

5.4.

Põhjavesi

Põhjavee kujunemist, levikut, liikumise seaduspärasusi, füüsikalisi omadusi ja keemilist koostist, kasutamist ja kaitset ning vee ja kivimite vastastikust mõju uurib **hüdrogeoloogia**. Hüdrogeoloogia on geoloogia haru, milles põhitähelepanu pööratakse küll põhjaveele, kuid seda vaadeldakse tihedas seoses geoloogilise keskkonna ja selle arenguga.

Põhjavesi on maakoore ülemise osa kivimite poorides ja lõhedes olev vesi, mis liigub raskusjõu toimele ning rõhu alanemise suunas. Põhjavesi paikneb maakoore kas gaasilises, vedelas või tahkes olekus. Vesi võib pinnase poorides ja lõhedes ringelda, olla molekulaarjõudude poolt seotud kivimiosakeste pinnale või kuuluda mineraalide koostisse keemiliselt seotud veena. Kõik põhjavee liigid on omavahel seotud ja võivad teatud tingimustel üksteiseks üle minna, moodustades dünaamilises tasakaalus oleva süsteemi.

Põhjavesi etendab inimese elus ja tegevuses erakordselt tähtsat osa. Ühelt poolt on tegemist väärtusliku maavaraga, kuivõrd põhjavett kasutatakse nii joogiks, majapidamisveena kui ka tööstuslikuks otstarbeks. Teisalt püüab aga inimene teatud juhtudel põhjavett vältida. Põhjavesi soodustab niiske kliimaga aladel soostumist, on seotud maalihetega, takistab maavarade kaevandamist ja ehitustööde tegemist. Põhjavesi võtab osa geokeemilistest protsessidest: paljude mineraalide teke on seotud põhjaveega. Põhjavee keemilise koostise põhjal saab teha järeldusi tema kujunemistingimuste kohta.

Põhjavesi, mis võtab osa üldisest veeringest Maal, on tihedalt seotud atmosfääris ja maapinnal paikneva veega. Põhjaveest on tekke järgi kolme liiki:

- **Infiltratsiooniline põhjavesi** tekib sademevee (vihm, lumi) imbumisel ehk infiltreerumisel pinnasesse. See on peamine põhjavee moodustumise viis.
- **Sedimentatsiooniline põhjavesi** on moodustunud vanemates merede ja järvede setetes ning mattunud koos nendega nooremate alla. Endine keemiline koostis võib olla säilinud ja sageli on tegemist põhjaveega, milles on suur keemiliste komponentide sisaldus. Siiski pole sellise põhjavee isoleeritus keskkonnast absoluutne ja ta võib seguneda teiste põhjavetega, mis viib vee algse keemilise koostise muutumiseni. Peale selle muutuvad aja jooksul lasundis



Joonis 5.65. Põhjavee loodusliku väljavoolu kohti maapõuest – allikaid – on Eestis tuhandeid. Allikad võivad avaneda nii maapinnale kui ka veekogu põhja. Sopa allikas Endla looduskaitsealal.

temperatuur ja rõhk ning vesi on pikka aega kokkupuutes sette või kivimiga, mille tulemusena toimuvad muutused vee keemilises koostises.

Sedimentatsiooniline vesi võib olla süngeneetiline, s.t kujunenud üheaegselt setetega, kusjuures osa veest eraldub setete diagenese käigus, või epigeneetiline, s.t vesi, mis on hiljem tunginud varem ladestunud setetesse (nt merevee sissetung).

- **Juveniilne põhjavesi** tekib endogeensetes protsessides (magmatism, metamorfism) eralduvate gaasiliste komponentide seas oleva vesiniku ja hapniku ühinemisel. Kõrge temperatuuriga veeaur kondenseerub magma jahtumisel ja liikumisel sügavusest maapinna poole, mille tulemusena tekib vedelas faasis olev põhjavesi. Juveniilne vesi on lokaalne nähtus, sest see on seotud magmakolletega, ja selle osakaal põhjavee moodustumisel on võrdlemisi tühine.

Kivimite füüsikalise-mehaanilised ja veelised omadused

Kivimite koostisosade suurus ehk granulomeetriaalne koostis

Pinnase mitmekesisusest tingitult on selle omaduste diapsoon väga lai. Setted ja settekivimid koosnevad väga erinevate mõõtmetega osakestest – kivimite ja mineraalide mitmesuguse suurusega tükidest ning orgaanilise aine osakestest. Kivimi koostisest parema ülevaate saamiseks jaotatakse kivimi üksikosakesed mõõtmete järgi rühmadesse, mida nimetatakse fraktsioonideks. Olenevalt eesmärgist ja traditsioonist kasutatakse praktikas erinevaid struktuurset klassifikatsioone.

Vee hulk ja liikumiskiirus pinnases sõltub pinnase **poorsusest** ehk pooride ja tühemike olemasolust. Poorsus (n) on pooride mahu (v) ja pinnase kogumahu (V) suhe protsentides:

$$n = (v/V) \times 100\%$$

Konsolideerumata sette ja purdkivimi poorsus sõltub koostisosakeste asetusest üksteise suhtes, kujust ja sorteeritusest. Kivimit moodustavad koostisosakesed ei ole kunagi päris ümmargused, vaid teatud määral nurgelised. Niisugune ebaühtlane kuju suurendab poorsuse kõikumist veelgi. Kui kivim koosneb ainult ühesuguste mõõtmetega osakesetest, jäävad nende vahelised tühemikud täitmata. Erineva terasuurusega kivimites täidetakse suuremate terade vahelised tühemikud väiksematega ja kivimi poorsus väheneb. Seetõttu on materjali sorteeritusel poorsuse muutumisel suur tähtsus. Peeneteralised materjalid on tavaliselt paremini sorteeritud ja seetõttu suurima poorsusega (tabel 5.5). Poorsus on hüdrokeoloogia seisukohalt oluline füüsikalismehaaniline suurus, sest see näitab maksimaalset vee kogust, mida kivim võib veest küllastatuse korral sisaldada.

Pinnase veelised omadused

Pinnase **veemahutavus** on pinnase võime mahutada ja kinni pidada teatud hulka vett. Olenevalt vee liigist pinnases eristatakse täielikku, kapillaarset ja molekulaarset veemahutavust, mille vahel teravad piirid puuduvad.

- **Täielik veemahutavus** (W_t) vastab olukorrale, kus kivimi kõik poorid on veega täitunud. Täielik veemahutavus saadakse kivimis oleva vee massi (m_{vesi}) ja kuiva kivimi massi (m_{kk}) jagatisena ning seda väljendatakse protsentides:

$$W_t = (m_{vesi} / m_{kk}) \times 100\%$$

- **Kapillaarne veemahutavus** (W_k) on kivimi omadus pidada vett kinni vaid kapillaarpoorides.
- **Molekulaarse veemahutavuse** (W_m) korral asub vesi kilena kivimiosakeste ümber. Kasutatakse ka maksimaalse molekulaarse veemahutavuse mõistet (W_{mmax}), mis iseloomustab olukorda, kus veekiled on saavutanud oma maksimaalse võimaliku paksuse.

Mida väiksemad on kivimit moodustavad osakesed, seda suurem on nende eripind ja seda suurem võib olla molekulaarne veemahutavus. Näiteks liiva maksimaalne molekulaarne veemahutavus on vaid 1–4%, kuid savil ulatub see üle 30%.

Hüdrokeoloogid jagavad kivimites oleva vee kaheks ja väljendavad seda järgmiste parameetrite kaudu:

- **Veeand** (S_y) näitab kivimist raskusjõu mõjul väljavoolava vee hulka. Füüsikalises mõttes on tegemist täieliku ja maksimaalse molekulaarse veemahutavuse vahega:

$$S_y = W_t - W_{mmax}$$

- **Seotud vesi** (S_r) on vesi, mis jääb kivimisse kilena selle koostisosade pinnale ja väikestesse pooridesse. Vesi on seotud molekulaar- ja kapillaarjõudude toimel ega voola kivimist raskusjõu mõjul välja.

Kehtivad järgmised seosed:

$$\text{poorsus } (n) = \text{veeand } (S_y) + \text{seotud vesi } (S_r)$$

$$S_y = V_d/V \quad \text{ja} \quad S_r = V_r/V,$$

kus V_d on kivimi mahuühikust (V) raskusjõu toimel väljavoolava vee hulk, V_r vee hulk, mis jääb seotuna kivimi mahuühikusse (V) ja V kivimi- või pinnaseproovi kogumaht.

Kivimite veeand on väga erinev (tabel 5.6). Suurim on see kruusal ja jämedateralisel liival, sest nende molekulaarne veemahutavus on väga väike. Suure veeanniga on ka lõhelised ja karstunud kivimid. Savi ja savikate kivimite molekulaarne veemahutavus on seevastu eriti suur, mistõttu nende veeand läheneb nullile.

Kivimite **veejuhtivuseks** nimetatakse nende omadust teatud tingimustel endast vett läbi lasta. Kivimite veejuhtivus sõltub peamiselt neis olevate lõhede, tühemike ja pooride hulgast, kujust ja suuruselt. Hästi lasevad vett läbi jämedateralised setted ja intensiivselt lõhenenud kivimid. Enamasti suureneb veejuhtivus lõhede, tühemike ja pooride hulga suurenedes. Samas tuleb aga silmas pidada, et ainuüksi pooride hulga suurenemine kivimi veejuhtivust alati ei paranda. Savi, mille poorsus on 50%, ei juhi peaaegu üldse vett. Savi poorid on pilukujulised ja väikese ristlõikega, mistõttu vee läbimine neist on raskendatud. Seepärast ei läbi vesi savi poore, vaid jääb sinna seotud veena pidama. Oluliselt mõjutab kivimi veejuhtivust selle sorteeritus. Ühesuguse suurusega osakestest koosnevad kivimid juhivad paremini vett, sest nende poorid on suuremad. Kui aga kivim sisaldab ka peenemaid fraktsioone, mis täidavad suuremate osakeste vahele jäävaid poore, halveneb kivimi veejuhtivus tunduvalt. Kivimite veejuhtivus võib sõltuda ka vee liikumise suunast.

Tabel 5.5. Mõnede pinnasetüüpide poorsus.

Liivakivid ja lubjakivid	10–20%
Kruus	20%
Liiv	25–35%
Moreen	25–40%
Savi	50%
Turvas	60–80%

Tabel 5.6. Mõnede kivimite poorsuse ja veeanni väärtused (mahuprotsentides).

Kivim	Poorsus (n)	Veeand (S_y)
Savi	50	2
Liiv	25	22
Kruus	20	19
Lubjakivi	20	18
Liivakivi	11	5

Tabel 5.7. Levinumate pinnaste ligikaudne filtratsioonimoodul.

Karstunud lubjakivi	50–150 m/d
Lõheline lubjakivi	5–50 m/d
Liivakivi	2–5 m/d
Kruus	100 m/d
Liiv	1–10 m/d
Savi	< 0,001 m/d

Kivimite veejuhtivust iseloomustatakse **filtratsioonimooduliga** (K , meetrit ööpäevas – m/d; tabel 5.7), mis kirjeldab veemassi formaalset liikumiskiirust, kuna vesi saab liikuda ainult mööda kivimi poore. Vee tegelik liikumiskiirus pooriruumis on suurem.

Põhjavee paiknemine pinnases

Maakoore ülemine osa jaotatakse selle veesisalduse järgi aeratsiooni- ja küllastusvööks (joonis 5.66).

Aeratsioonivöös ei täida vesi kõiki pinnase poore. Pooride küllastumine veest võib toimuda ajutiselt ja tavaliselt ei juhtu seda kogu vöö ulatuses. Veest vabades poorides ringlevad õhk ja veeaur. Sademevesi imbub põhjavette ehk infiltreerub läbi aeratsioonivöö. Aeratsioonivöö paksus võib olla väga erinev, alates nullist, kui põhjavee tase ulatub maapinnani, ja lõpetades mõnesaja meetriga, kui põhjavesi lasub väga sügaval.

Küllastusvöö on maakoore osa, kus kõik poorid ja tühemikud on veest küllastunud. Praktises hüdroteoloogias tegeldaksegi peamiselt veega, mis paikneb küllastusvöös, ja mõistet „põhjavesi“ kasutades peetakse silmas just selle vöö vett.

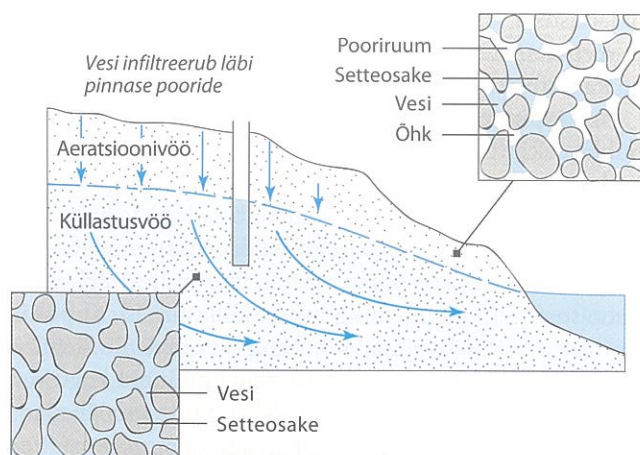
Põhjavee tasemest kõrgemal asub **kapillaartõusuvöö** (joonis 5.67), mille paksus sõltub pinnase füüsikalise-mehaanilistest omadustest. Kapillaartõusuvöös paiknev **kapillaarvesi** on seotud lamava küllastusvöö veega. Põhjavee taseme tõusuga kaasneb ka vee tõus kapillaartõusuvöö kapillaarides.

Aeratsioonivöö vee eriliigina võib vaadelda **mullavett** (vt lk 370), mis esineb põhiliselt kas kapillaar- või seotud veena. Vaba vett on mullavöös vaid sadude ja lumesulamise ajal. Mullavöö paksus võib küündida kahe meetrini.

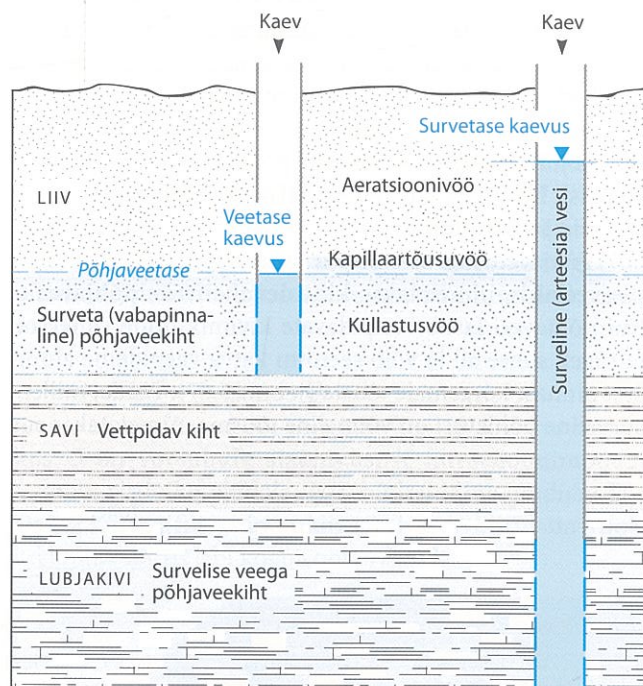
Aeratsioonivöös võib esineda piiratud ulatusega veepidemeid, millele võib koguneda infiltreeruvat vett. Sel viisil moodustunud väikesi veeläatsi nimetatakse **ülaveeks**. Ülavesi on enamasti ajutise iseloomuga ja kaob kuivadel aastaaegadel.

Veekihid ja veepidemed

Põhjavesi, lihtsustatult öeldes maakoore sisalduv vaba vesi, võib koguneda kaevudesse ja imbuda pinnaveekogudesse. Põhjavesi liigub läbi kivimipooride ja -lõhede. Hea veejuhtivusega on karstunud ja lõheline lubjakivid, poorsed liivakivid ning liivakas-kruusakad setted, mis moodustavad maapõues vettandvaid kihte. **Veekiht** (kasutusel on ka termin „veelade“) on geoloogiline formatsioon või formatsioonide rühm, mis on suuteline talletama ja loovutama vett sellisel kiirusel ja hulgal, et varustada veega allikaid ja kaeve. Veekihiks peetakse suhteliselt ühtlase veejuhtivuse, veemahtavuse ja kivimilise koostisega kihti, mis on tähtis ka veevarustuse allikana. Kihide veejuhtivus kihilisusega paralleelses (lateraalses) suunas võib olla kuni 100 korda suurem kui kihipindadega ristuvates (transversaalsetes) suunas.



Joonis 5.66. Geoloogilise läbilõike jagunemine aeratsiooni- ja küllastusvööks.



Joonis 5.67. Maapinnalähedane (enamasti vabapinnaline) ja surveiline põhjavesi

Halva veejuhtivusega geoloogilised formatsioonid (savikad setted ja kivimid) moodustavad vettpidavaid kihte ehk **veepidemeid**. Geoloogilises läbilõikes eraldavad veepidemed üksteisest vettandvaid kihte. Veepide võib samuti suures hulgal vett talletada, kuid loovutab seda veekihiga võrreldes väga aeglaselt. Veepidemed ei ole absoluutse isolatsioonivõimega. Isegi tugevad veepidemed lasevad läbi üles- või allapoole suunduvaid põhjaveevoole.

Üksteisel lasuvad veekihid võivad olla veepidemetega eraldatud, kuid ei pruugi. Ühtset lasuvusjärgnevuses olevat kivimikompleksi, mis koosneb sarnaste hüdrauliliste

omadustega, kuid erineva kivimilise koostisega veekihtidest ja veepidemetest, nimetatakse **veekompleksiks** (kasutusel on ka termin „veeladestik“).

Maapinnast loetuna esimese veepidemeni ulatuvat põhjaveekihti nimetatakse **maapinnalähedaseks põhjaveeks** (joonis 5.67). Tegemist on surveta ehk **vabapinnalise põhjaveega**, mille ülemine pind võib sademete hulgast ja aastaajast olenevalt üles-alla nihkuda. Maapinnalähedase põhjaveekihi ülemise pinna määrab tase, millest allpool on pinnase poorid ja tühemikud veest küllastunud, s.t **põhjavee tase**. Alumiseks pinnaks on lamava veepideme ülemine pind. Vabapinnaline põhjavesi ei täida üldjuhul kogu vett juhtivat (vettandvat) kivimikompleksi. Maapinnalähedane põhjavesi toitub sademetest, kohati aga ka pinnaveest. Vee tase maapinnalähedast põhjaveekihti avavas kaevus näitab veetasest kaevu ümbritsevas pinnases. Kuivadel aastaegadel ja aastatel maapinnalähedase põhjavee tase mõnevõrra alaneb, sademeterikastel perioodidel aga tõuseb.

Kaardil kujutatakse veetasest samakõrgusjoonte ehk **hüdrosihüpside** abil. Hüdrosihüpside kaardi järgi saab hinnata põhjavee liikumissuunda. Enamasti järgib maapinnalähedase põhjavee tase maapinna reljeefi ja seetõttu on tal nõrgalt laineline iseloom. Vee liikumine toimub raskusjõu mõjul madalama veetaseme poole (veetaseme languse suunas). Maapinnalähedane põhjavesi võib toita pinnaveekogusid ja vastupidi.

Põhjaveet, mis asetseb piiravate veepidemete vahel olevas veekihi, nimetatakse **kihtidevaheliseks põhjaveeks**. Kui põhjavesi lasub vettpidavate kivimikihtide vahel, on ta sageli surve all ja võib seetõttu katva veepideme alumisest pinnast kõrgemale tõusta (joonis 5.67). Pinda, milleni surveiline põhjavesi on võimeline tõusma, nimetatakse sur-

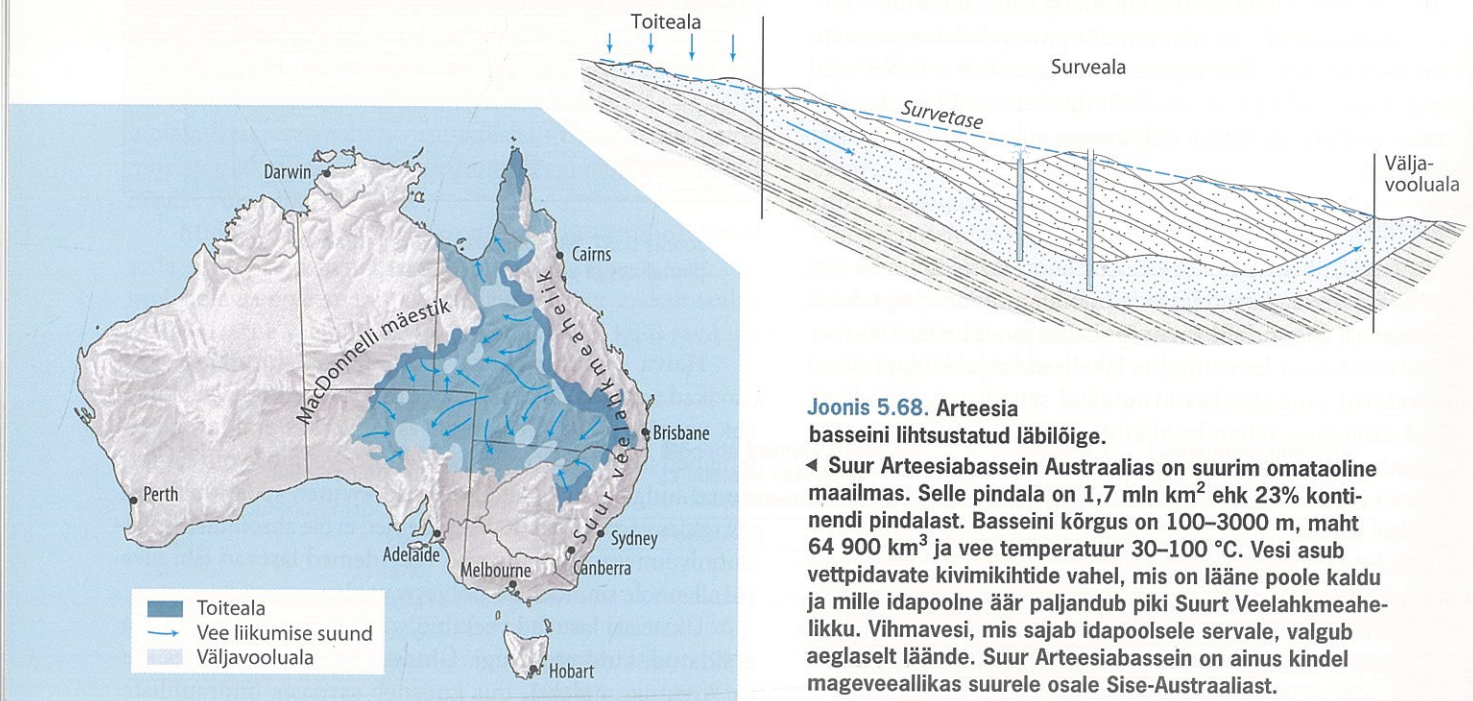
vepinnaks ehk **survetasemeks** (ehk piesomeetriliseks tasemeks). Survekõrgus on vertikaalne vahemaa vettandva kihi lasuvast pinnast kuni piesomeetrilise tasemeni. Survelisse põhjaveekihti rajatud puurkaevus tõuseb vesi just sellele kõrgusele. Kui piesomeetriline tase on kõrgemal kui maapind, võib puurkaev osutada ülevoolavaks. Survepinna samakõrgusjooni nimetatakse **hüdrosiopiesideks**.

Arteesia bassein

Arteesia basseinideks nimetatakse ulatuslikke nõgusaid geoloogilisi struktuure, mis sisaldavad surve all olevat põhjaveet – arteesia vett. Nimetus „arteesia“ pärineb Prantsusmaa ajaloolise piirkonna Artois' ladinakeelsest nimest (Artesia). Just seal saadi esmakordselt puurkaevust iseoolavat vett. Hiljem laienes see termin kõigile ulatuslikele survele põhjavee kogumitele. Arteesia basseini avamisel puurauguga tõuseb vesi lamavast veepidemest kõrgemale ja võib soodsa reljeefi korral maapinnale jõuda.

Igas arteesia basseinis võib eristada toite-, surve- ja väljavooluala (joonis 5.68).

- **Toiteala** on seal, kus vettkandvad kivimid avanevad maapinnale. Toiteala paikneb tavaliselt topograafiliselt kõrgemates kohtades ja põhjavesi on seal enamasti surveta.
- **Surveala** moodustab põhiosa arteesia basseini pindalast. Vee survetase on veelademe lasuvast pinnast kõrgemal. Seal, kus piesomeetriline tase on maapinnast kõrgemal, on kaevud iseoolavad. Neid nimetatakse arteesia kaevudeks.
- **Väljavooluala** on piirkond, kus surveiline põhjavesi avaneb maapinnale kas tõusuallikatenä või hajusalt väljaimbuva veena. Väljavoolualaks võib olla ka mere- või ookeanipõhi. Tektooniliste lõhede ja rikkevööndite olemasolu korral võib põhjavesi välja voolata ka arteesia basseini survealal.



Joonis 5.68. Arteesia basseini lihtsustatud läbilõige.

◀ Suur Arteesiabassein Austraalias on suurim omataoline maailmas. Selle pindala on 1,7 mln km² ehk 23% kontinendi pindalast. Basseini kõrgus on 100–3000 m, maht 64 900 km³ ja vee temperatuur 30–100 °C. Vesi asub vettpidavate kivimikihtide vahel, mis on lääne poole kaldul ja mille idapoolne äär paljandub piki Suurt Veelahkmeahelikku. Vihmavesi, mis sajab idapoolsele servale, valgub aeglaselt läände. Suur Arteesiabassein on ainus kindel mageveeallikas suurele osale Sise-Austraaliast.

Põhjavee liikumine

Põhjavee tase

Maapinnalähedase põhjavee tasemel on suur tähtsus, kui silmas pidada konkreetse piirkonna maakasutuse ja veevarustuse planeerimist. Kui veetase on maapinnale väga lähedal, võib pinnas osutada veest küllastunuks (kas või ajutiselt) ning ala elu- ja ehitustegevuseks kõlbmatuks. Kui aga veetase on väga sügaval, võib puurkaevude rajamine ja vee hankimine liialt kallis olla.

Veetaseme kallakuse suund on samuti tähtis tegur, sest see näitab põhjavee liikumise suunda. Veetaset ja selle kallakust saab määrata kaevudes veetaset mõõtes. Selleks et mõõdetud veetasemeid põhjavee liikumissuuna määramiseks kasutada, tuleb igas kaevus mõõta veetaset mingi kindla taseme suhtes. Tavaliselt on selleks merepind.

Filtratsiooni põhiseadus

Põhjavee liikumist veest küllastunud kihi poorides ja tihemikes nimetatakse **filtratsiooniks**. Vedelike voolamist poorides keskkonnas uuris Prantsuse insener ja teadlane Henry Darcy 19. sajandi keskel. Oma katsete põhjal liivapinnas teta tuletas ta 1856. aastal filtratsiooni põhiseaduse, mida nimetatakse Darcy seaduseks. Selle kohaselt on ajaühikus läbi pinnase filtreeruv veehulk Q võrdeline pinnase veeläbilaskvust iseloomustava filtratsioonimooduliga K , filtreeruva voolu ristlõike pindalaga A ja veetaseme või survetaseme langusega H ning pöördvõrdeline filtratsiooniteekonna pikkusega L :

$$Q = KA \frac{H}{L}$$

Suhet H/L nimetatakse **hüdrauliliseks gradiendiks** ja see iseloomustab vee- või survetaseme langust filtratsiooniteekonna pikkusühiku kohta (joonis 5.69).

Filtratsioonimooduli dimensioon ja veejuhtivuse tüübid

Darcy seadust kirjeldava võrrandi teisendamisel saame:

$$K = \frac{QL}{AH} = \frac{(m^3 d^{-1})(m)}{(m^2)(m)} = \frac{m}{d}$$

Seega on veejuhtivuse ühikuks nagu kiirusegi puhul teepikkuse ja aja suhe. Kivimite veejuhtivus (filtratsioonimooduli väärtus) varieerub 12 suurusjärgu piirides (joonis 5.70). Peale selle, et eri kivimitüüpide veejuhtivus on erinev, võib see erineda ka sama kivimimassiivi eri piirkondades. Kui veejuhtivus on teatud ruumiosas ligikaudu ühesugune, nimetatakse seda veekihti homogeenseks. Kui aga kivimi veejuhtivus väikeses ruumiosas suurtes piirides kõigub, on tegemist heterogeense veekihtiga.

Filtratsioonimooduli väärtus võib veekihi piires muutuda sõltuvalt vee liikumise suunast. Kui filtratsioonimooduli väärtus on igas suunas ühesugune, on veekiht isotroopne, kui aga eri suundades erinev, siis anisotroopne.

Enamikus kivimites, eriti konsolideerumata setetes ja konsolideerunud settekivimites, on veejuhtivus horisontaalsuunas parem kui vertikaalsuunas.

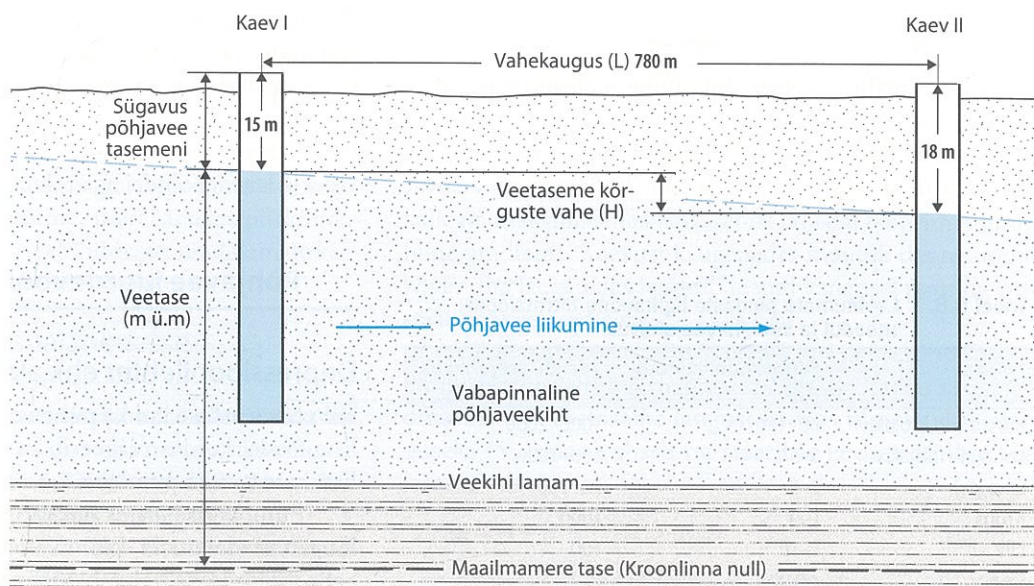
Filtratsioonikiirus ja põhjavee liikumiskiirus

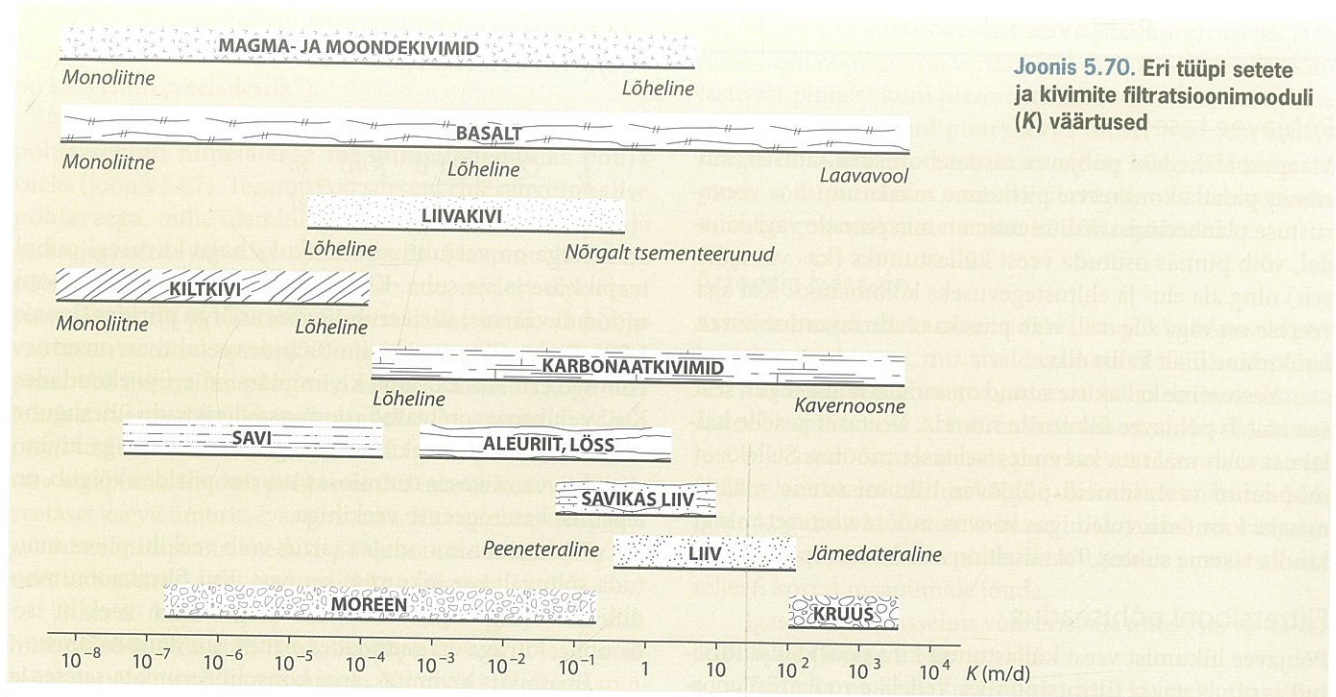
Põhjavee liikumiskiiruse võrrandi saab tuletada Darcy seaduse ja hüdraulikas kasutatava kiiruse võrrandi järgi (vooluhulk võrdub voolu kiiruse ja ristlõike pindala korrutisega):

$$Q = KA \frac{H}{L} \quad \text{ja} \quad Q = Av,$$

kus Q on vooluhulk ajaühikus, K filtratsioonimoodul, A voolu ristlõike pindala, H/L hüdrauliline gradient ja v Darcy kiirus (filtratsioonikiirus). Darcy kiirus on voolu keskmine kiirus läbi kogu voolu ristlõike.

Joonis 5.69. Hüdraulilise gradiendi arvutamiseks vajalikud parameetrid.





Kombineerides võrrandeid, saame:

$$Av = KA \frac{H}{L}, \text{ mille taandamisel } v = K \frac{H}{L}$$

Kuivõrd viimane võrrand sisaldab ainult filtratsioonimoodulit ja hüdraulilist gradienti, ei väljenda ta põhjavee tegelikku liikumiskiirust. Filtratsioonikiirus v ei ole vee tegelik liikumiskiirus kivimite poorides ja tühemikes. Nii suguse kiirusega voolaks vesi ainult siis, kui vool hõlmaks kogu vettandva kihi ristlõike (A). Filtratsiooni tingimustes võtab vool enda alla ainult osa ristlõikest, nimelt kivimi või sette pooride pinna. Lisades võrrandisse poorsuse (n), saame vee tegeliku liikumiskiiruse (v_t):

$$v_t = \frac{KH}{nL}$$

Vabapinnalise põhjavee liikumine ei ole piiratud ainult küllastusvööga. Kapillaarvöö vett, mis lasub küllastusvööl ja on sellega hüdrauliliselt seotud, mõjutab sama hüdrauliline gradient mis põhjaveetasetki (küllastusvöö lasuvat

pinda). Seega voolab kapillaarvöö vesi küllastusvöö põhjaveega samas suunas. Lateraalse (horisontaalse) voolu kiirus väheneb kapillaarvöös ülespoole liikudes ja muutub vöö lasuval pinnal võrdseks nulliga.

Veekihi veejuhtivus

Veekihi võimet vett juhtida nimetatakse **veekihi veejuhtivuseks**. Põhjavee hulk, mis veekihi liigub ja mida on sealt võimalik kaevude abil saada, on määratud filtratsioonimooduli ja veekihi paksuse korrutisega:

$$T = Kb,$$

kus T on veekihi veejuhtivus, K filtratsioonimoodul ja b veekihi paksus (tabel 5.8).

Kuivõrd veekihi veejuhtivus sõltub nii filtratsioonimoodulist (K) kui ka veekihi paksusest (b), on selle väärtus eri veekihtides ja ka ühe veekihi piires erinev. Veekihtide veejuhtivuse väärtus võib suurtes piirides kõikuda. Vulkaniilistel kivimitel on see näiteks $1 \text{ m}^2/\text{d}$, karstunud lubjakividel ja laavavooludel aga tuhandeid m^2/d .

Tabel 5.8. Levinumate pinnaste ligikaudne filtratsioonimoodul ja veekihi veejuhtivus.

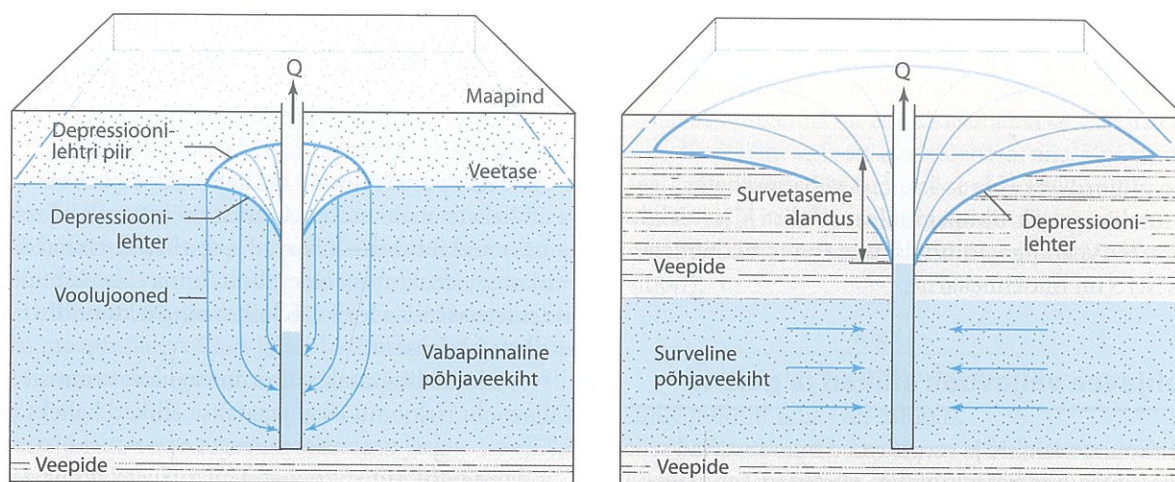
Pinnas	Filtratsioonimoodul K (m/d)	Veekihi veejuhtivus T (m^2/d)
Karstunud lubjakivi	50–150	1000–2000
Lõheline lubjakivi	5–50	100–1000
Liivakivi	2–5	20–100
Kruus	100	1000
Liiv	1–10	100
Savi	< 0,001	

Põhjavee juurdevool veekogujatesse

Depressioonilehter ehk alanduslehter

Nii veevarustuse kui ka põhjavee kaitse seisukohalt on oluline teada, kuidas reageerib veekiht, kui sealt puurkaevu kaudu vett välja pumbata.

Pumpamise alates hakkab veetase kaevus alanema ja langeb madalamale, kui on veetase ümbritsevas veekihi. Selle tulemusena hakkab põhjavesi kaevu liikuma. Pumpa-



Joonis 5.71. Depressioonilehter vabapinnalisse ja survepõhjaveekihti rajatud kaevu ümber.

mise jätkudes langeb veetase kaevus veelgi ja põhjavee vooluhulk veekihtist kaevu suureneb, olles võrdeline kaevust väljapumbatava vee hulgaga.

Vee liikumise tulemusena veekihtist kaevu moodustub **depressioonilehter** (joonis 5.71). Kuna põhjavesi liigub kaevu poole kõikidest suundadest (horisontaaltasapinnas 360 kraadi ulatuses) ja voolu ristlõike pindala kaevu suunas väheneb, peab hüdrauliline gradient samas suunas suurenema (veepinna kallakus järsemaks muutuma).

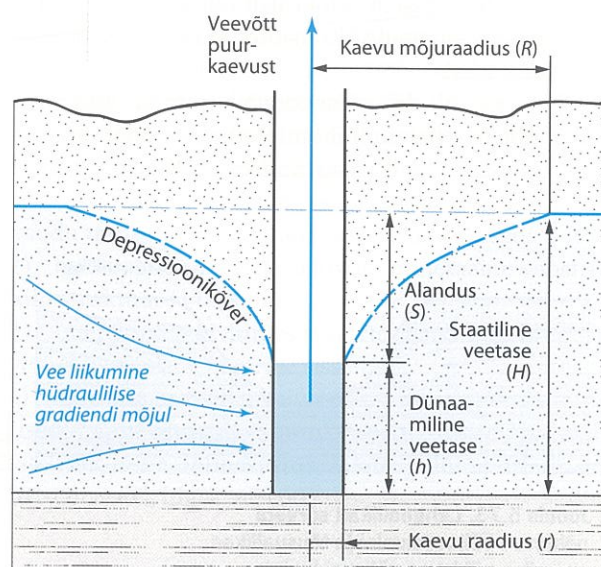
Vabapinnalisest põhjaveekihtist vett välja pumbates moodustub depressioonilehter seetõttu, et veetase kaevu ümber langeb. Vee pumpamisel kahe veepideme vahel lasuvast survepõhjaveekihtist toimub veekihtis tegelikult vaid surve alanemine ja veekihi kuivenemist tavaliselt ei toimu. Survelise põhjavee puhul on tegemist **survedepressiooniga**: mida lähemale liikuda kaevule, seda madalamaks muutub põhjavee survetase (joonis 5.71).

Väga intensiivse veetarbimise korral arenevad välja ulatuslikud depressioonilehtrid, mille diameeter võib ulatuda kümnete ja sadade kilomeetriteni. Lähestikku paiknevad depressioonilehtrid võivad ühineda, mis soodustab nende veelgi kiiremat laienemist. Depressioonilehtri kujunemisega võivad kaasneda mitmesugused probleemid, nagu pinnase tihenemine ja vajumine, mereäärsetes piirkondades merevee sissetung põhjaveekihtidesse, madalamate kaevude kuivaksjäämine, põhjavee reostusohu.

Vee juurdevool maapinnalähedasse põhjaveekihti rajatud kaevu

Pumpamise tulemusena alaneb esialgne stabiilne, looduslik (staatiline) veetase H tasemeni h , mida nimetatakse dünaamiliseks veetasemeks (joonis 5.72). Kaevu ümber moodustub pumpamise tulemusena depressioonilehter.

Depressioonilehtri ja kaevu telge läbiva vertikaaltasapinna lõikejoont nimetatakse **depressioonikõveraks**. Kõvera



Joonis 5.72. Põhjavee liikumine kaevu. Vee juurdevoolu kaevu ehk kaevust väljapumbatava vee hulga arvutamiseks vajalikud parameetrid.

kalle on maksimaalne kaevu seinte lähedal (suurim hüdrauliline gradient). Kaevust kaugenedes muutub depressioonikõver üha laugemaks ja ühtib teatud kaugusel suurkaevust staatilise veetasemega.

Vahemaad kaevu teljest kohani, kus depressioonikõver ühtib staatilise veetasemega, nimetatakse **kaevu mõjuraadiuseks** (R). Veetaseme langust kaevus nimetatakse alanduseks (S), mis sisuliselt on staatilise ja dünaamilise veetaseme vahe:

$$S = H - h$$

Kaevu raadiuse tähtsiks on tavaliselt r .

Vee juurdevool kaevu on leitav järgmise võrrandi abil:

$$Q = 1,36K \frac{(2H - S)S}{\log \frac{R}{r}}$$

Kaevu juurdevoolava ja kaevust väljapumbatava vee hulk sõltub lineaarselt filtratsioonimoodulist K ja veekihi paksusest H . Veehulga sõltuvus veetaseme alanemisest (alandusest) S on mittelineaarne.

Põhjavee väljavool: allikad ja geisrid

Mingi piirkonna veekihid ja veepidemed moodustavad selle piirkonna ühtse hüdrogeoloogilise süsteemi (nt arteesia basseini). Sellisel süsteemil on kaks olulist funktsiooni: koguda ja loovutada põhjavett süsteemi moodustavate kivimite poorsuse mahus ja juhtida endast vett läbi toitealalt väljavooluala suunas.

Põhjavee liikumiskiirus toitealalt väljavoolualale sõltub veekihtide ja veepidemete filtratsioonimoodulist ja hüdraulilisest gradiendist.

Põhjavee looduslik väljavool võib toimuda allikatena või väljaimbena – hajusa imbumisena maapinnale või pinnaavekogudesse –, kuid ka aurumisena kapillaartõusuvööst

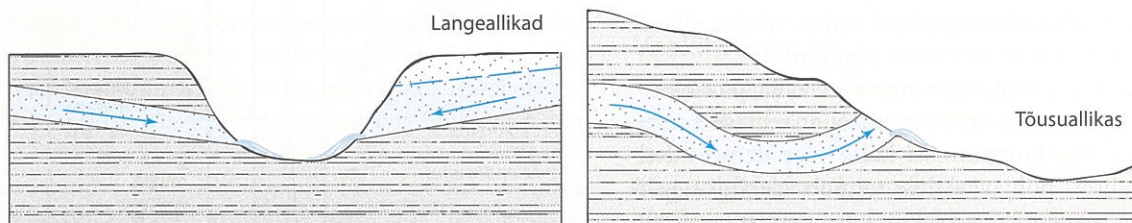
lasuvalt pinnalt. Peale selle tarbivad taimed märkimisväärsel hulgal vett nii kapillaartõusuvööst kui ka küllastusvööst.

Allikaks nimetatakse põhjavee looduslikku väljavoolu maapinnale või veekogu põhja. Maapinnale väljuv põhjavesi moodustab **punktallikaid** või **hajusaid väljavoolu**. Allikate ja allikaliste alade moodustumist mõjutavad reljeefi liigestatus – veekihtidesse lõikuvad negatiivsed pinnavormid ja piirkonna struktuurigeoloogiline ehitus –, veekihtide ja veepidemete asend ja levik läbilõikes ning tektooniliste lõhede ja rikete olemasolu.

Allikaid liigitatakse mitmesuguste tunnuste alusel. Väljavoolu iseloomu järgi jagatakse allikad kaheks (joonis 5.73):

- **langeallikaid** moodustuvad surveta põhjavee väljavoolualal. Vesi liigub raskusjõu mõjul toitealalt väljavooluala poole;
- **tõusuallikaid** moodustuvad survealuse põhjavee väljavoolualal. Vee liikumine toimub hüdrostaatilise rõhu mõjul sügavuse suunast maapinna poole.

Eestis on rohkesti allikaid Pandivere kõrgustiku nõlvadel (joonis 5.74). Sealsete karstiallikate toodang võib ulatuda 300 liitrini sekundis ja nad on sageli veerikaste jõgede lätteks (Pärnu jõgi, Pedja jõgi, Kunda jõgi). Lõuna-Eestile on tüüpilised oruveerudel paiknevad langeallikad.

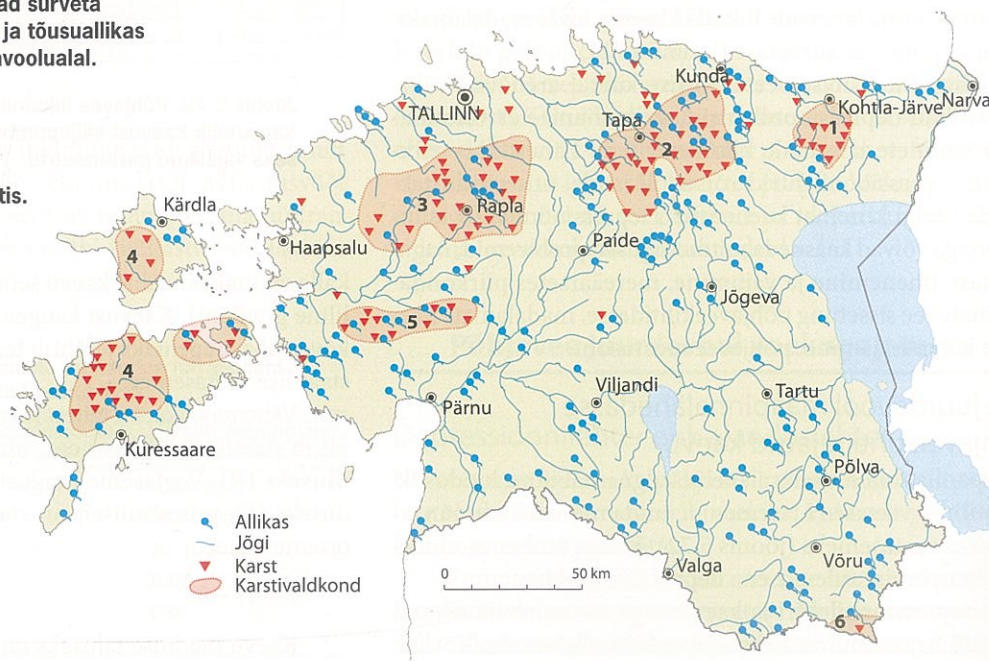


Joonis 5.73. Langeallikad surveta põhjavee väljavoolualal ja tõusuallikas survealuse põhjavee väljavoolualal.

Joonis 5.74. Allikate ja karstivormide levik Eestis.

Karstivaldkonnad:

- 1 – Kohtla-Järve
- 2 – Pandivere
- 3 – Kohila
- 4 – Lääne-Eesti saarte
- 5 – Põhja-Pärnumaa
- 6 – Kagu-Eesti



Geisrid on perioodiliselt vett ja auru purskavad kuumaveeallikad, milles vee temperatuur on üle 42 °C. Nad paiknevad aktiivse või hääbuva vulkaanilise tegevusega aladel (Island, Uus-Meremaa, Kaljumäestik ja eriti Yellowstone'i rahvuspark USAs, Kamtšatka poolsaar Venemaal. Islandil, mis asub seismiliselt aktiivse Atlandi ookeani keskaheliku kohal, on tuhandeid kuumaveeallikaid, millest osa on geisrid.

Hüdrotermilised veed on sageli kõrge kontsentratsiooniga, sisaldades kivimist lahustunud keemilisi komponente. Kui vesi on kuum, püsivad need komponendid lahuses. Kui aga vesi maapinnale väljub ja seal kiiresti jahtub, võivad mitmed mineraalid (opaal, kaltsiit, aragoniit) veest välja settida.

Geisrid jaotatakse tegevuse iseloomu järgi:

- passiivseteks – kunagi aktiivselt tegutsenud geisrid;
- katkendlikult tegutsevateks geisriteks – purskavad vett teatud aja järel (paus võib kesta mitu kuud);
- aktiivselt tegutsevateks geisriteks.

Pursete intensiivsus, kestus, sagedus, kõrgus ja vee ning gaaside vahetamine võib olla väga erinev isegi ühe geisrirühma piires. Geisrite „töömehhanismi“ illustreerib joonis 5.75.

Põhjavee keemiline koostis ja kvaliteet

Põhjavesi on universaalne lahus: ta on võimeline lahustama endas peaaegu kõiki aineid, millega ta kokku puutub. Seetõttu ei ole looduslik vesi kunagi puhas, vaid sisaldab alati lahustunud tahkeid ja gaasilisi aineid. Vee koostis sõltub väga paljudest teguritest, näiteks vee algsest koostisest, veega kokku puutuva sette ja kivimi mineraalsest koostisest, lahuse pH-st ja redokspotentsiaalst.

Hüdrogeoloogias välendatakse keemiliste komponentide kontsentratsiooni nii massiühikutes kui ka ekvivalentvormis.

• Kontsentratsioon massiühikutes. Vees lahustunud komponentide (ioonide) sisaldust välendatakse tavaliselt vees lahustunud komponendi massi ja vee ruumala jagatisena. SI-süsteemis on enim kasutatavaks ühikuks mg/l.

• Kontsentratsioon ekvivalentvormis. Kui ruumalaühikus (ühes liitris vees) olev ionide hulk milligrammides jagada selle iooni molekulmassiga (aatommassiga), saame aine moolide arvu ühes liitris vees (molaarne kontsentratsioon):

$$c_A = \frac{\text{mg/l}}{\text{aatommass(molekulmass)}},$$

mille mõõtühikuks on mmol/l.

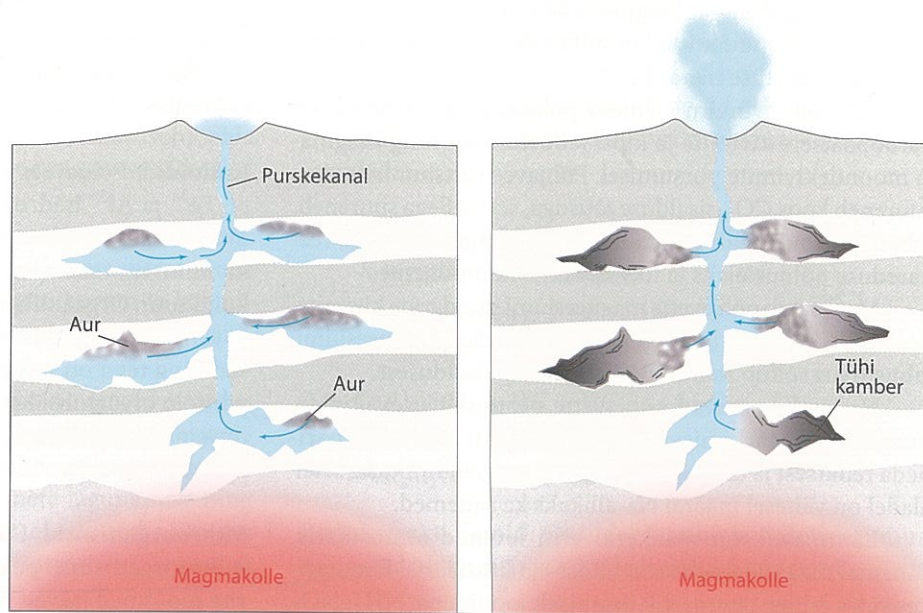
Kui molaarne kontsentratsioon korrutada lahuses oleva iooni valentsiga, saame iooni kontsentratsiooni ekvivalentvormis:

$$\text{mg} - \text{ekv/l} = \frac{\text{mg/l}}{\text{aatommass(molekulmass)}} \times \text{valents}$$

Põhjavee keemilist koostist mõjutavad tegurid. Keemiliste elementide hulk ja vahetamine põhjavees sõltub paljudest üheaegselt toimivatest teguritest. Põhilised looduslikud ja antropogeensed tegurid, mis mõjutavad põhjavee keemilise koostise kujunemist, võib jagada nelja rühma:

- 1) atmosfäärsed – sademed, evapotranspiratsioon, õhu kaudu transporditud veeaur ja tahked osakesed;
- 2) geoloogilised – sette ja kivimi mineraalne koostis, vee-kihi struktuur ja tekstuur;
- 3) merelised – kivimites ja setetes paiknev reliktne merevesi, tänapäevane merevee sissetung;
- 4) antropogeensed – hajureostusallikad (pestitsiidid, väetised, happevihmad) ja punktreostusallikad (jäätmeheidlate lekkimine, inimasustus, liiklus ja lumetõrje maanteedel-tänavatel, liigne veevõtt).

Joonis 5.75. Geisri tööpõhimõte. Purskekanal täitub põhjaveega ja vesi kuumeneb magmakoldest pärit soojuse mõjul. Teatud temperatuuri ja rõhu juures hakkab vesi keema ning kergemaks muutudes maapinna poole liikuma. Algab intensiivne gaaside eraldumine ja toimub purse.



Keemilised komponendid põhjavees. Põhjavees sisaldub enamik perioodilisüsteemi elementidest. Nad esinevad ioonide, gaaside, dissotsieerumata molekulide ja kolloidena. Vee keemilise koostise, tüübi ja mineralisatsiooni astme määravad seitse keemilist komponenti. Nendeks on anioonidest HCO_3^- , Cl^- ja SO_4^{2-} ning katioonidest Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ ja K^+ . Enamikul juhtudel moodustavad need ioonid 90–95% kõigist vees lahustunud sooladest.

Ülejäänud elemente leidub tavaliselt väikeses koguses, mistõttu neid nimetatakse mikrokomponentideks. Neist on tähtsaimad Fe^{2+} , Fe^{3+} , F^- ja I^- ning lämmastiku, fosfori ja räni ühendid (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SiO_2^{2-}).

Põhjavesi sisaldab väikeses koguses ka metalle, näiteks Cu, Sr, Cd, Al, Pb, Zn (mõni mikrogramm liitri vee kohta).

Põhikomponendid:

- HCO_3^- satub põhjavette tavaliselt karbonaatsete kivimite ning õhus ja mullas oleva CO_2 lahustumise tulemusena. Karbonaatsetest kivimitest lahustuvad CO_2 -rikkas vees hästi lubjakivi (CaCO_3) ja dolomiit (CaMgCO_3). Põhjavees leiduvate anioonide hulgas on vesinikkarbonaatiooni sageli üle 50%.
- Cl^- satub vette reliktsest mereveest, soolalademete (NaCl) lahustumise tagajärjel, sademetest ning rannikualadel tänapäevase merevee sissetungimisel põhjavette. Klooriidioon on nagu HCO_3^- -gi põhjavees ulatuslikult levinud ioon. Kloori võib põhjavette sattuda ka orgaaniliste ühendite lagunemisel ja rooveega. Seega võib Cl piirkonna geoloogilist ehitust silmas pidades olla ka üks põhjavee reostuse indikaatoreid.
- SO_4^{2-} satub vette väävli sisaldavatest mineraalidest (kipsist – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, anhüdriidist – CaSO_4) või väävliühendite (püriidi – FeS_2) oksüdeerumise tagajärjel. Sulfaatioonide esinemine põhjavees on ka orgaaniliste ainete lagunemisprotsesside ja oksüdeerumise indikaatoriks. Vähesel määral kandub sulfaate põhjavette sademete (happevihmade) kaudu. Kui geoloogilises läbilõikes väävli sisalduvad mineraalid puuduvad, on sulfaatide rohke sisaldus põhjavees üks reostuse näitajaid.
- Ca^{2+} on levinuim element põhjavees, kuhu ta satub karbonaatsete kivimite ja kipsi lahustumisel ning magma- ja moondekivimite porsumisel. Põhjavee kaltsiumisisaldus suureneb koos CO_2 -sisalduse tõusuga, sest sellega suureneb lubjakivi lahustuvus. Kaltsium on koos magneesiumiga vee kareduse põhjustajaks ja üks katlakivi komponente.
- Mg^{2+} satub põhjavette magneesiumi sisaldavate kivimite, peamiselt dolomiidi (CaMgCO_3) lahustumisel. Magneesiumi lahustuvus sõltub samuti põhjavee CO_2 -sisaldusest.
- Na^+ ja K^+ satuvad põhjavette peamiselt päevakivide porsumisel. Märkimisväärne kogus naatriumi võib pärineda reliktsest ja tänapäevasest mereveest. Rannikuäärsetel aladel on vähesel määral Na-allikaks ka sademed.

Lämmastik on maakeral eriti levinud atmosfääris, vähemal määral leidub seda hüdro- ja litosfääris. Looduslikes vetes esineb lämmastik peamiselt ioonidena. NH_4^+ , NO_2^-

ja NO_3^- on tekkinud anorgaaniliste ainete baasil või orgaaniliste ühendite lagunemisel. Viimasel juhul viitab nende olemasolu põhjavees reostusele ja haigusi tekitavate bakterite esinemisvõimalusele. Mineraalidest ja kivimitest pärit lämmastikuühendite hulk põhjavees on tühine.

Põhjavesi on enamasti neutraalse või nõrgalt aluselise reaktsiooniga, tema pH väärtus kõigub 7 ja 8 vahel. Põhjavee pH väärtust mõjutavad kivimite ja setete omadused: happelistes kivimites paikneva põhjavee pH võib langeda 6-ni. Maapinnalähedase põhjavee pH-d võivad alandada happelised sademed.

Gaasid põhjavees. Sademetena maapinnale langev vesi sisaldab lahustunud hapnikku, lämmastikku, süsihappegaasi ja teisi gaase (tööstuspiirkondades ka väävliühendeid). Gaasid esinevad põhjavees kas lahustunud olekus või vabade gaasidena. Põhjavee gaasisisaldus sõltub keskkonna pH-st, temperatuurist ja rõhust. Levinuimateks gaasideks põhjavees on hapnik, lämmastik, süsihappegaas, metaan, väävelvesinik ja vesinik.

Hapnikku leidub peamiselt aeratsioonivöö vees, kuid see ei puudu ka sügavamal lasuvatest põhjaveekihtidest. Hapnik satub põhjavette kas atmosfäärist või eraldavad teda mõned bakterid oma elutegevuse käigus. Hapnikku sisaldaval veel on omadus oksüdeerida orgaanilisi ühendeid, metalle ja lämmastikuühendeid.

- Lämmastik tungib põhjavette peamiselt õhust.
- Süsihappegaasi allikaks põhjavees on mitmesugused keemilised ja biokeemilised protsessid. Osa vees leiduvast CO_2 -st pärineb ka atmosfäärist.
- Metaani tekkimine on seotud kivimites ja põhjavees olevate organismidega ja nende jäänuste lagunemisega.
- Väävelvesinik satub põhjavette enamasti orgaaniliste ainete lagunemisel õhu juurdepääsuta anaeroobsete bakterite toimel. Väävelvesinikku tekib ka sulfiidide lagunemisel. Maapinnalähedases põhjavees H_2S peaaegu puudub, seest on ta aga sügaval lasuvate põhjaveekihtide tüüpiline gaasiline komponent.
- Vesinikku leidub peamiselt vulkaaniliste piirkondade põhjavees.

Kolloidid. Põhjavees sagedamini esinevateks kolloidideks on Fe^{3+} ja Al^{3+} hüdroksiidid, SiO_2 ning orgaanilised ühendid. Esimesse kolme rühma kuuluvad kolloidid tekivad kivimite murenemisel ja nende sisaldus ei ole põhjavees kuigi suur. Orgaanilisteks ühenditeks on enamasti taimede ja vähemal määral loomsete organismide lagunemissaadused ning tegu on peamiselt orgaaniliste hapetega. Taimset päritolu orgaanilisi kolloide sisaldav põhjavesi on ebameeldiva maitse ja lõhnaga, loomset päritolu ühendite korral on aga vesi reostunud ja joogiks üldse kõlbmatu.

Mikroorganismid. Põhjavees leidub alati mitmesuguseid mikroorganisme, peamiselt baktereid. Enamiku bakterite mõõtmised jäävad mõne mikromeetri piiresse (nt soole-

kepike *Escherichia coli* on 3–4 µm pikkune ja umbes mikromeetrise läbimõõduga silinder). Baktereid on rohkem just maapinnalähedases põhjavees ja reostusallikate läheduses. Põhjavee tugeva reostumise korral võib 1 cm³ vett sisaldada mitu miljonit bakterit. Et poorne pinnas toimib filtrina, siis bakterite hulk vees sügavuse suurenedes tavaliselt väheneb. Lõheliste ja karstunud kivimite korral on aga vee vertikaalsuunaline liikumine soodustatud ja bakterid võivad ohustada ka sügavamal lasuva põhjavee kvaliteeti.

Temperatuur. Põhjavee temperatuur võib varieeruda suurtes piirides, sõltudes geoloogilistest ja toitumistingimustest ning lasumissügavusest. Vulkaanilistel aladel ulatub põhjavee temperatuur 100 °C-ni (kuumaveeallikad, geisrid), igikeltsaga kaetud aladel võib aga kõrge mineralisatsiooniga põhjavee temperatuur langeda isegi alla 0 °C. Keskmistel laiuskraadidel on maapinnalähedase põhjavee temperatuur tavaliselt 5–12 °C, muutudes koos õhutemperatuuri kõikumisega. Mida lähemal maapinnale, seda suurem on kõikumise amplituud. Temperatuuri ööpäevase kõikumise vöö ei ulatu sügavamale kui 1–2 m. Aastase kõikumise vöö maksimumaalne sügavus on 30–40 m. Temperatuuri aastase kõikumise vööst allapoole jääb püsiva temperatuuri vöö. Sellest veel allpool hakkab temperatuur Maa süvasoojuse mõjul tõusma. Temperatuuri tõusu sügavuse suurenedes iseloomustab geotermiline gradient, mis kõigub vahemikus 1,8 °C / 100 m (alad, kus esineb pakse sette kivimite lasundeid) kuni 3,6 °C / 100 m (hiljutise vulkaanilise tegevusega piirkonnad).

Radioaktiivsus. Radioaktiivsuseks nimetatakse keemiliste elementide aatomituumade iseeneslikku lagunemist. Kõik looduslikud radioaktiivsed elemendid moodustavad kolm radioaktiivse lagunemise rida, mille lähteelementideks on ²³²₉₀Th (tooriumirida), ²³⁸₉₂U (uraanirida) ja ²³⁵₉₂U (aktiiniumirida). Nendes radioaktiivsetes ridades on lähte-elementidest α- või β-lagunemisel tekkinud tütar-elementid radioaktiivsed ja lagunevad omakorda uuteks radioaktiivseteks tütar-elementideks. Nii moodustab iga rea lähte-element üksteisega tasakaalus ja omavahel geneetiliselt seotud olevate ning ühest teiseks muutuvate elementide isotoopide rea. Iga rida kui radioaktiivsete lagunemisprotsesside ahel lõpeb stabiilse elemendiga.

Põhjavesi sisaldab peamiselt uraanirea elemente: uraani, raadiumi ja radooni. Radoon on uraanirea ainus gaasiline element ning seetõttu kõige liikuvam ja kahjulikum. Radooni peetakse leukeemia ja mõnede teiste vähkkasvajate põhjustajaks.

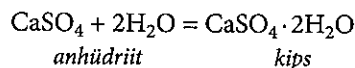
Põhjavee looduslike radioaktiivsete ainete sisaldus sõltub nende sisaldusest kivimites. Kivimites ja põhjavees sisalduvate radioaktiivsete ainete vahel valitseb dünaamiline tasakaal, mis radioaktiivsete ainete lagunemise ning põhjavee ja kivimite vaheliste protsesside tõttu (leostumine, lahustumine, oksüdatsioon, adsorptsioon, settimine, emaneerumine jm) pidevalt muutub.

Peamised keemilised protsessid põhjavees

Põhjavee üks tähtsamaid omadusi on võime reageerida keskkonnaga. Kuivõrd kõik looduslikud süsteemid püüdleavad tasakaaluoleku poole, üritab põhjavesi saavutada keemilist tasakaalu paljude keemiliste protsesside teel.

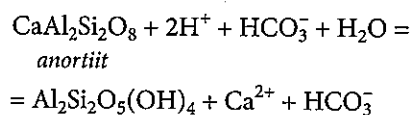
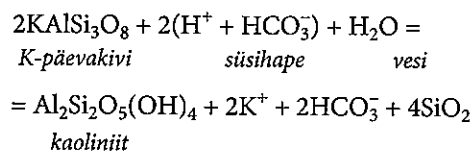
Lahustumine. Lahustumine on üks olulisemaid protsesse põhjavee keemilise koostise kujunemisel, mõjutades nii gaase kui ka tahkeid osakesi. Gaasid lahustuvad peamiselt veest küllastumata vöös ja nendes kihtides, kus toimub nafta ja gaaside kuhjumine. Põhjaveega reageerivad peamiselt N₂, Ar, O₂, He, CO₂, NH₃, CH₄ ja H₂S. Kivimite lahustumise määr sõltub kivimeid moodustavate mineraalide lahustuvusest, vee keemilisest koostisest, rõhust ja temperatuurist. Hästi lahustuvad lubjakivi (CaCO₃), dolomiit (CaMgCO₃), kips (CaSO₄ · H₂O), haliit (NaCl) ja sülviiin (KCl), mis on ka peamised Ca, Mg, Na, K, CO₃, SO₄ ja Cl allikad põhjavees.

Hüdratatsioon. Hüdratatsioon on vee tungimine mineraalide kristallivõresse või veemolekulide liitumine vees lahustunud ionidega. Selle tulemusena moodustuvad uued nn hüdratiseerunud mineraalid (hüdro-silikaadid). Kergesti hüdratiseeruvad mitmesugused soolad (kips, haliit):



Hüdratatsioon kui mineraalide murenemise esimene etapp on üks põhjavee keemilise koostise kujunemise tähtsamaid protsesse.

Hüdrolüüs. Hüdrolüüsi all mõeldakse dissotsieerunud vee ja keemiliste (mineraalsete) ühendite vahelist reaktsiooni. Hüdrolüüsi käigus asenduvad mineraalide kristallstruktuuris sisalduvad katioonid dissotsieerunud H⁺ ionidega, mistõttu struktuuri stabiilsus kaob ja mineraal laguneb. Looduslikes tingimustes osalevad selles reaktsioonis ka mitmed vees lahustunud ionid (HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺), mis võivad samuti struktuuri komponente asendada.



Redoksreaktsioonid. Oksüdeerumine ja redutseerumine toimuvad üheaegselt ja kompenseerivad teineteist.

Oksüdeerumine on oluline vee kvaliteeti kujundav protsess, mis leiab aset peamiselt aeratsioonivöös, kus on piisavalt atmosfäärist ja vees lahustunud CO_2 -st pärit hapnikku. Allpool veetaset, küllastunud vöös väheneb vees sisalduva hapniku hulk sügavuse suurenedes kiiresti. Eelkõige oksüdeeruvad sulfiidsed ja muutuva valentsiga katioone (Fe, Mn, Cu) sisaldavad mineraalid. Tüüpilised oksüdatsioonireaktsioonid on näiteks:

- sulfiidide oksüdeerumine, mille tulemusena tekivad Fe_2O_3 , H_2SO_4 ja CO_2 ,
- raua- ja mangaaniühendite oksüdeerumine:

$$\text{Fe}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3 + \text{e}^- + 3\text{H}^+$$
- orgaanilise aine (pruunüsü, kivistüsü, bituumen) oksüdeerumine, mille käigus tekib CO_2 .

Reduktsioon on samuti oluline orgaanilistes ainetes toimuv protsess. Hapnik võib olla pärit oksiididest, sulfaatidest, nitraatidest, nitrititest ja paljudest gaasidest. Reduktsiooni tulemusena võivad tekkida H_2 , H_2S , CH_4 ja teised süsivesinikud, S^{2-} , NO_2^- , NH_4^+ , Fe^{2+} ja Mn^{2+} .

Keemiline settimine. Põhjavees lahustunud mineraalainete väljasettimine võib toimuda mitmel põhjusel:

- Lahuses olevate ionide reageerimine tahkete osaketega, mille tulemusena moodustuvad lahustumatud setted (mineraalid).
- Rõhu ja temperatuuri muutumine, mille tagajärjeks on teatud ainete lahustuvuse vähenemine vees ja väljasettimine. Tüüpilisteks näideteks on CaCO_3 lasundite moodustumine allikalistel aladel, kus rõhu alanemise tõttu toimub CO_2 vabanemine, ning kuumaveallikates SiO_2 väljasettimine temperatuuri järsu languse tõttu.
- Vees lahustunud aine oksüdeerumine kokkupuutel õhuga, mille tagajärjel moodustuvad raskesti lahustuvad ühendid, näiteks lahuses oleva $\text{Fe}(\text{OH})_2$ oksüdeerumine $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -ks, mis lahusest välja settib.

Ioonivahetus. Ioonivahetus on protsess, mille käigus tahkete osakeste pinnale nii füüsikaliste kui ka keemiliste jõududega (vastavalt van der Waalsi jõud ja kemisorptsioon) seotud ioonid ja molekulid asenduvad vees olevate ionidega. Aktiivseimad ioonivahetid on savimineraalid – kaoliniit, montmorilloniit, illiit, kloriit ja vermikuliit, samuti raua oksiidid ja orgaanilised ained.

Põhjavee reostus

Kahjulike lisandite tungimist põhjavette inimtegevuse otsese või kaudse mõju tulemusena nimetatakse **reostumiseks**. Mõiste „reostus“ hõlmab ka sellist inimtegevuse kaudset mõju põhjavee kvaliteedile nagu soolase vee sissetungimine põhjaveekihti intensiivse põhjavee väljapumpamise tagajärjel. Enamasti reostub põhjavesi siiski järgmistel põhjustel: jäätmete ladustamine maapinnale või maa-alustesse hoidlatesse, väetiste ja teiste põllumajanduslike kemikaalide

kasutamine, kõigvõimalike hoidlate ja torustike lekked ning loomorganismide heitproduktid.

Põhjavee reostumine on aktuaalne kahel põhjusel: 1) reostunud põhjavee tarbimine on tervisele kahjulik, kusjuures selle mõju inimorganismile võib avalduda alles pikema aja möödudes; 2) reostunud põhjavee puhastamine on aeganõudev ja väga kulukas tegevus.

Põhjavee reostust on nelja liiki: bakteriaalne, keemiline, mehaaniline ja radioaktiivne.

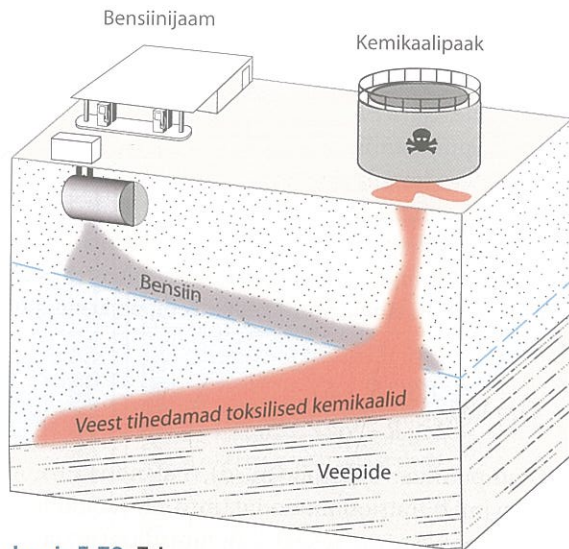
Bakteriaalse reostuse korral satuvad põhjavette eluvõimelised bakterid, millest mõned võivad ka haigusi tekitada. Peale pinnase mehaaniliste ja hüdrauliliste omaduste sõltub bakteriaalse reostuse ulatus bakterite elueast aeratsioonivöös ja põhjavees. Anaeroobsed bakterid, mille hulka kuulub enamik patogeenseid baktereid, hukuvad aeratsioonitingimustes teatud aja jooksul. Bakterite eluiga sõltub nende liigist, kivimi koostisest, vee temperatuurist ja teistest elutingimustest ning kõigub 30 ööpäevast kahe aastani. Kõige intensiivsem vee puhastamine bakteritest toimub selle infiltratsiooniteekonna esimeste meetrite jooksul. Pinnase puhastusvõime on seda suurem, mida peeneteralisemad on kivimid. Jämedateraliste, karstunud ja lõheliste kivimite korral on vee isepuhastumine väga nõrk ja bakteriaalse reostuse levikukaugust ei määra mitte niivõrd sorptsiooniprotsess kivimiosakeste pinnal, vaid vee liikumise kiirus ja bakterite eluiga.

Keemiline reostus allub looduslikule isepuhastusele tunduvalt halvemini. Keemiline reostus põhjustab vee ebameeldivat lõhna, toksilised reoained võivad esile kutsuda mürgitust. Kui põhjavette sattunud keemilisi reoaineid pinnaseosakeste poolt ei seota või kui nad põhjavees lahustunud komponentidega ei reageeri, võivad nad vees püsida pika aja jooksul.

Mehaanilist reostust esineb põhjavees harva. See võib olla tingitud näiteks kaevandamistöödest. Kui on tegemist poorse keskkonnaga, settivad mehaanilised lisandid põhjaveest välja juba vee liikumise esimestel meetritel. Lõhelistes ja karstunud kivimites levib selline reostus kaugemale, kuid ka seal see pikapeale kaob.

Radioaktiivne põhjavee reostus on tavaliselt seotud aatomienergia töötavate seadmetega ja radioaktiivsete isotoopide kasutamisega tööstuses, meditsiinis või teadustegevuses. Tehispäritolu radioaktiivsed ained võivad ka koos sademetega atmosfäärist maapinnale langeda ja põhjavette infiltreruda. Radioaktiivne reostus levib põhjavees üldiselt aeglaselt, sest enamik radioaktiivseid aineid adsorbeeritakse pinnaseosakeste poolt.

Reostuse levik põhjavees sõltub reoaine tihedusest (joonis 5.76). Vee kergemad vedelikud (nt bensiin) akumulēruvad veest küllastunud vöö ja aeratsioonivöö piirile (põhjavee pinnale), moodustades seal õhukese horisontaalsuunas laialivalguva kihi. Vee suurema tihedusega reoained liiguvad vertikaalsuunas läbi küllastusvöö kuni esimese ulatusliku veepidemeni.



Joonis 5.76. Erineva tihedusega reoainete levik pinnases.

Kivimite ja setete mineraalne koostis ja füüsikalised omadused mõjutavad tugevasti reostuse leviku ulatust ja kiirust. Dispersiooni tõttu reoaine kontsentratsioon väheneb selle liikumise suunas. Paljud orgaanilised ja anorgaanilised ained lagundatakse aeratsioonivöös oksüdeerimise teel või bakterite elutegevuse tagajärjel. Savid ja orgaanilised setted on võimelised raskmetalle ja mitmeid orgaanilisi reoaineid oma pinnale adsorbeerima ja sellega nende sisaldust põhjavees vähendama.

Reoainete liikumissuuna ja -kiiruse põhjavees määravad pinnase hüdraulilised omadused (joonis 5.77). Veest lahustunud ained liiguvad koos põhjaveega pinnase parima veejuhtivuse suunas. Seetõttu on jäätmeohtude ja teiste potentsiaalsete reostusallikate rajamisel vaja arvestada ala geoloogilist ehitust, reljeefi ning pinnase mehaanilisi ja hüdraulilisi omadusi. Põhjavee reostusohu on väiksem, kui:

- 1) aeratsioonivöös on esindatud paksud halvasti vett juhtivad pinnasekihid (savi), mis takistavad reoainete infiltreerumist;
- 2) rajatav objekt paikneb põhjavee looduslikule väljavoolualale võimalikult lähedal;
- 3) pinnavee ja sademevee infiltreerumine on viidud miinimumini.

Soolase vee sissetung. Rannikualadel sademete infiltatsioonil tekkinud mage põhjavesi liigub kas soolase merevee või sügavamates kihtides paikneva kõrgema mineralisatsiooniga põhjavee suunas. Mageda ja soolase vee kontaktala on ühtlasi kahe erineva tihedusega vedeliku kokkupuutepiirkond. Mageda ja soolase vee piir ei ole terav, nende vahele moodustub üleminekuline difusioonivöö.

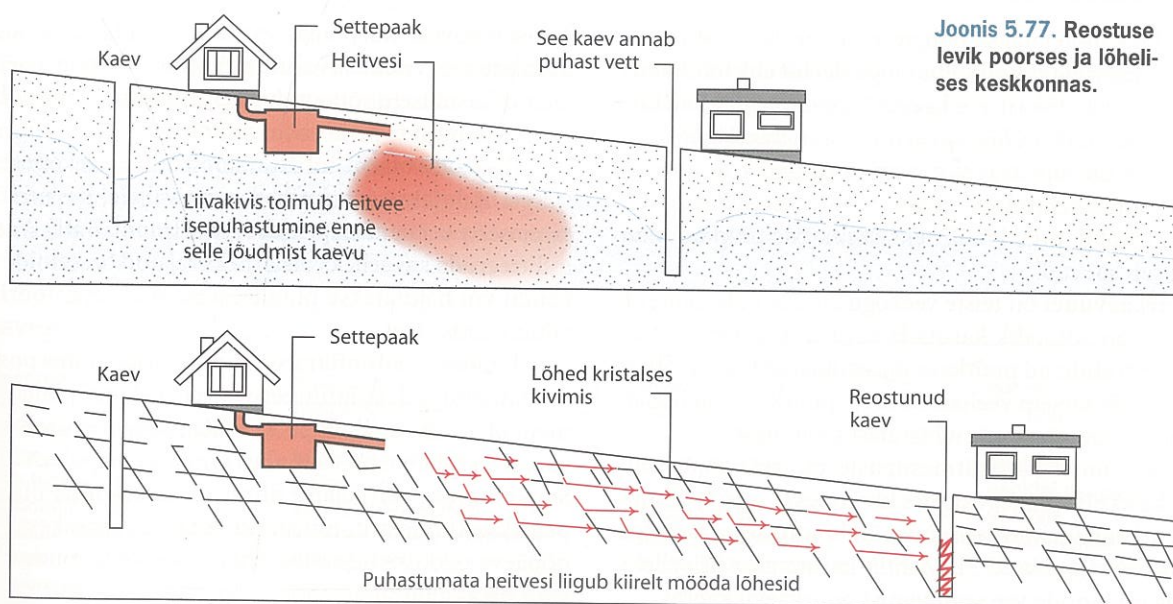
Vee tihedus sõltub vees lahustunud soolade (nt NaCl) hulgast. Mageda vee tihedus on 1 g/cm^3 , merevee tihedus aga $1,025 \text{ g/cm}^3$. Et mage vesi on mereveest väiksema tihedusega, kipub ta soolase vee peal „ujuma“. Eriti ilmekalt avaldub see nähtus saartel, kus mageda põhjavee lääts paikneb ümbritseval soolasel veel (joonis 5.78).

Mida kõrgem on põhjavee tase merepinnast, seda paksem on põhjavee lääts. Põhjavee taseme ja magevee läätse paksuse vahelise seose avastasid taanlane Willem Badon Ghijben ja sakslane Alexander Herzberg. Ghijbeni-Herzbergi võrrand on järgmine:

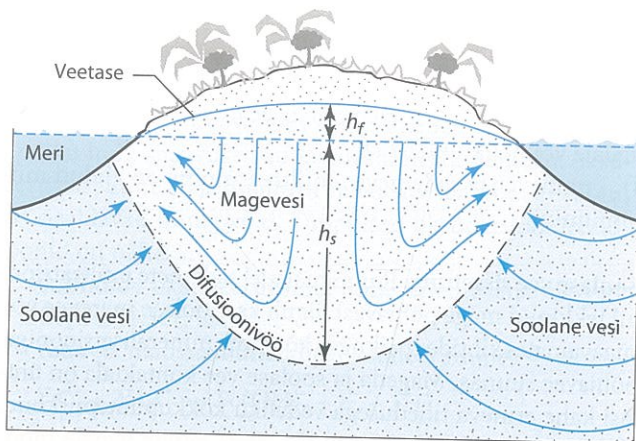
$$h_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} (h_f),$$

kus h_s on mageda vee läätse paksus allpool merepinda, ρ_f mageda vee tihedus, ρ_s merevee tihedus ja h_f mageda põhjavee taseme kõrgus üle merepinna.

Arvestades mageda ja merevee tihedust on Ghijbeni-Herzbergi võrrandi kohaselt $h_s = 40 h_f$. Võrrand on otseselt



Joonis 5.77. Reostuse levik poorses ja lõhelistes keskkonnas.



Joonis 5.78. Põhjavee taseme ja magevee läätse paksuse vaheline seos. Mida kõrgem on põhjavee tase merepinnast, seda suurem on mageda vee läätse paksus allpool merepinda.

rakendatav vaid homogeenses ja isotroopses keskkonnas, kus mage vesi on staatiline. Tegelikult on mageda vee läätse paksus väiksem, sest looduslikes tingimustes koosneb geoloogiline läbilõige erinevate omadustega kivimikihtidest.

Põhjavee väljapumpamisel rikutakse mageda ja soolase vee vahelist tasakaalu ning kontaktpind kahe veetüübi vahel liigub veekogu poole. Intensiivse pumpamise korral võib soolane merevesi tungida piki paremate hüdrauliliste omadustega kivimikihte puurkaevuni ja rikkuda pumbatava vee kvaliteedi. Sama võib juhtuda sügavamates kihtides paikneva kõrgema mineralisatsiooniga põhjavee vertikaalse liikumise tulemusena. Et vältida soolase vee sissetungi kaevudesse, tuleks rajatavate puurkaevude asukoht, sügavus ja kavandatud toodang hoolikalt ette planeerida.

Veehaarded

Veehaardeks nimetatakse põhjavee saamiseks rajatud ehitisi (kaeve, kaevude rühmi). Puuraugu **deebit** ehk tootlikkus on looduslikust allikast või kaevust (puurkaevust) ajaühikus saadav veehulk. **Põhjaveevaru** all mõistetakse põhjavee hulka, mida on rajatavas veehaardes võimalik toota etteantud tarbimisrežiimil nii, et see ei mõjutaks negatiivselt ökoloogilist olukorda. Põhilisteks veehaarde tüüpideks on puur- ja salvkaevud.

Puurkaevudel on teiste veekogujate ees hulk eeliseid: nende abil on võimalik kasutada sügaval paiknevaid veekihte, õigesti ehitatud puurkaev on sanitaarsest seisukohast kõige usaldusväärsem veehaarde tüüp, puurkaevu abil saab võtta vett igasugustest vett juhtivatest kivimitest.

Kaevu puuritakse mitmesuguste puurmasinate abil, harvem ka käsitsi. Vähepeisivate kivimites ja setetes kasutatakse puurkaevu seinte varisemise ärahoidmiseks torudega manteldamist (joonis 5.79). Mantlit kasutatakse ka selleks, et vältida eri kihtide vee segunemist puurkaevu kaudu.

Puurkaevu töötav (veekihi oleval) osa varustatakse filtriga, mille konstruktsiooni valikul lähtutakse kivimite koostisest, pumpamisrežiimist jne. Kui tegemist on püsivate kivimitega (graniit, lubjakivi, liivakivi), võib puurkaevu töötava osa ka manteldamata jätta.

Kaevust väljapumbatava vee hulk (deebit) sõltub veekihi peamistest hüdrogeoloogilistest parameetritest. Vabapinnalist veekihti läbiva puurkaevu deebit on arvutatav järgmiselt:

$$Q = 1,36 \frac{KS(2H - S)}{\log R - \log r},$$

kus Q on puurkaevu deebit (m^3/d), S alandus (m), K vett-andva kivimi filtratsioonimoodul (m/d), H staatiline (algne looduslik) veetase (m), R kaevu mõjuraadius (m) ja r kaevu raadius (m).

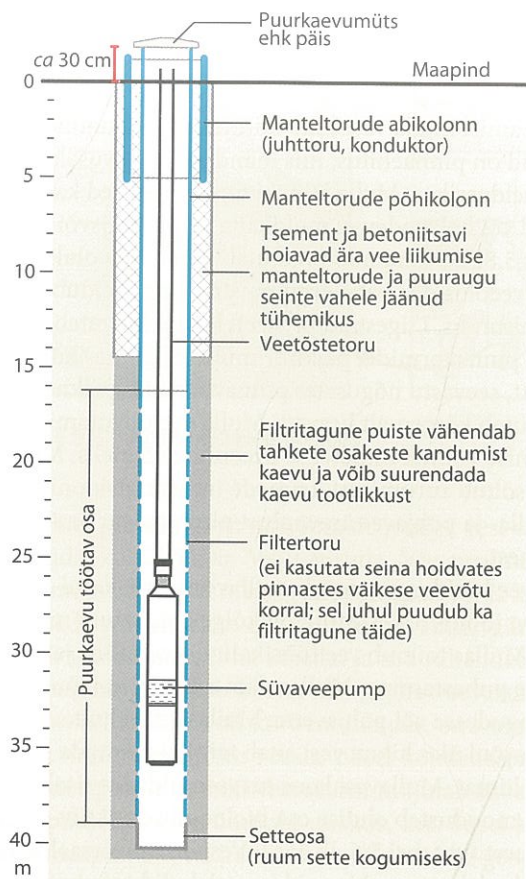
Salvkaevude peamine eelis on see, et nad annavad rohkem vett kui sama sügavad puurkaevud, sest nende tootlik pind on tunduvalt suurem. Salvkaevu koguneb vee tagavara, mis väikese veeandvusega kivimite puhul on väga tähtis. Sügavate salvkaevude rajamine on aga väga kulukas ja mõnikord tehniliselt lausa võimatu. Neid saab rajada vaid maapinnalähedastes veekihtidesse, mis on reostuse eest nõrgemini kaitstud kui sügaval lasuvad veekihid.

Salvkaevud toestatakse tavaliselt betoonraketega (joonis 5.80). 1–2 alumist kaevurõngast on soovitatav valmistada poorsest betoonist, et kaev tööta ka seintega. Kaevu põhja tuleb puistata kahe-kolmekihiline filter järjekorras liiv-kruus-klibu, kusjuures iga kihi paksus peaks olema 10–15 cm. Kaevu rakete ja esialgu kaevatud süvendi seina vahele jäänud tühemik tuleb tihedalt täita saviga, mis takistab pinnavee sissetungi kaevu rakete vahelt. Kaevu ümbrust tuleb vähemalt poole meetri võrra täita ning täitekiht pealt kividega sillutada. Kaevu ülemine rõngas peab ulatuma vähemalt 0,5 m maa seest välja ja kaevu suue peab olema varustatud tiheda luugiga.

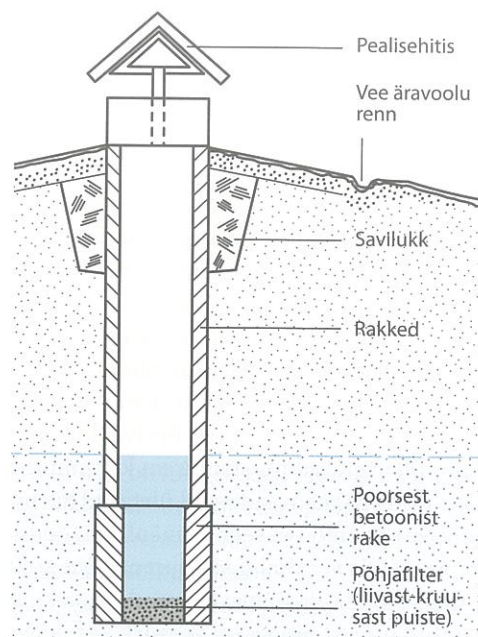
Tehispõhjavesi. Kui põhjaveevaru ei kata piirkonna joogi- ja majandusvee vajadust või ei vasta kvaliteedinõuetele, tuleb luua ja kasutusele võtta põhjavee tehisvaru. Tehispõhjavee varu saab moodustada mitut moodi:

- **Pinnavee otsene infiltratsioon.** Pinnaveekogust (jões, järvest) juhitakse vesi infiltratsiooniväljale, kus see imbib pinnasesse ja täiendab põhjaveevaru (joonis 5.81). Vesi võib infiltreruda kas selleks otstarbeks rajatud basseini põhja kaudu või hajutatakse pinnavesi laiemale territooriumile vihmutamise teel.

Pinnavee tehisinfiltratsioon peaks aset leidma positiivse pinnavormi lael, et infiltreruva vee teekond põhjaveetasemeni oleks võimalikult pikk. Mida paksem on aeratsiooni-vöö, seda rohkem on võimalusi pinnavee isepuhastumiseks. Soovitatavaks vertikaalse filtratsiooniteekonna pikkuseks peetakse 10 meetrit, mis peaks tagama veeosakeste 30–60 ööpäeva pikkuse liikumise enne põhjavette jõudmist. See seab paraku piirangu tehiseveehaarete rajamisele, raskenda-



Joonis 5.79.
Puurkaevu
konstruktsioon.



Joonis 5.80. Salvkaevu konstruktsioon.

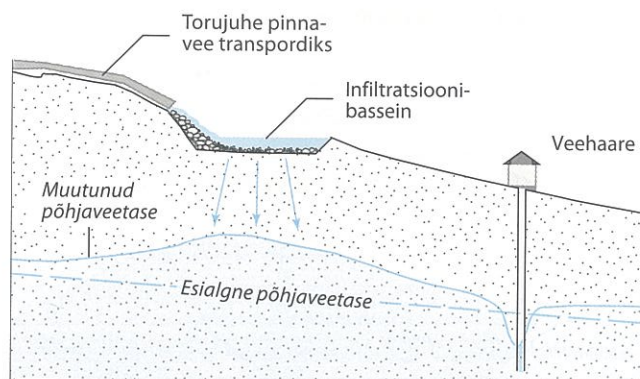
des sobivate alade leidmist. Hästi sobivad infiltratsiooniliste tehiseveehaarete rajamiseks oosid, mõhnad ja luited.

Veevõtt toimub positiivse pinnavormi jalamile rajatud puurkaevudest.

- **Kaudne pinnavee infiltratsioon.** Kui põhjavee varu on ebapiisav ja pinnavee kvaliteet ei vasta nõuetele, rajatakse pinnaveekogu kaldale kaldaveehaare. Kaldaveehaare on kas jõe- või järvekaldale rajatud puurkaev või puurkaevude rühm. Puurkaevudest põhjavett pumbates alandatakse põhjaveetaset ja muudetakse sellega põhjavee liikumise suunda ning soodustatakse pinnavee infiltreerumist. Filtreerudes pinnavesi puhastub.

- **Põhjaveevaru täiendamine surve abil** vett pinnasesse surudes. Pinnasesse surutud veest moodustub mageveeläät. See meetod leiab kasutamist ariidse kliimaga piirkondades. Pinnasesse surutav vesi vajab eelnevat puhastamist.

Tehispõjavett hakati kasutama 19. sajandi alguses Inglismaal ja Saksamaal, kus ulatuslike kooleraepideemiade



Joonis 5.81. Põhjaveevaru täiendamine
pinnavee infiltratsiooni teel.

tõttu oldi sunnitud pinnavett puhastama. Tänapäeval kasutatakse tehispõjavett paljudes Euroopa riikides (Suurbritannia, Hispaania, Holland, Kreeka, Poola, Prantsusmaa, Rootsi, Saksamaa, Soome, Šveits, Taani, Tšehhi) ja USAs. Tehispõjavee abil on võimalik puurkaevude tootlikkust suurendada 2–10 korda.

Põhjavesi

aeratsioonivöö
alandus
alanduslehter e depressiooni-
lehter
deebit e tootlikkus
depressioonikõver
dünaamiline veetase
filtratsioon
filtratsioonimoodul

hüdoisohüpsid
hüdrauline gradient
hüdrogeoloogia
hüdroisopiesid
infiltratsioon
kaevu mõjuraadius
kihtidevaheline põhjavesi
küllastusvöö
maapinnalähedane põhjavesi

pinnase veemahutavus
poorsus
põjavee tase
põjavee varu
põjavesi
seotud vesi
staatiline veetase
surveline põhjavesi e
arteesiavesi

survetase e piesomeetriline
tase
veeand
veehaare
veekihi veejuhtivus
veekiht
veekompleks
veepide e vettpidav kiht