

LATVIJAS UNIVERSITĀTE  
ĢEOGRĀFIJAS UN ZEMES ZINĀTŅU FAKULTĀTE  
ĢEOLOĢIJAS NODAĻA

Glacigēno nogulumu ietekme uz ūdens ķīmisko sastāvu

BAKALaura DARBS

Autors: Edgars Rubīns

Stud. apl. er09069

Darba vadītājs: Aija Dēliņa, Dr. ģeol.,  
docents

RĪGA, 2012

## **Anotācija**

Darbā apskatīts pazemes ūdeņu ķīmiskais sastāvs un tā veidošanos ietekmējošie faktori, eksperimentāli nosakot morēnnogulumu lomu ūdens ķīmiskā sastāva veidošanā. Darba izstrādē, izmantotas tādas metodes, kā publicētās un npublicētās literatūras studijas, morēnnogulumu paraugu un ūdens paraugu ievākšana un sagatavošana, laboratorijas eksperiments, ķīmiskā sastāva modelēšana ar PHREEQC interactive programmu, datu apstrāde un analīze. Secināts, ka visbūtiskākās ūdens ķīmiskā sastāva izmaiņas notiek sālsūdenim filtrējoties cauri morēnas nogulumiem.

Atslēgas vārdi: pazemes ūdens, joni, ķīmiskais sastāvs, PHREEQC INTERACTIVE

## **Annotation**

In the work there has been studied chemical composition of groundwater and factors influencing their formation, defining experimentally the role of the moraine sediment in formation the chemical composition of the water. During the work there is used a method of studying published and unpublished literature, obtaining and preparation of water and moraine sediment samples, laboratory experiment, modeling of chemical composition with the help of PHREEQC programme, data processing and analyze. It is concluded that the most essential changes of the chemical composition of the water occur when the saltwater is being filtered through the moraine sediment.

Key words: groundwater, ions, chemical composition, PHREEQC

## Satura rādītājs

Ievads.....	4
1. Ūdens ķīmiskais sastāvs un to ietekmējošie faktori .....	5
1.1. Ūdeņu ķīmiskais sastāvs .....	5
1.2. Ūdens ķīmiskā sastāva veidošanās un ietekmējošie faktori.....	11
1.3. Dabas ūdeņi un to tipiskais ķīmiskais sastāvs, sastāva veidošanās .....	20
1.4. Pazemes ūdeņi .....	29
2. Materiāli un metodes .....	34
3. Rezultāti.....	39
Secinājumi .....	45
Izmantotā literatūra un avoti.....	46
Pielikumi.....	47

## Ievads

Pazemes ūdeņi ir tautsaimniecībā ļoti nozīmīgi, tādēļ, ka tos var izmantot, kā dzeramo ūdeni, gan rūpnieciskas nozīmes ražošanai, nodrošinot vairākas darba vietas un apgādāt iedzīvotājus ar dzeramo un saimniecībā izmantojamu ūdeni. Galvenā motivācija tēmas izvēlei ir gūt priekšstatu par gruntsūdeņu un pazemes ūdeņu veidošanos un ķīmiskā sastāva izmaiņām infiltrējoties gruntī, kas nosaka to vai ūdens būs lietojams kā dzeramais vai kā tikai saimniecībā izmantojamais ūdens. Tajā pašā laikā, veicot pētījumu izprast notiekošos procesus ūdenim filtrējoties cauri grunts slānim. Pētījumi veikti ir Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes iežu laboratorijā, izveidojot paštaisītu filtrācijas iekārtu. Darba nodaļās galvenokārt ir apskatīta literatūra par pazemes ūdeņu veidošanās procesiem un to ietekmējošajiem faktoriem un pazemes ūdeņu zonām, bet praktiskajā daļā ir apkopoti pētījuma rezultāti un veikta modelēšana ar datorprogrammu PHREEQC interactive. Darba kopējais apjoms 46 lapas, to veido ievads, trīs nodaļas un 3 pielikumi un darbu papildina 9 attēli un 3 tabulas.

**Mērķis:** Izpētīt, kā mainās atsevišķu jonu koncentrācija dažāda sastāva ūdeņos, tiem filtrējoties cauri glaciģēnajiem nogulumiem.

### **Uzdevumi:**

- iepazīties ar publicēto un npublicēto literatūru par ūdeņu ķīmisko sastāvu, tā izmaiņām, ietekmējošiem faktoriem, Latvijas glaciģēno nogulumu ķīmisko sastāvu
- eksperimentāli noteikt glaciģēno nogulumu ietekmi uz dažādu ūdeņu (NaCl šķīdums, purva ūdens, destilēts ūdens) sastāvu
- modelēt iepriekš minēto ūdeņu sastāva izmaiņas, filtrējoties cauri glaciģēnajiem nogulumiem, izmantojot datorprogrammu PHREEQC interactive
- Analizēt un izvērtēt iegūtos rezultātus, sagatavot secinājumus.

Darba gaitā ir veikts laboratorijas un modelēšanas eksperiments, un iegūto rezultātu analīze rāda, ka morēnnogulumi būtiski maina ūdens ķīmisko sastāvu filtrācijas gaitā. Secināts, ka ir nozīme arī sākotnējam ūdens ķīmiskam sastāvam.

# 1. Ūdens ķīmiskais sastāvs un to ietekmējošie faktori

## 1.1. Ūdeņu ķīmiskais sastāvs

### Pazemes ūdeņu ķīmiskais sastāvs

Savā ciklā pazemes ūdeņi saskaras ar dažādām vielām, kuras var pāriet ūdenī, un tajā pašā brīdī norisinās nepārtraukta ķīmiska, fizikāla un cita veida mijiedarbība starp ūdeni, Zemes garozu un augsni. Galvenie procesi pazemes ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanā ir šķīšana, šķīdumu iztvaikošana, kondensācija un jonu apmaiņas reakcijas, gāzu absorbcijas, kā arī oksidēšanās un reducēšanās, un bioķīmiskās pārvērtības. Pazemes ūdens ķīmiskais sastāvs var mainīties gan temperatūras, gan spiediena ietekmē. Starp augsnes adsorbcijas kompleksu un ūdenī esošajiem katjoniem ir dinamisks līdzsvars, līdz ar to var notikt jonu apmaiņa, piemēram, vienvērtīgie katjoni  $K^+$  un  $Na^+$  var samainīties ar divvērtīgajiem katjoniem  $Ca^{2+}$  un  $Mg^{2+}$ , līdz ar to izmainās ūdens ķīmiskais sastāvs. Purvos un to tuvumā gruntsūdeņi ir bagāti ar trūdskābēm, bet dienvidu rajonos šie ūdeņi ir ar augu atliekām un stipri mineralizēti. Liela nozīme ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanās ir minerālu ķīmiskajai sasēdēšanai, it īpaši laukšpatu sadēdēšanai. Daudz pazemes ūdeņu ķīmisko sastāvu ietekmē arī hidroģeoloģiskie faktori, kā, piemēram, ūdens atrašanās dziļums, ar ūdens piesātināts iežu sastāvs un pieplūde no citiem ūdens piesātinātiem slāņiem (filtrācijas procesi no jūras, upēm un ezeriem). Dziļākie pazemes ūdens horizontiem, kas atrodas zem pirmā ūdensnecaurlaidīgā slāņa ir artēziskiem ūdeņi, starpslāņu ūdeņi un plaisu ūdeņi, un nav saistīti ar virsūdeņiem atmosfērā, ir ar atšķirīgu ķīmisko sastāvu. Dažu dziļāko slāņu ūdens izmaiņas notiek tikai vienu vai vairāku ģeoloģisko periodu laikā, bet seklo pazemes ūdeņu ķīmiskais sastāvs atkarībā no klimatiskajiem faktoriem, kas mainās pat gada un sezonas laikā (Bamberg, 1993).

Tikko kondensējies ūdens tvaiks sastāv no destilēta ūdens, bet pirms ūdens nokrišņu veidā spēj sasniegt zemes virsu un tajā izšķīst dažādas gāzes ( $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CO_2$ ,  $NH_4$ ,  $SO_2$ ,  $NO_2$  u.c.). pēdējās divas gāzes kopā ar ūdeni veido stipras skābes: sērskābi  $H_2SO_4$  un slāpekļskābi  $HNO_3$ , šīs abas skābes ir galvenais cēlonis skābajiem nokrišņiem. Sūcoties cauri augsnes slānim ūdens bagātinās ar virkni anjonu un katjonu, jo ilgāk ūdens atrodas pazemes ūdeņu horizontā, jo sastāvu arvien vairāk nosaka konkrētā pazemes slāņa īpašības (Zīverts, 2001).

## Pazemes ūdeņu ķīmiskie komponenti

Pazemes ūdeņos ķīmiskie elementi ir sastopami jonu, nedisociētu molekulu un gāzu, kā arī koloīdu veidā, bet tikai nedaudzi no vairāk nekā 60 elementiem pazemes ūdeņos sastopami lielākā daudzumā. Nozīmīgākie katjoni ir ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $NH_4^+$ ,  $H^+$ ), bet anjoni ir ( $OH^-$ ,  $Cl^-$ ,  $NO_2^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_2^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $SO_3^{2-}$ ,  $PO_4^{3-}$ ). No nedisociētiem savienojumiem ūdenī sastopami ir ( $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $H_2SiO_3$ ,  $S$ ,  $O_2$ ) un izšķīdušas gāzes ( $CO_2$ ,  $H_2S$ ,  $O_2$ ,  $CH_4$ ). Bez izplatītajiem makrokomponentiem pazemes ūdeņos var būt ( $Ca$ ,  $Na$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ ,  $Si$ ,  $Al$ ,  $C$ ,  $S$ ) necīgā daudzumā var būt sastopami mikrokomponenti ( $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $As$ ,  $Mo$ ,  $U$ ,  $Ro$ ,  $B$ ,  $J$ ), kuru saturs ūdenī parasti nepārsniedz 10 mikrogramus uz litru. Dažreiz pazemes ūdeņi satur vairāk mikrokomponentu, pat gramu litrā, piemēram, boru, bromu, jodu, cinku, varu, tad arī šos ūdeņus var izmantot derīgo izrakteņu iegūšanai. Pazemes ūdeņu gāzu sastāvs var būt ļoti dažāds, parasti izplatītākās gāzes ir, skābeklis, slāpekļis, metāns, oglekļa dioksīds, sērūdeņradis, inertās gāzes (K. Bamberg, 1993).

## Joni pazemes ūdeņos

Latvijā aktīvas ūdens apmaiņas zonas spiedienūdeņu horizontos lielākoties ir kalcija un magnija hidrogēnkarbonātu ūdeņi, un lielākā dziļumā ir sastopami kalcija sulfātu, nātrija sulfātu un nātrija hlorīdu ūdeņi. Hidrogēnkarbonātu ( $HCO_3^-$ ) un karbonātu ( $CO_3^{2-}$ ) joni ir pastāvīga pazemes ūdeņu sastāvdaļa. Tie rodas, ūdenī šķīdinot kaļķakmeņus, dolomītus, merģeļus un citus karbonātiežus, kas ir ļoti izplatīti zemes garozā.  $Ca$  un  $Mg$  karbonāti šķīst tikai tad, kad ūdens satur  $CO_2$  un ūdens reakcija ir bāziska. Sulfātu joni ( $SO_4^{2-}$ ) pazemes ūdeņos rodas, šķīstot iežiem, kuri satur ģipsi ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), kā arī oksidējoties pirītam ( $FeS_2$ ) un sērūdeņradim. Daļēji sulfātjoni rodas arī no sērskābes, kuras veidojas sēru saturošo organisko vielu bioķīmiskās sadalīšanās procesos. Latvijas pazemes ūdeņos sulfātu joni ir visizplatītākie, jo augšdevona Salaspils svītas slāņos ir daudz ģipša, kuri ir pakļauti pazemes ūdens šķīdināšanai iedarbībai (Zīverts, 2001).

Kalcija ( $Ca^{+2}$ ) un magnija ( $Mg^{+2}$ ) joni ir, tik pat kā, vienmēr sastopami pazemes ūdeņos. Galvenais  $Ca^{+2}$  avots ir dolomīti, kaļķakmeņi un ģipsis. Kalcija un magnija joni veido ūdens cietību (Zīverts, 2001).

Nātrija ( $Na^+$ ) un kālija ( $K^+$ ) joni, iekļūst pazemes ūdeņos plašos apmēros no viegli šķīstošajiem nātrija sāļiem, kuri ir izplatīti dažos nogulumu iežos. Vislielākais daudzums ( $Na^+$ ) ir sastopams stipri mineralizētos pazemes ūdeņos, kuros tā koncentrācija var sasniegt pat vairākus desmitus gramus uz litru. Latvijā šādi apstākļi ir tikai kembrija dziļajos artēziskajos ūdeņos. Kālijs ( $K^+$ ) pazemes ūdeņos ir izplatīts apmēram 10 reizes mazāk nekā nātrijs, jo

kāliju stipri absorbē augsne un mālaino iežu kaloīdi, kurus lielos daudzumos uzņem augi (Zīverts, 2001).

Hlora Cl<sup>-</sup> joni maz mineralizētos ūdeņos ir sastopami nedaudz, bet augsti mineralizētos ūdeņos to daudzums var pārsniegt pat vairākus desmitus gramus litrā. Hlora joni pazemes ūdeņos ir nokļuvuši hloru saturošu minerālu ķīmiskās sadēdēšanas rezultātā, un arī ieplūstot jūras ūdenim (Zīverts, 2001).

### **Ūdenī izšķīdušās gāzes**

Ogļskābā gāze un skābeklis ir galvenās ūdenī izšķīdušās gāzes, bet ūdenī var atrast arī citas izšķīdušās gāzes, tā piemēram, metānu, radonu, sērūdeņradi, slāpekli un citas.

Ja ogļskābās gāzes koncentrācija gaisā ir visai zema, tad faktiski CO<sub>2</sub> saturu ūdenī nosaka karbonātu iežu šķīšana un tas, ka HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> un CO<sub>2</sub><sup>-2</sup> veidošanās ievērojami paaugstina CO<sub>2</sub> šķīdību, bet, savukārt, ogļskābās gāzes veidošanās, notiek sadaloties dzīvajiem organismiem. Brīvās ogļskābās gāzes saturs ūdenī mainās plašās robežās, gruntsūdeņos tas ir aptuveni 10 -20 mg/l CO<sub>2</sub>, bet minerālūdeņos tas var sasniegt līdz 1000 mg/l. Virszemes ūdeņos CO<sub>2</sub> saturs ir 1 – 10 mg/l.

Skābeklim ir principiāla nozīme bioloģisko procesu norisē jebkurā ūdenskrātuvē, tas nodrošina aerobo hidrobiontu pastāvēšanu ūdenī. Skābekļa saturam pazeminoties, mainās hidroekosistēmu biocenotiskā struktūra, un tādā veidā tiek ietekmēti daudzi dzīvie organismi, kā, piemēram, zivis var sākt slāpt. Līdz ar to skābekļa šķīdība, tā dinamika sadalījums ūdeņos ir nozīmīgs faktors ūdens organismu attīstībai. Tā kā skābekļa saturs nosaka daudzu vielu metabolismu ūdeņos, tad tas spēj arī ietekmēt neorganisko vielu saturu ūdeņos. Skābeklim galvenais avots ūdenī ir atmosfēra un skābekļa izšķīšana. Tā šķīdība ir atkarīga no tā koncentrācija gaisā, ūdens temperatūras un sāļu satura ūdenī, ja ūdens temperatūra augstāka, tad skābekļa šķīdība ūdenī ir zemāka un arī sāļu satura pieaugums pazemina skābekļa šķīdību ūdenī (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Visbiežāk ūdens ķīmiskā sastāva raksturošanai izmanto divus koncentrācijas izteiksmes veidus:

- Molāro koncentrāciju milimolos litrā
- Masas koncentrāciju miligramos litrā

Dažreiz pazemes ūdeņu ķīmisko sastāvu izsaka arī daļu veidā, kā (moldaļu, masa daļu vai tilpuma) daļu veidā (A. Zīverts, 2001).

Kopējais izšķīdušo vielu daudzums (mineralizācija) ir visu izšķīdušo vielu koncentrācijas rādītājs un to izsaka, kā mg/l (g/l) vai arī promilēs (‰). Pēc kopējo izšķīdušo

vielu daudzuma var dot šādu vienkāršotu pazemes ūdeņu klasifikāciju: saldūdens, ja šīs vielas ir mazāk par 1000 mg/l (<1‰), iesāļi ūdeņi ar mineralizāciju līdz 10‰, sāļūdeņi ar mineralizāciju līdz 35‰, un ja mineralizācija ir vēl lielāka tad tie ir sāļūdeņi (Zīverts, 2001).

### **Mikroelementi pazemes ūdeņos**

Pie mikroelementiem pieskaita tādus ķīmiskos elementus, kuru daudzums pazemes ūdeņos nepārsniedz 0,0001% (10 mg/l). Neņemot vērā uz mikroelementu niecīgo daudzumu, dažiem no tiem ir svarīga bioloģiska nozīme. Trūkstot dažiem mikroelementiem, dzeramais ūdens var kļūt kaitīgs veselībai. Tāpat dažu mikroelementu klātbūtne var radīt ūdens lietotāju saslimšanu. Mikroelementu daudzums stipri pieaug mineralizētos ūdeņos, sasniedzot atsevišķos gadījumos vairākus desmitus un pat simtus miligramu litrā (Maldavs, 1964).

Jods saldūdeņos parasti nepārsniedz dažas tūkstošdaļas mg/l. Lielāks joda daudzums atrodas minerālūdeņos, sevišķi naftas atradņu rajonos. Jodu uzņem augi un dzīvnieki, tādēļ organogēnajos iežos un augsnēs joda pārsvarā ir vairāk nekā citos iežos. No attiecīgiem pētījumiem redzams, ka jodam ir liela nozīme dzīvo organismu fizioloģiskajos procesos. Joda iztrūkums dzeramā ūdenī var radīt cilvēkiem un arī dzīvniekiem smagu vairogdziedzera saslimšanu. Īpaši svarīgi ir, lai augos, kurus izmanto kā barību cilvēki un dzīvnieki, ir jābūt pietiekami joda (Maldavs, 1964).

Broms, tāpat kā jods, lielākos daudzumos atrodams minerālūdeņos (10 – 50 mg/l) un arī dažos sālsezeru ūdeņos (līdz 800 mg/l). Saldūdeņos broma daudzums nepārsniedz 0,2 mg/l. Broms veido nešķīstošus savienojumus ar augsnes trūdvielām un kūdru (Maldavs, 1964).

Bors parasti iekļūst pazemes ūdeņos no vulkāniskajām gāzēm un jūras ūdeņiem. Paaugstināts bora daudzums pazemes ūdeņos lielākoties ir vulkāniskajos rajonos (1 – 2 g/l), kā arī dažos minerālavotos. Saldūdeņos bors nav vairāk par 0,001 mg/l. Bors ir augiem nepieciešams mikroelements, un tādēļ lauksaimniecībā lieto bora mēslojumu (Maldavs, 1964).

Fluors ir zemes garozā ļoti izkliedēts elements. Pazemes ūdeņos vidēji sastāda 0,04 – 0,3 mg/l, bet dažos minerālavotos 2 – 3 un var sasniegt līdz pat 30 mg/l. Arī fluoru akumulē dzīvie organismi, galvenokārt  $\text{CaF}_2$  veidā. Fluoram ir liela nozīme cilvēka dzīvē, ja dzeramajā ūdenī fluora trūkst vai tā ir mazāk par 0,01 mg/l, tādā gadījumā attīstās zobu karioze un pārmērīgs fluora daudzums ūdenī var radīt zobu emaljas sairšanu (Maldavs, 1964).

Varš parasti ir sastopams pazemes ūdeņos, kas cirkulē vara bagātu iežu slāņos. Pie tam varš saglabājas ūdeņos ar skābu reakciju pH 5,3. Kad reakcija tuvojas neitrālai, tad varš

izgulsnējas grūti šķīstošu savienojumu veidā. Tas nelielos daudzumos ir nepieciešams dzīvnieku un augu attīstībai (Maldavs, 1964).

Svins, līdzīgi kā varam, ir sastopams ūdeņos, kas cirkulē svina rūdu slāņos, bet salīdzinājumā ar varu tā daudzums parasti ir stipri mazāks.

Cinks pazemes ūdeņos ir sastopams samērā bieži, bet tā daudzums nepārsniedz 1 – 2 mg/l.

Molibdēns ir sastopams pazemes ūdeņos molibdēna rūdu slāņos. Gruntsūdeņos molibdēna daudzums pārsvarā svārstās no 0,001 līdz 9 mg/l. Molibdēnam ir svarīga bioķīmiska nozīme slāpekļa baktēriju darbībā, un tāpēc to lieto kā mikromēslojumu (Maldavs, 1964).

Bieži iepriekš minētajiem mikroelementiem pazemes ūdeņos ļoti niecīgos daudzumos ir atrodami arī vēl citi mikroelementi, to skaitā arī vairāki radioaktīvie elementi (Maldavs, 1964).

### **Pazemes ūdeņu mineralizācija**

Pazemes ūdeņu sausais atlikums raksturo kopējo minerālsāļu daudzumu ūdenī. To nosaka, ūdenī pilnīgi iztvaicējot un sauso atlikumu izžāvējot 100 °C temperatūrā. Iegūto sauso masu izsaka miligramos vai gramos uz viena litra ūdens, bet atlikušo sauso minerālsāļu masas daļu raksturo, kā dotā pazemes ūdens mineralizācija pakāpi. Saldūdeņos kopējo mineralizācijas pakāpi izsaka kā miligrami litrā, bet minerālūdeņos to izsaka kā gramu litrā. Pēc kopējās mineralizācijas pazemes ūdeņus var iedalīt 7 sāļuma grupās:

- Saldūdeņi – kopējā minerālsāļu masas koncentrācija <1 g/l
- Vāji zāļaini ūdeņi – kopējā minerālsāļu masas koncentrācija 1 – 2 g/l
- Mazsāļaini ūdeņi – kopējā minerālsāļu masas koncentrācija 2 – 5 g/l
- Vidēji zāļaini ūdeņi – kopējā minerālsāļu masas koncentrācija 5 – 15 g/l
- Stipri zāļaini ūdeņi – kopējā minerālsāļu masas koncentrācija 15 – 35 g/l
- Sāļi ūdeņi – kopējā minerālsāļu masa koncentrācija 35 – 150 g/l
- Sālījums – kopējā minerālsāļu masas koncentrācija > 150 g/l

Pēc Vernadskā, par minerālūdeņiem dēvē tādus ūdeņus, kam kopējā mineralizācija ir no 1 – 50 g/l; ūdeņus, kas sāļus satur vairāk par 50 g/l dēvē par sālījumiem (Bamberg, 1993).

Saldūdeņi parasti satur hidroģēnkarbonātus vai sulfātus un hidroģēnkarbinātus, zāļainie ūdeņi satur sulfātus, sulfātus un hlorīdus, hlorīdus un sulfātus, bet sāļie vai sāļījumi – lielākoties hlorīdus un retāk hidroģēnkarbonātus (Bamberg, 1993).

### **Pazemes ūdeņu klasifikācija pēc ķīmiskā sastāva**

Katrs pazemes ūdeņu paraugs satur ūdenī izšķīdušo vielu jonus, piemēram, ja tas satur  $\text{Na}^+$  un  $\text{Cl}^-$ , ūdeņi ir sāļi. Hidroģeoloģijā par dominējošajiem sauc tos jonus, kuru saturs ir pārsniedz 25% no katjonu vai anjonu molu summas. Dabā ūdens ir ļoti daudzveidīgs, ar dažādu saturu. Izplatītākas klasifikācijas ir pēc jonu sastāva un to attiecībām. Kopumā pastāv vairāku zinātnieku klasifikācijas (Palmera, Vernadska, Aleksandrova, Ščukareva, Suļina, Tolstihina, Brodska, Aļokina u.c.). Bet pasaulē nav vienota klasifikācija, ar kuru tiktu ņemta vērā ūdens ķīmisko īpašību dažādība, veids, ģenēze u.c. (Bamberg, 1993).

Pārsvārā plaši lieto V. Aleksandrova pazemes ūdeņu ķīmisko klasifikāciju, kas tiek pamatota uz trim galvenajām pazīmēm:

- Dominējošiem anjoniem vai katjoniem,
- Bioloģiski aktīvajiem elementiem,
- Fizikālajām īpašībām

Dominējošos ķīmiskos elementus aprēķina pēc to mola daļas procentos. Klasifikācijā tiem ir ņemti vērā tie elementi, kuru mola daļa nav mazāka par 25%. Pēc šīs klasifikācijas visi minerālūdeņi tiek iedalīti 6 grupās:

- Hidroģēnkarbonātu ūdeņi –  $\text{HCO}_3^- > 25\%$ , pārējie anjoni  $< 25\%$ ,
- Hlorīdu ūdeņi –  $\text{Cl}^- > 25\%$ , pārējie anjoni  $< 25\%$ ,
- Sulfātu ūdeņi –  $\text{SO}_4^{2-} > 25\%$  pārējie anjoni  $< 25\%$ ,
- Kombinēti ūdeņi:
  - Hlorīdu - hidroģēnkarbonātu ūdeņi ( $\text{SO}_4^{2-} < 25\%$ ),
  - Sulfātu - karbonātu ūdeņi – ( $\text{Cl}^- < 25\%$ ),
  - Hlorīdu - sulfātu ūdeņi ( $\text{HCO}_3^- < 25\%$ ),
- Ūdeņi, kuri pieder vienai no četrām minētājām grupām, bet kuri satur bioloģiski aktīvos komponentus (As, Br, J, Li, u.c.),
- Gāzētie ūdeņi, kuri pieder pie minētām piecām grupām, bet satur oglekļa dioksīdu, sērūdeņradi, metānu.

Atkarībā no temperatūras iedala vēsos (20°C), siltos (20 - 36°C), karstos jeb termālos (37 - 42°C) un ļoti karstos, jeb hipertermālos (>42°C) minerālūdeņus (Bamberg, 1993).

## **1.2. Ūdens ķīmiskā sastāva veidošanās un ietekmējošie faktori**

### **Pazemes ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanās**

Ūdens ķīmiskais sastāvs dabā ir ļoti komplicēts, tajā ietilpst dabiskos apstākļos izšķīdušas gāzes, elementu joni, organisko un minerālo koloīdu sarežģīti kompleksi. Ūdens sastāvs dabiskajā aprītē saskaras ar lielu skaitu dažādu vielu, kas vairāk vai mazāk pāriet šķīdumā. Tādēļ ūdens dabā satur lielu skaitu ķīmisko savienojumu. Gandrīz puse dabā zināmo ķīmisko elementu ir atrasti arī ūdeņos. Ķīmiskajā mijiedarbībā, kas nepārtraukti norisinās starp ūdeni un zemes garozu veidojošajiem iežiem, un augsnēm, ļoti svarīgu vietu ieņem šādi fizikāli ķīmiskie procesi:

- Cietu vielu atšķīdināšana;
- Gāzu šķīšana un izdalīšanās no ūdens;
- Sāļu izkristalizēšanās no piesātinātajiem šķīdumiem;
- Jonu apmaiņa starp ūdeni un cietām vielām;
- Oksidēšanās un reducēšanās procesi;

Bioķīmiskie procesi - ir organisko vielu mineralizācija, fotosintēze (kura stipri ietekmē gāzu sastāvu ūdenī un kur veidojas ievērojama daļa organisko vielu), neorganisko vielu sadalīšanās baktēriju iedarbībā (Maldavs, 1964).

Ūdens ķīmiskais sastāvs veidojas arī fizikālu procesu rezultātā. Kā, piemēram, ūdenim iztvaikojot vai sasilstot, tajā palielinās sāļu koncentrācija- palielinoties ūdens temperatūrai, samazinās gāzu daudzums ūdenī un palielinās ūdens šķīdinošā iedarbība uz minerāliem un straujāk norisinās ķīmiskās reakcijas (Maldavs, 1964).

Pazemes ūdeņu sastāvu parasti stipri ietekmē augšņu īpašības dotajā teritorijā. Purvu augsnēs ūdeņi ir bagātāki ar trūdskābēm un citām organiskajām vielām, dienvidu zālainās augsnēs ir palielināta gruntsūdeņu mineralizācijas pakāpe. Augsnēs ietekmē arī tai cauri plūstošo ūdeņu sastāvu tā, piemēram, ūdenim filtrējoties cauri augsnēs kārtai, samazinās skābekļa daudzums, bet palielinās ogļskābās gāzes daudzums. Tas ir saprotams ar to, ka augsnē norisinās organisko vielu oksidācija un līdz ar to CO<sub>2</sub> izdalīšanās. Augsnēs trūdvielu zonā darbojas mikroorganismi, kuri noārdot organiskās vielas, veicina ogļskābās gāzes, kā arī metāna, sērūdeņraža un slāpekļa izdalīšanos. Starp augsnēs saistošo kompleksu un ūdenī esošajiem katjoniem pastāv dinamisks līdzsvars un starp tiem var notikt apmaiņas procesi,

kuri būtiski ietekmē augsnes ūdens ķīmisko sastāvu. Piemēram, vienvērtīgie katjoni K un Na, pārejot no ūdens augsnes saistošajā kompleksā, izspiedīs no tā ekvivalentā daudzumā divvērtīgos katjonus  $\text{Ca}^{+2}$  un  $\text{Mg}^{+2}$ , tādā veidā izmainot ūdens ķīmisko sastāvu (Maldavs, 1964).

Pazemes ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanā liela nozīme ir minerālu ķīmiskās dēdēšanas procesiem. Ļoti izplatīta ir dažādu alumosilikātu un it īpaši laukšpatu ķīmiskā dēdēšana, tajā procesā līdzās nešķīstošajiem dēdēšanas produktiem (smilts, māls) rodas arī labi šķīstoši savienojumi (karbonāti), kuri ūdenī disociē un atrodas šķīdumos jonu veidā. Ļoti svarīgi ir hidroģēnkarbonāta, kalcija, magnija, kālija un nātrija joni, kuri ir ļoti izplatīti pazemes ūdeņos. Apatīta ķīmiskās dēdēšanas procesā ūdenī iekļūst hlora un fluora joni, kuri ietilpst šī minerāla sastāvā (Maldavs, 1964).

Zemes garozas virsējā zonā ir diezgan izplatīts sulfīdu oksidēšanās process un tajā rodas metālu sulfāti un brīva sērskābe. Otrkārt oksidējoties dzelzs sulfātam, rodas dzelzs hidroksīds un sērskābe, tādēļ šo procesu rezultātā atbrīvojas ogļskābā gāze un ūdenī rodas kalcija un magnija sulfāti (Maldavs, 1964).

Klimats ļoti stipri ietekmē augsnes ūdeņus, it īpaši gruntsūdeņu ķīmisko sastāvu. Ja ir ļoti daudz nokrišņu un zema temperatūra, un maza iztvaikošana, tad augsnes ūdeņu mineralizācijas pakāpe samazinās, bet rajonos ar augstāku temperatūru un mazu nokrišņu daudzumu ūdens mineralizācijas pakāpe ir lielāka. Gruntsūdeņu ķīmiskās īpašības ir atkarīgas arī no veģetācijas, augsnes veidošanās un ķīmiskās dēdēšanas procesiem, kurus nosaka klimats.

Pazemes ūdeņu mineralizāciju parasti stipri ietekmē arī hidroģeoloģiskie faktori: ūdens kustības ātrums iežu porās, ūdens dziļums, ūdens pieplūde no citiem ūdens nesējslāņiem un filtrācijas process no upēm, kā arī no ezeriem un jūrām (Maldavs, 1964).

Artēzisko ūdeņu horizonti ļoti bieži atrodas lielākā dziļumā, tie ir lielākoties vāji saistīti ar virsūdeņiem un atmosfēru un šis apstāklis ir visai nozīmīgs starpslāņu ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanā. Pēc N. Ignatoviča, zemes garozas vertikālajā griezumā ir iespējams izdalīt trīs zonas, kuras atšķiras ar ūdens kustības intensitāti un ar to ķīmisko sastāvu:

- Zemes garozas augšējā zonā noris aktīva ūdens apmaiņa virsūdeņiem un samērā brīvi iekļūst atmosfēras skābeklis;
- Zemes garozas vidējā zonā vērojama palēnināta ūdens apmaiņa ar virsūdeņiem;

- Zemes garozas apakšējā zona ir gandrīz pilnīgi izolēta no virsūdeņu ietekmes, tajā ir stāvošs ūdens, tā ir zona kur ūdens apmaiņa ilgst veselus ģeoloģiskos laikmetus.

Jāievēro, ka ar dziļumu zemes garozas slāņos pieaug temperatūra un spiediens, tādēļ ūdens un iežu mijiedarbība norisinās intensīvāk un savādāk, nekā virsējā zonā. Gaismas un skābekļa trūkums dziļākajos pazemes ūdeņos kopumā izslēdz bioloģisko procesu norisi, bet jaunākie pētījumi rāda, ka arī šādos apstākļos var attīstīties daži mikroorganismi un ietekmēt ūdens ķīmisko sastāvu (Maldivs, 1964).

### **Ķīmiskā sastāva veidošanos ietekmējošie faktori**

Pazemes ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanos nosaka ļoti daudz un dažādi faktori. Starp tiem ir būtiski izdalīt primāros un sekundāros, kā arī tiešos un netiešos. Tiešie ir tādi, kas nepastarpināti ietekmē ūdens sastāvu, bet netiešie ir tie, kas darbojas pastarpināti, caur tiešajiem faktoriem, piemēram, tektoniskie pārvietojumi ir netiešs faktors, jo to ietekmē no sprostsplāni veidojošiem māliem var tikt izspiests ūdens, kuram nokļūstot ūdens horizontā mainās pazemes ūdens ķīmiskais sastāvs, bet ieži ir tiešais faktors, tiem šķīstot pazemes ūdeņi tiek papildināti ar joniem un molekulām (Kirjuhins, Korotkovs, Pavlovs, 1988).

Pēc faktoru ietekmes rakstura tos var iedalīt dažādās grupās:

- Fiziski ģeogrāfiskie (reljefs, hidrogrāfiskais tīkls, klimats, dēdēšanas procesi, augsne un augājs (attiecas arī uz bioloģiskiem faktoriem)).
- Ģeoloģiskie (ģeoloģiskās struktūras, tektoniskie pārvietojumi, ģeostatiskais spiediens, ģeomorfoloģija, iežu minerālais sastāvs, eksogēno minerālu veidošanās, magmatiskie procesi).
- Hidroģeoloģiskie (ūdens horizontu un sprostsplāņu uzbūve, horizontu mijiedarbība)
  - Fizikāli – ķīmiskie (oksidēšanās reducēšanās apstākļi, vides reakcija: pH-Eh sistēma),
  - Fiziskie (temperatūra, spiediens, laiks),
  - Bioloģiskie (baktērijas, augsne, augājs, oksidēšanās reducēšanās procesi),
  - Mākslīgie, tehnogēnie (hidrotehniskās būves, civilās un ražošanas būves, derīgo izrakteņu ieguve, piesārņojošo vielu uzglabāšana, notekūdeņu saimniecība u.c.).

Pastāv iespēja minētos faktoros apvienot divās kvalitatīvi atšķirīgās faktoru grupās, kur noteicošais ir dabisko šķīdumu veidošanās apstākļi un tos ietekmējošie faktori: saistīti ar atomu, molekulu un jonu iekšējo īpašību izpausmi (jonu rādiuss, valence, polarizācijas īpašības, režģa enerģija un saites potenciāls). tie nosaka tādus procesus kā daļiņu translācijas kustība, difūzija un pašdifūzija. No tiem ir atkarīga atsevišķu elementu migrācijas aktivitāte, tādēļ, piemēram, nenotiek secīga katjonu elementu nomaiņa, palielinoties ūdens mineralizācijai, kā tas ir ar anjoniem – līdz ar to, tā vai cita katjona klātbūtni var izmantot kā ūdeņu ģenēzes pazīmi, saistīti ar ārējās vides ietekmi – fizikāli-ģeogrāfisko, ģeoloģisko apstākļu ietekme, dzīvo organismu darbība. Ķīmiskais sastāvs mainās, ja tiek izjaukta dinamiskā līdzsvara sistēma iezis-ūdens-gāze-dzīvie organismi kāda ārējās vides faktora ietekmē (Kirjuhins, Korotkovs, Pavlovs, 1988).

Tomēr, hidroģeoloģijā labāk izmantot faktoru grupēšanu pēc to ietekmes rakstura, jo parasti šie faktori tiek izmantoti arī pazemes ūdeņu krājumu veidošanās raksturojumam un to novērtējumam (Kirjuhins, Korotkovs, Pavlovs, 1988).

### **Ķīmiskie procesi**

Minerāli un ieži veidojas un sadrup fizikālo, ķīmisko un bioloģisko faktoru iedarbības rezultātā. Iežu dēdēšanu nosaka tas, ka minerāli, kuri veidojas augstas temperatūras un spiediena ietekmē, ir nestabili kontaktā ar ūdeni, sevišķi, ja tas piesātināts ar oglekļa dioksīdu un skābekli. Iežu ķīmiskā dēdēšana notiek, iedarbojoties izšķīdušajam oglekļa dioksīdam, sāļiem, organiskajām vielām. Šo reakciju pamatā ir oksidēšanās vai reducēšanās, kas noris ar minerālos saistītajām, to hidrolīze, šķīšana, jonu hidratācija un to pārveidošanās tādās daļiņās, kuras atrodas dabas ūdeņos. Ķīmiskā dēdēšana galvenokārt noris vai nu ar ogļskābes (karbonātu), sulfātu vai arī ūdeņu organisko vielu aktīvu līdzdalību. Iežu dēdēšana ir viens no galvenajiem faktoriem, kas ievērojami ietekmē dabas ūdeņu minerālo sastāvu. Mūsdienās, alumīnija savienojumu satura līmeņus dabas ūdeņos ietekmē pastiprināta alumosilikātu dēdēšana skābo lietu ietekmē (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Ūdens sastāvs veidojas šķīstot ūdens vidē minerāliem un iežiem, vai arī tiem ķīmiski pārveidojoties. Minerālu šķīdība ir to daudzums, kas izšķīst ūdenī veidojot līdzsvaru sistēmā (minerāla vielas cietā fāze un joni šķīdumā), piemēram, sistēmā barīts/ūdens bārija un sulfātjonu līdzsvara koncentrācija šķīdumā ir apmēram  $10^{-4,99}$  mol/l. Minerālu šķīdību ietekmē vides pH, temperatūra, minerālu daļiņu izmēri, kā arī izšķīdušo vielu koncentrācija šķīdumā (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Galvenie minerāli, kuri ietekmē dabas ūdeņu ķīmisko sastāvu, ir akmesnāls, ģipsis, kalcīts, dolomīts, siderīts, getīts, kvarcs un alumosilikāti. Izšķir kongruentu (pilnīgu) un inkongruentu (nepilnīgu) iežu šķīšanu. Kongruentās izšķīšanas rezultātā minerāls pilnīgi izšķīst, veidojot tikai ūdenī šķīstošas vielas. Inkongruentās izšķīšanas rezultātā veidojas ūdenī šķīstošas vielas un jauns minerāls (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Galvenās vielu grupas, kuras ietekmē minerālu šķīšanu, ir ūdenī izšķīdušas skābes (ogļskābe, sērskābe, sērūdeņražskābe, organiskās skābes, humīnskābes), gāzes. Minerālu stabilitāte ir visai atšķirīga un pieaug šādā secībā - (halīts > ģipsis > pirīts > kalcīts > dolomīts > olivīns > piroksēni > amfiboli > biotīts > laukšpats > muskovīts > smektīts > kvarcs > kaolinīts > gibsīts > getīts). Tas nozīmē, ka augsnē, kas ir vairāku minerālu maisījums, daži no tiem izšķīst ievērojami ātrāk par citiem. Silikātu minerāli visumā ir stabilāki pret dēdēšanu nekā karbonātu minerāli, bet no otras puses, tie ir minerāli, kas ir veidojušies augstās temperatūrās, kristalizējoties izkusušai magmai un tie kopumā ir mazāk inerti nekā tie metamorfiskie minerāli, kuri ir veidojušies apstākļos, kādi ir tuvi tiem, kuri valda litosfēras augšējā daļā (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Ļoti būtiski ūdeņu sastāvu, it īpaši Latvijas apstākļos, ietekmē vielu izskalošanās no augsnes. Šī ietekme var izpausties divējādi:

- Izmainot to ūdeņu ķīmisko sastāvu, kas infiltrējas caur augsni,
- Ietekmējot gruntsūdeņu ķīmisko sastāvu.

Katru šī procesa intensitāti nosaka augsnes tips un sastāvs, ar organiskajām vielām (humusu) bagātās augsnēs, it īpaši purvainās vietās, pirmkārt, notiek ūdeņu bagātināšanās ar humusvielām. Melnzemes, bet mālainās (smilšmāla, māla, lesa) augsnes veicina ūdeņu jonu sastāva izmaiņas. Jāatzīmē, ka ūdeņu mijiedarbība ar augsnē esošajām minerālajām vielām norit ar aktīvu CO<sub>2</sub> līdzdalību (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Ūdeņu ķīmisko sastāvu ietekmē arī tādu procesu kopums kā apmaiņa starp šķīdumā un cietā agregātstāvoklī esošiem ar minerāliem vai augsni saistītiem joniem. Jonu apmaiņas intensitāte ir atkarīga no iežu dispersuma, pH, jonu tipa un koncentrācijas, jo mazāki ir minerālu daļiņu izmēri un lielāka to īpatnējā virsma, jo intensīvāk noris apmaiņas reakcijas. Tā piemēram, no māliem augstākā katjonu apmaiņas kapacitāte piemīt montmorilonīta māliem (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Ūdeņu sastāva veidošanos ietekmē arī adsorbcijas procesi izšķir fizikālo adsorbciju ( noris bez sorbējamās vielas un sorbenta – minerāla ķīmiskās iedarbības) un ķīmisko adsorbciju vai hemosorbciju, kuras laikā notiek ķīmiska reakcija starp sorbentu un sorbējamo vielu. Fizikālā adsorbcija ir atgriezenisks process, kuru raksturo noteikts dinamiska līdzsvara

stāvoklis. Adsorbcijas procesa izpētei izmanto sorbcijas izoterma sistēmā „ūdens – iezis” ūdenī izšķīdušas vielas klātbūtnē (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

### **Bioloģiskie procesi**

Arī bioloģiskie faktori ietekmē ūdens sastāva veidošanos. Īpaši tas saistāms ar mikroorganismu darbību. Bioloģiskos faktoru kopums nosaka dabas ūdeņu bioloģisko - biogēno transformāciju, kas ietekmē mikroorganismus un nosaka organisko vielu saturu. Mikroorganismi ir atrodamī pat pazemes ūdeņos līdz 1000 m dziļumā un var notikt tādas reakcijas kā sēra, slāpekļa un oglekļa savienojumu transformācija. Mikroorganismu klātbūtne principiāli ietekmē gāzu režīmu un nosaka organisko vielu sintēzi, sadalīšanos un transformāciju. Mikroorganismu klātbūtnei ir galvenais faktors, kas nosaka vidi piesārņojošo un toksisko vielu degradācijas procesus. Aktīvi ūdens kvalitāti un sastāvu ietekmē augstākie augi un dzīvnieki (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Skatototies pēc lielās nozīmības dzīvības procesu nodrošināšanā ūdenstilpnēs, par biogēnajiem elementiem ūdeņos uzskata šādus elementus:

- Slāpekli neorganiskajos jonos ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) un slāpekļa organiskajos savienojumos,
- Fosforu neorganiskajos jonos ( $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$ , polifosfātjonus) un organiskajos savienojumos,
- Dzelzi un silīcija to dažādajās oksidēšanās pakāpēs un atrašanās formās.

Amonija joni veidojas sadaloties organiskajām slāpekli saturošajām vielām heterotrofo baktēriju darbības rezultātā. Tomēr visbiežāk tā saturu nosaka organisko atkritumu (vircas, notekūdeņu, ekstrementu), sadzīves un rūpniecisko atkritumu ieplūde ūdenskrātuvēs, kur slāpekļi atrodas organisko vielu (olbaltumvielu, aminoskābes, amīni, nukleīnskābes) sastāvā. Sadaloties organiskajām vielām, kā starpprodukti veidojas relatīvi daudz dažādu slāpekļa savienojumu, tomēr to akumulācija ūdeņos nenotiek, jo to bioloģiskā stabilitāte ir zema. Atkarībā no vides pH amonjaks ūdens vidē pastāv kā  $\text{NH}_4^+$  jons (tipiski ja ūdens  $\text{pH} < 7$ ) vai nedisociēts  $\text{NH}_4\text{OH}$ . Ja vides pH reakcija ir bāziskāka, tad palielinās ūdenī izšķīdušā amonjaka daļa šajā slāpekļa savienojuma formas bilancē. Amonija joni ir kaitīgi, sevišķi ņemot vērā to iedarbību uz zivīm. Amonija joni sorbējas uz suspendētām daļiņām ūdens vidē, bet purvu ūdeņos tie var būt saistīti humīnskābju un fulvoskābju sāļu veidā. Saistīšanās ar organiskajām vai suspendētajām vielām samazina amonija jonu bioloģisko pieejamību. Amonija jonu saturs dabas ūdeņos ir atkarīgs no bioloģisko procesu rakstura tajos, un tādēļ

sezonālie procesi ietekmē amonija jonu koncentrācijas. Vasara sezonā notiek to intensīva asimilācija, bet ziemas sezonā to koncentrācija ūdeņos tikai pieaug (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Nitrīti galvenokārt veidojas kā slāpekļa savienojumu transformācijas starpprodukti, oksidējoties  $\text{NH}_4^+$  vai reducējoties  $\text{NO}_3^-$ . Nepiesārņotos ūdeņos nitrīti ir atrodamī zīmju daudzumos ( $> 0,001 \text{ mg/l NO}_2^-$ ) un to koncentrācijas pieaugums ir svarīgs piesārņojuma rādītājs (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Nitrāti var būt atrodamī praktiski jebkādas ūdenskrātuvēs. Tīros virszemes ūdeņos nitrātu koncentrācija parasti ir  $0,4 - 8 \text{ mg/l}$ , bet piesārņotos ūdeņos pat līdz  $50 \text{ mg/l}$ . Nitrātu sezonālās mainības raksturs ir līdzīgs kā citiem biogēnajiem elementiem. To ietekmē atšķirības starp nitrātu pieplūdes un patēriņa avotiem. Galvenie piesārņojuma avoti ir minerālmēslu izskalošanās no augsnes, organisko un neorganisko vielu pārvērtības un transformācijas procesi. Piesārņojuma intensitāte ietekmē nitrātu koncentrāciju atšķirības Latvijas upju ūdeņos (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Slāpekļa savienojumu atrašanās formas ir savstarpēji saistītas un tās var pārvērsties cita citā. Slāpekļa savienojumu apriti regulē mikroorganismu darbība. Galvenie procesi šajā aprites ciklā ir slāpekļa saistīšana, kura norisinās fotosintēzes gaitā (asimilācija). Tās rezultātā veidojas slāpekļa organiskie savienojumi un tiem sadaloties rodas amonjaks – amonija sāļi (amonifikācija). Nitrifikāciju var definēt arī kā organisko un neorganisko slāpekļa savienojumu oksidēšanu (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Primārais slāpekļa savienojumu avots ir atmosfēras slāpekļa saistīšana, kuru veic dažas baktēriju sugas un zilaļģes slāpekļa fiksācijas reakcijās. Tiek uzskatīts, ka iekšējos ūdeņos atkarībā no bioloģisko procesu intensitātes slāpekļa fiksācija gadā uz vienu kvadrātmetru var sastādīt ap  $1 \text{ g}$ . Mūsdienās ar bioloģiski asimilējamu, dabiski saistītu slāpekļa apjomu ir salīdzināma rūpnieciski veiktā slāpekļa saistīšana, kuras pirmā stadija ir amonjaka sintēze un tālāk tādā veidā tiek iegūti slāpekļa minerālmēsli un citi slāpekļa savienojumi. Slāpekļa savienojumu avots ūdeņos ir atmosfēras nokrišņi, tieša slāpekļa asimilācija un virszemes notece. Slāpekļa saistīšana notiek  $\text{NO}_3^-$  jonu reducēšanās rezultātā mikroorganismu darbības rezultātā, veidojoties  $\text{N}_2$ , kā arī saistoties nogulumos. Slāpekļa savienojumu izkrišanai ar atmosfēras nokrišņiem ir liela nozīme to kopējā bilancē (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Nozīmīga nitrificējošo baktēriju grupa ir Nitrosomonas, tās veic amonija jonu oksidēšanu par nitrītiem. Tās ir mezofilas baktērijas un ir spējīgas attīstīties plašā temperatūras intervālā no  $1 - 37^\circ\text{C}$  vidē, kuras pH tuvs neitrālam. Nitrātu oksidēšanu par nitrītiem veic Nitrobacter, kuru attīstībai optimālais pH un temperatūras intervāls ir šaurāks tādēļ, piemēram, zemā temperatūrā var akumulēties nitrīti. Nitrifikācijas reakcijas

nenotiek anaerobā vidē, piemēram, anaerobos ūdenstilpju sedimentos. Nitrifikāciju inhibē daudzas organiskas vielas, tajā skaitā arī dabiskas izcelsmes, kā piemēram, tanīni, humusvielas, līdz ar to nitrifikācijas reakcijas purvu ūdeņos tiek kavētas (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Denitrifikācija ir augstāk oksidēto slāpekļa savienojumu reducēšanās, veidojoties slāpeklim vai slāpekļa oksīdam un tā notiek anaerobā vidē. Fermentam nitrogēnreduktāzei ir liela loma denitrifikācijas procesā. Slāpekļa savienojumu transformācijā būtiska loma ir ne tikai to pārvērtībām, bet arī pieplūdei un notecei, kā arī sedimentācijai un tai sekojošai transformācijai nogulumu fāzē (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Fosfora savienojumu lomu ūdens vidē norisošajās reakcijās nosaka to nozīme hidrobiontu metabolismā un tas, ka tikai relatīvi niecīgi fosfora daudzumi ir pieejami hidrosfērā. Salīdzinot ar citiem elementiem, kuru klātbūtne nepieciešama dzīvo organismu attīstībai (C, H, O, N, Fe, S), fosfors ir ievērojami mazāk izplatīts un līdz ar to tā pieejamība bieži limitē dzīvo organismu attīstību. Ūdeņos fosfors var atrasties daudzu savienojumu formā un Antropogēnā piesārņojuma rezultātā fosfors ūdenī nokļūst arī polifosfātu veidā. Tomēr nereti vairāk, kā 90% no kopējā fosforu savienojumu daudzuma var atrasties organisku savienojumu veidā vai var būt saistīti ar suspendēto vielu. Nozīmīgākie fosfora organiskie savienojumi, kuru formā tas atrodas ūdeņos, ir nukleīnskābes, olbaltumvielas, to degradācijas produkti, vitamīni, ATF, ADF, ogļhidrāti, to fosforskābes esteri, fosfolipīdi. Nozīmīgākie fosfora neorganiskie savienojumi, kuru veidā tas var atrasties ūdeņos, piemēram, kā nogulumu veidā, ir hidroksiapatīts, un dažādi fosfora savienojumi, kuri sorbējušies uz mālu, karbonātu, dzelzs hidroksīdu daļiņām. Nozīmīga daļa fosforu savienojumu var ūdeņos atrasties arī koloīdu daļiņu veidā (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Nemot vērā to, ka fosfors ūdeņos var atrasties vairāku savienojumu formā, kuru bioloģiskā pieejamība ir atšķirīga, ir nozīmīgi noteikt ne tikai kopējo fosfora saturu, bet arī fosfora atrašanās formas. Mūsdienās analizē šādas fosfora formas: izšķīdušais reaktīvais fosfors, ar organisko vielu saistītais fosfors, ar suspendētajām daļiņām saistītais fosfors (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Fosfora savienojumiem ir liela nozīme ūdenskrātuvju eutrofikācijas procesos, un, ja fosfātu saturs  $> 0,05$  mg/l, tad pie pietiekoša slāpekļa savienojumu daudzuma ūdenstilpnēs labvēlīgos apstākļos var sākties intensīva aļģu un citu ūdens augu vairošanās. Fosfātu saturs saimnieciskos notekūdeņos var sasniegt augstas vērtības, lai atbrīvotos no tā, ir nepieciešama īpašu tehnoloģiju izmantošana. Fosfora savienojumiem nonākot ūdenstilpju ūdeņos, asimilējas hidrobiontos, un tiem sadaloties, lielā mērā akumulējas nogulumos. Nogulumos

akumulētais fosfors, mainoties vides apstākļiem, var tikt atbrīvots, veidojot iekšējo piesārņojuma slodzi. Eitrofos ūdeņos atmirušajiem dzīvajiem organismiem nogrimstot, to mineralizācija un fosfora atbrīvošana notiek nogulumu fāzē, bet seklos ūdeņos pavasara palu laikā, jeb arī vasaras veģetācijas sezonā, saistītais fosfors var atkal tikt atbrīvots un iesaistīties aktīvā vielu apritē. Fosfora aprites cikls ir cieši saistīts ar  $Fe^{2+}$  /  $Fe^{3+}$  un citu vielu oksidēšanās reducēšanās procesiem. Kaut gan arī atmosfēras nokrišņi nav uzskatāmi par galveno fosfora pieplūdes avotu, tomēr Latvijas apstākļos tie uz hektāru gadā pievada no 0,1 līdz 0,3 kg fosfora (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Silikāti dabas ūdeņos atrodami ne tikai silīcijskābes anjona, bet galvenokārt polimēru savienojumu un koloīdu veidā. Nozīmīgākais silikātu avots ūdeņos ir silikātu minerālu dēdēšana. Tā kā silikātu dēdēšanas intensitāte ir stipri atkarīga no vides temperatūras, tad silta klimata zonās esošās ūdenstilpnēs silīcija saturs parasti ir ievērojami augstāks nekā mērena klimata zonā. Silīcijs ir biogēns elements un to intensīvi asimilē ūdeņos esošie dzīvie organismi, lielākoties, kramaļģes. Ja silīcija saturs kļūst zemāks par 0,5 mg/l, daudzas diatomeju sugas nevar normāli attīstīties un silīcijs ūdeņos kļūst par aļģu attīstību limitējošo elementu. Ezeru ūdeņos silīcija saturs parasti ir ap 5 -10 mg/l, jūru un okeānu ūdeņos ap 5 – 30 mg/l, bet īpaši mīkstos ūdeņos var sasniegt pat 3000 mg/l. Silīcija dioksīda šķīdība pieaug, palielinoties ūdeņu temperatūrai un samazinoties vides pH (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Dzelzs dabas ūdeņos var būt vairākās atrašanās formās – jonu formā, dzelzs hidroksīdu, oksihidroksīdu veidā, kurš gan var veidot ūdenī suspendētas daļiņas, gan arī var tikt sorbēti uz cietu daļiņu virsmas, koloīdu daļiņu veidā, kā arī humīnskābju un fulvoskābju sāļu veidā. Dzelzs savienojumu likteni ūdens vidē ietekmē oksidēšanās - reducēšanās procesi, skābekļa klātbūtnē.

Latvijā augstākā biogēno elementu koncentrācijas novērojamas Lielupes un Daugavas baseina ūdeņos, bet mazajās upēs un ezeros to koncentrāciju mainība ir ievērojami augstāka un ir viennozīmīgi atkarīga no vietējo piesārņojumu avotu klātbūtnes (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Biogēnos elementus raksturo līdzīgs to koncentrāciju sezonālās mainības raksturs. Pavasara palu laikā vērojams izteikts biogēno elementu koncentrāciju pieaugums, biogēno elementu pieplūdi nosaka nogulumu fāzē akumulēto vielu uzduļķošanās un pieplūde virszemes noteces rezultātā no lauksaimniecībā izmantotā teritorijām un mazākā mērā rudens palu laikā, ko nosaka virszemes notece un organiskās vielas sadalīšanās pašā ūdenstilpē. Arī ziemas sezonā biogēno elementu koncentrācijas ir paaugstināta ko nosaka organisko vielu sadalīšanās pašā ūdenstilpē (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Visus biogēnos elementus raksturo koncentrāciju pazemināšanās veģetācijas periodā, kad attīstoties ūdensaugiem, noteikti elementi vai to atrašanās formas var tikt vairāk vai mazāk intensīvi patērētas, piemēram, silīcija koncentrāciju pazemināšanās ir saistāma ar kramaļģu attīstīšanos, kura var notikt ātrāk nekā citu aļģu sugu attīstība (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Biogēno elementu koncentrācijas mazākā mērā nekā ūdenī izšķīdušo neorganisko jonu koncentrācijas ir atkarīgas no virszemes noteces rakstura. Palielinoties upju notecei, to koncentrācijas pieaug, kaut arī šīs kopsakarības ir mazāk ciešas, nekā citiem ūdens sastāva ingredientiem (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

Lielākā daļa biogēno elementu noteces no Latvijas teritorijas nonāk Rīgas līcī un tā galvenais noteces avots ir Daugavas ūdeņi (Kļaviņš, Cimdiņš, 2004).

### **1.3. Dabas ūdeņi un to tipiskais ķīmiskais sastāvs, sastāva veidošanās**

#### **Virszemes ūdeņi**

Kontinentālie ūdeņi aptver ezeru, upju, purvu un arī pazemes ūdeņus. To sastāvs atšķirībā no okeānu ūdens ir daudzveidīgāks un kontrastaināks, kuru nosaka dažādie konkrēto reģionu fizioģeogrāfiskie un fizikālķīmiskie apstākļi. Lielākā daļa kontinentālo virszemes ūdeņu ir saldūdeņi.

Lielākā daļa kontinentālo ūdeņu veidojas no maz mineralizētiem atmosfēras nokrišņu ūdeņiem, kuri sakrājas reljefa pazeminājumos, ar upēm un īslaicīgām ūdens plūsmām tie daļēji tiek ienesti Pasaules okeānā, bet liela daļa nokrišņu ūdeņu papildina pazemes ūdeņus (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Par galvenajiem kontinentālo ūdeņu mineralizācijas avotiem uzskata - šķīstošie magmatisko un metamorfo iežu dēdēšanas produkti, nogulumieži, kas satur šķīstošus komponentus (karbonāti, sulfāti, hlorīdi), iežos, augsnē, un dēdējumgarozā izkļiedētie sāļi. Kontinentālo ūdeņu sastāvu dažviet spēcīgi ietekmē arī vulkānu izvirdumi. Organismi dod ievērojamu daļu ūdenī izšķīdušo sāļu, lielākoties to sadalīšanās produkti ir – ogļskābā gāze, hidroģēnkarbonāts, Ca, Mg, P, S, humusvielas (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Pārsvārā Latvijā skābo dabisko augšņu apstākļos ar bagātīgajiem nokrišņiem notiek intensīva augsnes minerālkomponentu dēdēšana, un gandrīz visi ķīmiskie elementi kļūst kustīgi, kas ļoti būtiski ietekmē kā virszemes, tā arī pazemes ūdeņu, un īpaši gruntsūdeņu ķīmisko sastāvu (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Humīda klimata apstākļos gandrīz visur neatkarīgi no apvidus ģeoloģiskās uzbūves virsūdeņiem, kā arī augsnes un pat gruntsūdeņiem raksturīgs ir samērā vienveidīgs kalcija hidroģēnkarbonātu sastāvs, kura veidošanā bieži vadoša loma ir tieši organismu atlieku sadalīšanās produktiem. Kā dominējošais katjonveidotājs kalcijš, elements, dzīvajā vielā, pēc augu atlieku sadalīšanās gandrīz pilnībā nonāk ūdenī. Nātrija magnija dzīvajā vielā ir mazāk, līdz ar to ir arī ūdenī. Arī hidroģēnkarbonāta avots lielā mērā ir augu atlieku mineralizēšanās.

Humīdajā zonā, kā arī Arīdajos apgabalos ar plašu karbonātiežu, ģipšu, sāļu izplatību virsūdeņu un gruntsūdeņu sastāva veidošanās lielākā nozīme ir iežu šķīstošajiem komponentiem (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Lielākajai daļai pasaules upju ūdens mineralizācija nepārsniedz 500 mg/l, bet ar īpaši zemu mineralizāciju izceļas tropisko reģionu upes un jūrās, ik pa laikam ir sastopamas saldūdens plūsmas – upes sāļūdens krastos, un šādām plūsmām senie grieķi ieguvuši dzeramo ūdeni.

Nosacīti upju mineralizāciju var iedalīt četrās grupās:

- Ar mazu mineralizāciju < 200 mg/l,
- Ar vidēju mineralizāciju 200 – 500 mg/l,
- Ar paaugstinātu mineralizāciju 500 – 1000 mg/l,
- Ar augstu mineralizāciju > 1000 mg/l.

Upes ir uzskatāmas par vienu no galvenajiem faktoriem, kas veic vielu transportu no kontinentiem uz jūrām un tālāk uz okeāniem. Tajā pašā laikā pie upēm bieži atrodas apdzīvotās vietas, kurām ir liela loma daudzu piesārņojošo vielu transportā. Visi šie procesi ietekmē upes ūdeņu ķīmisko sastāvu (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Upju ūdeņos ķīmiskie elementi sastopami ne tikai īstos šķīdumos, bet arī sīkdispersijas duļķes veidā, tā migrē lielākā daļa (Fe, Si, Al, Mn u.c.) elementu.

Galvenie faktori, kas nosaka upju ūdeņu ķīmiskās sastāva specifiku, ir:

- Relatīvi atīra upes ūdeņu nomaiņa tās gultnē, kā rezultātā mijiedarbības laiks ar upes gultnes iežiem ir niecīgs;
- Ūdens sastāva veidošanās notiek Zemes garozas augšējās horizontos;
- Upju ūdens režīma lielā atkarība no klimatiskajiem un meteoroloģiskajiem apstākļiem;
- Ūdeņu viegla mijiedarbība ar atmosfēru;
- Liela bioloģisko faktoru ietekme uz ūdens sastāva veidošanos.

Relatīvu zema mineralizācija raksturo upju ūdeņus un ūdens sastāva sezonālās izmaiņas – visvairāk sāļu tie satur ziemā, kad upes barojas no gruntsūdeņiem, bet vismazāk palu lietus laikā, augsts izšķīdušo gāzu saturs. Tā kā upes pasaulē atrodas atšķirīgās klimata joslās ar atšķirīgu baseina ģeoloģisko uzbūvi, tad upju noteci raksturojošie lielumi, kā piemēram, suspendēto vielu saturs upju ūdeņos ievērojami atšķiras (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Nozīmīgs ūdens izšķīdušo vielu raksturlielums ir to notece. Upju noteces apjoms raksturo upju sāļu, suspendēto vielu, gāzu bilanci, kā arī antropogēnā piesārņojuma apjomu. Ūdeni esošo vielu noteci raksturo ar upes ūdeņiem iznesto neorganisko un organisko vielu daudzumu noteiktā laika posmā (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Upēm ir liela nozīme suspendēto vielu transportā. Kopējais suspendēto vielu transporta apjoms tiek vērtēts uz  $10 \times 10^9$  tonnu/gadā, bet faktiskais kontinentu erozijas apjoms ir ievērojami lielāks, jo liela daļa suspendētās vielas tiek aizturēta upju baseinos. Galvenais faktors, kurš nosaka suspendēto vielu noteci ar upju ūdeņiem, ir konkrētas upes baseina ģeoloģiskā uzbūve un upes morfometrija. Cilvēka darbības rezultātā suspendēto vielu notece var gan pieaugt, gan samazināties. Suspendēto vielu noteces izmaiņas var izraisīt tādas darbības kā: mežu izciršana, hidrobūvju izveide, zemes lietojuma rakstura izmaiņas, upes krastu stabilizācija (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Lielākai daļai upju raksturīgs mazs un vidējs hidrogēnkarbonātu, kā arī kalcija jonu saturs. Upēm ir trīs galvenie barošanās avoti: virszemes ūdeņi, pazemes ūdeņi, atmosfēras nokrišņi (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Atkarībā no dominējošā ūdeņu pieplūdes avota var būtiski mainīties ūdens sastāva atkarība no sezonas. Palielinoties virszemes notecei, ūdeņu mineralizācija samazinās, bet palielinoties pazemes ūdeņu pieplūdei, tā pieaug. Cits būtisks faktors ir baseinu specifika. Upju ūdeņu mineralizācijas izmaiņas gada laikā ir saistītas ar noteces izmaiņām. Notecei pieaugot, mineralizācija samazinās, bet notecei samazinoties, mineralizācija pieaug. Tas pats attiecas uz nozīmīgāko ūdeņu neorganisko sastāvdaļu koncentrāciju izmaiņu raksturu (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Upju ūdeņus raksturo to sastāva zināms neviendabīgums, kas var izpausties pa upes teci, tās platumā un arī dažādos dziļumos. Ūdens sastāva neviendabīgumu nosaka:

- Virszemes noteces izmaiņas (upes pietekas);
- Gruntsūdeņu pieplūdums;
- Augšņu sastāvs.

Ūdens sastāva neviendabīgums spilgti izpaužas upēs, kuras ir garas un šķērso ģeoloģiski atšķirīgas zonas, piemēram, Daugava, Volga. Neviendabīgums upes sastāvā tās platumā

izpaužas retāk, un tā avots var būt pieteku, ar stipri atšķirīgu sastāvu, ieplūšana upē (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Ūdeņu sastāva vertikālais nevienādīgums var izpausties upēs ar lēnu straumes ātrumu, ja būtiska ir gruntsūdeņu pieplūdes loma, vai arī upju grīvās, pretstraumju gadījumā. Latvijā šāda situācija vērojama Lielupes un Daugavas grīvās, kur upes gultnei tuvākajos horizontos pieaug ūdenī uzšķīdušo sāļu saturs, un upes ūdeni izspiež jūras ūdeņi. Izšķīdušo gāzu saturs upju ūdeņos saistās ar dzīvo organismu attīstības procesiem. Skābekļa saturs vasarā un pavasarī sasniedz maksimālās vērtības – 10-12 mg/l, jo tas rodas intensīvas aerācijas procesu un fotosintēzes rezultātā. Ziemā, zem ledus segas, skābeklis intensīvi tiek patērēts organisko vielu sadalīšanai, ūdens organismu dzīvības procesu nodrošināšanai. No otras puses, pieplūstošie gruntsūdeņi ir nabadzīgāki ar skābekli (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Citāda ir CO<sub>2</sub> satura izmaiņu dinamika. Relatīvi daudz ogļskābās gāzes var būt ziemas periodā (10 – 20 mg/l), kad tā veidojas, oksidējoties organiskajām vielām, kā arī ieplūst ar pazemes ūdeņiem, bet vasaras laikā CO<sub>2</sub> intensīvi patērējas fotosintēzē (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Jautājums par organisko vielu saturu līmeņiem Latvijas upēs ir ļoti nozīmīgs. Organiskās vielas var veidoties gan eitrofikācijas, gan antropogēnā piesārņojuma rezultātā gan ieplūstot purvu ūdeņiem. No purviem plūstošo upju ūdeņi parasti ir ar ļoti zemu mineralizāciju, augstu organisko vielu saturu un dabiski skābu vidi. Upju ūdeņu pH ir 6,5 – 8,5. Gadījumā, ja upēs ieplūst purvu ūdeņi, pH var pazemināties līdz 6 (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Visai daudzveidīga ir ezeru ūdens mineralizācija. Humīdajā zonā ezeru ūdens ir maz mineralizēts, bet arīdajā zonā ezeri mēdz būt stipri mineralizēti, nereti ar ļoti savdabīgu sāļu sastāvu (sodas ezeri), tomēr parasti no anjoniem dominē Cl<sup>-</sup> un SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. Ezeru ūdeņi ir īpaši jūtīgi pret antropogēno piesārņojumu (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Lai gan ezeru ūdeņi veido tikai ap 0,01% no kopējiem Zemes ūdeņu resursiem, to loma cilvēku dzīvē ir liela. Ezeru ūdeņus izmanto ūdens ņemšanai, rekreācijai, zivsaimniecībai. Tā kā ezeri nereti ir relatīvi nelielas ūdenstilpnes, tie var visai ātri izmainīties un iet bojā – aizaugt, pārpurvoties. Galvenais faktors, kas nosaka ezeru ūdens sastāvu, ir to caurteces režīms. Ezerus var iedalīt trīs grupās:

- Ezeri, kuros notiek intensīvi ūdensapmaiņas procesi;
- Bez noteces ezeri;
- Ezeri, kuru notecei ir sezonāls raksturs.

Ezeru ūdeņu jonu sastāvs viennozīmīgi saistāms ar to sastāva veidošanās procesiem. Galvenie ūdeņu ķīmiskie ingredientī ir saistīti šo vielu biogeoķīmiskās aprites ciklos, kuru rezultātā izmainās attiecīgo elementu atrašanās formas. (Stinkule, Kļaviņš, 2000)

Īpaši liela loma ezeru ūdeņu sastāva veidošanās procesos ir oglekļa aprītei. Atmosfēras CO<sub>2</sub> izšķīst ūdenī, veidojot ogļskābo gāzi, hidrogēnkarbonātionus un karbonātionus. Fotosintēzes procesu rezultātā karbonātionī un ogļskābe pārvēršas par oglekļa organiskajiem savienojumiem un iekļaujas dzīvo organismu sastāvā. Pēc hidrobiontu atmiršanas to paliekas ir pakļautas destrūkcijas aerobajiem procesiem ūdeņu augšējās slāņos, kuru rezultātā izveidojas organiskās vielas, CO<sub>2</sub>, anaerobos apstākļos sadalās, izdalot CH<sub>4</sub> un CO<sub>2</sub>. Metāns, savukārt, ūdenstilpju augšējās horizontos oksidējas par CO<sub>2</sub>. Līdzīgs ir arī sēra, slāpekļa, fosfora, kā arī mikroelementu cikls ezeru ūdeņos (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Ezeru ūdeņiem ir raksturīga stratifikācija un sastāva nevienādīgums atkarībā no dziļuma un gadalaika, ko nosaka atšķirības bioķīmiskajos un ķīmiskajos procesos, kā arī mehāniskie faktori (ūdens sajaukšanās). Ievērojamāka stratifikācija ir raksturīga nelieliem ezeriem, bet lielos ezeros liela loma ir ūdens mehāniskās sajaukšanās procesiem. Īpaši raksturīga ir stratifikācijas procesu ietekme uz HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> un CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> jonu saturu. Vasarā ezera ūdeņu augšējā zonā fotosintēzes gaitā tiek patērēti lieli CO<sub>2</sub> daudzumi, CO<sub>2</sub> satura pazemināšanās rada sārmainu reakciju un izmaina karbonātu sistēmas līdzsvaru. Ezeru piedūņu slānī notiek organisko vielu sadalīšanās procesi ar CO<sub>2</sub> izdalīšanos (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Ļoti nozīmīga ir biogēno elementu daudzuma stratifikācija. Ezerā ieplūdušie amonija un nitrātionī, kā arī gaisa slāpekļis tiek aktīvi asimilēti fotosintēzes procesu gaitā. Pēc dzīvo organismu atmiršanas to atlikumi nogrimst, kur anaerobos apstākļos sadalās, veidojot galvenokārt amonija jonus. Vasaras laikā izveidojusies ezera ūdeņu stratifikācija ziemas periodā pilnīgi izzūd (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Ziemā zem ledus seguma fotosintēzes procesi gandrīz pilnīgi izbeidzas, tiek pārtraukta skābekļa un CO<sub>2</sub> pieplūde no atmosfēras. Tā rezultātā pieaug ūdenī norītošo reducēšanās procesu intensitāte, pieaug CO<sub>2</sub> saturs ūdenī un rezultātā izveidojas bezskābekļa (anoksiska) vide. Tā kā ūdenī notiek olbaltumvielu mineralizācijas procesi, ezera ūdenī uzkrājas H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub>, NH<sub>3</sub>, kas vēl vairāk pazemina ūdeņu redokspotenciālu. Anoksiskā vidē notiek reakcijas, kas ievērojami atšķiras no procesiem, kas ir tipiski skābekļa klātbūtnē. Skābekļa trūkums un kaitīgo gāzu uzkrāšanās dažkārt rada zivju bojāeju. Vertikālās stratifikācijas procesi pastiprinās ūdenskrātuvēs ar nelielu gruntsūdeņu pieplūdi. Šādā gadījumā novērojama arī stratifikācija pēc temperatūras režīma (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Cits ezeriem ķīmisko un bioloģisko procesu kopums ir eitrofikācija. Eitrofs ir atvasinājums no grieķu valodas un nozīmē „labi barots”. Ar šo vārdu apzīmē apstākļus, kad ūdenstilpnē, pateicoties biogēno elementu satura pieaugumam, ievērojami palielinās bioloģisko procesu intensitāte, kas vispirms novērojama kā aļģu attīstība, organiskās vielas uzkrāšanās, un kas kopumā izraisa ievērojamu ūdens kvalitātes pasliktināšanos. Tajā pašā laikā ir jāpiezīmē, ka eitrofikācija pamatvilcienos ir dabisks process, viena no pamatstadijām ūdenstilpnes attīstības procesā. Ledāji un sniegāji vidēji satur 3 mg/l sāļu un ir pieskaitāmi pie ultrasaldūdeņiem, nedaudz sāļāki tie mēdz būt pašā pamatnē. Ledājos ir arī sava veida iekonservēta atmosfēra, kas dziļākajos slāņos pārsedzošā ledus spiediena dēļ ir izšķīdināta ledū. Novērojumi Antarktīdā, kur ledāju biezums sasniedz 4 km, liecina, ka ar aci saskatāmi gaisa pūslīši redzami serdēs līdz 1 km dziļumam, dziļāku urbumu svaigās serdēs to vairs nav, bet Zemes virspusē izceltajās serdēs tie atkal drīzumā atjaunojas (Stinkule, Kļaviņš, 2000).

Normālā stāvoklī purvs 89 – 94% ūdens (pēc svara) un tikai 6 – 11% sausas. Tādejādi lielāks purvs pēc ietvertā ūdens daudzuma līdzinās ezeram. Bet atšķirība no atklātas ūdens tilpnes purvā ūdens ir visai cieši saistīts ar kūdru, tāpēc tā kustība ir stipri ierobežota (Maldavs, 1964). Ūdens kūdras masā pārvietojas pārsvarā pa iekšējām spraugām, pa sakņu ejām un starp kūdras slāņiem, kuriem ir dažādas sadalīšanās pakāpe. Kūdras filtrācijas koeficients ir ļoti mazs un atkarīgs no kūdras sadalīšanās pakāpes. Stipri sadalījušas kūdras filtrācijas koeficients nepārsniedz  $10^{-5}$  un  $10^{-6}$  cm/sekundē (Maldavs, 1964).

Purvu ūdens režīmā svarīga nozīme ir virsējai kūdras kārtai, ko sauc par purva darbīgo slāni, darbīgajā slānī ietilpst atmirušo, bet vēl nesadalījušos augu kārtu, kā arī pati virsējā saslēgtā augu kārtu, ja tajā ir iespējama kapilārā ūdens kustība. Nokrišņu ūdens visai strauji iesūcās purva darbīgajā slānī un ātri sasniedz tā apakšējo robežu, pie šīs robežas ļoti krasi samazinās kūdras ūdenscaurlaidība, jo kūdra zem segšņiem ir daļēji sadalījusies un sablīvējusies. 1m dziļumā kūdras filtrācijas koeficients ir tikai ap 0,001cm/sekundē, bet vēl dziļāk, kur kūdra ir jau stipri sadalījusies, filtrācijas koeficients ir ap  $10^{-5}$  un  $10^{-6}$  cm/sekundē – tāds pats kā māliem. Ūdenscaurlaidības krasi atšķirību dēļ, kas pastāv purvos starp darbīgo slāni un dziļākajiem kūdras horizontiem, lietus ūdens nekrājas uz purva virsai, bet ātri sasniedz tuvāko ūdens balstītājslāni. Kad pazemes ūdens līmenis tuvojas purva virsai, darbīgajā slānī sākas intensīva sānu notece, kas var sasniegt  $150\text{m}^3$  diennaktī no hektāra. Sānu notece darbīgajā slānī izbeidzas, ja ūdens līmenis purvā pazeminās līdz 30 – 40cm dziļumam. Purva darbīgā un kapilārā slāņa un filtrācijas īpatnības kalpo kā savdabīgs ūdensregulētājs augstajos purvos (Maldavs, 1964).

## Jūras ūdeņi

Jūras un okeāni veido vienotu sistēmu, kurā ietilpināti ap 97% no virszemes ūdeņiem un kas sedz 71% Zemes virsmas. Vidējais okeānu dziļums ir ap 3,7 km, bet tas var sasniegt vairāk par 10 km. Jūras un okeānu ūdeņi ir uzskatāmi par kompleksu vielu un gāzu šķīdumu, kā arī ūdenī nešķīstošu vielu dispersiju. Galvenie faktori, kas kontrolē okeānu un jūru ūdeņu ķīmisko sastāvu, ir drīzāk ķīmiskas nekā bioloģiskas dabas (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Neskatoties uz lielo līdzību jūru un okeānu ūdeņu sastāvā kontinentu iekšienē vai to krastu tuvumā atrodošo jūru ūdeņos, novērojamas ievērojamas atšķirības no vidējām vielu koncentrācijā. Pa priekšu to nosaka upju ūdeņu sajaukšanās ar ievērojami sāļākiem ūdeņiem, bioloģisko procesu lielākā intensitāte šādās jūrās, bet arī lokāliem ģeoloģiskiem un ģeokīmiskiem faktoriem var būt liela nozīme (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Tieši pēdējās ietekmes nosaka mikroelementu saturu jūru un okeānu ūdeņos. Īpašu vietu pārējo ūdeņos izšķīdušo vietu vidū ieņem biogēnie elementi (slāpekļa, fosfora, dzelzs, silīcija savienojumi), kuri tiek intensīvi patērēti bioloģiskajos procesos. Vienlaikus gan var atzīmēt to, ka organiskās vielas veidošanās pārsvarā norit ūdeņu augšējos slāņos, kuros pietiekami dziļi iekļūst no saules nākošais starojums un ūdeņi sasilst. Jūras un okeānu ūdeņos noritošie bioloģiskie procesi ietekmē daudzu izšķīdušo vielu koncentrācijas, kā arī mikroelementu saturu ūdeņos. Ūdenī izšķīdušās vielas un gāzes tiek iesaistītas dzīvās organiskās vielas sintēzē, tās sadalīšanās procesos. Sākumā dzīvo organismu attīstību ietekmē biogēnie elementi un ūdenī izšķīdušā skābekļa saturs, kā arī ūdeņu temperatūra. Tāpēc dziļūdens zonās, kurās šo elementu koncentrācijas parasti ir zemākas, pirmējās produkcijas intensitāte ir līdz desmitiem reižu zemāka nekā kontinentu tuvumā un upju estuārijos. Biogēno elementu vertikālā sadalījuma raksturu ietekmē līdzsvars starp biosintēzes un dzīvās organiskās vielas sadalīšanās procesiem. Skābekļa saturu nosaka līdzsvars starp tā izšķīšanas procesiem, izdalīšanos fostosintēzē un asimilāciju, sadaloties organiskajai vielai. Organiskās vielas sadalīšanās un dzīvo organismu skeleta daļu uzkrāšanās ietekmē derīgo izrakteņu veidošanos (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Jūru ūdeņu pH nosaka līdzsvars karbonātu/bikarbonātu sistēmā un jūru okeānu ūdeņu pH parasti ir 7,8 – 8,4.

Galvenie procesi, kas nosaka jūru un okeānu ūdeņu ķīmisko sastāvu ir sekojoši:

- Izšķīdušo un suspendēto vielu pārnese ar upju ūdeņiem, kontinentu virsmas erozijas rezultātā;
- Bioloģiskie procesi – organiskās vielas sintēze un sadalīšanās. Dzīvo organismu darbības rezultātā tiek patērēti ūdenī izšķīdušie oglekļa

savienojumi, tiek producēts skābeklis un organiskie savienojumi, kuriem sadaloties ūdeņu dziļākajos slāņos skābeklis tiek patērēts. Tajā pašā laikā tiek saistīti arī biogēnie elementi. Bioloģiskie procesi ilgākā laikā kardināli ietekmē ūdeņu sastāvu;

- Vulkānisms - Vulkānisma intensitāte okeānos ir augsta un to rezultātā ūdeņos nokļūst lava, pelni, kā arī gāzes. Veidotie minerāli ir nestabili un to dēdēšana ūdens vidē norit intensīvi tādejādi ietekmējas izšķīdušo vielu saturu ūdeņos;

- Jūras ūdenī esošo vielu pārvietošanās atmosfērā ( iztvaikošanas, vai arī jūras sāļu aerosolu veidošanās rezultātā);

- Vielu izgulsnēšanās/ solobilizācija okeānos un jūrās (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Nozīmīgs ir procesu kopums, kas norit upju ūdeņiem saduroties ar jūru un okeānu ūdeņiem upēm ieplūstot jūrās. Šīs saldūdens un sālsūdens saskares zonas sauc par estuārijiem. Ķīmiskos procesus estuārijos nosaka visai atšķirīga sastāva ūdeņu sajaukšanās, kā rezultātā notiek intensīva ūdenī izšķīdušo gāzu sastāvs. Savukārt ūdeņu ķīmisko sastāvu ievērojami ietekmē ūdeņu masu sajaukšanās raksturs un intensitāte – ūdeņu plūsmas raksturs. Estuārijos izgulsnējas vielas, kuru virsmas lādiņš izmainās saskaroties ar paaugstināta sāļuma ūdeņiem vai arī kuras veido augstmolekulārus savienojumus, saskarē ar jūru ūdeņiem. Parasti izgulsnējas ūdeņu suspendētā viela, kas upju ūdeņos atrodas koloīdu daļiņu veidā vai arī ir saistītas uz suspendētām un koloīdām daļiņām – māli, humusvielas, detrita daļiņas, kuras saskaroties ar sāļākiem ūdeņiem veido daļiņu agregātus, kuru stabilitāte ir zemāka un kuri tiecas izgulsnēties. Suspendēto daļiņu izgulsnēšanās intensīvi notiek estuāriju reģionos atkarībā no ūdeņu plūsmas rakstura (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Sajaucoties saldūdeņiem ar jūru un okeānu ūdeņiem vispirms ievērojami samazinās dzelzs un silīcija koncentrācijas ūdeņos, bet ievērojami samazinās arī slāpekļa un fosfora savienojumu koncentrācijas. Estuārijos atšķirībā no saldūdeņiem planktona organismu attīstību limitē slāpeklis. Tā kā biogēno elementu koncentrācijas estuārijos parasti ir augstākas nekā jūras ūdeņos, bet ūdeņu temperatūra parasti ir augstāka, tad estuārijos notiek intensīvi dzīvo organismu attīstības procesi, kas, gadījumā, ja upju ūdeņi ir bagātināti ar biogēnajiem elementiem, var novest pie antropogēnas eitrofikācijas (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

## Atmosfēras nokrišņu ūdens

Atmosfēras nokrišņu ūdeņi ir uzskatāmi par primāro ūdenskrājumu veidu. Nokrišņi lietus un sniega veidā veidojas troposfēras augšējos slāņos, kondensējoties ūdens tvaikiem, kuri iztvaiko no kontinentu, okeānu un jūru virsmas. Sākumā ūdens tvaikiem nonākot atmosfērā, tie kondensējas par ūdens pilītēm, vai ledus kristāliem. Kondensācija norit ap kondensācijas centriem, kas tipiski var būt aerosolu daļiņas. Tajā pašā laikā kondensācijas centrā esošās vielas, kuras lietus un sniega ūdeņu sastāvu. Otrs nozīmīgākais faktors, kas ietekmē atmosfēras nokrišņu sastāvu, ir atmosfērā sastopamās gāzes, kuras spēj izšķīst ūdenī. Līdz ar šo lietus un sniega ūdenī izšķīdušas vielas var iedalīt divās grupās: 1. vielas, kuru avots ir putekļi un aerosoli ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Cl}^-$ ) 2. Vielas, kuru avots ir atmosfērā gāzveida esošās vielas ( $\text{SO}_4^{-2}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Vienlaikus gan gāzveida vielas, gan arī putekļi var atmosfērā nonākt dažādu procesu rezultātā, bet katra tipa vielu avotus lietus un sniega ūdeņos raksturo noteiktas saiknes, jeb kopsakarības, kas ļauj noteikt procesus, kas nosaka ūdeņu sastāvu. Piemēram, lietus ūdeņu sastāvs virs jūrām un kontinentiem visai ievērojami atšķiras. Lietus ūdeņu sastāvu veidojošo procesu ietekmes var izpausties pat visai lielos attālumos, un, piemēram, Sahāras tuksneša putekļu vētru ietekmes uz lietus ūdeņu sastāvu ir sajūtamas praktiski visā Eiropā (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Atmosfēras nokrišņu sastāvs ir stipri atkarīgs no konkrētā reģiona un atspoguļo tā ģeogrāfiskās, ģeoķīmiskās īpatnības, ražošanas specifiku (cilvēka darbības). Kopumā atmosfēras nokrišņu mineralizācija ir mazāka par 10 mg/l. Anjonu daudzumu attiecības tajos izkārtojamas rindā  $\text{SO}_4^{-2}$ ,  $\text{HCO}_3^-$   $>$   $\text{Cl}^-$ , kas ievērojami atšķiras no šo pašu jonu attiecībām virszemes ūdeņos. Atmosfēras nokrišņos tāpat var būt visai augstas biogēnās izcelsmes ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ) jonu koncentrācijas. Nitrātu daudzums atmosfēras nokrišņos parasti ir zem 1 mg/l. Ļoti aktuāls ir jautājums par sulfātu, hlorīdu, nitrātu daudzuma pieaugumu atmosfērā sakarā ar tās antropogēno piesārņojumu (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Antropogēnā piesārņojuma rezultātā atmosfēras nokrišņu sastāvs ievērojami izmainās. Nokrišņu paskābināšanās tipiski izpaužas ne tikai kā pH pazemināšanās, bet arī kā attiecību starp dažādiem joniem izmaiņu un sulfātu satura pieaugumu. Tomēr raksturīgākā antropogēnā piesārņojuma ietekme uz nokrišņu sastāvu izpaužas kā to paskābināšanās (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

Latvijā nokrišņu paskābināšanās nav novērojama, drīzāk atsevišķos reģionos cementa un būvmateriālu ražotņu darbības rezultātā atmosfērā nokļūst ievērojami daudzumi bāzisku aerosolu un putekļu, tāpēc nokrišņi kļūst bāziski. Tāpat arī citur Latvijā nokrišņos analizētie

vielu koncentrācijas un to izkrišanas moduļi neuzrāda būtiskus lokālā piesārņojuma avotus vai pārrobežu piesārņojuma ietekmi. Liela nozīme ir radioaktīvo elementu mikroaudzumu klātbūtnei atmosfēras nokrišnos. Tie var rasties atmosfērā kosmiskā starojuma iedarbības rezultātā ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{32}\text{Si}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{22}\text{Na}$ ,  $^{33}\text{P}$ ), nokļūt putekļu veidā gaisā no zemes virsmas ( $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ), kā arī kodolieroču izmēģinājumu, atomelektrostaciju katastrofu rezultātā ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{90}\text{Sr}$ ,  $^{95}\text{Zn}$ ,  $^{140}\text{Ba}$ ) (Kļaviņš, Zicmanis, 1998).

## 1.4. Pazemes ūdeņi

### Pazemes ūdeņu hidroloģiskais cikls

Ūdenim iztvaikojot no okeāna un zemes virsmas, ūdens tvaiki kondensējas un nokrišņu veidā nonāk atpakaļ uz zemes un okeānā. Nokrišņu ūdeņi var tik uzņemti caur augiem, pārejot par virszemes ūdens plūsmu vai noteci un infiltrēties gruntī. Infiltrētais ūdens var sūkties dziļāk, līdz sasniedz gruntsūdens līmeni, un vēlāk pāriet pazemes ūdeņu straumēs ar kurām infiltrētais ūdens ļoti ilgā laika posmā tiek pārvietots uz virszemes ūdeņiem, kā pazemes ūdeņu plūsma, kur tie atkal iztvaiko, kas notiek ļoti ilgā laika posmā (Todd, Mays, 2005).

### Aerācijas zonas ūdeņi

Par aerācijas zonu sauc joslu starp zemes virsmu un gruntsūdens līmeni. Atkarībā no konkrētajiem ģeogrāfiskajiem un hidroģeoloģiskajiem apstākļiem aerācijas zona var būt ļoti plaša vai arī ļoti šaura un pat var arī nebūt (Maldavs, 1964).

Aerācijas zonā pazemes ūdeņi parasti ir sevišķi kustīgi un tos visvairāk ietekmē klimats, kā arī veģetācija un cilvēka saimnieciskā darbība. Salīdzinājumā ar pārējiem pazemes ūdeņu tipiem aerācijas zonas ūdeņu daudzums visumā ir ļoti mazs, bet šie ūdeņiem ir liela praktiska nozīme lauksaimniecībā (Maldavs, 1964).

Ūdens ir pastāvīga un neatņemama augsnes sastāvdaļa. Augsnes cietā fāze ir gāzveida fāze ir cieši saistīta ar šķidro fāzi, kas ir augsnes ūdeņi, kuri aktīvi iedarbojas uz augsnes veidošanās procesiem. Tiem ir svarīga nozīme dažādās fizikāli ķīmiskās un bioķīmiskās norisēs, vielu apritē un augu barošanā (Maldavs, 1964).

Augsnes horizontā ir sastopamas vairākas augsnes ūdeņu formas, kas ir atšķirīgas kustīguma, daudzuma un pieejamības ziņā augiem. Atkarībā no klimatiskajiem apstākļiem augsnē sastopams ir cietais ūdens (ledus), tvaikveida ūdens, stipri saistītais (hidroskopiskais) ūdens un vaļīgi saistītais (plēvīšu) ūdens, kā arī brīvie ūdeņi – kapilārais un gravitācijas ūdens (Maldavs, 1964).

Augsnes ūdens raksturīgākā īpašība ir to saskare ar atmosfēru un nokrišņiem, daudzās vietās arī sekli guļošiem gruntsūdeņiem. Augsnes ūdeņi satur daudz organisko vielu un mikroorganismu, bet dienvidu apgabalos arī lielāku daudzumu sāļu. Fizikālā un ķīmiskās īpašības augsnes ūdeņiem ir pakļautas krasām sezonālajām izmaiņām (Maldavs, 1964).

### **Maldu gruntsūdens**

Maldu gruntsūdeņi ir īpaša veida pazemes ūdeņi, kas uzkrājas virs ar sevišķām nelielām mazcaurlaidīgu vai caurlaidīgu iežu iegulām aerācijas zonā. Šādas iegulas vai starpslāņi ir ieslēgti caurlaidīgos porainos iežos un aizņem ļoti ierobežotu platību. Šajos gruntsūdeņos horizonti atrodas virs īstā gruntsūdens līmeņa, un tiem ir raksturīgas ļoti krasas līmeņa, daudzuma un ķīmiskā sastāva svārstības atkarībā no sezonālām klimata izmaiņām un citiem apstākļiem. Maldu gruntsūdeņos viegli iekļūst netīrie virsūdeņi un augsnes ūdeņi, tāpēc šie ūdeņi neder ūdensapgādei (Maldavs, 1964).

### **Gruntsūdeņi**

Tie ir pazemes ūdeņu augšējais bezspiediena horizonts, kurš atrodas virs pirmā ūdens mazcaurlaidīgā slāņa. Tie izplatīti visos kvartāra augšējos, smilšainajos nogulumos, parasti virs morēnas vai bezakmens māla. Vairumā gadījumi gruntsūdens līmenis nepārsniedz 1-3m, bet paugurotajos un erozijas apvidos, īpaši augstieņu rajonos, tas atrodas dziļāk par 5m, vietām var sasniegt pat 20m dziļumu. Gruntsūdens līmeņu sezonālo un daudzveidīgo svārstību amplitūda mainās no 0,2 līdz 2,7 m. Aptuveni 7 – 8 milj. m<sup>3</sup>/ dienn. Ūdens no gruntsūdeņu horizonta filtrējas dziļākajos slāņos un papildina artēzisko ūdeņu resursus. Atlikušais daudzums ar gruntsūdens plūsmām nonāk purvos, virszemes ūdenstilpnēs un ūdenstecēs ( Semjonovs 1997).

Salīdzinot ar artēziskajiem ūdeņiem, gruntsūdenim ir mazāks sāļu saturs un cietība, bet parasti augstāka organisko vielu koncentrācija un krāsainība. Atsevišķās vietās gruntsūdens izmantošanu ūdensapgādē apgrūtina dzelzs un amonija jonu saturs. Sliktākas kvalitātes gruntsūdeņi satur mūsdienu jūras nogulumu ar dūņu piejaukumu, kā arī purvu nogulumu. Kvartāra ūdeņi pieder hidrogēnkarbonātu kalcija – magnija tipam ar mineralizāciju līdz 1 g/l. Ūdeņi ir mīksti vai mēreni cieti. Šos ūdeņus samērā plaši izmanto nelielu lauku saimniecību vai nelielu objektu ūdensapgādei ( Zelčs, Markots, 1999).

Kopumā gruntsūdens resursi ir nelieli un lielākie to krājumi koncentrējas vietās, kur pieaug kvartāra ūdenscaurlaidīgo nogulumu biezums, piemēram, Rīgas apkaimē – Baltezera, Gaujas u.c. kvartārūdeņu atradnēs. Augstieņu paugurainēs un morēnu viļņotajos līdzenumos

kvartāra nogulumu virskārtu veido ūdeni mazcaurlaidīgie morēnas nogulumi. Šajos apvidos gruntsūdens sastopams tikai plānās smilts un grants starpkārtās vai lēcās un tā resursi ir niecīgi (Zelčs, Markots, 1999).

Atkarībā no nogulumu ģenēzes tiek izdalīti dažādi kvartāra ūdens horizontus (jūras, aluviālos, glaciofluviālos u.c.). Lielākoties tie ir savstarpēji saistīti un veido vienotu kvartāra ūdens kompleksu.

Kvartāra smilšaino nogulumu pamatni bieži vien veido ūdeni mazcaurlaidīgs morēnas smilšmāls vai mālsmilts, retāk ledāju kušanas sprostezeru mālainie nogulumi. Tie atdala kvartāra un pirmskvartāra ūdens kompleksus. Atsevišķās vietās, kur šī sprostsliāna nav, gruntsūdens ir hidrauliski saistīts ar artēziskajiem ūdeņiem (Zelčs, Markots, 1999).

### **Artēziskie ūdeņi**

Tie ir saistīti ar kvartāra starpmorēnu nogulumiem un dažāda vecuma pirmskvartāra iežiem. Atsedzot šo ūdeni saturošo slāni, ūdens līmenis paceļas augstāk par tā virsu. Reljefa pazeminājumos spiediena dēļ urbumos tas fontanē. Artēziskie ūdeņi atrodas smilšaino nogulumu porās un karbonātisko iežu plaisās un kavernās. Visā Latvijas teritorijā smilšakmens saglabā savas kolektorīpašības. Karbonātiskie Pļaviņu – Amulas horizontu kompleksa ūdeni saturošie ieži teritoriāli būtiski atšķiras. Bieži artēziskajiem ūdeņiem ir paaugstināts dzelzs saturs – lielākoties 0,3 – 3 mg/l. (Levins, Levina, Gavena, 1998). Tā ir lielākā problēma, kas pasliktina artēzisko ūdeņu kvalitāti. Tomēr, tā kā ūdeņi satur divvērtīgos dzelzs jonus, tad saskarē ar gaisu tie pārvēršas par trīsvērtīgo dzelzs oksīdu un izgulsnējas, tāpēc šo ūdeņu atdzelžošanai ir piemērojamas vienkāršas metodes. Artēzisko ūdeņu līmeņa gada un ilggadīgās dabiskās izmaiņas ir analogas gruntsūdeņos novērojamajām. Bet salīdzinājumā ar gruntsūdeni, artēzisko ūdeņu sezonālās līmeņa svārstības ir mazākas un vērojamas ekstrēmo līmeņu sinhronas novirzes laikā. To līmeņu sezonālās svārstības aktīvās ūdensapmaiņas zonā nepārsniedz 1 – 1,5m gadā. Pieaugot horizonta dziļumam, izlīdzinās pazemes ūdeņu līmeņa svārstības un palielinās to nobīde laikā (Levins, Levina, Gavena, 1998).

Aktīvas ūdens apmaiņas zonā artēzisko ūdeņu resursu papildināšanās notiek galvenokārt augstienēs, par to liecina tajās konstatētie maksimālie artēzisko ūdeņu spiedieni, kā arī pazemes ūdeņu spiediena pieaugums līdz ar dziļuma palielināšanos (Levins, Levina, Gavena, 1998).

Artēzisko ūdeņu vertikālās plūsmas nosaka spiediena gradients ūdens horizontos, bet horizontālā plaknē ūdeņi noplūst un vietējās un reģionālās nozīmes drenāžas apgabaliem.

Vertikālā plaknē šī kustība atspoguļojas kā pārtece uz citiem ūdens horizontiem. Reģionālā artēzisko ūdeņu spiediena pazemināšanās vērojama uz galveno noplūdes apgabalu – Baltijas jūru. Lokālās drenēšanās vērojama arī Daugavas, Gaujas, un citu upju ielejās, kurām raksturīgs dziļš iegrauzums pirmskvartāra iežos. Noplūdes apgabalos ūdens spiediens horizontos samazinās virzienā uz augšu – notiek augšupejoša filtrācija (Levins, Levina, Gavēna, 1998).

### **Palēninātas ūdens apmaiņas zona**

Palēninātas ūdenapmaiņas zona aptver apakšdevona un visusdevona ūdens horizontu kompleksu, kas izplatīts visā Latvijas teritorijā. Lielākoties kompleksu veido terīgēno iežu – smilšakmens un aleirolīta – slāņkopu mija. Mergelis un dolomīts ir sastopams tikai griezumā apakšējā daļā. Kopējais nogulumu biezums svārstās no dažiem metriem Daugavpils rajonā līdz 200m Liepājas rajonā. Kompleksa virsa paaugstinās ziemeļu virzienā. Liepājas rajonā tā atrodas ap 800m, bet Ziemeļkurzemē tikai 100m dziļumā. (Levins, Levina, Gavēna, 1998)

Šī zonas pazemes ūdeņi papildinās no augstāk iegulošajiem horizontiem, galvenokārt ārpus Latvijas teritorijas, jo kompleksu pārklāj Narvas reģionālais sprostslnānis. Kompleksa reģionālais barošanās apgabals atrodas Igaunijā un Austrumlietuvā. Lokāla kompleksa papildināšanās vērojama arī nelielā teritorijā starp Limbažiem un Burtnieku ezeru, kā arī Daugavpils rajonā, vietās kur komplekss iegul relatīvi nelielā dziļumā un tā segslāņa ūdeņi mazcaurlaidīgie nogulumu ir daļēji erodēti vai arī tos šķērso apraktās senielejas. Kompleksu no pazemes ūdeņu stagnācijas zonas atdala silūra un ordovika kaļķakmens un mergēļa sprostslnānis. (Levins, Levina, Gavēna, 1998).

Šiem ūdeņiem raksturīgs augsts pjezometriskais spiediens. Pārsvārā apakšdevona un vidusdevona ūdens komplekss satur hlorīdu – nātrija tipa sāļūdeņi. Tektonisko lūzumu zonās ir novērojama lēcienveidīga ūdens mineralizācijas palielināšanās, šajās zonās pieaug hlorīdu un bromīdu saturs. Vertikālā griezumā pazemes ūdeņos sāļu saturs paaugstinās, pieaugot iegulumu dziļumam. Ūdens mineralizācijas starpība augšējā un apakšējā kompleksa daļā var sasniegt 30g/l. (Levins, Levina, Gavēna, 1998).

Ūdens horizontu kompleksam ir liela nozīme balneoloģijā, kā arī tas satur galda minerālūdeņi un ārstnieciskos broma ūdeņus.

### **Pazemes ūdeņu stagnācijas zona**

Pazemes ūdeņu stagnācijas zonā ūdeņu kustība notiek ļoti lēni, tādēļ tā tiek saukta par „stagnanto” ūdeņu jeb lēnas ūdens apmaiņas zonu. Kompleksa virsmas atrodas no 400 –

1600m dziļumā. Lontovas mālainie nogulumi šo hidroģeoloģisko zonu sadala divos – kembrija un venda – ūdens horizontu kompleksos (Levins, Levina, Gavena, 1998).

Pazemes ūdeņiem šajā kompleksā raksturīgs augsts pjezometriskais spiediens. Latvijas centrālajā un rietumu daļā urbumu pašizplūdes augstums var sasniegt 30m. Pazemes ūdeņu stagnācijas zonas resursi papildinās tikai ārpus Latvijas teritorijas, tuvākais barošanās apgabals atrodas Austrumlietuvā. Dziļiem artēziskie ūdeņi plūst rietumu un ziemeļrietumu virzienā un drenējas Baltijas jūrā. Vietām tektonisko lūzumu zonās konstatēta to daļēja pārtece augstāk iegulošos horizontos (Levins, Levina, Gavena, 1998).

Kompleksā pārsvarā izplatīts hlorīdu – nātrija sālsūdens ar mineralizāciju līdz 140g/l. Teritoriālā skatījumā ūdens mineralizācija paaugstinās līdz ar slāņa ieguluma dziļumu – rietumu Latgalē, bet Kurzemē dienvidrietumu virzienā. Izmaiņas ir lēcienveidīgas nevis pakāpeniskas, ar ievērojamām atšķirībām pat blakus esošos blokos. Sālsūdens īpatnība ir augsts bromīda saturs, kas palielinās vienlaicīgi ar hlorīdu koncentrāciju. Venda un kembrija kompleksu ūdeņi lietojami balneoloģijā, broma rūpnieciskai ieguvei, kā arī tie ir ģeotermālās enerģijas avots. (Levins, Levina, Gavena, 1998).

### **Ūdens ķīmiskā sastāva ietekme uz nogulumu filtrācijas koeficientu**

Grunts hidrauliskā vadītspēja, jeb filtrācijas koeficients bez pašas grunts īpašībām ir atkarīga arī no ūdens temperatūra, jonu sastāva ūdenī un ieslēgtā gaisa esamības. Temperatūras ietekme saistīta ar to, ka paaugstinoties ūdens temperatūrai ūdens viskozitāte samazinās, piemēram, 0 °C temperatūrā ūdens viskozitāte ir 1,7 reizes lielāka nekā +20 °C temperatūrā, un tāpēc filtrācijas koeficients zemākajā temperatūrā ir tikpat reizes mazāks, bet konstants saglabājas filtrācijas koeficienta un dinamiskās viskozitātes koeficients reizinājums (Zīverts, 2001).

Ūdens jonu sastāvs ietekmē gruntī esošo māla frakciju struktūru, piemēram, mālus saturošo grunšu hidrauliskā vadītspēja pamazinās, palielinoties Na<sup>+</sup> jonu koncentrācijai ūdenī.

Gruntsūdens horizontā gaiss vairāk vai mazāk paliek ieslēgts, gruntsūdeni strauji ceļoties. Smalkgraudainās gruntīs ieslēgtais gaiss filtrācijas koeficientu var pamazināt pat vairāk kā uz pusi. Tāpat arī ūdens temperatūras pazemināšanās, piemēram, ieplūstot ūdenim ar zemāku temperatūru, var izraisīt izšķīdušā gaisa izdalīšanos un gaisa ieslēgumu veidošanos (Zīverts, 2001).

Filtrācijas koeficients, kas noteikts ūdenim, nav izmantojams citiem šķidrums ar atšķirīgu viskozitāti (Zīverts, 2001).

## 2. Materiāli un metodes

### Literatūras studijas

Literatūras studijas, tika veiktas apkopojot un izpētot visu pieejamos materiālu, gan publicēto literatūru, gan interneta materiālus par pazemes ūdeņu ķīmisko sastāvu., kā arī izpētot kvartāra nogulumu karti, lai atrastu un izvēlētos vietu paraugu iegūšanai. Kā arī tika apzināti ģeoloģiskie fondi, par kvartāra nogulumiem paraugu iegūšanas apkārtnē.

### Filtrācijas eksperiments

Tā kā ūdens ķīmisko sastāvu lielā mērā ietekmē ieži, caur kuriem tas filtrējas, tad tika veikts filtrācijas eksperiments, kurā pētīts, kā mainās galveno jonu koncentrācija dažāda sastāva ūdeņos, tiem filtrējoties cauri glaciģēnajiem nogulumiem. Glaciģēnie nogulumi, konkrēti Latvijas leduslaikmeta morēnas smilšmāls, par filtrācijas vidi tika izvēlēti vairāku iemeslu dēļ: Latvijā pēdējā apledojuma glaciģēnie nogulumi zemes virspusē aizņem lielas platības, tie satur pēc sastāva atšķirīgus iežus, to zemās filtrācijas īpašības nodrošina filtrējamā ūdens ilgāku kontaktu ar iežiem.

Filtrācijas eksperimentā izmantotie ūdeņi tika izvēlēti tādejādi, lai raksturotu vairākas situācijas, kādās dabas ūdeņi var saskarties ar glaciģēnajiem nogulumiem un notiktu ūdeņu ķīmiskā sastāva izmaiņas. Viens no gadījumiem ir atmosfēras nokrišņu infiltrācija. Šajā gadījumā sākotnējais ūdens ir ar ļoti mazu mineralizāciju. Kā šī varianta galējais gadījums tika izvēlēts destilēta ūdens filtrēšana caur iežu paraugu, kas ļautu noteikt, kā ūdens ķīmiskais sastāvs veidojas gadījumos, kad to neietekmē ūdens sākotnējais sastāvs. Kā otrs ūdeņu variants tika izraudzīti purva ūdeņi, t.i., ūdeņi ar augstu organisko vielu saturu, bet tāpat salīdzinoši nelielu mineralizāciju. Tā kā purvi pietiekami bieži ir izvietoti virs vāji filtrējošiem morēnas nogulumiem, tad šis eksperiments sniegtu papildus informāciju un ļautu izprast purvu lomu pazemes ūdeņu ķīmiskā sastāva veidošanā. Kā trešais variants tika izvēlēts stipri mineralizēti ūdeņi, šajā gadījumā – mineralizācija 35 g/l, kas atbilst okeāna ūdens vidējam sāļuma. Stipri mineralizētu ūdeņu filtrācija caur morēnnogulumiem Latvijā nav bieži novērojama, un būtu raksturīga stipri mineralizēto ūdeņu pārtecei seklākajos ūdens horizontos vai arī antropogēnās ietekmes rezultātā piesārņotiem virszemes ūdeņiem un gruntsūdeņiem filtrējoties dziļāk, cauri morēnas nogulumiem. Pēdējais variants gan netika apskatīts, jo antropogēnā piesārņojuma gadījumā liela nozīme būtu konkrētā piesārņojuma raksturam, mikroelementiem tajā, bet šajā eksperimentā tika aplūkoti tikai galvenie joni. Tāpēc, stipri

mineralizētajam ūdenim tika izvēlēts hlorīdu nārija tipa ūdens, kas tika mākslīgi sajaukts, izmantojot destilēto ūdeņi un vārāmo sāli, līdz mineralizācijai 35 g/l.

### **Materiāli eksperimentam**

Glacigēnie nogulumi filtrācijas eksperimentam tika iegūti Jaunpils novadā aptuveni 100 m uz ZR no Laimu mājām, Rūšu strauta krastā, attīrot atsegumu, lai varētu iegūt netraucētu paraugu, iespiežot cilindru gruntī un izņemot morēnas paraugu. Grunts paraugi tika ievākti 2011. gada 5. decembrī. Paraugi tika noņemti plastmasas cilindros, lai saglabātu to struktūru, un dabisko mitrumu.

Sākotnējais ūdens - Destilētais ūdens, tika ņemts no Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes augšņu laboratorijas. Purva ūdens tika iegūts lauka apstākļos no Ķemeru tīreļa 2 km purva teritorijā no Ventspils autoceļa. Purva ūdens, tika iegūts no purva akača 2012. gada 5. martā pēcpusdienā. Noņemtais paraugs līdz eksperimentam tika glabāts ledusskapī.

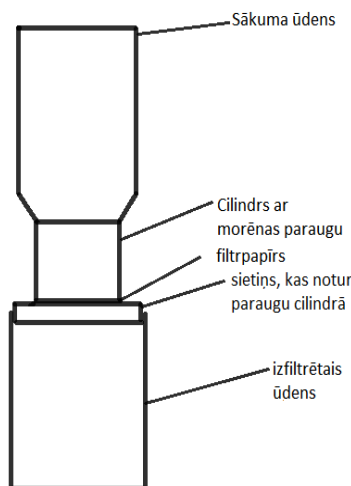
Sālsūdens, tika iegūts sajaucot sāli ar ūdeni pēc aprēķina, jo vārāmās sāls paciņā NaCl koncentrācija ir 98%, tad litram ūdens tika piejaukti 35,7 g NaCl

- ja 98% NaCl uz 1000 g, tad – x gramu ir 100% , tad  $(1000 * 98) / 100 = 1,02\text{kg}$  ( 102% ), tad  $(35*100) / 102 = 35,7$  g.

No visiem sākotnējiem ūdeņiem noņemti paraugi ķīmiskajai analīzei. Analīzes veica K. Viligurs, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātes Vides ķīmijas laboratorijā, ar absorbcijas liesmā un emisijas liesmā metodēm, izmantojot PerkinElmer AAnalyst 200 iekārtu. Paraugu analīzes veiktas projekta nr. 2009/0212/1DP/1.1.1.2.0/09/APIA/VIAA/060 “Starpnozaru zinātnieku grupas un modeļu sistēmas izveide pazemes ūdeņu pētījumiem” ietvaros.

Filtrācijas iekārta laboratorijas eksperimentam tika sagatavota sekojoši: Eksperiments tika veidots no divām pudelēm un viena cilindra un sietiņa, iekārta tika izveidota, tā, ka mazākā pudele ir augšā, kurā atrodas filtrējamais ūdens, zem filtrēja ūdens ir novietots cilindrs, kurā atrodas morēnas paraugs, bet cilindrs ir novietots uz sietiņa, kas neļauj nokļūt cauri bieziem morēnas gabaliem, bet sietiņš ir nostiprināts uz apakšējās pudeles virsmas, apakšējā pudelē ietek izfiltrētais ūdens, kurā atrodas arī slāpekļskābe, kura iekonservē izfiltrēto ūdeni. Kad visa nelielā iekārta tika izveidota un sapildīta ar ūdeni un paraugiem, tad to visu rūpīgi hermetizē ar speciālu hidroizolācijas līmlenti, lai nerastos nevēlamas noplūdes, kas var izbojāt eksperimentu tādā veidā, ka filtrējamais ūdens aiztek garām cilindram ar paraugu. Kad viss tika sagatavots, tad seši šādi paraugi tika novietoti uz plaukta, kur tie var netraucēti filtrēties, un kamēr notiek eksperiments, tas tika uzraudzīt lai laicīgi var novērst problēmas, ja tādas rodas.

Morēnas paraugi tiek ievietoti nelielā tērauda cilindrā, un tos samitrina ar to ūdeni, kuru filtrēs cauri paraugam. Morēnas paraugs tika mitrināts tādēļ, lai to varētu ievietot cilindrā tā lai tas piekļautos pilnībā pie cilindra malām, kas izslēdz iespēju ūdeni notecēt gar cilindra malu nesajaucoties ar paraugu. Katram paraugam tika filtrēti cauri 300 ml sagatavotā ūdens, no katra ūdens veida divi paraugi, kopā tie ir seši paraugi. Par cik filtrācijas process notiek ilgu laiku, jo morēna pati par sevi ir ūdens mazcaurlaidīgs iezis, tad apakšējā pudelē, kurā pilēja izfiltrētais ūdens, tika papildus iepilināta slāpekļskābe kā konservējoša viela, lai paskābinātu izfiltrēto ūdeni un nenotiktu kādu savienojumu izgulsnēšanās.



**1.att. Filtrācijas iekārtas shēma**

Kopumā filtrācija norisinājās 2 nedēļās, jeb 14 dienas, pēc novērojumiem, vis ātrāk filtrējās purva ūdens paraugi, bet pēc tam sekoja destilēta ūdens paraugi, un vislēnāk filtrējās sālsūdens. Eksperimenta beigas noteica tas, cik ātri izfiltrējās ūdens cauri paraugiem. Tā kā katra veida ūdens filtrējās ar dažādu ātrumu, tad eksperiments tika pārtraukts visos paraugos tad, kad bija izfiltrējies viss sākotnējais ūdens vienam no paraugiem.

Filtrāts tika sapildīts pudelītēs, pirms tam filtrējot caur 0,45 μm membrānfiltru, lai atdalītu filtrātā iekļuvušās suspendētās daļiņas. Filtrāta paraugi, tāpat kā sākotnējais ūdens tika analizēti Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu Vides ķīmijas laboratorijā, ar absorbcijas liesmā un emisijas liesmā metodēm, izmantojot PerkinElmer AAnalyst 200 iekārtu, ko veica K. Viligurs. Paraugu analīzes veiktas projekta nr. 2009/0212/1DP/1.1.1.2.0/09/APIA/VIAA/060 “Starptozaru zinātnieku grupas un modeļu sistēmas izveide pazemes ūdeņu pētījumiem” ietvaros.

## Laboratorijas eksperiments

Lai varētu izpētīt, kā morēna ietekmē ūdens ķīmisko sastāvu, tika izvēlēti trīs veidu ūdens, lai redzētu, kā morēna ietekmē katru no ūdens tipiem. Tika izvēlēti sekojoši ūdens tipi:

- purva ūdens
- NaCl sālsūdens, mineralizācija 35 g/l
- Destilēts ūdens

Purva ūdens tika iegūts lauka apstākļos no Ķemeru tīreļa, bet destilēts ūdens un sālsūdens tika iegūts laboratorijas apstākļos, Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē. Kad tika iegūti ūdeņi tad atlika morēnas paraugus ievietot cilindrā un izveidot nelielu iekārtu, lai varētu veikt ūdeņu filtrēšanu cauri morēnas paraugam, kad vis tika sagatavots, tad kopā 6 paraugi, tika novietoti drošā vietā lai varētu netraucēti filtrēties.

Eksperimenta laikā, kas ilga nepilnu mēnesi, tika novērotas dažādas atšķirības, ka šie ūdeņu tipi filtrējas ar atsevišķu ātrumu. Tika novērots, ka purva ūdens izfiltrējās cauri morēnas paraugam ievērojami ātrāk, nekā pārējie ūdens tipi, bet destilēta un sālsūdens paraugiem filtrācija ātruma nebija tik liela atšķirība, no tiem nedaudz ātrāk izfiltrējās destilētais ūdens.

Protams, eksperimenta laikā radās vairāki sarežģījumi, kas lika paraugu uzstādīt no jauna, jo ik pa laikam radās nelielas nosūces un filtrējamais ūdens aizsūcās garām morēnas paraugam, kā arī problēmas ar sietiņiem, kas atradās zem morēnas parauga, kas svāra ietekmē iekrita apakšējā traukā, kur tika filtrēts izfiltrētais ūdens un līdz ar to paraugs atkal bija jāpārliet. Kopumā eksperiments noritēja sekmīgi un rezultāti veiksmīgi tika nosūtīti uz laboratoriju, lai veiktu ķīmiskā sastāva analīzes un varētu spriest par morēnas ietekmi uz ūdens ķīmisko sastāvu.

Iegūtie rezultāti tiks analizēti un interpretēti nākošajās nodaļās. Sākuma ūdens un izfiltrētā ūdens analīžu rezultāti ir parādīti 2. un 3. tabulā

## Modelēšanas eksperiments

Modelēšanas eksperiments tiks veikts lai salīdzinātu rezultātus, kas tiks iegūti laboratorijas apstākļos ar rezultātiem, kas tiks iegūti veicot modelēšanas eksperimentu un salīdzināt rezultātus un izvērtēt galvenās atšķirības. Eksperiments tika veikts ar PHREEQC interactive programmu, katram ūdens tipam atsevišķi. Veidojot modeli, tika atlasīti sākuma ūdens analizētais sastāvs, kurš tika pārrēķināts uz mmol/l. Morēnogulumu ķīmiskais sastāvs programmā tika ievadīts, balstoties uz I. Danilāna (1973) datiem par Latvijas morēnas sastāvu. Tā kā programmā iežu sastāvs ir jāievada minerālu formā, tad, izmantojot programmā

esošo minerālu datu bāzi, tika atlasīti tie minerāli, kas sakrīta ar Latvijas morēnu tipisko sastāvu. Iegūtie rezultāti tika salīdzināti ar analizētajiem rezultātiem. Pēc modeļa rezultātiem īpatnēji ir tas, ka nātrijs ir izfiltrējies caur morēnu tikai purva ūdenim, bet destilētajam un sālsūdenim nātrijs nav izfiltrējies cauri, bet pēc analizētajiem datiem nātrijs ir izfiltrējies cauri visiem ūdens paraugiem. Pārējie uzstādījumu tika atstāti, tādi ko piedāvāja programma, lai izvairītos no nepareizas informācijas ievadīšana. Darba pielikumā ir ievietots visa modelēšanas programmas izdotā informācija.

*1.tabula*

**Morēnas nogulumu ķīmiskais sastāvs pēc Danilāns, 1973**

<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>FeO</b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>
70,24%	16,01%	2,21%	1,31%	1,73%	1,93%	0,70%	4,99%

### **Datu apstrāde un analīze**

Laboratorijas eksperimenta ūdens paraugi, tika analizēti laboratorijā, lai iegūtu precīzus rezultātus. Pirms eksperimenta uz analīzēm tika nosūtīti sākotnējie ūdens tipu paraugi, lai uzzinātu sākuma ķīmisko sastāvu, un varētu salīdzināt ar izmaiņām, kas notikušas izfiltrējoties cauri morēnas paraugam, lai varētu izdarīt galvenos secinājumus. Kad tika iegūti arī izfiltrētā ūdens laboratorijas rezultāti, tad arī tika veikta modelēšana ar datorprogrammu, lai varētu salīdzināt laboratorijas rezultātus un datormodeļa rezultātus un izdarīt secinājumus un izvērtēt galvenās atšķirības.

### 3. Rezultāti

Eksperiments kopumā ir izdevies sekmīgi, lai gan atšķirās filtrācijas ātrumi ūdeņu paraugiem. Pirmie ūdens paraugi, kas izfiltrējās bija purva ūdens paraugi, un tad sekoja destilēta ūdens paraugi, bet sāls ūdens paraugi neizfiltrējās pilnībā, tikai tik daudz lai pietiktu analīžu veikšanai, jo mālainās gruntīs samazinās hidrauliskā vadītspēja, palielinoties Na<sup>+</sup> jonu koncentrācijai ūdenī, skat. 1. nodaļā. Izvērtējot morēnogulumu ietekmi uz ūdens ķīmiskā sastāva izmaiņām, izmantoti filtrācijas eksperimentā iegūtie dati par ūdeņu ķīmisko sastāvu pirms un pēc filtrēšanas (skat. 2. un 3. tabulu), kā arī modelēšanas eksperimenta rezultāti, kuri pievienoti pielikumā.

2. tabula

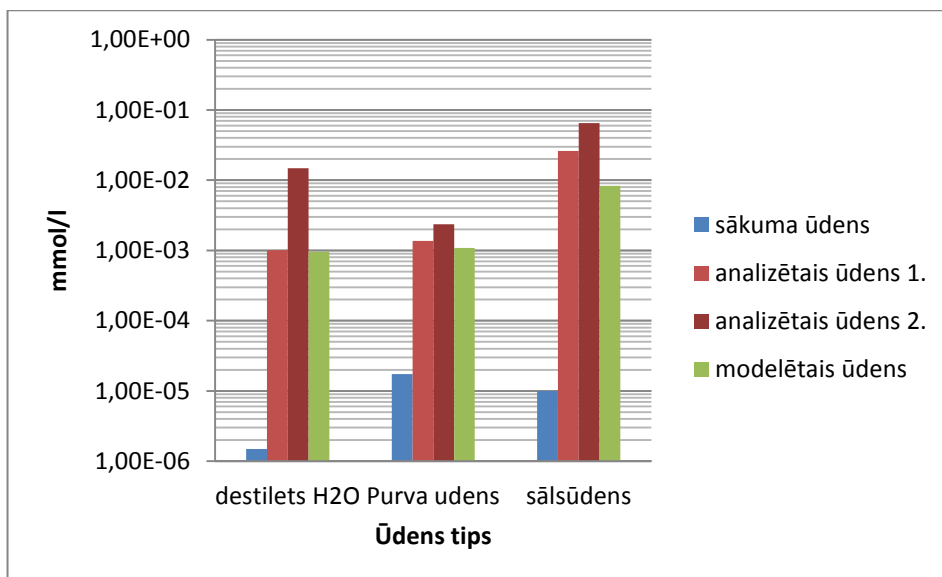
Ūdens paraugu sastāvs pirms filtrēšanas

	<b>Ca</b>	<b>K</b>	<b>Mg</b>	<b>Na</b>	<b>Fe</b>
Ūdens tips	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
<b>Destilēts ūdens</b>	0,06	0,00	0,01	0,0	0,010
<b>Purva ūdens</b>	0,7	1,0	0,7	1,5	0,279
<b>Sālsūdens</b>	0,4	0,6	0,1	13380,0	0,099

3.tabula

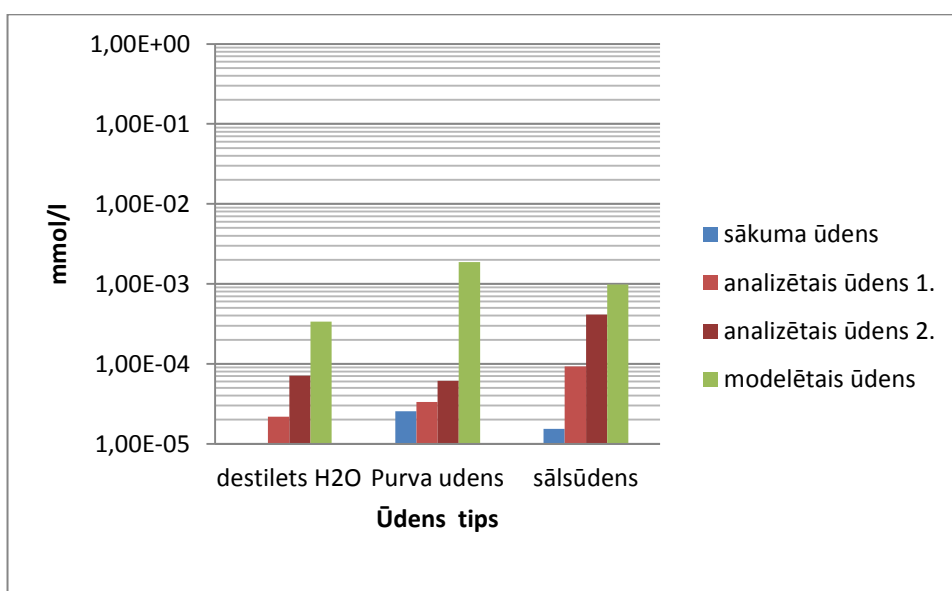
Ūdens paraugu sastāvs pēc filtrēšanas

Ūdens tips	<b>Ca</b> mg/l	<b>K</b> mg/l	<b>Mg</b> mg/l	<b>Na</b> mg/l	<b>Fe</b> mg/l
<b>Destilēts ūdens</b>	591	2,8	134	74	11,1
<b>Destilēts ūdens</b>	40	0,9	8	3	3,1
<b>Purva ūdens</b>	95	2,4	20	5	0,6
<b>Purva ūdens</b>	55	1,3	12	3	3,1
<b>Sālsūdens</b>	1047	3,7	202	10980	3,2
<b>Sālsūdens</b>	2607	16,5	532	7254	336,2



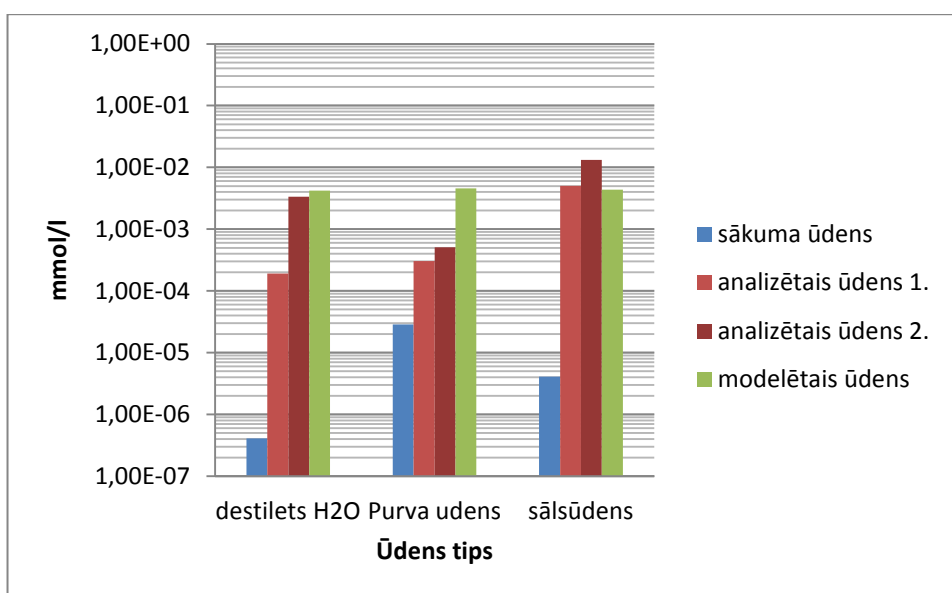
2. att. Ca jonu koncentrācija ūdens paraugos

Visos paraugos filtrātā ir pieaudzis  $\text{Ca}^{+2}$  jonu daudzums vairākus desmitus reižu, salīdzinot ar sākuma ūdeni. Pēc modelētajiem rezultātiem  $\text{Ca}^{+2}$  jonu daudzums arī ir pieaudzis vairākus desmitus reižu, kopumā rezultāti analizētajiem ar modelētajiem ir līdzīgi.  $\text{Ca}^{+2}$  jonu koncentrācija purva ūdens filtrātā un destilētā ūdens filtrātā ir ļoti tuvas, bet sālsūdenī  $\text{Ca}^{+2}$  koncentrācija ir 10-20 reižu lielāka, un šī atšķirība ir novērojama gan eksperimentāli iegūtajos paraugos, gan modelēšanas rezultātos. Šīs atšķirības varētu būt skaidrojamas ar  $\text{Ca}^{+2}$  un  $\text{Na}^{+}$  jonu apmaiņas procesiem morēnas nogulumos, kur šo procesu intensitāti ietekmējusi Na jonu koncentrācija sākotnējā ūdenī.



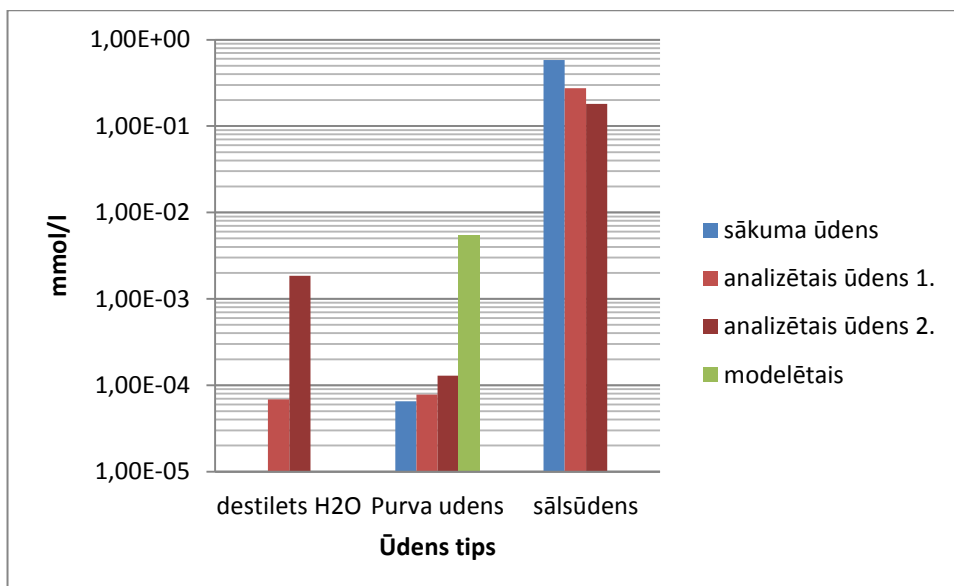
3. att. K jonu koncentrācija pētītajos ūdens paraugos

Pēc analizētajiem rezultātiem  $K^+$  jonu daudzums filtrāta paraugos ir pieaudzis, bet nelielas atšķirības no sākuma daudzuma ir purva ūdenim, jo tajā  $K^+$  jonu daudzums ir pieaudzis tikai nedaudz. Pēc modelētajiem rezultātiem  $K^+$  jonu daudzums ir pieaudzis vairāk, kā desmit reizi, tikai analizētie rezultāti ar modelētajiem ir līdzīgi sālsūdens paraugam. Ievērojami augstāko  $K^+$  jonu koncentrāciju modelēšanas rezultātos varētu skaidrot ar to, ka modelis aprēķina filtrāta ķīmisko sastāvu, pieņemot, ka visas reakcijas norisinās līdz galam, filtrāta ūdens ir pilnībā piesātināts, un modelī izmantotajos datos par morēnnogulumu ķīmisko sastāvu  $K^+$  jonu saturs ir salīdzinoši augsts ( $K_2O$  ir 4,99%). Savukārt eksperimentā iegūtie filtrāta paraugi, visticamāk, šo piesātinājuma pakāpi nebija sasnieguši.



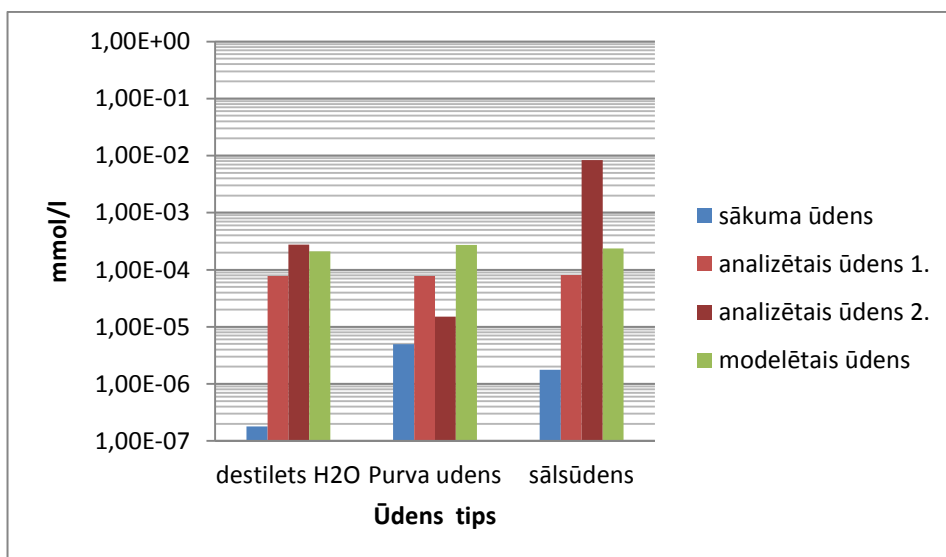
4. att. Mg jonu koncentrācija pētītajos ūdens paraugos

$Mg^{+2}$  daudzums salīdzinot modelētos ar analizētajiem rezultātiem ir diezgan līdzīgi, tikai lielāka atšķirība ir purva ūdenim. Kopumā no sākuma sastāva,  $Mg^{+2}$  joni ir ievērojami pieauguši visos ūdens tipos. Tikai purva ūdenī  $Mg^{+2}$  joni jau sākumā ir bijuši lielā daudzumā, tāpēc filtrējoties ir piesaistīti tikai nedaudz vairāk jonu. Pēc morēnas nogulumu ķīmiskā sastāva datiem  $Mg^{+2}$  daudzums ir neliels, tikai 1,93%, bet filtrēšanās laikā visu ūdeņu tipi ir ievērojami piesātinājušies ar  $Mg^{+2}$  joniem. Modeļa un analīžu līdzīgie rezultāti varētu būt skaidrojami ar to, ka morēnas sastāvā ir daudz mālu minerāl, kas viegli sajaucas ar ūdeni.



**5.att. Na jonu koncentrācija pētītajos ūdens paraugos**

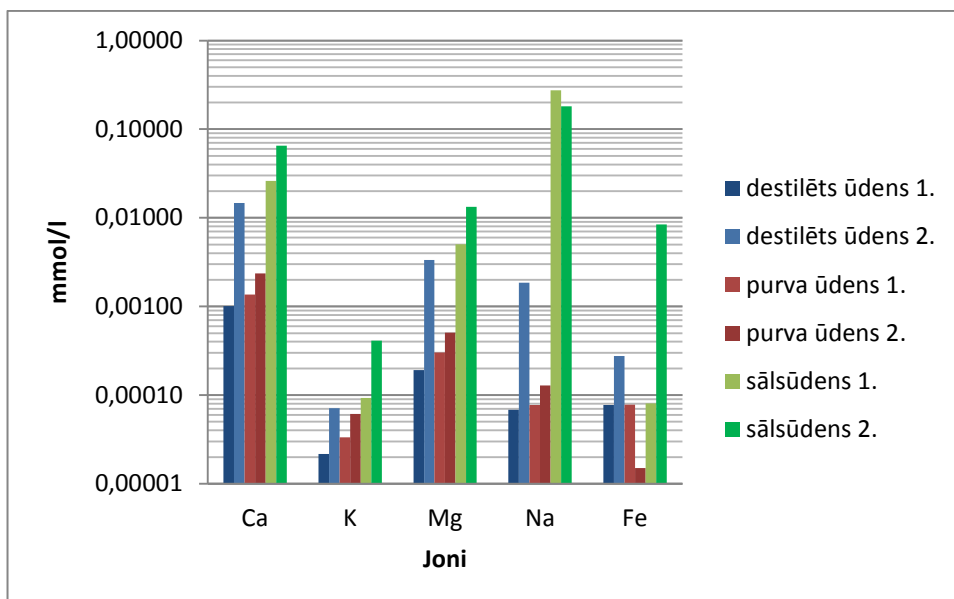
Šajā grafikā sālsūdenim sākumā  $\text{Na}^+$  koncentrācija ir augstāka, kas norāda uz to ka  $\text{Na}^+$  jonu daudzums filtrējoties cauri morēnai, ir samazinājies, bet pēc modelētajiem rezultātiem  $\text{Na}^+$  joniem sālsūdenī nav vispār izfiltrējušies. Purva ūdenī  $\text{Na}^+$  daudzums analizētajos paraugos ir palielinājies minimāli, bet modelētajā ūdenī tas ir ievērojami pieaudzis. Tāpat arī destilētajam ūdenim sākumā nav  $\text{Na}^+$  jonu un modelis neuzrāda ka ūdens būtu piesātinājies ar  $\text{Na}^+$  joniem, bet analizētie rezultāti norāda uz to ka  $\text{Na}^+$  jonu daudzums ir pieaudzis.



**6.att. Fe jonu koncentrācija pētītajos ūdens paraugos**

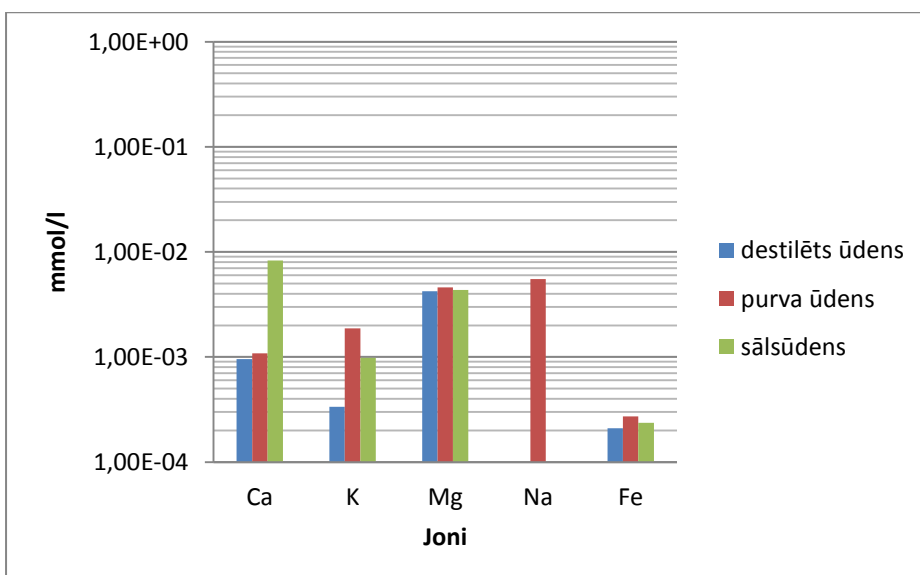
$\text{Fe}^{+2}$  daudzums pēc sākuma sastāva filtrējoties cauri morēnai ir diegan būtiski pieaudzis. Kopumā analizētie rezultāti ar modelētie ir diezgan līdzīgi. Bet visvairāk  $\text{Fe}^{+2}$  jonu daudzums

ir pieaudzis sāļšūdenim, bet purva ūdenim un destilētajam ūdenim  $\text{Fe}^{+2}$  joni ir pieauguši līdzīgā apjomā. Bet dzelzs morēnas sastāvā ir nelielos daudzumos un Fe joni viegli sajaucas ar ūdeni, tāpēc tā koncentrācija pēc izfiltrēšanās ir ievērojami augstāka.



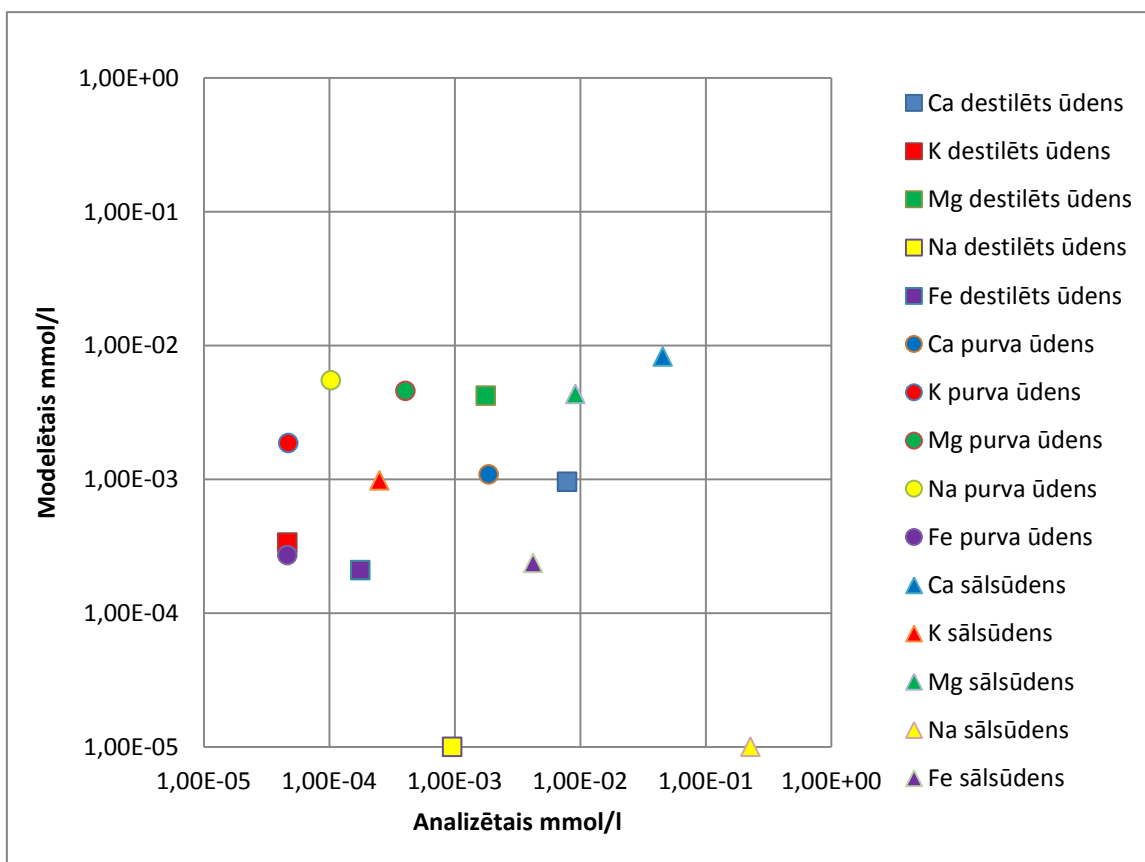
7. att. Jonu koncentrācijas atšķirības analizētajos ūdeņos

Grafikā var novērot, ka izfiltrējoties ūdeņiem cauri morēnai, ir izfiltrējušies visi analizētie joni, kopumā visvairāk jonu ir izdevies izfiltrēties no sālsūdens, bet tieši vislielākā koncentrācija ir  $\text{Na}^+$  jonam un vismazākā  $\text{K}^+$  jonam. Bet kopumā vismazāk joni ir izfiltrējušies no purva ūdens. Destilētam ūdenim visvairāk ir izfiltrējies  $\text{Ca}^{+2}$  jons.



8.att. Jonu koncentrācijas atšķirības modelētajos ūdeņos

Modelētie rezultāti parādā, to ka  $\text{Na}^+$  jons nav izfiltrējies cauri morēnai, no sālsūdens un no destilēta ūdens, jo destilētā ūdenī, nav  $\text{Na}^+$  jona. Sālsūdenī  $\text{Na}^+$  jons ir ļoti lielā apjomā, bet pēc modeļa rezultātiem tas nav izfiltrējies cauri morēnai, tas varētu būt sakidrojams ar to, ka modelis izrēķina rezultātus pēc pilnīgam izfiltrēta ūdens piesātinājumam.



**9.att. Filtrācijas eksperimenta un modelēšanas rezultātu salīdzinājums**

Kopumā lielākās jonu koncentrācijas uzrāda sālsūdens joni, bet vismazākās ir destilētām ūdenim. Destilētam ūdenim jonu koncentrājas vidēji ap 0,001 līdz 0,01 mmol/l. Gan analizētie gan modelētie rezultāti ir augstākie salūdenim, bet vismazākās vērtības uzrāda destilēts ūdens, bet pēc analizētajiem datiem vismazākās vērtības ir purva ūdenim, bet augstākās sālsūdenim. Modelētās vērtības, gan sālsūdenim, gan purva ūdenim ir līdzīgas. Pēc rezultātiem var spriest, ka purva ūdenim nav lineāras sakritības, kas ir skaidrojamas ar to ka modelējot nav ņemts vērā organiskās vielas piejaukums. Bet vislabākā sakritība ir sālsūdenim, kam ir neliela lineārā sakritība. Destilētā un sālsūdens  $\text{Na}^+$  joni, ir ar zemām modelētajām vērtībām, jo modelēšanas rezultātā sālsūdenim  $\text{Na}^+$  nav izfiltrējies cauri, un ūdens nav sajaucies ar  $\text{Na}^+$  joniem.

## Secinājumi

1. Glacigēno nogulumu ietekme uz ūdens ķīmisko sastāvu ir ļoti nozīmīga, jo ūdenim filtrējoties cauri morēnas nogulumiem ūdens tiek piesātināts ar morēnu veidojošo minerālu sastāvā esošajiem joniem.
2. Ūdens ķīmiskais sastāvs, ūdenim filtrējoties caur morēnu ir ievērojami izmainījies, jo analizēto jonu koncentrācija filtrātā ir palielinājusies 100-1000 reizi.
3. Pēc laboratorijas eksperimenta rezultātiem, visvairāk ir izmainījies  $\text{Ca}^{+2}$  un  $\text{Mg}^{+2}$  jonu saturs, tādā veidā, ka to daudzums ir ievērojami pieaudzis.
4. Modeļa rezultāti atšķiras no laboratorijas rezultātiem, jo modelis izrēķina rezultātus līdz pilnīgam izfiltrētam piesātinājumam, bet eksperimenta laikā filtrācija caur morēnu ir notikusi īslaicīgi, tāpēc ir vērojamas lielas atšķirības.
5. Sālsūdens filtrējās vislēnāk, jo  $\text{Na}^+$  jona klātbūtne ievērojami pazemināja morēnas hidraulisko vadītspēju.
6. Eksperimentāli noteikts, ka sālsūdens filtrātā ir visaugstākās visu analizēto jonu koncentrācijas, ko varētu skaidrot ar jonu apmaiņas procesu intensitāti, ko noteica sākotnēji augstā  $\text{Na}^+$  jonu koncentrācija.
7. Purva ūdenim ķīmiskā sastāva izmaiņas ir vismazākās, ko var skaidrot ar to, ka šiem paraugiem bija visīsākais nogulumu un ūdens saskares laiks (tie visātrāk izfiltrējās), kā arī, iespējams, organisko vielu klātbūtne ūdeņos kavēja fizikāli ķīmiskos procesus sistēmā iezis – ūdens. Purva ūdenim sākotnēji visu jonu, izņemot  $\text{Na}^+$ , koncentrācijas bija visaugstākās, bet filtrātā tās bija viszemākās.
8. Eksperiments kopumā ir izdevies sekmīgi, bet nākotnē nogulumu ietekmi uz ūdens ķīmisko sastāvu var pētīt vienkāršākos veidos, piemēram, kā nogulumu ilgstoša turēšana ūdenī un pašu eksperimentu veikt ar lielāku morēnas paraugu izmēriem un ilgstošāku laika periodu.

## Izmantotā literatūra un avoti

### Publicētā literatūra

- Bamberg, K. 1993. „Ģeoloģija un hidroģeoloģija”. Rīga, „Zvaigzne”
- Kļaviņš M., Cimdiņš P., 2004. „Ūdeņu kvalitāte un tās aizsardzība”. LU Akadēmiskais apgāds.
- Kļaviņš, M., Zicmanis, A. 1998. „Ūdeņu ķīmija”. Latvijas Universitāte
- Levins I., Levina N., Gavena I., 1998. Latvijas pazemes ūdeņu resursi. Valsts ģeoloģijas dienests, Rīga.
- Maldavs, Z. 1964. „Pazemes ūdens”. Rīga, Latvijas valsts izdevniecība
- Semjonovs I. 1997. Pazemes ūdeņu aizsardzība Latvijā., red. Gandrs, Rīga,.
- Stinkule A, Kļaviņš M., 2000. „Ģeoķīmijas pamati” SIA „Elpa -2”
- Todd, D. K., Mays, L. W. 2005. Ground Water Hydrology, third edition. Jon Wiley & Sons, Inc.
- Zelčs, V., Markots, A. 1999. „ Ģeoloģiskās informācijas izmantošana teritorijas attīstības plānošanā”. Rīga, Valsts ģeoloģijas dienests Latvijas Universitāte
- Zīverts, A. 2001. „Pazemes ūdeņu Hidroģeoloģija”. LLU Jelgava
- Даниланс И. (1973) Четвертичные отложения Латвии. Зинатне, Рига.
- Кирюхин, В.А., Коротков, А.И., Павлов А.Н. (1988). Общая гидрогеология. – Л.: Недра.

### Intereta resursi

[http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC\\_coupled/phreeqc/](http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_coupled/phreeqc/) - 2012. gada 19. marts, 07:40

# Pielikumi

## Destilēts ūdens

-----  
Reading data base.  
-----

SOLUTION\_MASTER\_SPECIES  
SOLUTION\_SPECIES  
PHASES  
EXCHANGE\_MASTER\_SPECIES  
EXCHANGE\_SPECIES  
SURFACE\_MASTER\_SPECIES  
SURFACE\_SPECIES  
RATES  
END

-----  
Reading input data for simulation 1.  
-----

DATABASE C:\Program Files\USGS\Phreeqc Interactive  
2.18.5570\database\phreeqc.dat  
SOLUTION\_SPREAD  
          Ca          K                  Mg          Na                  Fe  
1,49708E-06          0          4,11438E-07          0          1,79051E-07  
EQUILIBRIUM\_PHASES 1  
  Al(OH)3(a) 0 10  
  Dolomite 0 10  
  Fe(OH)3(a) 0 10  
  Illite 0 10  
  K-feldspar 0 10  
  Kaolinite 0 10  
  Pyrite 0 10  
  Quartz 0 10

-----  
Beginning of initial solution calculations.  
-----

Initial solution 1.

-----Solution composition-----  
-----

Elements	Molality	Moles
Ca	1.000e-003	1.000e-003
Fe	1.000e-003	1.000e-003
Mg	4.000e-003	4.000e-003

-----Description of solution-----  
-----

pH = 7.000  
pe = 4.000  
Specific Conductance (uS/cm, 25 oC) = 522  
Density (g/cm3) = 0.99734  
Activity of water = 1.000  
Ionic strength = 1.156e-002  
Mass of water (kg) = 1.000e+000  
Total alkalinity (eq/kg) = 1.348e-004

Total carbon (mol/kg) = 0.000e+000  
 Total CO2 (mol/kg) = 0.000e+000  
 Temperature (deg C) = 25.000  
 Electrical balance (eq) = 1.162e-002  
 Percent error, 100\*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 99.98  
 Iterations = 3  
 Total H = 1.110131e+002  
 Total O = 5.550684e+001

-----Distribution of species-----

Log	Species	Molality	Activity	Log	Log	
Gamma				Molality	Activity	
0.049	OH-	1.120e-007	1.001e-007	-6.951	-7.000	-
0.042	H+	1.100e-007	1.000e-007	-6.958	-7.000	-
0.000	H2O	5.551e+001	9.999e-001	1.744	-0.000	
	Ca	1.000e-003				
0.184	Ca+2	1.000e-003	6.542e-004	-3.000	-3.184	-
0.048	CaOH+	1.212e-009	1.086e-009	-8.917	-8.964	-
	Fe (2)	7.551e-004				
0.181	Fe+2	7.534e-004	4.969e-004	-3.123	-3.304	-
0.048	FeOH+	1.753e-006	1.571e-006	-5.756	-5.804	-
	Fe (3)	2.449e-004				
0.001	Fe (OH) 3	1.303e-004	1.306e-004	-3.885	-3.884	
0.048	Fe (OH) 2+	1.132e-004	1.014e-004	-3.946	-3.994	-
0.048	Fe (OH) 4-	1.330e-006	1.191e-006	-5.876	-5.924	-
0.191	FeOH+2	4.753e-008	3.063e-008	-7.323	-7.514	-
0.374	Fe+3	1.123e-012	4.745e-013	-11.950	-12.324	-
0.763	Fe2 (OH) 2+4	1.463e-013	2.526e-014	-12.835	-13.598	-
1.192	Fe3 (OH) 4+5	8.330e-015	5.352e-016	-14.079	-15.271	-
	H (0)	1.412e-025				
0.001	H2	7.061e-026	7.079e-026	-25.151	-25.150	
	Mg	4.000e-003				
0.181	Mg+2	4.000e-003	2.636e-003	-2.398	-2.579	-
0.048	MgOH+	1.068e-007	9.569e-008	-6.971	-7.019	-
	O (0)	0.000e+000				
0.001	O2	0.000e+000	0.000e+000	-42.081	-42.080	

-----Saturation indices-----

----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Fe(OH)3(a)	3.79	8.68	4.89	Fe(OH)3
Goethite	9.68	8.68	-1.00	FeOOH
H2(g)	-22.00	-25.15	-3.15	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Hematite	21.36	17.35	-4.01	Fe2O3
O2(g)	-39.19	-42.08	-2.89	O2

-----  
Beginning of batch-reaction calculations.  
-----

Reaction step 1.

Using solution 1.

Using pure phase assemblage 1.

-----Phase assemblage-----

----

Phase	SI	log IAP	log KT	Moles in assemblage	
				Initial	Final
Delta					
Al(OH)3(a) 1.000e+001	-3.10	7.70	10.80	1.000e+001	0 -
Dolomite 005	0.00	-17.09	-17.09	1.000e+001	1.000e+001 -4.453e-
Fe(OH)3(a) 004	0.00	4.89	4.89	1.000e+001	1.000e+001 7.714e-
Illite 003	0.00	-40.27	-40.27	1.000e+001	9.998e+000 -2.233e-
K-feldspar 004	-0.00	-20.57	-20.57	1.000e+001	1.000e+001 9.728e-
Kaolinite 5.002e+000	0.00	7.44	7.43	1.000e+001	1.500e+001
Pyrite 010	-0.00	-18.48	-18.48	1.000e+001	1.000e+001 -1.585e-
Quartz 1.000e+001	0.00	-3.98	-3.98	1.000e+001	4.959e-004 -

-----Solution composition-----

----

Elements	Molality	Moles
Al	8.588e-006	9.361e-006
C	8.170e-005	8.906e-005
Ca	9.583e-004	1.045e-003
Fe	2.098e-004	2.286e-004
K	3.368e-004	3.671e-004
Mg	4.223e-003	4.603e-003
S	2.908e-010	3.170e-010
Si	2.273e-004	2.477e-004

-----Description of solution-----

----

equilibrium  
 pH = 9.855 Charge balance  
 pe = -7.366 Adjusted to redox  
 Specific Conductance (uS/cm, 25 oC) = 510  
 Density (g/cm3) = 0.99732  
 Activity of water = 1.000  
 Ionic strength = 1.073e-002  
 Mass of water (kg) = 1.090e+000  
 Total alkalinity (eq/kg) = 4.832e-004  
 Total CO2 (mol/kg) = 2.131e-005  
 Temperature (deg C) = 25.000  
 Electrical balance (eq) = 1.162e-002  
 Percent error, 100\*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 95.95  
 Iterations = 24  
 Total H = 1.210069e+002  
 Total O = 6.050412e+001

-----Distribution of species-----

Log Gamma	Species	Molality	Activity	Log Molality	Log Activity	
0.047	OH-	7.991e-005	7.169e-005	-4.097	-4.145	-
0.040	H+	1.532e-010	1.396e-010	-9.815	-9.855	-
0.000	H2O	5.551e+001	9.999e-001	1.744	-0.000	
	Al	8.588e-006				
0.046	Al(OH)4-	8.588e-006	7.722e-006	-5.066	-5.112	-
0.001	Al(OH)3	5.707e-010	5.721e-010	-9.244	-9.243	
0.046	Al(OH)2+	6.030e-013	5.422e-013	-12.220	-12.266	-
0.185	AlOH+2	1.478e-017	9.661e-018	-16.830	-17.015	-
0.364	Al+3	3.137e-022	1.358e-022	-21.504	-21.867	-
0.046	AlSO4+	1.630e-032	1.465e-032	-31.788	-31.834	-
0.185	AlHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-42.557	-42.741	-
0.046	Al(SO4)2-	0.000e+000	0.000e+000	-43.755	-43.801	-
	C(-4)	6.040e-005				
0.001	CH4	6.040e-005	6.055e-005	-4.219	-4.218	
	C(4)	2.131e-005				
0.045	HCO3-	7.114e-006	6.420e-006	-5.148	-5.192	-
0.001	MgCO3	5.667e-006	5.681e-006	-5.247	-5.246	
0.178	CO3-2	3.251e-006	2.156e-006	-5.488	-5.666	-
0.001	FeCO3	2.659e-006	2.665e-006	-5.575	-5.574	

CaCO3		2.288e-006	2.293e-006	-5.641	-5.640	
0.001						
MgHCO3+		2.307e-007	2.074e-007	-6.637	-6.683	-
0.046						
CaHCO3+		5.746e-008	5.186e-008	-7.241	-7.285	-
0.045						
FeHCO3+		3.679e-008	3.308e-008	-7.434	-7.480	-
0.046						
CO2		2.011e-009	2.016e-009	-8.697	-8.696	
0.001						
Ca	9.583e-004					
Ca+2		9.551e-004	6.331e-004	-3.020	-3.199	-
0.179						
CaCO3		2.288e-006	2.293e-006	-5.641	-5.640	
0.001						
CaOH+		8.368e-007	7.524e-007	-6.077	-6.124	-
0.046						
CaHCO3+		5.746e-008	5.186e-008	-7.241	-7.285	-
0.045						
CaSO4		4.299e-015	4.310e-015	-14.367	-14.366	
0.001						
CaHSO4+		3.921e-024	3.525e-024	-23.407	-23.453	-
0.046						
Fe (2)	2.096e-004					
FeOH+		1.298e-004	1.167e-004	-3.887	-3.933	-
0.046						
Fe+2		7.713e-005	5.152e-005	-4.113	-4.288	-
0.175						
FeCO3		2.659e-006	2.665e-006	-5.575	-5.574	
0.001						
FeHCO3+		3.679e-008	3.308e-008	-7.434	-7.480	-
0.046						
Fe (HS) 2		3.103e-015	3.110e-015	-14.508	-14.507	
0.001						
FeSO4		3.118e-016	3.126e-016	-15.506	-15.505	
0.001						
Fe (HS) 3-		9.804e-023	8.815e-023	-22.009	-22.055	-
0.046						
FeHSO4+		3.191e-025	2.869e-025	-24.496	-24.542	-
0.046						
Fe (3)	1.771e-007					
Fe (OH) 4-		1.556e-007	1.400e-007	-6.808	-6.854	-
0.046						
Fe (OH) 3		2.138e-008	2.143e-008	-7.670	-7.669	
0.001						
Fe (OH) 2+		2.583e-011	2.323e-011	-10.588	-10.634	-
0.046						
FeOH+2		1.499e-017	9.796e-018	-16.824	-17.009	-
0.185						
Fe+3		4.893e-025	2.119e-025	-24.310	-24.674	-
0.364						
Fe2 (OH) 2+4		1.415e-032	2.583e-033	-31.849	-32.588	-
0.739						
FeSO4+		8.815e-035	7.926e-035	-34.055	-34.101	-
0.046						
Fe3 (OH) 4+5		1.787e-040	0.000e+000	-39.748	-40.902	-
1.154						
FeHSO4+2		0.000e+000	0.000e+000	-43.344	-43.528	-
0.185						
Fe (SO4) 2-		0.000e+000	0.000e+000	-46.182	-46.228	-
0.046						

H(0)	1.485e-008					
H2		7.426e-009	7.444e-009	-8.129	-8.128	
0.001						
K	3.368e-004					
K+		3.368e-004	3.023e-004	-3.473	-3.520	-
0.047						
KOH		7.487e-009	7.506e-009	-8.126	-8.125	
0.001						
KSO4-		8.059e-017	7.247e-017	-16.094	-16.140	-
0.046						
Mg	4.223e-003					
Mg+2		4.137e-003	2.761e-003	-2.383	-2.559	-
0.176						
MgOH+		7.984e-005	7.179e-005	-4.098	-4.144	-
0.046						
MgCO3		5.667e-006	5.681e-006	-5.247	-5.246	
0.001						
MgHCO3+		2.307e-007	2.074e-007	-6.637	-6.683	-
0.046						
MgSO4		2.203e-014	2.208e-014	-13.657	-13.656	
0.001						
O(0)	0.000e+000					
O2		0.000e+000	0.000e+000	-76.125	-76.124	
0.001						
S(-2)	2.908e-010					
HS-		2.901e-010	2.603e-010	-9.537	-9.585	-
0.047						
S-2		3.410e-013	2.251e-013	-12.467	-12.648	-
0.180						
H2S		3.170e-013	3.177e-013	-12.499	-12.498	
0.001						
Fe(HS)2		3.103e-015	3.110e-015	-14.508	-14.507	
0.001						
Fe(HS)3-		9.804e-023	8.815e-023	-22.009	-22.055	-
0.046						
S(6)	7.845e-014					
SO4-2		5.173e-014	3.412e-014	-13.286	-13.467	-
0.181						
MgSO4		2.203e-014	2.208e-014	-13.657	-13.656	
0.001						
CaSO4		4.299e-015	4.310e-015	-14.367	-14.366	
0.001						
FeSO4		3.118e-016	3.126e-016	-15.506	-15.505	
0.001						
KSO4-		8.059e-017	7.247e-017	-16.094	-16.140	-
0.046						
HSO4-		5.151e-022	4.632e-022	-21.288	-21.334	-
0.046						
CaHSO4+		3.921e-024	3.525e-024	-23.407	-23.453	-
0.046						
FeHSO4+		3.191e-025	2.869e-025	-24.496	-24.542	-
0.046						
AlSO4+		1.630e-032	1.465e-032	-31.788	-31.834	-
0.046						
FeSO4+		8.815e-035	7.926e-035	-34.055	-34.101	-
0.046						
AlHSO4+2		0.000e+000	0.000e+000	-42.557	-42.741	-
0.185						
FeHSO4+2		0.000e+000	0.000e+000	-43.344	-43.528	-
0.185						

Al (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-43.755	-43.801	-
0.046					
Fe (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-46.182	-46.228	-
0.046					
Si	2.273e-004				
H3SiO4-	1.228e-004	1.105e-004	-3.911	-3.957	-
0.046					
H4SiO4	1.043e-004	1.046e-004	-3.982	-3.980	
0.001					
H2SiO4-2	8.232e-008	5.381e-008	-7.084	-7.269	-
0.185					

-----Saturation indices-----  
 ----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Al (OH) 3 (a)	-3.10	7.70	10.80	Al (OH) 3
Alunite	-35.52	-36.92	-1.40	KAl3 (SO4) 2 (OH) 6
Anhydrite	-12.30	-16.67	-4.36	CaSO4
Anorthite	-1.67	-21.38	-19.71	CaAl2Si2O8
Aragonite	-0.53	-8.86	-8.34	CaCO3
Ca-Montmorillonite	-1.73	-46.76	-45.03	
Ca0.165Al2.33Si3.67O10 (OH) 2				
Calcite	-0.38	-8.86	-8.48	CaCO3
CH4 (g)	-1.36	-4.22	-2.86	CH4
Chalcedony	-0.43	-3.98	-3.55	SiO2
Chlorite (14A)	20.83	89.21	68.38	Mg5Al2Si3O10 (OH) 8
Chrysotile	11.29	43.49	32.20	Mg3Si2O5 (OH) 4
CO2 (g)	-7.23	-8.70	-1.47	CO2
Dolomite	0.00	-17.09	-17.09	CaMg (CO3) 2
Fe (OH) 3 (a)	0.00	4.89	4.89	Fe (OH) 3
FeS (ppt)	-0.10	-4.02	-3.92	FeS
Gibbsite	-0.41	7.70	8.11	Al (OH) 3
Goethite	5.89	4.89	-1.00	FeOOH
Gypsum	-12.08	-16.67	-4.58	CaSO4:2H2O
H2 (g)	-4.98	-8.13	-3.15	H2
H2O (g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
H2S (g)	-11.50	-12.50	-1.00	H2S
Hematite	13.79	9.78	-4.01	Fe2O3
Illite	0.00	-40.27	-40.27	K0.6Mg0.25Al2.3Si3.5O10 (OH) 2
Jarosite-K	-36.14	-45.35	-9.21	KFe3 (SO4) 2 (OH) 6
K-feldspar	-0.00	-20.57	-20.57	KAlSi3O8
K-mica	4.79	17.49	12.70	KAl3Si3O10 (OH) 2
Kaolinite	0.00	7.44	7.43	Al2Si2O5 (OH) 4
Mackinawite	0.63	-4.02	-4.65	FeS
Melanterite	-15.55	-17.76	-2.21	FeSO4:7H2O
O2 (g)	-73.23	-76.12	-2.89	O2
Pyrite	-0.00	-18.48	-18.48	FeS2
Quartz	0.00	-3.98	-3.98	SiO2
Sepiolite	6.60	22.36	15.76	Mg2Si3O7.5OH:3H2O
Sepiolite (d)	3.70	22.36	18.66	Mg2Si3O7.5OH:3H2O
Siderite	0.94	-9.95	-10.89	FeCO3
SiO2 (a)	-1.27	-3.98	-2.71	SiO2
Sulfur	-12.40	-7.52	4.88	S
Talc	14.13	35.53	21.40	Mg3Si4O10 (OH) 2

-----  
 End of simulation.  
 -----

**1.pielikums. destilētā ūdens modelētais rezultāts**

## Purva ūdens

-----  
Reading data base.  
-----

SOLUTION\_MASTER\_SPECIES  
SOLUTION\_SPECIES  
PHASES  
EXCHANGE\_MASTER\_SPECIES  
EXCHANGE\_SPECIES  
SURFACE\_MASTER\_SPECIES  
SURFACE\_SPECIES  
RATES  
END

-----  
Reading input data for simulation 1.  
-----

DATABASE C:\Program Files\USGS\Phreeqc Interactive  
2.18.5570\database\phreeqc.dat

SOLUTION\_SPREAD  
Ca K Mg Na  
Fe  
1,74659E-05 2,55761E-05 2,88007E-05 6,52458E-05  
4,99552E-06  
EQUILIBRIUM\_PHASES 1  
Al(OH)3(a) 0 10  
Fe(OH)3(a) 0 10  
Illite 0 10  
K-feldspar 0 10  
Kaolinite 0 10  
Pyrite 0 10  
Quartz 0 10  
Dolomite 0 10

-----  
Beginning of initial solution calculations.  
-----

Initial solution 1.

-----Solution composition-----  
-----

Elements	Molality	Moles
Ca	1.000e-003	1.000e-003
Fe	4.000e-003	4.000e-003
K	2.000e-003	2.000e-003
Mg	2.000e-003	2.000e-003
Na	6.000e-003	6.000e-003

-----Description of solution-----  
-----

pH = 7.000  
pe = 4.000  
Specific Conductance (uS/cm, 25 oC) = 953  
Density (g/cm3) = 0.99762  
Activity of water = 1.000  
Ionic strength = 1.633e-002  
Mass of water (kg) = 1.000e+000

Total alkalinity (eq/kg) = 5.123e-004  
 Total carbon (mol/kg) = 0.000e+000  
 Total CO2 (mol/kg) = 0.000e+000  
 Temperature (deg C) = 25.000  
 Electrical balance (eq) = 2.055e-002  
 Percent error, 100\*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 99.95  
 Iterations = 3  
 Total H = 1.110148e+002  
 Total O = 5.550861e+001

-----Distribution of species-----  
 ----

Log	Species	Molality	Activity	Log	Log	
Gamma				Molality	Activity	
0.057	OH-	1.141e-007	1.001e-007	-6.943	-7.000	-
0.047	H+	1.115e-007	1.000e-007	-6.953	-7.000	-
0.000	H2O	5.551e+001	9.997e-001	1.744	-0.000	
	Ca	1.000e-003				
0.213	Ca+2	1.000e-003	6.130e-004	-3.000	-3.213	-
0.055	CaOH+	1.155e-009	1.017e-009	-8.937	-8.993	-
	Fe (2)	3.061e-003				
0.208	Fe+2	3.054e-003	1.892e-003	-2.515	-2.723	-
0.055	FeOH+	6.792e-006	5.981e-006	-5.168	-5.223	-
	Fe (3)	9.391e-004				
0.002	Fe (OH) 3	4.954e-004	4.972e-004	-3.305	-3.303	
0.055	Fe (OH) 2+	4.384e-004	3.861e-004	-3.358	-3.413	-
0.055	Fe (OH) 4-	5.148e-006	4.534e-006	-5.288	-5.344	-
0.221	FeOH+2	1.939e-007	1.166e-007	-6.712	-6.933	-
0.425	Fe+3	4.810e-012	1.807e-012	-11.318	-11.743	-
0.884	Fe2 (OH) 2+4	2.799e-012	3.661e-013	-11.553	-12.436	-
1.380	Fe3 (OH) 4+5	7.091e-013	2.953e-014	-12.149	-13.530	-
	H (0)	1.411e-025				
0.002	H2	7.053e-026	7.079e-026	-25.152	-25.150	
	K	2.000e-003				
0.057	K+	2.000e-003	1.756e-003	-2.699	-2.755	-
0.002	KOH	6.064e-011	6.087e-011	-10.217	-10.216	
	Mg	2.000e-003				
0.208	Mg+2	2.000e-003	1.238e-003	-2.699	-2.907	-

MgOH+	5.103e-008	4.494e-008	-7.292	-7.347	-
0.055					
Na	6.000e-003				
Na+	6.000e-003	5.292e-003	-2.222	-2.276	-
0.055					
NaOH	3.483e-010	3.496e-010	-9.458	-9.456	
0.002					
O(0)	0.000e+000				
O2	0.000e+000	0.000e+000	-42.082	-42.080	
0.002					

-----Saturation indices-----  
 ----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Fe(OH)3(a)	4.37	9.26	4.89	Fe(OH)3
Goethite	10.26	9.26	-1.00	FeOOH
H2(g)	-22.00	-25.15	-3.15	H2
H2O(g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Hematite	22.52	18.51	-4.01	Fe2O3
O2(g)	-39.19	-42.08	-2.89	O2

-----  
 Beginning of batch-reaction calculations.  
 -----

Reaction step 1.

Using solution 1.  
 Using pure phase assemblage 1.

-----Phase assemblage-----  
 ----

Phase	SI	log IAP	log KT	Moles in assemblage	
				Initial	Final
Delta					
Al(OH)3(a)	-2.74	8.06	10.80	1.000e+001	0 -
1.000e+001					
Dolomite	0.00	-17.09	-17.09	1.000e+001	1.000e+001 -1.848e-004
Fe(OH)3(a)	-0.00	4.89	4.89	1.000e+001	1.000e+001 3.704e-003
Illite	0.00	-40.27	-40.27	1.000e+001	9.989e+000 -1.130e-002
002					
K-feldspar	-0.00	-20.57	-20.57	1.000e+001	1.001e+001 6.740e-003
003					
Kaolinite	0.00	7.44	7.43	1.000e+001	1.501e+001
5.010e+000					
Pyrite	-0.00	-18.48	-18.48	1.000e+001	1.000e+001 -1.771e-010
010					
Quartz	-0.37	-4.35	-3.98	1.000e+001	0 -
1.000e+001					

-----Solution composition-----  
 ----

Elements                      Molality                      Moles

Al	2.006e-005	2.187e-005
C	3.391e-004	3.696e-004
Ca	1.087e-003	1.185e-003
Fe	2.721e-004	2.965e-004
K	1.874e-003	2.042e-003
Mg	4.598e-003	5.011e-003
Na	5.505e-003	6.000e-003
S	3.250e-010	3.542e-010
Si	9.802e-005	1.068e-004

-----Description of solution-----  
 ----

pH = 9.850                    Charge balance  
 pe = -7.452                  Adjusted to redox  
 equilibrium  
     Specific Conductance (uS/cm, 25 oC) = 905  
         Density (g/cm3) = 0.99753  
         Activity of water = 1.000  
         Ionic strength = 1.530e-002  
         Mass of water (kg) = 1.090e+000  
     Total alkalinity (eq/kg) = 4.990e-004  
     Total CO2 (mol/kg) = 2.201e-005  
     Temperature (deg C) = 25.000  
     Electrical balance (eq) = 2.055e-002  
 Percent error, 100\*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 98.25  
                     Iterations = 30  
                     Total H = 1.209878e+002  
                     Total O = 6.049377e+001

-----Distribution of species-----  
 ----

Log			Log	Log	
Species	Molality	Activity	Molality	Activity	
Gamma					
OH-	8.043e-005	7.083e-005	-4.095	-4.150	-
0.055					
H+	1.571e-010	1.413e-010	-9.804	-9.850	-
0.046					
H2O	5.551e+001	9.998e-001	1.744	-0.000	
0.000					
Al	2.006e-005				
Al (OH) 4-	2.006e-005	1.773e-005	-4.698	-4.751	-
0.054					
Al (OH) 3	1.325e-009	1.329e-009	-8.878	-8.876	
0.002					
Al (OH) 2+	1.443e-012	1.275e-012	-11.841	-11.894	-
0.054					
AlOH+2	3.771e-017	2.299e-017	-16.424	-16.638	-
0.215					
Al+3	8.509e-022	3.271e-022	-21.070	-21.485	-
0.415					
AlSO4+	8.087e-033	7.146e-033	-32.092	-32.146	-
0.054					
AlHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-42.833	-43.048	-
0.215					
Al (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-44.753	-44.807	-
0.054					

C (-4)	3.171e-004					
CH4	3.171e-004	3.182e-004	-3.499	-3.497		
0.002						
C (4)	2.201e-005					
HCO3-	7.014e-006	6.228e-006	-5.154	-5.206	-	
0.052						
MgCO3	5.556e-006	5.575e-006	-5.255	-5.254		
0.002						
CO3-2	3.326e-006	2.067e-006	-5.478	-5.685	-	
0.207						
FeCO3	3.216e-006	3.228e-006	-5.493	-5.491		
0.002						
CaCO3	2.329e-006	2.337e-006	-5.633	-5.631		
0.002						
MgHCO3+	2.331e-007	2.060e-007	-6.632	-6.686	-	
0.054						
NaCO3-	2.122e-007	1.875e-007	-6.673	-6.727	-	
0.054						
CaHCO3+	6.023e-008	5.348e-008	-7.220	-7.272	-	
0.052						
FeHCO3+	4.587e-008	4.054e-008	-7.338	-7.392	-	
0.054						
NaHCO3	1.700e-008	1.706e-008	-7.769	-7.768		
0.002						
CO2	1.972e-009	1.979e-009	-8.705	-8.704		
0.002						
Ca	1.087e-003					
Ca+2	1.084e-003	6.731e-004	-2.965	-3.172	-	
0.207						
CaCO3	2.329e-006	2.337e-006	-5.633	-5.631		
0.002						
CaOH+	8.944e-007	7.904e-007	-6.048	-6.102	-	
0.054						
CaHCO3+	6.023e-008	5.348e-008	-7.220	-7.272	-	
0.052						
CaSO4	9.245e-016	9.277e-016	-15.034	-15.033		
0.002						
CaHSO4+	8.690e-025	7.679e-025	-24.061	-24.115	-	
0.054						
Fe (2)	2.719e-004					
FeOH+	1.648e-004	1.456e-004	-3.783	-3.837	-	
0.054						
Fe+2	1.038e-004	6.509e-005	-3.984	-4.186	-	
0.203						
FeCO3	3.216e-006	3.228e-006	-5.493	-5.491		
0.002						
FeHCO3+	4.587e-008	4.054e-008	-7.338	-7.392	-	
0.054						
Fe (HS) 2	4.714e-015	4.731e-015	-14.327	-14.325		
0.002						
FeSO4	7.968e-017	7.997e-017	-16.099	-16.097		
0.002						
Fe (HS) 3-	1.665e-022	1.471e-022	-21.779	-21.832	-	
0.054						
FeHSO4+	8.405e-026	7.427e-026	-25.075	-25.129	-	
0.054						
Fe (3)	1.779e-007					
Fe (OH) 4-	1.565e-007	1.383e-007	-6.806	-6.859	-	
0.054						
Fe (OH) 3	2.135e-008	2.143e-008	-7.671	-7.669		
0.002						

Fe (OH) 2+	2.660e-011	2.351e-011	-10.575	-10.629	-
0.054					
FeOH+2	1.646e-017	1.003e-017	-16.784	-16.999	-
0.215					
Fe+3	5.713e-025	2.196e-025	-24.243	-24.658	-
0.415					
Fe2 (OH) 2+4	1.961e-032	2.710e-033	-31.708	-32.567	-
0.860					
FeSO4+	1.883e-035	1.664e-035	-34.725	-34.779	-
0.054					
Fe3 (OH) 4+5	2.932e-040	0.000e+000	-39.533	-40.876	-
1.343					
FeHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-43.986	-44.201	-
0.215					
Fe (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-47.546	-47.600	-
0.054					
H (0)	2.257e-008				
H2	1.128e-008	1.132e-008	-7.948	-7.946	
0.002					
K	1.874e-003				
K+	1.874e-003	1.651e-003	-2.727	-2.782	-
0.055					
KOH	4.037e-008	4.052e-008	-7.394	-7.392	
0.002					
KSO4-	9.072e-017	8.016e-017	-16.042	-16.096	-
0.054					
Mg	4.598e-003				
Mg+2	4.510e-003	2.827e-003	-2.346	-2.549	-
0.203					
MgOH+	8.218e-005	7.262e-005	-4.085	-4.139	-
0.054					
MgCO3	5.556e-006	5.575e-006	-5.255	-5.254	
0.002					
MgHCO3+	2.331e-007	2.060e-007	-6.632	-6.686	-
0.054					
MgSO4	4.562e-015	4.578e-015	-14.341	-14.339	
0.002					
Na	5.505e-003				
Na+	5.505e-003	4.872e-003	-2.259	-2.312	-
0.053					
NaOH	2.270e-007	2.278e-007	-6.644	-6.643	
0.002					
NaCO3-	2.122e-007	1.875e-007	-6.673	-6.727	-
0.054					
NaHCO3	1.700e-008	1.706e-008	-7.769	-7.768	
0.002					
NaSO4-	1.909e-016	1.687e-016	-15.719	-15.773	-
0.054					
O (0)	0.000e+000				
O2	0.000e+000	0.000e+000	-76.490	-76.488	
0.002					
S (-2)	3.250e-010				
HS-	3.242e-010	2.856e-010	-9.489	-9.544	-
0.055					
S-2	3.954e-013	2.441e-013	-12.403	-12.612	-
0.209					
H2S	3.515e-013	3.528e-013	-12.454	-12.452	
0.002					
Fe (HS) 2	4.714e-015	4.731e-015	-14.327	-14.325	
0.002					

Fe (HS) 3-	1.665e-022	1.471e-022	-21.779	-21.832	-
0.054					
S (6)	1.705e-014				
SO4-2	1.121e-014	6.908e-015	-13.951	-14.161	-
0.210					
MgSO4	4.562e-015	4.578e-015	-14.341	-14.339	
0.002					
CaSO4	9.245e-016	9.277e-016	-15.034	-15.033	
0.002					
NaSO4-	1.909e-016	1.687e-016	-15.719	-15.773	-
0.054					
KSO4-	9.072e-017	8.016e-017	-16.042	-16.096	-
0.054					
FeSO4	7.968e-017	7.997e-017	-16.099	-16.097	
0.002					
HSO4-	1.074e-022	9.490e-023	-21.969	-22.023	-
0.054					
CaHSO4+	8.690e-025	7.679e-025	-24.061	-24.115	-
0.054					
FeHSO4+	8.405e-026	7.427e-026	-25.075	-25.129	-
0.054					
AlSO4+	8.087e-033	7.146e-033	-32.092	-32.146	-
0.054					
FeSO4+	1.883e-035	1.664e-035	-34.725	-34.779	-
0.054					
AlHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-42.833	-43.048	-
0.215					
FeHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-43.986	-44.201	-
0.215					
Al (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-44.753	-44.807	-
0.054					
Fe (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-47.546	-47.600	-
0.054					
Si	9.802e-005				
H3SiO4-	5.314e-005	4.696e-005	-4.275	-4.328	-
0.054					
H4SiO4	4.484e-005	4.500e-005	-4.348	-4.347	
0.002					
H2SiO4-2	3.708e-008	2.261e-008	-7.431	-7.646	-
0.215					

-----Saturation indices-----  
 ----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Al (OH) 3 (a)	-2.74	8.06	10.80	Al (OH) 3
Albite	-2.10	-20.10	-18.00	NaAlSi3O8
Alunite	-35.06	-36.46	-1.40	KAl3(SO4)2(OH)6
Anhydrite	-12.97	-17.33	-4.36	CaSO4
Anorthite	-1.65	-21.37	-19.71	CaAl2Si2O8
Aragonite	-0.52	-8.86	-8.34	CaCO3
Ca-Montmorillonite	-2.22	-47.25	-45.03	
Ca0.165Al2.33Si3.67O10(OH)2				
Calcite	-0.38	-8.86	-8.48	CaCO3
CH4 (g)	-0.64	-3.50	-2.86	CH4
Chalcedony	-0.80	-4.35	-3.55	SiO2
Chlorite (14A)	20.46	88.84	68.38	Mg5Al2Si3O10(OH)8
Chrysotile	10.56	42.76	32.20	Mg3Si2O5(OH)4
CO2 (g)	-7.24	-8.70	-1.47	CO2
Dolomite	0.00	-17.09	-17.09	CaMg(CO3)2

Fe (OH) 3 (a)	-0.00	4.89	4.89	Fe (OH) 3
FeS (ppt)	0.03	-3.88	-3.92	FeS
Gibbsite	-0.05	8.06	8.11	Al (OH) 3
Goethite	5.89	4.89	-1.00	FeOOH
Gypsum	-12.75	-17.33	-4.58	CaSO4:2H2O
H2 (g)	-4.80	-7.95	-3.15	H2
H2O (g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
H2S (g)	-11.46	-12.45	-1.00	H2S
Hematite	13.79	9.78	-4.01	Fe2O3
Illite	0.00	-40.27	-40.27	K0.6Mg0.25Al2.3Si3.5O10 (OH) 2
Jarosite-K	-36.77	-45.98	-9.21	KFe3 (SO4) 2 (OH) 6
K-feldspar	-0.00	-20.57	-20.57	KAlSi3O8
K-mica	5.52	18.22	12.70	KAl3Si3O10 (OH) 2
Kaolinite	0.00	7.44	7.43	Al2Si2O5 (OH) 4
Mackinawite	0.77	-3.88	-4.65	FeS
Melanterite	-16.14	-18.35	-2.21	FeSO4:7H2O
O2 (g)	-73.60	-76.49	-2.89	O2
Pyrite	-0.00	-18.48	-18.48	FeS2
Quartz	-0.37	-4.35	-3.98	SiO2
Sepiolite	5.50	21.26	15.76	Mg2Si3O7.5OH:3H2O
Sepiolite (d)	2.60	21.26	18.66	Mg2Si3O7.5OH:3H2O
Siderite	1.02	-9.87	-10.89	FeCO3
SiO2 (a)	-1.63	-4.35	-2.71	SiO2
Sulfur	-12.54	-7.66	4.88	S
Talc	12.67	34.07	21.40	Mg3Si4O10 (OH) 2

-----  
End of simulation.  
-----

## 2. pielikums. Purva ūdens modelētais rezultāts

### Sālsūdens

-----  
Reading data base.  
-----

SOLUTION\_MASTER\_SPECIES  
SOLUTION\_SPECIES  
PHASES  
EXCHANGE\_MASTER\_SPECIES  
EXCHANGE\_SPECIES  
SURFACE\_MASTER\_SPECIES  
SURFACE\_SPECIES  
RATES  
END

-----  
Reading input data for simulation 1.  
-----

DATABASE C:\Program Files\USGS\Phreeqc Interactive  
2.18.5570\database\phreeqc.dat

SOLUTION\_SPREAD  
Ca K Mg Na  
Fe  
9,98054E-06 1,53457E-05 4,11438E-06 0,581992171  
1,77261E-06  
EQUILIBRIUM\_PHASES 1  
Dolomite 0 10

```

Fe(OH)3(a) 0 10
Illite      0 10
K-feldspar 0 10
Kaolinite  0 10
Pyrite      0 10
Quartz      0 10
Al(OH)3(a) 0 10

```

-----  
Beginning of initial solution calculations.  
-----

Initial solution 1.

-----Solution composition-----  
-----

Elements	Molality	Moles
Ca	9.000e-003	9.000e-003
Fe	1.000e-003	1.000e-003
K	1.000e-003	1.000e-003
Mg	4.000e-003	4.000e-003

-----Description of solution-----  
-----

```

pH = 7.000
pe = 4.000
Specific Conductance (uS/cm, 25 oC) = 1291
Density (g/cm3) = 0.99782
Activity of water = 1.000
Ionic strength = 2.811e-002
Mass of water (kg) = 1.000e+000
Total alkalinity (eq/kg) = 1.170e-004
Total carbon (mol/kg) = 0.000e+000
Total CO2 (mol/kg) = 0.000e+000
Temperature (deg C) = 25.000
Electrical balance (eq) = 2.867e-002
Percent error, 100*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 99.99
Iterations = 3
Total H = 1.110130e+002
Total O = 5.550677e+001

```

-----Distribution of species-----  
-----

Log Species	Molality	Activity	Log Molality	Log Activity	
Gamma					
OH-	1.180e-007	1.001e-007	-6.928	-7.000	-
0.072					
H+	1.141e-007	1.000e-007	-6.943	-7.000	-
0.057					
H2O	5.551e+001	9.997e-001	1.744	-0.000	
0.000					
Ca	9.000e-003				
Ca+2	9.000e-003	4.909e-003	-2.046	-2.309	-
0.263					

CaOH+	9.544e-009	8.145e-009	-8.020	-8.089	-
0.069					
Fe (2)	7.825e-004				
Fe+2	7.809e-004	4.323e-004	-3.107	-3.364	-
0.257					
FeOH+	1.602e-006	1.367e-006	-5.795	-5.864	-
0.069					
Fe (3)	2.175e-004				
Fe (OH) 3	1.129e-004	1.136e-004	-3.947	-3.945	
0.003					
Fe (OH) 2+	1.034e-004	8.822e-005	-3.986	-4.054	-
0.069					
Fe (OH) 4-	1.214e-006	1.036e-006	-5.916	-5.985	-
0.069					
FeOH+2	5.024e-008	2.665e-008	-7.299	-7.574	-
0.275					
Fe+3	1.348e-012	4.129e-013	-11.870	-12.384	-
0.514					
Fe2 (OH) 2+4	2.414e-013	1.912e-014	-12.617	-13.719	-
1.101					
Fe3 (OH) 4+5	1.853e-014	3.523e-016	-13.732	-15.453	-
1.721					
H (0)	1.407e-025				
H2	7.034e-026	7.079e-026	-25.153	-25.150	
0.003					
K	1.000e-003				
K+	1.000e-003	8.488e-004	-3.000	-3.071	-
0.071					
KOH	2.923e-011	2.942e-011	-10.534	-10.531	
0.003					
Mg	4.000e-003				
Mg+2	4.000e-003	2.215e-003	-2.398	-2.655	-
0.257					
MgOH+	9.423e-008	8.042e-008	-7.026	-7.095	-
0.069					
O (0)	0.000e+000				
O2	0.000e+000	0.000e+000	-42.083	-42.080	
0.003					

-----Saturation indices-----  
 ----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Fe (OH) 3 (a)	3.72	8.62	4.89	Fe (OH) 3
Goethite	9.62	8.62	-1.00	FeOOH
H2 (g)	-22.00	-25.15	-3.15	H2
H2O (g)	-1.51	-0.00	1.51	H2O
Hematite	21.24	17.23	-4.01	Fe2O3
O2 (g)	-39.19	-42.08	-2.89	O2

-----  
 Beginning of batch-reaction calculations.  
 -----

Reaction step 1.

Using solution 1.

Using pure phase assemblage 1.

-----Phase assemblage-----

Phase Delta	SI	log IAP	log KT	Moles in assemblage	
				Initial	Final
Al(OH) <sub>3</sub> (a) 1.000e+001	-2.87	7.93	10.80	1.000e+001	0 -
Dolomite 005	0.00	-17.09	-17.09	1.000e+001	1.000e+001 -4.046e-
Fe(OH) <sub>3</sub> (a) 004	0.00	4.89	4.89	1.000e+001	1.000e+001 7.414e-
Illite 003	0.00	-40.27	-40.27	1.000e+001	9.997e+000 -2.803e-
K-feldspar 003	0.00	-20.57	-20.57	1.000e+001	1.000e+001 1.614e-
Kaolinite 5.002e+000	0.00	7.44	7.43	1.000e+001	1.500e+001
Pyrite 010	-0.00	-18.48	-18.48	1.000e+001	1.000e+001 -1.909e-
Quartz 1.000e+001	-0.24	-4.22	-3.98	1.000e+001	0 -

-----Solution composition-----

Elements	Molality	Moles
Al	1.660e-005	1.809e-005
C	7.424e-005	8.092e-005
Ca	8.294e-003	9.040e-003
Fe	2.373e-004	2.586e-004
K	9.794e-004	1.068e-003
Mg	4.350e-003	4.741e-003
S	3.502e-010	3.817e-010
Si	1.406e-004	1.533e-004

-----Description of solution-----

equilibrium

pH = 9.885      Charge balance  
pe = -7.453      Adjusted to redox

Specific Conductance (uS/cm, 25 oC) = 1212  
Density (g/cm3) = 0.99776  
Activity of water = 1.000  
Ionic strength = 2.598e-002  
Mass of water (kg) = 1.090e+000  
Total alkalinity (eq/kg) = 4.923e-004  
Total CO2 (mol/kg) = 1.414e-005  
Temperature (deg C) = 25.000  
Electrical balance (eq) = 2.867e-002  
Percent error, 100\*(Cat-|An|)/(Cat+|An|) = 98.55  
Iterations = 61  
Total H = 1.210067e+002  
Total O = 6.050384e+001

-----Distribution of species-----

Log Species Gamma	Molality	Activity	Log Molality	Log Activity	
OH-	9.006e-005	7.678e-005	-4.045	-4.115	-
0.069					
H+	1.482e-010	1.303e-010	-9.829	-9.885	-
0.056					
H2O	5.551e+001	9.998e-001	1.744	-0.000	
0.000					
Al	1.660e-005				
Al (OH) 4-	1.660e-005	1.423e-005	-4.780	-4.847	-
0.067					
Al (OH) 3	9.787e-010	9.846e-010	-9.009	-9.007	
0.003					
Al (OH) 2+	1.016e-012	8.712e-013	-11.993	-12.060	-
0.067					
AlOH+2	2.680e-017	1.449e-017	-16.572	-16.839	-
0.267					
Al+3	6.022e-022	1.902e-022	-21.220	-21.721	-
0.500					
AlSO4+	1.018e-032	8.726e-033	-31.992	-32.059	-
0.067					
AlHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-42.729	-42.996	-
0.267					
Al (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-44.331	-44.398	-
0.067					
C(-4)	6.009e-005				
CH4	6.009e-005	6.045e-005	-4.221	-4.219	
0.003					
C(4)	1.414e-005				
CaCO3	6.583e-006	6.622e-006	-5.182	-5.179	
0.003					
HCO3-	2.760e-006	2.382e-006	-5.559	-5.623	-
0.064					
MgCO3	1.956e-006	1.968e-006	-5.709	-5.706	
0.003					
CO3-2	1.543e-006	8.572e-007	-5.812	-6.067	-
0.255					
FeCO3	1.048e-006	1.054e-006	-5.980	-5.977	
0.003					
CaHCO3+	1.619e-007	1.398e-007	-6.791	-6.855	-
0.064					
MgHCO3+	7.820e-008	6.706e-008	-7.107	-7.174	-
0.067					
FeHCO3+	1.424e-008	1.221e-008	-7.846	-7.913	-
0.067					
CO2	6.942e-010	6.984e-010	-9.159	-9.156	
0.003					
Ca	8.294e-003				
Ca+2	8.280e-003	4.599e-003	-2.082	-2.337	-
0.255					
CaOH+	6.826e-006	5.854e-006	-5.166	-5.233	-
0.067					
CaCO3	6.583e-006	6.622e-006	-5.182	-5.179	
0.003					
CaHCO3+	1.619e-007	1.398e-007	-6.791	-6.855	-
0.064					
CaSO4	1.323e-014	1.331e-014	-13.878	-13.876	
0.003					

CaHSO4+	1.185e-023	1.016e-023	-22.926	-22.993	-
0.067					
Fe (2)	2.371e-004				
FeOH+	1.450e-004	1.244e-004	-3.839	-3.905	-
0.067					
Fe+2	9.102e-005	5.127e-005	-4.041	-4.290	-
0.249					
FeCO3	1.048e-006	1.054e-006	-5.980	-5.977	-
0.003					
FeHCO3+	1.424e-008	1.221e-008	-7.846	-7.913	-
0.067					
Fe (HS) 2	4.028e-015	4.052e-015	-14.395	-14.392	-
0.003					
FeSO4	1.315e-016	1.323e-016	-15.881	-15.879	-
0.003					
Fe (HS) 3-	1.532e-022	1.314e-022	-21.815	-21.881	-
0.067					
FeHSO4+	1.321e-025	1.133e-025	-24.879	-24.946	-
0.067					
Fe (3)	1.961e-007				
Fe (OH) 4-	1.748e-007	1.499e-007	-6.757	-6.824	-
0.067					
Fe (OH) 3	2.130e-008	2.143e-008	-7.672	-7.669	-
0.003					
Fe (OH) 2+	2.529e-011	2.169e-011	-10.597	-10.664	-
0.067					
FeOH+2	1.579e-017	8.539e-018	-16.802	-17.069	-
0.267					
Fe+3	5.459e-025	1.724e-025	-24.263	-24.763	-
0.500					
Fe2 (OH) 2+4	2.294e-032	1.963e-033	-31.639	-32.707	-
1.068					
FeSO4+	3.198e-035	2.743e-035	-34.495	-34.562	-
0.067					
Fe3 (OH) 4+5	4.143e-040	0.000e+000	-39.383	-41.051	-
1.668					
FeHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000	-43.752	-44.019	-
0.267					
Fe (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000	-46.994	-47.060	-
0.067					
H (0)	1.928e-008				
H2	9.641e-009	9.699e-009	-8.016	-8.013	-
0.003					
K	9.794e-004				
K+	9.794e-004	8.358e-004	-3.009	-3.078	-
0.069					
KOH	2.209e-008	2.223e-008	-7.656	-7.653	-
0.003					
KSO4-	9.934e-017	8.519e-017	-16.003	-16.070	-
0.067					
Mg	4.350e-003				
Mg+2	4.269e-003	2.406e-003	-2.370	-2.619	-
0.249					
MgOH+	7.812e-005	6.699e-005	-4.107	-4.174	-
0.067					
MgCO3	1.956e-006	1.968e-006	-5.709	-5.706	-
0.003					
MgHCO3+	7.820e-008	6.706e-008	-7.107	-7.174	-
0.067					
MgSO4	8.132e-015	8.180e-015	-14.090	-14.087	-
0.003					

O (0)	0.000e+000					
O2	0.000e+000	0.000e+000	0.000e+000	-76.356	-76.354	
0.003						
S (-2)	3.501e-010					
HS-	3.493e-010	2.978e-010		-9.457	-9.526	-
0.069						
S-2	5.018e-013	2.759e-013		-12.299	-12.559	-
0.260						
H2S	3.374e-013	3.394e-013		-12.472	-12.469	
0.003						
Fe (HS) 2	4.028e-015	4.052e-015		-14.395	-14.392	
0.003						
Fe (HS) 3-	1.532e-022	1.314e-022		-21.815	-21.881	-
0.067						
S (6)	4.804e-014					
SO4-2	2.644e-014	1.451e-014		-13.578	-13.838	-
0.261						
CaSO4	1.323e-014	1.331e-014		-13.878	-13.876	
0.003						
MgSO4	8.132e-015	8.180e-015		-14.090	-14.087	
0.003						
FeSO4	1.315e-016	1.323e-016		-15.881	-15.879	
0.003						
KSO4-	9.934e-017	8.519e-017		-16.003	-16.070	-
0.067						
HSO4-	2.144e-022	1.838e-022		-21.669	-21.736	-
0.067						
CaHSO4+	1.185e-023	1.016e-023		-22.926	-22.993	-
0.067						
FeHSO4+	1.321e-025	1.133e-025		-24.879	-24.946	-
0.067						
AlSO4+	1.018e-032	8.726e-033		-31.992	-32.059	-
0.067						
FeSO4+	3.198e-035	2.743e-035		-34.495	-34.562	-
0.067						
AlHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000		-42.729	-42.996	-
0.267						
FeHSO4+2	0.000e+000	0.000e+000		-43.752	-44.019	-
0.267						
Al (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000		-44.331	-44.398	-
0.067						
Fe (SO4) 2-	0.000e+000	0.000e+000		-46.994	-47.060	-
0.067						
Si	1.406e-004					
H3SiO4-	8.014e-005	6.873e-005		-4.096	-4.163	-
0.067						
H4SiO4	6.039e-005	6.076e-005		-4.219	-4.216	
0.003						
H2SiO4-2	6.632e-008	3.587e-008		-7.178	-7.445	-
0.267						

-----Saturation indices-----  
 ----

Phase	SI	log IAP	log KT	
Al (OH) 3 (a)	-2.87	7.93	10.80	Al (OH) 3
Alunite	-35.21	-36.61	-1.40	KAl3 (SO4) 2 (OH) 6
Anhydrite	-11.81	-16.18	-4.36	CaSO4
Anorthite	-0.75	-20.46	-19.71	CaAl2Si2O8
Aragonite	-0.07	-8.40	-8.34	CaCO3

Ca-Montmorillonite	-1.89	-46.92	-45.03	
Ca <sub>0.165</sub> Al <sub>2.33</sub> Si <sub>3.67</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>				
Calcite	0.08	-8.40	-8.48	CaCO <sub>3</sub>
CH <sub>4</sub> (g)	-1.36	-4.22	-2.86	CH <sub>4</sub>
Chalcedony	-0.66	-4.22	-3.55	SiO <sub>2</sub>
Chlorite (14A)	20.59	88.97	68.38	Mg <sub>5</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>
Chrysotile	10.82	43.02	32.20	Mg <sub>3</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>
CO <sub>2</sub> (g)	-7.69	-9.16	-1.47	CO <sub>2</sub>
Dolomite	0.00	-17.09	-17.09	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>
Fe(OH) <sub>3</sub> (a)	0.00	4.89	4.89	Fe(OH) <sub>3</sub>
FeS (ppt)	-0.02	-3.93	-3.92	FeS
Gibbsite	-0.18	7.93	8.11	Al(OH) <sub>3</sub>
Goethite	5.89	4.89	-1.00	FeOOH
Gypsum	-11.60	-16.18	-4.58	CaSO <sub>4</sub> :2H <sub>2</sub> O
H <sub>2</sub> (g)	-4.86	-8.01	-3.15	H <sub>2</sub>
H <sub>2</sub> O (g)	-1.51	-0.00	1.51	H <sub>2</sub> O
H <sub>2</sub> S (g)	-11.47	-12.47	-1.00	H <sub>2</sub> S
Hematite	13.79	9.78	-4.01	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Illite	0.00	-40.27	-40.27	K <sub>0.6</sub> Mg <sub>0.25</sub> Al <sub>2.3</sub> Si <sub>3.5</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
Jarosite-K	-36.53	-45.74	-9.21	KFe <sub>3</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>6</sub>
K-feldspar	0.00	-20.57	-20.57	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>
K-mica	5.26	17.96	12.70	KAl <sub>3</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
Kaolinite	0.00	7.44	7.43	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>
Mackinawite	0.72	-3.93	-4.65	FeS
Melanterite	-15.92	-18.13	-2.21	FeSO <sub>4</sub> :7H <sub>2</sub> O
O <sub>2</sub> (g)	-73.46	-76.35	-2.89	O <sub>2</sub>
Pyrite	-0.00	-18.48	-18.48	FeS <sub>2</sub>
Quartz	-0.24	-4.22	-3.98	SiO <sub>2</sub>
Sepiolite	5.89	21.65	15.76	Mg <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>7</sub> .5OH:3H <sub>2</sub> O
Sepiolite (d)	2.99	21.65	18.66	Mg <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>7</sub> .5OH:3H <sub>2</sub> O
Siderite	0.53	-10.36	-10.89	FeCO <sub>3</sub>
SiO <sub>2</sub> (a)	-1.50	-4.22	-2.71	SiO <sub>2</sub>
Sulfur	-12.49	-7.61	4.88	S
Talc	13.19	34.59	21.40	Mg <sub>3</sub> Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>

-----  
End of simulation.  
-----

### 3.pielikums. sālsūdens modelētais rezultāts

Bakalaura darbs „ Glacigēno nogulumu ietekme uz ūdens ķīmisko sastāvu” izstrādāts LU  
Ģeogrāfijas un Zemes zinātņu fakultātē.

Ar savu parakstu apliecinu, ka pētījums veikts patstāvīgi, izmantoti tikai tajā norādītie  
informācijas avoti un iesniegtā darba elektroniskā kopija atbilst izdrukai.

Autors:

\_\_\_\_\_

paraksts

datums

Rekomendēju darbu aizstāvēšanai

Zinātniskais vadītājs:

\_\_\_\_\_

paraksts

datums

Recenzents:

Darbs iesniegts Ģeoloģijas nodaļas lietvedībā

datums

Nodaļas lietvede .....

\_\_\_\_\_

paraksts

\_\_\_\_\_

datums

Noslēguma darba aizstāvēšanas rezultāti:

Bakalaura darbs aizstāvēts ( ) akadēmisko studiju gala pārbaudījumu  
komisijas sēdē

..... protokola nr. .... vērtējums .....

.....

(gads, datums, mēnesis)

Sekretārs

\_\_\_\_\_

paraksts

datums