



TARTU RIIKLIK ÜLIKOOL
Füüsilise geograafia kateeder

L.-P. Kullus

ÜLDINE HÜDROLOOGIA

I

ÜLDISI ANDMEID VEEST

PÕHJAVEED

Teine trükk

Tartu 1969

УДК 551.480/075.8/+551.49/075.8/

Общая гидрология I. Общие сведения о воде. Подземные воды. Куллус Л.-П.П.

Книга представляет собой учебник для студентов географического отделения Тартуского госуниверситета.

Первая часть учебника посвящена следующим вопросам: вода и науки, изучающие её; значение воды в природе; исторический обзор развития гидрологии; физические и химические свойства воды; круговорот воды в природе.

Вторая часть состоит из следующих глав: подземные воды и водные свойства горных пород; виды воды в породах горных пород; расположение и распространение подземных вод; грунтовые и минеральные воды СССР; подземные воды Эстонской ССР; происхождение подземных вод; роль подземных вод в физико-географических процессах.

Таблиц 9, иллюстраций 18, библиографий 15 номеров.

E e s s õ n a .

NLKP XXIII kongressi ettekannetes, sõnavõttudes ja kongressil vastuvõetud direktiivides viie aasta (1966-1970) plaani kohta kavandati järjekordselt ulatuslikud ülesanded meie maa majanduse arendamiseks ja elanike heaolu tõstmiseks. Nende eesmärkide saavutamisel on vastutusrikas ülesanne täita ka nõukogude geograafidel - näidata teed meie kodumaa rikkalike loodusvarade kõige otstarbekamaks kasutamiseks. Et seda teha, peab geograafidel olema teadmisi mitmesuguste geograafia distsipliinide, sealhulgas veevarusid käsitleva teadusharu - hüdroloogia alal.

Käesolev raamat on koostatud üldise hüdroloogia õpikuna Tartu Riikliku Ülikooli geograafiaosakonna üliõpilaste jaoks. Õpikus esitatud materjal on kooskõlas üleliiduliselt kehtiva programmiga. Käesolev õpik on koostatud programmis soovitatud põhiteose Л.К. Давыдов, Н.Г. Конкина "Общая гидрология" (1958) alusel, kuid ei ole märgitud teose kui teraviku tõlge. Nimelt on koostaja käesolevas õpikus esitanud peatüki hüdroloogiliste uurimiste ajaloo kohta, mis Davõdov-Konkina õpikus puudub, üksikute osade lõikes on materjali ümber paigutatud ning lühendatud, et saavutada aine esitamisel suuremat selgust. Mõned paragrahvid Davõdov-Konkina õpikust on käesolevas väljaandes välja jäetud, et vältida dubleerimist teistes geograafia distsipliinides esitatava materjaliga. Ka on püütud võimaluse piires näiteid esitada meie vabariigi hüdroloogiliste materjalide alusel lootuses, et see soodustab aine omandamist. Osa faktilisi andmeid ja seisukoh-

ti Davõdov-Konkina õpikust on asendatud uuematega.

Õpikus käsitletakse hüdroloogiat kui teadusala, mis ühelt poolt on geograafiline distsipliin, teiselt poolt aga kuulub geofüüsikaliste teaduste tsükklisse. Sellest lähtudes tuginetakse hüdroloogiliste nähtuste ja protsesside olemuse selgitamisel füüsika, mehhaanika ja keemia seadustele, kuid samal ajal käsitletakse looduslikke veekogusid kui geograafilise maastiku lahutamatu koostisosana.

Õpiku põhiülesandeks on hüdro sfääris toimuvate protsesside, veekogude põhitüüpide iseärasuste ja veekogude ning ümbritseva keskkonna vahelise koosmõju selgitamine üliõpilastele. Aine on püütud esitada selliselt, et hüdroloogia-alaste teadmiste omandamise kõrval harjuksid üliõpilased ka nähtuste ja protsesside teadusliku analüüsimisega. Teisiti öeldes: üliõpilased peavad õppima mõistma seda, kuidas ühed või teised nähtused ja protsessid toimuvad mitut tüüpi veekogudes, kuid ka seda, miks antud protsessid toimuvad just nii ja mitte teisiti, miks teatud veekogude tüübil on just sellised, mitte aga teistsugused iseärasused.

Autor avaldab sügavat tänu EPA maaparanduse kateedri juhatajale dots. A. Maastikule ja TPI Sanitaartechnika Teadusliku Uurimise Laboratooriumi vaneminsenerile V. Astokile, kes õpiku käsikirja kohta rea väärtuslikke märkusi ja parandusi tegid.

Suur tänu veel TRÜ geograafia kateedri dotsendile geograafiakandidaad A. Raikile, kes andis autori käsutusse enda koostatud loengud üldises hüdroloogias ja sellega hõlbus õpiku eestikeelse teksti koostamist, ning sama kateedri vanemlaborant I. Kalale jooniste vormistamise eest.

Kuna käesolev õpik on esimene eestikeelne õppevahend üldise hüdroloogia kohta, arvestab autor teatud puuduste võimalikkusest ja on juba ette tänulik kõigile neile, kes märkusi ja parandusettepanekuid esitavad.

A u t o r .

1. p e a t ü k k .

VESI JA SEDA UURIVAD TEADUSED.

1. Vee levik maakeral.

Vesi on levinenumaid aineid maakeral. Suurema osa maakera pinnast katab Maailmameri. Maismaa kallakpindadel voolab vesi ojade ja jõgedena, nõgudes moodustab ta järvi ja soid. Tahkes olekus on vesi mägedes lumeväljade ja liustike aineks, polaarpiirkondades moodustab ta mandrijää, mille servaaladelt lahtimurdunud osad moodustavad ookeanides ja meredes ujuvaid jääsaari ja -mägesid. Talvel moodustub kül- ja parasvöötme veekogudel jääkate, kuna mandrid on lumega kaetud. Vett imbub pidevalt maakoode, kus teatud sügavuses moodustub põhjavesi. Vett leidub samuti atmosfääris ning ta on elusorganismide üheks koostisosaks.

Maailmamere, järvede, jõgede, liustike ja soode veed moodustavad maakera katkendliku vesikesta - hüdrosfääri. Hüdrosfääri ülemine piir - ookeanide ja merede, järvede, jõgede, liustike ja soode pind ühtib maakera pinnaga ning puutub kokku atmosfääri alumise piirkonnaga. Oma alumises osas ulatub aga hüdrosfäär litosfääri, kuna veekogudega hüdrauliselt seotud litosfääri veed loetakse hüdrosfääri kuuluvateks.

Veekogude ja maismaa pinnalt auruv ning taimede kaudu transpireeruv vesi satub atmosfääri, kus ta esineb enamasti gaasilises olekus (auruna). Õhuvoolud kannavad auru atmosfää-

ris edasi, kuni see teatud tingimustel kondenseerub ja langeb sademetena maakera pinnale tagasi.

Maakeral leiduva vee koguhulk moodustab umbes 1814 miljonit km^3 . Sellest umbes 1330 milj. km^3 (73,3 %) moodustab Maailmamere vesi. Ligi 24 milj. km^3 (veidi alla 1,3 %) langeb mandrisiseste vete (liustikud, jõed, järved, sood, põhjaveed) arvele, kusjuures suurema osa esitatud hulgast moodustab mandrijääs olev vesi. Seega moodustab hüdro sfääri vesi ligi $\frac{3}{4}$ maakeral leiduva vee üldhulgast. Atmosfääris leiduva vee hulk on suhteliselt väike - ainult umbes 13000 km^3 .

Ülejäänud 460 milj. km^3 (veidi üle 25 %) maakera veehulgast asub litosfääris. V.I. Vernadski arvutuste põhjal asub maakoores kuni 16 km sügavuseni (maapinnast arvates) ligikaudu 400 milj. km^3 vett, kuna sellest sügavamal kuni 20 (tõenäoliselt isegi kuni 60) kilomeetrini moodustavad vee molekulid umbes 8 % maakoore ainest. Litosfääris esineb vesi mitmel kujul: vedela vee kogumitena, jääna, kapillaar- e. juusveena, kristallisatsiooniveena jne. Kapillaarvee hulk on väga suur - kuni $\frac{1}{14}$ Maailmamere vee hulgast.

Maakoores toimub pidevalt vee molekulide liitumine teiste ainete molekulidega - nn. hüdratatsiooniprotsess, mille tulemusena tekivad nn. hüdraadid. Kui viimaseid kuumutada, siis nad lagunevad ning vesi eraldub. Sellist protsessi nimetatakse dehüdratatsiooniks. Hüdratatsioon toimub maakoore pinnalähedasemas, jahedamas - hüdratatsioonivööndis, kuna sügavamale ja kuumemale vööndile (dehüdratatsioonivöönd) on iseloomulik dehüdratatsiooniprotsess.

Elu maakeral on lahutamatu seotud veega. Sfääri maakeral, kus eksisteerib orgaaniline elu ja ilmneb orgaanilise aine mõju, nimetatakse biosfääriks. Biosfäär hõlmab osa atmosfäärist (troposfäär), hüdro sfääri ja osa litosfäärist (murenemiskoorig). Elu maakeral tekkis teatavasti algul vee kogudes ja alles pikaajalise arengu järele asustasid elusolendid ka mandrialad. Siiski on ka kõige vähema niiskusetarvitusega taimede ja loomade elutegevuseks ja arenemiseks vesi ikkagi vajalik.

2. Hüdroloogia kui teadus, tema klassifikatsioon ja seos teiste teadustega.

Sõna "hüdroloogia" on tuletatud kahest kreekakeelsest sõnast "hydor" (vesi) ja "logos" (sõna, õpetus). Seega võime hüdroloogiat tõlkida kui õpetust veest. Hüdroloogia uurimisobjektiks on hüdroosfäär. Hüdroloogia on teadus, mis uurib hüdroosfääri ja selle koostisosade (Maailmameri, järved, jõed jne,) omadusi, nendes toimuvaid protsesse ning koosmõju hüdroosfääri ja seda ümbritseva keskkonna vahel.

Hüdroloogia jaotub kaheks suuremaks osaks - merehüdroloogiaks ja sisevete hüdroloogiaks. Merehüdroloogia e. okeanograafia uurimisobjektiks on ookeanid ja mered, nendes toimuvad protsessid ning koosmõju ookeanide-merede ja neid ümbritseva keskkonna vahel.

Sisevete hüdroloogia on teadusharu, mis uurib maismaa veekogudele iseloomulikke omadusi, neis toimuvaid protsesse ja veekogude ning ümbritseva keskkonna vahelist koosmõju. Vastavalt siseveekogude jaotumisele reaks tüüpideks (jõed, järved, sood jne.) võime sisevete hüdroloogia liigendada allüksusteks: jõgede hüdroloogia (potamoloogia), järvede hüdroloogia (limnoloogia), liustike hüdroloogia (glatsioloogia) ja soode hüdroloogia (telmatoloogia). Sisevete hüdroloogia alljaotusena eraldatakse omaette distsipliinina sisevete hüdrograafia kui teadusharu, mille sisuks on konkreetsete veekogude ja territooriumide vete uurimine ja kirjeldamine. Rida teadlasi asetab sisevete hüdroloogia ja hüdrograafia vahele veel regionaalse hüdroloogia, andes viimase sisuks teatud territooriumide veekogude iseärasuste ja koosmõju uurimise, kuid sellisel "vahelüliteadusharul" ei ole erilist poolehoidu hüdroloogide seas. Samuti on analoogiliselt sisevete uurimisega tegelevate teadusharude jagunemisega hüdroloogiaks ja hüdrograafiaks mõned merede-ookeanide uurimisega tegelevad koolkonnad jaotanud teaduse ookeanidest okeanoloogiaks ja okeanograafiaks (viimane oleks seega konkreetseid ookeane-meresid uuriv ja kirjeldav haru). See liigitus pole poolehoidu

leidnud. Terminit "okeanoloogia" kasutatakse Nõukogude Liidu, Hiina, Saksa DV ja Kuuba teadlaste hulgas samatähenduslikuna "okeanograafiaga", teistes maades ta üldse kasutusel ei ole.

Litosfääris paiknevate vete uurimine on geoloogia allharu - hüdrogeoloogia ülesanne, atmosfääris paiknevat vett uurib meteoroloogia haru - hüdrometeoroloogia. Mõlemal juhul on tegemist olukorraga, kus vesi on vastavas keskkonnas (nii litosfääris kui ka atmosfääris) ainult selle üheks koostisosaks, ega moodusta keskkonna põhimassi, mistõttu on põhjendatud see, et vett uurivad teiste teadusalade spetsialistid.

Füüsilise geograafia, geoloogia, hüdroloogia ja geomorfoloogia piirteadusena vajab märkimist geokrüoloogia - teadus külmunud pinnastest. Geokrüoloogia uurib sesoonselt külmuvate pinnaste ja igikelta tekke, arengu ja leviku seaduspärasusi, külmuvate ja sulavate pinnaste koostise, lasumise ja ehituse iseärasusi, nende füüsikalisi ja mehhaanilisi omadusi. Geokrüoloogia seletab ka füüsilis-geoloogilisi, geomorfoloogilisi ja hüdrogeoloogilisi nähtusi, mis kaasnevad pinnase külmumise ja sulamisega.

Mullavete uurimine on mullateaduse üks ülesandeid.

Arvesse võttes seda, et hüdroosfäär koosneb konkreetsetest veekogudest, võib tekkida küsimus: mis on õieti üldise hüdroloogia kui teadusharu uurimisobjekt ja ülesanne. Uurimisobjektiks on hüdroosfäär tervikuna koos kõigi teda moodustavate allosadega. Viimaseid kui konkreetseid veekogusid uurib teatavasti hüdrograafia (ookeanide puhul regionaalne okeanograafia), seetõttu näib, nagu üldise hüdroloogia jaoks puuduks konkreetne uurimisobjekt. Nii see siiski ei ole. Asi on selles, et üldine hüdroloogia uurib veekogude omadusi ja veekogude toimuvaid protsesse, mis on võrdväärse esinemisega ja toimuga kõigis, ka kõige erinevamate veekogudes, nähtusi ja protsesse, mis tegelikult lubavadki rääkida hüdroosfäärist kui sellisest. Aluseks universaalse iseloomuga nähtustele ja protsessidele hüdroosfääris on vee kui aine omadused, mis loodusli-

kes vetes küll teatud piirides on muutuvad, kuid põhijoontes on sarnased nii soolaste merevete kui ka magedate sulavete puhul ning seetõttu kulgevadki põhilised hüdroloogilised protsessid kõigis looduslikes veekogudes ühetaoliselt. Kui nii, siis on ju õigustatud üldise hüdroloogia kui teadusharu olemasolu. Võime aga ütelda, et üldise hüdroloogia peamine tähtsus seisneb selles, et tema avastatud seaduspärasused, tänu nende üldkehtivusele kõigi veekogude suhtes, on suuresti abiks konkreetsete veekogude uurimisel.

Vee kui aine omadusi uurivat teadusharu nimetatakse hüdroneoomiaks. Hüdroneoomia ja geofüüsika piirteaduseks on hüdrofüüsika, teadus, mis uurib vee kui aine füüsikalisi omadusi ja vees toimuvaid füüsikalisi protsesse. Teiselt poolt on hüdroneoomia ja geokeemia piirteaduseks hüdrokeemia, teadus, mis uurib vee kui aine keemilisi omadusi ja vees toimuvaid keemilisi protsesse.

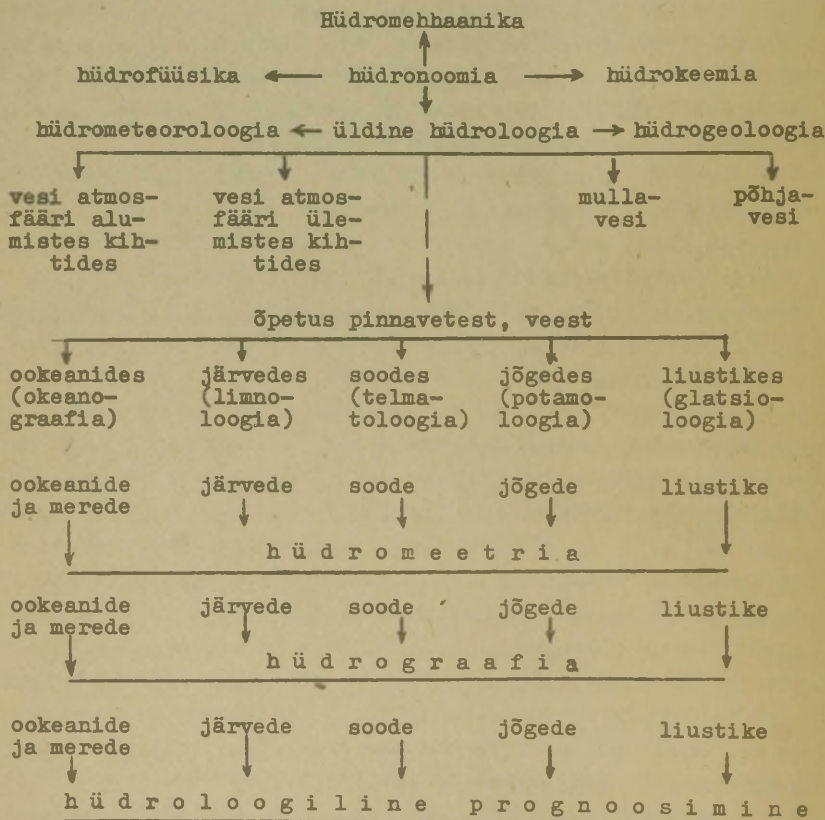
Teatavasti on vedelike (sealhulgas ka vee) liikumise ja tasakaalu seaduspärasuste uurimisele spetsialiseerunud teoreetilise mehhaanika üks haru - hüdromehhaanika. Hüdromehhaanika, hüdrofüüsika ja hüdrokeemia seadused on baasiks, millele tuginedes on võimalik mõista ja seletada hüdrosfääris toimuvaid keerukaid protsesse. Kuna hüdroloogia kuulub täppisteaduste hulka, kus möödapääsmatult tuleb kasutada matemaatilisi meetodeid ja eksperimenti, on ka hüdroloogias oma kindel koht matemaatilistel meetoditel ja mõnevõrra ka eksperimendil.

Veekogude uurimine on seotud mitmesuguste vaatluste ja nende puhul teostatavate mõõtmistega. Kuigi erinevad veekogud tingivad mõõtmistehnikas ja -riistade konstruktsioonis rea spetsiifilisi iseärasusi, on hüdroloogiliste mõõtmiste puhul põhimõtteliselt palju ühist. Tänu sellele on hüdroloogia ühe alajaotusena omaette haruks kujunenud hüdromeetria, teadusharu, mis tegeleb veekogude mõõtmismetoodika ja saadud mõõtmisandmete **töötlemise metoodika väljatöötamisega**.

Rakendusliku iseloomuga hüdroloogia haruks on hüdroloogiline prognoosimine, teadusharu, mis tegeleb veekogudes toimivate nähtuste ja protsesside teadusliku ennustamisega.

Parema ülevaate saamiseks hüdroloogiateaduste klassifikatsiooni kohta esitatakse järgnevalt vastav skeem B.A.Apollovi (1963) õpikust.

Hüdroloogiateaduste klassifikatsiooni skeem.



Eespool me viitasime mõnele piirteadusele hüdroloogia ja teiste teadusalade vahel (geokrüoloogia, hüdrokeemia). Hüdroloogia ja bioloogia kokkupuuteala on andnud omaette teadusharu hüdrobioloogia, teaduse, mis uurib veorganismide elu,

kuid ka nende organismide elutegevuse mõju veele, milles nad elavad.

Kuna hüdroloogia uurib ka hüdroosfääri ja seda ümbritseva keskkonna vahelise koostevuse küsimusi, siis tuleb hüdroloogidel tunda ja kasutada rea naaberteadusharude, näiteks meteoroloogia, klimatoloogia, geoloogia, geomorfoloogia, muldteaduse jt. andmeid. Looduslike vete kasutamine praktilistel eesmärkidel esitab aga hüdroloogiale teatud nõudmisi mitmete rakendusliku iseloomuga teadusharude, nagu hüdrotehnika, agrotehnika, metsateaduse jt. alalt.

3. Hüdroloogia uurimismeetodid.

Hüdroloogilistes uurimistes kasutatakse mitmeid meetodeid, millest tähtsamateks on statsionaarsete ja ekspeditsiooniliste uurimiste meetod. Statsionaarsete uurimiste teostamiseks rajatakse veekogudele või nende äärde alaliselt tegutsevate vaatluspunktide võrk, kus spetsiaalse väljaõppega vaatluslejad teostavad regulaarselt kindlatel vaatlustähtaegadel standardse programmi järgi vaatlusi ja mõõtmisi. Ühesugune varustus kõigis vaatluspunktides, vaatluste teostamine standardprogrammi ja kindlate vaatluseeskirjade järgi tagavad vaatlusandmete ühetaolisuse ja võrreldavuse. Olenevalt uurimisülesannete mahust, teostatavate tööde teaduslikust sügavusest ja varustatusest mitmesuguste mõõteriistadega jagunevad statsionaarsed vaatluspunktid hüdroloogiapostideks (vaatluslejad teostab vaatlusi ja mõõtmisi rea hüdroloogiliste põhikarakteristikute - vee temperatuuri, veeseisu, voolukiiruste jne. kohta ning saadud andmed töötleb esialgse töötlemise tasemel) ja hüdroloogiajaamadeks. Hüdroloogiajaamad on standardsete hüdroloogia-alaste vaatluste teostamise põhilisteks vaatluspunktideks, kus vaatlused on põhjalikumad ja mitmekülgsemad kui vaatluspostides. Jaamadele allub tavaliselt hulk hüdroloogiaposte, mille töö juhtimine ja kontrollimine on jaama ülesandeks. Jaamades kontrollitakse hüdroloogiapostide vaatlusandmeid tehniliselt ja kriitiliselt ning viimastel aasta-

tel on enamik jaamu kohustatud oma ja alluvate vaatluspostide andmed trükkis avaldamiseks ette valmistama.

Pikka aega hõlmavad vaatluste read võimaldavad järeldusi teha uuritavate veekogude hüdroloogilise režiimi kohta; paljude vaatluspunktide andmed on aluseks juba geograafiliste üldistuste tegemisele. Selles seisneb statsionaarse uurimismeetodi peamine eelis teiste meetodite ees.

Statsionaarse uurimismeetodi kõrval tuleb sageli kasutada ekspeditsioonilist meetodit. Viimane seisneb selles, et uuritava territooriumi või veekogu kohta kogutakse vajalikud andmed suhteliselt lühiajalise uurimiskäigu (ekspeditsiooni) kestel. Ekspeditsioonid võimaldavad saada uuritava ala vete kohta esialgse ülevaate (hüdrograafilised ekspeditsioonid), kuid nende käigus kogutakse ka hüdromeetrilisi andmeid, mis võimaldavad mõnevõrra iseloomustada veekogude põhijooni. Oleks aga ekslik arvata, et ekspeditsioonid on ainult "valgete laikude" kaotamise meetodiks maakera hüdroloogilise uurituse kaardilt. Hulk maakera veekogusid - ookeanid, mered, suured järved - ei võimalda neil vajaliku tihedusega statsionaarse vaatlusvõrgu rajamist; täpsemalt: nendele on statsionaarsete vaatluspunktide ehitamine võimalik ainult rannikul. Rannalähedased vaatlused aga ei võimalda iseloomustada ookeanide (merede, suurte järvede) kui terviku režiimi. Seepärast tuleb nimetatud veekogude uurimiseks kasutada paralleelselt nii statsionaarset kui ka ekspeditsioonilist uurimismeetodit.

Hüdroloogijaamade ja -postide vaatlusandmed töötatakse hiljem ümber: spetsiaalsete võtete abil leitakse mitmesuguste hüdroloogiliste tegurite keskmised väärtused pikaajalise vaatlusperioodi kohta, samuti nende ekstremaalsed väärtused, mis on antud veekogu režiimi (s. t. hüdroloogiliste tegurite ajalise kulgemise seaduspärasuste) kvantitatiivseteks karakteristikuteks.

Hüdroloogiateaduse ülesanne ei ole mitte ainult veekogude kirjeldamine ja nende režiimiliste karakteristikute avastamine, vaid ka nende põhjuste avastamine, mis tingivad

mitmesuguste protsesside kulgemise hüdrosfääris. Viimane ülesanne ei ole alati lihtne ja põhineb nähtuste ning protsesside geneetilisel analüüsil, kus püütakse kindlaks määrata nähtuste ja neid tingivate tegurite vahelised kvantitatiivsed ja kvalitatiivsed seosed. Mitmete nähtuste ja protsesside puhul saab geneetilist analüüsimist teha teoreetiliste kalkulasioonide alusel, toetudes füüsika, keemia ja mehhaanika seadustele. Nii toimitakse näiteks loodete (tõusumõõnanähtuse), hoovuste, lainetuse jm. põhjuste selgitamisel.

Real juhtudel on aga hüdrololoogilised protsessid sedavõrd keerulised, et nende üksikasjalik geneetiline analüüsimine osutub väga raskeks. Sellistel juhtudel leitakse nähtuste kulgemise kohta ligikaudsed empiirilised seosed, mis avaldatakse kas valemite-võrrandite või graafikutena. Nii esimesel kui ka teisel juhul leitud seosed ei peegelda kõigi, vaid ainult peamiste faktorite mõju ning kujutavad enesest tõenäoseid seoseid. On selge, et ka tõenäoste seoste fikseerimisele peab eelnema nähtuse olemuse analüüsimine, et paljudest üheaegselt mõjuvatest teguritest eraldada peamised, sest vastasel juhul ei peegelda võrrand või graafik nähtuse olemust.

Kõik kirjeldatud uurimismeetodid kuuluvad passiivse iseloomuga meetodite hulka, kuna nende puhul ei segata vahele uuritava nähtuse arengukäiku.

Sageli, eelkõige keerukate protsesside uurimisel tuleb kasutada aktiivset eksperimentaalset meetodit. Viimase puhul on kunstlikes tingimustes (laboratooriumis) võimalik suu- rest hulgast nähtuse kulgemist tingivaist ja mõjutavaist tegurite rühmadest eraldada kõige olulisemad ning kombineerida neid soovitud vahekordades. Niiviisi toimides uuritakse peamiste tegurite mõju antud protsessi kulgemisele ning tulemused esitatakse kas valemi või graafikuna. Eksperimenti saab korraldada ka välitingimustes.

Iga teadusharu peab andma rahvamajandusele teatud majandusliku panuse. Nii on see ka hüdroloogia puhul, kusjuures võime märkida, et hüdrololoogilisel uurimistööl on suur prakti-

line tähtsus. Nii näiteks on hüdroloogiliste andmete olemasolu möödapääsmatult vajalik veeressursside kasutamise projektide koostamiseks energeetika, veetranspordi, maaparanduse jne. eesmärgil. Näiteks hüdrotehniliste ehitiste (paisud, tammid, sadamasillad, lüüsiadaldised jms.) projekteerimiseks, ehitamiseks ja edukaks ekspluateerimiseks on vaja teada paljusid veekogu hüdroloogilise režiimi karakteristikuid: veeseisu keskmisi ja äärmisi väärtusi, jõgede keskmisi ja äärmisi vooluhulki, aurumise summaarset hulka, aastasisest jaotumist jne. Vaatluste andmed annavad meile nõutavad karakteristikud ainult vaatlusperioodi lõikes. Kui aga appi võtta matemaatilise statistika meetodid, võime välja arvutada tõenäosed äärmised veerežiimi elementide väärtused, nende esinemise tõenäolise sageduse, ühesõnaga me saame niiviisi luua ettekujutuse antud veekogu tüüpilisest režiimist pikema perioodi kohta, kui on seda vaatlusperiood. Veelgi enam, opereerides üksikute režiimielementidevaheliste kvantitatiivsete seostega ning arvestades režiimielemente mõjutavaid tegureid, on võimalik välja arvutada analoogia põhjal ka andmed selliste punktide jaoks, kus vaatlusi ei olegi teostatud. Kõik viimati loetletu on insenerihüdroloogia (hüdroloogiliste arvutuste) kui hüdroloogia ühe distsipliini sisuks. Insenerihüdroloogia on väga laialdase kasutamisega ja suure praktilise tähtsusega teadusharu.

2. p e a t ü k k .

VEE TÄHTSUS LOODUSES JA INIMESE ELUS.

4. Vee osa looduslikes protsessides.

Veel on palju looduslike protsesside kulgemises oma osatähtsus. Ookean, mis katab suurema osa maakera pinnast, on peamiseks päikeselt saabuva soojusenergia vastuvõtjaks Maal. Kuna vee soojusmahutavus on suur, siis on ookeanid mitte ainult peamiseks soojuse vastuvõtjaks, vaid ka selle akumulaatoriks. Plisab, kui märgime, et soojuse hulk, mis 1 cm^3 vee temperatuuri tõstab 1° võrra, võib samuti 1° võrra tõsta 3134 cm^3 õhu temperatuuri. Lähemad kommentaarid on tõenäoliselt üleliigsed ja esitatud näide loob ettekujutuse sellest, kui suur osa on ookeanidel ja meredel maakera kliima kujunemisel. On ju teada, et merede, eriti troopiliste merede rannikud paistavad silma pehme kliimaga. Vastupidi aga meredest kaugemel mandrialadel on kliima teravalt kontinentaalne, külmade talvede ja kuumade suvedega. Soojad ja külmad merehoovused avaldavad suurt mõju nende rannikute kliimale, mille lähedal hoovused kulgevad. Üldtuntud on näiteks Põhja-Atlandi hoovuse mõju Euroopa kliimale.

Ookeanide, merede, siseveekogude ja maa pinnalt auruv ning taimede kaudu transpireeruv vesi on peamiseks allikaks vee sattumisel atmosfääri. Ookeanid ja mered, sealhulgas hoovused, avaldavad mõju sademete jaotumisele mandritel, eriti rannalähedastes piirkondades. Rohke sademete langemine teatud perioodidel mussoonkliimaga piirkondades on seotud näi-

teks just õhuvoolude liikumisega ookeanilt mandri kohale, kus mere niiskuse kondenseerumine annabki sademeid. Nõukogude Liidu territooriumil on mere mõju sademete jaotumisele hästi jälgitav Kaukasuse Peaaheliku lõunanõlval. Rohke aurumine Musta mere pinnalt tingib sademeterohkuse Kaukaasia Musta mere rannikul ja mäestikku lõunanõlvadel. Teisel pool Kaukasuse Peaahelikku on sademete hulk tunduvalt väiksem.

Tahkel kujul maapinnale langenud sademed moodustavad lumikatte. Lumi on paras- ja külmvöötme tasandikujõgede peamiseks toiteallikaks, polaaraladel ja kõrgmägedes toidab lumi jääliustikke, mis omakorda tulevad arvesse jõgede ja ojade toitjana.

Liikuvad liustikud teevad kulutatavat ja kuhjavat tööd. Peale selle, et liustike tegevust on võimalik jälgida kõrgmägedes, on omaaegne mandrijää välja voolinud mitmesuguseid reljeefi kulutusvorme ja kohati kokku kuhjanud paksu moreenkatte jäätumisest hõlmatud aladel.

Maapinnale langenud sademed on aluseks vooluveekogude tekkimisele. Vooluveed uhuvad maapinda (erosioon), kannavad endaga kaasa hõljuvat ja põhja mööda liikuvat uhtainet ja teatud tingimustes kuhjavad uhtmaterjali oma voolusängi põhja (toimub akumulatsiooniprotsess). Osa uhtainest settib mandrialadel, suurem osa aga kandub meredesse ja järvedesse, moodustades siin tüsedaid põhjasetete lademeid. Teatud tingimustel on vooluvete uhtuv tegevus eriti terava iseloomuga, tekitades mägedes selisid e. selivoole (hoogvihmast põhjustatud tahke materjali poolst erakordselt rikka veevoolu liikumine mäestikes, enamasti purustava toimega), tasandikel aga ovraagide (jäärakute) tekkimise.

Maapinnal edasivoolav vesi kannab ühest kohast teise taimedele vajalikke toiteaineid, ühtlustades sellega nende paiknemist.

Maapinna nõgudesse kogunenud vesi moodustab järvi. Järvi on teatavasti väga palju (ainuüksi Eesti NSV territooriumil üle 1500) ning pindalalt väga erinevaid. Mitu järve (Kas-

pia, Araal jt.) on sedavõrd suured, et rahvas nimetab neid meredeks. Alljärgnevalt (tabel 1) esitatakse andmeid suurimate järvede kohta.

T a b e l 1 .

Maakera suurimate järvede pindalad ja sügavused.

Järve nimetus	Pindala tuhat km ²	Suurim sügavus m
Kaspia	371	995
Ülemjärv	82,4	397
Viktooria	68,0	80
Araal	66,5	68
Huron	59,6	228
Michigan	58,1	281
Tanganjika	34,0	1435
Baikal	31,5	1620 (1742)

Selliste suurte järvede veemass on soojuste akumulatsioon, seetõttu avaldavad järved ümbritsevale kliimale oma mõju nagu meredeki.

Kui järvedest voolavad välja jõed (lähtejärved), siis on selliste jõgede veerežiim tunduvalt erinev teiste sama piirkonna jõgede omast - veeseisude kõikumine on märksa väiksem, vooluhulkade jaotumine ühtlasem jne., mille põhjuseks on järve kui veerežiimi loodusliku regulaatori mõju. Selliste reguleeritud vooluga jõgede näitena võib nimetada Neeva jõge (algab Laadogast), Angara jõge (algab Baikalist), ka meie Narva jõge (algab Peipsist) jpt.

Umbjärved (sellised, kuhu jõed sisse voolavad, kuid väljavool puudub) on nagu suured looduslikud aurutajad, mis annavad atmosfääri palju vett. Suurimaks umbjärveks on Kaspia, kuhu voolavad sellised veerhked jõed nagu Volga, Uraali jõgi, Kura jõgi, Terek jt.

Väikesed järved, kuhu jõed kannavad sisse rohkesti sette-

materjali, muutuvad selle tagajärjel pidevalt madalamaks, hakkavad kinni kasvama ja muutuvad lõpuks soodeks. Soode tekkimine võib aga alguse saada ka maismaal, kui mingisugusel põhjusel tekib pinnases liigniiskus. Viimase põhjuseks võib olla näiteks rohke sademete hulk ja vähene aurumine või rohked sademed ja halvad äravoolutingimused. Liigniiskes pinnases hakkavad kasvama niiskuselembesed taimed, mille tulemuseks on hilisem turba tekkimine.

Osa maapinnale langenud sademete veest imbub maakoore sügavamatesse kihtidesse, moodustades põhjavee. Viimase voolamine jõgedesse ja teistesse veekogudesse moodustab ühe lüli maakera veeringe ahelas. Kuna põhjaveed on pikemat aega otseses kokkupuutes maakoort moodustavate ainetega, siis lahustumise tulemusena rikastub vesi paljudega neist. Kui põhjavesi satub lõpuks jõgedesse, siis kantakse temas lahustunud mineraalained ookeanidesse, meredesse ja järvedesse, kus nad on toiteaineteks veeorganismidele, ja hiljem settivad veekogu põhja. Maailmamere vee keskmine soolsus on 35 % (35 g/l), soolajärvede vee soolsus võib ulatuda isegi üle 300 g/l. Teatud tingimustel kristalliseerub osa sooladest veest välja, mille tulemusena tekivad keemilised settekihid veekogude põhjas. Tuleb märkida, et keemiliste setete tekkimisel on suur osatähtsus veeorganismidel. Need kasutavad oma toese või kodade moodustamiseks vees leiduvaid mineraal-sooli (eelkõige kaltsiumkarbonaati ja räni ühendeid). Pärast organismide surma vajuvad nende kojad või skeletid veekogu põhja, kus nende baasil tekivad lubjakivi ja ränilademed.

Vesi on otseselt seotud karstiprotsessi tekkimisega. Karst tekib kohtades, kus maasisesele veele on kättesaadavad vees hästilahustuvad kivimid (lubjakivi, dolomiit, kips, kivisool jt.). Viimaste lahustumisel tekivad maa sees tühihikud (maasisesed karstikoopad, maa-alused jõed) ja omapärane karstireljeef maapinnal: "karstiseened", karstileht-rid jms. Meie vabariigis on karst laialdaselt esindatud Pandivere kõrgustikul ja Põhja-Eesti platool (Kostivere karstiala jt.). Karstialadel on ka omapärane veerežiim: näiteks Pandivere kõrgustikul puuduvad karsti tõttu vooluveekogud

ligi 1000 km² suurusel maa-alal, kõrgustiku äärealal aga esineb hulgaliselt veerohkeid allikaid, mis on alguseks mitmele jõele.

Mullavesi koos selles lahustunud mineraalsooladega on peamiseks taimede toitjaks. Eespool märkisime, et vesi on vajalik kõigi organismide elutegevuseks. Rikkalik on elu veekogudes, eriti nende pinnalähedastes veekihtides. Organismide levik ja elutegevus veekogudes on aga juba otseselt seotud vee füüsikaliste ja keemiliste omadustega ning vees toimivate protsessidega. Olenevalt temperatuurist, soolsusest ja gaaside sisaldusest on elu mõnedes hüdrofääri osades õige rohkearvuline, teisel aga hoopis vaesem. Näiteks on hästi teada elu suhteline vaesus Musta mere väävelvesinikurikastes süvakihtides. Näitena vee füüsikaliste omaduste mõju kohta veeorganismide elule võib tuua Newfoundlandi madalate kalarikkuse, mis kaluritele oli küll ammust ajast teada, kuid mida ei osatud seletada. Nimetatud piirkonnas kohtuvad ja segunevad külma Labradori ja sooja Golfi hoovuse veed. Golfi hoovusega kaasatoodud soojalembesed mikroorganismid hukuvad külmas Labradori hoovuse vees, moodustades sellega rikkaliku toidulaua kaladele. Selles seisnebki Newfoundlandi madala kalarahkuse "saladus".

Esitatud looduslike protsesside loetelu, kus teatud osa etendab vesi, ei ole sugugi täielik. Küll aga võime esitatud näidete põhjalgi teha kokkuvõtte selle kohta, et vesi etendab tähtsat osa paljude looduslike protsesside kulgemises.

5. Vee osa inimese majanduslikus tegevuses ja riigikaitstes.

Inimkond on juba iidsetest aegadest peale kasutanud vett oma elu-olustikulisteks vajadusteks. Mitte asjata ei loeta ühe inimese poolt ööpäevas kasutatava vee hulka oluliseks ühiskonna arengutaseme näitajaks. Arenenud maades kerkib üha teravamalt päevakorda veeprobleem: kuigi vesi on maakeral üks levinenumaid aineid, ei jätku teda suurte

linnade elanike ja tööstuste tarbeks. Küsimus seisneb selles, et mitte igasugune vesi ei kõlba joogiveeks ja tööstusliku tootmise jaoks. Riiklike standarditega on kehtestatud kindlad nõuded nii joogivee kui ka tööstuslike vete kohta, millele ei vasta mitte kõik looduslikud veed. Seepärast tulebki üha sagedamini rakendada puhta vee saamiseks merevee magestamise ja siseveekogude vee puhastamise võtteid. Veepuudus ähvardab juba praegu või lähemas tulevikus enamikku suurlinnadest, sealhulgas ka meie vabariigi suuremaid linnu. Tallinna veega varustamiseks on koostatud projekt veejuhnte ehitamiseks Peipsist 75 km kaugusele Ambla jõkke, kust edasi liigub vesi vaba voolamise teel.

Peale elu-olustikulise veevarustuse on suureks vee tarbijaks tööstus. Peaaegu kõik tööstusharud vajavad tootmisprotsessi vajadusteks enamal või vähemal hulgal vett. Üksikud tööstusharud (metallurgia, osa keemiatehaseid jt.) tarvivad vett sedavõrd palju, et tehased ehitatakse veekogude lähedusse (Tšerepovetsi metallurgiakombinaat Rõbinski veehoidla ääres) või rajatakse nende jaoks spetsiaalsed veehoidlad (Magnitogorski metallurgiakombinaadi veehoidla Uraali jõel, veehoidla Maardu keemiakombinaadi juures jpt.).

Üldtuntud tähtsus on veetranspordil, nii mere- kui siseveetranspordil, sest veetransport on tänapäeval kõige odavam transpordiliik. Nõukogude Liidul on tihedamaid siseveeteid maailmas, seda tänu laevatatavate jõgede rohkusele, teiselt poolt aga intensiivsele kanalite ja lüüside ehitamisele. Nimetagem näiteks rekonstrueeritud Volga-Balti veeteed (endine Maria kanalisüsteem), V.I. Lenini nimelist Volga-Doni kanalit, Valge mere - Balti mere kanalit jpt.

Jõgedes on tohutud hüdroenergia varud, mille kasutamine on suure majandusliku tähtsusega. Nõukogude Liit on veeenergia kasutamisel üks eesrindlikumaid maid maailmas. Hüdroenergia kasutamise praegune kõrge tase on seda hinnatavam, et sellele pani aluse tuntud GOKLRO plaan alles 1920. aastal. GOKLRO plaanis kavandatud võimsused on ammu mitmekordselt ületatud, kuid uute hüdroelektriijaamade ehitamine meie

maa jõgedel jätkub kasvava hooga. Märkigem hüdroelektrijaamu-veterane Volhovi HEJ, Dneproges, Volga jõujaamade kaskaadi: Ivankovo, Uglitši, Rõbinski, Gorki, Kuibõševi ja Volgo-gradi HEJ, Kahhovka HEJ Dnepril, Tsimljanski HEJ Donil jpt. Suurimad hüdroelektrijaamad on valminud või valmimas Siberi jõgedel: Ust-Kamenogorski HEJ Irtõšil, Novosibirski HEJ Obil, Bratski HEJ Angaral, valmib maailma suurim Krasnojarski HEJ.

Rida viljaka pinnasega piirkondi metsastepi-, stepi-, poolkõrbe- ja kõrbevöötmega kannatab kas alaliselt või periooditi kuivuse pärast. Veepuudus takistab põllunduse edukat arendamist näiteks Nõukogude Liidu intensiivse põllundusega lõunapiirkondades, kus põuad tekitavad aeg-ajalt suurt kahju. Mõlemal juhul on püsivate ja kõrgete saakide kindlustamise aluseks põllumaade niisutamine. Niisutus põllundus on levinud Kesk-Aasia vabariikides, Kasahhi NSV-s, Kaukaasias ja ka Nõukogude Liidu Euroopa-osa mõnedes rajoonides.

Meie maal on ka rohkesti soostunud maid, kus põllundust takistab liigne veerohkus. Selliste alade hulka kuulub ka suur osa meie vabariigi territooriumist. Sellistel aladel on maaparanduse peamiseks ülesandeks maade kuivendamine, liigvete ärajuhtimine.

Nõukogude Liidu territooriumi arvukate järvede seas on hulgaliselt selliseid, mille vesi sisaldab mitmesuguseid keemilisi ühendeid (keedusool, sooda, glaubrisool) tööstuslikku tootmist võimaldaval hulgal. Paljude soolajärvede mineraaloolade tootmine on väga perspektiivikas. Näiteks sisaldavad ligikaudsete arvutuste põhjal ainuüksi Kulunda stepi järved 350 milj. tonni keedusoola, 550 milj. t glaubrisoola ja 11 milj. t soodat. Kaspia mere Kara-Bogaz-Goli lahes on suured mürabiliidi varud jne. Järvede mineraalrikkuste tootmisega on juba algust tehtud, kuid suurem töö ootab veel ees.

Ookeanid, mered ja siseveekogud sisaldavad hulgaliselt mitmesuguseid kalu, mille püük annab tunduva panuse rahva toiduressursside bilanssi.

Põhjavetel on üldreeglina kõrgem mineralisatsioon kui

pinnavetel. Leidub palju allikaid, mille vesi on kõrge mineralisatsiooniga või koguni nõrgalt radioaktiivne. Sellistel vetel on enamasti raviv toime, mistõttu neid õigustatult nimetatakse terviseveteks. Tervisevett leidub Nõukogude Liidu mitmetes piirkondades (Kaukaasia, Altai jt.), sealhulgas on leitud perspektiivseid tervisevee varusid ka meie vabariigis. Raviva toimega on mitmete järvede ja merelahtede põhja ladestunud mudad. Üleliidulise kuulsusega on meie vabariigi ravimuda ja Haapsalu mudaravila.

Esitatud näidetest vahest piisab selleks, et järeldusele tulla vee suure tähtsuse kohta inimese tegevuses. Veeprobleemide aktuaalsus ja mitmekülgsus seab omakorda järjest uusi ülesandeid vete uurijate - hüdroloogide - ette.

Nõukogude Liit kui sotsialistliku plaanimajandusega riik on juhtival kohal vete kasutamise plaanipärasusega kogu maailmas. Selle aluseks on veeprobleemide kompleksne käsitlemine ja lahendamine. Eredaks näiteks veemajanduse probleemide kompleksse lahendamise kohta võib esitada Volga-Doni ühendamise kümme aastat tagasi. Volga ja Doni jõe vahelist veelahkme kõrgustikku ületav V.I. Lenini nimeline laevatatav kanal ühendab omavahel viie mere sadamad ja see lahendab tähtsa veetranspordi küsimuse; ühendatud veetarud võimaldavad niisutada tuhandeid hektareid põllumaad Rostovi ja Volgogradi oblastis (küsimuse põllumajanduslik aspekt), Donile ehitatud hüdroelektrijaamad annavad panuse energeetikabilanssi, sealhulgas toidavad kanali lüüsiseadmeid ja pumbajaamu. Rajatud Tsimljanski veehoidla võimaldab reguleerida Doni jõe veerežiimi ja parandab laevatamistingimusi Donil. Lisame veel kalamajandusliku aspekti (kalakasvatuse veehoidlates) ja niimoodi näeme, et küsimus on tõepoolest lahendatud komplekselt. Analoogiliselt esitatud näitega lahendatakse veemajanduslikke küsimusi ka teiste jõgede puhul.

Suur on veekogude tähtsus riigikaitses ja sõjategevuses. Teatavasti moodustab ligi 47 % Nõukogude Liidu riigipiirist merepiir. Seepärast on arusaadav see hoolitsus ja

tähelepanu, mis saab osaks meie meresõjalaevastikule. On ju tema ülesandeks tagada meie territooriumi puutumatus ja võimaliku agressiooni tagasitõrjumine.

3. p e a t ü k k .

LÜHIÜLEVAADE HÜDROLOOGIA ARENGUST.

Hüdroloogia kuulub nende vähete teaduste hulka, mis tekkisid inimühiskonna kõige varasema formeerumise perioodil. Vesi on inimestele ju vajalik joogiks, mistõttu veeallikate - jõgede, ojade, mageveeliste järvede ja allikate otsimine oli ürgkogukondliku korra inimestele esimesi ja olulisemaid ülesandeid. Esialgseid joogivee kohtade otsingud valmistasid ette ülemineku veekogude uurimisele nende mitmekülsemaks kasutamiseks. On teada, et Vana-Egiptuse preestrid teostasid Niiluse veetaseme vaatlusi; Hiinas algas vesiveskite kasutamine juba ammu enne meie ajaarvamist, kuna Rooma impeeriumis ehitati keerukaid veejuhtmeid akvedukte vee juhtimiseks linnadesse. Ilma pikemata on selge, et sedalaadi töödele eelnes pikaajaline teadmiste kogumine vee ja veekogude ning nende kasutamise kohta.

Järsk hüpe hüdroloogiateaduse arengus, eelkõige üleminekuga nähtuste kirjeldamiselt kvantitatiivsete mõõtmisteni, toimus Itaalias renessansiperioodil. Sellesse ajajärku kuulub esimeste riistade leiutamine voolukiiruse mõõtmiseks. Eriti hämmastavad meid Leonardo da Vinci, kunstniku, skulptori, füüsiku, mehhaaniku ja inseneri geniaalsed tööd. Tema kapitaalne monograafia vedelike liikumise kohta avaldati

täielikult alles XX sajandi 30. aastatel ning siis selgus, et autor on selles intuitsivselt lahendanud terve rea tähtsaid hüdrodünaamika- ja hüdroloogiaküsimusi.

Intensiivne hüdroloogia areng koos hüdrotehniliste ehitiste rajamisega algas peaaegu üheaegselt nii Venemaal kui ka Lääne-Euroopas (XVIII sajandi algul). Venemaa ja Nõukogude Liidu sisevete uurimise ajaloo küsimustel peatume alljärgnevalt üksikasjalikumalt.

6. Hüdroloogia areng tsaari-Venemaal.

Vene kultuuri vanimas mälestusmärgis - Nestori kroonikas - on andmeid ka Venemaa jõgede ja järvede kohta. Iseloomustatakse iseäralikke nähtusi nendel: kõrgvete esinemist, üleujutuste sagedust jms.

Tsaar Aleksei Mihhailovitši ajal organiseeriti veemõduteenistus - protokolliti veepinna kõikumisi Moskva jõel ja ilmastiku ööpäevast käiku. Kahjuks on meie päevini säilinud andmed Vana-Venemaa hüdrograafiliste tööde kohta väga lünklikud.

Peeter I valitsemise ajal algas intensiivne veeteede projekteerimine ja ehitamine, millega kaasnes jõgede uurimine. Eriti põhjalikult uuriti jõgesid ja nende veelahkmeid Neeva ja Volga vahel seoses nende kahe jõestiku ühendamise kavaga. Teatavasti jõuti tuntud Maria kanalitesüsteemi ka valmis ehitada ehitaja-iseõppija M. I. Serdjukovi juhtimisel.

Peeter I aegne veekogude uurimine on seletatav nende kasutamise laevaliikluseks, mille omakorda tingis sise- ja väliskaubavahetuse hoogustumine. Neeva ja Volga ühendamine ühtsesse veeteede süsteemi muutus pakiliselt vajalikuks, kui hakati ehitama uut pealinna Peterburgi, sest ehitustele oli vaja materjali, ehitajatele toidusaineid. Põhilisteks toidu- ja tööstuskaupade tootjateks aga olid Kesk- ja Lõuna-Venemaa töölisel ja talupojal.

1715. aastal rajati esimene veemõdupost Neeval.

Töödest hüdroloogilise uurimise valdkonnas XVIII sajan-

di keskel tuleb märkida vene õpetlase M.V. Lomonossovi organiseeritud materjalide ja andmete kogumist Venemaa atlase koostamiseks. Selleks saatis Teaduste Akadeemia laiali ankeedid, kus oli küsimusi ka jõgede režiimi kohta.

1767. aastal asutati Veekommunikatsioonide Peavalitsus, mille algatusel toimusid plaanipärased tööd veeteede uurimiseks ja kirjeldamiseks.

Ajavahemikus 1844 - 1849 ilmus I. Stuckenbergi kapitaalne 6-köiteline töö Venemaa hüdrograafia kohta.

1845. aastal asutati Vene Geograafiaselts, millel on oluline osa kõige muu kõrval ka Venemaa vetevõrgu edaspidisel uurimisel.

Kirjeldatud perioodi hüdroloogiliste ja hüdrograafiliste uurimiste peamiseks puuduseks on geodeetilise aluse ja püsireeperite puudumine. Veekogude sügavuste mõõdistusandmete juures ei ole märgitud, missuguse veeseisu juures mõõdistamine toimus, mistõttu andmed ei ole hilisematega täielikult võrreldavad. Kuni 1858. aastani toimetati veeseisu vaatlusi süsteemitult ja erineva meetodika alusel. Nimetatud aastal anti välja esimene instruksioon veemõõdu vaatluste teostamiseks. Vaatlusandmete ümbertöötamist ei organiseeritud, materjalide kogumist ja süstematiseerimist samuti mitte.

Möödunud sajandi 70. aastatest peale algas Venemaal kapitalismi hoogne arenemine. Järsult suurenes tootmine, eelkõige tööstuslik tootmine, sellega kaasnes kaubavahetuse kasv ja veeteede kasutamise intensiivistumine. Veeteede uurimiseks ja uute avastamiseks moodustati 1875. a. Navigatsioonilis-kirjeldav Komisjon eesotsas insener P.A. Fadejeviga. Jõgede uurimiseks ja kirjeldamiseks koostati spetsiaalsed "kirjeldusgrupid", kelle töö ühtlustamiseks koostati üksikasjalik instruksioon. Komisjon tegutses kuni 1884. aastani. Uuritaj paljusid jõgesid, mille kohta uurimistulemused (plaanid, jõgede pikiprofiilid, lühikirjeldused) avaldati trükis.

1881. a. hakkasid ilmuma "Venemaa Euroopa-osa jõgede

ja järvede veepinna kõikumise andmed". 1935. aastal nimetati see seeria ümber "Hüdroloogiliseks Aastaraamatuks", mis teatavasti ilmub tänapäevani.

Samast perioodist on pärit ka rida hüdroloogia- ja hüdrograafia-alaseid monograafiaid.

Kui kogu varasema perioodi kestel siseveekogude uurimise peamiseks lähtekohaks oli nende kasutamine laevanduse huvides, siis käesoleva sajandi alguseks küpses vajadus veekogude komplekssemaks kasutamiseks. Sel eesmärgil täiustati uurimistööde programme.

1906. - 1914. aastani juhtis siseveekogude uurimistöid Siseveeteede Valitsus, mida juhtis J.A. Vodarski. Uuriti paljusid jõgesid nii Venemaa Euroopa- kui ka Aasia-osas. Kuigi kõik uurimisandmed ei jõudnud trükis avaldamiseni, annab teostatud tööde ulatusest ettekujutuse asjaolu, et trükiti ligi 30 jõe atlas ja avaldati 66 köidet koguteost "Materjalid Vene jõgede kirjeldamise ja nende laevasõidutingimuste parandamise ajaloo kohta".

Jõgede uurimises melioratsioonitööde seisukohalt tuleb eriti tähtsaks pidada 1909. aastat, mil Maaharimise ja Maaparanduse Peavalitsuse maaparanduse osakonna initsiatiivil alustati ulatuslikke plaanipäraseid töid Turkestanis ja Kaukaasias. Esimesed põllumaade niisutamise projektid koostati Sõr-Darja, Amu-Darja ja Zeravšani-äärsete maade kohta. Uurimispiirkondades rajati küllalt tihe hüdromeetriaajaamade ja -postide võrk.

Terve rea kompleksekspeditsioone, mille käigus vete uurimisele pühendati tõsist tähelepanu, viisid läbi Teaduste Akadeemia ja Vene Geograafiaselts.

7. Hüdroloogia areng Nõukogude Liidus.

Pärast Suurt Sotsialistlikku Oktoobrirevolutsiooni muutus hüdroloogiliste uurimiste iseloom põhjalikult. Uurimiste aluseks seati veeressursside kompleksse kasutamise põhimõte.

Kodusõja esimestel aastatel saadi hüdroloogilisi uuri-

misi teostada tagasihoidlikus ulatuses. Kodusõja rasketele tingimustele vaatamata teostati Moskva jõe uurimine, Volhovi jõgikonna detailne uurimine, Sviri, Uraali jõe, Maria kanalitesüsteemi veelahkmete jt. uurimised. Kõige ulatuslikumateks ja põhjalikumateks töödeks esimestel aastatel pärast Oktoobrirevolutsiooni olid uurimised V.M. Rodevitši juhtimisel seoses hüdroelektrijaama ehitamisega Volhovi jõel.

1919. aastal organiseeriti Leningradis Riiklik Hüdroloogiainstituut (üldkasutatava lühendiga "GGI" asutuse venekeelsest nimetusest). Hüdroloogiainstituudi ülesandeks on Nõukogude Liidu vete igakülgne uurimine, hüdroloogia teaduslike probleemide läbitöötamine ja vete kasutamise teaduslike aluste kindlaksmääramine. GGI osatähtsus nõukogude hüdroloogiateaduse arengus on erakordselt suur. Instituudi mitmed osakonnad, eelkõige aga Ekspeditsioonisektor, hakkasid 1928. aastast alates täitma konkreetseid ülesandeid hüdroloogiliste uurimiste alal mitmete rahvamajandusharude arengu vajadusteks. Peale selle andis GGI suure panuse vete uurimise meetodika valdkonnas, koostades ja ühtlustades instruksiooni põhiliste hüdroloogiavaatluste teostamiseks.

1923. - 1925. aastatel väärrib märkimist Dnepri jõe üksikasjalik uurimine Zaporozje-Dnepropretovski vahemikus seoses Dneprogesi projekteerimisega. Siinsete uurimiste puhul rakendati esmakordselt ka aerofotomõõdistamist. Huvipakkuvad olid uurimised ka Volga jõgikonnas 1930. a. alates, mis said alguse hüdroelektrijaama projekteerimisest Samaara käärl ja kasvasid hiljem üle Suur-Volga veeressursside kasutamise probleemistikuks, mille hulka kuulusid Volga vete kasutamine energeetika, laevanduse kui ka niisutuse eesmärgil. 1931. a. alustati eeltöid Moskva kanali projekteerimiseks.

Meenutagem, et veeressursside komplekssele kasutamisele oli aluseks GOELRO plaan, mis kinnitati VIII Ülevenemaalisel Nõukogude Kongressil 1920. a. detsembris.

1929. aastal organiseeriti NSV Liidu Rahvakomissaride Nõukogu juures Hüdrometeoroloogia Komitee, et ühendada teos-

tatavad uurimistööd hüdroloogia, hüdrograafia, meteoroloogia ja geofüüsika valdkonnas ühe keskuse alla. Kõik erinevate ametkondade juurde kuulunud nimetatud uurimisaladega tegelevad asutused (välja arvatud spetsialiseeritud projekteerimisasutused) allutati Hüdrometeoroloogia Komiteele, kaasa arvatud ka Füüsika (praegu: Geofüüsika) Peaobservatoorium ja Riiklik Hüdroloogiainstituut. Kohtadel organiseeriti Hüdrometeoroloogia vabariiklikud, oblasti- ja maakomiteed. See tähendab seda, et 1929. a. loodi ühtne riiklik hüdrometeoroloogiateenistus, mis praegu kannabki sellist nimetust ja töötab NSV Liidu Ministrite Nõukogu juures asuva Hüdrometeoroloogia Teenistuse Peavalitsuse juhtimisel.

Viimase sajandi jooksul oli Venemaa hüdroloogia kohta kogutud palju uurimismaterjali. Andmed olid aga hajutatud paljude organisatsioonide ja asutuste vahel ning olid oma taseme poolest heterogeensed, mis tegi nende kättesaadavuse ja kasutamise raskeks. Selle puuduse kõrvaldamiseks otsustati hüdroloogilised põhimaterjalid viia ühtsesse süsteemi ja koondada ühte keskusse. Nimetatud eesmärgil avaldas NSV Liidu Riiklik Plaanikomitee 9. VII 1931 määruse NSV Liidu veekatastri koostamise kohta. Veekataster on ühtse meetodika alusel koostatud kokkuvõtte Nõukogude Liidu territooriumi vete kohta, mis võimaldab hinnata riigi veeressursse ning koostada projekte ja plaane veeressursside otstarbekaks kasutamiseks. NSV Liidu veekatastri põhilisteks materjalideks on: 1) NSV Liidu veeressursside rajoonilised käsiraamatud (18 köidet), 2) andmed veetasemete kohta, 3) materjalid jõgede veerežiimi kohta, 4) järvede kataster, 5) soode kataster, 6) merekataster. Veekataster hõlmab materjale 1875. kuni 1935. aastani. Programmi ulatuse ja kompleksuse, teoreetiliste üldistuste sügavuse ja mahu poolest on Nõukogude Liidu veekataster kõige täiuslikum sedalaadi materjalide kogu maailmas.

Alates 1931. aastast koostatakse Nõukogude Liidu rahvamajanduse arendamiseks viie aasta plaane. Kuna viimastes on

alati olnud tähtsal kohal ka veeresursside kasutamise probleemid (hüdroelektrijaamade ehitamine, põllumaade niisutamine ja kuivendamine, laevatatavate kanalite ehitamine jms.), siis on viisaastakute kestel suuri edusamme teinud ka hüdroloogiline uurimistöo rahvamajanduse vajaduste huvides. Märkigem näiteks uuringuid seoses Valge mere - Balti mere kanali, Fergana Suure kanali, Ivankovo, Uglitši, Štšerbakovi ja Gorki HEJ ehitamisega, kahe HEJ ehitamisega Sviri jõe, Sevani kaskaadi rajamisega Armeenias jpt. M.M. Davõdov esitas huvitava projekti Jenissei ja Obi ülemjooksu vete juhtimiseks Araali ja Kaspia merre, milleks 1949. a. alustati rekognosuurimisi.

Erakordselt suur tähtsus hüdroloogia-alaste uurimiste arengule on 1950. a. avaldatud NSV Liidu Ministrite Nõukogu määrusel suurimate hüdroelektrijaamade, kanalite ja niisutussüsteemide ehitamise kohta (Kuibõševi ja Volgogradi HEJ, Volgalt lähtuv niisutussüsteem, Kahhovka HEJ Dnepril, Lõuna-Ukraina ja Põhja-Krimmi niisutuskanalid, Volga-Doni kanal, Tsimljanski HEJ ja laialdane niisutussüsteem jpt.).

Ülemaailmset huvi on pakkunud Nõukogude Liidus toimunud hüdroloogiakongressid, mistõttu neil tuleb peatuda. Seni on peetud kolm hüdroloogiakongressi: I üleliiduline hüdroloogiakongress 1924., II - 1928. aastal, III aga pärast Suurt Isamaasõda 1957. aastal. Kongressidest võttis osa arvukas hüdroloogidepere, nii teoreetikud kui ka praktikud ning kuulati ära ja arutati läbi mitmekesise temaatikaga ettekanded, mis on trükitud omaette koguteostena avaldatud. Kaks esimest kongressi hõlmasid hüdroloogiat tervikuna, nii sisevete hüdroloogiat kui ka okeanograafiat, kuna kolmas oli pühendatud ainult sisevete probleemidele. Hüdroloogiakongressidel on tehtud kokkuvõtteid nõukogude hüdroloogia saavutustest ning kavandatud uued uurimisülesanded. Tänu riiklikult koordineeritud tegevusele ja eeskujulikule organiseerimisele on Nõukogude Liit mitme aastakümne kestel olnud ja on praegugi hüdroloogia-alase uurimistöo suhtes juhtival kohal kogu maailmas.

8. Ajalooline ülevaade Eesti NSV jõgede uurimisest.

Meie vabariigi jõgesid ja järvi on juba kauges minevikus kasutatud kalapüügikohtade ja veeteena. Tootlike jõudude kasvuga käsikäes on suurenenud jõgede osatähtsus veeteena. Nii on varasematest aegadest teada Narva jõe ja Pärnu-Võrtsjärve-Emajõe-Peipsi kaubatee, kusjuures viimane on kasutusel olnud veel XIII sajandil. XVII sajandil on uuesti päevakorras olnud Peipsi ja Pärnu vahelise veete rajamise küsimused, kuid sagedaste sõdade tõttu ei ole tegudeni jõudud.

Kui Eesti Põhjasõja järel Venemaaga liideti, siis algas Peeter I käsul ka meie sisevete uurimine. Teatavasti oli XVIII sajandil Narva üheks tähtsamaks kaubasadamaks meie vabariigi territooriumil. Narvast sisemaa suunas on veete tõkestatud Narva joaga. Seepärast oli üks tähtsaimaid probleeme võimaluse leidmine Narva joast möödapääsemiseks ilma kaupade ümberlaadimiseta. Soome lahe ja Peipsi ühendamiseks on teada tollest perioodist kaks veeteede projekti, millest esimeses soovitati kanalid rajada Pungerja ja Kunda jõe vahele, teises ühendada omavahel Narva ja Luuga jõgi Pljussa ja Pjata jõe vahendusel.

Laevasõidutingimuste parandamiseks Narva jõe suudmes, mis tihti liivaga ummistus, koostasid Wobeeser, Schmidt jt. rea kavasid, mis osalt ka teostati.

XVIII sajandi lõpus omandas Pärnu sadam metsa väljaveos suure tähtsuse. Metsaveo ja üldise kaubaveo elavdamise huvides kerkis uuesti üles küsimus Pärnu-Peipsi veete taastamiseks. Sel eesmärgil algasid 1803. aastal uurimistööd Raudna jõel. 1814. a. esitas insener Braun projekti 205 versta pikkuse veete rajamiseks Pärnu-Peipsi vahele. Viljandi järvest Kõpu jõe suudmeni oli ette nähtud kuue lüüsiga kanal, Kõpu jõe suudmest Navesti jõe suudmeni koguni kaks kanalit, millest üks kaheksa lüüsiga. Ehitustööd algasid 1820. aastal, kuid katkesid koos Brauni surmaga. Projekti kulukuse ja alanud raudteede ehitamise tõttu ei ole hiljem nimetatud veete rajamiseks töid ette võetud.

1843. a. jõudis Tartusse esimene aurulaev. Algas laevaliiklus Tartu-Pihkva vahel ja koos sellega nimetatud veete uurimine.

H. Bienenstamm oma töös Balti provintsi geograafia kohta (1826) kirjeldab võrdlemisi põhjalikult ka meie siseveekogusid. Vene riigi hüdrograafiat käsitleva J. Ch. Stuckenbergi 6-köitelise monograafia I köites (ilmus 1844. aastal) on kirjeldatud Eesti jõgesid ja järvi. 1852. a. ilmus K. Rathlefi töö Eesti vooluvete kohta, kus ta, muide, jagab esimesena Eesti jõed vesikondadesse. 1855. a. on pärit M. G. Paukeri töö, milles on Emajõe kaart ja hüdrograafilised märkmed Emajõe kohta. Narva jõe alamjooksu ja suuet uuris 1861.-1864. a. Gr. Helmersen.

Pärast möödunud sajandi 60. ja 70. aastate reforme hakkas kapitalism Eestis kiiresti arenema. Sellesse perioodi langeb ka Eesti territooriumi põhjalikuma uurimise algus. Rannikul ja suurematel jõgedel algavad hüdrometeoroloogilised vaatlused. 1867. a. paigutas Tartu ülikooli meteoroloogia observatoorium esimese veemõõdulati Tartu Kivisilla külge ning algasid süstemaatilised vaatlused Suur-Emajõel.

1871. a. valmistas prof. Bessard Narva jõe plaani ja uuris süvendamise eesmärgil Vasknarva liivamadalikku. 1872. - 1884. a. ehitati Narva jõeale Joala kanal Kreenholmi Manufaktuuri jaoks.

Šveitsi teadlane D. G. Lüscher uuris 1898. - 1900. a. Narva jõe talvist režiimi ning saadud andmete alusel püstitas põhjajää tekke teooria.

Tähtsaimaks tööks tuleb lugeda eesti hüdroloog E. Oldemäe 1911. aastal ilmunud uurimust aurumise kohta jõebasseinide pinnalt.

Kohe pärast kodanliku Eesti vabariigi loomist kerkis päevakorda Narva HEJ ehitamine (valitses terav kütteainete puudus). Selleks loodi spetsiaalne projekteerimisbüroo ning 1921. aastaks oli projekt valmis. Projekti elluviimist ei suutnud kodanlik riik aga finantseerida. Ehitati küll mõned hüdroelektrijaamad: Nõmmeveski HEJ Valgejõel, Linnamäe HEJ Jägala jõel jmt.

Kodanliku vabariigi aegse perioodi suurimaks saavutuseks hüdroloogilise uurimise seisukohalt tuleb lugeda Sisevete Uurimise Büroo (SUB) asutamist 1921. aastal. SUB asutamise initsiaatoriks ja juhiks oli August Velner, Peterburi Teedeehituse Instituudi kasvandik, hüdroloogiainsener, kes töökogemused sai rea Ida-Siberi jõgede uurimisel - ainsuke eestlane, kelle nimi on kantud GOELRO plaani koostamisest osavõtnute auraamatusse.

Sisevete Uurimise Büroo laiendas tunduvalt hüdroloogilist vaatlusvõrku ning ehitas hüdroloogilised vaatluspostid ajakohaselt välja. SUB töö edukuse kohta annab tunnistust kasvõi selline tõik, et 1940. aastate alguseks loeti Eesti hüdromeetrist vaatlusvõrku parimaks Euroopas.

1923. - 1927. aastate vahemikus viis SUB läbi ulatuslikud uurimistööd meie tähtsamatel jõgedel. Hakati avaldama SUB Aastaraamatuid, mille esimene number, A. Velneri "Eesti hüdrograafia ülevaade", ilmus 1922. aastal. Aastaraamatuid ilmus kokku 16 köidet.

Üksikuid hüdroloogia probleeme käsitleti ja ka andmeid avaldati ajakirjade "Eesti Loodus", "Tehnika Ajakiri" jt. artiklites, samuti koguteoses "Eesti".

1931. kuni 1940. aastani süvendati Narva jõe ülemjooksu, et alandada Peipsi veetaset. Jõepõhjast lahtimurtud paas kasutati ära muuli ja buunide ehitamiseks Vasknarvas, Narva jõe lähtme piirkonnas. Alanud II maailmasõja tõttu katkesid jõe süvendustööd ega andnud soovitud resultaati.

1926. - 1938. aastani toimusid Läänemere maade hüdroloogide konverentsid Riias, Tallinnas, Varssavis, Leningradis, Helsingis ja Berliinis. Konverentsidest võtsid osa ja esinesid ettekannetega ka eesti hüdroloogid (A. Velner, K. Hommik, E. Tiltsen jt.). Ettekanded hüdroloogide konverentsidel moodustavad 47 referaati Eesti hüdroloogia kohta. 1940. a. ilmus A. Velneri monograafia veepindade muutumise kohta Narva jõe ja Peipsi järve vesikonnas.

1940. aastal reorganiseeriti SUB Eesti NSV Hüdrometeoroogia Teenistuse Valitsuse (HMTV) hüdroloogiaosakonnaks.

Nõukogude korra taaskehtestamise algusest peale laienes Eestis hüdroloogia-alaste uurimistööde maht. Juba 1941. a. avati II järgu hüdroloogiajaamad Tartus ja Pärnus. Suurenes hüdroloogiliste välitööde maht. 1941. a. ilmus prof. A. Nõmmiku monograafia Eesti jõevete keemilise koostise ja lahustunud ainete äravoolu kohta.

Suur Isamaasõda ja fašistlik okupatsioon katkestasid alanud hoogsa töö. HMTV nimetati okupatsiooni ajal ümber Hüdroloogia Instituudiks, kuid sõjaaja tingimustes ei suudetud midagi olulist ära teha.

Pärast ENSV vabastamist okupantidest taastati ENSV Hüdrorometeoroloogia Teenistuse Valitsus ning koos vaatlusvõrgu taastamisega asuti ka selle laiendamisele. Hüdroloogiajaamu avati viis - Tallinnas, Tartus, Narvas, Viljandis ja Kõnveres. Mõni aasta hiljem rajati Tiirikoja Järve-HMJ, Tooma Soojaam ja Kuusiku Agrometjaam. Rannikul tegutseb mitu merehüdroloogiajaama. I järgu jaamad töötavad Narva-Jõesuus, Tallinnas ja Heltermaal.

Kasvanud on veemõõdupostide arv. Kui 1948. aastal oli vaatlusposte 69, 1951. a. 72, siis käesoleval aastal töötab 79 hüdroloogiaposti.

1946. a. alustati jõgedel süstemaatilisi hüdrokeemia vaatlusi.

1956. a. loodi Tallinna Hüdrorometeoroloogia Observatoorium, mille juures töötab hüdroloogiaosakond (juhataja T. Eipre), jõgede uurimisrühm (juhataja K. Arukaevu) ja mereosakond (juhataja L. Aleksejeva). Meie vabariigi hüdroloogilise vaatlusvõrgu uurimiste andmed avaldatakse perioodiliselt ilmuvates Hüdroloogia Aastaraamatutes.

1957. a. ilmus Tallinna Polütehnilise Instituudi Toimetiste sarjas prof. A. Velneri memoriaalteos "Äravool Eesti NSV vesikonnist 1929 - 1938".

On kujunenud rahvuslik hüdroloogide kaader. Märkigem vanema põlve hüdroloogidest K. Hommikut Eesti NSV Maaviijeluse ja Maaparanduse TUI-st, T. Eipret Tallinna HMO-st, A. Vertet TA Geoloogia Instituudist; rida hüdrolooge (A. Kask, H. Vel-

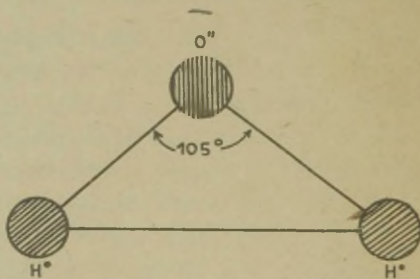
ner, A. Aitsam, V. Astok jt.) on koondunud TPI Sanitaartechnika TU Laboratooriumi, EPA-s tegeleb hüdroloogiaga maaparanduse kateedri juhataja A. Maastik. Peale selle on TRÜ geograafiaosakonnas spetsialiseerunud hüdroloogia erialale rida noori, kes töötavad Hüdrometeoroloogiateenistuse Valitsuses ja selle allasutustes.

4. p e a t ü k k .

VEE KEEMILISI JA FÜÜSİKALISI OMADUSI.

9. Vee keemilisi omadusi.

Keemiliselt puhas vesi koosneb 11,19 % kaaluosast vesinikust ja 88,81 % hapnikust (A.I. Tšebotjarjovi järgi on vastav suhe 11,11 ja 88,89 %). Vee moodustumisel ühineb ühe hapniku aatomiga kaks vesiniku aatomit. Vee molekulis paiknevad vesiniku ja hapniku aatomid võrdhaarse kolmnurga tippudes: ülatispus paikneb hapniku aatom, aluse tippudes aga vesiniku aatomid. Kolmnurga haardevahelise nurga suurus on umbes 105° , kaugus vesiniku ja hapniku aatomi vahel on $0,97 \cdot 10^{-8}$ cm, vesiniku aatomite vaheline kaugus on $1,53 \cdot 10^{-8}$ cm (joon. 1).



Joon. 1. Vee molekuli ehituse skeem.

Vee molekuli iseloomustab tuntav polaarsus. See tekib sellest, et vesiniku aatomid ei paikne mitte hapniku aatomit läbival sirgjoonel, vaid ühel pool hapniku aatomit, mis tingib molekulis elektrilaengute ebahürtlase jaotumise. Molekuli hapniku aatomi poolse küljes esineb mõningane negatiivse laengu ülejääk, kuna vastaspoolel, kus paiknevad vesiniku aatomid, on positiivse laengu ülejääk. Polaarsuse ja mõne teise jõu olemasolust vee molekulides on tingitud nimetatud molekulide võime ühineda mitmekaupaga agregaatidesse.

Gaasilises olekus, temperatuuril üle 100°C , koosneb vesi peamiselt üksikmolekulidest H_2O , mida nimetatakse hüdrooolideks. Vedel vesi on üksikmolekulide (hüdrooolide), kaksik- /dihüdrooolide - $(\text{H}_2\text{O})_2$ / ja kolmikmolekulide /trihüdrooolide - $(\text{H}_2\text{O})_3$ / segu. Jääs on ülekaalus kolmikmolekulid (trihüdrooolid), mille maht on suurim ülejäänud kahe molekulitüübiga võrreldes. Vee liht- ja liitmolekulide omavaheline suhe oleb eelkõige vee temperatuurist (tabel 2).

T a b e l 2 .

Erinevate molekuli tüüpide hulk vees
mitmesugustel temperatuuridel.

Vee olek	Temperatuur $^{\circ}\text{C}$	Molekuli tüüpide hulk %		
		H_2O	$(\text{H}_2\text{O})_2$	$(\text{H}_2\text{O})_3$
Tahke	0	0	41	59
Vedel	0	19	58	23
Vedel	4	20	59	21
Vedel	98	36	51	13

Liht- ja liitmolekulide suhte muutumisega vees selle mitmesugustel temperatuuridel seletatakse vee anomaaliaid, millest edaspidi tuleb lähemalt juttu.

Mitte kõik vee molekulid pole ühesuguse molekulkaaluga.

Tavaliste (molekulkaaluga 18) vee molekulide kõrval esineb niisuguseid, mille molekulkaal on 19, 20, 21 ja isegi 22. See seletub sellega, et vee moodustamisest võtavad osa peale tavalise hapniku aatomi (aatomkaaluga 16) ja tavalise vesiniku aatomi (aatomkaaluga 1) ka nende isotoobid. Hapniku isotoopide aatomkaalud on 18 ja 19, vesiniku isotoopidel aga 2 ja 3. Hapniku, vesiniku ja nende isotoopide kombinatsioonid vee molekulide moodustamisel annavadki viimaste molekulkaaludeks 18 - 22. Keerukate menetluste abil on võimalik saada vett, mis koosneb ainult hapniku ja vesiniku isotoopidest. Sellist vett tuntakse raske veena ning teda kasutatakse aatomireaktorites. Oma füüsikaliste omaduste poolest erineb raske vesi tavalisest veest. Näiteks puhas raske vesi H_2O^{16} , s. t. selline, mis on moodustunud vesiniku isotoopidest aatomkaaluga 2 ja tavalise hapniku aatomitest, külmub temperatuuril $+3,7^\circ$, tema tihedus $20^\circ C$ puhul on 1,1056 (tavalisel veel 0,9982), keemistemperatuur on $101,42^\circ$, suurima tiheduse temperatuuriks on koguni $11,6^\circ$ jne. Kalad ei saa raske vees isegi lühikest aega elada.

Looduslik vesi pole kunagi keemiliselt puhas. Ta sisaldab mitmesuguseid lahustunud aineid ja tahket materjali hõljumina. Enkõige tuleb käsitleda vett kui lahustajat. Sõltuvalt lahustunud ainete osakeste suurusest jaotatakse lahused teatavasti tõelisteks lahusteks ja kolloidlahusteks. Tõelised lahused on sellised, kus lahustunud aine on lahustajas pihustunud võimaliku vähima astmeni - molekulide ja ioonideni. Viimase asjaolu tõttu nimetatakse tõelisi lahuseid ka molekulaar-ioonseteks lahusteks. Tõelistes lahustes ei ületa lahustunud ainete läbimõõt 10^{-7} mm. Kolloidlahused ei sisalda mitte üksikuid molekule, vaid lahustunud aine esineb nendes molekulide ja ioonide rühmadena. Seetõttu on kolloidlahustes pihustunud osakeste läbimõõt suurem kui tõeliste lahuste puhul, ulatudes 10^{-7} kuni 10^{-5} mm. Kolloidlahused on tunduvalt püsivamad kui tõelised lahused. Looduslikes vetes esineb kolloide õige sageli, kuid enamasti väikestes kogustes.

Osakesed, mille läbimõõt on suurem kui 10^{-5} mm, on vees palja silmaga nähtavad; nende esinemise korral on vesi sogane. Läbimõõduga rohkem kui 10^{-5} mm osakesi tuntakse vee hõljumina. Hõljumi võivad moodustada nii anorgaanilise kui ka orgaanilise päritoluga aineosakesed. Anorgaaniline hõljum satub vette enamasti maa murenemiskooriku või veekogude ranniku purustamise ja uhtumise tulemusena (vee-erosiiooni- ja abrasiiooniprotsess). Maismaalt kannab vette tahkeid osakesi ka tuul. Orgaanilise päritoluga hõljumi moodustavad tillukesed taime- ja loomaorganismide jäänused, mis jäävad vette pärast organismide surma.

Juba atmosfääris puutub veeaur kokku mitmesuguste keemiliste ainete (lämmastik, õhuhapnik, lämmastikuoksiidid, mõned soolad) ja lahustab neid. Pärast sademeteveena maapinnale langemist puutub vesi kokku juba hoopis suurema hulga mullas ja pinnases sisalduvate ainete ning rikastub nende arvel. Mida sügavamale maakoore vesi tungib ning mida pikemat aega on ta kokkupuutes maakoore ainesega, seda suuremaks tõuseb vee mineralisatsioon (vees lahustunud ainete kontsentratsioon). Seega vee keemiline koostis looduslikes veekogudes kajastab otseselt või kaudselt mitmesuguste ainete lahustamise võimalusi vee ringlemises.

Olulist osa looduslike vete keemilise koostise muutumises etendab inimeste tegevus. Näiteks veekogude ja muldade väetamisega suureneb vete mineralisatsioon, negatiivse näitena võib märkida veekogude reostamist inimeste poolt (reovete juhtimine veekogudesse, õlide sattumine vette laevadelt jne.).

Vees lahustunud ainete hulka väljendatakse soolsusega, mis tähendab lahustunud ainete koguhulka grammides 1 kg vee kohta (=promilliga, ‰) või lahustunud aine hulka milligrammides 1 liitri vee kohta. Promillides väljendatakse üldreeglina merevee soolsust.

Looduslikes vetes leidub tähelepandavalt hulgal mitmesuguseid keemilisi aineid ja ühendeid. Maakeral tuntud 104 keemilisest elemendist on vees kindlaks tehtud 45. Suurem

osa neist on vees sedavõrd väikeses kontsentratsioonis, et vee omadustele olulist mõju ei avalda. Mõned ained on aga sellised, mis veele annavad spetsiifilisi omadusi ja vastavalt lahustunud ainete omapärale on võimalik vahet teha näiteks mere- või jõevee vahel.

Vees lahustumisel säilitavad gaasid enamasti oma omadusi, sest nad lahustuvad molekulidena. Enamik ainetest aga pihustub lahustumisel ioonideks. Viimased esinevad lahustes kas lihtioonidena (Cl^- , Na^+ , Mg^{++}) või ioonide rühmana (SO_4^{--} , HCO_3^-). Kolloidid kolloidlahustes koosnevad alati mitmest elemendist.

Ülemaailmselt tuntud nõukogude hüdrokeemik O.A. Alekin jaotab vees leiduvad ained viide rühma: 1) lahustunud gaasid, 2) peamised ioonid, 3) biogeensed ained, 4) mikroelemendid ja 5) orgaanilised ained.

Vees lahustuvatest gaasidest kõige suurema tähtsusega on hapnik ja süsihappegaas. Gaaside lahustuvus vees oleneb nende omadustest, gaasi rõhust veepinnale (partsiaalrõhust), vee temperatuurist ja mineraalisatsioonist. Gaaside lahustuvus vees sõltuvalt nende partsiaalrõhust on määratletav Henry-Daltoni seadusega, mida väljendab valem

$$c = 10^4 k p, \quad (1)$$

kus c - gaasi lahutuvus mg/l; k - lahustuvuskoefitsient, mis väljendab gaasi lahustuvust 1-atmosfäärise rõhu juures; p - partsiaalrõhk. Märgime, et õhuhapniku partsiaalrõhk on 0,2099, õhulämmastikul 0,7804 ja süsihappegaasil 0,0003. Gaaside lahustuvus vees väheneb koos vee mineralisatsiooni suurenemise ja temperatuuri tõusuga. Seaduse viimast poolt illustreerib tabel 3.

T a b e l 3 .

Gaaside lahustuvus vees (mg/l) partsiaalrõhul 1 atm.

Vee temperatuur, °C	Gaaside lahustuvus		
	O ₂	CO ₂	N
0	69,5	3347	29,8
10	53,7	2319	24,2
20	43,4	1689	20,2

Tabelist näeme, et hapniku lahustuvus sama suure partsiaalarõhu juures on enam kui kaks korda suurem lämmastiku lahustuvusest. Sellega seletubki, miks hapniku ja lämmastiku mahtude suhe vees on 1:2, samal ajal kui õhus on vastav suhe 1:4 (partsiaalarõhkude suhe).

Vesi rikastub hapnikuga õhuhapniku vette sattumisel ja veetaimede fotosünteesiprotsessis O_2 eraldumise teel. Hapnikuvarusid vähendavad veeorganismid, orgaanilise aine hapendamine (looma- ja taimeorganismide kõdunemine) ja vaba O_2 lendumine õhku.

Hapnikusisaldust vees väljendatakse nii absoluutväärtuses - milligrammides liitri vee kohta (mg/l) kui ka relatiivselt - protsentides võimalikust hapnikusisaldusest antud temperatuuri ja rõhu juures. Märgime näiteks, et looduslikud veed sisaldavad lahustunud hapnikku enamasti alla 14 mg/l.

Süsihappegaas esineb vees enamasti lahustunud CO_2 molekulidena, kuid selle kõrval osa molekulidest reageerib vee-ga, moodustades süsihappe. Seepärast, kõneldes vees lahustunud süsihappegaasist, mõistetakse selle all nii CO_2 kui ka H_2CO_3 summat. Süsihappegaas satub vette orgaaniliste ainete hapendumisprotsesside tulemusena (protsessi käigus eraldub CO_2); nimetatud protsessid toimuvad aga pidevalt nii vees kui ka veekogude põhjas. Peale selle annavad süsihappegaasi ka sügavates maakihtides toimuvad geokeemilised protsessid, mis on seotud settekivimite moondumisega. CO_2 väljaminek veest on seotud üleküllastumisega kaasneva gaasi lendumisega ning tema kasutamisega veetaimede poolt fotosünteesiprotsessis.

Erilise koha omab vees vesinikioon (H^+), mida leidub küll väikestes kogustes, kuid mis on aluseks vee reaktsiooni näitajana. Keemiliselt puhtas vees tekivad vesinikioonid vee osalise dissotsiatsiooni tulemusel: $H_2O = H^+ + OH^-$. Looduses aga keemiliselt puhast vett ei leidu. Looduslikes veekogudes sõltub vesinikioonide kontsentratsioon peamiselt süsihappe dissotsieerumisest: $H_2CO_3 = HCO_3^- + H^+$. Vesinikioon H^+ on lahuses happeliste omaduste kandjaks, hüdroksüülioon

(OH[']) aga aluseliste omaduste kandjaks. Keemiliselt puhtas vees on mõlemaid ioone võrdselt, mistõttu keemiliselt puhas vesi on neutraalne. Neutraalses vees on vesinikioonide kontsentratsioon 10^{-7} g/l. Tavaliselt väljendatakse vees leiduvate vesinikioonide kontsentratsiooni vastasmärgiga võetud arvu "10" astmenäitajaga, mida tähistatakse sümboliga pH. Järelikult neutraalse vee puhul pH = 7. Kui pH on alla 7, siis on tegemist happelise reaktsiooniga, kui üle 7, siis aluselise reaktsiooniga veega. Looduslike vete pH kõigub vahemikus 6,5 - 8,5.

Peamisi ioone on looduslikes vetes kaheksa, neist neli kannavad positiivset laengut (katioonid), neli aga negatiivset (anioonid). Need on järgmised:

Anioonid.	Katioonid. +
Kloriidioon Cl [']	Naatriumioon Na [']
Sulfaatioon SO ₄ [']	Kaltsiumioon Ca [']
Hüdrokarbonaatioon .. HCO ₃ [']	Magneesiumioon Mg [']
Karbonaatioon CO ₃ [']	Kaaliumioon K [']

Loetletud ionide arvele langeb põhiline osa looduslike vete mineralisatsioonist. Vette satuvad põhilised ioonid maakoores moodustavatest kivimitest. Lahustes on kõige püsivamateks Cl[']- ja Na[']-ioon.

Vees leiduvate biogeensete ainete rühma kuuluvad need, mis ühel või teisel määral on seotud veorganismide elutegevusega, peamiselt aga sellised ained, mille esinemine vees teeb võimalikuks veorganismide eksisteerimise. Biogeenseteks aineteks on nitraatioon (NO₃[']), nitriitioon (NO₂[']), ammoniumioon (NH₄[']), fosforhappeioonid (H₂PO₄['] ja HPO₄[']). Biogeensed ained tekivad veekogudes eelkõige orgaaniliste ainete lagunemisel, tehes teatud (nitrifitseerivate) bakterite abil läbi keemilisi muudatusi. Peale fosfori ja lämmastiku ühendite kuuluvad biogeensete ainete hulka veel raua ja räni ühendid. Biogeenseid aineid leidub looduslikes vetes õige väikestes kogustes, tuhandike kuni kümnendike osadena mg/l.

Mikroelementide hulka kuulub suur osa looduslikes veekogudes avastatud elementidest, nagu broom (Br), jood (J), mangaan (Mn), vask (Cu), titaan (Ti), boor (B), fluor (F), baarium (Ba), liitium (Li), nikkel (Ni), koobalt (Co), radium (Ra) jt. Mikroelemente on vetes veel vähem kui biogeen-
seid aineid; enamasti vahemikus kümnetest tuhandikest kuni tuhandike mg/l.

Peale anorgaaniliste ühendite leidub looduslikes vetes alati ka orgaanilisi aineid - mitmesuguste taime- ja loomaorganismide lagunemise jäänuseid. Vette satuvad nad nii väljastpoolt (kantakse veekogudesse vooluvetega nii maapinnalt, soodest kui ka metsaalusest kõdukihist) kui ka kohalike veeorganismide suremisest. Nagu üldse orgaanilistele ainetele, nii on ka vees leiduvatele orgaanilistele ainetele iseloomulik keerukas keemiline koostis. Veēs leiduvaid orgaanilisi aineid nimetatakse sageli ka humiidseiks aineiks (sõnast huumus) ning nende esinemisest annab tunnistust vee kollakas kuni pruunikas värvus. Orgaaniliste ainete küllalt tähtsaks veekogudesse sattumise allikaks on paljudes piirkondades (suurlinnade või tehaste läheduses) kommunaalsed või tööstuslikud heitveed.

10. Vee füüsikalisi omadusi.

Vesi esineb looduses kolmes agregaatolekus - tahkes, vedelas ja gaasilises. Vee iga agregaatolekut iseloomustavad kindlad füüsikalised omadused. Üleminek vee ühest agregaatolekust teise toimub temperatuuri ja rõhu muutuste mõjul, kusjuures tavaline ülemineku järjekord temperatuuri langemise ja rõhu muutumatuse korral on järgmine: aur - vesi - jää. Temperatuuri tõusul on järjekord vastupidine. Selle kõrval on võimalik üleminek ühest olekust kolmandasse ilma vaheastmeta: gaasilisest olekust tahkesse ja tahkest gaasilisse (sublimatsioon). Vee agregaatolekute sõltuvust temperatuurist ja rõhust iseloomustab joonis 2. Joonisel tähistab joon AC tasakaalu piiri vee agregaatolekute vahel. Joo-

niselt näeme, et temperatuuri $0,0075^\circ$ ja rõhu $6,1$ mb korral on püsivas tasakaalus üheaegselt nii aur, vesi kui ka jää (punkt B joonisel 2).

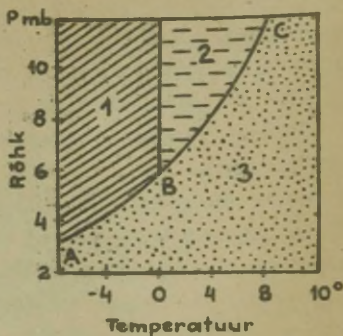
Kui laboratooriumi tingimustes täiesti puhast vett jahutada, hoidudes veenõu raputamast, siis on võimalik vett tugevasti üle jahutada (kuni -72° -ni), ilma et jääd tekiks. Ülejahutatud vesi on aga vähepüsiv - tarvitseb veenõusse lisada kasvõi üks jääkristallike või nõu raputada, kui ülejahutatud vesi muutub silmapilkselt jääks. $0,005 - 0,01^\circ$ võrra ülejahtunud vett esineb looduslikes veekogudes aga väga sageli.

Normaalse rõhu korral on vee külmumise ja jää sulamise temperatuuriks 0° . Rõhu suurenemisega kaasneb sulamistemperatuuri alanemine. Sellega ongi seletatav asjaolu, et liustike sügavamates kihtides sulab jää ka talviste külmade ajal. Katseliselt on kindlaks tehtud, et rõhu suurenemisel 1 atm. võrra langeb jää sulamistemperatuur $0,0073^\circ$ võrra.

Vee külmumistemperatuur oleneb ka vee soolsusest: soolsuse suurenemisel vee külmumistemperatuur langeb. Külmumistemperatuuri (τ) sõltuvust vee soolsusest (S) väljendab Krümmeli valem:

$$\tau = -0,03 - 0,0527S - 0,00004S^2 - 0,0000004S^3. \quad (2)$$

Ka vee tihedus on muutuv suurus. Ta muutub eelkõige koos temperatuuri muutumisega, kuid teiste ainete ja vedelike tiheduse muutumisega võrreldes on vee tiheduse muutmine anomaalse iseloomuga. Kui teiste ainete tihedus temperatuuri tõusuga üldiselt väheneb, siis keemiliselt puhta vee tihedus 0° -st kuni $+4^\circ$ -ni suureneb, olles viimase tem-



Joon. 2. Vee agregaatolekute diagramm.

1 - tahke, 2 - vedel, 3 - gaasiline olek.

peratuuri puhul suurim - 1,0, sellest edasisel temperatuuri tõusmisel hakkab vee tihedus vähenema. Nimetatud anomaalial on looduslike veekogude jaoks suur tähtsus: just täna vee tiheduse anomaaliale ei külmu küllaldase sügavusega veekogud põhjani läbi ka kõige karmimate pakaste ajal. Jahtumisel kuni 4°-ni saavutab vesi suurima tiheduse ja las kub veekogu põhja, tõrjudes siit soojemad ja väiksema tihedusega veekihi ülespoole. Selliselt toimub vee segunemine, kuni veekogu saavutab ühtlase temperatuuri 4° pinnast kuni põhjani välja. Edasisel jahtumisel väheneb pindmiste veekihtide tihedus ning nad jäävad pinnale püsima. Niimoodi kaitsebki vee tiheduse anomaalia sügavamaid kihte läbikülmumise eest.

Vee suurima tiheduse temperatuur oleneb soolsusest, kusjuures soolsuse suurenemisega kaasneb vee suurima tiheduse temperatuuri alanemine (tabel 4).

T a b e l 4.

Vee külmumistemperatuuri (τ) ja suurima tiheduse temperatuuri (δ) sõltuvus vee soolsusest (S)

S %.	0	5	10	15	20	24,7	30	35
τ °	0	-0,27	-0,53	-0,80	-1,07	-1,33	-1,63	-1,91
δ °	3,98	2,9	1,9	0,8	-0,3	-1,33	-2,5	-3,4

Jätame meelde soolsuse 24,7 %, kuna selle puhul on vee külmumistemperatuur ja suurima tiheduse temperatuur võrdsed (-1,33°). Hiljem näeme, et sellel on suur tähtsus jää tekkimise protsessile ookeanides ja meredes.

Merevee suurima tiheduse temperatuuri (δ) sõltuvuse vee soolsusest väljendab Knudsen-Krümmele valem:

$$\delta = 3,95 - 0,2S - 0,0011S^2 + 0,00002S^3. \quad (3)$$

Külmumisel muutub vesi jääks, kusjuures kristalliseerumine toimub heksagonaalses süsteemis. 1 grammi vee külmumisel vabaneb 79,7 kalorit (333,69 J) soojust; sama palju soojust kulub jää sulamiseks. Nimetatud soojuse hulka nime-

tatakse jää varjatud sulamissoojuseks (vee varjatud külmissoojuseks). Jää tihedus 0° juures on 0,9167, s. t. jää on ligikaudu 10 % võrra veest kergem, mistõttu ujub vee pinnal ega lase sügavamatel veekihtidel külmuda.

Peale selle, et vee külmumisel tihedus väheneb, suureneb jää maht esialgse veehulga mahu suhtes ligi 10 % võrra. Vastupanu korral avaldab jää tohutut survet külmuvat vett piiravatele seintele. See on aluseks ühele murenemisprotsessile - külmamurenemisele, mis igal aastal kive tükeldab.

Lumi muutub surve all jääks. Nii moodustubki mägedes paksudest lumelademetest liustikujää.

Veepinnal toimub pidevalt aurumisprotsess, vee üleminek vedelast olekust gaasilisse. Aurumine toimub igasuguse temperatuuri juures, kuid intensiivsem on ta kõrgematel temperatuuridel. Kui veeauru rõhk muutub võrdseks välisrõhuga, on tegemist vee keemisega. Keemiliselt puhta vee keemistemperatuur normaalse rõhu (760 mm Hg ehk 1013 mb ehk $101300 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$) korral on 100° C. Rõhu vähenemisel alaneb vee keemistemperatuur, rõhu suurenemisel aga tõuseb (tabel 5).

T a b e l 5 .

Vee keemistemperatuuri olenevus õhurõhu suuruselt.

Õhurõhk mb	970	980	990	1013	1020
Keemistemperatuur °C	98,8	99,1	99,4	100	100,2

Mingi veehulga aurumiseks kulub teatud hulk soojust; sama palju soojust eraldub sama veehulga kondenseerumisel. Nimetatud soojushulka tuntakse varjatud aurumis- (kondenseerumis-) soojusena ning 0° juures on see 597 cal/g ($2,5 \cdot 10^6 \frac{\text{J}}{\text{kg}}$).

Temperatuuri tõusmisel väheneb varjatud aurumissoojuse hulk. Varjatud aurumissoojuse (L_w) sõltuvus temperatuurist (t) on väljendatav järgmise valemiga:

$$L_w = (596 - 0,57 t) \text{ cal/g.} \quad (4)$$

Puhta lume või jää varjatud aurumissoojus 0° juures on jää sulamissoojuse (79,7 cal/g) võrra suurem vee aurumissoojusest, tähendab 677 cal/g ($2,8 \cdot 10^6 \frac{\text{J}}{\text{kg}}$).

Vedela vee iseloomulikuks omaduseks on tema liikuvus mitmesuguste jõudude mõjul. Kõige lihtsam, kuid samal ajal kõige levinenum vett liikumapanev jõud on raskusjõud, mis sunnib vett voolama kõrgematest kohtadest madalamate suunas, tingib vee imbumise pinnastesse ja sügavamatesse maakoore kihtidesse ning liikumise nendes.

Maailmamere veemassile mõjuvad kosmilised jõud: Maa, Kuu ja Päikese omavaheline külgetõmbejõud ning nende kui süsteemide tiirlemisest tekki kesktokejõud. Mainitud jõudude koosmõjust tekivad ookeanides ja meredes veemassi loodelised võnkumised ja loodehoovused.

Vee liikumist põhjustab veel tuul, tekitades suuremates veekogudes lainetust ja hoovusi. Järsu õhurõhu muutumise tulemusena mingi veekogu osa kohal võib vesi selles haka võnkuma (seisik); tugev püsivasuunaline tuul tingib vee pinna kallakuse veekogus (aju-pagunähtus); maaväringute tõukeid mere põhjale tekitavad nn. merevärina, millega kaasnevad rannikutel kõrged purustavad lained (tsunami).

Veel liikumine veekogudes tekib ka vee tiheduse erinevuste tõttu kas erinevate veekihtide või erinevate piirkondade vahel. Vee tiheduse erinevustest tekivad konvektsioonvoolud soodustavad vee segunemist ning füüsikaliste näitajate suhtes ühetaolise veemassi kujunemist veekogus.

Veeosakeste liikumist põhjustavad veel molekulaarjõud veemolekulide ja pinnaseosakeste vahel. Vee selline liikumine on küllalt olulisel kohal mulla ja pinnaste kapillaarides toimuva vee liikumise puhul. Lõpuks tuleb veel märkida, et vee molekulid on alalises liikumises universaalse molekulide liikumisseaduse põhjal.

Vee üheks omaduseks on tema viskoossus ehk sisehõõrdumise olemasolu. Nii nimetatakse seisvate veeosakeste omadust avaldada takistavat toimet lähedaste veeosakeste liikumisele (sama võime öelda ka nii: liikuvate veeosakeste omadus tõmmata liikumisse kaasa lähedasi seisvaid veeosakesi). Nimetatud omadust iseloomustatakse viskoossuse koefitsiendiga, mis kuulub ühe argumendina Newtoni valemisse vis-

koossete vedelikkude voolamise kohta:

$$f = \eta \frac{\Delta v}{\Delta z} S, \quad (5)$$

kus f on sisehõrdejõud; S - pindala vedelikus, millele sisehõrdrumine toimib; $\frac{\Delta v}{\Delta z}$ - kiirusegradient, s. t. kiiruse muutumine (Δv) sügavuse muutumisega (Δz); η - viskoossuse koefitsient.

Vee viskoossus oleneb temperatuurist. Nii on ta näiteks 0° juures $0,01775 \text{ g/cm}$, 90° juures aga $0,00320 \text{ g/cm}$. Näeme, et igal juhul on vee viskoossuse koefitsient väike.

Vee soojusmahutavus on suurem kui ühelgi teisel looduslikul ainel. Nagu tihedus, nii muutub ka soojusmahutavus vee temperatuuri muutumisel anomaalselt. Üldiselt kõigi ainete soojusmahutavus temperatuuri tõusmisega suureneb, vee puhul aga null kraadist ülespoole väheneb, saavutades minimumi 30° juures, alles sellest ülespoole hakkab vee soojusmahutavus tõusma. Suure soojusmahutavuse tõttu neelab ookeanide, merede ja järvede vesi tohutul hulgal päikese soojusenergiat ning on selle peamiseks akumulatooriks maakeral.

Jää soojusmahutavus on ligi kaks korda väiksem vedela vee omast.

Teiste ainetega võrreldes on vee soojusjuhtivus väike. Weberi andmetel on keemiliselt puhta vee soojusjuhtivuse koefitsient 20° temperatuuri juures $13,3 \times 10^{-4} \frac{\text{cal}}{\text{s.cm.deg}}$ ($0,56 \frac{\text{W}}{\text{m.deg}}$). See tähendab, et 1 sekundi jooksul kiirgub 1 cm^2 -se pindalaga veepinna, mis on soojuseallika suhtes risti, ainult $13,3 \times 10^{-4}$ kalorit soojust, kui vee temperatuur samas suunas väheneb iga sentimeetri kohta 1° võrra. Vee väikese soojusjuhtivuse tõttu saab looduslike veekogude soojenemine (ja jahtumine) toimuda eelkõige vee segunemise tulemusel. Teades, et vee segunemist soodustavad mehhaanilised tegurid (lainetus ja hoovused), saab selgeks, miks viimaste puudumise korral toimub soojuse edasikandumine sügavatesse veekihtidesse väga aeglaselt ja kujuneb välja veemassi kihistumine (stratifikatsioon).

Jää soojusjuhtivus on omakorda tunduvalt väiksem vee soojusjuhtivusest, olles umbes $5 \cdot 10^{-7} \frac{\text{cal}}{\text{s. cm. deg}}$ ($2,09 \cdot 10^{-4} \frac{\text{W}}{\text{m. deg}}$); lume soojusjuhtivus aga veelgi väiksem. Veekogudel moodustunud jääkate nõrgendab oma vähese soojusjuhtivusega jääaluse veemassi edasist jahtumist. Samal põhjusel pakseneb jääkate seda aeglasemalt, mida suurema paksuse ta on saavutanud. Veel enam takistab jää paksenemist jääl lasuv tüse lumikate.

Jää füüsikalistest karakteristikutest tuleb märkida veel pindpinevuse (kapillaarsuse) olemasolu. Pindpinevus on tingitud vedeliku pinnaosakestevahelistest tõmbejõududest, mis tingivad vedeliku pindkihis pingeolukorra. Nende jõudude olemasolu tõttu jääb mulje, nagu oleks vedeliku pind kaetud õhukese ühtlaselt pingul killega, mis püüab anda vedelikumahule väikseima pindalaga keha kuju. Pindpinevus on eriti märgatav väga peentes torudes (nn. kapillaartorudes). Pindpinevusest tingitud lisarõhu tõttu võib märgata torudes vedeliku nivoo tõusu või langust. Pindpinevust põhjustava jõu (p) kapillaartorude puhul saame arvutada valemiga:

$$p = \frac{2\sigma}{r}, \quad (6)$$

kus σ on pindpinevuse tegur (vee puhul võrdub ta 73 dyn/cm), r - toru raadius. Seejuures võib märkida kaks juhtu: kui vedelik märgab toru seinu (näiteks vesi), siis vedeliku nivoo tõuseb; kui vedelik toru seinu ei märga (elavhõbe), siis vedeliku nivoo langeb.

Kokkuvõtteks tuleb märkida, et looduslike veekogude vee keemilised ja füüsikalised omadused on küllalt suurtes piirides muutuvad, mistõttu on õigustatud hüdroloogiliste uurimiste puhul vee kui aine (kui konkreetse veekogu vee) omaduste tundmaõppimisele omistatud tähelepanu.

5. p e a t ü k k .

VEE RINGLEMINE LOODUSES.

11. Hüdro sfääri ja atmosfääri vete ühtsus.

Päikese kiirgusenergia mõjul aurub Maailmamere, mandriseste veekogude ja maa, samuti lumikatte, jääde ja liustike pinnalt igal aastal küllalt suur hulk vett. Taimed toimivad kui vee aurustajad. Ühtekokku satub M.I. Lvovitši andmetel atmosfääri $518\ 600\ km^3$ vett aastas. Atmosfääri sattunud veeaur levib selles difusiooni, vertikaalse konvektsiooni ja õhuvoolude kaasabil.

Peamiseks allikaks niiskuse sattumisel atmosfääri on aurumine Maailmamere pinnalt. Siit pärineb 86,5 % maakera pinnalt aurunud niiskusest. Suurem osa Maailmamere pinnalt aurunud niiskusest langeb sademetena Maailmamere pinnale tagasi, moodustades niimoodi nn. väikese veeringe. Väiksem osa atmosfääri niiskusehulgast võtab aga osa suurest veeringest, mis koosneb reast kohalikest veeringetest.

Skemaatiliselt võib maakera suurt veeringet kujutada järgmiselt. Õhuvooludega ookeanilt mandri kohale kantav niiskus kondenseerub teatud tingimustel ja langeb sademetena maapinnale. Sademetest tekivad maapinnal vooluveed, osa sademete veest imbub maasse, kuna kolmas osa aurub kohe uuesti, satudes jällegi atmosfääri. Maapinnal voolav vesi koondub ojadesse, jõgedesse ja järvedesse. Kuid ka nende pinnalt aurub pidevalt vett. Suurem osa jõgedest kannab oma vee meredesse ja ookeanidesse. Maapinda imunud veest tungib osa üha süga-

vamatesse maakihitidesse, täiendades põhjavee varusid; osa aga aurub maapinnalt või taimede kaudu. Põhjavesi võtab osa jõgede, osaliselt ka merede maasisesest toitmisest.

Maismaa ja siseveekogude pinnalt aurunud vesi on täienduseks Maailmamere pinnalt aurunud niiskusele atmosfääris. Koos ookeanilt mandri suunas liikuvate õhumassidega kandub samas suunas ka ookeani pinnalt aurunud niiskus. Tehes läbi mitmekordse vihma sadude-aurumise kohaliku veeringe ja täiendades seejuures atmosfääri niiskusvarusid (mis, nagu eespool öeldud, põhilises osas on pärit ookeanidelt), aitavad kohalikud niiskusringed niisutada ookeanidest tunduvalt kaugemaid piirkondi, kui suudaks seda ainuüksi ookeanidelt aurunud vesi. Nimetatud küsimust käsitletakse allpool üksikasjalikumalt.

Äravool jõgede kaudu Maailmamere suleb suure veeringe maakeral. Esitatust lähtudes võime teha kokkuvõtte: suur veeringe seob Maailmamere, siseveekogude ja atmosfääri veed ühtseks tervikuks.

Vaadeldud veeringeprotsess on esitatud lihtsustatud skeemina, tegelikult on see tunduvalt keerukam. Näiteks osa maakera pinnavetest kulub hüdratatsioonile (ühineb mitmesuguste kivimitega) ning langeb järelikult veeringest välja. Teiselt poolt aga satub osa sügava maapõue veest teatud protsesside tõttu maapinnale, andes täiendava koguse vett veeringeprotsessi.

Mitte kõik maakera vooluveekogud ei vii oma vett Maailmamere, sest maakera mandrite teatud piirkonnad ei ole kaldu Maailmamere suunas, vaid moodustavad suletud nõgude näol iseseisvaid valglaid. Järelikult võime kalde suuna alusel kõik valglaid jagada kahte peamisse rühma: 1) Maailmamere-suunalise kallakuga valglaid ja 2) mandrisiseste nõgude suunalise kallakuga valglaid. Esimesi, mille kallakus on suunatud ookeanide poole ja mille piires vooluveed jõuavadki ookeanidesse-meredesse välja, nimetatakse perifeerseteks äravoolualadeks. Suletud mandrisiseste nõgude valglaid moodustavad aga teise rühma: sise-äravoolualad. Sise-äravoolualade vesi

kulub kas voolu teel või maapinna madalamates nõgudes tekkinud järvedes aurumisele. Järelikult on sise-äravoolualade vesi nii perifeersete äravoolualade kui ka Maailmamere veega ühenduses ainult atmosfääri kaudu.

Mandrite perifeerse äravooluala üldpindala on umbes 117 milj. km² ning ületab peaaegu neljakordselt sise-äravoolualade pindala (32 milj. km²). Nõukogude Liidu territooriumil võime perifeerse äravoolualana nimetada Arktillise ja Atlandi ookeani vesikondi selliste suurte jõgedega nagu Ob, Jenissei, Leena, Indigirka; Neeva, Daugava, Nemen jpt. Kõige suuremaks sise-äravoolualaks maakeral on Kaspia-Araali äravooluala, kuhu kuuluvad Volga, Uraali, Kura, Sõr-Darja, Amu-Darja jt. jõed. Sise-äravoolualadeks on veel Sahaara kõrb, Kesk-Austraalia kõrbealad jt.

Peatume nüüd lähemalt mandrisisese niiskusringe küsimustel. Eespool me nägime, et mandrile sademetena langenud ookeanilise päritoluga niiskus teeb aurumise-sademete faasidena mitu ringi, enne kui uuesti ookeani tagasi jõuab. Tänu sellele saavad niiskust ka sellised ookeanist kauged piirkonnad, kuhu otseselt ookeanist pärinev niiskus ei jõuaks. Näiteks K.I. Kašini ja H.P. Pogosjani arvates kanduks mandrisisese vee ringlemise puudumisel Atlandi ookeanilt aurunud niiskus atmosfääri kaudu maksimaalselt kuni Leena jõgikonnani Nõukogude Liidu territooriumil.

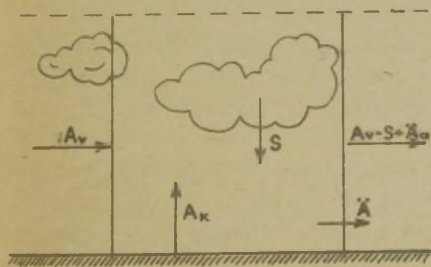
Mandrisisese niiskusringe küsimused on pärvinud paljude teadlaste tähelepanu. Suure panuse on andnud vene teadlased A.I. Vojeikov, I.I. Kassatkin ja A.A. Kaminski, kelle teeneks on eelkõige teoreetiline läbitöötamine. Viimasel ajal on mitmed uurimused pühendatud ringluse ringide arvu kindlaksmääramisele.

Mandrisisesele niiskusringele pühendatud töödes viitas A.I. Vojeikov korduvalt sellele, et mandri üldise sademete hulga kujunemisele on suure tähtsusega vaadeldava piirkonna kohalik aurumine. Vojeikovi arvates on kohaliku päritoluga (kohalikust aurumisest tekkivad) sademed kaugelt kohale kandunud sademetele täienduseks, kusjuures kohaliku päritoluga

sademed ei saa kunagi hulgaliselt ületada ookeanilise päritoluga sademeid. Hilisemad mõõtmisandmed on seda Vojeikovi väidet täiel määral kinnitanud. Nii näiteks moodustavad Nõukogude Liidu Euroopa-osa territooriumil kohaliku päritoluga sademed 11 % sademete koguhulgast. Samal ajal on kohalikul aurumisel suur tähtsus seetõttu, et ta stimuleerib sademete tekkimist: mingi territooriumi kohal on peaaegu 1/3 sademete hulgast põhjustatud kohalikust aurumisest.

I.I. Kassatkin eraldab mandri niiskuse koguhulgast nn. aktiivse niiskuse, s. t. selle osa, mis võib mandrisiseses niiskusringis anda sademeid - aur atmosfääris, taimejuurtele kättesaadav mullavesi, järvede, jõgede ja soode pinnalt auruv vesi, ja niiskusringest väljalangeva osa. Kassatkin rõhutab, et mida vähem niiskusest väljub ringlemise igal etapil, iga sademetelangemise puhul, seda enam ringe saab niiskus sooritada oma teekonnal mandri siseosa suunas ning seda kaugemal merest saab territoorium niiskust. Järelikult on nii, et mida intensiivsemalt toimub niiskuse ringlemine mandri kohal, mida kauem ta ringlemises püsib, seda suurem on tema efektiivsus. Kassatkin rõhutas õigustatult, et inimene saab mõjutada mandrisisest niiskuse ringlemist, kui sellesuunalised üritused hõlmavad küllalt suuri alasid.

Põhimõtteliselt arvutatakse niiskusringe elemente mingisuguse piiritletud territooriumi jaoks järgmiselt (vt. joon. 3). Tähistagu A_v veeauru hulka, mis antud territooriumi ko-



Joon. 3. Territooriumi niiskusringe skeem. Sümbolite tähised on antud tekstis.

hale kandub väljastpoolt; S - sademete aastasummat antud territooriumil; A_k - aastakeskmist aurumist; \bar{A} - aastakeskmist äravoolu. Suurused S , A ja \bar{A} on omavahel seotud veebilansi võrrandiga:

$$S = A + \bar{A} \quad (7)$$

(täpsemalt tagapool). Väljastpoolt saabunud aurust (A_v) kandub osa vaatlusalusest territooriumist üle (õigemini: kandub edasi), osa annab "sademed väljastpoolt" (S_v). Viimastele liituvad kohalikust aurumisest tekkinud sademed (S_k), mistõttu antud territooriumile langenud sademed on kahe komponendi summa:

$$S = S_v + S_k .$$

On ilmne, et mitte kogu kohaliku aurumise (A_k) niiskuse hulk ei lange sademetena antud territooriumile, vaid osa sellest kandub õhuvooludega vaatlusaluselt territooriumilt väljapoole, moodustades nn. atmosfääri-äravoolu (\ddot{A}_a). Tähendab:

$$A_k = (S - S_v) + \ddot{A}_a , \quad (8)$$

kust veebilansi võrrandi (7) alusel

$$S_v = \ddot{A}_a + \ddot{A} . \quad (9)$$

Viimane võrrand, mis seob väljastpoolt sademed "atmosfääri-" ja maapealse äravooluga, saab olla niiskusringe arvutamise aluseks ükskõik millise territooriumi jaoks. Teades näiteks summaarset sademete hulka (S) ja väljastpoolt sademete hulka (S_v), võime määrata nn. niiskusringe koefitsiendi $\frac{S}{S_v}$ väärtuse. Nimetatud koefitsient näitab sisuliselt seda, mitu korda vaadeldavale territooriumile väljastpoolt kandunud aur langeb sademetena alla, enne kui atmosfääri tsirkulatsioon ja jõgede äravool antud auru hulgas sisalduva vee vaatlusaluse territooriumi piiridest välja kannavad. Kui kohalike sademete hulk on väike, siis on niiskusringe koefitsient ligikaudu 1; kui aga kohalike sademete osatähtsus on suur, siis on koefitsient 1-st suurem. Nõukogude Liidu Euroopa-osa niiskusringe koefitsient näiteks on 1,14, Siberis aga sellest suurem.

Teades õhumasside poolt kaasatoodava niiskuse hulka, sademete aastasummat, jõgede äravoolu hulka ning aurumise suurst aasta kohta mingilt territooriumilt, on võimalik arvutada niiskusebilansi iga elemendi osatähtsus. Alljärgnevast tabelist (tabel 6) näeme vastavaid arvutuse tulemusi Okaa jõgikonna ja kogu NSV Liidu Euroopa-osa kohta.

T a b e l 6 .

Okaa jõgikonna ja NSV Liidu Euroopa-osa niiskusringe bilansi elemendid (K.I. Kašini ja H.P. Pogosjani järgi).

Territoorium	Saabuva õhuniiskuse hulk aastas (A_v)		Sademed aastas (S)		Aastane aurumine (A_k)		Jõgede aastane äravool (Ä)	
	km ³	%	km ³	%	km ³	%	km ³	%
Okaa jõgikond	1285,0	100	134,2	10,5	101,0	7,9	33,2	2,6
NSV Liidu Euroopa-osa	8507,0	100	3120,0	37,0	2192,0	26	928,0	11

12. Maakera veebilanss.

Hüdrosfääri üldisest vee hulgast võtab niiskusringeprotsessist osa igal aastal ainult tühine hulk - 518 600 km³ ehk 0,028 %.

Oletades, et hüdrosfääri veevaru on muutumatu suurus (praeguse geoloogilise ajastu suhtes on seda täiesti põhjust oletada, kuna seda kinnitab Maailmamere veetaseme püsivus) ja et veeringest osavõtva vee keskmine hulk ei muutu, võib oletada, et maakera veeringe tuluosa (sademed) ja kuluosa (aurumine ja äravool) vahel valitseb tasakaal. Nimetatud tasakaalul põhineb nn. maakera veebilanss, mille komponentide kohta saame koostada veebilansi võrrandi.

Kui tähistame: A_0 - aastakeskmise summaarne aurumine Maailmamere pinnalt; A_p - aurumine samal ajavahemikul maismaa perifeerse äravooluala pinnalt; A_s - aurumine siseäravooluala pinnalt; ΣA - aurumine kogu maakera pinnalt; S_0 - aastakeskmise sademete summa Maailmamere pinnale; S_p - sademed perifeersele äravoolualale; S_s - sademed siseäravoolualale; ΣS - sademete aastasumma kogu maakera pinnale; $\Sigma \Delta$ - aastakeskmise äravoolu hulk mandritelt (perifeerselt ära-

voolualalt), siis pole raske koostada järgmisi veebilansi võrrandeid.

Väikese veeringe bilansi võrrand

$$A_o = S_o + \sum \ddot{A} , \quad (10)$$

suure veeringe bilansi võrrand:

$$S_p = A_p + \sum \ddot{A} \quad (11)$$

ja siseäravoolualade veebilansi võrrand:

$$S_s = A_s . \quad (12)$$

Kogu maakera veebilansi võrrand on järelikult selline:

$$\sum A = A_o + A_p + A_s = S_o + S_p + S_s = \sum S , \quad \sum A = \sum S . \quad (13)$$

Maakera veebilansi elementide väärtused arvutas esimesena E. Brückner 1905. aastal. Hilisemad uurijad on tema arvutusi täpsustanud.

Tabelis 7 on esitatud maakera veebilansi arvulised väärtused M.I. Lvovitsi järgi.

T a b e l 7 .

Maakera veebilanss.

Bilansi elemendid	Aastane hulk km ³	Aastane kiht mm	% maakera aastasest sademete hulgast
Perifeersed äravoolualad (pindala 116 778 000 km ²)			
<u>Tuluosa</u>			
Sademed	99 300	850	19,1
<u>Kuluosa</u>			
Äravool	36 300	310	7,0
Aurumine	63 000	540	12,1
Kokku:	99 300	850	19,1

Bilansi elemendid	Aastane hulk km ³	Aastane kiht mm	% maakera aastasest sademete hulgast
Siseäravoolualad (pindala 32 033 000 km ²)			
<u>Tuluosa</u>			
Sademed	7 700	240	1,5
<u>Kuluosa</u>			
Aurumine	7 700	240	1,5
Maailmameri (pindala 361 100 000 km ²)			
<u>Tuluosa</u>			
Sademed	411 600	1 140	79,5
Jõevede juurdevooi ..	36 300	100 ^x	7,0
Kokku:	447 900	1 240	86,5
<u>Kuluosa</u>			
Aurumine	447 900	1 240	86,5
Maakera (pindala 510 000 000 km ²)			
<u>Tuluosa</u>			
Sademed	518 600	1 015	100,0
<u>Kuluosa</u>			
Aurumine Maailmamerelt	447 900	875 ^{xx}	86,5
Aurumine mandritelt ..	70 700	140	13,5
Kokku:	518 600	1 015	100,0

Märkused: x - Jõevede juurdevoolukiht on taandatud Maailmamere pindalale;

xx - Aurunud veekihi paksus Maailmamerelt ja mandritelt on taandatud kogu maakera pindalale.

Tabelist näeme, et maakera veebilansi kulusas on domineerival kohal aurumine Maailmamere pinnalt; aurumine mais-

maa pinnalt on hoopis väiksem. Maailmamere veebilansi tulu-
osas on peamiseks elemendiks sademed, mis enam kui 11 korda
ületavad jõgede äravoolu hulga. Isegi maakera perifeerselt
äravoolualalt on aurumine suurem kui äravool.

PÕHJAVEED.

6. p e a t ü k k .

PÕHJAVEED JA KIVIMITE VEELISED OMADUSED.

13. Põhjaveete mõiste. v

Eespool juba oli juttu sellest, et osa sademete veest imbub mulda ja siit ka sügavamatesse maakihtidesse. Põhjaveete all mõistetakse vesi, mis leiduvad maakoores kas tahkes, vedelas või gaasilises olekus. Definiitsioon juba näitab, et põhjavee liike ja levimisviise võib olla palju. Tõepoolest, põhjavesi võib vabalt tsirkuleerida kivimite lähedes ja pinnase poorides, ta võib olla molekuljaarjõudude poolt seotud kivimi osakese pinnale (füüsikaliselt seotud veena) ja võib olla ka mõnede mineraalide koostisosaks keemiliselt seotud veena. Kõik põhjaveeliigid on omavahel seotud ja teatud tingimustes võivad ühest liigist teiseks üle minna, moodustades seega dünaamilise tasakaalu ühtse süsteemi.

Maakoore ülemine osa jaotatakse veesisalduse põhjal aeratsiooni- ja küllastusvööndiks. Aeratsioonivöönd on selline maakoore vöönd, milles vesi ei täida kõiki pinnase poore ja tühikuid või kui täidabki, siis ainult ajutiselt ja mitte kõikjal. Veest vabades poorides ja tühikutes tsirkuleerib õhk (aeratsioon - õhustamine). Küllastusvöönd on selline maakoore vöönd, kus kõik poorid ja tühikud on täielikult veega täidetud.

Põhjaveed etendavad väga tähtsat osa inimeste elus: nad on peamiseks joogivee andjaks ja võtavad küllalt olulisel määral osa taimede varustamisest veega.

14. Kivimite ja pinnaste veelised omadused.

Kivimite ja pinnaste veeliste omadustena mõistetakse nende selliseid omadusi, mis määravad põhjavete hulga, liikumis- ja lasumistingimused ning kvaliteedi.

Põhjavete hulka määravate oluliste veeliste omadustena märkigem kivimite poorsust ja urbsust. Poorsusena mõistetakse väikeste tühikute - pooride olemasolu kivimis; urbsusena aga suuremate tühimikkude (lõhed, koopad jm.) olemasolu. Real juhtudel kõneldakse nn. üldisest poorsusest, mõeldes kõiki tühikuid kivimis, olenemata nende suuruselt.

Poorsus (kapillaarsus) on iseloomulik teralistele ja struktuursetele pinnastele, nagu liivad, veeris, lössid. Mõnel määral esineb tillukesi poore ja kapillaare ka tihedates hästi tsementeerunud kivimites ja tardkivimites (liivakivi, lubjakivi, gabro jt.), kusjuures pooride teke on seotud settekivimi mittetäieliku tsementeerumisega või kivimi osalise lahustumisega. Lõhed, kihipinnad, kiltade pinnad, karstikoopad jm. on sagedasemateks urbsuse kui karakteristiku kujundajateks.

Poorsuseks (ka poorsusteguriks) (p) nimetatakse pooride mahu (v) ja kivimi kogumahu (V) suhet protsentides, s.o.

$$p = \frac{v}{V} \cdot 100 (\%) . \quad (14)$$

Vahel jäetakse 100-ga korrutamata ja poorsus väljendatakse kümnendmurruna.

Pudedate settekivimite ja pinnaste poorsus oleneb neid moodustavate osakeste suuruselt, kujust, sorteeritusest ja paiknemise iseloomust. Enam-vähem ühetaolistest terakestest koosnevate liivade (mille terakeste \varnothing on umbes 1 mm) poorsus on 30-35 %, liivase kruusa poorsus aga 15-20 %. Savisisalduse (väikeste osakeste osatähtsuse) suurenemisega kasvab pinnaste poorsus. Seega on liiva poorsus väiksem kui liivsavil ja tunduvalt väiksem kui savil.

Mulla puhul on mulla struktuursus poorsuse kujunemisel suure tähtsusega. On teada, et mulla osakestel on omadus ühineda mitmesuguse suurusega sõmerateks, mistõttu struktuursete muldade puhul tuleb teha vahet sõmeratevahelise ja sõmeratesisese poorsuse vahel. Seepärast on arusaadav, et struktuursete muldade summaarne poorsus on suurem kui struktuuritutel (tuhkjatel) muldadel. Niihästi erinevate muldade kui ka ühe ja sama mulla erinevate horisontide poorsus muutub väga suurtes piirides - 25-80 %. Turba ja metsakõdu poorsus võib ületada isegi 90 %.

Massiivsete kivimite poorsus sõltub kivimi lõhelisusest.

Pinnaste poorsusest ja urbsusest olenevad sellised karakteristikud nagu veemahutavus, veeloovutus ja veeläbilaskvus.

Veemahutavus on pinnase või mulla võime mahutada või kinni pidada teatud hulka vett. Olenevalt pinnase veega küllastumise astmest eraldatakse täielikku, kapillaarset ja molekulaarset veemahutavust. Täieliku veemahutavusena mõistetakse pinnase võimet siduda endas teatud hulka vett kõigi pooride täieliku veega täitumisega. Kui täita näiteks 100 cm^3 suurune mensuur kuiva jämeda liivaga, siis on võimalik sinna veel valada $35 - 40 \text{ cm}^3$ vett, enne kui vee nivoo ulatub liiva tasapinnani, s. t. kuni saabub liiva täieliku veemahutavuse seisund.

Kui nüüd liivas olevale veele anda võimalus mensuurist väljanõrgumiseks, siis nõrgub osa vett tõepoolest välja, kuid mitte nii palju, kui vett juurde valati. Osa vett jääb kapillaar- ja molekulaarjõudude mõjul liivasse pidama. Pinnase omadust siduda endas kapillaarjõududega teatud hulka vett nimetatakse kapillaarseks ehk absoluutseks veemahutavuseks. Vähima ehk molekulaarse veemahutavuse puhul sisaldab pinnas niiskust ainult kivimi osakeste pinnal (niiskust hoiavad kinni molekulaarjõud vee molekulide ja pinnase osakeste vahel).

Looduses ei sisalda pinnased mitte alati vett nende veemahutavuse ulatuses. Seepärast tuleb vahet teha pinnase veemahutavuse ja tema tegeliku niiskuse vahel. Viimane on loo-

duslikus olekus pinnase või mulla niiskusesisaldus antud momendil. Pinnase tegelikku niiskust (a) väljendatakse protsentides niiske pinnase kaalu (A) ja sama pinnasekoguse kuivkaalu suhtena:

$$a = \frac{A}{P} \cdot 100 (\%), \quad (15)$$

kus P tähendab pinnase kaalu pärast selle kuivatamist temperatuuril 105° kuni püsiva kaalu saabumiseni.

Veega küllastunud pinnaste omadust anda vaba voolamise (nõrgumise) teel ära teatud hulk vett, nimetatakse veeloovutuseks. Kvantitatiivselt iseloomustab seda pinnase veeloovutuse koefitsient, s. t. veega küllastunud pinnasest väljanõrgunud vee hulga suhe pinnase koguhulgasse, mida väljendatakse kas murdarvuga või protsentides.

Veeläbilaskvuse all mõistetakse pinnase omadust lasta enesest vett läbi. Nii pinnase veeloovutus kui ka veeläbilaskvus olenevad poorsusest, kuid nende vahel ei ole otsesest (lineaarset) sõltuvust. Tähendab, poorsus iseenesest ei anna veel ettekujutust ühe või teise pinnase nimetatud veeomaduste kohta. Peale üldise poorsuse on vee omadustele sageli määrava tähtsusega pooride läbimõõt ja kuju. Pudedates pinnastes, nagu juba öeldud, olenevad pooride suurus ja kuju pinnast moodustavate kivimiterakeste suurusest ja paiknemisest. Kivimi iga osakese ümber ulatub teatud kauguseni osakese molekulaarjõu väli. Molekulaarjõud iseenesest on tähelepandavalt suured, kuid nende mõjukaugus ei ületa 10^{-5} mm. Siit saab selgeks, et mida väiksemate pooridega on tegemist, seda suurema osamõjuga on nende suhtes molekulaarjõud, mis avaldavad mõju vee liikumisele poorides. Suurtes poorides on kivimi osakeste molekulaarjõudude all oleva piirkonna osatähtsus väike ning molekulaarjõud ei avalda vee liikumisele ja pinnase püsimisele suurt mõju. Tähendab, väikestes kapillaarpoorides on molekulaarjõu tõttu vee liikumine aeglasem kui suurtes, veeloovutus ja veeläbilaskvus on väiksemad, vee mahutavus aga suurem kui suurepoorilistes pinnastes.

Mullad on veeläbilaskvuse suhtes jällegi teiste pinnastega võrreldes eriolukorras. Nimelt ei ole mulla veeläbilask-

vus sugugi alati ühesugune, vaid oleneb näiteks mulla niiskuseastmest. Kuiv muld laseb vett hästi läbi. Mida enam muld veega küllastub, seda enam paisuvad mullas leiduvad kolloidained, seda väiksemaks muutuvad mulla poorid ja seda enam väheneb veeläbilaskvus.

Veeläbilaskvuse alusel jaotatakse pinnased kahte põhi-gruppi: vettläbilaskvad ja vettpidavad pinnased. Esimese rühma esindajateks on mitmesugused jämedateralised pinnased (jämme liiv, kruus, rähk jne.), mille poorides vesi saab suhteliselt vabalt liikuda. Vett lasevad sageli läbi ka ehituselt tihedad kivimid (graniit, marmor jt.), kui nad on lõhedest läbitud. Vettpidavad on sellised pinnased, mis enesest praktiliselt vett läbi ei lase (absoluutselt vettpidavaid kivimeid ja pinnaseid peaaegu ei leidu). Siia rühma võime lugeda tihedad lõhedeta kivimid, nagu graniit, marmor, basalt jt., samuti peeneteralised settekivimid (savikilt) ja savisetted.

Suur hulk pinnaseid ja kivimeid on oma omadustelt nimetatud kahe äärmuse vahepealsed, s. t. poolläbilaskvad.

7. p e a t ü k k .

PÕHJAVEE LIIGID.

15. Pinnase poorides veele mõjuvad jõud. ✓

Teatavasti liigub vesi looduses kas ühe jõu või terve jõudude rühma koosmõju tulemusel.

Kogu planeedil allub vesi raskusjõule, mis sunnib vett voolama mööda kallakpindu kõrgematest kohtadest madalamate suunas ja tungima maapinda ning selles üha sügavamale ja sügavamale. Raskusjõud on suunatud Maa tsentri poole.

Eespool juba viitasime teisele jõule, mis avaldab mõju vee liikumisele pinnastes - molekulaarjõule. Viimane toimib vee molekulide ja pinnast moodustavate osakeste molekulide ja ionide vahel, ta on tugeva toimega, kuid väikese mõjuraadiusega pinnase osakese ümber. Kapillaarsetes poorides on vee pindpinevusest tekkinud kapillaarjõud tähelepanetav toimega. Mõningane tähtsus vee liikumisele pinnases ja mullas on osmootilisel jõul. Osmoos avaldub erineva kontsentratsiooniga lahuste kokkupuutumisel, kusjuures kõik molekulid ja ioonid (kaasa arvatud ka lahustajad-molekulid) hakkavad väiksema kontsentratsiooniga kohtadest liikuma suurema kontsentratsiooni suunas.

Taimkattega kaetud pinnases tekib veel üks vett liikumapanev jõud, mille mõju võib teiste jõududega võrreldes olla küllalt suur. Jutt on taimejuurte imamisjõust, mille tulemusel satub vesi pinnasest taime ja siit edasi atmosfääri. Nimetatud protsess on tuntud taimede transpiratsiooniprotsessina.

Pinnase poorides leiduvale veeaurule on kõige suurema mõjuga difusioon, s. t. lokaalselt erinevate rõhkude esinemine pinnases, mis tingib veeauru liikumise kõrgema rõhuga aladelt madalama rõhu suunas.

Esitatud loetelust näeme, et maasisesele veele mõjuvad küllaltki mitmesugused jõud. Alalise ja ühesuunalise mõjuga on raskusjõud, teised jõud on aga muutlikud, olenedes väga mitmest tegurist. Näiteks vähese niiskuse korral pinnase poorides kinnituvad üksikud pinnase osakeste molekulaarjõu mõjupiirkonda sattunud veemolekulid molekulaarjõu mõjul osakese pinnale. Vee edasisel lisandumisel kattuvad pinnase osakesed veega, kusjuures molekulaarjõu mõju väheneb sedamööda, kuidas pakseneb veekile. Kui vesi täidab kapillaarid, astub domineerivalt esile kapillaarjõud kui pinnasevett liikumapanev jõud. Veega teatud küllastumise juures hakkab mõjuma veele raskusjõud, millega kaasneb vee nõrgumine sügavamatesse maakihidesse ja liikumine kallakpindadel. Märgitud kolme jõu varieerumine eri aegadel ja erinevates kohtades on peamine, mis tingib maasisese vee liikumise.

16. Veeliigid pinnase poorides. ✓

Pinnase poorides esineva vee võime jaotada reaks kategeooriateks ehk liikideks, kusjuures erinevate veeliikide eristamise aluseks on vee allumine ühele või teisele jõule pinnases. Arvesse võttes seda, et ühe või teise jõu domineerimist pinnases leiduvatele vee osakestele on väga raske kindlaks teha, on ka maasisese vee liigid küllalt tinglikud; range piiri tõmbamine erinevate veeliikide vahel ei ole võimalik. Pealegi erineva mehhaanilise koosseisuga pinnastes ei avaldu molekulaar-, kapillaar- ja raskusjõu mõju veele ühteviisi, igal juhul nende kolme jõu resultant kui maasisest vett liikumapanev jõud on muutuv olenevalt pinnase mehhaanilisest koosseisust.

Pinnasevee mitmesugustele liikidele ja nende liikumisele on pühendatud vene teadlase A.F. Lebedevi 1919. a. ilmunud uurimus "Vee liikumine mullas ja pinnastes". Nimetatud töös eraldas Lebedev järgmised pinnasevee liigid: veeaur, hügroskoopsusvesi, kilevesi, gravitatsioonivesi, vesi tahkes olekus, kristallisatsioonivesi ja keemiliselt seotud vesi. Kuigi hilisemad uurijad on Lebedevi seisukohti mitmeti täiendanud, on loetletud kategooriad kasutusel tänapäevani.

Veeauru leidub aeratsioonivööndi pinnase poorides ja tühimikes alati ning ta liigub auru rõhkude erinevuse mõjul suurema rõhuga aladelt madalama rõhu suunas.

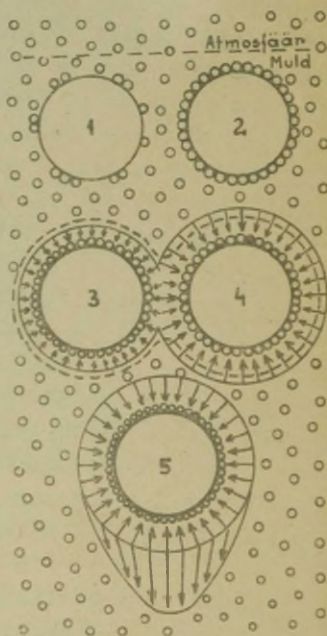
Hügroskoopsusvesi on samuti aur, mis on pinnase osakeste molekulaarjõudude kaudu seotud (sorbeeritud). Katsetega on kindlaks tehtud, et mulla või pinnase osakeste pinnal sorbeeritud veeauru hulk on seda suurem, mida suurem on pinnases leiduva õhu relatiivne niiskus. Küllastusele lähedase relatiivse õhuniiskuse korral saavutab pinnase niiskus tase, mida nimetatakse maksimaalseks hügroskoopsuseks. Varem arvati, et maksimaalse hügroskoopsuse korral on pinnase osake kaetud ühe molekuli paksuse veekihiga, kuid käesolevaks ajaks on selgunud, et maksimaalset hügroskoopsust iseloomus-

tav veekiht pinnase osakeste ümber võib olla kuni paarikümne veemolekuli paksune (joon.4.).

Hügroskoopsusvesi. ei ole taime juurtele kättesaadav ning ühest kohast teise saab ta liikuda ainult vahepeal auruks muutudes.

Hügroskoopsusvett saab pinnase osakese küljest eraldada ainult kuumutamise või pikaajalise kuivatamisega.

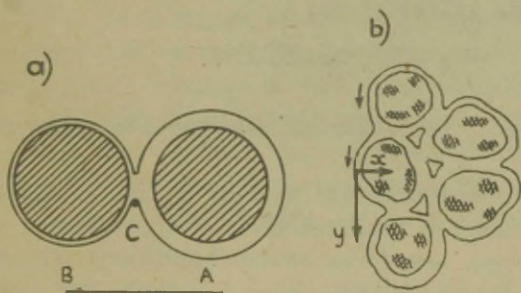
Pinnase osakesed, mis on veega küllastunud maksimummaalse hügroskoopsuse astmeni, võivad vedela veega kokkupuutumise korral siduda oma pinnal täiendava hulga vett. Viimane katab õhukese kilena adsorbtsioonivee kihi. Seepärast nimetataksegi sellist pinnasevett kileveeks. Nii nagu eelmised veeliigid, ei ole ka kilevee esinemise korral pinnase poorid veega täidetud. Vee kile püsib pinnase osakese ümber molekulaarjõudude mõjul nagu hügroskoopsusvesigi, kuid side vee molekulide ja osakeste vahel on nõrgem kui hügroskoopsusvee puhul. Oma omadustelt on kilevesi lähedane vedelale veele. Lebedevi arvates liigub ta pinnases nagu vedel veesigi: paksematelt kiledelt õhematele mistahes suunas (joon. 5, a). Vee ja kivimi osakese vahelised molekulaarjõud on sedavõrd tugevad, et



Joon. 4. Aeratsioonivõotme vee liikide skeem.

- 1 - pinnase osake mittetäieliku hügroskoopsusega;
- 2 - pinnase osake maksimummaalse hügroskoopsusega;
- 3,4 - pinnase osakesed kileveega;
- 5 - pinnase osake gravitatsiooniveega.

raskusjõud nagu ei avaldagi veele mingisugust mõju. M.A. Velikanov oma töös (1948) väidab aga, et niiskuse juurdetuleku ja kileveekihi pideva paksenemise olukorras, nagu see looduses sageli esineb, on siiski raskusjõud see, mis sunnib veekilet aeglaselt allapoole nihkuma (joon. 5, b). Kile peab esialgu saavutama oma suurima paksuse, seejärel aga valgub üleliigne vesi aegapidi sügavamale.



Joon. 5. Kilevee liikumise skeem.

a) A.F. Lebedevi, b) M.A. Velikanovi järgi (x - molekulaarjõud, y - raskusjõud).

Kapillaarvesi on tilkvedel vesi, mis täidab pinnase kapillaarseid poore. Kapillaarjõu mõjul tõuseb kapillaarvesi pinnases ülespoole, vettkandva kihi kohale. Kapillaarvee tõusu kõrgus oleneb pooride läbimõõdust: mida väiksem on pooride läbimõõt, seda suurem on kapillaarse tõusu kõrgus. Kui kapillaarvett tarvitavad taimede juured või ta allub aurumisele, siis taastuvad tema varud juurdetuleku arvel põhjaveekihi. Varude taastumine saab aga toimuda ainult siis, kui püsib ühendus kapillaarvee ja põhjavee vahel. Vastasel korral tekib nn. rippuv kapillaarvesi, mille tarbimine toob kaasa veekihi pideva vähenemise.

Kapillaartõusu kõrgus määratakse valemi järgi:

$$H = \frac{2A}{r \rho g}, \quad (16)$$

kus r tähistab kapillaari raadiust, A - vedeliku kapillaarkonstanti (mis võrdub vedeliku tõusu kõrgusega 1 mm raadiusega märguvast materjalist torukeses), ρ - vedeliku tihedust ja g - raskuskiirendust. Vee jaoks 0° juures $A = 15,4$.

Looduslikes pinnastes on kapillaarpooridel ebakorrapärase kuju, mistõttu neis toimuvad protsessid on keerukad. Ligilähedase kapillaartõusu kõrguse looduslikes pinnastes võime arvutada valemi järgi:

$$H = \frac{30(1 - 0,002t)}{D}, \quad (17)$$

kus D tähistab kapillaaride keskmist läbimõõtu ja t - temperatuuri.

Paljude laboratoorsete katsete põhjal on kindlaks tehtud, et maksimaalse kapillaartõusu saavutamiseks pinnastes kulub hulk aega, kusjuures nõutav ajavahemik on seda suurem, mida peeneteralisema pinnasega on tegemist. Nii saabub liivas ($\varnothing = 1$ mm) maksimaalne kapillaartõus (242 mm) 100 päevaga, savis aga ($H = 1550$ mm) ühe aasta jooksul. Katse algul on kapillaartõus kiire, hiljem aga pidevalt aeglustub.

Kaasaegsete ettekujutuste järgi on pinnastes rippuva vee esinemiseks mitu põhjust, kuid muude tingimuste samasuse korral on nähtusele olulisema tähtsusega pinnase mehhaaniline koosseis ja struktuursus. Peeneteralistes pinnastes ja muldades (osakeste \varnothing alla 0,05 - 0,01 mm) hoiavad vee rippuvus olekus nii sorptsioon- kui kapillaarjõud. Nähtus on kestva iseloomuga ja olulist niiskuse allapoole valgumist ei esine. Rippuvast veekihist sügavamal asuvad pinnasekihid on sageli väiksema niiskusega kui see, kus esineb rippuv vesi.

Kirjeldatud nähtusele lähedase ilmega on niiskuse režiim NSV Liidu lõunaosa steppides. Nii ulatub siin mulla ja sügavamate pinnasekihtide iga-aastase niisutamise sügavus umbes 4 meetrini. Põhjavesi asub tunduvalt sügavamal, mistõttu pinnalähedastes pinnasekihtides on tegemist tüüpi-

liste rippuvate kapillaarvetega. Kapillaarveekihist sügavamal asuvad võrdlemisi püsivalt vähese niiskusega kihid (G.N. Võssotski järgi surnud horisont), mille paksus on mitu meetrit. Alles sügavamal läheb surnud horisont aegapidi üle põhjavee kohal olevaks kapillaarse tõusu kihiks.

Gravitatsioonivesi on vedel vesi, mis liigub pinnases raskusjõu mõjul ning allub hüdrostaatilisele rõhule, esineb eelkõige pinnase ja kivimite mittekapillaarsetes tühikutes, kus raskusjõule alludes imbub pinnases üha sügavamale kas üksikute joakestena (pinnase mittetäieliku täitumise korral veega) või liigub põhjavee taseme langemise suunas (pinnase maksimaalse täitumise korral veega). Hüdrostaatilisele survele alludes võib gravitatsioonivesi ka ülespoole liikuda, juhul kui üleval on rõhumine väiksem ja all sedavõrd suurem, et rõhkude vahe ületab raskusjõu suuruse.

Vesi tahkel kujul esineb pinnastes kas keltsana või jääna.

Kristallisatsioonivesi ja keemiliselt seotud vesi on paljude mineraalide koostisosaks, näit. kips $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, muskoviit $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ jpt.

Kokkuvõttes näeme, et suur osa maakoore sügavuses leiduvast veest on kivimitega seotud molekulaarjõudude kaudu. Seotud vesi ei toida pinnaveekogusid, teda ei saa eemaldada dreanaažiga ja ainult osa saavad kasutada taimed.

8. p e a t ü k k .

PÕHJAVETE PAIKNEMINE JA LEVIK.

Põhjavete paiknemine ja levik maakooses olenevad suurel määral antud koha geoloogilisest ehitusest, kivimite ja pinnaste struktuurist ning litoloogilisest koostisest. Vettlâbilaskvate ja vettpidavate kihtide vaheldumine maakooses loob tingimused vaba vee kogunemiseks vettlâbilaskvatesse kihtidesse, mis asuvad vettpidava kihi kohal. Küllaldase toitumise korral moodustuvad maapinnast mitmesuguses sügavuses vettkandvad kihid ehk vettkandvad horisondid, s. o. veega küllastunud pinnasekihid. Vettkandvate kihtide veerohkus, vete cmadused ja vee edasiliikumise tingimused on väga mitmesugused ja peale geoloogilise struktuuri ning litoloogilise koostise olenevad nad veel veehorisondi sügavusest, ka vettkandvate horisontide üksteisest ja maapinnast isoleerituse astmest. Mida lähemal maapinnale asuvad põhjaveed, seda tugevamini alluvad nad kliimategurite mõjule. Mida vähem on vettkandvad kihid isoleeritud üksteisest ja maapinnast, seda intensiivsemalt saab toimuda veevahetus nende vahel.

17. Mullavesi ja ülavesi.

Maapinna lähedases nn. aeratsioonivööndis ei tsirkuleeri mulla ja pinnase poorides mitte ainult vesi, vaid ka õhk. Just selles vööndis esinevad nii mulla- kui ka ülaveed.

Mullavesi asub maapinna vahetus läheduses, mullakihis. See on peamiselt seotud (sorbeeritud) vesi, mis ümbritseb mullasõmeraid ja liigub peamiselt molekulaarjõudude mõjul. Mullavesi tekib sademetevee imbumisel maapinda, osaliselt ka veeauru kondenseerumisest pinnase poorides. Mullavesi on väga liikuv. Asudes aeratsioonivööndis, on mullavesi meteoroloogiliste tegurite (sademed, õhutemperatuur ja -niis-

kus, tuuled jt.) otsese mõju all. Viimased määravad seetõttu mullavee rohkuse ja liikumise ühest kohast teise.

Sula- ja vihmavete rohke esinemise korral saab muld rohkem niiskust, kui ta suudab kinni pidada. Sellistel juhtudel nõrgub n.-ö. üleliigne vesi sügavamale ja moodustab kohalike vettpidavate või väiksema veeläbilaskvusega kihtide kohal veekogumikke, mida nimetatakse ülaveekogumikeks. Seega lasub ka ülavesi põhiliselt aeratsioonivööndis ja on meteoroloogiliste tegurite mõju all.

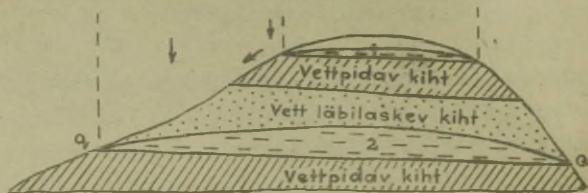
Nii mulla- kui ka ülaveevarud on ajalisel väga muutuvad, kusjuures varude maksimum esineb kevadisel lumesulamise perioodil. Kuivadel aastaaegadel võivad mulla- ja ülaveed hoopis kaduda, mis põhjustab taimede närbumise ja kuivamise.

18. Pinnasevesi ja põhjaveed.

Maasügavusse nõrgu vesi, kohates oma teel vettpidavat või suhteliselt vettpidavat kihti, hakkab kogunema selle peale, täites vettläbilaskva pinnase poore ja kivimi lõhesid. Nii tekib vettkandev kiht. Siinkohal tuleb täpsustada, et vee kogunemine ei pea toimuma mitte alati vettläbilaskva ja vettpidava kihi piiril. Vee lokaalne kogunemine toimub ka ühe ja sama kihi piirides, kui selles esineb halvema veeläbilaskvusega kohti (näiteks rohkema ja vähema lõhelisusega lubjakivid) või kahe erineva veeläbilaskvusega pinnase (näit. kruusa ja peeneteralise liiva kihtide) piiril.

Veekihti, mis maapinnast arvates asub esimeses vettläbilaskvas pinnasekihis esimese vettpidava kihi peal, nimetatakse pinnasevee horisondiks. Vett, mis asub aga vettläbilaskvas kihis kahe vettpidava kihi vahel, nimetatakse kihtidevaheliseks põhjaveeks. Viimasel juhul nimetatakse alumist vettpidavat kihti vettpidavaks aluseks, ülemist aga vettpidavaks lasumiks. Põhjavesi ei puutu üldreeglina kokku aeratsioonivööndiga, mistõttu tema toitumistingimused erinevad pinnasevee toitumistingimustest. Pinnasevete levikuala ühtib tavaliselt tema toitealaga.

Viimase all mõistetakse ala, mille piirides sademete ja maapealsete veekogude veed imuvad maasse ja täiendavad pinnaseveevarusid. Põhjaveekihi levikuala ei lange kokku



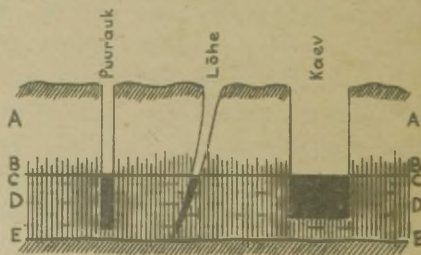
Joon. 6. Vaba põhjaveekihi paiknemise skeem.

1 - pinnasevesi, 2 - vabapinnaline põhjavesi, q - nõrk allikas, Q - veerohke allikas.

tema toitealaga. Põhjaveekihi toitealadeks on kohad, kus vettpidav alus on maapinnalt arvates esimeseks vettpidavaks kihiks (joon. 6). Lisatoitumiseks põhjavetele on vee nõrgumine lasuvatest veehorisontidest läbi nn. hüdrogeoloogiliste akende vettpidavas lasundis.

Olenevalt toitumistingimustest täidab vesi vettkandva kihi teatud tasemeni (joon. 7, CC). Kui vettkandvasse kihti kaevata kaev või puurida puurauk ja vee tase selles jääb samale tasemele ümbritseva kihi vee tasemega, on tegemist vabapinnalise (rõhuta) põhjaveega. Vahemaad vettpidavast alusest kuni põhjavee tasemeni nimetatakse vettkandva kihi paksuks.

Rõhuta on üldiselt pinnaseveed ja teatud juhtudel ka põhjaveed. Viimased on vabapinnalised siis, kui vee tase



Joon. 7. Pinnasevee paiknemise skeem.

AA - aeratsioonivöönd, BB - kapillaarvesi, CC - pinnasevee tase, DD - vettkandev (pinnasevee) kiht, EE - vettpidav kiht.

vettkandvas kihis on madalamal vettkandvast lasumist või ulatub selleni (mitte kõrgemale!), ehk teisiti öeldes: kui kihtidevaheline vettkandev kiht ei ole veega täielikult täidetud.

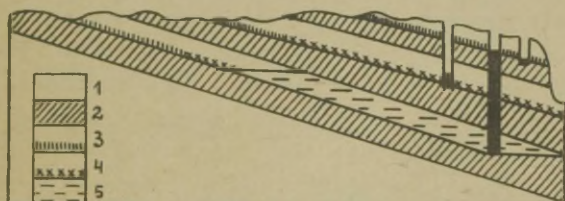
Pinnasepooride läbimõõdu ja kuju mitmekesisus tingib selle, et põhjavee pind ei ole tasane. Põhjavee ja pinnasevee horisondi kohal levib teatud kõrguseni kapillaarvee võõnd (joon. 7, BB). Kuna kapillaarvesi on põhjaveega hüdrauliliselt seotud, siis teeb kapillaarvee võõnd üldjoontes kaasa põhjaveehorisondi kõikumised.

Põhjavesi paikneb eelkõige kvaternaari pudedates setetes ja aluspõhja kivimites. Õige suured on põhjaveevarud mandrijää setetes, mägedevahelistes nõgudes ja orgudes, jõeorgude alluviaalsetetes.

Põhjavee tase kordab teatud läheduses maapinna reljeefi. Põhjavee pinna sügavus maapinnast on vägagi erinev, kõigudes mõnest sentimeetrist mõnekümne meetrini.

19. Survelised põhjaveed.

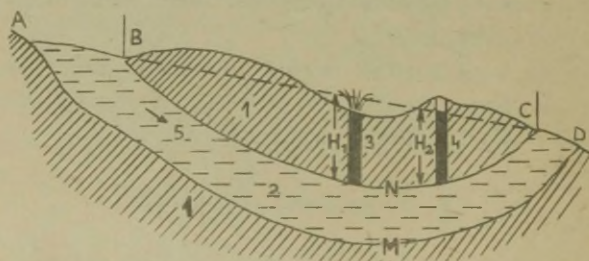
Sageli satub vesi alt ja ülevalt vettpidavate kihtide vahele suletud vettkandvasse kihti, kust edasipääs on raskendatud või puudub hoopiski. Sellisel juhul täidab vesi kogu vettkandva kihi ja satub hüdrostaatilise rõhu alla. Kui vettpidav lasum läbi puurida, siis tõuseb vesi puuraugus



Joon. 8. Põhjavee tüüpide skeem (O.K. Lange järgi).

1 - vettläbilaskev kiht, 2 - vettpidav kiht, 3 - pinnasevesi, 4 - surveta kihtidevaheline vesi, 5 - surveiline põhjavesi.

hüdrostaatilise rõhu mõjul kõrgemale vettpidava lasumi alumisest pinnast (joon. 8). Veed, mis täidavad vettpidavate kihtide vahele suletud vettkandva kihi ning mis on hüdrostaatilise surve all, on tuntud surveliste põhjavekena ehk arteesiavetena. Artesiaveed on iseloomulikud aladele, kus settekihid vahelduvad vettpidavate kihtidega ning kogu kihtide süsteem omab ühesuunalise kallaku või on surutud nõgusaks süsteemiks (nõgu, sünkliin vms.). Nõgusa põhikujuga geoloogilist struktuuri, mis sisaldab ühe või mitu vettkandvat kihti survele veega, nimetatakse arteesiabasseiniks (joon. 9). Artesiabasein eraldatakse tema toiteala, surve- ja mõnikord ka äravooluala. Vettpidava lasumi läbipuu-

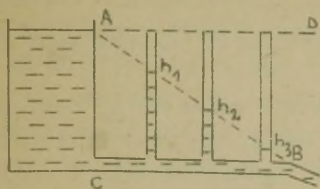


Joon. 9. Artesiabaseini ehituse skeem.

1 - vettpidavad kihid, 2 - surveiline vettkandev kiht, 3, 4 - puuraugud, 5 - voolu suund, AB - põhjavee tase, BC - piesomeetriline tase, BNC - vettpidav lasum, AMD - vettpidav alus, H_1 ja H_2 - surve kõrgus.

rimisel tõuseb arteesia vesi sageli maapinnani või purskub maapinnast kõrgemalegi. Järelikult tuleb survele vettkandva kihi puhul vahet teha geomeetrilise veetaseme (langeb ühte vettpidava lasumi alumise pinnaga) ja hüdrostaatilise ehk piesomeetrilise taseme vahel (selle kõrgust näitavad vee tasemete kõrgused puuraukudes). Vee taset äravooluga arteesiabaseinis illustreerib seadeldis mitme piesomeetri ja äravoolutoruga (joon. 10). Mudelil kujutab nõu A "arteesiabaseini" toiteala, kuna toru B tähistab "arteesiabaseini" äravooluala, BD pikkusele vastab arteesiabaseini surve, kuna vee taseme kõrgus piesomeetrites h_1 , h_2 ja h_3 näi-

tab surve jaotumist "arteesiabasseinis". Kui äravool lakkaks, oleks vee tase kõigis piesomeetrites ühekõrgune (AD).



Joon. 10. Mudel arteesiabasseini hüdrostaatilise taseme (AB) ja sellele vastavate tasemekõrguste (h_1 , h_2 , h_3) kohta.

me lahe ja Laadoga äärealal asuvat kambriumi-siluri arteesiabasseini (hõlmab Leningradi ja Novgorodi oblasti ning Eesti ja Läti NSV), Moskva arteesiabasseini (hõlmab Moskva nõo), Dnepri-Donetsi arteesiabasseini Ukraina NSV-s, Musta mere äärsel ja Bessaraabia-Kubaani arteesiabasseinijt.

Arteesiabasseine on maakeral väga mitmetes piirkondades. Nime on saanud sellenimelise maakonna järgi Kesk-Prantsusmaal. Ulatuslikud arteesiabasseinid on Põhja-Aafrikas ja Austraalias.

Nõukogude Liidu territooriumil on arteesiabasseine mitu. Märkigem neist Soome

20. Vesi igikeltsa-aladel.

Parasvõõte sesoonselt külmuvate alade kõrval on maakeral ulatuslikke alasid, kus teatud paksuses on pinnas alaliselt külmunud olekus. Neid alasid tuntakse igikeltsana ehk kirsmaana. Kui NSV Liidu territooriumil sesoonse külmumise sügavust mõõdetakse mõnest sentimeetrist kuni 1 - 2 meetrini, siis igikeltsa paksus kõigub 1 - 2 meetrist mitmesaja meetrini.

Igikeltsa pindmine kiht teatud paksuseni sulab igal suvel üles, talvel aga külmub uuesti. Seda kihti nimetatakse igikeltsa tegusaks kihiks ehk aktiivseks kihiks. Igikelts ja tegus kiht võivad talvel kokku külmuda või nende vahele jääb sula pinnasega kihike.

Vastavalt igikeltsa levimisele jaotatakse igikeltsaalad järgmistesse kategooriatesse:

1) kirsmaa lausalise levikuga piirkonnad - igikelts hõlmab kogu territooriumi;

2) peaaegu lausalise levikuga igikeltsa-alad - üldiselt levivas igikeltsas esineb suuremaid või väiksemaid sula pinnase laiike;

3) igikeltsa esineb üksikute "saartena" üldiselt sulas pinnases;

4) igikeltsa esineb harva (peamiselt turbakühmade sise-muses).

Igikelts sisaldab alati enam või vähem vett, sest täiesti kuiv pinnas ei külmu. Igikeltsa-alade veed liigitatakse nelja kategooriasse: pinnaveed, igikeltsapealsed veed, igikeltsasisesed veed ja igikeltsa-alused veed.

Igikeltsa-alade pinnaveed ei erine oluliselt teiste vööndite pinnavetest, nad esinevad samuti jõgede ja järvedena, kui jätame nende veekogude endi tüüpilised iseärasused kõrvale (nendest tuleb juttu vastavalt jõgesid ja järvi käsitlevates peatükkides).

Igikeltsapealsed pinnaseveed lasuvad igikeltsa kui vettpidava aluse peal tegusalt kihis, peamiselt jõegude ja järvenõgude põhjas, harvem veelahkmetel.

Nimetatud veed võib jaotada omakorda sesoonselt külmuvateks ja sesoonselt osaliselt külmuvateks veteks.

Igikeltsapealsete vete tekkeallikaks on sula- ja vihmaveed, mistõttu nimetatud vete maksimumid on seotud ühelt poolt kevadise lumesulamise ja teiselt poolt suviste vihmasadudega.

Osaliselt külmuvad igikeltsapealsed veed, olles alt isoleeritud igikeltsa ja pealt külmuva teguskihiga, satuvad külmumise ajal pinnase külmumispausumisest tekkiva surve alla. Sageli on surve sedavõrd suur, et vesi lõhub tegusa kihi ning voolab välja, kus külmudes tekitab kattejääd.

Igikeltsasisesed veed esinevad peamiselt mitmesuguste maasise jää moodustistena (kihid, läätsed, plaadid), kuid esineb ka igikeltsa poolt ajutiselt konserveeritud vettkandvaid horisonte igikeltsa sees. Sulamisel annavad maasisesed jäämassid alguse allikatele, toidavad järvi ja jõgesid. Igikeltsasisene vedel vesi (mille püsimisele vedelas olekus ai-

tab kaasa kõrge rõhk) ei allu aastaajalisele külmumise ja sulamise rütmile - võib külmuda eriti külmal aastal ja sulada eriti soojal aastal; seega ei ole tema külmumine ja sulamine määratletavad korrapärase vaheldumisega.

Igikeltsa-alused veed lasuvad igikeltsast sügavamal. Neile on iseloomulik tahke faasi puudumine ja enamasti on nad surve all. Igikeltsale lähemate veekihtide temperatuur on nulli lähedal, sellest kaugemal (sügavamal) aga kõrgem. Lasumise iseloom ja liikumistingimused ei erine oluliselt tavaliste sügavate põhjavete omast.

Kirismaa levikualadel on väga iseloomulik kattejääd esi-
nemine, kusjuures kattejääd ei teki mitte ainult tegusa kihi veest (nagu eespool kirjeldati), vaid ka jõgede ja järvede veest, kui see külmumisel satub tugeva surve alla ja jääkate lõheneb. Tehakse vahet ühe- ja mitmeaastaste kattejääd vahel. Viimaste paksus võib olla 3 - 4 m.

Igikeltsa puudutavate üldgeograafiliste küsimuste kohta on materjali S.V. Kalesniku "Üldise maateaduse aluste" (1961) lk. 318 - 323.

9. p e a t ü k k .

PÕHJAVETE LIIKUMINE.

21. Vee infiltreerumine pinnasesse.

Vee tungimine pinnasesse on keerukas protsess ja tänapäevaks veel vähe uuritud. Oletatakse, et see protsess koosneb mitmest staadiumist, mida üksteisest eraldab veele ja pinnase osakestele mõjuvate jõudude vahetamine. Infiltreerumi-

se staadiumide arv on eri autoritel erinev. Autori arvates ei vääri kahtlust kahe staadiumi esinemine. Esimeseks on imbumisstaadium, mille puhul valitsevad ülekaalukalt sorptsioon- ja kapillaarjõud. Nimelt, kui sademete vesi satub kuiva pinnasesse või mulda, siis astub kõigepealt tegevusse sorptsioonjõud, mis seob vett pinnase osakeste pinnale kuni maksimaalse hügrooskoopsuse saabumiseni. Pärast maksimaalse hügrooskoopsuse saabumist lisandub niiskus imbub sügavamale ja tegevusse astub kapillaarjõud.

Nõrgumis-staadium on protsessi teiseks astmeks, mis saabub siis, kui niiskust on sedavõrd palju, et kõik kapillaarid täituvad veega. Vee liikumist tingivad sellises olukorras kapillaar-, eriti aga raskusjõud. Staadiumi lõpuks saavutavad muld ja pinnas maksimaalse niiskusesisalduse.

Pinnasesse vee infiltreerumise kvantitatiivseteks karakteristikuteks on infiltratsiooni intensiivsus ja summaarne hulk. Infiltratsiooni intensiivsusena mõistetakse veekihi paksust millimeetrites, mis imbub maapinda ühe ajaühiku jooksul. Infiltreerumise summaarne hulk näitab veekihti, mis mingisuguse ajavahemiku jooksul pinnasesse kaob.

Infiltratsiooni intensiivsuse määravad ühelt poolt pinnase veeomadused - veemahutavus ja veeläbilaskvus, teiselt poolt aga pinnase niiskusesisaldus. Kuiva pinnase infiltratsioonivõime on suur - mida niiskemaks pinnas muutub, seda vähemaks jääb tema infiltratsioonivõime, kuni ta täieliku niiskusemahutavuse saabumisel muutub praktiliselt püsivaks, võrdudes antud pinnase filtratsiooniteguriga (vt. tagapool).

Infiltratsiooni intensiivsuse ajalise muutumise tüüpiline käik on väljendatav valemiga:

$$f_t = f_0 e^{-ct}, \quad (18)$$

kus f_t - infiltratsiooni intensiivsus ajamomendil t ;
 f_0 - infiltratsiooni algintensiivsus; e - naturaalse logaritmi alus; c - konstant, mis iseloomustab pinnase füüsikalisi omadusi.

22. Filtratsioon ja selle põhiseadused.

Looduses esineb kaks vee voolamise režiimi: laminaarne ja turbulentne. Laminaarse voolamise üheks näiteks on vee liikumine peeneteralistes pinnastes, kus vee liikumiskiirused on väga väikesed (mõnikümme sentimeetrit kuni mõni meetri ööpäevas), ja üksikud vedeliku elementaarjoad (ettekujutatavad liikuva vedeliku osakesed, mis ühtlase kiirusega voolavad ettekujutatavas voolutorukeses, kusjuures kogu voolav vedelik koosneb üksikutest nn. elementaarjuga) voolavad paralleelselt voolu teljega. Lõhedega kivimites ja mittekapillaarsete pooridega pinnastes on vee liikumise kiirused tunduvalt suuremad ning tegemist on sageli lahtistele pinnaveekogudele iseloomuliku turbulentse (keeriselise) voolamisega. Mõlemal juhul toimub vabapinnaga põhjavee liikumine vett kandvas kihis rõhkude vahe mõjul kõrgema veeseisuga aladelt madalama suunas. Looduslikes tingimustes liigub põhjavesi allikate ja veekogude suunas, kui vee tase viimastes on madalam vett kandva horisondi omast, ja veekogudest vett kandvasse horisonti, kui vee tasemete seis on vastupidine. Vee liikumist vett kandvas kihis saab ka kunstlikult esile kutsuda, näiteks vee väljapumpamisega kaevust või dreenaži rajamisega.

Põhjavee voolamisel imbub vesi läbi pinnase, s. t. voolab mööda pinnases esinevaid poore. Sellist vedeliku voolamist nimetatakse filtratsiooniks.

Praktilistes filtratsiooniga seotud ülesannetes on põhiülesandeks voolu hulga leidmine, s. t. filtreerunud vedeliku hulga ja filtratsioonikiiruse leidmine. Filtratsioonikiirusena mõistetakse filtreeriva kihis ristlõike pinnauhikut läbiva vooluhulga (m^3/s , l/s) ja pinnauhiku jagatist. Filtreeriva ristlõikepinna hulka arvatakse nii pinnas kui ka pinnase osakeste vahelised poorid. Mõistagi erineb filtratsioonikiirus vedeliku osakeste füüsilisest voolukiirusest poorides.

Filtratsioonikiirus oleneb hüdraulilisest langust ja

filtreeriva pinnase ning vedeliku füüsikalistest omadustest. Vedeliku füüsikalistest omadustest on siinkohal määravateks viskoossus ja erikaal; pinnase filtreerivus sõltub aga eelkõige tema poorsusest.

Vedeliku voolamist poorses keskkonnas uuris prantsuse hüdraulik Darcy 19. sajandi keskel.

Darcy kasutas oma katsetel liivaga täidetud vertikaalset silindrit. Läbi silindris oleva liivakihi laskis Darcy voolata vett. Katse kestel hoidis ta vee nivoo anumus muutumatuna. Silindri seina monteeritud piesomeetrite abil määras Darcy vee rõhu mitmes filtreeriva kihi lõikes. Muutes filtreeriva kihi paksust ja liiva koostist ning mõõtes filtreeritud vee hulka, tuletas Darcy filtratsioonipõhiseaduse, mida nimetatakse Darcy seaduseks. Matemaatiliselt avaldub see järgmiselt:

$$Q = kF \frac{h}{L}, \quad (18)$$

kus Q - filtreerivat kihti läbinud vedeliku vooluhulk; F - filtreerimispind, mille all mõeldakse filtreeriva kihi kogupinda; h - rõhukadu, mis võrdub piesomeetrite näitude vahega; L - pinnasekihi paksus vedeliku voolamise suunas ja k - filtratsioonikoefitsient, mis iseloomustab nii pinnase filtreerivust kui ka filtreeruva vedeliku füüsikalisi omadusi.

Valemi (18) võime kirjutada ka järgmiselt:

$$w = k \frac{h}{L} = ki, \quad (19)$$

kus

$$w = \frac{Q}{F} \quad \text{ja} \quad i = \frac{h}{L}.$$

w on keskmine filtratsioonikiirus filtreeriva kihi ristlõikes ja i - hüdrauliline lang, mis väljendab rõhu kadu ühel pikkusühikul.

Valemist (19) selgub, et kui $i = 1$, siis $k = w$, s. t. füüsikalisest seisukohast kujutab filtratsioonikoefitsient filtratsioonikiirust juhul, kui hüdrauliline lang võrdub ühega.

Darcy tegi katseid veega. Hiljem uuriti filtratsiooni ka teiste vedelikkudega ja leiti, et filtratsiooni kiirus on pöördvõrdeline vedeliku viskoossusega. Seepärast eraldati vedeliku viskoossus valemis eri parameetrina.

Filtratsiooni kiirust hakati määrama rõhkude vahe Δp , mitte aga piesomeetriliste näitude vahe Δh kaudu. (Rõhkude vahe Δp vastab endastmõistetavalt piesomeetriliste näitude vahele, s. t. $\Delta p = \gamma h$, kus γ - vedeliku erikaal.) Nii kujunes valemist (19) järgmine valem:

$$w = \frac{k_1}{\mu} \frac{\Delta p}{L} = \frac{k_1}{\mu} \gamma h, \quad (20)$$

kus k_1 - nn. läbilaskvustegur, mis iseloomustab pinnase filtreerivust, μ - vedeliku dünaamiline viskoossus.

Darcy seadust nimetatakse sageli laminaarse filtratsiooni seaduseks, sest selle seaduse kohaselt sõltuvad filtratsiooni kiirus ja vooluhulk rõhu kaost lineaarselt. Nimetatud sõltuvus on aga laminaarse voolurežiimi peamine tunnus. Enamikul juhtudel voolab vedelik poorses keskkonnas tõesti väga aeglaselt. Peale selle on pinnase pooride ristlõikepinnad väga väikesed. Nii võibki filtratsiooni sarnastada vedeliku laminaarse voolamisega peentes, ebaühtlase kujuga kapillaartorudes.

23. Filtratsiooni koefitsiendi määramine.

Kõigis eelmises punktis esinenud valemites, mille abil määrati filtratsiooni kiirust, esines filtratsiooni koefitsient k , millel on väga suur tähtsus kõigis filtratsiooniga seotud ülesannetes.

Filtratsiooni koefitsient määratakse katseliselt. Selleks kasutatakse spetsiaalset silindrit, kuhu asetatakse pinnaseproov, ja mõõdetakse läbi pinnaseproovi filtreerunud vee hulk ja rõhu kadu. Katseandmete põhjal arvutatakse filtratsiooni koefitsient valemist (18):

$$k = \frac{QL}{FH}$$

Filtratsiooni koefitsiendi teoreetiliseks määramiseks on olemas hulk empiirilisi valemid mitmelt autorilt. Üheks selliseks on Hazeni valem:

$$k = c \frac{d_e^2}{\mu}, \quad (21)$$

kus d_e on pinnase osakeste efektiivne läbimõõt, mis määratakse pinnase mehhaanilise analüüsi (läbi kalibreeritud sõel- te sõelumisega) tulemusena; c - tegur, mis arvestab pinnase poorsust; μ - vedeliku dünaamiline viskoossus. Märgime, et väga tihedal liival $c = 0,8$, keskmise poorsusega liival $c = 1,55$, ühtlase läbimõõduga ümarateralisel liival $c = 2$.

Vee jaoks annab Hazen järgmise valemi:

$$k = 75cd_e^2(0,70 + 0,03t), \quad (22)$$

kus t tähistab vee temperatuuri.

Olgu märgitud, et Hazeni valem kehtib selliste pinnaste puhul, mille efektiivne tera läbimõõt on 0,1...3 mm.

Ligikaudsetes arvutustes võib kasutada järgmisi keskmisi filtratsiooni koefitsiente (cm/s):

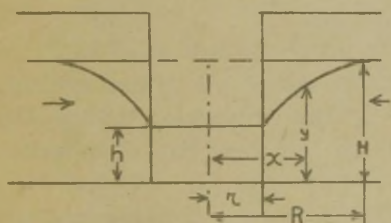
- väga läbilaskvad pinnased (keskmine jäme kruus väga jämeda liiva lisandiga) 0,5...1,
- kergesti läbilaskvad pinnased (jäme liiv peene kruusa lisandiga) 0,2...0,5,
- keskmiselt läbilaskvad pinnased (keskmise terasuurusega liiv, puhas peen liiv) 0,1...0,2,
- vähe läbilaskvad pinnased (vähese savilisandiga liiv, väga peen liiv) 0,01...0,02.

N.N. Pavlovski soovitab kasutada väga vähe läbilaskvate pinnaste puhul järgmisi filtratsiooni koefitsiente:

- savilisandiga liivpinnased 0,006...0,007
- liivsavipinnased 0,003...0,004
- läbitav savipinnas 0,001.

24. Põhjave te rõhuta voolamine.

Selleks et analüüsida põhjavete rõhuta voolamist, vaatleme näitena vee väljapumpamist kaevust või puuraugust, mis on kaevatud (puuritud) pinnasekihti, mille all on horisontaalne vettpidav kiht. Enne pumpamist ei liigu põhjavesi pinnases, mistõttu tema vabapind on horisontaalne. Pumpamise mõjul hakkab vesi pinnases voolama kaevu (puuraugu) suunas. Pumpamise tõttu langeb kaevus ka vee nivoo. Samaaegselt langeb ka põhjavee nivoo pinnasekihis, kusjuures vee tase on madalam kaevu juures (joon. 11). Mida intensiivsemalt vett



Joon. 11. Põhjavee tase tsentrist väljapumpamisel.

välja pumbatakse, seda madalamaks muutub vee tase kaevus ja seda suurem on vooluhulk. Enne pumpamist on vee tase kaevus võrdsel kõrgusel vee nivoooga kogu vettkandvas pinnasekihis. Seda nivoo nimetatakse staatiliseks nivooaks (joonisel H). Vee nivood, mis kujuneb kaevust väljapumpamise tulemusel, nimetatakse dünaamiliseks nivooaks (joonisel kõverjoon H-st kuni h-ni). Dünaamilist nivoo tähistav kõverjoon, mis kujuneb kaevu telge läbiva vertikaaltasandi liikumisel pinnasekihis voolava vee vabapinnaga, kannab depressioonikõvera nimetust.

Kui vett pumbatakse üksikust kaevust (puuraugust), siis ei ole pumpamisest tingitud nivoo alanemist teataval kaugusel kaevust enam märgata. Seda kaugust nimetatakse kaevu (puuraugu) mõjuraadiuseks R . Orienteerivates arvutustes võib selle võtta järgmiselt: liivpinnastel $R = 350 \dots 500$, jämedateralistel pinnastel kuni 700 m.

Teades kaevu mõjuraadiust ja vettkandva pinnasekihi paksust ning valides vabalt vee dünaamilise nivoo kaevus,

saab leida ka kaevu tootlikkuse (vooluhulga) ja määrata depressioonikõvera ligikaudse kuju.

Selleks vaatleme vee voolamist vettkandvas pinnasekihis läbi teatava silindrilise pinna. Vaadeldava pinna kaugus kaevu teljest olgu x (joon. 11). Kui vee sügavus selles lõikes on y , siis avaldub vaadeldava silindri külje pindala järgmiselt:

$$F = 2\pi xy,$$

Vooluhulk läbi selle pinna aga on:

$$Q = wF = w \cdot 2\pi xy,$$

kus w on filtratsioonikiirus, mis leitakse Darcy valemiga:

$$w = ki.$$

Asendades viimase avaldise vooluhulga valemisse, saame:

$$Q = k \cdot 2\pi xyi.$$

Avaldises esineva hüdraulilise languse i võime avaldada väga väikese rõhukao kaudu, s. t. nivoo languse dy ja lõpmatult väikese radiaalsuunalise teepikkuse dx suhtena:

$$i = \frac{dy}{dx} \quad (\text{depressioonikõvera gradient})$$

Järelikult

$$Q = k \cdot 2\pi xy \frac{dy}{dx}.$$

Pärast teisendamist saame:

$$\frac{Qdx}{k \cdot 2\pi x} = y dy.$$

Integreerime saadud avaldist järgmistes rajades: x väärtust r -st R -ni (r on kaevu raadius) ja y väärtust h -st kuni H -ni. Seega võime kirjutada:

$$\frac{Q}{2\pi k} \int_r^R \frac{dx}{x} = \int_h^H y dy.$$

Pärast integreerimist ülaltoodud rajades saame järgmise avaldise:

$$\frac{Q}{\pi k} \ln \frac{R}{r} = H^2 - h^2 .$$

Viimast avaldist tuntakse Dupuit' valemina.

Dupuit' valemist saame valemi vooluhulga arvutamiseks:

$$Q = \pi k \frac{H^2 - h^2}{\ln \frac{R}{r}} . \quad (23)$$

25. Põhjavee liikumise väliuurimistest.

Vee liikumise kiirust ja suunda vettkandvas kihis saab määrata vahetute vaatlustega väljas. Kõige levinumaks väliuurimiste meetodiks on nn. indikaatorimeetod, mis seisneb lühidalt järgmises.

Uuritava ala põhjaveekihi puuritakse rida puurauke, üks keskele ja teised korrapärase vahemaade tagant selle ümber. Tsentraalsesse puurauku lastakse indikaatorainet - soolalahust, tugevatoimelist kahjutut värvainet (näiteks leeliselise reaktsiooniga vees fluorestseini, happelises vees metüleensinist jm.) ning ümbritsevatest kontrollpuuraukudest hakatakse seejärel veeproove võtma kuni indikaatori avastamiseni. Põhjavee liikumise suuna saame kätte selle järgi, mis suunas asuvast puuraugust (tsentraalse puurangu suhtes) indikaatoraine avastati. Vee liikumise kiirus arvutatakse puuraukudevahelise kauguse (L) ja ajavahemiku (T) kaudu, mis kulub indikaatoraine sisselaskmisest kuni selle avastamiseni kontrollpuuraugus.

Indikaatori ilmumine kontrollpuurauku tehakse kindlaks kas keemilise, kolorimeetrilise või elektrimeetrilise meetodi abil.

Muidugi saab vee liikumiskiirust arvutada ka vettkandva kihi filtratsioonikoefitsiendi ja veepinna langu andmete alusel.

26. Allikad.

Orgude veerudel, mägede hõlvadel ja nõgudes avanevad sageli vettkandvad kihid, s. t. tulevad seal maapinnale. Kui vettkandev horisont on avanenud sedavõrd, et maapinnale ulatub ka temas akumulatsioon põhjavee tase, siis väljub neis kohtades maapinnale ka põhjavesi. Selliseid looduslikke põhjavee maapinnale ilmumise kohti nimetatakse allikateks ehk läteteks.

Allikaid on mitut tüüpi.

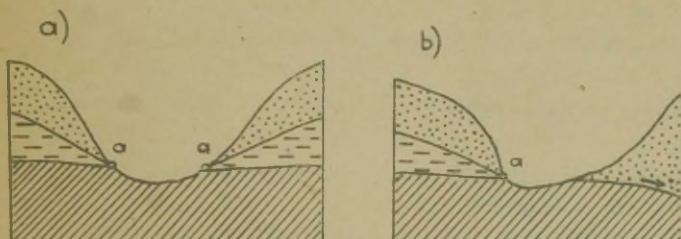
Vee maapinnale väljumise iseloomu järgi jaotatakse allikad tavaliselt lange- ja tõusuallikateks. Langeallikas on selline, kus vettkandvast kihist nõrgub vesi vaba voolamise teel maapinnale. Tõusuallikates on tegemist survevete maapinnale tõusmisega, kusjuures surve võib tingitud olla kas hüdrostaatilisest rõhumisest või gaaside (veeauru) rõhumisest. Tasandikel, kus vettkandvad ja -pidavad kihid lasuvad enam-vähem rõhtsalt, avanevad allikad erosioonivõrgu (jõgede ja ojade orgude) veerudel. Seda aga ainult juhtudel, kui uuristus ulatub põhjavee tasemeni või kahe erineva vee läbilaskvusega kihi piirini.

Mõnikord avaneb põhjavesi allikas veevoona, sageli ka lihtsalt oruveeru ühtlaselt liigniiske vööndi kujul (vettpidava kihi avamuse joonel). Viimastel juhtudel annab allikate vööndi olemasolust tunnistust niiskuselembene taimestik ja progresseeruv soostumine.

Vettpidava kihi lõikumisel oru põhjaga esinevad allikad kas mõlemal oru veerul, ainult ühel veerul või hoopis oru kõige sügavamale lõikunud kohtades, olenevalt vettkandva ja vettpidava kihi asetusest oru suhtes (joon. 12).

Arvukalt esineb allikaid mägede-eelsetel kaldtasandikel, mis teatavasti koosnevad pudedast vettläbilaskvast muundmaterjalist. Samuti ümbritseb eelmägede uhtekoonuste jalameid sageli allikate vöönd. Viimased on vägagi iseloomulikud Keak-Aasia ja Taga-Kaukaasia eelmägedele.

Väga veerohkeid allikaid (deebetiga^x 20 m³/s ja enam) esineb karstialadel. Vee väljumise suhtes on mitut tüüpi karstiallikaid, millest märkimist vajavad voklüüs ja sifoonallikas.



Joon. 12. Allikate (a) asukoha skeem orus.
a) allikad mõlemal veerul, b) ühel veerul.

Voklüüs on selline allikas, mis oma vee saab nõgusa pinnaga vettpidava kihi peal asuvast karstistunud vettkandvast horisondist. Nimetuse on see allika tüüp saanud selle nimelise allika järgi Prantsusmaal. Voklüüsid on väga muutliku režiimiga allikad, sest nõguspinnaga vettpidav kiht ja karstikoobastest uuristatud vettkandev kiht reageerivad väga tundlikult meteoroloogiliste tingimuste (eelkõige sademeterohkuse) muutustele. Voklüüsid toituvadki eelkõige sademete veest. Näiteks Prantsusmaa Vocluse'i allika tugevasti lõhelistes ja karstistunud valglast moodustab allika keskmine deebet 17 m³/s 60 % valglast keskmisest sademete hulgast, kevaditi kasvab allika deebet aga kuni 120 m³/s.

Voklüüse esineb paljudes karstipiirkondades. Näiteks Krimmis esineva Ajani voklüüsi maksimaalne deebet ületab kuni 600 korda allika minimaalse tootlikkuse.

Sifoonallikate esinemine on suhteliselt haruldane. Sifoonallikale on iseloomulik veereservuaari (karstikoopa)

^x Allika deebet (tootlikkus) on vee hulk, mis allikast mingi ajavahemiku jooksul välja voolab.

olemasolu, millest algab sifoonikujuline äravoolujuhe (joon. 13). Allikas hakkab vett andma siis, kui vesi reservuaaris tõuseb sifooni ülemise paindeni, väljavool allikast aga katkeb, kui vee tase reservuaaris langeb allapoole sifooni avamusest.

Seega on sifoonallikad katkendliku pulseeriva vooluga.

Allikad, mis paiskavad vett välja veeauru surve tõttu, kannavad

geisrite nimetust. Kuna veeaur kuumeneb maakoore

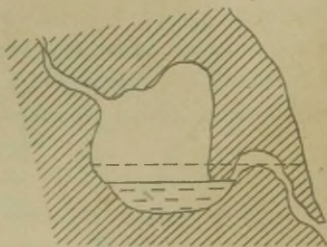
sügavuses, geisri lõõri kogunenud vee all, siis toimub pursse pärast seda, kui auru rõhk ületab tema peal oleva veesamba rõhu. Pärast pursket algab uuesti vee kogunemine geisri lõõri ja selle kuumenemine. Järelikult tegutsevad ka geisrid periooditi, kusjuures erinevate geisrite purske ja purskevaheaegade kestused võivad olla väga erinevad, samal geisril aga korrapärased.

Tuntuimateks geisrite esinemispiirkondadeks maakeral on Islandi saar, Yellowstone'i park Ameerika Ühendriikides, Uus-Meremaa mitmed kohad ja Geisrite org Kamtsatkal.

Ka meie vabariigi territooriumil leidub rohkesti allikaid. Eriti vajab märkimist karstistunud aluspõhjaga Pandivere kõrgustiku äärealal leviv allikate võõna selliste veerohkete allikatega nagu Roosna-Alliku allikas (annab alguse Pärnu jõe), Simuna allikas (Pedja jõe algus) jt.

Põhjavete ilmumisega maapinnale lõpeb üks ring maakera veeringeahelas. Põhjavee ringlemise kestus on tunduvalt pikem (maasisene vesi liigub väga aeglaselt) kui atmosfääris ja atmosfääri vahendusel toimuv ringlusprotsessi faas.

Põhjaveed on pinnaveekogude üheks toiteallikaks. Üksikute aastaaegadel (parasvõttes eriti talviti) on põhjaveed jõgede ja järvede ainsaks toitjaks ning tänu oma püsivale režiimile kindlustavad nad jõgede püsiva äravoolu veevaestel perioodidel.



Joon. 13. Sifoonallika skeem

PÕHJAVETE REŽIIM.

27. Põhjaveete režiimi sõltuvus kliimateguritest.

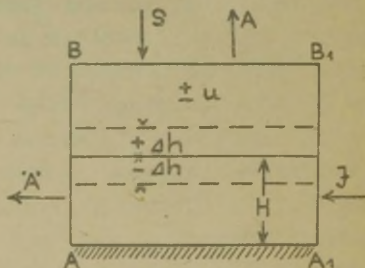
Põhjaveevarud, vee tase vettkandvas kihis, vee keemiline koostis, mineralisatsioon ja temperatuur on ajaliselt muutuvad. Kõige enam kõiguvad vee tase, temperatuur ja keemiline koostis vabapinnalistes vettkandvates kihtides, kusjuures kõikumine on seda suurem, mida lähemal maapinnale asub vettkandev horisont. Põhjaveete taseme, temperatuuri ja kemismi ajalist muutumist iseloomustab maasiseste vete režiim. Kõige dünaamilisemad on oma režiimi poolest mulla- ja pinnaseveed. Mõlemas avaldub režiimi aastane, sesoonne ja osaliselt ka ööpäevane kõikumine. Sügavate vettkandvate kihtide režiim on seevastu ühtlane ja ajaliselt vähe muutuv.

Põhjavee taseme kõikumise põhjusi võib olla mitu. Enne nende lähemat käsitlemist tuleb aga märkida, et tehakse vahet vee taseme tegeliku ja näiva kõikumise vahel. Tegelik kõikumine peegeldab veevaru muutumist vettkandvas kihis ja näitab seega toitumis- ja tarbimistingimuste tegelikku vahet (sademete, aurumise ja äravoolu vahet). Vee taseme näiv kõikumine kutsutakse esile hüdrostaatilise rõhu muutumise tagajärjel, kusjuures rõhu muutumine ei ole seotud veevarude muutumisega veehorisondis. "Näivaks" nimetatakse vee taseme sedalaadi kõikumist seepärast, et see on jälgitav ainult kaevudes ja puuraukudes, otseselt vettkandvas horisondis vee nivoo ei muutu. Sellised kõikumised on enamasti lühiajalised ja suurel määral sõltuvad vee taseme sügavusest maapinna suhtes. Ilmekalt esineb vee taseme näiv kõikumine kõrge veeseisu ja õhukese aeratsioonivööndi korral: kui aeratsioonivöönd on õhuke, siis kandub igasugune väiksemgi rõhu (näiteks õhurõhu) muutumine veehorisondile edasi, tingides siin hüdrostaatilise rõhu muutumise.

Nagu öeldud, on põhjavee taseme tegelik muutumine seotud vee juurdetulekuga vettkandvasse horisonti ja äravooluga sellest. On ilmne, et kui äravool mingisugusest vettkandvast kihist paksusega H (joon. 14), piiratud tasapindadega AB ja A_1B_1 , on mingi ajavahemiku jooksul võrdne vee juurdevooluga, siis veevaru antud kihis ei muutu ja vee tase püsib samal kõrgusel.

Kui nimetatud tasakaalu rikutakse, siis muutub veevaru ja põhjavee tase vettkandvas kihis.

Põhjavee taseme kõikumise amplituud ei olene mitte ainult veevaru muutumise ulatusest vettkandvas kihis, vaid ka vettkandva pinnase veeomadustest (näiteks veeloovutusest). On



Joon. 14. Vee taseme muutumine vettkandvas kihis seoses veebilansi elementide muutumisega.

ju teada, et ühe ja sama mahuga kivim võib sisaldada vee erinevate omaduste puhul erineval hulgal vett ja seda ka vaba väljavoolu teel erineval määral ära anda. Järelikult: mida väiksem on pinnase veeloovutus, seda vähem vaba vett mahutab pinnase mahuhik ja seda suurem on vee taseme kõikumine antud pinnases, kui ülejäänud tingimused ei muutu.

Selleks et selgitada põhjavee taseme aastast muutumist vettkandvas kihis, kasutatakse veebilansi meetodit. Olgu S sademete hulk, mis langeb mingis ajavahemikus maapinnale antud vettkandva kihi toitealal; A - aurumine maapinnalt (koos kondensatsiooniga); \bar{A} - äravool vaadeldavast kihist; J - juurdevool vaatlusalusesse kihti naaberkihtidelt; $\pm u$ - veevaru muutumine aeratsioonivööndis ja maapinnal antud ajavahemikus; $\pm \Delta h$ - põhjavee taseme muutumine samas ajavahemikus; μ - veeloovutuse tegur (vt. joon. 14). Veebilansi võrrand vaatlusaluse vettkandva kihi osa jaoks on selline:

$$S = A + \bar{A} + u \pm \Delta h \mu, \quad (24)$$

kus $\pm \Delta h \mu$ näitab põhjaveevarude muutumist. Võrrandist saame lahendi põhjavee taseme leidmiseks:

$$\pm \Delta h = \frac{1}{\mu} (S - A - \bar{A} - u). \quad (25)$$

Veebilansi elementide omavaheline suhe aasta jooksul muutub. Sellega koos muutuvad ka põhjaveevarud ja tase.

Maakera mandrialade suurele mitmekesisusele vaatamata võib põhjaveevarude ja taseme kõikumist tingivate peamiste põhjuste järgi eraldada kaks põhitüüpi - 1) sademete äravoolu ja 2) sademete aurumise vahekorra põhjal kujunev põhjavete režiimi tüüp.

Sademete ja äravoolu vahekorral kujuneb põhjavee režiim sademeterikastes piirkondades, täpsemalt - merelise kliimaga piirkondades; sademete ja aurumise vahekord on määravaks põhjaveele aga kuiva (kontinentaalse) kliimaga aladel. Nimetatud tegurite domineerimine põhjaveevarude ja taseme kujunemisele avaldub ilmekalt põhjavee režiimi üldistes joontes, mille juures järgnevalt peatume.

Merelise kliimaga aladel, mida iseloomustab lühike ja pehme talv, vee infiltratsioon maapinda talvel peaaegu ei katke. Veekadu aurumisele on talvekuudel aga tühine. Seepärast hakkab sügisest peale põhjavee taseme tõus, mille kõrgseis saabub talve keskel. Pärast seda, eriti aga kevadest alates, mil aurumine intensiivistub, alaneb põhjavee tase pidevalt kuni madalseisuni juunis-augustis. Seega on põhjavee taseme aastane üldine käik väga lihtne.

Äravool vettkandvatest kihtidest toimub aasta läbi, muutudes suuremaks või väiksemaks vettkandva kihi veerohkusest olenevalt. Veerohkuse kõikumine omakorda kujuneb üldiselt suure sademete hulga foonil sademete perioodide vaheldumise ja aurumise sesoonse muutumise koosmõju tulemusena. Aurumine kui protsess etendab seejuures teisejärgulist osa ega ole limiteerivaks faktoriks põhjaveevarude kujunemisele.

Teravalt kontinentaalse kliimaga aladel on sademete üldine hulk sedavõrd väike, et maasiseseks äravooluks vett ei jätku ja äravool kui argument langeb bilansi valemist välja (või on teiste argumentide väärtustega võrreldes väike). Limiteerivaks on järelikult põhjaveele sademed ja aurumine kui kaks vastassuunalise toimega protsessi.

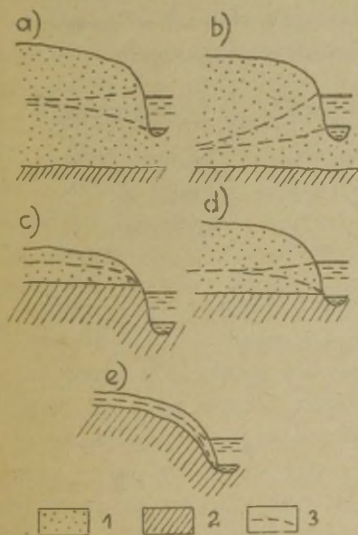
Kontinentaalsete alade põhjavee taseme aastane käik on järgmine. Külma ja pika talve tõttu katkeb talvel infiltratsioon, millele vastavalt põhjavee tase hakkab langema, saavutades oma madalseisu talve lõpul. Kevadisel lumesulamise ajal tõuseb põhjavee tase kiiresti, sest vee juurdevool sel perioodil ületab kaod. Sedamööda, kuidas suve saabumisel suureneb aurumise osatähtsus, langeb ka põhjavee tase. Suviste vihmade vesi kulub peaaegu täielikult aurumisele, mistõttu ta ei suurenda põhjaveevarusid. Tähendab, suve jooksul põhjavee tase langeb, saavutades teise madalseisu suve lõpuks.

On arusaadav, et eespool iseloomustatud kahe äärmusliku kliima tüübi vahel on mitmesuguseid üleminekulisi astmeid. Peale selle aga muudab põhjavee režiimi mitmekesisemaks maismaa erinevate paikade geoloogilise ehituse ja litoloogilise koostise suur mitmekesisus. Väga oluline on ka põhjavee sügavus. Mida sügavamate põhjavetega on tegemist, seda vähem avaldavad neile oma mõju meteoroloogilised tegurid. Kui täpsem olla, siis peaks nii ütleva: mida sügavamal asub põhjavesi, seda rohkem tasandatud jõuab põhjaveeni meteoroloogiliste faktorite mõju, seda enam hilinevad põhjavee režiimi elemendid neid esilekutsuvate kliima- ja meteoroloogiliste tegurite suhtes. Sügavate põhjavete taseme maksimum esineb näiteks kevadise lumesulamise perioodist mitu kuud hiljem.

28. Jõeorgude põhjavee tasemete režiim.

Omapärane on põhjavee tasemete režiim jõgede orgudes ja nende läheduses. Režiimi omapära tingib jõe- ja põhjavee omavaheline seos, nende vastastikune mõju teineteisele.

Enamasti on jõe- ja põhjavee vahel hüdrauliline seos, s. t. põhja- ja jõevee tase puutuvad omavahel kokku ning ühe kõikumine kandub teisele edasi. Selline omavaheline koostegevus toimub vastastikuse veevahetuse ja paisutuse kaudu. Hüdrauliline side jõe- ja põhjavee vahel on kas püsiv, perioodiline või puudub hoopis, olenedes oru geomorfoloogilistest iseärasustest, geoloogilisest ehitusest ja jõe vee taseme kõikumise amplituudist. Mõnede jõe- ja põhjavee koostegevuse juhtude skeemid on esitatud joonisel (joon. 15).



Joon. 15. Jõe- ja põhjavete koostõju mitmesugused juhud (M.A. Vevlorovskaja järgi).

a) Põhjavee pind on kaldu jõe poole (vastupidine kalde esineb ainult suurveeperioodidel); b) jõe vee tase on kõrgemal põhjavee tasemest, jõgi toidab põhjaveehorisonti; c) hüdrauliline seos jõe- ja põhjavee vahel puudub; d) madalveeperioodil puudub hüdrauliline seos jõe- ja põhjavee vahel, suurveeperioodil esineb; e) jõgi mõjutab põhjavee taset ainult kitsas jõelähedases vööndis.

- 1 - vett läbilaskev kiht;
 2 - vettpidav kiht;
 3 - põhjavee tase.

Veevahetus jõgede ja vettkandvate kihtide vahel võib olla vägagi intensiivne. Tasandikujõgede orgudes filtreerub jõvesi lammide ja jõepõhja vettläbilaskvatesse pinnasekihtidesse eelkõige suurveeperioodidel, kui jõgi väljub oma süngist. Kuivõrd suured veekaod mõningatest jõgedest sel perioodil esinevad, seda näitab tabel 8.

Amu-Darja jõgi näiteks kaotab infiltratsioonile tõttu suurveeperioodidel (aprillist augustini) kuus keskmiselt $330 \text{ m}^3/\text{s}$, maksimumiga ($630 \text{ m}^3/\text{s}$) juunis. Juurdevool jõkke põhjavete arvel moodustab madalveeperioodidel aga ainult $15 \text{ m}^3/\text{s}$ (jaanuaris) kuni $140 \text{ m}^3/\text{s}$ (märtsis).

T a b e l 8 .

Mõningate jõgede veekaod infiltratsioonile suurveeperioodidel ($\text{m}^3/\text{ööpäevas}$ jõe 1 km kohta).

Jõgi	Aasta	Veekadu	Kelle andmetel
Volga (alamjooks)	1939	15 485	Kudelin
Volga (Žiguli piirk.)	-	40 000	Veviorovskaja
Kazanka (alamjooks)	1939	18 700	Kudelin
Okaa (ülemjooks)	1937-1939	21-30 tuhat	Kudelin
Rio-Grande (USA)	-	5 087	Slichter

Infiltreerides suurveeperioodidel jõest vett ja andes seda madalveeperioodidel jõele tagasi, reguleerivad jõgede kaldalähedased vettkandvad pinnasekihid sellega jõe äravoolu.

Kaldaäärne vöönd, kus on märgatav jõvee mõju põhjavee tasemele, on muude tingimuste samasuse korral seda laiem, mida suurem on vee taseme kõikumise amplituud jões, mida kestvam on kõrgvee taseme püsimine ja mida väiksem on põhjaveepinna lang. Mida kaugemale jõest, seda vähemaks jääb jõveest tingitud põhjavee taseme kõikumine, kuni teatud kaugusel jõe mõju lakkab.

Kui va kliimaga piirkondades, kus jõed on transiitse ise-loomuga (saavad oma vee väljastpoolt antud ala, näiteks mägi- liustikest), toidavad jõed kogu aasta kestel põhjaveehorison- ti. See on seletatav sellega, et sademetevaesuse ja intensiiv- se aurumise tõttu on põhjavee tase alati sügavamal jõevee ta- semest ega saa seetõttu vett jõele vastu anda. Piirkondades, kus põhjaveehorison- t asub jõe tasemest allpool, kus jõgi pi- devalt toidab põhjaveekihti, on põhjavee pind jõe all kummis. Selline pilt esineb näiteks enamiku niisutuskanalite all.

29. Metsa mõju põhjavetele.

Küsimus sellest, millist mõju põhjavete toitumis- ja aku- muleerumistingimustele avaldavad metsad, on huvitanud palju- sid uurijaid. Nimetatud probleemi on uuritud mitmetes maades, eriti metsastepi- ja stepivöötmes. Seda huvitavam on märkida, et uurimistulemused on viinud teadlasi hoopis vastandlikele seisukohtadele. Ühtede teadlaste (V.V. Dokutsajev, S.N. Ni- kitin) arvates avaldab mets põhjavete toitumisele ja akumu- leerumisele positiivset, teiste (P.V. Ototski, G.N. Vössots- ki) arvates negatiivset mõju.

Metsa negatiivse mõju üle põhjavetele otsustatakse sa- geli selle põhjal, et metsa all on põhjavee tase sügavamal kui ümberkaudsetes metsata piirkondades. Selline ühe näita- ja alusel tehtud üldistav järeldus on sageli ekslik, kuna põhjavee taseme asendi määravad kõige muu kõrval ka ala reljeef, geoloogiline ehitus, aeratsioonivööndi veeläbilask- vus jt. Uurimiste ühekülgsuse tõttu jõudis vale järelduste- ni näiteks P.V. Ototski. Voroneži oblasti Šipovõi metsas, kus Ototski oma uuringuid teostas, ei asunud põhjavesi sü- gaval mitte metsa mõju tõttu, vaid Oseredi jõe dreniiva toi- me tagajärjel. Nimetatud mets on ammu maha raiutud, kuid põhjavee tase asub ikka endisel sügavusel (kui põhjavee ta- semele oleks avaldanud mõju mets, siis peaks pärast metsa maharaiumist põhjaveehorison- di asend muutuma).

On selge, et uurimise metoodikas tehtud vead ei saa ol-

la aluseks probleemi lahenduse kohta ühe- või teisesuunalise otsuse tegemisel.

Nagu teatab I.M. Labunski, rajati ligi 60 aastat tagasi stepi niisutamise eesmärgil metsamassiiv Veliko-Anadolis. Praeguseks ajaks on põhjaveevarud tunduvalt suurenenud mitte ainult metsamassiivi all, vaid ka ümbruskonnas. Sellest võib järeldada, et mets soodustab põhjavee akumuleerumist.

Nagu üldse tõsiste probleemide uurimisel, nii saame ka antud küsimuses objektiivse vastuse kompleksel uurimisel. Tähendab, selleks et leida, missugust mõju avaldab mets põhjaveele, tuleb vaatluse alla võtta metsa mõju veebilansi elementidele üldse. Eelmärkusena kriipsutame alla, et küsimus ei ole lahendatav "üldse metsa" suhtes ("metsa üldse" ei ole olemas), vaid teatud iseloomu ja liigilise koosseisuga metsamassiivide suhtes, mis kasvavad kindlates geograafilistes tingimustes.

Milline on metsamassiivide mõju antud ala veebilansi elementidele?

Lihtne on kindlaks teha, et vegetatsiooniperioodil kulutavad puistaimed suurel hulgal vett transpiratsiooniks. Mitmesuguste puuliikide ja erineva vanusega puude transpiratsioonivõime pole aga sugugi ühesugune. Näiteks Võssotski tegi kindlaks, et vaher, tamm ja saar transpireerivad vähem vett kui jalakas ja kask. Erinevate puuliikide üheaegne esinemine metsas tingib selle, et vegetatsiooniperioodil alaneb põhjavee tase metsa all ebahühtlaselt. Järelikult tuleb võrrelda mingi metsamassiivi puude transpiratsioonile kuluva veehulga summat metsata alade taimede transpiratsiooniga.

Talvel kaitseb mets pinnast sügava külmumise eest, kevadel vähendab sulamise intensiivsust ja loob soodsad tingimused sulavete infiltreerumiseks (metsaaluse kõdukihi infiltreerumise võime on suur). Tähendab, infiltreerunud sulaveed, samuti vihmaveed täiendavad kevadkuudel metsaaluse pinnase veevarusid. Metsapuude üldiselt kõrgema transpiratsioonivõime tasakaalustab teatud määral metsamuldade suurem infiltreerumise võime.

Kui infiltreerunud vesi jõuab põhjaveeni, viimane aga asub sedavõrd sügaval, et puude juured ei ulatu põhjaveehorisondini või selle kohal asuva kapillaarvee vööndini, siis on põhjavesi kaitstud transpiratsiooniks kulutamise eest. Asub aga põhjavesi puujuurtele kättesaadavas sügavuses, siis kulutab mets vett transpiratsiooniks ja vegetatsiooniperioodi kestel põhjavee tase langeb.

Kokkuvõttena antud probleemi kohta tuleb öelda, et see, kas metsamassiiv tingib antud alal põhjaveevarude suurenemise või vähenemise, oleneb väga paljudest asjaoludest (põhjavee taseme algsest sügavusest, pinnase veelistest omadustest, metsa liigilisest ja ealisest koosseisust, vegetatsiooniperioodi kestusest jne.), mida iga metsamassiivi puhul tuleb üksikasjalikult uurida.

30. Põhjavee keemiline ja temperatuurirežiim.

Põhjavee füüsikalised ja keemilised omadused sõltuvad suurel määral pinnasest, kus vesi paikneb, samuti põhjavee toitumistingimustest, veevahetusest ja kliimast.

Põhjavete termiline režiim oleneb antud ala soojusbilansist. Kui uuritava vettkandva horisondi soojusbilanss peegeldab tema kohal asuva maapinna ja atmosfääri soojusbilansi muutusi, siis teatud lähenduses kulgeb põhjavee temperatuuri käik analoogiliselt õhutemperatuuri käiguga. Kui põhjaveehorisont toitub aga väljaspoolsetest vetest (mingi naaberala, näit. mäestike vetest), siis kajastab põhjavee termika tema toiteala temperatuuride muutusi.

Maapinna läheduses lasuvate ja kohalikust sademeteveest toituvate põhjavete temperatuur peegeldab õhutemperatuuri käiku ja seda tuntavamalt, mida lähemal maapinnale põhjavesi asub. Ööpäevane temperatuuri kõikumine ulatub pinnases kuni 1 - 2 meetri sügavuseni, aastaajaline kõikumine aga kuni püsiva temperatuuriga kihini. Põhjavee temperatuuri kõikumine on tunduvalt väiksem kui õhutemperatuuri oma. Peale selle hilinevad põhjavee temperatuuri maksimumid ja

miinimumid õhutemperatuuri maksimumi ja miinimumi suhtes: mida sügavamal asub põhjavesi, seda suurem on hiline mine. Näiteks Muganskis teostatud vaatluste alusel on 4 m sügavuses põhjavee temperatuuri aastaseks amplituudiks $6,6^{\circ}$, samal ajal kui õhutemperatuuri aastane amplituud on 30° . Õhutemperatuuri maksimum seal esineb juulis-augustis, miinimum jaanuaris-vebruaris, põhjaveel aga vastavalt oktoobris ja mais.

Kui põhjavee leviku- ja toiteala asuvad teineteisest küllalt kaugel (niisugune olukord esineb näiteks Kesk-Aasia kõrbealade eelmäestikulistest piirkondades), siis erineb põhjavete temperatuurirežiim eespool kirjeldatust. Külmad liustike sulaveed jõuavad põhjaveehorisonti alles suve keskpaiku, mistõttu kevadel ja suve algul on põhjavee temperatuur küllalt kõrge, kuna suve keskel, mil kohale jõuavad liustike sulaveed, temperatuur langeb.

Pinnaveekogude veega hüdrauliliselt seotud põhjaveed peegeldavad esimeste termilist režiimi.

Niisiis võime öelda, et põhjavete temperatuurirežiimi järgi saab otsustada nende toitumisallika ja suhtelise sügavuse üle. Põhjavee järsud temperatuurikõikumised viitavad nende halvale kvaliteedile (sanitaar-hügieenilisest seisukohast) - sellised veed on pinnavetega heas ühenduses ning võivad kergesti reostuda.

Põhjaveed sisaldavad ühel või teisel määral kõiki maa-kooses leiduvaid keemilisi elemente. Sõltuvalt kivimite keemilisest koostisest on põhjavees ülekaalus mitmesugused ioonid. Peamised põhjavetes leiduvad ioonid on: Cl' , SO_4'' , HCO_3' , $\text{Na}^+ \text{K}^+$, Ca^{++} , Mg^{++} . Leidub ka põhjavett kõrgendatud Fe^{++} , Mn^{++} , NO_3' , NO_2' , Ra^+ , H^+ , Zn^{++} jt. -sisaldusega.

Mitmekesine pole mitte ainult maasisestes vetes lahustunud ainete koostis, vaid ka vete mineralisatsioon, mis kõigub grammi mürdosast kuni 150-200 grammini liitri kohta. Mineralisatsiooni järgi jaotatakse maasisesed veed magedateks (soolsus kuni 1 ‰), soolakateks (soolsus 1-10 ‰), soolasteks (10-50 ‰) ja soolveteks (soolsus üle 50 ‰).

Suure tähtsusega pinnase (ja selle kaudu ka põhjavee) sooldumisele on maapinnalt toimuv aurumisprotsess. Kapillaar- re mööda maapinnale tõusmisel ja aurumisel jätab põhjavesi pindmisesse kihti maha endas sisaldunud soolad, sest soolad ei auru. Seepärast on kuiva kliimaga maades sageli soolaseid pinnaseid (solonetsid, solontšakid), kus põllundust edendada ei saa ka niisutusega.

31. Põhjavee uurimise meetoditest.

Põhjaveevarude ja lasumistingimuste kindlakstegemiseks mingil territooriumil tuleb teostada spetsiaalseid hüdrogeoloogilisi uurimisi. Hüdrogeoloogiliste mõõdistuste andmete põhjal koostatakse uuritava ala hüdrogeoloogiline kaart. Hüdrogeoloogiliste mõõdistuste käigus tehakse kindlaks vettkandvate kihtide sügavused, nende pindala, toitumistingimused, režiim, samuti veevahetuse tingimused üksikute vettkandvate kihtide vahel ja seos pinnavete ja põhjaveekihtide vahel. Endastmõistetavalt uuritakse ka põhjavete füüsikalisi ja keemilisi omadusi, kuna need määravad sageli vee kasutamise võimaluse.

Eespool on korduvalt viidatud sellele, et põhjavete levik oleneb suuresti ala geoloogilistest, litoloogilistest ja geomorfoloogilistest tingimustest, mistõttu hüdrogeoloogiliste uuringute puhul on sellised andmed olulised. Otseselt hüdrogeoloogiliste uurimiste programmi kuuluvad järgmised küsimused: kaevude, puurkaevude ja veevarustuseks kasutatavate allikate uurimine; põhjavetega seotud füüsilisgeograafiliste nähtuste (maalihked, karstinähtused, langatuslehtrid, soostumine, pinnase sooldumine) registreerimine, kirjeldamine ja kaardistamine.

Vee kvaliteedi määramiseks tehakse hüdrokeemilisi välimääramisi ja valikuliselt ka täpseid laboratoorseid analüüse. Väljas mõõdetakse vee temperatuuri, läbipaistvust, määratakse vee maitse, lõhn, värvus ja karedus, CO₂-sisaldus, sulfaatide, lämmastik- ja lämmastikushappe ja ammoniaagi sisaldumine või puudumine.

Põhjaveepinna asendi ja kuju kindlakstegemiseks on vaja organiseerida reas punktides süstemaatilisi veeselsuvalusi, sidudes vaatluskaevude veepinna kõrgused omavahel nivellimise teel.

Põhjavee sügavust iseloomustatakse hüdrogeoloogilisel kaardil samasügavusjoonte, nn. hüdroisohüpside abil.

Kuna põhjaveed on tähtsaks joogi- ja tööstusvee hankimise allikaks, on nende varude üle arvestuse pidamine oluline ülesanne. Seepärast on arenenud maade territooriumid kaetud hüdrogeoloogiliste vaatluspunktide võrguga.

11. p e a t ü k k .

NSN LIIDU PÕHJA- JA MINERAALVETE LÜHIISELOOMUSTUS.

32. NSV Liidu põhjaveed.

Põhjaveed on tihedalt seotud kaasaegsete füüsilisgeograafiliste tingimustega kõige laiemas mõttes. Vaatamata geoloogiliste ja geomorfoloogiliste tingimuste suurele mitmekesisusele alluvad põhjaveed oma geograafilise leviku poolest Dokutsajevi poolt avastatud tsonaalsusele. P.V. Ototski oli esimene teadlane, kes avastas, et Nõukogude Liidu Euroopa-osa põhjaveed levivad tsonaalselt, et liikumisel nimetatud territooriumil põhjast lõunasuunas suurenevad põhjavete sügavus ja mineralisatsioon, kuna vees leiduva orgaanilise aine hulk väheneb.

NSV Liidu Euroopa-osa põhjavete kaardi koostas esimesena V.S. Iljin. Põhjaveevööndid olid sellel kaardil eral-

datud kliimatiliste ja geomorfoloogiliste tunnuste alusel, kuid lõunapoolsete piirkondade puhul oli täiendava faktori-na arvesse võetud erosioonivõrgu sügavus. Iljin eraldas järgmised põhjaveevööndid: tundravete, põhjarajoonide mada-late põhjavete, madalate ovraagide piirkonna, sügavate ov-raagide piirkonna, ovraagide-balkade piirkonna ja Musta me-re ning Kaspia mere äärsete balkade piirkonna põhjavete vöönd. Tsonaalsete põhjavete kõrval eraldas ta ka atsonaal-se levikuga põhjaveed.

Meie tutvume lähemalt NSV Liidu territooriumi põhjave-te O.K. Lange koostatud klassifikatsiooni ja kaardiga (vt. joon. 16).

Kogu NSV Liidu territooriumil eraldab Lange kolm põhja-vete provintsi, mis jagunevad vöötmeteks ja vöönditeks.

I. Igikeltsa provints. Provintstile on iseloomulik ne-gatiivne aastakeskmise temperatuur. Ta hõlmab ligi 47 % NSV Liidu territooriumist.

Igikeltsa provintsi hüdroloogiline iseloomustus on esi-tatud 20. paragrahvis.

Provints jaguneb kaheks vöötteks: 1) lausalise igikelt-sa vööde sesoonselt läbikülmuvate vetega ja 2) laigulise igi-keltsa vööde sesoonselt külmuvate ja sesoonselt mittekülm-u-vate vetega.

Igikeltsapealsete vete temperatuur kõigub vahemikus 0 - 5° C. Vete mineralisatsioon on väike, kuid nad on rikkad or-gaanilise aine ja hapniku poolest. Veevarustuse otstarbeks on vesi vähe kõlblik, kuid nõuab suurt tähelepanu takistu-sena teede ja ehitiste rajamisel.

II. Liigniiskete ja ebapüsiva niiskusrežiimiga alade põhjavete provints. Provintsi iseloomustavad järgmised tun-nused: suur õhuniiskus, positiivne aastakeskmise tempera-tuur ning suhteliselt väike ööpäevaste, aastaajaliste ja aastaste õhutemperatuuride kõikumise amplituud. Provints jaguneb kaheks vöötteks: 1) liigniiskete alade põhjavete vööde ja 2) ebapüsiva niiskusrežiimiga alade põhjavete vöö-de.

1) Liigniiskete alade põhjavete võotmes eraldatakse järgmised vööndid:

- a) tundra põhjavete vöönd - põhjavesi asub madalal ja sageli liitub pinnaveega. Veed on rikkad orgaanilise aine, vaesed aga mineraalainete poolest (mineralisatsioon umbes 0,1 g/l);
- b) põhjapiirkondade madalate põhjavete vöönd - asub eelmisest lõuna pool. Jõgedevõrk on siin hästi välja kujunenud, mis soodustab põhjavete looduslikku drenaaži ja põhjustab vee taseme alanemist. Põhjavee sügavus maapinnast on 1,5 - 2 m, soostunud madalikel ja nõgudes vähem. Keemilise koostise poolest kuulub selle vööndi vesi kaltsiumi hüdrokarbonaatsete vete hulka. Eelmise vööndiga võrreldes on siinsete vete orgaanilise aine hulk mõnevõrra väiksem, üldine mineralisatsioon aga kõrgem.

2) Ebapüsiva niiskuse režiimiga võotmes eraldab Lange kolm vööndit:

- a) madalate ovraagide piirkonna põhjavete vöönd - hõlmab suhteliselt väikese ala Volga ülem- ja keskjooksul ja Lääne-Siberi madaliku idaosas. Erosiooniprotsess on siin (välja arvatud Lääne-Siber) arenenud intensiivsemalt kui eelmises vööndis, mistõttu põhjavett drenib ka madalate ovraagide võrk. Põhjavee tase asub maapinnast 3 - 4 m, veelahkmetel kuni 20 m sügavusel. Vete mineralisatsioon tõuseb kuni 0,5 g/l, orgaanilised ained (peale mõne harva erandi) puuduvad;
- b) sügavate ovraagide piirkonna põhjavete vöönd - levib Kaama jõe alamjooksust idasuunas. Sügavad ovraagid lõikuvad selles vööndis aluspõhja kivimitessegi, mistõttu põhjavee looduslik drenaaž on intensiivne ja tase asub sügaval, veelahkmealadel 25 - 30 m maapinnast. Mineralisatsioon vetel on kuni 0,75 g/l, veed kuuluvad karedate vete hulka;

- c) ovraagide-balkade piirkonna põhjavete vöönd - asub eelmisest vööndist lõuna pool. Selles vööndis asuvad põhjaveed väga sügaval - kuni 50 - 60 m, kohati ka madalamal (25 - 30 m) maapinnast. Põhjaveed on tugevasti mineraliseerunud, mõnikord ka soolakad.

III. Kuiiva kliima põhjavete provints. Nagu provintsi nimetusest näha on, iseloomustab seda provintsi väike õhuniiskus ja sademetevaesus. Aastakeskmise temperatuur on positiivne; ööpäevaste, aastaajaliste ja aastaste temperatuuri kõikumiste amplituud on suhteliselt suur. Jaguneb kolmeks vöötmeks.

1) Aurumisest suurema maasisese äravooluga vööde. Sellesse loeb Lange tinglikult Iljini "Musta ja Kaspia mere äärsete balkade piirkonna põhjaveed". Musta mere ääres asub põhjavesi väga sügaval (kuni 100 m), Kaspia madalikul mõnevõrra madalamal. Põhjavesi on tugevasti soolane.

2) Vööde, kus maasisene äravool ja aurumine on tasakaalus. Vööde hõlmab ulatusliku ala Kesk-Aasia ja Kasahstani äravooluta piirkondades. Antud vöötmele on iseloomulik, et põhjavete toitumis- ja levikualad ei lange omavahel kokku. Vesi valgub põhjavee horisonti põhjast, idast ja lõunast - eelmäestikulistelt tasandikelt ja mäestike jalamitelt. Vesi kulub peamiselt aurumisele.

3) Mäestike jalamite ja eelmäestikulistest tasandike põhjaveed. Nimetatud vöötme põhjaveed kujunevad niihästi mäestikest pärinevate kui ka kohalike vete (vihmavesi, jõgedest ja niisutuskanalitest infiltreerunud veed) arvel. Kuna antud vöötmesse kuuluvad ka mägede-eelsed uhtekoonused, siis on see vööde võrdlemisi allikaterohke (vaata § 26).

Peale tsonaalse levikuga põhjavete on Lange kaardile kantud ka atsonaalsed põhjaveed.

33. Nõukogude Liidu mineraalveed.

Mineraalveteks nimetatakse selliseid vesi, mis oma erilise koostise või füüsikaliste omaduste (radioaktiivsus, kõrgem temperatuur) tõttu avaldavad inimese organismile teatud füsioloogilist toimet. Mineraalvesi nimetatakse ka tervisveteks. Tervisveeallikate juurde rajatakse balneoloogilisi kuurorte.

Mineralisatsiooni aste on küll tähtsaks kriteeriumiks mineraalvete mõistes, kuid kõrge mineralisatsiooniga veed ei ole ~~semed~~ mis mineraalveed. Terve rida tuntud mineraalvetest ei ole üldse kõrge mineralisatsiooniga.

Mineraalvetele annab raviva toime mõnede iseloomulike ioonide ja gaaside sisaldumine (tabel 9).

T a b e l 9 .

Iseloomulike ioonide ja gaaside sisaldumine
mineraalvetes^x.

Ioonid ja gaasid	Mineralisatsioon (mg/l)
Vaba CO ₂	250
Väävelvesinik	1
Liitium	1
Strontsium	10
Raud	10
Fluor	2
Broom	5
Jood	1
Arseenhape	1
Boorhape	5
Baarium	5

Märkus: ^x Esitatud määrad on tinglikud.

Mineraalveed avanevad enamasti mineraalveeallikatena, kus vesi voolab maapinnale hüdrostaatilise rõhu või gaaside

surve mõjul. Suurimad mineraalveeallikad paiknevad tavaliselt tektooniliste murrangute lähikonnas.

Kuigi mineraalveed oma loonidesisalduse poolest on väga mitmekesised, esineb enamasti seaduspärasus, et ühetalised mineraalveed on grupeerunud teatud piirkondadesse. Põhiline mineraalvee tüüpide levik on seotud geotektoonika alusel maakoore jaotumisega alpi kurrutuse aladeks ja platvormideks.

Nõukogude Liidu territooriumi tervisveed jagab A.N.Ov-tšinnikov järgmistesse valdkondadesse ja rajoonidesse:

1) Süsihapude vete valdkonnad levivad noorte intrusioonide piirkondades (Taga-Karpaatia, Kaukaasia, Pamiir, Lõuna-Tjan-Šan, Sajaanid, Tags-Baikalimaa, Sihhote-Alin). Tuntuimaks nende hulgas on muidugi Kaukaasia tervisevete piirkond (Mineralnõje Vodõ, Pjatigorsk jt.).

2) Kõrgendatud temperatuuriga lämmastikuvete valdkond ümbritseb laia võõtmena süsihapude vete valdkondi. Selliseid tervisveeallikaid esineb enamasti tektooniliste rikete ja lõhede lähedastes purskekivimitest koosnevates mäestikes. Märkime termaalsetest lämmastikuvete allikatest näiteks Tjan-Šani ja Altai allikaid.

3) Kloornaatriumi ja kloorkaltsiumi-naatriumi mineraalvete valdkonnad asuvad platvormidel, sügavate arteesiabasseinide piirkondades.

4) Väävelvesiniku-, lämmastiku-metaani- ja metaanisisaldusega tervisevete rajoonideks on naftapiirkonnad. Tuntuimaks selles rühmas on Matsesta tervisveed Kaukaasias.

5) Radooni ja rauda sisaldavad tervisveed levivad peamiselt kristalliinsete ja metamorfsete kivimitega rajoonides - Karjala ANSV ja Koola poolsaar, Donetsi kõrgustik, Uraal, Kasahhi kurdmaa, Siberi platoo jt.

EESTI NSV PÕHJAVEED.

Meie vabariigi territooriumil lasuvate põhjavete süstemaatiline uurimine algas suhteliselt hilja, alles pärast Suure Isamaasõja lõppemist. Enne seda olid põhjaveevarud ja omadused uuritud peamiselt suuremate linnade lähikonnas veevarustuse eesmärgil.

Viimase kahekümne aasta jooksul on ENSV Teaduste Akadeemia Geoloogiainstituudi ja ENSV Geoloogiavalitsuse töötajad läbi viinud rea spetsiaaluurimisi vabariigi põhjaveevarude, leviku ja koostise väljaselgitamiseks. Peale selle on nimetatud asutused teostanud rohkesti puurimisi geoloogilise kaardistamise ja maapõuevarade leidmise eesmärgil. Ka sellel eesmärgil teostatud puurimistöödest on laekunud rohkesti andmeid põhjavete kohta, sest puuraukude geoloogilise kirjeldamise kõrval teostatakse süstemaatiliselt ka hüdrogeoloogilisi mõõtmisi, vaatlusi ja kontrollpumpamisi.

Kogutud faktilise materjali on läbi töötanud ja üldistanud geoloogiadoktor A. Verte Geoloogiainstituudist ja töötajate kollektiiv (E. Täeban jt.) ENSV Geoloogiavalitsusest. Alljärgnev lühikokkuvõtte meie vabariigi pinnase- ja põhjavetest on tehtud Geoloogiavalitsuse töötajate koostatud monograafia põhjal.

Alljärgneva materjali mõistmiseks ja omandamiseks on vaja kasutada üldise geoloogia kursuses esitatud peatükke Eesti NSV kvaternaarisetete ja aluspõhja stratigraafia kohta, kuna materjali dubleerimise vältimiseks nimetatud küsimustel põhjalikumalt ei peatuta.

Põhjavete levik, üksikute veehorisontide veerikkus ja vete keemilised omadused sõltuvad teatavasti eelkõige kivimite veelistest omadustest (veeläbilaskvus või vettpidavus, poorsus, litoloogiline koostis jne.), mistõttu real juhtudel geoloogiline ja hüdrogeoloogiline stratigraafia omava-

hel ei kattu. Kui näiteks geoloogiliselt erinevad kihidid on enam-vähem ühesuguste veeliste omadustega, siis hüdrokeoloogilises mõttes võivad nad kuuluda samasse ühikusse (vettkandev kompleks, horisont jne.). Hüdrokeoloogilise stratigraafia all mõistetakse mingi territooriumi vertikaalläbilõike jagunemist vettkandvateks ja vettpidavateks kihtideks, kusjuures erineva hüdrokeoloogilise üksuse kihidid on üksteisest hüdrokeoloogilises mõttes tunduvalt erinevad.

Vettkandvate kivimite litoloogia alusel jaguneb Eesti NSV pinnakate ja settelise geneesiga aluspõhi viieks kihiks: 1) kvaternaari liivade-savide kihind, 2) ülemdevoni karbonaatne kihind, 3) ülem- ja keskdevoni liivade-savide kihind, 4) siluri-ordoviitsiumi karbonaatne kihind ja 5) ordoviitsiumi-vendi liivade-savide kihind.

Igas kihis eraldatakse vettkandvad kompleksid ja väiksemad taksonoomilised ühikud - vettkandvad horisondid. Vettkandva kompleksina mõistetakse fatsiaalse-litoloogilise koostise poolest eriilmelist kihindit, mille leviku piirialal vettkandvate kivimite hüdrokeoloogilised omadused järskult muutuvad. Vettkandvad kompleksid jagunevad vettkandvateks horisontideks, mis hõlmavad ühe (näiteks pärnu) või mitu üksteisel lasuvat stratigraafilist kihti (näiteks ühesuguste hüdrokeoloogiliste omadustega kambriumi-ordoviitsiumi stratigraafilised kihid); mis moodustavad veehorisondi.

Veel väiksemateks taksonoomilisteks ühikuteks on kihid, läätsed jne.

Vabariigi põhjavete iseloomustus esitatakse "ülevalt alla", s. t. maapinna lähedalt sügavuse suunas.

34. Kvaternaarisetete vettkandev kompleks.

Kvaternaarisetted katavad peaaegu kogu Eesti NSV territooriumi. Setete üldine paksus vabariigi eri osades kõigub suurtes piirides: Põhja-Eesti tasandikel ja saartel ulatub ta 1 - 5 meetrini, üksikutes kohtades 10 meetrini, mandrijää servamoodustiste alal kuni 20 meetrini. Samas esineb aga

loopealseid, kus kvaternaarisetted peaaegu puuduvad ja ordo-
viitsiumi-siluri karbonaatne aluspõhi paljandub maapinnal.
Lõuna-Eestis on pinnakatte paksus suurem, keskmiselt 5-50 m,
Vooremaal kuni 90 m, Otepää ja Haanja moreenkuplite piirkon-
nas 100 - 150 m. Kuni 200 m paksusega kvaternaarisetteid esi-
neb vabariigis mattunud ürgorgude kohal, mida on hulgaliselt
kindlaks tehtud nii Põhja- ja Lõuna-Eestis kui ka saartel.

Tekke järgi jagatakse kvaternaarisetted meie vabariigi
territooriumil järgmisteks geneetilisteks tüüpideks: sooset-
ted, eoolsed setted, alluviaalsed setted, järvesetted, mere-
setted, fluvioglatsiaalsed, limnoglatsiaalsed ja glatsiaalsed
setted. Kuna kõigis loeteldud ja erineva geneesiga kva-
ternaarisetetes sisalduvad veed moodustavad maapinnast arva-
tes esimese veehorisondi ja vesi neis on omavahelises hüdrau-
lises seoses, siis võib kvaternaarisetteid lugeda ühiseks
vettkandvaks kompleksiks.

Alljärgnevalt iseloomustatakse kvaternaarisetete vett-
kandvat kompleksi geneetiliste settetüüpide kaupa.

Soosetete veed. Soosetted ja nendega seotud vesi on
laialdaselt levinud vabariigi kõigis osades (vt. kaart, li-
sa). Suurimad soomassiivid paiknevad Lääne- ja Ida-Eestis,
samuti ka Võrtsjärve nõo kirdeosas ja Suur-Emajõe ülemjook-
sul. Sooseteteks on madalsoo- ja rabaturvas. Tavaliselt la-
suvad soosetete all limnoglatsiaalsed savid, Lääne-Eestis
mereliiv ja ainult Kagu-Eestis kohati ka glatsiaalse tekke-
ga settematerjal. Soode aluspinnase liivafraktsioonid või-
maldavad soovetele ühenduse sügavamate veekihtidega. Soose-
tete paksus kõigub suurtes piirides, vahemikus 0,5 kuni 15
meetrit.

Soovete pind asub maapinnast 0,1 - 1,5 (kuni 3) m süga-
vuses (olenevalt sootüübist). Kevadiste lumesulamise perioo-
dide ajal tõuseb vee tase maapinnani. Vee filtratsiooni kii-
rus soodes on väike, puuraukude deebet 0,01 kuni 0,1 l/s.

Sooveed on magedad, vähese mineralisatsiooniga, pehmed
ja huumusaineterikkad. Soosetete vete toitumisallikaks on
peamiselt sademete vesi, harvem sügavamate kihtide surveiline
vesi; veemajanduslikuks kasutamiseks nad ei kõlba.

Eoolsete setete veed. Eoolse tekkega setted kujutavad enesest hästi sorteeritud peeneteralist liiva. Küngasteks ja luitevallideks kuhjatud liivad levivad Riia lahe ja Peipsi järve põhja- ning läänerannikul, samuti Hiiumaa keskosas. Liivaluidete paksused kõiguvad 2 kuni 16 meetrini. Eesti läänerannikul lasuvad eoolsed liivad mereliivadel, mistõttu luideteveete jaoks ei ole vettpidavat alust ja nad on ühenduses sügavamate vetega.

Peipsi järve ärsete luidete vee tase asub keskmiselt 2,5 m sügavuses, Hiiumaal aga madalamal (keskmiselt 0,9 m). Luiteliivade filtratsioonitingimused on head, mistõttu vesi on suhteliselt liikuv. Puuraukude deebet luitevete horisontides kõigub vahemikus 0,02 - 0,06 l/s.

Eoolsete setete veed toituvad peamiselt sademetevee arvel, mõnevõrra ka ajuveest meres või järves.

Alluviaalsetete veed. Alluviaalsetted ja nendega seotud veed levivad praeguste ja vanade jõgede orgudes. Kõige suurema levikuga on nad Suur-Emajõe, Pärnu ja Kesari jõgikonnas. Alluviaalsetted on ülekaalukalt peeneteralised, kohati leidub neis ka jämedamaid fraktsioone (kruusa); sagedased on alluuviumis savikihid. Alluviaalsetete paksus kõigub keskmiselt 1 - 5 m-ni, olles kõige paksem (kuni 10 m) Suur-Emajõe orus.

Alluviaalsetete veed on surveta, nende pind on kaldu jõe suunas. Vee tase asub võrdlemisi madalal, keskmiselt 0,1 - 2,0 m. Tasemerežiim oleneb vee taseme kõikumisest jões. Toitumises on esikohal sademete vesi, ka jõevesi (suurveeperioodidel) ja teiste vettkandvate kihtide vesi, mis valgub jõkke.

Alluviaalsetete kireva koosseisu tõttu on filtratsioonitegur küllalt suurtes piirides muutuv, puuraukude deebet on 0,02 - 0,1 l/s. Veed on mõõdukalt karedad ja pehmed. Joo-giveena kasutamiseks tuleb alluuviumis sisalduvat vett eelnevalt puhastada.

Kraabagsete järvede setete veed. Nimetatud setted on vähe levinud - neid esineb kohati Peipsi ja Võrtsjärve lä-

heduses, Mustjõe ja Plusa jõe orus ja ka Riia lahe rannikul. Vett kannavad liivad ja saviliivad, milles esineb savikihte. Järvesetete üldine paksus kõigub 0,2 - 5,7 m.

Enamasti on kaasaegsete järvede setteis sisalduv vesi hüdrauliliselt seotud sügavamate kihtide veega; ainult kohati moodustavad sügavamad savikihid lokaalse vettpidava aluse. Veepind asub võrdlemisi madalal: 0,3 - 0,7 m Peipsi ja Võrtsjärve rannikul, mujal mõnevõrra sügavamal.

Järvesetete vete deebet on tagasihoidlik (enamasti alla 0,2 l/s), mistõttu nende praktilise kasutamise võimalused on piiratud. Veed on enamasti magedad, sageli sisalduvad keemilisi ühendeid, mis viitavad nende reostatusele, toituvad sademete ja järvevete arvel.

Merresetete veed. Merreseteteks nimetatakse tinglikult Riia ja Soome lahe rannikul kitsa ribana leviva vööndi setteid, mis koosnevad mitmesuguse jämedusega liivadest kruusa ja veerise vahekihtidega, kohati sisaldavad need ka saviliiva ja liivsavi. Meresetted levivad vöötmetena ka Läänemere pärastjääaegsete rannikute kohal, mis praeguseks on jäänud maismaa sisse.

Suhteliselt vettpidavaks aluseks merresetete all on moreenmaterjal, Pärnu ja Kasari jõgikonna piirides ka savised limnoglatsiaalsed setted. Kohati vettpidav alus puudub ja merresetete vesi on ühenduses sügavamate veehorisontide veega. Merresetete üldpaksus on Lääne-Eestis 0,5 kuni 18 m, Ida-Eestis 2 - 4 m. Enamasti on merresetete vesi surveta, Kirde-Eesti rannikul aga kohati ka surve all. Ka Hiiumaal on survealist merresetete vett. Vee taseme keskmine sügavus kõigub erinevates kohtades 1-3 meetrini. Merresetete veetootlikkus kõigub väga suurtes piirides. Kohati on vesi soolakas.

Soolase merevee mõju merresetete veele ei ole siiski eriti kaugelt tuntav, ainult 0,5 - 2 km kauguseni veepiirist. Merresetete vee üldine mineralisatsioon ei ole kõrge; vesi on pehme kuni mõõdukalt kare. Keemiliste näitajate poolest on vesi heaks joogiveeks, kuid praktilist kasutamist takistab tema piiratud levik.

Fluvioglatsiaalsed setete veed. Nimetatud veteks loetakse sandurite, mõhnade, ooside ja deltade materjalis sisalduvat vett. Märgitud pinnavormid on esindatud niihästi vabariigi kagu-, loode- ja kirdeosas kui ka saartel. Fluvioglatsiaalse tekkega setted on kireva granulomeetrilise koostisega ja lasuvad mitmesugustel kihtidel (moreen, limnoglatsiaalsed savid, mereliivad jt.).

Fluvioglatsiaalsed setete üldine paksus kõigub vabariigis 1 - 60 m vahemikus. Siinsed veed on enamasti surveta, ainult üksikutes kohtades (Tallinn, Tartu) on kohaliku survega vett. Veepinna sügavus on vabariigi põhja-, edela- ja lääneosas 1 - 3 m, ida- ja kaguosas 1 - 5 m. Ooside kõrgemad kohad on praktiliselt veeta, kuna nende jalamil esineb sageli allikaid. Setete veerohkus on eri kohtades väga erinev, mattunud orgude puuraukude tootlikkus on kõige suurem, ulatudes 1 - 5 l/s.

Vesi on enamasti mõõdukalt kare, kohati aga suure karedusega. Fluvioglatsiaalsed setete veed on heaks joogiveeks.

Limnoglatsiaalsed setete veed. Limnoglatsiaalsed setted levivad vabariigi ida- ja keskosas, üksikute laikudena ka mujal. Tüüpilised limnoglatsiaalsed setted kujutavad enesest viirsavisid, samuti liivsavei, saviliiva ja peeneteralise liiva segu. Vettkandvad on liivad ja saviliivad. Enamasti lasuvad limnoglatsiaalsed setted moreenil, Põhja-Eestis ka paleosoikumi lubjakividel ja dolomiidil. Settekihtide üldine paksus on valdavalt 5 - 10 m vahemikus, ulatudes mõhnastikes kuni 45 meetrini.

Vesi limnoglatsiaalses setetes on enamasti surveta. Veepinna sügavus maapinnast on erinevates kohtades erinev, kõikides 0,2 - 3,8 meetrini. Kohati voolab vesi maapinnale langeallikatena. Veepinna kõikumine on kooskõlas aastaaegade vaheldumise ja sellest tulenevate sademete aurumise erinevusega.

Limnoglatsiaalsed setete veerohkus on väga muutlik, mida näitavad puuraukude deebetite erinevad väärtused. Viimased on registreeritud vahemikus 0,006 - 0,55 l/s. Setete lito-

loogiline kirevus tingib ka veevarude äärmiselt ebahütlase jaotumise vabariigi limnoglatsiaalsetes setetes.

Oma keemilise koostise poolest on limnoglatsiaalsetete veed samuti väga erinevad, kusjuures õige sageli on täheldatav nende saastumine. Veed on mõõdukalt karedad. Toitumine nagu eelmiste setteliste vete puhulgi toimub ülekaalukalt sademete vee arvel.

Glatsiaalsetete veed. Glatsiaalsetted põhi- ja põhjamooreni kujul on Eesti territooriumil väga laialdase levikuga. Glatsiaalsed setted lasuvad enamasti paleosoikumi kivimitel. Kuna moreeni koostises on väga erineva terasuurusega materjali (alates suurtest munakatest ja lõpetades savidega), siis on ka vee levik moreenis väga muutlik. On veerikkaid liivade-kruusade vahekihte ja läätsi savikihtide vahel, on aga ka hoopis veevaeseid kihte.

Moreenkatte üldine paksus Eesti territooriumil kasvab põhjast lõunasuunas. Maksimaalne paksus esineb Vooremaa, Sakala, Otepää ja Haanja kõrgustike kohal.

Vettkandvate kihtide ja läätsede paksus moreenis kõigub 1 kuni 10 - 15 meetrini, olles kõige suurem voorte südamikes. Glatsiaalsetetes on nii surveta kui ka survelisi vesi, järelikult jõuavad veed maapinnale nii tõusu- kui ka langeallikatena. Veepinna sügavus maapinnast on keskmiselt 0,5 - 12 m, olles sõltuvuses reljeefist. Allikate ja puuraukude tootlikkus kõigub keskmiselt 0,001 - 0,7 l/s vahemikus, erandiks on suur deebet (7,2 l/s) Kallastest lääne pool.

Glatsiaalsetete veed on enamikus karedad või mõõdukalt karedad, kõlbavad kasutamiseks joogiveena, kui ainult veerohkus ühes või teises kohas tasub kaevu kaevamise või puuraugu puurimise kulutusi.

Kokkuvõtteks kvaternaarisetete vettkandva kompleksi kohta tuleb märkida, et siinsete vete liikumine toimub vabariigi kaguosast Riia ja Soome lahe suunas. Mõningal määral dreenevad kvaternaarisetete vett ka Peipsi-Pihkva järv, Võrtsjärv jt., aga ka suuremad jõed. Kõrgustike kohal moo-

dustavad ka põhjaveed lamedaid "kupleid", kust vesi valgub kõrgustiku äärealade suunas.

Kuigi vabariigi maa-asulates kasutatakse pinnasevett laialdaselt joogiveeks, pole see enamasti päris sanitaarnormidele vastav.

35. Aluspõhja veed.

a) Sargajevo vettkandev kompleks. Nimetatud kompleks hõlmab väikese ala (umbes 700 km²) Kagu-Eestis. Kompleksi kuuluvad ülemdevoni sargajevo (tšudovo, pskovi ja snetogori) lademe karbonaatsed kivimid. Viimased on suures osas lõhenenud, esineb karstiõõnsusi, mis on vete mahutamiseks antud kivimites olulisel kohal.

Sargajevo vettkandvas horisondis on katvates kvaternaarisetetes olevate vettpidavate kihtide esinemise mõjul laialdase levikuga surveelised veed, mis kohati annavad suure tootlikkusega allikaid (Rõuge veski juures on allika deebet 125 l/s, kohati annavad puuraugud fontäänina purskuvat vett).

Vesi on mage, mõõdukalt kare või kare. Keemiliselt tüübilt kuuluvad kompleksi veed magneesiumi-kaltsiumi hüdrokarbonaatsete hulka, kipsi sisaldavate kivimite levikualal aga sulfaat-, magneesiumi-kaltsiumi ioone sisaldavate vete klassi. Vee sanitaarne seisund oleneb suurel määral moreenkatte paksusest.

b) Šventoi-tartu vettkandev kompleks^x. Vettkandvaks on šventoi (kuni 1962. aastani - amata ja gauja) ja tartu (burtnieki ja aruküla) lademe terrigeensed setted. Vettkandev kivim on äärmiselt kireva litoloogilise koostisega: esineb liivakivi, liiva, aleuroliiti, savikihte, harvem ka dolomiitseid-merglilisi materjale. Lademed on erivärvilised ja erineva tsementeerumisastmega. Savi moodustab vettkandva kompleksi üldisest hulgast 25 - 30 %.

^x Pärast monograafia ilmumist 1966. a. kinnitatud legendi kohaselt kannab kompleks starooskoli-tartu veehorisondi nimetust.

Šventoi-tartu kompleks lamab vahetult kvaternaarisete-
te all ja enamasti on siinsed veed nimetatud kompleksi vetega
hüdrauliliselt seotud. Lamavast pärnu vettkandvast komplek-
sist eraldab šventoi-tartu kompleksi narva vettpidav lade,
mille vettpidavus on aga suhteline. Kesk-devoni kihindi vee-
lääbilaskvus ja -mahutavus olenevad liivaste-saviste setete
poorsusest, liivakivides aga ka veel viimaste lõhelisusest.
Kuna kivimite litoloogiline koostis ja poorsus (lõhelisus)
on kompleksi piirides suuresti erinevad, siis pole ka vee-
rohkus kompleksi ulatuses sugugi ühesugune. Dreenivat mõju
kõnealustele veekihtidele avaldavad suuremad jõed, Peipsi
järv ja Läänemeri. Veepind šventoi-tartu vettkandvas komp-
leksis järgib teatud lähenduses vabariigi kaasaegset reljee-
fi. Kompleksi kihtidesse on erodeeritud rohkesti ürgorge,
mis on praeguseks kvaternaarisetetega täidetud (mattunud).

Šventoi-tartu vettkandva kompleksi summaarne paksus
kõigub 50 kuni 250 meetrini. Vesi temas asub tähelepandava
hüdrostaatilise rõhu all. Kõige lähemal maapinnale asub ni-
metatud horisontide vesi jõgede (Tänassilma, Raudna, Suur-
ja Väike-Emajõgi, Võhandu jt.) orgudes, kuni 10 m maapin-
nast. Kilingi-Nõmme, Kallaste, Võru, Valga, Antsla jt. üm-
bruses toituvad šventoi-tartu kompleksi vetest arteesiaalli-
kad. Kõrgustikel lasub veepind kuni 20 m sügavuses maapin-
nast.

Kompleksi veerohkus on erinev. Puuraukude keskmine
tootlikkus kõigub 2 - 5 l/s vahel, äärmised väärtused aga
võivad keskmistest tunduvalt erineda.

Šventoi-tartu kompleksi veed sisaldavad sageli rohkes-
ti raua ühendeid, mis annavad veele kollaka värvitooni ja
ebameeldiva maitse. Veed kuuluvad magneesiumi-kaltsiumi hüd-
rokarbonaatsete vete, harvem ka kaltsiumi-magneesiumi hüdro-
karbonaatsete vete tüüpi, sisaldades kloori-ioone kuni 20mg/l.

Veepinna kõikumine on võrdlemisi väikese amplituudiga,
kuigi kajastab siiski sesoonset meteoroloogiliste tegurite
muutumist.

c) Pärnu vettkandev kompleks hõlmab samanimelise kesk-

devoni lademe, levib Lõuna-Eestis. Pärnu lade avaneb maapinnale Pärnu jõgikonnas, mujal on kaetud suhteliselt vett-pidavate narva lademe kihtidega.

Pärnu vettkandev kompleks koosneb nõrgalt tsementeerunud liivakivist, milles kohati leidub veeriselist kruusa. Pärnu lade pakseneb lõunasuunas: kui levikuala põhjaosas on lademe paksused mõneteistkümnest meetrist (Tiirikojal 12 m) kuni 50 meetrini, siis Häädemeeste-Pikasilla-Elva joonest lõuna pool on kompleksi paksus 50 - 100 m. Vabariigi äärmises lõunaosas õheneb lade uuesti.

Pärnu veehorisondi pind kõigub suurtes piirides - maapinnale avanemisest madalamates kohtades kuni 30 meetrini (ja enamgi) kõrgustikel. Horisondi peamised toitealad asuvad Sakala, Otepää ja Haanja kõrgustikel, vesi valgub aga Riia lahte, Peipsisse ja Võrtsjärve ning suurematesse jõgedesse. Pärnu horisont on üldiselt veerikas, puuraukude keskmine erideebet on 1 - 3 l/s.

Suuremal osal vabariigist on pärnu horisondi vesi mage, mõõdukalt kare, kaltsium-magneesiumi või magneesium-kaltsiumi hüdrokarbonaatne. Võru ümbruses on leitud aga ka suure mineralisatsiooniga naatrium-kloriidset kõrgendatud broomisisaldusega vett või ka sulfaat-, kloori- ja naatriumi-ioone sisaldavat väga karedat vett. Kohati sisaldab vesi ka raua ühendeid üle normi.

Režiimiliste karakteristikute poolest kajastab pärnu horisondi vesi nii pealmiste kui ka sügavamate kihtide režiimi, kuna on hüdrauililiselt seotud nii esimeste kui ka teistega.

d) Siluri vettkandev kompleks hõlmab samanimelise geoloogilise ladestu, millest ülemsiluri ladestik levib ainult Saaremaal ja Muhu saarel, kuna alamsilur ulatub saartest kuni Kesk- ja Lõuna-Eestini.

Ülemsilur (ohesaare, kaugatoma, paadla ja kaarma lade) koosneb lubjakivist, savikatest lubjakividest ja dolomiidist; vahakihtidena leidub merglit ja savi. Kohtades, kus paas paljandub maapinnal, on siluri kompleks **veerikas**, sest paas on

väga lõhederohke ja vettläbilaskev. Alamsiluri (jaagarahu, jaani, adavere, raikküla, tamsalu ja juuru lade) materjaliks on dolomiit, savisegune lubjakivi ja mergel. Savisisaldus kihtides kasvab üldreeglina lääne pool. Seega koosneb siluri vettkandev kompleks tervenisti karbonaatsetest kivimitest - lubjakivist, dolomiidist ja merglist, mis on erinevalt lõhelised ja dolomitiseerunud. Seejuures on kõige veerikkamad need alad, kus karbonaatsed setted avanevad vahetult kvaternaarisetete all. Üksikutes piirkondades paistavad veerohketena silma erinevad kihid: paadla, osaliselt ka kaarma lade on peamisteks vettkandvateks lademeteks Lääne-Eesti saartel, jaagurahu lade mandri lääne- ja raikküla lade idaosas.

Kompleks on kõige paksem (üle 200 m) vabariigi lääneosas ja saartel, kust põhja, kirde ja kagu poole õheneb. Eesti kesk- ja lääneosas paljanduvad silurikihid kohati maapinnal või on kaetud õhukese settekihiga. Otepääl on silur maapinnast aga juba 300 m sügavuses. Siluri kompleksi veed on ühenduses nii pealmise kui alumise horisondi veega. Veepinna sügavus maapinnast on eri paigus väga erinev: Suur-Emajõe orus tungib siluri horisondi vesi maapinnale, kõrgustikel lasub aga kuni 30 m sügavuses. Kõige suuremale absoluutkõrgusele tõusevad siluri veed Pandivere kõrgustikul, kust nad valguvad nihästi mere kui ka Peipsi suunas. Siluri kompleks kuulub veerohkete hulka.

Siluri veekompleksi vete keemiline koostis on kirev, kusjuures ranniku läheduses on vetele tunda merevee mõju. Sanitaarsest küljest ei ole siluri kompleksi vesi mitte kõigjal küllalt kvaliteetne joogiveeks.

e) Ordoviitsiumi vettkandev kompleks on levinud peaaegu kogu vabariigi territooriumil. Kompleks hõlmab ülemordoviitsiumi porkuni, pirgu, vormsi, nabala ja rakvere lademe; keskordoviitsiumi oandu, keila, jõhvi, idavere, kukruse ja tallinna lademe ning alamordoviitsiumi kunda ja volhovi lademe. Litoloogilise koostise poolest on kogu ordoviitsiumi ladestu võrdlemisi ühetaoline, koosnedes karbonaatsetest ki-

vimitest (lubjakivi, dolomiit, mergel), mis on erineval määral lõhelised ja karstunud ning sisaldavad erineval määral savi osakesi. Tuleb märkida, et kogu ordoviitsiumi kompleks on läbitud lõhedest, millest kõige levinenumateks on edelakirde- ja kagu-loodesuunalised lõhed. Lõhed on peaaegu vertikaalsed, nende laius on 0,5 - 1, harvem ka 1 - 3 cm. Peale nende esineb piki kihipindu kulgevaid horisontaalseid lõhesid. Lõhed on eelduseks olnud karstiprotsessile, mis hõlmab kihte küllalt suure sügavuseni. Pindmisi karstivorme esineb eelkõige Lääne-Eestis ja Saaremaal, Ida-Eestis on karstipiirkonnaks Pandivere kõrgustik ja selle lähedased alad.

Kihtide lõhelisus ja karstumine põhjustavad kivimite veerohkust. On kindlaks tehtud, et lõhederikastes ja karstistunud ordoviitsiumi lademetes on veesisaldus 5 - 6 korda suurem kui samas läheduses asuvates karstumata kihtides.

Ordoviitsiumi ladestu setted laskuvad lõunasuunas aeglaselt sügavamale. Pandivere kõrgustiku, Tallinna ja Kohtla-Järve kohal esinevad ordoviitsiumi kivimid jäänuk-kõrgendikena. Ordoviitsiumi ladestu pealmine pind asub kuni Haapsalu-Paide-Mustvee jooneni umbes 10 m sügavuses maapinnast. Nimetatud joonest lõuna pool suureneb sügavus järsult, ulatudes Kagu-Eestis kuni 350 meetrini. Kõige paksem (kuni 150-180 m) on ordoviitsiumi ladestu Kesk-Eestis.

Ordoviitsiumi kompleksi veepind asub enamasti kuni 10 m sügavuses, järgides ligilähedaselt kaasaegset reljeefi. Kõige sügavamal asub veepind Pandivere kõrgustikul, samuti Viitna ja Tamsalu ümbruses (10 - 20 m). Samal ajal aga suuremate jõgede orgudes (Pärnu jõgi, Suur-Emajõgi, Kasari jõgi) ja Peipsi lääneranniku madalamates kohtades annavad puuraugud arteesia vett. Peale märgitud kohtade tõuseb ordoviitsiumi kompleksi vesi maapinnale veel reas kohtades: Tallinnas, Rakveres, Kohtla-Järve ümbruses, Kärdlas, Raplas, Kohilas, Märjamaal ja mujal. Veepind alaneb Põhja-Eesti pankranniku suunas, mille jalamil esineb arvukalt allikaid. Nimetatud kompleks toidab oma veega ka Peipsi järve ja Läänemere idaosa.

Toitumisalaks on kompleksile kogu see piirkond, kus ordoviitsiumi ladestu ulatub maapinnani.

Ordoviitsiumi kompleksi veerohkus on üldiselt kirju, kuid nagu siluri, nii on ka ordoviitsiumi veed aluseks arvukatele allikatele jõgede orgudes ja maapinna nõgudes. Eriti allikaterohke on Pandivere kõrgustiku ääreala. Allikate deebet väheneb kompleksi toitealalt (Pandivere kõrgustik) Soome lahe ja Läänemere suunas.

Keemiliselt koostiselt on ordoviitsiumi kompleksi põhjaveed Eesti NSV mandriosas põhiliselt mägedad, kuuludes hidrokarbonaatsete vete klassi. Vete mineralisatsioon on kõrgem Lääne-Eesti rannikul (Haapsalu, Pärnu) ja ka Saaremaal. Reas kohtades on ordoviitsiumi vee rauasisaldus normaalsest kõrgem.

Ordoviitsiumi kompleksi veed toituvad sademete vee ja lasuvate kihtide vete arvel, mistõttu nende tasemete režiimis on täheldatav kliimatingimustest tingitud sesoonne kõikumine. Vete kasutamisel tuleb tähelepanu pöörata nende keemilisele koostisele, eelkõige sellele, kas nad pole saastunud.

f) Kambriumi-ordoviitsiumi vettkandev kompleks. Lasuvast ordoviitsiumi kompleksist eraldavad vaatlusalust vee-kompleksi nn. ordoviitsiumi vettpidavad setted, milleks on eri kohtades erinevad kihid (näit. diktüoneemakilt pakerordi lademes jt.).

Kambriumi-ordoviitsiumi kompleks hõlmab alamordoviitsiumi pakerordi lademe sügavama osa, tiskre kihistu keskkambriumist ja osa pirita lademest (alamkambrium). Kompleks on levinud peaaegu kogu vabariigis, välja arvatud Mõniste-Lokno tõusuala. Kompleksi ülemise osa moodustavad peeneteralised nõrgalt tsementeerunud kvartsliidakivid ja liivad, milles esineb õhukesi aleuroliidi vahekihte ja arvukalt püriidipe-sakesi. Loode-Eestis kuulub siia ka obolusliivakivi kiht. Kompleksi sügavamas osas on ülekaalus aleuriitne-savine fraktsioon. Kompleksi kivimid paljanduvad klindiasangul ja

klinti läbivates jõeorgudes, lõunasuunas laskuvad nad sügavamale. Kompleksi kihindite paksus kasvab edelasuunas: kuni klindi joonel on paksused 20 - 30 (harva 40) m, siis vabariigi keskosas 40 - 50 m ja edelaosas 60 m ja enam.

Lääne-, Ida- ja Lõuna-Eesti reljeefinõgudes tõuseb kambriumi-ordoviitsiumi kompleksi vesi maapinnani, kuna Soome lahe ranniku läheduses asub vee tase 5 - 20 m sügavuses maapinnast. Sügaval asub vaatlusaluse veekompleksi tase ka kõrgustike kohal: Pandivere kõrgustiku piirides kuni 50 m, Haanja ja Otepää kõrgustikul 60 m ja enam, Sakala kõrgustikul kuni 30 m. Pandivere kõrgustiku all moodustab kambriumi-ordoviitsiumi veekompleks lameda "kupli", kust veepind alaneb igas suunas, eriti järsult Soome lahe poole. Kõige veerikam on kompleks Põhja-Eestis: puuraukude erideebet kuni 1 1/2, Lõuna-Eesti puuraukude erideebetid jäävad vahemikku 0,1 - 0,4 l/s.

Keemiliste omaduste järgi eraldub kambriumi-ordoviitsiumi vettkandvas kompleksis mitu vööndit, kusjuures veed on Põhja- ja Kesk-Eestis magedad, kuid kõige sügavama lasumisega Lõuna-Eestis on vesi soolakas. Ka vete keemiline tüüp muutub vabariigi piirides: kui põhjaosas on tegemist kaltsiumi või magneesiumi hüdrokarbonaatsete vetega, siis Kesk-Eestis on magedad naatriumi hüdrokarbonaatsed ja Lõuna-Eestis koguni soolakad naatriumkloriidised veed.

Vesi leiab laialdast kasutamist linnade (Tallinn, Rakvere jt.) veemajanduses.

g) Kambriumi-vendi veekompleks^x on eelmisest kompleksist eraldatud lontova vettpidava kihindiga (kambriumi sinisavid), mille levik on kindlaks tehtud peaaegu kogu vabariigi territooriumil.

Kambriumi-vendi kompleks hõlmab erineva ea ja koostisega terrigeensed setted: alamkambriumi lontova kihistu alumise osa ja kotlini ning gdovi kihistu (vendi süsteem). Viima-

^x Alates 1966. aastast: lontova-gdovi veekompleks.

sed lasuvad vahetult kristalliinse aluskorra kivimitel, mis on kohati kompleksile vettpidavaks aluseks.

Kõige lähemal maapinnale asub kompleks Põhja-Eesti pankrannikul (60 - 70 m) ja laskub lõunasuunas. Kõige paksem on kompleks vabariigi põhjaosas (üle 60 m) ning õheneb lõuna poole alla 20 m paksuseks.

Kompleksis levivad kõikjal surveleesid pooride-lõhede-kihilisuslõhede veed. Kompleksi piesomeetiline vee tase alaneb Soome lahe ja Läänemere suunas, kõige kõrgemal on veepind Haanja kõrgustiku kohal. Samas suunas muutub ka kompleks' vete keemiline koostis: Petseri lähedalt on leitud 560 m sügavusest meie vabariigi jaoks kõrgeima mineralisatsiooniga (13,6 g/l) kambriumi-vendi vett naatriumkloriidse koostisega, põhja- ja loodesuunas vee mineralisatsioon aga väheneb. Veekompleks toitub põhiliselt oma levikualal, saades vett ka lasuvatest veehorisontidest nn. hüdrokeoloogiliste aken-de kaudu, milleks on tektoonilised rikked, lõhed, ürgorud jms.

Sanitaarhügieenilisest küljest on kambriumi-vendi kompleksi veed heaks joogiveeks, mistõttu leiavad laialdast kasutamist Põhja-Eestis (Tallinn, Paldiski jt.).

h) Proterosoikumide-arhaikumide vettkandev kompleks^x. Soomes ja mõnedel Soome lahe saartel avanev kristalliinne aluskord on meie vabariigi territooriumil teatavasti kaetud nooremate setetega, mistõttu ta lasub 115 - 200 m sügavuses Põhja-Eestis ja üle 500 m sügavuses Lõuna-Eestis. Aluskord koosneb happelise koostisega gneissidest ja graniidist. Graniit ja graniitgneiss on ülekaalus vabariigi põhjaosas, kuna lõunasuunas kasvab gneisside osatähtsus.

Kristalliinne aluskord ja selle pealmises osas leviv murenemiskoorik on põhiliselt vettpidavad, kuid murenemiskooriku all levib kohati lõhederohke tsoon, mis on vettmahutav.

^x Alates 1966. aastast: proterosoikumide-arhaikumide kompleksi lõhenedud tsooni veed.

Teiste vettkandvate kompleksidega võrreldes on käsitletav kompleks õhuke (maksimaalne paksus on mõõdetud Rakverest lõuna pool asuvas Viru-Roelas - 14,7 m). Enamikus kohtades on proterosoikumi-arhaikumi vettkandva kompleksi veed seotud lasuva kompleksi veega ja on eelmistega sarnased ka keemiliste näitajate poolest. Tähendab, enamasti on aluskorra lähelise tsooni veed kaltsium-naatriumkloriidsed, harvem naatriumkloriidsed, soolakad kuni soolased. Pärnust on saadud tugevasti soolast vett, mis on perspektiivikas mineraalveena kasutamiseks.

Põhjavete formeerumise mõistmiseks on vaja teada vaadeldava ala paleogeograafia põhijooni. Kahjuks ei võimalda käesoleva õpiku üldine suund ja piiratud maht peatuda Eesti NSV paleo-hüdrogeoloogia küsimustel. Koostaja loodab, et esitatud lühiülevaade koos juurdelisatud kaardiga annavad siiski teatud ülevaate meie vabariigi põhjavete kohta.

13. p e a t ü k k .

PÕHJAVETE TEKE.

36. Esimesed põhjavete teket seletavad teooriad.

Põhjavete tekke küsimus on ammu ajast peale paelunud teadlaste tähelepanu, sellepärast on arusaadav paljude teooriate olemasolu, millel järgnevalt põgusalt peatume.

Esimeseks laiemalt levinud põhjavete tekkimist seletavaks teooriaks oli nn. infiltratsiooniteooria. Selle teooria

järgi on kogu põhjavesi tekkinud eranditult sademete veest, selle maakoore infiltrerumisest.

XIX sajandi lõpus esitas saksa teadlane O. Folger nn. kondensatsiooniteooria. Selle teooria põhjal tekib põhjavesi õhus leiduva auru kondenseerumisest. Folgeri arvates kaotab niiske soe õhk, sattunud atmosfäärist maakoore jahedamatesse kihtidesse, kondensatsiooni tõttu selles oma niiskuse ja pöördub kuivemana atmosfääri tagasi. Veelgi enam. Folger täiesti eitab võimalust, et sademete vesi põhjavesi toidaks, motiveerides seda seisukohta sellega, et mulla suur niiskusemahutavus ei laskvat vihmaveel sügavamale maakoore tungida. Kui sedalaadi infiltrerumine aset leiaks, siis peaksid Folgeri arvates ka jõed ja ojad oma vee andma põhjaveevarude täiendamiseks. Põhjavee kõrgem tase suvel ja vihmade järel seletub Folgeri arvates sellega, et nendel perioodidel on õhk niiskuserikkam kui muidu.

Folgeri teooria leidis küllalt palju pooldajaid, kuid ka küllalt palju vastaseid ja kritiseerijaid. Üheks teravamaks kondensatsiooniteooria kritiseerijaks oli Viini meteoroloog J. Hann. Hanni peamised vastuargumendid Folgeri teooriale olid järgmised: 1) varjatud aurumissoojus, mis kondenseerumisel eraldub, peaks soojendama ülemisi maakihte seda võrd, et edasine kondensatsioon muutuks võimatuks; 2) atmosfääris ei ole sellisel hulgal auru, et ta suudaks toita põhjavett; 3) kui põhjavesi tekiks ainult auru kondenseerumisel, siis oleks tema teke ekvaatorilähedases vöötmes võimatu; 4) 200 mm paksuse põhjaveekihi tekkimiseks (nii paks veekiht esineb Viini ümbruses) on vaja, et maapinna iga ruutmeetrit läbiks iga päev kuni 10 m sügavuseni 2000 m³ õhku. See ei ole aga usutav, eriti kui arvesse võtta, et soojal aastaajal on muld külmem kui õhk, mistõttu puudub tendents õhu tungimiseks maapinnasse.

Hanni kriitika oli sedavõrd veenev, et kondensatsiooniteooria ja isegi selle väärtuslikum osa - atmosfääri auru esitamine mulla niiskuse võimaliku allikana - peaaegu unustusehõlma vajus.

Põhjavee ja pinnavete omavahelise veevahetuse intensiivsuse alusel jaotatakse maakoor kolmeks üksteisel lasuvaks kihiks: a) aktiivse veevahetuse ehk aktiivse äravooluga kiht, b) aeglase veevahetusega kiht ja c) nõrga veevahetusega kiht. Piiriks nende kihtide vahel on erosioonibaasid. Esimese kihi paksuse määrab ojade, väikeste ja keskmiste jõgede ning ovraagide maakoorde lõikumise sügavus. Aeglase veevahetusega kihi alumise piiri sügavuse määrab suurte jõgede erosioonibaas (selle madalaimaks tasemeks on teatavasti Maailmamere tase). Kolmas, nõrga veevahetusega kiht, asub järelikult Maailmamere tasemest sügavamal.

Aktiivse veevahetusega kihi toitjateks on sademete ja pinnaveekogude vesi, mistõttu nimetatud kihis on täheldatav veerohkuse ja selle liikumise sesoonne muutumine. Aktiivse veevahetusega kihi veed on väga liikuvad ning siinsed pinnaseved on tihedas seoses pinnaveekogude veega. Aktiivse veevahetusega kihi moodustavad vettkandvad horisondid, mis kusaigil avanevad maapinnale ega oma vettpidavat lasumit, samuti sellised vettkandvad kihid, mis täiesti või osaliselt lasuvad kohalikust erosioonibaasist kõrgemal. Järelikult kuuluvad aktiivse veevahetusega kihti mullaveed, pinnaseved, üla-veed ja osa vabapinnaga põhjavetest.

Olenemata üksikasjalikumast jaotumisest on aktiivse veevahetusega kihi veed atmosfääris toimivate protsesside mõju all ja levivad tsonaalselt. Veed peegeldavad niihästi kliima muutusi kui ka reljeefi mõju. Vaadeldava kihi vesi pöörduv suure osas maapinnale tagasi, olles kuivaperiloodidel sage li ojade ja jõgede ainsaks toiteallikaks.

Aeglase äravooluga kihis formeeruvad üldreeglina arteesia veed. Viimased toituvad peamiselt aktiivse veevahetusega kihist. Arteesia vete pääs maapinnale on teatavasti raskestatud, välja arvatud juhud, kus jõgede põhjauristus on läbi lõiganud-vettpidava lasumi (sellised juhud on siiski haruldased).

Ka kõige sügavamas, nõrga veevahetuse vööndis on põhiliselt surveelised veed. Kahe viimase kihi veerohkus on atsonaalse iseloomuga.

maapinnalt nimetatud "kuiiva" kihti satub sademetevett, siis nõrgub ta antud kihis ka sügaval.

A.F. Lebedevi tööd said epohhi loova tähenduse maasisteste vete tekke ja toitumise küsimuste mõistmisel. Kõigepealt nad lõpetasid viljatu vaidluse selle üle, kas põhjaveed on tekkinud kondensatsioonil või infiltratsioonil tulemusena; andsid teaduslikult argumenteeritud teooria niiskuse esinemise ja liikumise kohta puistepinnastes ja mullas, tõestades, et niiskuse suurenemine nendes on võimalik ka auru edasilikumise ja kondenseerumise kaudu. Lõpuks olid Lebedevi tööd eeskujuks täpsete eksperimentide läbiviimisel nii laboratooriumis kui ka välitingimustes.

Tuleb aga märkida, et mitte kõik Lebedevi õpetuse osad pole võrdsel määral argumenteeritud. Edasist täpsustamist vajab eelkõige küsimuste ring, mis käsitleb põhjavete teket kondensatsioonil kaudu. Hilisemad uurijad on selles osas Lebedevi tööd jätkanud. Näiteks meteoroloogid P.S. Koloskov ja S.J. Sotševanov leidsid, et kondensatsioonil on suure tähtsusega pinnavee tekkimiseks igikelta aladel. NSVL TA Mullainstituudi uurijad (P.I. Koloskov, S.I. Dolgov, A.A. Rode) toonitavad eriti sorptsiooni tähtsust. Nad tõestavad, et sorptsiooninähtus võib anda mitte ainult maksimaalse hügrooskopsuse tasemel pinnaveet, vaid ka kile- ja apilaarvett. Kõrbetes ja poolkõrbetes on sorptsioon sageli ainukeseks veevarude täiendamise protsessiks.

37. Küsimuse tänapäevane käsitus.

Tänapäevaks on põhjavete toitumise küsimused põhiliselt lahendatud.

Maapinnaga otseses seoses olevad veehorisondid toituvad atmosfäärse päritoluga niiskuse arvel: sula- ja vihma-vee, samuti pinnaveekogude vee infiltreerumise ja adsorptsiooni arvel (adsorptsiooni mõistesse on võetud ka teised veeauru kondenseerumise viisid pinnases). Infiltratsioon on pinnaveevarude täiendamises suurema tähtsusega kui adsorpt-

sioon, kuigi mõnedes piirkondades (kõrbed) võib ka adsorptsioonil olla suur osatähtsuse pinnase niiskuse režiimi kujundamisel.

Vee nõrgumine maa sügavamatesse kihtidesse valitseb muldas ja nn. aeratsioonivööndis, kuna sellest sügavamal asendab nõrgumise maasisese vee liikumine mööda vettpidavate kihtide kallakpindu, s. t. nõrgumine läheb üle maasiseseks äravooluks. Viimane toimub kas sõna otseses mõttes vee voolamisena kivimite lõhedes või filtratsioonina poorsetes pinnastes. Nõrgumise intensiivsus samuti kui maasisese äravoolu intensiivsusi on olnud kliima tingimuste, reljeefi liigestuse, mulla ja pinnaste veeläbilaskvuse ja geoloogiliste struktuuride iseloomu omavahelisest koosmõjust.

Kuiva kliimaga aladel vähendab intensiivne aurumine infiltratsiooni. Viimase tekkimine nõuab ju teatavat niiskuse "ülejäaki" aurumisele kuluvast niiskusehulgast. Seepärast esineb infiltratsioon laiguti sellistes kohtades, kuhu koguneb sademete vesi (nõod, orgude põhjad).

Ka sademeterohketes piirkondades ei ole infiltratsioon kogu territooriumi ulatuses ühesugune, sest reljeefi erinev liigestatus, pinnaste iseloomu muutumine erinevates kohtades ja taimkatte ebahühtlane levik tingivad enam-vähem ühtlaselt jaotuvate sademete vete infiltreerumise territoriaalse ebahühtluse.

Maasisese äravoolu teed võivad olla mitmesugused.

G.M. Kamenski esitab kolm võimalikku maasisese äravoolu juhtu. 1) Põhjavee maasisene äravool lõpeb toitealale suhteliselt lähedal langeallika avanemisega maapinnale. Erandiks esitatud skeemile on kuiva kliimaga alad, kus maasisene äravool aurumise suure osatähtsuse tõttu nõrgeneb sedavõrd, et allikaid ei teki. 2) Põhjavesi toidab arteesiabasseini - äravool lõpeb toitealast küllalt kaugel tõusuallikate kujul. 3) Infiltreerunud vesi kohtab sügaval maakoos kihti, mis on täidetud mingisuguse teise päritoluga veega. Algab vete segunemine ja esmase vee nn. väljavahetamine, mis toimub väga aeglaselt.

Infiltratsioon- ja kondensatsiooniteooria pooldajate vahelistele vaidlustele tegi lõpu vene teadlane A.F. Lebedev oma töödega. Lebedev tõestas täpsete eksperimentaalsete vaatluste alusel, et Folgeri kondensatsiooniteooria on ekslik oma ühekülgsuse tõttu. Samas andis Lebedev ka infiltratsiooniteooriale uue sisu.

1919. aastal ilmunud töös näitas A.F. Lebedev, et muld ja maakoos saavad vett niihästi sademetevee infiltreerumise kui ka veeauru kondenseerumise arvel. Pinnase veevarude täienemine õhuniiskusest toimub molekulaarse ja termilise kondensatsiooni vahendusel. Aur satub pinnase pooridesse ja liigub nendes veeauru rõhu erinevuste tõttu, sõltumata õhu üldisest tsirkulatsioonist. Veeauru rõhk teatavasti kasvab temperatuuri tõusmisel. Atmosfääri ja mitmesuguste maakihtide veeauru rõhkude suhe on eri aegadel erinev. Pindmise maakihi soojenemisel liigub temas veeaur kas ülespoole või sügavamale, jahedamasse kihti. Kui maapind jahtub, siis liigub aur aururõhu alanemise tõttu sellesse kihti nii atmosfäärist kui ka sügavamalt pinnasest. Seega võib soodsate tingimuste korral auru kondenseerumine toimuda nii esimesel kui ka teisel juhul. Lebedev näitas, et kõige soodsamad tingimused auru kondenseerumiseks on püsiva aastakeskmise temperatuuriga maakihis. Just nimetatud kihis näeb Lebedev alust esimese vettkandva kihi moodustumiseks. Steppides, kus esineb paks ühetaolise pinnasega kiht, asub esimene vettkandev horisont tõe poolest püsiva temperatuuriga maakihis. Püsiva temperatuuriga kihist sügavamal peab aga esinema auru ühesuunaline liikumine sügavusest ülespoole.

Lebedev põhjendas teaduslikult põhjavete tekkimise ka vihmavete infiltreerumisest. Kirjanduses on käibel arvamus, nagu esineks stepivöötmes 4 - 5 m sügavuses "surnud" horisont (G.N. Võssotski antud nimetus), milles ei esine vedela vee liikumist. Lebedev näitas, et "kuiv" ja "niiske" pinnas on suhtelised mõisted ja looduslikes tingimustes on ka nn. kuivas pinnases niiskust maksimaalse molekulaarse niiskuse sisalduse tasemel. Viimane on aga küllaldane selleks, et kui

Päris sügavate veehorisontide vee formeerumise kohta ei ole ühtset seisukohta. Tuntud on kolm hüpoteesi sügavate põhjavete tekkimise kohta: vete juveniilse ehk magmaatilise tekke hüpotees, nende tekkimine sademetevee infiltrerumisest ja vete sedimentatsioonilise tekke hüpotees.

Juveniilse tekke hüpoteesiga seletatakse sageli termaalsete "gaseeritud" veega allikate olemasolu. Nimelt väidetakse hüpoteesis, et juveniilne (magmaatiline) vesi tekib maakoore sügavuses veeauru kondenseerumisest või dissotsieerunud H⁺ ja O⁻ ioonidest. Aluseks juveniilsetele vetele on magmaatilised gaasid või mineraalide koostisse kuulunud ja mingisugusel põhjusel vabanenud veed, täpsemalt: veeaur. Kõrgemale jahedamatesse maakihitidesse tõusmisel kondenseerub aur tilkvedelaks veeks ja niimoodi pika aja jooksul tekivadki sügavad veekihi. Mineraalveeallikate vett peetakse juveniilseks veeks.

Sügavate maasiseste vete tekke infiltratsiooniline hüpotees ei erine oluliselt eespool käsitletud nn. infiltratsiooniteooriast.

Sügavate põhjavete tekke sedimentatsiooniline hüpotees seletab veehorisontide tekkimist vee infiltrerumisega sügavatesse maakihitidesse merede või sügavate järvede süvikutest läbi põhjasetete; samuti ka vete jäämisega settekihtidesse sügavate veekogude põhjas. Kui märjad settekihid hiljem matuvad vettpidavate kihtide alla, siis jääb vesi suletud läätседena või kihtidena püsima, olles "konserveeritud" väga pikadeks aegadeks.

PÕHJAVETE OSA FÜÜSILISGEOGRAAFILISTES PROTSESSIDES.

Põhjaveed võtavad osa väga paljude füüsilisgeograafiliste protsesside kulgemisest. Eespool juba iseloomustasime seda, et põhjavesi on üheks jõgede toitumise allikaks, teame, et maasisene äravool on üheks lüliks maakera veeringes. Tutvustasime ka sellega, et põhjavesi lahustab maakoore ainega kokkupuutumisel paljusid aineid ning jõgede kaudu kanduvad need hiljem hoopis kaugetesse piirkondadesse esialgselt levikualast.

Lähemalt peatume omapärastel nähtustel, mille esinemine on otseselt põhjavetega seotud, nimelt maalihetel, sulfatsioonil ja karstinähtusel.

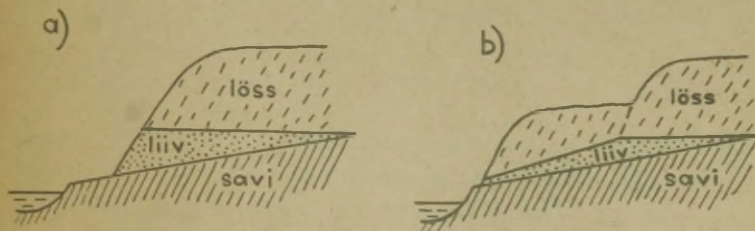
38. Maalihked.

Maalihked on maakihtide libisemine või edasinihkumine nõlvakutel, kus kihid on ebapüsiva tasakaalu olekus. Maalihked tekivad põhjavee tingimatul osavõtul mägedes, jõeorgudes, mererannal, järvede ja veehoidlate kallastel.

Kui veekogu suunas kaldu lasuv vettkandev horisont ja selle all olev vettpidav alus avanevad maapinnale, siis valgub vettkandvast kihist pidevalt koos veega välja ka peene-teralist pinnast. Kausaegne protsess vähendab kihtide omavahelist sidusust. Teatud tingimustel (eriti sajuperioodidel, mil vettpidava kihi pind märgub ja muutub libedaks, pealmised kihid aga vee tõttu raskemaks) murdub osa kihtidest kihtide üldmassist lahti ja hakkab libisema mööda vettpidavat alust nõlva suunas (joon. 17).

Põhjaveed, mis põhjustasid maalihke tekkimise, jätkavad ka edespidi maakihtide uuristamist, mis loob eeldused uute maalihete tekkimiseks ka tulevikus samas piirkonnas. Aja jooksul omandab maapind maalihete piirkonnas nagu mul-

jutud ja rebestatud ilme - tekivad kühmad, nõod järvekes-
tega jms. Maalihked toimuvad seni, kui maalihid antud kohas
saavutavad püsiva tasakaalu seisundi.



Joon. 17. Maalihke tekkimise skeem .

a) Kihtide paiknemine enne ja b) pärast maalihet.

Nõukogude Liidus on maalihete piirkondadeks suurte jõ-
gede - Volga, Dnepr jpt. - kaldaalad, Musta mere rannik
Tuapse ja Sotši vahemikus. Maalihkeid on esinenud ka meie
vabariigis, meenutagem näiteks 1966. aastal toimunud maa-
lihet Pärnus.

39. Sufosioon.

Sufosioon on protsess, mille käigus pudedates pinnas-
tes tsirkuleeriv vesi kannab pinnase peenemaid osakesi ki-
hist välja, tekitades maasiseseid õõnsusi, mille kohal la-
suv pinnas vajumisega täidab. Seega võime sufosiooni nime-
tada liikuva põhjavee mehhaanilise toime protsessiks.

Vee filtreerumisel läbi erineva terasuurusega pinnase
kujunevad teatavasti pinnases väga mitmesugused vee filtreer-
umiskiirused. Suuremate kiirustega kohtades uhutakse savi
osakesed pinnasest välja ning kujunevad maasisesed kanali-
taolised kälgud ("veesooned"). Mida suuremaks muutuvad need
"veesooned", seda enam vajuivad alla pealmised kihid. Kui uu-
ristatud kälgud asuvad maapinnale lähedal, siis on vajumise
jäljed maapinnal jälgitavad (sagedasti on vajumist märgata
langeallikate läheduses).

Sufosiooninähtus on laialdaselt levinud lössitasandikel, näit. Ukrainas, Lääne-Siberis jm., kus kohati on maapinnal näha langatuslikud pinnavormid - sufosioonilehtrid, -kuristikud, -nõod. Nende järgi on mõnel pool võimalik jälgida maa-sisese äravoolu suunda ja teid. Rohkesti esineb sufosiooninähtust ka mitmel pool Kesk-Aasias.

40. Karst.

Karstinähtus esineb hästilahustuvate kivimite - lubjakiivi, dolomiidi, kipsi, kivisoola esinemispiirkondades. Pinnase- ja põhjavete lahustava tegevuse tulemusena tekivad lahustuvate kivimite lõhede ümber ja kihtide pinnal tühikud ja koopad, mille kohal tekivad varingute tagajärjel maapinnal märgatavad süvendid, lehtrid, kaevud ja teised karstialadele iseloomulikud langatuslikud pinnavormid.

Pindmiste vooluvete võrk on karstialadel üldreeglina nõrgalt välja kujunenud, seda isegi sademeterohketes piirkondades. Näiteks Eesti NSV suurimas karstipiirkonnas - Pandivere kõrgustikul ja selle ümbruses peaaegu puudub maapealne vooluvete võrk umbes 1000 km² suurusel territooriumil. Sademete vesi kaob kiiresti karstistunud maapinda ega saa ojasid-jõgesid moodustada. Kui aga karstipiirkonnas jõed on tekkinud, siis erineb nende veerežiim enamasti teiste lähedaste (karstist hõlmamata) jõgede omast. Nii on karstialade jõed sageli lisajõgedeta ning nende vee hulk (vastupidi tavalisele) väheneb allavoolu. Mõnikord kaovad jõed tervenisti karstilõhedesse, voolates edasi maa-aluste "salajõgedena". Salajõgesid esineb paljudes maades, sealhulgas ka Eestis.

Sageli täituvad karstinõod veega, moodustades karstijärvi. Karstiveest toituvad järved on tavaliselt väga puhta läbipaistva helesinise veega. Karstialadel esineb ka maa-aluseid järvi ja jõgesid. Karstiallikad paistavad silma suure tootlikkusega (näit. meie Siniallikad, Roosna-Alliku allikas jt.).

Karst on laialdaselt levinud nähtuseks Lõuna-Prantsus-

maal, Aadria mere rannikul, Florida poolsaarel, Kentucky ja Tennessee osariikides USA-s jm.

Nõukogude Liidu karstialadeks on Krimmi poolsaar, Kaukaasia Musta mere rannik, Lääne-Grusia, Uraal, Oneega ja Severnaja Dvina veelahe, Siluri platoo (sellesse kuulub ka meie vabariigi karstipiirkond) jt.

KASUTATUD KIRJANDUS.

Üldosa kohta:

- Rabinovits, J. Hüdraulika. Tallinn, 1964.
- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Гидрометиздат, Л., 1953.
- Воейков А.И. Климаты земного шара, России в особенности. Изд. 2-е. АН СССР, М., 1948.
- Великанов М.А. Гидрология суши. Изд. 5-ое. Гидрометиздат, Л., 1964.
- Давыдов Л.К. и Конкина Н.Г. Общая гидрология. Гидрометиздат, Л., 1958.
- Огиевский А.В. Гидрология суши. Изд. 4-ое. Сельхозгиз, М., 1952.
- Чеботарёв А.И. Общая гидрология /воды суши/. Гидрометиздат, Л., 1960.

Põhjavete kohta:

- Гидрогеология СССР том XXX. Эстонская ССР. М., 1966.
- Каменский Г.Н. Основы динамики подземных вод. М., 1943.
- Ланге О.К. Основы гидрогеологии. МГУ, М., 1955.
- Ланге О.К. Подземные воды СССР. МГУ, М., 1959.
- Лебедев А.Ф. Почвенные и грунтовые воды. АН СССР, М.-Л., 1936.
- Овчинников А.М. Общая гидрогеология. М., 1955.
- Саваренский Ф.П. Гидрогеология. ОНТИ, М., 1933.
- Семихатов А.Н. Гидрогеология. ОНТИ, М., 1954.

S i s u k o r d .

E e s s õ n a 3

ÜLDISI ANDMEID VREEST

1. peatükk. Vesi ja seda uurivad teadused.	5
① Vee levik maakeral	5
② Hüdroloogia kui teadus, tema klassifikatsioon ja seos teiste teadustega.	7
③ Hüdroloogia uurimismeetodid.	11
②. peatükk. Vee tähtsus looduses ja inimese elus	15
④ Vee osa looduslikes protsessides	15
⑤ Vee osa inimese majanduslikus tegevuses ja riigikaitstes	19
3. peatükk. Lühülevaade hüdroloogia arengust.	23
6. Hüdroloogia areng tsaari-Venemaal.	24
⑦ Hüdroloogia areng Nõukogude Liidus	26
8. Ajalooline ülevaade Eesti NSV jõgede uurimisest	30
4. peatükk. Vee keemilisi ja füüsikalisi omadusi	34
9. Vee keemilisi omadusi.	34
10. Vee füüsikalisi omadusi.	41
5. peatükk. Vee ringlemine looduses.	48
11. Hüdroosfääri ja atmosfääri vete ühtsus.	48
12. Maakera veebilanss	53
PÕHJAVEED	
6. peatükk. Põhjaveed ja kivimite veelised omadused.	57
13. Põhjavete mõiste	57
14. Kivimite ja pinnaste veelised omadused	58

7. peatükk. Põhjavee liigid.	61
15. Pinnase poorides veele mõjuvad jõud	61
16. Veeliigid pinnase poorides.	63
8. peatükk. Põhjavete paiknemine ja levik	68
17. Mullavesi ja ülavesi.	68
18. Pinnasevesi ja põhjavesi.	69
19. Survelised põhjaveed.	71
20. Vesi igikeltsa-aladel	73
9. peatükk. Põhjavete liikumine.	75
21. Vee infiltreerumine pinnasesse.	75
22. Filtratsioon ja selle põhiseadused.	77
23. Filtratsiooni koefitsiendi määramine.	79
24. Põhjavee rõhuta voolamine	81
25. Põhjavee liikumise väliuurimisest	83
26. Allikad	84
10. peatükk. Põhjavete režiim	87
27. Põhjavete režiimi sõltuvus kliimateguritest	87
28. Jõeorgude põhjavee tasemete režiim.	91
29. Metsa mõju põhjavetele.	93
30. Põhjavee keemiline ja temperatuurirežiim	95
31. Põhjavee uurimise meetoditest	97
11. peatükk. NSV Liidu põhja- ja mineraalvete lühi- iseloomustus	98
32. NSV Liidu põhjaveed	98
33. NSV Liidu mineraalveed.	102
12. peatükk. Eesti NSV põhjaveed.	104
34. Kvaternaarisetete vettkandev kompleks	105
35. Aluspõhja veed	111
a) Sargajevo vettkandev kompleks.	111
b) Šventoi-tartu vettkandev kompleks.	111
c) Pärnu vettkandev kompleks.	112
d) Siluri vettkandev kompleks	113
e) Ordoviitsiumi vettkandev kompleks.	114
f) Kambriumi-ordoviitsiumi vettkandev kompleks	116
g) Kambriumi-vendi veekompleks.	117
h) Proterosoikumide-arhaikumide vettkandev kompleks	118

13. peatükk. Põhjavete teke	119
36. Esimesed põhjavete teket seletavad teooriad	119
37. Küsimuse tänapäevane käsitus.	122
14. peatükk. Põhjavete osa füüsilisgeograafilistes protsessides	126
38. Maalihked.	126
39. Sufosioon.	127
40. Karst	128
Kasutatud kirjandus	129
Lisa: Eesti NSV hidrogeoloogiline kaart	

Л. - П. Кузлус

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ

I

Издание второе

На эстонском языке

Тартуский государственный университет
ЭССР, г. Тарту, ул. Калккола, 18

Vastutav toimetaja H. Mardiste

Korrektor E. Oja

TRU rotaprint 1969. Paljundamisele antud 5. IX 1969.
Trükipoognaid 8,25+2 kleebist. Tingtrükipoognaid 7,5.
Arvestuspögnaid 6,8. Trükiarv 500. Paber 30x42. 1/4.
MB 00599. Teil. nr. 683.

Hind 26 kop.