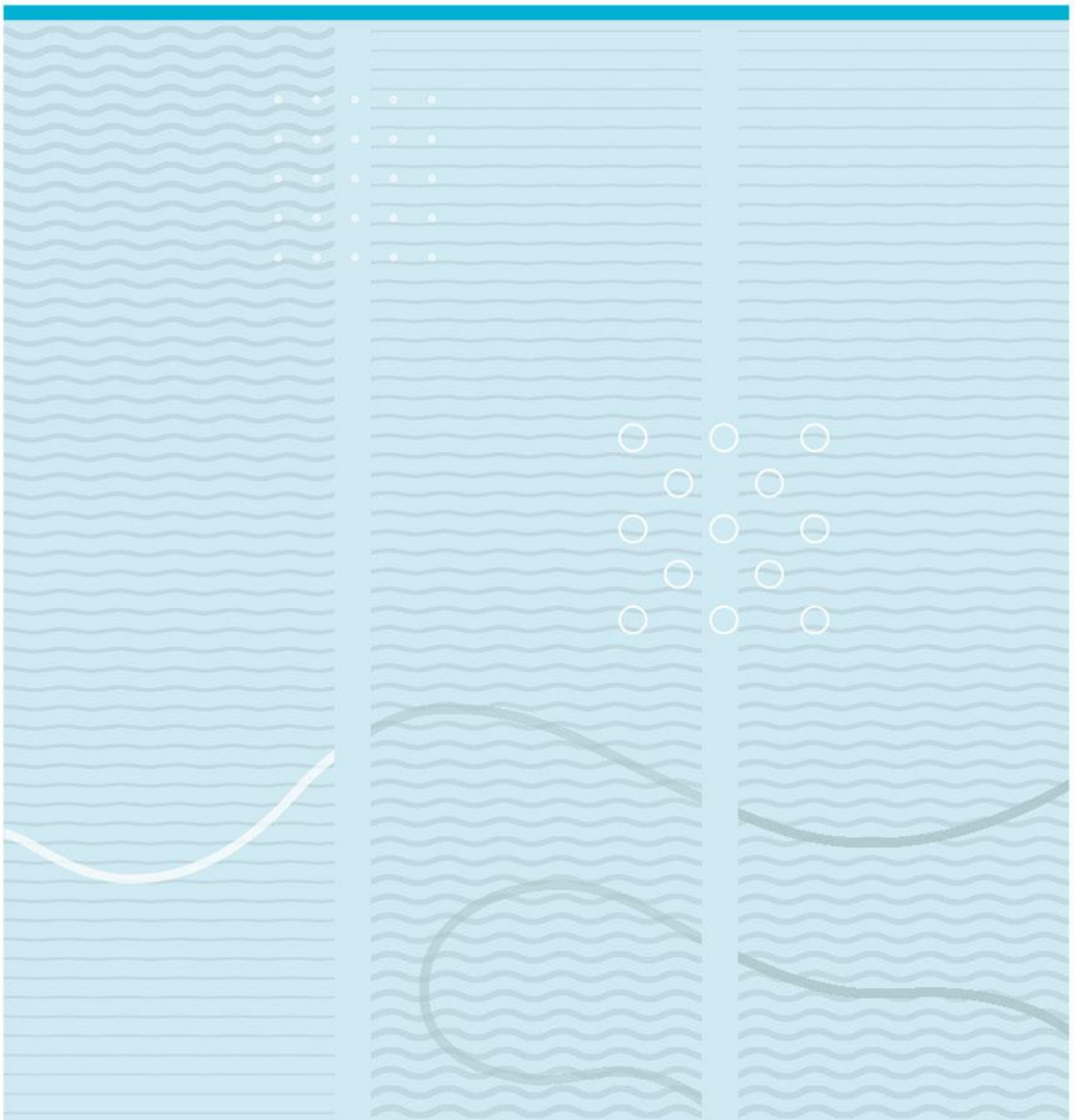


Ingrid Gromstad

Modellering av Strømningsmønster i en Flerlagsmodell for Hagadrag Løsmasseakvifer, Bø i Telemark

Modellering av strømningsmønster ved bruk av verktøyet Processing MODFLOW



Universitetet i Sørøst-Norge
Fakultet for ...
Institutt for ...
Postboks 235
3603 Kongsberg

<http://www.usn.no>

© 2019 Ingrid Gromstad

Denne avhandlingen representerer 60 studiepoeng

Sammendrag

Grunnvann er menneskets viktigste kilde for ferskvann og drikkevann, og globalt sett er om lag 95% av alt ferskvann på jorda lagret som grunnvann. Om lag 15% av drikkevannet i Norge utnyttes fra grunnvann, hvilket er lite sett opp mot resten av verden. Grunnvannet opptrer i akviferer som har en evne til å fornye, lagre og forsyne grunnvann. En akvifer er definert som en geologisk enhet, med tilstrekkelig permeabilitet til å forsyne vann til en brønn. Permeabilitet og porøsitet er hydrogeologiske egenskaper som bestemmer akviferens evne til å filtrere, lagre og forsyne grunnvann. Basert på kunnskapen man har om de geologiske forholdene i bakken, samt de hydrologiske forholdene i området rundt, kan man etablere en grunnvannsmodell for å simulere grunnvannets strømningsmønster.

Studieområdet er Hagadrag løsmasseakvifer, Bø i Telemark, hvor kommunens hoveddrikkevannskilde er lokalisert. I denne studien er det etablert en grunnvannsmodell for Hagadrag akvifer som består av to lag med ulike hydrogeologiske egenskaper. Det ene laget i modellen representerer en morenerygg som i et tidligere studie har blitt identifisert ved bruk av georadar. Et mål for denne studien er å se hvordan grunnvannet strømmer i forhold til moreneryggen.

Modelleringsverktøyet som er benyttet i denne studien er *Processing MODFLOW*. I forbindelse med modelleringsprosessen er det etablert en geodatabase som består av data fra boreundersøkelser gjennomført i studieområdet. Geodatabasen fungerte som et grunnlag for all inndata til modellen. Geografiske informasjonssystemer har spilt en sentral rolle i koblingen mellom geodatabasen og Processing MODFLOW, og har vist seg å være et svært effektivt verktøy i en modelleringsprosess.

Grunnvannsmodellen viser at Hagadrag akvifer hovedsakelig forsynes med vann fra overflatevannene Herretjønn og Bø elva. Strømningsmønsteret simulert i modellen tyder på at moreneryggens utstrekning og lave permeabilitet hindrer grunnvannet i å strømme direkte fra Herretjønn til drikkevannsbrønnen.

Nøkkelord: Processing MODFLOW, grunnvannsmodellering, strømningsmønster, hydrogeologi, Hagadrag akvifer, grunnvann.

Innholdsfortegnelse

| | |
|--|-----------|
| Sammendrag | 3 |
| Innholdsfortegnelse | 4 |
| Forord | 6 |
| 1 Innledning | 7 |
| 1.1 Studieområdet | 11 |
| 1.2 Problemstilling og mål for denne studien | 14 |
| 2 Metoder | 15 |
| 2.1 Befaring i felt | 15 |
| 2.2 Excel geodatabase | 15 |
| 2.3 Konseptuell modell | 15 |
| 2.4 ArcGIS | 17 |
| 2.5 Processing MODFLOW | 18 |
| 2.5.1 Oppbygging av modell..... | 19 |
| 2.5.2 Rutenett (Grid) | 20 |
| 2.5.3 Laginndeling | 20 |
| 2.5.4 Grensebetingelser - IBOUND | 20 |
| 2.5.5 General- Head Boundary Package | 22 |
| 2.5.6 Hydraulisk ledningsevne..... | 23 |
| 2.5.7 Infiltrasjonsbrønner | 24 |
| 2.5.8 Pumpebrønner | 25 |
| 2.5.9 Kalibrering | 25 |
| 3 Resultat | 27 |
| 3.1 GIS | 27 |
| 3.2 Kalibrering | 31 |
| 3.3 Modellresultat | 33 |
| 3.4 Vannbalanse | 35 |
| 4 Diskusjon | 36 |
| 4.1 Excel geodatabase | 36 |
| 4.2 Geografiske informasjonssystemer i modellsammenheng..... | 36 |
| 4.3 Oppbygging av grunnvannsmodell | 37 |
| 4.3.1 Processing MODFLOW som analyseverktøy..... | 37 |
| 4.3.2 Konseptuell modell | 37 |
| 4.3.3 Grensebetingelser..... | 38 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 4.3.4 | Hydraulisk ledningsevne | 38 |
| 4.3.5 | Kalibrering | 39 |
| 4.3.6 | Strømningsmønster | 40 |
| 4.3.7 | For videre arbeid | 41 |
| 5 | Konklusjon | 42 |
| | Referanser | 43 |
| | Oversikt over tabeller og figurer | 47 |
| | Vedlegg | 49 |

Forord

Jeg ønsker å takke min veileder Harald Klempe for muligheten til å gjennomføre min mastergrad innen fagfeltet hydrogeologi ved Universitetet i Sørøst- Norge. Med et stort engasjement og verdifull kunnskap for sitt fag har han gitt meg motivasjon og lærdom som jeg skal ta med meg videre, og jeg ser frem til å fortsette og utvikle meg innen hydrogeologi.

Gjennom flere år på Universitetet i Sørøst- Norge har jeg blitt kjent med mange flotte mennesker. Men en ekstra stor takk rettes til Ingelin Karlsen; som har lyst opp tilværelsen på masterkontoret hver dag og delt enormt mye av sin kunnskap med meg gjennom gode faglige diskusjoner, dette har endt i et vennskap for livet.

Videre vil jeg varmt takke min samboer Erik, for uendelig støtte og tålmodighet gjennom hele studietiden her i Bø. Du har inspirert og motivert meg til suksess.

Til slutt vil jeg si takk til alle og enhver som har hjulpet meg i arbeidet med denne oppgaven, både direkte og indirekte.

Ingrid Gromstad

Bø i Telemark

November, 2019

1 Innledning

Jorda er kjent som «Den Blå Planeten» der 71% av overflaten er dekket med vann. Alt vann på jorda fornyes gjennom den hydrologiske syklus. Som i et lukket system sirkulerer vannet fra havet til atmosfæren, til landoverflaten og tilbake i havene. Vannmolekylene forblir konstante samtidig som de endrer tilstand mellom fast-, flytende- og gassfase (Kimberly, 2019; Schwartz, 2003 s.8). Ferskvann er en forutsetning for alt liv på jorda, det er en avgjørende faktor for sosial og teknologisk utvikling, en kilde til velferd og elendighet, samt en kilde til et samarbeidende eller konfliktfylt samfunn (Donso, 2018). Selv om jorda har en overflod av vann på overflaten er andelen ferskvann utrolig liten, globalt sett ifølge National Ground Water Assosiation er kun 2.8% av alt vann på jorda ferskvann (Kimberly, 2019). Over de siste tiårene er jordas vannressurser blitt utsatt for et enormt press fra antropogene kilder. Dette skyldes en kraftig befolkningsvekst og økt urbanisering. Det har skjedd endringer i befolkningens levestandard og dette har ført til at klimaet endres i større hastighet enn tidligere (Donso, 2018). I 2030-agendaen for bærekraftig utvikling står det at hele 2,1 milliarder mennesker mangler tilgang til trygt drikkevann, og mål 6 er besluttet til vann og sanitær (Donso, 2018). Mål 6 lyder følgende «sikre en bærekraftig vannforvaltning, tilgang til vann og gode sanitærforhold for alle» (Regjeringen, 2019).

Grunnvann er menneskets viktigste kilde for ferskvann og drikkevann, og globalt sett er om lag 95% av alt ferskvann på jorda lagret som grunnvann. Til kontrast fra store deler av verden betraktes ikke grunnvann som en viktig ressurs i Norge. Dette er fordi at vi har mye overflatevann som er lett tilgjengelig sammenliknet med grunnvann, samt at overflatevannet i Norge har en relativt god råvannskvalitet. Om lag 15 % av drikkevannet i Norge utnyttes fra grunnvann hvilket er lite, sett opp mot resten av verden (Carstens, 2015; NGU, 2019b).

I Norge er grunnvannet strengt regulert under Lov om vassdrag og grunnvann (Vannressursloven) hvor Olje- og Energidepartementet er overordnet myndighet. Norges Geologiske Undersøkelse (NGU) er myndighet for brønnboring og grunnvannsundersøkelser jamfør Forskrift om oppgaveplikt ved brønnboring og grunnvannsundersøkelser. Vassdragsmyndighet for behandling av konsesjoner og for uttak av grunnvann er Norges Vassdrags- og Energidirektorat (NVE) (NGU, 2019b). Grunnvann opptrer i akviferer som har en evne til å fornye, lagre og forsyne grunnvann.

En akvifer er definert som en geologisk enhet med tilstrekkelig permeabilitet til å forsyne vann til en brønn (Schwartz, 2003, s.1). Grunnvann i løsmasser ansees som en god kilde til drikkevann på grunn av dets naturlige filtrering og beskyttelse mot forurensning. Det er de geologiske forholdene i en akvifer og dens influensområde som avgjør hvor god beskyttelsen mot forurensning er (Gaut, 2017). Akviferens evne til å filtrere, lagre og forsyne grunnvann bestemmes av dens hydrogeologiske egenskaper. Disse egenskapene er porøsitet og permeabilitet, som avgjøres av løsmassenes sammensetning i form av kornstørrelse og den romlige fordelingen i bakken (Karlsen, 2019a; Schwartz, 2003, s. 42-44). Basert på kunnskapen man har om de geologiske forholdene i bakken, samt de hydrologiske forholdene i områdene rundt kan man etablere en grunnvannsmodell for å simulere grunnvannets strømningsmønster.

Grunnvannsmodellering

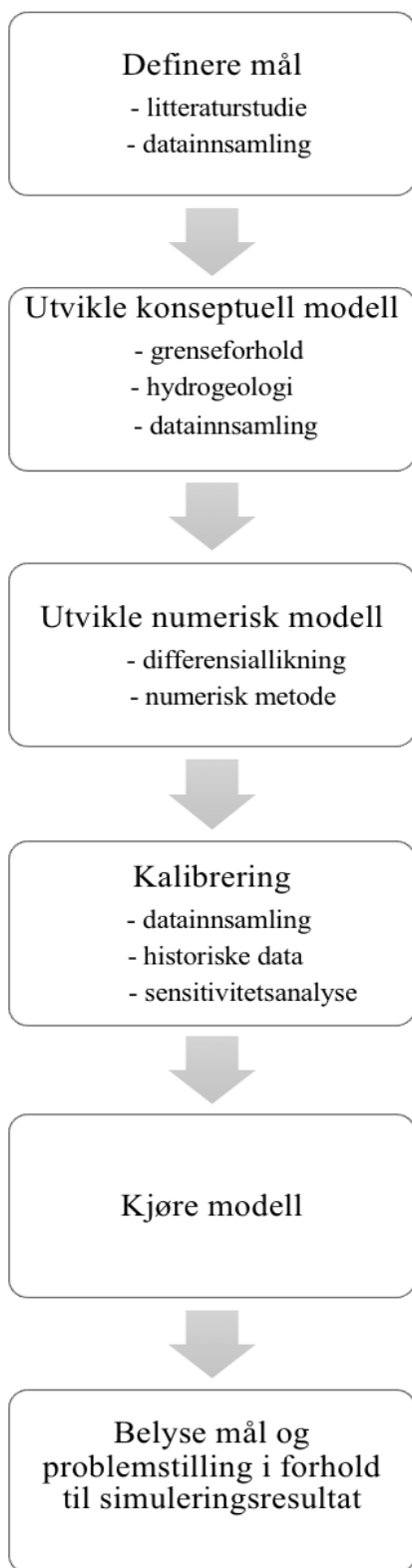
En modell er en forenklet representasjon av en kompleks virkelighet (Anderson, 2015, s.5). Grunnvannsmodeller har i stigende omfang blitt benyttet som et verktøy for bedre forståelse og forvaltning av grunnvannsressursene i verden (Sonnenborg, et. al., 2005). Verktøyet er mye brukt innen forskning, men blir også benyttet i konsulentbransjen. Grunnvannsmodeller benyttes ofte til å forutse et mulig scenario, men kan også gjenskape tidligere hendelser. En verdifull grunnvannsmodell simulerer grunnvannets potensialhøyde (head) (m.o.h) i en forenklet representasjon av en kompleks hydrogeologisk tilstand under bakken (Anderson, 2015, s.5). Modelleringsverktøy kan bli benyttet i sammenheng med uttak av grunnvann for bruk til drikkevann, utnyttelse av grunnvarme samt til overvåking av forurensning i grunnvannssonen.

Med det omfanget og den hastigheten på klimaendringene vi i dag står ovenfor, kan man allerede se endringer i flere hydrologiske variabler. Årsnedbør, flom- og tørkeperioder, snøsmelting og avrenning er faktorer som påvirker mark- og grunnvannstilstanden. Endringer i disse variablene kan blant annet påvirke vannbalansen i en akvifer og grunnvannets strømningsmønster (NVE, 2018).

I grunnvannsmodellering er det vanlig å benytte seg av matematiske modeller, der grunnvannstrømningen er representert av en differensiallikning. Det er ulike typer numeriske modeller; *finite – difference* og *finite – element*. Forskjellen mellom disse er måten differensiallikningene blir løst numerisk. *Finite – difference* fordeler likningen i

kvadratiske- eller rektangulære celler, der head og akviferegenskapene er i hver node i sentrum av cella. *Finite – element* fordeler derimot i triangulære elementer, der head og akviferegenskapene er fordelt i elementenes hjørnenoder (Anderson, 2015 s. 85-89, 184-188, 195-197; Sonnenborg et. al., 2005).

Flytskjemaet i Figur 1 viser stegene i en modelleringsprosess. Hovedprinsippene i prosessen består av å definere et spesifikt mål for modelleringen, utvikle en god konseptuell modell for studieområdet, oversette den konseptuelle modellen til en numerisk modell, for så å kalibrere modellen mot observerte verdier (Reilly, 2001).

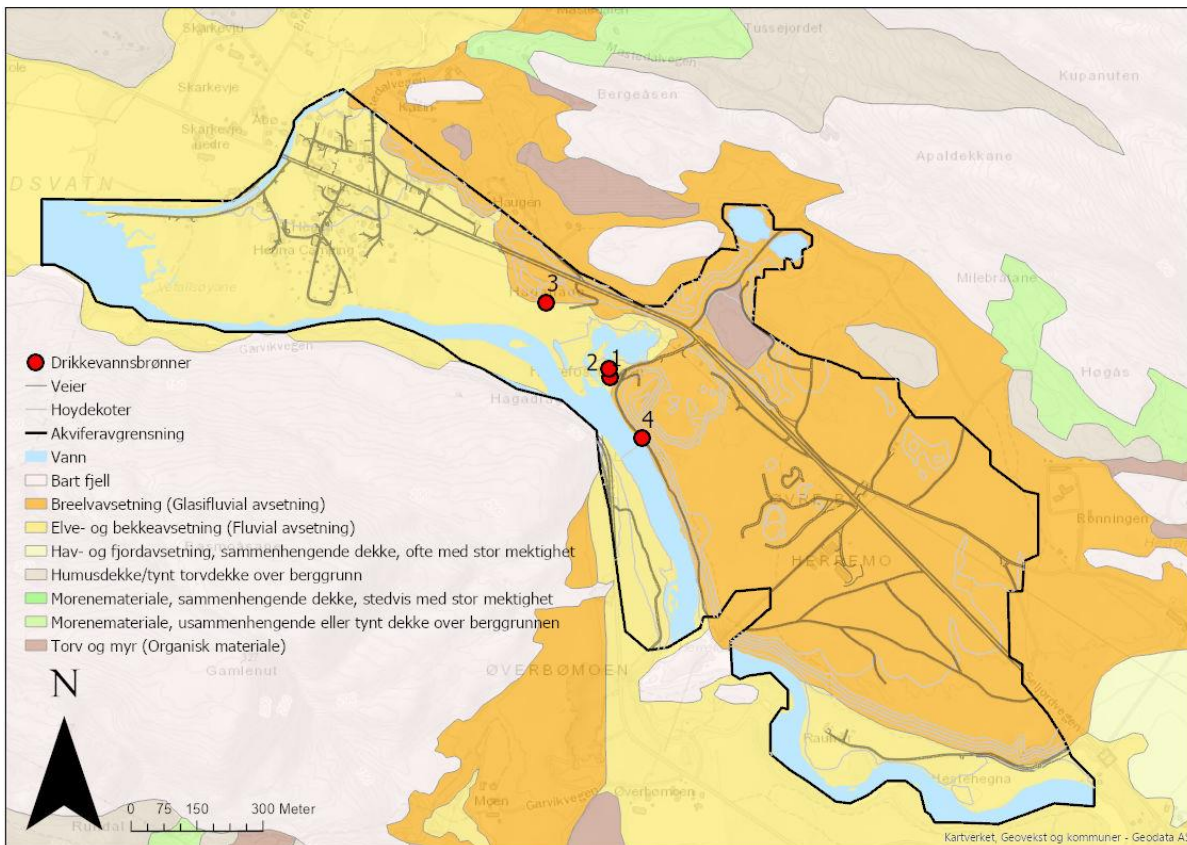


Figur 1 Illustrasjon av stegene i en modelleringsprosess. Modifisert fra (Anderson, 2015, s.10; Reilly, 2001).

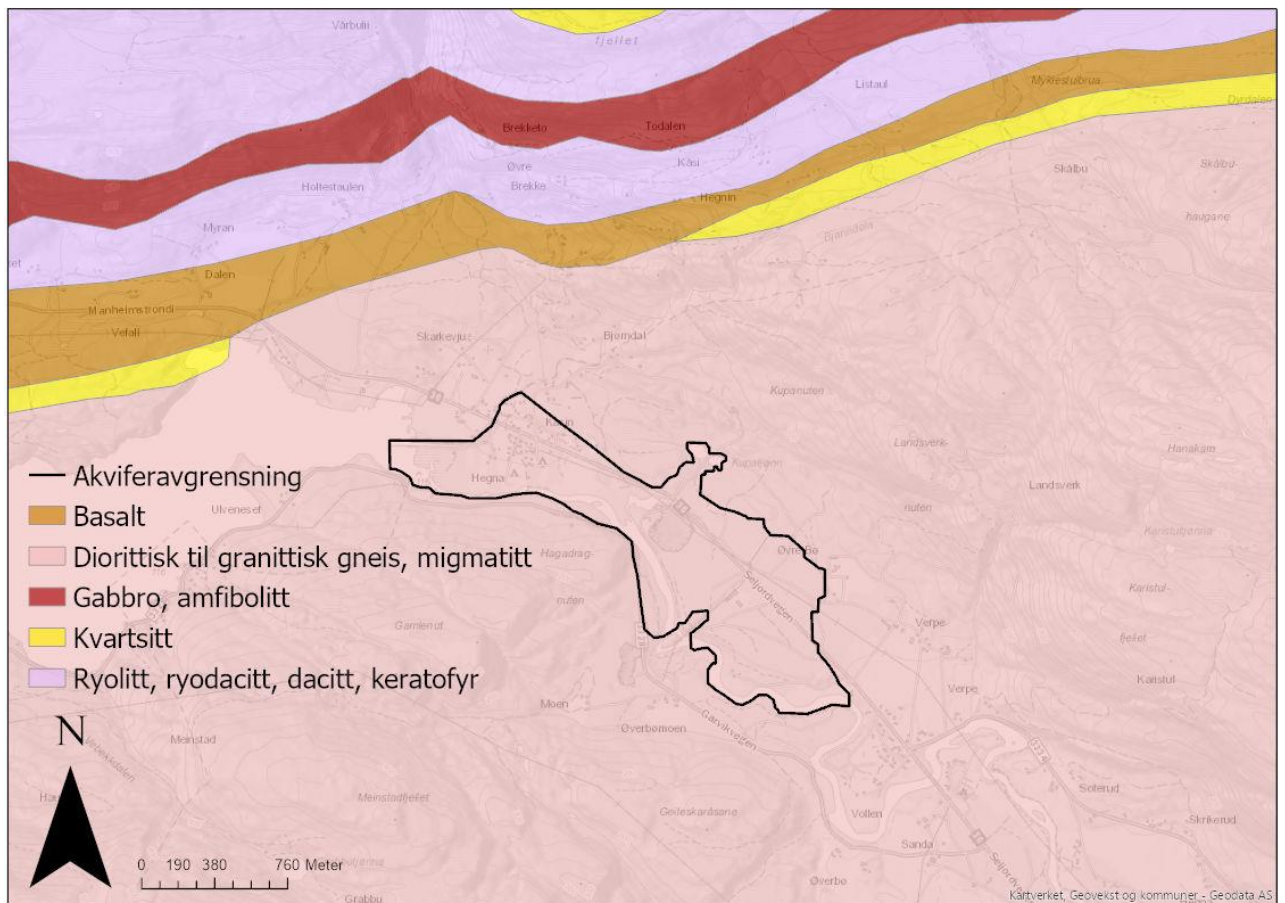
1.1 Studieområdet

Hagadrag akvifer er en løsmasseakvifer som har sin utstrekning vest i Bø kommune i Telemark fylke. Områdene på og rundt akviferen er preget av skog-og landbruksarealer, uttak av sand og grus, samt spredt bebyggelse og rekreasjonsområder. Akviferen utgjør Bø kommune sin hoveddrikkevannskilde, og forsyner store deler av kommunens innbyggere med grunnvann (per 31.12.2018; 6630 innbyggere) (Bø-kommune, 2018; SSB, 2019). Riksveg 36 krysser akviferen på langs, og ligger nær drikkevannsbrønnene og overflatevannene i området.

Løsmassene i området er avsatt for om lag 9500 år siden under siste istid, da isen var under tilbaketrekning. Isen har trolig ved det som i dag er Hagadragnuten gjort et lengre opphold, og smeltevann under isen har ført med seg mengder med løsmasser som er avsatt i fjorden foran isbreen. Et isranddelta av grus, sand og stein har bygget seg opp til daværende havnivå, hvor finere materiale som silt og leire er avsatt lenger ut i fjorden i suspensjon (Jansen, 1983). Avsetningen er kompleks og består blant annet av flere glasiale avsetninger som dødisgroper og eskere. De små tjerna Herretjønn og Kupertjønn er trolig lokalisert i dødisgroper. I senere tid har Bøelva og Hønsåa avsatt store elveavsetninger bestående av sand og grus (Jansen, 1983). Berggrunnen under løsmassene er dominert av gneisgranitt med et belte av blant annet amfibolitt og metarhyolitt. I Lifjellområdet er gneisgranitten dekt av amfibolitt (metabasalt) og metarhyolitt med kvartsitt øverst (Dons, 1978; Jansen, 1983; NGU, 2019a).



Figur 2 Kartet viser de ulike løsmasseavsetningene i studieområdet. Akviferavgrensningen er definert med svart linje, og drikkevannsbrønnene som tilhører Bø kommune er merket som røde punkter. Løsmassene i kartet er visualisert etter NGU sine presentasjonsregler for løsmasser (NGU,2019c).



Figur 3 Kartet viser berggrunnen i området. Akviferavgrensningen viser hvor studieområdet er. Datasettet for berggrunn er lastet ned fra NGU (NGU, 2019d).

Seljordsvatnet er lokalisert i vestlig del av studieområdet. Bøelva renner fra Seljordsvatnet mot sørøst. Elva Hønsåa renner fra Lifjell i nord og munner ut i Seljordsvatnet. Herretjønn og Kupertjønn ligger nordøstlig plassert i studieområdet. Nedbørfeltet drenerer til Kupertjønn og en bekk renner fra Kupertjønn ned mot Bøelva, bekken er utsatt for tørke i varme perioder.

1.2 Problemstilling og mål for denne studien

Hagadrag akvifer utgjør Bø i Telemark sin hoveddrikkevannskilde. Stedet har gjennom mange år vært et forskningsområde ved Høgskolen i Telemark i regi av Institutt for Natur-, helse- og miljøvern. Området er godt kartlagt og det eksisterer mye data av geologisk – og hydrologisk interesse. Ved bruk av eksisterende geologisk- og hydrologisk data innhentet ved tidligere undersøkelser i området, er det et mål å etablere en grunnvannsmodell ved hjelp av det numeriske modelleringsprogrammet *Processing MODFLOW (PMWIN)*. Før modelleringsarbeidet begynner skal eksisterende geologisk – og hydrologisk data settes i et system (database) som senere skal benyttes i geografiske informasjonssystemer (GIS). GIS vil i denne sammenheng benyttes som et prosesseringsverktøy, og danne en kobling mellom databasen og *PMWIN*. I *PMWIN* skal det på bakgrunn av databasen etableres en fler-lagsmodell for å visualisere akviferens strømningsmønster i lag med ulike hydrogeologiske egenskaper.

- I) Systematisere eksisterende geologiske- og hydrologiske data innhentet fra tidligere undersøkelser i området, til videre bruk i modelleringsprosessen.
- II) Benytte geografiske informasjonssystemer for å prosessere inndata til modellen.
- III) Etablere en fler-lagsmodell ved bruk av det numeriske modelleringsprogrammet *Processing MODFLOW*, med inndata prosessert i geografiske informasjonssystemer.
- IV) Kalibrere modellen mot observerte verdier fra tidligere undersøkelser.

2 Metoder

2.1 Befaring i felt

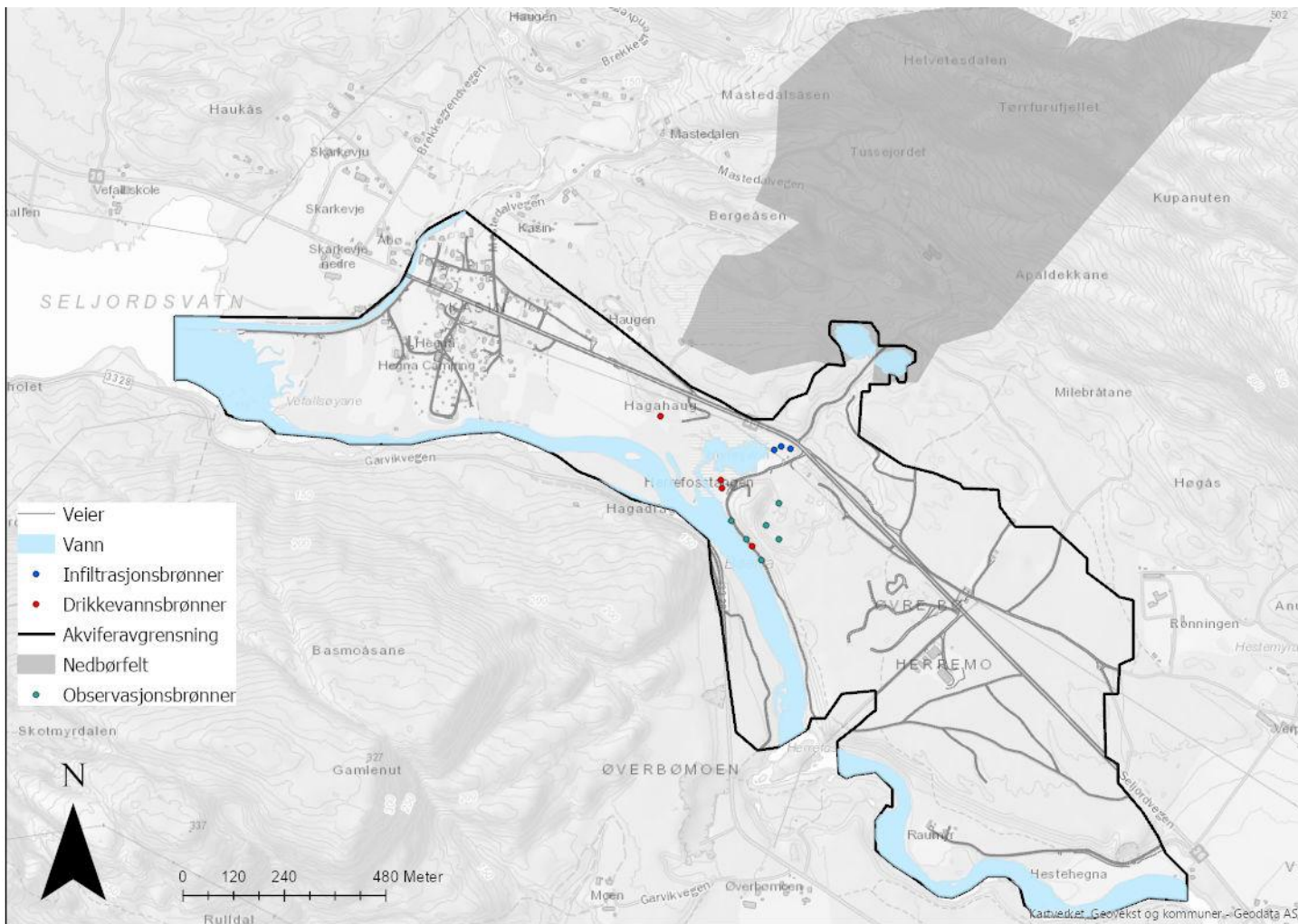
Det ble den 28. mai 2018 utført en befaring av studieområdet for å tilegne seg informasjon om topografi og landformer. Befaringen ble utført med veileder Harald Klempe og medstudent Ingelin Karlsen. Under befaringen ble det også dannet en oversikt over overflatevann og dreneringer som trolig er i tilknytting til akviferen, samt områdets antropogene påvirkninger.

2.2 Excel geodatabase

I samarbeid med medstudent Ingelin Karlsen ble det høsten 2018 etablert en egenskapsdatabase for boringer som tidligere er gjennomført i det aktuelle modellområdet. Geodatabasen er en Excel-fil og gir mulighet for filtrering av dataene etter ønsket egenskap. Geodatabasen inneholder navn og stedfestet lokalisering (X-, Y- og Z) for hvert borepunkt, samt informasjon om type boring (sonderboring eller prøveboring), høyde over havet for start og slutt for hvert lag, lagets tykkelse, midlere kornstørrelse, pakkingsgrad og hydraulisk ledningsevne. Databasen er basert på tilgjengelig informasjon fra tidligere undersøkelser utført i området (Halvorsen et. al., 1989; Jansen, 1983; Klempe, 1979, 2009, 2010b; Kraft, 2011; Lavik, 2017; Østmo, 1974; Aarnes, 2015). Tilhørende kart til geodatabasen er i vedlegg 5.

2.3 Konseptuell modell

Et viktig steg i en modellprosess er å utvikle en god konseptuell modell for ønsket modelleringsområde. Vanligvis er en slik modell stedsspesifikk og beskriver naturlige og antropogene variabler som er bestemmende for hvordan grunnvannet strømmer i et porøst materiale (Anderson, 2015, s.35; Kresic et. al., 2013, s.11). Studieområdet er avgrenset til et område der det eksisterer mye informasjon.



Figur 4 Konseptuell modell for Hagadrag akvifer. Grått felt viser nedbørfeltet til Kupa-tjønn. En bekk renner langs veien fra Kupa-tjønn og ned mot Herretjønn. På sørsiden av riksveg 36 er det plassert tre imaginære innfiltrasjonsbrønner som representerer infiltrasjon fra nedbørfeltet.

Hagadrag løsmasseakvifer er avsatt under siste istid, da isen var under tilbaketrekning. Løsmassene er dominert av grus og sand som er avsatt i godt sorterte lag. Det vannførende laget i akviferen er i modellen representert av ett lag inndelt i soner med ulik hydraulisk ledningsevne som strekker seg mellom 10^{-3} og 10^{-2} .

Utviklingen av denne studiens konseptuelle modell er basert på tidligere studier gjennomført i området, samt befaringen den 28. mai 2018. Hagadrag akvifer fornyes trolig av vann fra ulike overflatevannkilder i nærheten. Derav Bø elva, Kupa-tjønn, Herretjønn og Hønseåa, i tillegg til nedbør og snøsmelting.

Tjernet Kupa-tjønn er lokalisert i nordøstlig del av studieområdet, og i forbindelse med det er det trolig en tilførsel fra nedbørfeltet og til akviferen. Dette er basert på bekkene

som renner fra Kupertjønn og ned mot Herretjønn. Bekkene er blitt observert gjennom året, og tyder på å tørke ut i veldig varme perioder (personlig meddelelse, Harald Klempe, 2018). I modellen blir denne bekken representert av tre imaginære infiltrasjonsbrønner.

Bø elva har sitt utspring fra Seljordvannet vest i studieområdet. Oppstrøms Herretjønn ser elva ut til å være relativt flat med en liten gradient i retning mot Bø. Videre nedstrøms tyder elva på å variere mer i vannstand grunnet en brattere gradient. Dette ble observert under befaringen den 28.05.2018, samt det i tidligere studier er antatt det samme (Shrestha, 2018). En hydrologisk målestasjon som logger vannstand og vannføring i Bøelva er lokalisert like ved der Herretjønn har sitt utløp til elva (NVE, 2019). Det er trolig en interaksjon mellom Bø elva og akviferen. Elvebunnens hydrauliske ledningsevne er i dette tilfellet vanskelig å bestemme. Calver (2001) skriver at hydraulisk ledningsevne i elvebunn ofte varierer mellom 10^{-7} og 10^{-3} . Observasjoner i felt tyder på at store deler av elvebunnen i Bø elva er dominert av sand, silt og leire. Og verdiene for hydraulisk ledningsevne er derfor satt til å være rundt 10^{-7} (Calver, 2001).

Uttak av vann fra akviferen skjer ved pumping av drikkevannsbrønner som tilhører Bø kommune. Brønnene er dimensjonert for å kunne forsyne ved en maksimumskapasitet på $150 \text{ m}^3/\text{time}$. Men i daglig drift pumpes brønn 4 med en kapasitet på $115 \text{ m}^3/\text{time}$. Mengden vann som tas ut varierer i vinter- og sommersesong. Dette grunner i at forsyning til Bø Sommarland og hagevanning øker behovet for vann sommerstid. I disse periodene pumpes brønnene samtidig eller oftere enn i vintersesongen.

På bakgrunn av dannelseshistorien til løsmassene ved Hagadrag, og Ingelin Karlsen sin studie i området er det antatt at det er avsatt en morenerygg på tvers, på den sørøstlige siden av Herretjønn (Jansen, 1983; Karlsen, 2019a). Det er også antatt et lag som ligger over berggrunnen med betydelig lavere hydraulisk ledningsevne enn laget som representerer akviferen. I modellen er både moreneryggen og laget over berggrunnen representert av ett, sammenhengende lag.

2.4 ArcGIS

ArcMap er levert av Esri og er en av hovedkomponentene i deres ArcGIS-pakke.

Verktøyet er designet for å kunne samle, behandle, analysere og visualisere alle typer av

stedfestet informasjon. ArcMap er et godt verktøy i håndtering av komplekse, romlige-, fysiske- og hydrologiske data, samt til å visualisere forskjellig informasjon.

I denne studien er ArcMap 10.8 benyttet i forbindelse med prosessering av inndata til modellen og har fungert som en kobling mellom Excel geodatabasen og Processing MODFLOW (fra nå MODFLOW). Singha et. al., (2016) har i sin studie belyst effektiviteten ved bruken av GIS i en modelleringsprosess (Singha et. al., 2016).

Data fra Felles KartdataBase (FKB) gav mye informasjon om studiestedet og ble visualisert ved å bruke ArcMap. Referansesystemet som er benyttet i ArcMap for denne studien er WGS 1994 UTM 32. Data for veier, grustak, elver og innsjøer, samt brønnenes plassering ble visualisert i ArcMap som en del av den konseptuelle modellen. I forbindelse med prosessering av inndata til modellen ble verktøyet benyttet til å interpolere verdier for hydraulisk ledningsevne i de to lagene. Data for høyden på de ulike lagene ble også behandlet i ArcMap. All data som ble importert i MODFLOW ble eksportert fra ArcMap som ASCII fil, da ASCII filer kan lastes direkte opp i MODFLOW.

De ulike interpoleringsmetodene benyttet i denne studien er Inverse Distance Weighting (IDW) og Thiessen Polygon. IDW estimerer en verdi for attributter i punkter som ikke har en målt verdi. Dette skjer ved bruk av en lineær kombinasjon av de målte verdiene som vektet av en invers funksjon av avstanden fra det punktet som mangler en verdi, til punktet med målt verdi (Esri, 2019b; Li, 2008). Thiessen polygon er en metode for å dele inn et område i soner etter hvilke områder som er nærmest ett målt punkt. Dette verktøyet lager et polygon per målte punkt, hvor det målte punktet er lokalisert sentralt i polygonet (Esri, 2019a; Li, 2008).

2.5 Processing MODFLOW

Processing MODFLOW tillater å løse differensialligninger for grunnvannsstrømning i mettet sone numerisk. En slik modell kan løse de styrende ligningene for tredimensjonale, transiente, heterogene og anisotrope forhold som har komplekse grensebetingelser (Anderson, 2015, s.85). Programmet bruker den tre-dimensjonale *finite-difference* modellen MODFLOW, partikkelsporingsmodellen PMPATH eller MODPATH og parameterestimeringsprogrammet PEST (PMWIN, 2019).

Finite-difference metoden krever at et grid diskretiserer modellområdet, hvor en node er lokalisert i hver celle (Anderson, 2015, s.85). Nodene tildeles en relativ lokasjon i et tredimensjonalt grid ved hjelp av indeksene i, j, k som representerer kolonner, rader og lag. $\Delta x, \Delta y$ og Δz beskriver avstander langs kolonner og rader, og mellom lag i modellen. Det er kun i nodene det kalkuleres en verdi for potensialhøyde, og denne verdien er en gjennomsnittsverdi for hele den cella noden er lokalisert i (Anderson, 2015, s.71-77, 85-91, 186; Fetter, 2001, s.519-524; Schwartz, 2003, s.113; Sonnenborg et. al., 2005). Formel 2.5.1 er den grunnleggende differensialligningen for grunnvannsstrømning i metta sone. Denne formelen er utviklet på bakgrunn av massebalanseligningen (formel 2.5.2) sine prinsipper og darcy's lov (Schwartz, 2003, s.114).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Formel (2.5.1)}$$

h = potensialhøyde

K = hydraulisk ledningsevne

x, y og z = romlige variabler som forteller noe om dimensjonaliteten

S = lagringskoeffisient

t = tid

$$\text{Innstrømning} - \text{Utstrømning} = \text{endring i lagring over tid} \quad \text{Formel (2.5.2)}$$

2.5.1 Oppbygging av modell

Prosessen starter med å velge type intern strømningspakke i MODFLOW. Modellen for Hagadrag er simulert ved bruk av *Layer Property Flow* (fra nå; LPF)- pakke, på bakgrunn av hvilke inndata som er tilgjengelige. Lagene i LPF- pakken kan spesifiseres til enten *confined* eller *konvertibel*. Modellens to lag er spesifisert som konvertible i *Layer Property*. Et konvertibelt lag tillater å automatisk bytte mellom å være et *confined* eller et *unconfined* lag underveis i simuleringen basert på potensialhøyden i forhold til cellenes topphøyde. På denne måten kan brukeren opprettholde god struktur på all inndata og tillate fleksibilitet dersom det er en usikkerhet om vannspeilet vil synke under bunnen i det første laget eller ei (Anderson, 2015, s.215; Harbaugh, 2005; Software, 2019).

2.5.2 Rutenett (Grid)

Et modellgrid bestående av 300 rader, 300 kolonner og 2 lag er definert ved å spesifisere lengde- og breddegrader for gridets fire hjørner. Gridet er plassert i interesseområdet der Bø kommunes drikkevannsforsyning er lokalisert, og hvor det er tilstrekkelig med datagrunnlag. Gridets utstrekning er større enn selve modellområdet og cellene utenfor modellområdet er definert inaktive. Cellestørrelse er 2,8 x 2,8 meter.

2.5.3 Laginndeling

Å definere høyden på lagene i modellen er et viktig steg. Dette er nødvendig for at programmet skal kunne kalkulere transmissivitet for hvert lag (N. Kresic, 2006). I praksis settes toppen av det øverste laget til å være lik landoverflaten. Dette kan gjøres ved hjelp av GIS (Anderson, 2015, s.216). Topp for lag én i modellen for Hagadrag er basert på et raster med høyder for terrengoverflate hentet fra Høydedata, og prosessert i ArcMap for å oppnå lik cellestørrelse og utstrekning som gridet definert i MODFLOW (Høydedata, 2018). Bunnen av lag to i modellen er prosessert ved å filtrere borepunktene i geodatabasen etter kjent nivå for berggrunn, og deretter er det lastet inn i ArcMap. Filtreringsfunksjonen er integrert som et verktøy i Excel. Videre er det etablert et punktlag med høyder for berggrunn og fjell i dagen hentet fra seismikkprofiler (Jansen, 1983), hoydedata.no og boreloggene i geodatabasen. Ut fra dette punktlaget er det ved bruk av IDW, interpolert et raster for berggrunn med lik cellestørrelse som gridet definert i MODFLOW. De interpolerte rasterene inneholder én verdi i hver celle. Disse rasterene ble konvertert til respektive tekstfiler med filforlengelsen ASCII som kan bli lest av MODFLOW (Software, 2019). For toppen av lag to, er samme fremgangsmåte som for bunnen av lag to benyttet. Høyder for morenemateriale er hentet fra Excel- geodatabasen, og tolkede georadarprofiler fra tidligere studier i området (Karlsen, 2019a; Klempe, 2010a).

2.5.4 Grensebetingelser - IBOUND

For å løse likningen for grunnvannstrømning i en modell må grensebetingelsene defineres. Når ønsket modellområde blir avgrenset er det viktig å huske at dette er en

liten del av et større hydrologisk system, og at det som foregår utenfor området kan påvirke det som skjer i modellen (Schwartz, 2003, s.114-115). Grensebetingelser beskriver de fysiske og hydrauliske forholdene langs modellens perimeter, samt de interne grensene i modellområdet (Anderson, 2015, s.134-136). I en matematisk grunnvannsmodell kategoriseres grensebetingelsene i tre typer.

Type 1: Dirichlet grense; er en grense med kjent potensialhøyde. Potensialhøyda langs grensa er satt til en kjent verdi som kan variere i tid og rom. Eksempler på fysiske *Dirichlet* grenser med kjent potensialhøyde er innsjøer, dammer, elver og bekker. En annen type *Dirichlet* grense har like og konstante verdier for potensialhøyde, dette kan være store innsjøer og elver som ikke lar seg påvirke av stressperioder i.e. pumping (Anderson, 2015, s.147-148; Schwartz, 2003 s.115; Sonnenborg et. al., 2005)

Type 2: Neumann grense; representerer en kjent horisontal flux over en gitt grense, for eksempel grunnvann som entrer eller forlater modellområdet. Denne type grense kan også settes i topp og bunn av akviferen for å representere vertikal grunnvannsflux i form av infiltrasjon eller lekkasje (Anderson, 2015, s.148-149). En spesiell type *Neumann* grense er der hvor akviferen grenser mot et lag med lav permeabilitet i.e. berggrunn. Her er flux satt til 0 (Schwartz, 2003, s.115).

Type 3: Cauchy grense; også kalt semipermeabel grense og definerer en trykkavhengig flux. Eksempel på en slik type grense er ved interaksjonen mellom overflatevann og grunnvann, i et slikt tilfelle vil flux beregnes på bakgrunn av en lekkasjekoeffisient (C) (formel 2.6.2), og en kjent potensialhøyde. *Cauchy* grense representerer flux gjennom et semipermeabelt lag (Anderson, 2015, s.152; Schwartz, 2003, s.116; Sonnenborg et. al., 2005).

Grensebetingelsene i modellen ble definert ved bruk av *IBOUND*. I modellen for Hagadrag er det i nordvest og sørøst valgt å ha en konstant grense (*Type 2*). Grunnen til dette er fordi det ikke er noen fysiske grenser tilstede i akkurat disse områdene, og det er istedenfor valgt å bruke hydrauliske grenser i form av ekvipotensiallinjer (Anderson, 2015, s.145). Der modellområdet grenser til ikke-aktive celler er det automatisk en negativ grense. I modellen vil det ikke være tilførsel av vann fra de områdene som er definert med negativ grense. Bøelva og det nærliggende tjernet Herretjønn, er begge definert som en semipermeabel grense (*Type 3*). Dette fordi det er ønskelig å simulere en eventuell tilførsel av vann fra overflatevann til akviferen.

2.5.5 General- Head Boundary Package

General- Head Boundary (fra nå GHB) pakken representerer en type 3 grense, en grense med trykkavhengig flux som beregnes på bakgrunn av en lekkasjekoeffisient (C) (formel 2.6.2) (Anderson, 2015, s.88, 152; Schwartz, 2003, s.115-116; Sonnenborg et al., 2005). Denne pakken benyttes til å representere en fysisk enhet i grunnvannssystemet, som en matematisk grensebetingelse. Pakken kan blant annet benyttes til å simulere bekker, elver, innsjøer og våtmarksområder (Reilly, 2001). Matematisk har GHB pakken i MODFLOW samme funksjon som for eksempel River, Drain og Stream. Strømningen ut og inn av en celle (i, j, k) fra en ekstern kilde er gitt i forhold til forskjellen mellom potensialhøyda i cella ($h_{i,j,k}$) og den gitte potensialhøyda til den eksterne kilden ($h_{bi,j,k}$) (N. Kresic, 2006).

$$Q = C\Delta h = C(h_B - h_{i,j,k}) \quad (\text{Formel 2.6.1})$$

$$C = \frac{KWL}{M} \quad (\text{Formel 2.6.2})$$

Δh = forskjellen mellom potensialhøyda i den eksterne kilden ($h_{bi,j,k}$) og potensialhøyda i cella ($h_{i,j,k}$).

C = Lekkasjekoeffisient

K = hydraulisk ledningsevne

W = bredden av elva

M = tykkelsen på sedimentene i elvebunn

L = lengden til elva i ei celle

(Anderson, 2015 s.152; Hsieh et. Al., 2007; N. Kresic, 2006; Langevin et. al., 2017)

I denne modellen er GHB- pakken benyttet til å simulere utvekslingen av vann mellom Bøelva og akviferen. Den representerer Bøelva med en elvebunn bestående av sedimenter med en lav permeabilitet, hvor vann vil kunne lekke igjennom. Lekkasjen gjennom dette laget defineres med en lekkasjekoeffisient (C) (formel 2.6.1 og 2.6.2), og er med på å bestemme hvor mye vann som til enhver tid utveksles mellom akviferen og Bøelva. Formel 2.6.2 er benyttet for utregningen av lekkasjefaktoren. I geodatabasen viser et borepunkt gjennomført i Herretjønn at bunnsedimentene der består av flere meter organisk materiale og silt. Derfor er også Herretjønn definert som en semipermeabel grense. Det er antatt at det kun skjer en direkte infiltrasjon av vann fra

Herretjønn til akviferen i de to øverste meterne, hvor det dypere nedover skjer en lekkasje av vann (personlig meddelelse, Harald Klempe, 2019).

For å oppnå en gradient i Bøelva har høyder fra innmålte elveprofiler og verdier for vannstand hentet fra Senorge blitt benyttet (SeNorge, 2018). Med profilene fra Bø kommune følger det utregnede verdier for vannstand i meter over havet. I denne modellen er verdiene for vannstand ved en vannføring på 5 m/sekund blitt benyttet som et referansepunkt for utregning av vannstanden 28.07.2014. Dette er datoen for når de observerte verdiene for kalibrering er fra, og det er ønskelig at vannstanden i Bø elva korrelerer med denne datoen.

Tabell 1 Verdier benyttet for å beregne head verdier til bruk i General Head Boundary Package.

| Profil | *Referansehøyde 5m³/sek m.o.h | **Vannstand (m) ved vannføring 5 m³/sek | **Vannstand (m) 28.07.2014 | Differanse vannstand (m) | ***m.o.h |
|---------------|---|---|---|---|-----------------|
| 5 | 113.44 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 113.57 |
| 6 | 113.76 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 113.89 |
| 7 | 114.33 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 114.46 |
| 8 | 114.43 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 114.56 |
| 9 | 114.45 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 114.58 |
| 10 | 114.45 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 114.58 |
| 11 | 114.52 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 114.65 |
| 12 | 114.69 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 114.82 |
| 13 | 115.11 | 1.66 | 1.79 | 0.13 | 115.24 |

**Verdier hentet fra Bø kommune sine elveprofildata*

***Verdier hentet fra NVE målestasjon Bøelva (Senorge)*

****Bregnede verdier*

2.5.6 Hydraulisk ledningsevne

Hydraulisk ledningsevne er en viktig hydrogeologisk egenskap hos løsmasser. Denne er definert som evnen et porøst medium har til å transportere væske igjennom hulrommene

mellom partiklene (Anderson, 2015, s.223; Fetter, 2001, s.81-84). Hydraulisk ledningsevne betegnes med K , med benevnningen m^3/sek .

Verdiene for hydraulisk ledningsevne er hentet fra Excel geodatabasen (Vedlegg 5). For å komme frem til representative verdier ble det i lag én benyttet data fra prøveboringer i området. En gjennomsnittsverdi av hver meter av boreloggene ble beregnet for de tilgjengelige punktene innenfor modellområdet. Dataene i geodatabasen ble importert til ArcMap og visualisert som punkter. Videre ble punktene interpolert ved bruk av interpoleringsmetode *Thiessen Polygon*, for å oppnå en kontinuerlig flate med en verdi for hydraulisk ledningsevne innenfor hvert polygon (Shrestha, 2018). Denne metoden ble benyttet for å spesifisere hydraulisk ledningsevne i lag 1 og 2.

Dalføret fra Kupatjønn og ned mot brønnområdet er definert med en relativt lav hydraulisk ledningsevne, da det trolig består av mye morenemateriale. Dette grunner i georadarundersøkelser gjennomført av Harald Klempe (personlig meddelelse, Harald Klempe 2019).

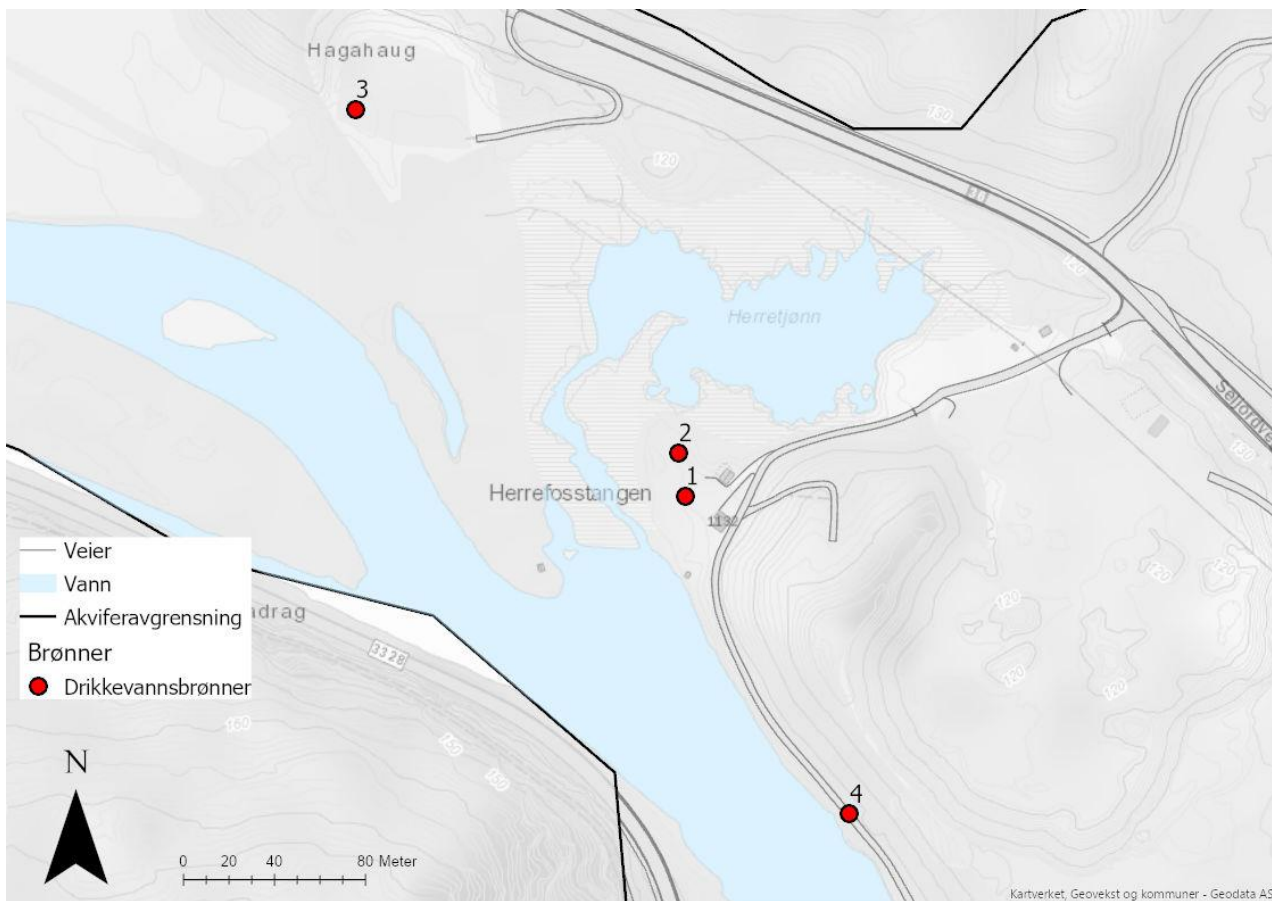
Hydraulisk ledningsevne for lagene i modellen ble spesifisert i MODFLOW ved å benytte metoden *polygon tool*. Et bakgrunnskart som viser de interpolerte polygonene for hydraulisk ledningsevne ble lagt inn i modellen. Deretter ble *polygon tool* benyttet til å avgrense de ulike polygonene i MODFLOW. Dette ble gjort for lag 1 og 2.

2.5.7 Infiltrasjonsbrønner

Bekken som renner fra Kupatjønn ned mot Herretjønn ble representert ved tre imaginære infiltrasjonsbrønner. Dette for å simulere infiltrasjon fra Kupatjønn til akviferen. Data for infiltrasjonsbrønnene ble hentet fra nedbørsfeltrapport for Kupatjønn generert i NVE's Nevina (vedlegg 4). Trolig vil bare halvparten av dette vannet infiltrere akviferen, resten vil transporteres som overflateavrenning (Shrestha, 2018). Brønnene er plassert der morenematerialet i Kupadalen trolig ender, og løsmassene er mer sorterte og lagdelte. Dette for å oppnå en infiltrering til akviferen. For å definere infiltrasjonsbrønnene i MODFLOW ble WELL-Package valgt. I denne pakken legges det inn en verdi for infiltrasjonskapasitet (Q), i dette tilfellet er verdien positiv for å representere en tilførsel av vann til modellen.

2.5.8 Pumpebrønner

Pumpebrønnene som forsyner Bø kommune med drikkevann ble definert i modellen ved bruk av WELL- package. I denne pakken ble pumpekapasiteten (Q) definert med en negativ verdi. Den negative verdien representerer et uttak av vann fra modellen (Anderson, 2015, s.260). Pumpebrønn 4 ble definert med en pumpekapasitet på $115 \text{ m}^3/\text{time}$, da dette er det brønnen pumper i daglig drift.



Figur 5 Oversiktskart over pumpebrønnene ved Bø kommunes drikkevannsforsyning.

2.5.9 Kalibrering

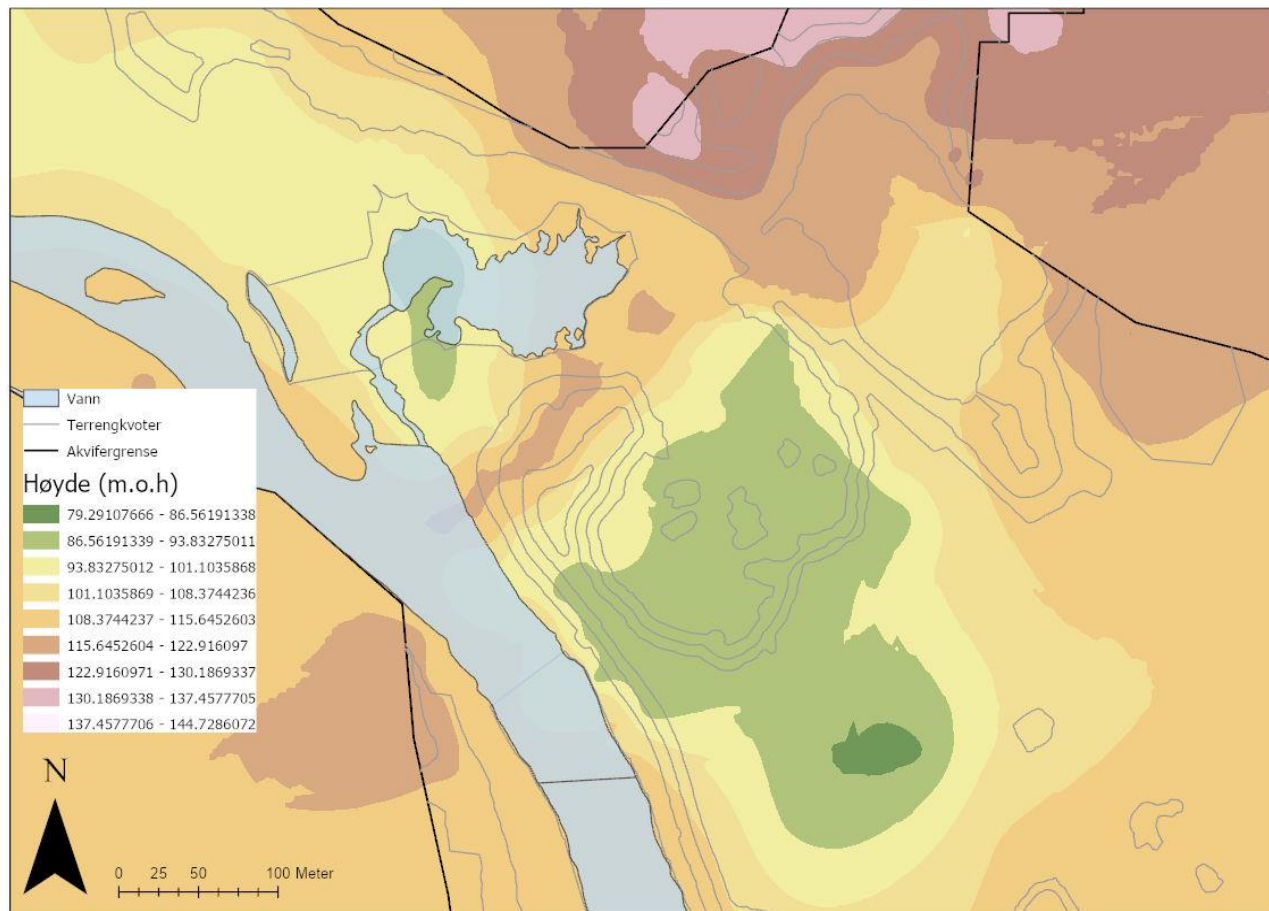
Modellen ble kalibrert mot observerte verdier fra et tidligere pumpeforsøk i brønn 4. Disse verdiene er høyder for grunnvannspotensialet logget i forbindelse med prøvepumping av brønn 4 (Aarnes, 2015). Brønn 4 har seks tilhørende overvåkingsbrønner (piezometer) som ble logget kontinuerlig under prøvepumpings tidsrom. Verdiene som modellen er valgt å kalibrere mot, er tatt fra siste dag i

prøvepumpingen. Grunnen til at disse verdiene er valgt er for å kunne vite noe om brønnens oppførsel i den tidligere perioden av prøvepumpingen.

For kalibrering av modellen ble metoden *Manual Trial and Error Calibration* benyttet. Dette går ut på at brukeren velger ut de parameterne som har størst usikkerhet i modellen (Anderson, 2015, s.394-395; Sonnenborg et. al., 2005). I denne modellen ble det bestemt at usikkerheten var størst ved lekkasjefaktoren (C) for elvebunnen i Bøelva. Dette grunner i metoden som er benyttet for å definere disse verdiene (avsnitt 2.5.5 General- Head Boundary Package). Videre gikk kalibreringen ut på å systematisk justere de utvalgte parameterne for deretter å kjøre modellen på nytt, analysere resultatet og vurdere om dette er optimalt eller ei (Mbonimpa, 2015). Denne prosessen gjentas til modellen simulerer et resultat som gjenspeiler observerte verdier.

3 Resultat

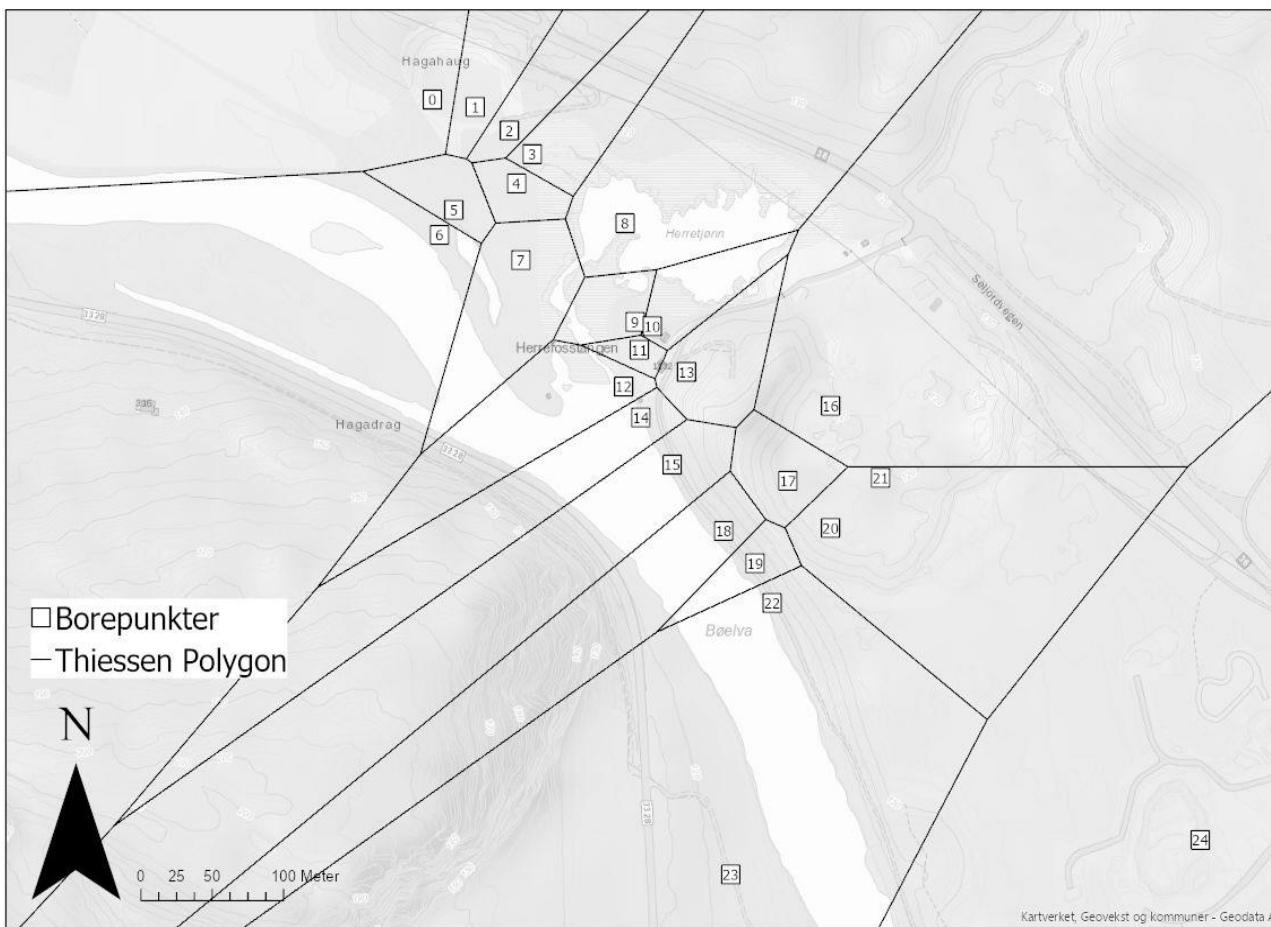
3.1 GIS



Figur 6 Kartet viser høydene på morenelaget slik det er lagt inn i modellen.

Morenelaget er interpolert ved bruk av Inverse Distance Weighting. Kartet er prosessert i ArcGIS.

Kartet i Figur 6 viser høyder for det som definerer bunnen av lag én, og toppen av lag to i modellen. Høydene definerer morenelaget i modellen.



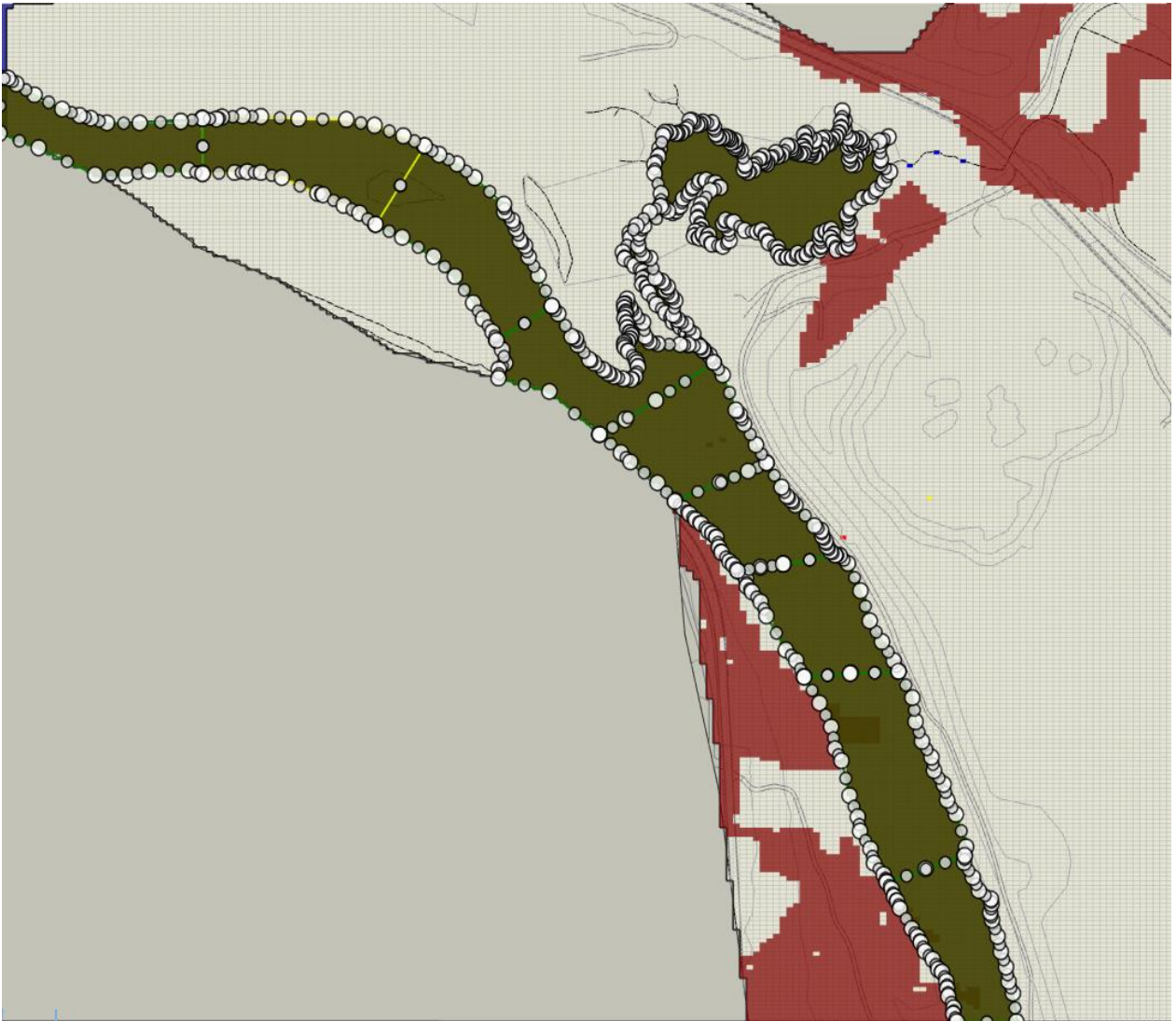
Figur 7 Kartet viser omrisset av interpolerte Thiessen Polygon for hydraulisk ledningsevne (K) i det øverste laget i modellen. Hvert polygon har samme verdi som det tilhørende punktet.

Kartet i Figur 7 viser inndelingen av de ulike sonene for hydraulisk ledningsevne (K) for lag én i modellen etter interpoleringsprosessen i ArcMap. Polygonene er prosessert i ArcMap ved bruk av metoden Thiessen Polygon. Hvert polygon har blitt tildelt en verdi for hydraulisk ledningsevne (K). Hele polygonet har samme verdi som det tilhørende punktet. Tabell med verdi for hydraulisk ledningsevne (K) for de ulike polygonene ligger vedlagt i vedlegg 2.



Figur 8 Thiessen Polygon for hydraulisk ledningsevne (K) i det nederste laget i modellen. Hvert polygon har samme verdi som det tilhørende punktet.

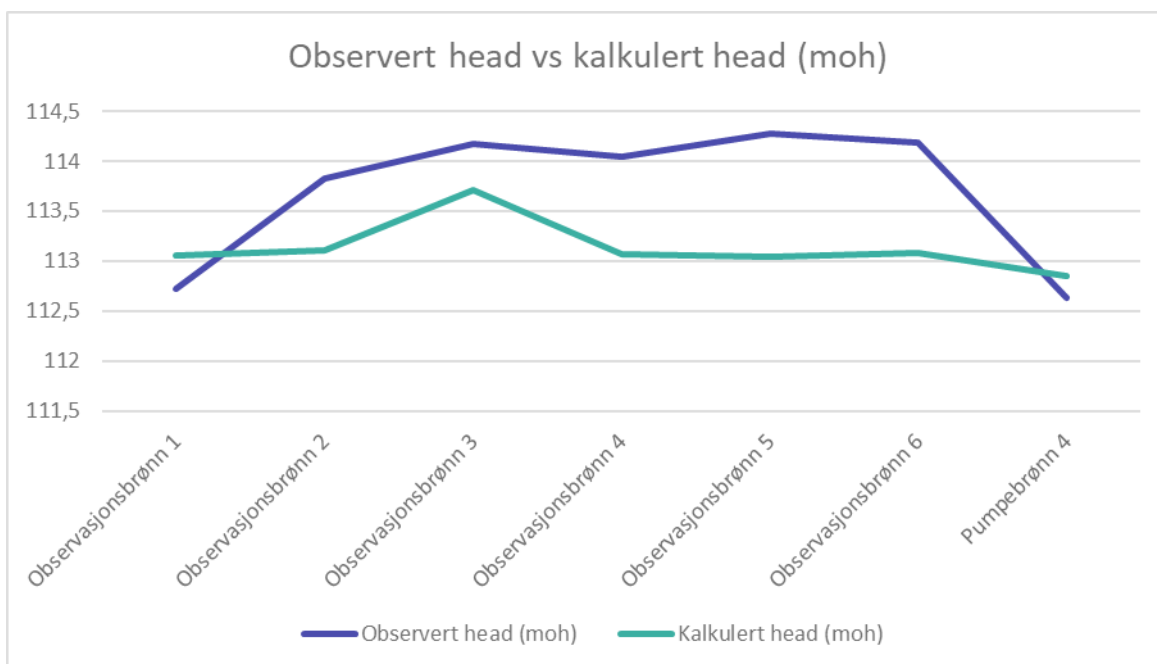
Kartet i Figur 8 viser inndelingen av de ulike sonene for hydraulisk ledningsevne (K) for lag to i modellen etter interpoleringsprosessen i ArcMap. Polygonene er prosessert i ArcMap ved bruk av metoden Thiessen Polygon. Hvert polygon har blitt tildelt en verdi for hydraulisk ledningsevne (K). Hele polygonet har samme verdi som det tilhørende punktet. Tabell med verdi for hydraulisk ledningsevne (K) i de ulike polygonene ligger vedlagt i vedlegg 3.



Figur 9 Kartet viser polygoner for General Head Boundary - pakken i modellen.

Kartet viser inndelingen for General Head Boundary- pakken i MODFLOW. Hvert polygon har en konstant verdi. Tabell med verdier for lekkasjefaktor (C) i de ulike polygonene er i vedlegg 1. Verdiene for lekkasjefaktor (C) varierer mellom 10^{-7} og 10^{-6} .

3.2 Kalibrering

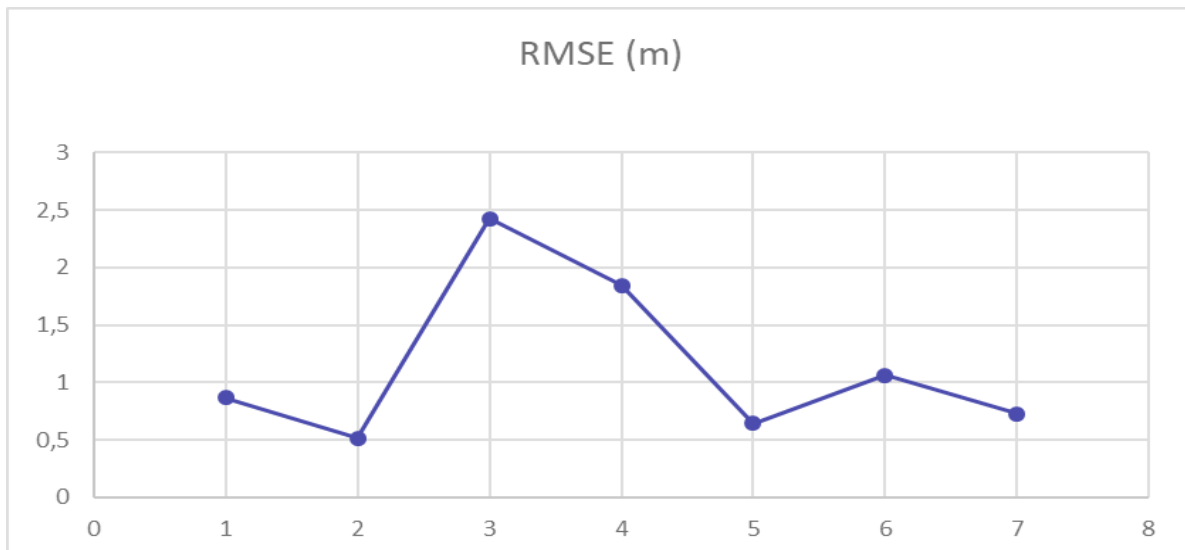


Figur 10 Grafen viser forskjell mellom observert head (m.o.h) og kalkulert head (m.o.h) for pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene.

Grafene i Figur 10, og verdiene i Tabell 1 viser en sammenlikning av de observerte head verdiene i pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene, og de kalkulerede head verdiene fra siste simulering i MODFLOW. Største forskjellen mellom observert og kalkulert head verdi er 1,23 meter.

Tabell 2 Viser observert head (m.o.h.) i pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene mot kalkulert head (m.o.h) fra siste simulering i MODFLOW.

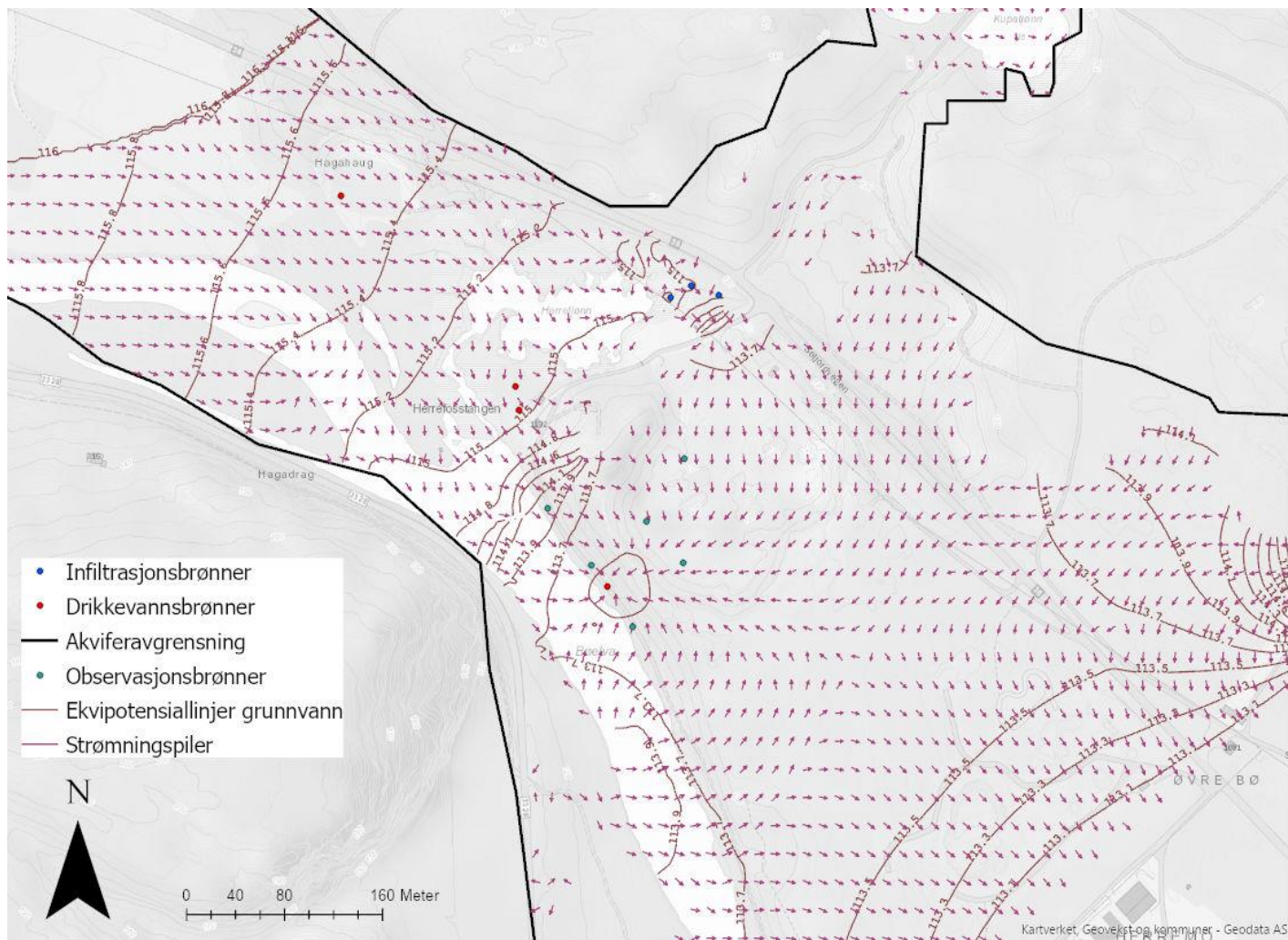
| Brønn | Observerte head (moh) | Kalkulert head (moh) |
|----------------------------|-----------------------|----------------------|
| Observasjonsbrønn 1 | 112,72 | 113,06 |
| Observasjonsbrønn 2 | 113,83 | 113,11 |
| Observasjonsbrønn 3 | 114,17 | 113,71 |
| Observasjonsbrønn 4 | 114,05 | 113,08 |
| Observasjonsbrønn 5 | 114,28 | 113,05 |
| Observasjonsbrønn 6 | 114,18 | 113,09 |
| Pumpebrønn 4 | 112,63 | 112,86 |



Figur 11 Root Mean Square Error (RMSE) av de ulike kalibreringene i MODFLOW.

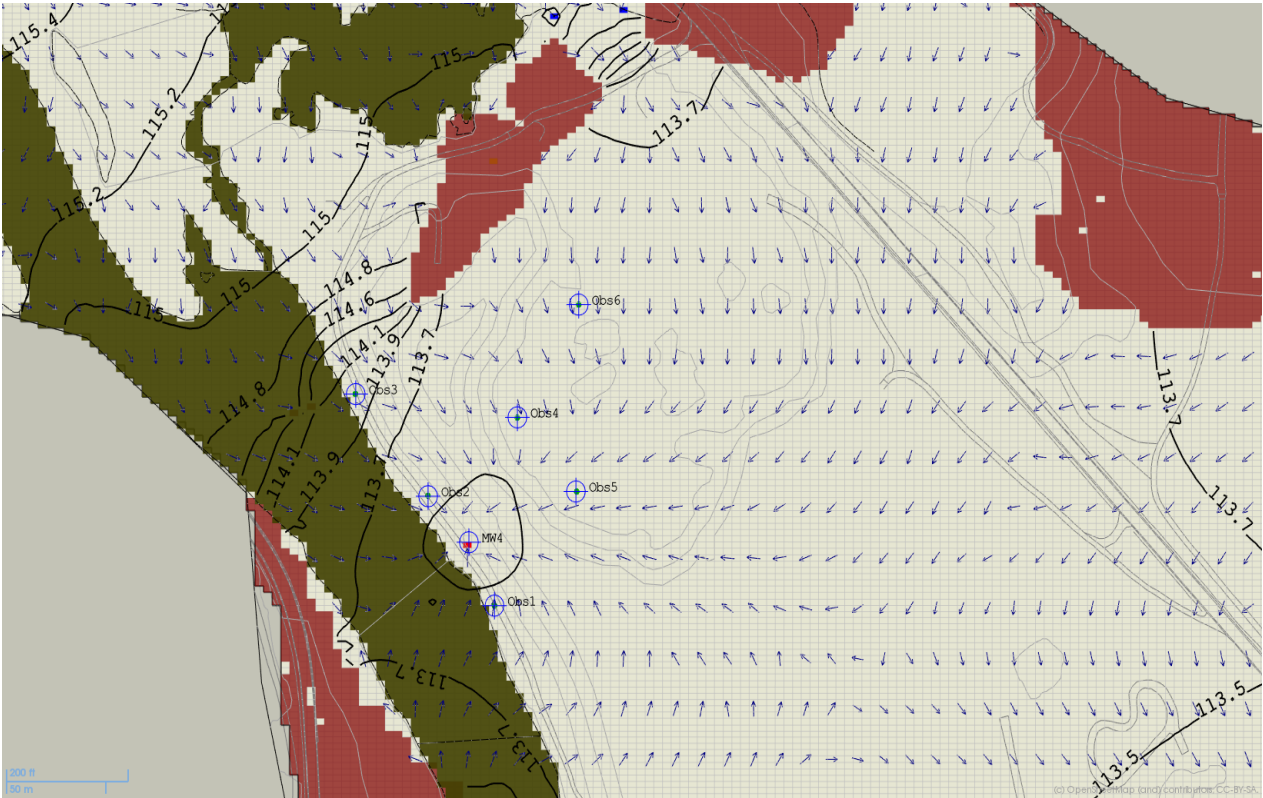
Grafen i Figur 11 viser utregnet Root Mean Square Error (RMSE) for de ulike kalibreringsprosessene i MODFLOW. Siste simulering hadde en RMSE – verdi på 0,778 m, hvilket ikke er en akseptabel error i denne modellen.

3.3 Modellresultat



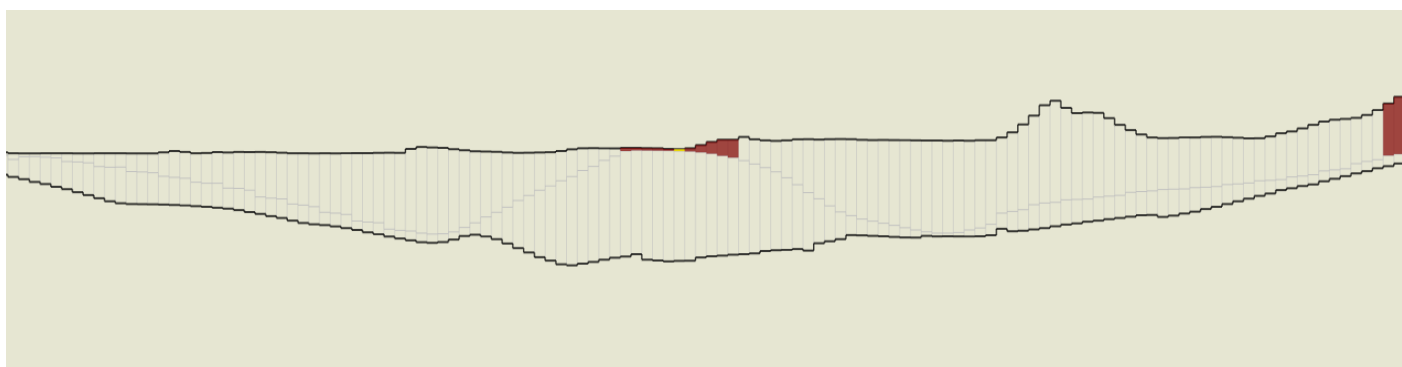
Figur 12 Ekvipotensiallinjer for simulert head (m.o.h) ved pumping av brønn 4 med en pumpekapasitet (Q) på $115\text{m}^3/\text{time}$, med simulerte strømningspiler.

Kartet i Figur 12 viser simulert strømningsretning i akviferen når brønn 4 pumpes med en kapasitet (Q) på $115\text{m}^3/\text{time}$. Ekvipotensiallinjene illustrerer simulert head (m.o.h) og pilene viser strømningsretningen. I de områdene der pilene oppholder er cellene tørrlagte under simulering.



Figur 13 Viser hvordan forholdene er rundt pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene ser ut i MODFLOW etter siste simulering.

Figur 13 viser hvordan forholdene rundt pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene ser ut i MODFLOW. Røde celler viser celler som er tørrlagte etter at modellen er kjørt. Grønne celler viser Bø elva og Herretjønn, som er definert som General Head Boundary i modellen. Ekvipotensiallinjene illustrerer høyden for head (m.o.h.). Pilene viser grunnvannets strømningsretning.



Figur 14 Tverrsnitt av lagene i modellen i MODFLOW. Tverrsnittet viser hvordan moreneryggen ligger plassert i forhold til topp- og bunnlag.

Et tverrsnitt av modellen der moreneryggen er lokalisert er vist i Figur 14. Tverrsnittet strekker seg i retning fra vest (venstre) mot øst (høyre) og viser hvordan moreneryggen er plassert i forhold til topp- og bunn lag i modellen.

3.4 Vannbalanse

Tabell 3 Vannbalanse for hele modellen (m³/dag). Det er et prosentvis avvik på 1,17 % mellom den mengden vann som tilføres modellen og den mengden som fjernes fra modellen.

| Water budget for entire model | | | |
|--------------------------------------|--------------------|---------------------|------------------------|
| Flow term | In (m3/dag) | Out (m3/dag) | In-Out (m3/dag) |
| Storage | 0,0000 | 0,0000 | 0,0000 |
| Constant head | 2860,4448 | 2824,8480 | 35,5968 |
| Wells | 440,6400 | 2764,8000 | -2324,1600 |
| Head dep bounds | 1990,1376 | 517,9680 | 1472,1696 |
| Recharge | 853,7357 | 0,0000 | 853,7357 |
| Total | 6144,9581 | 6073,4880 | 37,3421 |
| Percent Discrepancy | 1,17 | | |

I Tabell 3 ser man den simulerte vannbalansen for modellen. Verdiene er gitt i kubikkmeter per dag (m³/dag) og viser mengden vann som totalt tilføres og fjernes fra modellen i løpet av 24 timer. Vannbalansen i denne modellen har et prosentvis avvik på 1,17 %.

4 Diskusjon

Denne studien startet med å definere problemstilling og mål, som i dette tilfellet var å etablere en grunnvannsmodell bestående av flere lag med ulike hydrauliske egenskaper. Dette skulle foregå ved å systematisere eksisterende data fra tidligere grunnundersøkelser gjennomført i studieområdet. Videre skulle dataene prosesseres ved bruk av geografiske informasjonssystemer for deretter inn i grunnvannsmodellen. Modellen skulle så kalibreres mot observerte verdier for høyde på grunnvannsspeilet. Hagadrag akvifer er modellert en rekke ganger tidligere (Langeland et. al., 2003; Shrestha, 2018; Trollsås et. al., 2005). En viktig forskjell fra tidligere grunnvannsmodeller for Hagadrag akvifer, er at denne modellen har et lag med hydrauliske egenskaper for det som trolig er en morenerygg. Og at høydedataene for moreneryggen er hentet fra geofysiske undersøkelser i form av georadarprofiler gjennomført av Ingelin Karlsen, og Harald Klempe (Karlsen, 2019a, 2019b; Klempe, 2010a). Samt at verdier for hydraulisk ledningsevne er hentet fra Excel- geodatabasen.

Hydrologiske-, geologiske og geofysiske data ble samlet inn fra ulike kilder, blant annet fra tidligere studier gjort i området og ulike offentlige kartdatatjenester. Dataene ble benyttet til å utvikle en konseptuell modell for studieområdet. Den konseptuelle modellen er et viktig steg i prosessen da den er med på å systematisere alle hydrogeologiske egenskaper som videre skal inn i modelleringsprogrammet.

4.1 Excel geodatabase

Ved at dataene fra tidligere studier ble systematisert i en Excel geodatabase fikk man god oversikt over hvilke data som var aktuelle å benytte i modellen og ikke. Excel geodatabasen gjorde det effektivt å filtrere dataene etter ønsket egenskap for deretter å prosesseres i ArcMap (Klempe, 2004).

4.2 Geografiske informasjonssystemer i modellsammenheng

Geografiske informasjonssystemer har i flere studier blitt benyttet i forbindelse med grunnvannsmodellering. I sin studie fra 2004 benyttet Harald Klempe 3D – databaser i kombinasjon med geografiske informasjonssystemer. Dette var teknikker som kunne kobles mot studier av sedimentære avsetningsmiljø, undersøkelser i forbindelse med

grunnvannsforsyninger, overvåking av grunnvannsforurensning og i sammenheng med grunnvannsmodellering (Klempe, 2004). Integreringen av geografiske informasjonssystemer har i tidligere studier vist seg å være et effektivt steg i modelleringssammenheng (Cools et. al., 2006; Gogu et. al., 2001). I denne studien har GIS- verktøyet ArcMap blitt benyttet til prosessering av inndata, samt til visualisering av simuleringresultater. Bruken av ArcMap har vært sentral i forbindelse med prosessering av dataene for hydraulisk ledningsevne i akviferen. Med relativt få borelogger med data for hydraulisk ledningsevne tilgjengelig, var interpoleringsmetoden Thiessen Polygon valgt til å være beste alternativ i denne studien fordi metoden kan interpolere mellom få kjente punkter (Shrestha, 2018). ArcMap ble også benyttet til å bestemme høyder på de ulike lagene i modellen. Punkter med kjente høydeverdier ble filtrert i Excel geodatabasen, lastet inn i ArcMap og ved bruk av IDW ble det interpolert en høydeverdi i de ukjente punktene. Denne metoden effektiviserte laginndelingen i modellen da man i ArcMap lett kunne definere cellestørrelse og utstrekning for den interpolerte rasteroverflaten.

4.3 Oppbygging av grunnvannsmodell

4.3.1 Processing MODFLOW som analyseverktøy

Den konseptuelle modellen ble oversatt til en numerisk modell ved bruk av modelleringsverktøyet *Processing Modflow for Windows (PMWIN)*. *PMWIN* er et komplett simuleringssystem for modellering av grunnvannsstrømning og transportprosesser i grunnvannssonen (PMWIN, 2019). Etableringen av grunnvannsmodellen i Processing MODFLOW har gitt økt forståelse for hvordan dynamikken i et grunnvannssystem henger sammen.

4.3.2 Konseptuell modell

Utviklingen av den konseptuelle modellen har vært et viktig steg i modelleringsprosessen. Den har gitt en god oversikt over variabler som skulle med i modellen, samt en mulighet for eventuelle justeringer senere i arbeidet.

Det er usikkerheter i laginndelingen. Områdets sammensetning av løsmasser består av en kompleks glasial avsetning. Lagene varierer i dybde og utstrekning, med store

variasjoner i hydraulisk ledningsevne. En slik virkelighet er vanskelig å representere, og akviferens heterogeniteter kommer ikke frem på en reell måte i modellen. Det er gjennom utviklingen av den konseptuelle modellen kommet frem til et forenklet bilde av virkeligheten.

Høydene for morenelaget i modellen er hentet fra georadarprofiler samlet av Ingelin Karlsen i 2018. Dataene ble behandlet i ArcMap og interpolert sammen med data fra tidligere grunnundersøkelser (geodatabasen). I MODFLOW tyder det på at dette laget har for store variasjoner i høyden, noe som kan skape feil når modellen skal kjøres (Anderson, 2015, s.222, 243, 366). Det ble gjennomført justeringer av høydene manuelt i MODFLOW slik at modellen kunne kjøre suksessfullt.

4.3.3 Grensebetingelser

Grensenebetingelsene langs modellens perimeter er definert til å være ved fysiske grenser i form av overflatevann og kjente områder for berggrunn og fjell i dagen. De konstante grensene i nordvestlig og sørøstlig del av modellen, er derimot begge hydrauliske grenser i form av ekvipotensiallinjer hentet fra modellresultater tidligere gjennomført av Harald Klempe (Klempe, 2009). Slike grenser er i fare for å bli feilaktig definert, da dette i virkeligheten er grenser som vil endre seg når de utsettes for stress. I og med at modellresultatene er simulert i en stasjonær tilstand, så vil de konstante grensene være mer riktig enn ved transiente simuleringer. En slik konstant grense vil også være en usikkerhet fordi den i dette tilfellet vil kunne gi en uendelig tilførsel av vann til modellen (Anderson, 2015).

4.3.4 Hydraulisk ledningsevne

Hydraulisk ledningsevne ble interpolert ved bruk av metoden Thiessen Polygon. Metoden forutser en verdi i et ukjent punkt ved å benytte seg av *Nearest Neighbour Method*. Dette resulterer i ett polygon per kjente punkt, og alle punkter innenfor et polygon har samme verdi (Li et. al., 2008). Verdien for hydraulisk ledningsevne er dermed konstant innenfor hver polygon, og det er ingen gradvis overgang mellom hver

polygon. Dette gir ikke et reelt bilde av akviferens egentlige heterogeniteter, men gir derimot en forenklet antagelse av virkeligheten.

4.3.5 Kalibrering

Modellen er kalibrert etter prosedyre for *Manual Trial and Error Calibration* (Anderson, 2015, s.394). *Manual Trial and Error Calibration* er en tidkrevende metode for kalibrering av en grunnvannsmodell. Samtidig som det er en god metode for en uerfaren bruker til å få innblikk i hvordan kalibreringsprosessen fungerer, så lider metoden av subjektivitet i avgjørelsen om når en skal velge å avslutte kalibreringen. Dette har vist seg å være en svakhet i den manuelle kalibreringsmetoden, og over tid er det nå utviklet en rekke automatiserte kalibreringsmetoder (Anderson, 2015, s.394-396; Mbonimpa et. al., 2015). *Manual Trial and Error Calibration* ble valgt som kalibreringsmetode da forholdet mellom antallet verdier som modellen skulle kalibreres opp mot og parameterne som skulle estimeres, var stor. En automatisk kalibreringsprosess krever at antallet parameter som skal kalibreres er færre enn antallet verdier som modellen skal kalibreres mot som i dette tilfellet var 7 (Anderson, 2015, s.393). Anderson (2015) skriver at det ofte blir lagt ned mye tid til utvikling av den konseptuelle modellen og i modelletableringen, og at kalibreringen starter for sent, når det gjenstår lite tid i prosjektet (Anderson, 2015, s.431).

Et mål for studien var å kalibrere modellen slik at de fleste parameterne representerte virkeligheten så nær som mulig. På bakgrunn av tidsbruk og modellens kompleksitet ble kun de parameterne med størst usikkerhet valgt ut, som i dette tilfellet var lekkasjekoeffisient (C) for elvebunnen i Bøelva. Den var basert på observasjoner gjort i felt, tidligere studier fra området og Ann Calver sin artikkel om permeabilitet i elvebunn (Calver, 2001; Shrestha, 2018). Med liten kjennskap til modellkalibrering fra tidligere, var bruken av manuell kalibrering en nyttig måte for brukeren å oppnå en forståelse for dynamikken i modellen. Derimot var denne modellen nokså kompleks til at det var lett å se hvordan systemet ble påvirket under kalibreringsprosessen, og sjansen for en velkalibrert modell sank betraktelig (Sonnenborg et. al., 2005).

Kalibreringsprosessen startet med å systematisk endre verdiene for lekkasjefaktoren i Bøelva. Det simulerte grunnvannspotensialet reagerte sterkt i starten ved at head-

verdiene endret seg en del. Dette tyder på at valget av parameter som skulle estimeres var optimalt, da parameteren var sensitiv for endringer (Anderson, 2015, s.393; Sonnenborg et. al., 2005). Etter gjentatte justeringer av verdiene for lekkasjefaktoren (C), begynte modellen å simulere verdier som lå nærmere de observerte verdiene enn tidligere. Likevel oppnådde ikke modellen et akseptabelt resultat ved simulering. På bakgrunn av tidsbruk ble det ved et punkt tatt en avgjørelse om å avslutte kalibreringsprosessen før ønsket resultat var oppnådd. Dette har ført til at resultatene som er presentert i denne studien ikke er validert, og modellen kan ikke benyttes til å forutse mulige scenarier (Anderson, 2015, s. 378).

4.3.6 Strømningsmønster

På bakgrunn av at modellen ikke simulerer observerte verdier, vil ikke resultatet av strømningsmønsteret kunne vurderes som helt reelt. Det skal likevel ikke utelukkes at strømningsmønsteret som er simulert er rimelig, derfor er oppnådde resultater for strømningsmønster tolket på bakgrunn av modelleringsprosessen som er gjennomført.

Målet med å definere et lag i modellen som representerer det som trolig er en morenerygg ved Herretjønn (Figur 6), var å se hvordan grunnvannsstrømningen ble påvirket på bakgrunn av denne. Pumpebrønn 4 har blitt pumpet ved en kapasitet på 115 m³/time, som er den kapasiteten som brønnen pumper i daglig drift. Det simulerte strømningsmønsteret viser at brønnen trekker vann fra både Bø elva og Herretjønn. Tabellen som viser akviferens vannbalanse tilsier også at den største tilførselen av vann til akviferen kommer fra Bø elva og Herretjønn (Tabell 3). Tidligere modelleringer har også vist at akviferen trolig forsynes med vann fra Bø elva og Herretjønn, men at det også skjer et utbytte av vann fra akviferen til Bø elva (Shrestha, 2018). Ut ifra vannbalansen i denne modellen tyder det også her på at akviferen i perioder forsyner Bø elva med vann.

Akviferen er i denne modellen simulert som en åpen akvifer. Tidligere studier viser at det trolig er et morenelag ved pumpebrønn 4 som gjør at akviferen er lukket der (personlig meddelelse, Harald Klempe, 2019). Dette fører til en større senkning ved pumpebrønn 4 i virkeligheten, enn det som er oppnådd i modellen, siden den er simulert som en helt åpen akvifer.

Det simulerte strømningsmønsteret viser en liten gradient fra observasjonsbrønn 6 mot pumpebrønn 4. Fra observasjonsbrønn 3 mot pumpebrønn er gradienten brattere. En mulig grunn til den lille gradienten fra observasjonsbrønn 6 mot pumpebrønn 4 kan være infiltrasjonen fra nedbørfeltet til Kupatjønn. Det vil si at infiltrasjonen fra nedbørfeltet er en viktig kilde til grunnvannsfornyelse i akviferen. Den bratte gradienten fra observasjonsbrønn 3 mot pumpebrønn 4 kan tyde på en sein infiltrasjon fra Bøelva. Elveinfiltrasjonen over tid er med på å bestemme grunnvannstanden.

På bakgrunn av moreneryggen sin høyde og utstrekning vil den trolig hindre grunnvannet i å strømme direkte fra Herretjønn mot pumpebrønn 4 når denne er i drift. Det er høyst sannsynlig noe gjennomstrømning i moreneryggen, men i mye mindre grad enn i lagene som består av sortert grus og sand. Dette kan føre til lenger oppholdstid før vannet når pumpebrønn 4. I perioder med mye nedbør kan dette føre til at grunnvannstanden stiger, og grunnvannet kan strømme over toppen av moreneryggen som fører til større tilførsel av vann fra Herretjønn.

4.3.7 For videre arbeid

Den numeriske modellen presentert i denne studien er basert på data fra tidligere undersøkelser gjort i området. På bakgrunn av tidsbudsjettet oppnådde ikke modellen en kalibrert tilstand. Dette er ønskelig da modellen kan benyttes til å forutse mulige, fremtidige scenarioer. Modellen inneholder flere parametere som har varierende verdier. En anbefaling vil være å etablere en simpel modell fra start, hvor man gradvis bygger den opp ved å tilføye flere parametere som påvirker vannbalansen og strømningsmønsteret. På denne måten vil brukeren kunne gjøre seg kjent med hvordan modellen oppfører seg og påvirkes underveis. Ved å lage en enlagsmodell hvor en definerer bunnen av akviferen til å være toppflata på morenelaget, vil dette kunne spare brukeren for tid samt effektivisere kalibreringsprosessen. Ved å legge inn soner for moreneryggen med en gitt hydraulisk ledningsevne vil man kunne oppnå en strømning gjennom denne.

5 Konklusjon

Data fra tidligere studier har blitt systematisert i en geodatabase i Excel. Denne gir god oversikt over eksisterende data som kan være aktuelt ved en videreutvikling av grunnvannsmodellen. Det er basert på denne dataen blitt etablert en modell som består av to lag med ulike hydrogeologiske egenskaper.

Det er ut ifra studier gjort med georadar i området blitt etablert et lag som representerer en morenerygg som har sin utstrekning sørøst for Herretjønn. Dette laget er prosessert ved bruk av geografiske informasjonssystemer og er deretter lastet inn i MODFLOW. Dette har vist effektiviteten ved bruk av GIS i en modellsammenheng.

Modellen har ikke oppnådd en kalibrert tilstand. Ut fra de simuleringene som er gjennomført med en RMSE verdi på 0,778 m, tyder det på at akviferens viktigste tilførsel av vann er Bø elva og Herretjønn. Det er trolig en lengre oppholdstid på grunnvannet som strømmer fra Herretjønn i retning mot pumpebrønn 4 på grunn av moreneryggen som er lagt inn i modellen.

Arbeidet som er lagt ned i denne studien har lagt et godt grunnlag for en videreutvikling av modellen for så å kunne benytte den i forbindelse med overvåking av drikkevannskilden til Bø kommune.

Referanser

- Anderson, M. P. (2015). *Applied Groundwater Modeling : Simulation of Flow and Advective Transport* (2nd ed. ed.). Amsterdam: Academic Press.
- Bø-kommune. (2018). Vassforsyning, Bø kommune.
- Calver, A. (2001). Riverbed Permeabilities: Information from Pooled Data. Vol. 39 No. 4. GROUND WATER p. 546-553.
- Carstens, H. (2015). Grunnvann - ressurs og problemmaker. Hentet fra: <https://www.geo365.no/geoforskning/grunnvann-ressurs-og-problemmaker/>
- Cools, J. M., Yves; Woldeamlak, Solomon T.; Batelaan, Okke; Smedt, Florimond D. (2006). Large-scale GIS-based hydrogeological modeling of Flanders: a tool for groundwater management. Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Brussels, Belgium. Hentet fra: <https://ezproxy2.usn.no:3481/10.1007/s00254-006-0292-3>
- Dons, J. A. J., K. (1978). :1:250 000, Berggrunnskart Skien.
- Donso, M. C. (2018). *Sustainable Development Goal 6 - Synthesis Report on Water and Sanitation* Retrieved from United Nations: <https://www.gcedclearinghouse.org/sites/default/files/resources/190161eng.pdf>
- Esri. (2019a). Create Thiessen Polygons. Hentet fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/business-analyst-toolbox/thiessen-polygons.htm>
- Esri. (2019b). How inverse distance weighted interpolation works. Hentet fra: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/extensions/geostatistical-analyst/how-inverse-distance-weighted-interpolation-works.htm>
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*.
- Gaut, S. (2017). Grunnvannskilden om hygienisk barriere. Styrker og svakheter i et klima i endring. *Norsk Vannforening*, 02 2017. Hentet fra: <https://vannforeningen.no/wp-content/uploads/2017/10/Gaut.pdf>
- Gogu, R. C. C., Guy; Peters, Vincent H. V.; Dassargues, Alain. (2001). GIS-based hydrogeological databases and groundwater modelling. Hentet fra: <https://ezproxy1.usn.no:3528/10.1007/s10040-001-0167-3>
- Halvorsen, M., & Strømme, K. . (1989). *Vassforsyning Bø kommune*. (Mastergrad), Telemark distriktshøgskole, Bø.

- Harbaugh, A. W. (2005). *MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model- the Ground-Water Flow Process*. Hentet fra: <https://pubs.usgs.gov/tm/2005/tm6A16/PDF/TM6A16.pdf>
- Hsieh, P. A. B., Michael E.; Contor, Bryce A.; Hossain, Akram; Johnson, Gary S.; Jones, Joseph L.; Wylie, Allan H. . (2007). *Ground-Water Flow Model for the Spokane Valley- Rathdrum Prairie Aquifer, Spokane County, Washington, and Bonner and Kootenai Counties, Idaho*. Hentet fra: <https://pubs.usgs.gov/sir/2007/5044/pdf/sir20075044.pdf>
- Høydedata. (2018). Digital Terrengmodell. Retrieved from <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>
- Jansen, I. J. (1983). Detaljkartelgging av sand- og grusressurser i Bø kommune, Telemark.
- Karlsen, I. (2019a). *3D Subsurface Modeling based on Ground Penetrating Radar Survey of Glaciomarine Deposits - Hagadrag Aquifer*. (Mastergrad). Norway University of South-Eastern Norway.
- Karlsen, I. (2019b). *50 MHz georadarprofiler fra Verpe grustak*.
- Kimberly, M. (2019). Information on Earth's water. Hentet fra: <https://www.ngwa.org/what-is-groundwater/About-groundwater/information-on-earths-water>
- Klempe, H. (1979). *Grunnundersøkelser på Hagadrag i forbindelse med grunnvannsforsyning til Bø kommune* Telemark distriktshøgskole. (Vol. 1/79)
- Klempe, H. (2004). Identification of Quaternary subsurface glacial deposits using 3D databases and GIS.
- Klempe, H. (2009). *Undersøkelser for en ny brønn til Bø vassverk*. Høgskolen i Telemark.
- Klempe, H. (2010a). *Georadarprofil fra Hagadrag*.
- Klempe, H. (2010b). *Ressursgeologisk utgreiing for Bø vassverk og Herremo, Bø kommune, Telemark*. Retrieved from Høgskolen i Telemark:
- Kraft, P. (2011). *Planomtale med konsekvensutgreiing - Områderegeringsplan Bø vassverk Herremo*. Hentet fra Bø kommune: http://webhotel3.gisline.no/GisLinePlanarkiv/0821/02_32_2009/Dokumenter/Planomtale%20med%20konsekvensutgreiing%201.6.12.pdf
- Kresic, N. (2006). *Hydrogeology and Groundwater Modeling*. Hentet fra: <https://books.google.no/books?hl=no&lr=&id=RPvRW4hHQSMC&oi=fnd&pg=IA4&dq=hydrogeology+and+groundwater+modeling+neven+kresic&ots=8KQ>

[C-pE8VR&sig=PJByuw2M6-yPX9PjcsTUsSP9Vt4&redir_esc=y#v=onepage&q=hydrogeology%20and%20groundwater%20modeling%20even%20kresic&f=false](https://pubs.usgs.gov/tm/06/a55/tm6a55.pdf)

- Kresic, N. M., Alex. (2013). *Hydrogeological Conceptual Site Models : Data Analysis and Visualization*.
- Langeland, K. M., Jon Oddvin. (2003). *Ny brønn ved Bø vassverk : matematisk modell av akviferen og oversikt over akviferegenskapar og vasskvalitet. (Hovedfagsoppgave)* Høgskolen i Telemark.
- Langevin, C. D. H., Joseph D.; Banta, Edward R.; Niswonger, Richard G.; Panday, Sorab; provost, Alden M. (2017). Documentation for the MODFLOW 6 Groundwater Flow Model. Hentet fra: <https://pubs.usgs.gov/tm/06/a55/tm6a55.pdf>
- Lavik, V. (2017). *Subsurface mapping of Øverbømoen and locating optimal aquifers for drinking water supply : a hydrogeological survey using geophysical methods.* (Mastergrad), Høgskolen i Sørøst-Norge, Bø Høgskolen i Sørøst-Norge, Bø
- Li, J. H., Andrew D. . (2008). *A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists* Geoscience Australia: Commonwealth of Australia. Hentet fra: https://www.researchgate.net/profile/Jin_Li32/publication/246546630_A_Review_of_Spatial_Interpolation_Methods_for_Environmental_Scientists/links/56f9ccb408ae95e8b6d40461/A-Review-of-Spatial-Interpolation-Methods-for-Environmental-Scientists.pdf
- Mbonimpa, E. G. G., S.; Lai, L.; Kumar, S.; Bonta J.V.; Wang, X.; Rafique, R. . (2015). Combined PEST and Trial-Error approach to improve APEX calibration. *Elsevier*, 296-303.
- NGU (Cartographer). (2019a). Berggrunn N250
- NGU. (2019b). Forvaltning. Hentet fra: <https://www.ngu.no/grunnvanninorge/alt-om-grunnvann/forvaltning>.
- NGU (2019c). Presentasjonsregler for løsmassedata. Hentet fra: http://geo.ngu.no/kart/common94/losmasse/Fullstendig_tegnforklaring_LosmasseFlate.pdf
- NVE (2019d) Datasett for berggrunn. Hentet fra: <https://www.ngu.no/emne/datasett-og-nedlasting>
- NVE. (2018).

- NVE. (2019). Målestasjoner med sanntids-vannføring. Hentet fra: <https://www2.nve.no/h/hd/plotreal/Q/index.html>
- PMWIN. (2019). Processing Modflow for Windows.
- Regjeringen. (2019). Bærekraftsmålene og 2030 agendaen. Hentet fra: https://www.regjeringen.no/no/tema/utenrikssaker/utviklingssamarbeid/bkm_agenda2030/id2510974/
- Reilly, T. E. (2001). System and Boundary Conceptualization in Ground-Water Flow Simulation *Applications of Hydraulics*. Hentet fra: https://pubs.usgs.gov/twri/twri-3_B8/pdf/1-6.pdf
- Schwartz, F. W. (2003). *Fundamentals of Ground Water*. New York: Wiley.
- SeNorge. (2018). Vannstandsmålinger Bø elva. Hentet fra: <http://www.senorge.no/index.html?p=senorgeny&st=water>
- Shrestha, J. (2018). Modeling og groundwater flow of the Hagadrag aquifer to monitor drinking water supply for the Bø municipality. (Mastergrad). Høgskolen i Sørøst-Norge.
- Singha, S. V., M. K.; Singha, Soumya. (2016). Application of GIS and MODFLOW to Ground Water Hydrology- A Review. *Journal of Engineering Research and Applications*, 6(1), 36-42. Hentet fra: https://www.ijera.com/papers/Vol6_issue1/Part%20-%201/F601013642.pdf
- Software, S. (2019). *Processing Modflow X*.
- Sonnenborg, T. O. H., Hans J. . (2005). *Håndbog i grundvandsmodellering*. Hentet fra: http://vandmodel.dk/xpdf/haandbog_gv_modellering.pdf
- SSB. (2019). Folketall.
- Trollsås, B. H., Tore W; Nordmarken, Monica; Skårnes, Anne Grete; Gulbrandsen, Ole Marius; Øksendal, Lene. (2005). *Bruk av GIS ved flerbruk av området rundt drikkevannkilden på Hagadrag*. Høgskolen i Telemark.
- Østmo, S. R. (1974). *Hydrogeologisk undersøkelse for Bø kommune*. . Retrieved from Norges Geologiske Undersøkelse, Oslo:
- Aarnes, T. A. (2015). *Development of flow pattern and hydrochemistry during test pumping of a new production well: case of the Hagadrag aquifer*. (Master Thesis), Høgskolen i Telemark, Bø i Telemark, Norge.

Oversikt over tabeller og figurer

Figur 1: illustrasjon av stegene i en modellprosess. Modifisert fra (Anderson, 2015 s.10; Reilly 2001) Side 10.

Figur 2: Kartet viser de ulike løsmasseavsetningene i studieområdet.

Akviferavgrensningen er definert med svart linje, og drikkevannsbrønnene som tilhører Bø kommune er merket som røde punkter. Løsmassene i kartet er visualisert etter NGU sine presentasjonsregler for løsmasser (NGU, 2019c). Side 12.

Figur 3: Kartet viser berggrunnen i området. Akviferavgrensningen viser hvor studieområdet er. Datasettet for berggrunn er lastet ned fra NGU (NGU, 2019d). Side 13.

Figur 15: Konseptuell modell for Hagadrag akvifer. Grått felt viser nedbørfeltet til Kupatjønn. En bekk renner langs veien fra Kupatjønn og ned mot Herretjønn. På sørsiden av riksveg 36 er det plassert tre imaginære innfiltrasjonsbrønner som representerer infiltrasjon fra nedbørfeltet. Side 16.

Figur 16: Oversiktskart over pumpebrønnene ved Bø kommunes drikkevannsforsyning. Side 25.

Figur 17: Kartet viser høydene på morenelaget slik det er lagt inn i modellen. Morenelaget er interpolert ved bruk av Inverse Distance Weighting. Kartet er prosessert i ArcGIS. Side 27.

Figur 18: Kartet viser omrisset av interpolerte Thiessen Polygon for hydraulisk ledningsevne (K) i det øverste laget i modellen. Hvert polygon har samme verdi som det tilhørende punktet. Side 28.

Figur 19: Thiessen Polygon for hydraulisk ledningsevne (K) i det nederste laget i modellen. Hvert polygon har samme verdi som det tilhørende punktet. Side 29.

Figur 20: Kartet viser polygoner for General Head Boundary - pakken i modellen. Side 30.

Figur 21: Grafen viser forskjell mellom observert head (m.o.h) og kalkulert head (m.o.h) for pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene. Side 31.

Figur 22: Root Mean Square Error (RMSE) av de ulike kalibreringene i MODFLOW. Side 32.

Figur 23: Ekvipotensiallinjer for simulert head (m.o.h) ved pumping av brønn 4 med en pumpekapasitet (Q) på $115\text{m}^3/\text{time}$, med simulerte strømningspiler. Side 33.

Figur 24: Viser hvordan forholdene er rundt pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene ser ut i MODFLOW etter siste simulering. Side 34.

Figur 25: Tverrsnitt av lagene i modellen i MODFLOW. Tverrsnittet viser hvordan moreneryggen ligger plassert i forhold til topp- og bunnlag. Side 35.

Tabell 4: Verdier benyttet for å beregne head verdier til bruk i General Head Boundary Package. Side 23.

Tabell 5: Viser observert head (m.o.h.) i pumpebrønn 4 og de seks tilhørende observasjonsbrønnene mot kalkulert head (m.o.h) fra siste simulering i MODFLOW. Side 31.

Tabell 6: Vannbalanse for hele modellen (m^3/dag). Det er et prosentvis avvik på 1,17 % mellom den mengden vann som tilføres modellen og den mengden som fjernes fra modellen. Side 35.

Vedlegg

Vedlegg 1: Verdier for General Head Boundary

Vedlegg 2: Verdier for hydraulisk ledningsevne i lag 1 i MODFLOW

Vedlegg 3: Verdier for hydraulisk ledningsevne i lag 2 i MODFLOW

Vedlegg 4: Rapport for nedbørfeltet til Kupertjønn fra NEVINA

Vedlegg 5: Kart fra Excel - geodatabasen

Vedlegg 1: Verdier for General Head Boundary

| Polygon | Lekkasjefaktor (C) | Head (m.o.h) |
|----------------|---------------------------|---------------------|
| 1 | $2,05362 \times 10^{-7}$ | 115,02 |
| 2 | $1,7307 \times 10^{-7}$ | 115,44 |
| 3 | $2,7966 \times 10^{-7}$ | 114,86 |
| 4 | $2,5720 \times 10^{-7}$ | 114,78 |
| 5 | $3,04128 \times 10^{-6}$ | 114,78 |
| 6 | $3,36744 \times 10^{-7}$ | 114,76 |
| 7 | $2,97 \times 10^{-6}$ | 114,66 |
| 8 | $4,2 \times 10^{-6}$ | 114,09 |
| 9 | $1,95642 \times 10^{-6}$ | 113,77 |
| 10 | $8,667 \times 10^{-7}$ | 114,78 |
| 11 | $8,2598 \times 10^{-7}$ | 114,78 |

Vedlegg 2: Verdier for hydraulisk ledningsevne i lag 1 i
MODFLOW

| Polygon | K (m³/sek) |
|----------------|------------------------------|
| 0 | 0,000445 |
| 1 | 0,000624 |
| 2 | 0,000649 |
| 3 | 0,00049 |
| 4 | 0,000458 |
| 5 | 0,000466 |
| 6 | 0,000981 |
| 7 | 0,00007 |
| 8 | 0,000883 |
| 9 | 0,00213 |
| 10 | 0,00001 |
| 11 | 0,000428 |
| 12 | 0,000388 |
| 13 | 0,000204 |
| 14 | 0,000125 |
| 15 | 0,000642 |
| 16 | 0,001866 |
| 17 | 0,000613 |
| 18 | 0,00148 |
| 19 | 0,008708 |
| 20 | 0,007794 |
| 22 | 0,003623 |
| 24 | 0,000612 |

Vedlegg 3: Verdier for hydraulisk ledningsevne i lag 2 i
MODFLOW

| Polygon | K (m³/sek) |
|----------------|------------------------------|
| 0 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 1 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 2 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 3 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 4 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 5 | 2,2 x 10 ⁻⁶ |
| 6 | 2 x 10 ⁻⁶ |
| 7 | 2 x 10 ⁻⁶ |
| 8 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 9 | 1 x 10 ⁻⁶ |
| 10 | 1 x 10 ⁻⁶ |

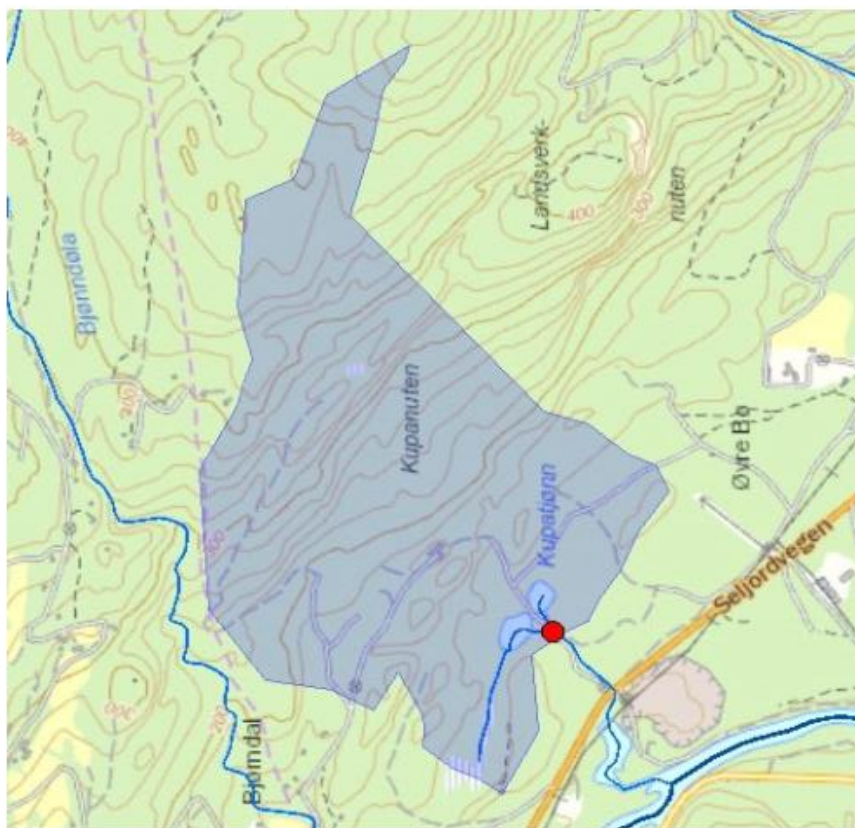
Vedlegg 4: Rapport for nedbørfeltet til Kupa tjønn fra NEVINA

Lavvannskart

Vassdragsnr.: 016.C.A.5
 Kommune: Bo
 Fylke: Telemark
 Vassdrag: Boelva

| Vannføringsindeks, se merknader | | Feltparametere | |
|---------------------------------|-----------------------------|---|---------------------|
| Middel vannføring (61-90) | 10,4 l/(s*km ²) | Areal (A) | 1,0 km ² |
| Alminnelig lavvannføring | 0,2 l/(s*km ²) | Effektivt sjø (S _{eff}) | 0,3 % |
| 5-persentil (hele året) | 0,3 l/(s*km ²) | Elvelengde (E _L) | 0,5 km |
| 5-persentil (1/5-30/9) | 0,1 l/(s*km ²) | Elvegradient (E _G) | 16,8 m/km |
| 5-persentil (1/10-30/4) | 1,8 l/(s*km ²) | Elvegradient ₁₀₈₅ (G ₁₀₈₅) | 9,0 m/km |
| Base flow | 4,5 l/(s*km ²) | Feltlengde(F _L) | 1,5 km |
| BFI | 0,4 | H _{min} | 125 moh. |
| | | H ₁₀ | 136 moh. |
| | | H ₂₀ | 145 moh. |
| | | H ₃₀ | 168 moh. |
| | | H ₄₀ | 185 moh. |
| | | H ₅₀ | 220 moh. |
| | | H ₆₀ | 261 moh. |
| | | H ₇₀ | 315 moh. |
| | | H ₈₀ | 377 moh. |
| | | H ₉₀ | 465 moh. |
| | | H _{max} | 574 moh. |
| | | Bre | 0,0 % |
| | | Dyrket mark | 0,0 % |
| | | Myr | 0,7 % |
| | | Sjø | 0,8 % |
| | | Skog | 98,7 % |
| | | Snaufell | 0,0 % |
| | | Urban | 0,0 % |

1) Verdien er edlert



Norges vassdrags- og energidirektorat



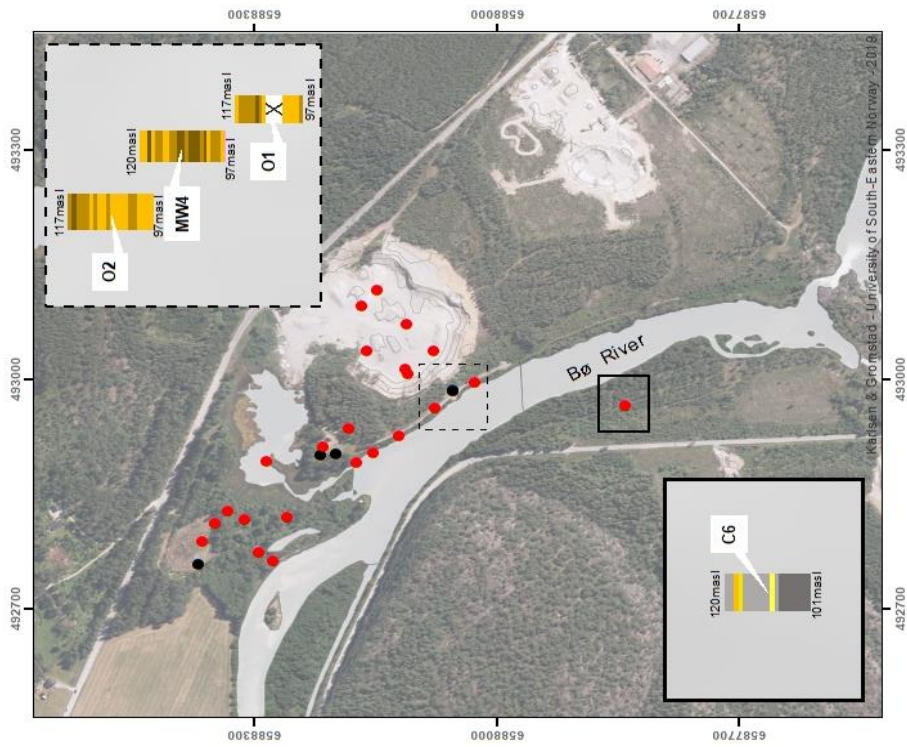
Kartbakgrunn: Statens Kartverk
 Kartdatum: EUREF89 WGS84
 Prosjeksjon: UTM 33N

Nedbørfeltgrenser, feltparametere og vannføringsindekser er automatisk generert og kan inneholde feil. Resultatene må kvalitetssikres.

Det er generelt stor usikkerhet i beregninger av lavvannsindeks. Resultatene bør verifiseres mot egne observasjoner eller sammenlignbare målestasjoner.

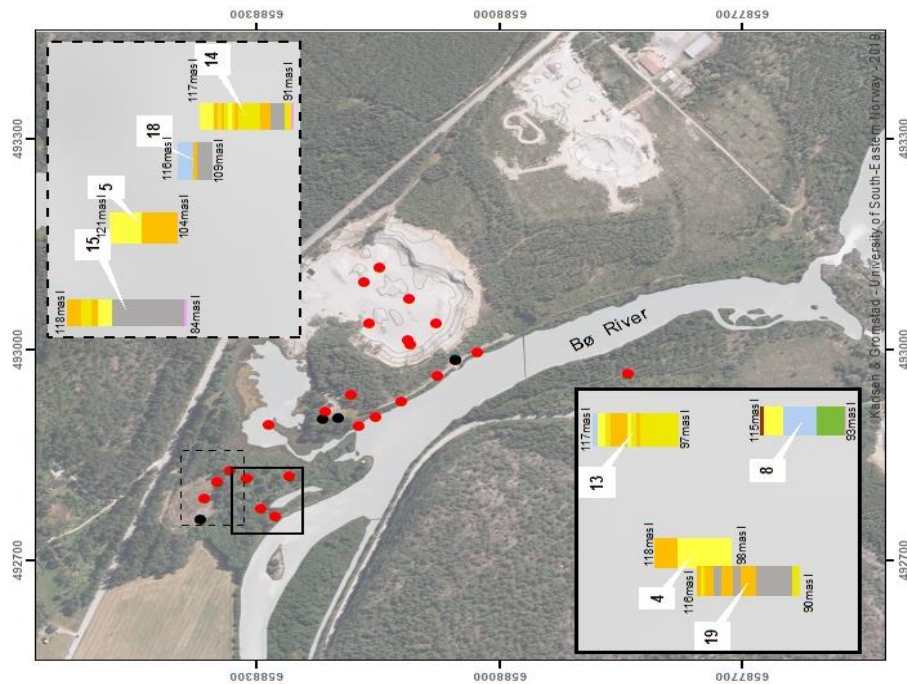
I nedbørfelt med høy breprosent eller stor innsjøprosent vil tørrværsavrenning (baseflow) ha store bidrag fra disse lagringsmagasinene.

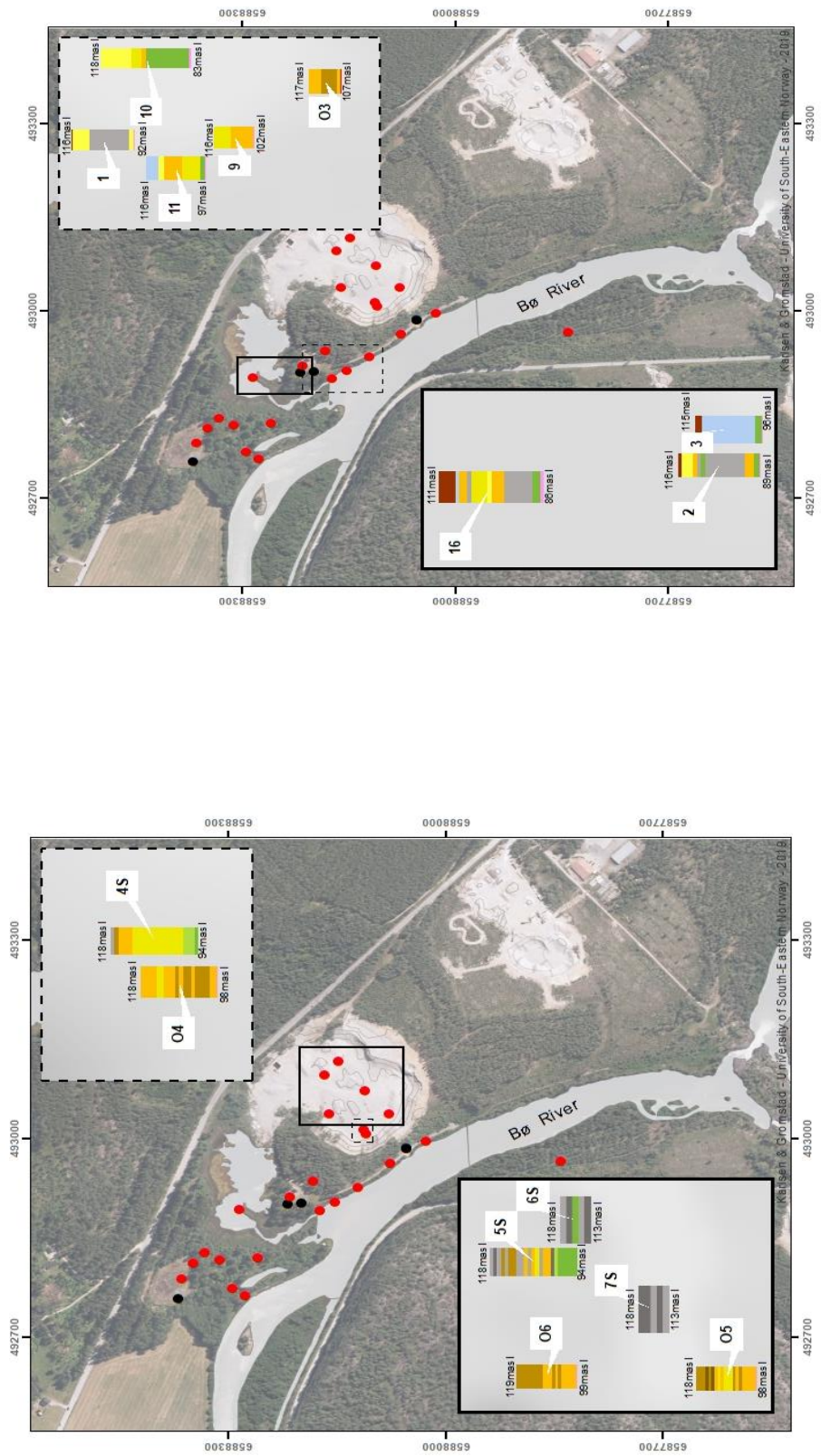
Vedlegg 5: Kart fra Excel - geodatabasen



Tegnforklaring

-  Medium sand
-  Coarse sand
-  Fine gravel
-  Medium gravel
-  Gravel
-  Pebbles
-  Sandy-moraine
-  Diamict
-  Stop/possible bedrock





Tegnforklaring

- Medium sand
- Coarse sand
- Fine gravel
- Medium gravel
- Gravel
- Pebbles
- Sandy-moraine
- Diamict
- Stop/possible bedrock