteesi protsessis.

Organismide hingamisel, orgaaniliste ainete ja väävelvesiniku oksüdeerumisel ning vee temperatuuri tõusmisel väheneb vaba hapniku sisaldus vees. Nimetatud protsessid määravad vee hapnikubilansi väljamineva osa.

Vees sisalduva lämmastiku peamiseks allikaks on atmosfääri lämmastik. Et lämmastik kuulub inertsete gaaside hulka, siis esineb ta ka vees vabas olekus.

Süsihappegaas satub vette mitmel teel. Ta absorbeerub õhust, eraldub maakoorest mere põhjas toimuvate vulkaaniliste pursete rajoonides, tekib organismide hingamisel ja orgaaniliste ainete lagunemisel. Vee temperatuuri tõusmisel väheneb CO_2 hulk vees. Peale selle kulutavad süsihappegaasi vetikad fotosünteesil. Kui vee reaktsioon on veidi aluseline, siis osa CO_2 läheb neutraalsete ja happeliste karbonaatide $CaCO_3$ ja $Ca(HCO_3)_2$ koostisse, mis kutsub esile uute gaasihulkade absorbeerumise õhust. Seega, kuigi vees on vaba süsihappegaasi vähe, võib tema üldine sisaldus olla väga suur keemiliselt seotud CO_2 arvel.

Väävelvesinik ja metaan tekivad veeorganismide jäänuste lagundumisel. Nende gaaside sisaldus vees on üldiselt väike, kuid eritingimustes, nagu suletud sügavaveeliste nõgude esinemisel (Must meri, Norra fjordid ja mõned Kaspia mere osad) ja sügavaleulatuva vertikaalse tsirkulatsiooni puudumisel võib vette koguneda väga suurel hulgal väävelvesinikku. Tsirkuleeriv vesi kannab sügavustesse vaba hapnikku, mis muudab väävelvesiniku hapnikku sisaldavateks väävliühenditeks (peamiselt sel teel hävib H_2S veekogudes). Mustas meres on H_2S sisaldus põhja lähedal kuni 6,5 cm^3/l.

Atmosfäärist neelab gaase veekogu pind, gaaside tekkimine aga toimub mitmesugustes sügavustes. Kõigist neist tekkekolletest levivad gaasid difusiooni teel (väga aeglaselt), peamiselt aga vee horisontaalse ning vertikaalse tsirkulatsiooni teel kogu vette. Vertikaalse tsirkulatsiooni puhul levivad nad ilmselt ainult nii sügavale, kui sügavale ulatub tsirkulatsioon. Näiteks ekvatoriaalses ja troopilises vöötmes on ookeani sügavamate kihtide peami-

seks hapnikuga varustajaks külmad, hapnikust küllastunud polaarsed veed, mis sügavusse laskunult liiguvad veealuse vooluna väiksemate laiuste poole.

Gaaside kontsentratsioon temperatuuril 0° C on järgmine (cm^3/l):

	N_2+Ar	O_2	CO_2	Summa
Atmosfääris	790	210	0,3	1000
Magevees	18,64	10,29	0,51	29,4
Merevees (soolsus 35‰) . .	11,42	8,04	0,44	22,9

Tabelist järeldub, et magevesi on mereveest õhurikkam.

Lahustunud gaaside hulk vees oleneb soolsusest ja temperatuurist. Temperatuuri ja soolsuse suurenemisel nende hulk väheneb. Magedas ja külmas vees on järelikult gaase rohkem kui soolases ja soojas vees. Hapniku ja lämmastiku puhul illustreerib seda suhet tabel 20.

Tabel 20

Lahustunud gaaside sisaldus vees (cm^3/l) olenevalt temperatuurist ja soolsusest

Temperatuur, °C	Soolsus			
	0‰	10‰	20‰	35‰
	Hapnik			
−2	10,88	10,18	9,50	8,47
0	10,29	9,65	9,01	8,03
+10	8,02	7,56	7,10	6,40
+20	6,57	6,22	5,88	5,35
	Lämmastik			
−2	19,45	18,80	16,90	15,00
0	18,56	17,37	16,18	14,40
+10	14,97	14,13	13,27	12,00
+20	12,54	11,93	11,32	10,40

225. Hüdrokliima. Kõrvutades selliseid veekeskkonna iseärasusi, nagu temperatuuri, lahustunud gaaside sisaldust, valgustingimusi ja rõhu muutumist vastavalt sügavusele, võime rääkida mitmesugustest hüdrokliima vormidest, mis määravad biokeemiliste protsesside ja mineraalide muundumise intensiivsuse ning orgaaniliste eluvormide leviku.[4]

Sellest seisukohast lähtudes tuleb eristada ookeanide pinnakihti, batüaali ja abüssaali.

Pinnakiht ulatub kuni 200 m sügavuseni. Valgust esineb selles kihis küllaldaselt, mistõttu temas võivad elada rohelised taimed. Soojusrežiim sõltub päikeseradiatsiooni tingimustest, s. t. muutub koos aastaaegadega. Vastavalt sellele eristatakse ookeanide pinnakihis samu soojusvöötmeid nagu maismaalgi. Veekeskkond paistab silma oma suure liikuvuse (lained, hoovused) ning ajas

[4] Б. Полынов, Кора выветривания, ч. 1, Л., 1934.

ja ruumis muutuva soolsuse poolest, mis oleneb aurumisest, sademetest, jää tekkimisest ja sulamisest ning ranna läheduses ka magedate vete juurdevoolust maismaalt.

Külmade merede vees on palju lahustunud gaase, eriti CO_2, mistõttu kaltsiumkarbonaadi püsivus on väike ja puuduvad soodsad tingimused kaltsiumkarbonaadist toestega organismide arenemiseks. Madalate temperatuuride tõttu on aurumine veepinnalt nõrk ja soolsus seega väike. Et aga soolane vesi on koagulaatoriks, siis on muda- ja kolloidosakeste koagulatsioon külmades vetes vähem intensiivne kui soolasemates soojades vetes. Seega on organismidel siin kasutada rikkalikult silikaatset materjali, mistõttu valitsevad eriti soodsad tingimused ränidioksüüdist toestega vormide arenemiseks.

Külmade vete küllastatus gaasidega, eriti hapnikuga, tingib organismide massilise arenemise. Tõepoolest, polaarmeredes ulatub organismide hulk ühes liitris vees 75 000—80 000 eksemplarini. Vaatamata isendite ohtrusele aga on külmade merede orgaaniline maailm vaene liikide poolest. Tema liigivaesus ja üksluisus on ebasoodsate temperatuuriolude otsene tagajärg.

Soojades vetes ei saa CO_2 suurel hulgal lahuses püsida, mistõttu seal arenevad kaltsiumkarbonaadist toestega organismid. Suurepärased soojustingimused põhjustavad orgaanilise maailma mitmekesisuse, perekondade ja liikide ohtruse, kuid vee väiksemast küllastatusest gaasidega on tingitud isendite suhteliselt väike hulk: troopilise vee ühes liitris sisaldub ainult 800 organismi.

Madalmere piirkonnas on pinnakihi all vahetult merepõhi. Ülejäänud juhtudel asetsevad tema all sügavamad mereosad, mis ei võimalda põhjaga seoses olevate organismide eksisteerimist pinnakihis.

Batüaal hõlmab sügavused 200 meetrist kuni 1500 meetrini. Valgus tungib ainult selle piirkonna kõige ülemistesse kihtidesse ja ainult nendes kihtides leidub taimeriigi esindajaid — kaltsiumkarbonaati inkrusteerivaid vetikaid. Temperatuur ei ole batüaalis täiesti ühetaoline: esineb nii soojemaid kui ka külmemaid rajoone, kuid antud (sooja või külma) rajooni piirides on soojustingimused enam-vähem ühtlased. Vee liikuvus on väike, soolsus püsiv.

Soojades batüaalirajoonides on vähe hapnikku, orgaanilised jäänused lagunevad, laialdaselt on levinud desulfurisatsiooni protsessid, põhjamuda on algul tumeda värvusega, seejärel muutub helesiniseks. Batüaali subpolaarsetes osades loovutab helesinine muda koha hallile mudale. Peale selle esineb batüaalis veel rohelist glaukoniitmuda ja -liiva.

Ookeanide abüssaal ulatub 1500—2000 m sügavusest põhjani. Temperatuurid on seal väga püsivad ja küllalt madalad (—0,5 kuni +4°C), sest sinna laskub kogu aeg polaaralade külm vesi. Päikesekiirgus ei tungi üldse abüssaali, mistõttu seal puuduvad täielikult taimsed organismid ja sellega seoses on vaene ka loo-

mastik. Vee soolsus on normaalne ja püsiv. Praktiliselt on veemassid absoluutselt liikumatud. Merepõhi koosneb subtroopilistes laiustes peamiselt globigeriinhiivast, polaaraladel ränihiivast. Väga suurtes sügavustes esineb punane savi.

226. Veeorganismide peamised iseärasused. Käsitledes maismaaloomi ja -taimi mõjutavaid ökoloogilisi tegureid, veendusime korduvalt, kui suur tähtsus on organismide elus *veel*. Maismaataimedel on loodusliku valiku tagajärjel välja kujunenud palju otstarbekaid kohastumusi vee hankimiseks ja säilitamiseks, maismaaloomad aga veedavad kogu oma elu vee ning toidu otsinguil. Siit võib teha järelduse, et niipea kui vesi ise muutub organismidele elukeskkonnaks, satuvad organismid eriti soodsatesse tingimustesse. Vee suur erisoojus summutab järske temperatuurikõikumisi ja annab vee soojusrežiimile teatava püsivuse ning ühetaolisuse. Vee suure lahustamisvõime tõttu on merevesi ise toiduallikas ja organismid nagu ujuvad toitekeskkonnas. Vesi kui keskkond erineb õhust püsiva niiskuse ja suurema tiheduse poolest. See määrabki veeloomade ja -taimede kõige iseloomulikumad jooned.

Kõigil tõelistel veeloomadel, s. o. loomadel, kes on kogu oma evolutsiooni läbi teinud meres ega ole kunagi geoloogilise ajaloo vältel tulnud maismaale, on arenenud veealune hingamine ja nad suudavad omastada vees lahustunud hapnikku. Paljud organismid on tarteljad (sültjad), seega ilma mingi toeseta, paljud on kinnitunud (sessiilse) eluviisiga, sest veevool toob neile toidu kätte, paljud organismid aga veedavad oma elu hõljuvas olekus, s. t. ei ole üldse seotud substraadiga. Et selgrootute mereloomade kehamahlade osmootne rõhk on võrdne merevee osmootse rõhuga, siis pole neil loomadel vajadust kesta järele, mis eraldaks neid keskkonnast. Kui neil esinevadki katted, rüüd ja teised analoogilised moodustised, siis on viimastel ainult kaitseülesanne. Kaladel seevastu on nahk mitte ainult kaitseks, vaid ka veekindlaks kestaks, sest kalade kehavedeliku osmootne rõhk erineb merevee osmootsest rõhust.

Mageveeloomade kehamahlade osmootne rõhk on teistsugune kui magevee osmootne rõhk. Seepärast puuduvad magevees peaaegu täiesti tarteljad loomvormid, seevastu domineerivad kaitsekestade ja difusiooniprotsesse takistavate füsioloogiliste seadistega eluvormid (viskoosse ja tiheda, vett mitte läbi laskva lima eritamine, organismi difundeerunud vee intensiivne eritamine jne.).

Vaatleme nüüd veekeskkonna mitmesuguste tegurite ökoloogilist osatähtsust veeorganismide elus.

227. Valguse osatähtsus. Valgus on roheliste taimede vees eksisteerimise vältimatult vajalik tingimus. Järelikult on tal suur tähtsus ka kõikide rohelistest taimedest toituvate organismide elus. Isegi ülemistes veekihtides on valgust vähem kui õhus. Vee all on päev lühem ja öö pikem kui maismaal, sest mida madala-

mal on Päike horisondi kohal, seda rohkem peegeldab veepind valgust ja seda vähem tungib valgus vette. Madeira saare juures teostatud mõõtmistel leiti, et 20 m sügavuses kestab päev 11 tundi (4 tundi vähem kui maismaal), 40 m sügavuses aga ainult 15 minutit. Avamerel 1000 m sügavuses esineb ainult üks kolmemiljondik 1 m sügavuses esinevast valgusest. Et mitmesugused kiired neelduvad ja hajuvad vees erinevalt (punased kiired neelduvad juba ülemistes veekihtides, kõige sügavamale tungivad sinised, rohelised ja violetsed kiired), siis ümbritseb meid vette laskumisel üha tihedam hämarus, algul roheline, seejärel helesinine, sinine ja sinakasvioletne kuni meresüvikute täieliku pimeduseni.

Punased kiired ei tungi peaaegu üldse sügavamale kui 100 m — see tase ongi taimestiku massilise leviku piiriks meres. Et magevesi ei ole nii läbipaistev kui merevesi, siis ulatub taimestik mageveekogudes keskmiselt 30 m sügavuseni.

Vetikate arenemine on järelikult võimalik ainult kõige ülemises, olenevalt vee läbipaistvusest kuni 100 meetri sügavuseni ulatuvas veekihis. Just selles kihis toimub CO_2 assimileerimine roheliste taimede poolt, mistõttu see «valguskiht» on toitelaboratooriumiks kõigile hüdrosfääri organismidele. «Valguskihist» kuni 500 meetri sügavuseni esineb varju taluv floora. Veel suuremates sügavustes saavad eksisteerida ainult loomad, kes ei vaja vahetult valgust.

Hüdrosfääri valgusrežiimist sõltub suurel määral veeorganismide värvus. Ülemistes, valgusküllastes veekihtides on mereloomad läbipaistvad ja klaasjad (s. t. igasuguste pigmentideta), helesinised, sinised (vee värvuse järgi), hõbehallid või tumeda selja ja heleda kõhualusega. Läbipaistvate loomade hulka kuuluvad paljud meduusid, kammloomad (näiteks «veenuse vöö»), tiibjalgsed ja andrulised limused, salpid, samuti mõned kalad: Vahemeres elav linditaoline *Helmichtys diaphana* on nii läbipaistev, et tema läbi saab lugeda peent trükikirja. Mere helesinisel taustal jäävad täiesti nähtamatuks ametüstsinised meduusid *Himanthostoma loriferum,* Punases meres elav tigu *Janthina* ja helesinised lendkalad. Hõbehallid tumedate selgadega kalad harmoneerivad hästi hõbedaste valguslaikudega tumedas vees.

Tumedal merepõhjal elavate loomade värvus on tume. Vetikate vahel ujuvad merihobud ja merinõelad on värvuselt pruunid või rohekaspruunid. Seejuures võivad mõned loomad vastavalt ümbrusele meelevaldselt oma värvust muuta. Mõned krevetid (*Hippolyte varians*), kes rohelistel vetikatel istudes on rohelised, muutuvad punastele vetikatele ümber asudes punaseks ja hämaruses sõltumatult asukohast kahvatusiniseks.

Sügavuse suurenemisel väheneb värvuste mitmekesisus, kuid värvused muutuvad ka seal seaduspäraselt, sõltuvalt valguse vähenemisest.

Üheteistkümne tähtsama pelaagilise kümnejalalise vähiliigi vertikaalse leviku uurimine Atlandi ookeani põhjaosas näitas, et

kuni 150 m sügavuseni on nad peaaegu läbipaistvad, 500 m sügavuseni intensiivse punase värvusega (siniste laikudega) ja veel sügavamal punased ning kollased. Üldiselt on süvaveeorganismid intensiivse tumeda värvusega: tumepruunid (meduus *Atolia*), erepunased (vähilaadsed), tumevioletsed (tiibjalgsed), mustad või mustjasvioletsed (kalad),[5] purpurvioletsed, oranžid jne. Kõik need värvused on antud sügavuses domineeriva värvuse täiendvärvused. Selline kromaatiline adaptatsioon muudab organismid halvasti nähtavateks või nähtamatuteks.

Sügavuse suurenemisel muutub seaduspäraselt ka vetikate värvus. Ülemises kihis domineerivad roheliste, sügavamal pruunide, veel sügavamal punaste pigmentidega vetikad, sest fotosünteesiks kasutavad taimed peamiselt selliseid kiiri, mille värvus on nende eneste värvuse täiendvärvuseks. Rohelised vetikad kasutavad fotosünteesiks punaseid kiiri, punased vetikad aga kollakasrohelisi kiiri.

Üksikutel juhtudel on olukord vastupidine — organismide värvus erineb väga teravalt keskkonna taustast. Punases meres esineb miljonite tumesiniste merisiilikute kogumikke, mis on kohalikul taustal väga selgesti nähtavad. Sellise värvuse ülesandeks on saagi juurdemeelitamine.

228. Temperatuuri osatähtsus. Kordamata seda, mida käesoleva raamatu teistes osades on kõneldud soojuse ökoloogilisest tähtsusest, käsitleme siin ainult asjaolusid, mis pakuvad huvi veekeskkonnas valitsevate elutingimuste analüüsimisel.

Temperatuur, mis vees kõigub hoopis kitsamates piirides (—2 kuni +36° C) kui maismaal, määrab organismi eksisteerimise võimaluse ja arenemise kiiruse antud tingimustes. Vee temperatuuri ühtlus ja suhteline muutumatus igas antud kohas on üks veeorganismide eksisteerimist soodustavaid tegureid. Ühtlasi etendab temperatuur veeloomade elus eriti tähtsat osa seetõttu, et peale vaalade, loivaliste, meriveiseliste ja lindude on kõik ülejäänud hüdrosfääri loomad kõigusoojased, s. t. sõltuvad oma elukeskkonna soojusrežiimist.

Morfoloogiliste iseärasuste hulka, mis on seotud vajadusega kaitsta organismi madalate temperatuuride vastu, kuuluvad külmas vees elavatel imetajatel suured nahaalused rasvakogumid. Nahaalune rasvakiht on hüljestel kuni 22 cm, vaaladel 25—50 cm paksune. Rasv, mis kaitseb organismi külma vastu, suurendab samal ajal tema ujuvust.

Parasvöötme vetes toimub samasugune aastaaegade vaheldumine nagu maismaal, kuid aastaajad saabuvad siin hilinemisega, kusjuures hilinemine kasvab sügavuse suurenemisel. Aastaaegade vaheldumine kajastub ka organismide elus. Veeloomad ja -taimed paljunevad peamiselt soojal aastaajal. Nii meres kui ka magevee-

[5] Murray and Hjort, The Depths of the Ocean, London, 1912, p. 668—669.

kogudes lähenevad põhjaloomad suvel tavaliselt kallastele, talvel aga kaugenevad nendest. Seoses aastaaegadega muutub ka planktoni koostis ja hulk.

Temperatuuri kaudne mõju mereorganismide elule avaldub veel selles, et külmades rajoonides muutub vee pindmine kiht või osa sellest talvel jääks. Liikudes rannaäärses piirkonnas, purustab jää mehaaniliselt looma- ja taimekooslusi. Jää sulamisel vesi magestub, jää tekkimisel aga muutub soolasemaks, sest soolad ei lähe jää koostisse. Mõlemal juhul esineb soolsuse kõikumine, mille suhtes mõned organismid on väga tundlikud. Jääkooriku või ujuva jäämassi tekkimine takistab valguse tungimist vette ning raskendab ülemiste veekihtide segunemist, järelikult ka gaaside vahetust vee ning atmosfääri vahel. Teisest küljest aga takistab jää vee jahtumist. Jää mõjus organismidele peegeldub seega jällegi temperatuuriteguri suur bioloogiline osatähtsus, mis avaldub siin nii tavalisel ja ühtlasi omapärasel viisil.

Temperatuur avaldab veeorganismidele mõju ka selle kaudu, et temast oleneb gaaside lahustuvus vees. Kõrgemate temperatuuride korral ei ole organismidele ohtlik niivõrd temperatuur ise (mis looduslikes vetes pole peaaegu kunagi eriti kõrge), vaid vee vaesestumine lahustunud gaasidest, mis on vajalikud organismide normaalseks elutegevuseks.

229. Soolsuse osatähtsus. Nagu hüdrosfääri soojusvarud ei mõjusta ainuüksi hüdrosfääri elustikku, vaid ka kliimat ja kliima kaudu kõiki eksogeenseid protsesse, mis muudavad maastikulist sfääri kui tervikut, nii ulatub ka Maailmamere soolsuse tähtsus kaugele välja otsese ökoloogilise mõju raamidest. Et soolane vesi külmub magedast raskemini, siis on merepind kauem lahti ja järelikult soojendab kauem atmosfääri. Kui ookeani vesi oleks mage, moodustuks igal talvel praegusest rohkem jääd ja igal suvel kuluks jää sulamiseks praegusest suuremal hulgal päikesesoojust. Nimetatud asjaolud iseloomustavad Maailmamerd kui maakera hiiglaslikku soojendajat.

Et merevee tihedus oleneb peale temperatuuri ka soolsusest, siis on soolsus üheks oluliseks teguriks, mis põhjustab merevee vertikaalset tsirkulatsiooni. Tänu vertikaalsele tsirkulatsioonile tungib hapnik suurde sügavusse ja võimaldab seal elu eksisteerimist, toitained aga kanduvad sügavusest pinnale. Kõik see stimuleerib orgaanilise elu arenemist.

Soolsuse vahetu mõju mereorganismidele seisab selles, et organismid ammutavad mereveest oma eluks vajalikke sooli.

Organismide suhted soolsusega on väga mitmekesised. Ühed organismid saavad elada ainult magedas, teised soolases vees, ja ühest keskkonnast teise üleminek mõjub neile hukutavalt. Ühed organismid vajavad nõrgalt soolast vett, teised elavad väga soolases vees. Bulaki järves (Mangõšlakil), mille soolsus on 285‰, elavad viburloomad, vähid ja keriloomad. Ühed loomvormid taluvad ainult väikest, teised aga suurt soolsuse kõikumist (näiteks

soolasest merest magedasse jõkke kudema siirduvad kalad). Soolase veega kohastunud organismid on magedamas vees sageli palju väiksemate mõõtmetega: *Cardium edule* on Kieli lahes 4,5 cm pikkune, Põhjalahes aga on sama liigi isendid ainult 1,8 cm pikkused.

Veeorganismide elu reguleerib peale soolade kontsentratsiooni ka nende soolade koostis. Organismi arenemine peatuks, kui vees puuduks kas või ainult üks eluks vajalik element või tegur, kuigi ülejäänud elemente oleks külluses ja kõigi teiste tegurite kombinatsioon oleks kõige soodsam.

230. Kohastumine vee tihedusega. Puhta, igasuguse väliskesta ja toeseta plasma erikaal on 1,02—1,06, seega ületab vee erikaalu. Seetõttu ei saaks ükski organism ujuda, kui tal poleks välja kujunenud erilised kohastumused, mis seda võimaldavad. Raske väli- või sisetoesega organismid, näiteks käsnloomad, sammalloomad, astsiidid ja käsijalgsed, veedavad seetõttu kogu oma elu merepõhjas. Teistel organismidel on välja kujunenud kohastumused, mis vähendavad nende kaalu.

Ujumist võib vaadelda kui üliväikese kiirusega vajumist. Kui vajumise kiirust tähistada tähega *a*, jääkkaalu (s. t. looma kaalu, millest on lahutatud tema poolt välja tõrjutava vee kaal) tähega *b*, kujutakistust tähega *c* ja keskkonna viskoossust tähega *d*, siis

$$a = \frac{b}{cd}.$$

Kuju osatähtsus ei vaja siin selgitamist: on üldiselt teada, et ühesuguse kaaluga kera ja õhuke leht vajuvad vees erineva kiirusega.

Kujutakistuse võib ujumise valemis asendada eripindalaga, s. t. keha pindala ja ruumala suhtega. Mida väiksem on keha läbimõõt, seda suurem on tema eripindala. Kui kera raadius on 1 μ, siis on tema pindala 3,14 μ^2 ja ruumala 0,52 μ^3. Järelikult tuleb ruumala iga kuupmikroni kohta pindala 6,04 μ^2. Kui aga võtta näiteks kerad raadiustega 10 ja 1000 μ, siis esimesel juhul tuleb ruumala iga kuupmikroni kohta pindala 0,61 μ^2, teisel juhul ainult 0,0001 μ^2. Seepärast domineerivadki planktonis väikesed ja mikroskoopilised vormid.

Eriti kujukad on kohastumused passiivseks ujumiseks, mille eesmärgiks on hoida organismi vajumise eest, samal ajal kui kohastumused aktiivseks ujumiseks peavad tagama organismi edasiliikumise.

Põhjavajumise vältimiseks on organismidel loodusliku valiku protsessis välja kujunenud kohastumused, mis on suunatud jääkkaalu vähendamisele ja kujutakistuse suurendamisele. Kaalu kergendab veesisalduse suurenemine organismis (meduusidel moodustab vesi mõnikord kuni 99% keha kaalust), väga kerge, õhukese ja õrna toese moodustumine või toese puudumine, õhu kogunemine erilistesse kehaõõnsustesse ning ka rasva kuhjumine.

Kalade ujupõied kujutavad enesest peaaegu puhta hapnikuga täidetud kotte. Gaasivakuoolid juurjalgsete ja peajalgsete molluskite kodades on õhuga täidetud kambrid. Imetajatel on õhu kogumiseks kopsud. Kõige väiksemates organismides esineb rasv tilkadena, suurtes (vaalad, hülged, pingviinid, kalad jt.) ladestustena naha all või maksas.

Kohastumused kujutakistuse suurendamiseks esinevad tervel real organismidel, kes seetõttu on väliselt üsna sarnased, kuigi neil süstemaatiliselt ei ole üksteisega midagi ühist. Paljud neist omavad kera (kerasviburlase *Volvox* kerajad kolooniad, kerakujuline ööhiilgur *Noctiluca*), koogi, ketta (rida ränivetikaid, paljud meduusid), pulga, lindi, niidi või niidikimbu kuju ning on varustatud ogade, kombitsate, jätkete, kiirtega jne.

Kui passiivselt ujuvatel organismidel on oluline keha maksimaalne hõõrdumine vees, siis aktiivselt ujuvatel loomadel on otstarbekohane võimalikult väike hõõrdumine. Seepärast on nende keha tihti torpeedokujuline, seega kõige voolujoonelisema kujuga. Eriti kehtib see kiiresti liikuvate organismide suhtes, kes kulgevad lihaste abil: kogu keha või kehaosadega ussitaoliselt loogeldes või eriliste aerutaoliste hoobadega sõudes. Kaladel ja vaaladel ulatub liikumiskiirus mõnel juhul 6—8 meetrini sekundis. Madujalt loogeldes kulgevad paljud ussid, limused ja enamik selgroogsetest, sealhulgas vaalad ja meriveised. Angerjatel, mureenidel ja merimadudel lookleb kogu keha horisontaalses tasapinnas, kaanidel vertikaalses tasapinnas. Enamikul kaladest ei lookle kogu keha, vaid ainult sabaosa. Peamiseks liikumiselundiks on seejuures sabauim, mis etendab vindi või propelleri osa. Ülejäänud uimed täidavad peamiselt rooli ja stabilisaatori ülesandeid.

Hoobade (tiivad, loivad) abil liiguvad edasi pingviinid, kilpkonnad, morsad, hülged jt.

Liikumiskiirus on palju väiksem (ainult mõned meetrid tunnis), kui loomad (tavaliselt väikesed) kasutavad liikumiseks ripsmeid või vibureid. Kolmas, täiuslikum liikumisviis põhineb reaktiivliikumise printsiibil. Reaktiivliikumine on kõige rohkem arenenud meduusidel. Oma keha kokku tõmmates paiskab meduus välja veejoa, mis annab talle seejuures vastassuunalise tõuke.

231. Rõhu osatähtsus. Et vesi on õhust tihedam, siis toimub vee rõhu muutumine sügavusega palju kiiremini kui õhu rõhu muutumine kõrgusega. Sügavuse suurenemisel 10 m võrra suureneb vee rõhk ühe atmosfääri võrra. Ookeanisüvikutes 10 000 m sügavuses ulatub rõhk 1000 atmosfäärini.

Vaatamata oma suurusele etendab rõhk mereloomade elus siiski palju väiksemat osa, kui võiks arvata. Organismid ei hukku ka suurtes sügavustes, sest kogu nende keha on läbi imbunud veest, mille ruumala ei muutu peaaegu üldse isegi suurte rõhkude puhul.

Vee ruumala muutumisel rõhu mõjul, kuigi see on väike, on siiski ka teatav praktiline tähtsus. Kui võtame Maailmamere keskmiseks sügavuseks 3700 m ja arvutame tema ruumala eeldusel, et vee ruumala ei muutu üldse rõhu mõjul, siis näeme, et see ruumala on Maailmamere tegelikust ruumalast 11 milj. km^3 võrra suurem. Need miljonid kuupkilomeetrid vett tõstaksid ookeani pinda 30 m võrra, mis viiks omakorda maismaa pindala vähenemisele praegusega võrreldes 5 milj. km^2 võrra.

Paljud mereorganismid on ööpäeva jooksul võimelised taluma suuri rõhu muutusi. Esineb kalu ja selgrootuid, kes päeva veedavad kuni 400 m sügavuses, ööseks aga rändavad pinnale, taludes seejuures 40-kordset rõhu vähenemist. See on hämmastav kontrast maismaaorganismidega, kellest enamikule mõjub hävitavalt juba kahekordne rõhu vähenemine.

Teisest küljest esineb rõhu muutuste suhtes väga tundlikke organisme. Barentsi meres elav meriahven *(Sebastes marinus)* paisub kiirel veest välja tõmbamisel tugevasti ja tema sisikond tungib suuava kaudu välja.

232. Põhja iseloomu ja vee liikumise osatähtsus. Merepõhja iseloom avaldab mõju ainult põhjas elavatele organismidele. Veealustel kaljudel, karplubjakivil, mudal, liival ja veeristel areneb omapärane, ainult neile omane taimestik ja loomastik (vt. § 235).

Organismid ei suhtu ükskõikselt ka vee liikumisse. Rääkimata sellest, et vee liikumine avaldab veeorganismidele puht mehaanilist mõju, ähvardades neid põhjast lahtikiskumise või kudede purustamisega, mõjustab see liikumine lainete, hoovuste ja vertikaalse tsirkulatsiooni näol ka temperatuuri, soolsuse ja toitainete jaotust ning gaaside vahetust, seega tegureid, mis etendavad organismide elus esmajärgulise tähtsusega osa. Tõusu ja mõõna aladel on organismid kohastunud perioodiliste kuivenemiste ja üleujutustega. Selles avaldub gravitatsiooni kosmilise tegevuse kaudne mõju organismidele, sest looded tekivad Kuu ja Päikese külgetõmbe mõjul. Merehoovused kannavad endaga kaasa passiivselt ja sageli ka aktiivselt ujuvaid organisme. Selles kajastub tuule kaudne mõju mereloomadele. Murdlainete vööndis on loomad sunnitud kas kindlalt kinnituma kaljude külge või omama pakse kodasid. Vetikatel (adrud, lehtadrud ehk laminaariad) on siin samuti vastupidavad koed ja nad on tugevasti kinnitunud kaljude ja kivide külge.

233. Toidu osatähtsus. Nagu teada, ei vaja valmis orgaanilisi aineid toiduks ainult autotroofsed taimed, milledel toitainete valmistamine anorgaanilistest ainetest (fotosüntees) toimub siiski ainult valguse käes ja rohelise pigmendi (klorofülli) abil, ning kemotroofsed bakterid, mis ei vaja ka valgust ega pigmenti, sest nad ehitavad oma keha oksüdatsiooniprotsessides vabaneva energia abil otse mineraalsooladest. Kõik ülejäänud organismid on heterotroofsed, s. t. hangivad enesele vajalikku toitu teiste organismide poolt valmistatud või kogutud ainetest. Kogu loomariik koosneb heterotroofsetest organismidest.

Autotroofsed meretaimed on kogu elu aluseks meres, peamiseks toidubaasiks kõigile mereelanikele ja järelikult kõigi ookeani eluprotsesside passiivseteks reguleerijateks ning suunajateks. Meretaimestikus etendab tähtsaimat osa fütoplankton, mille mõju avaldub elusolendite pika rea kaudu Maailmamere kõige kaugemates punktides ja kõige suuremates sügavustes.

Merede fütoplankton koosneb peamiselt ainuraksetest vetikatest: ränidioksüüdkestaga ränivetikatest (diatomeedest) ja mineraalsooladega läbi imbunud tsellulooskestaga ruskvetikatest.

Fütoplanktonist toituvad selgroogsed ja selgrootud loomad, kellest omakorda toituvad teised selgroogsed ja selgrootud loomad. Nii taimtoiduliste loomade kui ka röövloomade laibad on toiduks bakteritele ja ainuraksetele, milledest omakorda toituvad peamiselt selgrootud loomad.

Fütoplanktoni arenemine sõltub täielikult fotosünteesist. Järelikult saab fütoplankton esineda ainult ülemistes veekihtides. Peale valguse ja CO_2 vajab ta veel nitraate, fosforiühendeid, räniühendeid ja mõningaid teisi aineid. Kõiki neid aineid peale fosfaatide ja nitraatide[6] on meres külluses. Fosfaadid ja nitraadid tekivad teiste organismide lagundumisel. Kui see lagundumine ei toimu vajaliku kiirusega, siis ei jätku fosfaate ja nitraate ning fütoplanktonit tekib ebasoodsate tingimuste tõttu vähe. Seega fütoplankton mitte üksnes ei avalda mõju kõigile mereelanikele, vaid viimased omakorda mõjustavad tugevasti ka fütoplanktonit.

Pärast põhjalangemist loomade laibad lagunduvad, tekitades suurel hulgal nitraate ja fosfaate. Suures sügavuses ei toimu aga fotosünteesi ja sealsed fütoplanktonile vajalikud ained jäävad kasutamata. Seepärast sügavuse suurenemisel tavaliselt suureneb ka lämmastikhappe soolade hulk vees. Kui poleks vee vertikaalset tsirkulatsiooni, mis kannab toitaineid üles «valguskihti», jääksid need ained ainult surnud kapitaliks. Vertikaalse tsirkulatsiooni abita saaks fütoplankton mineraalsooli ainult merre suubuvate jõgede veest ja ülemistes veekihtides lagunduvatest organismidest. On täiesti arusaadav, miks madalates veekogudes ja kallaste lähedal on orgaaniline elu rikkalikum kui suurtes sügavustes: siin hõlmab vertikaalne tsirkulatsioon kogu veemassi pinnalt põhjani.

Vertikaalse tsirkulatsiooni mõjus organismide elule avaldub päikeseenergia mõju, sest tsirkulatsioon oleneb temperatuurist, soolsusest ja tuulest, s. t. reast füüsikalistest protsessidest, mis sõltuvad päikeseenergiast.

Eluks meres on eriti soodsad tingimused soojade ja külmade veemasside kohtumise piirkonnas. Erineva temperatuuri ja soolsusega soojade ja külmade hoovuste segunemine põhjustab organismide massilise hukkumise. Külmalembesed vormid satuvad

[6] Nitraate ei lähe tarvis rohkem kui 0,6—0,7 mg liitri kohta.

sooja vette, soojalembesed külma vette, mageveeorganismid soolasesse vette ja suurt soolsust vajavad organismid suhteliselt magedasse vette. Hukkunud organismide lagunemisel rikastub vesi toitainetega ja viimaste küllus tingib elu tormilise arenemise. Seega on elu kõige intensiivsem maksimaalse hukkumise tsoonis: surm põhjustab oma vastandi — elu — tekkimise.

Toiteahelad algavad hüdrosfääris nagu maismaalgi alati taimedest — vetikatest, fütoplanktonist või taimsest detriidist. Need ahelad võivad olla kahelülilised (plankton — pingviinid, tirgud, vaalad, hülged), kolmelülilised (plankton—austrid—inimene), neljalülilised, viielülilised (taimne detriit — väikesed vähilaadsed — suured vähilaadsed — kalad — inimene) ja lõpuks kuuelülilised (vetikad — väikesed vähid — kilud — merlaanid — tursk — inimene).

Veeloomade elus etendab kõige otsustavamat osa toidutegur. Veekogus leiduva toidu hulgast ja reast teistest geograafilistest tingimustest sõltub kaks nähtust — veekogu biomass ja selle produktsioon. Mõlematel on inimestele suur majanduslik tähtsus. Biomassi all mõistetakse orgaanilise aine hulka elusorganismides antud mere, järve, tiigi jne. pindala- või ruumalaühiku kohta. Veekogu produktsioon on analoogiline saagikuse mõistega põllumajanduses. Produktsiooni määrab orgaanilise aine hulk, mida organismid toodavad teatava ajavahemiku jooksul kasvu ja paljunemise teel. Produktsiooni hulka ei arvestata söödud ja surnud organisme ning tavaliselt antud perioodil veekogust lahkuvaid vorme, näiteks putukate vastseid, kes valmikutena lahkuvad veest.

234. Meri kui elukeskkond. Hüdrosfäär üldiselt ja meri eriti on selline Maa maastikulise sfääri piirkond, kus elu on arenenud kõige paremini. Isegi kui võtta arvesse ainult selle eluareeni mõõtmeid, saab selgeks, et elusolenditel on siin rohkem ruumi kui maismaal. Ainult ühes suunas on elu arenemine meres tugevasti piiratud: meres on vähem taimseid organisme, mis valguse puudumise tõttu ei saa eksisteerida 200 meetrist sügavamal. Seetõttu nihkuvad esiplaanile loomad. Peale selle on vees rohkesti baktereid, mis ei vaja valgust. Nad on levinud kõige suuremate ookeanisügavusteni ja etendavad tähtsat osa ainete ringkäigus.

On täiesti loomulik, et ka loomi on kõige rohkem hüdrosfääri ülemistes kihtides. Selle põhjuseks on loomade otsene või kaudne sõltuvus autotroofsetest taimedest. Organismide hulk meres väheneb sügavusega. Atlandi ookeani pinnal lõunalaiusel 0—10° ja läänepikkusel 10—20° sisaldab liiter vett üle 10 000 organismi, mis kuuluvad nannoplanktoni hulka, s. t. on nähtavad ainult mikroskoobi all; 100 m sügavuses on neid organisme 2700, 1000 m sügavuses 90 ja 5000 m sügavuses ainult 15.

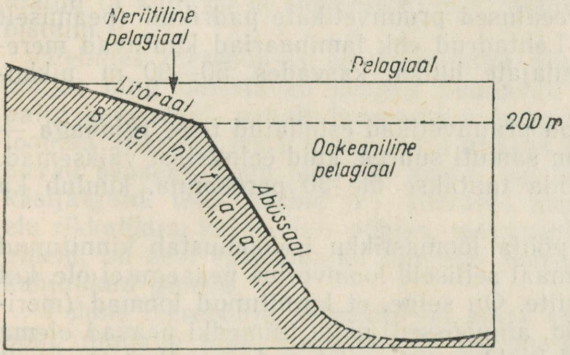
Mere elus on väga iseloomulikud nii organismide erakordselt intensiivse hävimise kui ka nende arvukuse kiire taastumise protsessid. Väiksemate organismide puhul avaldub see ilmekamalt. Vaalal on aastas üks, heeringal kudemisperioodi kestel 50 000,

tursal 6 miljonit ja hiidlestal 9 miljonit järglast. Üks ränivetikas, paljunedes pooldumise teel, võib nelja päeva jooksul anda 140 miljardit isendit.

Orgaaniliste ainete hulk meres loomade ja nende jäänuste näol moodustab 10^{13} kuni 10^{14} tonni.

Vee biotsönoosid jagatakse kaheks põhiliseks biohooride rühmaks: bentaaliks, kuhu kuuluvad kõik põhjas elavad organismid, ja pelagiaaliks, kuhu kuuluvad kõik veemassi asustavad organismid.

Bentaal jaotatakse litoraaliks ja abüssaaliks. Esimene hõlmab merepõhja kuni 200 m sügavuseni, teine 200 meetrist allapoole jäävad merepõhja osad, milleni ei tungi valgus.



Joon. 99.

Pelagiaal jaotatakse samuti kaheks osaks — neriitiliseks pelagiaaliks, mis asetseb ranniku lähedal litoraali kohal ja on valgustatud, ning ookeaniliseks pelagiaaliks, mis hõlmab kogu ülejäänud avamere osa. Viimasesse kuulub nii ülemine valgustatud veekiht kui ka selle all asuv valguseta batüpelagiaal. Kõigi nende jaotuste vahekord on kujutatud skemaatiliselt joonisel 99.

Bentilised loomad ja taimed (ehk kokku lihtsalt bentos) elavad kogu oma elu või suurema osa sellest põhjas ja on sõltuvad põhjast. Pelaagilised organismid seevastu veedavad kogu oma elu veemassis ega ole seotud tahke substraadiga. Nende hulgas eristatakse passiivselt edasi kanduvaid organisme planktoni näol ja aktiivselt liikuvaid organisme nektoni näol.

Plankton (hõljum) koosneb peamiselt üliväikestest taimsetest ja loomsetest organismidest, mis on kas nähtamatud või millimeetri murdosadesse ulatuvate mõõtmetega, kuigi erandina kuuluvad tema koostisse ka mõne sentimeetri pikkused või isegi 1—2-meetrise läbimõõduga organismid (meduus *Cyanaea arctica*). Nektoni moodustavad suuremad organismid — kalad, vaalad, delfiinid, mõned limused, vähid jne.

Asume nüüd hüdrosfääri põhiliste ökoloogiliste alaosade kokkuvõtlikule iseloomustamisele.

235. **Merede rannikufloora ja -fauna.** Elu on ookeanides koondunud peamiselt rannikuvööndisse. Just sealt suundusid mitmesugused organismid evolutsiooni protsessis ühelt poolt maismaale ja teiselt poolt meresügavustesse.

Rannikuvööndis (litoraalis) on suuri erinevusi kõva ja pehmet merepõhja asustava elustiku vahel.

Mere-taimekooslused, mis on kinnitunud kaljude, üksikute kivide ja limuste kodade külge, koosnevad ainult vetikatest, kusjuures vastavalt valgustingimustele levivad väikestes sügavustes rohevetikad, sügavamal pruunvetikad ja veel sügavamal punavetikad. Eriti laialdaselt on levinud pruunvetikad, mille värvus on tingitud sellest, et nad sisaldavad peale klorofülli veel erilist pruuni pigmenti (fukoksantiini). Arktiliste ja antarktiliste merede külmades vetes, Kamtšatka, Alaska, Tšiili, Tulemaa jt. rannikutel kasvavad terved veealused pruunvetikate padrikud (peamiselt lehtadrude rühmast). Lehtadrud ehk laminaariad kuuluvad merefloora suurimate esindajate hulka, kasvades 50—60 m pikkuseks.

Troopilistes vetes on pruunvetikad esindatud teise rühmaga — mariadrudega. Need on samuti suured, kuid eelmistest väiksemad. Mariadrude hulka, mida tuntakse üle 30 perekonna, kuulub ka tuntud *Sargassum*.

Kivise ja kaljuse põhja loomastikku iseloomustab kinnitunud vormide rohkus. Maismaal selliseid loomvorme peaaegu ei ole, kui mitte arvestada parasiite. On selge, et kinnitunud loomad (meriliiliad, käsnad, astsiidid, ainuõõssed) nagu taimedki peavad olema väga hästi kohastunud keskkonnaga, sest nad on sellest täielikult sõltuvad. Nende kehad on kõrged, ülespoole sirutuvad, et vältida muda ja liiva alla mattumist. Liikumiselundid on atrofeerunud või omandanud uue funktsiooni: nad on kujunenud toidu juurdemeelitamise ja haaramise elundeiks. Tunduval määral on atrofeerunud meeleelundid peale mõnede üksikute (kompimismeel on isegi tugevnenud); närvisüsteem on mandunud. Et kinnitunud loomadel puudub võimalus vaenlaste eest kõrvale hoiduda, siis on neil välja kujunenud vastavad kaitsekohastumused — kojad, varjevärvus, kõrveorganid. Eriti mitmekesised on toidu püüdmise vahendid. Korallidel, meriliiliatel ja meripuradel näiteks on ümber suuava kombitsate pärg jne.

Vabalt elavatele loomvormidele, kes on võimelised ronima, ujuma ja lamama, on kõvas merepõhjas rohkesti looduslikke varjepaiku pragude, koobaste ning kividevaheliste aukude näol. Paljud vormid aga oskavad ka ise enesele aktiivselt varjepaika luua — need on nn. uuristavad loomad. Mõned limused puurivad oma kodadega puht mehaaniliselt kaljudesse auke (oherdkarplastel on karbi esiäär selleks otstarbeks hambuline), teised (meridattel *Lithodomus*) avaldavad kividele keemilist mõju, lahustades neid.

Murdlainete vööndis, kus on tarvis vastu panna lainete mehaa-

nilisele toimele, domineerivad peale kinnitunud vormide paksu ja tugeva kojaga loomad, samuti koloniaalsed organismid, sest koloonia avaldab vee mehaanilisele tegevusele tugevamat vastupanu kui üksikorganism.

Hoopis teistsugune on olukord pehme merepõhja puhul. Taimedest domineerivad seal peamiselt nn. meriheinad, s. t. õistaimed penikeeleliste ja kilbukaliste sugukondadest. Meriheintel on kitsad lehed, mis sarnanevad kõrreliste lehtedega. Nad kasvavad täielikult vee all ja moodustavad tõelisi veealuseid niitusid. Meriheinad on koondunud rannikuvööndisse ega esine tavaliselt sügavamal kui 15—20 m. Kõige tuntumad on tavalise meriheina ehk merilentsi *(Zostera marina)* tihnikud. Teiseks laialdaselt levinud «meriheinaks» on possidonia *(Possidonia oceanica)*. Vahemeres ulatub ta kuni 60 m sügavuseni, s. t. sügavamale kui ükski teine õistaim.

Pehmes merepõhjas on kinnitunud vorme vähem kui kõvas põhjas ning uuristavad loomad puuduvad täiesti. Seevastu on palju kaevuvaid, vabalt lamavaid ja edasiliikuvaid vorme. Ühed loomad (näiteks lest) kaevuvad ajutiseks merepõhja, teised veedavad peaaegu kogu oma elu muda- ja liivakihis (merisiilikud, käsijalgsed, teod, karbid jt.). Liivases merepõhjas on seejuures elu rikkalikum kui savises põhjas, sest kuigi savis on rohkem toitaineid, on seal raskendatud hapniku juurdepääs ja tihti tekivad kahjulikud gaasid.

Pehme merepõhja biotoobid on väga mitmekesised — liivane põhi, mudane põhi, jõesuudmete ja mangroovtihnikute elupaigad jt.

Merede rannikufloora ja -fauna rikkalikkuse ning mitmekesisuse põhjuseks on füüsikalis-geograafiliste tingimuste erakordne mitmekesisus. Selles suhtes sarnaneb mere rannikuvöönd teataval määral maismaaga. Valgus tungib siin põhjani, temperatuur ja soolsus on äärmiselt muutlikud, vee liikumine esineb mitmesugusel kujul (lained, looded, murdlainetus, hoovused) ja toit satub rannikuvööndisse nii avamerelt kui ka maismaalt.

236. Elu avameres. Avameres valitsevad palju ühetaolisemad ökoloogilised tingimused kui rannikuvööndis. Soolsus ja temperatuur on siin ühtlasemad. Loodete ja lainetuse osatähtsus on väike, merepõhja iseloom aga ei etenda üldse mingit osa. On loomulik, et avavees elavate organismide hulgas puuduvad kinnitunud vormid. Et nad veedavad kogu oma elu vabalt vees, siis on neil tugevasti arenenud liikumiselundid ja kohastumused ujumiseks. Toidu kontsentratsioon ei ole avamerel nii suur kui rannikuvööndis. See põhjustab nektoniliikide laialdasi rändeid seoses toiduotsingutega. Nende torpeedokujulistele kehadele avaldab vesi väikseimat vastupanu, samuti ei teki nende taga veekeeriseid, mille mõju pidurdaks nende liikumist. Organismidel on varjevärvus (mere värvus) või nad on värvuseta ja läbipaistvad.

Kogu elu avamere pinnal ja ülemistes veekihtides rajaneb füto-

planktonil, mille esindajateks on peamiselt ainuraksed vetikad. Külmades vetes kuulub esikoht ränivetikaile. Viimaste kestad, mis koosnevad kahest sümmeetriliselt paiknevast, erineva suurusega poolmest (suurem ulatub nagu karbikaas üle väiksema ääre), sisaldavad ränidioksüüdi.

Loomse planktoni peamise massi moodustavad väikesed aerjalalised vähid *(Copepoda)*. Nende parved, mille mõõtmed ulatuvad vahel kümnetesse kilomeetritesse, võivad anda veele punase värvuse.

Planktoni arvel eksisteerivad meres kõik suuremad organismid.

237. Elu meresügavustes. Kaua aega arvati, et meresügavusi võib võrrelda kõrbetega, sest loomade elu tundus seal võimatuna taimede puudumise tõttu. Hiljem lükati see arvamus siiski ümber.

Tüüpiline abüssaal algab 1500 m sügavusest. Teda iseloomustab kogu ulatuses täielik pimedus, suur rõhk, väga madal temperatuur (alla +4° C), vee peaaegu täielik liikumatus ja väga tihti suur hapnikusisaldus.

Süvaveeloomade toiduallikaks on ookeani ülemised kihid.

Süvaveeorganismid toituvad ülalt langevate laipade ja orgaaniliste jäänuste «vihmast», mis oma teel kõige suurematesse sügavustesse teeb läbi keerukaid muutusi. Kui kogu ookean jagada sügavuse suunas mitmeks «korruseks», siis võib arvata, et teine korrus toitub esimeselt tulevate laipade saju arvel; teise korruse loomad tekitavad hukkudes «saju», mida kasutavad madalamal asuva kolmanda korruse elanikud, viimaste orgaanilisi jäänuseid aga kasutatakse toiduks veel sügavamal. Seejuures alumiste korruste loomad ei kasuta ainuüksi passiivselt ülalt langevat toitu, vaid suunduvad ka ise aktiivselt ülemistesse kihtidesse toiduotsingutele. Paljud pinnakihi loomad näiteks laskuvad päeval sügavamale, paljud süvaveeloomad aga tõusevad samal ajal pinnale (öösel on liikumine vastassuunaline). Sellised vertikaalsed (ööpäevased ja aastaajalised) organismide ränded on väga laialdaselt levinud ja moodustavad ookeanis nagu migratsiooniredeli, mida mööda pindmiste kihtide orgaanilised ained laskuvad üha suurematesse sügavustesse. Seega tekib keerukas vertikaalne toiteahel, mille lülid seovad ookeanipinna taimestikku ookeanipõhja loomastikuga.

Abüssaalis pole taimede puudumise tõttu ka taimtoidulisi loomi. Siin domineerivad röövloomad, kellest suuremad ja osavamad söövad nõrgemaid ja vähemvalvsaid.

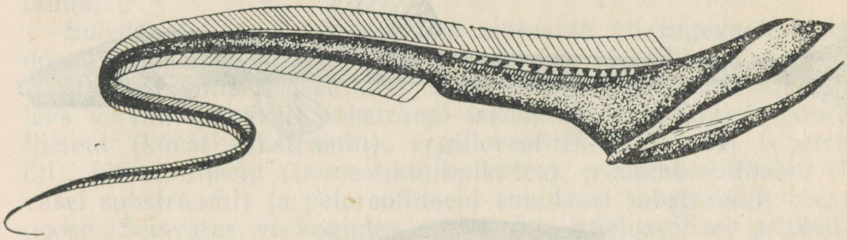
Vee liikumatus võimaldab peene ja hapra toesega loomade arenemist. Kinnitunud organismid on tugevasti hargnenud, et nende kokkupuutepind keskkonnaga oleks suurim. Keskkond ei voola neist siin mööda nagu rannikuvööndis, kus tegutsevad hoovused, vaid ümbritseb neid inertselt ega ole kiiresti ja vahetpidamatult toitu kohale kandvaks konveieriks.

Merepõhi on suurtes sügavustes pehme, mudane või savine.

Mudasse vajumise vältimiseks on loomadel lamendunud kehakuju (merisiilikutel), pikenenud jäsemed rohkete ogade ja karvadega (vähilaadsetel) ning teised kohastumused, mille eesmärgiks on suurendada organismi ja substraadi kokkupuutepinda.

Abüssaali ökoloogilised tingimused on äärmiselt ühetaolised. Seepärast on ka fauna siin monotoonne ja peaeagu kosmopoliitse iseloomuga või vähemalt väga laialdase levikuga. Nii näiteks üks karbilistest limustest — *Kellia suborbicularis* — on levinud Inglismaast Kergueleni saareni.

Soodsate toitumistingimuste korral arenevad meresügavustes hiigelvormid. Siin elavad väga suured kaheksajalad; hüdropolüübil *Monocaulus imperator,* kes pehmesse pinnasesse kinnitunult esineb kuni 6000 m sügavuses, on inimesekõrgune keha; isegi mõnede juurjalgsete pikkus ulatub mitme sentimeetrini.



Joon. 100. Kala *Gastrostomus bairdii* 800—1300 m sügavusest (Atlandi ookean); iseloomulikud väga väikesed silmad.

Meresügavustes valitseva täieliku pimeduse tõttu on loomadel tugevasti arenenud kompimiselundid. Mis puutub nägemiselunditesse, siis nende vahekord pimedusega avaldub mitmesugustes vormides. Nägemiselundid võivad olla täiesti atrofeerunud, äärmiselt nõrgalt arenenud või, vastupidi, hüpertrofeerunud. Atlandi ookeanis elaval vähil *Cystisoma neptuni* hõlmavad silmad ühe kolmandiku keha seljapinnast. Ühtedel põhjalähedastel süvaveekaladel on suured silmad, teistel seevastu on silmad väikesemõõtmelised (joon. 100) või täiesti redutseerunud (joon. 101).

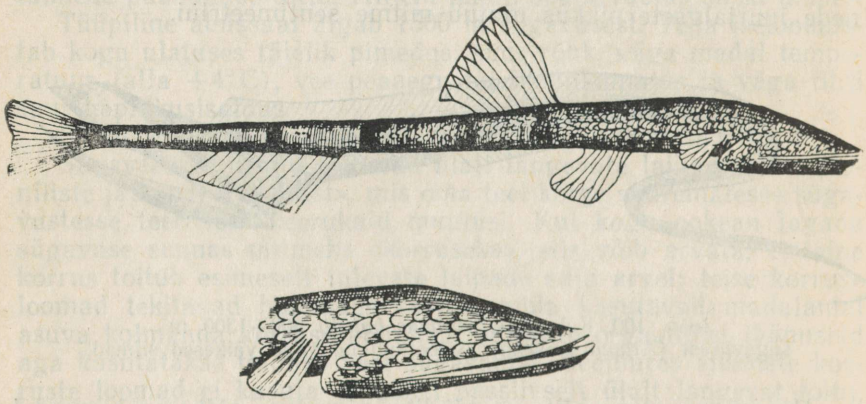
Kohastumine pimedusega avaldub süvaveeloomadel ka helenduselundite rohkuses, kogu keha helendamises või helendava lima eritamises naha kaudu. Helenduselundite ülesanne aga on senini lõplikult selgitamata. Pole teada, kas nad on määratud tee valgustamiseks, vaenlaste eemalepeletamiseks või saagi ahvatlemiseks. Ka helendusprotsessi olemus ei ole veel täpselt selgitatud. On ainult teada, et helendamist põhjustavad mingid protoplasmas toimuvad oksüdatsiooniprotsessid. Seejuures tekib helendus ühel juhul spontaanselt organismi sisemiste impulsside mõjul, teisel juhul aga välise mehaanilise või keemilise ärrituse tagajärjel.

Helendamist ei saa siiski pidada ainult süvaveeorganismide

omaduseks, sest see esineb ka paljudel merepinnal ja väikestes sügavustes elavatel loomadel ja taimedel.

238. Elu maismaa veekogudes. Loomade esinemist jõgedes, lammiveekogudes, veehoidlates ja järvedes mõjustavad veetaseme kõikumised, voolukiirus, vees sisalduvate hõljuvate ainete ja mööda põhja edasi kanduvate setete hulk, põhja iseloom, soojusrežiim, lahustunud gaasid, soolad ning orgaanilised ained.

Veetaseme kõikumised on tähtsad selle poolest, et taseme alanemisel kuiveneb osa veekogu põhjast, mis viib sageli organismide hukkumisele. Seevastu perioodiliselt kuivavates ja ainult lühikeseks ajaks (kaheks-kolmeks kuuks) veega täituvates veekogudes esinevad loomad, kes on võimelised kaua aega elama veeta; kuiva perioodi elavad nad üle tsüstide, munade, vastsete



Joon. 101. Pime kala *Bathymicrops regis* 5000 m sügavusest; all selle kala pea.

või valmikutena. Täiskasvanud loomad — mitte ainult väikesed loomad, vaid ka mõned limused ja kalad — kaevuvad mudasse või langevad anabioosiseisundisse. Ajutiste veekogude elanikud on võimelised lühikese aja kestel palju järglasi soetama. *Daphnia magna* annab juba oma elu seitsmendal päeval esimese järelpõlve, tootes seejärel iga kolme päeva kohta 12—60 isendit. Seega on emasel vesikirbul kuu aja jooksul kuni 30 miljonit järglast.

Veetaseme tõusmisel ühinevad senised isoleeritud veekogud, rikastades seejuures üksteist varem puudunud liikidega.

Voolukiirus avaldab suurt mõju jõgede faunale. Vool on jões üheks põhiteguriks, sest ta avaldab organismidele mehaanilist rõhku, kannab edasi toitu ja hapnikku, transporteerib setteid, eemaldab elutegevuse produkte jne. Seisvates veekogudes on voolu osatähtsus väike. Voolu suhtes eristatakse reofiile — organisme, kes elavad allikates, ojades, jõgedes ja järvede murdlainevööndis, s. t. voolavas vees, — ja limnidrofiile, seisvas

vees elavaid organisme. Suuremate seisvate veekogude asustajaid nimetatakse limnofiilideks, lompide elanikke heleofiilideks ja soode elanikke telmatofiilideks.[7]

Hõljuvate ja mööda põhja edasi kanduvate ainete tähtsus seisab selles, et nende hulgast sõltub põhja valgustatuse aste, mis määrab ühtlasi taimse bentose levikusügavuse. Orgaaniliste toitainete edasikandumine hõljuvas olekus on positiivne tegur. Kui aga edasi kanduvad ainult mineraalained, siis viib see fauna vaesumisele ja kohati täielikule hääbumisele. Mitmekesised on ka akumulatsiooni tagajärjed: kui toitainete kogunemine on loomadele soodne, siis orgaaniliste ainete liigne akumulatsioon, mineraalsetete kuhjumine ning setete kogunemise ja uhtumise vaheldumine mõjub negatiivselt. Akumulatsiooni iseloomu muutumine (näiteks muda asendumine liivaga) võib põhjustada täieliku biotsönooside vahetuse, sest igale substraadile on iseloomulik vastav fauna.

Substraat koos voolukiirusega mõjustab nii tugevasti biotsönoosi struktuuri, et mageveebiotsönooside klassifitseerimise aluseks ongi tavaliselt need kaks tunnust. Reofiilsed organismid näiteks võivad olenevalt substraadi iseloomust moodustada litoreofiilseid (kõval substraadil), argilloreofiilseid (savisel substraadil), fütoreofiilseid (taimestikutihnikutes), psammoreofiilseid (liivasel substraadil) ja peloreofiilseid (mudasel substraadil) biotsönoose. Seisvates veekogudes eristatakse analoogilisel printsiibil fütofiilseid (taimestikutihnikutes) ja pelofiilseid (mudasel substraadil) biotsönoose.

Vees lahustunud gaasidest on eriti tähtis hapnik, mille puudumine põhjustab organismide massilist hävimist.

Soojusrežiimi poolest on jõed ja seisvad veekogud väga erinevad. Jõgesid iseloomustab homotermia (temperatuuri ühetaolisus pinnast põhjani), mis on tingitud vee turbulentsest segunemisest kogu aasta vältel. Seisvates veekogudes esineb aga termiline kihilisus. Temperatuuri mõju organismide arenemisele, paljunemisele, toitumisele ja kasvule käsitlesime juba eespool ja siin pole vajadust seda korrata.

Üldiselt iseloomustab jõgesid mage vesi, väike sügavus, veemassi hea valgustatus (kui vesi pole sogane) ja voolu olemasolu. Ökoloogilised tingimused aga muutuvad tunduvalt jõe pikiprofiili suunas. Toiduvarusid on kõige rikkalikumalt alamjooksul, mistõttu seal on palju kalu ja mudas elavaid vorme. Jõe keskjooksul, kus voolukiirus on suurem ja põhi jämedateralisem (liiv, veeris), on fauna vaesem. Kalu on palju vähem, plankton on vaesem ja domineerivad peamiselt putukate vastsed ning limused — järvekarp *(Anodonta)* ja jõekarp *(Unio)*. Ülemjooksul on tingimused veelgi halvemad kiire voolu, madalate temperatuuride ja sageli ka tai-

[7] В. И. Жадин, Фауна рек и водохранилищ, «Труды Зоол. института АН СССР», т. V, вып. 3—4, 1940.

mestiku puudumise tõttu. Kaladest tulevad siia ainult kõige tugevamad, kes ei karda kärestikke (peamiselt lõhilased). Paljud loomad on kinnitunud või elavad kivide all, et vesi neid ära ei kannaks. Jõgede ülemjooksu faunas domineerivad ehmestiivaliste *(Trichoptera)* vastsed (nn. puruvanad), limused napptigude *(Ancylus)* perekonnast jt.

Seisvad veekogud on nii mõõtmete kui ka kuju poolest äärmiselt mitmekesised. Kui jõed on peamiselt materjali edasikandjateks, siis järvedes toimub selle materjali settimine. Voolu puudumine põhjustab planktoni arenemist. Taimestik on rikkalikum kui jõgedes. Järelikult on toiduvarud seisvates veekogudes suured. Seisvatele veekogudele on kõige iseloomulikum mudane põhi. Sellel on arenenud eriti rikkalik põhjafauna ja bentos ei jää rohkuselt maha planktonist. Hapniku jaotus on ebaühtlasem kui jõgedes, sest järvede vee vertikaalne tsirkulatsioon pole nii efektiivne kui jõgede vee turbulentne segunemine. Järvedes väheneb sügavuse suurenemisel hapniku hulk. Termilist kihilisust kui turbulentse voolu puudumise tagajärge me juba mainisime. Lõpuks, vastupidi jõgedele, kus vesi ei ole kunagi soolane (üksikute eranditega), võivad järved olla nii mageda- kui ka soolaseveelised. Viimased erinevad üksteisest soolsuse astme ja lahustunud soolade koostise poolest. Seega on järvede orgaaniline maailm eluvormide poolest mitmekesisem jõgede omast.

Et jõed ja seisvad veekogud on maapealsed moodustised, siis ilmneb nende levikus, iseloomus ja faunas selgesti tsonaalsus, mis on tingitud Maa sojusrežiimi tsonaalsusest. Muide, tsonaalsus avaldub osaliselt ka veekogude soolsuses.

Troopilistes järvedes ja jõgedes, kus aastane temperatuuri kõikumine (samuti temperatuuri kõikumine veekogu vertikaalses profiilis) on väike, esineb väga rikkalik fauna. Seal on palju limuseid ja spetsiifilisi vorme, nagu krokodille, jõehobusid, jõedelfiine. Väga mitmekesine on troopiliste kalade fauna. L. S. Bergi andmetel (1933. a.) on terves NSV Liidus 322 kalaliiki, Kongo jões aga on neid ligikaudu 400, Amasoonases umbes 750 jne.

Külmade maade magevetes valitsevad madalad temperatuurid, kuid temperatuuri kõikumised on samuti väikesed. Suurema osa aastast on veekogud jääga kaetud. Fauna on vaene (Jukoni jões on ainult 14 kalaliiki), seejuures domineerivad kaladest kõikjal lõhilased. Loomad on külma suhtes vastupidavad. Keriloomadel, mõnedel väikestel vähilaadsetel, limustel ja isegi kaladel on võime pärast külmumist uuesti elustuda.

Parasvöötme veekogud ei ole jääkatte all üle viie kuu aastas. Aasta jooksul kõigub temperatuur märgatavalt. Seoses sellega toimub järvedes kihilisuse vahetus — suvel on soojemad ülemised kihid, talvel alumised. Sellest omakorda on tingitud vertikaalne tsirkulatsioon. Sesoonsed nähtused (planktoni sesoonsus, põlvkondade tsüklilisus jne.) on väga selgelt välja kujunenud.

Jõgede ja järvede biotsönoosid on väga dünaamilised nagu kõik teisedki biotsönoosid; nad on teistest biotsönoosidest võibolla isegi dünaamilisemad. Siin ei esine ainult stiihilistest protsessidest põhjustatud sporaadiline dünaamika ja üleujutustest ning veetaseme kõikumisest tingitud sesoonne dünaamika, vaid ka pikaajaline dünaamika, mis väljendub näiteks selles, et veekogusse asub elama merefauna või jõgi muutub seisvaks veekoguks ja viimane kujuneb kinnikasvamise ning kuivamise tõttu maismaaks. Võttes veest hapnikku, süsihappegaasi ja mitmesuguseid sooli, eritavad veeorganismid oma elutegevuse produkte, surevad, lagunduvad ja muudavad kõige sellega tugevasti oma elukeskkonda. Mida isoleerituim on biotsönoos, seda kiiremini muutub ta iseenese hävimise allikaks ja asendub teise biotsönoosiga.

239. Akumulatsioon meres. Mere geoloogilise ja geomorfoloogilise tegevuse kõige iseloomulikumaks jooneks ei ole purustamine ega transporteerimine, vaid akumulatsioon.

Mereranda purustavad murdlained, mida selles tegevuses abistavad murenemisprotsessid ja vihmaveenired. Peale selle kannavad jõed merre suurel hulgal murendmaterjali. Seega ladestuvad mandrilavale ja mandrinõlvale setted, millede paksus ja koostis muutub avamere suunas. Et settimine toimub rannikuvööndis kiiremini ja intensiivsemalt, siis settekihi paksus väheneb mere suunas.

Mandrilava ja mandrinõlva setetest moodustavad 80—90% anorgaanilised ained. Neis esineb ka organismide (põhjaorganismide, planktoni, nektoni) jäänuseid, kuid tavaliselt väga vähesel määral. Kui jälgida neid setteid piki rannikut, võib tähele panna nende mineraloogilise koostise kiiret vaheldumist, mis on tingitud ranniku geoloogilise ehituse ja jõesetete iseloomu muutumisest. Teisest küljest võib märgata setete terasuuruse vähenemist rannikult avamere suunas. Rannale kõige lähemal esinevad jäme rusu ja veerised, edasi kruus ja jäme liiv, veel kaugemal peen liiv, mis muutub mere suunas järk-järgult peenemaks kuni mudani. Mudaosakesed võivad kanduda kaugele ookeani. Iga mandrit ja saart ümbritseb laiem või kitsam setete vöönd. Need setted on maismaa purunemise produktid ja neid nimetatakse seepärast *terrigeenseteks* (s. t. «maast» tekkinud) *seteteks*.

Terrigeensed setted jagatakse *rannikuvööndi seteteks* (koosnevad liivast, kruusast, veeristest) ja *kontinentaalse muda seteteks* (helesinine, hall, punane, roheline jne.). Esimesed levivad rannikult mere suunas 200—250 km ulatuses ja ladestuvad kuni 200 m sügavuseni. Terrigeensete setete levik on ilmselt piiratud teatava kaugusega rannast.

Kas setted ladestuvad ka rannast kaugel ja kui ladestuvad, siis mis on sel juhul nende allikaks? Igatahes pole kahtlust, et teatav hulk maismaa murenemise produkte ja muid anorgaanilisi materjale võib ladestuda ookeani põhja kaugel maismaast. Hõljuvaid mudaosakesi kannavad hoovused rannast kaugele.

Maismaalt puhuvad tuuled viivad merre tolmu ja vulkaanilist tuhka. Ookeani põhja ladestub kosmiline (meteoriitne) tolm. Mineraalaineid kannab kaugele merele ajujää. Setete peamiseks allikaks Maailmamere süvaveelistes osades on siiski organismid, peamiselt taimne ja loomne plankton. Igas sekundis langeb ookeani põhja miljardeid planktonorganismide laipu. Nende kõvemad, vees lahustumata ja lagunemata jäänud osad tekitavad orgaanilise muda, mis moodustab pelaagiliste setete (süvaveesetete) rühma. Pelaagilised setted katavad 75% Maailmamere põhjast, jättes terrigeensete setete jaoks ainult 25% pindalast, s. t. umbes 90 milj. km^2. Erinevalt terrigeensetest setetest koosnevad nad 70—80% ulatuses organismide muundunud osadest.

Terrigeensete ja pelaagiliste setete valdkondade vahel esinevad muidugi üleminekualad.

Kõige levinumate orgaaniliste mudade hulka kuuluvad globigeriin-, pteropood-, räni- ja radiolaarhiib.

Globigeriinhiib esineb 700—6000 m sügavuses, hõlmates umbes 130 milj. km^2 suuruse pindala. 65% moodustavad temast organismide kaltsiumkarbonaat-jäänused ja 35% anorgaanilised ained. Globigeriinhiiva värvus on kahkjaskollane või roosakas. Temas etendavad domineerivat osa ainurakse looma keraslase (*Globigerina*) kaltsiumkarbonaadist koosnevad kojad. Need kojad on mitmekambrilised ja kaetud paljude peente kaltsiumkarbonaatokastega. Oma eluks vajavad keraslased suhteliselt kõrgeid temperatuure. Seepärast leidub globigeriinhiiba ainult soojade merede põhjas või kitsa ribana külmade merede põhjas soojade hoovuste esinemiskohtades, näiteks Islandi ja Norra vahel.

Kui surnud keraslased langevad aeglaselt põhja, siis teel nende kojad osaliselt lahustuvad. Esmajärjekorras lahustuvad kaltsiumkarbonaadist ogad ja niidid. See asjaolu piirab globigeriinhiiva ladestumist suurtesse sügavustesse, sest kojad ei jõua sel juhul põhjani, vaid lahustuvad teel täielikult. Seepärast ei esine globigeriinhiiba 4500—6000 meetrist sügavamal. Ta katab peamiselt Atlandi ookeani, India ookeani lääneosa ja Vaikse ookeani idaosa (ekvaatorist lõuna pool) põhja.

Pteropoodhiib on samuti soojade merede sete, kuid ta on levinud suhteliselt väikesel pindalal (1 milj. km^2) ning esineb ainult 700—3500 m sügavuses. Pteropoodhiivast moodustavad 80% organismide — keraslaste ja mitmesuguste limuste, eriti tiibjalgsete (*Pteropoda*) — kaltsiumkarbonaat-jäänused.

Ainuraksed ränidioksüüd-toesega loomad — kiirelised ehk radiolaarid — tekitavad punaka või pruuni radiolaarhiiva, mis koosneb peaaegu 60% ulatuses organismide ränidioksüüd-jäänustest ja 40% ulatuses anorgaanilistest ainetest. See plankton areneb eranditult India ja Vaikse ookeani troopilistes meredes. Seepärast esineb radiolaarhiib ainult nende ookeanide põhjas väga suurtes sügavustes — 4300 kuni 8200 meetrit. Atlandi ookeanis puudub

see muda täiesti. Tema üldine pindala Maailmamere põhjas hõlmab 6 milj. km^2.

Lõpuks esineb külmade merede põhjas 1100—5700 m sügavuses õlgkollase värvusega ränihiib, mis ümbritseb eriti laia ribana Antarktise rannikuvööndi setteid. Ränihiival on keerukam koostis kui teistel mudadel: organismide kaltsiumkarbonaat-jäänused moodustavad temast 23%, ränivetikate (diatomeede) jäänused 41% ja anorgaanilised ained 36%. Ränihiib katab Maailmamere põhjas 28 milj. km^2.

Kõik pelaagilised setted ei kuulu oma praeguse koostise järgi orgaaniliste mudade hulka. Näitena võib nimetada tumedamat või heledamat šokolaadikarva punast savi, mis katab peaaegu kõigi merede põhja 4000—5000 meetrist sügavamal. See savi koosneb 90% ulatuses anorgaanilistest ainetest ning tema genees ei ole veel lõplikult selgitatud. Arvatakse, et ta on tekkinud globigeriinhiiva ja vulkaaniliste pursete produktide lagundumise tõttu merevee tegevuse tagajärjel, sest punases savis (mida ei tohi ära segada terrigeense päritoluga punase mudaga) moodustavad kuni 7% organismide kaltsiumkarbonaat-jäänused. Punane savi katab Maailmamere põhjas rohkem kui 130 milj. km^2. Eriti laialdaselt on ta levinud kõige sügavamas ookeanis — Vaikses ookeanis.

On täiesti arusaadav, et süvaveesetted ei saa olla eriti paksud, sest terrigeense materjali juurdevool on suurtes sügavustes äärmiselt piiratud (ta setib enne sinnajõudmist väikestes sügavustes). Orgaanilise materjali juurdevool on samuti piiratud (seda rohkem, mida suurem on sügavus), sest orgaanilised jäänused lagunevad enne põhjajõudmist, nende vastupidavamad osad aga lahustuvad osaliselt või täielikult. Abüssaalis on setete kuhjumise kiirus vaevalt 1 mm 200 aasta kohta. Eriti aeglaselt koguneb punane savi. «Challenger» tõstis Vaikses ookeanis põhjavõrguga üles punast savi, millest leiti tertsiaaris elanud haikalade hambaid. Vaatamata nende haide hukkumisest möödunud miljonitele aastatele on nende hambad seega veel praktiliselt ookeanipõhja pinnal, s. t. pole veel jõudnud nimetamisväärselt setetega kattuda. Ainult 30—40 cm paksune kiht sisaldab mitte üksnes kaasaegset, vaid ka tertsiaarset punast savi. Punase savi kihi täielik paksus ulatub vaevalt 1 meetrini. Globigeriinhiiva keskmine settimiskiirus on 1 mm 132 aasta kohta. Suhteliselt madalates mereosades kuhjuvad setted palju kiiremini. Ühe «rütmi» (mis sisaldab kaks kuni viis iseloomulikku litoloogilist kihti üldise paksusega mõnest sentimeetrist 4—6 detsimeetrini) tekkimise kestus Kaukaasia flüšši kõigub Vassojevitši järgi mõnesajast kuni mõne tuhande aastani.[8]

Seega näeme, et merebasseinid ja eriti nende rannaäärsed osad on mitmesuguste mineraalsete ja orgaaniliste produktide koguja-

[8] Н. Б. Вассоевич, Флиш и методика его изучения, 1948, стр. 195.

teks. Nad on ühtlasi laboratooriumideks, kus meresetted, tehes läbi pika muundumiste ahela, muutuvad tihedateks või kobedateks settekivimiteks.

Aja jooksul, kui epeirogeneetilised või mäetekkelised liikumised toovad merepõhja päevavalgele, algab materjalide maismaalt merre kandumise uus tsükkel. Uued mereorganismid täidavad oma hukkumisega akumulatsioonilünga, mis on tingitud nende eelkäijate jäänuste muutumisest merepõhja koostisosast mandri või saare koostisosaks.

240. Kokkuvõte. Vaatamata veekeskkonna kogu omapärale esinevad seal põhiliselt samad geograafilised seaduspärasused nagu maismaalgi. Veeorganismide suhtes on adaptatsiooni seadus niisama kõikvõimas kui maismaaloomade ja -taimede suhteski, ainult kohastumise vormid ja teed on teistsugused, vastavalt organismi mõjutava keskkonna teistsugustele omadustele.

Hüdrosfäär ei ole litosfäärist isoleeritud ega saagi seda olla, sest ta paikneb viimase süvendites. Mere ja maismaa vahel toimub katkematu materjalivahetus. Vee ja maismaa vahelise piiri tinglikkust rõhutab asjaolu, et maastikulise sfääri ajaloolise arenemise protsessis on meri ja maismaa tihti oma kohti vahetanud.

Ookeanide mõju ulatub kliima kaudu suurte mandrite kõige kaugematesse nurkadesse; meri oli maapealse elu hälliks. Maismaa mõju omakorda ulatub Maailmamere suurimatesse sügavustesse; maismaa varustab merd mitmesuguste mineraalsetete ja sooladega.

Ookeanis on kõige aktiivsem ülemine kiht, mis on päikeseenergia ja turbulentse atmosfääri mõju all. See kiht on kogu ulatuses haaratud liikumisest, on valgustatud, kõik nähtused temas sõltuvad tihedalt meie planeedi eksogeensete protsesside üldisest ringest, ta on elu allikaks ja hüdrosfääri elu iseärasuste mõistmise võtmeks.

Tsonaalsuse jooned avalduvad Maailmameres niisama selgekujuliselt kui mandritel. Vee temperatuur, soolsus, vee tsirkulatsiooni süsteemid, orgaaniline maailm jne. on tsonaalsed mitte ainult horisontaalses suunas ülemises veekihis, vaid ka vertikaalses suunas. Vertikaalsed vööndid liigestavad kogu hüdrosfääri. Pindalalt on nad palju suuremad maapealsetest vööndidest. Väga suurtes sügavustes on üksikute ookeanide vertikaalsete vööndite vahelised erinevused kustunud nagu maismaalgi erinevate mandrite väga suurtes kõrgustes Maastikulise sfääri kõige iseloomulikum struktuurne tunnus — tsonaalsus — kustub liikumisel planeedi füüsiliselt pinnalt (s. t. maastikulise sfääri kõige tegevamast südamikust) üles või alla. See asjaolu kinnitab veel kord meie õigust eristada maastikulist sfääri kui sisemiselt seostatud ja omadustelt spetsiifilist kompleksi, mille kõige tüüpilisemad omadused järk-järgult kaovad tema välispiirile (ülemisele ja alumisele) lähenemisel. Väljaspool maastikulist sfääri, mis on erakordselt küllastatud mitmekesiste protsessidega, laiuvad palju monotoonsemad alad — atmosfääri kõrgemad kihid, mis avanevad kosmilisse «tühjusse», ja maakera siseosad.

Kirjandust

Валло К., Общая география морей, 1948.

Жадин В. И., Фауна рек и водохранилищ, «Труды Зоол. ин-та АН СССР», т. V, вып. 3—4, М.—Л., 1940.

Зернов С. А., Общая гидробиология, 1949.

Кленова М. В., Геология моря, 1948.

Книпович Н. М., Гидрология морей и солоноватых вод, 1938.

Липин А. Н., Пресные воды и их жизнь, изд. 3, 1950.

Панов Д. Г., О подводных ландшафтах Мирового океана, «Известия Геогр. о-ва», вып. 6, 1950.

Харвей Х. В., Современные успехи химии и биологии моря, 1948.
Шокальский Ю. М., Океанография, 1917.
Шокальский Ю. М., Физическая океанография, 1933.
Шулейкин В. В., Очерки по физике моря, 1949.
Шулейкин В. В., Физика моря, 1953.
Sverdrup, H. U., Johnson, M. W., Fleming, R. H., The Oceans, their Physics, Chemistry, and General Biology, 1942.
Tarassov, N., Meri elab, Eesti Riiklik Kirjastus, Tallinn, 1953.

XXVI peatükk

INIMENE JA GEOGRAAFILINE KESKKOND

Inimene on kahtlemata üheks tähtsaimaks teguriks Maa maastikulise sfääri formeerumises ja arenemises. Paleogeograafial ei ole vaja inimese osatähtsuse uurimisega tegelda: varajasematel geoloogilistel ajastutel inimest Maal veel ei olnud. Inimene on uus loodusjõud, uus mitte ainult tekkimisaja poolest, vaid ka printsipiaalselt, sest tema mõju loodusele pole stiihiline ega passiivne, vaid täiesti teadlik ja aktiivne. Seetõttu ei ole maapinna füüsilis-geograafiline uurimine võimalik ilma inimühiskonna osa arvestamiseta. Küsimus seisab aga selles, missuguses aspektis seda teha.

Eelkõige küsime: kas võib inimest, inimühiskonda lugeda maastikulise sfääri komponendiks? Pealiskaudse analoogia alusel võib: inimene nagu teisedki komponendid on osa loodusest; inimene nagu teisedki komponendid allub end ümbritseva looduse mõjule ja mõjub ise sellele. Esitatud küsimusele jaatava vastuse andmist ei tee võimatuks ka inimühiskonna arenemise seaduste omapära, sest iga teine komponent areneb ja eksisteerib samuti omaenese seaduste kohaselt: muld mitte nii nagu atmosfäär, atmosfäär mitte nii nagu taimkate jne. Loetletud puht väliste joonte sarnasust inimühiskonna ja maastikulise sfääri komponentide vahel tõsiselt arvestada oleks siiski ekslik. Põhiliseks erinevuseks, mis eraldab inimest kogu ülejäänud loodusest, on tema teadlik ja aktiivne mõju loodusele, kuna kõik ülejäänud komponendid mõjutavad üksteist stiihiliselt.

Ühiskonnas valitsevad spetsiifilised seaduspärasused ei ole mingil juhul võrreldavad looduse seaduspärasustega. Inimene, olles looduse osaks, on selles suhtes siiski eraldatud kogu ülejäänud loodusest teravama piiriga kui vesi maismaast, taim kliimast jne. Seepärast ei saa inimest lugeda maastikulise sfääri komponendiks. Ta on maastikulise sfääri suhtes pigemini väliseks teguriks (selle tinglikkuse raamides, mis üldse iseloomustab looduses jaotust sisemisteks ja välisteks teguriteks). Inimühiskonna mõju maastikulisele sfäärile ei tohi siiski ka tähele panemata jätta. Vastasel korral ei suuda füüsiline geograafia kunagi lahendada tema ees seisvaid ülesandeid.

Inimene ise seisab loodusaine vastas kui loodusjõud.[1] Oma majandusliku tegevusega ei saa ta muuta looduses kehtivaid seadusi ega luua uusi, kuid ta avaldab suurt mõju looduslike protsesside intensiivsusele ja suunale maastikulises sfääris. Inimese mõju loodusele, mille tulemusena muutub nii looduslike protsesside kulg kui ka geograafiliste maastike väline ilme — just sellest küljest tuleb uurida inimest füüsilises geograafias.

241. Maakera rahvastik. Täpsed andmed maakera rahvastiku kohta puuduvad, sest kuni käesoleva ajani ei teostata kõikjal õigeid rahvaloendusi.

Ligikaudsete arvestuste järgi elas meie planeedil 1950. aasta lõpul umbes 2400 miljonit inimest, nendest Aasias rohkem kui 1310 miljonit, Aafrikas 195 miljonit, Põhja-Ameerikas 210 miljonit, Lõuna-Ameerikas 105 miljonit, Euroopas rohkem kui 550 miljonit ja Austraalias koos Okeaaniaga umbes 13 miljonit.[2]

Et maismaa pindala on 149 milj. km^2, siis iga ruutkilomeetri kohta tuleb keskmiselt 16 inimest.[3] Eri maade ja mandrite rahvastiku tihedus on erinev ja võib tugevasti erineda maakera keskmisest rahvastiku tihedusest (Euroopas 50, Aasias 30, Aafrikas 6,5, Põhja-Ameerikas umbes 9, Lõuna-Ameerikas umbes 6, Austraalias koos Okeaaniaga 1,5), kuid ükski neist näitajatest ei anna õigust rääkida maakera «ülerahvastusest».

Maakera rahvastik on viimase 300 aasta jooksul kasvanud umbes 4 korda. Otsustades uusimate rahvaloenduste põhjal, sünnib maailmas igal aastal 85 miljonit, sureb 60 miljonit inimest. Kaasaegsed tootlikud jõud, kui neid ratsionaalselt kasutada, võivad aga kindlustada olemasolu isegi 8—11 miljardile inimesele.[4]

Kodanlikud sotsioloogid ja geograafid on oma töödes juba ammusest ajast meelsasti kasutanud T. Malthuse vana reaktsioonilist teooriat. Selle teooria järgi on Maa rahvastikul tendents kasvada geomeetrilises progressioonis (1, 2, 4, 8, 16, 32 jne.), samal ajal kui elatusvahendite hulk suureneb aritmeetilises progressioonis (1, 2, 3, 4, 5, 6 jne.). Selle tulemusena tekib ülerahvastus, mis toob endaga kaasa vaesuse, nälja, haigused, lapsemõrvad, abordid, sõjad jne. Seega on kapitalistliku korra paratamatuid kaaslasi kujutatud nähtustena, mis pole selle korraga seotud ega tingitud ühiskondlikest nähtustest, vaid müstilisest ülerahvastuse «seadusest». Ainsat «väljapääsu» olukorrast näeb Malthus mitte ühiskondliku korra muutmises, vaid hoopis «kõlbelise

---

[1] K. Marx. Kapital, I kd., Tallinn, 1953, lk. 159.

[2] Praegu (1955. aastal) võib maakera rahvaarvuks lugeda rohkem kui 2500 miljonit inimest, sest on selgunud, et Hiinas elab üle 600 miljoni inimese (mitte 509 miljonit, nagu arvestati 1950. aastal). Aasia rahvaarv on seega vähemalt 1400 miljonit inimest. (1958. aasta andmeil elab kogu maailmas 2835 miljonit inimest. *Tõlk.*)

[3] Viimaste andmete põhjal 19 inimest. *Tõlk.*

[4] Ajaleht «Pravda» 7. juunist 1952.

vaoshoidmise» juurutamises, s. o. sündide arvu vabatahtlikus piiramises sel teel, et abiellutakse hilises vanuses.[5]

Kaasaegsed Malthuse järglased lähevad oma järeldustes ja praktilistes ettepanekutes õpetajast tunduvalt kaugemale. W. Vogti, R. Cook'i, P. Rebaut', Ch. G. Darwini jt. neomaltusiaanlaste arutelud kujutavad endast künismi ja moraalse languse ületamatut näidist. Oma raamatutes nad «tõestavad», et Maa ei suuda piisavalt toita üle 900 miljoni inimese, järelikult elab praegu Maal hiiglasuur arv «liigseid» inimesi, sest «paljunetakse tursa vastutustundetusega».[6]

Inimeste paljunemist kvalifitseeritakse kui «pahaendelist» jõudu. Missugune on siis «pääsetee» selle pahaendelise jõu eest? Vastuseks on: meditsiinilise teenindamise ja nälgijate abistamise vähendamine, abortide soodustamine, sündivuse piiramine, sunduslik steriliseerimine ja lõpuks «efektiivne» sõda, s. o. sõda, milles hukkub võimalikult palju inimesi.[7] Siit jääb veel vaid ainus samm massilise hävitamise vahendite sõjalise kasutamiseni, mis on rahvusvahelise õiguse järgi keelatud.

Lisaks sellele, et maltusiaanlased püüavad ilmsete sotsiaalsete eelarvamustega veeretada vastutuse inimkonna viletsuste eest väljamõeldud «ülesaamatule» rahvastikuseadusele, annavad nad täiesti moonutatud hinnangu ka elatusvahendite kasvutempole. On ju silmanähtav, et elatusvahendite hulk sõltub tehnika tasemest ja ühiskondliku korra vormist ning võib vastavates tingimustes suureneda tunduvalt kiiremini kui rahvastik. Nagu tõestas K. Marx, on igale erinevale tootmisviisile omased erinevad, mööduvat iseloomu kandvad rahvastikuseadused. Absoluutset ülerahvastust pole olemas ega saagi olla. Kapitalistlikus ühiskonnas on aga suhteline ülerahvastus möödapääsmatu, sest võttes töölistelt ja talupoegadelt ära nende töövilja, jätab kapitalism neid ilma elatusvahenditeta. Elanikkond ei nälgi sellepärast, et teda on liiga palju või et maal ei jätku toiduaineid, vaid sellepärast, et töötajail pole, mille eest osta endale leiba.

Ameerika Ühendriikides kuulus 1952. aastal 1%-le elanikkonnast 60% rahvatulust, 87%-le elanikkonnast aga ainult 8%; selles peitub selle maa ühiskondlike viletsuste peamine põhjus. Analoogilised on tingimused ka teistes kapitalistlikes riikides.

NSV Liidus moodustas elanikkonna juurdekasv ajavahemikus 1926. aastast kuni 1939. aastani 15,9%; põllumajanduse kogutoodang aga kasvas ainuüksi viie aasta (1932—1937) jooksul 53,9% — ilmne näide selle kohta, kuidas elatusvahendite juurde-

---

[5] Т. Р. Мальтус. Опыт о законе народонаселения, т. I и II, СПБ.

[6] W. Vogt, Road to Survival, New York, 1948.

[7] Esimest maailmasõda loevad ameerika inimvihkajad «väheefektiivseks», kuigi sõdivate maade üldised sõjalised kaotused moodustasid vähemalt 10 miljonit inimest (vt. А. С. Каминский и С. А. Новосельский, Потери в прошлых войнах, Медгиз, 1947, стр. 60—76.

kasv ületab rahvastiku juurdekasvu.[8] Elanikkonna iga-aastane iive oli NSV Liidus (keskmiselt 1,23%) nimetatud perioodi jooksul kaks korda suurem kui Ameerika Ühendriikides (0,67%) ja Saksamaal (0,62%), neli korda suurem kui Inglismaal (0,36%) ja 15,5 korda suurem kui Prantsusmaal (0,08%).[9] Pärast Suurt Isamaasõda on suremus NSV Liidus 1940. aastaga võrreldes kaks korda vähenenud ning elanikkonna iive on üle 3 miljoni inimese aastas.

Sotsialismi põhiline majandusseadus on — kindlustada kogu ühiskonna järjest kasvavate materiaalsete ja kultuuriliste vajaduste maksimaalne rahuldamine sotsialistliku tootmise täiustamise ja pideva suurendamise teel kõrgema tehnika baasil. Sotsialismi tingimustes on igasugusele elanikkonna hulgale garanteeritud kõik, mis on vajalik materiaalseks ja kultuuriliseks progressiks.

Kaasaegse kapitalismi põhiline majandusseadus on— kindlustada maksimaalse kasumi saamine elanikkonna enamuse ekspluateerimise ja laostamise teel, teiste (eriti mahajäänud) maade rahvastiku orjastamise ja riisumise teel, lõpuks majanduse militariseerimise ja sõdade teel. Ekspluateerimise ja agressiooni «põhjendamiseks» ongi vajalik müüt maakera ülerahvastusest.

Faktid räägivad, et nälg (mitte ainult tema katastroofiline vorm, vaid ka pidev alatoitlus, mis on tingitud toidu vähesusest või mittekvaliteetsusest) valitseb kapitalistliku ühiskonna tingimustes võrdselt nii tihedasti asustatud rajoonides kui ka peaaegu elaniketa rajoonides, nagu näiteks Brasiilias Amasoonase jõgikonnas, kus 4 miljoni ruutkilomeetri kohta tuleb kõigest 2 miljonit inimest.[10]

Peaeagu $^3/_4$ inimkonnast paikneb 5 rajoonis: Ameerika Ühendriikide kirdeosas, Euroopas, Jaapanis, Hiinas ja Hindustani poolsaarel.

242. Inimese põlvnemisest ja ürgkodust. Kaasaegse teaduse andmed kõnelevad, et inimene põlvneb ahviga ühisest eellasest. Vastupidi Ch. Darwini väidetele aga ei olnud inimese tekkimine lihtsalt loomade evolutsiooni jätk. See oli kvalitatiivne hüpe, sest koos inimese tekkimisega kujunes ka ürgkogukondlik inimühiskond, mis printsipiaalselt erines ahvide karjast oma võime poolest toota ja tööriistu valmistada. Üleminek ahvide karjalt ürgkogukondlikule inimühiskonnale toimus üsna kvaternaari algul.

Tertsiaari teine pool oli kõrgemate inimahvide õitseajaks. Uute bioloogiliste vormide, sealhulgas ka rea tunnuste poolest inimesele lähedaste vormide tekkimine nende hulgas oli tingitud inimahvide laialdasest levikust ja kohastumisest mitmesuguse geograafilise miljööga. Ühtedes geograafilistes tingimustes kohas-

[8] «Большевик», 1952, № 11, стр. 79.
[9] А. В. Нагорный, Старение и продление жизни, М., 1948, стр. 157.
[10] Жозуэ де Кастро, География голода, М., 1950, стр. 43.

tusid ühed inimahvid endisest veel suuremal määral eluga puudel, teistes tingimustes aga kohastusid teised inimahvid maapealse eluviisiga. Viimane võimaldas neile püstikõnni ja järelikult esijäsemete kasutamise esemete käsitsemiseks, mis omakorda viis kompimis- ja nägemistajude rikastumisele ja pani aluse kõrgemate tingrefleksside tekkele ning aju progressiivsele arenemisele. Sellest inimahvide harust tekkiski inimene, niipea kui tema esivanemad, kes seni ainult kasutasid töövahendeid, õppisid ise töövahendeid valmistama.[11]



Joon. 102. Pitekantropus.

Inimese otseste eellaste jäänuseid ei ole leitud. Aastail 1924—1950 leiti Lõuna-Aafrikast rohkesti tertsiaari ajastu kõrgemate ahvide australopitekuste luid. Australopitekustel oli teatav morfoloogiline sarnasus inimesega, nad elasid karjadena lagedates metsatutes maakohtades, kõndisid kahel jalal, sõid mitte ainult taimset, vaid ka loomset toitu ning oskasid kallaletungiks ja kaitseks kasutada mitmesuguseid vahendeid. Lühidalt öeldes: oma arenemistasemelt olid nad võrdlemisi lähedased homiididele (ahvinimestele), kuid ei muutunud nendeks. See muutumine toimus teistes kõrgemate ahvide rühmades ja hoopis teistes maailma rajoonides.

Inimesele võrdlemisi lähedaste väljasurnud antropoidide teine liik (ramapitekus) leiti Indiast, Sivalikist, pliotseeni setetest.

Vanimate, oma füüsilise ehituse poolest kõige primitiivsemate inimeste hulka kuuluvad pitekantropus (joon. 102) ja sinantropus, kes ühendavad endas ahvi ja inimese tunnuseid. Pitekantropuse jäänused avastati esmakordselt Jaaval aastail 1891—1894, sinantropuse jäänused 1927. aastal Pekingi lähedal. Hiljem selgus, et nende ahvinimeste tüüpide levikualad olid üsna laialdased. Pite-

[11] В. П. Якимов. Ранняя стадия антропогенеза. «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI. М., 1951, стр. 46.

kantropusele ja sinantropusele omaseid kivirelvi on leitud peale Aasia lõuna- ja kaguosa ka Euroopast, Väike-Aasiast ja mitmelt poolt Aafrikast. Pitekantropused oskasid valmistada lihtsamaid kivirelvi, sinantropused aga tundsid kahtlemata tule tarvitamist, sest nende peatuskohtadest on leitud tuhka ja purustatud ning põletatud loomaluid.

Sinantropus on arenenum vorm kui pitekantropus — kas sellepärast, et ta geoloogiliselt on pitekantropusest noorem, või sellepärast, et ta elutses pitekantropusega võrreldes teistsugustes geograafilistes tingimustes, mis inimese arenemise kõige varajasemates staadiumides võisid tunduvalt mõjutada selle arenemise kiirust ja suunda.

Kui üleminek inimahvidelt ahvinimesele oli väga järsu hüppe iseloomuga, siis seejärel kulges ahvinimeste evolutsioon teatava ajavahemiku kestel suhteliselt sujuvalt ja viis üle mitme vahepealse vormi (tuntud heidelbergi inimese, afrikantropuse ja javantropuse nime all) neandertali inimeseni.

Neandertallased (kelle jäänuseid on arvukalt leitud Euroopa, Aasia ja Aafrika mitmesugustest kohtadest) on kaasaegsete kujutluste järgi üldmõiste. See hõlmab inimese bioloogiliste vormide rühma, millele on omased tunduvad variatsioonid nii elutsemisala kui ka eksisteerimisaja ulatuses, kuigi neid vorme võib ühendada üheks liigiks — *Homo primigenius.*[12]

Neandertallaste eri rühmade arenemine kulges erinevalt. Oluline oli siin geograafilise keskkonna mõju ja ühiskondliku organisatsiooni arenemistempo. Neandertallaste rühmadest, kes elasid karmides, nende arenemist aeglustavates geograafilistes tingimustes, ei võinud kujuneda kaasaegset inimest. Mõned neist surid välja. Kaasaegseks inimeseks muutusid need neandertallased, kes elasid pehmemates geograafilistes tingimustes mandrijäävälistel aladel Lõuna-, Ees- ja Kesk-Aasias, Vahemeremaade idaosas ja Ida-Aafrikas.[13]

Üleminek neandertallaselt (*Homo primigenius*) kaasaegsele inimesele (*Homo sapiens*) oli teiseks järsuks hüppeks inimese ajaloos. Seda üleminekut tähistas nii inimese morfoloogilise tüübi kui ka materiaalse kultuuri järsk muutumine. Hiljem, vaatamata kultuuri hiiglasuurtele ümberkujunemistele, ei ole inimese bioloogiline tüüp enam oluliselt muutunud: inimene nagu «libises ära» loodusliku valiku mõjusfäärist ja tema arenemine toimus hoopis erilaadsete seaduste — inimühiskonna arenemise seaduste — järgi.

Inimese ja tootlike jõudude varajasemate arenemisstaadiumide üldine skeem on esitatud tabelis 21.

---

[12] В. П. Якимов, Ранняя стадия антропогенеза, «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI, М., 1951, стр. 46.

[13] Sealsamas, lk. 84.

Absoluutne kronoloogia (aastatuhanded e.m.a.)	Esemälestiste suhteline kronoloogiline klassifikatsioon		Tootlike jõudude areng			Inimese bioloogiline tüüp
	aeg	staadium	periood	aste		
0	Rauaaeg		Barbaarsus	Hilisem	Rauasulatamine. Raudhõlmaga ader	Arukas inimene (*Homo sapiens*)
	Pronksiaeg			Keskmine	Karjandus, põlluharimine (puuader). Vase- ja pronksimetallurgia	
	Neoliitikum			Varasem	Keraamika. Algeline loomakasvatus. Kõblaspõllundus. Kindel paiksus	
	Mesoliitikum ehk epipaleoliitikum	Tardenois	Metslus	Hilisem	Vibu ja nool. Paiksuse algmed. Jahindus	
15	Ülempaleoliitikum	Azil		Keskmine	Oskus teha tuld. Primitiivsed majapidamisriistad. Esimesed kunstlikud elamud. Jaht suurtele loomadele	
		Madeleine				
		Solutré				
60		Aurignac				
200	Keskpaleoliitikum	Mousтier				Neandertallased
	Alampaleoliitikum	Acheul		Varasem	Ürgne inimkari. Oskus kasutada tuld. Jaht väikeloomadele. Korilus (marjad, juured jm.). Inimsöömine	Heidelbergi inimene
		Chelles				Sinantropus
500						
700	Arheoliitikum	Eel-Chelles				Pitekantropus
1 000						

Nagu märgitud, ei toimunud ahvi muutumine inimeseks ühes-ainsas maakera punktis, vaid küllaltki laialdasel alal; sellest võtsid nagu võisteldes osa mitmed kõrgemate ahvide rühmad. Mitmesuguste asjaolude toimel see protsess tõenäoliselt katkes ja uuenes tuhandeid kordi, kuni lõpuks viis kõige tähelepanuväärsemale sündmusele meie planeedi ajaloos — inimese tekkimisele.

Inimkonna kõige tõenäolisemaks ürgkodumaaks võib pidada Lõuna- ja Kagu-Aasiat. Sealt on leitud niihästi kõrgemate ahvide

skelettide jäänuseid, millel on morfoloogiliselt sarnaseid jooni inimesega, kui ka ürgsete ahvinimeste luulisi jäänuseid (pitekantropus, sinantropus) ja ahvinimeste poolt valmistatud kivirelvi. On väga tõenäoline (kuigi mitte täiesti kindel), et ahvi inimeseks muutumise aladeks võib lugeda ka Kesk-Aasiat, Kaukaasiat, Ees-Aasiat, Lõuna-Euroopat ja Kirde-Aafrikat.[14] Sealt pole küll leitud pitekantropuste jäänuseid, see-eest aga nendele lähedaste inimtüüpide (heidelbergi inimese, afrikantropuse, neandertallaste) luulisi jäänuseid ning pitekantropuse ja sinantropuse ajastu kivirelvi. Mis puutub Ameerikasse ja Austraaliasse koos Okeaaniaga, siis need ei kuulu ürginimese kujunemispiirkonda ja nad asustati juba kaasaegse inimese *(Homo sapiens)* poolt: Ameerika (üle Beringi väina Aasiast) umbes 10 000—25 000 aastat tagasi, Austraalia (Indoneesia kaudu) vähemalt 9000 aastat tagasi.

243. Üldisi andmeid rasside kohta. Antropoloogilisest vaatekohast kujutab kogu kaasaegne inimkond endast üht koondliiki *(Homo sapiens)*. Inimkonna mõningatel rühmadel on küll väliseid erinevusi, kuid need rühmad on omavahel seotud rea üleminekutega. Inimeste füüsilised (kehalised) erinevused on ainult välist laadi ega haara isegi selliseid füüsilisi iseärasusi, nagu näiteks käte, aju, selgroo, rinnakorvi, labajala jne. ehitus.

Kehalised erinevused ei etenda ühiskonna ajaloos mingit osa, kuid nad on kujunenud ajaloo vältel ja on seotud inimkonna nende territoriaalsete rühmadega, millele nad on iseloomulikud. Inimese kehaliste erinevuste territoriaalsed kompleksid moodustavad antropoloogilisi tüüpe.

Et inimese füüsiline tüüp on suuremal või väiksemal määral muutunud inimkonna kogu ajaloo ulatuses, siis on kogu selle aja jooksul toimunud ka antropoloogiliste tüüpide formeerumine. Inimese arenemise väga varajastes staadiumides kujunesid antropoloogilised tüübid sõltuvalt inimeste eluviisist mitmesugustes looduslik-geograafilistes tingimustes. Antropoloogiliste tüüpide tekkimise teisteks teguriteks võib lugeda toitumisrežiimi ajaloolis-geograafilist mitmekesisust, mis mõjus organismi biokeemilistele protsessidele, samuti ka juba tekkinud antropoloogiliste tüüpide segunemist. Uus tüüp, mis tekkis vanade segunemise teel, võis kinnistuda nii geograafilise kui ka ühiskondliku isolatsiooni kaudu. Geograafiline isolatsioon oli tähtis ainult inimkonna ajaloo kõige varajasematel perioodidel, ühiskondlik isolatsioon (mis on eriti tugev, kui ühiskondlikud erinevused langevad ühte etniliste või religioossete erinevustega, nagu see oli Indias) mõjub ka tänapäeval: piisab, kui mainida neegrite sotsiaalset isoleeritust Ameerika Ühendriikides. Ainult NSV Liidus ja rahvademokraatiamaades on ühiskondlik isoleeritus täiesti kõrvaldatud.

---

[14] В. П. Якимов, Ранняя стадия антропогенеза, «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI, М., 1951, стр. 46. П. И. Борисовский, Начальный этап первобытного общества, Л., 1950, стр. 13.

Antropoloogiliste tüüpide rühmi, mis tekkisid päritolult ühtses inimkonnas elutsemisalade esialgse allutamise ja mitmesuguse geograafilise keskkonnaga kohastumise protsessis, nimetatakse *rassideks*.[15]

Sellest järeldub, et rassitunnuste hulka ei kuulu igasugused kehalised erinevused, vaid ainult need, mis 1) kannavad kohastumuslikku iseloomu ja 2) on tekkinud väga ammu, mil adaptatsiooni bioloogilised seadused omasid veel mõningat võimu inimühiskonna üle. Järelikult on rass ajalooline kategooria. Tal on algus ja lõpp. Rassitekkeprotsess kulges ainult paleoliitikumis ja mesoliitikumis, s. o. lõppes juba ammu, ning hilisematel ja kaasaegsetel antropoloogilistel tüüpidel eksisteerivad rassitunnused iganditena omapärases reliktses vormis.[16] Seega pole rassilised jooned mitte üksnes välised ja ebaolulised inimkonna ajaloo suhtes, vaid nad on oma formeerumises ka ajaliselt piiratud.

Tähtsaimate morfoloogiliste tunnuste hulka, millede kooslus võimaldab eristada üht rassi teisest (õigemini rassi jälgi kaasaegse antropoloogilise tüübi juures), kuuluvad juuste kuju, naha, juuste ja silmade värvus, huulte paksus jne. Üheainsa inimese uurimise teel ei saa rassi kindlaks teha, sest on raske leida üksikut inimest, kellesse oleks koondunud rassitunnuste kogu kompleks. Tuleb uurida suurt rühma inimesi, kes loomulikult elavad ühel teritooriumil. Kasutades ainult üht tunnust, ei saa samuti rassi kindlaks määrata; tuleb uurida mitut tunnust nende kooseksisteerimises.

Tänapäeval eristatakse kolme primaarset ehk *suurt* rassi, nende koostises aga seitset sekundaarset ehk *väikest* rassi. Viimased jagatakse omakorda antropoloogiliste tüüpide rühmadeks.

Suurte rasside hulka kuuluvad: 1) ekvatoriaalne ehk negro-australiidne rass; 2) euraasia ehk europiidne rass; 3) aasia ehk mongoliidne rass.

Ekvatoriaalse rassi esindajaid (joon. 103) iseloomustab kähar juus, tumepruun nahavärvus, tumedad silmad ja juuksed, lai nina kaarjate sõõrmete ja põiksete ovaalsete või ümarate avadega ning madal ülahuul. Huuled on paksud.

Ekvatoriaalne rass jaguneb negroidseks (aafrika) ja australiidseks (okeaania) sekundaarseks rassiks. Kolmandane karvkate (tekib suguküpsuse saabumisel suguelundite ümbrusse, kaenlaaukudesse, näole, kehale) on aafrika tüüpidel nõrgalt, okeaania tüüpidel tugevalt arenenud.

Euraasia rassi esindajail (joon. 104) on pehmed, lainjad või sirged juuksed. Naha värvus kõigub valgest kuni tõmmuni,

---

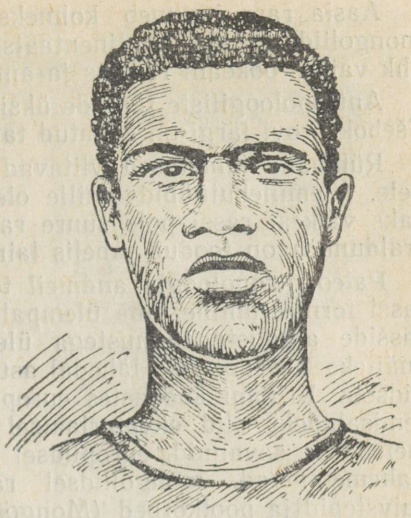
[15] Н. Н. Чебоксаров, Основные принципы антропологических классификаций, «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI, 1951.

[16] Sealsamas, lk. 307.

silmad on tumedad, segavärvusega või heledad (kas sinised või hallid), juuksed tumedad kuni blondid, nina kitsas ja kõrge, huuled õhukesed või keskmised. Kolmandane karvkate on keskmine või lopsakas.

Suur euraasia rass jaguneb kaheks väikeseks rassiks: lõuna-europiidseks ehk indo-vahemere rassiks ja põhja-europiidseks ehk balti rassiks.

Aasia rassi esindajaile (joon. 105) on iseloomulik sirge, enamasti jäik (harva pehme) juus. Naha värvus on mitmesugune, kuid ikka kollaka varjundiga. Silmad ja juuksed on tumedad, nägu kõrge ja lai, tugevasti etteulatuvate sarnadega. Nina on keskmise laiusega, sõõrmed kolmnurksed. Tugevasti on arenenud ülemise lau kurrud ja epikantus, s. o. nahavoldike silmanurgas. Kolmandane karvkate on nõrgalt arenenud.



Joon. 103. Ekvatoriaalse rassi esindaja



Joon. 104. Euraasia rassi esindaja.



Joon 105. Aasia rassi esindaja.

Aasia rass jaguneb kolmeks sekundaarseks rassiks: põhja-mongoliidseks ehk kontinentaalseks rassiks, lõuna-mongoliidseks ehk vaikse ookeani rassiks ja ameerika rassiks.

Antropoloogiliste tüüpide üksikasjalisem klassifikatsioon N. N. Tšeboksarovi järgi on esitatud tabelis 22.[17]

Rühmade nimetused viitavad nende põhilistele elutsemisaladele. Üleminekutüübid (mille olemasolu on tingitud sellest, et kaks väikest rassi pole suure rassi piires teineteisest täielikult eraldunud) on toodud tabelis laineliste joonte vahel.

Paleoantropoloogia andmeil toimus kolme primaarse (suure) rassi formeerumine juba ülempaleoliitikumis. On leitud erinevate rasside algeliste tunnustega ülempaleoliitilisi kolpasid ja luid (näiteks Krasnojarski lähedal asuva Afontovi mäe asulas mongoliidsete, Krimmi koobastes europiidsete tunnustega jne.).[18] Elutsemisaladeks olid ekvatoriaalsel rassil Aafrika ja Lõuna-Aasia metsad ja savannid, europiidsel rassil Kesk- ja Ees-Aasia ning Vahemeremaad, mongoliidsel rassil Tsentraal- ja Ida-Aasia kuivstepid ja poolkõrbed (Mongoolia, Ida-Siberi lõunaosa, Põhja-Hiina).

Kestev elamine kuuma troopilise kliima tingimustes põhjustas selliste rassitunnuste, nagu tumeda nahavärvuse, karmide kräsus juuste, laia nina ja paksenenud huulte tekkimise. Tume nahk on kaitsevahendiks päikesepõletuse vastu (analoogiliselt kõigile hästi tuntud päevitusele), tihe juus kaitseb pead päikesekiirte eest, limaskestade (nina, huuled) maksimaalne pindala aga kergendab auramist. Kitsas nina, mis aeglustab õhu sissehingmist, on kasulik kuivas ja külmas kliimas. Jahedas kliimas, kus aastas on vähem päikesepaistelisi päevi, jäi nahk heledaks. Kitsas pilulaadne silm, mis on omane mongoliidsele rassile, annab tunnistust inimese kestvast elamisest parasvöötme avarail tasandikel, kus valitsevad tugevad tuuled ja liivatormid. Kõik need ja neile sarnased välistunnused, mis kujutavad enesest kohastumisi geograafilise keskkonnaga, formeerusid järk-järgult tingimustes, kus sajad inimpõlvkonnad elasid väga pika perioodi vältel ühel ja samal territooriumil. On ilmne, et hiljem, kui elanikkond migreerus teiste geograafiliste tingimustega aladele, ei võinud need tunnused silmapilkselt kaduda, mistõttu me praegu real juhtudel ei tähelda otsest vastavust rasside ja kliimavööndite vahel. Kui Euraasias ja Aafrikas on selline vastavus veel mingil määral säilinud, siis Ameerikas, mis asustati inimese poolt hiljem, seda enam pole: Brasiilia indiaanlased on heledama nahavärvusega kui Aafrika neegrid, kuigi mõlemad elavad troopikas.

---

[17] Н. Н. Чебоксаров, Основные принципы антропологических классификаций, «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI, 1951, стр. 319—320.

[18] Г. Ф. Дебец, Палеоантропология СССР, М. — Л., 1948, стр. 42—44.

Antropoloogiliste tüüpide rühmade klassifikatsioon

Suured rassid	Väikesed rassid	Antropoloogiliste tüüpide rühmad
Ekvatoriaalne ehk negro-australiidne	Negroidne ehk aafrika	Lõuna-aafrika (bušmeni)
		Kesk-aafrika (pügmee)
		Sudaani (neegri)
		Ida-aafrika (etioopia)
	Australiidne ehk okeaania	Andamaani (negriito)
		Melaneesia
		Austraalia
		Kuriili (ainu)
		Tseiloni-sunda (vedda)
Euraasia ehk europiidne	Lõuna-europiidne ehk indo-vahemere	Lõuna-india (draviidi) (K)[1]
		Indo-pamiiri
		Ees-aasia
		Vahemere-balkani
		Atlandi-mustamere (K)
	Põhja-europiidne ehk balti	Ida-euroopa (K)
		Atlandi-balti
		Valgemere-balti
Aasia ehk mongoliidne	Põhja-mongoliidne ehk kontinentaalne	Uraali (uraali-laponoiidi) (K)
		Lõuna-siberi (K)
		Kesk-aasia
		Siberi (baikali)
		Arktiline (eskimo)
		Kaug-ida (ida-aasia)
	Lõuna-mongoliidne ehk vaikse ookeani	Lõuna-aasia
		Polüneesia (K)
		Põhja-ameerika
	Ameerika (K)	Kesk-ameerika
		Patagoonia

[1] Tähega K on tähistatud kontakt- ehk segarühmad.

Kriipsutame veel kord alla, et mida rohkem arenesid ühiskonna tootlikud jõud, seda väiksemaks muutus eespool kirjeldatud bioloogilise iseloomuga tegurite niigi tagasihoidlik mõju inimese välimusele, seda rohkem pidurdus rassitekkeprotsess ja lakkas lõpuks hoopis.

Väikesed (sekundaarsed) rassid tekkisid suurte (primaarsete) rasside piires viimaste arenemiskäigus. Mis puutub antropoloogilistesse tüüpidesse, siis need ei kujuta enesest lihtsalt suurte või väikeste rasside edasise jagunemise resultaati, vaid on kujunenud rasside keeruka vastastikuse mõju protsessis.

244. Rasside ja antropoloogiliste tüüpide võrdsus. Nende riikide poliitilises praktikas, mille ühiskondlik kord põhineb inimese orjastamisel inimese poolt, on korduvalt erinevates vormides kasutatud ja kasutatakse ka praegu ideed rasside ja antropoloogiliste tüüpide ebavõrdsusest. Rasside ebavõrdsuse väärteaduslik idee arenes eriti ulatuslikult fašistlikes riikides. Neis õitses rassiteooria, mille eesmärgiks oli õigustada olemasolevat kapitalistlikku korda ja tema poliitikat, kusjuures valgustati ebaõigesti inimese bioloogia ja psühholoogia alaseid fakte või võltsiti neid otseselt.

Vastavalt sellele teooriale põlvnevad eri rassid erinevatest esivanematest, eksisteerivad muutumatult ja erinevad üksteisest mitte ainult väliste tunnuste, vaid ka sisemise, vaimse olemuse poolest. Seejuures on nii välised kui ka sisemised rassilised jooned täiesti kindlad ega muutu mingisugustes tingimustes (välja arvatud rasside segunemine). Antud küsimuses toetub rassism Weismanni ja Morgani reaktsioonilisele teooriale muutumatute pärilike geenide kohta. Selle teooria järgi annab mitte ainult iga rahvas, vaid ka iga klass (!) oma «püsivad» bioloogilised omadused üle pärilikkuse teel ega saa järelikult oma «piiridest väljuda». Sisemiste tunnuste (ka nendele vastavate väliste tunnuste) järgi jagunevad rassid «kõrgemateks» ja «madalamateks». Esimesed on progressivõimelised ja seega oma olemuse poolest määratud valitsema. Madalamad rassid jäävad alati passiivseks, alaväärtuslikuks, ja on seega juba oma olemuse poolest määratud orjusele, allumisele, kõrgemate aktiivsete rasside teenimisele. Hitleri ajal lugesid saksa fašistid kõrgeimaks rassiks muidugi germaani rassi; angloameerika rassistid peavad kõrgeimaks anglosaksi rassi.

Inimkonna ajalugu kujutatakse kui rasside võitlust ja vastavalt ka kui nende rasside poolt loodud kultuuride võitlust.[19] Kõrgemad rassid, täites neile «antud» missiooni, püüavad endale allutada alaväärtuslikke rasse. Kõrgema rassi võit tähendab inimkonna edasiliikumist, madalama rassi võit aga kultuuri langust. Kuid ka kõrgema rassi võidu puhul on progress ja ühiskondlik kord kindlustatud ainult seni, kuni säilib rassi «puhtus». Kui võitjad abielude kaudu segunevad alistatutega, siis kaob rassi puhtus, peatub progress, tekivad rahutused ja ühiskondlikud vapustused (revolutsioonid, streigid), algavad mitmesugused hädad ja viletsused. «Mittepuhaste» rasside (segarasside) inimesed on eriti vastuvõtlikud kuritegevuse, haiguste, vaimse ja füüsilise degenereerumise suhtes.

Kasutades sellist «teaduslikku» teooriat, pole raske teha praktilisi järeldusi poliitika ja seadusandluse osas. Et kõrgem rass on määratud valitsema, siis võõraste maade hõivamine ja sõda on tema «õigus», mis on talle antud looduse poolt. Teisest küljest on teiste rahvaste hävitamine ja tapmine heateoks inimkonnale, sest sel teel vabanetakse mittetäisväärtuslikest elementidest. Ini-

[19] С. П. Толстов, Расизм и теория культурных кругов. Сборник «Наука о расах и расизм», 1938.

mese surm näiteks tuberkuloosi tõttu on samuti heategu inimkonnale, sest see haigus pole rassistide kinnituste järgi mitte ühiskondlike tingimuste, vaid inimese puuduliku kehaehituse tagajärg. Vähe sellest — niisugusele «looduslikule valikule» tuleb teadlikult ja igakülgselt kaasa aidata. Rassi tuleb «puhastada»: hävitada mittetäisväärtuslikud olendid, kelle hulka rassistid loevad nii teised rahvad (juudid, slaavlased, neegrid, hiinlased) kui ka kapitalismile vaenulike klasside esindajad oma rahvusest. Seoses sellega peetakse vajalikuks keelata segaabielud ja sterilisatsiooni teel võtta «alaväärtuslikelt» võimalus saada lapsi.

Neid järeldusi, mis tulenevad «rassiteooriast», levitatakse laialdaselt imperialismi ikke all olevates riikides. Et rassistid panevad bioloogia ja sotsioloogia vahele võrdusmärgi (neil on isegi klassid bioloogiliseks kategooriaks, kuigi tegelikult nad on tootmisvahendite eraomanduse tekke resultaat), siis anti fašistlikul Saksamaal rassi «puhastamise» eesmärgil välja ranged seadused juutide ja tööliste kohta ning võeti ametlikult kasutusele koletislik «alaväärtuslike» inimeste kastreerimine. Ameerika Ühendriikide 36 osariigis on seadusega keelatud neegrite ja valgete vahelised abielud (Texases karistatakse selle eest kahe- kuni viieaastase sunnitööga), 15 osariigis aga on keelatud ka abielud valgete ja mongoliidide vahel.[20] Rohkem kui 30 osariigis on vastu võetud ja kehtib steriliseerimise seadus.

Ameerika Ühendriikide uusim rassism opereerib mõistega «iseloomu struktuur»: kõik inimesed, kes kuuluvad antud rahvusse, on psüühilises mõttes sarnased, omavad sama «iseloomu struktuuri».[21] Iseloomu struktuuri kuulub ka rahvuse kultuuriline omapära. Erinevalt saksa rassistidest panevad mõned ameerika rassistid seega pearõhu mitte bioloogiale, vaid psühholoogiale. Iseloomu struktuur, kuigi see ei pärandu bioloogiliselt, kandub siiski põlvest põlve muutumatult edasi. Selle põhjendamiseks väidetakse, et inimese psüühika võib muutuda ainult tema elu esimese nelja-viie aasta jooksul; hiljem psüühika «tardub» ja määrab seejärel juba inimese kogu saatuse — tema edu või ebaõnne. Et aga järgmiste põlvkondade psüühika formeerub samade tegurite mõju all kui eelmistegi põlvkondade psüühika (selliste lapsepõlve «sündmuste» mõju all, nagu imemine, esimene katse tõusta jalgadele jne.), siis jääb ka iseloomu struktuur rea põlvkondade vältel muutumatuks. Kujunevad rahvused hea ja halva psüühikaga (iseloomu struktuuriga), s. o. kõrgemad ja madalamad rahvused. Rahvused ei saa muuta oma iseloomu struktuuri; see võib muutuda ainult väliste mõjutuste toimel, teise rahvuse kaasabil.

Ameerika «psühhorassismi» iseloomulikuks jooneks on nende eesmärkide peaaegu täielik paljastatus, mille jaoks see teooria on sepitsetud. Kui tööline vaesub ja kapitalist rikastub, siis on esimesel järelikult «ebaõnnestunud» psüühika, teisel aga suurepärane iseloomu struktuur. Neegrite, indiaanlaste jt. raske olukord Ameerika Ühendriikides on nende halva psüühika tagajärg, kusjuures see psüühika pole veel jõudnud «paraneda» hoolimata läbikäimisest ameeriklastega, kellel on hea psüühika. Ameerika elulaadi pealesundimine ei ole teiste rahvaste orjastamine, vaid ainult ameeriklaste «abi» teistele rahvastele nende iseloomu struktuuri parandamiseks. Psühhorassistid lähevad isegi selleni, et väidavad, nagu kujuneks indoneesia meestel juba lapsepõlves ebaregulaarse käimaõpetamise tagajärjel välja ettevõtlikkuse puudumine, püüe sattuda teise, tugevama rahvuse alluvusse, soov olla agressiooni objektiks!

Selline rasside ja rahvaste bioloogilise ja psühholoogilise ebavõrdsuse teooria ei kannata mingit kriitikat. Teadus lükkab selle täielikult ümber. Rassistliku teooria ajaloolisest tagapõhjast ei ole mõtet rääkidagi: on üldiselt teada, et inimkonna ajalugu on eelkõige tootlike jõudude ja inimeste tootmissuhete arenemise aja-

[20] «Pravda» 2. juunist 1952, lk. 3.

[21] Н. А. Бутинов, Расизм и космополитизм в американской этнографии, «Известия Геогр. о-ва», 1951, вып. 6.

lugu, s. t. klassivõitluse, mitte aga rassivõitluse ajalugu. Ka rassiteooria antropoloogiline «alusmüür» on läbinisti võlts.

Eesrindlik teadus on tõestanud, et inimkond on oma päritolult ühtne. Inimesed tekkisid maakera mingil ühel alal ja alles hiljem, asustudes laiali üle kogu maakera, omandasid nad mõningaid väliseid erinevusi. Muuseas, kõikjal, kus leidub alampaleoliitikumi kultuuri mälestusmärke, hämmastavad nad oma ühetaolisusega, kohalike iseärasuste puudumisega kogu levikualal — see näitab, et puudus mitmesuguste inimrühmade esialgse kultuuri ebavõrdsus, kuigi seda ebavõrdsust on püüdnud «leida» kodanlikud teadlased.[22] Rass pole midagi tardunut ega muutumatut: aja jooksul ta muutus kuni rassitekke lakkamiseni. Ei rassidel ega ka antropoloogilistel tüüpidel pole olemas mingeid püsivaid tunnuseid, samuti mitte igavesti muutumatuid vaimuandeid, nagu pole ka antropoloogilisi antagonisme. Antropoloogilised piirid ei lange kunagi täiesti ühte etniliste piiridega. Rahvused, rahvusrühmad, sageli ka suguharud pole sisemiselt antropoloogiliselt ühetaolised. Rahvad paiknesid kogu inimkonna ajaloo vältel pidevalt ümber ja segunesid. Põhja-Ameerika näiteks oli üheks kõige ilmekamaks rahvaste ja rasside «ümbersulatamise» koldeks. Pideva vooluna asustusid sinna ümber ja abiellusid üksteisega inglased, iirlased, hollandlased, sakslased, prantslased, hispaanlased, portugallased, juudid, slaavlased, neegrid, hiinlased jt.

Fašistlikud antropoloogid püüavad eristada «kõrgemaid» ja «madalamaid» rasse ka väliste tunnuste alusel. Nad väidavad, et mida suurem on laubanurk, seda kõrgemasse rassi inimene kuulub. Sel puhul tuuakse näiteid, mis tõendavad, et germaanlastel on laubanurk umbes 90°, real teistel rahvastel aga väiksem, kuid ei räägita midagi sellest, et neegreil on see nurk 100°. Lugedes kolba suurt mahtu ja järelikult aju suuri mõõtmeid «kõrge» rassi tunnuseks (mis on täiesti vale, sest aju mõõtmed ei ütle midagi inimese võimete kohta), kõnelevad rassistid meelsasti sellest, et germaani rahvusrühmadel kõigub kolba suurus 1360 ja 1460 cm^3 vahemikus, indiaanlastel aga on see kõigest 1275 cm. Seejuures aga «unustavad» nad, et näiteks eskimotel on mehekolba maht üle 1560 cm^3. Teiste sõnadega, kui see tunnus tõepoolest omaks mingisugust tähtsust vaimsete võimete kindlaksmääramisel, siis tuleks arvestada asjaolu, et paljudel nn. madalamatel rahvastel on kolbad mahukamad kui nn. kõrgematel rahvastel.

Kõigi tänapäeval elavate inimeste bioloogilised ja anatoomilis-füsioloogilised iseärasused on ühesugused. Antropoloogilised tunnused ei ole mingisuguses sõltuvuses inimeste vaimsest ja tööalasest tegevusest. Pole olemas «kõrgemaid» ja «madalamaid», väärtuslikke ja alaväärtuslikke, aktiivseid ja passiivseid rasse ja

[22] С. Н. Замятнин, О возникновении локальных различий в культуре палеолитического периода, «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI, 1951, стр. 117.

rahvaid. Rasside ja kultuuri vahel pole mingit seost. Ajaloost teame, et Hiina, India, Egiptuse, Babüloonia, Peruu, Mehhiko jt. oma aja kohta kõrged kultuurid loodi väga mitmesuguste rahvaste ja rasside poolt Maa mitmesugustes paikades ja seejuures «väärtuslike» germaanlaste ja anglosakside igasuguse osavõtuta. Üksikute suguharude ja rahvaste kultuuriline mahajäämus pole sugugi nende bioloogiliste omaduste või iseloomu halva struktuuri tagajärg, vaid ajaloolise arenemise konkreetsete tingimuste resultaat. Inimesed, kes tootmise arendamises on saavutanud ühesuguseid edusamme, on ka kultuuri alal ühesuguses staadiumis, kuigi nad territoriaalselt võivad olla üksteisest väga kaugel. Nimelt just seepärast esineb rassiliselt erinevate, geograafiliselt kaugete rahvaste juures sageli hämmastav materiaalse ja vaimse kultuuri sarnasus. Kultuuri loojaks ei ole rass, vaid majandus, tootmissuhted ja teised ühiskonna arenemise tingimused, kusjuures rahvastevahelised kultuurilised ja majanduslikud sidemed viivad sellele, et kultuurisaavutused muutuvad lõpuks üldinimlikuks omandiks. Vanas Hiinas tekkis tee kultiveerimine, leiutati portselan, püssirohi, kompass, paber. Babüloonlast sai inimkond adra, Assüüriast esimese kaariku, foiniiklastelt alfabeedi, araablastelt numbrid, hindudelt male jne.

Rassiteooriat ei kummuta ainult teadus, vaid ka praktika. J. V. Stalin kirjutab: «Varem «oli kombeks» arvata, et maailm on iidsest ajast peale jagatud alamaiks ja kõrgemaiks rassideks, mustadeks ja valgeteks, milledest esimesed pole võimelised tsivilisatsiooniks ja on määratud olema ekspluatatsiooni objektiks, teised aga on ainsad tsivilisatsiooni kandjad, kes on kutsutud esimesi ekspluateerima. Nüüd tuleb see legend lugeda purustatuks ja kõrvaleheidetuks. Üheks Oktoobrirevolutsiooni tähtsamaks tulemuseks on tõsiasi, et ta andis sellele legendile surmahoobi, näidates tegelikult, et vabastatud ja nõukoguliku arenemise voolu tõmmatud mitte-euroopa rahvad pole sugugi vähem võimelised hoogsalt arendama t õ e s t i eesrindlikku kultuuri ja t õ e s t i eesrindlikku tsivilisatsiooni kui Euroopa rahvad.»[23]

Tänu partei õigele rahvuspoliitikale on NSV Liidus paljud fašistide terminoloogia järgi «madalad» ja «alaväärtuslikud» rahvad tõusnud kõige kõrgemale kultuuriastmele.

Kui olemasolevad välised erinevused inimkonna üksikute rühmade vahel olid aluseks ebaõige rassiteooria loomisel, siis majanduslike ja kultuuriliste sidemete olemasolu rahvaste vahel osutub k o s m o p o l i t i s m i propageerimise lähtepunktiks. Kosmopolitismi olemus seisab rahvuslikest traditsioonidest lahtiütlemises, rahvuslike iseärasuste alahindamises, patriotismi eitamises. Minevikus toetus kodanlus rahvuslikele loosungitele, et igal maal kindlustada oma positsiooni, kuid nüüd, imperialismi staadiumis, on rahvaste iseseisvus tõsiseks takistuseks suurte kapitalistlike monopolide võimu levikule üle kogu maailma. Seetõttu on ka järsult intensiivsemaks muutunud kosmopolitismi propageerimine.

Kosmopolitism (peamiselt inglise-ameerika autorid) toetub kaht liiki «kaa-

[23] J. V. S t a l i n, Teosed, 10. kd., lk. 235—236.

lutlustele». Esimene «kaalutlus»: tänapäeval, ülemaailmsete majanduslike seoste ajastul on sõltumatute riikide eksisteerimine samasugune ajalooline igand, nagu seda kunagi oli feodaalsete vürstiriikide eksisteerimine. Täpselt samuti nagu omal ajal feodaalsete vürstiriikide iseseisvus, on praegu väikeste ja keskmiste riikide iseseisvus majanduslikult ebaotstarbekohane ja poliitiliselt vaatekohalt «ebamugav». Lisaks sellele «takistavad» (!) rahvuslikud traditsioonid inimkonna rahulikku arenemist. Vähe sellest, «rahvuslik egoism» (s. o. rahvuslik suveräänsus) osutub sõdade põhjuseks!

Neist «teoreetilistest» väljamõeldistest tehakse järeldus: kui luua sõltumatute riikide asemele ülemaailmne üliriik ühise maailmavalitsusega, siis on lõpp ka rahvuslikel tülidel ning inimkonnale algab rahu ja õitsengu aeg. Tõlgituna variserlikust keelest üldarusaadavasse keelde tähendab see: kui allutada kogu maailm mingile ühele imperialistlikule riigile ja panna seda valitsema kapitalistid, siis algab inimkonnale rikaste ladviku ikke all sünge orjaaeg.

Teine «kaalutlus» on oma loomult esimesele lähedane: tänapäeval, ülemaailmsete kultuurisidemete ajastul elab meie planeet ühtset kultuurielu, tohutu suur arv inimesi ei tunne kiindumust ühegi rahvuse vastu ja eksisteerib ühtne maailmakultuur, mis areneb iseendast, sõltumatult ühestki klassilisest ja rahvuslikust eeltingimusest. Ameerika kosmopoliitide sõnade järgi lehvib maailmakultuuri lipp just Põhja-Ameerika mandri kohal, sest ameerika elulaad on tõeliste üldinimlike ideaalide parim väljendus. Järeldus: kuivõrd on olemas ühtne ülemaailmne kultuur, miks klammerduda siis vananenud rahvuslike traditsioonide külge? Kasulikum on loobuda rahvuslikest «eelarvamustest» ja rahvuslikust suveräänsusest, läheneda vahetult «üldinimlike» ideaalide aardekambrile, s. o. alistuda sellele rahvusele, kes kõige täielikumalt seda aardekambrit valdab.

Pole raske mõista, et kosmopolitism oma kaasaegses ameerikalikus variandis on puhtakujuline ameerika rassism. Kas saab aga maailmakultuur kui mingi ennastrahuldav, rahvuste ja klasside kohal hõljuv kultuur üldse eksisteerida? Ei, ei saa. Kultuuri loovad inimesed, kuid me ei tunne inimesi, kes ei kuulu ühtegi rahvusse, ühtegi klassi. Iga kultuuritegelane loob ja töötab alati täiesti kindlas ajaloolises olukorras. Iga inimese teaduslikud avastused ja kultuurisaavutused on tema rahva ja tema klassi arenemise täiesti seaduspäraseks lüliks, kuigi näiteks loodusteaduste objektiivne sisu ei kanna rahvuslikku ega klassilist pitsatit. Seega pole maailmakultuur midagi ennastrahuldavat, vaid kujutab enesest erinevate rahvuste ja erinevate klasside kultuuriloomingu valiku, liitumise ja üldistumise loogilist tulemust. Seepärast maailmakultuur ei eita, vaid isegi kriipsutab alla rahvuslikke iseärasusi ja juhatab igale rahvusele kätte tema koha. Inimühiskonna arenemiskäik on tõepoolest näidanud, et rahvuslikud vaheseinad aja jooksul ei kõvene, vaid hävinevad ja lagunevad.[24] Kuid reaalsed tingimused selleks, et kõik rahvused järk-järgult sulaksid üheks tervikuks, kujunevad alles pärast sotsialismi võitu kogu maailmas. Sotsialismi ülemaailmse võidu esimene etapp on varem rõhutud rahvuste õitsengu perioodiks (samuti nagu see toimub praegu NSV Liidus). Hiljem algab rahvuste järkjärguline ühtesulamine ja ühtse keele moodustumine, kusjuures see ühtne keel eksisteerib paralleelselt rahvuskeeltega, täites mugava rahvusvahelise suhtlemisvahendi funktsioone. Lõpuks, viimasel etapil toimub rahvuste lõplik ühtesulamine, rahvuskeelte väljasuremine ja ühise maailmakeele teke.[25]

Nimelt sel teel, s. o. rahvuste õitsengu kaudu sotsialismi ajal, mitte aga nende orjastamise kaudu imperialistide poolt, tekibki ühtne maailmakultuur, tõeliselt üldinimlik, rahvusteta ja klassideta kultuur. See tee on diametraalselt vastupidine teele, mida pakuvad kosmopoliidid.

245. Geograafiline determinism ja tema tuletised. Teaduse ajaloos pole vist küll ühtki teist probleemi, mida kodanlik ideoloogia püüaks nii moonutada ja vassida kui inimese ja looduse vastas-

[24] Vt. J. V. Stalin, Teosed, 2. kd., lk. 323.
[25] Vt. J. V. Stalin, Teosed, 11. kd., lk. 343—349.

tikuse mõju probleemi. Teadlaste hulgas, kes pole dialektilise materialismi positsioonidel, eksisteerib kaks teineteist välistavat arvamust geograafilise keskkonna osa kohta inimühiskonna arenemises: ühed eitavad täielikult selle keskkonna mõju, teised, vastupidi, hindavad seda üle.

Geograafilise keskkonna osatähtsuse täielik eitamine on sügavalt väär. Inimene on looduse osa, elab selles ja tal pole geograafilisest ümbrusest kuhugi minna. Sellest ümbrusest saab ta kõike, mida vajab eluks: õhku, vett, toitu, materjali elamu ehitamiseks, rõivaste valmistamiseks jne. «Kuid seni pole veel leiutatud kunsti, kuidas saaks püüda kalu veekogudest, kus kalu pole.»[26] Tähendab, küsimus pole selles, kas geograafiline keskkond mõjub inimesele, sest see mõju on täiesti vaieldamatu, vaid selles, kuidas ja missugusel määral ta mõjub.

Teine teooria, mis loeb geograafilise keskkonna mõju peamiseks inimühiskonna arenemist põhjustavaks jõuks, on tuntud geograafilise materialismi, geograafilise determinismi, ameerika geograafidel aga envaironmentalismi nime all (sõnast *environment* — keskkond, ümbritsev olukord).

Ch. L. Montesquieu seostab ühiskonda geograafiliste tingimustega ekslikult inimpsüühika vahenduse kaudu: kliima mõjub psüühikale, psüühika aga eluolule, kommetele, ühiskondlikule korrale, seadustele. «Kliima võim on maailma esimene võim.»[27] Vaatamata välisele materialistlikkusele on see teooria oma olemuselt idealistlik, sest ühiskondlike nähtuste lähtepunktiks peab ta inimese psüühikat. Kliimat peavad ajaloolise progressi otsustavaks jõuks ka kaasaegne ameerika geograaf Huntington ja inglane Markham. Viimane «tõestab», et rahvuste heaolu sõltub nende energiast, energia aga kliimast.[28] Kui looduslik kliima on ebasoodus, võib teda «parandada» kütmisega, riietusega jne. Kui kreeklased ja roomlased leiutasid keskkütte (termid), läks hegemoonia Kartaago, Egiptuse ja Babüloonia käest nende kätte; Põhja võit Lõuna üle Põhja-Ameerika kodusõjas seletub põhjapoolse kliima eelistega jne.

Montesquieu praegusaegsete järglaste peamine erinevus oma õpetajast seisab selles, et arendamata mingisuguseid printsipiaalselt uusi ideid, küllastavad nad teooriat sellise lobaga, mis Montesquieu'le 200 aasta eest pähegi ei tulnud.

Mistahes maa ajalugu lükkab täiesti ümber väite, et kliima (ja muuseas ka keskküte!) on otsustav tegur inimühiskonna arenemises. Hoolimata looduslike tingimuste, sealhulgas kliima muutumatuks jäämisest võib igal maal täheldada valitseva korra vahetumist, seaduste, eluolu ja kommete muutumist.

---

[26] K. Marx, Kapital, I kd., Tallinn, 1953, lk. 162.

[27] Де-Монтескью, Дух законов, ч. 2, кн. XIV—XVIII, изд. 2, СПБ, 1862, стр. 161.

[28] S. Markham, Climate and Energy of Nations, 1947.

H. T. Buckle kinnitas, et inimkonna materiaalset kultuuri mõjustavad kliima, mullastik ja toit, vaimset elu aga looduse üldilme.[29] Toidul on kaks ülesannet: ta hoiab keha temperatuuri vajalikul kõrgusel ja kompenseerib ainekadusid. Palava kliimaga maades pole toidu tähtsus nii suur kui paras- ja külmvöötmes, kas või juba sellepärast, et kõrge temperatuur kergendab vajaliku kehatemperatuuri säilitamist, mistõttu kuumade maade elanikud vajavad vähem toitu kui parasvöötme elanikud. Seepärast on siin elanikkonna juurdekasv kiirem, selle tagajärjel kasvab tööjõu pakkumine, töötasu aga vastavalt väheneb. See on ka rikkuste ebaühtlase jaotuse põhjuseks: «madalamad» klassid upuvad viletsusse, «kõrgemad» aga ujuvad luksuses. Lühidalt, töötasu suurus sõltub rahvaarvust, rahvaarv toidu hulgast, toidu hulk kliimast. Järelikult on kliima see, mis põhjustab inimeste ühiskondliku ebavõrdsuse. Mis puutub looduse üldilmesse, siis see avaldab mõju kujutlusele, kujundades sellega inimeste eelarvamusi, uskumusi, iseloomu jne.

Mistahes maa ajalugu lükkab ümber ka selle teesi. Teatavasti eksisteeris ühiskondlik ebavõrdsus ja eksisteerib praegugi sõltumatult klimaatilistest tingimustest.

Teiste geograafilise determinismi pooldajate — K. Ritteri, E. Reclus', L. I. Metšnikovi, G. Brunni, G. Horabbini, Huntingtoni, Renneri jt. — teosed ei anna midagi uut võrreldes sellega, mida ütlesid selle õpetuse klassikud Montesquieu ja Buckle. Erinevus on ainult selles, et kord loetakse otsustava tähtsusega teguriks üht maastiku komponenti, kord teist (nii omistas Metšnikov erilise tähtsuse jõgedele), vahel aga ka kogu maastikku tervikuna.

Selliste teooriate praktiline mõte on täiesti selge. Lugedes geograafilist keskkonda määravaks teguriks inimühiskonna arenemises, inimeste ühiskondlikus ja poliitilises tegevuses, majanduse tüübi formeerumises jne., püüdsid ja püüavad geograafid-deterministid õigustada kõiki kapitalismi pahesid kliima, maastiku ja geograafilise ümbruse «raudsete» seadustega. Järelikult ühtede vaesus ja teiste rikkus kapitalismi ajal on otseselt tingitud loodusseadustest, rahva orjastamine valitsevate klasside poolt aga toimub täielikus «kooskõlas» nende seadustega. Vähe sellest: kuivõrd ühiskondlik ebavõrdsus on geograafiliste tingimuste resultaat, jääb ta muutumatuks seni, kuni ei muutu geograafilised tingimused. Järelikult on kapitalistik kord kõigutamatu nagu loodus ise ja pole mingit mõtet tema vastu võidelda.

Rääkimata sellise «filosoofia» täielikust ebateaduslikkusest, on kerge mõista, kellele ta on kasulik ja kelle huve ta kaitseb.

Ei saa öelda, et geograafilise determinismi teoorias ei oleks mingisugust «progressi». Kui minevikus geograafid-deterministid pidasid silmas geograafilise keskkonna mõju peamiselt antud inimühiskonna *sisemisele* arenemisele, siis XX sajandi deterministid panid pearõhu riikide *välis*poliitika sõltuvusele looduslikust ümbrusest. Sel teel arenes geograafilisest determinis-

[29] Г. Т. *Бокль*, История цивилизации в Англии, т. I, гл. II, СПБ., 1866.

mist välja kurikuulus «geopoliitika» — «õpetus» poliitiliste sündmuste geograafilisest tingitusest.

Oma esialgsel kujul tõstis geopoliitika esile absurdse idee, mille järgi iga riik on elav üliolend, kelle kasvamine ja arenemine toimub omaenese seaduste järgi; seega on riigi piir bioloogiline mõiste. Riik nagu iga teinegi organism püüab olelusvõitluses kasvada ja paljuneda. Tema kasvamine toimub piiride laiendamise, paljunemine kolooniate hankimise teel. «Seadus», mis määrab paljunemise (kolooniate saamise) vajalikkuse, taandub riigi «ülerahvastusele», s. t. olukorrale, kus on olemas «rahvas ilma eluruumita».

Seega saab maadeanastamise püüd «bioloogilise» põhjenduse. Samuti loetakse «õigustatuks» ka piiride laiendamist, kui «ülerahvastatud» maakoha naabruses leidub asustamata või hõredasti asustatud võõraid maid.

Õpetus riigist kui organismist, samuti õpetus eluruumist on seotud F. Ratzeli (1897) ja R. Kjelleni (1916) nimedega. Seda teooriat vajas saksa kodanlus pärast Esimest maailmasõda, et põhjendada oma pretensioone kaotatud maade ja nendega seotud rikkuste tagasisaamisele. Arenev geopoliitika muutus «teaduslikuks» kameeleoniks, kohandades oma sisu iga antud momendi vajadustele, kuid järgides seejuures pidevalt ühtainust eesmärki: imperialistliku agressiooni «seaduspärasuse» propageerimist. Järk-järgult imes see kameeleon endasse kõik inimmõtte jätised: rassiteooria, maltusiaanluse, kosmopolitismi jne.

Kui Hitler suunas Saksamaa majanduse sõjaröövbastele, lõi geopoliitika rahva viletsa elu õigustamiseks autarkia teooria, s. o. õpetuse ideaalsest riigist, mis ei sõltu majanduslikult teistest riikidest ja milles kogu elanikkonna varustamine toimub omal jõul ja oma tooraine baasil. Seega tuli elanikkonnal «ajutiselt kannatada», kuni luuakse ideaalne riik. Samal ajal õigustas see teooria ka agressiooni, sest ideaalse riigi aluseks ei olnud territoorium, mida Saksamaa omas, vaid territoorium, mida ta oleks pidanud omama, et autarkiat teostada. Seega näeme, et autarkia teooria liitus eluruumi teooriaga.

Viimane rääkis algul rahvuse «õigusest» levida oma looduslike piirideni, s. o. geograafiliste takistusteni — mäeahelikeni, veekogudeni jne. Seni, kuni «ruumi» mõiste veel kuidagi kõlbas sõjaliste vallutuste põhjendamiseks, loeti ruumi põhiliseks geopoliitika kategooriaks. Hiljem, kui territooriumide hõivamist isegi fašistide vaatekohalt ei saanud enam õigustada eluruumi mõistega, toodi geopoliitikasse rassi kui ajaloolist ja poliitilist arenemist põhjustava jõu mõiste. Tekkis «Suur-Saksamaa» kontseptsioon, mis väga kiiresti täienes üha uute ja uute variatsioonidega.

Kontseptsioon algas väitega, et Saksamaale kuulub kogu territoorium, mis on asustatud sakslastega; veidi hiljem selgus «paratamatu tõsiasi», et Saksamaa koosseisu tuleb lülitada kõik maa-alad, millel elavad germaani rahvad. Lõpuks nõuti, et Saksamaaga tuleb ühendada ka need maad, kus sakslased elavad vähemusrahvusena, sest sakslased on «kõigem» rass ja valitsemine kuulub «õigusega» neile, hoolimata nende vähesusest.

Hitleri impeeriumi lõpul läks geopoliitika, mis vahepeal oli nihutanud oma raskuspunkti geograafiliselt determinismilt rassismile, üle kosmopolitismi ja tõstis esile panregioonide — Euraafrika, Pan-Aasia, Pan-Ameerika — idee, vihjates sellele, et fašistlik Saksamaa on valmis jagama maailmavalitsemist vaimult lähedaste fašistlike riikidega — Itaalia, Jaapani ja Ameerika Ühendriikidega.

«Blokkide teooria» ja «jõudude tasakaalu teooria» nime all on ameerika imperialismi kaasaegsed ideoloogid panregioonide teooria saksa fašistidelt üle võtnud.[30] Väikesed ja keskmised riigid, mille eksisteerimine on «ebaotstarbekohane», peavad ühinema suurteks föderatsioonideks, säilitades selle föderatsiooni koostisosana ainult kultuurautonoomia. Selliste föderatsioonide loomine «kindlustab» inimkonnale rahuliku eksisteerimise. Kuni maailmas on olemas nõrgad ja tugevad riigid, on sõjad paratamatud. Et ära hoida sõda, tuleb saavutada jõudude tasakaal, luues selliseid riikide ühendusi (blokke), mis on küll oma huvide poolest üksteisele vaenulikud, kuid samal ajal on oma sõjalise ja

[30] Ю. Н. Семенов, Фашистская геополитика на службе американского империализма, 1949.

majandusliku võimsuse poolest võrdsed. Selliste blokkide olemasolu «kõrvaldab» sõjaohu; ühetugevustel vastastel on mõttetu sõdida, sest ükski neist ei või loota edule.

Jõudude tasakaalu kehtestamise ja sõdade ärahoidmise ettekäändel püüavad imperialistlike riikide reaktsioonilised jõud ette valmistada uut sõda NSV Liidu ja rahvademokraatiamaade vastu.

246. Geograafilise keskkonna tõeline osa ühiskonna arenemises. Geograafiline determinism teeb inimühiskonna ja geograafilise keskkonna vastastikuse mõju küsimuses kaks suurt viga. Esiteks väidab ta, et geograafiline keskkond mõjutab inimühiskonda otseselt, vahetult. Teiseks vääraks teesiks on, et geograafiline keskkond määrab inimühiskonna arenemise suuna ja järelikult osutub inimkonna ajaloos otsustavaks, peamiseks jõuks.

Esimene väide on ebaõige sellepärast, et inimene ei avalda loodusele mõju üksikult, vaid koos teiste inimestega, kusjuures selle koosluse liikmete vahel kujunevad välja erilised vastastikused suhted. Ühiskondlike suhete kaudu teostubki inimese mõju loodusele. Seetõttu ei saa ka loodus mõjuda inimesele otseselt, vaid ainult kaudselt, ühiskondlike suhete vahendusel. Geograafiline keskkond mõjub inimesele ühiskondliku keskkonna kaudu.

Niisama selge on ka teise teesi ekslikkus. J. V. Stalin ütleb: «Geograafiline keskkond on vaieldamatult üks ühiskonna arenemise alatisi ja paratamatuid tingimusi ja ta mõjutab muidugi ühiskonna arenemist, — ta kiirendab või aeglustab ühiskonna arenemise käiku. Kuid tema mõju pole m ä ä r a v mõju, sest ühiskonna muutumine ja arenemine toimub võrratult kiiremini kui geograafilise keskkonna muutumine ja arenemine. Kolme tuhande aasta kestel on Euroopas jõudnud vahetuda kolm erisugust ühiskonnakorda: ürgkogukondlik kord, orjanduslik kord ja feodaalne kord; Euroopa idaosas, NSV Liidus, on aga vahetunud koguni neli ühiskonnakorda. Kuid sellesama ajajärgu kestel ei ole geograafilised tingimused Euroopas kas üldse muutunud või on muutunud niivõrd tühisel määral, et geograafia ei taha sellest rääkidagi. See on ka arusaadav. Geograafilise keskkonna vähegi suuremaiks muutusteks on tarvis miljoneid aastaid, kuna isegi suurimaiks muutusteks inimeste ühiskondlikus korras piisab mõnest sajast või paarist tuhandest aastast.

Sellest järeldub aga, et geograafiline keskkond ei saa olla ühiskonna arenemise peapõhjuseks, m ä ä r a v a k s põhjuseks, sest see, mis jääb peaaegu muutumatuks kümnete tuhandete aastate kestel, ei saa olla arenemise peapõhjuseks sellele, mis elab üle põhjalikud muutused sadade aastate jooksul.»[31]

Peamiseks ühiskonna arenemist tingivaks jõuks on elatusvahendite tootmise viis, materiaalsete hüvede tootmise viis, mis hõlmab nii ühiskonna tootlikke jõude (tootmisvahendeid ja inimesi) kui ka inimestevahelisi tootmissuhteid. Tootmine on alati muutumise olukorras ja kutsub esile kogu ühiskondliku korra muutumise.

[31] J. S t a l i n, Leninismi küsimusi, Tallinn, 1952, lk. 514–515.

Inimühiskonna arenemistase määrab kindlaks vahendid, millega inimene mõjub loodusele, ja selle mõju iseloomu. Siit järeldub, et geograafilise keskkonna mõju ühiskonnale on viimase erinevail arenemisastmeil erinev. Inimese üha kasvavat mõju loodusele nimetatakse inimese valitsemiseks looduse üle, looduse alistamiseks, inimese sõltuvuse vähendamiseks geograafilisest keskkonnast. See ei tähenda aga sugugi, et aja jooksul inimene eraldub üha suuremal määral loodusest, arvestab loodust üha vähem, lakkab olemast tema lahutamatu osa, tõuseb loodusest kõrgemale. Alistada loodust, vähendada oma sõltuvust temast — see tähendab tunnetada looduse seaduspärasusi, lakata olemast pimeda stiihia mängukann, osata teostada muutusi looduslike nähtuste käigus, ette näha nii lähemaid kui ka kaugemaid tagajärgi, mida toob kaasa aktiivne vahelesegamine looduslikesse protsessidesse, kasutada loodusseaduste tundmist selliselt, et geograafiline keskkond teeniks inimühiskonna kiireima arenemise eesmärki. Kogu meie valitsemine looduse üle, märgib Engels, «seisab selles, et erinevalt kõigist teistest olenditest oskame meie tema seadusi tunnetada ja neid õigesti kasutada.»[32] See aga ei vii inimese ja looduse vaheliste seoste nõrgenemisele, vaid sellele, et need seosed pidevalt muutuvad mitmekülgsemaks, sügavamaks ja tihedamaks.

247. Inimühiskonna mõju geograafilisele keskkonnale. Looduse seaduspärasuste teaduslik tunnetamine on ainult üheks eelduseks, et inimene tõeliselt alistab looduse. Teiseks eelduseks on inimühiskonna vastav arenemistase. Kui vaadelda kogu inimkonna ajalugu tervikuna, siis ilmneb täiesti selgelt inimese üha kasvav mõju looduslikele protsessidele. Engels kirjutab, et inimene «mitte üksnes ei asustanud ümber mitmesuguseid taime- ja loomaliike, vaid muutis ka oma elukoha välisilmet ja kliimat. Taimi ja loomi muutis ta isegi niisugusel määral, et tema tegevuse resultaadid võivad kaduda alles koos maakera üldise väljasuremisega».[33] Selline on üldkokkuvõttes inimese mõju loodusele. Siiski tuleb veel kord alla kriipsutada, et selles üldises kokkuvõttes on vaja rangelt eristada iseärasusi inimühiskonna ja geograafilise keskkonna vastastikuses mõjus, mis on omased inimühiskonna erinevatele arenemisastmetele.

Inimtegevuse iseloomu, intensiivsuse ja eesmärgi erinevused loodusliku ümbruse suhtes torkavad eriti selgesti silma selliste antagonistlike ühiskondlike süsteemide vastandamisel, nagu kapitalistlik ja sotsialistlik süsteem.

Kapitalismi ajal on looduse mõjutamise eesmärgiks lähimate, otseste töötagajärgede saamine sõltumatult sellest, mis saab pärast. Teiste sõnadega — kapitalismile on omane loodusrikkuste rööVellik hävitamine. Kapitalismile iseloomulik tootmise anarhia annab sellele hävitamisele samuti anarhilise iseloomu. Põllundu-

[32] Ф. Энгельс, Диалектика природы, 1952, стр. 141.
[33] Sealsamas, lk. 14.

ses näiteks ei ole määravad teaduse nõudmised, vaid turuhindade stiihiline kõikumine; kasvatatakse esmajoones seda, mille järele antud ajal ja antud kohas on suurim nõudmine. Järelikult ei saa olla juttugi mulla viljakuse taastumiseks vajalikust kultuuride vaheldumisest. Brasiilia kirdeosas monokultuurina kasvatatav suhkrupilliroog on lisaks mulla kurnamisele vähendanud kohalikke toiduainete ressursse miinimumini, nii et siin 50% elanikest sureb alla 30 eluaastat.[34] Ameerika Ühendriikide kaguosas on aastakümnete jooksul kasvatatud puuvilla ja tubakat, Kesk-Lääne rohtlates nisu; Kaug-Lääne rohtlad on hoogsalt areneva loomakasvatuse rajoon, kus loomade arv on suurenenud sellise määrani, et karjamaade ülekoormatuse tõttu kaob igasugune võimalus rohu looduslikuks taastumiseks ning rohtla muutub kõrbeks.[35] Mulla viljakuse langemine, karjamaade ja künnimaade kurnamine, metsade raiumine — kõik see on tunduval määral monokultuurilise süsteemi tagajärg ja viib mulla niiskuse säilitamise ja kogunemise keskuste hävimisele, mullaerosiooni ja teiste kahjulike nähtuste arenemisele.

Isegi võimsate tehniliste vahendite olemasolul piirab eraomand inimese mõju loodusele kapitalistlikus ühiskonnas. Miljoneist eraomanikest iga üksik ei suuda teha midagi võitluses loodusjõududega, ühinemist selleks võitluseks aga takistavad erahuvide erinevused. Peale selle, mida rohkem areneb kapitalism, seda suuremal arvul väikesi eraomanikke ja maavaldajaid muutub rentnikeks ja töölisteks; rentnik aga ei ole huvitatud kapitalimahutustest, sest tal puudub veendumus, et need end õigustavad enne renditähtaja lõppemist.

Sotsialistlikus ühiskonnas on looduse mõjutamise eesmärgiks kogu rahva heaolu kindlustamine; tal on ratsionaalne, plaanipärane iseloom. Geograafiliste maastike muutmine toimub nii, et see oleks kasulik kõigile rahvamajandusharudele ja et looduses selle tagajärjel ei vabaneks inimesele kahjulikke stiihilisi jõude. NSV Liidus pole eraomandit, mis takistaks suurte, kogu rahva hüvanguks teostatavate riiklike ürituste elluviimist. Seepärast pole ka looduse mõjutamise ulatus sotsialismi tingimustes millegagi piiratud.

Tagajärgi, mida kutsub esile nii inimese teadlik kui ka ebateadlik mõju loodusele, on võimatu tõepäraselt seletada, kui me ei pööra tähelepanu ühiskondliku korra erinevustele. Teatavasti soodustavad (kindlates looduslikes tingimustes) sellise reljeefivormi nagu ovraagi teket järskude nõlvade üleskündmine, loomade karjatamine, mis hävitab mulda kinnistava taimkatte, vagude ja veeuurete olemasolu, mis kergendab paduvihma- ja lumesulavete koondumist, jne. Kõiki neid ovraagide tekkimist ja kasvamist soodustavaid tegureid esineb väga arvukalt kapitalistliku korra tingimustes. Kapitalistlikele maadele, kus esineb mõisamajand, on iseloomulik talumaa vähesus ja lapimaasüsteem, mis sunnib talupoegi üles kündma järske nõlvu, karjatama loomi ebasobivatel

[34] Ж. де Кастро, География голода, 1950, стр. 91, 132.
[35] Л. Я. Зиман, Хищническое уничтожение природного плодородия почв в США, «Известия АН СССР», серия геогр., 1951, № 1.

aladel (sealhulgas ovraagides ja balkades) ja rajama hulgaliselt piirivagusid tibatillukeste maatükkide vahele. Selle tulemusena ovraagid üha kasvavad ja katavad tiheda võrguna hiiglasuuri alasid, lõhestades «haavadena» terveid geograafilisi piirkondi.

Sotsialistliku korra tingimustes väheneb ovraagide teke järsult isegi ilma mingite eriliste tehniliste abinõude rakendamiseta, korra enda iseärasuste tõttu. Võimsate maamassiivide loomine kolhoosides ja sovhoosides, maavähesuse ja lapimaasüsteemi likvideerimine tingisid sadade tuhandete piirivagude hävitamise. Langes ära vajadus erodeeritud nõlvade ülesharimiseks ja loomade karjatamiseks neil nõlvadel. Sellele kõigele lisanduvad veel spetsiaalsed abinõud mullaerosiooni vastu (näiteks metsastamine), mida teostatakse üheaegselt suurtel territooriumidel kümnete tuhandete ruutkilomeetrite ulatuses. See tagab kasutuselevõetud abinõude maksimaalse efektiivsuse. Kapitalistlikus ühiskonnas on see täiesti mõeldamatu, sest selleks oleks vaja paljude maavaldajate erinevate huvide ühendamist, mis on aga saavutamatu.

Järgmistes paragrahvides püüame üldjoontes selgitada, pidades silmas peamiselt küsimuse tehnilist külge, missugused on võimalused Maa maastikulise sfääri ja selle üksikute komponentide mõjutamiseks inimese poolt ja missugused on selle mõjutamise tagajärjed. Spetsiaalselt peatume looduse ümberkujundamisel NSV Liidus.

248. Inimene ja maakoor. Kirjeldades tasaseid ja siledaid steppe, oma ühetoonilisusega väsitavaid avarusi, pöörab uurija tahtmatult tähelepanu mikroreljeefivormidele: üksikutele küngastele, madalatele lohkudele jne. Ja nende vormide kirjeldamine pole kunagi kasutu, sest nende olemasoluga seletuvad paljud maastiku karakteersed jooned ja iseärasused: mullastiku ja taimkatte mosaiiksus, pinnase- ja põhjavete jaotus, paljude biotsönoosid ilme jne.

Kui juba termiitide hiigelehitused Lõuna-Aafrikas on tähelepanuväärseks maastikuliseks iseärasuseks, siis seda enam pälvivad tähelepanu (nii iseenda kui ka oma mõju tõttu) need maapinna ebatasasused, mis on tekkinud inimtegevuse resultaadina. Eksisteerib arvamus, et inimene ei mõjuta reljeefi. Lähemal vaatlemisel selgub, et see arvamus on täiesti põhjendamatu.

Sküüdid, kes valitsesid VIII—II sajandil e. m. a. Musta mere äärsetes steppides Dnepri ja Doni vahelistel aladel, ehitasid sinna kõrgeid kurgaane. Need kurgaanid on rajatud kõrgematele kohtadele ja torkavad seetõttu juba kaugelt silma, moodustades stepireljeefi huvitava elemendi. Nad kujutavad enesest 6—12 m (mõnikord kuni 20 m) kõrgusi laugete nõlvadega kuhjatisi või tömpkoonuseid, mille tipus olevat süvendit ümbritseb hobuserauakujuline vall. Esimesed olid hauapaigad, teisi aga kasutati tõenäoliselt vahitornidena. Ainuüksi Poltaava oblastis loendatakse umbes 8000 kurgaani.

Väga mitmesugused ehitised, alates harilikust muldonnist kuni egiptuse püramiidideni, katedraalideni ja kõrgete tornideni, kuuluvad erilise «kunstliku reljeefi» hulka, millel on niisama suur tähtsus kui mõõtmetelt samasugustel loodusliku reljeefi vormidel. Cheopsi püramiid (147 m), Moskva Riikliku Ülikooli hoone

(242 m) ja Eiffeli torn (300 m) võivad kõrguse poolest võistelda iga Valdai kõrgustiku kõrgendikuga, Empire State Building (380 m) New Yorgis aga ületab 15 m võrra Valdai «mägede» kõrgeima punkti.

Inimene muudab reljeefi nii oma rahuaegse kui ka sõjalise tegevusega. Sajad ja tuhanded kilomeetrid tranšeesid ja tankitõrjekraave, hiiglasuured mürsulehtrid, blindaažid ja teised fortifikatsiooniseadmed avaldavad mõju looduslike protsesside kulgemisele. Kui juba sügavast rattajäljest stepiteel piisab ovraagi tekkimiseks, siis kuivõrd efektiivsemad on selles suhtes sügavad ja pikad kaevikud!

Vaatamata sellele, et inimene tekitab Maa pinnale rohkesti ebatasasusi, nõustume Lyelliga[36] ja loeme ta peamiselt maapinda tasandavaks teguriks, sest kunstlike positiivsete reljeefivormide loomiseks saab ta materjali harilikult looduslike ebatasasuste hävitamise või süvendite rajamise teel. Süvendid (näiteks mahajäetud lahtised kivimurrud) täituvad otsekohe veega, muutuvad tiikideks või järvedeks ja teevad seejärel läbi arenemistsükli, mis lõpeb maapinna tasandumisega. Maakide, kivisõe ja soola tootmine loob maa alla suuri tühikuid, millede näidetena võib nimetada Donbassi kaevandusi ning maa-aluseid koopaid ja saale Wieliczka soolakaevandustes või Hibiinide apatiidikaevandustes.

Odessa linna alla ja lähistele on paljude aastate jooksul toimunud ehituskivi maa-aluse tootmise tagajärjel moodustunud avarad katakombid; mõningate maa-aluste käikude pikkus ulatub seal mitme kilomeetrini.

Inimese ja maakoore vastastikustel suhetel on väga mitmekülgne iseloom.

Inimese geokeemiline tegevus avaldub rea elementide väljatoomises maapõuest, nende muundamises, ümberjaotamises ja hajutamises. Inimene valmistab suurel hulgal selliseid metalle, mida varem vabal kujul Maal ei eksisteerinud (alumiinium). Uuteks, mitte looduse, vaid inimese poolt loodud metallideks on mitmesugused sulamid, mida kaasaegses tehnikas tuntakse umbes 8000. Laboratooriumides on kunstlikult saadud mitu tuhat räni-orgaanilist ühendit, mida ei esine looduses. Maapõuest saadud elementide hulga kohta pole täpseid andmeid (sest enne XV sajandit puudus igasugune statistika), kuid võib öelda, et inimene on maapõuest välja toonud vähemalt 50 miljardit tonni süsinikku, 2 miljardit tonni rauda, 20 000 tonni kulda, 20 miljonit tonni vaske jne.[37]

Süsinik eraldub atmosfäärist ja pöördub sinna tagasi kahel teel: orgaaniliste ja anorgaaniliste reaktsioonide kaudu. Murenemisprotsessid seostavad CO_2, vähendades atmosfääris sisalduva süsiniku hulka igal aastal 1—2 miljardi tonni võrra. Protsessid,

[36] Ч. Лайель, Основные начала геологии, т. II, М., 1866, стр. 445.
[37] А. Е. Ферсман, Геохимия, т. II, 1934, стр. 298.

mille kaudu süsinik pöördub atmosfääri tagasi (gaasiallikate tegevus, vulkanism), on võrreldamatult väiksema ulatusega. Anorgaaniliste reaktsioonide tulemusena CO_2 hulk atmosfääris kogu aeg väheneb. Ka taimed neelavad atmosfäärist igal aastal umbes 17 miljardit tonni süsinikku. Loomad neelavad samuti CO_2, sest nad söövad taimi. Süsinik pöördub atmosfääri tagasi organismide hingamisel ja organismide jäänuste lagunemisel. Kuid taimede ja **loomade jäänuste** mineralisatsioon pole sageli täielik (moodustuvad turvas, süsi ja nafta), nii et ka orgaanilised protsessid tingivad CO_2 hulga vähenemist atmosfääris. Siin segab vahele inimene. Põletades naftat, sütt ja turvast, tagastab ta igal aastal atmosfääri umbes 1,5 miljardit tonni süsinikku, kompenseerides sellega täielikult murenemisprotsessist tingitud CO_2 kadusid.

Pidurdades atmosfääri süsinikust vaesumise protsessi, avaldab inimene tohutut mõju kliimale, taimede elule jne. Seejuures on inimmõju sfääri haaratud kogu planeet.

Oma põllumajanduslikus tegevuses harib inimene igal aastal üle 3000 km³ mulda ja muudab rea abinõudega loodusliku mulla kultuurmullaks, s. o. kehaks, mida ei eksisteerinud looduses enne inimest.

249. Inimene ja vesi. Vesi on inimesele vajalikuks elamise ja teiste inimestega sidepidamise vahendiks. Seetõttu avaldas inimene juba kauges minevikus maa veeressurssidele mõju nende ärakasutamise, ümberjaotamise või eemaldamise (kahjuliku liigvee olemasolu korral) teel.

Juba ammu rajati kuivade alade niisutamiseks niisutuskanaleid, -kraave ja veehoidlaid, samuti kaeve. Eriti suure ulatuse aga omandas inimese irrigatsioonialane tegevus möödunud sajandil. Tänapäeval hõlmab kunstlik niisutus vähemalt 100 miljonit hektarit.[38] On maid, kus kunstlikult niisutatakse peaaegu kogu külvipinda; nii on Egiptuses 96% kogu külvipinnast kunstlikult niisutatav.[39] Indias moodustas riikliku niisutusvõrgu pea-, haru- ja jaotuskanalite kogupikkus 1931. aasta lõpul 117 000 km.[40]

Soistel aladel suunab inimene oma energia pinnase kuivendamisele, et saada põllumajanduslikuks kasutamiseks sobivaid maid. Kogu maakera ulatuses on kuivendatud juba 40—50 miljonit hektarit, kusjuures see pindala kasvab iga aastaga. Soomassiivid asenduvad põldude ja rohumaadega. Vastavalt tehnika arenemisele hakkab inimene tegutsema üha julgemalt: ta mitte ainult ei eemalda soodest vett, vaid hävitab isegi terveid veekogusid, muutes neid põllumajanduslikult kasutatavateks maismaa-aladeks. Umbes 60% Hollandi pindalast on inimkäte poolt loodud ajaloo-

[38] 1957. aasta andmeil on kunstlikult niisutatud ligikaudu 120 miljonit hektarit. *Tõlk.*

[39] Г. Ковалевский, «Известия Геогр. о-ва», 1940, вып. 6, стр. 789; М. И. Львович, Элементы водного режима рек земного шара, 1945, стр. 15.

[40] L. D. Stamp, Asia, London, 1946, p. 205.

lise perioodi jooksul. Esimesed, veel üsna primitiivsed tammid ehitati seal XI sajandi algul. XVI ja XVII sajandil kuivendati paljud järved ja tiigid Põhja- ja Lõuna-Hollandis. Kuni XIX sajandini asus Hollandis Haarlemi, Amsterdami ja Leydeni vahel järv. Aastail 1840—1853 pumbati temast vesi aurupumpade abil välja. Praegu on järve asemel ca 200 km² viljakandvat maad («polderid»), mis on viljapõldude ja niitude all. Polderid asuvad keskmisest meretasemest umbes 4 m allpool ja on merest eraldatud kaitsetammidega.

Mõnikord inimene ei hävita järvi, vaid hoopis loob neid. Kunstlike järvede kategooriasse kuuluvad tiigid, mida kuivadel aladel rajatakse niisutusvee saamiseks, niisketel aladel aga kalakasvatuse otstarbeks (näiteks peegelkarbi kasvatamiseks). Tammide ehitamisega (hüdrotehniliste ehituste puhul) ujutatakse üle suured maa-alad ja tekivad suuremõõtmelised veehoidlad. Nii hõlmab Colorado jõele Musta kanjonisse ehitatud 220 m kõrguse Hooveri paisu taha tekkinud veehoidla 650 km², Volga veehoidla (Moskva meri) 327 km², Rõbinski veehoidla 4700 km². Võgozero pindala oli enne Valge mere—Balti mere kanali rajamist 500 km². Pärast Võgi jõe väljapääsu tõkestava paisu ehitamist kasvas järve pindala 1200 ruutkilomeetrile. Suure kunstliku järve või paljude väikeste järvede loomine veehoidlatena mingil maa-alal ei tähenda ainult vee ja maismaa pindala ümberjaotumist. See tähendab ka mõningat kliima muutumist niiskuse suurenemise ja aastaste õhutemperatuuri kõikumiste vähenemise näol, samuti kohaliku õhutsirkulatsiooni muutumist, rääkimata järvetaimestiku ja -loomastiku ilmumisest.

Inimese poolt kunstlikult loodud jõed (kanalid, niisutuskanalid) erinevad looduslikest jõgedest oma sirgjoonelisuse poolest, sest nende põhja ja kaldaid kaitstakse uhtumise eest sageli kivi- või betoonvooderdisega. Džungaaria Alataus aga oli autoril võimalus näha suuri, paljude kilomeetrite pikkusi mahajäetud arõkke, mis millegi poolest ei erinenud looduslikest jõgedest: vesi uhtus arõki kaldaid, arõkk oli looklev ja sarnanes jõega, tema poolt kujundatud oru veerudel aga leidus isegi terrasse.

Inimene on rajanud rohkesti suuri kanaleid. Piisab selliste grandioossete ehituste meenutamisest, nagu Valge mere—Balti mere kanal (pikkus 227 km) oma 19 lüüsiga, Moskva—Volga kanal (127 km), V. I. Lenini nimeline Volga—Doni laevatatav kanal (101 km), Pekingit Hangzhouga ühendav Suur kanal (Yuhe) Hiinas (umbes 1500 km).[41]

Ülemaailmne tähtsus on Suessi ja Panama kanalitel.

Jõed, millest lähtuvad niisutuskanalid, ei jõua sageli oma loodusliku suudmeni, sest nende vesi kasutatakse ära niisutamiseks. Inimene peatab seega protsessi loodusliku käigu. Nii on olukord näiteks Murgabi, Tedženi, Zeravšani jt. jõgedega.

[41] Seda kanalit ehitati VI sajandist XIII sajandini.

Jõele 20—40 m kõrguse paisu ehitamine toob kaasa kogu ülalpool paisu oleva jõelõigu ja jõgikonna osa erosioonibaasi tõusmise 20—40 m võrra. Sellega kaasnevad ka kõik erosioonibaasi tõusuga seoses olevad nähtused: voolu aeglustumine, akumulatsiooni ja küljeerosiooni tugevnemine jne. Seega inimmõju jõe elule ja tegevusele ei piirdu ainult mingi konkreetse kohaga, vaid ulatub suurtele aladele. Seda fakti ei tule alahinnata, kuid ka mitte ülehinnata, küll aga tuleb sellest teha kaugeleulatuvaid praktilisi järeldusi. Seda mõtet illustreerib järgmine näide.

Kui vooluteele, mida iseloomustab ühtlane voolamine[42], püstitada pais, siis voolamine muutub ebaühtlaseks ja voolu sügavus paisu suunas suureneb kogu aeg, ületades üha suuremal määral normaalset sügavust. Paisust ülalpool moodustab vaba voolupind nõgusa, paraboolile lähedase kõvera, mis asümptootiliselt läheneb ühtlase voolu pinnale. Seda vaba pinna vormi nimetatakse tulvakõveraks. Nagu tõestatakse hüdraulikas, ulatub tulv vastuvoolu teoreetiliselt lõpmatuseni.[43] Meie kaalutlus, mille kohaselt paisu mõju avaldub kogu ülalpool paisu paikneva jõgikonna osa ulatuses, on seetõttu teoreetiliselt laitmatu. Siiski on ilmne, et ülesvoolu tulva mõju nõrgeneb. Teatavas kauguses paisust muutub ta niivõrd väikeseks, et kaob teiste mõjude hulgas täielikult ja muutub praktiliselt nulliks, mistõttu talle pole üldse enam vaja tähelepanu pöörata.

Tulva mõju loetakse lõppenuks, kui temast tingitud sügavuse muutus ei ületa mingit antud väikest ühikut, näiteks 1 cm.

Tulvakõvera arvutamiseks ja konstrueerimiseks on palju meetodeid. Meie üldiste kaalutluste jaoks on ükskõik, missugust neist meetoditest tuua näitena. Piirdume resultatiivse osaga Poiret' meetodist, mis on välja töötatud tulvakõvera konstrueerimiseks looduslikus sängis voolavate väga väikese languga jõgede puhul. Poiret' võrrandist ilmneb, et paisu ja tulvakõvera lõpu vaheline horisontaalne kaugus L, s. o. kaugus, mille ulatuses praktiliselt avaldub paisust tingitud tulva mõju, on $\frac{2z}{i_0}$, kus z on erinevus vee normaalse sügavuse ja paisu juures esineva sügavuse vahel ja i_0 on jõe lang.[44] Kui näiteks jõe normaalne sügavus $h_0=2$ m, sügavus paisu juures $h=4$ m ja jõe lang $i_0=0{,}0001$, siis $z=h-h_0=2$ m ja

$$L = \frac{2z}{i_0} = \frac{2 \cdot 2}{0{,}0001} = 40 \text{ km}.$$

---

[42] Ühtlane voolamine on võimalik ainult siis, kui voolusängi ristlõige, põhja kallakus, ebatasasuse aste ja vooluhulk on püsivad. Need tingimused on enam-vähem täidetud ainult kanalites. Kui üks või mitu neist elementidest muutuvad, on voolamine ebaühtlane.

[43] Л. С. Лейбензон, Д. С. Вилькер, П. П. Шумилов, В. С. Яблонский, Гидравлика, изд. 2, 1934, стр. 191.

[44] В. Н. Евреинов, Гидравлика, изд 3, Л. — М., 1939, стр. 530—531.

Langu i_0=0,000045 puhul võrdub kaugus L umbes 90 kilomeetriga. Teiste sõnadega, mida väiksem on jõe lang, seda kaugemale ülesvoolu ulatub tulva mõju.

Neid andmeid tuleb silmas pidada olulise korrektiivina deduktiivsetele järeldustele paisu mõju kohta jõeerosioonile.

See, mida inimesed on juba teinud, ei ammenda kaasaegse tehnika võimalusi, eriti sotsialistliku ühiskonna tingimustes. Hiljuti tegi M. Davõdov ettepaneku rajada Obile (allpool Irtõši suuet) 78 m kõrgune pais. Selle paisu taha kujuneks hiiglasuur veehoidla, mille pindala (250 000 km²) ületaks seitse korda Aasovi mere pindala. Uue «Siberi mere» veed ulatuksid kuni Araali-Kaspia madaliku ja Lääne-Siberi vahelise veelahkmeni (Turgai lavamaani).

Kui rajada läbi Turgai lavamaa 820 km pikkune kanal, pääsevad Obi veed lavamaa lõunanõlvadele ja sealt piki vanade jõgede ammukuivanud sänge ja olemasolevaid jõgesid Kesk-Aasiasse ja Kasahstani. Siberi mere säilitamiseks soovitatakse luua Jenisseile veehoidla, tõkestades jõge paisuga allpool Kivise Tunguska suuet, ja 60—100 km pikkuse kanali abil suunata Jenissei veed Siberi merre. Projekti teostamisel oleks võimalik suunata põhjast Kesk-Aasiasse ja Kasahstani igal aastal üle 300 miljardi kuupmeetri vett, mis võimaldaks niisutada 40 milj. ha ja veestada 30 milj. ha kõrbealasid.

Sotsialistliku ühiskonna tingimustes on M. Davõdovi projekt täiesti teostatav, muidugi kui meie maa loeb sellise ürituse kõigi tema mitmesuguste tagajärgedega majanduslikult otstarbekohaseks.[45]

250. Inimene ja kliima. Kui inimesed elavad hulgaliselt koos, siis mõjutavad nad juba üksnes sellega kliimat. Suured linnad on nii talvel kui ka suvel oma ümbrusest kuni 2—3° võrra soojemad. Suvel on selle põhjuseks sillutise ja ehitiste tugev soojenemine, talvel elamute kütmine. Leningrad on keskmiselt 0,5—0,9° võrra, Moskva ja Tbilisi 0,8° võrra, New York 1,1—1,8° võrra oma ümbrusest soojem. Selle asjaolu tähtsust illustreerime näitega, et kui linn on oma ümbrusest soojem 1° võrra, siis oleks inimene nagu asetanud linna 100—150 km ekvaatorile lähemale või vähendanud tema asukoha absoluutset kõrgust 150—170 m võrra.

Võrreldes Sileesia ja Moraavia aasta keskmisi temperatuure aastail 1851—1900 ja 1896—1920, võime täheldada temperatuuri üldist tõusu. Eriti tugev kliima soojenemine ilmneb Ostrava ümbruse linnades ja tööstuskeskustes: aasta keskmine temperatuur oli seal aastail 1896—1920 0,7° kõrgem kui aastail 1851—1900 (selles rajoonis hakkas tööstus arenema aastail 1895—1900). Mida kaugemale sellest keskusest, seda väiksem on temperatuuride erinevus vaadeldavatel perioodidel. Nii osutub, et Český Těšinis tõusis temperatuur kõigest 0,3°. Eriti selgelt ilmneb keskmiste temperatuuride kasv aastaaegade kaupa, nagu seda näeme Ostrava andmetest:

Aastad	Kevad	Suvi	Sügis	Talv
1851—1900	7,2°	17,0°	8,4°	—2,0°
1896—1920	8,2°	18,7°	7,4°	—0,6°
Erinevus	1,0	1,7	—1,0	1,4

Talvine temperatuuri tõus tööstuslinnades seletub veeauru kon-

[45] Vt. ka А. И. Дзенс-Литовский, К вопросу об использовании вод великих сибирских рек, «Географический сборник», VI, М.—Л., 1954.

denseerumisega ja udude tekkimisega, sest seal satub õhku palju tolmuosakesi (kondensatsioonituumi).[46]

Inglismaal paisatakse aastas õhku üle 2 miljoni tonni tahma; oma kuulsate udude eest võlgneb London tänu kondensatsioonituumade küllusele, sest 1 m^2 suurusele pinnale langeb seal 1 kuu jooksul 12 g tahma, mis 1 km^2 kohta moodustab 144 tonni aastas.

Oaasides, mis rajanevad kunstlikul niisutusel, loob inimtahtel tekkinud vee- ja taimkatteküllus naabruses oleva kõrbe kliimast täiesti erineva kliima. Suvel on oaasi päevane temperatuur kõrbe temperatuurist 5—6° võrra madalam, öine temperatuur aga 5—6° võrra kõrgem. Seega on õhutemperatuuri ööpäevane amplituud oaasis 10—12° võrra väiksem kui kõrbes.

Söe, turba ja nafta põletamisel rikastub atmosfäär süsiniku poolest. Selle rikastumise mõju kui inimtegevuse mõju kogu maakera kliimale käsitlesime paragrahvis 248.

Kaasaegne tehnika ei võimalda päikeseenergia bilansi, Maa veeringe ega atmosfääri tsirkulatsiooni muutmist. Et aga kliima on nende protsesside ja maapinna vastastikuse mõju tagajärg, siis viimase ulatuslik muutmine muudab oluliselt ka kohalikku kliimat. Kliimat mõjustatakse näiteks metsade istutamise või raiumisega, veekogude ja soode kuivendamisega, maa-alade üleujutamisega, spetsiaalsete põllukaitseistandike rajamisega jne.

Pole kahtlust, et tulevikus võib inimene aatomienergia abil muuta meteoroloogilisi protsesse, luua madalrõhualasid (analoogiliselt sellele, mis tekkis aatomipommi katsetamisel New Mexicos 16. juulil 1945. aastal) ja avaldada seega kas või lühiajalistki mõju atmosfääri tsirkulatsioonile.[47]

251. Inimene ja taimed. Inimese mõju orgaanilisele loodusele on mõõtmatult mitmekülgsem tema mõjust anorgaanilisele loodusele. Eriti peab see väide paika taimestiku suhtes.

Inimene ekspluateerib loodust kahel viisil: ta kas võtab looduselt kõik vajaliku ilma midagi tagastamata või hoolitseb ühtlasi ka võetu tagastamise eest.

Inimese hävitav mõju taimestikule on nii suur, et seda on raske arvestada.

Ajaloolise ajastu algul katsid metsad 80% Moraavia ja Sileesia territooriumist, tänapäeval kõigest 29%. Tacituse andmetel hõlmasid roomlaste ajal tihedad metsad 70—75% kogu Saksamaa pindalast. Kaasajal ei ületa metsade pindala seal 25%. Selle ajavahemiku jooksul on toimunud mitte ainult metsade kvantitatiivne vähenemine, vaid ka nende koostise muutumine: okasmetsi on nüüd palju rohkem kui lehtmetsi, kuna veel XIV sajandi algul oli olukord selles osas vastupidine.

---

[46] F. Kolaček, L'influence de l'activité humaine sur le climat de la Moravie et de la Silesie. Zbiòr prac, poświęcony E. Romerowi, Lwòw, 1934.

[47] «Метеорология и гидрология», 1946, № 2.

5000 aasta eest katsid suured metsad ja sood ala, mis ulatus Jangtsest põhja poole kuni Yingshanini. Praegu aga pole seal peaaegu üldse metsi.[48]

300 aastat tagasi oli pool Ameerika Ühendriikide territooriumist kaetud metsaga, kaasajal aga võtavad metsad seal enda alla ainult 29% pindalast. Kanadas hävitati ajavahemikul 1910—1914 igal aastal puitu 2—2,5 korda rohkem aastasest juurdekasvust.

Kui portugallased 1420. aastal avastasid Madeira saare, kattis seda tihe mets. Et vabastada pinnast külviks, süüdati troopiline mets põlema. Metsatulekahju kestis seitse aastat ja saar paistis meremeestele juba kaugelt helendava lõkkena. Mõne aasta pärast rajati saarele aiad ja viinamarjaistandikud.[49] Uusimate andmete alusel hinnatakse maailma metsade kogupindala praegu 4100 miljonile hektarile, mõnesaja aasta eest aga oli see üle 7200 miljoni hektari.[50]

Metsaraie ja metsapõletamise mõju ei avaldu mitte ainult elava taimemassi hulga vähenemises, vaid ka selles, et hävitamata jäänud taimekooslused või nende osad saavad uue arenemissuuna. Sama toimub rohttaimede fütotsönoosidega. Niitmise mõjul muutub paratamatult niidu floristiline koostis, sest maha niidetakse kõik taimed, sõltumatult nende arenemisstaadiumist. Nii võib heinaniitmise momendil üks taim olla õitsemata, teine õitseda, kolmandal aga võivad juba seemnedki valminud olla. On ilmne, et kaks esimest kategooriat lõpuks hävivad ja langevad niiduassotsiatsiooni floristilisest koostisest välja.

Inimtegevus mitte ainult ei hävita taimemassi Maal, vaid viib mõnikord ka üksikute taimeliikide väljasuremisele. Nii esineb *Sequoia gigantea* veel ainult Kalifornias Sierra Nevada läänenõlvadel. Suuri puid pole seejuures tervena säilinud rohkem kui 500 eksemplari.[51] Kergueleni ja Macquarie' saartele viidi möödunud sajandil küülikud, kes varem seal puudusid. Uskumatu kiirusega paljunedes hävitasid need loomad «kergueleni kapsa» *(Pringlea antiscorbutica)* — väärtusliku skorbuudivastaste omadustega taimeliigi. Inimene tegi siin ühekorraga kaks «tööd»: hävitas taimeliigi ja tõi saartele uue faunaelemendi.

Samaaegselt taimede hävitamisega on aga inimesel ka teine funktsioon: ta on kõige aktiivsem taimede paljundaja ja nende areaalide laiendaja. Seda funktsiooni täidab ta nii teadlikult kui ka tahtmatult. Esimesel juhul muudetakse taim kultuurtaimeks. Taimede tahtmatu levitamine toimub seoses kauplemise, sõdade ja rännetega, mis kõik soodustavad taimede kandumist aladele, kus neid varem ei esinenud. Sel teel tekkis terve rühm umbrohte.

---

[48] И. Я. Гурвич, Лесная проблема Китая, «Известия Геогр. о-ва», 1940, вып. 1, стр. 18.

[49] К. Кунин, Васко да Гама, М., 1938, стр. 13.

[50] 1958. aasta andmetel on metsade all 3250 miljonit hektarit. *Tõlk.*

[51] БСЭ, т. 9, стр. 799.

Põhja-Ameerikas esineb praegu umbes 500 umbrohuliiki, mis on sisse toodud Euroopast.[52]

1501. aastal, mil avastati St. Helena saar, kasvas seal kõigest 60 taimeliiki, kolm sajandit hiljem aga oli neid juba 750. Järelikult umbes 700 liiki on sellele saarele toonud kas teadlikult või juhuslikult kolonisaatorid.[53]

Endastmõistetavalt laiendab inimene kõige rohkem kultuurtaimede, nagu nisu, riisi, maisi, puuvilla jt. areaale.

252. Kultuurtaimed. Kuni tänapäevani on inimene kultuuristanud üle poolteise tuhande taime (ilma dekoratiivtaimedeta). Kogu maakera ulatuses hõlmavad taimekultuurid 950 milj. ha suuruse pindala (s.o. 7% maismaa-aladest), millest 150 milj. ha asub NSV Liidu piirides. Taimede kultuuristamine toimub harilikult kahes staadiumis: algul taim naturaliseeritakse, s.o. nagu kodustatakse, seejärel aga muudetakse ta ristamise teel kultuurtaimeks; suurem osa kultuurtaimi on hübriidsed, s.o. ei pärine ühest metsikult kasvavast esivanemast, vaid tervest esivanemate rühmast. Järelikult hõlmab kultuurtaime mõiste ka taime muutmist, tema bioloogiliste erinevuste ja omaduste kohastamist inimese vajadustega. Taimede (ja loomade) kultuurliikide üheks tähtsamaks iseärasuseks on see, et kohastumine ei toimu taime (ega looma), vaid inimese kasuks. Seejuures hüpertrofeeruvad esmajoones just need osad või organid, mis on vajalikud inimesele. «Kultuurtaimed, vaatamata mõningatele eranditele kodustatud liikide hulgas, kujutavad enesest kultuuri saavutust ega esine kunagi metsikus looduses. Arvukad juhud, mil neid taimi on kohatud siin või seal väljaspool kultuure, seletuvad kas seemnete laialikandumisega või taimede metsistumisega; need on kultuurtaimede järglased, mitte aga eelkäijad.»[54]

Järelikult kultuurtaim on inimkäte looming.

Tähtsamaid kultuurtaimi (nisu, oder, mais, sorgo, hirss, riis, lina, tomat, põishernes, uba, lääts) kasvatab inimene juba mitu tuhat aastat; mõned taimed aga kultuuristuvad otse meie silmade all, nagu badaan, kendõrr jt.

Taimede olemuse muutmisel etendas pikka aega peamist osa hübridiseerimine selle «puhtal», «automaatsel» kujul. Inimene valis välja talle vajalike tunnustega taimed ja ristas neid. Ta rahuldus looduse poolt antud toormaterjalidega, kombineeris neid ristamise teel, valis, kombineeris jälle jne. Pika ajavahemiku järel saavutas ta sel teel lõpuks soovitud omadused. Praktiliselt tekkis seega uus taim ja ka mitte uus taim. Uus polnud ta sellepärast, et temas olid olemas (kuigi teises kombinatsioonis ja teistsuguses tugevusastmes) antud hübriidi eellaste tunnused. Uus oli ta sellepärast, et hübriidi kui sellist looduses varem ei esinenud ja ta «toodi ilmale» mitte looduse, vaid inimese jõupingutuste tulemusena.

---

[52] Е. В. Вульф, Историческая география растений, М.—Л., 1936, стр. 304.

[53] Г. Марш, Человек и природа, СПБ., 1866, стр. 69.

[54] В. Л. Комаров, Происхождение культурных растений, изд. 2, М.—Л., 1938, стр. 235.

Arendades formaalse geneetika nime all tuntud reaktsioonilist bioloogilist teooriat (sama mis veismanism ja morganism), tõendavad kodanlikud teadlased, et selektsionääri ainsaks ülesandeks ongi tegelda juba olemasolevate tunnuste valiku, ümberpaigutamise ja kombineerimisega.

Morganistid väidavad, et iga elav organism jaguneb kaheks printsipiaalselt erinevaks osaks: pärilikkuseta, kuid elutingimuste mõjul muutuvaks kehaks ja eriliseks pärilikkuse aineks (idioplasmaks), mis on kehast sõltumatu ega allu elutingimuste mõjule. Pärilikkuse aine paikneb kromosoomides (rakutuuma erilistes elementides) ja mingite tunnuste pärilik edasiandmine on seetõttu võimalik ainult sugulisel teel. Elav keha ei tooda pärilikkuse ainet, see ei teki, vaid ainult paljuneb ja kasvab, kandudes ühest sugupõlvest teise. Erinevalt kehast on ta surematu. Et pärilikkuse aine ei sõltu kehast, siis ei kandu ka elu jooksul omandatud tunnused pärilikkuse teel edasi. Kui pärilikkuse aine muutub (mutatsioonid), siis on see juhuslik, ei oma kindlat suunda ja on tingitud pärilikkuse aine sisemisest olemusest, mitte mingil juhul aga organismi keha muutustest, sest keha pole pärilikkuse ainele millekski rohkemaks kui toitekeskkonnaks.

Formaalsele geneetikale vastandub nõukogude bioloogiateooria, mille töötasid välja silmapaistev vene selektsionäär I. V. Mitšurin ja tema töö jätkajad. Mitšuurinlik õpetus eitab otsustavalt kehast eraldi ja sõltumatult eksisteeriva pärilikkuse aine olemasolu. Sugurakud kujunevad organismi kehast, mitte vahetult sellest sugurakust, millest pärineb organism ise. Muutuvus ja pärilikkus on omased igale organismi osale. Ka pärilikkus on muutuv; tema muutumine on elusolendi keha muutumise resultaat, kusjuures see keha ise muutub elutingimuste otsesel või kaudsel mõjumisel organismi või tema osade arenemise protsessile. Siit järeldub, et elutingimuste mõjul organismis toimunud muutused on pärilikud ja järelikult pärilikkuse muutused pole juhuslikud, vaid seaduspärased, ja neid on võimalik ennustada, kui on teada nende tekketingimused.

Missuguse valiku nende kahe teooria vahel peab tegema eesrindlik teadlane? Valik võib toimuda ainult mitšuurinliku õpetuse kasuks.

Esiteks sellepärast, et formaalne geneetika on reaktsiooniline idealistlik õpetus, mis eitab asjade ja nähtuste vastastikust seost ja tingitust looduses. Ta ei eita lihtsalt organismi pärilike tunnuste seost organismi enda ja tema elutingimustega, vaid toob sisse materialistlikust maailmast sõltumatu müstilise ja surematu pärilikkusekandja.

Teiseks sellepärast, et formaalne geneetika annab loodusseadustele moonutatud seletuse, ei vasta faktidele ega soodusta seetõttu õiget maailmatunnetamist, vaid kahjustab seda. Formaalne geneetika kinnitab, et pärilike tunnuste edasiandmine on võimalik ainult sugulisel teel, mis on ainsaks organismidevaheliste hübriidide tekkimise teeks. Samal ajal pakuvad kogemused, põllumajanduslik praktika ja mitšuurinlaste teaduslikud tööd sadu näiteid vegetatiivsete, s. o. mittesugulisel teel saadud taimehübriidide kohta.[55]

Vegetatiivsete hübriidide saamiseks töötas Mitšurin välja nn. mentori (kasvataja) meetodi, mille kohaselt vanemate viljapuusortide pookoksad poogitakse noore sordi võra külge. Omadused, mis noorel sordil puuduvad, annab talle edasi vanema sordi pookoks. Võib saavutada ka aluse (antud juhul noore sordi) omaduste üleandmise pookoksale (vanale sordile); sel juhul on mentoriks alus, mitte aga pookoks. Kogudes seemneid mõlemalt ja neid maha külvates võime kergesti veenduda, et mõnedel järglastel on lisaks selle sordi omadustele, mille viljast pärineb seeme, ka omadusi teiselt sordilt, millega esimene on ühenduses ainult pookoksa kaudu. Et alus ja pookoks ei saa vahetada kromosoome, on selge, et pärilike omadustega pole ainult kromosoomid, vaid elava keha mistahes osa.

Vegetatiivsed hübriidid on formaalsele geneetikale lõplikuks hoobiks. Nad tõestavad ümberlükkamatult, et pärilikke omadusi antakse edasi nii kromosoomide abil kui ka ilma nendeta, ning et elu jooksul organismides toimunud muutused on teatavates tingimustes pärilikud.

---

[55] Viimasel ajal on saadud ka loomade vegetatiivseid hübriide («Природа». 1952, № 8, стр. 107—111).

Kolmandaks peab eesrindlik teadlane hülgama formaalse geneetika sellepärast, et see võtab temalt vahendid looduse kindlasuunaliseks ja efektiivseks ümberkujundamiseks. Kui pärilikkus ei sõltu organismi elutingimustest, kui ta muutub autonoomselt ja juhuslikult ja kui teda ei saa kuidagi mõjutada, kui pärilikkuse aine sisaldab endas mingit pärilike tunnuste kindlaksmääratud kogumit, siis pole selektsionääril mingit võimalust luua talle vajalike kindlate omadustega organismi. Talle jääb üle ainult ristamise teel lõpmatuseni kombineerida igasuguseid «geene» (pärilike tunnuste kandjaid), otsides nende juhuslikku soodsaimat kooslust. Luua pole tal midagi võimalik.

Kui aga, nagu õpetab Mitšurin, elu vältel ümbruse mõjutusel organismis toimunud muutused võivad edasi kanduda pärilikkuse teel, on selektsionääri kätes võimas relv organismide aktiivseks ümberkujundamiseks inimesele vajalikus suunas, sest muutes organismi elutingimusi (arvestades seejuures tema arenemise seaduspärasusi ja iseärasusi), muudab inimene ka organismi ennast ja tema pärilikke omadusi. Järelikult võib selektsiooni teostada kahel teel. Üks neist on vana, primitiivne viis, mida inimkond on juba ammu kasutanud ja mille piiridest morganistid ei tahaks kedagi välja lasta. See viis on: külvata ühest sordist kümneid tuhandeid taimi, seejärel valida neist välja 2—3 parimat isendit ja ülejäänud hävitada. Teine, mitšuurinlik tee muudab inimese tõeliseks uute organismide loojaks. See tee on: kutsuda esile organismi kindlasuunalisi muutusi, teadlikult luua uus, vajalike omadustega sort või liik. Seda teed kasutavad NSV Liidu teadlased ja ka üksikud välismaa selektsionäärid.

Kasutades organismide aktiivse mõjutamise meetodeid, aretas I. V. Mitšurin oma elu jooksul üle 300 uue taimesordi (peamiselt õuna-, pirni-, ploomi- ja kirsipuid).[56]

Inimkonna põllumajanduslikule praktikale avab mitšuurinlike meetodite kasutamine mõõtmatud perspektiivid ja kõik see, mida inimene on senini saavutanud, jääb kaugele tagaplaanile.

Umbes 2000 aastat tagasi oli vanas Kreekas kõigest 2 õunasorti; 1500 aasta eest tunti vanas Roomas 37 õunasorti, tänapäeval aga on neid juba rohkem kui 10 000. Tuntakse kuni 300 maisi kultuursorti ja kuni 400 sojaoa sorti. Mõningate kultuurtaimede sorte on tuhandeid: priimula ja tulbi sorte 1000, maasika, kartuli ja riisi sorte üle 2000, roosi sorte ligi 4000, nisu sorte üle 30 000.

253. Inimene ja loomad. Loomadele avaldab inimene printsipiaalselt samasugust mõju kui taimedelegi. See mõju võib olla kaudne või otsene, tahtmatu või teadlik. Otsene ja teadlik mõju avaldub kas loomade hävitamises, loomade levilate laiendamises (nende introduktsioon aklimatiseerimise eesmärgil) või lõpuks loomade kultuuristamises, millega kaasneb kunstlik valik ja uute tõugude loomine. Levila laiendamine toimub ka juhuslikult (roti, koduhiire, lutika, kirbu jne. levik). Kui inimene muudab maastikku, avaldab ta sellega loomadele kaudset mõju; kultuurstepil, kultuurmetsal, «kultuurkõrgendikel» (majad, tornid) on oma eriline loomastik, mis nii koostise kui ka ökoloogiliste iseärasuste poolest erineb looduslikust või inimese poolt vähe mõjutatud maastikule omasest loomastikust.

Loomaliike on inimene hävitanud palju intensiivsemalt kui taimeliike, sest võrreldes taimedega on loomade taastumisvõime üldiselt palju väiksem.

---

[56] И. В. Мичурин, Соч., т. I, Сельхозгиз, 1939, стр. 430.

Ristisõdade ajal võis Väike-Aasias ja Süürias veel kohata lõvisid; tänapäeval neid seal enam pole. Viimane hunt tapeti Suurbritannias umbes 250 aasta eest. See kiskja on täiesti hävitatud ka Taanis, Hollandis ja Sveitsis. Ajaloolisel ajal suri välja ürghärg ehk tarvas (*Bos primigenius*). Sama toimus ka euroopa piisoni ja piisoniga. Euroopa piison oli Euroopas kunagi laialt levinud. Veel Caesar leidis teda Saksamaalt ja Belgiast, Poolas aga oli ta üsna tavaline isegi kuni XVI sajandini. Praegu on euroopa piison säilinud ainult Beloveži metsas (1857. aastal oli neid seal 1900, 1892. aastal juba alla 500), kus ta on spetsiaalse kaitse all,[57] samuti Kaukaasia looduskaitsealal (seal on üle 60 looma).

Veel võrdlemisi hiljuti oli piisonite arv Ameerikas kolossaalne. 1871. aastal peatus Arkansase jõel (Kansase osariigis) kari, milles loendati üle 4 miljoni looma: tasandik oli kogu silmapiiri ulatuses piisonitest üleni must. Üks reisija, kes sõitis Vaikset ja Atlandi ookeani ühendaval raudteel, jutustab, et olles ületanud Arkansase, sõitis ta 30 geograafilise miili ulatuses (üle 200 km) keset piisonikarja. Piisonikarjade süstemaatiline hävitamine algas 1830. aastal. Vaikse ookeani raudtee ehitamisega jaotati piisonid kaheks karjaks. Põhjapoolne kari (raudteest põhja pool) hõlmas umbes 1,5 miljonit looma, lõunapoolne 4 miljonit looma. Aastail 1872—1874 (seega kolme aasta jooksul!) hävitati lõunapoolsest karjast 3,5 miljonit looma. 1875. aastaks oli neid järele jäänud umbes 10 000. Põhjapoolne kari, mis oli laiali paisatud avaramale territooriumile, hävitati täielikult 1884. aastaks.[58]

Varem elutses kõikjal Euroopas jõekobras. Suurbritannias hävis ta juba XII sajandil, Tšehhoslovakkias XVIII sajandil. Saksamaal säilis kobras ainult Elbe jõel. Põder kadus Prantsusmaalt umbes 250. aastal, Flandriast X sajandil, Ungarist XVIII sajandi lõpul. Praegu on põder väga haruldane.

Biskaia vaal, keda baskid sajandeid tagasi küttisid Gascogne'i lahes, on täielikult hävinud. Meriveiseliste hulka kuuluv Stelleri meriõhv hävitati Beringi meres, Komandorisaarte ümbruses XVIII sajandil umbes 30 aasta jooksul. Meriõhvu esines rohkesti ka Kalifornia ranniku lähedal, kuid ka seal pole neid enam alates 1868. aastast. Viimase 2000 aasta jooksul on inimene hävitanud 72 loomaliiki (pool sellest viimase 50 aasta jooksul) ja tunduvalt ahendanud tuhandete liikide levilaid.[59]

Ainuüksi kogu maailma meredest (arvestamata jõgesid ja järvi) püütakse igal aastal miljoneid tonne kalu. Galápagose saari asustasid kunagi arvukalt hiigelkilpkonnade mitmesugused liigid: XVII sajandi reisijad nägid neid mitme tuhande päiste kar-

---

[57] Ф. А. Глинский, Беловежская пуща и зубры, Белосток, 1899, стр. 26.

[58] В. Гааке, Животный мир, его быт и среда, т. II, СПБ., 1902, стр. 437—439.

[59] «Известия Геогр. о-ва», 1940, вып. 3, стр. 436. Huvitavaid andmeid meie maa loomastiku muutumisest XIII—XIX sajandil toob S. V. Kirikov («Известия АН СССР», серия геогр., 1952, вып. 6; 1953, вып. 4; 1955, вып. 1).

jadena. Nüüd on need kilpkonnad peaaegu täiesti hävitatud. Hanesuurune tiibadeta hiidalk *(Alca impennis)* elutses arvukalt Atlandi ookeani põhjaosas ja Põhja-Jäämere lõunaosas, eriti Islandil, kuid pärast 1844. aastat ei esine teda enam kusagil.[60]

Ajaloolisel ajal surid välja ka 3 m kõrgune uus-meremaa moa (selts *Dinornis*), kelle hävitasid saarele asunud maoorid, ja madagaskari jaanalind (selts *Aepyornis*), kelle suurimad isendid kasvasid kuni 5 m kõrguseks. Veel 500 aastat tagasi elutses moa Uus-Meremaal.

Madagaskaril ja Mauritiuse saarel elasid kunagi drondid *(Didus)* — suured linnud tuviliste seltsist. Eurooplased püüdsid neid ja vedasid puurides Euroopasse. Drontidest tehtud joonised säilisid, linnud ise aga on hävinud.[61]

Inimene kord takistab, kord soodustab loomade levikut. Panama kanali ehitamine katkestas ühenduse Lõuna- ja Põhja-Ameerika fauna vahel, sest paljudele maismaaloomadele (ahv, laiskloom, sipelgakaru) on kanal ületamatuks takistuseks. Seevastu on inimene toonud näiteks Uus-Meremaale kas teadlikult või tahtmatult kuni 600 loomaliiki. Kuni eurooplaste saabumiseni polnud Uus-Meremaal rohusööjaid imetajaid, nüüd aga moodustab nende kasvatamine seal ühe tähtsama majandusharu. Võib oletada, et dingo, Austraalia ainus kõrgemate imetajate hulka kuuluv kiskja, on metsistunud koer, kes on pärismaalaste poolt varajasematel aegadel Austraaliasse toodud.

Prantsusmaal, Inglismaal ja Ameerika Ühendriikides kasvatatakse vastavates aedades kunstlikult austreid. Inimene muudab üldse sageli veekogude faunat, asustades nendesse loomi, keda seal varem polnud. Nii lasti aastail 1931—1932 Kaspia merre umbes 1 miljon kefaalimaimu, kes seal väga hästi kohastusid.

Veekogude fauna muutumine toimub ka inimese tahteta, kuigi tema tegevuse tagajärjel: näiteks seoses hüdrotehniliste ehituste rajamisega. Kui jõele kerkib suur pais, siis avaldub selle mõju nii ülalpool, üleujutuse tsoonis, kui ka allpool, suudmelähedastel aladel.

Ülalpool paisu muutub järsult voolu kiirus ja selle tagajärjel ka setete režiim: veehoidla rikastub orgaaniliste ja mineraalsete ainete poolest ning muutub järvelaadseks veekoguks; muide, kord aastas — kevadise suurvee ajal — uueneb kogu veehoidla veemass.[62] Setete kuhjumine tingib rea biokeemilisi muutusi. Tüüpilised jõe-biotsönoosid asenduvad järve-biotsönoosidega. Kui akumulatsioon on väga intensiivne, nagu näiteks mägijõgede puhul, siis hävib fauna täielikult; organismide massiline hukkumine on põhjalähedaste veekihtide hapnikust vaesumise ning süsihappe-

[60] К. Келлер, Жизнь моря, т. II, СПБ., 1897, стр. 340.
[61] М. Мензбир, Тайна Великого океана, М., 1922, стр. 26—27.
[62] В. И. Жадин, Влияние гидротехнических сооружений на биологический режим и фауну рек, «Природа», 1937, № 12.

gaasi ja väävelvesinikuga rikastumise tagajärg (need gaasid tekivad üleujutatud pinnase ja taimkatte roiskumisel). Gaasirežiimile mõjub ka fütoplanktoni intensiivne arenemine («vee õitsemine»).

Inimese poolt rajatud veehoidlad kasvavad kiiresti kinni. Kinnikasvamine toob kaasa soostumise, mis omakorda soodustab malaariasääse arenemist.

Hüdrotehnilised ehitused avaldavad suurt mõju ka kalade migratsioonile. Zemo-Avtšala pais Kura jõel tõkestas tee lõhele *(Salmo trutta labrax)*, kes suundus kudemiseks Kaspia merest Aragvisse. Dneprogess tõkestas tee kudemiskohtadesse tuurale ja heeringale; Volhovstroi pais sulges tee volhovi siiale, kes käis kudemas üle Volhovi ja Ilmeni Lovati, Šeloni ja Msta jõgedes; Nivagessi pais on ületamatuks takistuseks lõhele.[63]

Paisu mõju temast allpool olevale jõeosale avaldub veetaseme alanemises ja settiva materjali hulga vähenemises; eriti kehtib see orgaaniliste osakeste kohta, mis peatuvad ja setivad ülapool paisu. Et veetaseme alanemise tõttu lakkab jõgi sageli magestamast limaani, kuhu ta suubub, muutub oluliselt ka limaani fauna.

Viimase saja aasta jooksul omandas loomade ja taimede hävitamine sellise ulatuse, et tekkis vajadus spetsiaalse seadusandluse ja spetsiaalsete looduskaitseorganite järele. Hakati rajama rahvusparke ja looduskaitsealasid.

Looduskaitsealasid on eriti rohkesti NSV Liidus. Kuni Suure Sotsialistliku Oktoobrirevolutsioonini oli neid kõigest kaks. 1952. aastal oli riiklikke looduskaitsealasid 40 üldpindalaga ligikaudu 1,5 milj. ha.[64]

254. Koduloomad. Võttes arvesse loomariigi erakordset mitmekesisust, tuleb konstateerida, et inimene on kodustanud palju vähem loomi kui taimi. Imetajatest on kodustatud ainult 20—25 liiki (lisaks 16 liigile, mis on aretatud, mitte kodustatud), samuti mõned linnu-, putuka- ja kalaliigid.

Kodustamise objektideks olid eelkõige need loomad, kes olid laialdaselt levinud ja paistsid silma vormide rikkuse poolest, s. o. asusid ise kujunemisprotsessis ja olid väga muutlikud. Viimast joont kasutaski inimene oma eesmärkide saavutamiseks eriti intensiivselt ja produktiivselt, luues suure hulga koduloomatõuge. Veiseid tuntakse praegu kuni 400 tõugu, lambaid üle 250, hobuseid 150, koeri 300—350, kanu üle 100 tõu jne. Seejuures on üksikute tõugude vahel suured erinevused. Primitiivse veise isendid kaaluvad 80—100 kg, kultuurtõugude esindajad aga kuni 1500 kg. Sigu on kaaluga 30 kilogrammist kuni 500 kilogrammini. Ühtedel kanadel kaalub muna 20 g, teistel 50—60 g, mõningail isegi 80 g.

---

[63] В. И. Жадин, Фауна рек и водохранилищ, «Труды Зоол. ин-та АН СССР», т. V, вып. 3—4, М.—Л., 1940, стр. 929, 931.

[64] БСЭ, т. 16, изд. 2, стр. 439.

Parimatelt piimalehmatõugudelt võib saada kuni 16 000 l piima aastas, teistelt mitte üle 700 l. Ühtedelt lammastelt saab aasta jooksul 1 kg villa, teistelt aga kuni 16 kg.[65]

Koduloomad varustavad inimest liha, piima, villa, toornaha ja tööjõuga, ja seda mitte juhuslikult, vaid täiesti regulaarselt. Järelikult on nad inimese majandusliku tegevuse üheks tähtsamaks objektiks.

Mõned koduloomad põlvnevad ühestainsast metsikust liigist, teised mitmest, olles kujundatud erinevate liikide ristamise teel. Kõige esimesena (paleoliitikumi lõpul, s. o. 12 000—14 000 aasta eest) kodustati koer. Kronoloogilises järjestuses järgnesid talle siga, kits, lehm ja hobune.[66] Lehmad, lambad ja kitsed kodustati neoliitikumis ning juba pronksiajal (3000 aastat e. m. a.) oli loomakasvatus küllalt kõrgelt arenenud. NSV Liidu lõunarajoonides algas koduloomade kasvatamine mitte hiljem kui 3000—4000 aastat e. m. a.

Koduloomatõugude mitmekesisus loodi kunstliku valiku ja ristamisega. See on aeglane meetod. Tänapäeval on inimese kasutuses palju võimsam vahend: kunstlik seemendamine parimate isasloomade spermaga. Uute tõugude aretamine toimub sel viisil palju kiiremini ja seda on võimalik teostada väga suures ulatuses. Ühe täku konserveeritud spermaga näiteks võib seemendada 150—200 mära; ühe pulli spermaga võib viljastada üle 1000 lehma, ühe oina spermaga üle 3000 ute. Selle meetodi kasutamisega välditakse täielikult juhuslikkuse moment (mida varem paarituspunktide loomine võimaldas ainult osaliselt kõrvaldada), garanteeritakse täielikult emasloomade seemendamine tõepoolest parimate isasloomade spermaga ja ühtlasi avaneb sellega võimalus nende liikide ja tõugude ristamiseks, mille otsene paaritamine on võimatu. Nii näiteks on raske otseselt ristata arhaari (Tjan-Šanis esinevat metsikut mägilammast) kodulambaga, kunstliku seemendamise abil aga on seda võimalik teha. Tulemusena saadakse väga väärtuslik hübriid. Peenvillalambad ei saa kasutada kõrgmägede karjamaid, arhaar kasutab neid, kuid ta pole peene villaga. Ristates arhaari peenvillalambaga, saadakse peene villaga hübriid, keda võib karjatada kõrgetel mägikarjamaadel.

Koduloomatõugude aretamisel käib mitšuurinlik teadus tuntud novaatori-loomakasvataja akadeemik M. F. Ivanovi jälgedes ning omistab juhtiva tähtsuse loomade hooldamisele ja söötmisele, lugedes söötmist ja hooldamist tõuaretamisel aktiivseks teguriks erinevalt morganismist, mis näeb söötmises ja hooldamises ainult fooni «geenide» tegevuse avaldumiseks. On kindlaks tehtud, et mestiitside, s. o. erinevate tõugude ristamisel saadud isendite pärilikkus, eriti esimeses põlvkonnas, on harilikult ebapüsiv ja allub

[65] С. Н. Боголюбский, Происхождение и эволюция домашних животных, М., 1940, стр. 6—8.

[66] А. А. Яхонтов, Происхождение домашних животных, М., 1937, стр. 17—18.

kergesti elutingimuste mõjule. Seetõttu söötmine ja hooldamine nagu «tõukaksid» mestiitsi arenemist inimesele soovitavas suunas. Just sel teel aretasidki nõukogude zootehnikud maailma suurima tootlikkusega kostromaa veisetõu (lehma aasta keskmine piimatoodang 6300 kg, eluskaal keskmiselt 650 kg); ukraina valge ja kirju stepisea; palju peenvillalamba tõuge (kaukaasia, kasahhi, siberi jt.), kusjuures askaania rambujee tõul on eluskaal kuni 170 kg ja ta annab villa üle 22 kg; suurepärase vladiimiri raskeveohobuste tõu, mille parimad esindajad võivad vedada koormaid 8—10 t, jne.[67]

255. Muudetud ja ümberkujundatud maastikud. Maakerale pole tänapäeval enam peaaegu üldse jäänud maastikke, mida ei oleks puudutanud inimühiskonna mõju. Et selle mõju ulatus, iseloom ja eesmärgid sõltuvad inimühiskonna arenemistasemest, seega ühiskondliku korra iseloomust, siis läbivad Maa maastikud aja jooksul erinevaid inimtegevuse faase ning vorme ja esinevad ka tänapäeval mitmesugustes arenemisstaadiumides.

Kriitiliselt vaadeldes kaasaegset kirjandust muudetud maastike kohta[68], võib esimeses lähenduses eristada:

1) ürgmaastikke, s.o. maastikke, mida inimene kas üldse ei külasta või külastab harva, näiteks polaaralasid, igilumepiirkondi mägedes, mõningaid kõrbealasid jne.;

2) muudetud maastikke, s.o. maastikke, mis alluvad inimühiskonna suuremale või väiksemale, harilikult ühekülgsele, kuid alati stiihilisele mõjule, mis on eriti intensiivne kapitalismi perioodil; kirjanduses nimetatakse neid maastikke sageli kultuurmaastikeks;

3) ümberkujundatud maastikke, s.o. maastikke, mis alluvad põhjalikule, mitmekülgsele ja plaanipärasele muutmisele sotsialistliku ühiskonna tingimustes; ümberkujundatud maastik on täiesti uus füüsilise geograafia uurimisobjekt.

Ühe ja sama ühiskondliku korra tingimustes erinevad muudetud ja ümberkujundatud maastikud üksteisest eelkõige oma asendi järgi, sest nad tekivad erinevas geograafilises olukorras. Ühes ja samas geograafilises olukorras muutuvad nad ajaliselt, sest ajaliselt muutuvad ka loodust mõjutavate inimeste tootmisvahendid, tootmiskogemused ja töövilumused. Iga inimmõjule alluv maastik on seega keerukas ajalooline moodustis, milles looduslikule lähtealusele on järk-järgult lisandunud inimpõlvede tööpingutuste tulemused olenevalt ühiskonna tootlike jõudude arenemistasemest ja inimestevahelistest tootmissuhetest.

---

[67] Х. Ф. Кушнер, sb. «Против реакционного менделизма-морганизма», изд. АН СССР, 1950, стр. 314—324.

[68] «Вопросы географии», artiklid autoritelt Р. М. Кабо (вып. 5, 1947), Ю. Г. Саушкин (вып. 1, 1946; вып. 24, 1951), Д. В. Богданов (вып. 24, 1951), В. Л. Котельников (вып. 23, 1950).

Muudetud ja ümberkujundatud maastikele on ühine see, et igaüks neist on omandanud uusi, kvalitatiivselt erinevaid iseärasusi, võrreldes oma eelmise, loodusliku olukorraga, sest inimühiskonna töö on muutnud igaühes neist looduslike protsesside kiirust ja kulgu, seoses sellega aga ka loodusnähtuste ja asjade vastastikuseid suhteid.[69]

Muudetud ja ümberkujundatud maastike vahel on see oluline erinevus, et esimesed neist, nagu ilmnes, tekivad inimeste stiihilisel mõjul mingile ühele maastiku komponendile (ülejäänud komponendid muutuvad juba «automaatselt» asjade ja nähtuste üldise seose seaduse alusel), ümberkujundatud maastikud aga luuakse eelnevalt koostatud plaani järgi ja seejuures mõjutades kompleksselt korraga mitut maastiku komponenti. Ümberkujundatud maastike loomine on jõukohane ainult sotsialistlikule ühiskonnale ja tulevikus kommunistlikule ühiskonnale. Enne sotsialismi ajastut ümberkujundatud maastikke ei olnud ega saanudki olla.

Inimese majanduslik tegevus, kui ta kestab küllalt kaua ja järelikult jõuab teostada maastikus nii kvantitatiivseid kui ka kvalitatiivseid muutusi, jätab sellele maastikule niivõrd kustumatu pitseri, et isegi «mahajäetuna», s. o. edasisest inimmõjust vabana ei omanda maastik mitte kunagi täiesti esialgset looduslikku ilmet.[70] Muudetud või ümberkujundatud maastik on taastumatu.

Ühtlasi on täiesti ilmne, et muudetud või ümberkujundatud maastik jätkab eksisteerimist looduslikku kompleksina, sest temas tegutsevad samad loodusjõud ja seaduspärasused kui ürgmaastikus. Inimese poolt loodusele avaldatava mõju astme, iseloomu ja eesmärkide muutumine kooskõlas ühiskonna arenemise seaduspärasustega ei kanna ühiskondlikke seaduspärasusi üle looduse enda arenemisse ega võigi seda teha. Muudetud ja ümberkujundatud maastikud erinevad ürgmaastikest oma geograafilise struktuuri poolest, kuid nendes, nagu ka ürgmaastikes, toimuvad äravoolu, murenemise, mullatekke jne. protsessid. Istutatud metsas toimub taimede elutegevus samade seaduste järgi kui looduslikus metsas. Seepärast tuleb mõningate autorite väited, nagu tegutseksid ja isegi valitseksid inimmõjule allutatud geograafilistes maastikes ühiskondlikud seaduspärasused,[71] lugeda tõsiste metoodiliste eksituste hulka. Loodus areneb alati oma seaduspärasuste alusel. Inimene ei saa neid asendada teistega. Ta võib

---

[69] Ю. Г. Саушкин, К изучению ландшафтов СССР, измененных в процессе производства, «Вопросы географии», 1951, вып. 24, стр. 289.

[70] Ю. Г. Саушкин, Культурный ландшафт, «Вопросы географии», 1946, вып. 1, стр. 104.

[71] Д. В. Богданов, Культурные ландшафты долин северо-западного Памира . . ., «Вопросы географии», 1951, вып. 24, стр. 304.

mõjutada ainult looduslike protsesside suunda ja kiirust, mitte aga nende olemust.

256. Looduse ümberkujundamine NSV Liidus. Püüdes muuta maastikku tema üheainsa komponendi mõjutamise teel, peame silmas pidama, et seejuures 1) maastik tervikuna muutub suhteliselt aeglaselt ja 2) koos soovitud tulemustega võivad ilmneda ka mittesoovitavad. Siiski toimus maastike muutmine tänini peamiselt mõju avaldamisega *ühele* komponendile; see ühekülgne mõju pani stiihiliselt tööle kogu ülejäänud maastiku muutumise mehhanismi. Järelikult toimus maastiku kui *tervikliku* loodusliku kompleksi muutumine sõltumatult inimese tahtest.

NSV Liidu looduse ümberkujundamise printsipiaalselt uus kvalitatiivne iseärasus, võrreldes kõigi eelmiste katsetega ja praktikaga geograafiliste maastike muutmise alal, seisab selles, et teadlikult allutatakse muudatustele *üheaegselt* hiiglasuurel maa-alal *kogu* maastik *tervikuna*, s. o. kõik need maastiku osad, mis on kättesaadavad inimmõjule ja mille muutmise vajadus soovitud resultaatide saamiseks ei tekita mingit kahtlust.

Selline mitmekülgne mõju kiirendab eelkõige maastiku muutumist. Vajalikul viisil planeerituna annab ta arenemisvõimaluse ainult inimesele kasulikele protsessidele, pidurdades samal ajal kahjulikke protsesse. Lõpuks, rakendatuna korraga laialdasel territooriumil, võimaldab ta saavutada maastiku tõeliselt põhjalikku ümberkujundamist, sest väga laialdasel alal kujundatud uus maastiku struktuur on edukalt suuteline vastumõju osutama muutumatuks jäänud keskkonna mõjule.

Looduse ümberkujundamine algas meie maal varsti pärast nõukogude võimu kehtestamist. 1918. aastal kirjutas V. I. Lenin alla dekreedile maade niisutamise kohta Turkestanis ning 1920. aastal kinnitati Venemaa elektrifitseerimise plaan. Järgmistel aastatel kasvas üha enam looduse ümberkujundamise tempo ja ulatus. 1938. aastast kuni 1941. aastani avaldas valitsus rea tähtsaid otsuseid saagi kindlustamisest põuastes kagurajoonides, õigete külvikordade sisseviimisest mustmulla- ja mittemustmullaoblastites, Polesje alade kuivendamisest, Turkmeenia niisutamisest jt. Kuni 1941. aastani istutati meie maal 915 000 ha metsa (liivakinnistusmetsade, ovraagiäärsete metsade ja põllukaitsemetsaribade näol); niisutatavate maade pindala kasvas 4 080 000 hektarilt 1917. aastal 6 150 000 hektarile 1940. aastal, kuivendatud maade pindala aga suurenes samal perioodil 1 200 000 hektarilt 5 710 000 hektarile. Maade kuivendamine ja niisutamine, liivade kinnistamine ja metsastamine, uute tiikide ja veehoidlate rajamine, kaitsemetsaribade istutamine ja teised tööd looduse ümberkujundamise alal laienesid sõjajärgseil aastail veelgi enam. Aastail 1948—1951 rajati ainuüksi NSV Liidu Euroopa-osa stepi- ja metsastepivööndis 13 500 tiiki ja veehoidlat ning istutati metsa 2 miljoni hektari suurusele maa-alale. 1952. aastal lõpetati Kamõ-

šin—Stalingradi, Belgorod—Doni ja Voronež—Rostovi veehoiumetsade istutamine.[72]

Looduse ümberkujundamisega on orgaaniliselt seotud suurte hüdrotehniliste seadmete ja niisutusseadmete ehitamine.

21. augustil 1950. aastal avaldati meie valitsuse otsus maailma kõige võimsama hüdroelektrijaama ehitamise kohta Kuibõševi. 20—25 m kõrgune ja umbes 4 km pikkune tamm tõkestab Volga ülalpool Samaara kääru ja moodustab umbes 6000 km² suuruse pindalaga veehoidla. Elektrijaam võimsusega 2,1 milj. kW toodab keskmise veeseisu juures umbes 11 miljardit kWh elektrienergiat aastas. 31. augustil 1950. aastal anti välja määrus Stalingradi hüdrosõlme ehitamise kohta. Tammi kõrgus ja elektrienergia toodang on seal ligikaudu samad, mis Kuibõševi HEJ puhul, veehoidla mõõtmed aga on väiksemad ($S = 5000$ km²).

21. septembril 1950. aastal avaldati otsus Kahhovka HEJ ehitamise kohta Dneprile, 28. detsembril 1950. aastal Volga—Doni laevatatava kanali (101 km) ja Tsimljanski hüdrosõlme ehitamise kohta. V. I. Lenini nimeline Volga—Doni kanal avati 1952. aastal. Tema ehitamisega loodi NSV Liidu Euroopa-osa sisevee-transpordisüsteem, mis ühendab Valget, Balti, Aasovi, Musta ja Kaspia merd. Loetletud hüdrosõlmed teostavad peale elektrienergia tootmise ka laialdaste maa-alade veestamist ja niisutamist. Alates 1954. aastast toimub 950 km pikkuse Karakumi kanali ehitamine. Selle kanali kaudu suunatakse Amu-Darja veed Murgabi, Tedženi ja Kopet-Dagilt voolavate väikeste jõgede basseinidesse. Kanal algab Amu-Darjal Bossaga küla juures ja lõpeb Ašhabadist loodes Artšmani küla juures. Projekti lõplikul teostamisel suureneb puuvilla, aiakultuuride ja viinamarjaistandike all olev niisutatav pindala kanali mõjutsoonis 500 000 hektari võrra, Karakumi veestamine aga tugevdab ja laiendab loomakasvatuse baasi. Valdavas ulatuses on kanal laevatatav ja tema kallastele istutatakse metsaribad.

Kõigi nende ürituste puhul kehtib täielikult maastiku mitmekülgse mõjutamise ja ümberkujundamisest haaratud territooriumide laialdasuse printsiip. Vahetule mõjule allub mullastiku ja taimkatte kõrval ka hüdrograafiline võrk. Peatub tuiskliiva liikumine, varem ilma veeta olnud maakohtadesse ilmuvad kunstlikud järved ja jõed. Stepp muutub metsastepiks, kõrb aga hakkab kirendama rohelistest oaasidest. Laialdastelt aladelt tõrjuvad loodusliku taimkatte välja põllumajanduslike kultuuride massiivid. Pinnase niisutamise ja vastavalt valitud külvikordade mõjul muutub mullastik. Tammid muudavad jõgede looduslikku režiimi sügavuse, voolukiiruse, erosiooni- ja akumulatsiooniprotsesside osas. Looduslike järvede (Araali ja Kaspia) veetase alaneb neid toitvate jõevete hulga vähenemise tõttu, sest osa vett läheb kanalitesse ja veehoidlatesse niisutamise otstarbeks ja energeetika vaja-

[72] «Природа», 1953, № 1, стр. 40.

duste rahuldamiseks.[73] Veepinna, niisutatavate maade ja haljasmassiivide (põllud, istandused, metsad) pindala suurenemise tõttu kasvab aurumine ja transpiratsioon, suureneb õhu niiskus, alaneb pinnase ja õhu temperatuur (temperatuuri alanemine on tingitud soojuse neeldumisest aurumisel ja mulda varjutavast taimkattest) — kliima omandab seega uusi jooni.

Sellised on geograafiliste maastike ümberkujundamise uued teed ja meetodid sotsialistliku ühiskonna tingimustes.

257. **Kokkuvõte.** Inimene on tänapäeval üks võimsamaid loodust muutvaid ja ümberkujundavaid tegureid, olles uus nii oma tekke kui ka oma mõju kvalitatiivselt erinevate vormide poolest: ta mõjutab oma töövahenditega loodust aktiivselt, teadlikult, kollektiivselt, ühiskondlike suhete kaudu. Geograafiline keskkond on inimühiskonna arenemise materiaalseks tingimuseks, kuid kaugeltki mitte seda ajendavaks teguriks. Peamiseks ühiskonna arenemist määravaks jõuks on materiaalsete hüvede tootmise viis.

Inimese poolt geograafilisele keskkonnale avaldatava mõju iseloomu, eesmärgi ja intensiivsuse määrab inimühiskonna arenemistase. Üleminekul ühelt ühiskondlikult formatsioonilt teisele, kõrgemale formatsioonile selle mõju intensiivsus kasvab, kusjuures see kasv on eriti järsk üleminekul kapitalismilt sotsialismile. Antagonistliku klassiühiskonna tingimustes inimmõju iseloom ja eesmärk printsipiaalselt ei muutu: tema iseloom on kiskjalik, anarhiline, eesmärgiks aga on maksimaalsete kasumite saamine ekspluataatorliku kildkonna huvides laiade elanikkonna kihtide kahjuks. Geograafilise keskkonna mõjutamise võimalused on tugevasti piiratud paljude eraomanike vastandlike huvide kokkupõrkamise tõttu. Sotsialismi tingimustes on olukord vastupidine: looduse mõjutamine toimub kogu rahva huvides ja on plaanipärase, ratsionaalse iseloomuga. Selle mõju ulatus pole millegagi piiratud, sest tootmisvahendid kuuluvad rahvale.

Kuni sotsialismini toimus geograafiliste maastike kui terviklike looduslike komplekside muutumine sõltumatult inimese tahtest. Inimene ei seadnud endale ülesandeks muuta maastikku — ta püüdis vaid ära kasutada maastiku üksikuid lülisid. Kõigi asjade ja nähtuste seose ja vastastikuse tingituse tõttu muutusid teised lülid maastikus stiihiliselt, olles seotud inimmõjule alluva lüliga.

NSV Liidus lahendatakse esmakordselt inimkonna ajaloos edukalt mitte üksikute komponentide, vaid kogu maastiku kui terviku teadliku ümberkujundamise ülesannet, täpselt arvestades sellest tulenevaid looduslikke ja rahvamajanduslikke tagajärgi.

Kirjandust

Engels, F., Perekonna, eraomanduse ja riigi tekkimine, Tallinn, 1958.

Stalin, J., Dialektilisest ja ajaloolisest materialismist. Tallinn, 1952.

Арциховский А. В., Введение в археологию, 1947.

Боголюбский С. Н., Происхождение и эволюция домашних животных, 1940.

Буржуазная география на службе американского империализма, Сборник статей, изд. АН СССР, 1951.

Воейков А. И., Воздействие человека на природу, 1949.

Жуковский П. М., Культурные растения и их сородичи, 1950.

Жданов Ю., Воздействие человека на природные процессы, 1952.

[73] A. I. Vojeikov (А. И. Воейков, Воздействие человека на природу, 1949, стр. 177) kirjutas: «Miks lasta veel aurustuda Araali või mõne teise järve pinnalt, ilma et ta enne teeks kasulikku tööd, soodustades inimesele vajalike taimede kasvu?»

Иванов-Омский И. И., Исторический материализм о роли географической среды в развитии общества, 1950.
Калесник С. В., Человек и географическая среда, изд. 2, 1950.
Комаров В Л., Происхождение культурных растений, 1938.
Косвен М. О., Очерки истории первобытной культуры, 1953.
Нестурх М. Ф., Человеческие расы, 1954.
О положении в биологической науке, Стенографич. отчет сессии БАСХНИЛ, 1948.
Происхождение человека и древнее расселение человечества, «Труды Ин-та этнографии имени Миклухо-Маклая», новая серия, т. XVI, 1951.
Турбин Н. В., Генетика с основами селекции, 1950.

XXVII peatükk

MAASTIKULISE SFÄÄRI ARENEMINE

Maastikulise sfääri praegune ilme peegeldab ainult tema teatavat arenemisstaadiumi, milleni Maa on jõudnud üle pika rea oma sisult üha keerukamate ja keerukamate astmete. Seetõttu tuleb meil tutvuda Maa pinna minevikuga, enne kui teeme katse kujutada maastikulise sfääri kaasaegse struktuuri iseloomulikke jooni.

258. Maa tekkimine ja elu tärkamine. Peamisteks dokumentideks, mille abil uuritakse Maa vanust, on kivimid. Meie käsutuses olevad vanimad seda laadi ürikud kuuluvad arhaikumi. Need ürgsed kivimid ongi Maa ajaloo uurimise lähteallikaks, kuid on selge, et kuigi paljud kivimid (näiteks Manitoba uraniniit) on moodustunud umbes 2 miljardit aastat tagasi, ei või neid kaugeltki vaadelda kui geoloogilise kroonika tegelikku algust. Selle alguse kindlakstegemine toimub kaudsetel viisidel.

Lahendamist vajavad kaks põhilist probleemi: Maa tekkimine ja elu tärkamine temal. Nende küsimuste kallal on töötanud mitmed teadlaste põlvkonnad, kuid ainult dialektilise materialismi meetodiga relvastatud nõukogude teadusele osutus jõukohaseks lahendada üldisel kujul mõlemad maailma mõistatused.

Kõige usutavama teooria päikesesüsteemi planeetide tekkimise kohta töötas välja O. J. Schmidt. See teooria lähtub Galaktika pöörlemisest ning tumedate kosmilise tolmu ja gaasi pilvede esinemisest tema tsentraalses tasandis. Võttes osa Galaktika pöörlemisest, võis Päike osa sellisest pilvest enesega kaasa haarata. Samuti on võimalik, et Päike ise tekkis samalaadsest pilvest[1] ja haaras ainet omaenese lähtekeskkonnast. Mõlemal juhul aga ümbritses teda ulatuslik tahkete osakeste parv, mis liikus tema ümber mööda elliptilist orbiiti külgetõmbejõu mõjul. Mitte-elastsetel põrgetel kaotasid tahked tolmuosakesed osa oma kineetilisest energiast (see muundus ruumi kiirguvaks soojuseks). Selle tagajärjeks oli algul parve üldine tihenemine ning teatava kriitilise tihe-

[1] В. Крат, О происхождении солнечной системы, «Вопросы космогонии», 1952, вып. 1, изд. АН СССР.

duseni jõudmisel tihendite moodustumine. Nende tihendite korduval jagunemisel ja taasühinemisel tekkisid lõpuks planeedid.

Päikese läheduses hõrenes kaasahaaratud pilv kiiresti: ühed tema osakestest langesid Päikesele, teised siirdusid kiirgusrõhu mõjul süsteemi välisesse tsooni; tahkete osakeste lenduvad komponendid aurustusid Päikese soojuse mõjul. Seetõttu moodustusid Päikese läheduses tihedad, kuid suhteliselt väikesed planeedid, temast kaugemal aga, kus lähtematerjali oli küllaldaselt ja kus tahketes osakestes säilisid gaasid, tekkisid suured, kuid palju väiksema tihedusega planeedid. Päikeselähedastel planeetidel (Merkuur, Veenus, Maa, Marss) on väikesed mõõtmed ja suur tihedus, nad pöörlevad aeglaselt ümber oma telje ja neil on vähe (või pole üldse) kaaslasi. Kaugemal olevaid planeete (Jupiter, Uraan, Neptuun, Saturn) iseloomustavad suured mõõtmed, väike tihedus, kiire pöörlemine ja suur kaaslaste arv. Pilve kõige kaugemal serval moodustus väike Pluuto (ja võimalik, et veel mõned väikesed planeedid, mida seni pole avastatud).

Päikese poolt kaasa haaratud osakesed võisid esialgu liikuda mitmesugustes tasandites, kuid enamik orbiite pidi siiski ühte langema mingisuguse valdava tasandiga. Valdava tasandi suhtes võisid osakesed algul liikuda nii päripidiselt kui ka vastupidiselt, kuid parve ebaühtlase tiheduse tõttu pidi ka siin üks suundadest muutuma valitsevaks. Lõpuks võisid osakeste elliptilised orbiidid algul omada erinevalt orienteeritud telgi; omavahelisel lähenemisel aga häirisid osakesed vastastikku üksteise orbiite, mis viis telgede ühtlasele jaotusele, s. o. andis orbiitidele ringi (või sellele väga lähedase) kuju. Fakti, et kõik planeedid tiirlevad ümber Päikese samas suunas ning omavad peaaegu ühetaolisi ringorbiite, mis asuvad peaaegu ühes tasapinnas, seletab O. J. Schmidti teooria niisiis tolmuosakeste dünaamiliste ja füüsikaliste karakteristikute ühtlustumisega nende liitumisel suuremateks kehadeks.

Mitte ükski arvukatest varajasematest hüpoteesidest ei suutnud seletada päikesesüsteemile omast liikumishulga momendi[2] jaotust: Päike, hõivates 99% süsteemi üldisest massist, sisaldab ainult 2% liikumishulga momendist, kuna tühise summaarse massiga planeetide osaks langeb 98% liikumishulga momendist. Schmidti teooria lahendab selle küsimuse täielikult. Päike võis kaasa haarata nii lähemal kui ka kaugemal olevat tolmset materiaat. Viimasel juhul oli sel väga suur liikumishulga moment. Osakeste tihenemisel planeetideks see moment säilis.

Lõpuks andis see teooria esmakordselt teadusliku põhjenduse planeetide kauguste seadusele, mis oli juba ammu püstitatud puht empiiriliselt. Teooria põhjal arvutatuna peavad planeetide kaugused Päikesest (astronoomilistes ühikutes) olema järgmised: Mer-

[2] Liikumishulga moment on keha massi korrutis tema kiirusega ja kaugusega pöörlemistsentrist. Kehade süsteemi liikumishulga moment on üksikute kehade momentide summa.

kuuril 0,39, Veenusel 0,67, Maal 1,04, Marsil 1,49, Jupiteril 5,20, Saturnil 10,76, Uraanil 18,32, Neptuunil 27,88 ja Pluutol 39,44. Need tulemused langevad väga hästi ühte planeetide tegelike kaugustega (vt. § 7, tabel 1).

Planeedisüsteemide moodustumine meie Galaktikas ja teistes galaktikates on seaduspärane ja vältimatu, sest tumeda mateeria pilvi on maailmaruumis palju ja tähed kas tekivad nendest pilvedest või kohtuvad nendega oma liikumisel. Me ei näe teisi planeedisüsteeme ainult seetõttu, et kaasaegsed astronoomilised vaatlusvahendid ei võimalda seda.

O. J. Schmidti teooriast järeldub, et Maa tekkis külma kehana, sest osakesed, millest ta moodustus, kiirgasid ruumi tagasi niisama palju soojust, kui palju nad seda said Päikeselt, mistõttu nende temperatuur oli umbes +4° C. Praegune maasisene soojus on radioaktiivsete ainete lagunemise tulemus. Maa moodustus kõige erinevama erikaaluga osakeste korrapäratu kuhjumise teel. Kui planeet oli saavutanud teatavad mõõtmed, algas viskoosses keskkonnas gravitatsiooniline diferentseerumine: tihedamad ained laskusid väga aeglaselt Maa tsentri suunas, kergemad tõusid ülespoole, tuues endaga kaasa teatavaid raskeid mineraale, mis olid nendega geokeemiliselt seotud (sealhulgas radioaktiivseid mineraale, millega seletubki viimaste kaasaegne kontsentratsioon välimistes kihtides). See protsess pole praegugi lõppenud ja diferentseerumine, millega kaasneb niisama suure energiahulga eraldumine kui radioaktiivse lagunemisega (suurusjärgus $6 \cdot 10^{27}$ ergi ehk 10^{20} kalorit aastas),[3] etendab ikka veel suurt osa kui maasiseste masside vertikaalse ümberpaigutumise võimas mehhanism.

Teataval etapil (kui Maa mass oli juba küllalt suur) moodustus atmosfäär. Gaase oli ka Päikese poolt kaasa haaratud tolmupilves, kuid esialgne atmosfäär moodustus nähtavasti siiski planeedi sisemusest «välja surutud» gaasidest. Atmosfääri allikaks oli Maa ise. Ürgne atmosfäär erines praegusest selle poolest, et temas puudusid vaba lämmastik ja hapnik, kuid oli palju veeauru, ammoniaaki ja süsihappegaasi.

Siseenergia allikate — radioaktiivsete ainete lagunemise ja gravitatsioonilise diferentseerumise — tekkimine pani aluse Maa tektoonilisele tegevusele: külma maakoore ulatuslike osade tõusmisele ja laskumisele ning vulkanismi protsessidele; ilmusid tardkivimid. Litosfääri nõgudesse kogunes vesi — toimus maismaa ja mere eristumine. Vee, õhu ja päikesekiirguse mõjul algasid murenemise, murendmaterjali ärakandumise ja esimeste settekivimite moodustumise protsessid.

Pole teada, millal algas elutul Maal elu koidik, kuid see toimus tõenäoliselt enne arhaikumit. Kõige arhailisemates kihtides

[3] Е. Н. Люстих, О возможности использования теории О. Ю. Шмидта в геотектонике, «Доклады АН СССР», 1948, № 8.

ei ole organismide jäänuseid usaldusväärselt kindlaks tehtud, kuid neis esinevad siiski lubja- ja söekivimid, millede tekkimine on kõige sagedamini seotud loomade ja taimede elutegevuse ning hukkumisega. Pealegi on proterosoikumi organismid keeruka ehitusega ja neil pidi olema palju lihtsamaid eelkäijaid; kui need eelkäijad elasid arhaikumis, siis pidi elu tekkima veel varem.

Elu meile tuntud vormides on võimalik ainult planeetidel ja seejuures täiesti kindlates tingimustes. Tema eksisteerimine kusagil hõõguvatel kehadel (tähtedel) või tähtedevahelises ruumis ei ole tõenäoline: esimesel juhul takistavad seda kõrged temperatuurid, teisel juhul pole ettekujutatav ainevahetus. Kuid ka kõigil planeetidel pole eluks vajalikke tingimusi: ühed nendest, asudes tähtede lähedal, on liiga kuumad; teised, asudes tähtedest kaugel, on liiga külmad; ühed planeedid on kaotanud atmosfääri, teistel koosneb see mürgistest gaasidest.[4] Ainult tahkel pinnal, vee ning soodsa koostisega õhu olemasolu korral, sobiva temperatuurirežiimi tingimustes võivad ilmuda esimesed protoplasmatombukesed. Päikesesüsteemis esineb elu õitsengu staadiumis Maal, hääbumise staadiumis Marsil ning nähtavasti sündimise staadiumis Veenusel. Kuid eluks soodsate tingimuste piiratusele vaatamata ei või elus aine olla maailmaruumis erandlikuks nähtuseks, mis on omane ainult meie Päikese ümbrusele: isegi kui igas galaktikas on kas või üksainus organismide poolt asustatud planeet, ei ole võimalik loendada selliste elukollete arvu lõputus maailmaruumis.

Orgaaniline aine on anorgaanilise mateeria eriline arenemisstaadium. Elu on tegelikult tõepoolest tekkinud ega ole eksisteerinud igavesti, nagu väidavad mõned autorid. Igavese elu idee, mille kohaselt lihtsa anorgaanilise mateeria kõrval on alati eksisteerinud sellised keerukad moodustised, nagu seda on isegi lihtsaimad valgu molekulid, eitab mateeria arenemist, s. t. on risti vastupidine teaduslikult põhjendatud ja kindlakstehtud tõele.

Üldised teed, mida mööda toimus elu tekkimine Maal, avastas nõukogude teadlane A. I. Oparin.

A. I. Oparini teooria aluseks on süsiniku (põhilise elemendi, millest on ehitatud orgaanilised ained) laialdane levik maailmaruumis ja süsiniku aatomite suur võime ühineda üksteisega ning teiste elementide aatomitega. Erinevates modifikatsioonides ja ühendites on süsinikku avastatud tähtedel, planeetidel ja meteoriitides — viimastes kas ehedalt (grafiit, teemant) või karbiididena (ühendid metallidega) ning süsivesinikena. Ei ole põhjust eitada süsiniku esinemist ka tolmuosakestes, milledest moodustus Maa. Hiljuti tehti kindlaks vesiniku, metaani, ammoniaagi ja vee (jää) esinemine praegu Galaktikas eksisteerivates gaas- ja tolmudukogudes. Järelikult on selge, et süsinik ja selle lihtsamad

[4] Г. Спенсер-Джонс, Жизнь на других мирах, 1946.

ühendid süsivesinike näol läksid meie planeedi koostisse juba tema tekkimisel.

Süsiniku ajalugu Maal on algul arvutu hulga keemiliste reaktsioonide ja seejärel süsivesinike ning veeauru ja ammoniaagi vastastikuse mõju ajalugu. Resultaadina tekkisid uued, keerukamad ained, mis koosnesid juba süsinikust, hapnikust, vesinikust ja lämmastikust ning olid võimelised uuteks reaktsioonideks üksteisega ja ümbritseva keskkonnaga primaarsetes meredes ja laguunides, kuhu nad sattusid atmosfäärist. Nende reaktsioonide kaosest ilmusid lõpuks kõige keerukamad kõrgmolekulaarsed ühendid, nende hulgas ka valgulaadsed ühendid.[5]

Segatud valkainete lahuses koonduvad erinevate valkude molekulid tavaliselt väikesteks tilgakujulisteks vees ujuvateks agregaatideks. Seda nähtust nimetatakse koatservatsiooniks. Ja kui primaarsed, kõige lihtsamad orgaanilised ühendid olid ühtlaselt vees hajutatud ja viimasest mitte eraldatud, siis pärast valgulaadsete ühendite tekkimist toimus tähtis hüpe: algas koatservaatsete tilkade eristumine, s. o. valgulaadsete ühendite vastandumine neid ümbritsevale keskkonnale. Koatservaatne tilk oli juba midagi individuaalset, millel oli oma, olgugi veel mittepüsiv struktuur; iga niisugune tilk tõmbas väljastpoolt kergesti osakesi juurde, neelas neid ja astus nendega keemilistesse ühenditesse, mis võisid jääda tilka, järelikult viia teda kasvamisele ja sisemisele keemilisele ümberkorraldumisele või lagunemisele. Kui süntees toimus tilgas antud väliskeskkonna tingimuste puhul lagunemisest kiiremini, muutus tilk dünaamiliselt püsivamaks; kui lagunemine oli sünteesist kiirem, siis tilk purunes. Koatservaatsetes tilkades tegi loodus nagu esimesi ainevahetuse katseid. Ainult dünaamiliselt püsivad tilgad (mis sõltus nende individuaalsetest iseärasustest) võisid kestvamalt eksisteerida, kasvada ja jagunemisel «paljuneda», kuid see võis toimuda ainult nende väheste tilkadega, mille omadused pidevalt muutusid täiesti kindlas suunas, mis kindlustas kogu tilga kui terviku pideva taastumise. Keemiliste reaktsioonide kindla järgnevusega (s. t. dünaamiliselt väga püsivate ja taastumisvõimeliste) tilkade tekkimine oli selleks uueks hüppeks, mille tulemusena keerukas, kuid elutu orgaaniline moodustis muutus elusolendiks.[6]

Ürgse elu tombukestel ei olnud veel rakulist struktuuri. Kulus aastatuhandeid, enne kui arenesid vanimad ainuraksed organismid, hulkraksete eelkäijad. Möödus samuti aastatuhandeid, enne

[5] Lähemalt vt. А. И. Опарин, Возникновение жизни на земле, 1941; А. И. Опарин, Современная наука о происхождении жизни на земле, «Коммунист», 1954, № 11.

[6] Mõnede bioloogide arvamuse järgi ei pidanud valgulaadsed ühendid elusa aine põhiliste tunnuste omandamiseks läbi tegema komplekssete «ülemolekulaarsete» valgusüsteemide (koatservaatsete tilkade) staadiumi: teatavates tingimustes pidid sellised tunnused aja jooksul paratamatult tekkima primaarse valgu molekulis eneses (vt. «Вопросы философии», 1953, № 1, стр. 143).

kui muutus esimeste organismide toitumisviis. Algul kasutasid nad toiduks ainult orgaanilisi aineid, siis aga, seoses seda liiki toiduvarude vähenemisega, olid nad nagu seatud valiku ette: kas hävineda või õppida toituma anorgaanilistest ühenditest. Hiljem moodustusid ühe organismide rühma protoplasmas pigmendid, mis andsid tõuke CO_2 sünteesimiseks võimeliste lihtsaimate taimede — sinirohevetikate — tekkimiseks. Vetikad mitte ainult ei suurendanud oluliselt orgaanilise aine hulka looduses, vaid ka vabastasid teised elusolendite rühmad vajadusest areneda autotroofsuse suunas; need rühmad, toitudes nüüd vetikatest, muutusid heterotroofseteks ja said seega tulevase loomariigi esivanemateks.

Elu hälliks peetakse merd. Kuigi see arvamus on vaieldav, ei ole seda kunagi veenvate väidetega ümber lükatud. Meri on erakordselt sobiv keskkond organismide arenemiseks: liikuv vesi kindlustab toidu juurdevoolu isegi kinnitunud või passiivselt ujuvatele organismidele; meri sisaldab hiiglasuurtes hulkades kõige mitmekesisemaid organismidele vajalikke aineid; lõpuks, merevee füüsikaliste tingimuste ja keemilise koostise stabiilsus teeb ainevahetuse organismi ja keskkonna vahel mitte juhuslikuks, vaid regulaarseks ja seejuures püsivalt soodsates tingimustes toimuvaks protsessiks. See kehtib eelkõige siiski rannikuvete kohta, kus litosfääri, hüdrosfääri ja atmosfääri vastastikune mõju, s. o. geograafiliste tingimuste summa kõige enam soodustab elu esinemist.

Me püüdsime joonistada usutavat pilti Maa ja tema maastikulise sfääri arenemisest arhaikumile eelnenud tohutu pika perioodi jooksul. Selle ajavahemiku vältel, mis hõivab nähtavasti 3—4 miljardit aastat, tegi Maa läbi järgmised staadiumid:

1. Mateeria esialgne tihenemine lähtetolmupilves.

2. Väikese (ruumalalt praeguse Merkuuriga võrreldava) planeedi staadium. See planeet on juba võimeline hoidma enda ümber püsivat gaaskesta. Algab tektooniline tegevus (energiaallikad: radioaktiivsete ainete lagunemine ja võib-olla ka gravitatsioonilise diferentseerumise algus). Tardkivimitest eralduvad H_2O, CO_2 ja NH_3, mis lähevad primaarse atmosfääri koostisse.

3. Maa saavutab oma praegused mõõtmed. Tema väline kivikest on tõenäoliselt basaltse koostisega. Toimub elutu orgaanilise aine kogunemine ja arenemine kõrgmolekulaarsete ühendite moodustumise suunas.

4. Rakueelsete eluvormide ilmumine. Organismid on ainult heterotroofsed.

5. Ainuraksete organismide ilmumine ja elusolendite autotroofse haru tekkimine. Atmosfääri rikastumine vaba hapniku ja lämmastikuga mikroorganismide elutegevuse arvel.

Asume nüüd vaatlema Maa elu hilisemaid perioode. Materjalide nappusele vaatamata toetume siin siiski paljudele täiesti usaldusväärsetele faktidele, mille põhjal on võimalik teha küllalt

usutavaid üldisi järeldusi. Maastikulise sfääri arenemine geoloogilise aja jooksul jaguneb mitmeks etapiks. Kõige vanemad ja vähetuntumad neist on sobiv kokku võtta eelkambriumi nimetuse alla; sellele järgnevad kaledoonia, hertsüünia (ehk variski) ja alpi etapp.

259. Eelkambrium. Arhailiste ja proterosoiliste kivimite uurimine, mis valgustab Maa ajalugu rohkem kui 1,5 miljardi aasta pikkuses ajavahemikus, võimaldab teha mõned olulised järeldused tolleaegse maastikulise sfääri iseärasuste ja arenemiskäigu kohta. On õnnestunud kindlaks teha, et isegi kõige vanemad eelkambriumi kompleksi kihid on tekkinud mitte ainult tardkivimite, vaid ka settekivimite metamorfiseerumise tulemusel. Siit tuleneb vältimatult järeldus vee, atmosfääri, murenemise, vooluvete tegevuse, ärakandepiirkondade ja akumulatsioonibasseinide olemasolu kohta tolleaegsel maapinnal. Nagu lugeja mäletab, ekstrapoleerisime samasuguse järelduse ka eelarhailiste aegade kohta (§ 258).

Teine tähtis fakt: eelkambriumi lademed on tugevasti kurrutunud. See tõendab, et nad on viibinud geosünklinaalsetes tingimustes. Et aga eelkambriumi kivimeid leidub kõikjal, siis tuleb järeldada, et vähemalt arhaikumis oli kogu maapind geosünklinaalses olekus. Muide, sellel primaarsel geosünklinaalil — kui mitte arvestada kõigile geosünklinaalidele iseloomulikku suurt tektoonilist liikuvust — olid täiesti omapärased jooned. Esiteks oli ta kõikjal esinev, mistõttu teda võib nimetada *pangeosünklinaaliks*. Teiseks ei olnud reljeefi liigestus tema piirides kuigi kontrastne, sest tektoonilised pinged tookordses struktuurilt homogeenses maakoores[7] lahenesid raskusteta ükskõik missuguses maakoore osas. Kolmandaks oli pangeosünklinaalile vaevalt omane saarelise mere režiim, mis on tavaline geosünklinaalide arenemise piirkonnas. Arhaikumis valitses maismaa enam või vähem ühtlaselt jaotunud madalaveeliste merebasseinidega. Kaasaegsetega sarnanevaid sügavaid ookeaninõgusid ei olnud üldse.

Kuivõrd Maailmamere praegune soolsus on kujunenud soolade kogunemise tulemusel Maa hüdrosfääri *kogu esinemisaja* jooksul, tuleb arvata, et eelkambriumi merede soolsus oli praegusest väiksem. Proterosoikumi merede soolsust hinnatakse 2,5—1,0 protsendile. Selles suhtes meenutasid tolleaegsed mered pigemini suuri soolaka veega järvi. Kaudseks tõendiks väikese soolsuse kohta on maakeral suurtel pindaladel esinevate proterosoiliste raudkvartsiitide väga selge kihilisus: suure soolsusega vees (mis elektrolüüdina soodustab hõljumi koagulatsiooni) poleks setete kihilisus olnud nii selge. Merevee peamiste komponentide omavaheline suhe erines samuti praegusest. Eriti vaesed olid mered karbonaatidest: isegi kambriumis koosnesid paljude mereorganis-

[7] Termin «maakoor» on omapärane relikt varajasematest kosmogoonilistest ettekujutustest. Seda terminit kasutame ainult traditsiooni järgi ega anna talle täht-tähelist tähendust.

mide toesed mitte kaltsiumkarbonaadist, vaid ränidioksüüdist või kitiinist, eelkambriumi keemiliste ja biogeensete setete hulgas aga domineerisid ilmselt räni, raua ja mangaani ühendid.

Usaldusväärseid jälgi elusolenditest ei ole arhailistes lademetes küll säilinud, kuid organismide esinemises tol ajal pole siiski võimalik kahelda (vt. § 258). Proterosoilist maismaad asustasid ainult bakterid ja vetikad, meredes aga jõudsid selle perioodi lõpuks areneda kõik vetikate ja selgrootute tüübid. See tõendab veel kord, et elu hälliks tuleb lugeda merd. Organismide ulatuslikku maismaale tulekut takistas seejuures kaua vees ja maismaal valitsevate keskkonnatingimuste järsk erinevus.

Seoses sellega, et elusa autotroofse aine üldine mass oli Maal veel väike, sisaldas eelkambriumi atmosfäär ning järelikult ka merevesi suhteliselt palju CO_2 ja vähe O_2, kuigi fotosünteesi protsessid hakkasid juba intensiivselt seda suhet muutma. Õhu ja vee suure süsihappegaasi-sisalduse tõttu toimus kivimite murenemine suure kiirusega (millega seletubki suurte räni-, raua- ja mangaanikoguste kandumine meredesse) ning organismide esinemine tingis ka primitiivse mullatekke, mis muide ei sarnanenud sugugi praegusega.

Klimaatiliseks tsonaalsuseks olid arhaikumis ja proterosoikumis, samuti ka planeedi elu varajasematel perioodidel olemas kõik tingimused — Maa kerakujulisus ja päikeseradiatsioon. Siiski on kaheldav, kas see tsonaalsus väljendus eriti selgesti, sest maismaa ja mere jaotus oli suhteliselt ühtlane ja reljeef nõrgalt liigestatud, atmosfääris aga leidus rikkalikult Maa «soojendajat» — süsihappegaasi (vt. § 27). Olgugi et Kanadas, Ameerika Ühendriikides ja mõnedes teistes maades on arhailistest ja proterosoilistest lademetest leitud mattunud moreene (tilliite), tuleb arvata, et jäätumistel oli proterosoikumis (vastupidiselt väljakujunenud vaadetele) ainult kohalik iseloom.

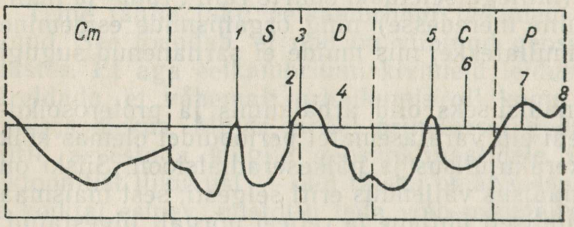
Intensiivselt kurrutunud arhailise maakoore osad moodustasid aja jooksul pideval geosünklinaalsel alal üksikuid jäiku tuumikuid. Iga orogeneetiline faas suurendas sellist tuumikut. Pidevalt suurenedes muutusid tuumikud ulatuslikeks platvormideks. Proterosoikumi lõpuks jagunes terviklik pangeosünklinaal Kanada, Brasiilia, Vene, Siberi, Hiina, Aafrika, Indo-Austraalia ja Antarktise platvormideks (vt. joon. 108).

Maakoore kambriumieelse evolutsiooni käigus toimus Maa settelise kesta üldise mahu suurenemine (Maa sisemusest pinnale kerkinud purskematerjalide lagunemise ja ümberladestumise arvel), litosfääri osade struktuuri ja koostise keerukamaks muutumine kurrutuse, intrusiivse tegevuse ja metamorfismi mõjul, järelikult nendes osades kvalitatiivselt uute (platvormiliste) tunnuste tekkimine.

Maakoore ümberkujunemise protsesse peetakse seostatuks aine diferentseerumisega planeedi sisemuses (vt. § 258). Arvatakse, et kasvava rõhu ja seega aine kasvava viskoossuse tõttu peab dife-

rentseerumine suuremates sügavustes toimuma aeglasemalt kui ülemistes kihtides. Ülemiste kihtide diferentseerumise olemus aga seisab selles, et Maa primaarne basaltne kest kihistub raskeks, allapoole laskuvaks «jäägiks» ja kergemateks, ülespoole kerkivateks aluselisteks kivimiteks, mis on rikkad kaalium- ja naatriumoksüüdi poolest (süeniidid, nefeliinsed süeniidid, montsoniidid jt.). Vastastikuses toimes settekivimite ja metamorfiseerunud kivimitega moodustavad maakoorde tunginud aluselised kivimid graniite.[8] Pangeosünklinaali tingimustes tekkisid graniidid kõikjal — see on arhaikumi iseloomulik joon. Kui aga ilmusid platvormid, kujunesid graniidid veel ainult geosünklinaalides. Seega on maapinna arenemise tähtsaks iseärasuseks arhaikumis ja proterosoikumis ka sial-kihi, s. o. katkendliku graniitkesta moodustumine.

260. Kaledoonia etapp. Kaledoonia etapp, mis kestis umbes 200 miljonit aastat, hõlmab paleosoilise aegkonna kolme esimest ajastut — kambriumi, ordoviitsiumi ja silurit.



Joon. 106. Maakoore liikumise skeem paleosoikumis.
Kurrutusfaasid: *1* — takooni, *2* — ardenni, *3* — eeri, *4* — bretooni, *5* — sudeedi, *6* — astuuria, *7* — saale, *8* — pfaltsi.

Maakoore kõikumiste üldine iseloom paleosoikumis on näidatud joonisel 106. Kaledoonia etapi esimesel poolel valitses maakoore laskumise tendents, mis asendus kambriumi lõpul tõusutendentsiga. Tõusud ja laskumised muutsid korduvalt maismaa ja mere suhteid; esimesed, millega kaasnesid mere regressioonid, soodustasid maismaa pindala suurenemist, teised põhjustasid transgressiooni ja merede pindala suurenemist. Tõusutendentsi tugevnemine tugevdas ka kurrutusliikumisi, mis olid eriti võimsad alam- ja ülem-siluri ning siluri ja devoni piiril. Need kurrutused, mida kokku nimetatakse kaledoonia kurrutuseks, suurendasid proterosoikumist pärinevate platvormide pindalasid. Kaledoonilised kurrutatud struktuurid (kaledoniidid) ääristavad ja suurendavad Siberi platvormi lõunaosa (Sajaanid, Baikalimaa), Vene platvormi loodeserva ja Kanada platvormi põhjaosa (vt. joon. 108).

Seega jätkus kaledoonia etapil maakoore koostise ja ehituse keerukamaks muutumine. Jätkus ka sial-kesta moodustumine (geosünklinaalides) ning koos sellega kasvas settekihi üldine maht, milleks lähtematerjali andsid uued tardkivimite massid.

Kambriumi ja siluri jooksul korduvalt toimunud muutused

[8] В. В. Белоусов, Тектоническое развитие земного шара, «Природа», 1952, № 2.

maastikulise sfääri ilmes avaldasid kahtlemata mõju ka klimaatilisele olukorrale. Kliima diferentseerumine nõrgenes transgressioonide perioodil ja tugevnes geokraatilise[9] režiimi puhul. Tervikuna väljendus kliima muutumine nelja ulatusliku kliimavöötme moodustumises: põhjas kujunes välja põuane vööde (millest räägivad Nordviki neeme soolad, Siberi platvormi soolad ja kipsid), sellest lõuna pool niiske (Inglismaa, Karatau, Salairi aheliku ja Sajaanide raua- ja mangaanimaagid), edasi lõuna pool palav ja kuiv (India, Austraalia ja Aafrika ariidsed setted) ning veel kaugemal lõuna pool jälle niiske vööde (Lõuna-Aafrika mangaanimaagid).

Ökoloogiliste tingimuste vaheldumine, mida tingisid maismaa ja mere ümberjaotumine, mägismaade ilmumine, kliima ning maismaa ja mere füüsilise loomuse muutumine jne., oli võimsaks stiimuliks elukonna pidevale arenemisele.

Endiselt jäi elu peamiseks areeniks meri. Kõige olulisemaks sündmuseks oli siin esimese kalafauna ilmumine (silur). Teiseks kaledoonia etapi tähtsaks sündmuseks oli siluris esimeste maismaaloomade tekkimine (primitiivsed skorpionid ja hulkjalgsed) ning veel varem (alam-kambriumis) psilofüütse floora — esimese maismaataimestiku — tekkimine. Väikesed roht- või puittaimed, mis polnud veel jagunenud varreks, juureks ja leheks, asustasid erinevaid klimaatilisi piirkondi, kuid nendest moodustunud ühetaoline ja mitte väga tihe «põõsastiku» tüüpi kate ei sisaldanud kuigivõrd selgeid bioloogilise tsonaalsuse tunnuseid.

261. Hertsüünia etapp. Hertsüünia etapp, mis kestis umbes 125 miljonit aastat, hõlmab devonit, karbonit (kivisõe ajastut) ja permi.

Nagu nägime, lõppes kaledoonia etapp mandrilise režiimi valitsemisega. Maakoore liikumiste üldine iseloom hertsüünia etapi vältel nagu kordas kaledoonia etapi liikumiste pilti (vt. joon. 106). Alam-devon päris silurilt litosfääri tõusutendentsi, kuid sellele järgnes kolm suurt transgressiooni (kesk- ja ülem-devon, alam-karbon ja ülem-karbon koos alam-permiga), mis olid üksteisest eraldatud lühiajaliste mere taganemistega. Hertsüünia etapp lõppes jälle geokraatilise režiimiga. Olgugi et hertsüünia etapp oli kaledoonia etapist lühem, oli ta rikkam suurte orogeensete faaside poolest, mis muutsid litosfääri kõikumised keerukamaks (vt. joon. 106). Nende faaside kogum moodustab hertsüünia kurrutuse.

Hertsüünilised kurrutatud struktuurid (hertsüniidid) liitsid üheks tervikuks vanad Siberi ja Vene platvormid ning moodustasid rea jäiku alasid Saksamaal, Prantsusmaal, Hispaanias, lõuna pool Kanada ja Brasiilia platvorme, põhja pool Aafrika platvormi ja Austraalia idaosas (vt. joon. 108).

---

[9] Geokraatilised perioodid on maismaa pindala olulise suurenemise perioodid (vastand talassokraatilistele perioodidele, millal tugevasti suureneb merede pindala).

Vaadeldes klimaatilisi muutusi hertsüünia etapil, võib konstateerida, et selle etapi alguses ja lõpus, mil maismaa ja mere suhted põhjustasid teravalt kontinentaalse režiimi, esinesid ka kõige suuremad klimaatilised erinevused maakera erinevate kohtade vahel. Devoni lademeis on kipsi ja mattunud moreene, seega oli kliima ühtedes rajoonides kuum ja kuiv, teistes külm. Ka karboni lõpul ja permis haaras maakera võimas jäätumine, mis oli koondunud peamiselt praegusesse ekvatoriaalsesse vöötmesse ega puudutanud peaaegu sugugi kaasaegseid polaarseid ja mõõdukaid piirkondi. Karbonis ja permis mattunud moreene on rohkesti avastatud Indias, Aafrikas ja Madagaskaril lõuna pool lõunapöörijoont, Austraalias ja Lõuna-Ameerikas. Liustikega kaetud ala suurus oli vähemalt 15 miljonit km^2.

Põhjapoolkeral formeerus kolm kliimavööndet (põhjast lõunasse): põhjapoolne niiske mõõdukas, põuane ja lõunapoolne niiske troopiline. Hertsüünia etapil põuane vööde kord laienes, kord ahenes, «reguleerides» seega naabervöötmete asetust. Tema eriti tugev reduktsioon Euraasia piirides toimus alam-karbonis, mil niisked vöötmed (mõõdukas ja troopiline) liitusid; ülem-permis see-eest laienes põuane vööde tugevasti.

Lõunapoolkera kliima, mis jäätumise perioodil oli karm ja külm, muutus pärast liustike kadumist mõõdukaks. Põuast vööndet seal nähtavasti ei olnud.

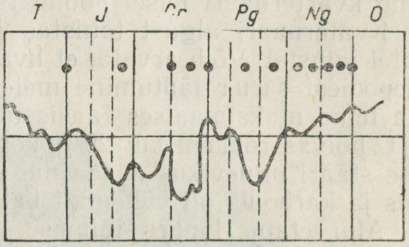
Elukonna ajaloos tuleb lugeda murrangulisteks momentideks kahepaiksete, putukate (devon), roomajate (perm) ning taimedest osjade, koldade, sõnajalaliste (devon) ja paljasseemneliste (karbon) ilmumist. Kaledoonia etapi põõsastikulaadsed formatsioonid tõrjuti välja metsataimestiku poolt, mis oli eriti võimas karbonis ja võttis tol ajal osa litogeneesist (kivisöe tekkimine). Vastavalt kliima selgele diferentseeritusele kandis kivisöe taimestik ilmset tsonaalsuse pitsatit. Niinimetatud tunguusi floora oli iseloomulik põhjapoolkera mõõdukale vöötmele, vestfaali floora niiskele troopilisele vöötmele. Lõunapoolkera mõõdukates piirkondades valitsesid sõnajalad glossopteriidide sugukonnast. Jälgi tüüpilise polaarse floora esinemisest hertsüünia etapil pole leitud.

Kõrgema taimestiku tugeva arenemisega maismaal kaasnes suur CO_2 tarvitamine ja O_2 eraldamine. CO_2 hulga vähenemise tõttu omandasid murenemisprotsessid mõnevõrra teise iseloomu. Maa atmosfäär lähenes oma koostiselt veel rohkem praegusele atmosfäärile. Seoses kõrgema taimestiku küllusega formeerusid hertsüünia etapil nähtavasti esmakordselt ka praegustega sarnanevad mullatüübid.

262. Alpi etapp. Maastikulise sfääri arenemise alpi etapp hõlmab kogu mesosoikumi ja kainosoikumi, s. o. ajavahemiku triiasest kuni kvaternaarini, seega umbes 185 miljonit aastat.

Maakoore kõikuvliikumiste iseloomu järgi (joon. 107) võib alpi etapi jagada kolme ossa: 1) triias — mandrilise režiimi valit-

semine, nõrk orogenees; 2) juura, kriit ja paleogeen — geosünklinaalide ja platvormide ulatuslikud aeglased laskumised ning esimesed suured orogeneetilised faasid; 3) paleogeeni lõpp ja neogeen — uued ulatuslikud tõusud, millega kaasnesid sagedased ja tugevad orogeneetilised faasid, mis kujundasid lõplikult välja alpiinsed kurrutatud struktuurid (alpiidid). Tähelepanu tõmbab endale maakoore erakordne tektooniline aktiivsus ja tektoonilise tegevuse vormide mitmekesisus. Orogoneetilised aktid, mis algasid triiases, ei lakanud seejärel enam enne alpi etapi lõppu. Orogeneetiliste faaside hulk oli s u u r e m kui hetsüünia etapil. Kui paleosoikumis aktiivne tektooniline tegevus piirdus kurrutusega sünklinaalides ja jäikade tompude aeglase (epeirogeneetilise) jagunemisega alanguteks ja ülanguteks, siis alpi etapil lisandus neile vanadele vormidele midagi täiesti uut: grandioosne lõhenemine ja suurte platvormiliste alade vajumine ning ookeanibasseinideks



Joon. 107. Maakoore liikumise skeem meso- ja kainosoikumis.
Mustad ringikesed tähistavad kurrutusfaase (vasakult paremale: vana-kimmeri, uus-kimmeri, austria, subhertsüünia, lärami, pürenee, saava, vana-steiermargi, uus-steiermargi, atika, rodaani ja valahhi).

muutumine. Alpi etapil purunes vana lõunamander Gondvaana: osa temast vajus Atlandi ookeani lõunaosa ja India ookeani vete alla ning ainult osa säilis üksikute mandritompude — Brasiilia, Aafrika, India, Austraalia ja Antarktise — näol. Atlandi ookeani põhjapoolses osas esines mander kuni tertsiaarini. Vaikse ookeani põhja keskosal on samuti platvormiline struktuur, mis tähendab, et ka siin oli mander, mis hiljem laskus, purunes, kattus basaltsete kivimitega ning kaotas oma graniitse aluse (sial), mis nagu lahustus basaldis. Maastikulise sfääri arenemise varajasematele etappidele omane maismaa ülekaal asendus kaasajaks ookeanibasseinide valitsemisega. Esitatu valgusel selgub, miks geoloogid ei avasta vanade settekivimite koostises süvaveesetteid: neid setteid pole seepärast, et peaaegu kuni kainosoikumini ei olnud olemas sügavaid ookeane.

Tektoonilise tegevuse aktiivsus avaldus ka reljeefi iseloomus. Kaasaegsed väga kõrged mäed ja väga sügavad ookeaninõod moodustavad kontrasti, mida maapinna reljeefis ei ole varem kunagi olnud.

Alpi kurrutus moodustas mesosoikumis Kordiljeeride ning Aasia kagu-, ida- ja kirdeosa kurrutatud struktuurid, kainosoikumis Andide, Antarktandide, Vahemere mägivööndi (Gibraltarist Himaalajani), Kamtšatka ja Ida-Aasia ning Austraalia kaarjate

saarestike struktuurid (joon. 108). Selle tulemusena asub peaaegu kogu meile tuntud maapinna osa praegu platvormilistes tingimustes. Geosünklinaale ei ole Maale peaaegu üldse jäänud.

Suuri sündmusi toimus ka elukonna arenemises. Loomariik rikastus triiases imetajatega, juuras aga lindude eellastega. Kriidi ajastu alguseni kuulus maakera taimkattes juhtiv osa paljasseemnelistele taimedele. Tsonaalsus ei väljendunud tol ajal kuigi selgesti — floora oli oma üldilmelt ühtlane peaaegu kogu maakera pinna ulatuses. Valitses metsataimestik, kuid mitte nii võimas kui karbonis; tõelisteks puudeks olid ainult okaspuud ja ginkgod. Kriidi ajastul ilmusid kateseemnelised taimed ja Maal levisid peamiselt lehtmetsad okaspuude lisandiga.

Kainosoikumis algas geograafilise tsonaalsuse seniolematu teravnemine ja diferentseerumine: tertsiaaris tekkisid kõrbe- ja poolkõrbevööndid, sama ajastu lõpul stepi- ja metsastepivööndid ning kvarternaari teisel poolel taiga- ja tundravööndid.

Kvaternaari algust tähistas jäätumine polaarsetel ja mõõdukatel laiustel. Võib arvata, et kvaternaarne jäätumine oli a i n u k e tõepoolest s u u r jäätumine meie planeedi ajaloos. Liustike pindala tema maksimaalses faasis ulatus 43 miljoni ruutkilomeetrini, s. t. hõivas rohkem kui 29% kogu maismaa pindalast. Maastikulise sfääri minevikus ei tea me teist taolist fakti; jäätumine permis ja karbonis oli vähemalt kaks korda väiksema ulatusega.

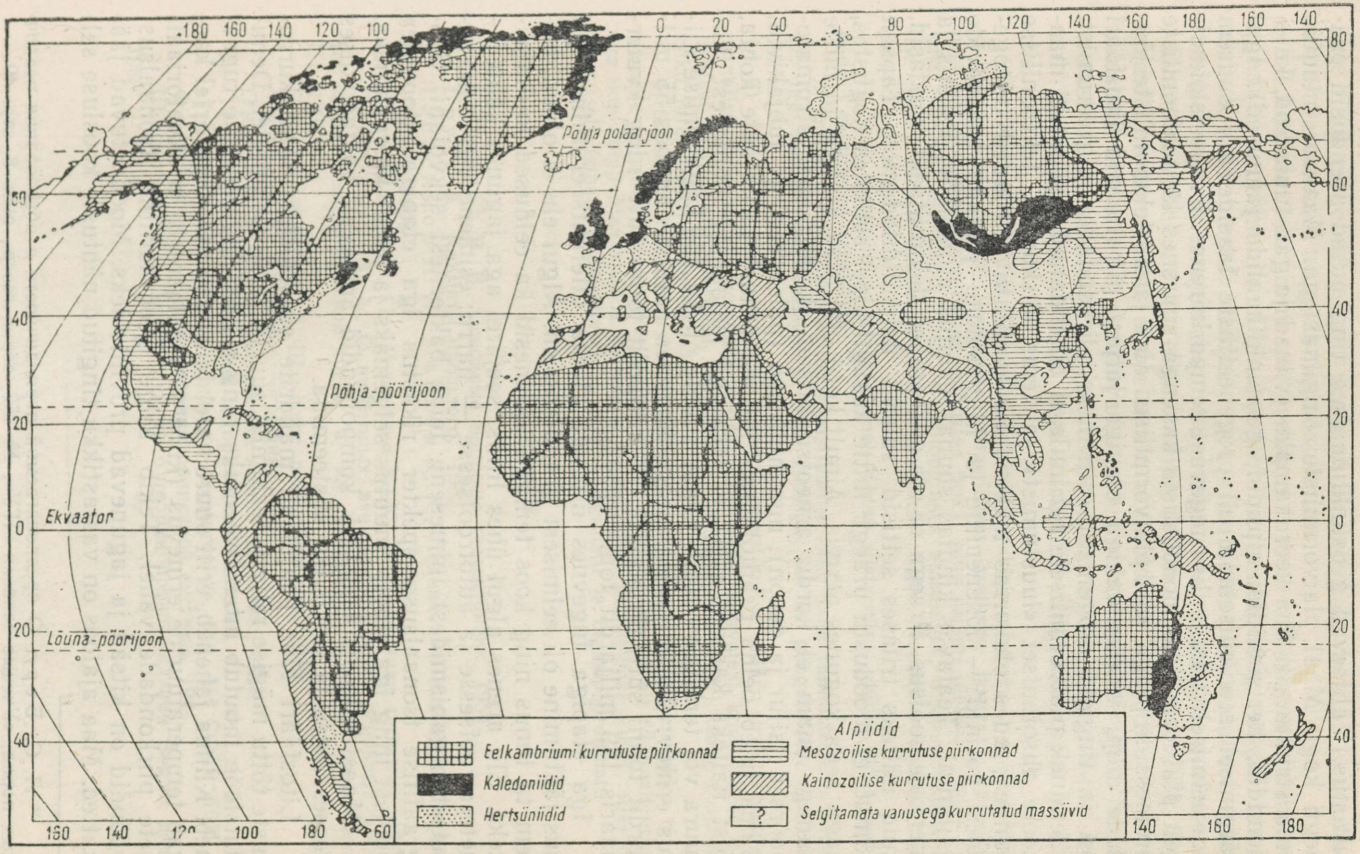
Alpi etapp lõppes inimese ilmumisega. Sellest momendist algas Maa ajaloos uus aegkond, mida võib täiesti põhjendatult nimetada a n t r o p o s o i l i s e k s aegkonnaks.

263. Maastikulise sfääri arenemise üldised seaduspärasused. Eelmiste paragrahvide materjal näitab, et maastikulise sfääri ajaloos tervikuna ja igal tema arenemise üksikul etapil nagu korduksid ühed ja needsamad nähtused ja nähtuste kompleksid. Maakoore tõusud ja laskumised, merede transgressioonid ja regressioonid, orogeneetilised faasid, klimaatilise tsonaalsuse teravnemine ja nõrgenemine jms. — kõik see on esinenud korduvalt.

Esimesel pilgul näib tsüklilisus iseloomustavat ka kaledoonia, hertsüünia ja alpi etappi: kui jätta kõrvale üksikasjad, siis iseloomustab iga etapi algust ja lõppu tõusude valitsemine, mandrite suurenemine ja klimaatiliste tingimuste mitmekesisus, vahepealsetel perioodidel aga valitsevad laskumised, mereline režiim ja ühetaoline kliima. Ainult elukonna ajaloos ei esine kordumist.

Kordumine, tsüklilisus, omapärane makrorütm, mille esinemises ei saa kahelda, on siiski ainult v o r m, milles sisalduvad oma olemuselt kindlasuunalised, pöördumatud protsessid, mis viivad maastikulise sfääri keerukamaks muutumisele, üleminekule ühest kvalitatiivsest olekust teise. Lühidalt — Maa ajaloos ei ole kordumisi ega tsükleid selle sõna täpses tähenduses.

Esialgu ühetaoliselt akumuleerunud aines kihistus hiljem diferentseerumisprotsesside käigus ja planeedi välispinnale tekkis sial-kiht. Settekivimite üldine mass suurenes ning nende sortiment



Joon. 108. Maailma skemaatiline tektooniline kaart (lihtsustatult N. M. Strahhovi järgi).

rikastus. Valitsevad geosünklinaalsed tingimused asendusid peaaegu kogu Maal platvormiliste tingimustega. Maakoor muutus oma struktuurilt üha keerukamaks (vanad jäigad tuumikud, kaledoniidid, hertsüniidid, alpiidid, geosünklinaalide jäänused). Igal järgmisel arenemisetapil oli orogeneetiliste faaside arv suurem kui eelmisel: tektoonilise tegevuse tempo kiirenes. Proportsionaalselt platvormiliste moodustiste kasvuga suurenes ka tektooniliste protsesside pinge, sest platvormilised alad jätsid tektooniliste jõudude mõju valdkonda iga etapiga järjest piiratumaid litosfääri osi ja tingisid orogeneesi esinemise piirkondade migreerumist. Üleminek platvormilisele režiimile ei tähendanud aga siiski maakoore absoluutset «luustumist» ja tema laskumist tektoonilisse «unne»; uues olukorras tekkisid ka kvalitatiivselt uued tektogeneesi vormid — lõhenemine ja hiiglasuurte jäikade massiivide vajumine. Teatavas kindlas suunas muutus atmosfääri koostis ja merevee soolsus. Praegu ei ole ookeanides dolomiitseid mudasid, kuid näiteks triiases settisid suured dolomiidilademed. Täpselt samuti ei moodustu praegu mitte kusagil kipsi sellistes kogustes, nagu seda kogunes permis. Ainult kord olid Maa ajaloos ja mitte kunagi enam ei kordu arheotsüatiitsed (kambrium), stromatopoorsed (silur ja devon), nummuliitsed (paleogeen) jt. lubjakivid. Sama tuleb öelda graptoliitsete kiltade (silur) ja ka süte kohta, sest näiteks karboni söed ei tekkinud samadest taimedest kui juura või tertsiaari söed; lisaks sellele oli ka söe kogunemise kiirus erinev: ühe miljoni aastaga kogunes karbonis umbes 55 miljardit tonni sütt, tertsiaaris 76 miljardit tonni sütt ning kvaternaaris 139 miljardit tonni turvast.[10]

Iga etapiga tugevnes üldiselt kliima diferentseerumine. Iga uus jäätumine oli eelmisest grandioossem. Algul elu ei olnud, hiljem ta ilmus ning koos temaga kujunesid ka eeldused mullatekkeks. Elu arenes algul ühes liinis, seejärel aga jagunes kahte — heterotroofsesse ja autotroofsesse — harru; esimene viis ainuraksetest organismidest inimeseni, teine bakteritest sekvoiani. Geograafilise tsonaalsuse spekter rikastus iga etapiga «toonide» poolest ning iga «toon» muutus selgemaks ja sisult keerukamaks.

Maastikulise sfääri kõik komponendid arenevad vastastikuses seoses ühtse ja tervikliku süsteemina.

Litosfääri tõus põhjustab mandrite suurenemist ning kurrutuste tõttu mägise reljeefi tekkimist suurtel territooriumidel. Denudatsioon muutub intensiivsemaks ning reljeefi liigestumine tugevneb. Kliima jaheneb, eriti suurematel laiustel, mille tagajärjel kasvab temperatuuride erinevus (kuni 40°) polaarsete ja ekvatoriaalsete piirkondade vahel. Tekib selge geograafiline tsonaalsus; vööndid on kitsad ja jagunevad provintsideks. Moodustuvad jääkatted. Maa ajaloos on vastastikku tingitud nähtuste koosluse sel-

[10] Л. С. Берг, О предполагаемой периодичности в образовании осадочных пород, «Ученые записки ЛГУ», № 152, серия геогр., вып. 8, стр. 49.

line tüüp esinenud pärast proterosoikumit kaks korda: 1) karboni lõpul ja permis ning 2) kainosoikumis.

Litosfääri laskumine põhjustab mandrite vähenemist ja merede pindala suurenemist. Denudatsioon nõrgeneb ning reljeef tasandub. Kliima muutub kõikjal — ka polaarsetes piirkondades — ühetaolisemaks ja soojemaks; temperatuuride erinevus pooluse ja ekvaatori vahel on suhteliselt väike (mitte rohkem kui 20°). Geograafiline tsonaalsus ei ole terav, vööndid on laiad ning provintsiaalsed erinevused avalduvad nendes suhteliselt nõrgalt. Selline maastikulise sfääri struktuuri tüüp on samuti esinenud kahel korral: 1) paleosoikumis kuni kesk-karbonini ning 2) juuras ja kriidis.

264. **Kokkuvõte.** Maa pinna ajalugu, mis on «kirja pandud» kivimite kihtides ja massiivides (nende koostises, vastastikuses asetuses, lasuvuse iseloomus, neis sisalduvates orgaanilistes jäänustes jms.), ning samuti oletused, mida võib teha planeedi elu kohta tema eelgeoloogilises staadiumis, osutavad maastikulise sfääri täiesti seaduspärasele arenemisele. Selle arenemise iseloomulikud jooned on järgmised:

1) Maa maastikuline sfäär areneb ühtse süsteemina, milles kõik komponendid muutuvad seostatult;

2) arenemise käigus rikastub maastikuline sfäär uute tunnustega, s. t. muutub iga etapiga keerukamaks nii oma koostise kui ka geograafilise struktuuri poolest;

3) väliselt kannab arenemine mõnede maastikulise sfääri struktuuritüüpide rütmilise vaheldumise iseloomu ja näib koosnevat teatavatest korduvatest tsüklilistest nähtusekompleksidest, mis toovad maastikulise sfääri teatava ajavahemiku järel tagasi lähteolukorda;

4) tegelikult mingisugust tsüklilisust maastikulise sfääri arenemises ei ole; sarnane on ainult protsesside väline vorm, nende sisu aga on sügavalt erinev; iga uus etapp Maa ajaloos kasvab välja eelmisest keerukamal alusel, olles oma olemuselt temast kvalitatiivselt erinev, kordumatu ja tagasipöördumatu.

Kirjandust

Белоусов В. В., Основные вопросы геотектоники, 1954.

Брукс К., Климаты прошлого, 1952.

Герасимов И. П., Марков К. К., Ледниковый период на территории СССР, 1939.

Герасимов И. П., Марков К. К., Четвертичная геология, 1939.

Григорьев А. А., О некоторых взаимоотношениях основных элементов физико-географической среды и их эволюции, «Пробл. физ. геогр.», III, 1936.

Давиташвили Л. Ш., Курс палеонтологии, 1949.

Марков К. К., Палеогеография, 1951.

Опарин А. И., Возникновение жизни на Земле, 1941.

Страхов Н. М., Основы исторической геологии, ч. I и II, 1948.

«Труды I совещания по вопросам космогонии», изд. АН СССР, 1951.

Фесенков В. Г., Космогония солнечной системы, 1944.

Шмидт О. Ю., Четыре лекции о теории происхождения Земли, изд. 2, 1950.

XXVIII peatükk

ÜLDISED GEOGRAAFILISED SEADUSPÄRASUSED. GEOGRAAFILINE MAASTIK

Käesolevas töös esitatud faktiline materjal võimaldab teha üldisi järeldusi maastikulise sfääri kõige iseloomulikumate omaduste kohta. Selliste üldiste geograafiliste seaduspärasuste kindlakstegemises seisabki üldise maateaduse ülesanne.

265. Maastikulise sfääri terviklikkus. Maastikulise sfääri iga üksiku komponendi olemasolu ning arenemine on allutatud oma spetsiifilistele seaduspärasustele. Mullatekke seadused on teistsugused kui kliima formeerumise seadused ning anorgaanilise mateeria arenemise seadused teistsugused kui orgaanilise maailma seadused. Kõigi komponentide vastastikune toime aga seob need komponendid üheks terviklikuks materiaalseks süsteemiks.

Meie raamat on tervikuna pühendatud kogu maastikulist sfääri haaravate sügavate sisemiste seoste olemasolu tõestamisele. Me nägime, et Maa kuju määrab päikeseradiatsiooni ja järelikult ka soojuse jaotuse iseloomu. Temperatuuride jaotus reguleerib ühelt poolt aurumist, seega ka pilvisust ja sademeid, teiselt poolt (Maa pöörlemisest tingitud parandusega) baarilist reljeefi, sellest sõltuvaid tuuli ning tuultest (koos protsessidega, mis põhjustavad ookeani eri osades veetaseme erinevust) tingitud merehoovusi. Kõik see moodustab kokkuvõttes ühed või teised kliima iseärasused. Uurides seejärel kliima kui terviku või tema üksikute elementide mõju, tegime kindlaks sõltuvused kliima ja reljeefi, kliima ja mullatekke, kliima ja elukonna vahel, samuti ka reljeefi, muldade ja elukonna vastumõju kliimale, rääkimata seostest muldade ja organismide vahel. Lülitades üldisse analüüsi endogeensed protsessid, saame kindlaks teha ka nende kõige tihedama seose eksogeensete protsessidega: kui näiteks mägede tekkimine muudab eksogeensete protsesside kogumit, siis avalduvad need muutused ka Maa sisejõudude poolt moodustatud vormide välisilmes ja esinemises; Maa pinnal ainest ümber jaotades aga stimuleerivad need muutused maakoore kõikuvliikumisi, põhjustades selle vajumist setete raskuse all või kergendades litosfääri osade

kerkimist ja üleskummumist nendelt suurte ainesemasside eemaldamise teel. Seoste üldisse süsteemi lülitub täiesti loogiliselt ka inimene: ta ei või täielikult vabaneda sõltuvusest looduslikust keskkonnast ega asendada loodusjõude millegi muuga, kuid samal ajal avaldab ta geograafilisele keskkonnale tohutut mõju, andes oma suure panuse ainete ringesse Maal.

On isenesest mõistetav, et maastikulise sfääri komponentide omavaheline sõltuvus ja seos on eksisteerinud alati — mitte ainult kaasajal, vaid ka geoloogilises minevikus. Kvaternaari seda laadi seostest andis väga rohke faktilise materjali täpse analüüsi alusel selge pildi R. Daly.[1]

Ajal, mil tingimused soodustavad jäätumist, tekivad hiiglasuured liustikud ja jääkatted. Et igasugune liustik moodustub tahketest sademetest ning viimased tekivad põhiliselt Maailmamere pinnalt aurunud niiskuse arvel, siis niiskuse konserveerumine maismaal liustike näol kutsub vältimatult esile Maailmamere veetaseme madaldumise, mis otseselt või kaudselt avaldub kogu Maal. Otsene mõju seisab selles, et šelf jääb osaliselt kuivale, mandrid ja saared omandavad täiendavate maismaa-alade arvel teistsugused piirjooned, mõned saarestikud liituvad üheks saareks, mõned saared ühinevad mandritega, mõned üksteisest lahutatud mandrid aga seostuvad omavahel maismaasildadega, mida mööda mitmesugused loomad ja taimed võivad migreerida, ümber jaotuda ja oma areaale muuta, kuna veeorganismidele on need «sillad» ületamatuks barjääriks. Kaudne mõju seisab selles, et Maailmamere taseme madaldumine kutsub esile temasse suubuvate jõgede erosioonibaasi madaldumise: tugevneb põhjaerosioon, orud lõikuvad sügavamale, maismaa reljeefi liigestumine muutub intensiivsemaks.

Soojadel jäävaheaegadel pöörduvad taanduvate liustike sulamisveed tagasi ookeani, kust nad olid «omastatud» palju aastatuhandeid tagasi, ning kõrgendavad Maailmamere veetaset: ujutatakse üle šelfid, eralduvad üksteisest mandrid ja saared, toimub jõgede erosioonibaasi kõrgenemine, mis tingib reljeefi kujunemise aeglustumist, väheneb maismaafloora ja -fauna migratsioon ning suureneb veeorganismide migratsioon, hakkavad kasvama korallmoodustised jne.

Seega kujutab maastikuline sfäär enesest üllatavalt keerukat mehhanismi: jää sulamine Grööninmaal näiteks kajastub varem või hiljem ka mandrite sisemuses, kandudes sinna jõgede erosioonilise tegevuse kaudu, ning troopilistes meredes, kus korallriffide ja atollide kõrgenemine nagu püüaks järele jõuda Maailmamere veetaseme kõrgenemisele.

Veetaseme kõikumised, mille põhjus peitub kontinentaalsete jäämasside suurenemises või vähenemises, on üsna suured. Grööninmaa praeguse jääkatte täielik kadumine kõrgendaks Maailma-

[1] R. Daly, The Changing World of the Ice Age, New Haven, 1935.

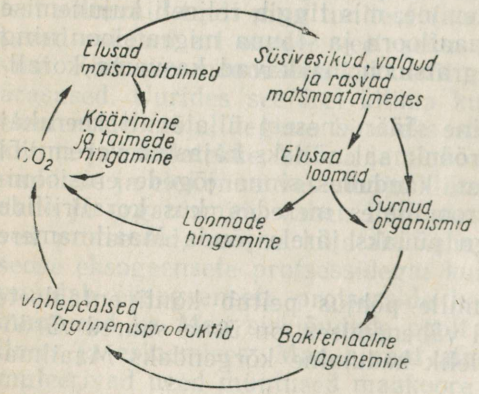
mere veetaset 8 m võrra, kogu Maal praegu esinevate liustike (21 milj. km³) kadumine aga 50 meetri võrra. Viimase jäätumise liustike (49 milj. km³) ja maksimaalse jäätumise liustike (56 milj. km³) täielik sulamine oleks andnud niisuguse hulga vett, et esimesel juhul oleks Maailmamere veetase kõrgenenud 102 m võrra ja teisel juhul 120 m võrra.

266. Ainete ringed. Teiseks maastikulise sfääri karakteerseks iseärasuseks on temas esinevad ainete ringed.

Kogu atmosfäär on ringete süsteem. Piisab, kui viitame ekvaatori ja pöörijoone vahelisele õhumasside ringele, mis koosneb tõusvast harust ekvaatori kohal, antipassaadist, laskuvast harust pöörijoone kohal ja passaadist. Merehoovusi uurides nägime, et nende süsteem moodustab ringeid, mida iseloomustab põhjapoolkeral vee liikumine kellaosuti liikumise suunas ning lõunapoolkeral vastupidises suunas.

Võttes osa suurtest ja väikestest ringetest, millega kaasnevad üleminekud tahkesse, vedelasse ja gaasilisse faasi, algab ja lõpetab maastikulise sfääri vesi oma tee Maailmameres, kusjuures vahepealseteks etappideks on sellel teel jõesängid, järvenõod, liustikud, atmosfäär, maa-alused tühikud ja kanalid, kivimite poorid ja organismide kehad.

Organismide poolt hingamisel neelatud hapnik pöördub tagasi atmosfääri fotosünteesi käigus. Roheliste taimede poolt õhu süsihappegaasist eraldatud ning orgaanilise aine ehitamiseks kasutatud süsinik läheb tagasi atmosfääri orgaaniliste jäänuste mineraliseerumise protsessides (joon. 109). Valkainetes sisalduv lämmastik, mis pole taimedele kättesaadav, muutub omastatavaks ning läheb taimede koostisse pärast seda, kui mikroobid on surnud organismide valkained lagundanud kuni mineraliseerumiseni. Vulkaanilised protsessid toovad materjali magmakolletest maapinnale, kus magmast moodustuvad tardkivimid. Murenemisel lõhutud, ümberpaigutatud ja teises kohas settinud tardkivimid annavad aluse settekivimitele. Settekihtide progresseeruval vajumisel kivimid metamorfiseeruvad ning magma piirkonda laskumisel sulavad: sellega lõpeb ringe.



Joon. 109. Süsiniku ringe.

Nagu teada, on igal materiaalsel objektil mass ja energia: mass on üks mateeria tähtsamaid füüsikalisi omadusi, energia aga on mateeria liikumise füüsikaline mõõt. Mass ja

energia on omavahel seotud: igal massil on teatav energiavaru ja igal energial on mass (s. o. kaal). Järelikult toimub looduses samaaegselt ainete ringega ka ainetega seotud energia ringe. Vee aurumise ja jää sulamisega näiteks kaasneb soojusenergia neeldumine, veeauru kondenseerumisega soojusenergia eraldumine.

Rohkem näiteid pole selles küsimuses vaja tuua. Ringed esinevad maastikulises sfääris igal pool: neid on kerge kindlaks teha nii ainevahetuses kui ka mulla ja taimkatte vastastikuses mõjus ning tuhandetes teistes protsessides.

Esimesel pilgul näib, et maastikulises sfääris toimuvaid ringeid võib võrrelda suletud ringidega, kuid tegelikult ei ole see nii. Me võime sulatada mistahes tardkivimit, kuid seejuures saadav vedelik ei vasta täpselt lähtemagmale, sest magma kaotas jahtumisel rea lenduvaid aineid, mis olid tema koostises. Tiireldes ümber Päikese, ei tule Maa tagasi samasse kohta, kust ta algas oma aastast liikumist, sest kogu päikesesüsteem kandub maailmaruumis kiirusega 20 km/sek punkti poole, mis asub Herkulese ja Lüüra tähtkujude vahel.

Maastikulises sfääris toimuvad ringed pole seetõttu täielikud ringprotsessid. Õigem oleks neid võrrelda ruumilise spiraaliga või tsükloidiga, s. t. kõveraga, mille kujundab mööda sirgjoont veereva ratta punkt.

267. Rütmilised nähtused. Omapäraseks ringete liigiks maastikulises sfääris on tema mitmesugused rütmilised muutused. Igal maastikul on ööpäevane rütm, mis esineb sel põhjusel, et maastikusisesed seosed on erinevatel ööpäeva-aegadel erinevad. Iga maastik muutub ka vastavalt aastaaegadele ja tal on seetõttu aastane rütm. Muutuvad biotsönoosside aspektid. Muutub jõgede ja veekogude ning merede režiim. Muutub murenemisprotsessi iseloom ja intensiivsus. Sama toimub ka mullatekkeprotsessidega: kõrbes näiteks moodustub kevadel, kui on palju niiskust, orgaaniline aine ning muutub huumuseks, mitmesugused ühendid aga uhutakse mullast välja; suvel huumus mineraliseerub ja leostumise asemel toimub niiskuse kapillaarne tõus ning lahustuvate soolade juurdetulek ülemistesse mullahorisontidesse; sügisel kannab vihmavesi soolad jälle teatavasse sügavusse. Veeorganismid (eriti zooplankton) hoiduvad öösel ülemistesse veekihtidesse, kus on rohkem toitaineid, päevaks aga laskuvad nad sügavamatesse kihtidesse (kuni 250 m) — ilmselt selleks, et mitte teistele saagiks langeda. Siin on loodusliku valiku käigus välja kujunenud rütmiline kohastumisreaktsioon.[2]

Üksikutel juhtudel langevad ööpäevased ja aastased rütmid ühte, tugevdades vastastikku üksteist (pooluselähedastes piirkondades); teistel juhtudel (ja seda kõige sagedamini) arenevad ööpäevased rütmid aastaajaliste muutuste foonil, millega seoses iga

[2] «Природа», 1952, № 3, стр. 112—115.

järgmise ööpäeva rütm erineb oma tagajärgede ja iseloomu poolest mõnevõrra eelmise ööpäeva rütmist.

Tuleb märkida, et ka ööpäevased ja aastased rütmid nagu teisedki ringed ei kujuta enesest täielikke ringprotsesse. Maastikuline sfäär ja geograafiline maastik muutuvad ajaliselt,[3] ükskõik kas seda aega arvestatakse ööpäevades, aastates, sajandites või aastatuhandetes. Tõsi küll, aastases rütmis me sageli ei märka seda ja rütm näib meile väliselt tsüklilisena: igal sügisel langevad puudelt lehed, igal talvel katab välju lumi, igal kevadel tõusevad jõed üle kallaste — kõik toimub nii nagu kõigil sügistel, talvedel ja kevadetel. Niisugune näiliselt täielik tsüklilisus aga ei tohi meie eest varjata selle liikumisvormi tõelist olemust, mida me nimetame rütmiliseks liikumiseks.

Rütmilisus on maastikulise sfääri lahutamatu joon. Iga maastik erineb teistest maastikest mitte ainult reljeefi, mullastiku, taimestiku ja teiste komponentide koosluse iseloomu poolest, vaid ka rütmilisuse iseloomu poolest. Rütmilisus kuulub orgaaniliselt maastiku struktuuri mõistesse, sest komponentide vastastikune mõju on ajaliselt muutuv ja see muutumine toimub teatavas kindlas järjestuses.

Uurida maastikku väljaspool rütmilisust on niisama hea kui piirduda taime nime määramisega, arvestamata seda, et see taim elab ja tema välimus on vegetatsiooniperioodi eri momentidel erinev.

Ööpäevase ja aastase rütmilisuse põhjus on meile selge ja perioodid täpselt teada. Maastikulises sfääris esineb aga ka rütmilisi nähtusi, millel nähtavasti pole regulaarseid perioode.[4] Siia kuuluvad kliima soojenemine ja jahenemine, liustike pealetung ja taandumine, järvede veetaseme kõrgenemine ja madaldumine jne. Need protsessid, kordudes teatavate mittevõrdsete ajavahemike tagant (mis on mõõdetavad aastate, aastakümnete ja mõnikord aastasadadega), annavad tunnistust maastikulise sfääri muutumisest ja on temast lahutamatud.

268. Tsonaalsus ja atsonaalsus. Maastikulise sfääri kõige iseloomulikumaks struktuuriliseks iseärasuseks on tsonaalsus. Tsonaalsuse fakt ilmneb juba maapinnal esinevate nähtuste lihtsal empiirilisel üldistamisel, nende sügav uurimine aga näitab, et maastikulise sfääri struktuur ei võigi olla tsonaalsuseta.

Ülemaailmse tsonaalsuse seaduse avastas suur vene mullateadlane ja geograaf V. V. Dokutšajev. 1898. aatal kirjutas ta: «Tänu meie planeedi teatavale asetusele Päikese suhtes, tänu Maa pöörlemisele ja kerakujulisusele esinevad kliima, taimed ja loomad maapinnal põhjast lõunasse rangelt kindlaksmääratud kor-

[3] Ю. П. Бяллович. К теории фитокультурных ландшафтов. «Известия Геогр. о-ва», 1938, вып. 4—5.

[4] Rütmilisus kui nähtuste üldine ajaline korduvus võib olla perioodiline (nähtuste kordumine muutumatute ja rangelt määratud ajavahemike tagant) ja tsükliline (nähtuste kordumine muutlike ajavahemike tagant).

ras, reeglipärasusega, mis võimaldab maakera jagada polaarseks, mõõdukaks, subtroopiliseks, ekvatoriaalseks jne. vöötmeks. Kui aga (eespool loetletud — *S. K.*) agendid-mullatekitajad... on jaotunud vastavalt vöötmetele, siis ka nende tegevuse resultaat — muld — peab levima maakeral teatavate vööndite näol, mis kulgevad enam või vähem... paralleelselt laiusjoontega.»[5] Samas esitas Dokutšajev oma esimese looduslike vööndite klassifikatsiooni. Seda täiendades eristas ta 1900. aastal boreaalse (tundra-), põhjapoolse metsa-, metsastepi-, stepi-, kuivstepi-, aeraalse (kõrbe-) ja subtroopilise vööndi.[6] Dokutšajevi õpetust vööndidest laiendas, süvendas ja konkretiseeris hiljem L. S. Berg.

Tsonaalsuse põhiprintsiipideks on Maa kuju ja Maa asetus Päikese suhtes. Kiirgusenergia tsonaalse jaotuse tagajärjel on tsonaalne ka temperatuur, aurumine ja pilvisus, baariline reljeef, tuulte süsteemid, merevee pindmiste kihtide soolsus, vee gaasidega küllastuse aste, kliima, murenemise ja mullatekke protsessid, taimestik, loomastik, hüdrograafilise võrgu iseloom jne. Tsonaalsed on ka maastike geokeemilised iseärasused: vesiniku ioon on iseloomulik tundrale, taigale, segametsadele ja niiskele troopikale, kaltsium steppidele ja kõrbetele, naatrium kõrbetele, raud tundrale ja taigale, räni ja alumiinium niiskele troopikale.[7]

Kõige ideaalsemalt oleksid vööndid välja kujunenud siis, kui Maa pind oleks lausaline tasandik ning vee jaotus oleks kogu maakeral ühtlane (s. t. maismaa oleks sümmeetriline mingi meridiaani suhtes). Läänest itta kulgevad vööndid vahelduksid siis põhjast lõunasse täiesti korrapäraselt.

Kuid, nagu näitas Dokutšajev, loodus pole matemaatika. Maakera reljeef on väga tujukas; vesi ja maismaa on ebavõrdselt jaotunud, mandrite ühtesid rannikuid uhuvad külmad, teisi soojad hoovused; päikeseradiatsiooni ei võta maakera pind vastu passiivselt, vaid allub seejuures olulisele transformatsioonile; seetõttu kaldub tsonaalsus sageli kõrvale ideaalsest skeemist.

Põhja-Ameerikas muudab vööndite asetust Kordiljeeridest tingitud omapärane niiskuse jaotus: vööndid ei kulge seal piki paralleele, vaid peaaegu meridionaalselt. NSV Liidu Euroopa-osas, kus kliima kontinentaalsus suureneb loodest kagusse, vahetuvad vööndid samas suunas, on mõnevõrra kaldunud ja kulgevad lääne-edelast ida-kirdesse. Laiuselist («horisontaalset») tsonaalsust muudab keerukamaks mägismaadest tingitud vertikaalne tsonaalsus. Vööndite pidevust häirivad nii reljeefi iseärasused kui ka mandreid eraldavad ookeanid. Muide, viimasel juhul tsonaalsus ei lakka eksisteerimast, vaid kujuneb ümber vastavalt vee kui kesk-

[5] В. В. Докучаев, Учение о зонах природы, Географгиз, 1948, 22.

[6] Sealsamas, lk. 38—39.

[7] А. И. Перельман, Типоморфные химические элементы в ландшафте, «Природа», 1952, № 4; А. И. Перельман, Природные ландшафты европейской части СССР и их геохимические особенности, «Природа», 1954, № 3.

konna suuremale ühetaolisusele maismaaga võrreldes; ka ookeanide pinnal on tsonaalsus siiski küllalt selge ning mitte keegi ei kahtle näiteks selles, et Korallimere ja Grööni mere oluliselt erinevad maastikud kuuluvad erinevatesse maastikulistesse vööndi-tesse.[8]

Vertikaalse tsonaalsuse põhiliseks eelduseks on temperatuuri kiire madaldumine kõrguse suunas, mis on palju suurem kui temperatuuri madaldumine merepinna tasemel ekvaatorilt pooluse suunas. Horisontaalsed ja vertikaalsed vööndid on omavahel kahtlemata sarnased ning peavadki seda olema, sest nii ühel kui teisel juhul on kõne eelkõige soojuse režiimist, sõltumatult selle soojuse allikast. Kuid on ka erinevusi: mööda vertikaali muutuvad maastikulised komponendid teise kiirusega kui mööda horisontaali ja sageli ka teises suunas. Alt üles sademete hulk sageli suureneb, valgusrežiim muutub nii valguse intensiivsuse kui ka koostise osas teisiti kui tasandikel väikestelt laiustelt suuremate suunas, ei toimu sellist päeva ja öö pikkuse muutumist, mis esineb liikumisel ekvaatorilt polaaraladele, lisanduvad klimaatilised komplikatsioonid, mis on seotud reljeefiga (ekspositsioon, tuuled, põhjavete kogunemise tingimused, drenaaž, murenemine jt.), — tähendab, nii mullad kui ka biotsönoosid omandavad jooni, mida neil pole horisontaalse tsonaalsuse tingimustes. Järelikult pole vertikaalsed vööndid vastavate horisontaalsete vööndite koopiad ja isegi mitte viimaste (olgugi kas või omapärased) variandid, vaid pigemini analoogid, sest horisontaalsete ja vertikaalsete vööndite tekkimise aluseks on erinevad põhjused: esimesel juhul päikesekiirte langemisnurga muutumine laiuse muutumisel, teisel juhul temperatuuri madaldumine kõrguse suurenemisel.

Vertikaalne tsonaalsus on horisontaalsest tsonaalsusest individuaalsem. Peaaegu igal mägismaal on oma vertikaalse tsonaalsuse spekter või isegi terve seeria selliseid spektreid sõltuvalt nõlvade ekspositsioonist, mäeahelike üldisest ulatusest ning vastastikusest asendist. Spektri vööndid ei pea tingimata rangelt imiteerima horisontaalsete vööndite järjestust; reas mägismaades näiteks langeb mägituundra vöönd tervenisti välja ja asendub mäginiitude vööndiga. Nende spektrite diferentsiatsiooni aste sõltub siiski mägismaa paiknemisest ühe või teise horisontaalse vööndi piirides. Ühe ja sama kõrguse puhul on mäeahelikul tundras lühendatud spekter (ainult tundra ja igilume vööndid), ekvaatoril aga maksimaalse ulatusega spekter. Sellel nagu ka real teistel juhtudel ilmneb täiesti loomulik ja seaduspärane seos horisontaalsete ja vertikaalsete vööndite vahel.

Vahepealses asendis horisontaalse ja vertikaalse tsonaalsuse vahel on maastike vertikaalne vööndisisene diferentsiatsioon tasandikel. Kui mägedes on vertikaalse tsonaalsuse põhjuseks klii-

[8] С. П. Хромов, Есть ли ландшафные зоны на океанах? «Известия Геогр. о-ва», 1949. вып. 2.

ma muutumine seoses absoluutse kõrguse muutumisega, siis tasandikel põhjustavad vertikaalset diferentsiatsiooni erinevused geomorfoloogilistes tingimustes (reljeefi liigestatus, suhteliste kõrguste kõikumine; absoluutne kõrgus aga ei etenda olulist osa). Niiske kliimaga alasid muudab liigestatud reljeef kuivemaks (võrreldes tasandikega), kuiva kliimaga alasid niiskemaks. Metsastepivööndis paiknevad leetunud mullad ja metsad kõrgendikel, mustmullad ja stepid madalikel, s. t. kõrgendikele on omased madalikega võrreldes põhjapoolsema maastiku (metsa) elemendid. Sellist juhtumit soovitas F. N. Milkov nimetada otseseks vertikaalseks diferentsiatsiooniks. Segametsade allvööndis Vene tasandikul on kõrgendikud kuivad ja hõivatud tammikutest, madalikud aga on soostunud ja kaetud okasmetsadega, s. t. kõrgendikele on omased madalikega võrreldes lõunapoolsema maastiku elemendid. See on vertikaalse diferentsiatsiooni vastupidine tüüp.[9]

Vertikaalne diferentsiatsioon võib üle minna vertikaalseks tsonaalsuseks, kui reljeefi liigestatusele lisandub oluline absoluutse kõrguse muutus. Vertikaalne diferentsiatsioon ei tekita maastikus suuri muutusi; ta ainult «nihutab» maastiku ühe astme võrra põhja või lõuna poole.

Nimetades (Dokutšajevi järgi) tsonaalsuse seadust ülemaailmseks seaduseks, et alla kriipsutada selle maastikulise sfääri struktuurse joone erakordset tähtsust, ei tohi me sõna «ülemaailmne» võtta täht-tähelt. Tsonaalsuse seadust ei tohi pidada absoluutseks ning automaatselt rakendatavaks kõigi nähtuste ja kõigi aegade kohta, nagu seda teevad mõned geograafid.

Tsonaalsus ei ilmne kõigepealt kaugeltki kogu maastikulise sfääri ulatuses. Seda pole suurtes ookeanisügavustes (orgaaniliste mudade levikus täheldatavad tsonaalsuse jooned on tingitud tsonaalsuse nähtustest ookeani pinnal), troposfääri ülemistes kihtides ega maakoores. Tsonaalsus esineb peamiselt Maa füüsikalisel pinnal. Peale selle on tsonaalsuse esinemine tingitud Maa asendist päikesesüsteemis ja osaliselt Maa mõõtmetest. Kui Maa asuks Päikesest sellisel kaugusel nagu Pluuto, poleks tal mingisugust tsonaalsust: Maale tuleks Päikese soojust 1600 korda vähem kui praegu ning kogu tema pind oleks lausaline jääkõrb. Kui Maa oleks oluliselt väiksemate mõõtmetega kui praegu, puuduks tal atmosfäär ning seetõttu peaaegu täielikult ka tsonaalsus; Kuul, millel atmosfäär praktiliselt puudub, pole avastatud mingisuguseid tsonaalsuse tunnuseid. Seetõttu Kuu «geograafia» lõpeb «geomorfoloogiaga» ja ka viimane on tingitud üksnes endogeensetest protsessidest — vulkanismist ja disjunktiivsetest dislokatsiooni-

[9] Ф. Н. Мильков, О явлении вертикальной дифференциации ландшафтов на Русской равнине, «Вопросы географии», 1947, вып. 3; Ф. Н. Мильков, Лесостепь Русской равнины, 1950 (ptk. IV).

dest (lõhenemised, tõusud, laskumised).[10] Päikesest kaugemal asumise ja atmosfääri hõreduse koosmõju tsonaalsusele avaldub ilmekalt Marsil, kus tsoonideks on ainult kaks lumist «polaarmütsi» ja nendevaheline ala.[11]

Lõpuks esinevad Maal tsonaalsuse häired, kõrvalekaldumised ideaalsest skeemist, mis on vahel niivõrd olulised, et tsonaalsus näib kaduvat. See näitab täie selgusega, et maastikulises sfääris on võimsaid tegureid, mida võib vastandada ja peab vastandama tsonaalsusele. Neid tegureid nimetatakse atsonaalseteks, regionaalseteks või provintsiaalseteks teguriteks.

Nii tsonaalsus kui atsonaalsus on maastikulise sfääri sisemised omadused, mis moodustavad temas vastandite ühtsuse. Samal ajal asuvad nii tsonaalsuse kui ka atsonaalsuse nähtusi tekitavad tegurid väljaspool maastikulise sfääri piire: esimene kosmilises ruumis (Päike), teine meie planeedi sisemuses (tektoonilised jõud).

Päikeseradiatsioon on tsonaalsuse tekkimise tingimuseks. Mis puutub tsonaalsusse endasse, siis pole see lihtsalt kosmiliste nähtuste passiivne «peegeldus», vaid Maa looming, tema eriline viis transformeerida väliseid mõjutusi, Maa aktiivne reaktsioon, mis on täielikult tingitud planeedi kujust ja tema pinna omadustest. Päikesest lähtuv paralleelsete kiirte kimp ei tekitaks tsonaalsust, kui Maa poleks kerakujuline. Maale langev päikeseenergia ei tegutse ainuüksi oma esialgsel kujul, vaid muundub ka teisteks energialiikideks, läheb maastikulise sfääri koostisse ja saab tema sisemiseks osaks. Isegi vööndite asetus Maal pole päikeseradiatsiooni hulga lihtne funktsioon.[12] Tsonaalsuse «maapealsest» päritolust annab tunnistust ka fakt, et vaatamata välistingimuse — päikeseradiatsiooni — konstantsusele on maastikuliste vööndite arv geoloogiliste ajastute vältel suurenenud, vööndid on ümber paigutunud ning oma ainelise sisu ja struktuuri poolest põhiliselt muutunud.

Tektoonilised jõud on atsonaalsuse tekkimise tingimusteks. Mis puutub atsonaalsusse endasse, siis on selle tekitajaks maakoore reaktsioon tektoonilistele jõududele, kusjuures selle reaktsiooni iseloom sõltub maakoore iseärasustest, tema ehitusest, jäikusest või painduvusest jne. Vastavalt sellele kujunevadki Maal ulatuslikud tõusud ja laskumised, mis reguleerivad maismaa ja mere jaotust, kitsad mägivööndid ja kurrutatud või murrutatud dislokatsioonid. Maismaa ja mere jaotus, mägede teke, vulkanism, maavärinad — kõik see etendab maastikulises sfääris väga täht-

[10] А. В. Хабаков, Об основных вопросах истории развития поверхности Луны, 1949.

[11] Normaaltingimustes (p=1 At, t=0°C) oleks Marsi atmosfäärikihi paksus ainult 7 meetrit. Valdavateks temperatuurideks on Marsil öösel —60° C, päeval mõned kraadid üle nulli. Marsi atmosfääri rõhku hinnatakse 80—100 millibaarile.

[12] А. Д. Гожев, О географической среде, «Вопросы философии», 1952, № 2, стр. 231, 234.

sat osa, kuid pole oma geneesilt kuidagi seotud tsonaalsusega, häirib tsonaalseid seaduspärasusi ja tekitab ebaühtsust maastikulistes vööndites.

Kasutades eksogeenseid jõude, surub ka tsonaalsus siiski oma pitseri atsonaalse päritoluga objektidele. Seetõttu on igal maapinna osal igal antud momendil üheaegselt tsonaalsuse ja atsonaalsuse jooni; ühtede või teiste intensiivsuse määrab antud ala arenemisstaadium. Mitte ükski selle vastandite ühtsuse külgedest ei või olla absoluutselt valdav ega ka absoluutselt alistatud. Järelikult ei saa me öelda, mis on üldiselt «peamine» maastikulise sfääri elus — kas tsonaalsus või atsonaalsus. Kõik sõltub kohast ja ajast.

Maastikulised vööndid kujutavad endast ajaloolist kategooriat. Neil on oma algus ja omad arenemisfaasid. Paleogeograafia tõestab, et tsonaalsuse nähtused Maal on eri perioodidel kord tugevnenud, kord nõrgenenud, kuid maastikulise sfääri arenemise üldiseks tendentsiks on tema tsonaalse diferentsiatsiooni kasv.

Tsonaalsus esines ka enne elu tekkimist Maal. See oli algeline tsonaalsus, mis hõlmas ainult anorgaanilisi kehi ja nähtusi. Maa pind kujutas enesest klimaatiliselt ebaühtlast kõrbet. Ajavahemikul, mis kestis esimeste, kõige lihtsamate organismide ilmumisest peaaegu kuni alam-paleosoikumini, lakkas maismaa sisuliselt olemast kõrb, kuid tema välisilme muutus vähe: ühetaolised ning veel spetsialiseerumata vetikad ja bakterid ei võinud tekitada bioloogilist tsonaalsust. Elus aine on oma loomuselt atsonaalne, kuid arenemise ning keskkonnaga kohastumise käigus omandas ta tsonaalsed vormid. Devon oli psilofüütide, väikeste põõsataoliste taimede valitsemise periood. Karbonist kriidini kuulus valitsus Maal võimsatele metsadele; tookordne tsonaalsus oli metsaformatsioonide tsonaalsus. Kõrbe- ja poolkõrbevöönd kujunes alles tertsiaaris, metsastepi- ja stepivöönd tertsiaari lõpus, taiga- ja tundravöönd kvaternaari teisel poolel.[13]

Tsonaalsuse arenemisega kaasneb vööndite asukohtade muutumine. Piisab, kui meenutada, et näiteks paleogeenis olid Vene tasandiku lõunaosas praeguste steppide asemel igihaljad troopilised metsad, miotseenis aga laiusid hiiglasuurel alal Euraasias Pürenee poolsaarest Mongooliani savannid. Praegu on troopiliste metsade ja savannide vööndid mõõdukatest laiustest kaugele eemale nihkunud.

269. Maastikulise sfääri arenemise impulsid ja vormid. Arenemine on maastikulise sfääri eksisteerimise viis, tema tähtsaim ja lahutamatu omadus, sisuliselt aga on arenemine maastikulisele

[13] И. П. Герасимов, Происхождение природы современных географических зон на территории СССР, «Известия АН СССР», серия геогр., 1951, № 2; Е. М. Лавренко, Возраст ботанических областей внетропической Азии, «Известия АН СССР», серия геогр., 1951, № 2; К. К. Марков, Палеогеография, 1951 (ptk. VII); Б. Н. Городков, Происхождение арктических пустынь и тундр, «Труды Ботанич. ин-та имени Комарова», серия III, вып. 8, 1952.

sfäärile omastest sisemistest vastuoludest tingitud vastandlike tendentside kokkupõrkamine.

Me märkisime juba, et maastikuline sfäär on keerukas materiaalne süsteem ning iga selle süsteemi komponent muutub oma spetsiifiliste seaduste järgi. Samal ajal on selge, et maastikulise sfääri arenemine ei saa olla tema üksikute komponentide arenemise mehaaniline või juhuslik summa. Maastikulise sfääri osade kõige tihedamate seoste, vastastikuse tingituse ja koosmõju tagajärjel toimub maastikulise sfääri arenemine nagu mingi tervikliku loodusliku moodustise arenemine. Järelikult on maastikulise sfääri arenemine keerukas ja sisemiselt vastuoluline, kuid ühtne protsess. Tema ühtsuse tõendajaks on see lihtne ja selge fakt, et mitte ükski maastikulise sfääri komponent ei saa muutuda, ilma et muutuksid kõik ülejäänud komponendid. Siin esineb analoogia eluprotsessiga, mis on samuti ühtne (olgugi et koosneb üksikutest toitumise, eritamise, hingamise, kasvamise jne. protsessidest), ja ühtse mullatekkeprotsessiga, kui mõistame seda Viljamsi järgi protsesside kogumina, millede kaudu tekib lähtekivimile muld.[14]

Geograafilises kirjanduses toimusid kaua vaidlused selle üle, mida lugeda peamiseks maastiku ja maastikulise sfääri arenemises: kas väliseid mõjutusi või sisemisi stiimuleid? See vaidlus tundub praegu üsna tühisena. Tema edutus teataval etapil tulenes mõnede geograafide puudulikust dialektilise meetodi valdamisest, mille tagajärjel välise ja sisemise kategooriates nähti absoluutseid erinevusi, tõmmati ühtede ja teiste vahele selged piirid ega mõistetud nende vastandite dialektilist ühtsust. Nii arvas A. A. Rode, et geograafiline maastik areneb sisemiste impulsside mõjul, muld aga ainult väliste põhjuste mõjutusel.[15] A. D. Goževi järgi areneb maismaa loodus kahes põhisuunas: isearenemise teel organismide olulisel osavõtul ja organismide vahetu osavõtuta, põhiliselt väliste mõjutuste toimel («mil väline mõjutus esineb erilise suunava jõuga»).[16] Käesoleva raamatu esimeses väljaandes (lk. 468) nõustusime ilma küllaldase kriitikata E. Markuse kontseptsiooniga maastiku muutumise kahe tüübi — autogeense ja ökogeense tüübi — olemasolu kohta. Analoogilisi vigu esineb ka teistel autoritel.

Tegelikult 1) on arenemise alus asjade sees; välised mõjutused on ainult arenemise tingimusteks; 2) sisemise ja välimise vastastikune suhe peegeldab nähtuste üldist seost ning mitte nende isoleeritust; sellele on ilmseks kinnituseks mitšuurinliku bioloogia poolt kindlaks tehtud organismi ja keskkonna ühtsus.

Maastikuline sfäär areneb oma sisemiste vastuolude jõul. Välised mõjutused, näiteks päikeseradiatsiooni juurdevool, on selle

[14] В. Р. Вильямс, Почвоведение, Земледелие с основами почвоведения, 1938, стр. 52.

[15] А. А. Родэ, Почвообразовательный процесс и эволюция почв, 1947.

[16] А. Д. Гожев, О физико-географическом районировании, «Известия Геогр. о-ва», 1948, вып. 1, стр. 5.

arenemise tingimusteks; muidugi mõjutavad ka nemad arenemist, kuid mitte teisiti kui murdudes läbi maastikulise sfääri kvalitatiivse omapära, alludes temas ümberkujundamisele, omalaadi assimilatsioonile. Väline mõjub ainult sisemise kaudu: «Muna, saades vastava hulga soojust, muutub kanapojaks, kuid soojus ei suuda muuta kivi kanapojaks, sest alus on neil erinev.» [17]

Järelikult nii maastikulise sfääri arenemine tervikuna kui ka iga maastiku arenemine on alati isearenemine mingis nende suhtes välises ümbruses, millega nad samal ajal moodustavad ühtsuse. Tõendada ainult arenemise sisemiste stiimulite esinemist tähendab kunstlikult isoleerida maastikku kõigest, mis asub tema piiridest väljaspool, eitada nähtuste üldist seost; tõendada ainult arenemise väliste stiimulite esinemist või omistada ühtedele maastikele spontaanseid muutusi ning teistele muutusi, mis on tingitud välistest mõjutustest, tähendab lahti ütelda arenemise allika tunnetamisest, olla selles küsimuses metafüüsik ja vassija.

Geograafilises kirjanduses jätkub ka maastiku ning maastikulise sfääri arenemise probleemi teise külje arutlemine: kas on selles arenemises mingi juhtiv tegur või on kõik tegurid samaväärsed ning toimivad «ühel nõul»? Kui juhtiv tegur esineb, siis kas ta jääb alati juhtivaks või läheb arenemise käigus valitsemine ühelt tegurilt teisele üle? D. L. Armand nimetab primaarseteks (s. o. ilmselt juhtivateks) teguriteks päikeseradiatsiooni ja tektoonikat. [18] Samasugust arvamust avaldas juba varem A. A. Grigorjev. [19] S. D. Muraveiski peab juhtivateks protsessideks murenemist, mullateket ja elukonna arenemist. [20] Küsimuse seade ebaselgus seisab selles, et rääkides «tegurist», mõistetakse selle all sageli «komponenti», mingi komponent iseendast aga ei saa olla arenemist stimuleerivaks jõuks. Selleks jõuks on alati v a s t u o l u ning keerukamas objektis vastuolude süsteem, milles on alati olemas peamine vastuolu.

Siit järeldub, et maastikulise sfääri (või maastiku) arenemises on alati juhtiv tegur; selleks teguriks on peamine vastuolu; arenemise käigus läheb juhtimine vastuolu peamiselt küljelt üle allutatud küljele (vt. § 1).

Maastikulise sfääri arenemise allikaks on temas esinevate p a l j u d e vastandlike tendentside kokkupõrkamine. Soojuse neelamine ja äraandmine, kivimmaterjali ärakanne ja ladestumine (eriti erosioon ja akumulatsioon), maakoore tõus ja vajumine, organismi ja keskkonna vastastikune toime (eriti ainevahetus),

---

[17] Мао Цзэ-дун, Относительно противоречия, «Большевик», 1952, № 9, стр. 11.

[18] Д. Л. Арманд, О некоторых теоретических положениях физической географии..., «Известия АН СССР», серия геогр., 1951, № 3, стр. 60, 68.

[19] А. А. Григорьев, Основы теории физико-географического процесса, «Труды II Всесоюзн. географ. съезда», т. I, 1948.

[20] С. Д. Муравейский, Роль географических факторов в формировании географических комплексов, «Вопросы географии», 1948, вып. 9.

elu ja surm, aurumine ja kondensatsioon, mere transgressioon ja regressioon, mulla ja taimede vastastikune mõju jne. — need kõik on näited väikestest ja suurtest vastuoludest maastikulises sfääris. Peamiseks vastuoluks, mille foonil arenevad teisejärgulised vastuolud, on tsonaalsuse ja atsonaalsuse kui maastikulise sfääri sisemiste omaduste ja tendentside vastuolu, teiste sõnadega vastuolu eksogeensete ja endogeensete protsesside vahel, päikeseradiatsiooni ja tektoonika poolt maapinnale avaldatava mõju vahel.[21]

Maastikuline sfäär sellisena, nagu me teda praegu näeme kõigi temasse kuuluvate maastike mitmekesisusega, on maapinna kogu arenemiskäigu resultaat, mitte ainult tema kaasaegsete komponentide kooslus. Et mõista kaasaegsete maastike iselomulikke jooni ja seaduspärasusi, on tarvis tunda nende minevikku. Ei saa uurida kaasaegseid vastastikusi seoseid maastikus, puudutamata maastiku ajalugu.

Maastikulise sfääri arenemise protsessil on väliselt tsükliline vorm. Nagu selgus XXVII peatükis ja nagu me oleme korduvalt rääkinud käesoleva raamatu paljudes teistes kohtades, on see tsüklilisus aga ainult näiv. Reljeefi arenemise geograafilises tsüklis, mis vastab skeemile tasandik — mägismaa — tasandik, ei kujuta teine tasandik (peneplaan) enesest tagasipöördumist esialgsele tasandikule, vaid uut moodustist. Kui maismaa vajumine kutsub esile mere transgressiooni ning sellele järgnev tõus regressiooni, siis selles «tsüklis» (maismaa — meri — maismaa) teine maismaa on printsipiaalselt esimesest erinev, sest selle pind algul abradeerus pealetungiva mere toimel ning seejärel kattus setete seeriaga, mis enne transgressiooni puudus. Kui liustikud liiguvad mingisugusesse paikkonda ning seejärel vabastavad selle, siis see paikkond väljub jää alt uute iseärasustega: liustike tegevuse tulemusel muutunud aluspõhja reljeefiga, uute lademetega, uue akumulatiivse reljeefiga, teistsuguse hüdrograafilise võrguga ja uute tingimustega elukonna suhtes, millel tuleb uuesti hõivata temalt jää poolt kunagi ära võetud territoorium.

270. Geograafiline maastik. Maapinna iseärasused on erakordselt mitmekesised. Mõned nende iseärasuste kooslused võivad siiski oma põhilises osas korduda teatava maa-ala ulatuses ja sel viisil moodustada loodusliku maastiku.

Oletame, et teatavas kohas näeb vaatleja künkaid, mida eraldavad üksteisest nõod, mis on osaliselt hõivatud soode või järvede poolt; küngastel okasmetsi ja järvede poolt hõivamata nõgudes segametsi; leetmuldi. Edasi liikudes ta veendub, et see küngaste, järvede, soode, okas- ja segametsade ning teiste elementide iseloomulik kooslus (teistest elementidest me lühiduse mõttes ei

[21] Mõnikord loetakse peamiseks vastuoluks elusa ja eluta mateeria vastastikust suhet. See pole aga õige, sest organismide ja keskkonna vastuoluga pole võimalik seletada paljusid maastikulise sfääri arenemise tähtsaid jooni (maismaa ja mere ümberjaotumist, mägise reljeefi moodustumist ning hävinemist jt.).

räägi) esineb seaduspäraselt kordudes üsna suurel maa-alal. Ta veendub ka selles, et saabub moment, mil kirjeldatud kooslus asendub teise kooslusega, mis samuti seaduspäraselt kordub kümnete kilomeetrite ulatuses ning moodustab uue, oma üldilmelt teistsuguse maa-ala. Neid üksteisest erinevaid maa-alasid — maastikke — võib igaüks näha, tunnetada ja uurida, sest nad on tegelikult looduses eksisteeriv objektiivne reaalsus, mitte inimmõistuse poolt teostatud üldistamise produkt.

Geograafilisel maastikul on järgmised põhilised tunnused. Eelkõige on maastik maastikulise sfääri osa. Teiseks on maastik ala, mida iseloomustavad struktuuri ja morfoloogilise ehituse individuaalsed jooned ning kvalitatiivne määrang, mis võimaldabki teda piiritleda ning eristada teistest maastikest. Kolmandaks on maastik, vaatamata oma individuaalsusele, tervikuna seotud maastikulise sfääriga; tema individuaalsed iseärasused avalduvadki ainult maastikulise sfääri struktuuris ja arenemises esinevate seaduspärasuste foonil ning mõju all. Öeldu kehtib mitte ainult ühe maastiku, vaid ka iga sisemiste sarnasuste alusel eristuva maastike rühma kohta.

Loetletud tunnused võivad olla aluseks teatavale üldisele maastiku mõiste määrangule. Geograafiline maastik on maapinna osa, mis on kvalitatiivselt erinev maapinna teistest osadest, on piiritletud looduslike piiridega ning kujutab endast vastastikuses seoses olevate asjade ja nähtuste terviklikku ning seaduspärast kogumit, mis avaldub tüüpiliselt üsna suurel maa-alal ja on kõigis suhetes lahutamatult seotud maastikulise sfääriga.

Selline määrang sisaldab ka rea teisi maastikule iseloomulikke jooni, kuid teeb nende loetlemise liigseks, sest on selge, et nii maastikule kui ka maastikulisele sfäärile on omased sisemine vastandite ühtsus ja terviklikkus, ainete ja nendega seotud energia ringed, ööpäevane, aastaajaline ja paljuaastane rütm ning arenemise pidevus, kusjuures see arenemine toimub põhiliselt samades vormides, samu teid mööda ja samade seaduste kohaselt nagu kogu maastikulise sfääri arenemine.

Formuleeritud maastiku määrang kuulub eelkõige geograafiateaduse üldiste mõistete hulka. Ta on võrdselt kohandatav igale füüsilise geograafia taksonoomilisele ühikule ning on niisama seaduspärane ja vajalik kui üldised mõisted «kliima», «organism» ja «muld».[22]

Terminit «maastik» võib siiski kasutada ka geograafilise indiviidi, s. o. füüsilis-geograafilise rajoneerimise ja süstematiseerimise lähteühiku tähistamiseks. Erilist ebamugavust (peale puht formaalse) see ei tekita, sest igal konkreetsel juhul on selge, kas kõne on maastikust üldse või geograafilisest indiviidist. Muide, geograafide arvamused lähevad selles küsimuses lahku:

[22] Ф. Н. Мильков, О понятии ландшафта в системе ландшафтных единиц, «Известия Чкаловского отдела Геогр. о-ва», 1948, вып. 2.

ühed soovitavad kasutada üldise mõistena terminit «looduslik kompleks» või «geograafiline kompleks» ning tähistada terminiga «maastik» rajoneerimise lähteühikut; teised kalduvad jätma «maastikule» üldise mõiste funktsiooni ja kasutama rajoneerimise ja süstematiseerimise lähteühiku tähistamiseks terminit «füüsilis-geograafiline rajoon» või «ringkond».

Iga maastik on igal antud momendil teatavas vastastikuses seoses olevate kehade süsteem või grupeering, mingi kindel struktuurne kompleks.[23] Just geograafiliselt mõistetud struktuur kui maastiku sisemine iseärasus annab maastikule kvalitatiivse piiritluse. Nagu molekulide või aatomite ümbergrupeerumisel muutub keha füüsikalis-keemiline struktuur ning agregaatolek, nii ka maastiku komponentide sisemiste suhete, s. o. geograafilise struktuuri muutumine põhjustab maastiku muutumist, tema uut kvalitatiivset olekut.

Maastik ühendab endas erilaadi osasid, kuid need erilaadi osad moodustavad ühtsuse, mis on ühetaoliselt levinud teataval territooriumil. Teiste sõnadega: maastik on heterogeenne, sest ta koosneb oma loomult (reljeef, mullad, vesi jne.) ja vormilt (veelahkmed, nõlvad, orud jne.; jõed, järved, maa-alused veed jne.) erinevatest osadest ning erisugustest morfoloogilistest ühikutest (faatsies, paigas), kuid ta on samal ajal ka homogeenne, sest nende erisuguste osade ja morfoloogiliste ühikute kooslus kordub seaduspäraselt ning tüüpiliselt teataval maa-alal.

Nagu nägime, pole maastikud isoleeritud. Nad mõjutavad üksteist. Ei saa näiteks käsitleda Ees-Kaukaasiat sõltumatult Kaukasuse mägedest ega seletada Norra kliima iseärasusi mõttes siirdumata Mehhiko lahte, kust algab Golfi hoovus. Mere naabrus koos atmosfääri tsirkulatsiooni vastava suunaga muudab mereäärse maastiku kliima mereliseks. Taimede seemned kanduvad ühest maastikust teise. Jõed, mis läbivad mitmeid maastikke, seovad neid maastikke ja ühendavad neid teataval määral. Ühed maastikud avaldavad teistele, isegi väga kaugel asuvatele maastikele mõju atmosfääri liikumise, merehoovuste, ajujää jne. kaudu.

On iseenesest mõistetav, et maastikud ei ole isoleeritud ruumis ega ajas, nagu see järeldub ka arenemisprotsessi üldisest mõistest. Mineviku pärand osutab tugevat mõju kaasaegsele geograafilisele struktuurile. Nii näiteks maakoha litoloogiline ehitus on alati mineviku pärand ning selle mineviku osa kaasaegsetes protsessides saab iseenesest selgeks, kui meenutada, et liivad on vett läbi laskvad, savised kivimid vett pidavad, lubjakivid kergesti lahustuvad jne. Kui stratigraafia on maastiku kroonika, siis litoloogia on tema aineline alusmüür. Mõned autorid peavad

[23] P. S. Makejev arvab, et maastik on kehade koosluse passiivne vorm («Известия Геогр. о-ва», 1951, вып. 5, стр. 515). Kui see on ainult vorm, kuidas nimetatakse siis sisu?

maastike mitmekesisuse põhjuseks igas looduslikus vööndis just pinnaste erinevusi[24] või loevad kivimite vaheldumise füüsilis-geograafilise rajoneerimise põhiliseks kriteeriumiks.[25]

Pidades silmas maastiku arenemise pidevust, jõuame vältimatult järeldusele, et igas praeguses maastikus tuleb otsida kolme liiki — kaasaegseid, reliktseid ja progressiivseid — jooni.

Kaasaegsed jooned on need, mis annavad maastikule meie poolt vahetult vaadeldava kvalitatiivse määrangu.

Reliktsed jooned on need, mis on säilinud eelmistest arenemisstaadiumidest. Reliktsed jooned on sageli võtmeks rea kaasaegsete iseärasuste seletamisel. Kuivad orud kõrbes räägivad sellest, et kliima oli seal kunagi niiskem. Kaasaegsete kõrgete mäeahelike lamedad harjad räägivad tasandikust, mis kunagi esines praeguste mägede kohal, hiljem aga lagunes pangasteks, mida endogeensed protsessid tõstsid erinevale kõrgusele. Reliktsed mullad, reljeefivormid, taimed, reliktne fauna, kaasaegsele olukorrale mitte vastavad reliktsed bioloogilised kohastumused jne. — kõik need on kõige väärtuslikumad näitajad maastikulise sfääri ajaloo ning järelikult ka tema praeguste iseärasuste selgitamiseks.

Lõpuks, progressiivsed jooned kujutavad endast seda uut, mis sünnib praeguses maastikus ja millele on määratud kindlalt tugevneda (näiteks sula maa laigud degradeeruva igikeltsa piirkonnas, leetmuldadesse ortsteini või mageveejärvedesse soolade kogunemine, stepitaimestiku elementide sissetungimine kõrbesse jne.). Ahistades kaasaegseid jooni, muudavad progressiivsed jooned maastikku ja transformeerivad ta teiseks maastikuks. On selge, et progressiivsete joonte analüüs pakub füüsilise geograafia spetsialistidele teoreetilist ja praktilist huvi, sest see on geograafilise prognoosi eeltingimuseks ning järelikult maastiku ratsionaalse ümberkujundamise võimsaks vahendiks. Iga teaduse lõppülesandeks on ettenägemine ning lõppeesmärgiks kasu. Selle kasu suurus ning inimese majandusliku võimu aste looduse üle on teaduse saavutuste mõõduks.

Maastikulise sfääri arenemise protsess on tema uute tunnustega rikastumise protsess, tema koostise ja järelikult ka struktuuri keerukamaks muutumise protsess. Täiesti sedasama tuleb öelda ka maastiku kohta, ainult selle erinevusega, et üksiku maastiku arenemisel võib olla ebaühtlasem iseloom kui maastikulise sfääri arenemisel tervikuna; antud maastiku suhtes välised mõjutused võivad üksikjuhtudel oluliselt aeglustada maastiku normaalset arenemist või selle ajutiselt isegi katkestada (katastroofilised üleujutused, vulkaanide pursked).

---

[24] П. С. Макеев. О географии, природных зонах и ландшафтах, «Известия Геогр. о-ва», 1951, вып. 5, стр. 513.

[25] И. С. Щукин. Некоторые мысли о сущности и методике... районирования территорий, «Вопросы географии», 1947, вып. 3.

On tehtud katse [26] eristada täielikke maastikke, millel on olemas kõik komponendid, ning mittetäielikke maastikke, millel mingisugune komponent puudub (taimkatteta polaaralad, reljeefita merepind). Et maastiku arenemine on oma olemuselt tema vahetpidamatu keerukamaks muutumine ja rikastumine, siis nimetatud katse vaatekohalt tuleks iga maastikku lugeda mittetäielikuks, sest tal ei ole veel seda komponenti, mida ta on võimeline saama arenemise käigus. Ilmselt on niisugune jaotamine tarbetu. Tegelikult on iga maastik antud arenemisastmel täielik.

Termin «geograafiline maastik» on geograafilises kirjanduses ammu kodanikuõiguse saanud ja seetõttu peame otstarbekohaseks seda säilitada ning mitte üle minna mõnele uuele terminile. See termin pole muidugi laitmatu, sest tema aluseks on valdavalt ettekujutus maa välisilmest («maastik» tähendab mitte ainult maakohta, vaid ka selle maakoha välisilmet, peisaaži), s. t. elementidest, mille uurimine kaugeltki ei ammenda füüsilise geograafia ülesannet, kuid asi ei seisa niivõrd nimetuses (olgugi et see peaks olema võimalikult täpne) kuivõrd sisus, mis sellele nimetusele antakse: geomeetria pole enam ammu teadus Maa mõõtmisest ning geograafia mitte lihtsalt Maa kirjeldus, nagu seda täht-tähelt tähendab tema nimetus. Need vananenud nimetused ei häiri kedagi ega takista mingil määral nende teaduste arenemist.

On tehtud üksikuid katseid loobuda terminist «maastik» kas sel «alusel», et maastikke looduses ei esine ja nad on ainult inimmõistuse väljamõeldised (A. M. Smirnov) [27] või et see «patune» sõna nagu ka kogu õpetus maastikest on üle võetud kodanlikelt geograafidelt-idealistidelt (A. D. Goževi) [28]. Maastike reaalsuses võib aga kahelda ainult solipsist. Nõukogude geograafide teooria samastamine kodanlike teoreetikute väljamõeldistega tõendab ainult soovi mitte näha, et peale sõna «maastik» pole nendel kahel kontseptsioonil midagi ühist, siin on tegemist omapärase kartusega, et sõna puht väline. kõla võib «maagiliselt» avaldada halba mõju nõukogude geograafiale.

Meie kirjanduses on maastiku kui termini sünonüümideks hoor (J. Bjallovitš), geohoor, paigas, geograafiline aspekt (L. Berg), elementaarne maastik (A. Ponomarjov), looduslik rajoon (S. Neustrujev), ringkond (V. Sotšava), territooriumi tüüp (A. Gožev), geotsönoos (V. Sukatšov), geograafiline kompleks (S. Muraveiski), geograafiline plokk (A. Smirnov), looduslik kompleks (V. Lidov) jt. Ainult osaliselt on need terminoloogilised lahkuminekud õigustatud autorite erineva suhtumisega termini sisusse: ühed näevad temas rajoneerimise ühikut, teised üldist mõistet, kolmandad metafüüsika peegeldust. Real juhtudel aga on uued terminid kasutusele võetud ilma erilise vajaduseta ning on käesolevaks ajaks tekitanud füüsilises geograafias omapärase terminoloogilise džungli, millest tuleb asja olemuseni jõudmiseks läbi tungida. Pealegi pole ka need terminid sageli õnnestunud: «hoor» langeb nominatiivis ühte halvamaigulise sõimusõnaga (!), «plokk» viib mõttele liikumatust pangasest, «aspekt» tähendab täht-tähelt vaadet, liiki, vaatekohta ning läheb segi maastiku aastaajalise iseloomustusega. Uute sõnadega mängimisele lõpu tegemine toob geograafiateadusele ainult kasu.

271. Geograafiliste ühikute klassifitseerimisest. Meenutame loodusteadustes kasutusel olevaid uuritavate objektide klassifitseerimise ning rühmitamise meetodeid. Üheks niisuguseks meetodiks on eelkõige nende objektide järjestamine kindlas korras, mis sõltub nende omavahelistest looduslikest seostest, sarnasusest ja

[26] А. Р. Мешков, К теоретическим основам ландшафтоведения (тезисы доклада), Воронеж, 1946.

[27] «Вопросы философии», 1950, № 2; «Известия Геогр. о-ва», 1951, вып. 3.

[28] «Вопросы философии», 1952, № 2.

päritolust, s. o. süstemaatika selle sõna laiemas tähenduses. Teine meetod on tüpoloogiline. Tüüp on üldistus, mis sisaldab teatava nähtuste ja asjade rühma iseloomulikke jooni. Kõigis süstemaatika kategooriates peale indiviidi kategooria sisaldub juba tüpoloogia element: liik näiteks on paljude isendite tunnuste üldistus, perekond mitmete liikide tunnuste üldistus jne. Kuid üldistusi võib teha ka teisel printsiibil, mis on teadusele niisama tähtis. Selliseks üldistuseks on näiteks mõiste eluvormist, s. o. organismi tüübist, mis on vastavuses ümbruskonna tingimustega. Üks ja sama eluvorm hõlmab sageli süstemaatiliselt väga erinevaid liike. Lõpuks, kolmas meetod, mille kasutamine on tingitud vajadusest kindlaks teha asjade ja nähtuste koosluste ruumilise leviku seaduspärasusi, on rajoneerimine. Nii tekivad rajoonide, piirkondade, ringkondade, provintside jne. mõisted.

Füüsilises geograafias puudub kahjuks veel geograafiliste ühikute üldkasutatav taksonoomiline gradatsioon, samuti kindel kriteerium tunnustele, mis võimaldaksid üldisest maastiku mõistest eraldada maastikku kui rajoneerimise lähteühikut. Muide, viimast ülesannet kergendab praegu mõnevõrra maastiku *morfoloogiliste ühikute* kontseptsioon, mida on kõige täpsemalt formuleerinud N. A. Solntsev.[29]

Maastik kui geograafiline indiviid ei või enam olla jaotatav originaalseteks (iseseisvateks) osadeks. Iga maastik-indiviid koosneb küll mitmest erineva mastaabiga looduslikust territoriaalsest kompleksist, kuid need kompleksid esinevad vastastikku sõltuvates *korduvates* kooslustes, mistõttu neid ei saa lugeda originaalseteks ning neile on omistatud maastiku morfoloogiliste ühikute nimetus.

Kõige lihtsam maastiku morfoloogiline ühik on *faatsies* ehk näht, mida iseloomustab kogu ulatuses litoloogiline ühetaolisus, ühesugune reljeef ja mikrokliima, üks mullaerim ning üks biotsönoos. Ida-läänesuunalises ovraagis näiteks on faatsiesteks põhja poole eksponeeritud nõlv, lõuna poole eksponeeritud nõlv ja ovraagi põhi. Kui ovraagis voolab oja ning esinevad lamm, terrassid ja uhtekoonus, siis tuleb eristada veel lammi, sängi, terrasside ja uhtekoonuse faatsiesi. Faatsieste kompleks moodustab *paigase* (ovraag, veelahe ovraagide vahel), paigaste kompleks maastiku. Seega on geograafilisel indiviidil kindel konstruktiivne plaan. Ta on mitmete või paljude paigaste seaduspäraselt korduv kooslus, kusjuures paigased omakorda koosnevad seaduspäraselt paiknevatest ning üksteiseks üle minevatest faatsiestest.

Eelmise paragrahvi alguses kirjeldatud maastiku näites esinevad paigastena künkad ja küngastevahelised nõod. Seni, kuni me näeme ühtede ja samade paigaste kordumist, asume ühe maastiku

[29] Н. А. Солнцев, Природный географический ландшафт и некоторые общие его закономерности, «Труды II Всесоюзн. геогр. съезда», т. I, 1948; Н. А. Солнцев, О морфологии природного географического ландшафта, «Вопросы географии», 1949, вып. 16.

piires. Teise maastikku ülemineku tunnuseks on uute paigaste ilmumine.

Faatsies on kõige lihtsam maastiku morfoloogiline ühik. Tema maht langeb küllalt täpselt ühte V. N. Sukatšovi poolt määratletud biogeotsönoosi mahuga: «Biogeotsönoosiks on igasugune maapinna osa, mille ulatuses biotsönoos ja temale vastavad atmosfääri, litosfääri, hüdrosfääri ja pedosfääri osad jäävad ühetaolisteks, mõjutavad üksteist ühetaoliselt ning moodustavad seetõttu ühtse, sisemiselt seostatud kompleksi.»[30]

Faatsies hõlmab tavaliselt väikest pindala, kuid võivad esineda ka suurte mõõtmetega faatsiesed. Eriti suured on (ühetaoliste tingimuste tõttu) merefaatsieste pindalad. Kui ulatuslik merefaatsies muutub kiiresti maismaaliseks, siis võib ta oma edasises arenemises moodustada maastiku. Arenemist, mille käigus ühikust, mida me vaatleme tavaliselt kui maastiku osa, kujuneb tervik, s. o. maastik, kujutab N. A. Solntsev teoreetiliselt järgmisel viisil.[31] Olgu mere alt vabanenud maismaa pind täiesti tasane. Sellel moodustub üks mullaerim ja üks taimkate, veed voolavad temal kallakut mööda ühes suunas. Kuid erosioonivaokeste tekkimine ja nende edaspidine süvenemine põhjustab tasandiku liigestumise, niiskuse jaotuse muutumise ning ekspositsioonitegurі ilmumise, mis omakorda toob kaasa muldade ja taimkatte diferentseerumise. Sel viisil muutub faatsies järk-järgult paigaseks. Faatsiese ja paigase vahepealset vormi nimetab Solntsev geograafiliseks siirdealaks. Kunagise faatsiese edasine keerukamaks muutumine viib mitme paigase, s. o. maastiku tekkimisele.

Need asjaolud sundisid N. A. Solntsevit laiendama maastiku morfoloogiliste ühikute klassifikatsiooni ja andma sellele kuju: faatsies — geograafiline siirdeala (ehk lihtsalt siirdeala) — paigas. Siirdealade näideteks on stepi liudnõgu tasasel segarohustepirohu faatsiesel; noor uure nõlva faatsiesel (tulevikus paigas: noor ovraag); mingisugusel tasasel pinnal esinev karstilehter (lehter = faatsieste kompleks = siirdeala; kui mitu lehtrit liituvad, tekib paigas).

Ekspeditsiooniline praktika on näidanud, et maastiku morfoloogiliste ühikute leidmine vahetult looduses on keerukam ülesanne, kui võiks teoreetiliselt arvata. Solntsevi kontseptsioon vajab täiendamist ja kontrollimist, kuid ka praegusel kujul annab ta teatava kriteeriumi geograafilise indiviidi tunnetamiseks.

Praegu geograafide käsutuses olev materjal võimaldab väita, et geograafilise indiviidina vaadeldav maastik on kordumatu ruu-

---

[30] В. Н. Сукачев, Фитоценология, биогеоценология и география, «Труды II Всесоюзн. геогр. съезда», т. I, 1948, стр. 188; В. Н. Сукачев, О соотношении понятий географический ландшафт и биогеоценоз, «Вопросы географии», 1949, вып. 16, стр. 48.

[31] Н. А. Солнцев, О морфологии природного географического ландшафта, «Вопросы географии», 1949, вып. 16.

mis ja ajas. Maastiku kordumatus ruumis tähendab, et mitte ühelgi looduses esineval maastikul pole kusagil maakeral täpset koopiat. Maastike kordumatus ajas tuleneb arenemise üldisest mõistest kui ühe või teise asja kvalitatiivse seisundi pöördumatust muutumisest ja seda kinnitavad ka kõik paleogeograafilised andmed: geoloogilises minevikus ei avasta me kusagil maastikke, mille täpseteks koopiateks oleksid kaasaja maastikud. Teistsugune on olukord indiviidist väiksemate morfoloogiliste ühikutega või indiviidist suuremate objektidega — maastike tüpoloogiliste rühmadega. Morfoloogilised ühikud korduvad; igijää tsoon esineb nii lõunakui ka põhjapoolkeral; praegused kõrbemaastike tüübid olid olemas ka möödunud geoloogilistel perioodidel. Maastiku kui taksonoomilise lähteühiku põhiliseks kriteeriumiks on järelikult tema k o r d u m a t u s.

V. B. Sotšava[32] esitas järgmise kriteeriumi: maastik (geograafiline indiviid) on s u u r i m territoorium, mille piirides kõige täielikumalt langevad ühte kõigi maastiku komponentide, s. t. geomorfoloogiliste, mullastikuliste, klimaatiliste, geobotaaniliste ja muude rajoonide piirid.

A. G. Issatšenko esitas teise kaalutluse. Tema arvates peab füüsilis-geograafiline rajoneerimine toimuma kahes — tsonaalses ja atsonaalses — reas, sest see vastab maastikulises sfääris esinevale kahele põhilisele ja võrdväärsele seaduspärasusele. Maastikuks (geograafiliseks indiviidiks) tuleb lugeda nii tsonaalses kui ka atsonaalses suhtes ühetaolist territooriumi. Kõrgemad rajoneerimise ühikud ei saa olla ühetaolised korraga nii tsonaalses kui atsonaalses suhtes.[33]

On selge, et kõik kolm kriteeriumi on printsipiaalselt üksteisele üsna lähedased.

Taksonoomilise lähteühiku kindlakstegemisega seotud raskused füüsilises geograafias kohutasid paljusid. D. L. Armand järeldas, et sellist ühikut pole võimalik leida: looduses esineb materiaalsete süsteemide pidev «trepp», kuid kusagil ei ole «trepiplatvormi», mida lähtekohaks võttes oleks võimalik minna üles või alla. Põhjenduseks viitas ta muuhulgas ka Lenini sõnadele: «Elektron on niisama ammendamatu kui aatom.»[34]

Materiaalsete objektide ammendamatus on muidugi vaieldamatult selge. Seda teesi kinnitab ka asjaolu, et maastik tuli jagada morfoloogilisteks ühikuteks. Kuid materiaalsete süsteemide pideva «trepi» esinemine ei takista siiski teadust võtmast oma uurimise põhiobjektiks ühel juhul aatomit, teisel juhul molekuli, kolmandal rakku, neljandal mineraali ning viiendal geograafilist maastikku.

---

[32] Ettekanne Leningradi ülikooli füüsilise geograafia kateedris 1952. aasta aprillis.

[33] А. Г. Исаченко, Основные вопросы физической географии, 1953, стр. 251.

[34] Д. Л. Арманд, Принципы физико-географического районирования, «Известия АН СССР», серия геогр., 1952, № 1.

Taksonoomia küsimused on füüsilises geograafias nii vastuolulised ja veel nii vähe läbi töötatud, et nende põhjalikum käsitlemine on meie arvates enneaegne. Piirdume mõningate valikuliste näidetega ja mõnede esitatud klassifikatsioonide võrdlustabeliga (tabel 23).

Tabel 23

Taksonoomiliste ühikute klassifitseerimise skeemid (vähenevas järjestuses)

D. L. Armand (1952)	V. B. Sotšava[35] (1952)	I. S. Štšukin (1947)	A. R. Meškov (1946)
Geograafiline sfäär	Vööde	Vöönd	Maastikuliste piirkondade rühm
Vööde Mander	Piirkond	Piirkond	
Vöönd Provints	Vöönd	Rajoon (ringkond)	
Allvöönd Allprovints	Allvöönd	Faatsies	Piirkond
Võötmik Piirkond	Provints		Provints
Allvöötmik Allpiirkond	Allprovints		Ringkond
Rajoon	Ringkond (maastik)		Rajoon
Allrajoon	Rajoon (paigaste rühm)		Allrajoon (mikrorajoon)
Paigas	Paigas		
Allpaigas	Faatsies (biogeotsönoos)		
Faatsies			
Allfaatsies			
Osis			
Allosis			

A. R. Meškov esitas kaks omavahel seotud klassifikatsiooni süsteemi — ühe tüpoloogiliseks, teise rajoneerimise otstarbeks.[36] Esimese aluseks on reljeef ja taimkatte iseloom (maismaal). Madalaim ühik on siin faatsies (N. A. Solntsevi mõistes), millele järgnevad tõusvas joones faatsieste rühm — maastikuline formatsioon — maastike klass — maastike tüüp — maastike rühm. Rühmi on kokku kolm: tasandikuliste maastike, mägi- ja veemaastike rühm.

Tasandikuliste maastike rühmas eristatakse polaarkõrbe, tundra, okasmetsade, suvehaljaste lehtmetsade, metsastepi, stepi, poolkõrbe, kõrbe, niiskete subtroopiliste metsade, kõvalehiste metsade, savannide, talvehaljaste lehtmetsade, mangroovmetsade, marsside, lammi ja soo maastike tüüpe.

Mägimaastike rühmas esinevad mägikõrbe, alpiinsete niitude, subalpiinsete niitude, mägitaiga, mägimetsa, mägistepi ja oru maastike tüübid.

Veemaastike rühmas esinevad polaarmere, mõõdukate laiuste ookeaniline, troopiliste laiuste ookeaniline, sargasso, vahemere, järve ja jõe maastike tüübid.

---

[35] В. Б. Сочава, Основные положения геоботанического районирования, «Ботанич. журнал», 1952, № 3.

Olgugi et artikkel käsitleb geobotaanilist rajoneerimist, annab autor füüsilis-geograafilise rajoneerimise ühikute taksonoomilise skeemi.

[36] А. Р. Мешков, К теоретическим основам ландшафтоведения, Тезисы доклада на научной конференции Воронежского пед. ин-та, Воронеж, 1946.

Edasi kasutatakse tüpoloogilist skeemi maapinna rajoneerimiseks, kusjuures rakendatakse tabelis 23 toodud gradatsiooni. Kõrgeimad ühikud — maastikuliste piirkondade rühmad — eraldab autor maastike geoloogilise vanuse printsiibil. Nii moodustavad tertsiaari vanusega maastikud pantroopilise rühma (põhja- ja lõuna-pöörijoone vahel), kvaternaari vanusega maastikud holoarktilise rühma (peaaegu kogu põhjapoolkera) ja antarktilise rühma (Lõuna-Ameerika lõunaosa, Antarktis ja saared lõuna pool Kaljukitse pöörijoont). Iga rühm jaguneb piirkondadeks, mis on kindlaks määratud kõige iseloomulikuma maastikutüübi järgi.

Provintside eraldamise kriteeriumiks on tüüpilise maastiku komponentide karakteersed erinevused (kliima, taimkatte, reljeefi jne. erinevused), ringkondade eraldamise kriteeriumiks aga maastiku juhtiv komponent. Rajoonid eraldatakse valdavate füüsilis-geograafiliste protsesside printsiibil, mille all autor mõistab materiaal-energeetiliste muutuste süsteeme maastikus. Lõpuks, allrajooni (mikrorajooni) iseloomustab teatav faatsieste kooslus

A. R. Meškovi skeemi printsipiaalne külg nõuab tõsist tähelepanu kahes suhtes: 1) ta seostab viljaka tüpoloogilise meetodi rajoneerimise meetodiga ja koos sellega 2) ühendab atsonaalse printsiibi tsonaalse printsiibiga: esimene sisaldub rajoneerimises, teine kuulub oma olulisemas osas rajoneerimiseks kasutatavasse tüpoloogilisse klassifikatsiooni.

V. M. Tšetõrkini klassifikatsioon[37] nihutab esiplaanile regionaalse (atsonaalse) printsiibi sel alusel, et igasugune maastik (autor samastab selle rajoneerimise lähteühikuga ning loeb taksonoomiliselt jaotamatuks) moodustub antud territooriumi regionaalsete iseärasuste teatava aktiivselt ümberkujundava tegevuse mõjul geograafiliste nähtuste leviku tsonaalsetele seaduspärasustele maakeral. Iga konkreetne maastik (rajoon) kujundab tsonaalseid seaduspärasusi omamoodi ümber.

V. M. Tšetõrkini klassifikatsioon ei põhine väikeste ühikute ühendamisel suuremateks, vaid suuremate ühikute jaotamisel väiksemateks (geotüüp—geofaatsies—provints—allprovints—regionaalne kompleks—rajoon). Selles on oma printsipiaalne mõte, sest maastikulise sfääri mitmekesisus on tema arenemise käigus toimunud diferentseerumise resultaat.

I. S. Stšukini järgi[38] peab füüsilis-geograafiline rajoneerimine seisma selles, et eraldatakse alad, mis maastikuliste elementide kompleksi struktuuri poolest on sisemiselt enam või vähem ühetaolised. Iga maastiku puhul tuleb leida juhtiv tegur, millest sõltub enamiku teiste elementide ruumiline asetus ja iseloom, ning teha kindlaks antud teguri mõjupiir, mis kõige sagedamini ongi kahe maastiku vaheliseks piiriks. Juhtivaks teguriks loeb autor mägismaadel reljeefi, tasandikel kivimite vahetumise. Mägismaadel on kõige väiksemaks maastikuliseks ühikuks vertikaalne vöönd, tasandikel faatsies. Faatsiest defineeritakse kui kivimite omadustest ja erosioonilisest liigestatusest sõltuvat mikromaastikku (sügaval asuva põhjaveega tasane veelahkmeplatoo; pinnalähedase põhjaveega lamm jne.); see on tegelikult maastiku (rajooni) morfoloogiline osa. Suuremad rajoneerimise ühikud on toodud tabelis 23.

Suure akadeemilise väljaande «Труды Комиссии по естественно-историческому районированию СССР» («NSV Liidu loodusliku rajoneerimise komisjoni tööd») esimeses köites on esitatud füüsilis-geograafilise rajoneerimise printsiibid ning teostatud NSV Liidu rajoneerimine suurtes taksonoomilistes ühikutes. Need ühikud on geograafiliselt iseloomustatud ja näidatud kaardil.[39]

Rajoneerimise aluseks on territooriumi jagamine lääne-idasuunalisteks vöönditeks ning üldiselt põhja-lõunasuunalisteks maadeks. Maad on piiritletud

---

[37] В. М. Четыркин, Таксономическая система в ландшафтоведении, «Бюллетень Среднеазиатского ун-та», 1947, вып. 25.

[38] И. С. Щукин, Некоторые мысли о сущности и методике комплексного физико-географического районирования территории, «Вопросы географии», 1947, вып. 3.

[39] С. Г. Струмилин, И. С. Лупинович, Естественно-историческое районирование СССР, 1947.

geomorfoloogilise ehituse ning geograafilise asetuse alusel, millega seoses kliima kontinentaalsus suureneb läänest itta (maade näited: Ida-Euroopa tasandik, Lääne-Siberi madalik). Vööndi ja maa ristumisel tekkiv «ruut» sisaldab provintsi, mis on kas vööndi osa või vöönd tervikuna ühe maa ulatuses. Provintsi osa, mida iseloomustab kliima, mullastiku ja taimestiku koosluste ühesugune ehitus ühe reljeefitüübi või geneesilt lähedaste reljeefitüüpide tingimustes, moodustab ringkonna. Lõpuks, reljeefi, mikrokliima, mullastiku ja taimestiku poolest ühetaoline ringkonna osa moodustab rajooni. Niisiis kuulub juhtiv osa selles klassifikatsioonis atsonaalsetele tunnustele.

Üks uuemaid töid füüsilis-geograafilise rajoneerimise alal on ilmunud D. L. Armandi sulest.[40] Nagu me juba märkisime, loobub D. L. Armand taksonoomilise lähteühiku esiletoomisest. Ta peab õigeks alustada rajoneerimist ülalt, lugedes algühikuks maastikulise sfääri. Viimast võib edasi liigestada nii tsonaalsete kui ka atsonaalsete tunnuste järgi, mistõttu viis esimest ühikute järku on paigutatud kahte paralleelsesse ritta (vt. tabel 23); nende viie järgu piires säilib ühelt realt teisele ülemineku vabadus mistahes rajoneerimise staadiumis; väiksemate ühikute puhul pole selleks vajadust. On kerge näha, et oma klassifikatsiooniskeemiga toob D. L. Armand tegelikult esile just selle taksonoomilise lähteühiku («trepiplatvormi»), mille leidmise võimalust ta nii energiliselt eitab. Selliseks lähteühikuks on ilmselt rajoon, sest sellest «ülalpool» on taksonoomilised ühikud paigutatud kahte ritta, «allpool» aga ühte ritta.

D. L. Armandi järgi on rajoneerimine võimalik ainult tunnuste vaheldamise teel; igal klassifikatsiooni järgul peab olema üks kindel tunnus — kliima, geoloogiline struktuur, taimestik vms. Muide, niisugune seisukoht ei ole kaugeltki üldkehtiv. Rida autoreid väidab, et geograafilise jaotuse alus peab jääma muutumatuks kõigil astmetel, s. t. süstemaatikas ja rajoneerimises tuleb sõltumatult jaotuse astmest (olgu see vöönd, rajoon või piirkond) igal juhul arvesse võtta kogu maastikuliste tunnuste kompleksi.[41]

Püüdes vähendada meelevaldsust taksonoomiliste ühikute mõõtmetes, annab D. L. Armand nende pindalade võimaliku kõikumise tabeli.

Tabel 24

Ühiku nimetus[42]	Alammäär	Ülemmäär
Vööde (mander) . . .	10 000 000 km²	180 000 000 km²
Vöönd (provints) . . .	1 000 000 „	100 000 000 „
Allvöönd (allprovints) .	100 000 „	10 000 000 „
Vöötmik (piirkond) . .	10 000 „	1 000 000 „
Allvöötmik (allpiirkond)	1 000 „	100 000 „
Rajoon	100 „	10 000 „
Allrajoon	10 „	1 000 „
Paigas	1 „	100 „
Allpaigas	10 ha	10 „
Faatsies	1 „	1 „
Allfaatsies	0,1 „	100 ha
Osis	0.01 „	10 „
Allosis	10 m²	1 „

[40] Д. Л. Арманд, Принципы физико-географического районирования, «Известия АН СССР», серия геогр., 1952, № 1.

[41] Vt. näiteks П. С. Кузнецов, К вопросу о выделении Юго-Востока по ландшафтным признакам, «Ученые записки Саратовского ун-та», т. XXII, Саратов, 1949.

[42] Kõiki nimetusi liitega «all-» kasutatakse ainult vajaduse korral.

«Järkude tabel» on oma välisilmelt formaalne; seda puudust korvab ainult osaliselt iga ühiku mõõtmete kõikumine suurtes piirides. Peale selle ei mahu looduses esinevad geograafilised ühikud tegelikult alati neile määratud pindalade amplituudidesse. Nii näiteks juba tsiteeritud «NSV Liidu looduslikus rajoneerimises» ulatuvad «provintside» (mis sisuliselt on kõige lähedasemad Armandi «piirkondadele») mõõtmed 3000 ruutkilomeetrist (Krimm) 1,5 miljoni ruutkilomeetrini (Kolõma), s. o. ületavad kummaski suunas Armandi tabelis antud piire.

D. L. Armandi kontseptsiooni põhiline puudus aga seisab selles, et autor lähtub vastuvõtmatust seisukohast, nagu võiks rajoneerimine olla e r i n e v sõltuvalt sellest, mis on tema eesmärgiks. Muidugi, kui meil ühel juhul on tarvis territooriumi klimatoloogilist ning teisel juhul geomorfoloogilist jaotust, siis s e l l i s e eesmärkide erinevuse puhul pole ka rajoneerimine ühetaoline, kuid autor räägib ju f ü ü s i l i s - g e o g r a a f i l i s e s t rajoneerimisest, kui ta kinnitab, et «kooliõpiku jaoks koostatud rajoneerimise skeem ei kõlba kõrgema õppeasutuse õpiku jaoks ning veel vähem majanduse planeerimiseks»[43]. Miks ei kõlba? Kas seepärast, et nende erinevate eesmärkide saavutamiseks on tarvis anda printsipiaalselt erinevad skeemid, või seepärast, et selleks on tarvis anda skeemid, mis ei erine oma ehituse printsiibi ega ka ülesannete, vaid ainult detailsuse astme poolest? On selge, et õige on teine vastus. Tähendab, asi pole mitte erinevas rajoneerimises, vaid ainult tema suuremas või väiksemas detailsuses. Sõltumatult sellest, milleks teda kasutatakse, peab füüsilis-geograafiline rajoneerimine peegeldama seda, mis on tegelikkuses — looduses objektiivselt eksisteerivaid maastikke ja nende erineva suurusega ning keerukusega rühmitusi. Kui peame silmas sellist äärmiselt selget ülesannet, võime viia subjektivismi elemendi rajoneerimises miinimumini (kuivõrd seda võimaldab faktiline materjal ning tase, mille me oleme saavutanud geograafilistesse seaduspärasustesse tungimisel) ja panna piiri igasugusele omavolile selles küsimuses.

Esitatud puht illustratiivses ülevaates paistavad eelkõige silma tõsised lahkhelid peaaegu kõigis füüsilis-geograafilisse rajoneerimisse puutuvates küsimustes. Tähelepanelikul vaatlemisel võib selles korratuses siiski leida ka mõningaid tunnuseid, mis tekitavad lootust, et sellele geograafiateaduse tähtsaimate ja keerukaimate probleemide hulka kuuluvale probleemile leitakse rahuldav lahendus. Selliseid tunnuseid on kaks.

Esiteks on tähistatud mõned üldised teed, mis võimaldavad püstitada füüsilise geograafia taksonoomilise lähteühiku kriteeriumi.

Teiseks tunnistatakse vajalikuks pidada klassifitseerimisel silmas nii maapinna osade tsonaalseid kui ka atsonaalseid jooni, s. t. peegeldada seda, mis on tõeliselt looduses olemas. Keegi ei soovita enam reaalsete maastike surumist «puhta» tsonaalsuse raamidesse. On jõutud arusaamisele, et ei piisa ainult atsonaalsest printsiibist, sest isegi suurima hoolikuse puhul on tsonaalsest printsiibist loobumine seotud objektiivsest tegelikkusest eemaldumise riskiga.

Võib täheldada ka vaatekohtade lähenemist üksteisele taksonoomiliste ühikute mahu ja sisu osas. See väljendub kaudselt selles, et nende ühikute arv (kui arvata välja ühikud, mis kuuluvad maastiku morfoloogiliste osade juurde, s. t. moodustavad juba

[43] Д. Л. Арманд, Принципы физико-географического районирования, «Известия АН СССР», серия геогр., 1952, № 1, стр. 69.

maastikusisese alljaotuse) on kõigis klassifikatsioonides peaaegu võrdne ja kõigub viiest seitsmeni.

Kahjuks luuakse füüsilis-geograafilise süstemaatika printsiipe sageli täiesti meelevaldselt. Kaugeltki iga autor, kes koostab oma skeemi, ei suuda esitada sellel skeemil põhinevat tööd, mis võrduks «NSV Liidu loodusliku rajoneerimisega». Just sellise konkreetse tööga aga peakski alustama igaüks, kes tahab ütelda tõeliselt uut ja kaaluvat sõna.

Kirjandust

Берг Л. С., Географические (ландшафтные) зоны Советского Союза, т. I, 1947; т. II, 1952.

Григорьев А. А., Типы физико-географической среды, «Пробл. физ. геогр.», V, VI, 1938; VII, 1939.

Григорьев А. А., Основные общие физико-географические процессы Субарктики и умеренного пояса и обоснование зонального деления умеренных широт, «Пробл. физ. геогр.», XI, 1942.

Григорьев А. А., Субарктика, 1946.

Докучаев В. В., Учение о зонах природы, Географгиз, 1948.

Исаченко А. Г., Основные вопросы физической географии, 1953.

Марков К. К., Палеогеография, 1951.

Полынов Б. Б., Географические работы, Географгиз, 1952.

Солнцев Н. А., О морфологии природного географического ландшафта, «Вопросы географии», вып. 16, 1949.

Струмилин С. Г., Лупинович И. С., Естественно-историческое районирование СССР, «Труды Комиссии по естественно-историческому районированию СССР», т. I, 1947.

VALIMIK VENEKEELSEID OSKUSSÕNU EESTIKEELSETE VASTETEGA

Koostanud O. Nilson

А

абиссальная ложбина	— abüssaalne vagumus
абиссальная область	— abüssaal
абляция	— ablatsioon
абразия	— abrasioon, murrutus
абсолютная влажность	— absoluutne niiskus
адиабатическое нагревание, охлаждение	— adiabaatiline soojenemine, jahtumine
азональность	— atsonaalsus
аккумуляция	— akumulatsioon
аллювий	— alluuvium
альбедо	— albeedo
альпиды	— alpiidid
антеклиза	— antekliis
антипассат	— antipassaat
антициклон	— antitsüklon
ареал	— areaal, levila
арктический воздух	— arktiline õhk
архей	— arhaikum
аспект	— aspekt
атолл	— atoll, rõngassaar

Б

базис эрозии	— erosioonibaas
бараний лоб	— silekalju
барический максимум	— õhurõhu maksimum, baariline maksimum
барический рельеф	— baariline reljeef
бархан	— barhaan, kaarluide
барьерный риф	— barjäärriff, vallrahu
бассейн реки	— jõgikond
батиальная область	— batüaal, süvameri
бенталь	— bentaal
берег	— rannik; rand; kallas
береговой риф	— rannarahu
биогеоценоз	— biogeotsönoos
биосфера	— biosfäär
биоценоз	— biotsönoos, elukooslus

боковая морена	— ääremoreen
боковая эрозия	— küljeerosioon, küljeuuristus
болотная почва	— soomuld
бора	— boora
бореальный воздух	— boreaalne õhk
бриз	— briis
бурая почва	— pruunmuld
бурун	— lainemurd

В

век (геол.)	— ajajärk
верещатник	— kanarbikunõmm
вечная мерзлота	— igikelts
вечнозеленый лес	— igihaljas mets
висячая долина	— ripporg
внутреннее море	— sisemeri
водоем	— veekogu
водопад	— juga
водоток	— veevool
воздушная масса	— õhumass
впадина	— nõgu
вулканический остров	— vulkaaniline saar
вулканическое озеро	— vulkaaniline järv
выветривание	— murenemine
высокогорье	— kõrgmäestik

Г

галофит	— halofüüt, soolakutaim
гаммада	— hammaada
географическая оболочка	— geograafiline sfäär
географическая среда	— geograafiline keskkond
географические науки	— geograafiateadused
географический детерминизм	— geograafiline determinism
географический индивид	— geograafiline indiviid
географический комплекс	— geograafiline kompleks
географический ландшафт	— geograafiline maastik
географическое звено	— geograafiline siirdeala
геоморфологический уровень	— geomorfoloogiline tase
геополитика	— geopoliitika
геосинклиналь	— geosünklinaal
геотермическая ступень	— geotermiline aste
геохора	— geohoor
геоценоз	— geotsönoos
герциниды	— hertsüniidid
герцинский этап	— hertsüünia etapp
гигрофит	— hügrofüüt, niiskustaim
гидатофит	— hüdatofüüt
гидролакколит	— hüdrolakoliit
гидросфера	— hüdrosfäär
гидрофит	— hüdrofüüt, veetaim
гипоцентр	— hüpotsenter, maavärina kolle
глубинная эрозия	— põhjaerosioon, põhjauuristus
глубинное течение	— süvahoovus
глубоководная впадина	— süvik
глыбовые горы	— pangasmäestik
горизонт (геол.)	— lade

горная порода — kivim
горный ветер — mäetuul
горный кряж — madalahelik
горный ледник — mäeliustik
гравитационная вода — gravitatsioonivesi
гравитационно-градиентное течение — gravitatsiooniline gradienthoovus
грунтовая наледь — põhjaveeline kattejää
группа (геол.) — ladekond

Д

дельта — delta
дерново-луговая почва — niidu-kamarmuld
дефляция — deflatsioon, tuulekanne
деятельный слой — tegus kiht
докембрий — eelkambrium
долинный ветер — orutuul
долинный ледник — oruliustik
донный лед — põhjajää
дрейфовое течение — triivhoovus, ajuhoovus
дубрава — tammik
дюна — luide

Е

ельник — kuusik

Ж

жесткое ядро — jäik tuumik

З

забереги — kaldajää
залив — laht
зандр — sandur
заповедник — looduskaitseala
засоление — sooldumine
землеведение — maateadus
земная кора — maakoor
земная поверхность — maapind
зона — vöönd, tsoon
зональность — tsonaalsus, vööndilisus
зона тропических или экваториальных муссонов — troopiliste ehk ekvatoriaalsete mussoonide vöönd
зона экваториального воздуха — ekvatoriaalse õhu vöönd
зоны умеренных широт — keskmiste laiuste vööndid
зыбь — ummiklainetus

И

излучина — looge
измененный ландшафт — muudetud maastik
иллювиальный горизонт — illuviaalhorisont
инверсия — inversioon
инерционное течение — inertsiaalhoovus

К

каатинга	— kaatinga
каледониды	— kaledoniidid
каледонская складчатость	— kaledoonia kurrutus
каледонский этап	— kaledoonia etapp
каменный лед	— mattunud jää
кам	— mõhn
кампосы	— kampo
камы	— mõhnastik
кар или кресловина	— kaar, orvand
карры	— karrid
карстовая воронка	— karstilehter
качающаяся скала	— kiikkalju
каштановая почва	— kastanmuld
климат	— kliima, ilmastu
климатообразующие факторы	— kliimat kujundavad tegurid
ковыльная степь	— stiipastepp
компенсационное течение	— kompensatsioonihoovus
конечная морена	— otsamoreen
континент	— mander, kontinent
континентальный воздух	— kontinentaalne õhk
континентальный климат	— kontinentaalne kliima, mandriline kliima
кора выветривания	— murenemiskoorik
коралловый остров	— korallsaar
корразия	— korrasioon
котловина	— häil, nõgu
котловина выдувания	— deflatsiooninõgu, tuulekandenõgu
краевая цепь	— ääreahel
краснобурая почва саванн	— savannide punakaspruun muld
ксерофит	— kserofüüt
культурный ландшафт	— kultuurmaastik
курчавые скалы	— silekaljustik
кустарничек	— kääbuspõõsas, puhmas

Л

лагуна	— laguun
ландшафт	— maastik
ландшафтная оболочка	— maastikuline sfäär
латеритная почва	— lateriitmuld
ледник	— liustik
ледник горного подножья	— jalamiliustik
ледниковый лед	— liustikujää
ледоход	— jääminek
ледяной клинь	— jääkiil
ленточная глина	— viirsavi
лесостепье	— metsastepp
лесотундра	— metsatundra
листопадный лес	— heitlehine mets
литораль	— litoraal
литосфера	— litosfäär
ложе океана	— ookeani põhi
луг	— niit
луговая степь	— niidustepp
льяносы	— ljaano

М

маквис	— makja
макроклимат	— makrokliima
мангровая заросль	— mangroovtihnik
материк	— mander
материковая отмель	— šelf, mandrilava
материковый ледник	— mandriliustik, mandrijää
материковый склон	— mandrinõlv
материнская порода	— lähtekivim
меандр	— meander, looge
межень	— madalvesi
межостровное море	— saartevaheline meri
мезофит	— mesofüüt
мелколиственный лес	— väikeselehine mets
мелкосопочник	— denudatsioonikingustik, kulumis-kingustik
мертвый лед	— surnud jää
местность	— paikkond
местный климат	— kohalik kliima
метаморфизация	— metamorfiseerumine
микроклимат	— mikrokliima
мистраль	— mistraal
морена	— moreen
моренное озеро	— moreenijärv
морской воздух	— mereline õhk
морской климат	— mereline kliima
муссон	— mussoon
муссоновый лес	— mussoonmets

Н

наветренный склон	— tuulepealne nõlv, pealttuulenõlv
нагорье	— mägismaa
наледь	— kattejää
неритическая область	— neriitiline pelagiaal
низменность	— madalik

О

обвал	— varing
обводнение	— veestamine
область	— piirkond
область штилей	— tuulevaike piirkond
облачность	— pilvisus
овраг	— ovraag, jäärak
оз	— oos, vallseljak
озерно-ледниковое отложение	— jää(pais)järvesete
океаническая область	— ookeaniline pelagiaal
окклюзия	— oklusioon
округ	— ringkond
оледенение	— jäätumine
оплывина	— maasööst
оползень	— maalihe
орогенез	— orogenees
орошение	— niisutamine
осадочная порода	— settekivim

основная морена	— põhimoreen
останец	— jäänukkõrgendik
остров	— saar
отдел (геол.)	— ladestik (seeria)
открытое море	— avameri
отлив	— mõõn
отложение	— settimine; sete
относительная влажность	— relatiivne niiskus, suhteline niiskus

П

паводок	— tulv, kõrgvesi
пангеосинклиналь	— pangeosünklinaal
пассат	— passaat
пелагиаль	— pelagiaal
первобытный ландшафт	— ürgmaastik
перегнойно-аккумулятивный горизонт	— akumulatiivne huumushorisont
период (геол.)	— ajastu
платформа	— platvorm
пленочная вода	— kirmevesi
плоскогорье	— kõrglava; kiltmaa
плотностное течение	— tihedushoovus
побережье	— rannik
поверхность Земли	— Maa pind, maakera pind
погода	— ilm
подветренный склон	— tuulealune nõlv, alttuulenõlv
подземная вода	— põhjavesi
подзолистая почва	— leetmuld
поднятие	— kõrgendik
подстилающая поверхность	— aluspind
подушковидное растение	— padjandtaim
пойма	— lamm
пойменное озеро	— lammijärv
половодье	— suurvesi
полоса	— riba
полузамкнутое море	— ääremeri
полупустыня	— poolkõrb
полынная степь (пустыня)	— pujustepp (-kõrb)
полярные сияния	— virmalised
полярный воздух	— polaarne õhk
полярный круг	— polaarjoon
полярный фронт	— polaarfront
порог	— kärestik
порог (подводный)	— künnis (veealune)
почвенный покров	— mullastik
пояс	— vööde
предок	— esivanem (eellane)
преобразованный ландшафт	— ümberkujundatud maastik
прибой	— murdlainetus
прилив	— tõus
приливно-отливное течение	— loodete hoovus
природный комплекс	— looduslik kompleks
прирусловый вал	— kaldavall
провинция	— provints
профиль равновесия	— tasakaaluprofiil
псаммофит	— psammofüüt, liivalembene taim
пустыня	— kõrb
пухлый солончак	— puhev solontšakk

Р

равнина — tasandik
размыв — erosioon, uuristus
район — rajoon
районирование — rajoneerimine, rajoonimine
раса — rass
раскалывание — lõhenemine
растительность — taimkate
редколесье — hõrendik
реликтовое озеро — reliktjärv (jäänukjärv)
речная мель — jõemadal
речная наледь — vooluveeline kattejää
речная терраса — jõeterrass
русло — (voolu)säng
рытвина — uure

С

саванна — savann
сало (гидрол., гляциол.) — jääkirme
сапрофит — saprofüüt
сарма — sarma
сброс — murrang
сбросовая трещина — murrangulõhe
светлохвойный лес — valgusrohke okasmets
сдвиг — nihe
серебристое облако — helkiv ööpilv, hõbepilv
серозем — hallmuld
синеклиза — sünekliis
система (геол.) — ladestu
складчатая зона — kurrutusvöönd
скруб (скрэб) — skrapp
слой воздуха — õhukiht
смешанный лес — segamets
снеговая граница — lumepiir
снежный покров — lumikate
соленое озеро — soolajärv
соленость — soolsus
солодь — soolod
солонец — solonets
солончак — solontšakk
среда — keskkond
старица — soot
степь — stepp
сток — äravool
сточное течение — äravooluhoovus
страна — maa
страноведение — maadeteadus
структура — struktuur
субтропический максимум — subtroopiline maksimum
суккулент — sukulent, lihaktaim
суша — maismaa

Т

тайга — taiga
тайфун — taifuun
такыр — takõrr

тектоническое озеро	— tektooniline järv
термическая конвекция	— termiline konvektsioon
термокарст	— termokarst
тип территории	— territooriumi tüüp
трансгрессия моря	— mere transgressioon
трансформация воздушных масс	— õhumasside transformatsioon
трог	— troog, ruhiorg
тропик	— pöörijoon
тропическая бурая лесная почва	— troopiline metsa-pruunmuld
тропическая дерново-подзолистая почва	— troopiline kamar-leetmuld
тропический подзол	— troopiline leetemuld
тундра	— tundra

У

урочище	— paigas
устье	— suue
участок	— osis

Ф

фация	— faatsies, näht
фен	— föön
фирн	— firn, sõmerlumi
фитоценоз	— fütotsönoos, taimekooslus
флювиогляциальное отложение	— fluvioglatsiaalne sete, liustikujõesete
фригана	— frigaana
фрикционное течение	— friktsioonihoovus
фронтальная морена	— frontaalmoreen
фронтогенез	— frontogenees

Х

хвойный лес	— okasmets
хионосфера	— kionosfäär
холм	— küngas

Ц

центр действия атмосферы	— atmosfääri mõjukeskus
цепь	— ahel
циклон	— tsüklon
цикл эрозии	— erosioonitsükkel, uuristustsükkel
цирк	— tsirkusorg
циркуляция атмосферы	— atmosfääri tsirkulatsioon

Ч

чаппараль	— tšaparal (chapparal)
чернозем	— mustmuld

Ш

шибляк — šibljakk
широколиственный лес — laialehine mets
шхеры — skäärid

Щ

щит — kilp

Э

эвстатическое колебание — eustaatiline kõikumine
экваториальный воздух — ekvatoriaalne õhk
элювиальный горизонт — eluviaalhorisont
элювий — eluuvium
эндемик — endeem
эоловая аккумуляция — eooliline akumulatsioon
эпоха (геол.) — ajastik
эра (геол.) — aegkond
эрозия — erosioon, uuristus
эфемера — efemeer
эфемероид — efemeroid

Я

ярданга — jardang
ярус (геол.) — ladejärk

AINEREGISTER

A

Aafrika rass 454, 457
Aasia rass 455, 457
Ablatsioon 307
Ablatsiooni vertikaalne gradient 307
Abrasioon 256
Abrasioonilis-akumulatiivne tase 290, 291
Abrasioonipind 256
Absoluutne geokronoloogia 250
— niiskus 105, 106
Abüssaal 423, 433, 436
Abüssaalsed vagumused 38
Acheul 452
Adaptatsioon 395, 426
Adiabaatiline jahtumine 82
— soojenemine 82, 83
Aegkond 249
Afeel 60
Afrikantropus 451, 453
Ahelbarhaanid 165
Ahvinimesed 451
Ainese gravitatsiooniline diferentseerumine 246, 247, 492
Ainete ringed 508, 509
Ainevahetus 331
Ajajärk 249
Ajalooline geograafia 13
Ajastik 249
Ajastu 249
Ajutine sängivool 186
Aktiivsed liustikud 307
Akumulatiivne huumushorisont 219
Akumulatsiooni vertikaalne gradient 307
Alaline sängivool 186
Alangud 259
Albeedo 63, 69
Allfaatsies 526, 528
Alliitse porsumise staadium 153
Allikad 172, 173
Allosis 526
Allpaigas 526, 528
Allpiirkond 526, 528
Allprovints 526, 528
Allrajoon 526, 528
Alluuvium 193
Alluviaalsed tasandikud 196
Allvöönd 526, 528
Allvöötmik 526, 528
Alpi kurrutustsükkel 260, 500—502
Alpiidid 262, 501
Alpiinsed niidud (alpi niidud) 378
Aluseline laava 271
Aluselised tardkivimid 269
Ameerika rass 456, 457
Anabioos 395
Antagonism 348
Antarktiline front 140
— õhk 101
Antarktilised veed 416
Antekliisid 261
Antibiootikumid 348
Antiklinoorium 263
Antipassaadid 90, 91
Antitsüklonaalne süsteem 83
Antitsüklonid 83, 94, 100
Antotsüaanid 339
Antropogeen 250
Antropogeensed järved 200
Antropoloogilised tüübid 453, 454, 457
Apokreenhape 217
Ardenni kurrutusfaas 259
Areaal 351—353, 398, 399
— katkendlik 352, 398
— pihustunud 352
Argilloreofiilsed biotsönoosid 439
Arhaikum 250
Arheoliitikum 452
Arktiline front 140
— õhk 101, 102
Arktilised veed 416
Arteesiabasseinid 172
Arteesiaveed 172
Arukas inimene (*Homo sapiens*) 452, 453
Aspektid 353

Aspektide vaheldumine 353—356
Assimilatsioon 331
Asteroidid 20, 21
Astronoomia 20
Astronoomiline ühik 20
Astuuria kurrutusfaas 260
Azil 452
Atlandi seismiline vöönd 266, 267
Atmosfäär 6, 27, 28, 50—56
Atmosfääri mõjukeskused 88
Atollid 45, 46
Atsonaalsus 514
Aurignac 452
Aurumine 114
Auruvus 114, 115
Australiidne rass 454, 457
Australopitekus 450
Austria kurrutusfaas 260
Autarkia 465
Autotroofsed bakterid 153
Avamered 36

B

Baariline reljeef 83—89
Bakterid, autotroofsed 153
— termofiilsed 340
Balti rass 455, 457
Barbaarsuse periood 452
Barhaaniahelikud 165
Barhaanid 163—166
Barhaaniväljad 165
Basaalne pind 287
Basaltkest 246
Batüaal 423
Batüpelagiaal 433
Bentaal 433
Bentos 433
Biogeotsönoos 524, 526
Biohoor 397
Bioloogilised tüübid 397
Biomass 432
Biomassi produktsioon 432
Biosfäär 9, 325
Biotoop 397
Biotsönoos 407—412
Biotsönoosid, argilloreofiilsed 439
— fütofiilsed 439
— fütoreofiilsed 439
— litoreofiilsed 439
— pelofiilsed 439
— peloreofiilsed 439
— psammoreofiilsed 439
Biotsükkel 397
Bipolaarsed organismid 398, 399
Bituumsed kaustobioliidid 327
Blokkide teooria 465
Boksiidistumise staadium 154
Boora 296, 297
Boreaalne õhk 102
Boreaalsed veed 416
Botaaniline geograafia 13
Bretooni kurrutusfaas 260
Briisid 207
Bulgunnjahhid 320

C

Chelles 452

D

Deflatsioon 161
Deflatsioonilis-akumulatiivne tase 292
Deflatsiooninõod 162
Deltad 195, 196
Dendroidne voolusoonte võrk 287
Denudatsioon 279
Denudatsioonikingustik 288
Denudatsiooniline tase 290, 291
Devon 250
Diatomiit 209
Diferentseeritud tõusuliikumised 259
Disjunktiivsed dislokatsioonid 259
Dissimilatsioon 331
Dissipatsioonisfäär 56
Dünaamiline jahtumine 82

E

Ebapüsiv tasakaal (õhumassi) 83
Eel-Chelles 452
Eelkambrium 496—498
Efektiivne kiirgus 69
Efemeerid 344
Efemeroidid 344
Efusiivsed kivimid 269
Ekliptika 21
Eksogeensed protsessid 57
Ekstrusiivsed kivimid 269
Ekstsentrilisus 59
Ekvatoriaalne kliima 135
— rass 454, 457
— õhk 102
Ekvatoriaalse õhu vöönd 134, 135
Ekvatoriaalsete mussoonide kliima 137
— -vöönd 135, 137
Elementaarne maastik 522
Elupaik 397
Elutingimused 336
Eluuvium 158
Eluviaalhorisont 219
Eluvorm 410, 411
Endeemid 352, 353
Endemism 352, 353, 399
Endogeensed protsessid 57
Envaironmentalism 463
Eooliline akumulatsioon 163—167

Eoolilised järved 200
— reljeefivormid 162
Eotseen 250
Epeirogenees 252
Epeirogeneetilised liikumised 252
Epifüüdid 349
Epikontinentaalsed mered 36
Epipaleoliitikum 452
Epitsenter 244
Erosioon 185—189
— külje- 186, 188
— põhja- 186, 188
Erosiooni puudumise ala 286
Erosioonibaas 187, 191, 192
Erosioonitsükkel 192, 285, 286
Ete 374
Euraasia rass 454, 455, 457
Euroopa-Aasia seismiline vöönd 266, 267
Europiidne rass 454, 457
Eurüfaagid 386
Eurühügrobiondid 384
Eurütermsus 382
Eustaatilised kõikumised 45, 253

F

Faatsies 397, 523, 524, 526, 528
Fenoloogia 354
Firn 306
Firnijoon 309
Floora 357
Fluvioglatsiaalsed setted 313
Formaalne geneetika 478, 479
Fotosfäär 57
Foucault' pendel 28
Frigaanad 365, 366
Friktsioonihoovused 118
Frondid 95, 100
Frondijoon 95
Front, antarktiline 140
— arktiline 140
— külm 96
— soe 96
— troopiline 137
Frontaalmoreen 312
Frontaalsed sademed 109
Frontaalvööndid 100
Frontogenees 132
Fumaroolid 273
Fülloodid 364
Föön 296
Füsioloogiline kuivus 342
Füsionoomilisus 409
Fütofiilsed biotsönoosid 439
Fütogeosfäär 10
Fütontsiidid 350
Fütoplankton 431
Fütoreofiilsed biotsönoosid 439
Fütotsönoosid 349
Füüsikaline murenemine 151
Füüsiline geograafia 10, 12—14
— — regionaalne 12
— — üldine 12
Füüsilis-geograafiline protsess 18
— rajoon 520

G

Galaktika 21, 22
Galaktikad 22
Galaktikavälised udukogud 22
Geisrid 173
Geodeesia 20
Geograafia, ajalooline 13
— botaaniline 13
— füüsiline 10, 12—14
— majandus- 13, 14
— regionaalne füüsiline 12
— zoo- 13
— üldine füüsiline 12
Geograafiline aspekt 522
— determinism 462, 463
— indiviid 519, 525
— keskkond 8, 9, 466, 467
— kest 8, 18
— kompleks 520, 522
— koordinaadistik 32
— materialism 463
— plokk 522
— prognoos 521
— siirdeala 524
— sfäär 8, 526
Geograafilised eridistsipliinid 13
Geohoor 8, 522
Geoid 25, 26
Geokraatilised perioodid 499
Geokronoloogia 249, 250
— absoluutne 250
— suhteline 249, 250
Geomorfoloogia 13
Geomorfoloogilised tasemed 290, 292
Geopoliitika 465
Geosfäärid 6
Geosünklinaalid 260, 261
Geosünklinaalsed mered 36
Geotektuur 279
Geotermiline aste 241
— gradient 241
Geotsönoos 522
Gleihorisont 230
Gleistumine 230
Globigeriinhiib 442
Graabenid 259
Graniitkest 246, 498
Gravitatsioonilised gradienthoovused 118, 119
Gravitatsioonivesi 169

H

Hajumissfäär 56
Hallmullad 229
Halofüüdid 347
Hammaada 368
Happeline laava 271
Happelised tardkivimid 269
Havai-tüüpi vulkaanid 271
Heidelbergi inimene 451—453
Heleofiilid 439
Helkivad ööpilved 51
Hertsüniidid 262, 499
Hertsüünia kurrutustsükkel 260, 499, 500
Heterotermsed loomad 383
Homiidid 450
Homogeensed vulkaanid 271
Homotermia 439
Hoogsademed 109
Hoor 522
Hoovused 118—129
— friktsiooni- 118
— gravitatsioonilised gradient- 118, 119
— inertsiaal- 118
— kompensatsiooni- 119
— külmad 120, 121
— loodete 118
— passaat- 121, 122, 124
— soojad 120
— tiheduse- 119
— triiv- 118, 119, 121
— vabad 118, 119
— vastu- 122, 124, 126
— äravoolu- 118
Horisont 28
Horisontaalid 47
Horstid 259
Humiinid 217
Huumus 215—217
Huumusained 216, 217
Huumuselised kaustobioliidid 327
Huumushape 217
Hõljum 433
Hõrendikud 371
Hübriidid 477, 478
Hüdatofüüdid 342
Hüdratatsioon 152
Hüdrofüüdid 342
Hüdro-isohüpsid 171
Hüdrokliima 422, 423
Hüdrolakoliidid 319, 320
Hüdroloogia 13
Hüdrosfäär 6
Hügrofüüdid 342
Hügroskoopne vesi 168, 169
Hüpotsenter 244
Hüpsograafiline kõver 47, 48

I

Ibe 162, 295
Ida-Aafrika seismiline vöönd 266, 267
Idarannikute mussoonkliima 141
— subtroopiline kliima 139
Idioplasma 478
Iga 249
Igaapo 374
Igihaljad metsad 365
— põõsastikud 366
Igikelts 315—322
Igikeltsaalune vesi 319
Igikeltsapealne vesi 318
Igikeltsasisene vesi 318
Igikülmad piirkonnad 76
Illuviaalhorisont 219
Ilm 131
Ilmade režiim 131
India seismiline vöönd 266, 267
Indo-vahemere rass 455, 457
Inerts 30
Inertsiaalhoovused 118
Intrusiivsed kivimid 269
Inversioonid 76, 78, 294
Ionisatsioon 55
Ionosfäär 6, 55, 56
Iseloomu struktuur 459
Isobaadid 47
Isobaarilised pinnad 80
Isohaliinid 419
Isohüpsid 47
Isokioonid 291
Isotermilised kihid 54

J

Jalamiliustikud 310
Jardangid 162
Javantropus 451
Juura 250
Jõe süvenemine 188
— töö 183, 184
Jõed 178—195
Jõehaarded 288
Jõesängi rändamine 194, 195
Jõeterrassid 192
Jõgede külmumine 180, 181
— režiim 179—182
Jõgedevõrgu tihedus 179
Jõudude tasakaalu teooria 465
Järved 198—209
— antropogeensed 200
— eoolilised 200
— karsti- 175, 200
— kloriidi- 202
— lammi- 200
— magevee- 201
— mineraalvee- 201, 202
— moreeni- 200

— organogeensed 200
— sooda- 202
— soola- 201
— sulfaadi- 202
— tektoonilised 199
— vulkaanilised 199
Järvemaak 209
Järvenõod 198—201
Jääjärvesetted 313
Jääkatted 309
Jääkiilud 318
Jääkilbid 309
Jääkirme 181
Jääminek 181
Jäänukkõrgendikud 283
Jääpaisjärved 200
Jäätumise aste 308
— energia 307—309
— progresseeruv faas 310
— regresseeruv faas 310, 311
Jäätumus 308

K

Kaarid 314
Kaarluited 163
Kaatingad 371
Kainosoikum 250
Kalade ränne 390
Kaldajää 181
Kaldavallid 194
Kaledoniidid 262, 498
Kaledoonia kurrutustsükkel 259, 498, 499
Kaltsifiilsed taimed 347
Kamardumine 226, 227
Kamar-gleimuld 230
Kamar-leetmullad 226
Kambrium 250
Kampod 369, 370
Kaoliin 154
Kaoliinistumise staadium 154
Kapillaarvesi 169
Karbon 250
Karrid 174
Karstijärved 175, 200
Karstinähtused 174—176
Kartograafia 13
Kastanmullad 228, 229
Katkendlik areaal 352, 398
Kattejääd, põhjaveelised 319
— vooluveelised 320, 321
Katteväärtus 409
Kauliflooria 373
Kaustobioliidid 327
— bituumsed 327
— huumuselised 327
Keemiline murenemine 152
Keetmaa 322
Keltsakarst 321
Keskkond 336
Keskmise tüsedusega mustmullad 224
Keskmiste laiuste vööndid 140, 141
Keskuspurskevulkaanid 271
Kevadine pööripäev 65
— võrdpäevsus 65
Kihtvulkaanid 271
Kiikkaljud 162
Kiirgusbilanss 116
Kilbid 261, 262
Kilpvulkaanid 271
Kimmeri kurrutusfaas 260
Kionosfäär 303, 304
Kirmevesi 169
Kivikõrbed 268
Kivimid, efusiivsed 269
— ekstrusiivsed 269
— intrusiivsed 269
— magmalised 269
— organogeensed 269
— purske- 269
— tard- 269
Kivivoolud 151
Kliima 131—148
— ekvatoriaalne 135
— ekvatoriaalsete mussoonide 137
— hüdro- 422, 423
— idarannikute mussoon- 141
— — subtroopiline 139
— kohalik 132
— kontinentaalne 133, 140—142
— — subtroopiline 140
— — troopiline 138, 139
— läänerannikute 140
— — subtroopiline 139
— mereline 133, 142
— ookeaniline 133
— ookeaniliste antitsüklonite idaperifeeriate 138
— — — läneperifeeriate 138
— taiga 141
— troopiliste mussoonide 137
— tundra 141
Kliimat kujundavad tegurid 131, 132
Klimatoloogia 13
Kloriidijärved 202
Koatservatsioon 494
Koduloomad 482—484
Kohalik kliima 132
Kohastumine 331—333
Komeedid 20, 21
Kompasstaimed 343
Kompensatsioonihoovused 119
Kondensatsioon 107
Kondensatsioonituumad 53
Kontinentaalne kliima 133, 140—142
— rass 456, 457
— subtroopiline kliima 140
— troopiline kliima 138, 139
— õhk 101

Kontinentaalse muda setted 441
Kontinentaalsuse aste 134
Kontinentaaltäht 41
Konvektsioonilised sademed 109
Koopad 175, 176
Korallid 44
Korallmoodustised 44—46
Korallsaared 44—47
Korrasioon 161
Kosmopoliitsed taimed 352
Kosmopolitism 461, 462
Krassovski ellipsoid 24
Kreenhape 217, 225
Kreosoodipõõsakõrbed 369
Kriit 250
Kromosoomid 478
Krüosfäär 301
Kserofüüdid 343
Kuivad preeriad 364
Kuivuse indeks 116
Kulbas 255
Kultuurmaastikud 484
Kultuurtaimed 477—479
Kulutus 279
Kunstlik valik 332
Kurdmäestikud 263
Kurrutusfaas, ardenni 259
— astuuria 260
— austria 260
— bretooni 260
— kimmeri 260
— lärami 260
— pürenee 260
— saava 260
— subhertsüünia 260
— sudeedi 260
— takooni 259
Kurrutusliikumised 257—259
Kurrutustsükkel, alpi 260, 500—502
— hertsüünia 260, 499, 500
— kaledoonia 259, 498, 499
— variski 259
Kurrutusvöönd 260
Kurummid 151
Kutšugurid 164
Kvaternaar 250
Kõigusoojased loomad 383
Kõrbed 367—369
— kivi- 368
— kreosoodipõõsa- 369
— liiva- 367, 368
— maltsa- 369
— pool- 369
— savi- 367
Kõrgemate mäetippude tase 290, 291
Kõrgrohupreeriad 364
Kõrgsood 376
Kõrgvesi 180
Kääbuspõõsad 357
Küljeerosioon 186, 188
Külm front 96
Külmad hoovused 120, 121
Külmapiirkonnad 301
Külmaveelised allikad 173
Külmumisrabenemine 151
Külmumissfäär 301
Külmvöötmed 76

L

Laava 269, 271—273
— aluseline 271
— happeline 271
Lade 249
Ladejärk 249
Ladekond 249
Ladestik 249
Ladestu 249
Laguunid 200
Lahed 35
Lained 413, 414
Lainemurd 414
Lamm 192
Lammijärved 200
Landid 163
Langatuslehtrid 175
Langeva mullaviljakuse teooria 238
Laskumisinversioonid 78
Lateriidistumise staadium 153
Lateriit 227
Lateriitmullad 226—228
Laussademed 109
Lavakõrgendikud 284
Leetmullad 224—226
Lehtmetsad 360, 361
Levila 351—353, 398
Liaanid 349
Lihaktaimed 344
Liigirikkad stiipastepid 363, 364
Liigivaesed stiipastepid 363, 364
Liikumishulga moment 491
Liikuv moreen 312
Liivakõrbed 367, 368
Limnidrofiilid 438
Limnofiilid 439
Lindude ränne 391—393
Litoraal 433
Litoreofiilsed biotsönoosid 439
Litosfäär 6
Liustike pealetung 307
— taandumine 307
— statsionaarsus 307
Liustikud 301—315
— aktiivsed 307
— mandri- 309
— mäe- 309, 310
— oru- 310
— seostatud 310
Liustikujää 306

Liustikukeel 306
Ljaanod 369, 370
Looded 31, 414, 415
Loodete hoovused 118
Looduse tsoonid 16
Looduslik kompleks 520, 522
— rajoon 522
— valik 332, 333
Loomade helendamine 437
— ränne 389, 390
— seltsingud 388
Loomakasvatus 237
Luited 163—166
Lumepiir 304, 305
Lumepiiri tase 290, 291
Lõhepursked 270
Lõuna-europiidne rass 455, 457
Lõuna-mongoliidne rass 456, 457
Lõuna-mustmullad 224
Lähtekivim 219—221
Lärami kurrutusfaas 260
Läänerannikute kliima 140
— subtroopiline kliima 139
Läänetuulte vööndid 92
Lühipäevataimed 337

M

Maa albeedo 69
— gaasiline saba 50
— kestad 6
— koor 9
— pind 6—8
— pöörlemine 28—32
— sferoid 23—25
— sferoidi elemendid 24, 25
— — lapikus 24
— vanus 247—249
Maad 527, 528
Maailmameri 35
Maakoore kõikuvliikumised 252—257
Maalihked 280
Maapinna efektiivne kiirgus 69
Maastike arenemine 521, 522
— kaasaegsed jooned 521
— klass 526
— progressiivsed jooned 521
— reliktsed jooned 521
— rühm 526
— tüüp 526
— vertikaalne diferentsiatsioon 513
Maastiku kordumatus 524, 525
— morfoloogilised ühikud 523
Maastikud 10—12, 17, 518—523
— mittetäielikud 522
— muudetud 484, 485
— täielikud 522
— ümberkujundatud 484, 485
— ürg- 484
Maastikuline formatsioon 526
— kest 8
— sfäär 9—11
Maastikulise sfääri komponendid 10, 12, 13
— — struktuur 10, 11
Maastikuseos 395
Maastikuteadus 12
Maasööstud 280
Maaviljelus 237
Maavärinad 244, 263—269
— normaalsed 264
— sügavakoldelised 264
— vahepealsed 264
Maavärinate energia 264
Madalrohupreeriad 364
Madalsood 211, 376
Madalvesi 180
Madeleine 452
Mage vesi 201
Mageveejärved 201
Magma 269, 270
Magmalised kivimid 269
Majandusgeograafia 13, 14
Makja 366
Makrokliima 132
Maltsakõrbed 369
Maltusiaanlus 448
Mander 526, 528
Mandrid 40, 41
Mandrilava 37
Mandrilised saared 43
Mandriliustikud 309
Mandrinõlv 37
Mangroovtihnikud 374—376
Massiivid 261, 262
Mateeria liikumine 3, 4
Materiaalse maailma arenemine 4
Mattunud jää 318
Meandrid 190
Mentor 478
Mere regressioon 252
— transgressioon 253
Mered 35, 36
— ava- 36
— epikontinentaalsed 36
— geosünklinaalsed 36
— saartevahelised 36
— sise- 36
— ääre- 36
Mereline kliima 133, 142
— õhk 101
Mereterrassid 256
Merevärinad 268
Mesofüüdid 343
Mesoliitikum 452
Mesosoikum 250
Metagalaktika 22
Meteoorid 20, 51
Meteoroloogilised elemendid 131

Metsastepid 363
Metsatundrad 358
Metsluse periood 452
Migratsioon 389—393
Miinimumi reegel 395
Mikrohaarded 287
Mikrokliima 132
Mikroorganismid 153
Mikrorajoon 526
Millibaar 80
Mineraalveejärved 201, 202
Miotseen 250
Mistraal 296, 297
Mittetroopilised mussoonid 93
Mittetäielikud maastikud 522
Mittetüüpilised atollid 46
Mongoliidne rass 454, 457
Monofaagid 386
Moreen 200, 312
— frontaal- 312
— liikuv 312
— otsa- 312
— põhi- 312
— vana 312
Moreenijärved 200
Morfoskulptuur 279
Morfostruktuur 279
Moustier 452
Muld 214—238
Mulla hingamine 217
— horisondid 219, 220
— neelamisvõime 218
— neelav kompleks 218, 219
— struktuursus 220, 237
Mullateadus 13
Mullatekke niidustaadium 234
— soostaadium 234
Mullatekkeprotsessi kamaraperiood 234
— leetperiood 234
— stepiperiood 234
— ühtsus 234
Mullatekketegurid 220—222
Murdlainetus 414
Murenemine 150—159
— füüsikaline 151
— keemiline 152
Murenemiskoorik 156
Murrang 257
Murrangulised dislokatsioonid 259
Murrutus 256
Murrutuslava 255, 256
Murrutuspind 256
Mussoonid 92, 93
— mittetroopilised 93
— troopilised 92, 93
Mussoonmetsad 374
Mustmullad 222—224
Muudetud maastikud 484, 485
Muutlikkus 332, 333
Mõhnad 209, 313
Mõhnastikud 313
Mõõn 31
Mäed 42, 43
Mäeliustikud 309, 310
Mäetuul 296
Mägimaastike rühm 526
Mäginiitude vöönd 377
Mägitundrate vöönd 378
Märjad solontšakid 231

N

Neandertallased 451—453
Negro-australiidne rass 454, 457
Negroidne rass 454, 457
Nekton 433
Neogeen 250
Neoliitikum 452
Neriitiline pelagiaal 433
Neutraalne tasakaal (õhumassi) 83
Nihe 268
Nihkemurrang 268
Niidud 376—378
Niidustepid 363
Niiskus, absoluutne 105, 106
— relatiivne 105, 106
Niiskusbilanss 113, 114
Niisutatus 114
Niisutatuse koefitsient 115
Nišš 255
«Normaalse» kliima teooria 143
Normaalsed maavärinad 264
Notaalsed veed 416
Nurkpõiksus 254, 255
Nõlvavool 186
Nõmmed 361, 362
Näht 523

O

Okasmetsad 358—360
Okeaania rass 454, 457
Okeanograafia 13
Oklusioon 97
Oksülofüüdid 376
Olelusvõitlus 332
Oligotseen 250
Ookeani põhi 38
Ookeanid 35
Ookeaniline pelagiaal 433
— kliima 133
Ookeanilised saared 43
Ookeaniliste antitsüklonite idaperifeeriate kliima 138
— — lääneperifeeriate kliima 138
Oosid 313
Optimaalne temperatuur 340
Organismide bipolaarsus 398
Organogeensed järved 200
— kivimid 326

Orkaanid 98, 99
Orogeneetilised liikumised 257
Orograafiline oklusioon 294
Orograafilised sademed 109
Ortoklass 154
Ortstein 226
Orud 185
Oruliustikud 310
Orutuul 296
Orvandid 314
Osis 526, 528
Osoonikiht 54
Otsamoreen 312

P

Paigas 522, 523, 526, 528
Palavvööde 76
Paleogeen 250
Paleogeograafia 13
Paleoklimatoloogia 144
Paleoliitikum 452
Paleosoikum 250
Paleotseen 250
Palmiito 366
Pampad 362, 364
Pangasmäestikud 263
Pangeosünklinaal 496
Panregioonid 465
Paokiirus 27
Parasitism 348, 387
Parasitotsönoosid 387
Parasvöötme veed 416
Parasvöötmed 76
Passaadid 91
Passaathoovused 121, 122, 124
Pediment 289
Pediplaan 289
Pelaagilised setted 442
Pelagiaal 433
— neriitiline 433
— ookeaniline 433
Pelofiilsed biotsönoosid 439
Peloreofiilsed biotsönoosid 439
Peneplaan 283—285
Periheel 60
Perm 250
Pihustunud areaal 352
Piirkond 526, 528
Pikapäevataimed 337
Pikilained 244
Pilvisus 107—109
Pimss 272
Pingos 320
Pinnalained 244
Pinnasevesi 170
Pitekantropus 450—453
Planeedid 20, 21, 52
Plankton 126, 433, 436
Platvormid 261, 262
Plavnid 210
Pliotseen 250
Polaarfront 95
Polaarne õhk 102
Polaarsed veed 416
— vööndid 141, 142
Poolkõrbed 369
Poolpõõsad 362
Porsumine 152—155
Preeriad 362, 364
— kuivad 364
— kõrgrohu- 364
— madalrohu- 364
— ranniku- 364
Primaarne mullatekkeprotsess 234
Primaarsed rassid 454
Pronksiaeg 452
Proterosoikum 250
Provints 526, 528
Pruunid mullad 229
Pruunmullad 235
Psammofüüdid 347
Psammoreofiilsed biotsönoosid 439
Psühhorassism 459
Pteropoodhiib 442
Puhmad 357
Pujukõrbed 369
Punane süvameresavi 443
«Purjus» mets 322
Purskekivimid 269
Pustad 362
Putuktoidulised taimed 351
Põhimoreen 312
Põhjaerosioon 186, 188
Põhja-europiidne rass 455, 457
Põhjajää 181
Põhja-mongoliidne rass 456, 457
Põhjaveelised kattejääd 319
Põhjavesi 168—174
Põiklained 244
Põikne lasumus 254, 255
Põllumajanduslik tootmine 237
Põõsad 357
Põõsastikud 366
Päike 20, 21, 57, 58
Päikese aktiivne kiirgus 146, 147
— laigud 146
Päikesesüsteem 20, 21
Pärilikkus 332, 333
Pöördellipsoid 23
Pürenee kurrutusfaas 260
Püsisoojased loomad 383
Püsiv tasakaal (õhumassi) 83

R

Raadiotähed 22
Rabad 211, 376, 377
Rabenemine 151, 152

Radiatsioon 56
Radioaktiivsuse meetod 248, 249
Radiolaarhiib 442
Rahvastiku tihedus 447
Rajoneerimine 17, 523
Rajoon 526, 528
Ramapitekus 450
Rand 37
Rannarahud 45
Rannikujärsak 255, 256
Rannikupreeriad 364
Rannikuvööndi setted 441
Rammusad mustmullad 224
Rass, aafrika 454, 457
— aasia 455, 457
— ameerika 456, 457
— australiidne 454, 457
— balti 455, 457
— ekvatoriaalne 454, 457
— euraasia 454, 455, 457
— europiidne 454, 457
— indo-vahemere 455, 457
— kontinentaalne 456, 457
— lõuna-europiidne 455, 457
— lõuna-mongoliidne 456, 457
— mongoliidne 454, 457
— negro-australiidne 454, 457
— negroidne 454, 457
— okeaania 454, 457
— põhja-europiidne 455, 457
— põhja-mongoliidne 456, 457
— vaikse ookeani 456, 457
Rassid 454—458
— primaarsed 454
— sekundaarsed 454
— suured 454
— väikesed 454
Rassiteooria 458—462
Rauaaeg 452
Regionaalne füüsiline geograafia 12
Relatiivne niiskus 105, 106
Reliktjärved 198, 199
Reliktsed liigid 353
Reljeefi arenemise madaldumisfaas 290
— — tõusufaas 290
— — tsüklid 285
— stabiilne arenemine 290
Reofiilid 438
Rinded (biotsönoosides) 338, 397, 409
Ringkond 520, 522, 526
Ripporud 315
Rohusood 376
Roostikud 376
Ruhiorud 145, 314
Rusuveered 280
Rõngassaared 45
Ränihiib 443
Rööpne lasumus 254, 255
Rütmilised nähtused 353—356, 389—395, 509, 510

S

Saared 43—47
— korall- 44—47
— mandrilised 43
— ookeanilised 43
— rõngas- 45
— vulkaanilised 43, 44
Saarteahelikud 42
Saartevahelised mered 36
Saava kurrutusfaas 260
Sademed 109—112
— frontaalsed 109
— konvektsioonilised 109
— orograafilised 109
Sandurid 313
Saprofüüdid 348
Saprofüütsed mikroorganismid 153
Sapropeel 209
Sarma 296, 297
Savannid 369—371
Savannide punakaspruunid mullad 227
Savikõrbed 367
Seenkaljud 161, 162
Segametsad 361
Seismiline kolle 244
— vöönd, Atlandi 266, 267
— — Euroopa-Aasia 266, 267
— — Ida-Aafrika 266, 267
— — India 266, 267
— — Vaikse ookeani 265, 266
Seismilised kiired 244
— lained 244, 245
Seismoloogia 244
Sekundaarsed rassid 454
Selektsioon 332
Seltsivus 409
Selva 372
Seostatud jõed 288
— liustikud 310
Sesoonsed nähtused 68
Setete moodustumise tsoon 9
Setted, fluvioglatsiaalsed 313
— kontinentaalse muda 441
— pelaagilised 442
— rannikuvööndi 441
— terrigeensed 441
Sferoid 23—25
Sial 246
Siirdekalad 390
Silekaljud 314
Silekaljustikud 314
Silur 250
Sima 246
Sinantropus 450—453
Sisemered 36
Siseprotsessid 57
Sisseuhtehorisont 219
Skrapp 364
Soe front 96

Solaarkonstant 62
Solifluktsioonid 280
Solonetsid 230—232
Solontšakid 230—232
— märjad 231
Solutré 452
Sood 210—212, 376, 377
Soodajärved 202
Soojad hoovused 120
Soojaveelised allikad 173
Soojusbilanss 68, 69
Soojusvöötmed 76
Soolajärved 201
Soolakas vesi 201
Soolane vesi 201
Soolodid 232
Soolsus 418—420
Soomullad 230
Soot 190
Stenofaagid 386
Stenohügrobiondid 384
Stenotermsus 382
Stepid 362—365
Stiipastepid 363, 364
— liigirikkad 363, 364
— liigivaesed 363, 364
Stratosfäär 6, 54
Stratovulkaanid 271
Struktuursus 220
Subalpiinsed niidud 377, 378
Subhertsüünia kurrutusfaas 260
Sublimatsioon 107
Subpolaarse kliima kontinentaalne tüüp 141
— — mereline tüüp 141
Subpolaarsed vööndid 141
Subtroopilised maksimumid 85
— vaikevööndid 92
— vööndid 139, 140
Sudeedi kurrutusfaas 260
Suhteline geokronoloogia 249, 250
Suktsessioon 412
Sukulendid 344
Sulfaadijärved 202
Surnud jää 311
Surveinversioonid 78
Survelised veed 172
Suured rassid 454
Suurkohr 263
Suurvesi 180
Suvehaljad metsad 374
Suveuni 393—395
Suvine päikeseseisak 65
— pööripäev 65
Sängita vool 186
Sängivool, ajutine 186
— alaline 186
Sügavakoldelised maavärinad 264
Sügisene pööripäev 65
— võrdpäevsus 65
Sümbioos 348, 349, 351, 387
Sünekliisid 261
Süsihappegaas 52, 53
Süstemaatika 523
Süvikud 38, 39

Š

Šelf 37
Šibljakk 366

Z

Zoogeograafia 13

T

Taifuunid 98
Taiga 359
— kliima 141
Taimede talvine puhkeperiood 339
Taimekasvatus 237
Taimekooslused 349
Taimkate 357
Takooni kurrutusfaas 259
Taksonoomia 11
Takõrrid 164
Talassokraatilised perioodid 499
Talvehaljad metsad 374
Talveuni 393—395
Talvine päikeseseisak 65
— pööripäev 65
Tammikud 361
Tardenois 452
Tardkivimid 269
— aluselised 269
— happelised 269
Tarõnid 320
Tasakaaluprofiil 189
Tasandikuliste maastike rühm 526
Taskud 162
Tavalised mustmullad 224
Tegus kiht 316
Tektoonika 199
Tektoonilised järved 199
Telmatofiilid 439
Temperatuuri optimum 340
Temperatuurianomaaliad 73
Teralumi 306
Teravmägede-tüüpi jäätumine 310
Terminaator 63
Termofiilsed bakterid 340
Termokarst 321
Terrigeensed setted 441
Territooriumi tüüp 522
Tertsiaar 250
Tihedushoovused 119
Tilliidid 497
Toiteahelad 409, 432
Toitumisala 306

Transformatsioon (õhumasside) 101, 132, 133
Transpiratsioon 233, 342, 343
Trapid 270
Triias 250
Triivhoovused 118, 119, 121
Troogid 145, 314
Troopiline front 137
— vaikevöönd 90
— õhk 102
Troopilised kamar-leetmullad 227
— leetmullad 227
— metsad 371—374
— metsa-pruunmullad 227
— mussoonid 92, 93
— veed 416
— vööndid 137, 138
Troopiliste mussoonide kliima 137
— — vöönd 135, 137
Tropopaus 54
Troposfäär 6, 51, 52
Tsirkusorud 314
Tsonaalsus 16, 27, 87, 89, 236, 510—515
— vertikaalne 236, 299, 512, 513
Tsunamid 268
Tsüklonaalne süsteem 83
Tsükloni oklusioon 97
— sulgumine 97
Tsüklonid 94—99
Tšaparal 366
Tufid 173
Tulvakõver 473
Tundra kliima 141
Tundrad 357, 358
Turbasood 211
Turvas 212
Turvas-gleimuld 230
Tõus 31
Tõusulaine 31
Täielikud maastikud 522
Tüpoloogia 523
Tüsedad mustmullad 224

U

Udusademed 109
Ujumise valem 428
Ummiklainetus 414
Undatsioonid 252
Urman 359

V

Vaakuumsfäär 56
Vabad hoovused 118, 119
Vahepealsed maavärinad 264
Vaikse ookeani rass 456, 457
— — seismiline vöönd 265, 266
«Vaikse ookeani tulerõngas» 274
Valgusaasta 21
Valguskiht 425
Valik, kunstlik 332
— looduslik 332, 333
Vallrahud 45
Vana moreen 312
Vare 215, 225
Varingud 280
Variski kurrutustsükkel 259
Varjatud põiksus 254, 255
Varjevärvus 396
Vastuhoovused 122, 124, 126
Vastukiirgus 69
Veealused orud 37, 38
Veed, antarktilised 416
— arktilised 416
— arteesia- 172
— boreaalsed 416
— notaalsed 416
— parasvöötme 416
— polaarsed 416
— survelised 172
— troopilised 416
Veemaastike rühm 526
Veerpallid 356, 363
Veesisene jää 181
Vegetatiivsed hübriidid 478
Vegetatsiooniperiood 338
Velvitšia 368
Vertikaalne tsonaalsus 236, 299, 512, 513
Vertikaalsed gradiendid 76, 80, 83, 241, 307
— kliimavööndid 298, 299
Vesi, gravitatsiooni- 169
— hügroskoopne 168, 169
— igikeltsaalune 319
— igikeltsapealne 318
— igikeltsasisene 318
— kapillaar- 169
— kirme- 169
— kõrg- 180
— madal- 180
— mage 201
— soolakas 201
— soolane 201
— suur- 180
Viirsavid 313, 314
Viljakas 214, 237, 238
Virmalised 51
Vitaalsus 409
Voolu suhteline koormus 188
Vooluveelised kattejääd 320, 321
Vulkaanid 270—277
— Havai-tüüpi 271
— homogeensed 271
— keskuspurske- 271
— kiht- 271
— kilp- 271
— strato- 271

Vulkaaniline tuff 272
— tuhk 272
Vulkaanilised järved 199
— saared 43, 44
Vulkanism 269
Väikesed rassid 454
Välde 249
Välisprotsessid 57
Väljauhtehorisont 219
Vöö 249
Vööde 526, 528
Vöönd 526, 528
Vöötmik 526, 528

Õ

Õhu koostis 52, 53
Õhukesed mustmullad 224
Õhumassid 100, 101
Õhumasside transformatsioon 101, 132, 133
Õhurõhk 79, 80
Õhk, antarktiline 101
— arktiline 101, 102
— boreaalne 102
— ekvatoriaalne 102
— kontinentaalne 101
— mereline 101
— polaarne 102
— troopiline 102
Õhumassi ebapüsiv tasakaal 83
— neutraalne tasakaal 83
— püsiv tasakaal 83

Ä

Ärakanne 157, 279—281
Äravooluala 306
Äravooluhoovused 118
Ääremered 36

Ö

Ökoloogia 336
Ökoloogiline valents 395

Ü

Ühtlane voolamine 473
Ülangud 259
Üldine füüsiline geograafia 12
— maateadus 12, 13
Ülerahvastus 447
Ümberkujundatud maastikud 484, 485
Ümberliigestumine 287
Ürgmaastikud 484

ISIKUNIMEDE REGISTER

A

Agassiz 45
Agekjan, T. A. 21
Alissov, B. P. 134, 136, 141, 142
Ambartsumjan, V. A. 21
Anutšin, D. N. 16
Arhimedes 184
Armand, D. L. 8, 18, 517, 525, 526, 528, 529
Arndt 387

B

Baranov, V. I. 249
Belinski, V. G. 16
Berg, L. S. 17, 18, 102, 213, 328, 398, 440, 511, 520
Bjallovitš, J. P. 8, 522
Bogolepov, M. A. 143
Brooks, C. 143, 311
Brounov, P. I. 324
Brunn, G. 464
Brückner 143
Buckle, H. T. 464
Budõko, M. I. 113, 116

C

Caesar 480
Cook, R. 448
Cuvier, G. L. 166

D

Daly, R. 507
Darwin, Ch. 346, 449
Darwin, Ch. G. 448
Davõdov, M. 474
Dawis, W. M. 285, 286, 292
Dibner, V. D. 288
Dinnik, N. J. 404
Dobroljubov, N. A. 16
Dokturovski, V. S. 211
Dokutšajev, V. V. 16, 17, 510, 511, 513
Dolgušin, L. D. 303
Douglas 144
Drozdov, O. A. 110, 113

E

Engels, F. 467

F

Fedorovitš, B. A. 167
Fersman, A. J. 9
Fessenkov, V. G. 249
Forel, F. A. 207

G

Gavrilov, M. D. 188
Gorczyński, W. 134
Gorodkov, B. N. 17
Gožev, A. D. 8, 516, 522
Grigorjev, A. A. 8, 18, 517
Gubin, I. J. 267

H

Hann 298
Hartshorne, R. 14, 15
Hettner, A. 14, 15, 17
Hitler, A. 458, 465
Horabbin, G. 464
Horton, R. E. 286—288
Hromov, S. P. 92
Hudson 388
Humboldt, A. 14, 351
Humphries, V. 89, 276
Huntington, E. 14, 463, 464
Huygens, C. 23, 24

I

Issatšenko, A. G. 525
Ivanov, M. F. 483
Ivanov, N. N. 114—116, 134

J

Jefremov, J. K. 8

K

Kalesnik, S. V. 18
Kant, I. 14
Kapterev, P. N. 315
Kaškarov, D. 396, 407
Kirikov, S. V. 480
Kjellen, R. 465
Kopernik, M. 20
Kozlovski, D. A. 262
Kotelnikov, V. L. 8
Krasnov 375
Krassovski, F. N. 24
Kraševinnikov, S. P. 16
Krümmel 415
Köppen 111, 142

L

Lavrenko, J. M. 10
Lebedev, P. N. 21
Lenin, V. I. 237, 486, 525
Levin, B. J. 246
Lidov, V. 522
Livanov 408
Lomonossov, M. V. 16
Lvovitš, M. I. 113, 182
Lyell, 34, 470

M

Makejev, P. S. 520
Makkavejev, N. I. 187, 189, 287
Malthus, T. 447, 448
Markham, S. 463
Markov, K. K. 8, 290—292
Markus, E. 516
Martonne, E. 178
Marx, K. 237, 448
Mendelejev, D. I. 3
Menšikov, A. 316
Meškov, A. R. 526, 527
Metšnikov, L. I. 464
Milankovitš, M. 59, 60
Milkov, F. N. 17, 513
Mitšurin, I. V. 478, 479
Molodenski, M. S. 245
Montesquieu, C. L. 463, 464
Morgan 458
Morozov, G. F. 16
Muraveiski, S. D. 517, 522
Muromtsev, A. M. 35

N

Neustrujev, S. 522
Newton, I. 23, 24

O

Oparin, A. I. 493

P

Panov, D. G. 36
Parenago, P. P. 21
Pavlovski, J. N. 387
Peeter I 316
Penck, W. 285, 286, 290, 292
Petrov, M. P. 167
Poiret 473
Polõnov, B. B. 17
Ponomarjov, A. 522
Popov, J. N. 303
Prassolov, L. I. 236
Pustovalov, L. V. 9

R

Ratzel, F. 465
Rebaut, P. 448
Reclus, E. 464
Renner 464
Richet 23
Ritter, K. 14, 464
Rode, A. A. 516
Rõtškov, P. I. 16

S

Sauškin, J. G. 8
Schmidt, O. J. 248, 490—492
Severtsov, N. A. 16
Smirnov, A. M. 8, 522
Solntsev, N. A. 17, 523, 524, 526
Sotšava, V. B. 522, 525, 526
Stalin, J. V. 461, 466
Strahhov, N. M. 326
Struve, Fr. G. W. 21, 22
Sukatšov, V. N. 17, 522, 524
Sumgin, M. I. 315, 316

Š

Šatski, N. S. 257
Šnitnikov, A. V. 143, 144
Štšeglova, O. P. 308
Štšukin, I. S. 526, 527
Šuleikin, V. V. 73
Šumski, P. A. 301, 303, 304, 307, 308
Švanvitš 396
Švedov, F. N. 144

Z

Zabirov, R. D. 303
Zenkovitš, V. P. 291

T

Tacitus 475
Timirjazev, K. A. 350
Tronov, M. V. 303, 304
Tšeboksarov, N. N. 456
Tšernōševski, N. G. 16
Tšerski, I. D. 285
Tšetōrkin, V. M. 527

V

Vaksman, S. A. 327
Vámbéry, A. 388
Vassojevitš, N. B. 443
Vernadski, V. I. 6, 9, 301, 325, 328
Viljams, V. R. 233, 234, 237, 516
Virski, A. A. 286
Vogt, W. 448
Vojeikov, A. I. 16, 488
Volkov, N. M. 48
Vōssotski, G. N. 16

W

Weismann, A. 458

GEOGRAAFILISTE NIMEDE REGISTER

A

Aadria meri 112, 176
Aafrika 26, 35, 38, 40—42, 75, 93, 108, 111, 120, 121, 124, 126, 127, 134, 163, 235, 265, 267, 274, 275, 285, 345, 360, 364, 365, 368—370, 376, 391, 397, 399, 400, 404, 410, 447, 451, 456, 499—501
Aafrika platvorm 497, 499
Aafrika-Antarktise ahelik 38
Aar 183
Aasia 40—42, 87, 89, 93, 133, 134, 211, 265, 274, 312, 318, 341, 345, 371, 374, 375, 397, 398, 447, 451, 453, 501
Aasovi meri 36, 199, 474, 487
Aasovi-Podoolia kristalne massiiv 253, 261
Abastumani 296
Abessiinia 137
Addis Abeba 74, 77, 84, 86, 266, 392
Aden 266
Adeni laht 267
Admiraliteedisaared 46
Afar 274
Afganistan 399
Afips 210
Afontovi mägi 456
Agri 183
Ah-Tsu 262
Ai-Petri 268
Ajan 176
Alam-Charente 351
Alaska 38, 42, 93, 112, 265, 273—275, 310, 316, 318, 320, 321, 434
Alaska hoovus 125
Albatrossiplatoo 39
Alberta 360, 364
Aldan 321
Aleuudi hoovus 75
Aleuudi saared 39, 42, 87, 88, 93, 265, 268, 274, 277
Aleuudi süvik 39
Alma 183
Alma-Ata 264
Alpid 42, 176, 200, 263, 294, 297, 308
Alžeeria 75, 139, 345, 365
Altai 43, 263, 285, 303, 314, 317, 359, 377, 378
Amasoonas 10, 110, 111, 179, 182, 196, 440, 449
Amasoonase madalik 43, 135, 196, 372, 374
Ameerika 15, 38, 42, 121, 122, 125, 265, 274, 357, 360, 374, 410, 453, 480
Ameerika vahemeri 122
Ameerika Ühendriigid 24, 369, 448, 449, 453, 459, 465, 468, 476, 481, 497
Amsterdam 472
Amu-Darja 194, 195, 205, 213, 487
Amuur 182, 274, 321
Amuurimaa 145, 267
Anabar 37, 316
Anadõr 318, 358
Anatoolia 42
Andamaani meri 36
Andid 42, 43, 110, 196, 263, 265, 274, 501
Angara 176, 208
Angoola nõgu 38
Anori 111
Antarktandid 42, 501
Antarktika 39, 134, 142, 274, 417
Antarktis 10, 40—42, 72, 75, 85, 87, 89, 125, 265, 308, 309, 311, 443, 501, 527
Antarktise platvorm 497
Antilli hoovus 121, 122
Antilli saared 39, 42, 73, 121, 265
Antverpen 99
Apalatšid 43, 361
Apenniinid 42
Araabia 75, 93, 102, 112, 140, 274, 368, 391
Araabia meri 36, 98, 126
Araabia-India ahelik 39
Araal 35, 145, 173, 205, 213, 367, 487
Araali-Kaspia madalik 474
Aragats 274

Aragvi 482
Araks 194
Ararat 274
Argentiina 368
Argentiina nõgu 38, 39
Arhangelsk 60, 74, 77, 84, 86, 266, 392
Arica laht 41
Arizona 140, 144, 344, 364
Arkansase jõgi 480
Arktika 127, 134, 142, 143, 213, 234, 262, 303, 311, 417
Arktiline ookean 35, 38, 123, 125, 127, 129, 326, 398, 417
Armeenia mägismaa 199, 274
Arpa-Gel 199
Artjomovsk 222
Artšman 487
Ascension 38, 44, 273
Askania Nova 364
Assam 111, 268
Assoori saared 38, 44, 85, 88, 100, 122, 273, 277, 419
Assuan 112
Assüüria 461
Astrahan 180
Ašhabad 266, 267, 487
Atacama 112, 138
Atacama süvik 39
Athabaska jõgi 183
Athabaska järv 205
Atlandi ahelik 38, 40, 267, 273
Atlandi hoovus 123, 124, 127
Atlandi ookean 26, 35, 38, 39, 44, 46, 75, 83, 87, 88, 90, 91, 98, 102, 119, 121—125, 127, 129, 163, 246, 275, 398, 416, 419, 425, 437, 442, 480, 481, 501
Atlase mäestik 42, 273, 360, 365
Austraalia 40, 41, 43, 45, 89, 112, 124, 126, 127, 134, 138, 139, 172, 205, 235, 265, 333, 351—353, 364—366, 368, 371, 376, 391, 397, 400, 403, 410, 448, 453, 481, 499—501
Austraalia-Aasia saartevaheline meri 274
Auvergne 274
Avaari Koisu 188
Avatša sopka 274
Averno järv 199

B

Babüloonia 461, 463
Baffini laht 123
Baffini maa 125, 127
Baguio 99
Bahama saared 46, 122
Baidarata tundra 320
Baikal 199, 207, 208, 268, 297
Baikalimaa 498
Balaganski koobas 176
Balahna madalik 212
Balhaš 205, 367
Balkani mäed 42, 352
Balti kilp 261, 262
Balti meri 36, 163, 199, 487
Baltimaad 98, 205
Banda meri 36
Bandai vulkaan 277
Bangkok 266
Baraba stepp 212
Barbados 99
Barentsi meri 36, 38, 101, 123, 430
Barrow' neem 318
Batalpašinski järved 202
Batumi 112
Bayonne 132, 133
Beauforti meri 38
Belgia 99, 140, 195, 480
Belgorod 487
Bellingshauseni meri 36
Beloje järv 205
Belovežski mets 480
Benares 253
Bengaali laht 35, 98, 126
Benguella hoovus 75, 121
Beringi meri 36, 480
Beringi väin 453
Berjozovo 316
Berliin 74, 77, 84, 86, 266, 392
Bermuuda saared 44, 46
Betpak-Dala 367
Bikaneri kõrb 194
Bikini atoll 45
Bilbao 414
Binbaš-Hoba 176
Birma 42, 137, 267, 268, 371
Blagopolutšije laht 60, 297
Blanco neem 124
Bogutšari rajoon 262
Bohai laht 195
Bombay 74, 77, 84, 86, 137, 271, 392
Bonini saared 124
Boržomi 296
Bossaga 487
Boston 122
Bougainville'i süvik 39
Bouvet' saar 38, 44, 273
Brahmaputra 195
Brasiilia 265, 360, 369, 370, 419, 449, 456, 468, 501
Brasiilia hoovus 121, 128
Brasiilia mägismaa 43, 371
Brasiilia nõgu 38, 39
Brasiilia platvorm 497, 499
Brasiilia-Guajaana massiiv 285
Bristoli laht 415
Briti saared 140, 353
Brjansk 172
Buenos Aires 74, 77, 84, 86, 266, 392

Buhhaara 388
Bulaki järv 427
Buzuluk 183

C

Calais 163
Canberra 74, 77, 84, 86, 392
Caracas 266
Causses 176
Cayenne 23
Celebese meri 36, 274
Chagose saared 39, 46
Chimborazo 274
Chongqing 74, 77, 84, 86, 392
Cincinnati 181
Codi neem 163
Colorado 112, 162, 364
Colorado jõgi 183, 195, 472
Columbia platoo 270
Concepción 275
Cotopaxi 274
Crozet' platoo 39
Crozet' saared 44, 275

Č

Český Těšin 474
Črkvice 112

D

Dagestan 188, 365
Dakar 266
Dakota 172
Dalmaatsia 297
Danakili kõrb 274
Darjalõk 194
Davise väin 123
De Longi saared 303
Debundža 111
Delhi 74, 77, 84, 86, 266, 392
Demavend 274
Derekoi 269
Diego Alvarez'i saar 273
Dinaari mäestik 42, 174
Dnepr 164, 180, 184, 212, 262, 469
Dnepri-Donetsi nõgu 262
Dneprogess 482
Dnepropetrovsk 262
Don 164, 179, 183, 184, 262, 469, 487
Donbass 253, 254, 470
Donets 200
Donetsi seljak 285, 298
Doonau 185, 195
Doroninskoje järv 202
Džamna 194
Džungaaria 295
Džungaaria Alatau 472
Džungaaria Väravad 162, 295

E

Ebro 183
Edela-Aafrika 353, 368
Ees-Aasia 451, 453, 456
Ees-Baikalimaa 262, 267
Ees-Kaukaasia 253, 294, 345, 520
Ees-Uraal 345
Egeuse meri 42, 274
Egiptus 172, 391, 461, 463, 471
Eifel 274
Ekvatoriaalne vastuhoovus 126
Elbe 480
Elbrus 40, 42, 274
Ellesmere'i maa 38
Ellice'i saared 45, 46
Elton 179
Emba 41
Emel 162, 295
Ems 195
Erebuse vulkaan 274
Er Riad 266
Erie 199
Eschscholtzi laht 318
Etioopia 137, 267, 274
Etna 273
Eufrat 75
Euraasia 38, 40—43, 123, 125, 143, 144, 316, 357—359, 361, 365, 368, 391, 410, 456, 500, 515
Euraasia mägivöönd 42
Euroopa 15, 26, 40, 41, 98, 100—102, 112, 127, 133, 134, 143, 180, 206, 210—212, 234, 235, 273, 299, 312, 320, 345, 359, 360, 363, 390, 391, 394, 447, 449, 451, 461, 466, 477, 480, 481, 486, 487, 511
Everest 40, 42, 46
«Excelsior» (geiser) 173
Eyre 172, 368

F

Fairbanks 74, 77, 84, 86, 392
Falklandi hoovus 121
Fanningi ahelik 39
Fanõ 163
Fennoskandia 291
Fennoskandia kilp 261
Fernagtferner 309
Fidži saared 45
Filipiini saared 39, 42, 98, 99, 124, 265, 274

Filipiini süvik 39, 325
Flandria 480
Florida 99, 122, 176, 364
Florida hoovus 122—125, 128
Florida väin 122
Fogo saar 273
Franz Josephi maa 123, 127, 143, 303
Fudžijama 274
Funafuti atoll 45
Fundy laht 415
Fääri-Islandi künnis 38, 123

G

Gagra mäeahelik 294
Galápagose saared 44, 119, 124, 274, 480
Ganges 37, 194, 195, 253
Gansu 268
Garm 267
Gascogne 163, 165, 362
Gascogne'i laht 166, 480
Genfi järv 207
«Giant» (geiser) 173
Gibraltar 501
Gibraltari väin 119, 120
Gilberti saared 39, 46
Ginea hoovus 122, 124
Ginea laht 41, 122, 137, 275
Gironde 360
Gobi 140
Golfi hoovus 75, 122—124, 128, 520
Gondvaana 501
Gorkaja 179
Gorki 180
Gough'i saar 39, 44, 273
Gran Chaco 196, 366
Granti maa 127
Great Yarmouth 100
Grinnelli maa 127
Grööni meri 38, 512
Grööni maa 38, 40, 75, 76, 85, 87, 89, 101, 113, 123, 125, 127, 129, 142, 143, 145, 183, 306, 309, 357, 507
Grööni maa-Islandi künnis 38
Guadeloupe 99
Guajaana hoovus 121
Guardafui neem 39
Guatemaala süvik 39
Gõda tundra 320

H

Haarlem 472
Haitsk 267
Hangzhou 196, 472
Harkov 61, 172
Harkovi oblast 200
Harz'i mäestik 402
Hatterase neem 122
Havai ahelik 39
Havai saar 44
Havai saared 39, 40, 44, 111, 138, 265, 268, 271, 274, 298
Hea Lootuse neem 120, 139
Hekla 173, 273
Henaldon 183
Hermite'i saar 46
Hibiinid 151, 294, 314, 470
Hiina 42, 93, 112, 137, 139, 140, 195, 267, 353, 391, 449, 456, 461, 472
Hiina platvorm 497
Himaalaja 42, 110, 253, 267, 297, 306, 501
Hindukušš 42
Hindustan 39, 93, 126, 137, 270, 371, 449
Hintereisferner 309
Hispaania 172, 360, 369, 414, 499
Hjälmar 199
Holland 99, 140, 195, 471, 472, 480
Hongzehu 195
Honolulu 88, 298
Honšiu 268
Hoorni neem 35, 121
Hooveri pais 472
Hopjor 180
Horisar 274
Huaihe 195
Huanghe 194—196
Hudsoni jõgi 37
Hudsoni laht 35, 36, 43, 141, 316
Huron 199

I

Ida-Aafrika 93, 199, 205, 267, 275, 451
Ida-Aasia 42, 274, 456, 501
Ida-Austraalia hoovus 124, 128
Ida-Euroopa tasandik 528
Ida-Grööni hoovus 125, 127
Ida-Hiina meri 36, 37, 98
Idaho 364
Ida-Siberi meri 36
Ida-Vene nõgu 262
Igarka 266
Iirimaa 43, 133, 362
Illinois 364
Ilmen 199, 203, 205, 482
Imandra 205, 294
India 253, 265, 341, 368, 371, 372, 376, 391, 399, 450, 453, 461, 471, 499—501
India ookean 26, 35, 39, 44, 46, 87, 88, 91, 93, 125, 126, 129, 275, 416, 419, 442, 501
Indiana 176
Indigirka 274, 303, 321

Indo-Austraalia platvorm 497
Indo-Hiina 42, 93, 371
Indoneesia 93, 453
Indus 37, 194, 195
Induse-Gangese madalik 196
Inglismaa 99, 362, 391, 437, 475, 480, 499
Ingulets 183
Ingur 274
Inn 183
Iowa 364
Iraan 75, 112, 140, 267, 274, 391, 399
Iraani mägismaa 42
Iravadi 185
Irkutsk 208, 266
Irmingeri hoovus 123
Irtõš 235, 474
Isfairamsai 309
Island 38, 85, 87—89, 113, 123, 173, 267, 270, 271, 273, 277, 442, 480
Issõk-Kul 199
Istria 297
Izjum 222
Itaalia 183, 273, 360, 465

J

Jaapan 42, 93, 94, 98, 124, 125, 139, 267, 268, 277, 449, 465
Jaapani meri 36, 98
Jaapani saared 39, 42, 265, 274
Jaapani sisemeri 36
Jaapani süvik 39
Jaava 39, 274, 277, 373, 450
Jaava meri 36
Jakutsk 74, 77, 84, 86, 266, 392
Jakuutia 202, 320, 321, 355
Jamaika 176
Jan Mayeni saar 44, 267, 273
Jana 37, 125, 182
Jangtse 195, 476
Jenissei 125, 181, 474
Jeruslan 183
Jevpatoria 199
Joldiameri 199
Juan Fernández'i saared 44, 274
Jukatan 176
Jukon 37, 183, 316, 440
«Jumalate Aed» 162
Juneau 266
Jüüti poolsaar 163

K

Kaama 180, 183, 213
Kagu-Aasia 452
Kagu-Euroopa 369
Kahhovka 487
Kairo 266
Kalaabria 268, 291
Kalahari 112, 139
Kalifornia 42, 75, 98, 112, 125, 127, 139, 273, 359, 364, 366, 371, 476, 480
Kalifornia hoovus 75, 125
Kalifornia laht 415
Kalifornia org 298
Kaliningrad 165
Kalinini oblast 207
Kaljumäestik 42, 140, 141, 364
Kameruni massiiv 274
Kameruni mägi 111, 274
Kamtšatka 16, 93, 125, 173, 199, 212, 265, 274, 277, 303, 434, 501
Kamtšatka hoovus 125
Kamõšin 486
Kanaari hoovus 75, 122—124
Kanaari saared 273, 353
Kanada 38, 112, 127, 129, 141, 142, 235, 241, 248, 265, 285, 357, 360, 411, 476; 497
Kanada platvorm 497, 499
Kansas 364, 480
Kanton 74, 77, 84, 86, 266, 392
Kapi nõgu 38
Kara meri 36, 38, 101
Karabi Jaila 174
Karadahh 188
Karagije nõgu 48
Karakorum 42, 200
Karakum 166, 367, 385, 487
Karatau 499
Kariibi hoovus 122
Kariibi meri 36, 121, 273
Karjala 205, 212, 248, 261
Karoliini saared 46, 47, 124, 265
Karpaadid 42, 261
Karroo 365
Karst 176
Kartaago 463
Kasahstan 102, 320, 474
Kaskaadimäestik 274
Kaspia meri 35, 42, 179, 180, 194, 199, 203, 213, 391, 421, 481, 482, 487
Kazbek 274
Katanga 285
Katmai vulkaan 273, 275, 276
Katš 194
Katša 269
Kauai saar 111
Kaug-Ida 93, 94, 141, 212, 385
Kaukaasia 10, 40, 176, 180, 183, 202, 236, 246, 267, 294, 303, 361, 366, 377, 398, 404, 443, 453, 480
Kavardžin 274
Keenia 267, 369
Keenia mägi 275
Kent 351
Kentucky 176
Kerguelen 44, 275, 437, 476

Kergueleni ahelik 39, 267
Keria 274
Kermadec'i saared 39, 265, 274
Kermadec'i süvik 39
Kesk-Aafrika 391
Kesk-Aasia 102, 165, 176, 202, 303, 309, 369, 377, 378, 451, 452, 456, 476
Kesk-Ameerika 39, 42, 91, 111, 265, 274
Kesk-Austraalia 75
Kesk-Euroopa 141, 407
Kesk-India ahelik 39, 267
Kesk-Polüneesia Sporaadid 39
Kesk-Vene kõrgustik 254
Kieli laht 428
Kiiev 172, 266
Kilauea 44, 240
Kildin 199
Kilimandžaaro 40, 275
Kirde-Aafrika 453
Kirde-Aasia 75, 377
Kirunga vulkaanid 274
Kivine Tunguska 474
Klaipeda 165
Kljutševskaja sopka 274
Kokõrtui 274
Kollane meri 36, 124, 195
Kolumbia 93, 111, 366
Kolõma 125, 316, 318, 529
Komandorisaared 125, 480
Komoori saared 275
Kongo 135, 179
Kongo jõgi 37, 120, 182, 440
Kongo nõgu 371
Koola jõgi 183
Koola poolsaar 205, 241, 261, 358
Kopet-Dag 42, 367, 487
Korallimeri 36, 45, 512
Kordiljeerid 43, 235, 263, 501
Korea 139, 415
Korea väin 124
Korsika 43, 365
Kościuszko mägi 40
Kotzebue laht 318
Krakatau 272, 274, 276, 277
Krasnodar 172, 210, 403
Krasnojarsk 456
Kreeka 42, 176, 273, 365, 479
Kreeta 360
Krimm 119, 174, 176, 183, 202, 268, 269, 298, 414, 456, 529
Krimmi mäestik 261, 336
Krivoi Rog 241, 328
Kronoki järv 199
Kronoki looduskaitseala 173
Kronoki sopka 274
Kuban 183, 195, 210
Kubanimaa 294
Kuenlun 274
Kuibõšev 298, 487
Kuito 205
Kukunor 202
Kulunda stepp 202
Kuma 180
Kunguri koobastik 176
Kunjadarja 194
Kura 194, 195, 294, 296, 482
Kura maasäär 165, 166
Kuriili hoovus 125
Kuriili järv 199
Kuriili saared 39, 42, 125, 265, 274
Kuriili-Kamtšatka süvik 39
Kurošivo hoovus 75, 124, 125, 127, 128
Kursk 133, 172
Kurski oblast 262
Kuuba 99
Kõzõlkum 367
Königsee 207
Küklaadid 274
«Kümne Tuhande Suitsu Org» 273, 276

L

La Joya 112
La Manche 415
La Paz 265
La Plata 121, 235
La Plata madalik 43
Laadoga 181, 199, 201, 205
Laba 210
Labrador 125, 127, 141
Labradori hoovus 123, 125, 127, 128
Laibach 175
Lakadiivi saared 46
Laki vulkaan 270
Lamingtoni vulkaan 277
Laos 137
Laptevite meri 36
Latša 205
Leedu 163, 398
Leena 37, 125, 181, 195, 267, 318
Leena-Viljui madalik 202
Leningrad 60, 61, 74, 77, 84, 86, 98, 99, 134, 143, 163, 172, 207, 392, 474
Lenini tipp 42
Lenkorani rajoon 236
Leyden 472
Libeeria 111
Lihavõttesaar 44
Liibanon 360
Liibüa kõrb 112, 165
Lima 74, 77, 84, 86, 392
Liman 200
Line'i saarteahelik 39
Lipari saared 44, 273
Lissabon 268
Loa 183
Lombardia 196
Lomonossovi ahelik 38
London 74, 77, 84, 86, 100, 172, 392, 474

Lovat 482
Lovozero 314
Lualaba 182
Lõuna-Aafrika 75, 89, 112, 139, 140, 241, 365, 403, 450, 469, 499
Lõuna-Aasia 26, 451, 452, 456
Lõuna-Ameerika 26, 35, 39—43, 75, 89, 91, 93, 112, 120, 124, 127, 134, 137, 138, 156, 196, 235, 265, 271, 274, 275, 342, 362, 364, 370, 371, 376, 398, 403, 448, 481, 500, 527
Lõuna-Dakota 364
Lõuna-Euroopa 453
Lõuna-Georgia saar 42, 265
Lõuna-Hiina meri 36, 98, 124
Lõunaneem 35
Lõuna-Orkney saared 42, 265
Lõuna-passaathoovus 121, 122, 124—126
Lõuna-Sandwich'i saared 39, 42, 265
Lõuna-Shetlandi saared 42, 265
Läti 163
Lääne-Aasia 91
Lääne-Austraalia 371
Lääne-Austraalia hoovus 126
Lääne-Euroopa 14, 24, 102, 133, 235, 246, 359, 361
Lääne-Gatid 110, 298
Lääne-Grööni hoovus 123, 127
Lääne-India saarestik 98
Lääne-Siberi madalik 528
Läänetuulte hoovus 125, 126, 129

M

Maas 195
Mackenzie 125
MacKinley mägi 40, 42
Macquarie' saared 476
Madagaskar 43, 93, 98, 126, 138, 275, 372, 481, 500
Madagaskari hoovus 126
Madeira jõgi 182
Madeira saar 44, 53, 273, 355, 425, 476
Madriid 266
Magalhães väin 415
Mahabalešvar 298
Malabari rannik 372
Malai saarestik 94, 111, 135, 371, 374, 401
Malaka 135
Malaspina liustik 310
Malediivi saared 46
Mammutikoobastik 176
Mangareva saared 46
Mangõšlak 48, 427
Manitoba 360, 364
Manõtši nõgu 199
Marañon 182
Mariaani saared 39, 40, 265
Mariaani süvik 39, 46, 47
Markhami mägi 40
Markiisaared 47
Marmara meri 36
Maroko 139, 364
Marshalli saared 39, 45—47
Martinique 273, 276
Maskareeni saared 98, 275
Massachusetts 163
Mauna Loa 44
Mauritius 88, 481
Mehhiko 98, 140, 265, 274, 371, 461
Mehhiko (linn) 74, 77, 84, 86, 392
Mehhiko laht 36, 122, 273, 364, 369, 520
Mehhiko platoo 366, 369
Mekong 182
Mer de Glace 309
Mesopotaamia 112, 196, 368
Meštšora madalik 212
Michigan 163, 165, 199
Mindanao saar 124
Minnesota 364
Mississipi 24, 37, 181, 183, 185, 195, 235, 361
Mississipi platoo 176
Mississipi tasandik 43, 196
Missuuri (osariik) 364
Mocha saar 124
Mogilnoje järv 199
Mokša madalik 212
Moluki saared 265, 274
Moma 274
Mongoolia 93, 205, 368, 456, 515
Mont Blanc 42
Mont Pelé 272, 273, 276
Montana 364, 400
Montpellier 297
Montše-Tundra 241
Moraavia 474, 475
Morava 183
Mosambiigi hoovus 126, 127
Mosambiigi väin 126
Mosambiik 137, 138
Mosel 183
Moskva 74, 77, 84, 86, 134, 172, 266, 392, 474
Moskva jõgi 183
Moskva meri 472
Moskva nõgu 262
Moskva—Volga kanal 472
Mossamedes'i platoo 368
Msta 482
Mzõmta 262
Mugodžari mäed 41
Mujunkum 367
Murgab 268, 472, 487
Murmansk 74, 77, 84, 86, 392
Must Irtõš 162, 295
Must kanjon 472

Must meri 36, 113, 176, 421, 469, 487
Musta mere nõgu 262
Murmani hoovus 123
Murmani rannik 98, 123
Mälar 199

N

Naapoli 199, 273
Namibi kõrb 368
Namtso 202
Nanking 266
Nanseni künnis 38
Nebraska 172, 364
Neeva 98, 99, 184, 195
Nertšinsk 133
Nevada 140
New Mexico 176, 364, 475
New York 74, 77, 84, 86, 122, 266, 392, 470, 474
Newfoundland 43, 122, 125, 128, 360, 391
Niiger 182
Niilus 182, 185, 195, 376, 391
Nikaraagua 111
Nivagess 482
Njassa 199
Nordkapi hoovus 123
Nordviki neem 499
Norra 87, 98, 140, 141, 298, 421, 442, 520
Norra meri 38
Nova Scotia 415
Novaja Zemlja 43, 60, 162, 297, 303
Novaja Zemlja hoovus 123
Novogrigorjevskaja staniitsa 164
Novorossiisk 296
Novosibirsk 74, 77, 84, 86, 392
NSV Liit 16, 17, 24, 48, 102, 112, 141, 161, 167, 176, 180, 206, 210—212, 235, 236, 241, 267, 276, 299, 303, 314, 316, 317, 345, 355, 358, 359, 361—363, 366—368, 390, 440, 448, 449, 453, 461, 462, 466, 468, 469, 477, 479, 482, 483, 486—488, 511, 527, 529, 530
Nura 183
Nõelaneem 35
Nõelaneeme hoovus 126
Näljastepp 367

O

Ob 125, 181, 205, 316, 474
Oder 183
Odessa 470
Ohhoota meri 36, 37, 93, 415
Ohio jõgi 181, 183
Ojašivo hoovus 125
Ojos del Salado 40, 42
Okaa 213, 274
Okeaania 40, 44, 124, 447, 453
Oklahoma 364
Olenjok 37
Oljokma 182
Oneega 176, 181, 199, 201, 205
Ontario 360
Ontario järv 199
Oregon 270, 359, 364
Orenburg 16, 133
Orinoco 179, 196
Orinoco madalik 43
Orizaba 274
Orjajärv 205
Orša 180
Ostende 99
Ostrava 474
Ottawa 74, 77, 84, 86, 392

P

Pakistan 368
Palestiina 365, 368
Pamiir 42, 267, 268, 297, 303, 317
Pamiiro-Alai 367
Panama kanal 41, 472, 481
Panama laht 124
Pandžaab 194, 368
Pangrango vulkaan 373
Pantelleria saar 44, 274, 277
Papandajani vulkaan 277
Pará 374
Paraguai 138
Paraguai jõgi 182
Paraná jõgi 138, 182, 271
Paraná osariik 360
Paravani 199
Pariis 23, 74, 77, 84, 86, 172, 392
Patagoonia 112, 235, 298, 369, 415
Pavlovski rajoon 262
Peipsi 205
Peking 194, 196, 266, 450, 472
Peloponnesos 360
Penžina laht 415
Perovi laht 173
Perth 74, 77, 84, 86, 392
Peruu 112, 373, 461
Peruu hoovus 75, 124
Petrovskaja staniitsa 210
Petuhhovi järved 202
Pico de Teyde 273
Pihkva järv 205
Pjaozero 205
Pjassina 183
Pjatigorje 403
Pjatigorsk 241
Poik 175
Polesje 212, 262, 486

Poltaava oblast 469
Poo 183, 195
Poola 359, 480
Popocatepetl 274
Portugal 360
Prantsuse Keskmassiiv 176
Prantsusmaa 98, 132, 140, 176, 365, 366, 414, 480, 481, 499
Pretoria 74, 77, 84, 86, 266, 392
Pripjat 262
Protoka 210
Puertoriiko 39
Puna 298
Punane meri 36, 46, 267
Põhja-Aafrika 43, 91, 102, 163, 365
Põhja-Aafrika nõgu 38
Põhja-Aasia 26, 391
Põhja-Ameerika 26, 30, 40, 41, 43, 89, 98, 112, 134, 140—144, 173, 181, 201, 205, 206, 211, 234, 235, 246, 265, 270, 312, 316, 358, 359, 361, 362, 364, 366, 369, 371, 383, 394, 399, 400, 415, 448, 460, 462, 463, 477, 481
Põhja-Ameerika nõgu 38
Põhja-Austraalia 93, 137
Põhja-Dakota 364
Põhja-Dvinaa 195
Põhja-Jäämeri 35, 93, 481
Põhjalaht 428
Põhjameri 36, 99, 163, 199
Põhja-passaathoovus 121, 122, 124, 125
Põhja-Rodeesia 285
Pärsia laht 85
Pürenee mäed 42
Pürenee poolsaar 122, 345, 362, 365, 515

Q

Quebec 360

R

Radžastan 194, 368
Rainieri vulkaan 274
Rannikuahelikud (Põhja-Ameerikas) 42, 297, 298, 359, 366
Rein 195, 351
Rhône 183, 297
Rhône'i liustik 308
Rio de Janeiro 74, 77, 84, 86, 266, 392
Rio Grande do Sul 360
Rio Grande platoo 39
Rio Negro 182
Rion 195
Riukiu saared 39, 124, 274
Riukiu süvik 39
Riviera 360
Rodeesia 137
Roheline neem 122
Rohelise neeme saared 121, 273, 346
Romanche'i süvik 38, 40
Rooma 479
Rootsi 98, 141, 261
Rossi meri 36, 40, 274
Rostov 487
Rotterdam 100
Rudolfi järv 275
Ruhri jõgi 183
Rumeenia 235
Rõbinski veehoidla 472

S

Saalomoni saared 39, 45, 274
Sagami laht 268
Sahaara 10, 75, 108, 112, 133, 134, 139, 163—165, 172, 297, 345, 368, 369, 385
Saima 199
Saint Helena 44, 88, 273, 477
Saint Lawrence'i jõgi 205, 285
Saint Paul (Atlandi ookeanis) 273
Saint Paul (India ookeanis) 39, 275
Saint Pierre 276
Sajaanid 274, 303, 359, 498, 499
Saki järv 199
Saksamaa 163, 195, 274, 345, 362, 387, 459, 465, 475, 480, 499
Salairi ahelik 499
Salgir 176
Samaara käär 487
Sambesi 267
Samoa saared 47, 98, 274
San Francisco 74, 77, 84, 86, 267, 268, 392
San Jacinto ahelik 366
San Juan del Sur 111
San Roque neem 121
Sandy neem 45
Santa Cruz 359
Santa Cruz del Sur 99
Santiago 275
Santiago saar 346
Santorini saar 44, 274
Saraatov 298
Saraatovi oblast 180
Sarasvati 194
Sardiinia 43
Sarez 288
Sarezi järv 288
Sargasso meri 35, 122, 390
Sarõkamõši nõgu 194
Saskatchewan 360, 364
Sava 175
Schelde 195
Segozero 205
Selenga 268, 293
Seliger 200
Senegal 138

Serafimovitš 164
Sestroretsk 163
Sevan 199
Sevennid 297
Severnaja Zemlja 303
Shandong 195
Shanxi mägismaa 196
Shasta vulkaan 273, 274
Siber 10, 100, 113, 133, 176, 180, 181, 202, 212, 235, 270, 320, 355, 358, 359, 363, 391, 395, 456, 474
Siberi platvorm 497—499
Sibirjakovi saar 341
Sierra Nevada 42, 298, 359, 366, 476
Siinai kõrb 112
Sileesia 474, 475
Simeiz 414
Sind 368
Sinine Niilus 182
Sise-Aasia 75
Sitsiilia 273, 274, 277, 351
Sivalik 450
Skageni neem 163
Skandinaavia 102, 123, 125, 199, 205, 262, 268, 359, 362
Skandinaavia mäestik 261
Slantsevoje kuristik 188
Sohh 309
Somaali hoovus 126
Somaali poolsaar 126
Somaalimaa 369
Soome 102, 199, 205, 261, 285, 314, 328
Soome laht 98
Stalingrad 487
Stalini tipp 42, 48
Stavropol 294
Stavropoli kõrgustik 298, 403
Stromboli 240, 273
Sudaan 137
Suessi kanal 40, 472
Sulak 188
Sulu meri 36
Sumatra 93, 126, 274
Sumbava saar 277
Sunda saared 42, 265
Surmaorg 75
Surnumeri 35, 199, 368
Suuk-Hoba 176
Suur Austraalia laht 41
Suur Barsuki kõrb 367
Suur Hiina tasandik 196
Suur Järvistu 181, 201, 205, 361
Suur kanal (Hiinas) 472
Suur nõgu (Kalifornias) 298
Suur Uzen 183
Suur vallrahu 45
Suurbritannia 43, 480
Suur-Karujärv 205
Suur-Soolajärv 112, 202
Sverdlovsk 74, 77, 84, 86, 266, 392
Svjatoje järv 207
Sõr-Darja 205, 213
Süüria 368, 480
Sydney 74, 77, 84, 86, 266, 392

Š

Šelehhovi väin 274
Šelon 482
Šivelutš 274
Šotimaa 98, 362
Šveits 297, 480

Z

Zaissan 199
Zeja 321
Zemo-Avtšala pais 482
Zeravšan 472
Zhili 194
Zmijev 200
Zuidersee 163

Ž

Žan-Balõk 274
Ždanov 262
Žiguli 194

T

Taani 98, 140, 163, 362, 480
Taga-Baikalimaa 202, 293
Taga-Kaukaasia 41, 222, 294, 298
Tahiiti saared 45
Tahtarvumtšorr 294
Tai 137
Taimõri poolsaar 320
Taivan 124, 265, 274
Takla-Makan 165
Tambora vulkaan 277
Tanatar 202
Tanganjiika 199
Tarracoto 373
Tasmaania 35, 41, 43
Taškent 74, 77, 84, 86, 392
Tazi poolsaar 320
Taurus 42
Tavildara 267
Tbilisi 474
Teberda 296
Tedženi jõgi 472, 487
Teheran 74, 77, 84, 86, 266, 392
Teleki vulkaan 275
Teletskoje järv 199, 201
Tenerife 273
Tengrinor 202

Tenessee 176
Teravmäed 38, 53, 87, 101, 123, 127, 143, 267, 308
Teravmägede hoovus 123
Terek 183, 184, 195, 210, 294
Terrori vulkaan 274
Texas 364, 459
Thames 183, 185
Thar 110
Tibesti mägismaa 297
Tigris 183
Tiibet 205
Timani seljak 285
Tisza 183
Tjan-San 43, 246, 263, 267, 285, 367, 483
Tobol 183
Tomsk 353
Tonga saared 39, 265, 274
Tonga süvik 39
Topozero 205
Torrensi järv 205, 368
Torrese väin 45
Tosno 207
Toulon 297
Transvaal 138
Triest 174
Tripoli 75, 266
Tristan da Cunha saared 39, 44, 267, 273
Truki laguun 46
Tseilon 43, 126, 341, 371, 372
Tsentraal-Aasia 112, 162, 456
Tsimljansk 487
Tsiteli 274
Tšaad 205
Tšatõr-Dag 174, 176
Tšedrang 268
Tšedubi saar 268
Tšehhoslovakkia 274, 480
Tšernojerkovskaja staniitsa 210
Tšerrapundži 111
Tšiatura 328
Tšiili 139, 140, 183, 298, 415, 434
Tšomolungma 40, 42, 44, 46, 47
Tšu 183, 367
Tšuktši meri 36, 38
Tšuktši poolsaar 321
Tuamoto saared 39, 45—47
Tuapse 414
Tubuai saared 47
Tulemaa 434
Tuman-Gel 199
Tuneesia 139
Tunguska 270
Turgai lavamaa 474
Turkestan 486
Turkmeenia 75, 112, 140, 486

U

Ukraina 222, 333
Ukraina kristalne massiiv 261
Uljanovsk 180
Umbozero 205
Ungari 207, 235, 362, 480
Ungari madalik 172
Unz 175
Uraali jõgi 183
Uraali mäestik 40, 134, 176, 205, 261, 303, 310, 358, 377
Usbeki NSV 407
Ussoi 268
Ussuuri jõgi 274
Ussuuri taiga 382
Ustjurt 367
Ušakovi saar 303
Uzboi 194
Utah 202, 364
Uus-Amsterdami saar 39, 44, 275
Uus-Ginea 39, 42, 45, 124, 265, 274, 277
Uus-Hebriidi saared 39, 45, 98, 265, 274
Uus-Hebriidi süvik 39
Uus-Meremaa 42, 112, 124, 173, 265, 274, 398, 480
Uus-Siberi saared 38, 318, 320

V

Vaalaahelik 39
Vahemere mägivöönd 501
Vahemeremaad 139, 273, 360, 361, 365, 366, 451, 456
Vahemeri 36, 44, 98, 119, 139, 183, 267, 291, 387, 435
Vaialeale 111
Vaikne ookean 26, 35, 39, 42, 44—47, 75, 83, 87, 88, 90, 91, 93, 112, 124, 125, 129, 140, 246, 264, 265, 267, 268, 274, 297, 298, 325, 359, 360, 369, 416, 419, 442, 443, 480, 501
Vaikse ookeani Lõunaahelik 40
Vaikse ookeani mägivöönd 42
Vaikse ookeani Põhjahoovus 125
Vaimangu geiser 173
Valdai kõrgustik 470
Valentia saar 133
Valge mere — Balti mere kanal 472
Valge meri 36, 98, 199, 358, 487
Valparaiso 74, 77, 84, 86, 392
Vancouver 266
Varssavi 133
Vasjuganje 212
Vatna Jökull 270
«Velikan» (geiser) 173
Vene platvorm 261, 262, 265, 497, 499
Vene tasandik 187, 513, 515
Venemaa 16, 486

Venetsueela 366, 369, 370
Verhojansk 74, 75, 77, 84, 86, 134, 392
Vesuuv 240, 272, 273
Vietnam 137
V. I. Lenini nimeline Volga—Doni laevatatav kanal 472, 487
Viktooria järv 274
Viktoria saar 303
Viljui 183
Virunga vulkaanid 274
Vitimi jõgi 182
Vitimi kiltmaa 274
Vladivostok 74, 77, 82, 84, 132, 133, 266, 392
Vodlozero 205
Volga 24, 179—181, 183, 184, 194, 195, 213, 235, 298, 487
Volga veehoidla 472
Volgamaa 202
Volhov 482
Volhovstroi 482
Voronež 487
Voroneži massiiv 262
Voroneži oblast 262
Vože 205
Vulcano 272, 273
Võg 472
Võgozero 472
Võidutipp 43
Väike Barsuki kõrb 367
Väike-Aasia 102, 140, 274, 301, 451, 480
Väikesed Antillid 121, 273
Väikesed Sunda saared 44, 274
Väner 199
Vätter 199

W

Wales 163
Washington (osariik) 270, 364
Weddelli meri 36
Wieliczka 470
Winnipeg 205
Wrangeli saar 43

Ü

Ülemjärv 199

Y

Yellowstone 173
Yingshan 476
Yuhe 472
Yunnani mägismaa 42

SISUKORD

I peatükk. **Füüsilise geograafia objekt ja sisu**

1. Loodus kui ühtne tervik 3
2. Füüsilise geograafia objekt 5
3. Füüsilise geograafia ülesanded ja eesmärgid 10
4. Üldine ja regionaalne füüsiline geograafia. Geograafilised eridistsipliinid 12
5. Lühike ülevaade mõnedest seisukohtadest füüsilise geograafia objekti ja sisu suhtes 14
6. Kokkuvõte 19

Kirjandust 19

II peatükk. **Maa kuju, suuruse ja pöörlemise geograafiline tähtsus**

7. Maa ja maailmaruum 20
8. Maa kui sferoid 22
9. Maa sferoidi elemendid 24
10. Maa kui geoid 25
11. Maa kuju tähtsus 26
12. Maa mõõtmete tähtsus 27
13. Maa pöörlemine 28
14. Maa pöörlemise geograafiline tähtsus 29
15. Kokkuvõte 32

Kirjandust 32

III peatükk. **Maakera pinnaehituse põhijooned**

16. Maismaa ja mere jaotus 33
17. Maailmameri ja tema alajaotused 35
18. Merepõhja reljeef 36
19. Ookeanide põhjareljeefi iseloomulikke jooni 38
20. Mandrid 40
21. Maismaa reljeefist 42
22. Saared 43
23. Hüpsograafiline kõver 47
24. Kokkuvõte 48

Kirjandust 49

IV peatükk. **Atmosfääri koostis ja ehitus**

25. Atmosfääri piiridest 50
26. Atmosfääri kõrgus 50
27. Troposfäär ja tema iseärasused 51
28. Stratosfäär ja osoonikiht 54
29. Atmosfääri välimised kihid 55
30. Kokkuvõte 56

Kirjandust 56

V peatükk **Maa soojusrežiim**

31. Päike 57
32. Päikesekiirguse kõikumised 58
33. Päikesekiirguse juurdevoolu ja jaotuse kaasaegsed kõikumised . . . 60
34. Aastaaegade vaheldumine 63
35. Süsteemi Maa—atmosfäär soojusbilanss 68
36. Temperatuuri jaotus paralleelide järgi 70
37. Temperatuuri jaotus juulis ja jaanuaris 73
38. Soojusvöötmed 76
39. Temperatuuri muutumine vertikaalsuunas 76
40. Kokkuvõte 78
Kirjandust 78

VI peatükk. **Atmosfääri dünaamika**

41. Õhurõhk 79
42. Õhu horisontaalsed ja vertikaalsed ümberpaigutumised 80
43. Baariline reljeef 83
44. Atmosfääri tsirkulatsiooni peamised tegurid 89
45. Tuulte geograafiline jaotus 90
46. Mussoonid 92
47. Tsüklonid ja antitsüklonid 94
48. Õhumassid 100
49. Kokkuvõte 103
Kirjandust 104

VII peatükk. **Atmosfääri niiskuse režiim ja jaotus maastikulises sfääris**

50. Õhuniiskus 105
51. Veeauru kondenseerumise tingimused 107
52. Pilvisuse osa maastikulises sfääris 107
53. Sademed 109
54. Sademete jaotust mõjutavad tingimused 109
55. Sademete geograafiline jaotus 110
56. Maastikulise sfääri niiskusbilanss 113
57. Kokkuvõte 116
Kirjandust 117

VIII peatükk. **Merehoovused kliimat kujundava tegurina**

58. Merehoovuste teke 118
59. Hoovuste suunda mõjutavad tegurid 120
60. Soojad ja külmad hoovused 120
61. Atlandi ookeani hoovused 121
62. Vaikse ookeani hoovused 124
63. Hoovused Maailmamere teistes osades 125
64. Merehoovuste mõju maastikulisele sfäärile 126
65. Kokkuvõte 129
Kirjandust 130

IX peatükk. **Kliima ja selle kujunemine**

66. Ilm 131
67. Kliima ja teda kujundavad tegurid 131
68. Ekvatoriaalse õhu vöönd 134
69. Troopiliste ehk ekvatoriaalsete mussoonide vöönd 135
70. Troopilised vööndid 137
71. Subtroopilised vööndid 139
72. Keskmiste laiuste vööndid 140
73. Subpolaarsed ja polaarsed vööndid 141

74. Üldine järeldus kaasaegsest kliimast 142
75. Kliima kõikumised ja muutused 142
76. Kliima muutumise põhjustest 146
77. Kokkuvõte 148
Kirjandust 149

X peatükk. **Murenemine**

78. Murenemise olemus 150
79. Rabenemine 151
80. Porsumine 152
81. Murenemise kiirus ja sügavus 155
82. Murenemise osa maastikulises sfääris 156
83. Murenemisprotsesside geograafilised seaduspärasused 158
84. Kokkuvõte 159
Kirjandust 159

XI peatükk. **Tuule osa maastikulise sfääri kujundamisel**

85. Üldisi märkusi 160
86. Deflatsioon ja korrasioon 161
87. Eooliline akumulatsioon 163
88. Kokkuvõte 167
Kirjandust 167

XII peatükk. **Põhjavee osa maastikulises sfääris**

89. Põhjavesi 168
90. Põhjavee liikumine 169
91. Põhjavee tegevus 173
92. Karstinähtused 174
93. Kokkuvõte 176
Kirjandust 177

XIII peatükk. **Vooluvete osa maastikulises sfääris**

94. Jõed ja kliima 178
95. Jõgede režiim 179
96. Jõgede klassifikatsioon 182
97. Jõe töö 183
98. Jõe transportiv tegevus 184
99. Erosioon 185
100. Tasakaaluprofiil 189
101. Erosioonibaasi kõikumise tagajärjed 191
102. Jõe akumulatiivne tegevus 193
103. Kokkuvõte 196
Kirjandust 197

XIV peatükk. **Järvede ja soode osa maastikulises sfääris**

104. Järved 198
105. Järvede veemassi tekkimine 198
106. Järvenõgude tekkimine 199
107. Soolajärved ja mageveejärved 201
108. Järvede veetaseme kõikumised 202
109. Järvede geograafiline levik 204
110. Järvede arenemise normaalne tsükkel 205
111. Järvede geograafiline tähtsus 207
112. Sood 210
113. Soode levik maastikulises sfääris 211
114. Kokkuvõte 212
Kirjandust 213

XV peatükk. **Mullatekkeprotsess**

115. Mulla orgaanilise massi tekkimine 214
116. Ainete ümberpaigutumine mullas ja kinnipidamine mulla poolt . . . 217
117. Mullatekketegurite üldine iseloomustus 220
118. Mustmullad 222
119. Leetmullad 224
120. Lateriitmullad 226
121. Mullateke kuivades piirkondades 228
122. Soomullad 229
123. Solontšakid ja solonetsid 230
124. Muldade muutumine 233
125. Muldade geograafiline levik 234
126. Muld ja inimene 237
127. Kokkuvõte 238
Kirjandust 239

XVI peatükk. **Maa siseehitus ja siseosade füüsikaline seisund**

128. Maa sisemus 240
129. Maa siseosade termilisest seisundist 240
130. Tiheduse jaotus maa sisemuses 242
131. Maa vanus. Geokronoloogia 247
132. Kokkuvõte 250
Kirjandust 251

XVII peatükk. **Maa siseenergia mõju maastikulise sfääri kujunemisele**

133. Maakoore kõikuvliikumised 252
134. Maakoore kõikuvliikumiste tagajärjed 255
135. Kurrutusliikumised 257
136. Peamised kurrutustsüklid 259
137. Geosünklinaalid ja platvormid 260
138. Mäestike teke 262
139. Maavärinad 263
140. Maavärinate geograafiline levik 264
141. Maavärinate geograafilised tagajärjed 267
142. Magma liikumine 269
143. Vulkaanid 270
144. Vulkaanide geograafiline levik 273
145. Vulkaanide geograafiline tähtsus 275
146. Kokkuvõte 277
Kirjandust 278

XVIII peatükk. **Eksogeensete ja endogeensete protsesside osa reljeefi suurvormide kujundamisel**

147. Denudatsiooni üldine iseloomustus 279
148. Eksogeensete ja endogeensete protsesside vastastikuse toime resultaadid 281
149. Üldised kujutlused reljeefi arenemisest 282
150. Tektooniliste liikumiste geomorfoloogiline analüüs 289
151. Kokkuvõte 292
Kirjandust 292

XIX peatükk. **Reljeef kliimat kujundava tegurina**

152. Reljeef ja soojuslikud tingimused 293
153. Reljeef ja õhu liikumine 294
154. Reljeef ja atmosfääri niiskus 297
155. Vertikaalsed kliimavööndid 298
156. Kokkuvõte 299
Kirjandust 300

XX peatükk. **Liustikud ja igikelts**

157. Liustike levik maakeral 301
158. Kionosfäär ja lumepiir 303
159. Liustike tekkimine ja elu 305
160. Jäätumise energia 307
161. Liustike tüübid ja evolutsioon 309
162. Liustike geograafiline tähtsus 311
163. Igikelts ja maasisene jää 315
164. Igikeltsa geograafiline tähtsus 318
165. Kokkuvõte 322
Kirjandust 323

XXI peatükk. **Organismide tähtsusest Maal**

166. Biosfäär 324
167. Organismid ja maakoor 325
168. Elus aine ja atmosfäär 328
169. Miks organismid etendavad maastikulises sfääris tähtsat osa . . . 330
170. Organism ja keskkond 331
171. Kokkuvõte 333
Kirjandust 334

XXII peatükk. **Taimed ja geograafiline keskkond**

172. Ökoloogiliste tegurite üldine iseloomustus 335
173. Valguse osatähtsus 336
174. Soojuse osatähtsus 338
175. Vesi ökoloogilise tegurina 341
176. Õhu osatähtsus 346
177. Mulla osatähtsus 346
178. Taimedevaheliste suhete vormid 347
179. Taimed ja loomad 349
180. Areaali mõiste 351
181. Sesoonne rütm taimede elus 353
182. Maakera tüüpilised taimekooslused 356
183. Tundrad 357
184. Parasvöötme okasmetsad 358
185. Soojade alade okasmetsad 360
186. Lehtmetsad 360
187. Nõmmed 361
188. Stepid 362
189. Igihaljad metsad 365
190. Frigaanad 365
191. Põõsastikud 366
192. Kõrbed 367
193. Savannid 369
194. Kuivad hõrendikud 371
195. Troopilised metsad 371
196. Mangroovtihnikud 374
197. Niidud 376
198. Sood 376
199. Alpiinne taimkate 377
200. Kokkuvõte 378
Kirjandust 379

XXIII peatükk. **Loomad ja geograafiline keskkond**

201. Üldisi märkusi 380
202. Valguse osatähtsus 381
203. Soojuse osatähtsus 382
204. Vee osatähtsus 384

205. Õhu osatähtsus 385
206. Substraadi osatähtsus 385
207. Toidu osatähtsus 386
208. Organismide vastastikused suhted 386
209. Sesoonne rütm loomade elus 389
210. Kohastumused maastikuseose väljendajaina 395
211. Loomade levimine 397
212. Loomade mõju maastikule 399
213. Metsaloomad 400
214. Stepi- ja kõrbeloomad 402
215. Kõrgmäestike loomad 404
216. Polaaralade loomad 405
217. Kokkuvõte 405
Kirjandust 406

XXIV peatükk. **Biotsönoosid**

218. Biotsönoosi määrang 407
219. Biotsönoosi analüüs 408
220. Biotsönooside dünaamika 411
221. Kokkuvõte 412
Kirjandust 412

XXV peatükk. **Hüdrosfääri iseärasused ja elu temas**

222. Liikumine Maailmameres 413
223. Soojus- ja valgusrežiim 415
224. Hüdrosfääri kemism 417
225. Hüdrokliima 422
226. Veeorganismide peamised iseärasused 424
227. Valguse osatähtsus 424
228. Temperatuuri osatähtsus 426
229. Soolsuse osatähtsus 427
230. Kohastumine vee tihedusega 428
231. Rõhu osatähtsus 429
232. Põhja iseloomu ja vee liikumise osatähtsus 430
233. Toidu osatähtsus 430
234. Meri kui elukeskkond 432
235. Merede rannikufloora ja -fauna 434
236. Elu avameres 435
237. Elu meresügavustes 436
238. Elu maismaa veekogudes 438
239. Akumulatsioon meres 441
240. Kokkuvõte 444
Kirjandust 444

XXVI peatükk. **Inimene ja geograafiline keskkond**

241. Maakera rahvastik 447
242. Inimese põlvnemisest ja ürgkodust 449
243. Üldisi andmeid rasside kohta 453
244. Rasside ja antropoloogiliste tüüpide võrdsus 458
245. Geograafiline determinism ja tema tuletised 462
246. Geograafilise keskkonna tõeline osa ühiskonna arenemises . . 466
247. Inimühiskonna mõju geograafilisele keskkonnale 467
248. Inimene ja maakoor 469
249. Inimene ja vesi 471
250. Inimene ja kliima 474
251. Inimene ja taimed 475
252. Kultuurtaimed 477
253. Inimene ja loomad 479

254. Koduloomad 482
255. Muudetud ja ümberkujundatud maastikud 484
256. Looduse ümberkujundamine NSV Liidus 486
257. Kokkuvõte 488
Kirjandust 488

XXVII peatükk. **Maastikulise sfääri arenemine**

258. Maa tekkimine ja elu tärkamine 490
259. Eelkambrium 496
260. Kaledoonia etapp 498
261. Hertsüünia etapp 499
262. Alpi etapp 500
263. Maastikulise sfääri arenemise üldised seaduspärasused 502
264. Kokkuvõte 505
Kirjandust 505

XXVIII peatükk. **Üldised geograafilised seaduspärasused. Geograafiline maastik**

265. Maastikulise sfääri terviklikkus 506
266. Ainete ringed 508
267. Rütmilised nähtused 509
268. Tsonaalsus ja atsonaalsus 510
269. Maastikulise sfääri arenemise impulsid ja vormid 515
270. Geograafiline maastik 518
271. Geograafiliste ühikute klassifitseerimisest 522
Kirjandust 530
Valimik venekeelseid oskussõnu eestikeelsete vastetega 531
Aineregister 540
Isikunimede register 553
Geograafiliste nimede register 556

Калесник Станислав Викентьевич
ОСНОВЫ ОБЩЕГО ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ

На эстонском языке
Эстонское Государственное Издательство
Таллин, Пярнуское шоссе. 10

*

Toimetaja R. Toming
Kunstiline toimetaja R. Tungla
Tehniline toimetaja J. Pedari
Korrektorid E. Kask ja M. Tihane

Ladumisele antud 19. VII 1960. Trükkimisele antud 26. XII 1960. Paber 60×92, 1/16.
Trükipoognaid 36. Arvutuspoognaid 44,83.
Tiraaž 3000. Tellimise nr. 2600.
Trükikoda «Ühiselu», Tallinn, Pikk t. 40/42.

Hind rbl. 1.73

2—7

Rbl. 1.73

Kmr 341

TÜ RAAMATUKOGU
1 0300 00532830 9

7251

Rbl. 1.73

Kmr 341

TÜ RAAMATUKOGU
1 0300 00532830 9

7251

ÜLDISE MAATEADUSE ALUSED

S. V. Kalesnik

Üldise maateaduse alused