

Hydrogeologi og karstkorrosjon
i Grønli-Seterakviferen,
Mo i Rana

av

Rannveig Øvrevik

Cand. scient. oppgave
i geologi
studieretning hydrogeologi/miljøgeologi



Geologisk institutt
Universitetet i Bergen
Desember 2002

FORORD

Jeg vil benytte anledningen til å takke alle som har hjulpet meg under dette hovedfagstudiet, først og fremst professor Stein-Erik Lauritzen for utforming av en spennende oppgave og god veiledning. Jeg vil også takke eierne av Grønligrotta og Setergrotta AS for å ha bistått med midler slik at feltarbeidet kunne gjennomføres på en mer komfortabel måte.

Jeg vil takke Sara Skutlaberg og Hilde Hestangen for godt samarbeid gjennom hele studiet. Takk for mange og lange timer sammen i mørket!

Ikke minst en varm takk til Milda Pedersen for å ha åpnet sitt hjem for oss, for mange kaffe kopper og koselige kveldsstunder. Takk til Terje Solbakk og andre grotteentusiaster i Rana for assistanse under feltarbeidet. Takk til Paul Koeniger som har vært en ivrig diskusjonspartner, og som tok den lange reisen fra Sør-Tyskland til Mo i Rana for å være feltassistent.

Jeg vil takke Tor deLange ved Geofysisk Institutt for hjelp med avlesning av DSU. Takk til Norvald Gjelsvik og Jannicke Berge Olsen for lån og hjelp ved bruk av IC.

Jeg vil også takke medstudenter på Geologisk Institutt, spesielt alle på "Jomfruburet" for et godt miljø. Jeg vil takke familie og venner for hjelp og støtte under hovedfagsstudiet. Til slutt vil takke min samboer Helge Skoglund for å ha lest gjennom oppgaven og for å ha vært en god diskusjonspartner gjennom hele studiet.

Bergen, desember 2002

Rannveig Øvrevik

SAMMENDRAG

Nykartlegging av grottesystemet ga en total lengde på 7,6 km (Grønligrotta – 4 100 m, Setergrotta – 3 020 m og Langgrotta-Isrotta - 440 m). (Nye kart finnes som utbrett bakerst i oppgaven, vedlegg A–C.) Den aktive akviferen under de tørrlagte grottene er undersøkt hovedsakelig ved hjelp av to automatiske datalogger stasjoner: en i innløpet og en i kilden, ved analyse av vannprøver og ved kvantitative tracerforsøk med fluorescerende fargestoff.

Grønli-Seterakviferen er et allogent system og vannet tilføres i hovedsak gjennom et stort bekkenedløp. Pøla er en aggradasjonskilde i elvsletta i Røvassdalen, omlag 200 m lavere enn bekkenedløpet. Akviferen er passasjedominert. Gradienten til $\log t/\log Q$ forholdet er for hele akviferen omlag -0,7 noe som indikerer en vados komponent, mens den for nedre del av akviferen ligger over -0,85. Dette er i samsvar med observasjoner som indikerer at den øvre delen er overveiende vados, mens den nedre delen i hovedsak er freatisk. Gjennomsnittlig passasjediameter er i den vadose delen i underkant av 1 m, og i den freatiske delen i overkant av 2 m.

Det statiske volumet er estimert til omlag 6 000 m³, og det aktive passasjevolumet er estimert til 11 000 m³. Størstedelen av volumet utgjøres av freatiske sløyfer i den nedre delen av akviferen, disse er relativt dype og går minst ned til 16 m o.h. som er langt under dalbunnen (ca. 45 m o.h.). Vannstandsendingene i systemet er opp til 11 m.

Vannet i akviferen inneholder lite ioner og har lav konduktivitet, og vannet er aggressivt gjennom hele akviferen. Transportratene for det hydrologiske året 2000/2001 ble estimert til 10 tonn CaCO₃/år. Korrosjonsraten øker med vannføringen og flater ut ved høye vannføringer. Korrosjonsraten beregnet fra transporten av kalsitt er på 0,25 mm/år. Korrosjonsraten bestemt fra metningsindeksen er på 0,64 mm/år. Den største freatiske passasjen i de fossile grottene har en radius på 1,5 m. Med en korrosjonsrate på 0,3 mm/år vil det ta 5 000 år å danne denne passasjen. På grunn av at passasjen er dannet under freatiske forhold må den senest ha vært ferdig dannet for ca. 10 000 år siden. Det gir en minimumsalder på 15 000 år.

INNHALDSFORTEGNELSE

KAPITTEL 1: INNLEDNING	1
1.1 Problemstilling	1
1.2 Generelt om karst og hydrologi	2
1.2.1 Karst, karstprosesser og speleogenese	2
1.2.2 Karsthydrologi	6
1.2.3 Tracerteknikk	9
1.3 Tidligere arbeid i grottene	11
1.4 Hvordan problemstillingen løses	12
KAPITTEL 2: OMRÅDEBESKRIVELSE.....	13
2.1 Geografisk beliggenhet	13
2.2 Klimaforhold	14
2.3 Berggrunnsgeologi	15
2.4 Kvartærgeologi	15
KAPITTEL 3: FELT OG LABORATORIEMETODER.....	19
3.1 Innledning	19
3.2 Grottekartlegging	19
3.3 Saltfortynningsforsøk	20
3.4 Hydrologiske målestasjoner	22
3.4.1 Volumberegning på bakgrunn av kildehydrograf og kjemograf	23
3.4.2 Resesjonsanalyse	24
3.5 Tracer forsøk	26
3.5.1 Kvalitative tracerforsøk med optisk hvitemiddel	26
3.5.2 Kvantitative tracerforsøk med ” <i>Rhodamin WT</i> ”	26
3.5.3 Freatiske og vadose passasjer	27
3.5.4 Beregning av aktivt volum	28
3.5.5 Tracer utbytte	29
3.5.6 Klassifisering av akviferer	30
3.6 Vannprøver og manuelle målinger av hydrologiske parametere i felt	31
3.7 Laboratorieundersøkelser av vannprøver	32
3.7.1 Alkalinitet	32
3.7.2 Ionekromatografi, IC	33
3.7.3 Kjemiske beregninger	34
3.8 Statistiske metoder	34
3.8.1 Korrelasjonsanalyse	34
3.8.2 Regresjonsanalyse	35
3.8.3 t-Test	35
KAPITTEL 4: BESKRIVELSE AV GRØNLI-SETERGROTTESYSTEMET.....	37
4.1 Innledning	37
4.2 Dreneringsområde og bekkenedløp	37
4.3 Grønligrotta	38
4.3.1 De ytre delene av Grønligrotta	38
4.3.2 <i>Labyrinten</i> og <i>Avgrunnen</i>	40
4.3.3 <i>Bekkeslukten</i>	43
4.3.4 <i>Nordvestpassasjene</i>	45

4.4 Langgrotta-Isgrotta	47
4.5 Setergrotta.....	48
4.5.1 De sentrale delene av Setergrotta	48
4.5.2 <i>Sørhallen og Nordhallen</i>	48
4.5.3 <i>Slamgangen, Dammen og Dødsangsten</i>	52
4.5.4 <i>Marmorgangen</i>	52
4.5.5 <i>Elvegangen</i>	54
4.6 Kilder.....	54
4.7 Oppsummering og tolkning	55
4.7.1 Oppsummering Grønligrotta	57
4.7.2 Oppsummering Setergrotta.....	57
4.7.3 Den resente karstakviferen	58

KAPITTEL 5: RESULTATER..... 61

5.1 Innledning.....	61
5.2 Kalibrering av Aanderaa utstyr	61
5.2.1 Temperatursensorer	62
5.2.2 Vannstandssensorer.....	62
5.2.3 Konduktivitetssensorer	64
5.2.4 Avvik ved WTW feltkonduktometer.....	66
5.3 Etablering av vannføringskurver	67
5.3.1 Vannføringskurve for Grønligrotta.....	68
5.3.2 Vannføringskurve for Pøla	73
5.3.3 Feilkilder og usikkerhet.....	78
5.4 Hydrologi.....	79
5.4.1 Beskrivelse og tolkning av hydrografer og kjemografer	80
5.4.2 Volumberegning ved bruk av hydrograf og kjemograf.....	91
5.4.3 Resesjonsanalyse	92
5.5 Tracer resultater	94
5.5.1 Kvalitativt tracerforsøk.....	94
5.5.2 Kvantitative tracerforsøk	95
5.5.3 Freatisk – vados karakter på passasjene	101
5.5.4 Volum beregning	103
5.5.5 Tracerutbytte.....	107
5.5.6 Akvifer struktur	108
5.6 Hydrokjemisk.....	110
5.6.1 Datakvalitet.....	110
5.6.2 Ioneinnhold.....	111
5.6.3 Ionekonsentrasjoner relatert til elektrisk ledningsevne	117
5.6.4 pH	118
5.6.5 pP_{CO_2}	120
5.6.6 Kjemiske likevektsforhold.....	120
5.7 Korrosjonsrater og passasjevekst	123
5.7.1 Transport av kalsitt	124
5.7.2 Korrosjonsrate beregnet fra middelvannføringen.....	127
5.7.3 Korrosjonsrate beregnet fra transport av kalsitt	130
5.7.4 Korrosjonsrate beregnet fra metningsindeksen for kalsitt.....	132

KAPITTEL 6: DISKUSJON	135
6.1 Innledning	135
6.2 Volum	135
6.2.1 Sammenligning med den fossile akviferen.....	137
6.2.2 Passasjediametre	138
6.2.3 Sammenligning med andre akviferer.....	138
6.3 Akviferstruktur og organisering av akviferen	139
6.3.1 Type hulrom og fordeling av volum.....	139
6.3.2 Strømningshastighet	139
6.3.3 Variasjonskoeffisienter for temperatur og konduktivitet.....	140
6.3.4 Vados - freatisk.....	142
6.3.5 Oppbygning av akviferen	143
6.4 Vannkvalitet	145
6.4.1 Hydrokjemiske data.....	145
6.4.2 Total hardhet.....	145
6.4.3 Klassifisering av akviferen etter Hobbs & Smart (1986)	147
6.5 Korrosjonsrater	149
6.5.1 Korrosjonsrater vs. denudasjonsrater	149
6.5.2 Sammenstilling av korrosjonsrater fra dette studiet	149
6.5.3 Andre publiserte data fra Nordland og andre steder.....	151
6.6 Alder	152
6.6.1 Alder beregnet fra volumet av den fossile akviferen.....	152
6.6.2 Alder beregnet fra korrosjonsrater.....	153
 KAPITTEL 7: KONKLUSJON	 157
 REFERANSER	 159
 Vedlegg 1: Oversikt over dataloggerutstyr	 i
Vedlegg 2: Oversikt over feltsesongene	ii
Vedlegg 3: Alle resultater fra dataloggerstasjonene	iii
Vedlegg 4: Standardkurver for ionekromatograf	vii
Vedlegg 5: Resultater fra kjemiske analyser	ix
Vedlegg 6: Resulstater fra "PCWATEQ"	xi
 Vedlegg A: Kart over Grønligrotta	
Vedlegg B: Kart over Grønli-Setergrottesystemet	
Vedlegg C: Kart over Setergrotta	

KAPITTEL 1

INNLEDNING

1.1 Problemstilling

Kalkstein utgjør omlag 1% av Norges berggrunn (Lauritzen, 1991). Forekomstene er størst i det nordlige Nordland og Troms, men mindre områder finnes rundt om i landet, blant annet i Oslofeltet. På verdensbasis utgjør kalkstein omlag 12% av alt tørt, isfritt land, og det er beregnet at omlag 25% av verdens befolkning får vannet sitt helt eller delvis fra karstberggrunn (Ford & Williams, 1989). Selv om det er få i Norge som får vannet sitt fra karstberggrunn, er det interessant å vite mer om tilstanden til karstakviferene.

Det har vært gjort svært få studier av grunnvann i karstakviferer i Norge (og Skandinavia). Øvstedal (1991) har studert Sirijordakarstakvifer ved Mosjøen, Larsen & Laastad (1991) studerte flere karstakviferer i Lavangsmarka ved Evenes og Vasstveit (1996) har gjort et studium av en karstakvifer i Rognan. Alle disse studiene er gjort som hovedfagsoppgaver under veiledning av S. E. Lauritzen. I tillegg finnes det to svenske doktoravhandlinger Helldén (1974) og Engh (1980) der karsthydrologi har vært en del av studiet.

Denne hovedfagsoppgaven er et studium av Grønli-Setergrottas karstakvifer. Dette er en aktiv kvifer som ligger under tørrlagte grotter. Målet er å bestemme kviferens dynamiske og statiske volum, samt kviferens oppbygning og vannkvalitet. På bakgrunn av dette er det forsøkt å beregne hvor fort passasjene utvides i dag, resultatene fra dette studiet er sammenlignet med resultater fra andre karstakviferer.

Nykartlegging av grottene er et basis i studiet, da de eksisterende kartene var laget av ulike grupper og med ulik nøyaktighet. Det har vært et ønske fra eierne av Setergrotta AS og Grønligrotta å få bedre kart over grottene.

Parallelt med dette studiet har Skutlaberg (in prep.) studert den fossile kviferen, som i dag utgjør grottene. Studiet har derfor den styrken at resultatene kan sammenlignes

med data fra den fossile akviferen. I tillegg har Hestangen (in prep.) studert sedimentene i grottene.

1.2 Generelt om karst og hydrologi

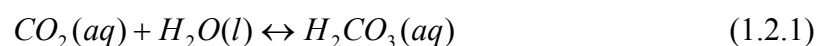
Bakgrunnsstoffet for dette delkapittelet er hentet fra Lauritzen (2000) og Ford & Williams (1989) dersom ikke annet er nevnt. Kapittel 1.2.1 er stort sett hentet fra Lauritzen (2000), mens 1.2.2 og 1.2.3 i hovedsak er basert på Ford & Williams (1989).

1.2.1 Karst, karstprosesser og speleogenese

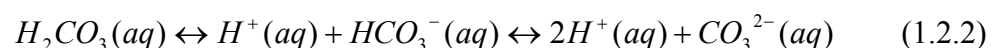
Karst dannes ved at deler av berggrunnen løses opp og transporteres bort, det som er igjen kalles da karstlandskap. Karstlandskap er karakterisert av uregelmessig topografi hvor lukkede forsenkninger (poljer, doliner) er særegne landformer. Mange av disse landformene er dannet ved sammenrasning eller annen massebevegelse ned i underjordiske hulrom. Grotter er integrerte hulrom som effektivt leder grunnvannet fra nedløp til kilde. Karstlandskap har, avhengig av utviklingsgraden, en større eller mindre grad av underjordisk drenering (i motsetning til overflate drenering) (Lauritzen, 1986a).

De vanligste karstbergartene er karbonater som kalkstein og marmor, evaporitter som steinsalt og gips, og silikater som kvartsitt. Karbonater og silikater løses opp gjennom kjemisk prosesser mens det i evaporitter forgår fysisk oppløsning. Karstbergarten i feltområdet er marmor, derfor omtales kun karstprosesser i karbonatbergarter her. De to viktigste karbonatmineralene i marmor er kalsitt, CaCO_3 , og dolomitt, $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$.

Grottepassasjer utvikles blant annet gjennom korrosjon av surt, meteorisk vann. Den viktigste syren er karbonsyre, H_2CO_3 , som dannes ved oppløsning av atmosfærisk CO_2 i vann:

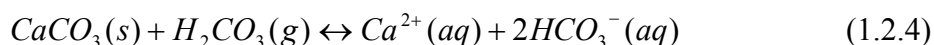
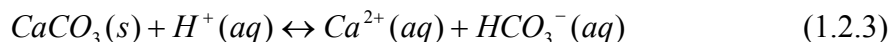


Karbonsyren dissosierer og danner bikarbonat eller hydrogenkarbonat, HCO_3^- , og dersom prosessen går enda lengre dannes karbonat, CO_3^{2-} :

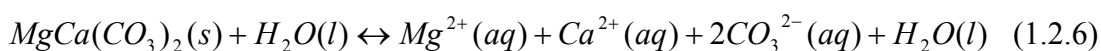


I karst vann ligger som regel pH i intervallet 6 til 9. I dette intervallet dominerer HCO_3^- (aq).

Når vann som inneholder CO_2 kommer i kontakt med kalsitt, foregår det tre ulike kjemiske reaksjoner (Plummer, mfl., 1978):

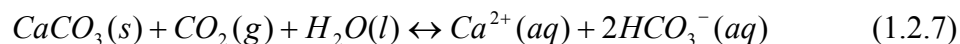


Dolomitt løses i vann på tilsvarende måte:



Dette er likevekter, hvor reaksjonene går begge veier.

Den totale oppløsningen av karbonater, karstifiseringsprosessen, er heterogen og involverer både fast stoff, væske og gass:



Når CO_2 eller andre syrer tilføres systemet, løses kalken opp, den korroderes. På denne måten dannes karstformer og karstlandskap. Når CO_2 forsvinner ut av systemet på grunn av trykkforskjeller (avgassing) eller fordi pH-forholdene endrer seg, felles kalsitt ut. Det dannes da karbonatspeleotemer (som stalaktitter og stalagmitter) eller kalktuff.

Siden korrosjonsprosessen involverer massetransport (av kjemisk oppløst kalkstein), er grottedannelse avhengig av en etablert vannstrøm. Grotter utvikles langs allerede eksisterende sprekker og lagflater (Lauritzen, 1986a). Karbonater flyter allerede ved relativt lave trykk- og temperaturforhold. Dette fører til at den opprinnelige lagningen i bergarten, som er viktig for karstifiseringen av umetamorfe bergarter, forsvinner. Karstutvikling i metamorfe bergarter (som marmor) avhenger med andre ord av bruddtektonikk og tilgang på vann. Sprekkesystemene må være sammenhengende (integreerte) fra innløp til utløp. Avhengig av sprekkenes tetthet og utstrekning, vil

grotteganger danne mer eller mindre dype sløyfer ned under grunnvannsnivå (freatiske sløyfer) (Lauritzen, 1986a).

Til å begynne med dannes grotter som mikroskopiske, sterkt forgrenete kanaler langs sprekkene, såkalte anastomoser. Anastomosene hektes videre sammen til hovedledere som, så snart de er etablert som sammenhengende vannveier, raskt utvikler seg til større grottepassasjer. Innenfor det gitte sprekkemønster utvikler anastomose seg tilfeldig, mens hovedledere velges ut som de mest effektive vannveiene i dette mønsteret.

Hastigheten for korrosjon av kalsitt er gitt ved Plummer, Wigley and Parhursts (1978) (PWP) likning:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{A}{V} [k_1(H^+) + k_2(H_2CO_3) + k_3(H_2O) + k_4(Ca^{2+})(HCO_3^-)] \quad (1.2.8)$$

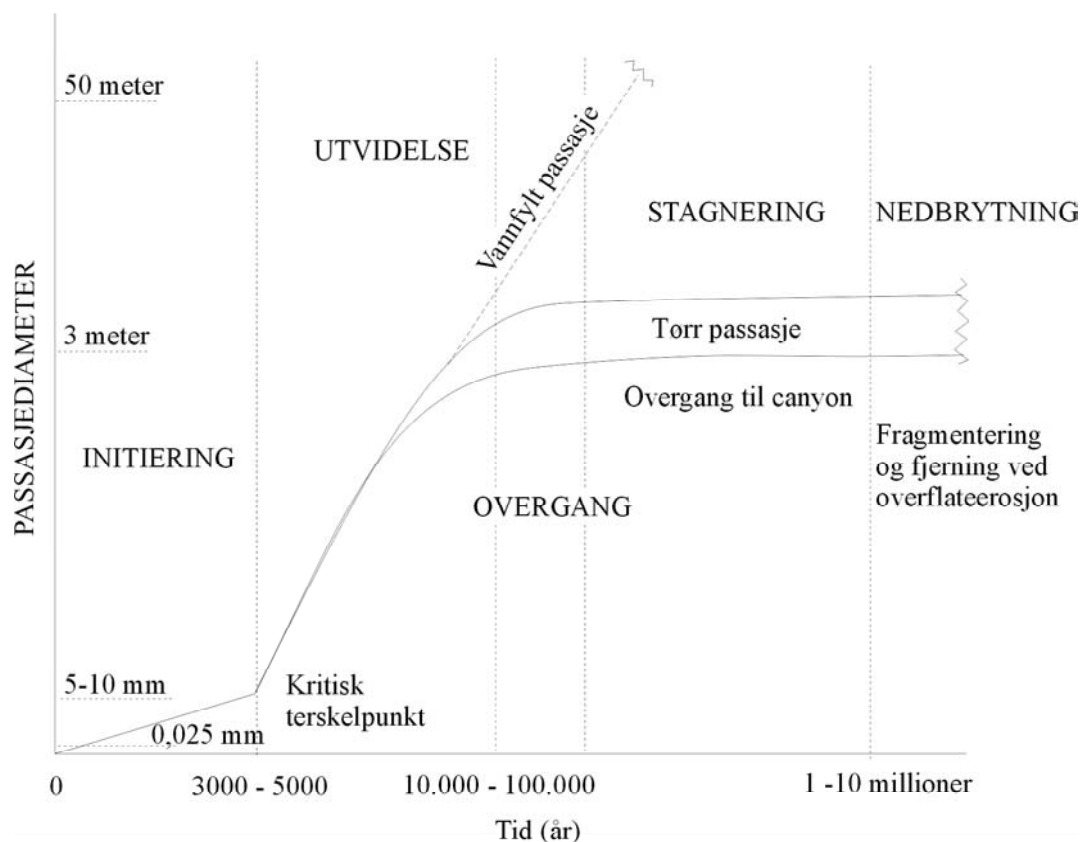
hvor dC/dt er oppløsningsraten for kalsitt uttrykt i $\text{mMol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$, A er arealet av kalsittoverflaten, V er vannfasens volum, k_1 - k_4 er konstanter og $()$ betyr aktiviteten av de respektive kjemiske komponentene. Likningen er beregnet for eksperimentelle data, og gjelder for temperaturer fra 0 til $+60^\circ\text{C}$ og P_{CO_2} fra 0,0 til 1,0 atm.

Ω_C er metningsgraden til kalsitt. Når aggressivt vann, det vil si vann undermettet på CaCO_3 ($\Omega_C < 1$) trenger inn i en sprekk vil oppløsningen først gå raskt. Når vannet nærmer seg metning ($\Omega_C > 0,90$) vil reaksjonen gå mye langsommere. Den avstanden som vannet trenger inn i sprekk før reaksjonsraten synker markant, kalles den effektive penetrasjonsdistansen (EPD).

Dersom et sprekkesystem gjennom en bergmasse er kortere enn EPD, vil aggressivt vann kunne arbeide i hele dets lengde, slik at førsteordens kinetikk gjelder. Sprekkesystemet vil følgelig kunne utvide seg med maksimal hastighet, og vil dermed kunne bli til en grotte.

Den radielle utvidelsen foregår raskt sammenlignet med ekstensjonsraten, det vil si raten for oppløsning når EPD er kortere enn sprekk. Dette er vist på figur 1.2.1. White (1984) kom fram til en ekstensjonsrate på 200 – 300 m på 1000 år, hvilket tilsvarer 3000 – 5000 år pr km. Ford (1980) og Palmer (1984a) mener derimot at ekstensjonsrater på 10.000 til 100.000 år pr km har vært det vanligste for mesteparten av karsthulene som finnes i dag. Den radielle utvidelsesraten kan derimot gi passasjediametre på 1 – 10 m på noen få tusen år, figur 1.2.1. Korrosjonsraten avhenger sterkt av konsentrasjonen av kalsitt i vannet som

entrer systemet. Korrosjonshastigheten avhenger også av vannføringen, men begrenses av vannets CO₂-innhold.



Figur 1.2.1: Ulike stadier i utviklingen av grottepassasjer. Figuren viser at vekstraten øker markant når den kritiske diameteren på omlag 1 cm er overskredet. Etter White (1988).

En grotte defineres ofte som et naturlig hulrom i fjell som er stort nok til at et menneske kan tre inn i det. Denne definisjonen brukes blant annet av UIS (Union Internationale de Spéléologie). Hydrologisk sett kan en derimot definere en karstgrotte som en oppløsningshule større enn 5-15 mm i diameter eller bredde. Dette er den effektivt minste åpningen for turbulent strømning, og kalles ofte en protohule. Protohuler strekker seg fra et innstrømningspunkt eller et utstrømningspunkt og kan forbinde dem, men er fortsatt ikke utvidet til grottedimensjoner.

Initiering av protohuler skjer i det laminære regimet når ekspansjonen er liten og lineær. Tre terskelpunkt krysses ved omtrent samme protohule diameter, ca. 1 cm, dette markerer grensen mellom sprekepermabilitet og passasjepermabilitet, figur 1.2.1. Et *hydraulisk terskelpunkt* passerer når laminær strømning går over til turbulent; et *transporthydraulisk terskelpunkt* passerer når det oppnåes hastigheter som kan frakte uoppløselige rester og klastiske sedimenter; og et *kinetisk terskelpunkt* passerer når passasjevannet blir undermettet (White, 1988).

1.2.2 Karsthydrologi

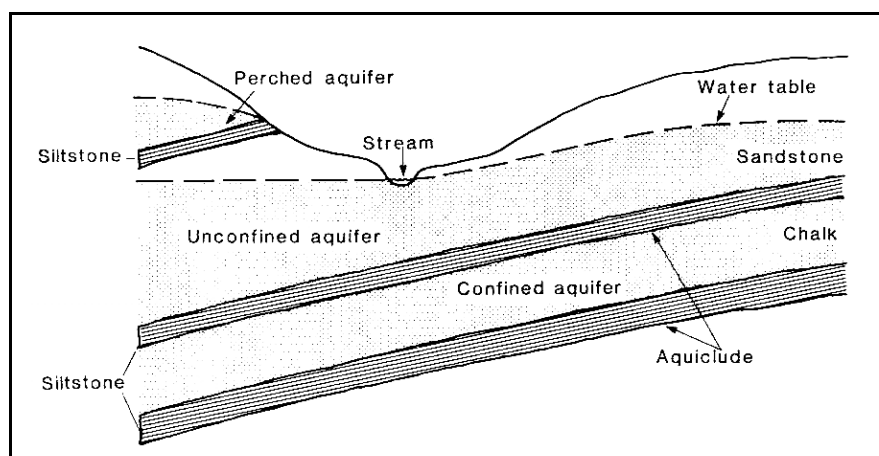
Akviferer

En akvifer er en vannførende geologisk formasjon som er gjennomtrengelig nok til at grunnvann kan utvinnes fra den i anvendbar mengde. Akviferer kan klassifiseres etter hva slags hulrom vannet blir lagret i og transportert gjennom. De tre hovedtypene akviferer er porøs akvifer, sprekkeakvifer og karstakvifer. I tillegg fins det alle mulige kombinasjoner av disse. En karstakvifer kan beskrives som et sammenhengende rørsystem i en mer eller mindre porøs eller oppsprukket matriks.

Akviferer kan også klassifiseres etter hvordan de avgrenses, figur 1.2.2. En åpen akvifer har et fritt grunnvannspeil ved atmosfærisk trykk. En lukket akvifer er begrenset av akvikluder, det vil si relativt impermeable enheter, både over og under. Lukkede akviferer er derfor ofte under hydrostatisk trykk. En hengende akvifer er et grunnvannsmagasin som ligger høyere en det generelle grunnvannsspeilet i området på grunn av en lite permeabel enhet som hindrer vannet i å trenge videre nedover.

En akvifer kan deles i forskjellige soner. Freatisk sone, eller mettet sone, er den delen av akviferen der alle hulrom alltid er vannfylte. Den vadose sonen er umettet og vannet beveger seg nedover mot mettet sone. Mellom disse er det en sone som av og til er mettet, denne kalles epifreatisk sone. Den øverste sonen av en karstbergart er ofte sterkt oppsprukket og oppløst, og kan ha betydelig lagring og transport av vann. Denne sonen kalles den subkutane sone.

Det fins to undertyper av karstakviferer, autogene systemer og allogene systemer. I et autogenetisk system fins det kun karstbergarter i nedslagsfeltet. Imidlertid er det vanligere med mer komplekse geologiske omgivelser, hvor avrenning fra omkringliggende



Figur 1.2.2: Ulike typer av akviferer: Åpen ("unconfined"), lukket ("confined") og hengende ("perched").
Fra Dunne & Leopold (1978).

eller overliggende ikke-karstbergarter drenerer inn i karstakviferer, et såkalt allogent system. Mens autogen tilførsel oftest er diffus gjennom sprekker i karstbergarten, skjer allogent tilførsel normalt gjennom mer konsentrerte tilførselspunkter som bekke- og elvednedløp, også kalt insurgenser. Både vannkjemi og tilførselsvolum er forskjellig i disse to typene av tilførsel. I autogene systemer hvor nedbøren faller rett på karstbergarten, kommer vannet raskt i kjemisk likevekt med de oppløselige komponentene i bergarten og CO₂-reservoaret på stedet. Når allogent vann kommer i kontakt med karstbergarter, har det et stort oppløsningspotensial og angriper bergarten svært effektivt langs kontaktsonen. Dette kalles kontaktkarst.

Passasjemorfologi

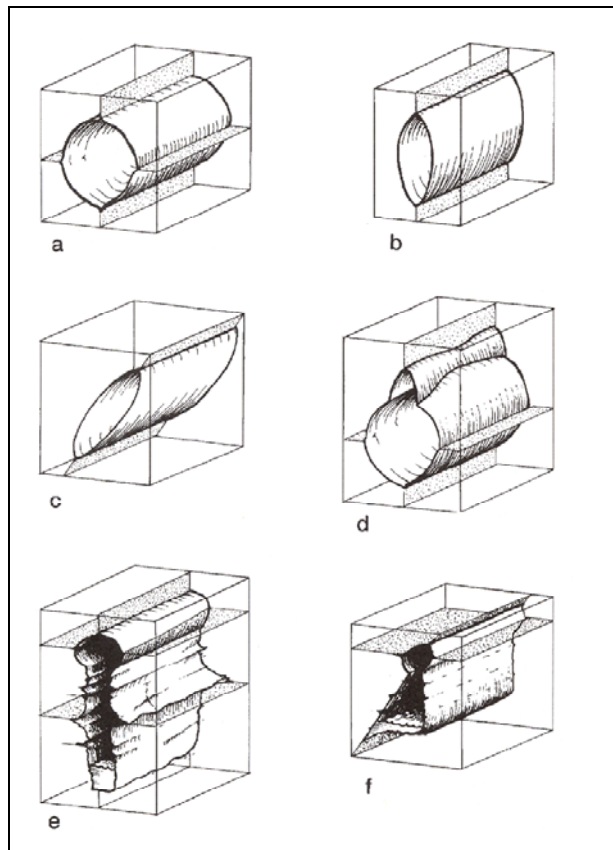
Formen på passasjetverrsnittene bestemmes av forholdene de utvikles under. Passasjemorfologien avhenger også av helning og antall ledespalter (sprekke-, forkastningsplan eller lagning) som passasjene opprinnelig ble dannet langs. Passasjene vil få tilnærmet sirkulært eller elliptisk tverrsnitt dersom de dannes under freatiske forhold, figur 1.2.3.a-c. Avsetning av sedimenter vil beskytte bunnen av passasjen mot korrosjonen. Oppløsningen vil da forgå i taket hvor det kan dannes paragenetiske halvør av ulik størrelse, figur 1.2.3.d.

Freatiske passasjer kalles også trykkledninger. Siden vannet står under trykk, vil det kunne renne både i motbakke og i unnabakke under grunnvannspeilet, i såkalte stige- og synkesegmenter, som kalles freatiske sløyfer. Grotter som består av mange freatiske sløyfer kalles sløyfegrotter.

Når passasjediameteren øker, dreneres akviferen mer effektivt. Dette kan føre til at vannstanden synker og passasjen blir delvis luftfylt, vados. Dette fører til at korrosjonen og erosjonen bare skjer i bunnen av passasjen. Det dannes en vados nedskjæring, canyon. Passasjen får da et karakteristisk nøkkelhullprofil, figur 1.2.3.e & f. Urenheter i marmoren vil gi ulike korrosjonsrater som kan føre til modifikasjoner av passasjemorfologien.

En grotte som er drenert betegnes som fossil, i motsetning til en aktiv grotte der det fortsatt renner vann. En vados invasjonsgrotte dannes ved at en ny bekk invaderer en fossil grotte. Bekken tar i bruk allerede eksisterende grottepassasjer så langt det er hensiktsmessig i forhold til terrengets skråning.

Grottepassasjer med stort tverrsnitt kan modifiseres eller ødelegges av kollaps. Det vil si at blokker løsner, eller tak og vegger raser sammen. Kollaps skyldes ustabilitet i fjellet, og kan opptre ved trykkavlastning som følge av drenering. Andre årsaker kan være



Figur 1.2.3: Passasjemorfologi og geologiske strukturer (representert gjennom prikkede flater). a) er en symmetrisk freatisk passasje utviklet i skjæringen mellom to plan. b og c) er linseformede varianter av freatiske tuber. Ledespalten kontrollerer helningen på profilet. d) er freatiske lommer eller buer utviklet langs ledespalten, hvor vann siver ned og forårsaker blandingskorrosjon. e) er et nøkkelhullprofil. Det representerer skiftet fra freatiske (øvre tube, som i a) til vadose (canyon) forhold. Den vadose canyonen kan utnytte andre sprekker og litologiske forskjeller på sin vei ned gjennom bergmassen. f) er en nøkkelhulls-passasje som er skjev på grunn av en skrå skjær sprekk. Fra Lauritzen & Lundberg (2000).

vados utvidelse av passasjen, jordskjelv og fryse- tineprosesser.

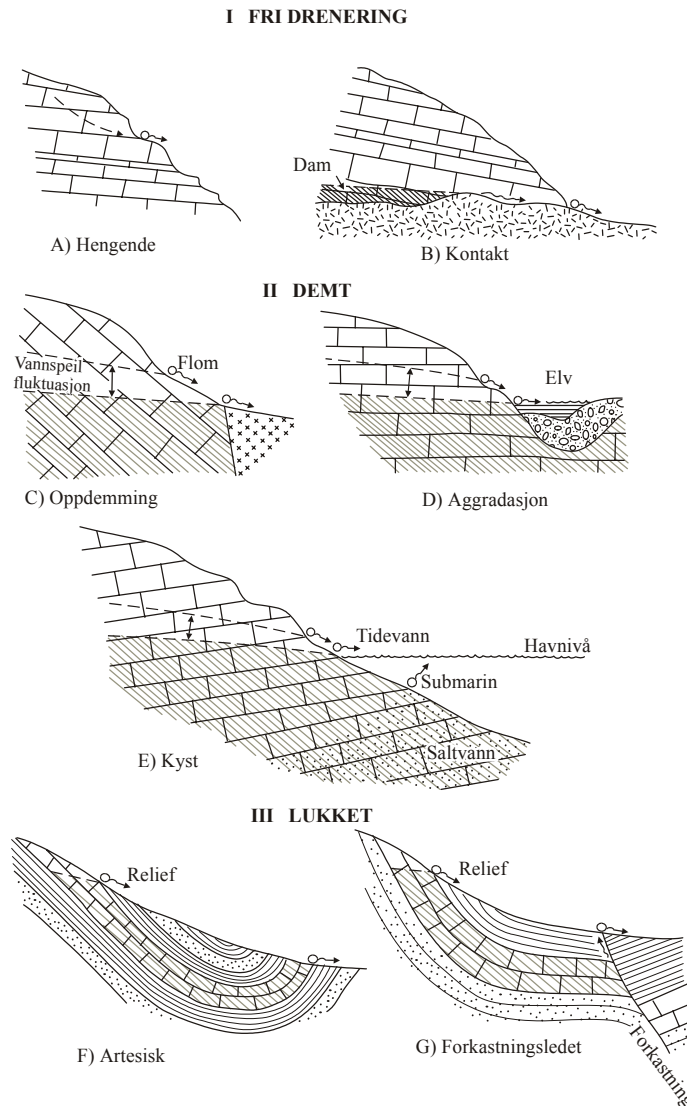
Kilder

En kilde defineres ofte som et sted der grunnvannspeilet møter topografien. Den topografiske og strukturelle konteksten til en kilde avgjør hvordan den influerer akviferen den drenerer. Karstkilder kan klassifiseres etter deres hydrologiske kontrollfunksjon, figur 1.2.4:

i) Frie dreneringskilder: Karstvannet drenerer fritt under innflytelse av tyngdkraften. Systemet er helt eller hovedsakelig vados.

ii) Demte kilder: De er resultat av store barrierer for grunnvannsstrømmingen. Barrieren kan være berggrunn av en annen litologi, aggradasjon av sedimenter, eller saltvann. I alle tilfellene kan midlertidige flomkilder dannes som en respons på høyt grunnvannspeil. Dette er den vanligste typen karstkilder.

iii) Artesiske kilder og forkastningsbestemte kilder drenerer lukkede akviferer. Siden vannet fra lukkede akviferer ofte er under hydrostatisk trykk, er det vanligvis en oppdoming av turbulent, boblende vann i kildedammer av denne typen. Halvlukkede demte kilder kan også oppføre seg på denne måten, spesielt i flomperioder.



Figur 1.2.4: Kildetyper som finnes i karst. Fra Ford & Williams (1989).

En annen måte å klassifiseres kilder på er etter opphavet til vannet (i) eksurgens, dersom vannet er autogent; (ii) resurgens, dersom vannet er allogent; (iii) emergens dersom opphavet til vannet er ukjent. Kilder kan også klassifiseres etter vannføringen: (i) permanent; (ii) periodisk; (iii) rytmisk (flo og fjære); (iv) episodisk.

1.2.3 Tracerteknikk

Vanstracing eller sporing brukes til å bestemme nedbørsfeltets grenser, estimere grunnvannstrømmingens hastighet, bestemme tilstrømningsområdet, beregne aktivt volum av akviferen og identifisere forureningskilder. Tre klasser av tracere er tilgjengelig:

- i) Pulser:
 - naturlige pulser av vannføring, oppløste stoffer eller sedimenter;
 - menneskeskapt pulser;
- ii) Naturlige tracerstoffer:
 - flora og fauna, hovedsakelig mikroorganismer;
 - ioner i løsning;
 - miljøisotoper;
- iii) Kunstige tracerstoffer:
 - radiometrisk målbare substanser;
 - fargestoffer;
 - salter;
 - sporer.

En puls er en tydelig variasjon i vannkvalitet eller -kvantitet. Variasjoner i vannføring over tid kan framtilles grafisk ved en hydrograf, på samme måte som en kjemograf viser kvalitative variasjoner som konduktivitet, pH, temperatur eller lignende i vannet. Ashton (1966) forklarte hvordan strømningsnettverkets geometri kan bestemmes ut fra en kildehydrograf. Det har derimot ikke vist seg mulig å tolke kildehydrografer i så stor detalj og med så stor konfidens som Ashtons teori tilsa.

En flombølge, vannføringspuls, beveger seg som en kinematisk bølge i en åpen vados passasje, og som en trykkpuls gjennom en freatisk passasje. Store kinematiske bølger beveger seg raskere enn små; men enhver kinematisk bølge beveger seg raskere enn vannet selv, spesielt gjennom dammer. Overføring av en trykkpuls gjennom en fylt tube er nesten momentan. Det er derfor nødvendig å skille mellom hydraulisk responstid ("pulse through time") og residenstid ("flow through time") for systemet. Tracerstoffer vil i motsetning til pulser bevege seg med omtrent samme hastighet som vannstrømmen.

En av ulempene med å bruke naturlige tracerstoffer er at de sjelden gir informasjon om spesifikke punkt til punkt-forbindelser. Derfor blir kunstig tracerstoff mye brukt, spesielt for å finne forbindelse mellom nedløp og kilde. For å være brukbare til vanntracing-eksperiment skal et kunstig tracerstoff ikke være giftig. Det må dessuten være mulig å bruke i småkvanta, være kosteffektivt, lett å måle ved svært lave konsentrasjoner og stabilt under eksperimentet.

Kunstige fargetracere er de viktigste og mest suksessfulle karstvantracere som finnes i dag. Fargestoffer er blitt brukt til å spore grunnvann siden slutten av 1800-tallet. Det er gjort store fremskritt i deteksjon av tracer, fra synlige observasjoner, via deteksjon

på aktivt trekull og fram til deteksjon gjennom jevnlig vannprøver eller kontinuerlig fluorometri. Dette har samtidig endret tracing teknikken fra å være en kvalitativ metode avhengig av synlige observasjoner til en halv-kvantitativ metode med løsing av fargestoffet fra det aktive kullet. Jevnlig vannprøvetaking og kontinuerlig fluorometri har gjort tracing med fluorescende fargestoffer til en kvantitativ metode.

Fluorescerende stoffer sender ut lys øyeblikkelig når de blir bestrålt av en ekstern kilde. Den utstrålte eller fluorescerende energien har vanligvis lengre bølglengde enn den som ble absorbert under bestrålingen. Noen naturlige substanser som for eksempel alger og fytoplankton, og industrielt og kommunalt avfall kan også gi fluorescens og dermed danne støy ved vanntracerforsøk.

Smart & Laidlaw (1977) gjorde et studium av en rekke fluorescerende fargetracere. De fant at oransje fargestoffer var bedre enn blå og grønne, fordi naturmiljøene hadde lavere bakgrunnsfluorescens og derfor større sensitivitet. ”*Rhodamin WT*” er en oransje fluorescerende fargetracer og anbefales som et av de stoffene som best tilfredstiller kravene som stilles til kunstige vanntracere (Smart & Laidlaw, 1977; Stanton & Smart, 1981; Turner Designs, 1993).

1.3 Tidligere arbeid i grottene

Grønligrotta ble trolig oppdaget omkring 1750 da folk først bosatte seg i Grønlia (St. Pierre, 1988). O. A. Corneliussen fra Norges Geologiske Undersøkelse i Nordland var den første geologen som besøkte Grønligrotta. Det skjedde i 1874 (Oxaal, 1914). I tida rundt forrige århundreskiftet ble grotta omtalt i en rekke skrifter fra blant annet Turistforeningen og Norges Geologiske Undersøkelse. *Avgrunnen* (se kart vedlegg A) ble første gang besøkt i 1906 av Kaptein Hvorslef (Oxaal, 1914). J. Oxaal (1914) sto for det første norske spesialarbeid om en karsthule. Han beskrev Grønligrotta og kartla den til 1210 m.

Grønligrotta ble gjennom hele det forrige århundret besøkt av en rekke forskere og grotteentusiaster fra både inn- og utland blant annet Horn (1947), Railton (1954) og Corbel (1957). Shirley og David St. Pierre besøkte Grønligrotta en rekke ganger i perioden 1963-1986, og har utgitt en rekke artikler om Grønligrotta. St. Pierre studerte først og fremst morfologi og sedimentologi. På 1960-tallet kartla en engelsk grotteklubb, SWETC (bl.a. St. Pierre), *Bekkeslukten*, og A. Grønlie og E. Haugane kartla andre deler av grotta, noe som ga en ny lengde på 2000 m (St. Pierre, 1988). Grønligrotta har vært en turistattraksjon i omlag 100 år, og er Norges eneste grotte med innlagt lys.

Setergrotta ble trolig oppdaget på 1920- 1930-tallet og ble kartlagt i 1939 av G. Horn (1947) til 1500 m. Horn (1947) inneholder en nærmere beskrivelse av Setergrotta. To engelske grotteekspedisjoner på 1960-tallet kartla tidligere ukjente deler av grotta og økte lengden til 2400 m (St. Pierre & St. Pierre, 1985). Setergrotta har i den senere tid blitt tatt i bruk som turistgrotte.

Langgrotta og Isgrotta ble kartlagt av St. Pierre i 1963 (St. Pierre & St. Pierre, 1966). Dette var et skissekart og i 1978 kartla Grønlie mfl. (Grønlie, 1980) grottene mer nøyaktig. På 60-tallet var det is i de indre delene av Isgrotta slik at det var umulig å komme fra Langgrotta og inn i Isgrotta.

Ratadalsgrotta er den fjerde større grotta som ligger i marmoren ved Grønli. Den er beskrevet i St. Pierre & St. Pierre (1969), og kart er publisert i Grønlie (1980). Ratadalsgrotta er ikke en del av Grønli-Setergrottesystemet.

1.4 Hvordan problemstillingen løses

En ny og grundig undersøkelse av grottesystemet krever et godt kartgrunnlag. Et grottekart er en dokumentasjon av en grottes form og utstrekning i rommet. I tillegg kan det vise grottas innhold; om den består av bart fjell, vann eller sedimenter av ulike slag. Grottekartet er først og fremst en dokumentasjon av grottas identitet og utstrekning; dybde og lengde godtas bare dersom det er dokumentert ved kartlegging (Lauritzen, 2002).

Dette studiet er i hovedsak basert på målinger av hydrologiske parametere fra to automatiske dataloggere, den ene i begynnelsen og den andre i slutten av systemet. Det ble samlet inn hydrologiske data i mer enn ett år. Dette ga informasjon om responsen i systemet og om en eventuell sammenheng mellom ulike parametere.

Saltfortynningsforsøk ble brukt for å bestemme vannføringen. Forsøkene ble utført ved dataloggestasjonene for å kunne konvertere vannstandsdataene fra loggerne til vannføringsdata.

Det ble utført både kvalitative og kvantitative tracerforsøk. Det ble først gjort et kvalitativt forsøk for å avdekke sammenheng i systemet, og for å beregne omtrentlig residenstid. Kvantitative forsøk ble gjort for å beregne det aktive volumet av akviferen og for å kunne si noe om oppbygningen av akviferen og organiseringen av passasjene.

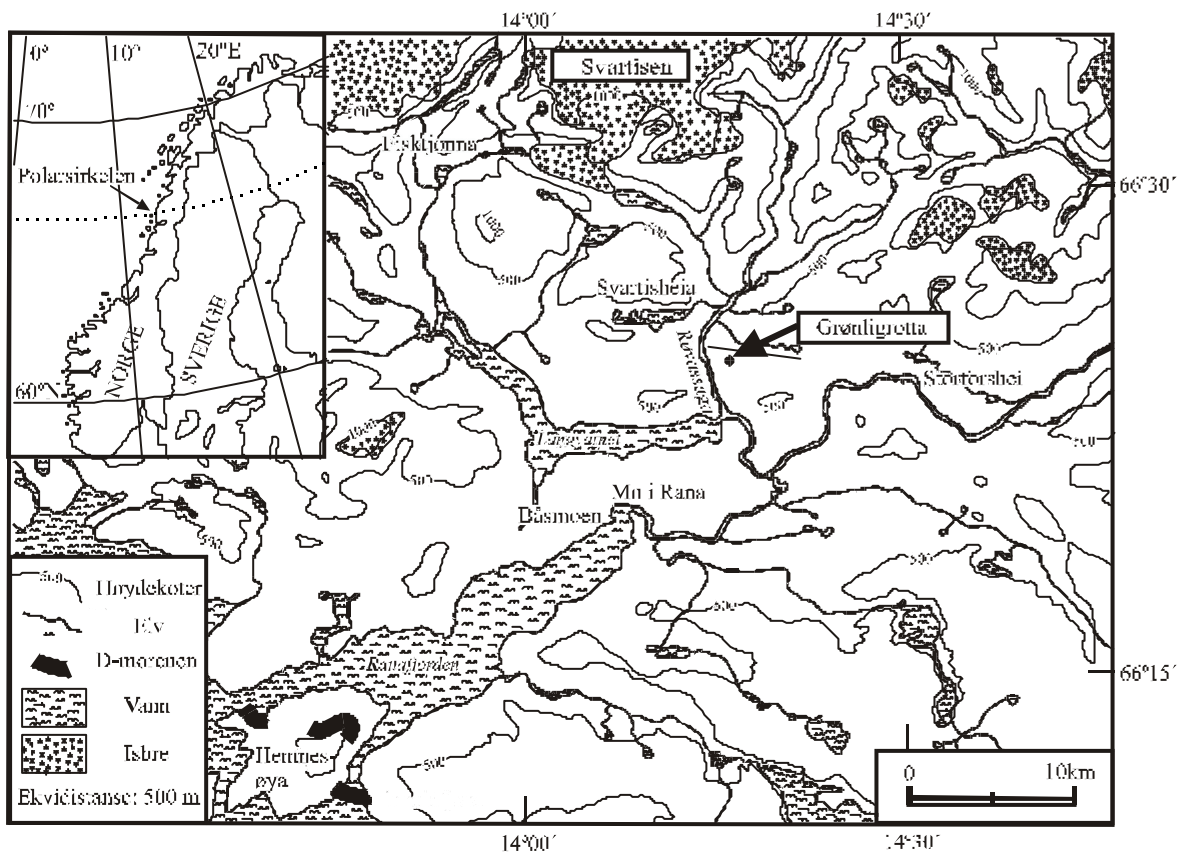
Gjennom analyse av vannprøver har en fått noe informasjon om den kjemiske tilstanden til akviferen. Ved å kombinere resultatene ovenfor har en forsøkt å beregne transport av kalsitt ut av systemet, korrosjonsraten og alder.

KAPITTEL 2

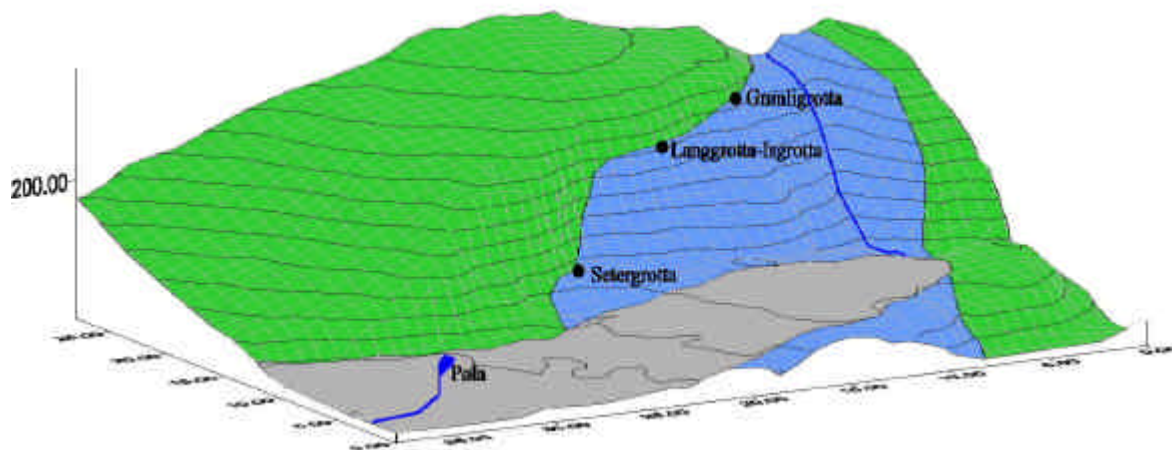
OMRÅDEBESKRIVELSE

2.1 Geografisk beliggenhet

Feltområdet ligger i Rana kommune omlag 10 km nordøst for Mo i Rana, like sør for polarsirkelen, figur 2.1.1. Røvassåga er ei sideelv til Ranelva og drenerer blant annet deler av Østisen (østre del av Svartisen). Røvassåga følger i likhet med Ranelva den nordøst-sørvestlige kaledonske trenden (St. Pierre, 1988). Grønli-Setergrottesystemet ligger i østre dalside til Røvassdalen ved en liten sidedal kalt Ratadalen. Dalbunnen med Røvassåga ligger omtrent 50 m o.h. mens gården Grønli ligger ca. 250 m o.h. Figur 2.1.2 viser grottenes plassering i Grønliflåget.



Figur 2.1.1: Lokalisering av feltområdet. Etter Lauritzen, mfl. (1990).



Figur 2.1.2: Terrengmodell av Grønflåget. Glimmerskifer er vist med grønt, marmor med blått og kvartære avsetninger med grått. Den vertikale skalaen er overdrevet. Modellen er sett mot øst-sørøst.

2.2 Klimaforhold

De lavereliggende områdene i Rana tilhører et subarktisk, oseanisk klima med milde somre og kalde vintre. Temperaturmålinger fra Båsmoen ved Mo i Rana, 40 m o.h. viser at juli er den varmeste måneden med normaltemperatur på 13,0°C, mens januar er den kaldeste måneden med normaltemperatur på -6,0°C. Årsmiddeltemperaturen er 3,0°C. Normal årstemperatur i Grønligrotta ligger trolig noe lavere enn på Båsmoen siden Grønlia ligger 250 m o.h. og et stykke inn i landet. Temperaturen synker med økende høyde med en rate på 0,6°C/100 m (kjent som "lapse rate") (Shaw, 1983). Det betyr at temperaturene i Grønlia er omlag 1,2°C lavere enn på Båsmoen. Det gir en årsmiddeltemperatur i Grønlia på omtrent 1,8°C.

Grønlia har en årlig nedbørnormal på 1680 mm. Dette er noe mindre enn Båsmoen med 1840 mm årlig nedbør, og mye mindre enn på Svartisen noen mil lenger nord, med normal årsnedbør på 4000 mm (Førland mfl., 1993). Mai og juni er med sine 72 mm/mnd, de månedene som vanligvis har minst nedbør i Grønlia. Mens oktober har mest nedbør med 225 mm. Fra november til mars ligger gjennomsnittstemperaturen under 0°C. I løpet av disse 5 månedene faller 50% av nedbøren. Store deler av denne nedbøren kommer med andre ord som snø. (De meteorologiske dataene er innhentet fra Det Norske Meteorologiske Institutt. Dataene fra Båsmoen er basert på serier fra 1991 til 2001, mens nedbørsserien fra Grønlia er basert på målinger fra 1988 til 2001.)

2.3 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen i området er en del av Rødingsfjelldekkekomplekset. Bergartene er antatt å være av senprekambrisk til kambrosilurisk alder og gjennomgikk metamorfose under den kaledonske orogenese (granulitt- til grønnskiferfacies). I de sentrale Kaledonidene resulterte den orogene deformasjonen i en rekke foldefaser og fragmentering i en rekke skyvedekker som ble skjøvet inn over hverandre (Søvegjarto, mfl., 1989). Den generelle kaledonske strøketningen er NØ – SV.

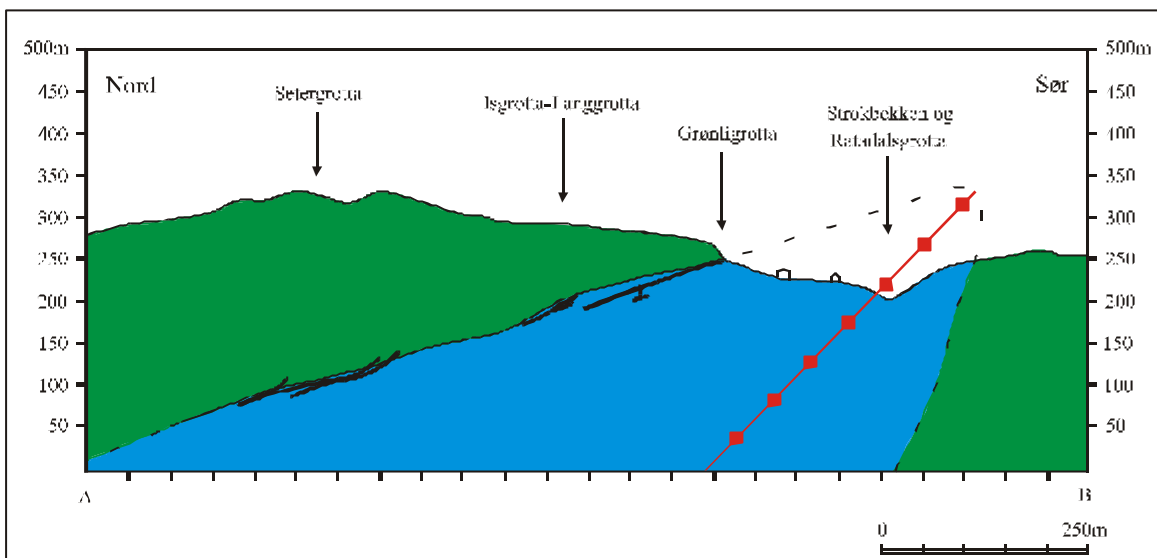
Bergartene ved Grønlia er en del av Dunderlandsformasjonen i Ørtfjellgruppen. Marmoren er både kalsittisk og dolomittisk, med lag av glimmerskifer og granatglimmerskifer både over og under, figur 2.3.1 (Søvegjarto, mfl., 1989). Marmorene er generelt urene og inneholder varierende mengder av magnesitt, tremolitt, aktinolitt, wollastonitt, kvarts og glimmer. De er sammen kjent som den nordnorske glimmerskifererien (St. Pierre, 1988).

Heving og erosjon har eksponert karbonatene som lange, smale marmorbånd med mellomliggende lag av glimmer og kvarts skifre (Lauritzen, 2001). Dette ble av den norske geologen Horn (1937) kalt stripekarst. Stripekarst er en spesiell form for kontaktkarst. Horn introduserte begrepet i sin beskrivelse av norske grotter, og denne geometrien av utgående ("outcrop") er svært vanlig i Norge. I Lauritzen (2001) er det gitt en utvidet definisjon av stripekarst: "Stripekarst er en elongert utgående av en karstbergart som skjærer topografien med en vinkel. Dens lengde/bredde-forhold (γ) er mye større enn 3 og geometrien er fullt utviklet når $\gamma > 30$. Den absolutte bredden er mindre eller lik to ganger penetrasjonsdistansen til allogen kontaktkarstifisering. I de fleste tilfeller er denne maksimalbredden noen hundre meter. Impermeable og uløselige bergarter omgir og isolerer individuelle karststriper og danner akvikluder."

Lagpakken ved Grønlia er del av en stor, hellende, antiklinal foldestruktur, figur 2.3.2 og 2.3.3. Akseplanet faller omlag 45° mot nord, og begge foldesjenklene faller også mot nord. Foldeaksen stuper ca 10° mot øst. Folden har en kjerne av marmor med skifere over.

2.4 Kvartærgeologi

Området ble sterkt påvirket av istidene i pleistocen. Landet ble presset ned under vekten av innlandsisen, og topografien ble endret som en følge av erosjon (St. Pierre, 1988). Skuring



Figur 2.3.2: Vertikalprofil av folden ved Grønliå. Akseplanet til folden er vist med rødt. Glimmerskifer er vist med grønt og marmor med blått. Grottene er projisert inn. Fra Skutlaberg (in prep.).

et senter et sted i Nord-Sverige. Mange av dalene ligger på tvers av denne retningen, derfor var antakelig dalbreene aktive kun i begynnelsen og slutten av de store glasieringene.

Langvatnområdet fikk tilført is fra dalkomplekset Røvassdalen, Blakådalen Svartisdalen og Glomdalen. Alle disse dalene unntatt Røvassdalen fikk istilskudd fra Svartisområdet. Ismassene fra disse nordlige sidedalene hadde relativt liten bevegelsesfrihet fordi de støtte mot isen langs Langvatnet. Alle breene fra de indre distriktene samlet seg i en fjordbre som fylte fjordsenkningen i Rana (og Sjøna) og beveget seg utover mot kysten (Grønlie, 1978).

På figur 2.1.1. er det vist en endemorene på Hemnesøya, omlag 40 km distalt for Grønligrotta. Denne er datert til tidlig Preboreal, D-trinnet, 9500 år BP (Andersen mfl., 1981). Løvlie mfl. (1988) presenterte en sekvens med laminert leire fra *Bjørnehiet* i Grønligrotta. Sekvensen kunne korreleres med "British geomagnetic master curve" mellom 9500 og 8900 år BP. Avsetningen av grotteflomavsetningene begynte under D-trinnet.

En mye brukt modell for rekonstruksjon av breer er (Paterson, 1981; Lauritzen, mfl., 1990):

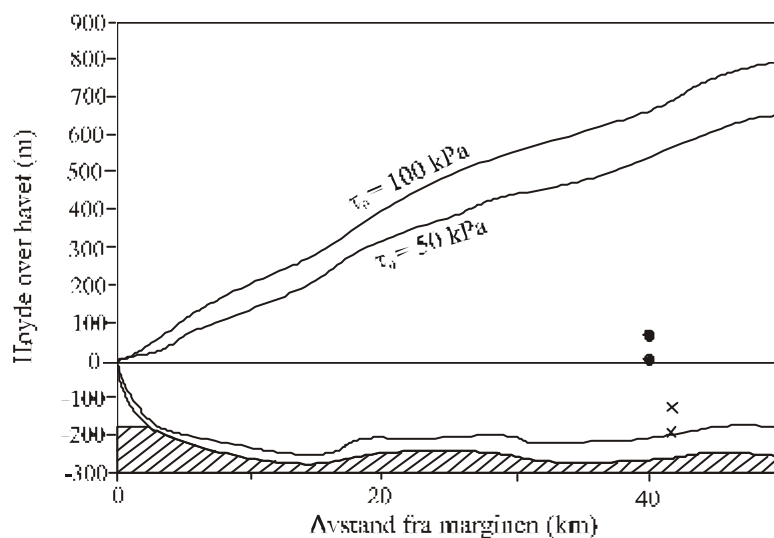
$$H = \left(\frac{2t_0}{dg}\right)^{1/2} L^{1/2} \quad (2.4.1)$$

der H er istykkelsen ved en avstand L fra breeranden, t_0 er basalt skjærstress, d er tettheten til isen og g er tyngdens akselerasjon. For de fleste dalbreer ligger t_0 vanligvis mellom 50

og 150 kPa, middelverdien på 100 kPa anbefales. I figur 2.4.1. er det vist et likevekts breprofil som korresponderer med D-trinnet hvor landoverflaten, og posisjonen til Grønligrotta er korrigert for isostasi (Lauritzen, mfl., 1990).

Modellen antyder at Grønligrotta ville vært dekket av minst 500 til 700 m is under et likevekts breprofil som ender ved D-trinnet morenen på Hemnesøya. Leiresekvensen indikerer også at Grønligrotta var vannfylt på dette tidspunktet. Av figur 2.4.1 ser en at breranden må trekke seg omlag 30 km nordøstover for at breoverflaten skal ligge lavere enn Grønligrotta. Ved Stormoen, i bunnen av Røvassdalen like nord for Pøla (figur 2.3.1), ligger en annen morenerygg. Da breen lå ved denne ryggen, må Grønli-Setergrottesystemet stort sett ha vært vadost. Grønlie (1978) antyder en alder på mellom 9000 og 8800 år for denne ryggen. Den må være eldre en leiresekvensen fra Grønligrotta og derfor trolig nærmere 8800 år. Dette tyder på at Grønli-Setergrottesystemet kan ha vært aktivt under store deler av periodene da dalbreene var aktive.

Da den siste innlandsisen smeltet, steg havnivået og oversvømte landet. Den høyeste marine terrassen i Røvassdalen er 108 m o.h. (St. Pierre, 1988). Ettersom havnivået sank, gravde elvene seg ned i deltaene og yngre terrasser ble bygd ut i lavere nivåer. Pleistocene og resente avsetninger som finnes i området er glasiale sedimenter, morener, og marine, lakustrine og fluviale terrasser.



Figur 2.4.1: Beregnet breoverflate topografi for isutbredelse tilsvarende D-event (9500 år BP). Landoverflaten og posisjonen til Grønligrotta og Setergrotta er korrigert for isostasi. (Profilet er ikke korrigert for konfluens fra sidebreer nedstrøms for grotta, og heller ikke det faktum at dalbunnen ville ha vært betydelig høyere relativt til grottene på grunn av erosjon over de siste 500.000 år. Disse effektene ville ført til at grottene lå lengre nede under breoverflaten.) Skravert område: Dalbunnen. Sirkel og kryss: Plassering av henholdsvis hovedåpningen til Grønligrotta og Resakjelen, dagåpningen til Setergrotta. Etter Lauritzen, mfl. (1990).

KAPITTEL 3

FELT OG LABORATORIEMETODER

3.1 Innledning

Dette kapitlet gir en generell beskrivelse av de metodene som er brukt i felt og på laboratoriet. Det er også gitt litt teori bak undersøkelsene for å gi en bedre forståelse av arbeidet som er utført. I tillegg er det gitt en kort innføring i beregninger og statistiske metoder.

3.2 Grottekartlegging

Grottene kartlegges ved polygondrag, det vil si at en serie rette linjestykker legges etter hverandre gjennom grotta. Den romlige posisjonen til hver kartleggingsstasjon blir definert med to vinkler og en avstand (kompasskurs, inklinasjonsvinkel og lengde) i forhold til forrige stasjon. På denne måten er alle stasjoner definert i forhold til den første stasjonen. Tverrsnittet av passasjen blir målt ved hver kartleggingsstasjon i form av avstander til høyre, venstre, ned og opp. I tillegg registreres grottas innhold. Dette kan være sedimenttype, vann, bart fjell, glimmerskifertak og lignende. Passasjeformen skisseres ved hver kartleggingsstasjon, eller der formen forandrer seg (Lauritzen, 2002). Nykartleggingen av grottene ble gjort i BCRA grad 5C (British Cave Research Association), det vil si at vinklene under kartleggingen leses av til nærmeste grad og avstandene leses av til nærmeste cm (Ellis, 1976).

Kartleggingsutstyret består av Suunto kompass og klinometer, målband og tommestokk. Fotostativ brukes som stasjoner i de større passasjene, fordi det gjør avlesningen av instrumentene enklere og dermed mer nøyaktig. Hjelmer med karbidlykt og ekstra batteridrevet lykt blir brukt som beskyttelse og lyskilde. Magnetisme fra lyktene og andre ting som skrue på fotostativ, briller, klokker og lignende, kan påvirke kompasset. Riktig kompasskurs er også avhengig av at kompassrosen flyter fritt og at instrumentet får tilstrekkelig lys. Feil i kompasskursen er derfor den vanligste feilkilden i grottekartlegging. Den beste måten å korrigere slike feil er ved kartlegging av sløyfer der en kommer tilbake

til en tidligere kartleggingsstasjon.

Feltdataene legges inn i programmet "Grottolf 3.2" som er en Turbo Pascal kode laget av S. E. Lauritzen. "Grottolf 3.2" lager en projeksjon av grotta som kan roteres i alle retninger. Projeksjonene importeres inn i et tegneprogram hvor grottevegger, tverrprofiler og innhold tegnes inn.

3.3 Saltfortynningsforsøk

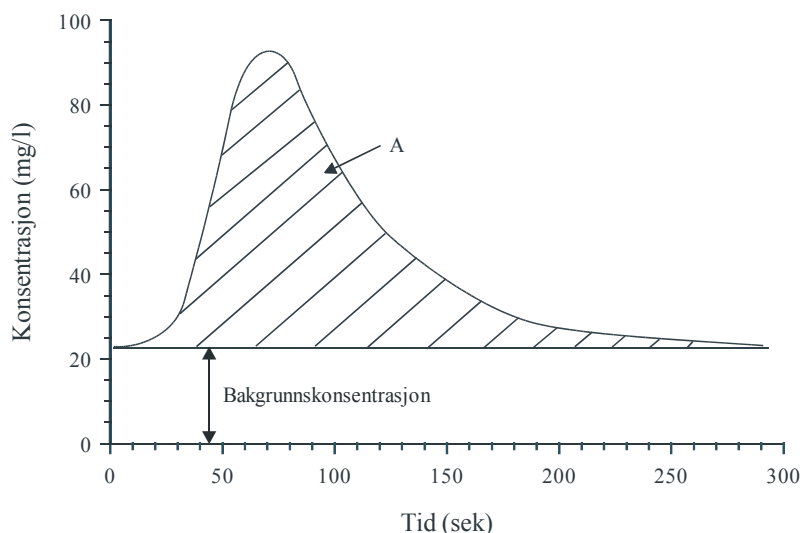
Hensikten med vannføringsmålinger er å kunne bestemme hvor mye vann som passerer gjennom systemet. Dersom en kjenner vannføringen til systemet over tid, gir dette et bilde av responsen i systemet som igjen kan gi informasjon om oppbygningen og lagringskapasiteten til akviferen.

Forutsetningen for at saltfortynningsforsøk skal gi et godt estimat av vannføringen, er at det er god omrøring i vannet. Metoden er derfor mye brukt i fjellbekker og liknende der det er mye turbulens og/eller et ujevnt profil, eller av andre grunner er vanskelig å bruke flottører eller flygel. Flygel og flottører brukes til å måle hastigheten til vannet. Betingelsen for at de to metodene skal gi et godt estimat av vannføringen er at det er en rettlinjert elvestrekning med jevn strøm vinkelrett på måleprofilen, strømningshastighet mellom 0,2 og 2,0 m/s og jevne bunnforhold som gir lite turbulens. De ulike metodene for bestemmelse av vannføring er nærmere beskrevet i Otnes & Ræstad (1971).

Ved saltfortynningsforsøk injiseres en løsning av koksalt, NaCl, i vann på et passende sted i bekken. Saltløsningen fordeler seg jevnt ut i vannet og danner en saltpuls som gir økning i konduktiviteten.

Konduktivitet eller elektrisk ledningsevne, κ , er et mål for innholdet av ioner i en løsning og måles i $\mu\text{S}/\text{cm}$. Konduktiviteten er temperaturavhengig, og de fleste instrumenter gir derfor konduktivitet korrigert til en standard temperatur (20°C). Alt naturlig vann inneholder noe ioner, og det vil derfor være en bakgrunnsverdi når en måler konduktiviteten i en bekk. I bekkevannet er det et konstant forhold mellom konsentrasjonen av løst NaCl og konduktivitet. Konsentrasjonen, C , blir plottet mot tid, t , figur 3.3.1. Arealet av saltpulsen, A , er lik integralet av konsentrasjonen etter tiden t når bakgrunnen, C_b , er trukket fra (Otnes & Ræstad, 1971):

$$A = \int_0^t (C - C_b) dt \quad (3.3.1)$$



Figur 3.3.1: Eksempel på saltfortynningskurve. Det skraverte arealet under kurven tilsvarer saltpulsens.

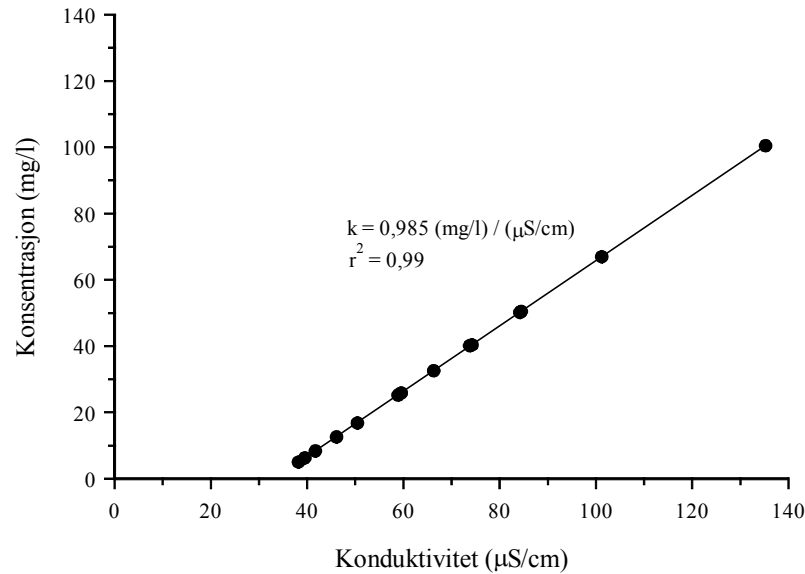
Vannføringen, Q , beregnes ved å dividere massen av tilsatt salt, m_{NaCl} , med arealet (Otnes & Ræstad, 1971):

$$Q = \frac{m_{\text{NaCl}}}{A} \quad (3.3.2)$$

Når C er gitt i mg/l og t i sekunder, får A dimensjonen mg·s/l. m_{NaCl} gies da i enheten mg og vannføringen får dermed dimensjonen l/s.

Forholdet mellom konsentrasjonen av NaCl og konduktiviteten blir uttrykt ved konstanten k . k kan beregnes ved å måle konduktiviteten under fortynning av en løsning av NaCl i vann fra bekken. Konsentrasjonen plottes mot konduktiviteten, og k er stigningskoeffisienten til regresjonslinjen, figur 3.3.2.

Ved relativt laminær strømming med lav hastighet i et jevnt bekkeprofil kan en gjøre et grovt estimat av vannføringen ved bruk av flottører. Vannhastigheten på overflaten av bekken er høyere enn gjennomsnittshastigheten for bekken. For elver med dyp på 1 m anbefales det å multiplisere hastigheten med en faktor på 0,7, mens det ved 6 m dyp anbefales å bruke 0,8 i forhold til hastigheten på overflaten. (Shaw, 1983) Det ble valgt å bruke en faktor på 0,7 til å korrigere vannhastighetene. Når forholdet mellom vannstand og tverrsnittareal er kjent, kan vannstanden måles og arealet beregnes. Vannføringen, Q , estimeres ved å multiplisere tverrsnittarealet, A , med gjennomsnittshastigheten, \bar{v} (Otnes & Ræstad, 1971):



Figur 3.3.2: Konsentrasjon av NaCl plottet mot konduktiviteten i bekkevannet. Figuren viser k beregnet for vannet i Grønli-Seterakviferen.

$$Q = A \cdot \bar{v} \quad (3.3.3)$$

Når A har benevnningen m^2 og v er i enheten m/s , blir Q beregnet i m^3/s .

Parallele målinger av vannstand og vannføring kan plottes mot hverandre i et vannføringsdiagram. Dersom en har vannføringsdiagram ved dataloggestasjonene, vil en kunne konvertere vannstandsdataene fra loggerne til vannføringsdata. En trenger vannføringsdata for et helt hydrologisk år blant annet for å kunne estimere årlig avrenning. Gode vannføringsdata er forutsetningen for en rekke av de analysene som gjøres i akviferen.

3.4 Hydrologiske målestasjoner

Utstyret i de to automatiske dataloggerstasjonene er produsert av Aanderaa Instruments. Oversikt over sensorene som ble brukt er vist i vedlegg 1. Måleintervallet for sensorene er delt inn i 1023 diskrete enheter, heltall, og det logges en verdi, N , mellom 0 og 1023. Sensorene må kalibreres for at N verdiene skal kunne konverteres til reelle verdier for temperatur, konduktivitet, vannstand, etc. Dataloggerne innstiles etter ønsket avlesningsintervall.

Dataene fra lagringsenhetene overføres til en datamaskin. I et regneark kan dataene gjøres om til reelle verdier ved hjelp av kalibreringsformlene. De ulike parametrene plottes

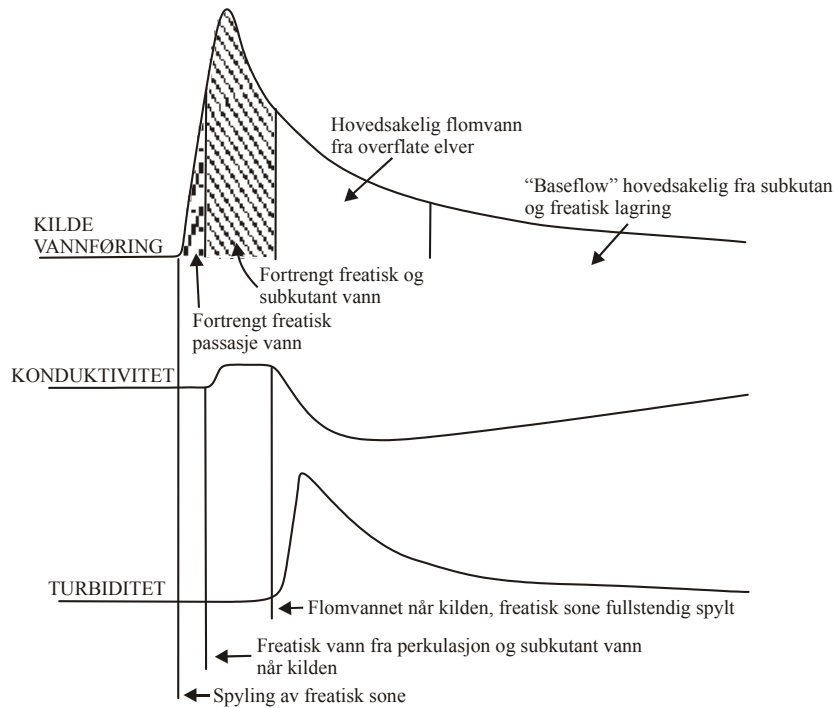
mot tid som hydrografer og kjemografer.

3.4.1 Volumberegning på bakgrunn av kildehydrograf og kjemograf

Formen på en kildehydrograf er en refleksjon av akviferens respons på tilførsel (Ford & Williams, 1989). Fra analyse av hydrografer og kjemografer kan en beregne akviferens lagring av vann i ulike hulrom og hvor raskt akviferen tømmes etter en flom. Dette kan igjen gi informasjon om den strukturelle organiseringen av akviferen. Varigheten og intensiteten av nedbør bidrar til å påvirke formen på kildehydrografen. I tillegg vil akviferparametere som form, størrelse, gradient, litologi og vegetasjon modifisere avrenningsprosessen.

Variasjoner i vannføringen i en kilde er ofte fulgt av endringer i vannkvalitet. Figur 3.4.1 viser at ved flom vil konduktiviteten først øke svakt for deretter å synke til et lavere nivå enn før flommen. Flomvannet har en annen sammensetning, og dette har vært brukt til å beregne volumet av vann i ulike soner av akviferen. Asthon (1966) forklarte økningen i konsentrasjonen av kalsium (Ca^{2+}) og konduktivitet, ved at vann som hadde vært lenge i akviferen ble spylt ut av flomvannet. Senkningen som følger skyldes at flomvannet når kilden. Flomvannet har hatt kort oppholdstid og har derfor lavt innhold av ioner. Arealet under vannføringskurven fra starten av flommen og til konduktiviteten og konsentrasjonen av Ca^{2+} begynner å synke, er et mål på volumet av vann lagret i akviferen blir som presset ut av flomvannet, stempelstrømvolumet. Williams (1983) påpekte at dette volumet ikke bare består av vann fra freatisk sone, men også fra den subkutane sone, figur 3.4.1.

Kiraly (2002) kritiserer måten hydrograf separasjon har blitt gjort på i en rekke tidligere arbeid fordi det ofte har blitt satt likhetstegn mellom "old water" og "base-flow" selv om dette er to totalt forskjellige begrep. "Old water" betegner vann som har vært lenge i akviferen mens "baseflow" betegner vann som tilføres fra et sprekkenettverk med lav permabilitet. Volumet av vann under kildenivå vil ikke påvirke vannføringen i kilden, men vil ha stor innflytelse på variasjonen i konsentrasjonen, det vil si uttynningseffekten. Et større volum under kildenivå vil minske fortynningen og dermed vil "old water" komponenten øke selv om "baseflow" er den samme (Kiraly, 2002). Det er derfor ikke gjort noe forsøk på å estimere volum av ulike soner, men kun det totale volumet som presses ut av flomvannet, stempelstrømvolumet.



Figur 3.4.1: Tolkning av karst kildehydrograf og kjemograf. Etter Williams (1983).

3.4.2 Resesjonsanalyse

Under en flomsyklus vil akviferens lagringsvolum først fylles, for deretter å tømmes langsomt. Resesjonsanalyse er en analyse av vannføringskurvens forløp etter en flom. Formen og hastigheten på resesjonen gir signifikant informasjon om akviferens lagringskapasitet og struktur (Ford & Williams, 1989). Kvantitativ analyse av hydrografresesjoner bygger på Maillet (1905) der han foreslo at vannføringen i en kilde er en funksjon av volumet av lagret vann. Han beskrev resesjonen på følgende måte:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (3.4.1)$$

der Q_t er vannføringen (m^3/s) ved gitt tidspunkt (når vannføringen er nede i lav vannføring); Q_0 er vannføringen ved begynnelsen av resesjonen, dvs. maksimal vannføring i en flom; α er resesjonskoeffisienten (benevning $1/t$); og t er tiden i døgn.

Dersom denne kurven plottes semilogaritmisk, gir den en eller flere lineære segmenter med stigningstall $-\alpha$ (Maillet, 1905):

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0,4343\alpha t \quad (3.4.2)$$

Ved å omorganisere likningen kan resesjonskoeffisienten bestemmes. α er et uttrykk for hvor raskt akviferen tømmes og er et resultat av effektiv porøsitet og transmissivitet i den vannbærende enheten. α må sammenlignes med resesjonskoeffisienter fra andre akviferer der strømningsmønsteret er kjent.

$t_{1/2}$ er halveringstiden til vannføringen og defineres som den tiden det tar for Q_0 å halveres:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\alpha} \quad (3.4.3)$$

Dersom α er stor og $t_{1/2}$ er liten, er resesjonen bratt, noe som indikerer rask drenering av passasjene og liten lagring. Dersom α er liten og $t_{1/2}$ er stor, indikerer det stor lagringskapasitet og motstand mot utstrømning som tyder på at akviferen består av et omfattende pore- og sprekknettverk.

Volum av vann i lagring over nivået til en kilde kalles det dynamiske volumet, V . Dette kan beregnes ved å integrere likning 3.4.1 fra tiden 0 til tiden t når kilden har nådd lav vannføring (Mangin, 1975):

$$V_t = \int_0^t Q_0 e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha} c(1 - e^{-\alpha t}) \quad (3.4.4)$$

der $c = 86\,400$ s/døgn når α er i døgn og Q_0 i m^3/s . Dette er arealet under vannføringskurven (plottet mot tid) fra toppen av flommen og til vannføringen er tilbake til lav vannføring.

Resesjonsanalyse har den svakheten at den forutsetter at en har fullstendig kontroll med hvor mye vann som tilføres under resesjonen. Midlertidig lagring av overflate vann i myrer og tjern begrenser bruken av metoden fordi det fører til at akviferen tilføres vann over et lengre tidsrom. Metoden er også avhengig av at resesjonen kan foregå uforstyrret mot lavvannsføring og at flommene dermed ikke kommer for tett.

3.5 Tracer forsøk

3.5.1 Kvalitative tracerforsøk med optisk hvitemiddel

Optisk hvitemiddel er et fluorescerende fargestoff som ved optisk eksitasjon sender ut lysstråling i det blå spekteret. Prøvetakingsmetoder for optiske hvitemidler er blant annet utviklet av Glover (1972) og diskutert av Smart (1976).

"*Photin CU*" (1 liter) injiseres i bekkenedløpet. Deteksjonspalter av ubleket bomull innpakket i netting legges ut i bekken på ulike steder. Putene som inneholder optisk hvitemiddel, fluorescerer med blå farge i ultrafiolett lys.

De største ulempene med bruk av optiske hvitemidler er at de raskt mister fargen i sollys, og at de er umulig å skille fra andre hvitemiddel som finnes blant annet i vaskemidler. På den annen side har optiske hvitemidler fordelen at de er fargeløse i løsning og er mindre giftige enn alle andre fargestoffer som brukes i vanntracing (Ford & Williams, 1989).

3.5.2 Kvantitative tracerforsøk med "*Rhodamin WT*"

"*Rhodamin WT*" er et sterkt fluorescerende materiale som absorberer grønt lys og sender ut rødt lys. Svært få forbindelser i naturen har denne egenskapen, derfor er interferens med annet materiale sjelden. Dette gjør "*Rhodamin WT*" til en svært nøyaktig tracer (Turner Designs, 1993).

Deteksjon kan gjøres ved vannprøvetaking. Vannprøvetakeren som ble brukt, er av typen "Portable discrete sampler" modell S-4040 produsert av Manning Technologies, Inc., og drives av et 12-volts bilbatteri. Det ble tatt vannprøver en gang i timen.

Vannprøvene analyseres med et Turner Designs feltfluorometer modell 10-AU-005 med filter. Fluorometeret sender grønt lys gjennom prøvene og måler utstrålingen av rødt lys. Mengden av rødt lys som sendes ut er direkte proporsjonal med konsentrasjonen av fargestoff opp til ca. 100 ppb (100 µg/l) (Turner Designs, 1993).

Praktiske vanskeligheter med tracerforsøk

Tracerstoffet må behandles med forsiktighet for at forsøket skal bli vellykket. Det er viktig å unngå forurensning av prøvene, for eksempel ved å få tracerstoff på hendene da stoffet blir sittende lenge i huden. Dersom det er rester av tracerstoff igjen i beholderen etter

injeksjonen, vil det føre til at utbyttet blir for lite. Tilstrekkelig mengde tracer må injiseres, og alt tracerstoffet må injiseres på en gang. Fluorometeret må også være nøyaktig kalibrert.

For å få gode resultater er en avhengig av gode vannføringsmålinger på deteksjonsstedet. Dessuten må en ha tilstrekkelig målefrekvens slik at gjennombruddskurven blir veldefinert. Måleperioden må være lang nok til at alt tracerstoffet blir vasket ut av akviferen og totalt utbytte kan beregnes.

3.5.3 Freatiske og vadose passasjer

En serie med tracerforsøk utført ved varierende vannføringer kan gi informasjon om akviferens karakter. En vados passasje kan sammenlignes med et elveløp. Når vannføringen øker, øker vannstanden og dermed også volumet. En freatisk passasje derimot har et konstant volum uavhengig av vannføringen. Ut fra dette kan en forutsi at vadose passasjer vil ha et annet forhold mellom vannføring og residenstid enn freatiske passasjer. (Med residenstid menes den tiden tracermassen bruker fra injeksjonsted til deteksjonssted. Det kan enten være gjennombruddstiden – tiden til første ankomst av tracer ("breakthrough time"), topptiden – tiden det tar til høyeste målt konsentrasjon ("peak time"), eller middel tracer residenstid – den tiden det tar før 50% av tracermassen har passert deteksjonsstedet.)

I vadose passasjer blir en økning i vannføring tilpasset gjennom en økning i både tverrsnittsareal og hastighet. I overflate elver har en funnet at hastighetsøkningen står for 1/3 mens økningen i dyp og bredde står for 2/3 av den totale økningen i vannføringen (Leopold & Maddock, 1953). Imidlertid har en i faste kanaler funnet at hastighet står for 2/3 av vannføringsøkningen (Smart, 1981). Dersom bekken har høy gradient, vil antakelig økning i hastighet utgjøre en større del av den totale vannføringsøkningen. Selv om residenstiden normalt vil bli kortere når vannføringen i kilden øker, vil endringene bli mindre framtrædende enn i et freatisk system. Tiden kan faktisk bli lengre dersom doubling av vannføringen fører til mer enn en fordobling av volumet (Stanton & Smart, 1981). Den karakteristiske formen på en vados sammenheng vil være en gradient på mellom -0,3 og -1.

Dersom et dobbeltlogaritmisk plott av vannføring mot residenstid gir en gradient nær -1, uttrykker det et invers proporsjonalt forhold typisk for vannledere og totalt vannfylte passasjer. Nærhet for de enkelte punktene til den rette linjen (en korrelasjonskoeffisient nær 1) er et mål for enkelheten i den hydrauliske forbindelsen (Stanton & Smart, 1981). Det kan antas at Q-t forholdet for en enkel, underjordisk,

hydraulisk forbindelse kan plottes som beste tilpasning til en rett linje, som vil ha en unik gradient og lengde. Lengden avgrenses av maksimal flomkapasitet og tørke i nedløpet. Mer komplekse systemer vil representeres av sammenhengende rette linjer av varierende lengde og gradient. Dersom systemet forandrer karakter fra vados til freatisk, eller omvendt, vil dette gi utslag i grafer med knekkpunkt, figur 3.5.1.

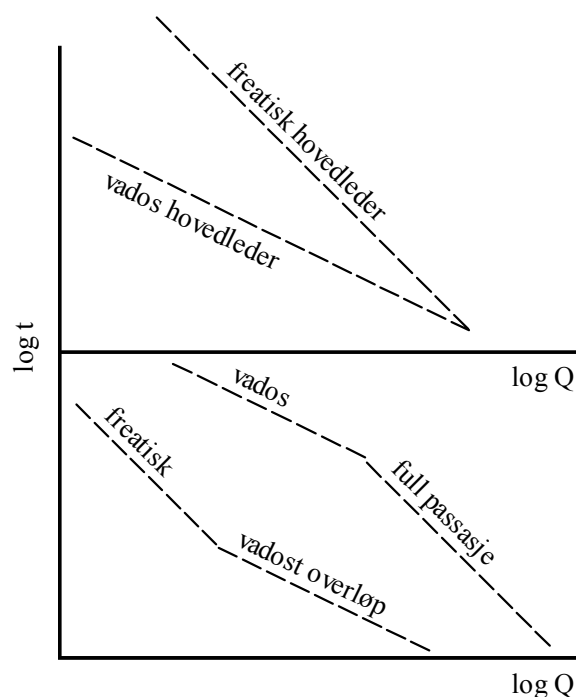
3.5.4 Beregning av aktivt volum

Kvantitativ vanntracing gir mulighet til å beregne det aktive vannvolumet mellom injeksjonspunktet og deteksjonspunktet. Det maksimale volumet beregnes ved å integrere vannføringen, Q , over tid (Atkinson mfl., 1973):

$$V = \int_0^{\bar{t}} Q dt \quad (3.5.1)$$

V får enheten m^3 , når Q er i m^3/s og t har enheten s. Dersom en bruker middelvannføringen under tracerforsøket kan det aktive volumet estimeres etter følgende formel (Field, 1999):

$$V = \bar{Q} \cdot \bar{t} \quad (3.5.2)$$



Figur 3.5.1: Residenstid og vannføring for ulike typer av passasjer. Etter Lauritzen (1986a).

\bar{t} er middel tracer residenstid og kan beregnes etter følgende formel (Field, 1999):

$$\bar{t} = \frac{\int_0^{\infty} tC(t)Q(t)dt}{\int_0^{\infty} C(t)Q(t)dt} \quad (3.5.3)$$

Tverrsnittarealet for passasjene kan beregnes dersom en kjenner volumet og avstanden, x , mellom injeksjons- og deteksjonssted. En rettlinjet avstand for karst ledere er urealistisk og bør derfor korrigeres for svinger og buktninger (Worthington, 1991; Field & Nash, 1997):

$$x_s = 1,5x \quad (3.5.4)$$

Tverrsnittarealet kan da beregnes (Field, 1999):

$$A = \frac{V}{x_s} \quad (3.5.5)$$

Dersom en antar at passasjen er sylindrisk, er det mulig å estimere passasje diameteren, d :

$$d = 2\sqrt{\frac{A}{\pi}} \quad (3.5.6)$$

Radius til passasjen er halvparten av diameteren.

Middel tracer hastighet kan beregnes ved å dividere avstanden mellom injeksjonssted og deteksjonssted med middel tracer residenstid (Field, 1999):

$$\bar{v} = \frac{x_s}{\bar{t}} \quad (3.5.7)$$

3.5.5 Tracerutbytte

Tracerutbyttet gir informasjon om hvor stor dispersjon det er inn i passive anneksvolum og/eller diversjon mot andre kilder. Når vannføringen er kjent, kan utbyttet fra tracerforsøkene beregnes ut fra formelen (Smart mfl., 1986):

$$U = \int_0^t Q \cdot C \cdot dt \quad (3.5.8)$$

der Q er vannføringen i kilden i l/s, C er konsentrasjonen av tracer i mg/l, t er tiden i sekund som gir utbyttet, U , i mg. Det vanligste er å gi tracerutbyttet i prosent:

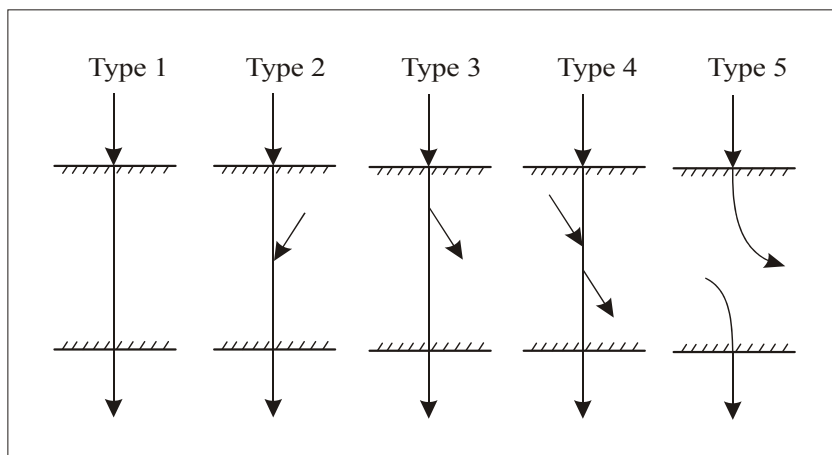
$$U\% = \frac{m_u}{m_i} \cdot 100\% \quad (3.5.9)$$

der m_u er masse utbytte i g og m_i er tracermasse injisert i g.

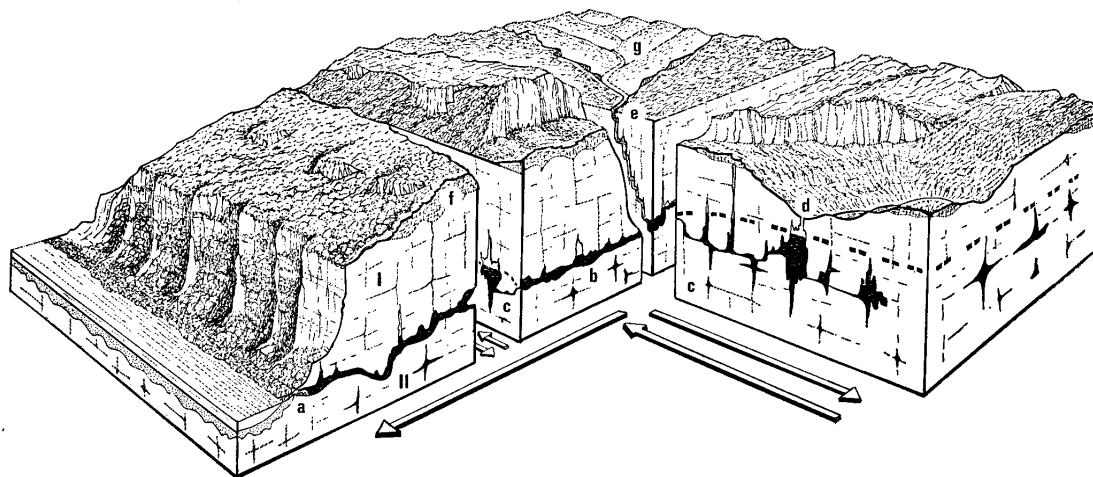
3.5.6 Klassifisering av akviferer

Brown mfl. (1969) laget et klassifikasjonssystem for forskjellige typer av strømningsnettverk i karstakviferer basert på vannføring- og tracerbudsjett. Dersom Q = vannføring ved injeksjonstedet, q = vannføring i kilden, D = injisert tracermasse og d = utbytte av tracermasse i kilden, er det mulig å bestemme hvilken type strømningsnettverk akviferen består av, figur 3.5.2:

- $d = D$ og $q = Q$ indikerer type 1.
- $d = D$ og $q > Q$ indikerer type 2.
- $d < D$ og $q/Q = d/D$ indikerer type 3.
- $d < D$ og $q/Q \neq d/D$ indikerer type 4.
- $d = 0$ indikerer type 5.



Figur 3.5.2: Browns kriterier for ulike typer av strømningsnettverk. Fra Brown mfl. (1969).



Figur 3.5.3: Underjordisk drenering i et karstlandskap. Nedløp “e” drenerer til kilden “a” langs vannleder “b”. På veien mellom nedløp og kilde tapes vann inn i det passive annekset “c” som er et ”système annexes”. Fra Mangin (1975).

I Field (1999) opereres det i tillegg med akvifer strukturer av type 6 og 7. Disse typene er egentlig undertyper av de 5 første akvifer typene og derfor ikke tatt med i den videre diskusjonen. Det er nettverk hvor det enten finnes betydelig mengde grunnvann i lagring, eller hvor et separat karst undersystem er forbundet med hovedsystemet, figur 3.5.3. ”Système annexes” er hulrom som fylles med vann under flom og som avgir vann i perioder med lav vannføring. Dette passive passasjer som har betydelig lagringskapasitet.

3.6 Vannprøver og manuelle målinger av hydrologiske parametere i felt

Ved vannprøvetaking skylles flaskene og korkene 3 ganger før prøvene blir tatt. Korken skrues på under vann, for å hindre at det kommer luft i vannprøvene.

Konduktivitet og temperatur måles i bekken samtidig med at vannprøvene blir tatt. Ideelt sett burde alle analyser gjøres i felt for at ikke transport og lagring skal påvirke prøven. Metodene for bestemmelse av konsentrasjon av ulike ioner vil derimot ikke gi gode nok resultater i felt, og bestemmes derfor på laboratoriet.

pH måles med pH-meter i feltlaboratoriet, og det kalibreres med buffere med pH 7 og 10 fordi pH i karst vann som regel ligger i dette intervallet. Avlesning skjer etter omlag 2 minutter når verdien stabiliserer seg. pH målinger kan avvike dersom vannprøver utsettes for luft eller ved lengre tids lagring.

3.7 Laboratorieundersøkelser av vannprøver

Måling av pH og konduktivitet er beskrevet i kapittel 3.6, og prosedyren på laboratoriet er helt tilsvarende de metodene som ble brukt i felt. Konsentrasjonen av hydrogenion, H^+ , ble bestemt ut fra målingene av pH:

$$[H^+] = 10^{-pH} \quad (3.7.1)$$

3.7.1 Alkalinitet

Alkalinitet, $[Alk]$, betegner summen av konsentrasjonene av alle komponenter som kan nøytralisere tilsatt av sterk syre (Lauritzen, 2000). I karbonatsystemet er dette:

$$[Alk] = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] - [H^+] + [A^-] \quad (3.7.2)$$

hvor $[A^-]$ betegner anionet av andre svake syrer. I naturlig karst vann ligger pH i området 7-9 hvor bikarbonat dominerer, og $[Alk] \approx [HCO_3^-]$ (Ford & Williams, 1989).

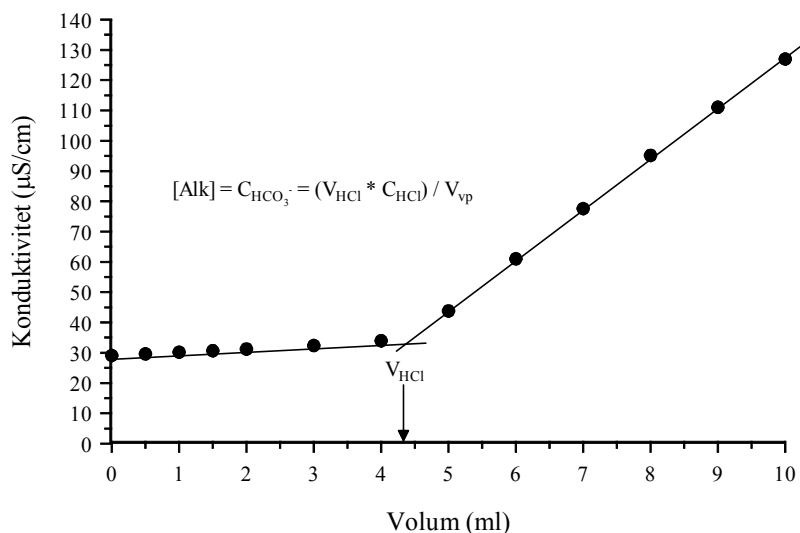
Alkaliniteten beregnes ved titrering mot fortynnet saltsyre, 0,005 M HCl. På grunn av lav konduktivitet i vannprøvene blir det brukt konduktimetrisk metode, som er svært følsom. Alkaliniteten bestemmes med Granfunksjon.

Konduktiviteten plottes som funksjon av tilsatt volum HCl, figur 3.7.1. Det legges inn to regresjonslinjer; en der konduktiviteten stiger langsomt og en der den stiger raskt. I skjæringspunktet mellom de to linjene er volumet av tilsatt HCl kjent. Alkaliniteten $[Alk]$ beregnes fra følgende formel:

$$[Alk] = C_{vp} = \frac{(V_{HCl} \cdot C_{HCl})}{V_{vp}} \quad (3.7.3)$$

der V_{vp} er volumet av vannprøven, V_{HCl} er volumet av tilsatt HCl ved skjæringspunktet mellom regresjonslinjene og C_{HCl} er konsentrasjonen av HCl.

Beregningene blir gjort ved hjelp av "Gran Plot", et Turbo Pascal program kodet av S. E. Lauritzen. En mer utførlig beskrivelse av metoden finnes i brukerveiledningen (Lauritzen, upublisert).



Figur 3.7.1: Figuren viser hvordan resultatet fra titreringen plottes for å kunne beregne alkalinitet. I dette eksempelet fra Grønligrotta 21/8-01 ble det veid inn 50,0 g vannprøve. $[\text{Alk}] = [\text{HCO}_3^-] = 0,45 \text{ mmol/l} = 27,34 \text{ ppm}$.

3.7.2 Ionekromatografi, IC

Kromatografi er en separasjonsmetode som er basert på prinsippet at stoffene som skal separeres fordeler seg mellom to faser, hvor av den ene fasen er mobil (i dette tilfellet væske) og den andre er stasjonær (i dette tilfellet en ionebytter) (Greibrokk, 1984). Ionekromatografi er en betegnelse på et kromatografisystem til bestemmelse av uorganiske ioner, både kationer og anioner. Fordelen med ionekromatografi er at flere ioner kan analyseres samtidig og at det trengs liten prøvemengde.

Apparaturen består av en pumpe, en injektor, en kolonne, en ledningsevnedetektor og en skriver. En løsning (eluent) blir pumpet gjennom kolonnen og detektoren. Eluenten skal, i tillegg til å frakte prøven gjennom apparaturen, dempe effekten av de ionene som ikke skal undersøkes. Kolonnen separerer ionene slik at de ikke kommer fram til detektoren samtidig. Detektoren måler elektrisk ledningsevne og en skriver som er tilkoblet, gir utslag i form av en topp for intensiteten av hvert ion. Topphøyden er proporsjonal med konsentrasjonen av de spesifikke ionene. Videre beskrivelse og diskusjon om ionekromatografi finnes i Greibrokk (1984).

Ionekromatografen som ble brukt, er en Waters Ion/Liquid Chromatograph ILC-1. Vannprøvene ble analysert to ganger, først med en kolonne som separerte anionene (Cl^- og SO_4^{2-}) og senere med en kolonne som separerte kationene (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ og K^+).

3.7.3 Kjemiske beregninger

Resultatene fra analysene av vannprøvene legges inn i "PCWATEQ", et dataprogram som beregner likevektsparametere for vann. pH må være kjent for å kunne betrakte karbonatlikevekten og bestemme metningsindekser og den teoretiske verdien av P_{CO_2} (partialtrykket av CO_2).

Metningsindeksen, SI, er logaritmen av metningsgraden, Ω (se kapittel 1.2.1). Metningsindeksen er et direkte mål på hvor fort kalsitt eller andre karstmineraler vil korroderes eller utfelles (Lauritzen, 2000):

$$SI_C = \log_{10}(\Omega_C) \quad (3.7.4)$$

Hvis $SI_C > 0$ er løsningen overmettet og kalsitt vil felles ut; $SI_C = 0$ betyr at løsningen er mettet og systemet er i likevekt. Når $SI_C < 0$ er løsningen undermettet og kalsitt korroderes. (C indikerer at metningsindeksen gjelder kalsitt.)

3.8 Statistiske metoder

3.8.1 Korrelasjonsanalyse

Korrelasjonsanalyser brukes for å undersøke forholdet mellom to vilkårlige variable uten at den ene trenger å være årsak til den andre (Bhattacharyya & Johnson, 1977). Korrelasjonskoeffisienten eller Pearsons koeffisient for lineær korrelasjon, benyttes når en skal betrakte forholdet mellom to kvantitative variabler, x og y. Korrelasjonskoeffisienten, r, ligger mellom -1 og 1:

- $r = 0$: "ingen lineær korrelasjon", det vil si at det ikke er noen lineær sammenheng mellom x og y.
- $r > 0$: "positiv korrelasjon", det vil si at når y øker så øker også x, og motsatt.
- $r < 0$: "negativ korrelasjon", det vil si at når y øker så minker x og motsatt.

Den numeriske verdien av r måler styrken av lineær sammenheng og fortegnet indikerer retningen av forholdet. Datapunktene ligger nær en rett linje når r er nær 1 eller -1. Dette indikerer en sterk lineær sammenheng mellom variablene. Punktene ligger mer spredt desto nærmere r er 0. Dette betyr forholdsvis svak korrelasjon, men utelukker likevel ikke at den kan være signifikant fra et statistisk synspunkt. (Bhattacharyya & Johnson, 1977).

Det er viktig å være klar over at en høy korrelasjonskoeffisienten angir en matematisk sammenheng, men sier ingenting om årsaksforholdet mellom de to variablene.

r^2 er andelen av variabilitet i y verdiene som er beskrevet av den rette linjen som er tilpasset ved minste kvadraters metode.

3.8.2 Regresjonsanalyse

Regresjonsanalyser benyttes når en vet at en vilkårlig variabel y er avhengig av en kausal variabel x . En slik analyse brukes til å bestemme effekten av x i y , eller x sin evne til å forutsi y .

Analysen går ut på å finne den rette linje som gir beste tilpasning til å beskrive forholdet mellom x og y . I motsetning til korrelasjon så beskriver regresjon et årsak-virkning forhold. Modellen for lineær regresjon er:

$$y = ax + b \quad (3.8.1)$$

der a er stigningstallet og b er skjæringspunktet.

r^2 er en koeffisient som viser hvor god tilpasning regresjonslinjen viser til datasettet. Denne koeffisienten forteller hvor deterministisk regresjonsfunksjonen er det vil si hvor avhengig y er av x .

For normalfordelte datasett vil 68,2 % av dataene ligge innenfor et standardavvik, mens 95 % vil ligge innenfor to standardavvik. Dette kalles konfidensintervall, og er det området der det er mest sannsynlig at verdiene forekommer.

3.8.3 t-Test

t-Test brukes til å undersøke om det er forskjell mellom to populasjoner. Testen kan være paret eller u-paret, og ensidig eller tosidig.

t-Test er en hypotesetest. I korrelasjons- og regresjonsanalyse brukes en ensidig test, fordi fortegnet til korrelasjonskoeffisienten, r , eller stigningstallet, b , til regresjonslinjen allerede er kjent. Hypotesen, H_1 , formuleres på bakgrunn av fortegnet til r eller b . En nullhypotese, H_0 , formuleres deretter, og den uttrykker at det ikke er noen sammenheng/forskjell eller motsatt sammenheng/forskjell mellom x og y . Det er H_0 som testes og H_1 kalles derfor den alternative hypotesen. Dersom den beregnede t-verdien er

høyere enn den kritiske t-verdien, kan H_0 forkastes. Det betyr at resultatet fra korrelasjons- eller regresjonsanalysen er signifikant (ikke tilfeldig). En bruker lavest mulig signifikansnivå, siden det gir størst mulig konfidens. ”At et resultat er signifikant med et signifikansnivå på 0,05, innebærer at det er mindre enn 5% sannsynlig at det vil oppstå ved en tilfeldig statistisk variasjon hvis nullhypotesen er sann” (Fjelland, 1999).

t-Testen kan også brukes for å undersøke parallelle målinger av en kvantitativ variabel. I en parret t-test sammenlignes hvert sett av målinger i tillegg til at gjennomsnittsverdien sammenlignes. En kan velge mellom tosidig og ensidig testing. Tosidig testing er strengere enn ensidig, derfor er den brukt i de fleste tilfellene.

P-verdien er sannsynligheten for at forskjellen i datasettet har oppstått ved en statistisk tilfeldig variasjon, det vil si beregnet signifikans for datasettet. Dersom t-verdien som er beregnet, er svært høy, er signifikansnivået svært lavt noe som uttrykkes gjennom en svært lav P-verdi. Dersom resultatet ikke er signifikant med et signifikansnivå på 5%, beholder en H_0 , det vil si at en antar at resultatet kan ha oppstått ved en statistisk tilfeldighet og derfor avstår fra å uttrykke en forskjell mellom datasettene. Dersom datagrunnlaget er stort, vil en kunne oppdage mindre forskjeller, og sjansen for at resultatet har oppstått ved en tilfeldig statistisk variasjon er mindre.

KAPITTEL 4

BESKRIVELSE AV GRØNLI-SETERGROTTESYSTEMET

4.1 Innledning

Dette kapitlet inneholder en beskrivelse av grottesystemet med hovedvekt på den aktive akviferen. Beskrivelsen er i hovedsak basert på egne observasjoner gjort i felt, men støtter seg også på tidligere arbeid og resultater fra Skutlaberg (in prep.) og Hestangen (in prep.). Skutlaberg (in prep.) tar for seg morfologi og bruddtektonikk, mens Hestangen (in prep.) gir en nærmere beskrivelse av sedimentene i grottesystemet.

4.2 Dreneringsområde og bekkenedløp

Grønli-Setergrottas karstakvifer tilføres vann fra Strokbekken, en sidebekk til Røvassåga. Nedslagsfeltet til Strokbekken har en utstrekning på omlag 7 km², i form av et undulerende platå med maksimumshøyde rundt 500 m o.h. Berggrunnen i dreneringsområdet består i hovedsak av glimmerskifer. På flatene ved Grønlia renner Strokbekken over marmor (se figur 2.3.1), hvor det er flere bekkenedløp, også kalt insurgenser. Det er flere nedløp i selve bekkeleiet, i tillegg til noen nedløp oppe på den østre bredden (St. Pierre, 1988). De sistnevnte er kun aktive i perioder med høy vannføring og under flom. Grunneier har fylt igjen flere av nedløpene (M. Pedersen pers. medd.). Det har derfor bare vært mulig å lokalisere et større, aktivt bekkenedløp, figur 4.2.1. Det er sannsynlig at akviferen også tilføres vann gjennom andre nedløp, men at hovedmengden tilføres gjennom denne insurgensen.

Ved lav vannføring renner alt vannet inn i fjellet før strykene og fossene ved våningshuset i Grønlia. Deler av vannet renner inni i Grønli-Seterakviferen og deler av det renner gjennom Ratadalsgrotta og møter Strokbekkens overflateløp lengre nede, figur 4.2.2. Kun i perioder med høy vannføring renner det vann i hele overflateløpet til Strokbekken.



Figur 4.2.1: Bekkenedløp i Strokbekken. Dette er den største insurgensen til Grønli-Setergrottas karstakvifer. Strokbekken renner fra høyre mot venstre på bildet. Person som skala.

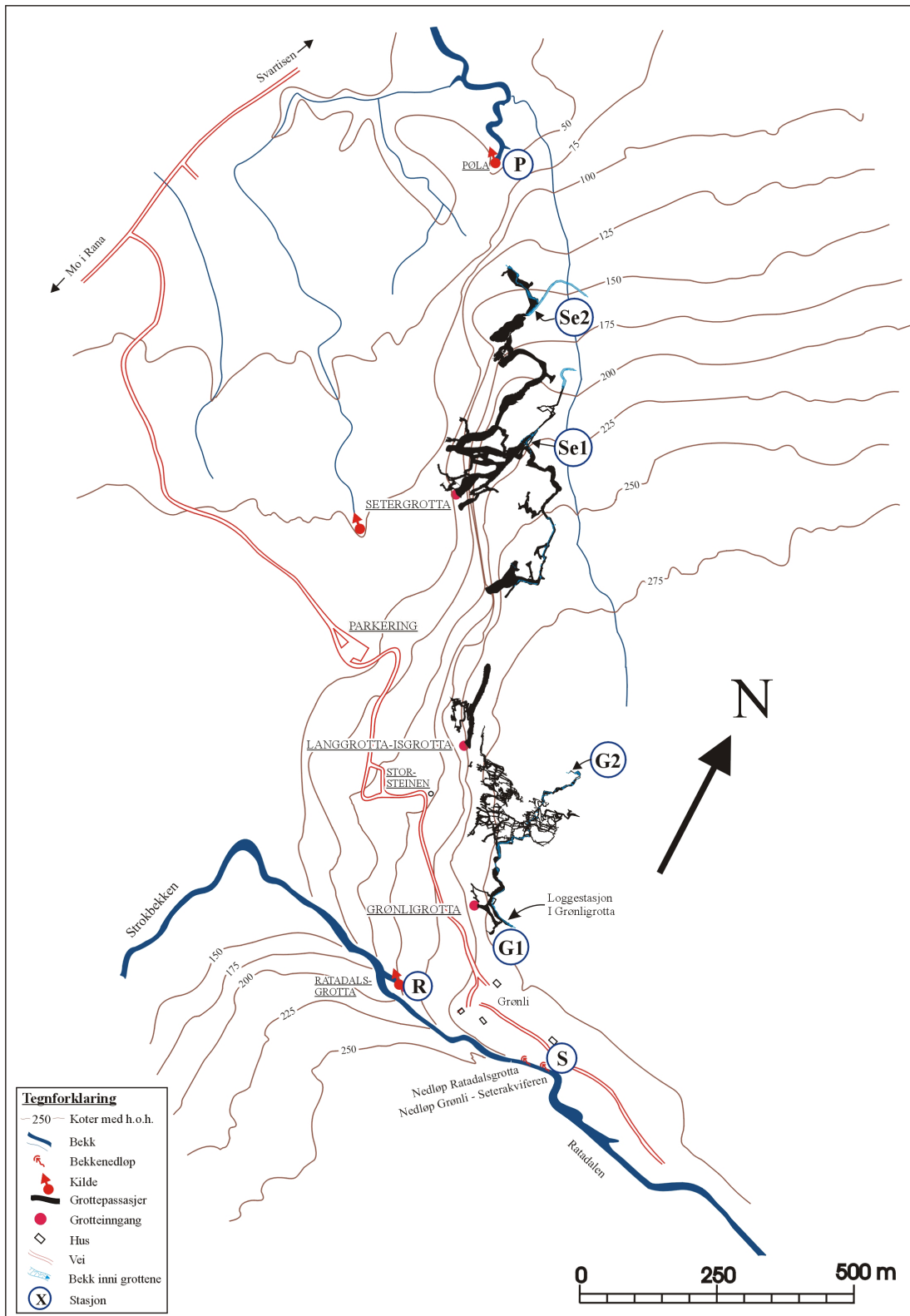
4.3 Grønligrotta

Grønligrotta har to åpninger. *Hovedåpning* ligger omlag 150 m nord for gården Grønli, ca. 249 m o.h. *Lille åpning* ligger nesten 150 m lengre nord langs fjellsida, ca. 237 m o.h. Grønligrotta ble kartlagt til 4100 m, i motsetning til tidligere registrert lengde på 2000 m (St. Pierre, 1988). Dypet til Grønligrotta er nesten det samme som tidligere. Det gamle dypet var 107 m, mens nykartleggingen ga 110 meters dyp. Det dypeste punktet er nedenfor *Avgrunnen* og *Nyjuvet* innerst i den østre sidegangen. Vedlegg A er utbrett kart av hele Grønligrotta.

4.3.1 De ytre delene av Grønligrotta

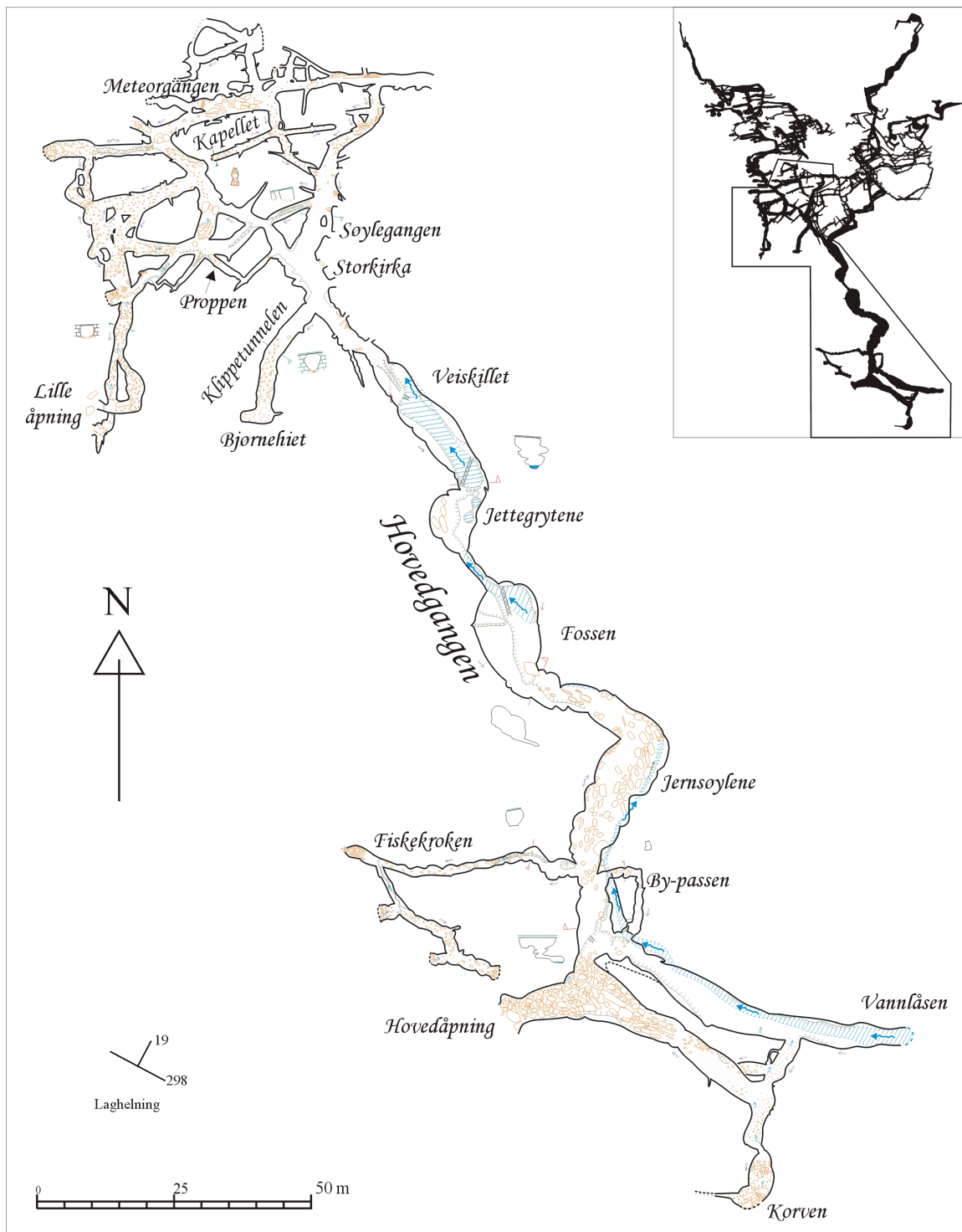
Hovedåpningen, *Hovedgangen*, *Fiskekroken*, *Klippetunnelen* og *Storkirka* er de største passasjene i Grønligrotta, figur 4.3.1. Disse passasjene har sirkulære til elliptiske tverrsnitt. Maksimal diameteren er fra 3 m til 8 m. Taket utgjøres for en stor del av glimmerskifer. Passasjene i de ytre delene er undulerende og følger strøk (ca. 298°, nordvest) og fall (ca. 19° mot nordnordøst).

Fra *Vannlåsen* følger bekken *Hovedgangen*. Bekken har modifisert passasjene der den renner, og det er dannet canyoner i passasjebunnen. Nedskjæringene og jettegrytene i *Hovedgangen* tyder på at vannføringen i bekken på et tidligere tidspunkt må ha vært mye større enn den er i dag. *Vannlåsen* ligger ca. 238 m o.h. Det gir en høydeforskjell på omlag 12 m mellom nedløpet i Strokbekken og *Vannlåsen*.



Figur 4.2.2: Kart over Grønli som viser grottene, bekkenedløp og kilder i området. I tillegg er det også vist plassering av loggestasjonen i Grønligrotta og stasjoner fra hydrologiske undersøkelser: S – Strokbekken, R – kilden til Råtadalsgrotta, G1 – Grønligrotta ved loggestasjonen, G2 – nederst i Bekkeslukten, Se1 – Setergrotta under Prekestolen, Se2 – Elvegangen i Setergrotta og P – Pøla.

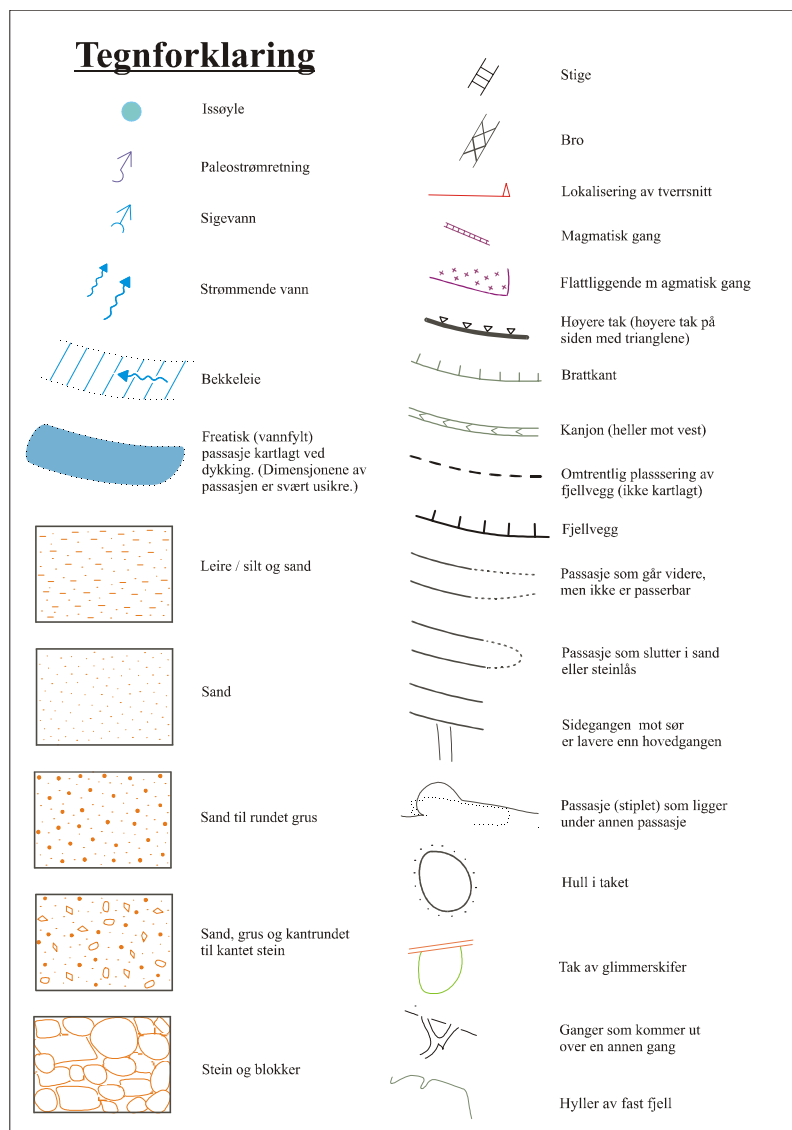
Strømskåler (scallops) i veggen i de tørre passasjene viser paleostrømretningen. Disse indikerer at vannføringen tidligere har vært oppover, ut mot fjellsida.



Figur 4.3.1.a: De ytre delene av Grønligrotta.

4.3.2 Labyrinten og Avgrunnen

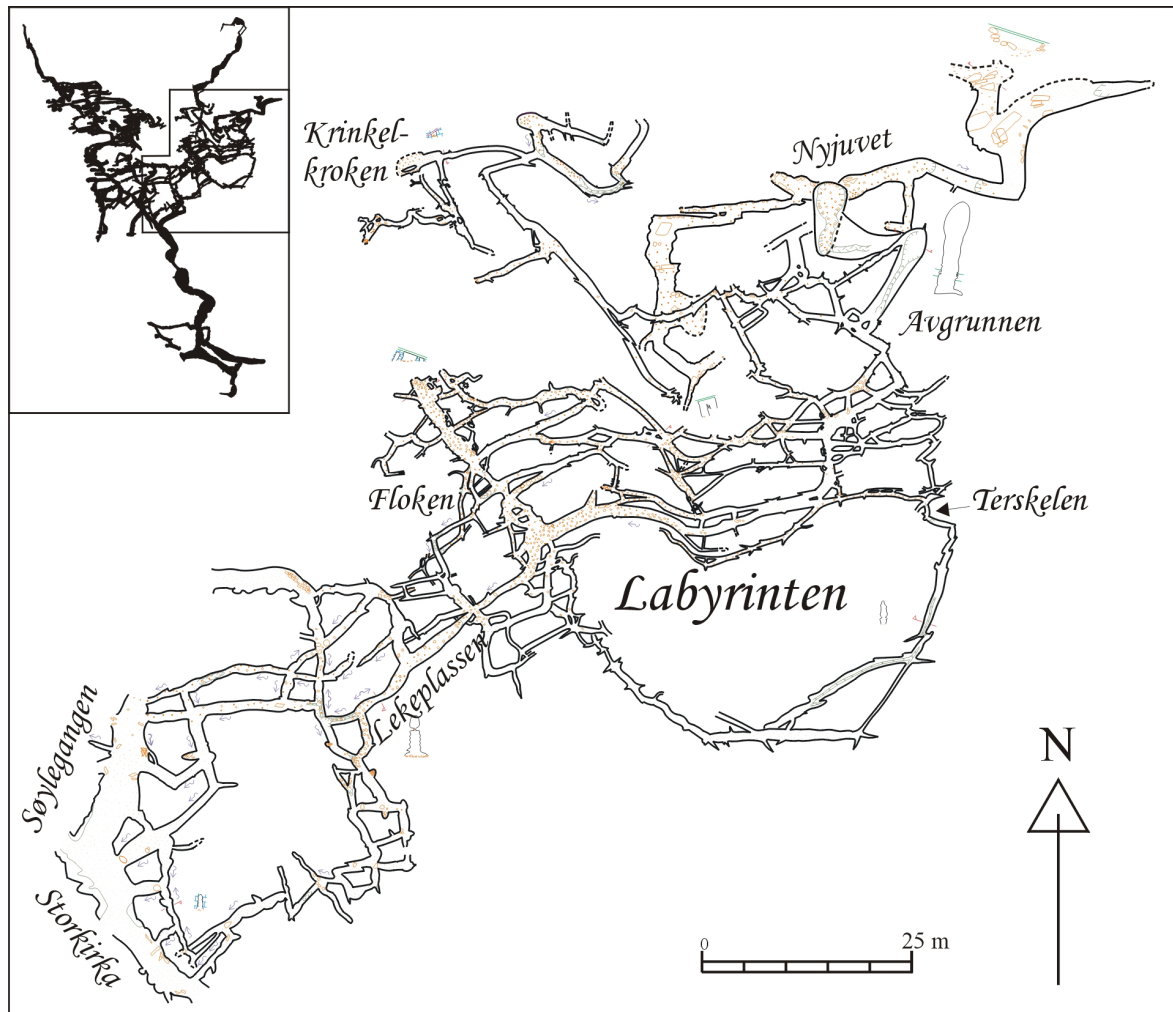
Dette området er en sprekkekontrollert labyrint, figur 4.3.2. Deler av dette labyrintiske nettverket ligger over de øvre delene av *Bekkeslukten*. Flere steder er det åpning mellom etasjene. De fleste passasjene har steiltstående ledespalter som gir dem et høyt og smalt



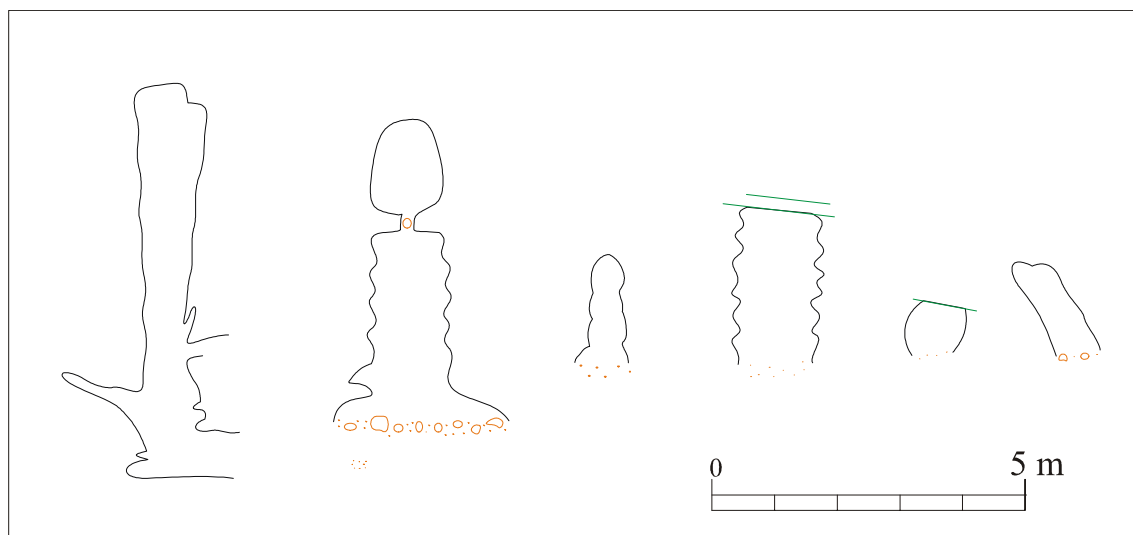
Figur 4.3.1.b: Tegnforklaring. Gjelder for alle kart figurer.

profil. Variasjonen i den mineralogiske sammensetningen mellom ulike horisonter i marmoren gjør profilene noe ujevne. Dolomittiske horisonter med høyt magnesiuminnhold har lavere oppløsningsrate og stikker derfor ut i passasjen. Flere karakteristiske profil er vist i figur 4.3.3. og 4.3.4.

Labyrinten ligger i høyde med toppen av *Avgrunnen* som er en 11 m dyp sjakt. Den er dannet langs en ledespalte som er subvertikal og heller mot vest. Bredden av *Avgrunnen* er omlag 50 cm på det smaleste og 3-4 m på det bredeste. Lengden er 10-15 m. Det går en bratt passasje videre mot nordvest, som munner ut i et 9 m høyt stup, *Ny-Juvet*. Helt nord i *Ny-Juvet* går det to passasjer videre langs gulvet. Disse ligger under en skiferhorisont, som danner taket i begge sidegangene. Skiferhorisonten heller med 22° mot nordnordøst. Det dypeste punktet ligger omlag 139 m o.h.



Figur 4.3.2: Kart over passasjene i Labyrinten og Avgrunnen området.



Figur 4.3.3: Karakteristiske profil fra Labyrinten.



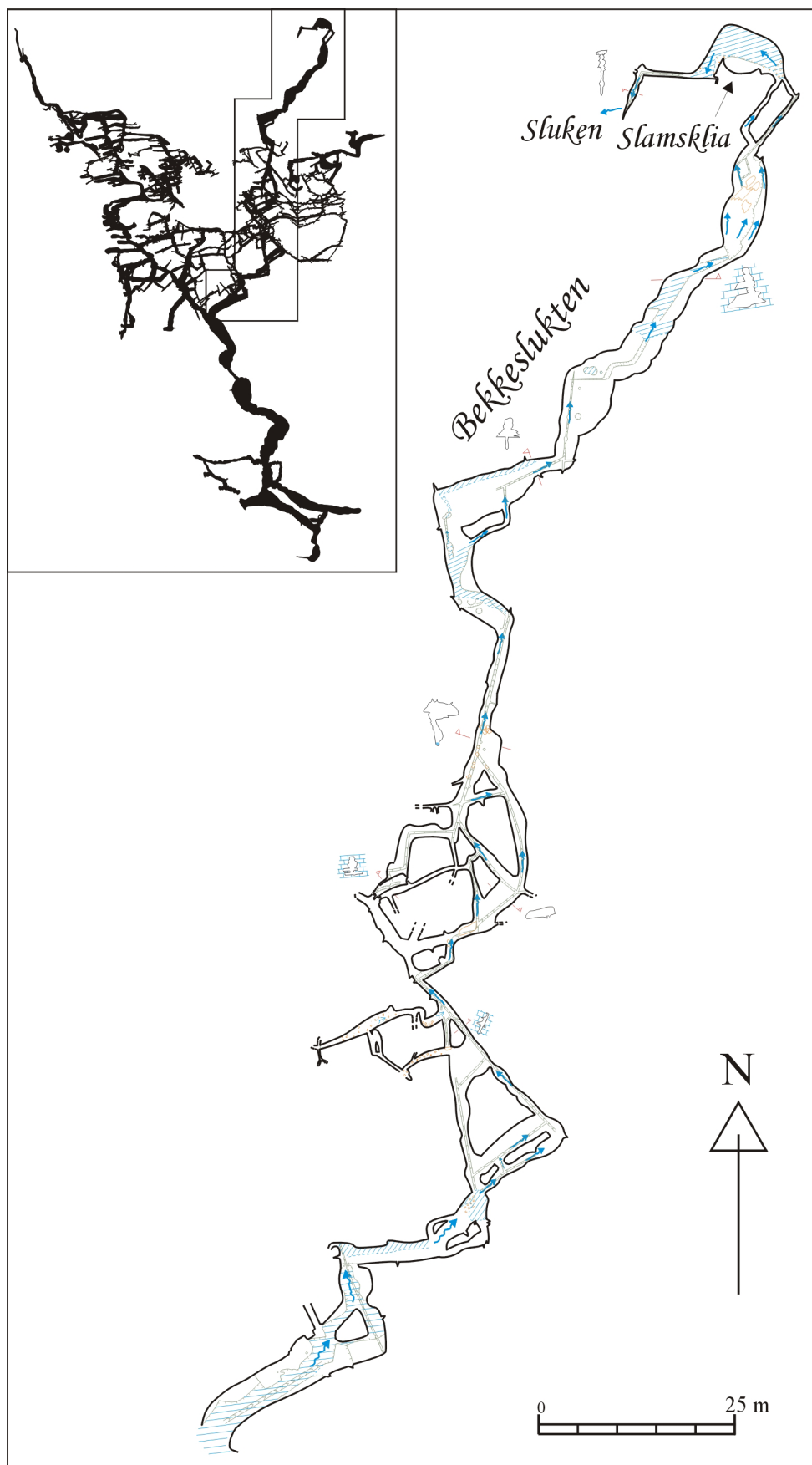
Figur 4.3.4: Karakteristiske passasjer i Labyrinten. Person som skala. Foto: S. E. Lauritzen.

Labyrinten er rik på scallops. De indikerer et integrert strømningsnettverk, og hovedstrømningsretning oppover, mot fjellsida.

4.3.3 Bekkeslukten

Ved *Veiskillet* følger bekkepassasjen fallretningen. Dette er begynnelsen på *Bekkeslukten*, figur 4.3.5. *Bekkeslukten* er preget av flere subvertikale sprekkesett som skjærer hverandre i spisse vinkler. Det kan tyde på at det er konjugerte sprekkesett, det vil si to sprekkesett som er dannet samtidig. I den øvre delen som ligger delvis under *Labyrinten* er det en del større søyler, og passasjen er forgrenet. I de nedre delene danner *Bekkeslukten* i hovedsak en enkeltpassasje uten sideganger. Bekken renner i smale canyoner som følger sprekkene. Nederst i *Bekkeslukten* forsvinner bekken i en smal sprekk, *Sluken*, ca. 146 m o.h. Ved *Sluken* kan en høre at bekken fosser og bruser videre nedover. Det betyr at den renner i luftfylte passasjer et stykke videre. Bunnen av *Bekkeslukten* ligger 92 m lavere enn *Vannlåsen* lengst sør i Grønligrotta.

Passasjene i *Bekkeslukten* er tydelig preget av de steiltstående sprekkene. Passasjene er ofte høye og smale, men hetrogeniteten i marmoren har bidratt til å modifisere dette. I hele *Bekkeslukten* er det tydelig at båndene i marmoren har ulik oppløselighet, de lettløselige, kalsittiske båndene kan passasjene være flere meter brede



Figur 4.3.5: Kart over Bekkeslukten.

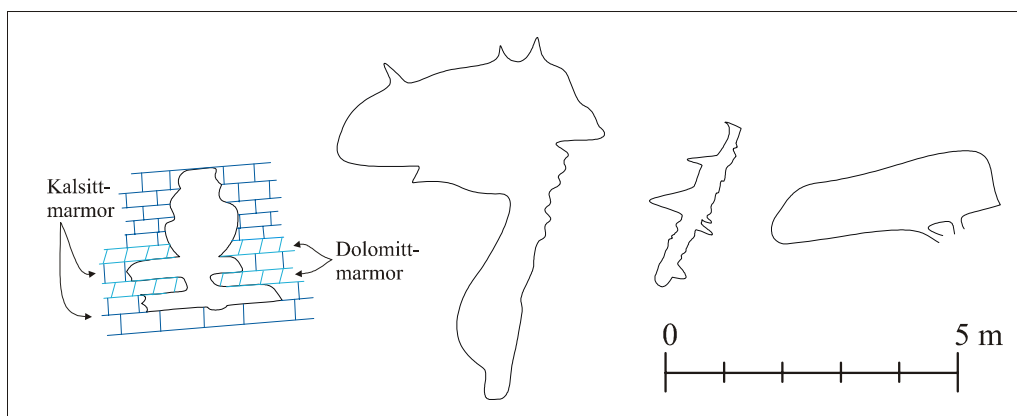
mens båndene over og under kun har en passasjebredde på omkring $\frac{1}{2}$ m, figur 4.3.6. På grunn av bekken er det lite sedimenter i *Bekkeslukten*.

4.3.4 Nordvestpassasjene

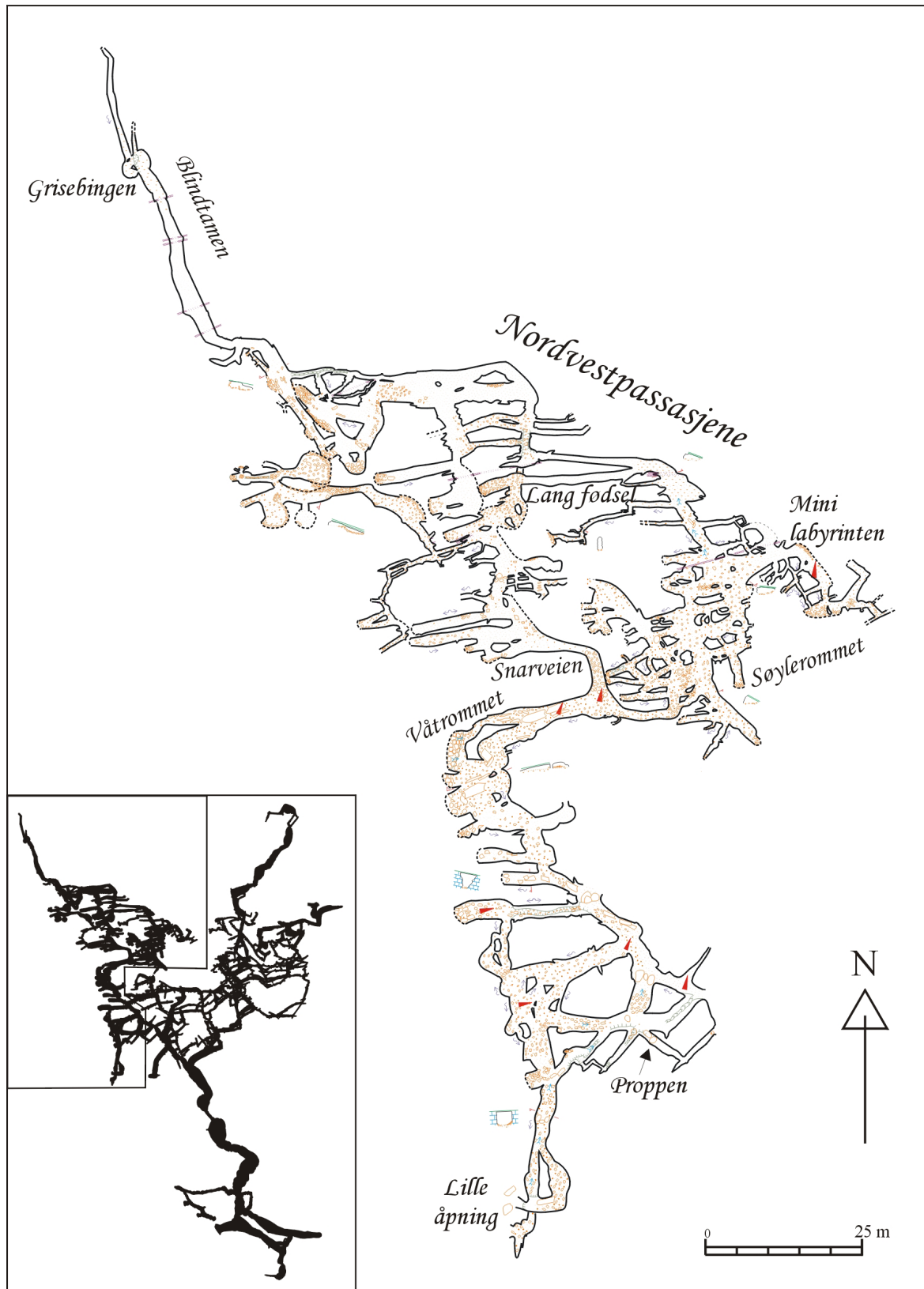
Nordvestpassasjene omfatter *Våtrommet*, *Snarveien*, *Søylerommet* og områdene nord for disse. Dette området er en del av det labyrintiske nettverket. Passasjene er preget av store mengder sedimenter noe som gjør at det mange steder er umulig å få et fullstendig inntrykk av formen på de opprinnelige passasjene. Dette fremgår av profilene på figur 4.3.7. Et eksempel er *Søylerommet* som trolig er et ganske stort rom, men på grunn av store mengder sedimenter er høyden mindre enn 1 m i hele rommet.

Blindtarmen skiller seg litt fra de andre passasjene i dette området ved at den er nesten fri for sedimenter, og kuttet av flere gangbergarter, figur 4.3.5. Passasjen er parallell med den ytre delen av Langgrotta, og avstanden mellom dem er omlag 30 m.

De fleste av passasjene som går ut mot fjellsida, også de mellom *Våtrommet* og *Lille åpning*, har en øst-vestlig retning. Alle passasjene, unntatt *Lille åpning*, er fylt igjen med sedimenter. Innfyllingene består av blokker, stein og grus, figur 4.3.2, og likner materialet som finnes i ura utenfor. *Øvreberg-hullet* er den eneste åpningen en finner i fjellsida mellom Grønligrotta og Langgrotta. Dette skyldes at passasjene som fører ut i fjellsida, i dag er begravd av ura.



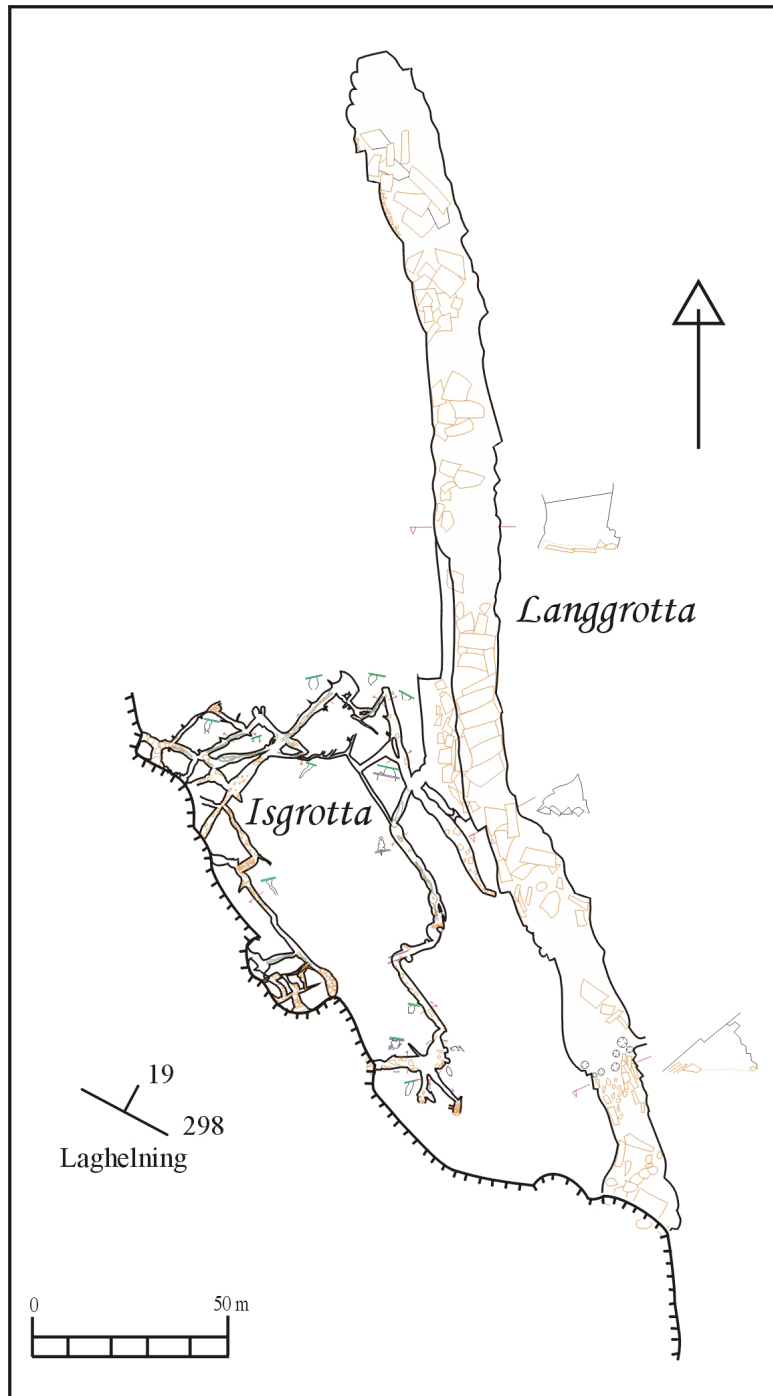
Figur 4.3.6: Karakteristiske profil fra *Bekkeslukten*.



Figur 4.3.7: Nordvestpassasjene, gangene ut mot fjellsida og Lille åpning.

4.4 Langgrotta-Isgrotta

Langgrotta-Isgrotta ligger oppunder fjellsida 300 m nord-nordvest for Grønligrotta, vedlegg B (utbrett kart av hele grottesystemet). Åpningen til Langgrotta ligger 220 m o.h. og er delvis sammenrast. Langgrotta består av en stor passasje omlag 10 m bred, 5 m høy og 150 m lang, figur 4.4.1. Den følger lagdelingen og heller ca. 20° mot nord. Bunnen av grotta ligger 49 m lavere enn åpningen.



Figur 4.4.1: Kart over Langgrotta-Isgrotta.

Isgrotta består av relativt små, labyrinthiske passasjer. Mange av passasjene fører ut i fjellsida. En del av dem er fylt igjen med sedimenter. Langgrotta-Isgrotta er kartlagt til 440 m. Grotta er i dag tørr, men har i en tidligere fase trolig vært en del av Grønli-Setergrottesystemet som senere er avstengt av kollaps og sedimentinnfylling.

4.5 Setergrotta

Setergrotta ligger 500 m nord-nordvest for Langgrotta, vedlegg B. Setergrotta har en stor dagåpning, *Resakjelen*, som ligger ca. 110 m o.h. Den er 10-20 m bred, 10-15 m høy, 50 m lang og heller omlag 25° mot nord, figur 4.5.1. Gulvet i *Resakjelen* er en ur bestående av blokk og store stein. *Opprinnelig åpning* ligger 100 m nordvest for *Resakjelen* omlag 101 m o.h.

Kartlegging av Setergrotta ga en ny lengde på 3020 m. Dykkekartlegging i vannlåsene i *Marmorgangen* og oppstrøms i *Elvegangen* ga en tilleggs lengde på omlag 200 m. Setergrottas dypeste, tørre punkt er vannlåsen lengst nord i *Elvegangen*, 60 m under toppen av *Resakjelen*, 47 m o.h. Den totale høydeforskjellen i den tørre delen av Setergrotta er 75 m. Vedlegg C er et utbrett kart over hele Setergrotta.

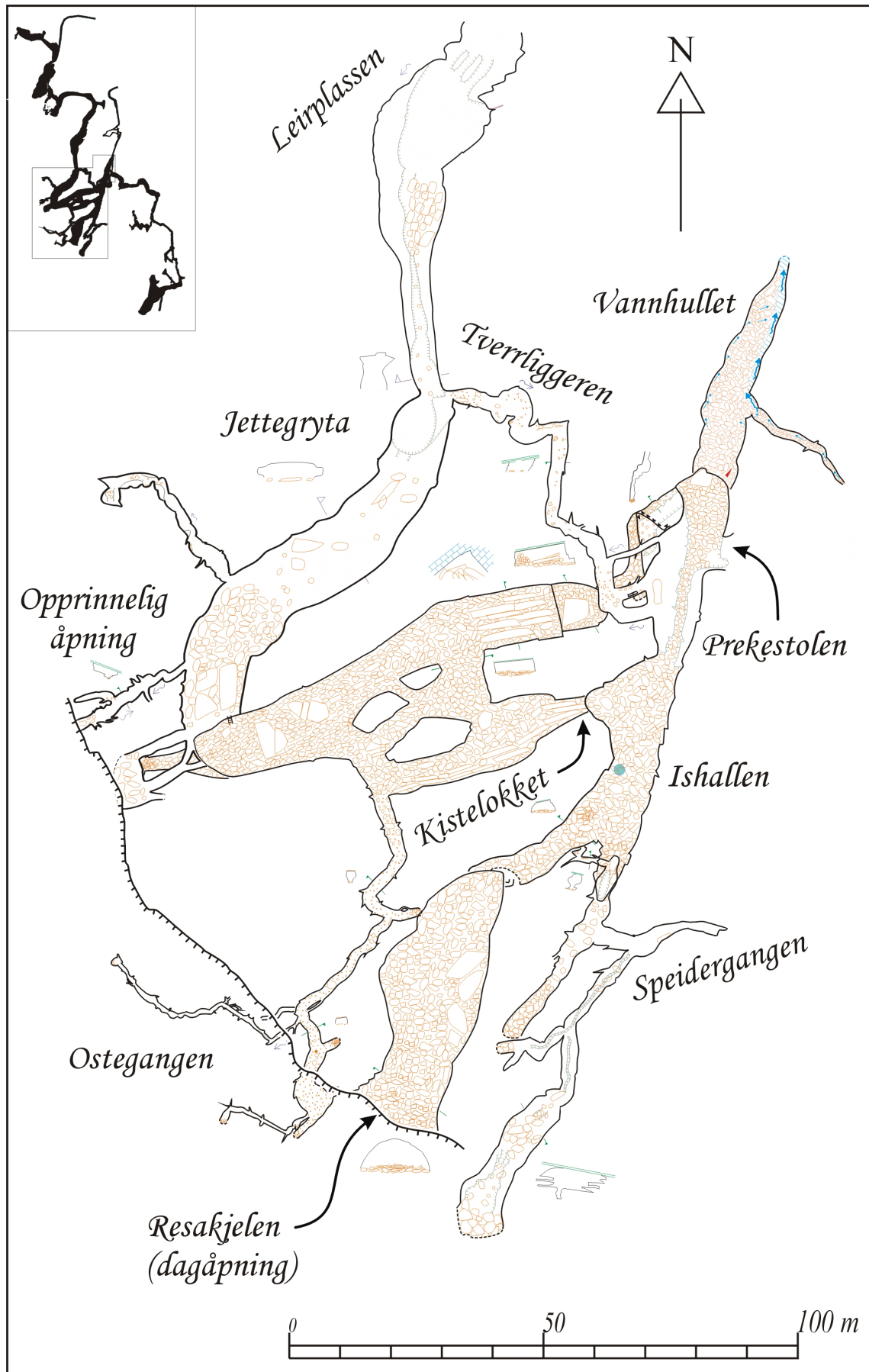
4.5.1 De sentrale delene av Setergrotta

Setergrotta består av flere store rom og passasjer. Passasjene i de sentrale delene av grotta har kantete profil med mye nedrast materiale, figur 4.5.1. De mindre passasjene i dette området, som blant annet *Ostegangen*, har sirkulære til elliptiske tverrsnitt.

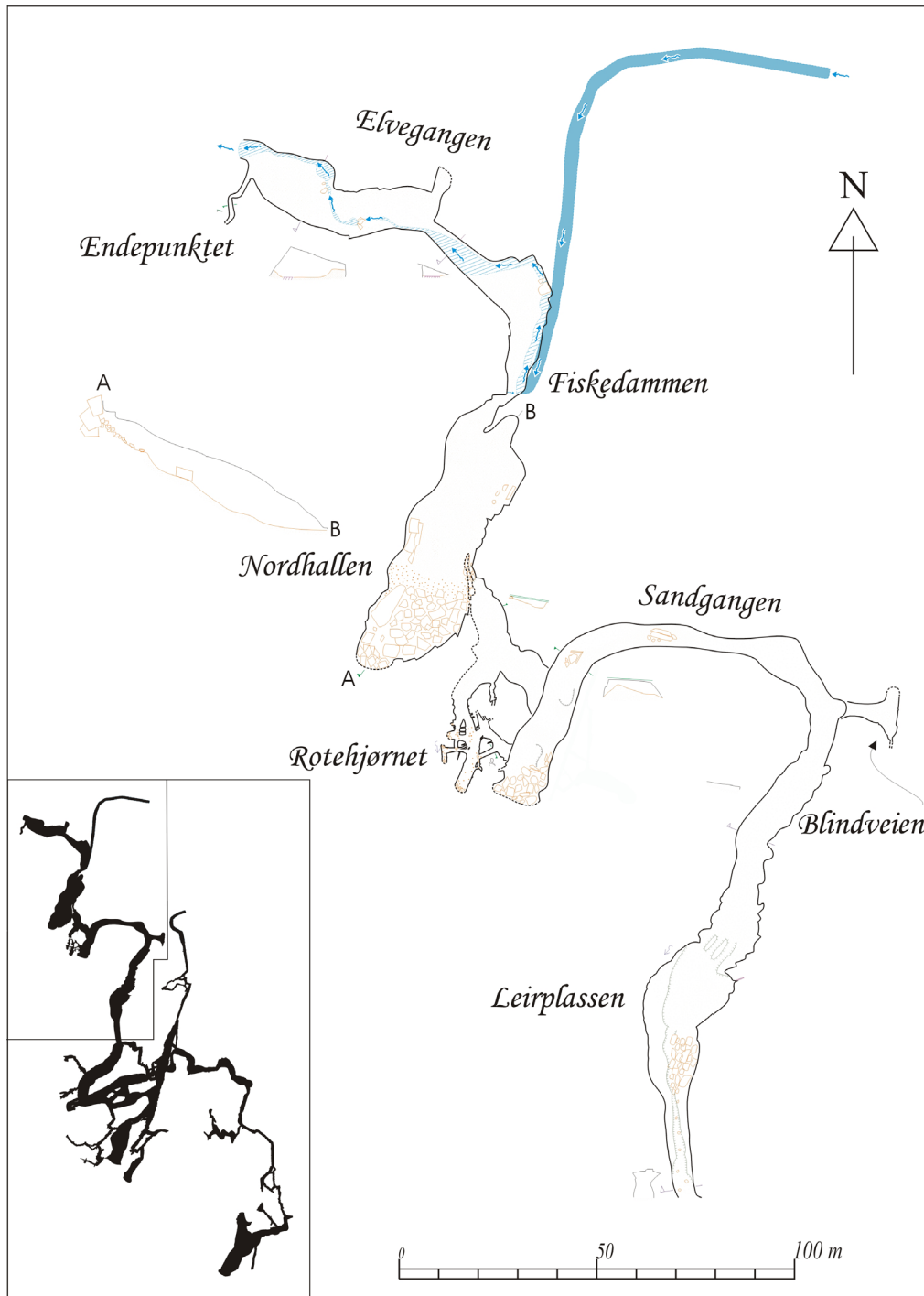
Jettegryta og passasjen nordover til *Leirplassen* er en 3-4 m dyp canyon. Nord for *Leirplassen* er nesten hele passasjen fylt opp av sand, der av navnet Sandgangen, figur 4.5.2. Innerst ved *Rotehjørnet* er passasjen fylt igjen av blokker og store stein. *Rotehjørnet* er den eneste labyrintliknende delen av Setergrotta.

4.5.2 Sørhallen og Nordhallen

Det er to store haller i Setergrotta: *Nordhallen* og *Sørhallen*, henholdsvis figur 4.5.2 og 4.5.3. Begge hallene har retning nordnordøst sør-sørvest, med helning mot nordnordøst. *Nordhallen* er omlag 70 m lang. Bredden av hallen er 15-20 m og høyden er 5-10 m. I sør er hallen fylt igjen med store stein og blokker. De nedre delene av hallen er fylt med sand og silt.

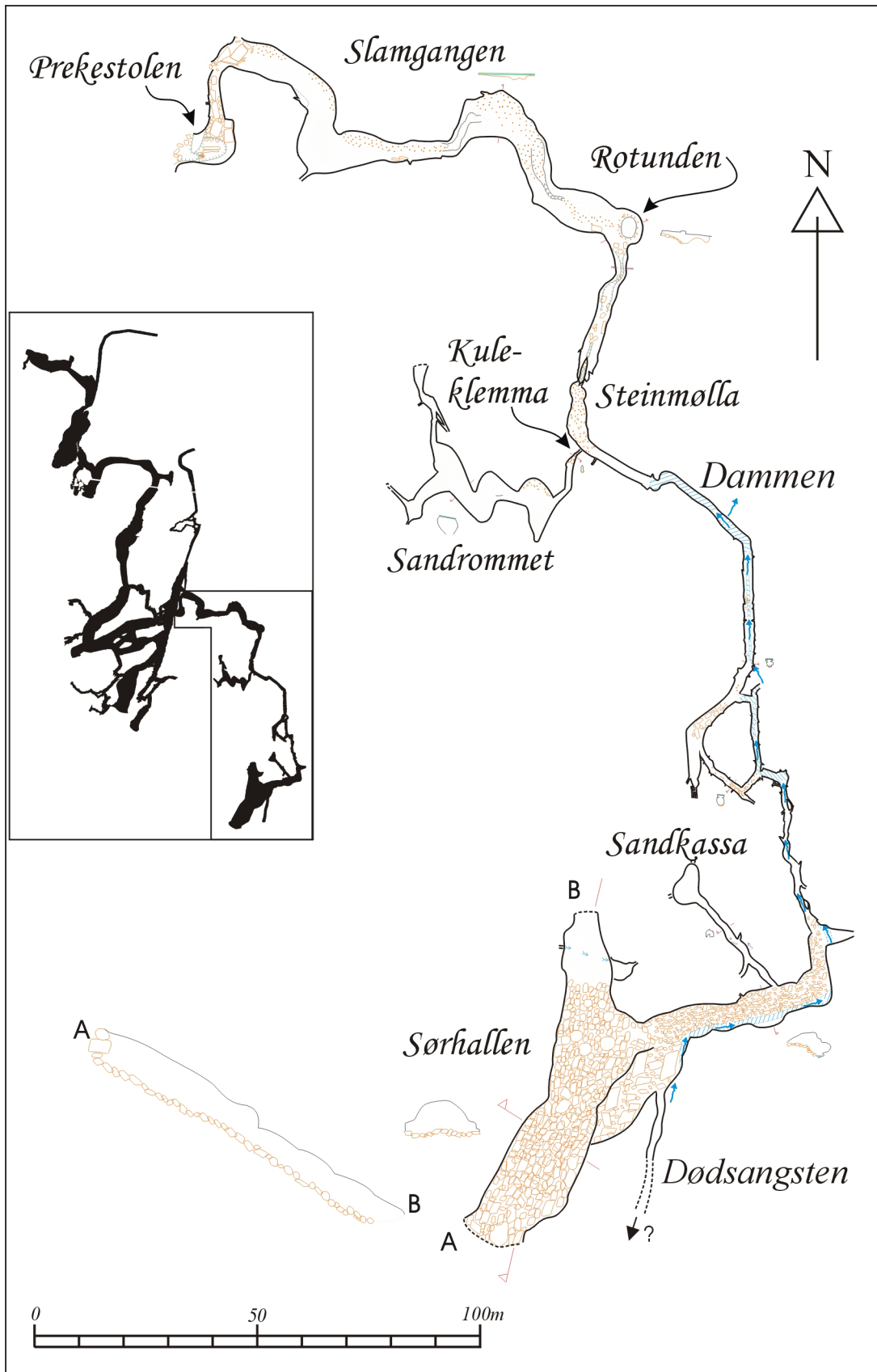


Figur 4.5.1: De sentrale delene av Setergrotta.



Figur 4.5.2: De nordlige delene av Setergrotta. Den blå passasjen er kartlagt av dykkere. Dimensjonen av denne passasjen er ikke målt, noe som gjør bredden av gangen noe usikker.

Sørhallen er 75 m lang og 10-15 m bred. Høyden under taket er 5-6 m. Taket består av glimmerskifer og har flere store jettegryteformer. Hallen heller 42° i toppen og noe mindre i bunnen som er dekket av sand. I de midtre delene er det store rundete stein med mellomakse på opptil 3 m. I den øvre delen ligger det stein og blokker imbrikert oppover. Dette tyder på at strømningsretningen har vært oppover mot sørvest, ut mot fjellsida.



Figur 4.5.3: Kart over de sørlige delene av Setergrotta.

Det finnes et kammer forbi *Dødsangsten*, som korresponderer lineært med Langgrotta (kartlagt i november 2002 av Lauritzen mfl.). Avstanden mellom Setergrotta og Langgrotta er knappe 100 m.

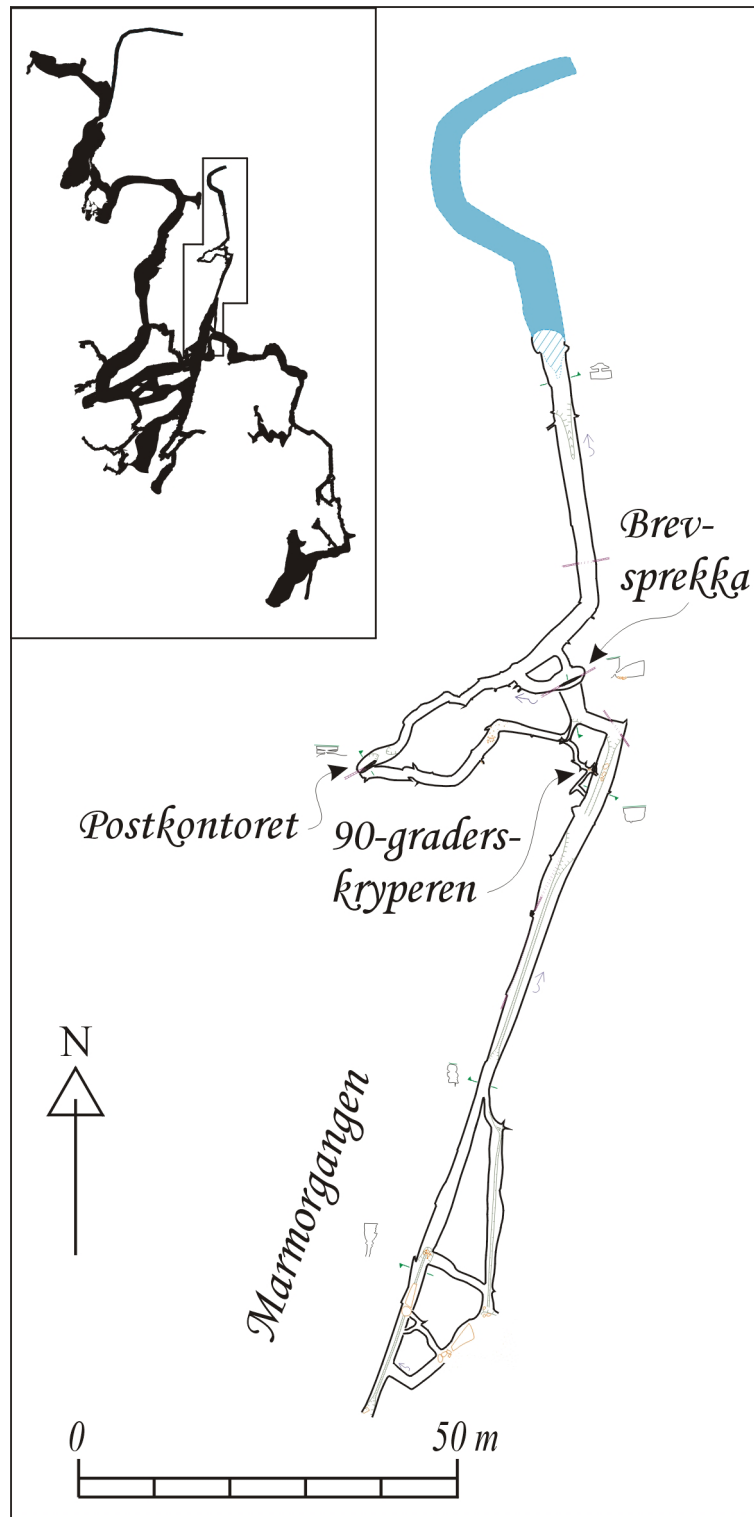
4.5.3 *Slamgangen, Dammen og Dødsangsten*

I *Dødsangsten* møter en bekken, ca. 77 m o.h. Dette er 69 m lavere enn *Sluken* i Grønligrotta. Bekken følger de luftfylte passasjene fra *Dødsangsten* og nord til *Dammen*, figur 4.5.3. Dette er en strekning på 160 m, med en høydeforskjellen på 14 m. Bekken forsvinner inn i et lite nedløp like før den når *Dammen* (63 m o.h.). Selv små nedbørmengder får bekken til å renne over og ned i *Dammen* som derfor er en vannlås store deler av året. Kun i perioder med lite nedbør og i kalde perioder om vinteren er det derfor mulig å passere gjennom *Dammen*. I flomperioder kan vannet stige opp i *Steinmølla* og videre opp i *Slamgangen*. Railton (1954) forteller at det rant en bekk i *Slamgangen* da han besøkte grotta sommeren 1951. Ved de største flommene renner vannet fra *Slamgangen* og inn i *Marmorgangen* og eventuelt over *Prekestolen* (S. E. Lauritzen pers. medd.). Det høyeste passpunktet er ved *Prekestolen* som ligger 11 m høyere enn *Dammen*. *Slamgangen* har en undulerende østvestlig retning, og inneholder store mengder grus, sand og silt.

4.5.4 *Marmorgangen*

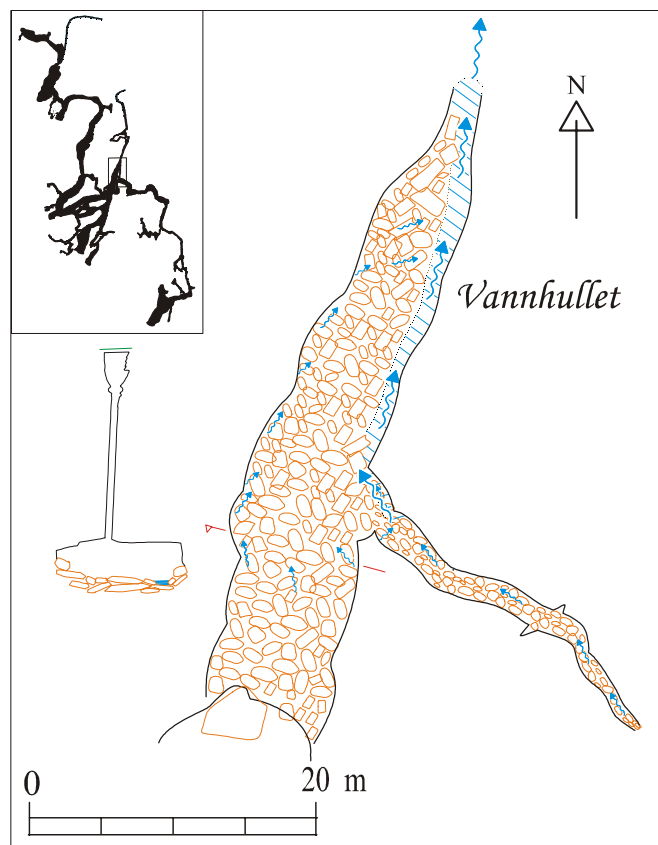
Marmorgangen er en sidegang til *Slamgangen*. Den begynner like innenfor *Prekestolen*, og fortsetter i nordlig retning i samme ledespalte som *Ishallen*, men i et marmorlag over en tynn skiferhorisont, figur 4.5.4. *Marmorgangen* er en renvasket passasje med sirkulært til elliptisk tverrsnitt, og den kuttes av en rekke gangbergarter. Ved *Brevsprekka* og *Pakkeposten* blokkerer en gangbergart passasjene, og det er kun smale åpninger (derav navnene). *Marmorgangen* ender i en vannlås lengst nord. 60 m av denne vannlåsen ble kartlagt ved dykking av H. Winterseth mfl. sommeren 2001. På denne strekningen kom de ned 9 m. De dykket totalt 162 m, og kom da ned til 35,5 m under vannspeilet. Det tilsvarer ca. 16 m o.h.

I passasjen under *Marmorgangen* renner bekken noen titalls meter i den luftfylte passasjen før den forsvinner i en vannlås, figur 4.5.5. Denne vannlåsen ligger i samme høyde som vannlåsen i *Marmorgangen*, ca. 51 m o.h. Ved lav vannføring kommer



Figur 4.5.4: Kart over *Marmorgangen*. Den blå passasjen er kartlagt av dykkere. Dimensjonen av denne passasjen er ikke målt, noe som gjør bredden av gangen noe usikker.

mesteparten av vannet opp av en sprekk i fjellveggen på sørsida av munningen til sidegangen. Det kommer også noe vann ut av sedimentfyllingen innerst i sidegangen, figur 4.5.5. Ved flom kommer det i tillegg vann ut av ura og opp av en rekke små sprekker i fjellveggen på vestre side av passasjen.



Figur 4.5.5: Bekken nedenfor *Prekestolen*, under *Marmorgangen*.

4.5.5 Elvegangen

Lengst nord i Setergrotta ligger *Elvegangen*, figur 4.5.2. Der kommer bekken fram i en vannlås, meandrerer over store mengder sand og silt, og forsvinner i en ny vannlås etter omlag 100 m. Høydeforskjellen mellom disse to vannlåsene er kun 1,2 m. Dykkekartlegging i vannlåsen oppstrøms ga en tilleggslengde på 120 m, og et dyp på 30,5 m under vannspeilet. Det tilsvarer ca. 18 m o.h. Dykking 24 m videre ga et dyp på 36 m. Den nederste vannlåsen ligger omtrent 47 m o.h.

4.6 Kilder

På elvesletta $\frac{1}{2}$ km nord-nordvest for *Resakjelen* ligger en 170 m² stor dam, *Pøla*, figur 4.1.2. Dammen har ingen synlige innløp, men et bredt, meandrende bekkeleie fører vannet ut av *Pøla* og ut i *Røvassåga*.

Vannet fra grottesystemet kommer trolig opp gjennom en sprekk i fjellet. Over denne ligger det glasifluviale avsetninger og *Pøla* er en dam i disse avsetningene med fjellvegg på den ene siden og sedimenter på de andre sidene, figur 4.6.1. I flomperioder



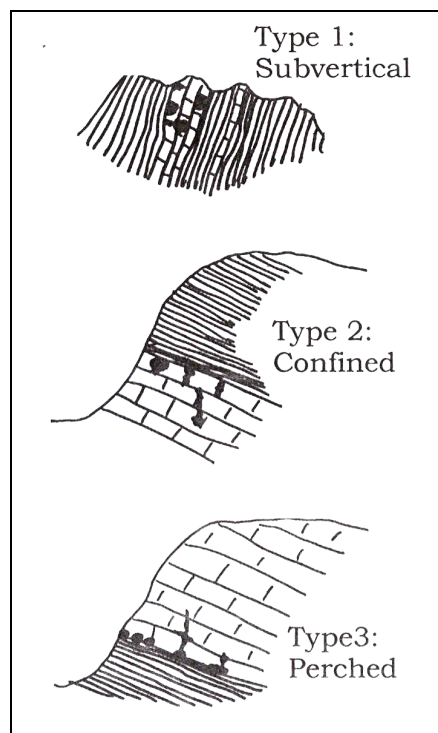
Figur 4.6.1: Pøla sett mot nord. Person som skala.

bobler vannet opp i midten av dammen. Pøla er en demt kilde og kan klassifiseres som en aggradasjonskilde (figur 1.2.3.d). Dette er den største kilden, resurgensen, til karstakviferen. *Elvegangen* i Setergrotta og Pøla ligger i omtrent samme høyde.

Det fins noen mindre kilder mellom Pøla og veien opp til Grønlia. Den nedre delen av fjellsiden er dekket av ur og det kommer trolig ut vann flere steder i ura. 80 m nedenfor Resakjelen er det også en liten kilde (Horn, 1947). På figur 4.1.2 ser en at det dannes flere små bekker i bunnen av ura. Det er mulig at deler av vannet fra akviferen kommer diffust ut i ura. Elvesletta er en porøs akvifer og tilføres muligens vann fra karstakviferen.

4.7 Oppsummering og tolkning

Stripekarst skjærer topografien med en vinkel. Denne vinkelen er viktig for hvordan alløgent vann angriper marmoren, og hvordan geometrien av stripekarsten blir. Stripekarst kontakter kan deles i 3 grupper (tilsvarende akviferer), figur 4.7.1 (Lauritzen, 2001): Kontakt type 1 – subvertikal åpen; Kontakt type 2 – lav til bratt hellende lukket; Kontakt type 3 – lav til bratt hellende hengende. Denne klassifikasjonen krever at karstformasjonen har en uniform utbredelse over en viss avstand. Stratigrafisk sett ligger Grønli-Setergrottesystemet øverst i marmoren i kontakten mot glimmerskiferen (Oxaal, 1914; Horn, 1947;



Figur 4.7.1: De tre generelle typene av stripe kontakt. Type 1 er subvertikal stripekarst hvor strømmingen kan være både åpen og lukket, avhengig av helningen på kontakten. Type 2 er et lavt hellende kontakt med lukket freatisk strømming i den overliggende kontaktflaten. Type 3 er lavt hellende, vadost tilfelle hvor freatiske forhold forekommer ved den hengende, underliggende kontaktflaten. Etter Lauritzen, 2001.

Grønlie, 1980). Hele systemet er med andre ord et lavvinklet lukket system, jamfør kontakt type 2 (Lauritzen, 2001).

Dannelse av labyrinter eller nettverksgrotter krever spesielle hydrologiske og tektoniske forhold. I den klassisk oppfatningen utvikles labyrinter i bergarter med høy sprekketthet og hvor vanntilførselen enten er diffus, eller hvor det forekommer store og raske endringer i grunnvannspeilet. Siden marmoren i Grønlia ligger mellom lag av glimmerskifer som er praktisk talt impermeable, kan en utelukke det første alternativet med diffus vanntilførsel. Flomvannmodellen er en rimelig forklaring dersom en tar i betraktning de sterke døgnmessige og sesongmessige variasjonene som forekommer i forbindelse med breer (Lauritzen, 2001).

Labyrinter og blinde sprekker ("blind fractures") har i en rekke sammenhenger blitt brukt som indikasjon på freatisk grotteutvikling, men disse formene kan best forklares ved periodiske oversvømmelser eller flommer (Palmer, 2001). I grunne akviferer vil oppsprekningen kunne skyldes stor avlastning som følge av erosjon, eller stress fra vekten av en stor innlandsis. Labyrintene dannes fordi aggressivt flomvann fyller både hovedpassasjene og sekundære ledere og sprekker. Sekundære passasjer vokser utover i et forgrenet mønster til blinde sprekker møtes og danner en labyrint (Palmer, 2001).

Grottenes morfologi er en funksjon av hvordan ulike passasjelementer henger sammen, og hvordan de transporterer eller en gang transporterte vann. Grottesystemer i

stripekarst kan i prinsippet ha den samme diversiteten av former som grotter andre steder, som en respons på hydrologiske forhold. På den annen side vil grottesystemene være elongerte og begrenset i en av tre retninger (over, under eller på siden), som følge av den begrensningen som akvikluden gir. Grotter i stripekarst kan derfor, i følge Lauritzen (2001), deles i fire morfologiske grupper som reflekterer både geometri og funksjon:

- a) Lavvinklet freatisk nettverk eller labyrint
- b) Subvertikalt freatisk nettverk eller labyrint
- c) Sløyfesystemer med vadose nedskjæringer
- d) Ekstensive, lineære dreneringsruter

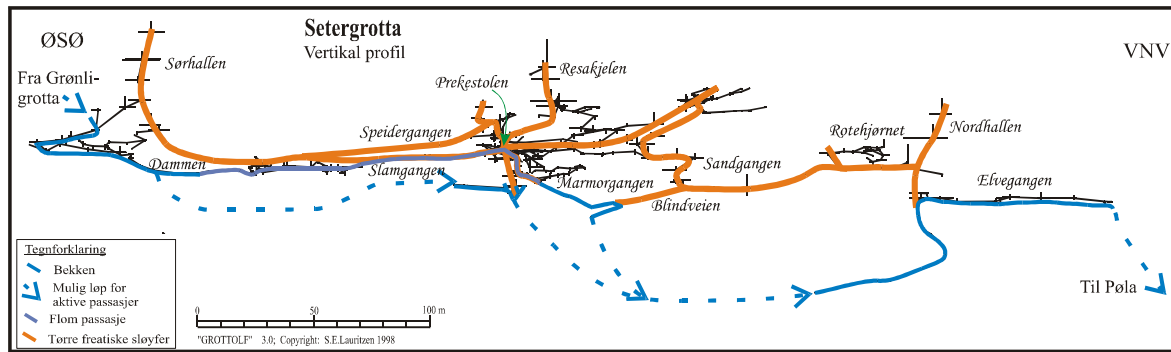
4.7.1 Oppsummering Grønligrotta

Grønligrotta består hovedsakelig av mindre ganger og labyrintiske nettverk. Den er en lavvinklet nettverksgrotte, morfotype A (Lauritzen, 2001). Grotta kan deles i to morfologiske enheter: et fossilt nettverk og en aktiv elvegang. De er dannet under to hovedstadier av utvikling. De rundede passasjetverrsnittene kan kun være dannet under freatiske eller epifreatiske forhold. Bekken har modifisert passasjene der den renner, og de tidligere sirkulære, freatiske passasjene har fått vadose nedskjæringer. *Bekkeslukten* er en vados invasjonsgang som er tilpasset dagens hydrologiske regime.

Scallopsmorfometrien demonstrerer et integrert strømningsnettverk, med hovedpaleostrømretning opp mot fjellsida (Skutlaberg, mfl., 2000, 2001). Under et tykt isdekke peker både åpningene og paleostrømretningen i retning nedover, parallelt med isstrømmen. Det er derfor sannsynlig at nettverksmorfologien delvis er et resultat av brekontakt (Lauritzen, 2001).

4.7.2 Oppsummering Setergrotta

Setergrotta består hovedsakelig av større passasjer. Den har en rekke store nordnordøst sør-sørvestgående passasjer som er subparallele med fallet og heller mot nordnordøst. De øvre, sørlige delene av passasjene er fylt igjen av store blokker og stein. De nedre, nordlige delene ender enten i vannlåser, sandlåser eller i øst-vestgående passasjer med fine sedimenter og eventuelt en vados bekk. Passasjene i Setergrotta kan sees som en rekke skråttliggende, freatiske sløyfer som er lenket sammen, figur 4.7.2. Setergrotta kan karakteriseres som morfotype C.



Figur 4.7.2: Figuren viser hvordan en kan tenke seg at de freatiske sløyfene i Setergrotta. Grotta er sett vertikalt mot SSV, det vil si ut mot fjellsida. Målestokkene er den samme både horisontalt og vertikalt.

Dykking har vist at disse sløyfene er dype og ligger langt under dalbunnen i Røvassdalen. Det er derfor sannsynlig at Setergrotta ikke ender i Pøla, men at denne kilden er en punktering i taket på en stor passasje og at det er flere sløyfer videre ned under dalbunnen. Disse er antakelig fulle av sedimenter.

4.7.3 Den resente karstakviferen

Det er kun Grønligrotta og Setergrotta som er en del av den resente akviferen. På grunn av den relativt bratte helningen på bekken i Grønligrotta stiger ikke vannstanden så mye der ved høye vannføringer. I Setergrotta er derimot forskjellen mellom lavvannstand og flomvannstand opp mot 11 m på det meste. Den epifreatiske sonen er med andre ord stor, og volumet av vannfylte passasjer øker mye under flom. *Slamgangen* og *Marmorgangen* er ”systemes annexes” som fylles opp ved flom og tømmes under resesjonen.

Det er gjort et forsøk på å estimere lengden og volumet av den resente akviferen ut fra observasjonene fra kartleggingen, tabell 4.7.1. Tverrsnittarealet er beregnet som en middelværdi av det som ble observert på strekningen det er estimert for. Lengden er målt langs bekken der det er mulig, og mellom disse strekningene er det målt direkte avstand på kartet. For å korrigere for den direkte lengden bruker Worthington (1991) og Field & Nash (1997) en faktor på 1,5 (kapittel 3.5.5). Smart & Hodge (1980) fant at avstanden mellom Longwood insurgens og Cheddar resurgens sannsynligvis var 2 ganger større enn den direkte lengden. Det ble gjort et forsøk på å estimere en lokal faktor for de kartlagte sløyfene i Setergrotta. Det ga verdier mellom 1,5 og 3,0 med en middelværdi på 2. I Grønligrotta er forholdet mellom lengden målt langs bekken og direkte lengde ca. 1,6. Det er imidlertid brukt en faktor på 1,5 for hele akviferen. Derfor er avstandene i som er brukt i oppgaven minimumsestimater.

Den totale avstanden mellom nedløpet i Strokbekken og Pøla er beregnet til 2750 m. Vannlåsen i *Marmorgangen* står i forbindelse med resten av systemet, men er en passiv gang og er derfor ikke inkludert i estimatet av lengden av akviferen. Det er likevel interessant i volum sammenheng, og totalvolumet blir dermed 2200 m³. *Dammen* er ikke en aktiv del av akviferen ved lave vannføringer, og den rommer da omlag 20 m³. Ved storflom fylles store deler av *Slamgangen*, passasjen sør for *Dammen* og *Marmorgangen*. Det gir et ekstra volum på over 1000 m³.

Bekkens løp mellom nedløpet i Strokbekken og Pøla er omlag 2750 m, og det har en høydeforskjell på omlag 200 m. Fra observasjoner i Grønligrotta og Setergrotta vet en at bekken renner vadost minst 760 m, nesten 30% av akviferen. Dette utgjør ca. 110 høydemeter. Det betyr at det gjenstår omlag 90 høydemeter som må passeres i luftfylte passasjer. Dette indikerer at bortimot halve akviferens lengde kan være vados.

Tabell 4.7.1: Tabellen viser et estimat av volumet av den aktive akviferen ved middelvannføring. Avstanden og volumet av vannlåsen i *Marmorgangen* er også estimert. Areal er tverrsnittsarealet av bekken beregnet som middelerdi av observerte tverrsnitt.

Strekning	Areal (m ²)	Lengde (m)	Volum (m ³)
S-G1	2,0	400	800
G1-G2	0,5	500	250
G2-Se1	0,25	900	220
Se1-Se2	0,8	550	440
Se2-P	0,6	400	240
Totalt		2750	1950
Marmorgangen	1,5	170	250

KAPITTEL 5

RESULTATER

5.1 Innledning

Dette kapitlet inneholder alle resultater som er kommet frem gjennom felt- og laboratoriearbeidet, og i tillegg alle resultater fra databehandlingen. Bortsett fra data fra loggestasjonene var innsamlingen felldata begrenset til feltsesongene. Oversikt over feltsesongene er gitt i vedlegg 2.

Først i dette kapitlet er det gitt en oversikt over kalibreringskurver for dataloggerutstyret. Deretter følger etablering av vannføringskurver mellom logget vannstand og vannføring, som fører videre fram mot en beskrivelse og tolkning av hydrografer og kjemografer fra dataloggestasjonene. I kapittel 5.5 er det gitt en oversikt over alle resultater fra tracerforsøkene. Hydrokjemiske resultater fra analyse av vannprøvene er behandlet i kapittel 5.6, og i kapittel 5.7 er det beregnet korrosjonsrater på bakgrunn av de foregående resultatene.

5.2 Kalibrering av Aanderaa utstyr

De automatiske dataloggestasjonene var plassert i felt i over et år. Loggestasjonene gjorde registreringer en gang i timen. I dataene fra Grønligrotta manglet det ingen logglinger, mens det i dataene fra Pøla manglet totalt 26 logglinger. De døgnene det manglet noen registreringer, ble den siste avlesningene i døgnet kopiert slik at det var 24 logglinger for hvert døgn i hele perioden.

Dataene fra loggestasjonene ble konvertert til reelle verdier for temperatur, vannstand og konduktivitet. Målingene av vanntemperatur, vannstand og konduktivitet ble i tillegg sammenlignet med manuelle målinger gjort i forbindelse med vannprøvetaking og tracerforsøk.

5.2.1 Temperatursensorer

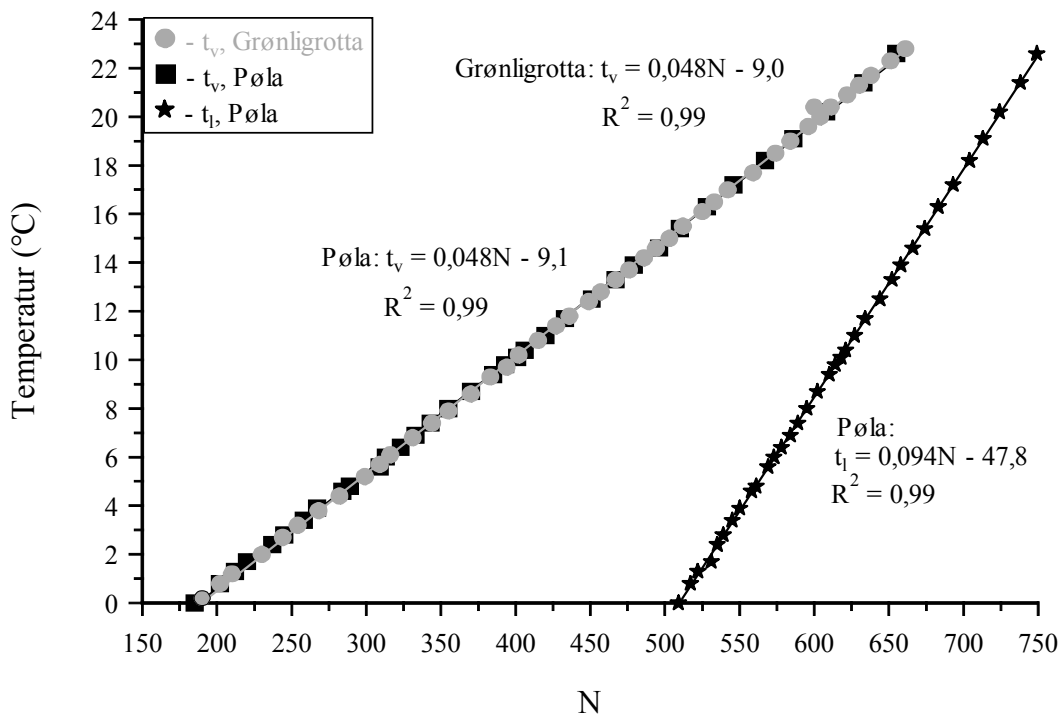
Temperatursensorene ble kalibrert mot et WTW feltkonduktometer for temperaturer mellom 0°C og 24°C, figur. 5.2.1. Kalibreringsformel og regresjonskoeffisient er gitt i figur 5.2.1.

Temperatursensorene fungerte normalt i hele perioden. Manuelt målt vanntemperatur, t_m , er sammenlignet med loggete verdier, t_{lo} , i figur 5.2.2. Alle punktene faller svært nærme linjen for $t_m = t_{lo}$. Det betyr at det er god overensstemmelse mellom målte og loggete verdier.

5.2.2 Vannstandssensorer

Vannstandssensorene er trykksensorer som måler trykket av vannsøylen over sensoren. De ble kalibrert ned til omlag 2 m dyp, og kalibreringskurvene er vist i figur 5.2.3.

Vannstandssensoren i Pøla fungerte tilfredstillende i hele perioden, mens vannstandssensoren i Grønligrotta derimot sluttet å virke den 24. januar 2001. Ny sensor ble satt opp den 29. mars 2001. Den nye sensoren ble montert på samme dyp som den gamle. Nullpunktet for vannstanden i Grønligrotta var bunnen av bekken ved vannmerket (16 cm lavere enn målepunktet til sensorene). I Pøla var sadelpunktet for utløpet fra kildedammen nullpunkt (39 cm høyere enn målepunktet til sensoren).



Figur 5.2.1: Kalibreringskurver for temperatursensorer.

KAPITTEL 6

DISKUSJON

6.1 Innledning

I dette kapitlet er 5 hovedtemaer diskutert. Det er akviferens volum, oppbygning, vannkvalitet, korrosjonsrate og alder. Resultatene fra de ulike delene av kapittel 4 og 5 er sammenstilt og diskutert. Resultatene er i tillegg sammenlignet med data fra den fossile akviferen, og andre publiserte data for å sette dem inn i en større sammenheng.

6.2 Volum

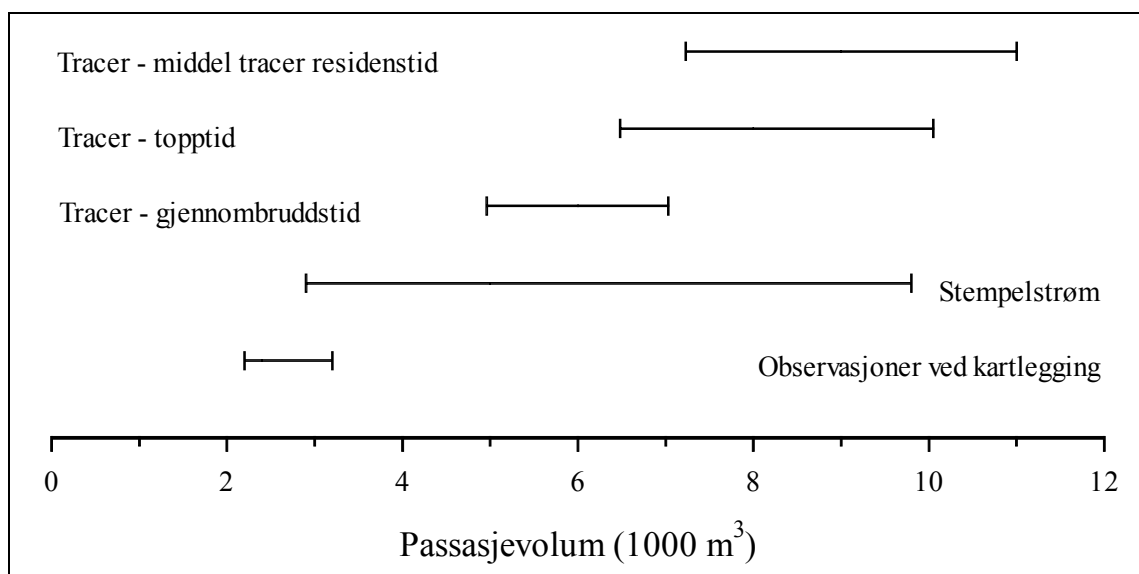
Vannvolumet i en akvifer endres kontinuerlig i utbredelse både i tid og rom (Milanović, 1981). I en akvifer som Grønli-Seterakviferen der det veksler mellom freatiske og vadose forhold, vil det kunne være stor forskjell i volumet ved høy og lav vannføring. Spesielt i den epifreatiske sonen vil en kunne få store endringer i vannstand og dermed også volum. Ulike metoder vil stort sett estimere ulike volum.

I figur 6.2.1 er det vist volum av akviferen estimert ved ulike metoder. Fra observasjoner gjort under kartleggingen er volumet av akviferen ved lave vannføringer beregnet til 2 200 m³. Det ble ikke tatt hensyn til at det kan være store vannfylte rom og passasjer som ikke er tilgjengelige. Estimater er derfor altfor lavt. Ved storflom øker volumet med minst 1 000 m³ på grunn av at *Slamgangen*, deler av *Marmorgangen* og passasjen sørover fra *Dammen* blir vannfylt.

Noe av spredningen i målingene i figur 6.2.1 skyldes at volumet av akviferen øker med økende vannføring. En ser at det er spesielt stor spredning i stempelstrømvolumet. Det skyldes antakelig at denne metoden er lite robust og derfor tar opp usikkerheten i vannføringsdataene. Stempelstrømvolumet er volumet av det vannet som presses raskt ut av flomvannet. Det betyr at det i hovedsak er volumet av hovedpassasjene som estimeres.

Det er stor variasjon i volumene som er beregnet fra tracer resultatene, figur 6.2.1. Volumet beregnet med gjennombruddstiden estimerer kun det vannet som renner i de sentrale delene av passasjene fordi det har høyest hastighet. Det er ikke urimelig at dette volumet faller innenfor stempelstrømvolumet. Stempelstrømvolumet betegner antakelig en større del av passasjevolumet enn tracervolumet ved gjennombrudd. Tracervolumene beregnet ved bruk av topptid ligger mellom volumene beregnet ved gjennombruddstid og middel tracer residentid. Topptid volumet ligger også i hovedsak innenfor stempelstrømvolumet. Volumet beregnet ved middel tracer residenstid gir antakelig et bedre estimat av volumet av aktive passasjer. Det største volumet estimeres ved bruk av middel tracer residenstid. Det er på 11 000 m³ og er beregnet ved en vannføring på omlag 200 l/s. Resesjonsvolumet ville trolig gitt en bedre mulighet til å inkludere volumet av mindre sprekker, passive passasjer og ”*systemes annexes*”.

I tabell 6.2.1 er det gitt en oversikt over volumene av de ulike segmentene og hele akviferen beregnet ved ulike metoder. Aktivt volum, beregnet fra middel tracer residenstid, er beregnet for hvert av segmentene i akviferen. En ser at det er liten forskjell i volumene beregnet for den øverste delen av akviferen. Dette skyldes at denne delen for det meste er vados og relativt lett å beregne for. Det største avviket er, som en kanskje vil forvente, på strekningen mellom Grønligrotta og Setergrotta. Her utgjør volumet fra kartleggingsobservasjonene kun 5 % av aktivt volum. Det aktive volumet er ikke beregnet for storflom, derfor er det ikke sammenlignbart å trekke inn volumet av *Slamgangen* og passasjen ved *Dammen* på 1 000 m³. For de to siste segmentene utgjør kartleggingsvolumet



Figur 6.2.1: Passasjevolum av den aktive akviferen beregnet ved forskjellige metoder.

Tabell 6.2.1: Sammenstilling av volumene beregnet ved bruk av ulike metoder. Volumene er der det er mulig beregnet for ulike segment og for hele akviferen. Det aktive volumet er beregnet med middel tracer residenstid, figur 5.5.10. *Volumene er beregnet ved to saltfortynningsforsøk utført i bekken under Prekestolen og i Elvegangen (se kapittel 5.4.2).

Strekning	Kartleggingsvolum (m ³)	Aktivt volum (m ³)	Statisk volum (m ³)	Stempelstrømvolum (m ³)
S-G1	800	1 100		300 – 1 100
G1-G2	250			
G2-Se1	220 (+1 000)	4 700	2 100	
Se1-Se2	440	3 000	3500	2 200/ 1 400 *
<i>Marmorgangen</i>	250			
Se2-P	240	2 200		
Totalt	2 200	11 000	(6 100 ± 500)	2 900 – 9 800

henholdsvis 23 og 11 %. Totalt utgjør kartleggingsvolumet kun en femtedel av aktivt volum. Det viser at volum beregnet fra observasjoner gjort i de vadose delene av akviferen gir en kraftig underestimert av det aktive freatiske volumet.

Det er ganske god overensstemmelse mellom stempelstrømvolumene og aktivt volum for segmentene, tabell 6.2.1. Statisk volum er volumet av akviferen under kildenivå, det vil si volumet når vannføringen er 0 l/s. Det er et minimums volum av akviferen og en ser at dette er betydelig større enn det minste stempelstrøm volumet som er estimert. Det kommer av at de aktive og statiske volumene (beregnet fra middel tracer residenstid) i større grad inkluderer mindre forgreninger og ”*systemes annexes*”. Største aktive volum er beregnet ved vannføring på ca. 200 l/s til 11 000 m³. Statisk volum er beregnet til ca. 6 000 m³. Det gir et dynamisk volum på 5 000 m³ ved en vannføring på 200 l/s.

6.2.1 Sammenligning med den fossile akviferen

Volumet av den fossile akviferen ble beregnet fra kartleggingsdataene, tabell 6.2.2 (Skutlaberg, in prep.). Det totale volumet av hele grottesystemet ble beregnet til 49 000 m³. Det største aktive volumet av akviferen ble beregnet til 11 000 m³. Det utgjør 23 % av den fossile akviferen. Det vil si at den aktive akviferen har større volum enn Grønligrotta.

Grønligrotta utgjør kun 20 % av volumet av grottesystemet, men 55 % av lengden. Setergrotta derimot utgjør 75 % av volumet og 40 % av lengden. Det viser at store rom gir store volumer mens labyrintiske nettverk har stor lengde og lite volum. Lengden av den aktive akviferen er estimert til minimum 2 750 m som tilsvarer omlag en tredjedel av det fossile grottesystemet, nesten samme lengde som Setergrotta.

Tabell 6.2.2: Oversikt over volumet av den fossile akviferen, de tørrlagte grottene (Skutlaberg, in prep.).

Grotte	Volum (m ³)	Lengde (m)
Grønligrotta	9 700	4 100
Langgrotta-Isgrotta	2 700	440
Setergrotta	36 300	3 020
Totalt	48 700	7 560

6.2.3 Passasjediametre

På bakgrunn av volumet og lengden av akviferen kan en beregne en gjennomsnittlig passasjediameter for den aktive akviferen dersom en antar at den kun består av vannfylte, sylindriske passasjer. Gjennomsnittlig passasjediameter blir da 2,3 m. I figur 5.5.9 ble det beregnet passasjediametre på bakgrunn av resultatene fra tracerforsøkene. For de øvre delene av akviferen, nedløpet i Strokbekken – *Bekkeslukten*, ble passasjediameteren beregnet til mellom 0,6 og 1,1 m. For de nedre delene av akviferen, Setergrotta – Pøla, ble passasjediameteren beregnet til mellom 2,0 og 2,5 m. Passasjediameterene som ble beregnet fra saltfortynningsforsøkene i Setergrotta, var på 1,8 og 2,2 m. Dette viser at det er samsvar mellom beregningene av passasjediameter i den nedre delen av akviferen. Dersom en skal sammenligne dette med en freatisk passasje i de tørrlagte grottene, er *Fiskekroken* i Grønligrotta mest nærliggende med en diameter på ca. 2,0 m.

6.2.4 Sammenligning med andre akviferer

I Sirijordas karstakvifer ble volumet av akviferen bestemt både ved tracerforsøk, ved kjemograf og resesjonsanalyse (Øvstedal, 1991). Det største aktive volumet bestemt ved gjennombruddstiden for tracer var på 1 900 m³. Stempelstrømvolumene bestemt fra kjemograf ved flomvannføringer lavere enn 0,5 m³/s var ganske like de aktive volumene, mens en flom med vannføring på omlag 1,0 m³/s ga et volum på nærmere 4 000 m³. Figur 6.2.1 viser at også i Grønli-Seterakviferen tilsvarende volumet beregnet ved gjennombruddstid av tracer den nedre halvdel av stempelstrømvolumet, mens volumet beregnet med middel tracer residenstid er på størrelse med de største stempelstrømvolumene og noe større enn disse. I begge akviferene er stempelstrømvolum og aktivt volum innbyrdes ganske like, i samme størrelsesorden.

6.3 Akviferstruktur og organisering av akviferen

6.3.1 Type hulrom og fordeling av volum

Inne i Grønligrotta og Setergrotta kan en observere de vadose delene av akviferen der vannet renner i passasjer. Det er 6 vannlåser i grottene, noe som indikerer at store deler av akviferen er et rørsystem med godt utviklede passasjer. Dykking i to av vannlåsene i Setergrotta bekrefter også dette. Imidlertid forsvinner vannet i en smal sprekk ved *Dammen* i Setergrotta og kommer fram igjen gjennom en rekke sprekker og i sedimentfyllinger under *Prekestolen*. Dette viser at vannets løp enkelte steder er blokkert av sedimenter og trange løp. Dette viser også at alt vannet ikke renner i samme passasje hele veien, men deler seg for så å renne sammen igjen.

Observasjoner tyder på at den største volumøkningen under flom skjer i den epifreatiske sonen. På grunn av den relativt høye gradienten på den vadose bekken, er antakelig økningen i vannstanden begrenset mange steder. Sluket ved *Dammen* er en flaskehals for vannstrømningen og fører til vannstandsøkninger på opp til 11 m. Dette bidrar til en vesentlig del av økning i volumet av den aktive akviferen. Antakelig finnes det flere steder der akviferen veksler mellom vadose og epifreatiske forhold og vannstanden derfor stiger mye ved flom.

6.3.2 Strømningshastighet

Strømningshastighet er en nyttig og mye brukt parameter for karakterisering av grunnvannstrømning i karst (Worthington, 1991). Strømningshastighetene i karst strekker seg over 9 størrelsesordener, figur 6.4.1. Dette store spekteret av hastigheter kan deles inn i to typer. White & Schmidt (1966) innførte begrepene diffus strømning ("diffuse flow"), og passasjestrømning ("conduit flow"). Diffus strømning blir brukt om jordvann siging og subkutan strømning som har hastigheter på mindre enn 10^{-3} m/s. Denne strømmingen er laminær gjennom porer og trange sprekker, og kan karakteriseres med henholdsvis Darcys lov og Hagen-Poiseuilles likning (Ford & Williams, 1989; Worthington, 1991).

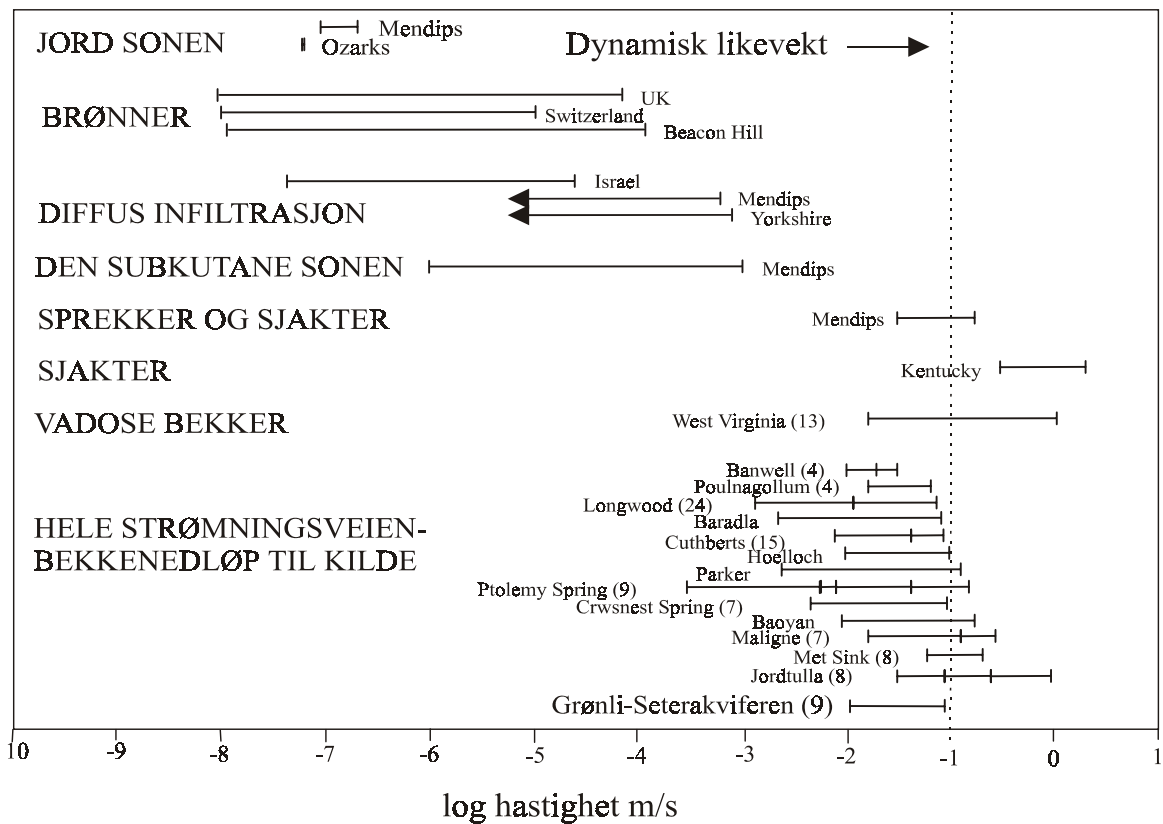
Passasjestrømning, derimot, finner sted i ledere større enn 5-10 mm i diameter (White & Longyear, 1962), hvor hastigheten stort sett overskrider 10^{-3} m/s, og strømmingen vanligvis er turbulent. Både i åpne kanaler og vannfylte passasjer kan strømmingen beskrives med Darcy-Weisbachs likning (likning 5.3.4).

Worthington (1991) satte sammen data om strømningshastighet fra en rekke studier, figur 6.4.1. Hastigheten fra Grønli-Seterakviferen er tilføyd på bunnen av figuren. En ser at strømningshastighetene fra Grønli-Seterakviferen passer sammen med resten av dataene fra tracerforsøk mellom bekkenedløp og kilder. Strømningshastighetene fra akviferen er større enn 10^{-3} m/s. Dette er sammenfallende med at akviferen er passasjedominert.

6.3.3 Variasjonskoeffisienter for temperatur og konduktivitet

Temperatur og konduktivitetsdataene fra Grønli-Seterakviferen for det hydrologiske året 2000/2001 er sammenlignet med tilsvarende data fra Sirijorda karstakvifer (1988-1989) (Øvstedal, 1991) og Kattdalen (1993-1994) (Vasstveit, 1996), tabell 6.2.1. I tillegg til gjennomsnittsverdier med standardavvik er også variasjonskoeffisienten, CV, gitt:

$$CV = \frac{\sigma_t}{\bar{t}} \cdot 100\% \quad (6.3.1)$$



Figur 6.3.1: Strømningshastigheter i karstterreng. Tallene i parentes viser antallet tracerforsøk hastigheten er basert på. Modifisert fra Worthington (1991).

σ_t er standardavviket for vanntemperaturen og \bar{t} er gjennomsnittstemperaturen. Shuster & White (1971) brukte variasjonskoeffisienten av temperatur, total hardhet og andre kjemiske variabler til å tolke akviferens struktur. Dersom CV var mindre enn 5 %, mener Shuster & White at akviferen kan klassifiseres som diffus, og CV mellom 10 og 24 % er mest karakteristisk for passasjedominerte akviferer. Dette er en svært forenklet måte å klassifisere akviferer på (White, 2000a), og Hobbs & Smart (1986) har utviklet et mer omfattende klassifiseringssystem (se kapittel 6.4.3).

Av tabell 6.3.1 ser en at standardavviket for temperaturen er noe høyere i Pøla enn i Sirijorda og betydelig høyere enn i Kattdalen. Siden middelveiene er ganske like, fører dette til at CV for Pøla og Sirijorda er i samme størrelsesorden, mens CV for Kattdalen er nesten to størrelsesordener mindre. En vil forvente andre sammenhenger i et innløp enn i en kilde, derfor er ikke dataene fra Grønligrotta sammenlignet med kildedataene. (Som nevnt i kapittel 5.4.1, er ikke vanntemperaturene i Grønli-Seterakviferen normalfordelte slik at aritmetrisk middelvei og standardavvik forteller lite om datasettet, likevel gir de sammen et bilde av variasjonen i målingene.)

Konduktivitetsdataene for Grønligrotta er tatt med fordi dataene for Pøla kun er basert på tre måneder. Siden CV for Grønligrotta er større enn for Pøla for samme periode, vil trolig CV for Pøla for et helt år ligge mellom verdiene som er gitt for Pøla og Grønligrotta i tabell 6.3.1. Dataene for Pøla og Grønligrotta er relativt like hverandre, i forhold til forskjellen til de to andre kildene. Ved sammenligning av middelveiene for konduktiviteten ser en at verdiene fra Grønli-Seterakviferen er betydelig lavere enn for de to andre kildene. Gjennomsnittlig konduktivitet i Pøla er kun en tredjedel av verdien i Sirijorda og en tidel av verdien i Kattdalen. Den lave konduktiviteten i Grønli-Seterakviferen skyldes lite dreneringsfelt, lite karstbergarter i dreneringsfeltet og kort oppholdstid i akviferen.

Tabell 6.3.1: Temperatur og konduktivitetsdata med variasjonskoeffisienter (CV) fra loggestasjonene i Grønli-Setergrottesystemet (2000-2001), Sirijorda (1988-1989) (Øvstedal, 1991) og Kattdalen (1993-1994) (Vasstveit, 1996). Konduktivitetsdataene fra Pøla er kun basert på data fra august til og med oktober 2000. CV for konduktiviteten i Grønligrotta de 3 første månedene er gitt i parentes.

Sted	Vanntemp. (°C)	CV (°C)	Konduktivitet (µS/cm)	CV (µS/cm)
Grønligrotta	4,4 ± 4,5	102,3 %	24,5 ± 8,2	33,5 % (25,9)
Pøla	4,9 ± 3,3	67,3 %	32,2 ± 7,2	22,4 %
Sirijordgrotta	4,2 ± 1,9	44,6 %	93,8 ± 35,7	38,1 %
Kattdalen (Rognan)	4,9 ± 0,04	0,72 %	297,8 ± 14,6	4,9 %

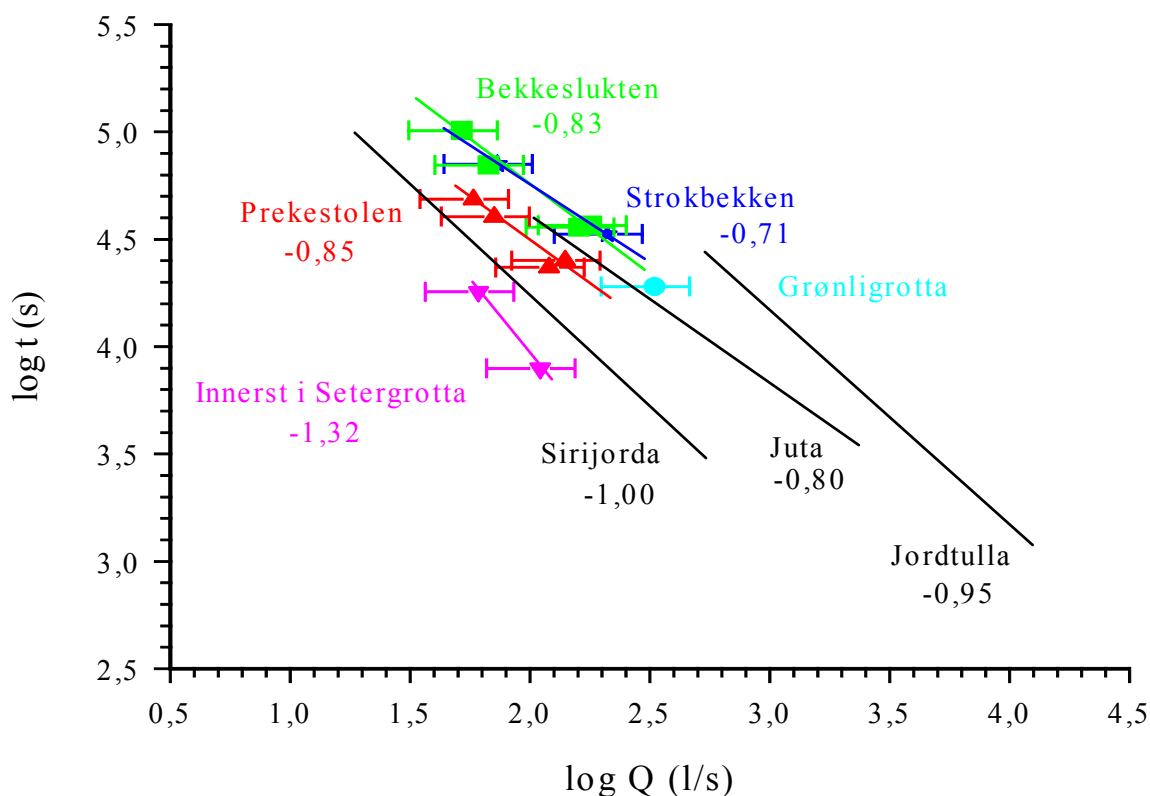
Variasjonskoeffisientene for Kattdalen er under 5 % noe som i følge Shuster & White (1971) klassifiserer den som en diffus akvifer. Variasjonskoeffisientene for Grønli-Seterakviferen og Sirijorda ligger mellom 22 og 67 %. Det er i overkant av verdiene Shuster & White (1971) bruker for passasjedominerte akviferer. Observasjonene fra grottene underbygger likevel at de to akviferene er passasjedominerte.

Fra sammenligning av resesjonskoeffisienter og halveringstider (kapittel 5.4.3) vet en at Grønli-Seterakviferen og Sirijorda hadde bratt resesjon og kort halveringstid og at Kattdalen hadde slak resesjon og lang halveringstid. Resesjonsanalysen indikerer at Grønli-Seterakviferen har rask gjennomstrømming og liten lagringskapasitet, noe som kjennetegner passasjedominerte akviferer. Dette er i overensstemmelse med sammenligningen av variasjonskoeffisientene.

6.3.4 Vados – freatisk

Figur 6.3.2 er et dobbeltlogaritmisk plott av gjennombruddstid fra tracerforsøk mot vannføring. I tillegg til dataene fra Grønli-Seterakviferen er det vist regresjonslinjer fra liknende studier i andre karstakviferer i Nordland. Studier fra Glomdal (Lauritzen, 1986a) har for Jordtullasystemet gitt en stigningskoeffisient svært nær -1. Dette er i overensstemmelse med observasjoner fra dykking som viser at akviferen er freatisk. Tilsvarende undersøkelser fra Juta ga en koeffisient på -0,8. Det er i høyeste laget for et rent vadost system (Lauritzen, 1986a). En del av forklaringen kan være at deler av systemet går fullt allerede ved lave vannføringer. Dette er likevel i høyeste laget siden akviferen bare er omlag 10 % freatisk. Studier fra Sirijordas karstakvifer (Øvstedal, 1991) ga en stigningskoeffisient på -1. Store deler av denne akviferen er imidlertid vados, noe som kan observeres i Sirijordgrotta og Håpgrotta. Dette resultatet er i så måte ikke i overensstemmelse med den teoretiske modellen til Stanton & Smart (1981). Dette kan i følge Øvstedal (1991) skyldes at vannføringen er målt i kilden. Kilden er ikke nødvendigvis representativ for vannføringen i enkeltpassasjer i en karstakvifer der flere nedløp slår seg sammen til en hovedkanal.

Regresjonslinjen fra Juta har omtrent samme helning som regresjonslinjene fra Grønli-Seterakviferen bortsett fra *Elvegangen*, figur 6.3.2. Juta er et rent vadost system i motsetning til Grønli-Seterakviferen som i sin helhet trolig er minst halvt freatisk. Resultatene fra Grønli-Seterakviferen er derfor bedre i overensstemmelse med Stanton og Smarts teoretiske modell. Det er i samsvar med modellen at gradienten øker sammen med



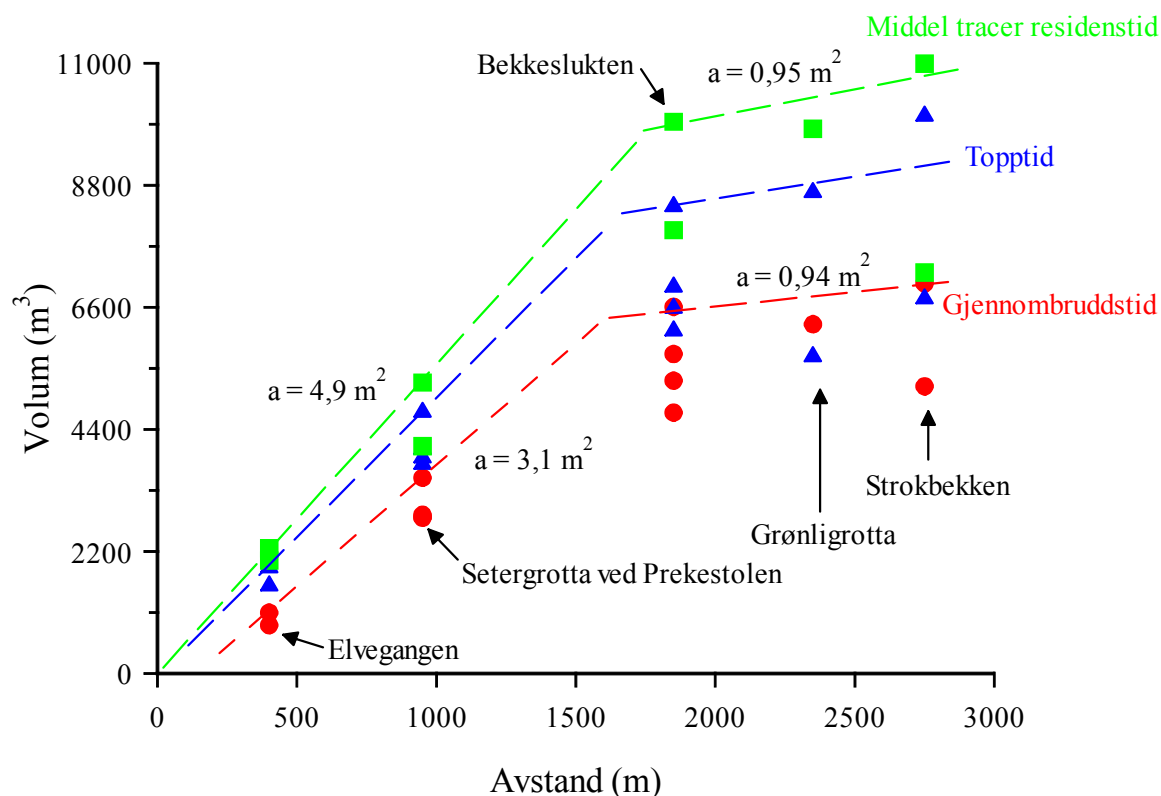
Figur 6.3.2: Dobbellogaritmisk plott av gjennombruddstid mot vannføring. Data fra Grønli-Setergrottesystemet er vist sammen med regresjonslinjer og gradient. Usikkerhet i vannføringen er 40 %. I tillegg er regresjonslinje og gradient for Sirijorda (Øvstedal, 1991), Jordtulla og Juta vist (Lauritzen, 1986a).

den freatiske andelen. Gradienten til *Elvegangen* er trolig omlag -1, noe som indikerer et rent freatisk system. Dette er i samsvar med kartleggingsobservasjoner som viser at *Elvegangen* og *Pøla* begge ligger ca. 47 m o.h. og derfor indikerer at strekningen mellom dem må være omtrent rent freatisk.

6.3.5 Oppbygning av akviferen

Tracerforsøkene viser at det er den samme bekken som renner gjennom hele grottesystemet. Alle gjennombruddskurvene er unimodale. Det tyder på en enkelt hovedleder og lite dispersjon. De forgreningene som måtte finnes, gir ikke målbar forsinkelse eller oppsplitting av tracerpulsene.

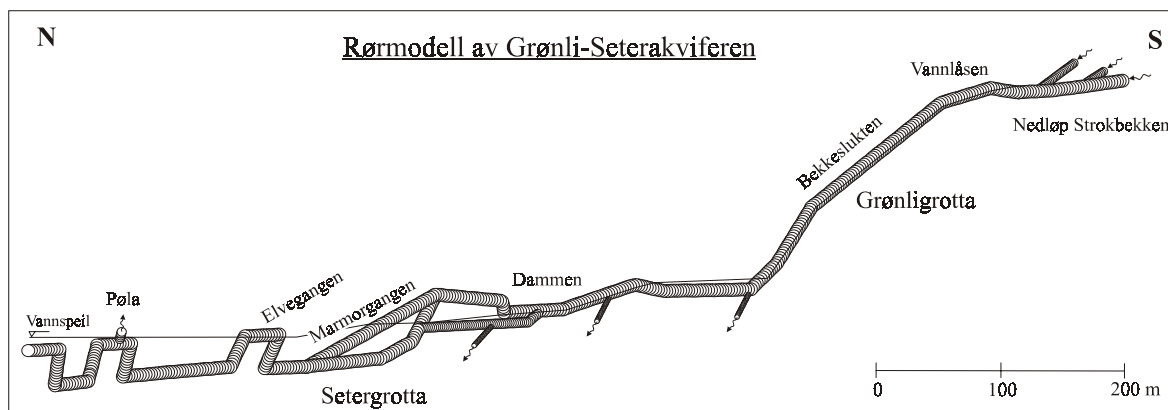
Volum-avstandkurvene viser markante knekkpunkt, figur 6.3.3. Tverrsnittarealet av bekken i den øvre delen av akviferen ligger like under 1 m², mens det i den nedre delen er mellom 3 og 5 m². Dette viser at volumet pr. m er betydelig større i den nedre delen av akviferen enn i den øvre. Det indikerer som resultatene ovenfor, at andelen freatiske passasjer er betydelig større i den nedre delen av akviferen. Knekkpunktene på volum-



Figur 6.3.3: Figuren viser aktivt passasjevolum beregnet fra tracer data. Det er lagt inn noen linjer og gradienter for å antyde hvordan tverrsnittsarealet og volumet endrer seg gjennom akviferen.

avstandkurvene indikerer hvor endringen fra hovedsakelig vadose til hovedsakelig freatiske forhold forekommer. Ikke uventet er endringen mellom grottene, og i følge figur 6.3.3 omlag 100 – 300 m nedenfor *Sluket* i *Bekkeslukten*, det vil si nærmest Grønligrotta.

Observasjoner og tolkning av tracer resultatene ved hjelp av Browns kriterier (Brown mfl., 1969; Brown & Ford, 1971) viser at Grønli-Seterakviferen trolig tilføres vann fra mer enn et nedløp i Strokbecken. Mellom Grønligrotta og Pøla er det trolig lite tilførsel av vann og ikke av betydelig volum. Trolig finnes noe diffust tilsig hovedsakelig gjennom sprekker i den overliggende glimmerskiferen. Nedenfor Setergrotta er det flere små kilder, hvor mindre deler av vannet kan lekke ut. Dessverre er ikke vannføringsmålingene fra dataloggestasjonene nøyaktige nok til at en kan bestemme om det er ulik vannføring i Grønligrotta og Pøla. Når en ser alle disse fakta under ett, så er Grønli-Seterakviferen antakelig en type 4a akvifer etter Browns kriterier, figur 5.5.13 (s.110). Figur 6.3.4 viser en skjematisk tolkning av Grønli-Seterakviferens oppbygning.



Figur 6.3.4: Skjematisk rørmodell av Grønli-Seterakviferens oppbyggingen basert på tolkning av resultater og observasjoner fra studiet.

6.4 Vannkvalitet

6.4.1 Hydrokjemiske data

Bakalowicz (1984) tok prøver av en rekke karst vann i Norge sommeren 1983. pH lå mellom 6,55 og 8,09 i alle prøvene. De fleste prøvene var sterkt undermettet på kalsitt og noen få prøver var svakt undermettet. pH i Grønli-Seterakviferen ligger i det samme intervallet. Kun 2 av prøvene tatt i denne akviferen var svakt undermettet på kalsitt, mens resten var sterkt undermettet.

Prøvene Bakalowicz (1984) undersøkte hadde lav konsentrasjon av ioner, men konsentrasjonen av Na^+ og K^+ var ofte høyere enn konsentrasjonen av Cl^- . Vannprøvene fra Grønli-Seterakviferen hadde lave ionekonsentrasjoner. Konsentrasjonen av Cl^- var alltid høyere enn konsentrasjonen av Na^+ og K^+ . Cl^- har alltid sin opprinnelse fra regnvann. I Grønli-Seterakviferen har antakelig også Na^+ sin opprinnelse fra regnvann, og kun i svært liten grad fra ikke-karbonat bergarter i nedslagsfeltet. Sulfatinnholdet i prøvene fra Grønli-Seterakviferen var betydelig lavere enn innholdet i prøvene som Bakalowicz analyserte. Han tilskrev også dette ionet hovedsakelig fra regnvann. Imidlertid har glimmerskifer og marmor i Nordland høyt innhold av pyritt som dermed er en viktig kilde til sulfat i grunnvannet.

6.4.2 Total hardhet

I sitt studium av karstkilder i Norge, fant Lauritzen (1981) at total hardhet varierte mellom 5 og 120 mg CaCO_3/l . Total hardhet i Grønli-Seterakviferen varierer mellom 13 og 33 mg

CaCO₃/l. (Disse verdiene er som nevnt ikke maksimums- og minimumsverdier fra hele det hydrologiske året, men største og minste målte verdi.) Verdiene fra Pøla ligger dermed innenfor verdiene fra Lauritzen (1981), i den nedre delen av skalaen. For eksurgensene fant Lauritzen at det var en forskjell mellom kildene som lå over og under tregrensa. Kildene over tregrensa hadde lavere konsentrasjon av total hardhet enn de som lå under. Denne forskjellen forsvant når han undersøkte alle typer kilder under ett, eller bare resurgenser. Generelt har eksurgenser høyere konsentrasjon av total hardhet enn resurgenser. Pøla er en resurgens som ligger under tregrensa. Den har lav total hardhet noe som i likhet med mange andre resurgenser i stripekarst skyldes kort kontakttid mellom vann og marmor.

Artfjellet karstområde ligger i Nord-Sverige omlag 5 mil sørøst for Mo i Rana. Total hardhet i Artfjellets vassdrag varierer mellom 15 og 57 mg CaCO₃/l (Helldén, 1974). Dette er liknende verdier av det som ble funnet i Grønli-Seterakviferen. I Lummelundaelvens utløp på Gotland, Sverige, varierer total hardhet mellom 245 og 578 mg CaCO₃/l (Engh, 1980). Helldén (1974) studerte også et karstområde på Vest Spitsbergen og Moravský Kras i Tsjekia. I begge disse områdene var total hardhet høy. Helldén (1974) avviser at det er en sterk sammenheng mellom hardhet og klima ved å gi verdier fra andre studier i arktiske og sub-arktiske strøk som varierer mellom 47 og 500 mg CaCO₃/l. Variasjonene avhenger i første rekke av dreneringssystemets størrelse og vannets strømningshastighet deretter kommer faktorer som nedbør, temperatur, berggrunnens fysiske og kjemiske egenskaper, vegetasjon, jorddekke, osv. De lave verdiene av total hardhet i Artfjellet forklares ved manglende vegetasjon og jordsmonn som gir lave CO₂ verdier i tillegg til at det korrosive vannet passerer karstområdet på relativt kort tid og derfor kun rekker å løse opp små mengder kalk (Helldén, 1974). Spesielt den sistnevnte årsaken kan forklare de lave verdiene av total hardhet i Grønli-Seterakviferen. De høye konsentrasjonene fra Lummelundaelven, Vest Spitsbergen og Moravský Kras skyldes i hovedsak lave sirkulasjonshastigheter (Helldén, 1974).

Transport av kalsitt

I Artfjellet finner 67 % av årstransporten av kalsitt sted i løpet av mai – juli. I Lummelundaelven derimot foregår 94 % av transporten i årets 7 kaldeste måneder. Årsaken til denne forskjellen er trolig milde vintre og høy evapotranspirasjon på somrene på Gotland, i motsetning til kalde vintre, sen snøsmelting og lav evapotranspirasjon om sommeren i fjellområdene i Nord-Sverige (Engh, 1980). I Grønli-Seterakviferen er transporten spredt jevnere utover året, men den største transport foregår under flommer og

i snøsmeltingen på våren og forsommeren. Oktober til januar er månedene med lavest transport, til sammen 16 %. Transportforholdene i Grønli-Seterakviferen likner med andre ord forholdene i Artfjellet. Forskjellen skyldes trolig at Grønli ligger nærmere kysten og derfor har mye nedbør spredt utover hele året.

6.4.3 Klassifisering av akviferen etter Hobbs & Smart (1986)

Tre fundamentale egenskaper som styrer oppførselen til en karbonatakvifer er tilførsel, strømning og lagring (Hobbs & Smart, 1986). De tre attributtene er uavhengige, men dette har ikke alltid vært lagt merke til. Tilførsel gjennom sluk ble tidligere nesten konsekvent forbundet med passasjestrømning og lav lagringskapasitet (som Shuster & White, 1971).

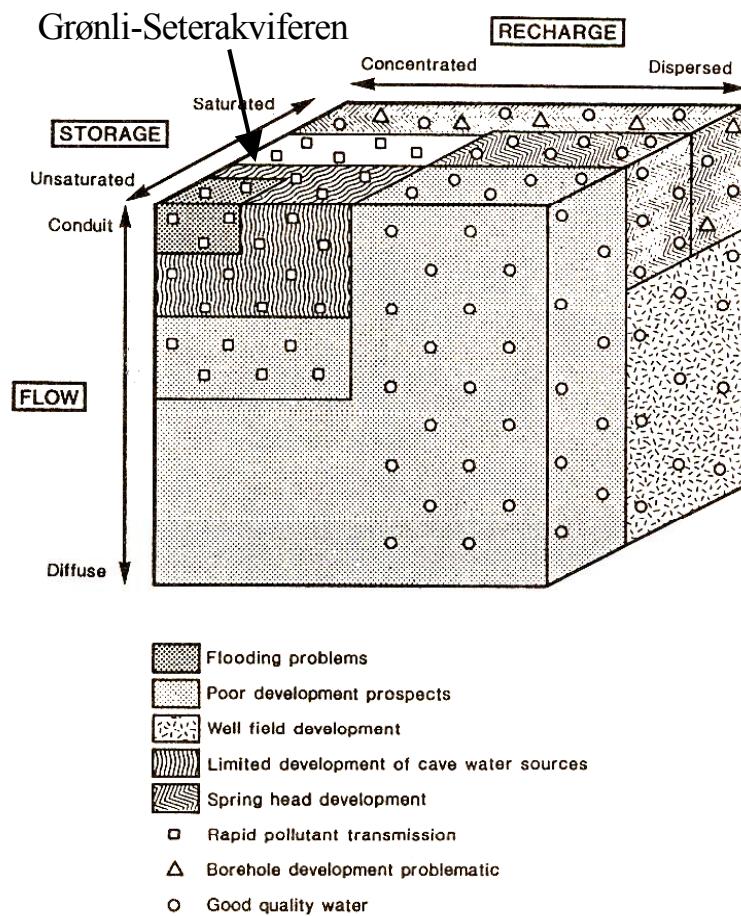
De ulike typene av tilførsel strekker seg fra konsentrert til spredt ("dispersed"), figur 6.4.1 (Hobbs & Smart, 1986). Den første karakteriseres av stor tilførsel gjennom diskrete punkter, mens den andre karakteriseres av mindre tilstrømning på et stort antall steder. Tilførselen til Grønli-Seterakviferen skjer gjennom et større og trolig flere mindre bekkenedløp. I tillegg tilføres det en ubetydelig mengde vann gjennom sprekker.

Strømning i karbonatakviferer strekker seg fra passasjestrømning til diffusstrømning, figur 6.4.1. I figur 6.3.1 ble middel tracerhastighet i Grønli-Seterakviferen plottet sammen med hastigheter fra andre akviferer. Hastigheten passet sammen med hastighetene fra andre akviferer med passasjestrømning. Dette stemmer også med observasjoner fra grottesystemet og resultater fra de andre undersøkelsene som er gjort. Strømningen er turbulent og foregår i store hulrom med høy hastighet.

For lagring er det vanskeligere å finne to klare hovedtyper. For å finne en delvis kontinuerlig skala mellom ulike typer lagring kan en gå fra umettet via tidvis metning til varig mettet lagring, figur 6.4.1. Det er viktig å være klar over at lagring avhenger like mye av topografi og geologi i akviferen som av strømningstypen som forekommer (White, 1969; 1977).

Forholdet mellom volumet av akviferen og årlig tilførsel er lavt i Grønli. Resesjonskoeffisienten er høy og porøsiteten i berggrunnen lav. Den største delen av lagringsvolumet utgjøres av lagring i freatiske sløyfer under grunnvannspeilet. Dette er en del av mettet sone. De vadose delene av akviferen utgjør en liten del av volumet og bidrar svært lite til lagring.

Figur 6.4.1 viser Hobbs & Smarts (1986) modell for klassifisering av karbonatakviferer. Utnyttelsespotensialet til de ulike akvifertypene er også vist. Grønli-



Figur 6.4.1: Hobbs & Smarts tredimensjonale modell for klassifisering av karbonatakviferer. Modellen viser påvirkningen av ulike typer tilførsel ("recharge"), strømning ("flow") og lagring ("storage") på muligheten for utnyttelse av akviferer. Plasseringen til Grønli-Seterakviferen er vist med en pil. Fra Hobbs & Smart (1986).

Seterakviferen ligger i følge denne modellen i et område med begrensede utviklingsmuligheter av grottevann. Akviferer med liten eller ingen mettet lagring har lite potensiale for utvikling av betydelige forsyninger uavhengig av hvilken type tilførsel som finnes. Den store hetrogeniteten som passasjestrømning representerer, gir en urimelig høy usikkerhet i forhold til akviferutvikling av borehull. I slike tilfeller ville i så fall utnyttelse gjennom kilder og resurgenser være mer praktisk (Hobbs & Smart, 1986).

Karstifiserte akviferer er ofte av passasjestrømningstypen med konsentrert tilførsel og begrenset lagring. Der passasjer og passasjenettverk forekommer og tilførselen er konsentrert er det stor sjanse for forurensning av grunnvannet fra overflatekilder. Imidlertid vil stor lagring føre til lengre residenstid som resulterer i uttynning og svekkelse av det forurensende stoffet. Vannkvaliteten vil derfor likevel være god. Spredt tilførsel vil også kunne fortenne forurensningen selv om strømmingen foregår i passasjer og

sprekkenettverk. Grønli-Seterakviferen er en typisk karstifisert akvifer, og forurensning i nedslagsfeltet til Strokbekken vil derfor lett kunne forringe vannkvaliteten.

6.5 Korrosjonsrater

6.5.1 Korrosjonsrater vs. Denudasjonsrater

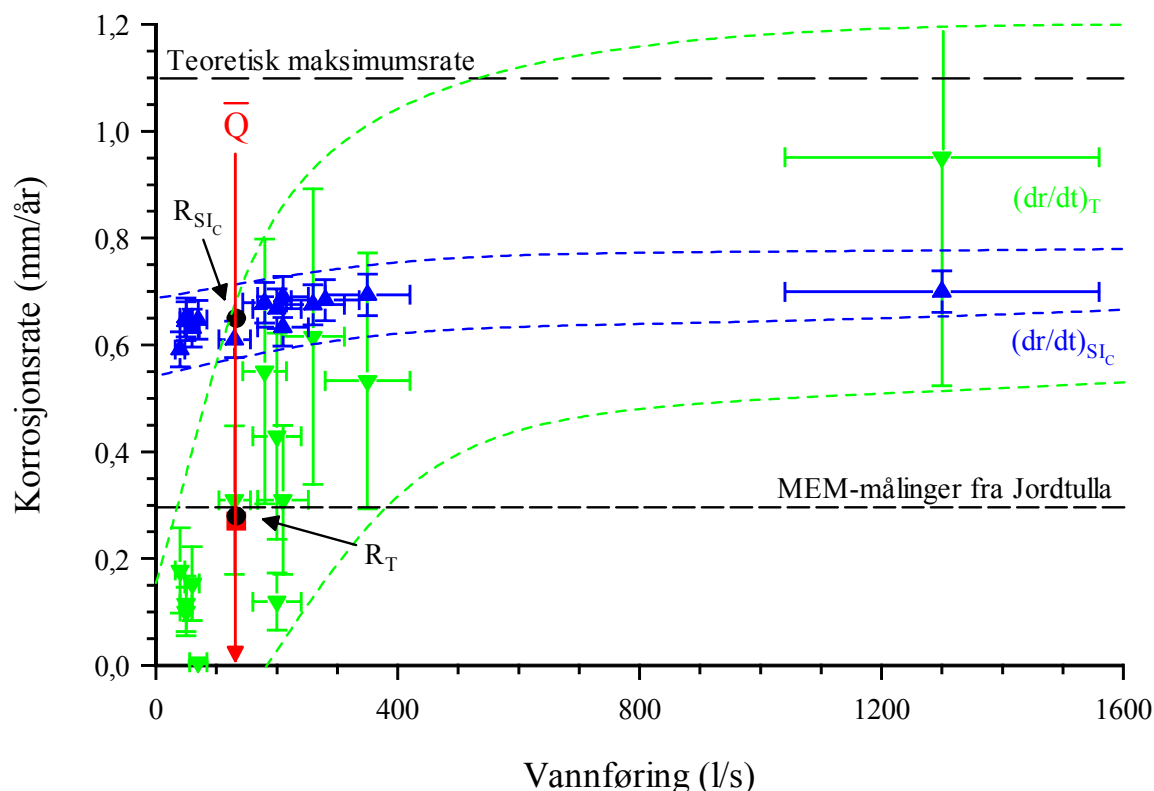
Korrosjonsraten i en aktiv grottepassasje er betydelig høyere enn korrosjonsraten på en karstoverflate i dreneringsfeltet, som for eksempel på en karrenoverflate. MEM-målinger i rennende vann har gitt korrosjonsrater på $0,312 \pm 0,005$ mm/år i Svartis-området (Lauritzen, 2000). På karrenoverflaten ble raten målt til $0,025 \pm 0,003$ mm/år (Lauritzen, 1990a). Korrosjonsraten i rennende vann er ofte mer enn 10 ganger høyere enn raten på overflaten, derfor kan en ikke sammenligne denudasjonsrater for et dreneringsfelt med korrosjonsrater i en akvifer. Dessuten er denudasjonsratene som er beregnet i eldre arbeider ofte bestemt ved hjelp av Corbels formel eller modifiseringer av den. Slike beregninger gir høyere verdier enn nyere studier der andre og bedre metoder er brukt (Lauritzen, 1990a; Øvstedal, 1991).

Målinger med mikro-erosjonsmeter, MEM, og forsøk med standardiserte marmortabletter gir gjennomsnittsmålinger over tid, men gjelder hovedsakelig for et punkt, eller begrenset område. Sammenstilte data fra et større område gir gjennomsnittsrater. Korrosjonsrater bestemt fra vannprøver gir øyeblikksmålinger, som gjelder for den tilstanden akviferen var i da vannprøven ble tatt. Sammen med varighetskurver for vannføringen kan en også på denne måten bestemme gjennomsnittsrater.

Etter kinetisk gjennombrudd, er utvidelsesraten for passasjen proporsjonal med vannføringen, opptil en asymptotisk maksimumsrate for radiell passasjeutvidelse (Lauritzen, 1990b). Den maksimale oppløsningsraten anses generelt for å være omlag 1 mm/år eller 10^{-7} mMol $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Palmer, 1981; Dreybrodt, 1988).

6.5.2 Sammenstilling av korrosjonsrater fra dette studiet

Korrosjonsratene i akviferen varierer både i tid og rom. Raten avtar fra innløp til utløp, og øker med vannføringen til den flater ut ved høye vannføringer, figur 6.5.1. Øyeblikksratene beregnet fra metningsindeks $(dr/dt)_{\text{SIC}}$ og transport $(dr/dt)_{\text{T}}$ er ikke signifikant forskjellige ved høye vannføringer, fordi usikkerheten er større enn differansen. Ved lave vannføringer



Figur 6.5.1: Oversikt over korrosjonsrater fra Grønli-Seterakviferen og MEM-målinger fra Jordtulla. Trekanten i grønt viser rater beregnet fra transport av kalsitt. Trekanten i blått viser rater beregnet fra metningsindeksen. Det røde kvadratet viser raten beregnet fra middelvannføringen, mens sirklene viser R_T og R_{Stc} . Data som er vist med blått og grønt er øyeblikksmålinger, mens data som er vist med rødt og svart er gjennomsnittsmålinger.

derimot er $(dr/dt)_{Stc}$ betydelig høyere enn $(dr/dt)_T$. Det kan skyldes at strømmingen er mindre turbulent ved lave vannføringer og derfor får tykkelsen av det laminære grensesjiktet betydning for korrosjonsraten. Det vil med andre ord si at korrosjonsraten er avhengig av vannføringen opp til et visst nivå, hvilket er i tråd med Lauritzen (1986b).

Korrosjonsratene beregnet fra vannprøvene ble kombinert med kildehydrograf og middelvannføring for å finne gjennomsnittlige korrosjonsrater for det hydrologiske året, tabell 6.5.1. Korrosjonsratene beregnet fra metningsindeksen, SI_C , er betydelig høyere enn ratene beregnet fra transport, fordi den er mindre avhengig av vannføringen og derfor gir høye rater selv ved lave vannføringer.

MEM-målinger fra Jordtulla, Glomdalsvatnets underjordiske utløp gir en korrosjonsrate på ca 0,3 mm/år (Lauritzen, 2000). Korrosjonsraten beregnet fra transporten av kalsitt korresponderer bra med MEM-målingene fra Jordtulla.

Tabell 6.5.1: Oversikt over korrosjonsrater beregnet for Grønli-Seterakviferen ved bruk av ulike metoder.

Beregning	Funksjon	Korrosjonsrater (mm/år)	
		Hydrograf	Q _{middel}
Transport og konstant V, R _V	5.7.5 & 5.7.12	0,25	0,27
Transport og varierende V, R _T	5.7.13 & 5.7.14	0,25	0,28
Metningsindeks, R _{Sic}	5.7.15 & 5.7.16	0,64	0,65

6.5.3 Andre publiserte data fra Nordland og andre steder

I følge Palmer (1984a) er oppløsningsraten for en aktiv vados grottepassasje vanligvis nær opptil den teoretiske maksimumsraten på omlag 1 mm/år. Dette avhenger av verdiene for C_0 , C_s og k . Denne oppløsningsraten er blitt verifisert av direkte feltmålinger av Coward (1971).

I sine studier i Glomdal har Lauritzen (1986b) funnet at korrosjonsraten øker med økende vannføringer opp til den flater ut på omlag $10^{-7} \text{ m Mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (1,17 mm/år) ved en vannføring på $10 \text{ m}^3/\text{s}$. I Grønli-Seterakviferen ser utflatningen av korrosjonsraten ut til å starte allerede ved $0,5 \text{ m}^3$ og med en maksimumsrate på nærmere 1,0 mm/år. Denne raten er i samsvar med Lauritzen (1986b) og Palmer (1984a).

Smith mfl. (1985) har i aktive bekkeleier i Yarrangobilly og Cooleman Plain i Øst-Australia gjort MEM-målinger over en 12-års periode. Den høyeste raten på 0,200 mm/år fant de i et aktivt bekkeleie like ved en insurgens. Vannet var aggressivt og en bratt gradient førte til abrsasjon i tillegg til korrosjon. Den nest høyeste raten, 0,074 mm/år ble funnet i et aktivt bekkenedløp med betydelig mindre aggressivt vann og lavere hastighet som ga mindre abrasjon. Dette studiet samsvarer med resultatene fra Grønli-Seterakviferen i den forstand at aggressivt vann og høy vannføring gir høye korrosjonsrater. Den høyeste verdien er den som er mest nærliggende å sammenligne med verdiene fra Grønli-Seterakviferen siden den har kontinuerlig vannføring og aggressivt vann gjennom hele systemet. Raten fra Smith mfl. (1985) er litt lavere enn raten som ble funnet i Jordtulla. Gjennomsnittsestimatene basert på transporten av kalsitt i Grønli-Seterakviferen ga rater mellom disse to.

Erosjonen i en aktiv grottebekk avhenger sterkt av metningsgraden til vannet. I en grotte i County Clare, Irland, fant High & Hanna (1970) at erosjonsraten, målt med MEM, sank med en størrelsesorden fra insurgens til resurgens. Vannet i bekkenedløpet var svært

aggressivt og korrosjonsraten var på 0,5 mm/år. Inne i grotta var vannet aggressivt og raten var på 0,4 mm/år. I kilden var vannet nær metning og det ble målt en rate på 0,05 mm/år. I Grønli-Seterakviferen er vannet sterkt undermettet på kalsitt gjennom hele akviferen, noe som gir betydelig mindre endring i korrosjonsraten gjennom akviferen. Endringen korrosjonsraten fra loggestasjonen i Grønligrotta til Pøla var på kun 3 % fra 0,68 til 0,66 mm/år i middelverdi, men forskjellen er likevel signifikant. Ratene er basert på metningsindeksen til vannprøvene. Øvstedal (1991) fant i sitt studie fra Sirijorda at korrosjonsraten avtok gjennom akviferen fra $1,1 \pm 0,1$ mm/år i innløpet til $0,8 \pm 0,1$ mm/år i kilden. Korrosjonsratene ble beregnet fra vannprøvene ved bruk av PWP-likningen. Øvstedal fant også at korrosjonsraten beregnet fra vannprøvene var betydelig høyere enn raten bestemt ved forsøk med standardiserte marmortabletter. Ratene bestemt med marmortabletter varierte mellom 0,1 og 0,3 mm/år. Crowther (1983) viser at de to metodene estimerer to fundamentalt forskjellige fenomen. Ratene bestemt med vekttap på marmortabletter er 1 til 2 størrelsesordener lavere enn ratene beregnet fra hardheten i vannet (Crowther, 1983).

6.6 Alder

6.6.1 Alder beregnet fra volumet av den fossile akviferen

Volumet av den fossile akviferen ble beregnet til $49\,000\text{ m}^3$. Dersom en antar at marmoren har en tetthet på $2,7\text{ g/cm}^3$, gir det en masse på $1,3 \cdot 10^5$ tonn. Nedbørsnormalen i Grønli er på 1680 mm/år. Når en ikke tar hensyn til evapotranspirasjon, gir det en maksimal avrenning fra nedbørsfeltet til Strokbekken på $1,2 \cdot 10^7\text{ m}^3/\text{år}$. $\Delta C_{\text{kalsitt}}$ i vannprøvene er i gjennomsnitt $2,5\text{ mg CaCO}_3/\text{l}$. For å holde hele massen fra grottene i løsning med denne konsentrasjonen ville en trenge $5,3 \cdot 10^{10}\text{ m}^3$ vann. Med dagens nedbørsrate og konsentrasjon av kalsitt ville det ta ca. 4 400 år å danne grottesystemet.

Store mengder sedimenter er transportert inn i grottene etter eller i episoder under dannelsen. Grottenes reelle alder kan derfor ikke være 4 400 år. Scallops på passasjeveggene viser at siste dominerende vannføring var oppover mot fjellsiden, det vil si motsatt av det strømningsregimet som Strokbekken danner. For at strømming skal være mulig i oppoverbakke må vannet være under vannspeilet og under trykk. Dette kan best forklares med glasiale forhold. Grottene er dannet under freatiske forhold som ikke kan

oppstå ved drenering av Strokbekkens nedslagsfelt. Denne metoden vil derfor ikke gi et riktig estimat av grottenes alder.

6.6.2 Alder beregnet fra korrosjonsratene

Når en skal bestemme alderen til en grotte, må en ta hensyn til både diameteren til de største freatiske passasjene og hvor høyt grotta ligger over dalbunnen (Lauritzen, 1990b). Alderen til grotta kan ikke være mindre enn tiden det vil ta å løse opp den største freatiske passasjen. Freatiske passasjer dannes under grunnvannspeilet, det vil si at grunnvannspeilet må løftes slik at hele passasjen blir vannfylt. Hvis grotta ligger i en dalside, kan dette gjøres på to måter, enten ved å fylle dalen med is, eller med fjell (Lauritzen, 1990b). Disse forholdene opptrådte på forskjellig tid og med forskjellig varighet. Siste gang Røvasdalen var fylt med is er ca. 9 000 år siden. Dalen hadde da vært fylt med is i bortimot 100 000 år. Lauritzen (1990b) opererer med en gjennomsnittlig dal-erosjonsrate på mellom 0,15 - 0,55 m/ka for både glasier og interglasialer. Grønligrotta ligger ca. 200 m over dalbunnen. Det betyr at det er mellom 1,3 millioner og 360 000 år siden Røvasdalen ble dannet. Maksimumsalderen til en grotte er derfor begrenset av raten for glisial dalerosjon.

Den radielle utvidelsesraten er ikke lik under glisiale og interglisiale forhold. Ratene i interglasialer er betydelig høyere enn i glasier, på grunn av større tilgang på CO₂ selv om løseligheten av CO₂ vil svekkes på grunn av høyere temperatur. Dessuten forsvinner gass og faste stoffer når snø omdannes til is (Glen mfl., 1977). Derfor inneholder smeltevann fra breer lite CO₂, og har lite oppløsningspotensiale overfor kalkstein (Smart, 1984). Under de kaldeste periodene av glasier og i perioder da breen er på framvekst vil det i tillegg være liten tilgang på vann under en bre. Derimot vil det under deglasiasjon være stor tilgang på vann og sedimenter, slik at det i tillegg til korrosjon vil kunne være betydelig mekanisk erosjon. Subglisiale sedimenter vil være mer utbredt i de lavereliggende områdene under en bre, som i daler. Dette er noe av grunnen til at en i Setergrotta ser tegn på betydelig erosjon under ekstremt høy vannføring. Dette kan en også delvis se i Langgrotta, mens denne typen erosjon er fraværende i Grønligrotta.

I sin modell for glisial radiell passasjeutvidelse har Lauritzen (1990b) brukt en rate på 0,5 til 1,0 mm/ka, noe som trolig er et grovt underestimat fordi det er funnet tilsvarende rater i kvarts på 4 mm/ka (Ford & Williams, 1989). For interglasialer har Lauritzen brukt rater på mellom 200 og 600 mm/ka. Det er i samsvar med ratene funnet i dette studiet. Lauritzen (1990b) har i tillegg estimert en rate for forvitring ved kondensasjon av vann.

Siden de fleste grotter har bevis på fullstendig oversvømmelse under deglasiasjonen, må den omlag 2 mm tykke forvittringshuden som en ser på grotteveggene i dag, være dannet i holocen hvilket betyr at utvidelsesraten fra kondensasjon er minst 0,2 mm/ka (Lauritzen, 1990b). Ifølge Dublyansky & Dublyansky (2000) som har sammenfattet data fra en rekke tidligere arbeider, ligger korrosjonsraten fra kondensasjon på karbonater mellom 0,5 og 4,0 mm/ka.

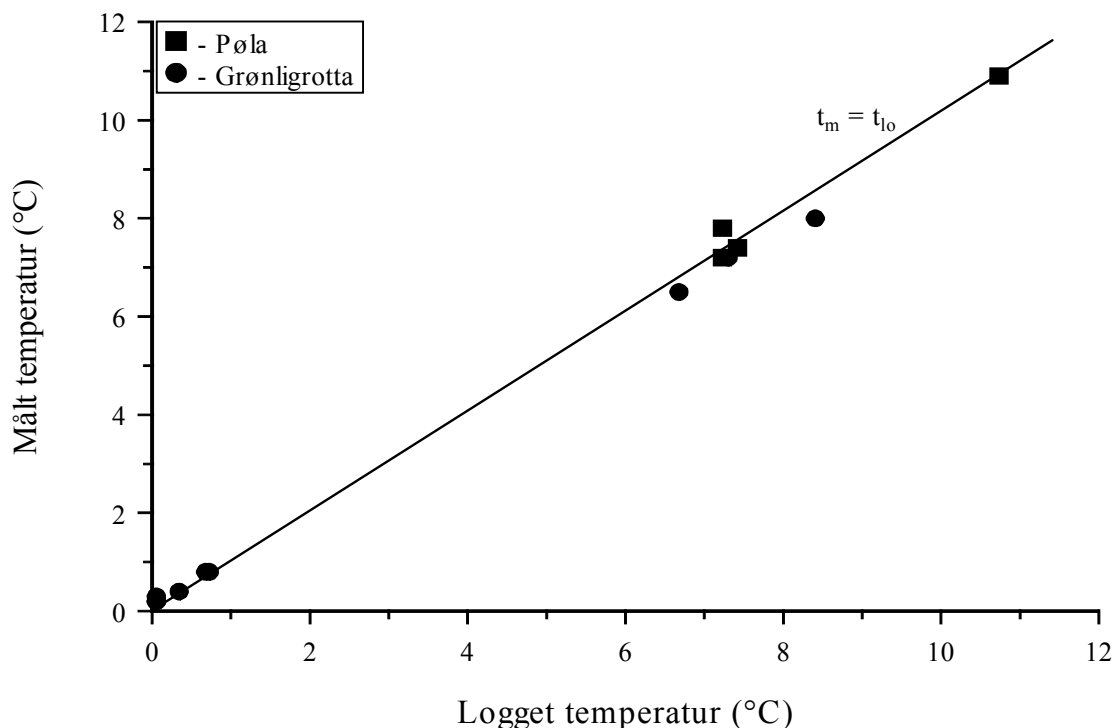
Det er ikke gjort forsøk på å estimere alderen på de største hallene i Setergrotta fordi de ligger delvis i glimmerskiferen med tydelige tegn på erosjon (jettegryter i taket) eller er modifisert av nedfall. Dagens passasjer er derfor ikke dannet kun ved oppløsning. Den største freatiske passasjen i Setergrotta er Ostegangen som er omlag 2,5 m i diameter på det største.

Den største sirkulære passasjen i Grønligrotta er *Klippetunnelen* med en diameter på omlag 3 m. Det tilsvarer en radius på 1,5 m. De gjennomsnittlige korrosjonsratene som er beregnet i dette studiet, ligger mellom 0,20 og 0,65 mm/år eller 200 og 650 mm/ka. Med en rate på 0,3 mm/år eller 300 mm/ka må det ha tatt minst 5 000 år å utvikle *Klippetunnelen* fra en protohule (kjemisk gjennombrudd) og til den størrelsen den har i dag. Dette betyr imidlertid ikke at grotta er 5 000 år gammel. Morfologien til *Klippetunnelen* tilsier at den må ha vært vannfylt under dannelsen, og vannstrømmen har under siste aktive periode vært oppover. Det betyr at passasjen trenger minst 5 000 år i freatisk eller epifreatisk tilstand uten sedimentinnfylling for å dannes. Strømning oppover når vannet er under trykk, kan best forklares med glasiale forhold.

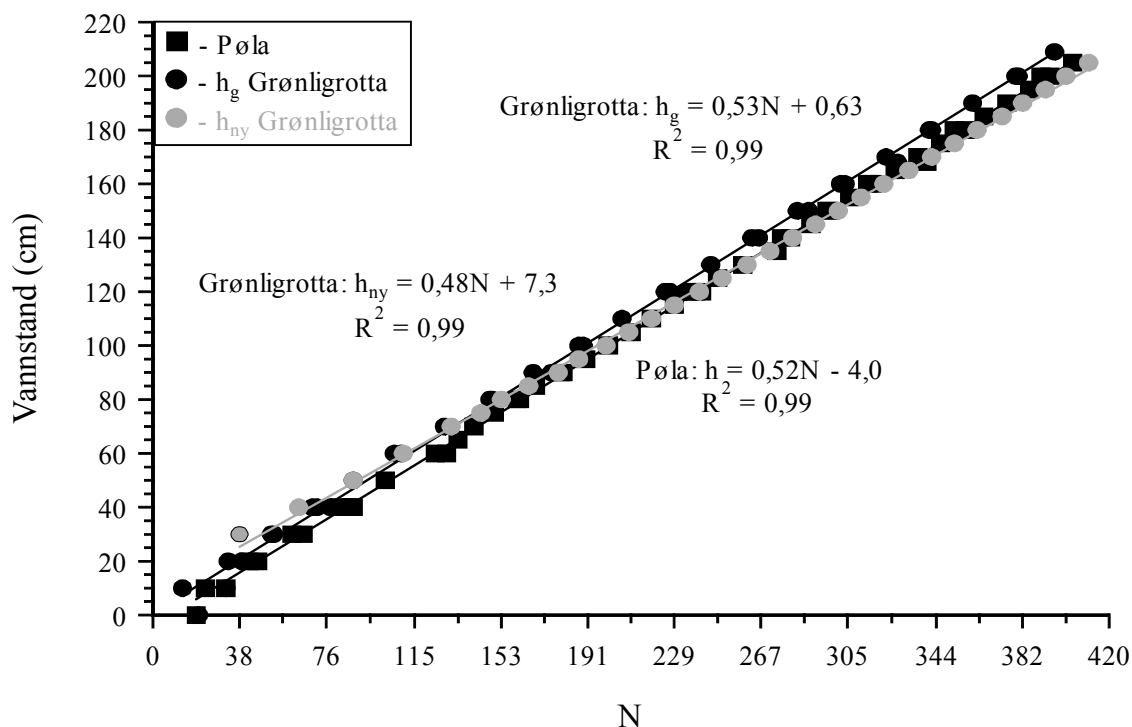
Etter at grottene ble dannet, eller i episoder under dannelsen er store mengder sedimenter transportert inn i grottene. Det er omlag 9 000 år siden det lå en bre i Røvassdalen og Grønligrotta sist var fylt med vann. For omlag 9 000 år siden ble leirsekvensen i *Bjørnehiet* øverst i *Klippetunnelen* avsatt. Den er drapert over moreneavsetninger. Sedimentinnfyllingen ved siste deglasiasjon startet med andre ord for mer enn 9 000 år siden. Deler av sedimentene kan også stamme fra tidligere enn siste deglasiasjon. Hestangens (in prep.) studium av sedimentene i grottesystemet inkluderer datering av blant annet kalkkonkresjoner som forhåpentligvis vil kunne gi en minimumsalder for når de fossile delene av grotta var ferdigdannet. Uansett betyr det at en absolutt minste alder for grottene er 15 000 år, men trolig er de betydelig eldre enn det.

Korrosjonsraten er som nevnt lavere under glasiale forhold, kanskje opp mot 2 størrelsesordener i følge Lauritzen (1990b). Dersom en antar en glasial korrosjonsrate på 10 mm/ka, ville det tatt 150 000 år å danne *Klippetunnelen*. Dette er betydelig lengre tid

enn det som ble estimert med dagens korrosjonsrate. For 150 000 år siden var det også istid, men det var da siste halvdel av forrige istid, Saale, og mellom den og siste istid, Weichsel, var forrige interglasial, Eem. Det betyr at en i løpet av de siste 150 000 årene har hatt 2 deglasiasjoner, 2 interglasialer i tillegg til framvekst av breer og et glasiasjonsmaksimum. En kan derfor med stor sikkerhet si at den radielle utvidelsesraten har variert under dannelsen av grottene, og et forsøk på nøyaktig aldersbestemmelse utfra korrosjonsrater vil være ren spekulasjon. Likevel gir dette et visst innblikk i tidsrammer for dannelsen og en begrensende minimumsalder og maksimumsalder.



Figur 5.2.2: Figuren viser målt vanntemperatur, t_m , plottet mot logget vanntemperatur, t_{l0} . Linjen for $t_m = t_{l0}$ er også vist.



Figur 5.2.3: Kalibreringskurver for vannstandssensorene.

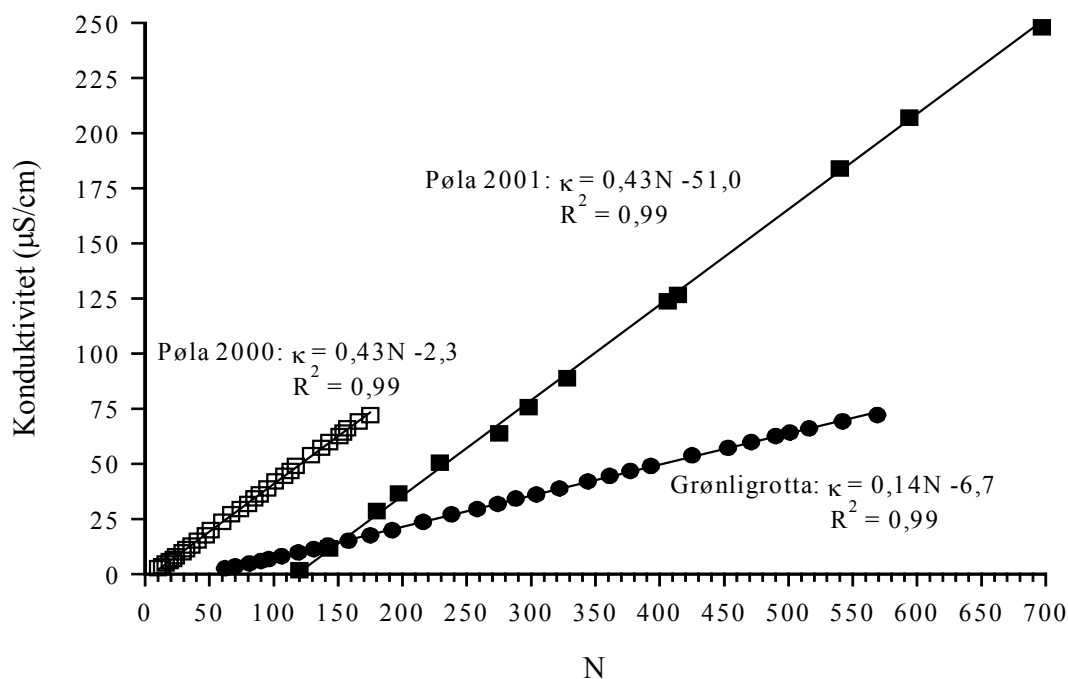
Dataene fra den nye vannstandssensoren ga ikke like god korrelasjon med vannstandssensoren i Pøla som den gamle gjorde. Dataene er likevel tatt med i

fremstillingene. Problemene med å gjøre vannstandsloggingene om til vannføringer og overensstemmelsen mellom målt og logget vannstand er behandlet i kapittel 5.3.

5.2.3 Konduktivitetssensorer

Verdiene fra konduktivitetssensoren i Grønligrotta varierte mellom 5 og 55 $\mu\text{S}/\text{cm}$, og tilsvarende verdier fra Pøla varierte mellom 10 og 60 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de 4 første månedene den var plassert i felt (fra juli til oktober 2000). Fra oktober 2000 til januar 2001 hoppet verdiene vilkårlig mellom 20 og 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Dette er helt usannsynlig derfor er dataene fra denne perioden forkastet. Fra januar og fram til midten av juni lå verdiene mellom 110 og 190 $\mu\text{S}/\text{cm}$. I denne perioden reagerte sensoren på endringer i vannføringen på samme måte som de 4 første månedene og tilsvarende til sensoren i Grønligrotta. Fra midten av juni og fram til dataloggeren ble tatt ned i august, varierte konduktivetsmålingene helt vilkårlig i intervallet 30 til 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Målingene fra denne perioden er også forkastet.

Konduktivitetssensorene ble kalibrert både før og etter at de var plassert i felt, og kalibreringskurvene er vist i figur 5.2.4. Det er gitt to kalibreringsformler for konduktivitetssensoren i Pøla; Pøla 2000 og Pøla 2001. Stigningstallet for de to regresjonslinjene er nesten lik mens skjæringspunktet med y-aksen derimot hadde endret



Figur 5.2.4: Kalibreringskurver for konduktivitetssensorer. Pøla 2000 og Pøla 2001 er funksjonene som er brukt for å gjøre om konduktivetsmålingene fra loggeren i Pøla i henholdsvis 2000 og 2001.

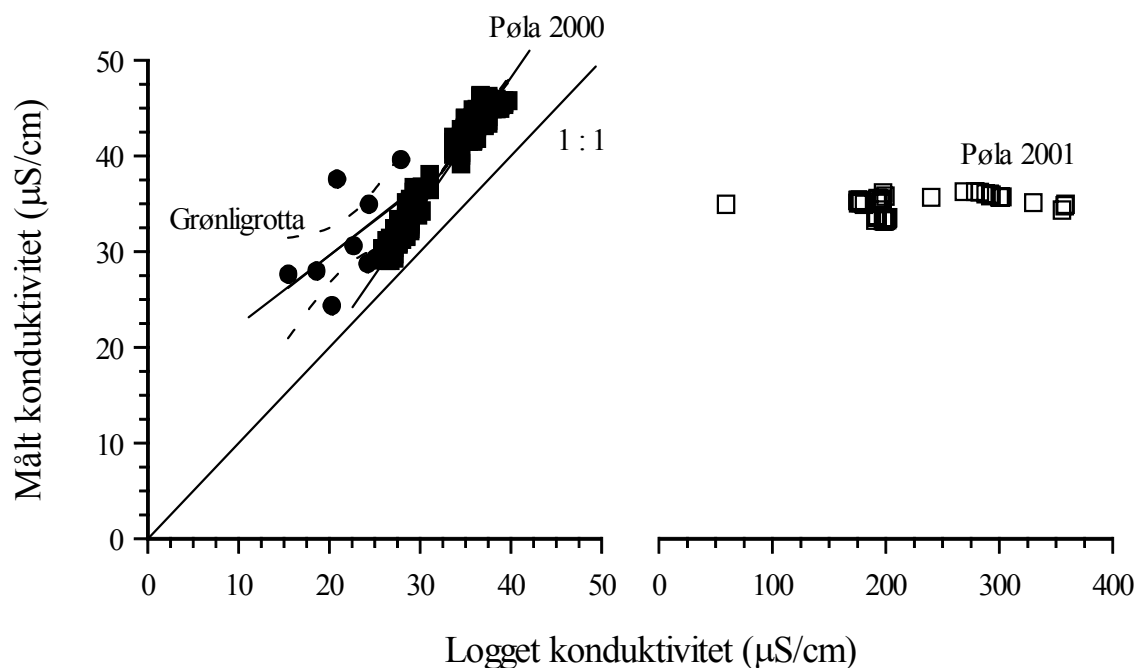
seg mye, fra $-2,3$ til $-51,0$, figur 5.2.4. Selv med denne differansen ligger nivået på målingene fra 2001 (januar – juni) omlag $100 \mu\text{S}/\text{cm}$ høyere enn målingene fra 2000 og fra Grønligrotta i samme periode. Dette er usannsynlig. Målingene kan derfor ikke brukes til å si noe om konduktiviteten, men endringene i konduktiviteten kan brukes i tolkningen av hydrograf og kjemograf.

De manuelle målingene av konduktivitet ble sammenlignet med logget konduktivitet. For datasettet fra Grønligrotta er det ikke signifikant korrelasjon mellom målt og logget konduktivitet med et signifikansnivå på 0,05 (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,31$, $P = 0,12$), figur 5.2.5. Regresjonslinjen er gitt med funksjonen:

$$k_m = 0,75k_{lo} + 14,6 \quad (5.2.1)$$

Dataene fra Pøla er delt mellom de målingene som ble gjort høsten 2000, og de som ble gjort sensommeren 2001, i henholdsvis venstre og høyre del av figur 5.2.5. Målingene fra høsten 2000, ligger samlet rundt en rett linje (lineær regresjon, $r^2 = 0,96$, $P = 4\text{E}-132$). Regresjonslinjen er gitt med funksjonen:

$$k_m = 1,31k_{lo} - 4,2 \quad (5.2.2)$$



Figur 5.2.5: Logget konduktivitet, k_{lo} , er plottet mot målt konduktivitet, k_m . Legg merke til at det er to forskjellige x-akser. Data fra Grønligrotta er vist med sirkler, data fra Pøla 2000 er vist med fylte kvadrater og data fra Pøla 2001 er vist med åpne kvadrater. Regresjonslinje og konfidensintervall ved et standardavvik er vist for dataene i venstredel av figuren. Linjen for $k_m = k_{lo}$ er vist i venstre del av figuren.

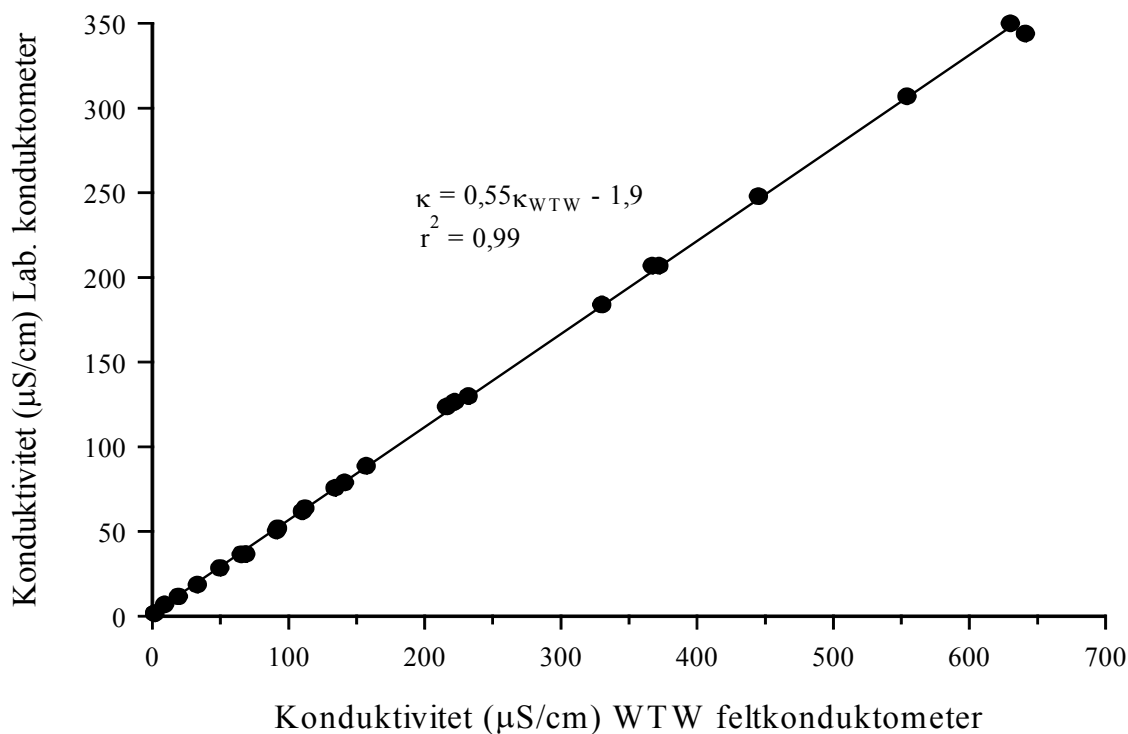
Det ideelle hadde vært at dataene hadde ligget på linjen: $k_m = k_{lo}$.

Av figur 5.2.5 ser en at det ikke er noen sammenheng mellom logget og målt konduktivitet for dataene fra Pøla i august 2001. De loggete dataene fra denne perioden er, som nevnt, forkastet fordi de ikke gir noe reell informasjon om konduktiviteten i kilden.

5.2.4 Avvik ved WTW feltkonduktometer

Etter feltsesongen ble Aandreråa konduktivitetssensorene kalibrert mot et nyere laboratorium konduktometer av typen CG-853 produsert av Schott Geräte i tillegg til WTW feltkonduktometeret. Det ble oppdaget store avvik i verdiene fra de to konduktometrene. Avviket viste seg å være systematisk, og det var et lineært forhold mellom avlesningene fra de to instrumentene, figur 5.2.6. Det er antatt at målingene gjort med det nye konduktometeret på laboratoriet gir korrekt konduktivitet. Regresjonslinjen er gitt med funksjonen (lineær regresjon, $r^2 = 0,99$, $P = 7E-39$):

$$\kappa = 0,55\kappa_{WTW} - 1,9 \quad (5.2.3)$$



Figur 5.2.6: WTW feltkonduktometeret viste seg å gi altfor høye konduktivetsverdier ved kalibrering mot et nytt laboratorium konduktometer.

Aanderaa konduktivitetssensoren i Grønligrotta fungerte tilfredstillende gjennom hele feltperioden. De to kalibreringsformlene fra før og etter felt var henholdsvis:

$$\kappa_{\text{før}} = 0,26N - 15,6 \quad (5.2.4)$$

$$\kappa_{\text{etter}} = 0,26N - 15,3 \quad (5.2.5)$$

Siden de to formlene er så like, tyder det på at avviket i WTW instrumentet har vært rimelig konstant gjennom hele felt- og laboratoriearbeidet. Alle målinger gjort med WTW feltkonduktometeret har i etterkant blitt omregnet etter formel 5.2.3 Det gjelder også målingene fra saltfortynningsforsøkene og vannprøvene.

5.3 Etablering av vannføringskurver

Relasjonen mellom vannstand og vannføring blir gjerne fremstilt grafisk i en vannføringskurve. Problemet er alltid å trekke kurven slik at den passer best mulig til de vannføringene som er målt og gir mest sannsynlige verdier for de intervaller der det ikke er foretatt målinger. Dersom det foreligger målinger i hele intervallet, vil en kunne trekke vannføringskurven svært nøyaktig. Det er derimot vanligere at det mangler vannføringsmålinger fra svært høye og lave vannstander. Vannføringskurven må da ekstrapoleres til de nivåer som er ønskelige. Det finnes flere fremgangsmåter for slik ekstrapolasjon.

Vannføringskurvens form er avhengig av elveprofilet og fallforholdene ved vannmerket (Otnes & Ræstad, 1971). I de fleste tilfeller vil det være et bestemmende profil på nedsiden av vannmerket hvor profilet er så trangt eller grunt at det har avgjørende innflytelse på alle vannstander ved vannmerket. Sadelpunktet i det bestemmende profil vil være vannføringskurvens nullpunkt, og ved denne vannstanden vil vannføringen være 0,0 l/s. Under de gunstigste forhold vil vannføringskurven være tilnærmet parabelformet i et kartesisk koordinatsystem. Dersom vannmerket har flere bestemmende profil, vil kurven være sammensatt av flere parabelsegmenter. Liknende virkning vil en også få når vannstanden stiger høyere enn selve elveleiet og vannet flommer utover elvesletten, hvilket vil gi en annen form på den øvre delen av kurven (Otnes & Ræstad, 1971).

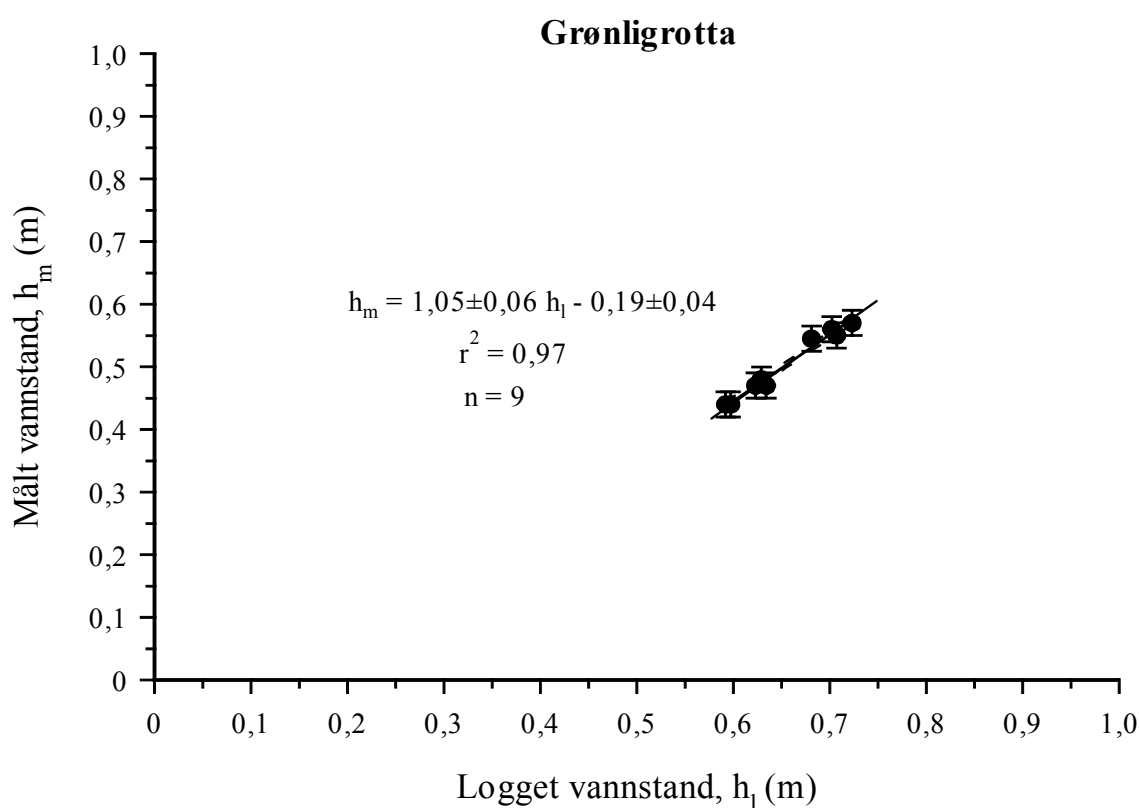
5.3.1 Vannføringskurve for Grønligrotta

For å etablere en vannføringskurve som gir realistisk ekstrapolasjon både for høye og lave vannføringer, har ulike metoder blitt forsøkt. Det ble i tillegg brukt målte vannstander fordi det finnes flere felles målinger med både logget vannstand og vannføring. Følgende beregninger ble forsøkt for å lage vannføringskurven: 1) arealhastighetsmetoden; 2) beregning av maksimal vannføring ved hjelp av Darcy-Weisbachs likning; 3) beregning av maksimal vannføring i det hydrologiske året 2000/2001; 4) kurvetilpasning.

Forholdet mellom målt og logget vannstand

Forholdet mellom målt og logget vannstand er vist i figur 5.3.1. Regresjonsanalysen er basert på 9 målinger mellom 0,59 og 0,73 m. Manuell måling av vannstand var begrenset til feltperiodene derfor er målingene gjort over et lite intervall. Målt vannstand, h_m , kan uttrykkes som:

$$h_m = 1,05h_l - 0,19 \quad (5.3.1)$$



Figur 5.3.1: Forholdet mellom logget og målt vannstand antas å være lineært. Forskjellen mellom målt og logget vannstand kan skyldes at vannstandssensorene trengte lengre tid til å stabilisere seg enn det som ble brukt under kalibreringen. Usikkerheten i målt vannstand er ± 1 cm. Konfidensintervall ved et standardavvik er vist sammen med regresjonslinjen.

h_1 er logget vannstand og begge parametrene er gitt i m. I figur 5.3.1 ser en at stigningskoeffisienten med usikkerhet (standard feil, SE) ikke er forskjellig fra 1, men skjæringspunktet er mindre enn 0 selv med usikkerhet. Den lineære regresjonskoeffisienten, r^2 , er 0,97 ($P = 5,0E-7$). Målingene fra loggestasjonen ligger i intervallet 0,39 til 1,20 m. Det antas at formel 5.3.1 gjelder for hele dette intervallet. (I det følgende er det brukt kun vannstand om målt vannstand, og dersom logget vannstand nevnes er dette spesifisert.)

Det er gjort 14 parallelle målinger av vannstand og vannføring. Målingene er fordelt på et svært kort vannstandsintervall. En har derfor vært nødt til å ekstrapolere vannføringskurven langt i begge retninger.

Arealhastighetsmetoden

Forholdet mellom målt vannstand og tverrsnittsarealet av bekken er vist i figur 5.3.2. For å finne forholdet mellom vannstand, h , og vannføring, Q , ble arealhastighetsmetoden forsøkt. Forholdet mellom vannstand og areal, A , var kjent, og middelhastigheten, v , kunne beregnes:

$$v = \frac{Q}{A} \quad (5.3.2)$$

Når Q er gitt i m^3/s og A er gitt i m^2 , får v dimensjonen m/s . I figur 5.3.3 er middelhastighet plottet mot vannstand dobbeltlogaritmisk og en lineær regresjonslinje er lagt inn. Ved å gjøre om på formelen for regresjonslinjen i figur 5.3.3, kan middelhastigheten beregnes fra vannstanden med følgende funksjon:

$$v = 64,6 \cdot h^{7,67} \quad (5.3.3)$$

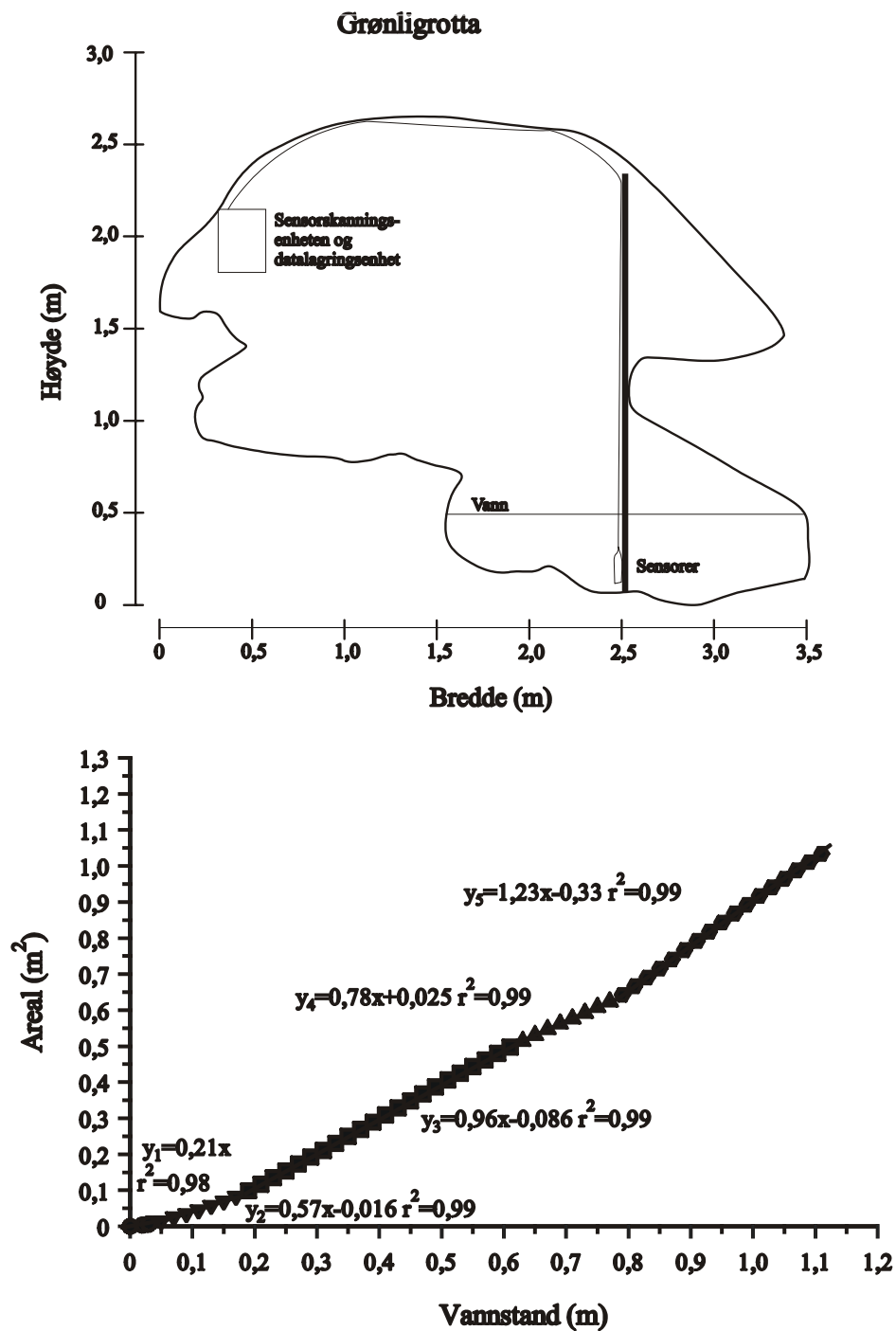
Høyeste loggete vannstand er på 1,10 m og tilsvarer 1,22 m i målt vannstand. Dersom man ekstrapolerer med lineær regresjonen i hele måleintervallet, blir den maksimale hastigheten 295 m/s. Dette er ikke mulig, derfor ble denne metoden forkastet.

Darcy-Weisbachs likning

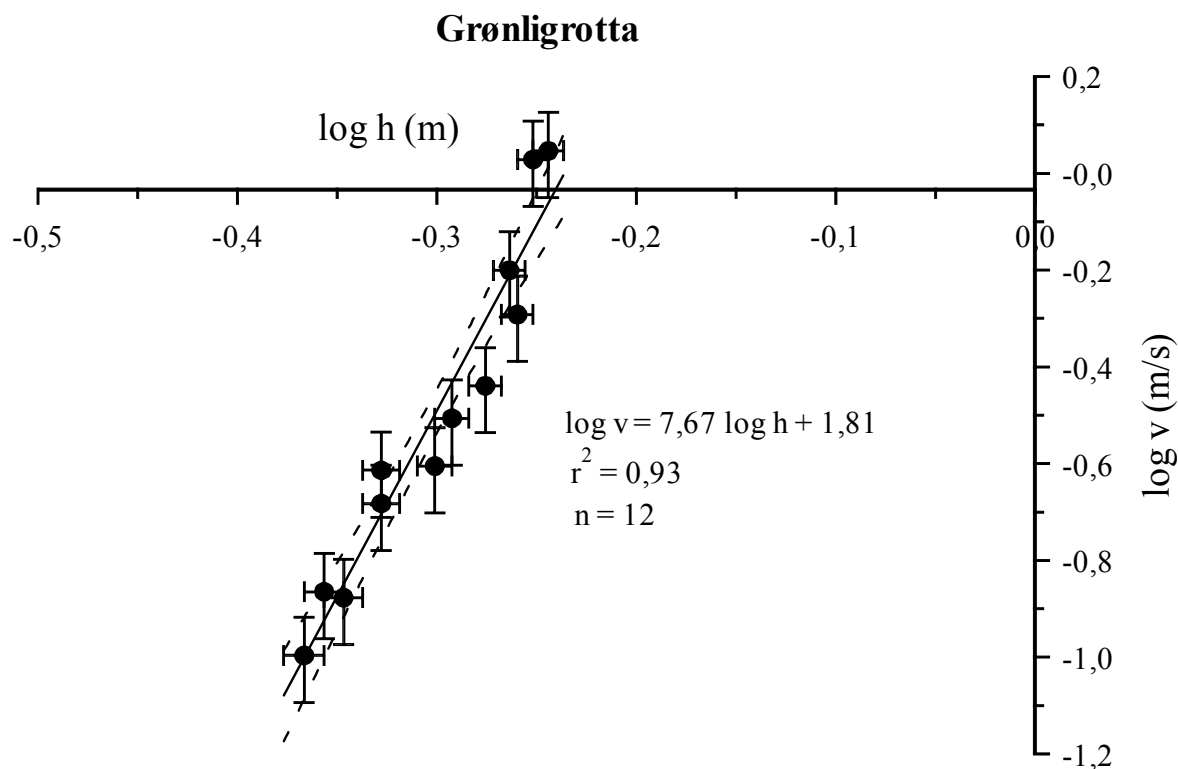
Vannføringen i et rør med turbulent strømming kan beregnes ved Darcy-Weisbachs likning (Ford & Williams, 1989):

$$Q = A \sqrt{\frac{2dgi}{f}} \quad (5.3.4)$$

d er diameteren av røret i m, g er tyngdens akselerasjon ($9,81 \text{ m/s}^2$) f er en friksjonsfaktor og $i = \frac{dh}{dl}$ er hydraulisk gradient. Lauritzen mfl. (1985) har vist at økende vannføring i en



Figur 5.3.2: Øverst: Skisse av passasjen ved loggestasjonen i Grønligrotta. Under: Forholdet mellom målt vannstand og tverrsnittareal i bekken for intervallet det er logget vannstander i.



Figur 5.3.3: Logaritmen til middelhastigheten plottet som funksjon av logaritmen til vannstanden. Regresjonslinjen og konfidensintervall ved et standardavvik er vist sammen med funksjonen for lineær regresjon og regresjonskoeffisienten. Usikkerheten for vannstanden er ± 1 cm og for hastigheten 20 %.

aktiv freatisk leder fører til at friksjonsfaktoren synker raskt til den når et konstant nivå på 0,116 ($Q = 14 \text{ m}^3/\text{s}$).

Darcy-Weisbachs likning ble brukt til å beregne vannføring ved maksimal vannstand. En vannstand på 1,22 m tilsvarer et tverrsnittareal på $1,2 \text{ m}^2$, figur 5.3.2. Dersom en antar en sirkulær vannfylt passasje, vil diameteren være:

$$d = \sqrt{\frac{4A}{\pi}} = \sqrt{\frac{4 \cdot 1,2}{\pi}} = 1,24 \text{ m} \quad (5.3.5)$$

Ved vannmerket er det lite fall på vannet ved høye vannføringer. I er derfor satt til 0,05. En antar at den maksimale vannføringen er svært høy og setter derfor friksjonsfaktoren, f , til 0,116. Maksimal vannføringen kan beregnes fra formel 5.3.4 som gir $Q_{maks} = 3,9 \text{ m}^3/\text{s}$. Denne vannføringen er dermed betydelig lavere enn antatt noe som vil føre til at friksjonsfaktoren er en del større, noe som igjen vil senke vannføringen. Bekken er vados ved vannmerket, noe som vil gi noe lavere friksjonsfaktor. Den hydrauliske gradienten er ikke kjent, men antas å være liten. Dersom gradienten er større, vil vannføringen være større, og motsatt.

Beregningen gir med andre ord bare et overslag av størrelsesordenen til maksimums vannføringen og ikke en eksakt verdi.

En vannføring på $3,9 \text{ m}^3/\text{s}$ gir i følge formel 5.3.2 en middelhastighet på $3,25 \text{ m/s}$. Dette er en mer sannsynlig hastighet enn den som ble beregnet med arealhastighetsmetoden.

Maksimal avrenning i det hydrologiske året

Under det mest intense regnværet i Grønlia i det hydrologiske året 2000/2001 falt det $121,2 \text{ mm}$ nedbør på et døgn. Nedslagsfeltet til Strokbekken er som tidligere nevnt omlag 7 km^2 , og det gir en maksimal avrenning på $9,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Da er det ikke tatt hensyn til evapotranspirasjon og lagring i naturlige magasiner som tjern, myr, jordsmonn, snø osv. Dette viser at vannføringer på over $10 \text{ m}^3/\text{s}$ er lite sannsynlig. Ved høye vannføringer renner bare en del av vannet gjennom Grønli-Setergrottesystemet. Den maksimale vannføringen som ble beregnet med Darcy-Weisbachs likning, utgjør omlag 40 % av avrenning som den maksimale nedbøren kan produsere. En maksimumsvannføring på rundt $3,9 \text{ m}^3/\text{s}$ virker dermed sannsynlig.

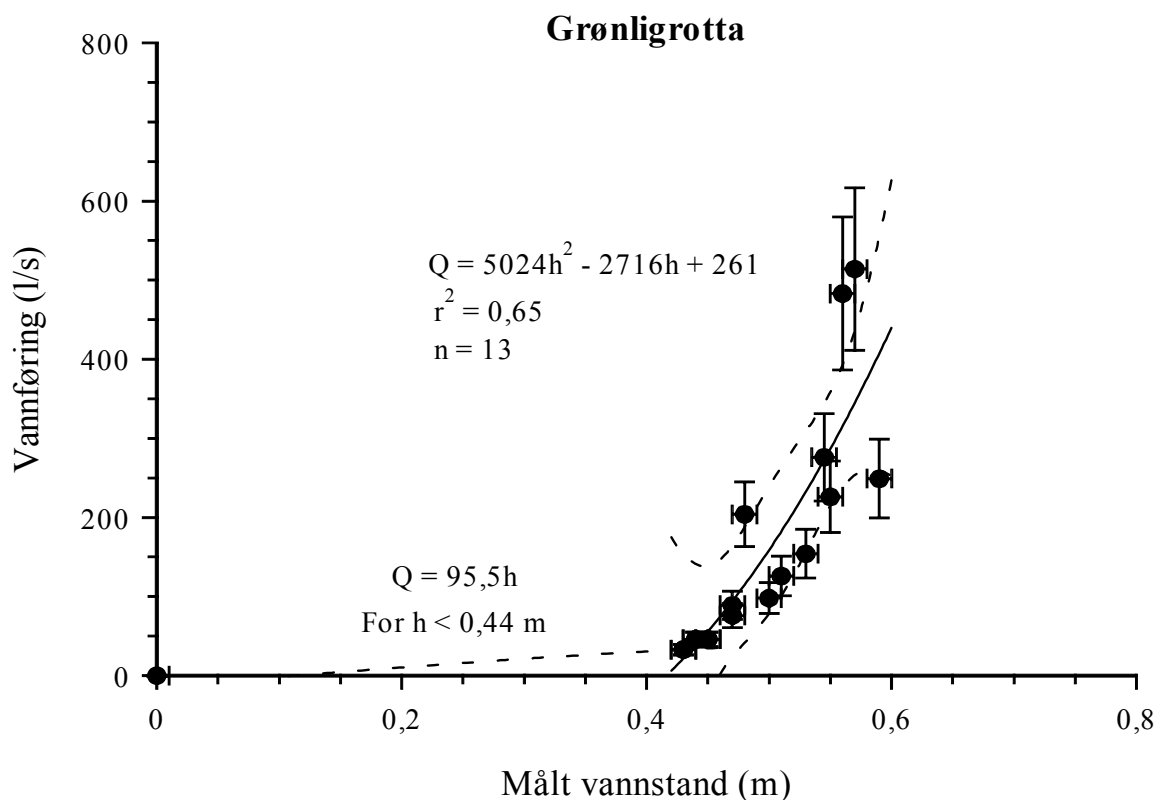
Kurvetilpasning

Den beste kurvetilpasningen til vannførings- og vannstandsdataene er en parabel, figur 5.3.4. Formelen for parabelen er:

$$Q = 5024h_m^2 - 2716h_m + 261 \quad (5.3.6)$$

Regresjonskoeffisienten er 0,65. Resultatet er imidlertid ikke signifikant med et signifikansnivå på 0,05 ($P = 0,70$ for a, og $P = 0,84$ for b). Denne tilpasningen gir en maksimal vannføring på ca. $3,4 \text{ m}^3/\text{s}$ i løpet av perioden. Dette er ikke langt unna verdien som ble beregnet ved Darcy-Weisbachs likning. Parabeltilpasningen gir med andre ord et sannsynlig estimat for høye vannføringer. Det er likevel vanskelig å si noe om formelen over- eller underestimerer vannføringen.

Parabeltilpasningen gir ikke et godt estimat for de laveste vannføringene. Det ble derfor lagt en lineær regresjonslinje fra de laveste målepunktene og mot nullpunktet. Funksjonen for den lineære regresjonslinjen er:



Figur 5.3.4: Figuren viser forholdet mellom målt vannstand og vannføring i Grønligrotta. Regresjonslinjene og konfidensintervall ved et standardavvik er også vist. Usikkerheten i vannføringer er 20 % og i vannstand ± 2 cm.

$$Q = 95,5h \quad (5.3.7)$$

og gjelder for vannstander mindre enn 40 cm. For å gjøre vannstandsdataene fra loggestasjonen i Grønligrotta om til vannføringsdata er de to funksjonene 5.3.6 og 7 sammen med funksjon 5.3.1 brukt.

5.3.2 Vannføringskurve for Pøla

I Pøla er det også nødvendig å gå veien om målt vannstand når en skal etablere en vannføringskurve mellom vannføring og logget vannstand. Følgende metoder ble forsøkt: 1) arealhastighetsmetoden, 2) kurvetilpasning i et normalt koordinatsystem, og 3) lineær regresjon i et dobbeltlogaritmisk plott av vannstand mot vannføring.

Forholdet mellom målt og logget vannstand

De loggete vannstandene fra hele det hydrologiske året ligger mellom 0,14 og 1,57 m. De parallelle målingene er spredt over et kort intervall, 0,25 til 0,50 m i logget vannstand.

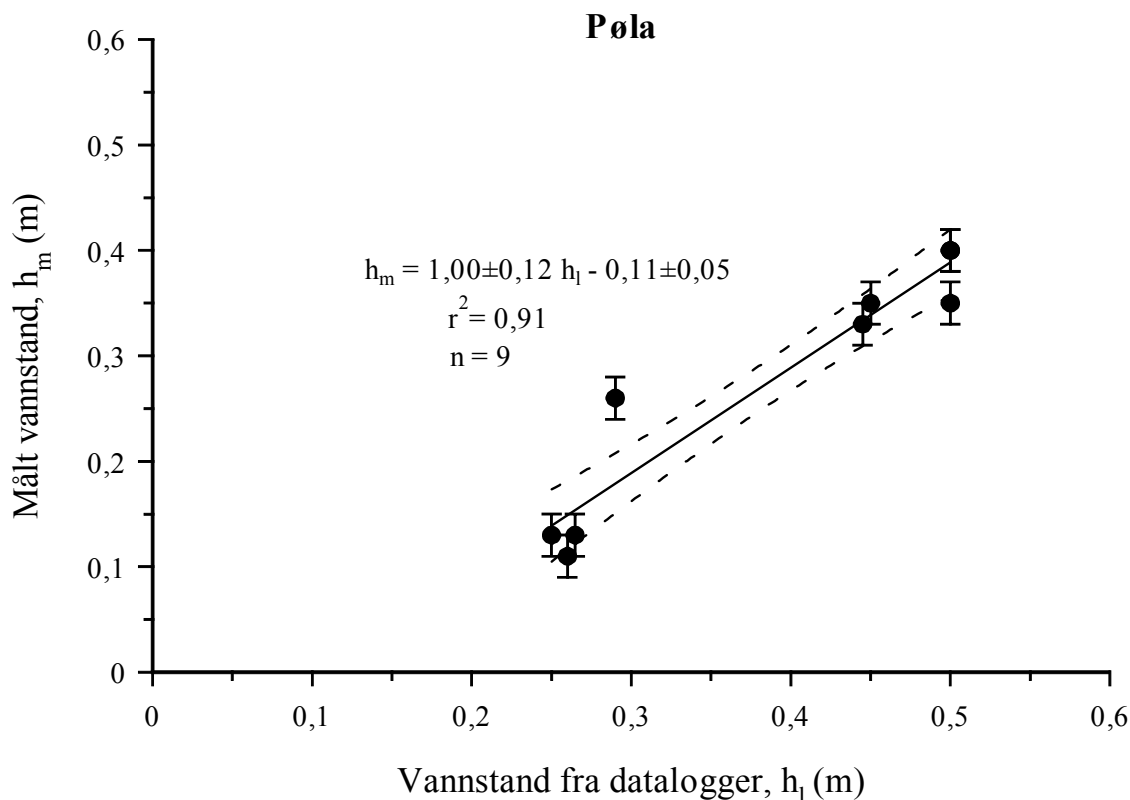
Korrelasjonen mellom målt og logget vannstand er basert på ni målinger. Punktene gir god tilpasning til lineær regresjon ($r^2 = 0,91$, $P = 7E-5$), figur 5.3.5. Det antas at det lineære forholdet kan ekstrapoleres til å gjelde for både høyere og lavere vannstander. Funksjonen for forholdet mellom målt, h_m , og logget vannstand, h_l , er:

$$h_m = 1,00h_l - 0,11 \quad (5.3.8)$$

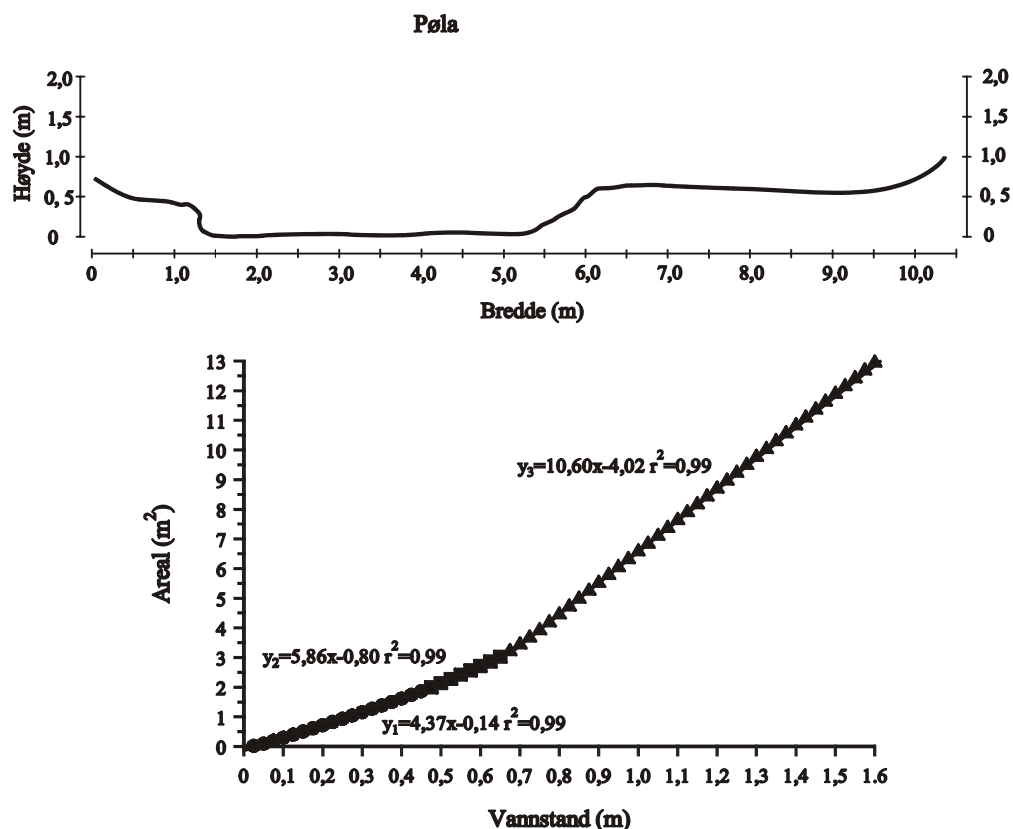
Som for Grønligrotta er skjæringspunktet med y-aksen forskjellig fra 0. Avviket kan skyldes at sensorene trengte lengre tid på å stabilisere seg enn det som ble brukt under kalibreringen.

Arealhastighetsmetoden

Øverst i figur 5.3.6 er det vist en skisse av utløpet til Pøla. Ved en vannstand på omlag 65 cm renner vannet utover elvesletta. Det gir et knekkpunkt på arealvannstandskurven, nederst i figur 5.3.6. Kurven blir brattere for høyere vannstander, det vil si at arealet øker raskere. Når vannet dekker elvesletta, vil hastigheten på vannet kunne være høy i



Figur 5.3.5: Forholdet mellom logget og målt vannstand i Pøla. Regresjonslinje og konfidensintervall ved et standardavvik er vist i figuren. Usikkerheten i målt vannstand er ± 2 cm.

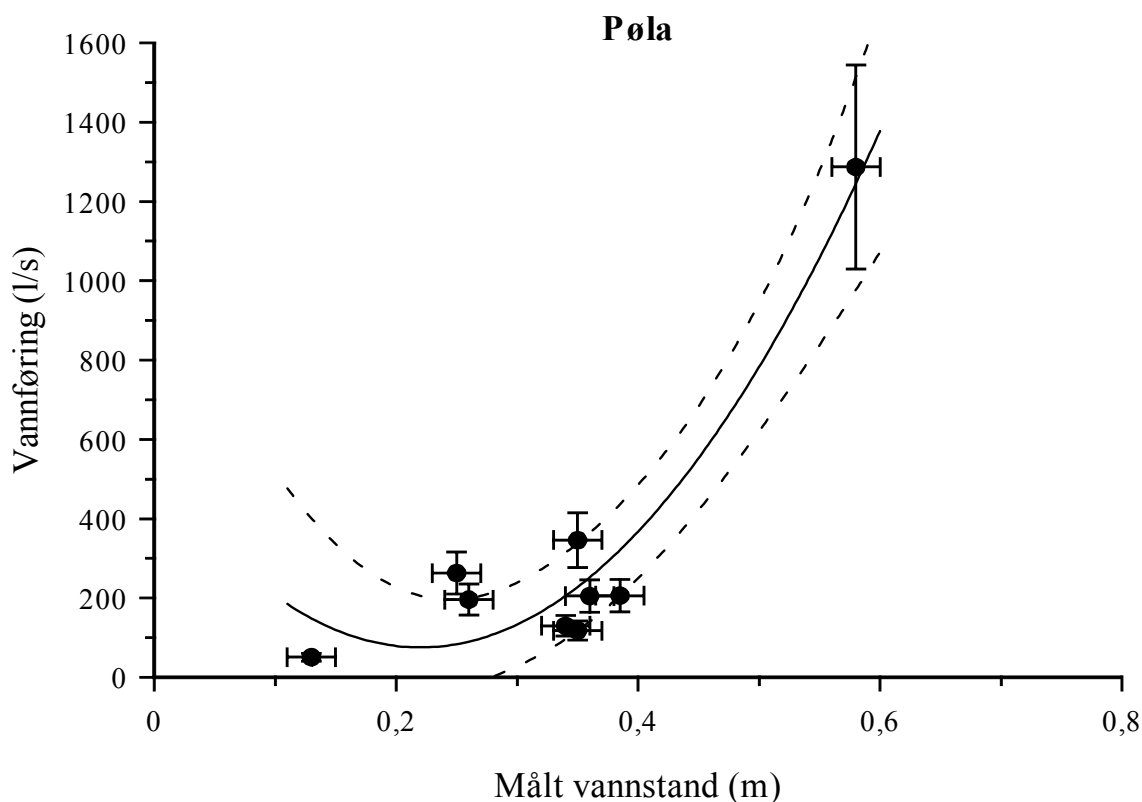


Figur 5.3.6: Øverst: Profil av utløpet til Pøla. Under: Arealvannstandskurve for utløpet til Pøla.

bekkeleiet, mens hastigheten på vannet på elvesletta vil være lav. Det fins ingen målepunkter for vannstander over 0,65 m, derfor er ikke arealhastighetsmetoden brukt for å ekstrapolere vannføringskurven i Pøla.

Kurvetilpasning

Dersom en legger en parabeltilpasning til plottet av målt vannstand mot vannføring, gir dette en regresjonskoeffisient på 0,90 ($P = 0,046$ for a, og $P = 0,0058$ for b), figur 5.3.7. Den gir med andre ord en god tilpasning til de målte punktene, men hvis kurven ekstrapoleres til høyere vannstander gir den urealistisk høye vannføringer. En vannstand på 1,5 m vil med parabeltilpasning gi en vannføring på omlag $15 \text{ m}^3/\text{s}$. Som vist i kapittel 5.3.1, tilsvarer den maksimal nedbøren i Grønli i det hydrologiske året en avrenning på $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Ved flom renner kun deler av vannet gjennom Grønli-Seterakviferen, hvilket vil si at vannføringer på over $5 \text{ m}^3/\text{s}$ er lite sannsynlig i denne perioden.



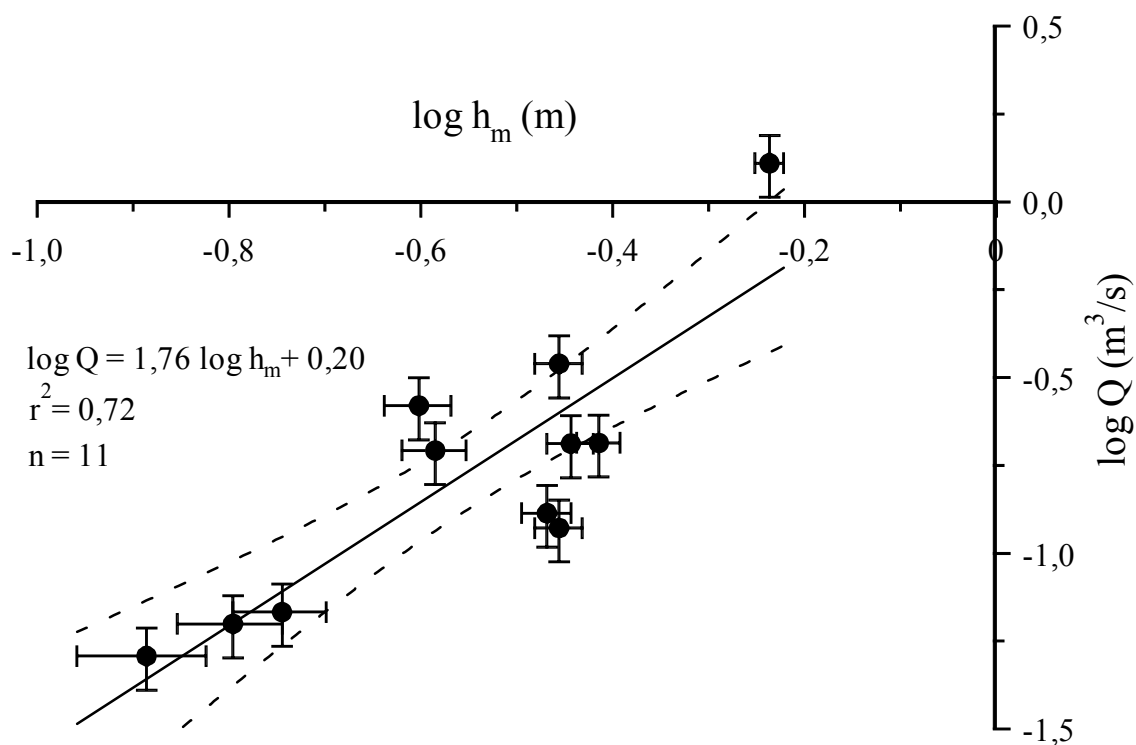
Figur 5.3.7: Vannføringsdata plottet mot vannstand med kurvetilpasning og konfidensintervall ved et standardavvik. Usikkerheten i vannstanden er ± 2 cm og i vannføring 20 %.

Dobbeltlogaritmisk plott

Når vannføring plottes mot målt vannstand dobbeltlogaritmisk, gir det en lineær regresjonslinje med regresjonskoeffisient på 0,72 ($P = 0,0010$), figur 5.3.8. Omregningsfunksjonen fra målt vannstand til vannføring blir da en potensfunksjon:

$$Q = 1,60 \cdot h_m^{1,76} \quad (5.3.9)$$

Når h_m er gitt i m, får Q benevnningen m^3/s . Kurven gir en ganske god tilpasning til de lave og midlere målepunktene, men underestimerer det høyeste målepunktet. Når en ekstrapolerer denne kurven til høyere og lavere vannstander, gir den realistiske verdier for de høyeste vannstandene. Den loggete vannstanden i Pøla varierte mellom 0,14 og 1,57 m. Omregnet med funksjon 5.3.8 og 5.3.9 gir det vannføringer i intervallet 0 til 3 500 l/s. Dette er omlag samme intervall som vannføringene i Grønligrotta.



Figur 5.3.8: Korrelasjon mellom vannføring og målt vannstand. Dataene er gitt som logaritmiske verdier. Regresjonslinjen og konfidensintervall ved et standardavvik er også vist. Usikkerheten i vannstanden er ± 2 cm og i vannføring 20 %.

Vannføringskurven

En har nå to alternativer til vannføringskurve. Det ene alternativet er parabeltilpasning som gir god tilpasning til målepunktene, men som også gir urealistisk høye verdier for vannstander høyere enn målepunktene. Det er denne metoden som er brukt i Grønligrotta. Det andre alternativet er en potensfunksjon som gir god tilpasning til de lavere og midlere målepunktene, men som underestimerer det høyeste målepunktet kraftig. Denne tilpasningen gir likevel realistiske vannføringer for de høyeste loggete vannstandene.

En bedre modell for vannføringskurven i Pøla er trolig en kurve bestående av to parabelsegmenter. Det første segmentet gjelder for vannstander lavere enn 0,65 m, mens det andre segmentet gjelder for vannstander over 0,65 m. Det vil si at kurven endrer form i knekkpunktet til arealvannstandskurven. Dessverre fins det ingen holdepunkter for denne modellen, derfor er den forkastet. Det er i stedet valgt å bruke potensfunksjonen, funksjon 5.3.9.

5.3.3 Feilkilder og usikkerhet

Det er stor usikkerhet i vannføringsberegningene både fra Grønligrotta og Pøla. Begge loggestasjonene var plassert rett etter en freatisk sone og vannet har antakelig forskjellig hastigheten når vannstanden stiger, og når den synker. Forholdet mellom vannstand og vannføring kan derfor være litt forskjellig mellom stigende og synkende vannføring, og en vil få en hysteresiseffekt. Dette er noe av grunnen til at det har vært vanskelig å etablere en vannføringskurve for de to stedene. I tillegg har en få målinger spredt over et kort intervall. I Grønligrotta er dette hovedårsaken til usikkerheten i vannføringene, og usikkerheten er størst ved høye vannføringer. Dette er også tilfellet i Pøla, men der er det i tillegg stor usikkerhet i selve målingene av både vannføring og vannstand. Dessuten er Pøla en kildedam som ikke bare påvirkes av vannføringen ut fra Grønli-Seterakviferen. Under er det gitt en mer detaljert beskrivelse av feilkildene i Pøla :

- *Måling av vannføring.* Utløpet til Pøla har et jevnt profil og strømmingen er relativt laminær. Saltfortynningsforsøk er ikke den beste metoden for å bestemme vannføringen i en slik bekk. Manglende omrøring i bekken kan ha ført til at saltpulsene ikke ble løst jevnt i bekken. I tillegg ble elektroden til WTW feltkonduktometeret liggende i kanten av bekkeleiet under forsøkene. Målingene som ble gjort med flottører, er også svært usikre, siden det kun var hastigheten på overflaten som ble beregnet. Flygel ville vært best egnet til å måle vannføringen i en slik bekk, men dessverre var ikke slikt utstyr tilgjengelig. Dette gjør at usikkerheten i vannføringsmålingene er stor.

- *Måling av vannstand.* Ved Pøla lå referansepunktet for vannstanden på en fjellvegg omlag 1 m fra dammen. Det var derfor nødvendig å bruke klinometer for å gjøre usikkerheten i målingene minst mulig. Likevel var usikkerheten trolig opp mot ± 2 cm.

- *Kildedammen Pøla.* Vannstanden i Pøla avhenger både av tilførselen av vann fra karstakviferen og fra den porøse akviferen i elvesletta. Dessuten tilføres Pøla vann direkte fra nedbør og fra nedslagsfeltet rundt dammen. Dette fører til at vannstanden i Pøla stiger selv om ikke tilførselen fra Grønli-Seterakviferen øker. Det gjør forholdet mellom vannstanden i Pøla og vannføringen ut fra Grønli-Seterakviferen svært komplisert. Det er ikke tatt hensyn til dette i etableringen av vannføringskurven for Pøla. Pøla viser seg med andre ord ikke å være spesielt godt egnet til å måle total vannføringen ut av Grønli-Seterakviferen.

- *Pøla om vinteren.* I kalde perioder om vinteren er det mulig at bekken som renner ut fra Pøla er bunnfrosset. Dette påvirker vannstanden i Pøla. Dessuten vil snø på

elvbredden, kunne påvirke forholdet mellom vannstand og vannføring når vannstanden er høyere enn elvbredden.

Usikkerhet

Usikkerheten i vannføringskurven viser seg med andre ord å være stor. En vil forvente en usikkerhet på omlag 10 % i vannføringsmålinger generelt (P. Könniger pers. medd.), men fordi bekken fra Pøla ikke er spesielt godt egnet for saltfortynningsforsøk vil en anta at usikkerheten er noe større her. Usikkerheten i saltfortynningsforsøkene både i Grønligrotta og Pøla er antatt å være omlag 20 %. I tillegg er det stor usikkerhet i de etablerte vannføringskurvene. Kurven for Grønligrotta er ikke signifikant. Usikkerheten øker med vannføringen, og gjennomsnittsestimatet fra Pøla ligger på 40 % for vannstandsintervallet det er gjort logginger i. Det er derfor antatt at usikkerheten i de etablerte vannføringskurvene er på omlag 40 % både for Grønligrotta og Pøla.

Usikkerheten i de videre beregningene er gjort med metoden ”kvadratroten av kvadratsum” som gjelder for relativ usikkerhet ved multiplikasjon og divisjon (Taylor, 1982):

$$\frac{\delta q}{|q|} = \sqrt{\left(\frac{\delta x}{x}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\delta w}{w}\right)^2} \quad (5.3.10)$$

5.4 Hydrologi

Det har vært plassert 2 automatiske dataloggestasjoner i systemet, en i begynnelsen og en i slutten. Når vannet passerer loggestasjonen i Grønligrotta, har det rent under jorda omlag 400 m. Derfra og ned til loggestasjonen i Pøla er det omtrent 2350 m. Ved å sammenligne formen på hydrografene fra Grønligrotta og Pøla, får en et bedre begrep om hvordan akviferen har modifisert den opprinnelige nedbørspulsen.

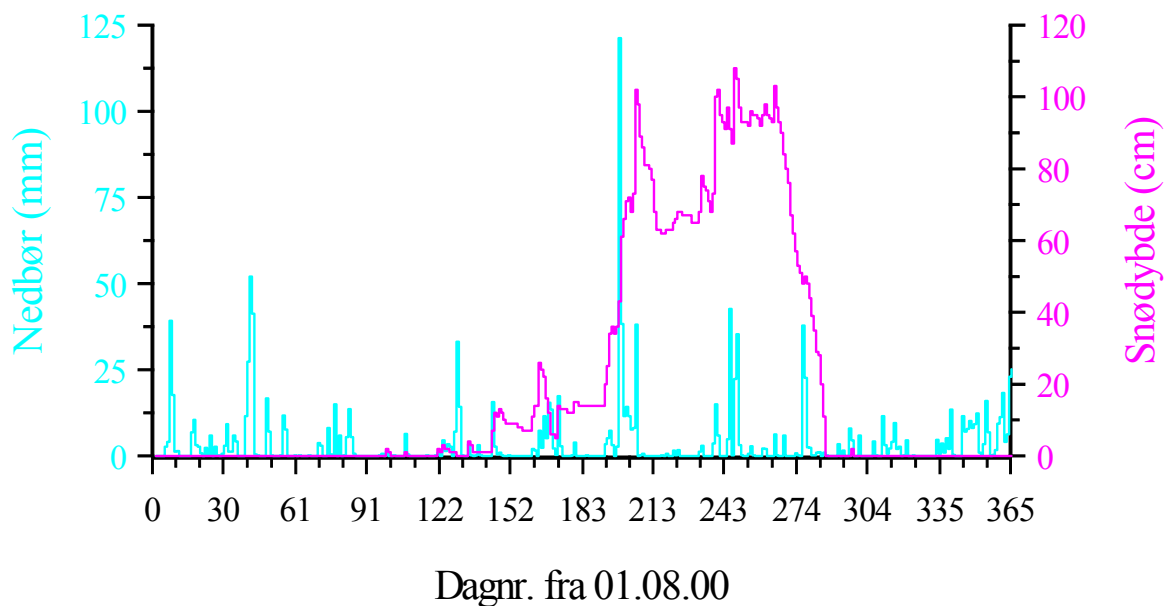
Det er valgt å fremstille data fra det hydrologiske året 2000/2001, fra 1. august 2000 til 31. juli 2001. Alle dataene fra loggestasjonene er vist i vedlegg 3.

Lufttemperaturen i det hydrologiske året (målt ved Pøla) varierte mellom -33,6 og 27,1°C, med 0°C som modalverdi. (Modalverdien er den verdien som forekommer oftest.) Årsmiddeltemperaturen for dette året er 1,4°C. Dette er noe lavere enn normal årsmiddeltemperatur på Båsmoen (se kapittel 2.2).

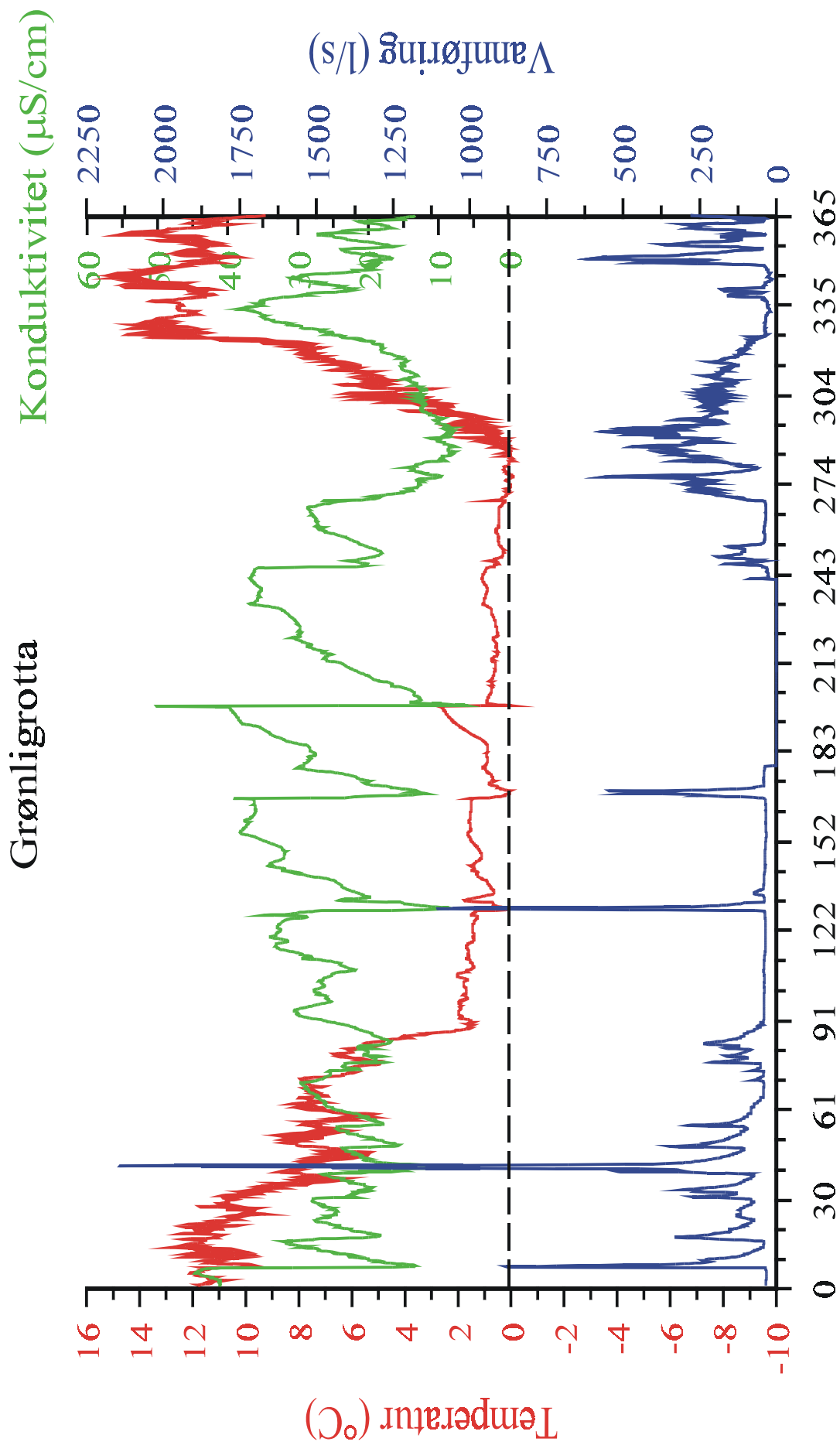
Det falt til sammen 1351,4 mm nedbør i det hydrologiske året. Dette er omlag 300 mm mindre enn nedbørnormalen for Grønlia (1680 mm). Den maksimale snødybden i løpet av vinteren var 108 cm. Dette er også noe mindre enn normalt (M. Pedersen pers. medd.).

5.4.1 Beskrivelse og tolkning av hydrografer og kjemografer

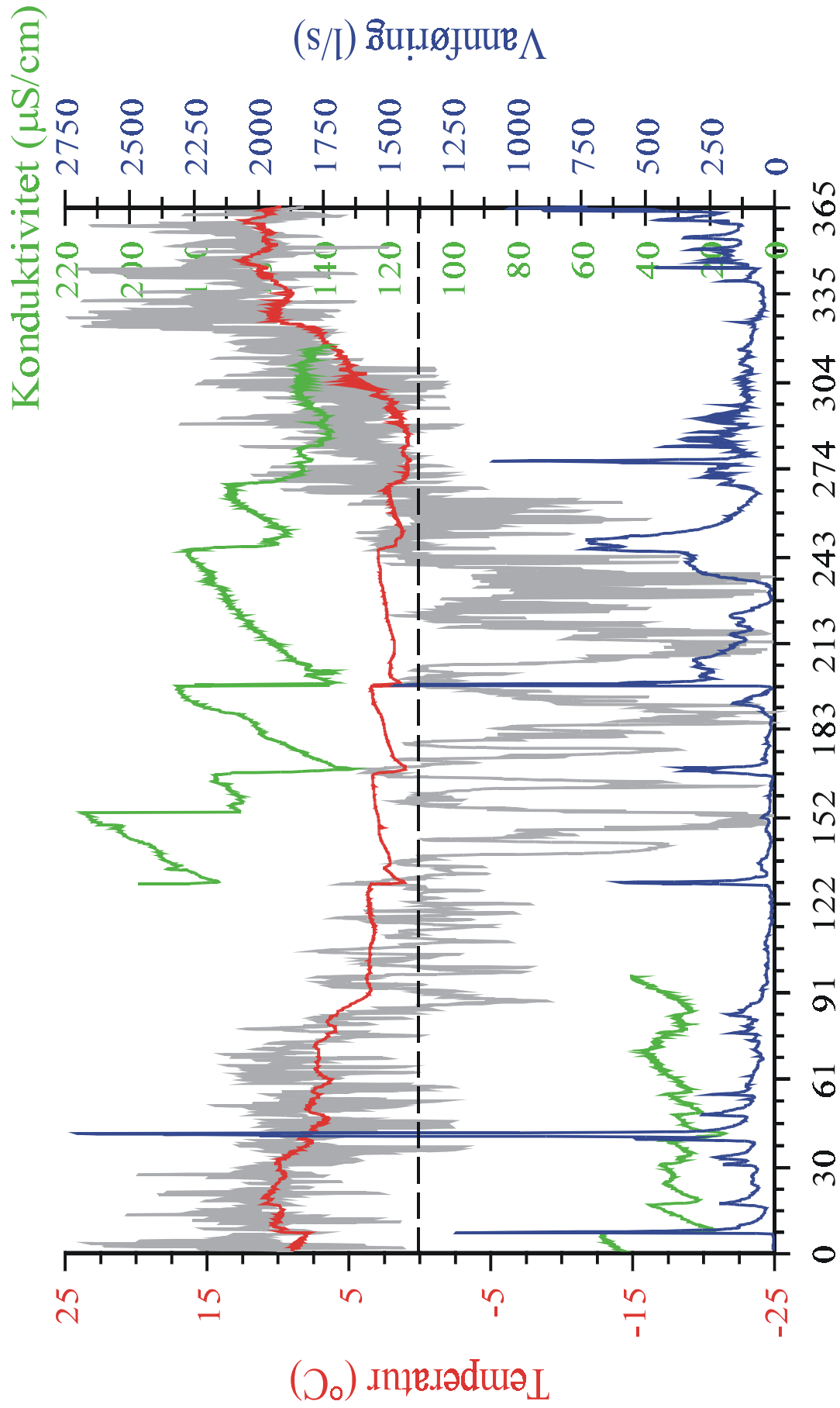
I tabell 5.4.1 (s. 83) er det gitt en oversikt over middelerverdi, standardavvik, maksimums- og minimumsverdi for målingene fra de to loggestasjonene. Data fra de automatiske loggestasjonene for det hydrologiske året 2000/2001 er midlet til tre timers intervaller og vist i figur 5.4.1. Dette medfører at maksimumsverdiene i figur 5.4.1 er noe lavere enn maksimumsverdiene som er gitt i tabell 5.4.1 (s. 83), fordi tabellen er basert på de loggete verdiene.



Figur 5.4.1: Over: Nedbør og snødybde for det hydrologiske året 2000/2001. **Side 81:** Datalogger resultatene fra Grønligrøtta for samme periode. **Side 82:** Data fra loggeren i Pøla for samme periode. Vanntemperatur er vist med rødt, lufttemperatur med grått. Konduktivitetskurven i Pøla er ikke kontinuerlig på grunn av problemer med sensoren. Siste del av året gir den ikke reel konduktivitet. Legg merke til at aksene har forskjellige verdier for Pøla og Grønligrøtta.



Dagnr. fra 01.08.00



Dagnr. fra 01.08.00.

Tabell 5.4.1: Oversikt over gjennomsnitt, standardavvik, maksimums- og minimumsverdi for konduktivitet, temperatur og vannføringsdata fra loggestasjonene i Grønli-Setergrottesystemet for det hydrologiske året fra 1. august 2000 til 31. juli 2001. Verdiene for vannføringen i Grønligrotta gjelder for det hydrologiske året bortsett fra perioden 24. januar til og med 29. mars 2001. Tallene for konduktivitet i Pøla bygger på data fra 1. august til 5. november 2000.

Grønligrotta	Gjennomsnitt	Maksimumsverdi	Minimumsverdi	Standardavvik
Konduktivitet ($\mu\text{S/cm}$)	24,5	54,7	5,7	8,2
Vanntemperatur ($^{\circ}\text{C}$)	4,4	15,2	-0,1	4,5
Vannføring (l/s)	121	2874	22	147
Pøla				
Konduktivitet ($\mu\text{S/cm}$)	32,2	55,7	15,0	7,2
Vanntemperatur ($^{\circ}\text{C}$)	4,9	12,8	-0,1	3,3
Vannføring (l/s)	133	2863	4	186

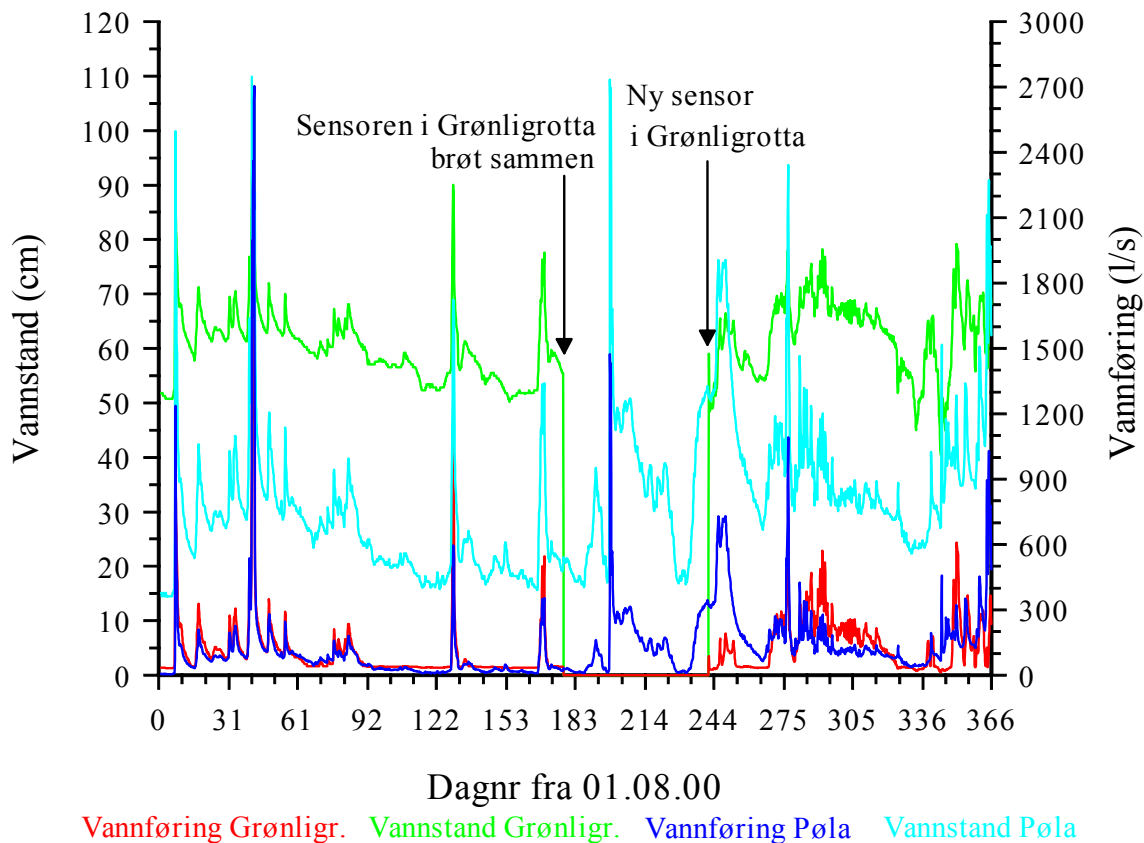
Vannføring

Ved begynnelsen av det hydrologiske året er vannføringen nede i lavvannføring, under 50 l/s. Vanligvis faller derimot nedbøren tett slik at vannføringen sjelden er så lav. Ved intens nedbør oppstår det flom i systemet. Flommene er markerte topper på hydrografene. Toppene har bratte stigningskurver ("rising limb") og noe slakere resesjonskurver ("falling limb"), figur 5.4.1 og 5.4.2.

En myr i nedslagsfeltet vil fungere som et magasin som absorberer vann i perioder med intens nedbør, mens den i tørre perioder vil avgi vann. Dette bidrar til å modifisere nedbørspulsene allerede før de når karstakviferen og er en av grunnene til at det er nødvendig å ha loggestasjoner både ved innløp og utløp.

Fra begynnelsen av desember faller det meste av nedbøren som snø. I vinterperioden er vannføringen lav bortsett fra etter intenst regn. Det er tre intensive regnskyl i løpet av vinteren og de gir relativt isolerte flommer i systemet.

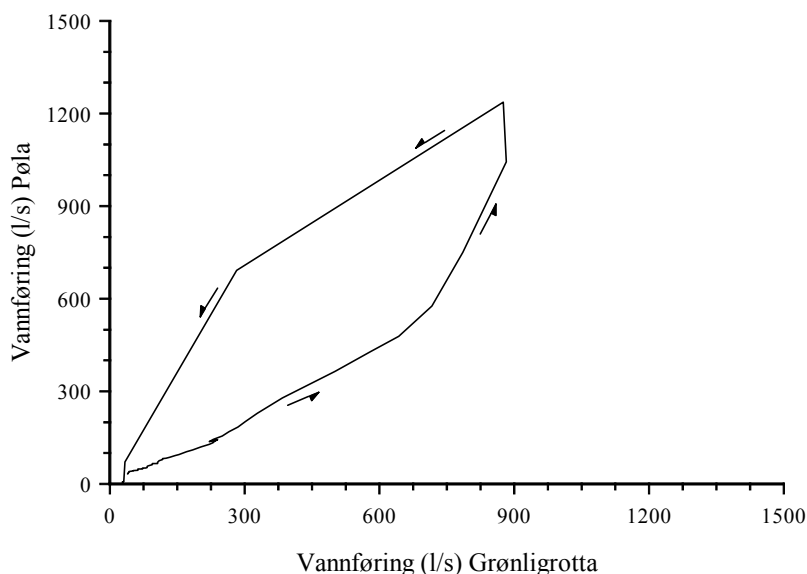
Fra slutten av april og fram til midten av juni domineres vannføringen av smeltevann. Det er i denne perioden døgnmessige variasjoner i vannføringen. Disse gjenspeiler endringene i lufttemperatur mellom natt og dag siden snøsmeltingen styres av lufttemperaturen. Variasjonene i vannføringen følges av endringer i vanntemperatur og konduktivitet, figur 5.4.1. Nedbør i samme periode er trolig årsaken til de markerte flomtoppene. Snøen i Grønlia forsvinner i midten av mai, men vannføringen fortsetter å



Figur 5.4.2: Figuren viser vannstand og vannføring for Grønligrotta og Pøla for det hydrologiske året fra 1. august 2000 til 31. juli 2001.

være preget av smeltevann fram til slutten av juni. Dette skyldes at snøen ligger lengre i de høyereliggende delen av dreneringsfeltet.

Figur 5.4.2 viser at hydrografene fra de to stasjonene er svært like i perioden før vannstandssensoren i Grønligrotta brøt sammen. Hydrografen blir i liten grad modifisert av akviferen, noe som indikerer at det er lite forgreninger i systemet. Korrelasjonsanalyse ga positiv lineær korrelasjon, $r^2 = 0,87$ ($P = 0$). Figur 5.4.3 viser hvordan hystereseeffekten opptrer i forholdet mellom vannføringen i Grønligrotta og Pøla. Dette er noe av årsaken til at korrelasjonen er lavere enn 1. Vannføringen i Pøla var signifikant lavere enn i Grønligrotta: $\bar{Q}_p = 89$ l/s og $\bar{Q}_G = 103$ l/s (tosidig, paret t-test; $P = 0$). Dataene fra den nye vannstandssensoren i Grønligrotta ga ingen korrelasjon med dataene fra sensoren i Pøla, $r^2 = 0,04$ ($P = 4E-31$). Vannføringen i Pøla var i denne perioden signifikant høyere enn i Grønligrotta: $\bar{Q}_p = 189$ l/s og $\bar{Q}_G = 148$ l/s (tosidig, paret t-test; $P = 0$). Siden vannføringen er størst i Grønligrotta den første perioden og i Pøla den andre perioden, tyder det på at usikkerheten i vannføringene er større enn forskjellen mellom dem. Det



Figur 5.4.3: Hystereseeffekt. Flomtoppen når ikke de to stedene samtidig; i en kort periode vil vannføringen i Pøla fortsette å stige mens den i Grønligrotta begynner å synke. Pilene viser retningen på endringen i vannføring.

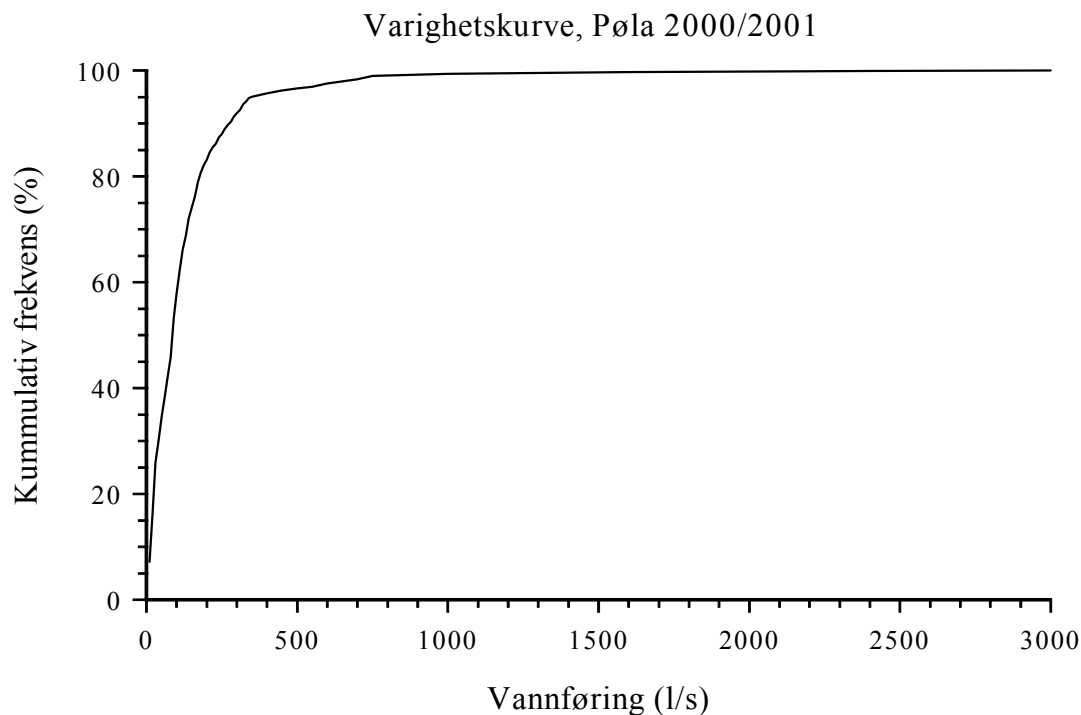
tilsvarer en usikkerhet på mellom 20 og 30 %. Verdiene i tabell 5.4.1 (s. 83) viser også at det er liten forskjell mellom de to stasjonene.

Vannføringen i systemet er ikke normalfordelt. Det framgår av varighetskurven i figur 5.4.4. Periodene med høy vannføring, det vil si over middelvannføring, tilsvarende en tredjedel av det hydrologiske året. Varighetskurven viser at vannføringen er over 400 l/s i kun 5 % av året, hvilket tilsvarende 18 døgn. Det er ikke laget varighetskurve for Grønligrotta fordi det mangler data for en periode på ca. 2 måneder.

Responstid

Pøla tilføres vann direkte fra nedbør og fra områdene i nærheten, dermed hender det at vannstanden i Pøla stiger før eller samtidig med vannstanden i Grønligrotta under en flom. Derfor er flomtoppen brukt til å beregne responstiden i systemet, istedenfor begynnelsen av flommen. Responstiden må ikke forveksles med oppholdstiden til en akvifer. Responstiden er den tiden flompulsen bruker fra innløpet til utløpet i form av en økning i vannføringen. Oppholdstiden eller residenstiden er den tiden det tar for selve flomvannet å passere gjennom akviferen. Responstiden er mye kortere enn oppholdstiden.

Det er få flommer som egner seg til beregning av responstiden fra Grønligrotta til Pøla. For flommen 7.august 2000 ble responstiden estimert til 1,5 time, mens responstiden ved flommen 17.august samme år var omlag 2,5 time. 7. desember 2000 var det en flom



Figur 5.4.4: Varighetskurve for vannføringen i Pøla.

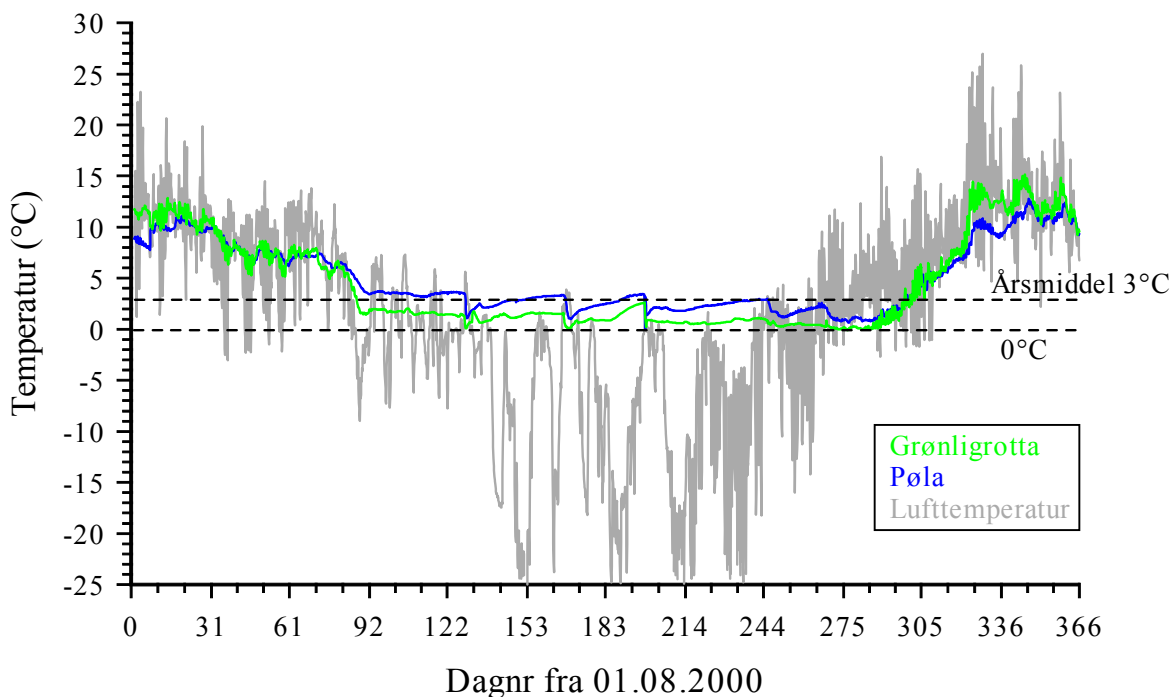
med responstid på 0,5 time. Måleintervallet for loggestasjonene er på 1 time, omtrent samme tid som responstiden. Usikkerheten er derfor relativt stor. Dataene viser likevel at responstiden til akviferen er kort, noe som skyldes høy gradient i den vadose delen av akviferen og høy freatisk andel.

Det har ikke vært mulig å beregne responstiden fra nedbøren faller i nedslagsfeltet til Strokbekken og til den når Pøla. Det skyldes delvis at nedbøren kun måles en gang i døgnet, delvis at dataloggeren målte vannstanden i Pøla og ikke vannføringen ut av akviferen direkte.

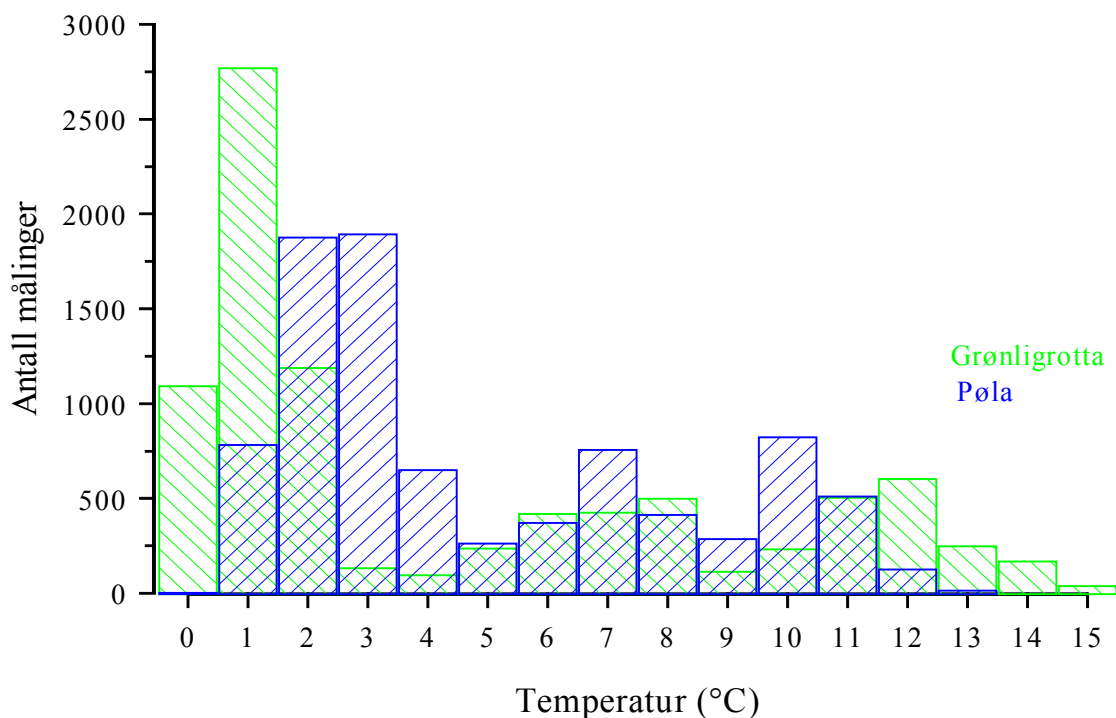
Vanntemperatur

Vanntemperaturen i akviferen er i hovedsak bestemt av lufttemperaturen, figur 5.4.5. Om sommeren ligger vanntemperaturen rundt 10°C. Fra slutten av oktober til slutten av mai ligger den mellom 0 og 3°C. Fra slutten av april stiger lufttemperaturen over 0°C, og vannføringen domineres av smeltevann. Det gjør at vanntemperaturen i denne perioden er på det laveste.

I vinterhalvåret ligger vanntemperaturen i Grønligrotta under Pøla, mens den om sommeren ligger over, figur 5.4.5. Dette er i overensstemmelse med forventet resultat. Det kommer også fram i figur 5.4.6. Grønligrotta har flere og høyere og lavere ”ekstrem”



Figur 5.4.5: Sammenstilling av vann- og lufttemperaturdata fra det hydrologiske året 2000/2001. De 2 stiplede linjene viser frysepunkt og årsmiddeltemperaturen i luften. Det er brukt årsmiddel fra Båsmoen fordi Pøla ligger i omtrent samme høyde over havet.

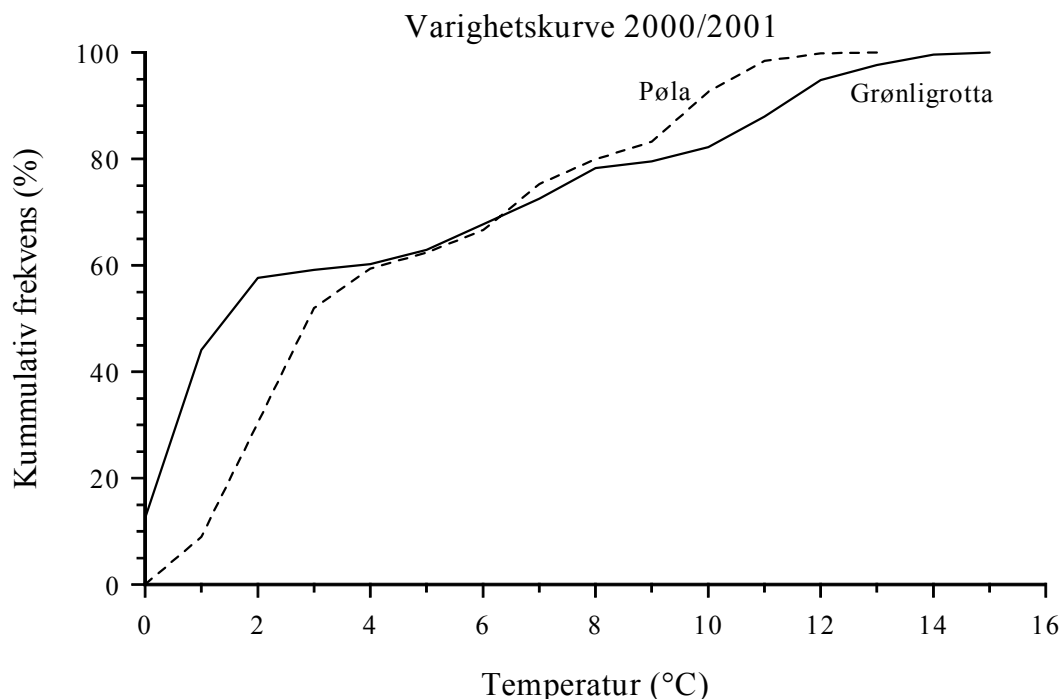


Figur 5.4.6: Histogram over vanntemperaturen i Grønligrotta og Pøla for det hydrologiske året 2000/2001. Temperaturfordelingen er trimodal, og et aritmetisk middel gir derfor liten mening. Modalverdien til vanntemperaturen i Pøla ligger nærmere årsmiddeltemperaturen (3°C) enn modalverdien for Grønligrotta.

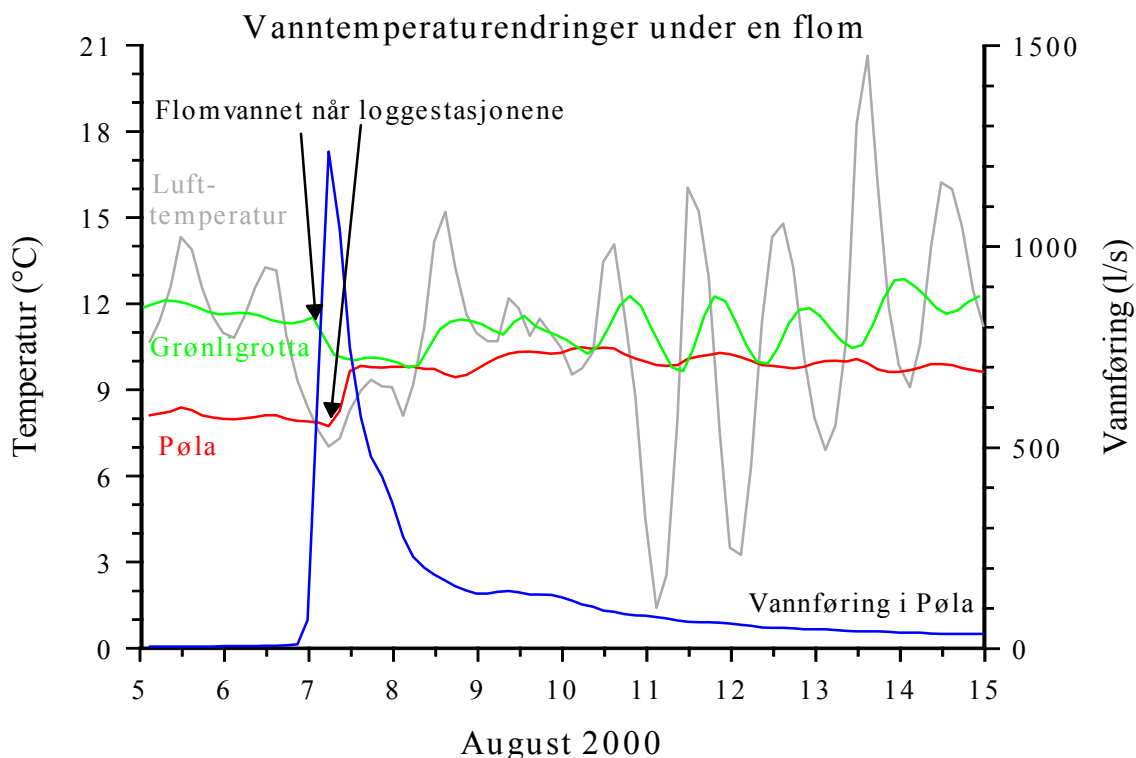
temperaturer enn Pøla. Vanntemperaturen er ikke normalfordelt, men trimodal, figur 5.4.6 og 5.4.7. Aritmetisk middel og standardavvik som er gitt i tabell 5.4.1 (s. 83), forteller derfor lite om datasettet. Modalverdiene i Grønligrotta er +1, +8 og +12°C, mens de i Pøla er +3, +7 og +10°C. Verdiene +1 og +3°C forekommer oftest, noe som er naturlig siden vinteren varer lenge og bekken aldri fryser.

Flommer i akviferen fører til mindre temperaturendringer i vannet, figur 5.4.1. Temperaturendringene skyldes at flomvannet og vannet som har oppholdt seg lenge i akviferen har forskjellig temperatur. Om sommeren er vannet i akviferen kaldere enn flomvannet, og om vinteren er vannet i akviferen varmere enn flomvannet. Temperaturendringene, som følge av flom, er derfor forskjellige for sommer og vinter. Om vinteren holder flomvannet omlag 0°C. Etter en flom synker vannføringen, og temperaturen stiger opp mot årsmiddeltemperaturen på 3°C fordi oppholdstiden forlenges, figur 5.4.1 og 5.4.5.

Figur 5.4.8 viser hvordan vanntemperaturen påvirkes av flommen 7. august 2000. Temperaturforskjellen mellom Pøla og Grønligrotta var før flommen over 3°C. Flomvannet har kort oppholdstid i akviferen, og fra Grønligrotta til Pøla har temperaturen til flomvannet kun sunket et par tideler. Forskjellen blir igjen større når vannføringen avtar og vannet igjen får lengre oppholdstid i akviferen.



Figur 5.4.7: Varighetskurver for vanntemperatur i Pøla og Grønligrotta.



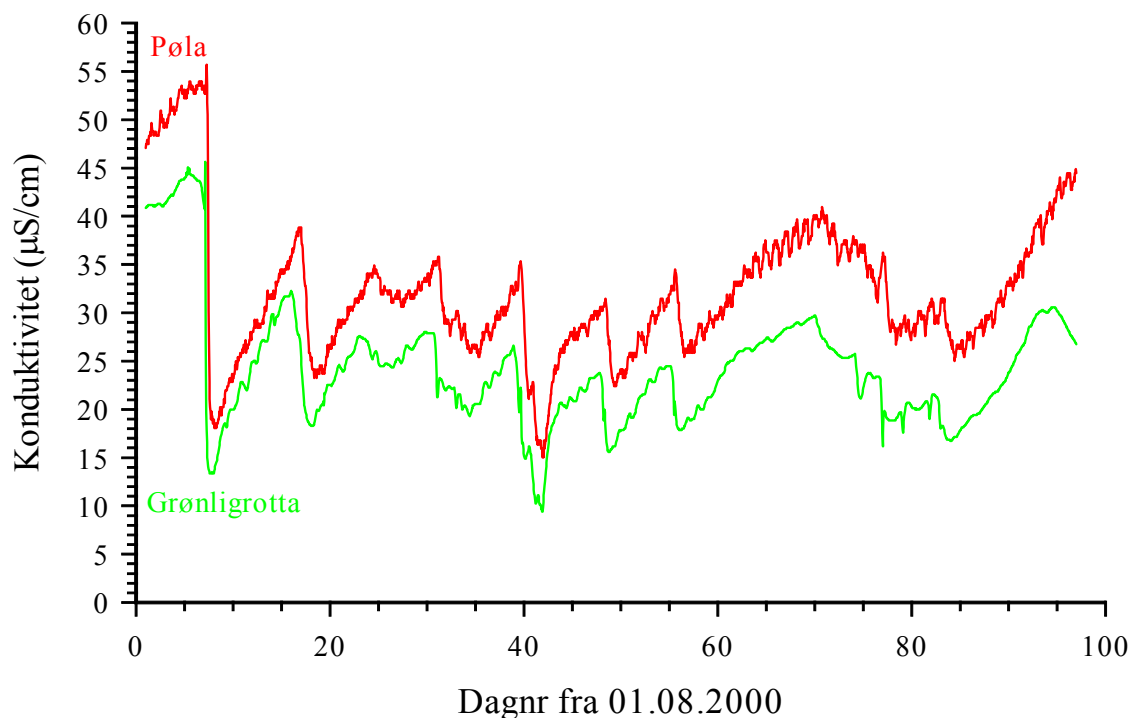
Figur 5.4.8: Vanntemperaturen viser døgnvariasjoner slik som lufttemperaturen, men variasjonene er mindre i vannet enn i lufta, og de er mindre i utløpet enn i innløpet. Responstiden er omlag 5,5 timer.

Om sommeren er det tydelige variasjoner i vanntemperaturen mellom dag og natt i Grønligrotta, figur 5.4.8. I Pøla er døgnvariasjonen betydelig mindre. Dette viser igjen hvordan akviferen påvirker vanntemperaturen. Om vinteren er det ingen døgnvariasjoner i vanntemperaturen, verken i Grønligrotta og Pøla. Det skyldes at lufttemperaturen om vinteren ligger er lavere enn vanntemperaturen.

Konduktivitet

Oppholdstiden til vannet i akviferen øker når vannføringen synker. Når vannet oppholder seg lengre i akviferen, løses mer marmor og det blir mer ioner i vannet. Mer ioner i vannet gir høyere elektrisk ledningsevne, konduktivitet. Under en flom stiger konduktiviteten litt først fordi vann som har oppholdt seg lenge i akviferen, presses ut av flomvannet. Når flomvannet passerer loggestasjonen, synker konduktiviteten markant, figur 5.4.1. Flomvannet har lavere konduktivitet fordi det har løst opp mindre ioner. Under resesjonen, når vannføringen synker, stiger konduktiviteten.

Figur 5.4.9 viser at endringene i konduktiviteten i Grønligrotta og Pøla er svært like de første 3 månedene. Det er signifikant, positiv korrelasjon ($r^2 = 0,80$; $P = 0$). For resten av det hydrologiske året sett under ett er det ingen korrelasjon ($r^2 = 0,00$; $P = 0,005$).



Figur 5.4.9: Figuren viser konduktivitetsmålinger fra Grønligrotta og Pøla fra den perioden konduktivitetssensoren i Pøla fungerte tilfredstillende.

Dersom en ser på perioden fra januar til juni 2001, vist i figur 5.4.1, er det en positiv, signifikant korrelasjon ($r^2 = 0,66$; $P = 0$).

Dataene som er gitt for konduktivitet i tabell 5.4.1 (s. 83), er ikke sammenlignbare fordi verdiene for Grønligrotta bygger på data fra hele det hydrologiske året, mens verdiene for Pøla kun er basert på de 3 første månedene. I tabell 5.4.2 er det i tillegg gitt data for Grønligrotta for de 3 første månedene. Når en sammenligner dataene for denne perioden, ser en at alle verdiene er høyere for Pøla enn for Grønligrotta. Konduktiviteten i Pøla er signifikant høyere enn i Grønligrotta (tosidig, paret t-test, $P = 0$). Det er i

Tabell 5.4.2: Oversikt over deskriptive statistiske parametere for konduktivitetsdataene fra Grønligrotta og Pøla.

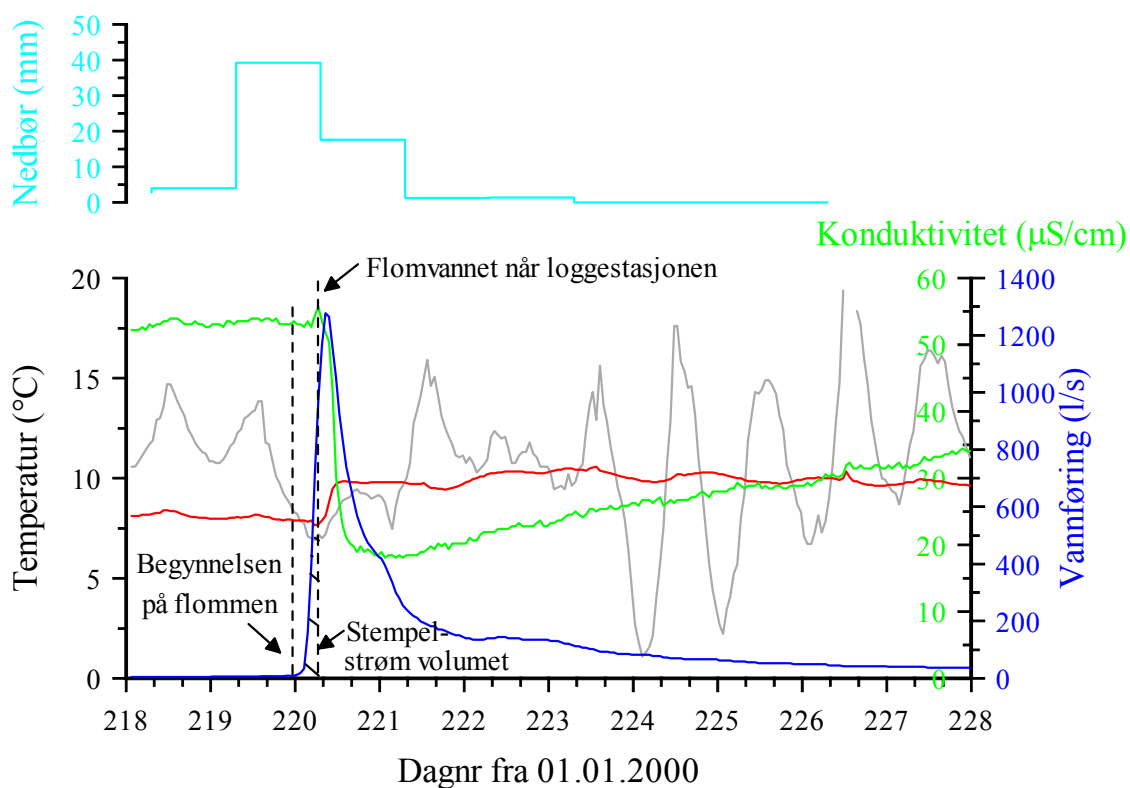
Grønligrotta	Gjennomsnitt	Maksimumsverdi	Minimumsverdi	Standardavvik
Konduktivitet (µS/cm) hele året	24,5	54,7	5,7	8,2
Konduktivitet (µS/cm) 3 mnd	24,3	45,6	9,4	6,3
Pøla				
Konduktivitet (µS/cm) 3 mnd	32,2	55,7	15,0	7,2

overensstemmelse med forventet resultat, siden vannet har vært lengre i kontakt med marmoren ved utløpet enn ved innløpet.

5.4.2 Volumberegning ved bruk av hydrograf og kjemograf

Volumet av akviferen kan beregnes ved å sammenligne flomhydrografen med kurven for konduktivitet og temperatur. Volumet som beregnes, er et stempelstrømvolum. Det inkluderer i hovedsak vann som er i hovedpassasjen og som presses ut av flomvannet. I de fleste tilfeller vil en endring i vannføringen bli etterfulgt av en endring i temperatur og konduktivitet som beskrevet tidligere. Stempelstrømvolumet tilsvarer arealet under vannføringskurven fra flommen begynner og fram til konduktiviteten begynner å synke eller temperaturen endrer seg som beskrevet i kapittel 5.4.1. I figur 5.4.10 er det vist eksempel på tolkning av hydrograf og kjemograf for volumberegning. I tabell 5.4.3 er det en oversikt over volumene som er beregnet for de flommene som egnet seg for denne typen analyse.

En ser av resultatene i tabell 5.4.3 at det er stor variasjon i volumene. Volumet av



Figur 5.4.10: Eksempel på tolkning av flomhydrograf og kjemograf fra Pøla. Lufttemperatur er vist med grått og vanntemperatur med rødt. Dataene er hentet fra flommen som var 7. august 2000. Volumet ble her beregnet til 8300 m³.

Tabell 5.4.3: Stempelstrømvolum beregnet ved sammenligning mellom kjemograf og hydrograf.

Grønligrotta			Pøla		
Flom	Volum (m ³)	Vannføring (l/s)	Flom	Volum (m ³)	Vannføring (l/s)
7/8-00	900	920	7/8-00	8300	1300
17/8-00	800	330	17/8-00	6400	210
7/12-00	300	1200	30/8-00	8200	200
13/1-01	1.100	530	8/9-00	9800	2400
			7/12-00	3500	600
			13/1-01	2900	360
			14/2-01	3100	1600

akviferen vil imidlertid variere avhengig av vannføringen, slik at en viss variasjon er naturlig. Middelerdien av volumet for strekningen Strokbekken – Grønligrotta er 775 m³. For strekningen Strokbekken – Pøla er middelerdien av volumet 6 029 m³. Usikkerheten i beregningene er på 40 % på grunn av usikkerheten i vannføringen. Dette er også noe av årsaken til den høye variasjonen i beregnede volum. Det er kun gjort 4 beregninger for Grønligrotta. Det skyldes at vannføringen ofte stiger så raskt at det ikke er mulig å skille konduktivitetspulsen fra vannføringspulsen. Vannstandsensoren i Grønligrotta var dessuten ute av funksjon i en periode på to måneder.

Beregning av volumet mellom Prekestolen og Elvegangen ved saltfortynningsforsøk

Under et tracerforsøk i bekken ved *Prekestolen* ble det observert at bekken i *Elvegangen*, fikk en svak rosa farge to timer senere. Vannføringene ble målt til 300 l/s under *Prekestolen* og 200 l/s i *Elvegangen*. Dette kan bety at kun deler av vannet som renner under *Prekestolen* også renner i *Elvegangen*, men på grunn av at det bare er gjort ett sett med parallelle målinger kan en ikke trekke noen sikre konklusjoner. Med en vannføring på 300 l/s og en tid på 2 timer gir det et volum på 2160 m³ mellom disse to stedene. Avstanden mellom *Prekestolen* og *Elvegangen* er omlag 550 m. Det gir en midlere diameter på 2,2 m. En vannføring på 200 l/s gir et volum på 1440 m³, og en passasjediameter på 1,8 m.

5.4.3 Resesjonsanalyse

I Grønli er det mye nedbør gjennom hele året, og det er sjeldent lange perioder uten regn. Mai og juni er månedene med minst nedbør, men avrenningen i denne perioden preges av smeltevann. Det er derfor sjeldent det forekommer ideelle situasjoner for resesjonsanalyse

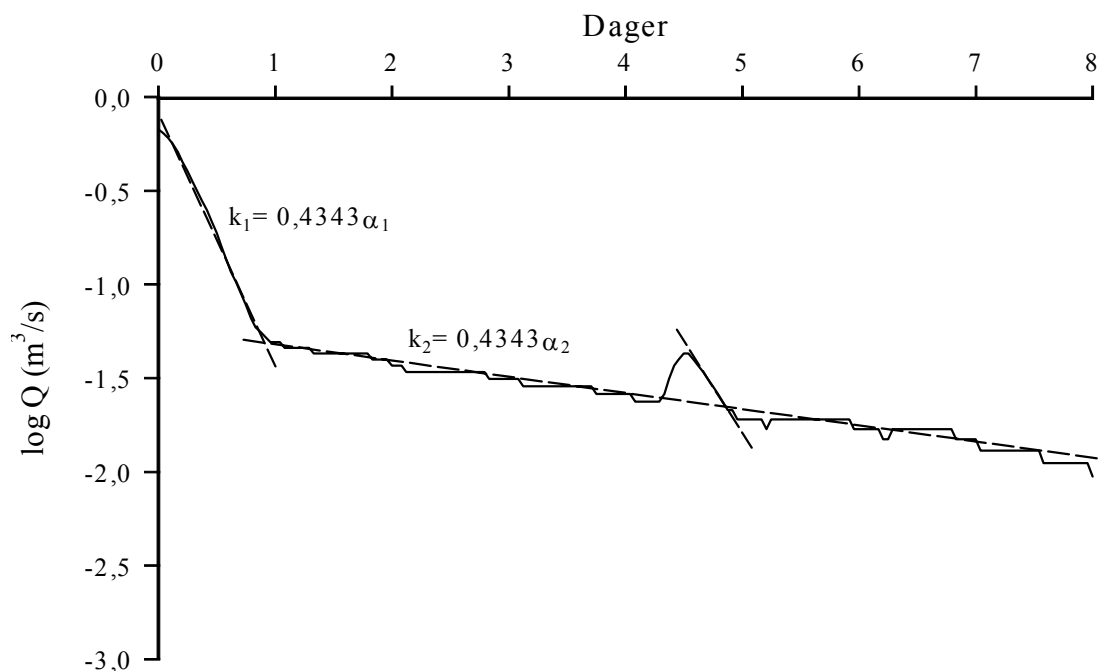
hvor det faller mye nedbør på kort tid, og det er lenge til neste nedbørsperiode. Dessuten krever metoden gode vannføringsmålinger. Dette er et problem i Grønli-Seterakviferen siden det er stor usikkerhet spesielt i flomvannføringene.

Det er kun to flommer som egner seg for resesjonsanalyse. Det er flommene 20. juli og 7. august 2000. Dette er de eneste flommene der vannføringen rekker å gå helt tilbake til lavvannføring og der flomtoppen ikke er splittet. De andre flommene egner seg dårlig for resesjonsanalyse fordi de ikke opptrer isolert, og fordi vannføringen i Grønligrotta er større enn den tilsynelatende vannføringen i Pøla. Under flommen 7. august var maks vannføringen 932 l/s i Grønligrotta og 1 277 l/s i Pøla. Under flommen 20. juli var maks vannføringen i Grønligrotta kun 83 l/s, mens maks vannføringen i Pøla var 671 l/s. Det virker lite trolig at flomvannføringen i Pøla er 8 ganger større enn i Grønligrotta, og at Pøla derfor tilføres nesten 600 l/s fra et annet sted. Dette er den eneste flommen der forskjellen er så stor. For flommen 7. august var volumet av andre segment i Grønligrotta større enn i Pøla. Det er derfor ikke beregnet resesjonsvolum, men resesjonskoeffisientene er beregnet og sammenlignet med koeffisienter fra andre akviferer.

4 dager etter den intense nedbøren 19. og 20. juli falt det 0,1 mm nedbør i Grønli. Dette forårsaket en liten økning i vannføringen, men den avtok raskt og vannføringen fortsatte å synke i samme takt som før, figur 5.4.11. En har derfor sett bort fra den lille toppen opptrer på resesjonskurven. Figur 5.4.11 viser at den lille flomtoppen har omtrent samme stigningskoeffisient på resesjonen som den første delen av resesjonskurven.

Resesjonskurvene består av to segmenter. Stigningskoeffisienten for de to segmentene er forskjellige og gjenspeiler volumenheter med ulike hydrologiske egenskaper. Første del av resesjonen kan representere vann fra store hulrom som passasjer og oppløste sprekker. Det andre segmentet kan representere tømning av pore- og mindre sprekkevolum.

Resesjonskoeffisientene og halveringstidene for Grønli-Seterakviferen og to andre kilder i Nordland er gitt i tabell 5.4.4. For å kunne sammenligne resesjonskoeffisientene, α , fra Grønli-Seterakviferen med resultatene fra de andre studiene, har en dividert stigningskoeffisienten, k , med $\log e = 0,4343$ for å finne α . Verdiene fra Pøla er i samme størrelsesorden som verdiene fra Sirijorda. Resesjonen på disse to stedene er betydelig brattere og raskere enn i Kattdalen. I Kattdalen er resesjonen slak og treg noe som indikerer stor lagringskapasitet og stor motstand mot utstrømning. Det er derfor antatt at akviferen består av omfattende pore- og sprekkenettverk (Vasstveit, 1996). Bratt og hurtig



Figur 5.4.11: Resesjonskurven fra Pøla for flommen 20. juli 2000. Eksponentielle kurver vil i et semilogaritmisk koordinatsystem fremstå som rette linjer. Den lille toppen på kurven skyldes at det falt litt regn under resesjonen.

Tabell 5.4.4: Resesjonskoeffisienter for Pøla og for to andre kilder i Nordland. De to andre kildene hadde også resesjonskurver bestående av 2 segmenter. Dataene er hentet fra Øvstedal (1991) og Vasstveit (1996). Regresjonskoeffisientene er beregnet når Q er gitt i m³/s og t er gitt i døgn.

Kilde	α_1 (d ⁻¹)	$t_{1/2}$ (d)	α_2 (d ⁻¹)	$t_{1/2}$ (d)
Pøla, 20. juli	-3,05	0,23	-0,22	3,15
Pøla, 7. august	-1,53	0,45	-0,24	2,89
Sirijorda	-2,71	0,26	-0,23	3,01
Kattdalen (Rognan)	-0,17	4,08	-0,037	18,7

resesjon derimot gjenspeiler passasjedominerte akviferer som har rask gjennomstrømning og liten lagringskapasitet. Sirijorda er tolket til å være en passasjedominert akvifer (Øvstedal, 1991). Det samme er Grønli-Seterakviferen, noe som er i overensstemmelse med observasjoner fra grottesystemet.

5.5 Tracer resultater

5.5.1 Kvalitativt tracerforsøk

Det kvalitative tracerforsøket ble utført for å undersøke om det var sammenheng mellom nedløpet i Strokbekken, bekken inni grottene og Pøla. I tillegg ble den omtrentlige residenstiden beregnet, og man ønsket også å finne ut hvor lang tid det tok før tracerstoffet

var vasket ut av systemet. Optisk hvitemiddel ble injisert i nedløpet i Strokbekken. Deteksjonsputer var plassert på 5 ulike steder. Alle deteksjonsputene i Grønli-Setergrottesystemet inneholdt fluorescens, tabell 5.5.1. Det gjorde derimot ikke deteksjonsputa som var plassert i kilda til Ratadalsgrotta. Dette viser at det er den samme bekken som renner gjennom både Grønligrotta og Setergrotta, og at Ratadalsgrotta har et annet bekkenedløp .

5.5.2 Kvantitative tracerforsøk

Det ble gjort i alt 16 tracerforsøk fordelt på to perioder. I september – oktober 2000 ble det gjort 7 forsøk. Det ble ikke registrert noe særlig nedbør i Grønli i denne perioden (totalt 0,4 mm). Vannføringen var mellom 70 og 80 l/s under de første forsøkene og sank jevnt ned til omlag 40 l/s under siste forsøk.

I august 2001 ble det gjort 9 tracerforsøk. Loggestasjonene var da tatt ned, og det ble kun gjort en manuell vannstandsmåling pr dag. Det er derfor noe større usikkerhet om hvordan vannføringen varierte under disse forsøkene. Det kom totalt 51,9 mm nedbør. De første dagene steg vannføringen fra 120 l/s til 180 l/s. I midten av perioden kom det en flom som ga en maks vannføring på omlag 400 l/s. Vannføring sank deretter ned til ca. 160 l/s og holdt seg rundt denne vannføringen resten av perioden.

I begge forsøksperiodene var det problemer med vannprøvetakeren. Flere ganger stoppet den midt i prøveseriene, derfor ble kun 9 av 16 forsøk vellykkede. Under 2 forsøk sviktet vannprøvetakeren helt. I 5 av forsøkene manglet det vannprøver fra deler av tracerpulsene, men det har vært mulig å få noe informasjon ut av dem.

Tabell 5.5.1: Resultater fra det kvalitative tracerforsøket. Tabellen viser hvor deteksjonsputene var plassert og om de inneholdt fluorescens +, eller ikke -. Tidspunkt for innhenting er gitt i parentes. I Pøla ble putene byttet etter 12 og 24 og hentet inn etter 36 timer. Stasjonsnavnene er de samme som er brukt på figur 4.2.2 (s. 39).

Deteksjonssted	Resultat
Grønligrotta v/ loggestasjon, G1 (24t)	+
Bekkeslukten, G2 (24t)	+
Setergrotta under Prekestolen, Se1 (24t)	+
Pøla, P (0-12t)	+
Pøla, P (12-24t)	+
Pøla, P (24-36t)	+
Ratadalsgrotta, R (36t)	-

Det ble injisert tracer på 5 forskjellige steder i systemet: i Strokbekken - S, ved loggestasjonen øverst i Grønligrotta - G1, nederst i *Bekkeslukten* - G2, i Setergrotta under *Prekestolen* - Se1, og i *Elvegangen* i Setergrotta - Se2 (se figur 4.2.2, s. 39). Deteksjonen ble kun gjort i Pøla.

Beskrivelse av tracer gjennombruddskurvene

Tracerkurvens form registreres over tid og er avhengig av (Smart & Ford, 1982; Smart, 1988a):

- Tracerstoffets kjemiske egenskaper (absorpsjon, fotokjemisk og biologisk nedbrytning);
- Strømningstilstanden (residenstid, vannføringsmålinger);
- Akviferens struktur (dispersjon, fortykning, diversjon, konvergens og lagring).

Stanton & Smart (1981) fant at tidsintervallet mellom injisering og første deteksjon i kilden, gjennombruddstiden, t , blant annet ble influert av vannføringen i systemet: kort gjennombruddstid forekom normalt under flom, og lang gjennombruddstid forekom i tørre perioder.

Det er vanlig å vise tracerkurver som konsentrasjoner tilsvarende 1 kg injisert tracermasse. Fordi systemet er lite og injiseringsdosene små, ble det i stedet valgt å bruke 100 g som standard. I tabell 5.5.2 er det gitt en oversikt over resultatene fra tracerforsøkene.

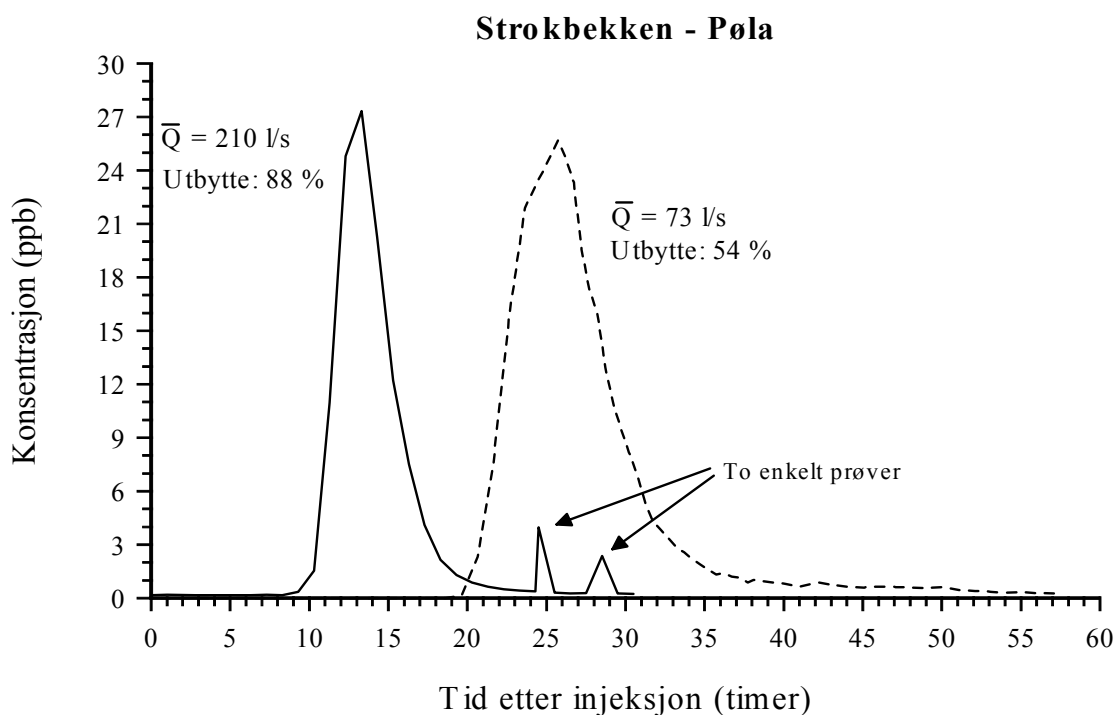
Tabell 5.5.2: Oversikt over resultatene fra tracerforsøkene i Grønli- Setergrottesystemet.

Forsøk nr. og sted	Middel-vannføring (l/s)	Avstand (m)	Utbytte (%)	Middel tracer residenstid (t)	Middel tracer hastighet (m/s)
1-S	70	2750	54	28,3	0,027
2-Se1	70	950	63	16	0,016
3-G2	70	1850			
4-Se2	60	400	65	10,1	0,011
5-Se1	60	950			
6-G2	50	1850			
7-G1	40	2350			
8-Se2	110	400	59	5,2	0,022
9-Se1	120	950			
10-G2	180	1850	90	15,4	0,033
11-G1	330	2350	87	8,3	0,079
12-S	210	2750	88	14,5	0,053
13-G2	160	1850	71	13,9	0,037
14-Se1	140	950	62	10,4	0,025

Injeksjon i bekkenedløpet i Strokbekken

Gjennombruddskurvene for de to tracerforsøkene i Strokbekken er gitt i figur 5.5.1. Gjennombruddstiden for forsøket ved høyest vannføring var omtrent 9 timer mens den var nesten 20 timer i det andre forsøket. Gjennombruddskurven var smalere og resesjonen brattere for forsøket gjort ved høyest vannføring. I tillegg var toppkonsentrasjonen noe høyere. Dette skyldes at dispersjonen er større ved lavere vannføringer. Som vist i figur 5.5.1 var utbyttet fra forsøket med høy vannføring 88 % mens det bare var 54 % ved lav vannføring.

På den heltrukne kurven er det to sekundære topper på slutten av resesjonen. Toppene skyldes to enkeltprøver som har omtrent ti ganger høyere konsentrasjon enn prøvene før og etter. Det kan være mange årsaker til disse to toppene. Det kan skyldes at noe av tracerstoffet har blitt absorbert i sedimenter eller lignende og siden skylles ut, eller at noe av vannet følger andre passasjer og dermed bruker mye lengre tid eller deler av vannet strømmer inn i ”*système annexe*” og skylles ut på et senere tidspunkt. En ville da forvente å kunne observere slike topper på andre kurver. Den andre gjennombruddskurven fra Strokbekken viser ingen tegn på slike sekundære topper. Det er derfor mest sannsynlig at prøvene har blitt forurenset og av den grunn viser høyere konsentrasjoner.



Figur 5.5.1: Gjennombruddskurver fra forsøk gjort ved injeksjon i Strokbekken. Kurvene er korrigert til å vise resultat av 100 g injisert "Rhodamin WT". Dette gjelder også for de neste figurene.

Injeksjon ved loggestasjonen i Grønligrotta

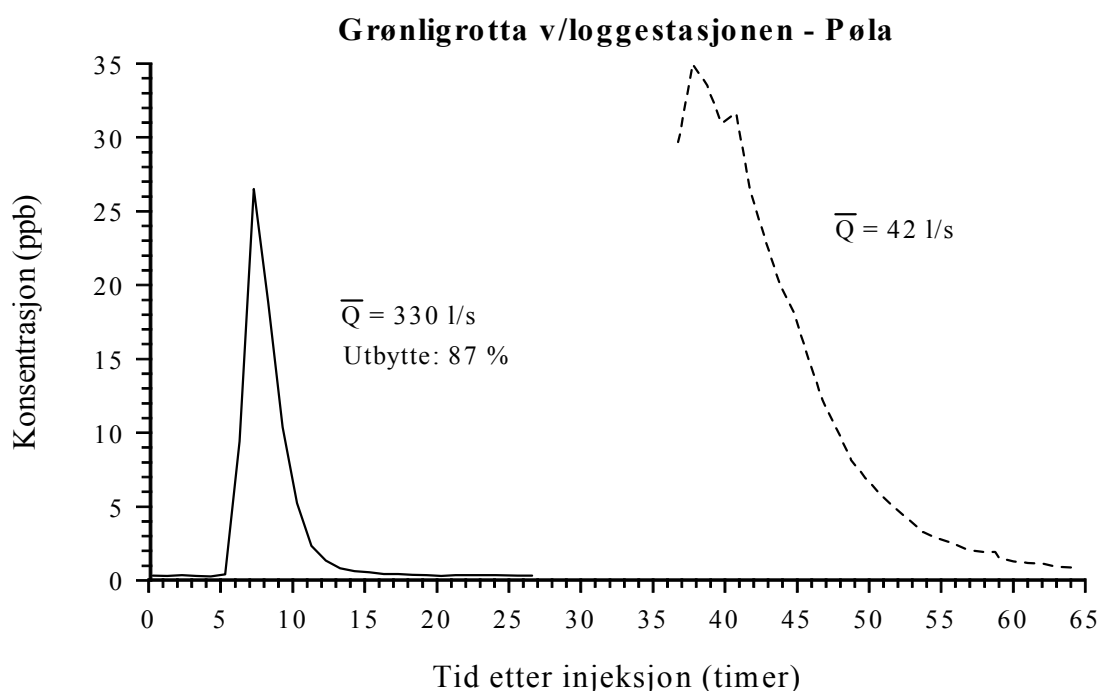
Det var kun et vellykket forsøk med injeksjon ved loggestasjonen i Grønligrotta, figur 5.5.2. Toppen av gjennombruddskurven er svært spiss. Kurvens form har trolig sammenheng med at injeksjonen ble gjort mens det var flom i systemet. Høy vannføring gir smal topp og bratt stignings- og resesjonskurve.

I et annet forsøk ble kun toppen og resesjonen av tracerpulsene registrert. Dette forsøket ble gjort ved svært lav vannføring som gir seg utslag i høyere maksimumskonsentrasjon og slakere resesjon. Ved lav vannføring tok det nesten 39 timer før toppen av pulsen nådde Pøla, i motsetning til omlag 7 timer ved flomvannføring, figur 5.5.2.

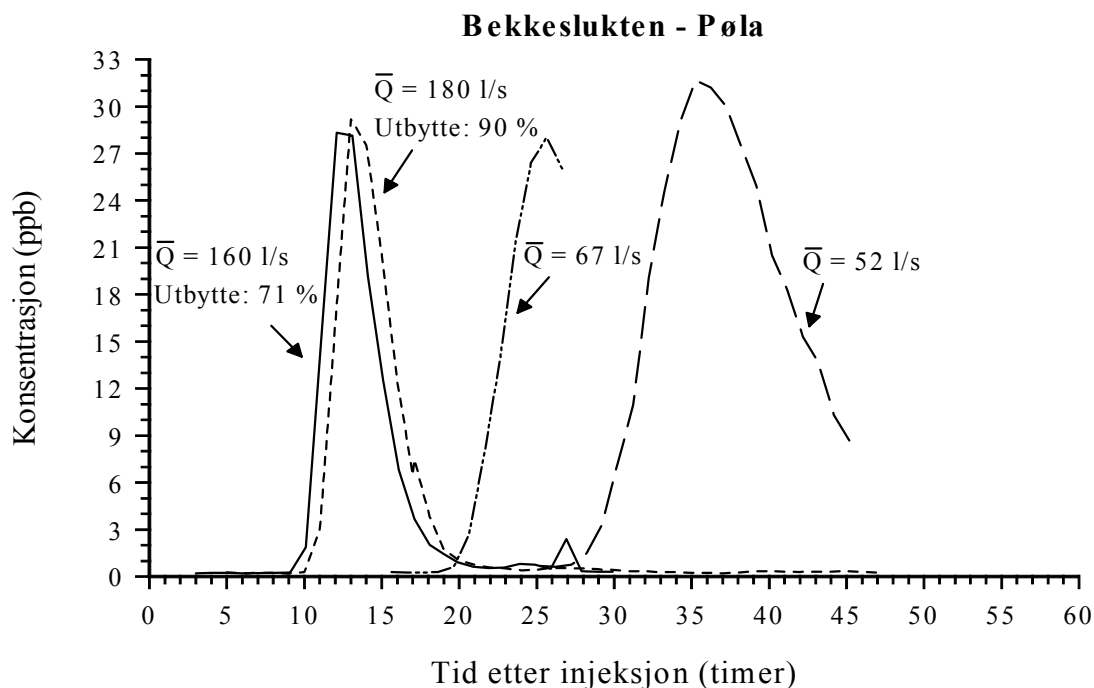
Injeksjon nederst i Bekkeslukten

Gjennombruddskurvene fra injeksjon i Bekkeslukten er vist i figur 5.5.3. To av forsøkene ble gjort ved omtrent samme vannføring og disse kurvene er også ganske like. Forsøket der middelvannføringen var 160 l/s hadde kortere residenstid enn forsøket som ble gjort ved 180 l/s. Dette viser at usikkerheten i vannføringene er større enn differansen mellom dem. De to andre forsøkene mangler deler av resesjonen.

Disse gjennombruddskurvene viser det samme som forsøkene over: Lav vannføring gir lengre gjennombruddstid og større areal under kurven. Forsøkene som ble gjort ved høyere vannføringer, har spissere topp og brattere resesjon.



Figur 5.5.2: Gjennombruddskurver for forsøk med injeksjonen ved loggestasjonen i Grønligrotta.



Figur 5.5.3: Gjennombruddskurver fra injeksjon nederst i *Bekkeslukten*.

Gjennombruddskurven som er vist med heltrukken strek, har en sekundær topp på slutten av resesjonen. Denne toppen beror på en prøve, tilsvarende de sekundære toppene på kurven fra Strokbekken. På samme måte skyldes trolig også denne toppen forurensing.

Injeksjon i Setergrotta under Prekestolen

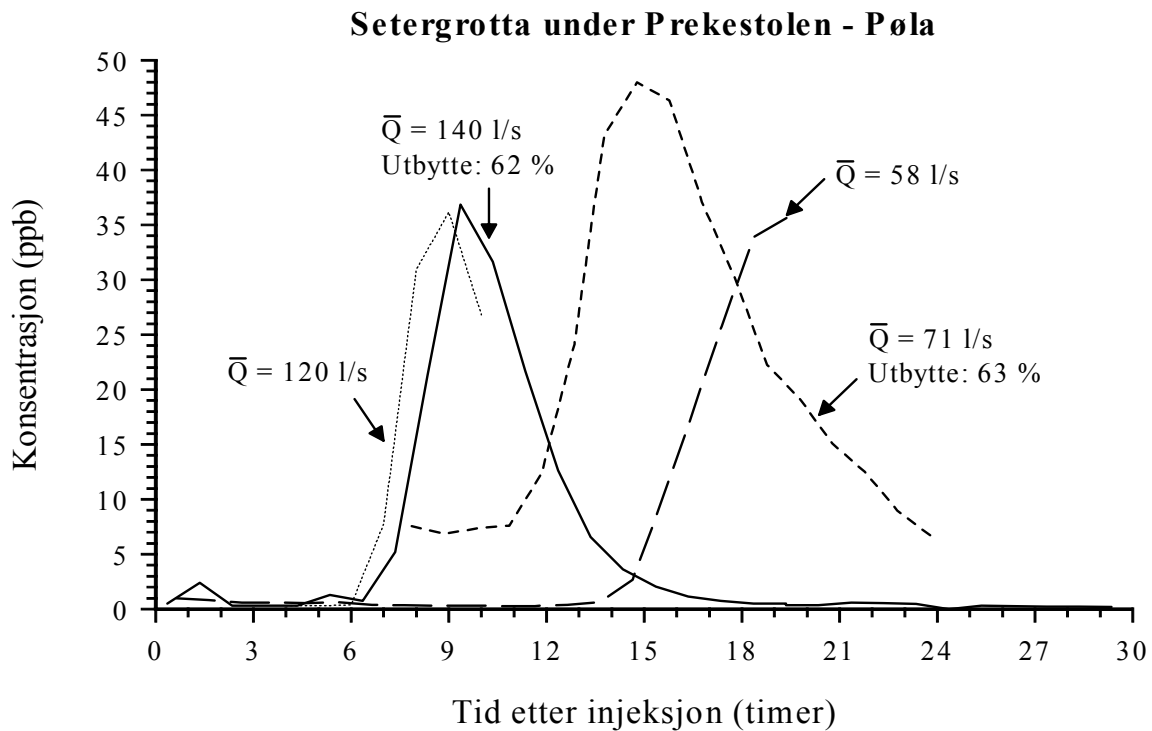
To av forsøkene ble gjort ved vannføringer på 120 og 140 l/s, figur 5.5.4. Som i *Bekkeslukten* viser dette at usikkerheten i vannføringene større enn differansen mellom dem. Det vil si at forsøket med lengst gjennombruddstid egentlig ble gjort ved lavest vannføring. Sammenligning av alle kurvene viser det samme som tidligere.

I forsøket med en vannføring på 71 l/s ble det injisert kun 1,59 g ”*Rhodamin WT*” (i motsetning til mellom 20 og 45 g i de andre forsøkene). Når konsentrasjonene ble gjort om til konsentrasjoner ved 100 g injisert tracer, ble bakgrunnen dermed svært høy. Alle konsentrasjonene på denne kurven skulle derfor trolig vært omlag 7 ppb lavere, figur 5.5.4.

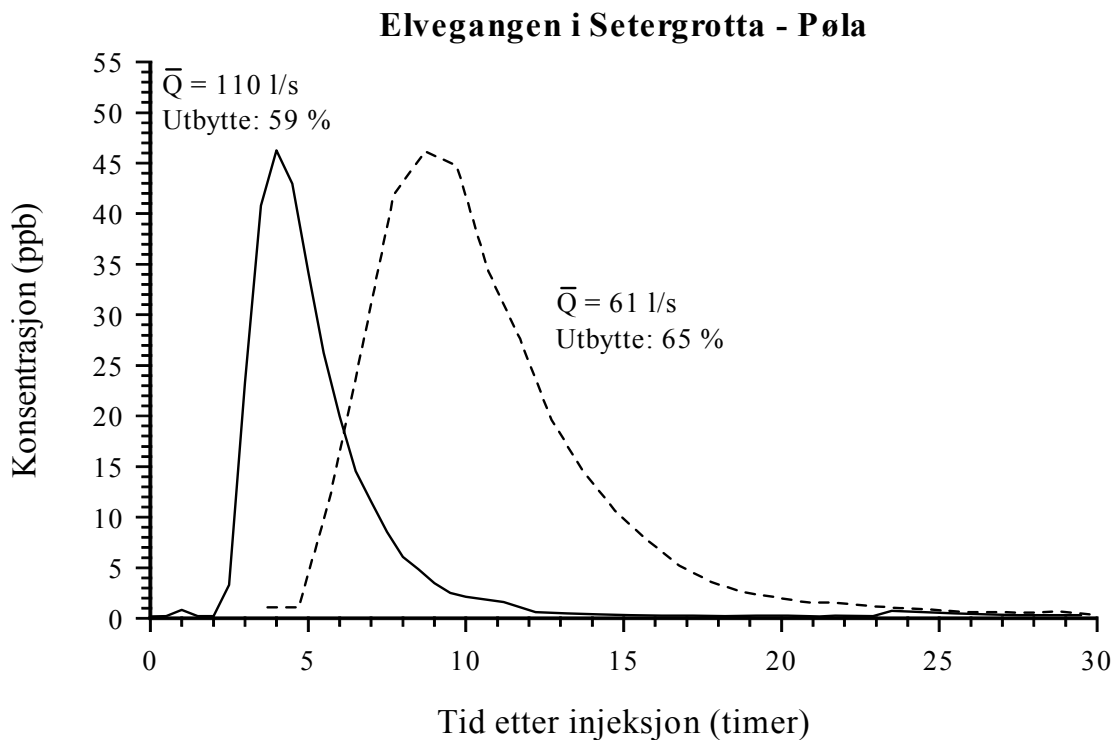
Den høye sekundære toppene på gjennombruddskurven med hel trukket linje er samme topp som på kurven fra *Bekkeslukten* og skyldes forurensning av prøven.

Injeksjon i Elvegangen i Setergrotta

Under forsøkene i *Elvegangen* i Setergrotta var vannføringen 61 l/s og 110 l/s. Figur 5.5.5 viser at forsøket med lavest vannføring hadde nesten dobbelt så lang residenstid som det



Figur 5.5.4: Resultat fra tracerforsøk der injeksjonen ble gjort under *Prekestolen* i Setergrotta.



Figur 5.5.5: Gjennombruddskurver fra forsøk med injisering innerst i Setergrotta.

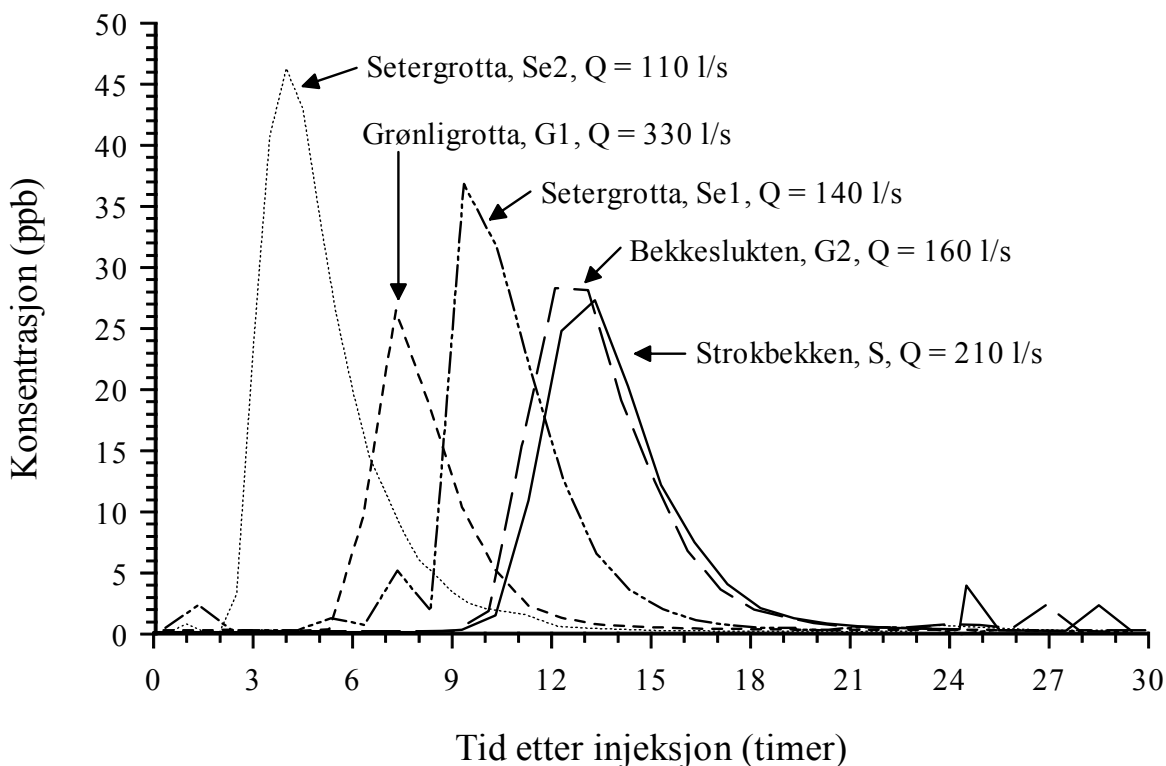
andre forsøket. Gjennombruddskurvene er tilsvarende som i de andre forsøkene: Lav vannføring gir slakere stignings- og resesjonskurve, og toppen er flatere og bredere.

Sammenligning av gjennombruddskurver fra de ulike stedene

Dersom tracerforsøkene på de ulike injeksjonsstedene hadde blitt gjort ved samme vannføring, ville en forvente at traceren brukte lengst tid fra Strokbekken og kortest tid fra *Elvegangen* i Setergrotta. På figur 5.5.6 er det vist ett forsøk fra hvert sted. Det er valgt forsøk med vannføring over 100 l/s, men variasjonene er likevel store. Gjennombruddstiden for pulsen fra Strokbekken er lengst, men pulsen fra *Bekkeslukten* bruker omtrent like lang tid. Det skyldes at vannføringen var høyere under forsøket i Strokbekken enn under forsøket i *Bekkeslukten*. Forsøket ved loggestasjonen i Grønligrotta ble gjort under en flom derfor er gjennombruddstiden for dette forsøket kortere enn for de fleste andre forsøkene. Hvis en sammenligner forsøkene fra Setergrotta og *Bekkeslukten*, ser en at gjennombruddstiden øker og toppkonsentrasjonen avtar med avstanden til Pøla. Dette er i samsvar med det en skulle forvente uti fra teorien.

5.5.3 Freatisk – vados karakter på passasjene

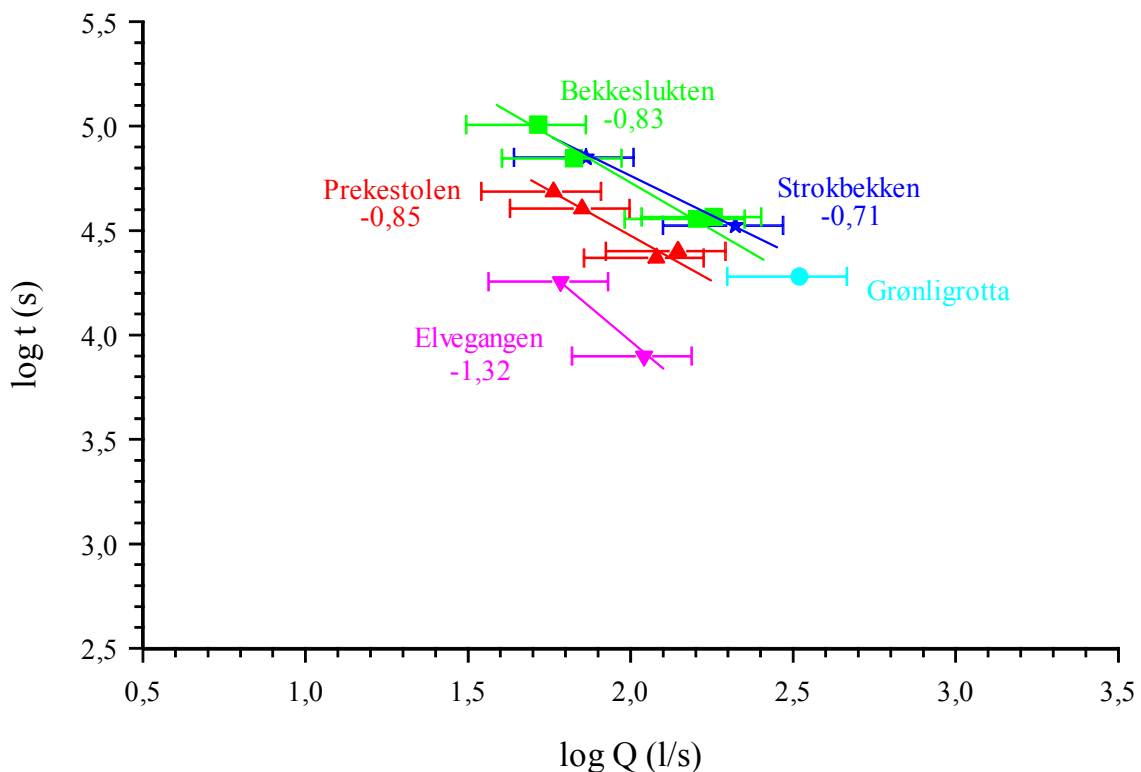
Stanton & Smart (1981) viser at en kan forutsi hva slags forhold en karstakvifer består av ved å bestemme gradienten til regresjonslinjen i et dobbeltlogaritmisk plott av



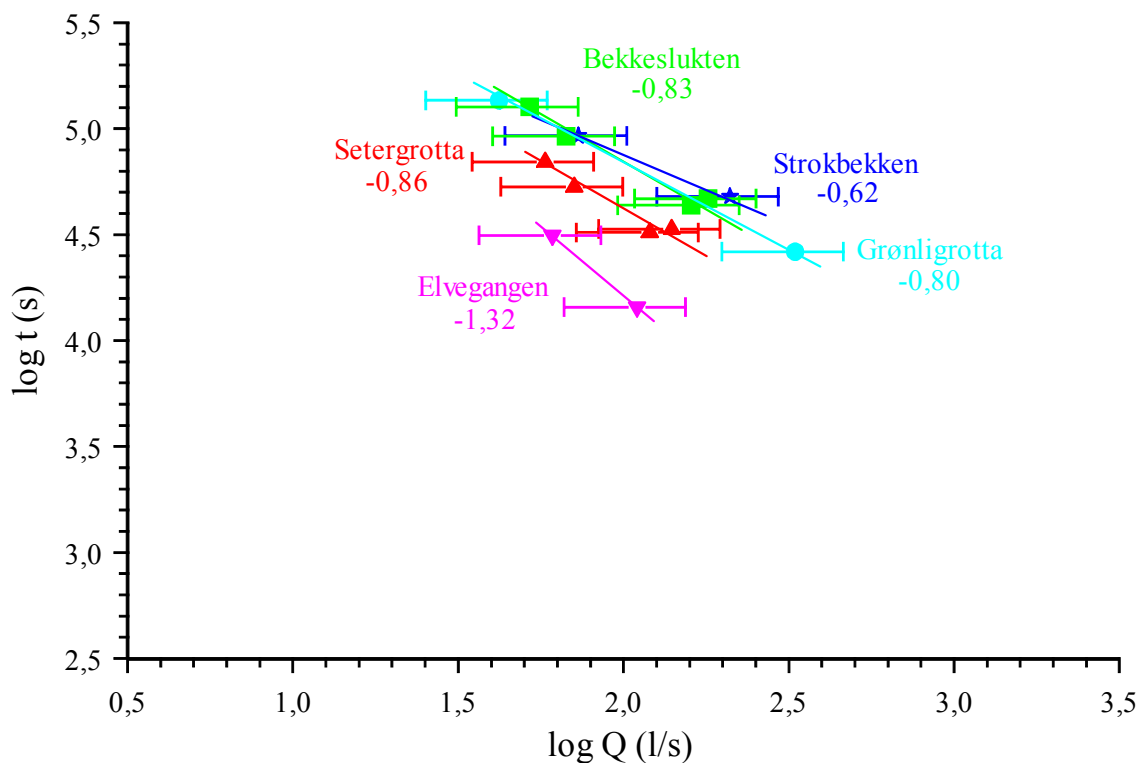
Figur 5.5.6: Figuren viser ett tracerforsøk fra hvert injeksjonssted ved vannføringer på over 100 l/s i Pøla. Variasjonen i vannføringene er likevel stor.

gjennombruddstid mot vannføring. Rent freatiske systemer vil ha en gradient på -1 og vadose systemer vil ha en gradient på mellom -0,3 og -1. Figur 5.5.7 viser et dobbeltlogaritmisk plott av gjennombruddstid mot vannføring fra Grønli-Seterakviferen. For forsøket i Strokbekken ble stigningskoeffisienten -0,71 og for *Bekkeslukten* -0,83. Kun ett forsøk fra loggestasjonen i Grønligrotta ga gjennombruddstid derfor fins det ingen stigningskoeffisient for dette injeksjonsstedet. Figur 5.5.8 er et dobbeltlogaritmisk plott av topptid mot vannføring. Det er liten forskjell mellom stigningskoeffisientene i figur 5.5.7 og 5.5.8. Ved å bruke topptiden får en også 2 punkt for dataene fra loggestasjonen i Grønligrotta og de gir en stigningskoeffisient på -0,80 som er mellom stigningskoeffisientene for Strokbekken og *Bekkeslukten*. Dataene fra øvre del av systemet, Strokbekken og begge injeksjonsstedene i Grønligrotta, plotter svært nære hverandre og gir samlet en gradient på -0,82 for gjennombruddstiden og -0,77 for topptiden (lineær regresjon, henholdsvis: $r^2 = 0,98$; $P = 2E-5$ og $r^2 = 0,97$, $P = 5E-6$). Disse verdiene er i samsvar med en akvifer med en høy andel vadose passasjer.

Både for plottene i figur 5.5.7 og 5.5.8 ser en at stigningskoeffisienten blir større fra innløp til utløp. Det indikerer at den freatiske andelen øker fra innløpet til utløpet. Det er i samsvar med utforskning og kartlegging som er gjort i den fossile akviferen.



Figur 5.5.7: Dobbeltlogaritmisk plott av gjennombruddstid mot vannføring. Usikkerheten i vannføringen er på 40 %.



Figur 5.5.8: Dobbellogaritmisk plott av topptid mot vannføring. Usikkerheten i vannføringen er 40 %.

Det ligger kun 2 datapunkter til grunn for de kurvene som er trukket for Strokbekken, *Elvegangen* og loggestasjonen i Grønligrotta. Det er vist linjer mellom disse punktene, for å gi en ide om hvordan dataene er fordelt, men som figurene viser er usikkerheten i vannføringene stor. Flere punkter vil kunne endre gradientene. For strekningen *Elvegangen* – Pøla, er stigningskoeffisienten -1,32, både for gjennombruddstid og topptid. Dersom stigningskoeffisienten er mindre enn -1, må det bety at det aktive volumet synker når vannføringen stiger. En kan tenke seg en situasjon der det aktive volumet faktisk minker ved økende vannføring fordi vannstrømmen blir mer sentrert og kommunikasjonen med andre deler av akviferen blir mindre. Beregninger er helt avhengige av gode vannføringsestimater, og en endring av begge vannføringene på mindre enn 10 l/s ville gitt en stigningskoeffisient på -1. Den lave stigningskoeffisienten skyldes derfor trolig usikkerheten i vannføringsmålingene.

5.5.4 Volum beregning

Det aktive volumet av akviferen beregnes ved formel 3.5.2. Field (1999) bruker middel tracer residenstid til å beregne volumet av akviferen. Andre muligheter er å bruke

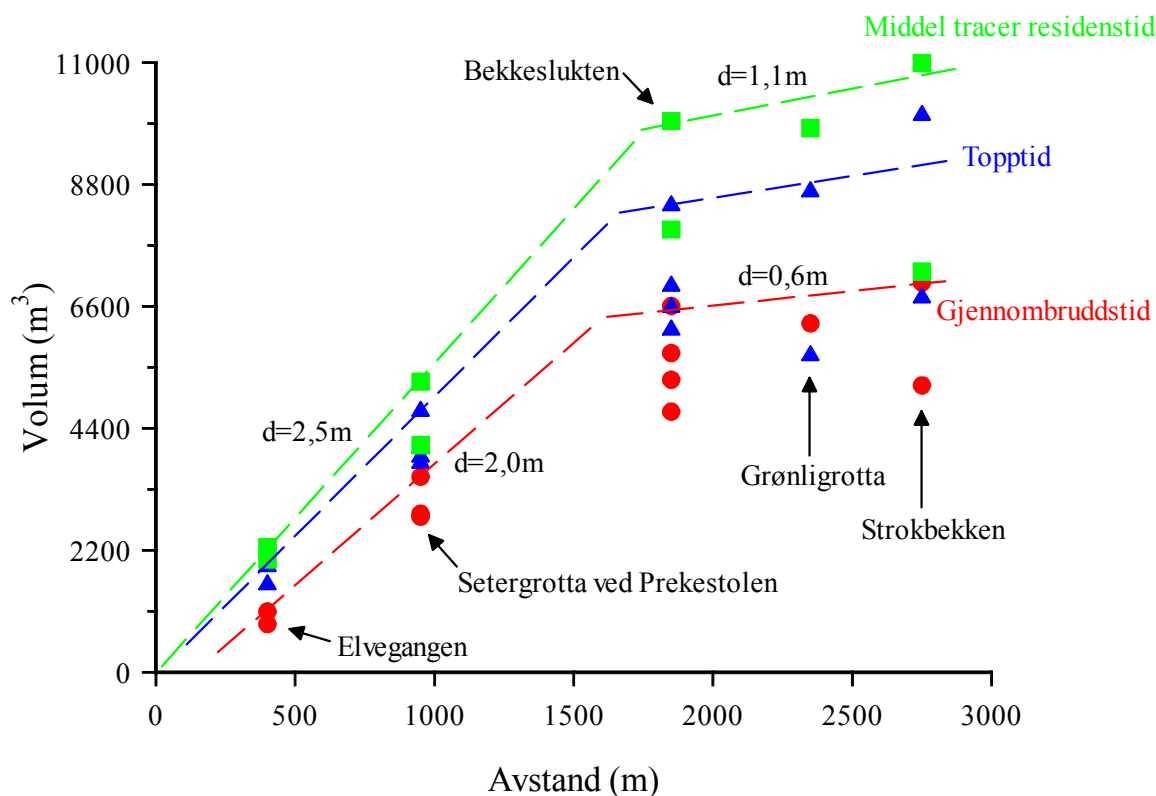
gjennombruddstiden eller topptiden. Tabell 5.5.3 viser volumet beregnet med bruk av ulike tider.

Volumet beregnet fra gjennombruddstiden gir et minimal volum av akviferen. Gjennombruddstiden er kun representativ for den raskeste strømmen. Følgelig vil volumet som estimeres, være volumet av den raskeste strømmen sentralt i passasjene. Volumet av hele akviferen, fra Strokbekken til Pøla, ble beregnet til omtrent 7 000 m³ ved en vannføring på 0,2 m³/s. Ved en vannføring på 0,07 m³/s ble volumet omlag 5 000 m³. Dersom en bruker topptiden, blir det beregnete volumet 10 000 m³ og 6 500 m³ ved vannføringer på henholdsvis 0,2 og 0,07 m³/s. Med middel tracer residens tid blir det beregnete volumet av akviferen omlag 7 200 m³ ved en vannføring på 0,07 m³/s, mens det ble 11 000 m³ ved en vannføring på 0,2 m³/s.

I figur 5.5.9 er aktivt passasjevolum plottet som funksjon av avstanden til Pøla. Volumet øker med vannføringen og avstanden til Pøla. Stigningskoeffisientene for linjene som er stiplet inn i figur 5.5.9, har benevnning m³/m eller m². Stigningskoeffisienten er med andre ord et mål for vannvolumet pr. m eller gjennomsnittlig tverrsnittareal av passasjene. Mellom de to injeksjonsstedene i Setergrotta øker volumet raskt. Stigningskoeffisienten for området Setergrotta – Pøla, ligger mellom 3 og 5 m² avhengig av vannføringen. Dersom en antar at passasjen er sirkulær, tilsvarer dette en diameter på mellom 2,0 og 2,5 m. Disse

Tabell 5.5.3: Oversikt over tracer tider og beregnet aktivt passasjevolum.

Forsøk nr. og sted	Vannføring (l/s)	Avstand (m)	Gjennombruddstid (t)	Volum (m ³)	Topptid (t)	Volum (m ³)	Middel tracer residens tid (t)	Volum (m ³)
1-S	70	2750	19,7	4964	25,7	6481	28,3	7228
12-S	210	2750	9,3	7031	13,3	10055	14,5	10994
7-G1	40	2350			37,8	5443		
11-G1	330	2350	5,3	6296	7,3	8672	8,3	9818
3-G2	70	1850	19,5	4914	25,6	6461		
6-G2	50	1850	28,2	5076	35,2	6336		
10-G2	180	1850	10,2	6610	13,0	8424	15,4	9945
13-G2	160	1850	10,0	5760	12,1	6970	13,9	7990
2-Se1	70	950	11,2	2822	14,8	3722	16	4096
5-Se1	60	950	13,5	2916	19,4	4184		
9-Se1	120	950	6,5	2808	9,0	3888		
14-Se1	140	950	7,0	3528	9,4	4712	10,4	5243
4-Se2	60	400	5,0	1080	8,7	1881	10,1	2260
8-Se2	110	400	2,2	871	4,0	1584	5,2	2037

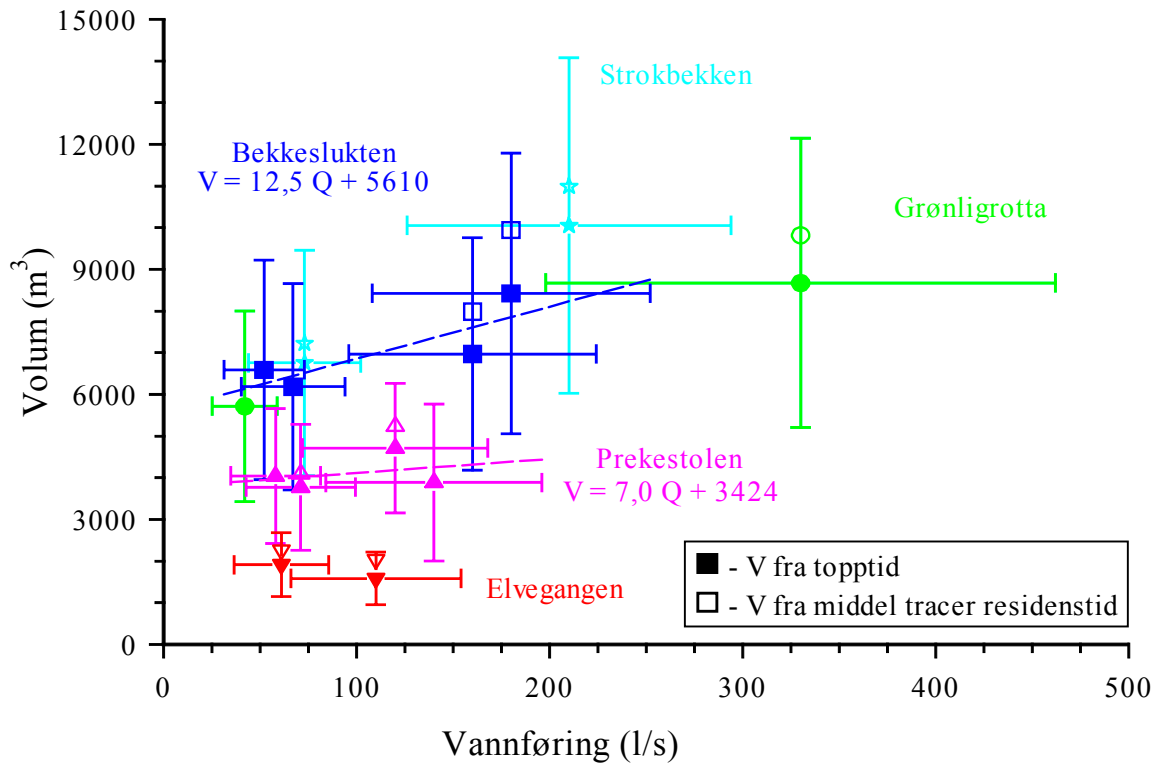


Figur 5.5.9: Figuren viser aktivt passasjevolum beregnet fra middel tracer residenstid. Usikkerheten i volum er omlag 40 % (på grunn av høy usikkerhet i Q).

beregningene av passasjediameteren er i samme størrelse som diameterne beregnet fra saltfortynningsforsøkene ved *Prekestolen* og i *Elvegangen* (kapittel 5.4.2).

Området Strokbekken – Grønligrotta derimot har en svært lav stigningskoeffisient, mindre enn 1 m^2 . Dette stemmer med observasjoner av den vadose bekken inni grottene som har et lite tverrsnittsareal. Figur 5.5.9 viser at endringen i gradienten skjer omlag 100 – 300 m nedenfor *Sluken* i *Bekkeslukten*.

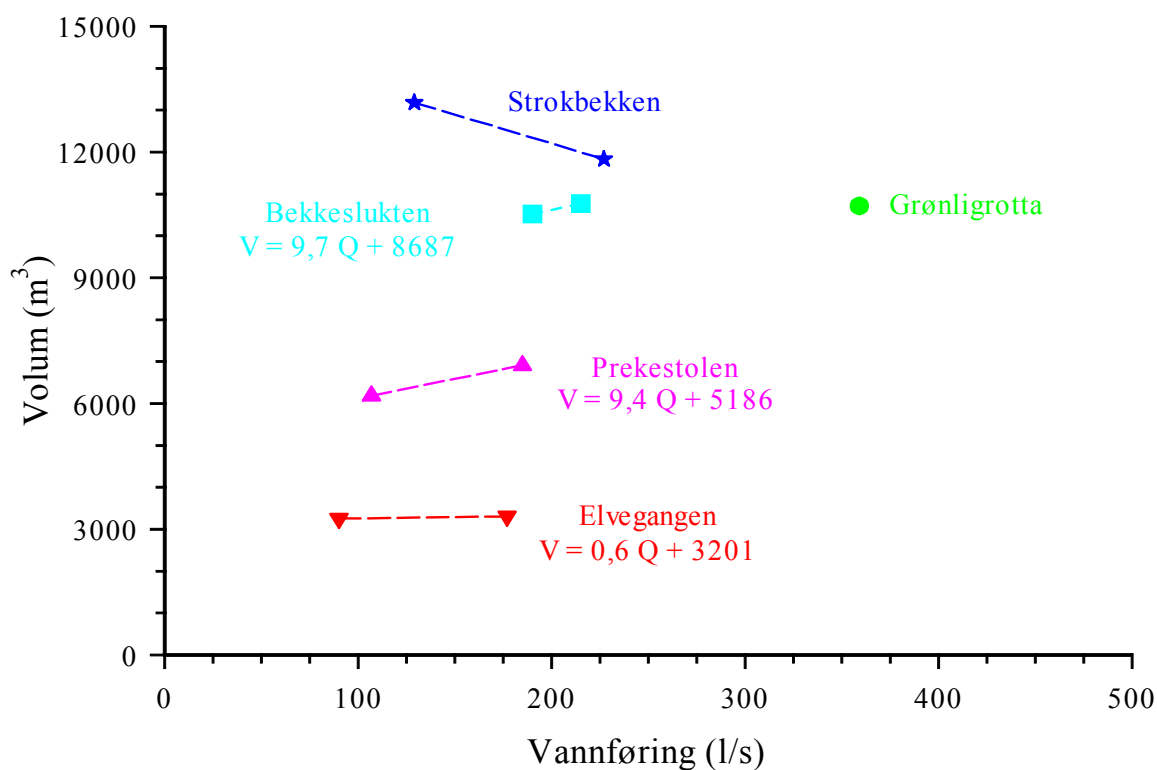
I figur 5.5.9 er det vist mulig tolkninger av hvordan volumet endrer seg med avstanden fra kilden. Dataene fra tracerforsøkene gir ingen entydig svar på hvordan volumet er fordelt. Spesielt i den øvre delen av systemet er det mulighet for ulike tolkninger. Dette skyldes i hovedsak at det mangler gode tracerforsøk fra loggestasjonen i Grønligrotta. Volumet av akviferen øker med vannføringen, figur 5.5.10. Det er gjort for få tracerforsøk til at en kan si noe entydig om forholdet mellom volum og vannføring på de ulike stedene, og det er stor variasjon i resultatene. En vil forvente at volumet mellom loggestasjonen i Grønligrotta og Pøla er større enn mellom *Bekkeslukten* og Pøla, selv om det i figur 5.5.10 kan se ut som det motsatte. Det er heller ikke sikkert at volumet mellom *Elvegangen* og Pøla minker med økende vannføring. Volumvannføringskurven trenger



Figur 5.5.10: Volumet av akviferen plottet som funksjon av vannføring. Volum som er beregnet med topptid er vist som fylte symboler mens volumene der middel tracer residenstid er brukt er vist med åpne symboler. Det er ikke vist usikkerhet for resultatene beregnet ved middel tracer residenstid, men den er tilsvarende som for dataene ved topptid, 40 % både for vannføring og volum.

nødvendigvis ikke være lineær. Det er kun gjort tracerforsøk for omlag en niende del av vannføringene som er målt i systemet. I det intervallet det er gjort tracerforsøk er det likevel trukket lineære regresjonslinjer for å indikere forholdet. Skjæringspunktet med y-aksen kan betegnes som det statiske volumet for akviferen det vil si volumet under kildenivå (Smart, 1988b). En ser at dersom en trekker en kurve for de to punktene fra Strokbekken vil de skjære y-aksen lavere enn linjene for *Bekkeslukten* og *Grønligrotta*. Dette er lite trolig. Det statiske volumet av akviferen mellom *Bekkeslukten* og *Pøla*, beregnet ved topptiden, er $5\,600\text{ m}^3$. Dersom middel tracer residenstid hadde vært brukt, ville volumet vært større, kanskje mellom $6\,000$ og $7\,500\text{ m}^3$. Det statiske volumet for hele akviferen mellom nedløpet i Strokbekken og *Pøla* er antakelig større enn volumet mellom *Bekkeslukten* og *Pøla*. Det statiske volumet mellom *Prekestolen* i *Setergrotta* og *Pøla* er ca. $3\,500\text{ m}^3$ beregnet for topptiden.

I figur 5.5.11 er det vist volum beregnet ved 95 % tracerutbytte fra alle forsøkene. Det gir et noe annet bilde av forholdet mellom volum og vannføring enn det som er vist i figur 5.5.10. Legg merke til at regresjonslinjene i figur 5.5.11 kun er basert på 2 punkter.



Figur 5.5.11: Volumet av akviferen plottet som funksjon av vannføring. Volum og vannføring er beregnet ved 95 % tracerutbytte.

En ser at det er stor forskjell i statisk volum i de to figurene. For strekningen *Elvegangen* – Pøla er det svært liten økning i volumet ved økende vannføring. Det er sannsynlig siden dette er en strekning som er nesten rent freatisk. I figur 5.5.11 synker volumet med økende vannføring for strekningen *Strokbekken* – Pøla, det tyder på at utbyttet i forsøket ved lavest vannføring er overestimert.

5.5.5 Tracerutbytte

Utbytte fra tracerforsøkene er gitt i tabell 5.5.2. Utbytte fra forsøkene i Setergrotta ligger rundt 60 %. Under disse forsøkene var middelvannføringene 60 og 140 l/s. Det laveste utbyttet, 54 %, kom fra forsøket med injeksjon i *Strokbekken* med en middelvannføring på 73 l/s. Det andre forsøket fra *Strokbekken* og forsøkene fra *Grønligrotta* ga relativt høye utbytter med et på 71 % og de tre andre mellom 87 og 91 %. Dette viser at volumene beregnet fra utbyttet ved lave vannføringer er overestimert, siden tracerutbyttet var betydelig lavere ved lave vannføringer enn ved høye, tabell 5.5.2.

Riktig estimat av utbytte avhenger av et godt estimat av vannføringen. Forsøkene fra *Bekkeslukten* hadde 71 og 90 % utbytte og en middelvannføring på henholdsvis 160 og

180 l/s. Gjennombruddstiden for forsøket med lavest vannføring var kortest. Usikkerheten i vannføringene er på omlag 40 % og utgjør mer enn differansen mellom vannføringen i de to forsøkene. En justering av vannføringene slik at lavest blir høyest og omvendt ville ført til likere utbytte fra de to forsøkene.

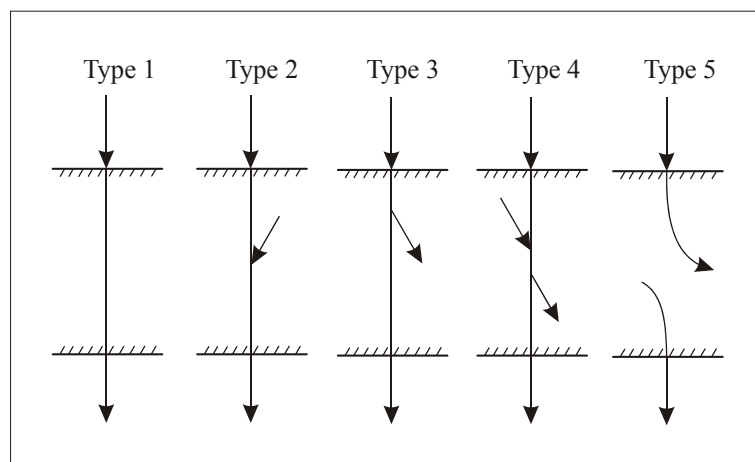
Generelt ser en at utbyttet er høyere ved høye vannføringer og lavere ved lave vannføringer. Dette kan skyldes at det er større kommunikasjon med mindre passasjer og ”*systèmes annexes*” når vannføringen er lav. Tap av tracer masse kan også delvis skyldes at ”*Rhodamin WT*” blir absorbert på sedimenter.

5.5.6 Akvifer struktur

Det kvalitative tracerforsøket viste at vannet fra nedløpet i Strokbekken er det samme som renner gjennom Grønligrotta og under *Prekestolen* i Setergrotta. Under et av tracerforsøkene med injeksjon i bekken under *Prekestolen*, ble det noe senere observert at bekken i *Elvegangen* ble svakt rosa. Det er med andre ord det samme vannet en treffer på alle steder i grottesystemet. Dette eliminerer at Grønli-Seterakviferen er av type 5 etter Browns kriterier (Brown mfl., 1969), figur 5.5.12.

Når en bruker Browns kriterier for strømningsnettverk til å bestemme strukturen til en akvifer, vil en kunne få forskjellige resultater for forsøk fra de ulike injeksjonsstedene. En kan for eksempel tenke seg en situasjon der forsøkene fra Setergrotta gir type 1, mens forsøkene fra Grønligrotta viser type 3 og forsøk fra Strokbekken viser type 4. Det ville ikke vært noen motsetning i et slikt resultat.

En er avhengig av gode vannføringsmålinger fra både injeksjons- og deteksjonssted



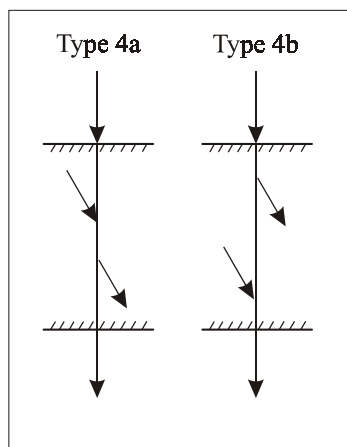
Figur 5.5.12: Browns kriterier for strømningsnettverk. Fra Brown mfl. (1969).

dersom det skal være mulig å bestemme typen av strømningsnettverk. Det er vanskelig å si hvordan vannføringen var på de ulike injeksjonsstedene under tracerforsøkene. Fra kapittel 5.4.1. vet en at vannføringsdataene fra den første vannstandssensoren i Grønligrotta var signifikant høyere enn i Pøla. Vannføringene fra den andre vannstandssensoren i Grønligrotta var derimot signifikant lavere enn vannføringene i Pøla. Forskjellen skyldes antakelig usikkerheten i vannføringsmålingene og den etablerte vannføringskurven. En eventuell differanse mellom vannføringen i Grønligrotta og Pøla er mindre enn usikkerheten i målingene.

Dersom en tar høyde for en viss usikkerhet i vannføringen og et visst tap av tracer i form av absorpsjon på sedimenter, er en usikkerhet i utbytte på 10 % ikke urimelig. Det betyr muligens at all tracermassen når Pøla ved høye vannføringer. I så fall må systemet være av type 1 eller 2 nettverk etter Browns kriterier. Dersom noe av den injiserte tracermassen faktisk går tapt ved diversjon mot andre kilder, er Grønli-Seterakviferen enten type 3 eller type 4 akvifer. Utbyttet er høyt slik at det trolig bare er snakk om små mengder vann som renner ut andre steder enn i Pøla.

Det ene forsøket i Strokbekken ga høyt utbytte, 88 %. Nedløpet i Strokbekken ser ut til å ha betydelig mindre vannføring enn bekken ved loggestasjonen i Grønligrotta. Ut fra observasjoner gjort i felt og tidligere studier (St. Pierre, 1988), vet en at det finnes flere nedløp i Strokbekken. Mange av disse er i dag fylt igjen, men det er mulig at de fortsatt tilfører akviferen noe vann. Strekningen mellom nedløpet i Strokbekken og Grønligrotta er derfor trolig et type 2 strømningsnettverk. Det betyr at akviferen som helhet enten må være type 2 eller 4.

Vannføringsmålingene fra dataloggestasjonene er dessverre ikke nøyaktige nok til at en kan bestemme om det er forskjell på vannføringen i Grønligrotta og Pøla. Det er antakelig liten forskjell mellom vannføringen i Grønligrotta og Pøla. Sammen med utbytte resultatene forteller det at dersom det finnes andre resurgenser eller insurgenser, er de små. I følge Horn (1947) fins det en liten kilde omlag 80 m vest for Resakjelen. Det er også mulig at det kommer vann fra akviferen diffust ut i ura, eller at den porøse akviferen i elvesletta tilføres vann direkte fra karstakviferen. Det er trolig bare snakk om små volumer i forhold til vannføringen i Pøla. Dersom dette er kilder med stabil, kontinuerlig vannføring, kan det delvis forklare at utbyttet er lavere ved lav vannføring, enn ved høy. Dersom en antar at vannet i kilden Horn nevner kommer fra akviferen, betyr det at Grønli-Seterakviferen er et type 4 strømningsnettverk. En burde ha gjort et nytt kvalitativt tracerforsøk der en hadde en deteksjonspute i disse små kildene eller bekkene. Positivt



Figur 5.5.13: To undertyper av strømningsnettverk 4 etter Browns kriterier. Fra Brown & Ford (1971).

utslag ville slått fast at akviferen er en type 4 akvifer, mens ingen utslag selvsagt ikke ville kunne eliminere denne muligheten. Dersom ingenting av tracermassen forsvinner ved dispersjon, er Grønli-Seterakviferen en type 2 akvifer.

Browns type 4 akvifer har to undertyper, figur 5.5.13. Siden ekstra tilførsel skjer i den øvre delen av akviferen og eventuell diversjon mot andre mindre kilder skjer i den nedre delen av akviferen, må Grønli-Seterakviferen være av type 4a.

5.6 Hydrokjemi

Vannprøvene ble tatt manuelt i feltperiodene og er derfor ikke spredt jevnt utover året. Det ble tatt i alt 44 prøver, fordelt på 14 serier av 2-4 vannprøver tatt på forskjellige steder i systemet. Vannprøvene ble tatt ved loggestasjonen i Grønligrotta, G1, i Setergrotta under *Prekestolen*, Se1, og i Pøla, P, i tillegg til 4 fra Strokbekken, S (se figur 4.2.2, s. 39). Vedlegg 4 viser standardkurver for analysene fra ionekromatografen. Vedlegg 5 viser hvor og når vannprøvene ble tatt og resultat fra alle de kjemiske analysene. Relevante resultater fra PCWATEQ er gitt i vedlegg 6.

5.6.1 Datakvalitet

Summen av konsentrasjonene av positive ioner må være lik summen av konsentrasjonene av negative ioner, og kalles laddningsbalanse. Det er vanligvis en forskjell på 2-5 % i laddningsbalansen som følge av analysefeil, selv når alle hovedkomponentene har blitt analysert. Dette kalles ionebalansefeil. Dersom ionebalansefeilen er større, kan det bety at det er ioner tilstede i vannprøven som ikke er analysert (Golterman mfl., 1978).

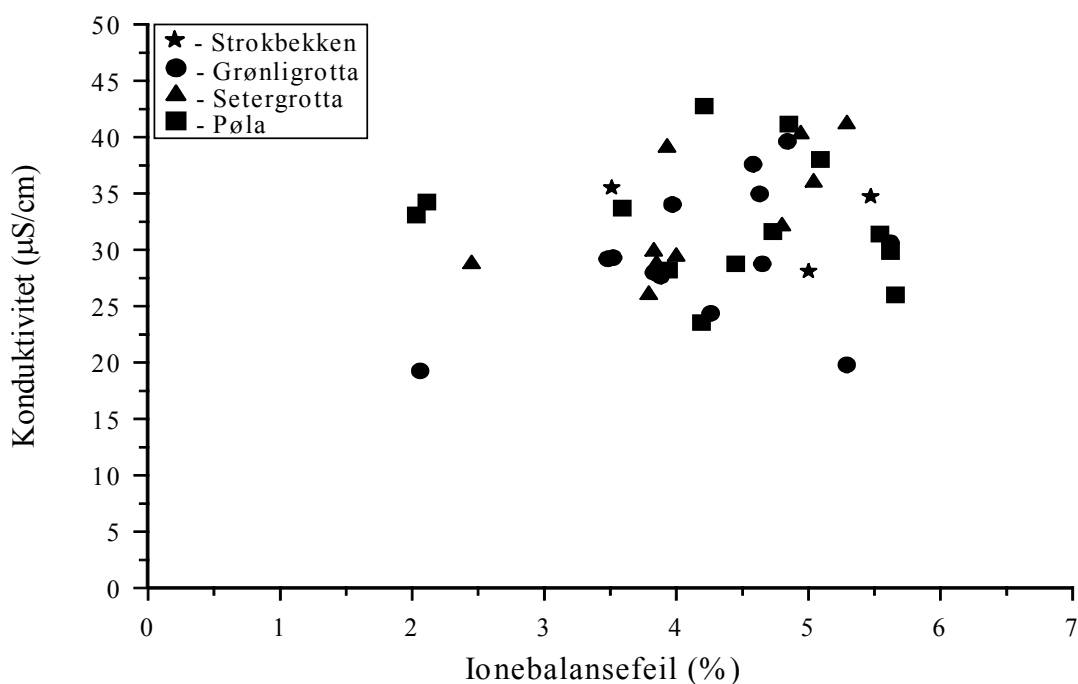
Ionebalansefeilen i vannprøvene fra Grønli-Setergrottesystemet varierer mellom 2 % og 7 %, de fleste prøvene har ionebalansefeil mellom 3,5 og 6 %, figur 5.6.1. Kun to av prøvene har ionebalansefeil over 6 % (prøve nr. 20 og 42). Ionebalansefeilen er noe høy. Dette tyder på at usikkerheten for en del av analysene er større enn antatt, eller at det er ioner tilstede som ikke er analysert.

I figur 5.6.1 er ionebalansefeilen plottet mot konduktiviteten. Figuren viser at det ikke noen sammenheng mellom de to faktorene. De høye verdiene av ionebalansefeil er vilkårlige og har ingen sammenheng verken med hvor prøvene er tatt eller innhold av ioner i prøven.

5.6.2 Ioneinnhold

I tabell 5.6.1 er det vist gjennomsnittlig ionekonsentrasjon for de ulike stedene. Tallene for Strokbekken er basert på kun 4 vannprøver. Dataene fra Setergrotta er basert på 12 prøver og dataene fra Grønligrotta og Pøla er basert på 14 vannprøver. I sammenligningene som er gjort under, er det derfor ikke tatt hensyn til dataene fra Strokbekken.

Siden vannprøvetakingen var begrenset til feltperiodene, er det vanskelig å si noe om sesongmessige variasjoner i ionekonsentrasjonene. Gjennomsnittskonsentrasjonene som er gitt i oppgaven, er middelværdir av de målte konsentrasjonene og må ikke betraktes som gjennomsnittskonsentrasjoner for et år. Middelværdirne brukes i hovedsak



Figur 5.6.1: Ionebalansefeil plottet mot konduktivitet.

Tabell 5.6.1: Gjennomsnittlige ionekonsentrasjoner (ppm) og standardavvik for de ulike prøvestedene. Dataene fra Strobekken er basert på kun 4 vannprøver, mens dataene fra Setergrotta, Se1, er basert på 12 vannprøver og dataene fra Grønligrotta, G1, og Pøla, P, er basert på 14 vannprøver.

Prøve sted	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
S	1,3 ±0,7	1,0 ±0,0	7,1 ±1,1	1,1 ±0,9	1,7 ±0,4	1,5 ±0,2	24,8±2,5
G1	2,7 ±1,8	0,9 ±0,1	6,9 ±1,4	1,3 ±0,7	5,0 ±4,3	1,9 ±0,6	21,7±6,9
Se1	2,5 ±1,8	1,0 ±0,1	7,6 ±1,5	1,4 ±0,8	4,4 ±4,2	1,9 ±0,6	24,9±5,6
P	2,7 ±1,5	0,9 ±0,1	7,7 ±1,6	1,4 ±0,7	4,5 ±3,5	1,9 ±0,5	24,1±7,6

for å undersøke endringer gjennom akviferen og for å sjekke korrelasjonen mellom de ulike ionene. Største og minst målte verdi må heller ikke betraktes som maksimums- og minimumsverdier for det hydrologiske året.

Kalsium

Kalsium, Ca²⁺, er den dominerende kationkomponenten, og konsentrasjonen varierer mellom 4,2 og 10,7 ppm. Kalsiumkonsentrasjonen stiger fra innløp til utløp. Konsentrasjonene er til en hver tid lavere i Grønligrotta enn i Pøla (tosidig, paret t-test; P = 0,00008). Konsentrasjonen av kalsium i Setergrotta er ikke signifikant forskjellig fra verken Grønligrotta eller Pøla ved tosidig, paret t-test med et signifikansnivå på 0,05. Ved ensidig, paret t-test er imidlertid konsentrasjonen i Grønligrotta signifikant lavere (P = 0,048) og konsentrasjonen i Pøla signifikant høyere (P = 0,032) enn i Setergrotta.

Kalsiumkonsentrasjonen er negativt korrelert med vannføringen. Korrelasjonskoeffisienten, r, i Grønligrotta og Pøla er henholdsvis -0,60 og -0,63 (lineær korrelasjon, t-test; P er henholdsvis lik 0,023 og 0,016). Dette er som forventet fordi høyere vannføring gir kortere oppholdstid og dermed kortere kontakttid mellom vannet og marmoren. Mindre marmor løses opp (pr volumenhet) og konsentrasjonen av kalsium i vannet blir lavere.

Det er ingen tydelige sesongvariasjoner i konsentrasjonen av kalsium ut fra vannprøvene.

Magnesium

Vannprøvene inneholder betydelig mindre magnesium, Mg²⁺, enn kalsium. Magnesiumkonsentrasjonene varierer mellom 0,1 og 2,3 ppm, og prøvene fra siste feltperiode skiller seg ut ved å vise svært lave konsentrasjoner. De variere mellom 0,3 og 0,1 ppm, mens konsentrasjonene i de andre prøvene varierer mellom 1,0 og 2,3 ppm. Det

ble brukt en annen kolonne i ionekromatografen under kationanalysen av vannprøvene fra siste feltperiode. Det kan være årsak til at disse verdiene avviker så sterkt fra de andre. En ville kanskje forvente at ionebalansefeilen dermed ville være spesielt høy for disse vannprøvene, men dette er ikke tilfellet. Det er vanskelig å si om dette er reelle konsentrasjoner av magnesium.

Konsentrasjonen av magnesium er litt høyere i Pøla enn i Grønligrotta (ensidig, paret t-test, $P = 0,029$). Det er ikke signifikant forskjell i magnesiumkonsentrasjonen i Grønligrotta og Setergrotta eller i Setergrotta og Pøla (ensidig, paret t-test; henholdsvis $P = 0,25$ og $P = 0,13$). Ettersom magnesium er en bestanddel i marmoren, vil en forvente at konsentrasjonen av magnesium er noe høyere i utløpet enn i innløpet til akviferen.

Natrium

Natrium, Na^+ , er det viktigste kationet nest etter kalsium, med konsentrasjoner som varierer fra 0,5 til 6,6 ppm. Prøvene som er tatt på vinteren (februar, mars og april), har høyere konsentrasjoner enn de som er tatt på sommeren og tidlig høst (juni, august, september og oktober). Konsentrasjonen av natrium viser parallelle variasjoner som konsentrasjonen av klorid. Det er en sterk, positiv, signifikant korrelasjon mellom de to ionene (lineær korrelasjon, t-test; $r = 0,98$; $P = 3\text{E}-32$). Konsentrasjonen av natrium endrer seg ikke fra innløp til utløp.

Kalium

Konsentrasjonene av kalium, K^+ , ligger mellom 1,3 og 0,6 ppm, som er deteksjonsgrensa for kalium. En del av prøvene har konsentrasjoner under deteksjonsgrensa (se vedlegg 5). Verdiene er for lave til å skjelne reelle variasjoner.

Bikarbonat (Alkalinitet)

Bikarbonat eller hydrogenkarbonat, HCO_3^- , er den viktigste anionkomponenten, med konsentrasjoner mellom 9,8 og 38,4 ppm. Konsentrasjonen av bikarbonat øker fra innløp til utløp tilsvarende som for kalsiumkonsentrasjonen. Konsentrasjonen i Grønligrotta er mindre enn konsentrasjonene både i Setergrotta og Pøla (tosidig, paret t-test; henholdsvis $P = 0,043$ og $P = 0,0034$). Det er ingen signifikant forskjell mellom konsentrasjonene i Pøla og Setergrotta (tosidig, paret t-test; $P = 0,18$).

Konsentrasjonen av bikarbonat varierer i takt med konsentrasjonen av kalsium. Konsentrasjonene av bikarbonat og kalsium er positivt korrelerte, $r = 0,89$ (lineær

korrelasjon, t-test; $P = 8E-16$). Trolig øker konsentrasjonen av bikarbonat raskere enn kalsiumkonsentrasjonen gjennom akviferen fordi det løses to enheter bikarbonat for hver enhet av kalsium (kapittel 1.2.1). Det er med andre ord i samsvar med forventet resultat at de to ionene er korrelerte.

Klorid

Konsentrasjonen av klorid, Cl^- , varierer mellom 1,2 og 14,5 ppm. Variasjonene er ganske like variasjonene for natrium, men toppene er betraktelig høyere. Variasjonene er tidvis motsatte av kalsium og bikarbonat. Spesielt gjelder det for vinteren 2000. Konsentrasjonene av klorid er markert høyere om vinteren enn resten av året.

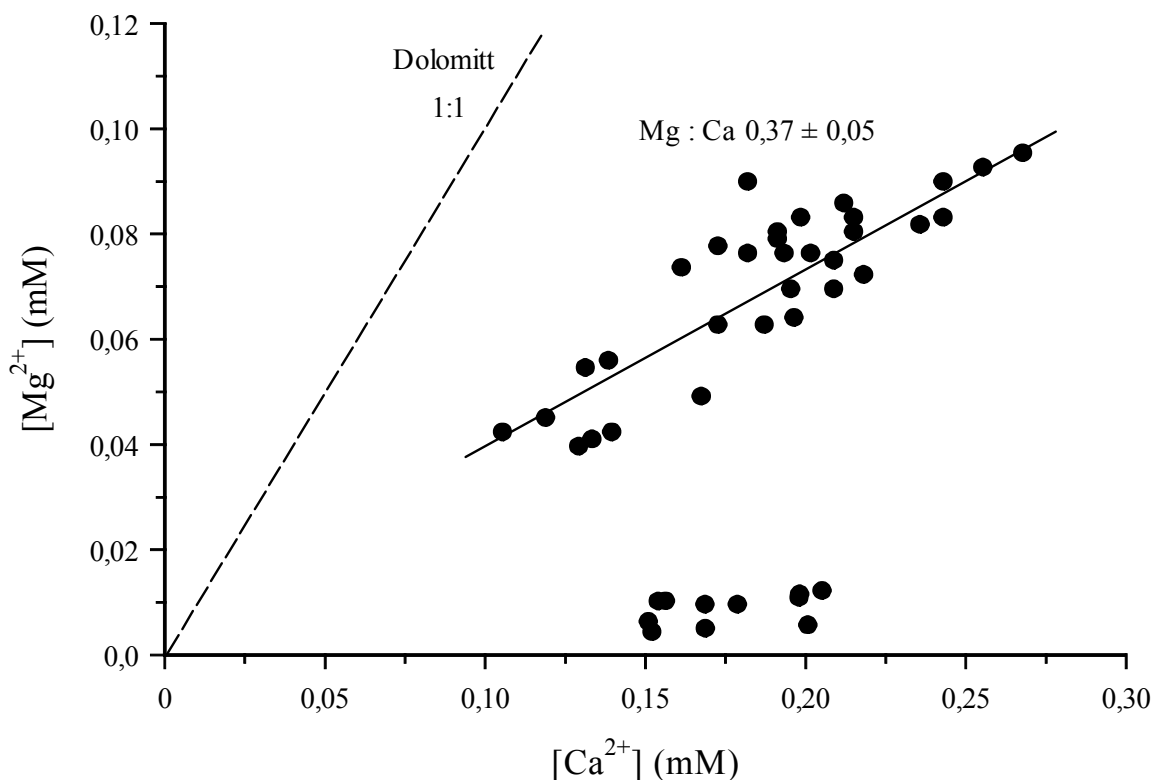
Sulfat

Konsentrasjonen av sulfat, SO_4^{2-} , er jevnt over lav og varierer mellom 0,9 og 3,1 ppm. Alle prøvene hadde verdier over deteksjonsgrensa på 0,7 ppm.

Forholdet mellom Mg^{2+} og Ca^{2+}

Dersom en antar kongruent oppløsning av bergarten, vil forholdet mellom Mg^{2+} og Ca^{2+} i karst vann reflektere kalsitt/dolomitt forholdet i bergarten i akviferen. Konsentrasjonene fra Grønli-Seterakviferen er vist i figur 5.6.2. Som nevnt over, er det knyttet en viss usikkerhet til magnesium konsentrasjonene i vannprøvene fra august 2001. Dersom en ser bort fra dem, er det signifikant, positiv korrelasjon mellom konsentrasjonen av magnesium og kalsium (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,76$; $P = 5E-11$). Det gjennomsnittlige molare forholdet med ett standardavvik er $0,37 \pm 0,05$ ($n = 33$). Hvis en tar alle vannprøvene i betraktning ($n = 44$), er det fortsatt signifikant, men svak, positiv korrelasjon (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,26$; $P = 0,0004$). Det gjennomsnittlige molare forholdet er da $0,29 \pm 0,15$.

Lauritzen (1981) fant svak korrelasjon mellom Mg^{2+} og Ca^{2+} i sitt studie av vann fra ulike karstkilder i Saltfjellet-Svartisen området, med gjennomsnittlig molar forhold på $0,25 \pm 0,21$. Middelveiden fra Grønli-Seterakviferen er høyere enn middelveiden fra Lauritzen (1981). Standardavviket derimot er betydelig mindre for Grønli-Seterakviferen. Det kommer av at Lauritzen (1981) tok prøver fra forskjellige karstkilder, og en vil derfor forvente en større diversitet i sammensetningen av marmoren enn det som finnes innenfor Grønli-Seterakviferen. Bergartene i Saltfjellet-Svartisen området var kalsittisk marmor eller dolomittisk marmor med lavt innhold av magnesium. En vil ut fra disse resultatene anta at marmoren i Grønli-Seterakviferen stort sett er kalsittisk.



Figur 5.6.2: Konsentrasjon av kalsium plottet mot konsentrasjon av magnesium. Sammensetningen til dolomitt er stipleet inn. Alle dataene med svært lave magnesium konsentrasjoner er fra august 2001.

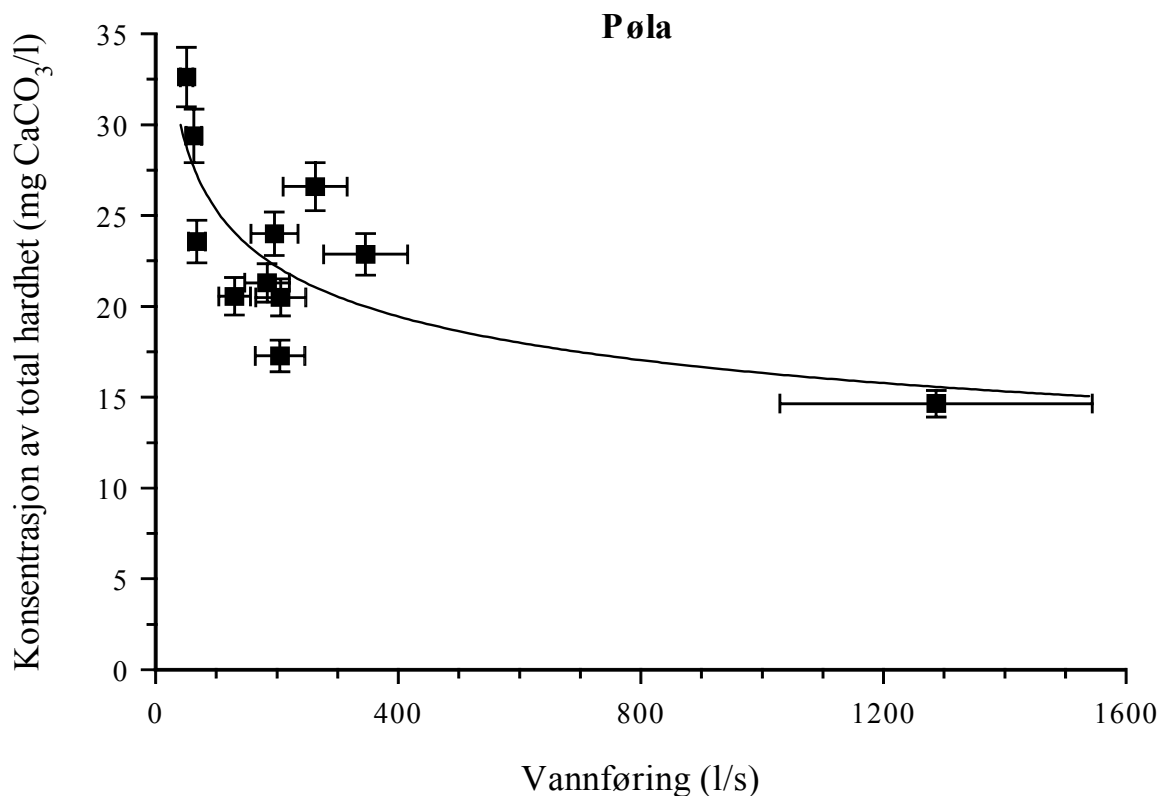
Total hardhet

Med total hardhet menes total konsentrasjonen av kalsium- og magnesiumioner i en løsning. Total hardhet i vannprøvene fra Grønli-Seterakviferen varierer mellom 5 og 13 mg ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$)/l, som tilsvarer 13 – 33 mg CaCO_3 /l. Sistnevnte er en vanlig benevnning i karstlitteraturen, fordi det lett lar seg omregne til en ekvivalent mengde kalkstein som fjernes. Hardheten er omvendt proporsjonal med vannføringen, data fra Pøla er vist i figur 5.6.3. Ved lav vannføring endres hardheten raskt selv ved små endringer. Forholdet mellom vannføring og total hardhet, C_t , kan best uttrykkes som en potensfunksjon:

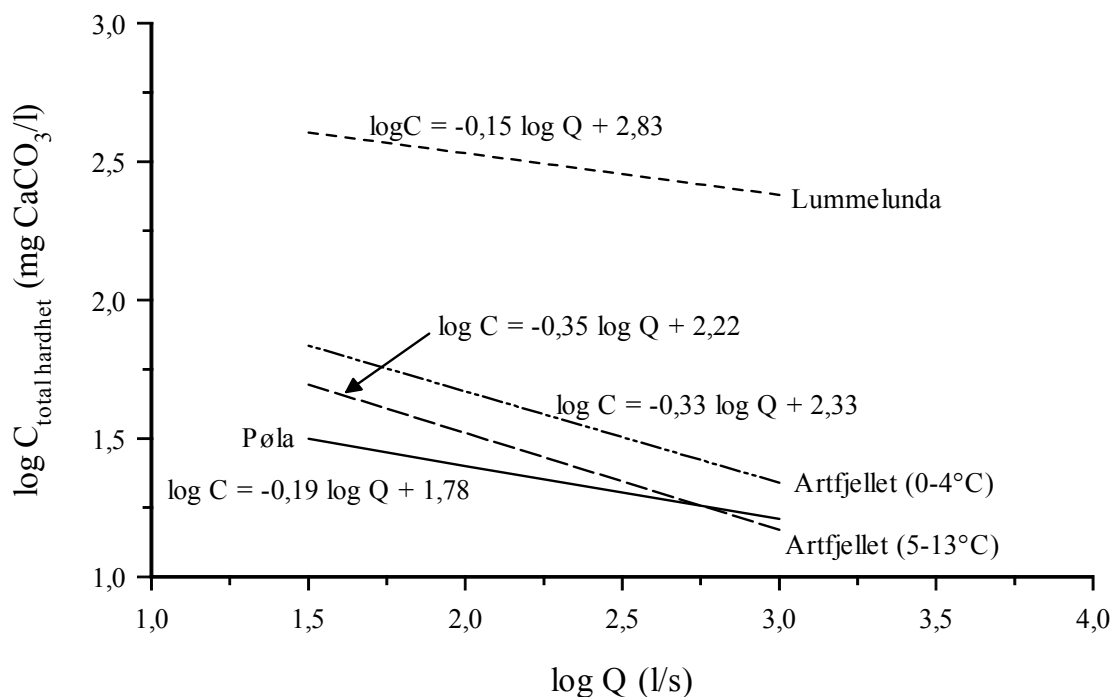
$$C_t = 60,7 \cdot Q^{-0,19} \quad (5.6.1)$$

der total hardhet er gitt i mg CaCO_3 /l og Q er gitt i l/s. Denne funksjonen har en regresjonskoeffisient på 0,58 (regresjonsanalyse, $P = 0,0061$).

Helldén (1974) og Engh (1980) har gjort liknende undersøkelser i karstområder i Sverige, figur 5.6.4. Forholdet i Artfjellet og Grønli-Seterakviferen er ganske like selv om konsentrasjonene i Artfjellet stort sett ligger litt høyere. Lummelunda på Gotland skiller seg derimot mer fra de andre fordi konsentrasjonene er betydelig høyere, men stignings-



Figur 5.6.3: Konsentrasjonen av total hardhet i Pøla plottet som funksjon av vannføringen. Usikkerheten i vannføring er 20 % og i konsentrasjon av total hardhet 5 %.



Figur 5.6.4: Forholdet mellom konsentrasjonen av total hardhet og vannføring i Pøla, Lummelundagrottens kilde (Engh, 1980) og i en kilde i Artfjellet ved to forskjellige temperatur intervall (Helldén, 1974).

koeffisienten er ganske lik den i Pøla. De høye konsentrasjonene i Lummelunda elven skyldes lave strømningshastigheter og lang kontaktid mellom vann og kalk slik at vannet der når metning. I Artfjellet og Grønli-Seterakviferen derimot er vannet aggressivt gjennom hele systemet.

5.6.3 Ionekonsentrasjoner relatert til elektrisk ledningsevne

I kapittel 3.3 er det vist at det er et konstant forhold mellom konduktivitet og konsentrasjonen av oppløst NaCl. Det er i det følgende undersøkt om det er korrelasjon mellom ionekonsentrasjoner og elektrisk ledningsevne i vannprøvene. Det svært svak korrelasjon mellom den samlede konsentrasjonen av natrium og kalium og elektrisk ledningsevne (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,10$, $P = 0,048$). Mellom konduktivitet og bikarbonatkonsentrasjonen er det litt høyere positiv korrelasjon (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,31$, $P = 0,0003$). De dårlige korrelasjonene kan delvis skyldes at datasettet er lite.

Det er signifikant, positiv regresjon mellom total hardhet og konduktivitet målt i laboratoriet både i Grønligrotta og i Pøla (henholdsvis $r^2 = 0,57$, $P = 0,003$ og $r^2 = 0,74$, $P = 0,0001$). Lineær regresjon ga to ganske like regresjonsfunksjoner:

$$\text{Grønligrotta:} \quad \kappa = 2,01C_{tot} + 16,8 \quad (5.6.2)$$

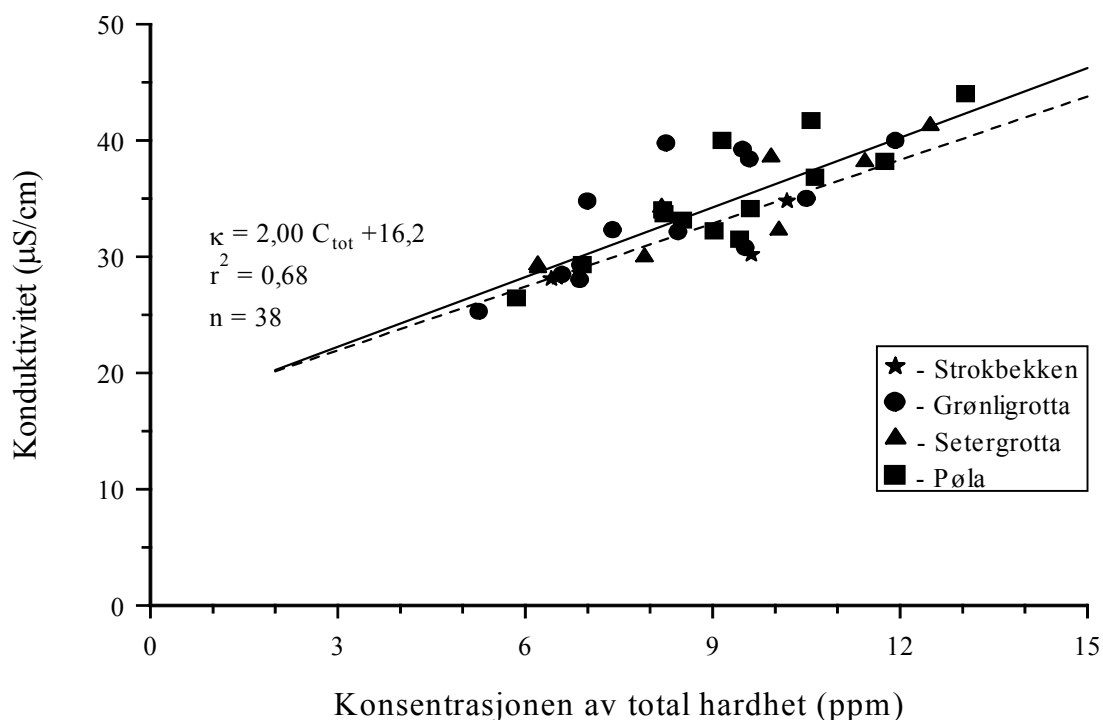
$$\text{Pøla:} \quad \kappa = 2,23C_{tot} + 14,2 \quad (5.6.3)$$

Dersom en legger sammen resultatene fra alle vannprøvene, gir det en signifikant, positiv korrelasjon mellom konduktivitet og total hardhet (lineær regresjon, $r^2 = 0,68$, $P = 3E-5$), figur 5.6.5. Regresjonslinjen kan uttrykkes med funksjonen:

$$\kappa = 2,00C_{tot} + 16,2 \quad (5.6.4)$$

Avvik fra regresjonslinjen viser kun svært svak, positiv korrelasjon med ionebalansefeilen.

Lauritzen (1981) gjorde liknende analyser for en rekke karstkilder i Glomdal. Han fant at forholdet mellom konduktivitet og total hardhet kunne beskrives med en rett linje ($r^2 = 0,90$):



Figur 5.6.5: Konduktivitet vist som funksjon av konsentrasjonen av total hardhet. Den helttrukne linjen er regresjonslinjen for dataene fra Grønli-Seterakviferen, mens den stiplede linjen er regresjonslinjen fra Lauritzens (1981) data fra Glomdal.

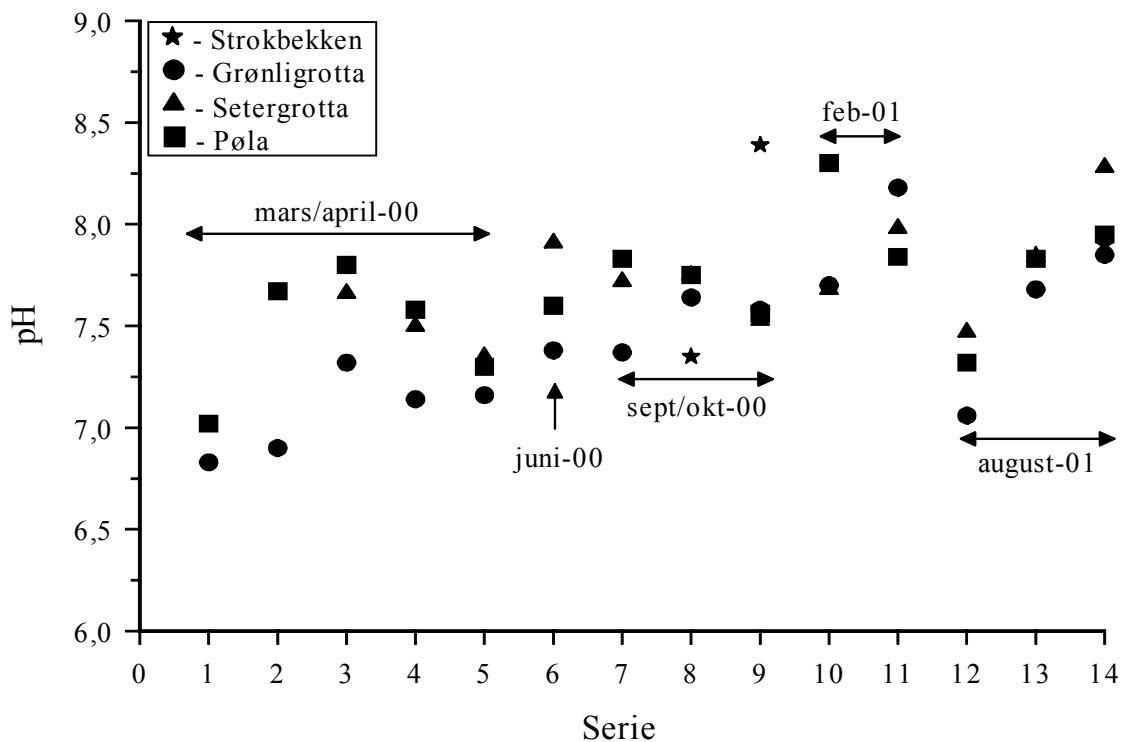
$$\kappa = 1,82 \cdot C_{tot} + 16,49 \quad (5.6.5)$$

når C_{tot} er gitt i ppm og κ er i $\mu\text{S}/\text{cm}$. Regresjonslinjen er vist som en stiplet linje, i figur 5.6.5. Dette er nokså likt forholdet som ble funnet i Grønli-Seterakviferen.

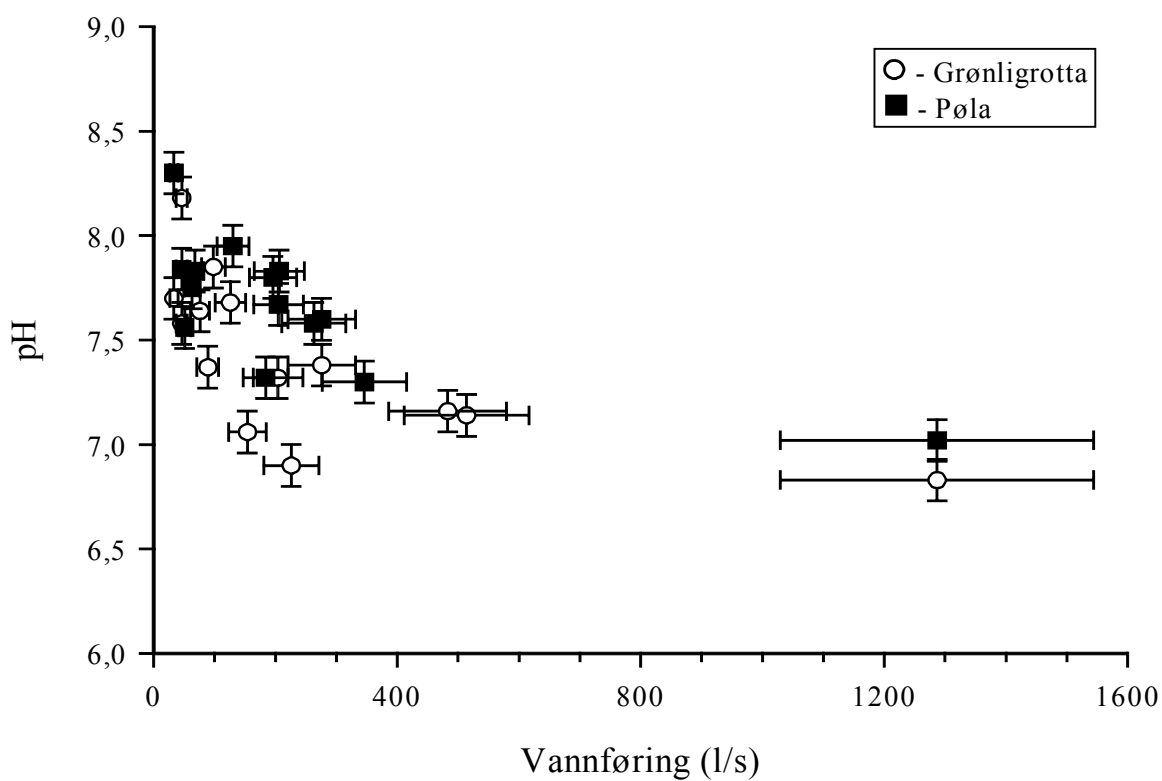
5.6.4 pH

pH i vannprøvene varierer mellom 6,8 og 8,4, med gjennomsnitt på 7,6. Kun i to vannprøver er pH under 7 (nr. 1 og 4). Da den første vannprøven ble tatt, var vannføringen svært høy på grunn av intenst regn på snø. Vannet er stort sett svakt basisk, noe som er vanlig for karst vann i Norge.

Det er gjort 14 parallelle målinger fra Grønligrotta og Pøla. pH i Pøla ligger over pH i Grønligrotta i 12 av 14 tilfeller, figur 5.6.6. pH er signifikant lavere i Grønligrotta enn både i Setergrotta og Pøla (tosidig, paret t-test, henholdsvis $P = 0,0063$ og $P = 0,0047$). Dette samsvarer med det en vil forvente i en karstakvifer, pH er høyere i utløpet enn i innløpet. Forskjellen mellom pH i Setergrotta og Pøla var ikke signifikant med et signifikansnivå på 0,05 (ensidig, paret t-test, $P = 0,50$).



Figur 5.6.6: pH målt i felt. pH er vist som funksjon av serier og ikke tid fordi sistnevnte ville ført til at dataene ble klumpet sammen.



Figur 5.6.7: pH vist som funksjon av vannføring. Usikkerhet i pH er $\pm 0,1$ og i vannføring 20 %.

pH og vannføring er negativt korrelerte både i Grønligrotta, $r = -0,65$, og i Pøla, $r = -0,72$ (lineær korrelasjon, henholdsvis $P = 0,0038$ og $P = 0,012$), figur 5.6.7. Dette kan skyldes at store nedbørsmengder fører til flom og at nedbøren vanligvis er svakt sur. Under flom er det i tillegg kortere kontakttid mellom vann og marmor som gjør at det blir lavere forbruk av H^+ -ioner (pr volumenet) under høye vannføringer.

pH ble målt både i feltlaboratoriet og på laboratoriet i Bergen. pH var forskjellig i disse målingene derfor er kun målingene fra felt brukt.

5.6.5 pP_{CO_2}

$pP_{CO_2} = \log P_{CO_2}$ og er den logaritmiske notasjonen av partialtrykket av CO_2 . I luft er $P_{CO_2} = 10^{-3,5}$ atm. Det gir $pP_{CO_2} = 3,5$. Vanlig verdi for grotteluft er $pP_{CO_2} = 2,5$. I vannprøvene varierer verdien mellom 2,7 og 4,1. Nedslagsfeltet til Strokbekken ligger under tregrensa. Det betyr at vegetasjonen kan bidra med en vesentlig del av CO_2 innholdet i vannet i tillegg til atmosfærisk CO_2 . Dette er trolig tilfelle siden flere av prøvene inneholder mer CO_2 enn lufta.

Når pP_{CO_2} plottes som funksjon av pH ser en at pP_{CO_2} synker når pH stiger, figur 5.6.8, de er proporsjonale. Dette er i overensstemmelse med forventet resultat. Det teoretiske forholdet mellom pH og pP_{CO_2} er:

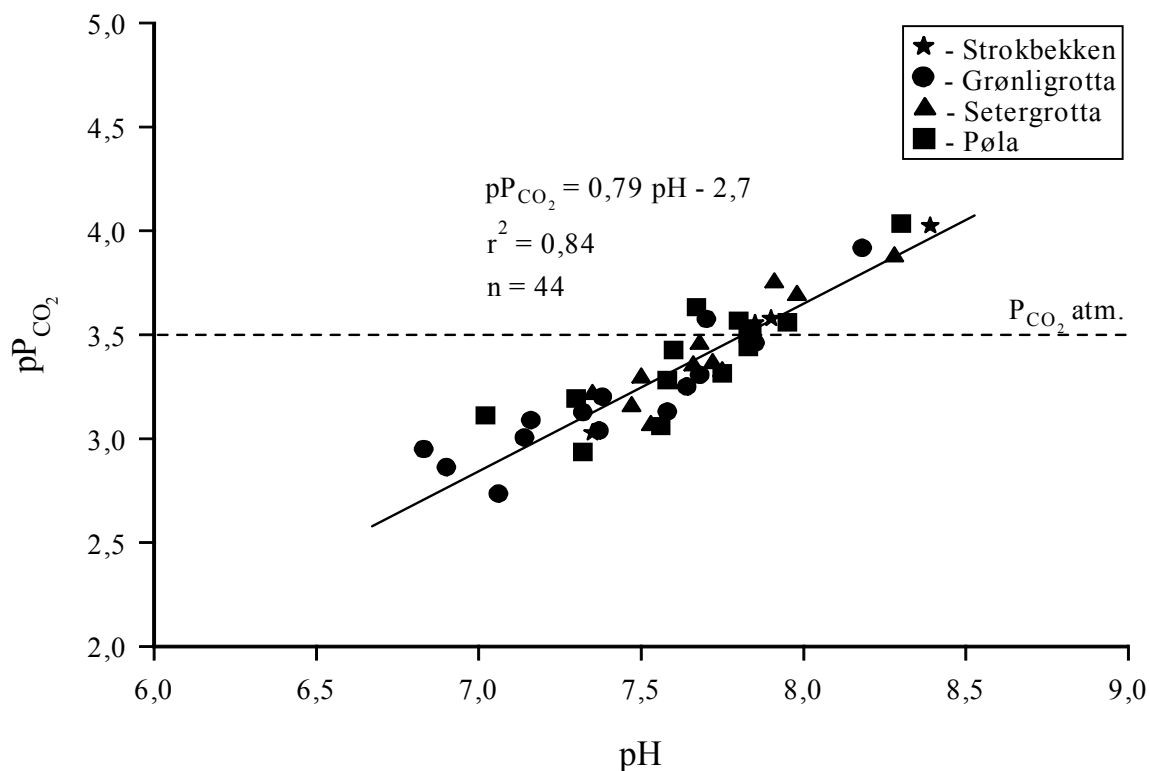
$$(H^+)_{eq} = \frac{K_1^2 \cdot K_2 \cdot K_H^2 \cdot \gamma_{Ca}}{2K_C \cdot \gamma_{HCO_3}} (P_{CO_2})^2 \quad (5.6.6)$$

5.6.6 Kjemiske likevektsforhold

Metningsparametere forteller hvor langt en løsning er fra kjemisk likevekt og gir dermed en indikasjon på reaksjonshastigheter. Den øyeblikkelige reaksjonshastigheten er størst når løsningen er langt fra metning (se kapittel 1.2.3). Reaksjonskinetikk i naturlige karstakviferer er kontrollert av hardhet, P_{CO_2} og strømningshastighet.

Metningsindeksen til kalsitt

Metningsindeksen for kalsitt varierer fra -0,8 til -3,3. De fleste verdiene ligger mellom -1 og -2,5, med middelverdien -1,8. To av prøvene har metningsindeks større enn -1, disse er



Figur 5.6.8: pP_{CO_2} plottet som funksjon av pH.

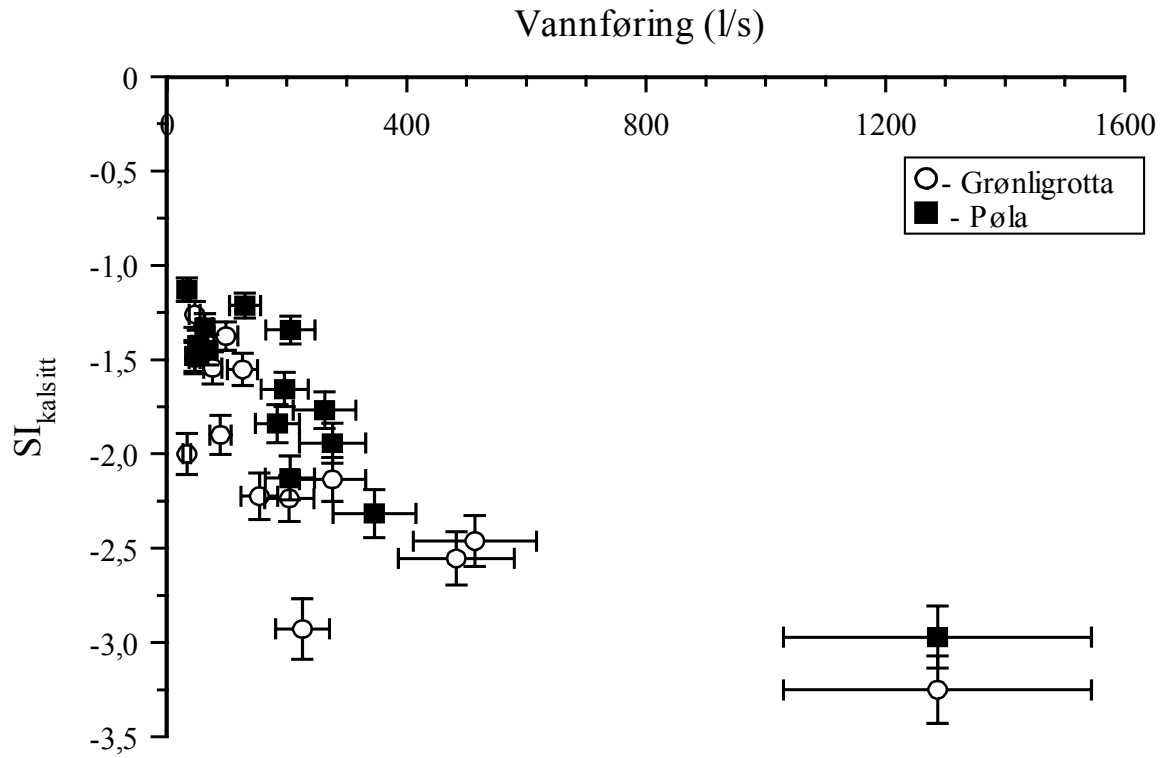
svakt undermettet, mens resten av prøvene er sterkt undermettet. Bortsett fra et sett er alle prøvene fra Pøla mindre undermettet enn prøvene fra Grønligrotta. Metningsindeksen for kalsitt er signifikant større i Pøla og Setergrotta enn i Grønligrotta (tosidig, paret t-test, henholdsvis $P = 0,0007$ og $P = 0,0017$). Derimot er det ingen signifikant forskjell mellom metningsindeksen til kalsitt i Setergrotta og Pøla (tosidig, paret t-test, $P = 0,56$).

Figur 5.6.9 viser at metningsindeksene for Pøla er noe høyere enn metningsindeksene for Grønligrotta ved tilsvarende vannføring. Dessuten synker metningsindeksen når vannføringen øker. Metningsindeksen for kalsitt er negativt korrelert med vannføringen (lineær korrelasjon, $r = -0,78$, $P = 1E-6$). Dette kan forklares ved at høy vannføring gir kortere oppholdstid i akviferen slik at mindre kalsitt løses opp.

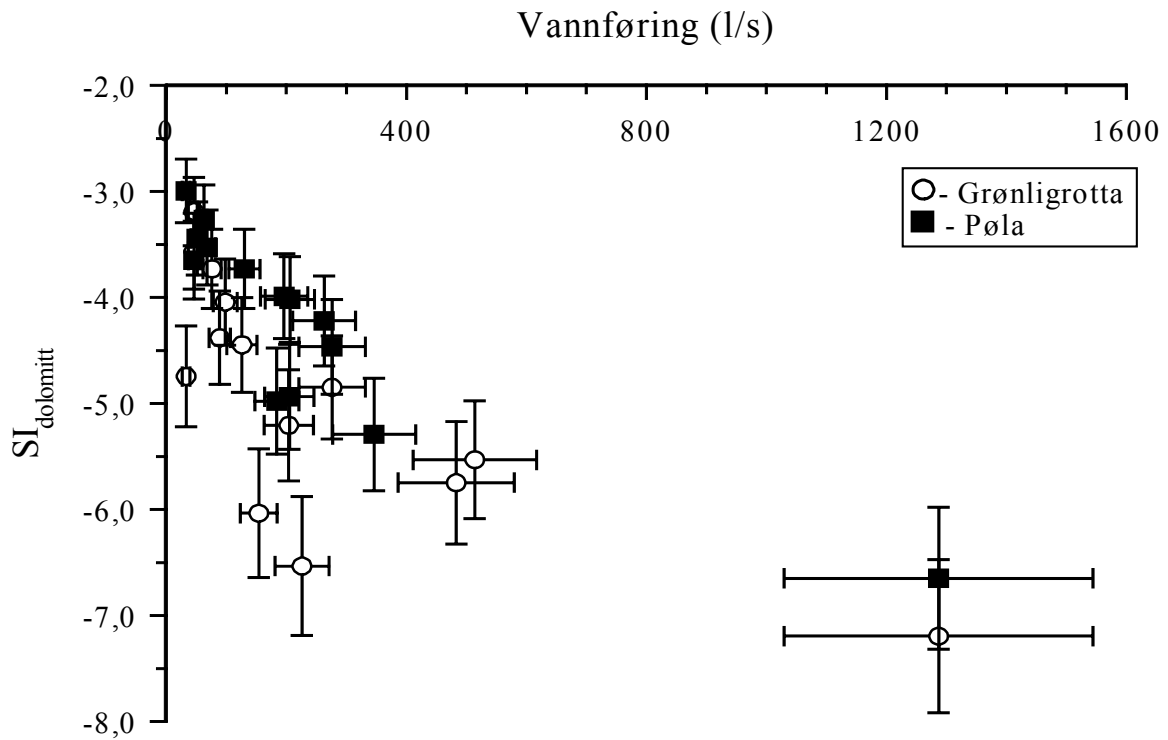
Vannet i akviferen når aldri metning. Det skyldes at kontakttiden mellom vannet og marmoren er for kort til å utnytte hele oppløsningspotensialet til vannet.

Metningsindeksen til dolomitt

Alle vannprøvene var sterkt undermettet på dolomitt. Metningsindeksene ligger mellom -2 og -7,2 med gjennomsnitt på -4,4. Som for metningsindeksen til kalsitt, ser en av figur 5.6.10 at verdiene for Pøla er noe høyere enn for Grønligrotta. Metningsindeksene for



Figur 5.6.9: Metningsindeksen til kalsitt vist som funksjon av vannføringen. Usikkerheten i vannføring er 20 % og 5,6 % i $SI_{kalsitt}$.



Figur 5.6.10: Metningsindeksen for dolomitt vist som funksjon av vannføringen. Usikkerheten i vannføring er 20 % og 10 % i $SI_{dolomitt}$.

Grønligrotta er signifikant lavere enn verdiene for Pøla og Setergrotta (tosidig, paret t-test, henholdsvis $P = 0,00071$ og $P = 0,0022$). Forskjellen mellom Setergrotta og Pøla er ikke signifikant (tosidig, paret t-test, $P = 0,36$). Metningsindeksen for dolomitt synker også med økende vannføringen, figur 5.6.10.

5.7 Korrosjonsrater og passasjevekst

Denudasjonsraten betegner utviklingen av karstlandskapet, det vil si senkningen i landoverflaten over tid. Det finnes forskjellige metoder for å bestemme karstdenudasjonen: morfometrisk – direkte på bergflaten, og hydrologisk – indirekte gjennom konsentrasjoner i vannet (Lauritzen, 2000). Begge metodene beregner massebalansen. I de morfometriske metodene benyttes et målbart relieff kombinert med et tidsintervall. Et eksempel er kvartslinser som stikker opp av marmoren. De gir et mål på hvor mye kalk som er løst opp siden siste glasielle erosjon (Lauritzen, 2000). I den hydrologiske metoden måles konsentrasjonen av kalsium i vannet og avrenningen fra området, slik at den gjennomsnittlige senkningen i landoverflaten kan beregnes. Ratene måles ofte i mm/år, mm/ka (ka = 1000 år) eller $\text{m}^3\text{km}^{-2}\text{a}^{-1}$. De to sistnevnte dimensjonene er ekvivalente, det vil si at de har samme numeriske verdi.

På 1950-tallet var de fleste geomorfologer enige om at varmt og fuktig klima favoriserer høye karstdenudasjonsrater (Palmer, 1984b). Corbel (1959) uttalte derimot at de høyeste karstdenudasjonsratene forekom i kaldt klima. Dette forklarte han ved at CO_2 er lettere løselig i vann ved lavere temperaturer. Hovedargumentet mot dette var at høyere innhold av CO_2 i jorda i tropiske og tempererte strøk var mer enn nok til å oppveie senkningen i CO_2 løselighet. Pulina (1974) viser at denudasjonsraten i tempererte og tropiske karstområder er dobbelt så høy som i arktiske og subarktiske strøk, når en tar hensyn til avrenningen. Dette forholdet gjelder også mekanisk denudasjon. Denudasjonsraten øker med avrenningen, og dette er hovedgrunnen til høye kjemiske denudasjonsrater i alpine strøk. Dessuten har vegetasjon stor betydning for raten innenfor et område (Palmer, 1984b). Vegetasjonen tilfører vannet organisk materiale som ved nedbrytning frigjør CO_2 .

Forenklede massebalanse formler har vært mye brukt på grunn av mangel på langvarige dataserier. Corbels formel (1959) er den eldste og enkleste:

$$D_n = \frac{4ET}{100} \quad (5.7.1)$$

D_n er denudasjonsraten i mm/ka, E er nedbør i dm, T er gjennomsnittlig total hardhet i mg/l (White, 2000a). Corbels formel har i ettertid blitt modifisert av en rekke karstforskere. Et av de største problemene med formelen er at det brukes nedbør i stedet for avrenning. I mange områder forsvinner betydelige deler av nedbøren som evapotranspirasjon og denne delen av nedbøren bidrar ikke til oppløsning av berggrunnen. Bergartens tetthet er ikke tatt med som en egen parameter i formelen, men er i stedet antatt å være $2,5 \text{ g/cm}^3$. Gjennomsnittlig hardhet er ofte basert på noen få enkeltmålinger i elver eller kilder, uten å ta hensyn til at hardheten er avhengig av vannføringen. Det er heller ikke tatt hensyn til hvor stor andel av dreneringsfeltet som består av karstbergarter eller hvor stor del av de oppløste ionene som kommer fra allogen avrenning. Corbels formel overestimerer derfor denudasjonsraten. I modifiseringer av Corbels formel er det prøvd å ta hensyn til disse faktorene (Lauritzen, 1990a; White, 2000a).

Denudasjon inkluderer både forvitring og erosjon. Forvitringen kan være både mekanisk (for eksempel frost sprengning) og kjemisk (for eksempel oppløsning). Erosjon betegner prosesser der fjell og sedimenter løsnes og transporteres bort. Korrosjon er betegnelsen på kjemisk forvitring, og er hovedkomponenten av forvitring i karst.

5.7.1 Transport av kalsitt

Marmor utgjør omlag 4 % av dreneringsfeltet til Strokbekken dersom en ikke tar Grønli-Seterakviferen i betraktning. Det er derfor mer interessant å beregne korrosjonshastigheten i akviferen, det vil si hvor fort den radielle utvidelsen av passasjene skjer i dag. Med parallelle vannprøver fra innløpet og utløpet kan en beregne hvor mye marmor som løses opp i akviferen ved ulike vannføringer. Transporten av total hardhet, T , er beregnet etter følgende formel:

$$T = (C_P - C_G) \cdot Q \quad (5.7.2)$$

C_P og C_G er konsentrasjonen av total hardhet i henholdsvis Pøla og Grønligrotta, gitt i mg CaCO_3/l , Q er gitt i l/s hvilket gir T i mg CaCO_3/s . Når en skal vise transporten av kalsitt (oppløsningen av hele marmoren) må en inkludere vekten av karbonat. Av likning 1.2.5 vet

en at det løses en del CO_3^{2-} for hver del Ca^{2+} . Ca^{2+} har en formellvekt på 40,1 g/mol, mens CO_3^{2-} har en formellvekt på 60,0 g/mol. Det gir kalsitt, CaCO_3 , en formellvekt på 100,1 g/mol som tilsvarer mg/mmol.

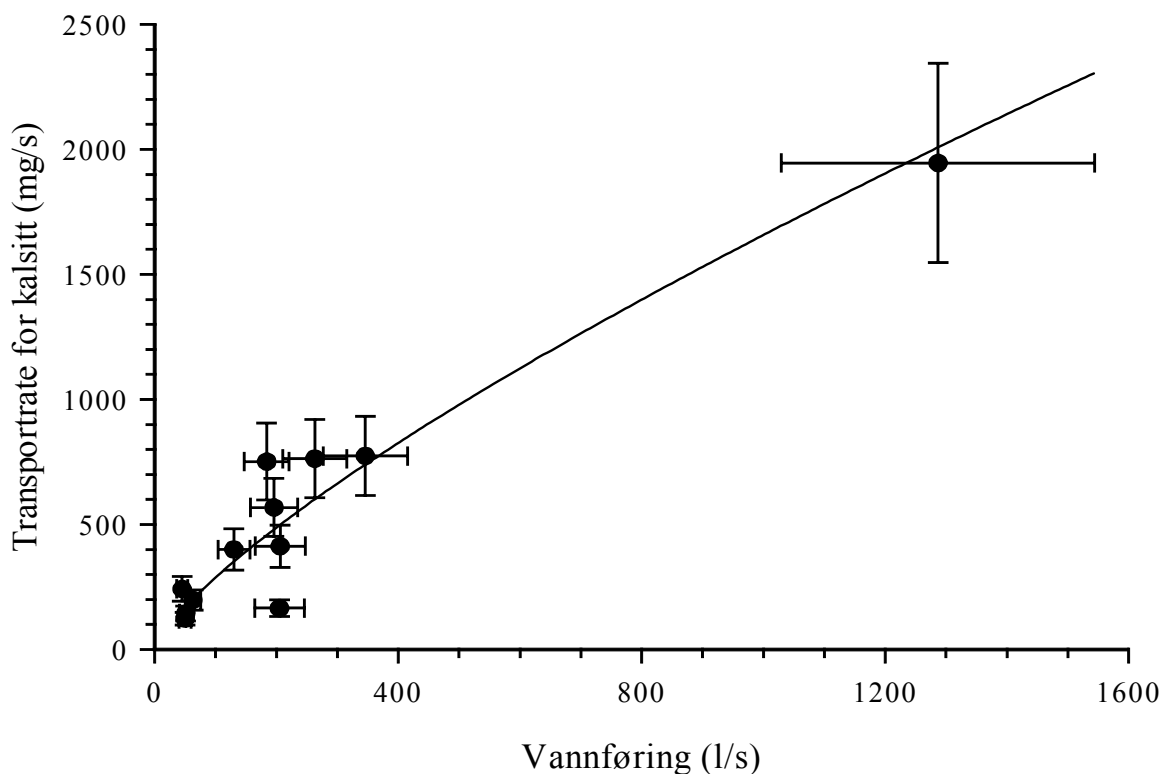
$$[\text{Ca}^{2+}] = 1,0 \text{ mg/l} = \frac{1,0 \text{ mg/l}}{40,1 \text{ mg/mmol}} = 0,025 \text{ mmol/l} \quad (5.7.3)$$

$$[\text{CaCO}_3] = 0,025 \text{ mmol/l} = 0,025 \text{ mmol/l} \cdot 100,1 \text{ mg/mmol} = 2,50 \text{ mg/l} \quad (5.7.4)$$

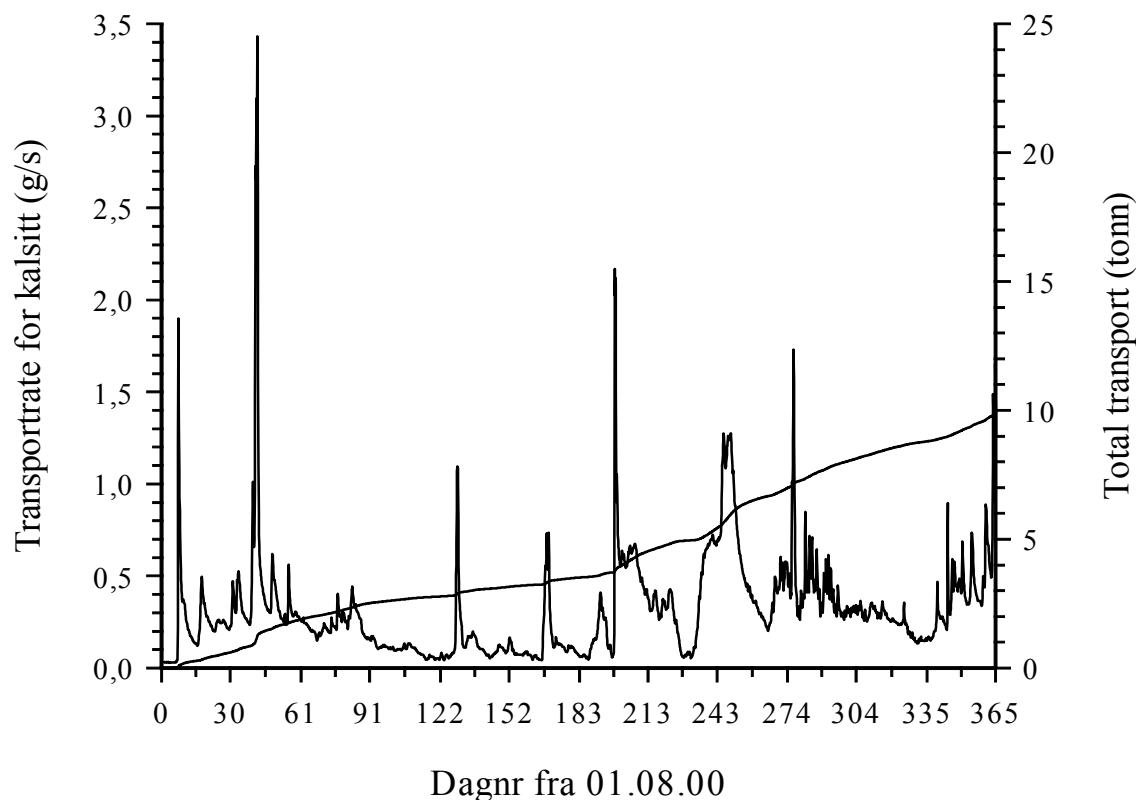
Det betyr at dersom konsentrasjonen av total hardhet er 1,0 mg Ca^{2+} /l, er den tilsvarende konsentrasjonen av kalsitt 2,5 mg CaCO_3 /l. Konsentrasjonen av Mg^{2+} er her ikke tatt hensyn til fordi andelen er liten.

I figur 5.7.1 er transportraten av kalsitt, beregnet fra vannprøvene, vist som funksjon av vannføringen i Pøla. Figuren viser at transportraten øker med vannføringen. Forholdet kan best uttrykkes med potensfunksjonen (regresjon, $r^2 = 0,76$, $P = 0,0002$):

$$T = 8,7 \cdot Q^{0,76} \quad (5.7.5)$$



Figur 5.7.1: Transportraten for kalsitt vist som funksjon av vannføringen. Usikkerheten i vannføringen er 20 % og i transportraten 28 %.



Figur 5.7.2: Transport av kalsitt basert på vannføringsdata fra Pøla og likning 5.7.5.

Transport av kalsitt beregnet fra kildehydrograf

Dersom en bruker funksjon 5.7.5 sammen med vannføringsdata for Pøla, kan en estimere transporten av total hardhet for hele det hydrologiske året. Resultatet er vist i figur 5.7.2. Dette estimatet gir en total transport for hele året på 10,0 tonn.

Transport av kalsitt beregnet fra middelvannføringen

Middelvannføring i Pøla i det hydrologiske året 2000/2001 var 133 l/s. I følge likning 5.7.5 tilsvarer det en transportrate på 352 mg/s eller 11,1 tonn pr år. Dette er et grovt estimat av hvor mye kalsitt som ble transportert ut av akviferen.

Det hydrologiske året 2000/2001 var et relativt tørt år med 300 mm mindre nedbør enn normalen. Estimaten som beregnes for 2000/2001, vil derfor kunne være noe i underkant av det normale.

Transport av kalsitt beregnet fra konduktivitetsdata

Forholdet mellom konduktivitet og total hardhet i Grønli-Seterakviferen er beskrevet i kapittel 5.6.3. Dersom en gjør om på funksjon 5.6.2 og 5.6.3, kan en beregne total hardhet fra konduktivitetsdata målt i laboratoriet:

$$\text{Grønligrotta:} \quad C_{tot} = 0,50\kappa - 8,35 \quad (5.7.6)$$

$$\text{Pøla:} \quad C_{tot} = 0,45\kappa - 6,37 \quad (5.7.7)$$

C_{tot} er gitt i mg (Ca^{2+} og Mg^{2+})/l og κ i $\mu\text{S}/\text{cm}$. Regresjonskoeffisientene, r^2 , er imidlertid lave for begge funksjonene: 0,57 for Grønligrotta og 0,74 for Pøla. De loggete konduktivitetsdataene er først omregnet til målt konduktivitet etter funksjon 5.2.1 og 5.2.2. Regresjonskoeffisienten for Grønligrotta er 0,31, mens den for Pøla er 0,96. Deretter ble dataene gjort om fra konduktivitet målt i felt til konduktivitet målt i laboratoriet:

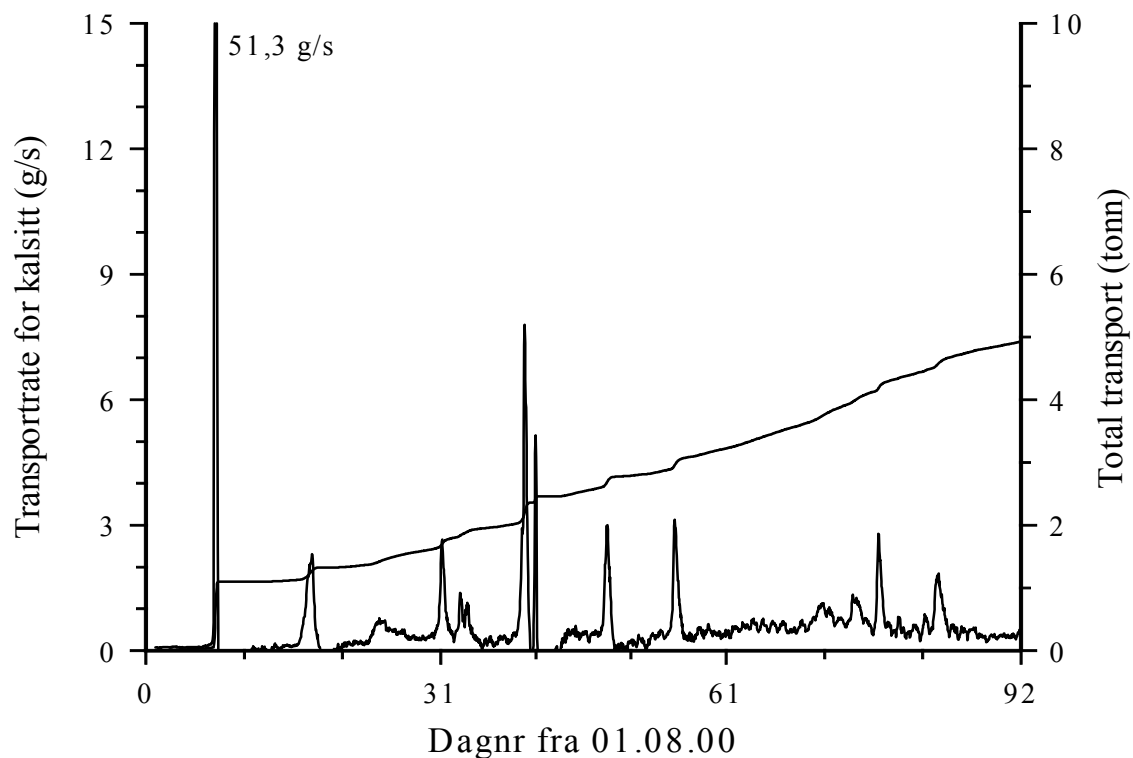
$$\kappa_{lab} = 0,9 \cdot \kappa_{felt} + 2,5 \quad (5.7.8)$$

Konduktivitetssensoren i Pøla fungerte tilfredstillende kun de tre første månedene av det hydrologiske året. Det er derfor bare beregnet transporten av kalsitt ut av akviferen fra 1. august til 31. oktober 2000, figur 5.7.3. Transport for de tre månedene ble beregnet til 4,9 tonn kalsitt. Av figur 5.7.2 fremgår det at transporten beregnet fra hydrografen for samme periode bare er på 2,5 tonn kalsitt. Dette utgjør omlag halvparten av transporten beregnet fra konduktivitetsdataene.

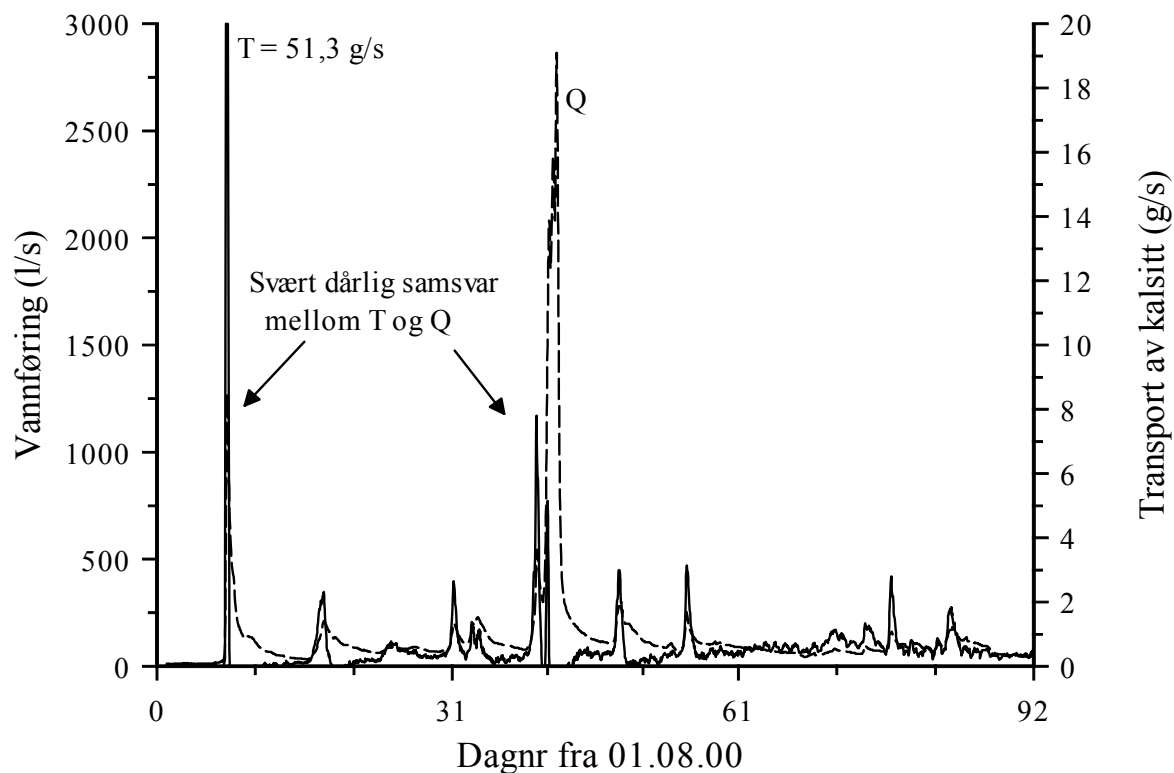
Det er stor usikkerhet knyttet til beregningene gjort fra konduktiviteten. Det skyldes at dataene er omregnet ved hjelp av en rekke funksjoner, og at de fleste av funksjonene har lave regresjonskoeffisienter. Figur 5.7.4 viser at det er svært dårlig korrelasjon mellom transport beregnet fra konduktivitetsdata og vannføring (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,05$, $P = 3\text{E}-28$). Det er derfor ikke estimert total transport for hele året på bakgrunn av konduktivitetsdataene.

5.7.2 Korrosjonsrate beregnet fra middelvannføringen

Middelvannføringen tilsvarer et aktivt volum mellom loggestasjonen i Grønligrotta og Pøla på omlag $7\,500 \pm 3\,000 \text{ m}^3$, fra figur 5.5.10. (Det er brukt samme stigningskoeffisient som for volum beregnet ved topptiden fra tracerforsøkene, men verdiene gjelder for volum beregnet ved middel tracer residenstid.) Avstanden mellom de to stedene er estimert til 2350 m. Tverrsnittarealet av bekken, A_t , blir dermed:



Figur 5.7.3: Transport av kalsitt beregnet fra konduktivitetsdata for august, september og oktober 2000.



Figur 5.7.4: Vannføring i Pøla og transport beregnet fra konduktivitetsdata. Det er dårlig korrelasjon mellom de to parametrene derfor er det ikke gjort noe forsøk på å beregne total transporten for hele året. Vannføring er vist med stiplet linje mens transport er vist med hel trukket linje.

$$A_t = \frac{V}{L} = \frac{7500}{2350} = 3,19m^2 \quad (5.7.9)$$

Dersom en antar at passasjene er sylindriske og freatiske, kan radius, r , av passasjen beregnes med følgende formel:

$$r = \sqrt{\frac{A_t}{\pi}} = \sqrt{\frac{3,19}{\pi}} = 1,01m \quad (5.7.10)$$

Det gir videre våt perimenter, p :

$$p = 2r\pi = 2 \cdot 1,01 \cdot \pi = 6,33m \quad (5.7.11)$$

Avstanden som er brukt i beregningene, er en minimumsavstand. Det betyr dersom avstanden er lengre vil A_t , r og p være mindre. Korrosjonsraten, R , kan beregnes etter følgende formel (Palmer, 1991):

$$R = \frac{dr}{dt} = \frac{T}{pL\rho} \quad (5.7.12)$$

Når T er gitt i g/år, tettheten til karstbergarten, ρ , er 2,7 g/cm³, p er gitt i cm og L er gitt i cm, får R enheten cm/år.

Dersom en antar at hele akviferen er freatisk, gir dette en korrosjonsrate på 0,27 mm/år. Dette er kun et grovt estimat på korrosjonsraten, og beregningen inneholder en usikkerhet på 45 %.

Fra observasjoner vet en at store deler av akviferen er vados. Vadose passasjer har ofte en annen våt perimenter enn freatiske passasjer. Det betyr at dersom det fuktete arealet er mindre vil korrosjonsraten være større, og omvendt. Høyere vannføring vil gi større volum og større fuktet areal, og dermed lavere korrosjonsrate, og motsatt. Avstanden som er brukt i beregningene, er minimumsavstanden. Dersom avstanden er større, vil korrosjonsraten bli mindre. Dette estimatet inkluderer også arealer hvor kalken er dekket av uløselige sedimenter, slik at raten på bart fjell følgelig vil være høyere.

Dersom en bruker en enkel, geometrisk sirkulær eller elliptisk modell for passasjene, vil arealet av veggoverflaten bli underestimert (Lauritzen, 1990a). Dette kan

løses ved bruk av fraktaler. Grotteveggene har ujevnheter i mange nivåer, både strømskåler og selve mineralkornene i overflaten. Dersom en estimerer arealet med en modus på 1 mm, er det i samme størrelsesorden som det laminære grensesjiktet. Arealet av grotteveggene målt med en skala som er relevant for korrosjonskinetikken, er opp mot 7 eller 10 ganger større enn arealet av en glatt sylinder med diameter 10 m (Lauritzen, 2000). Det betyr at det fuktete arealet som en har brukt i beregningene ovenfor, trolig er underestimert, noe som vil gi lavere korrosjonsrater. Usikkerheten som er diskutert ovenfor, gjelder også for beregningene av korrosjonsratene som er vist i det følgende.

Korrosjonsrate beregnet fra hydrograf

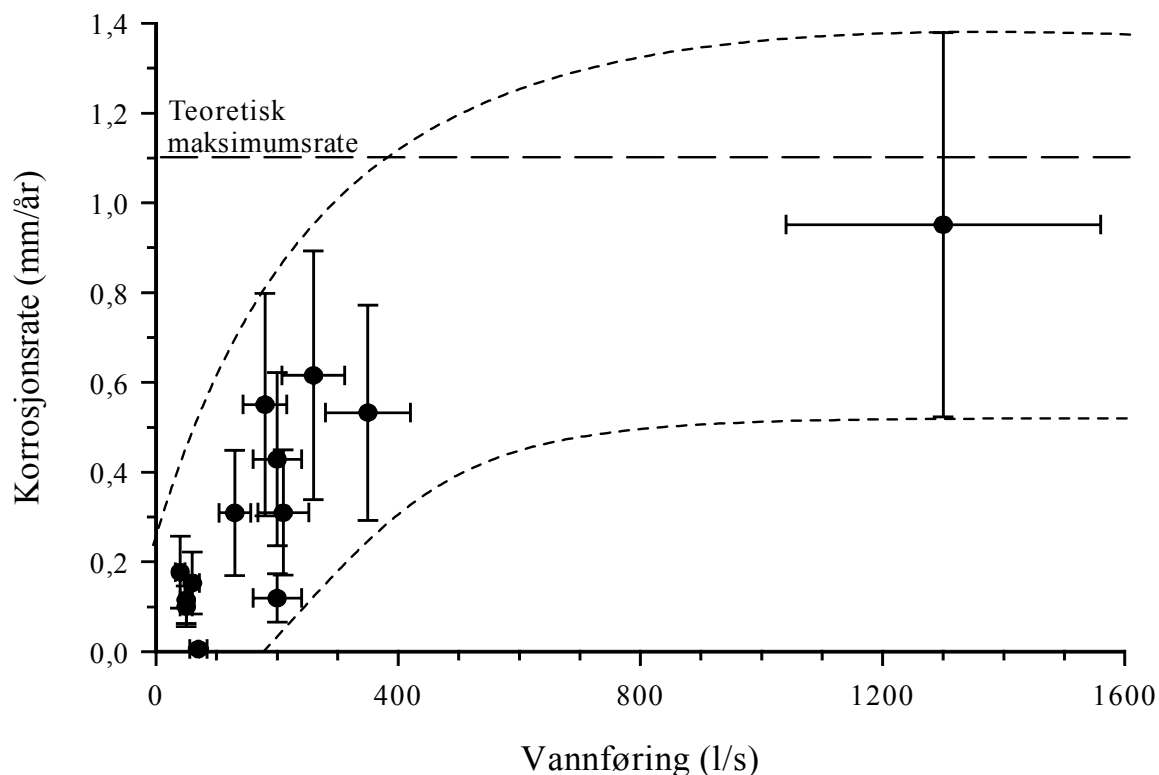
Transportraten som ble beregnet fra kildehydrografen, var på 10,0 tonn/år. Det er ganske likt den raten som ble estimert fra middelvannføringen. Det er ikke overraskende siden de er basert på samme datagrunnlag. Dersom en bruker samme volum som i beregningen over, og antar at hele akviferen er sylindrisk og freatisk, gir det en korrosjonsrate på 0,25 mm/år.

5.7.3 Korrosjonsrater beregnet fra transport av kalsitt

Konsentrasjonen av total hardhet øker fra innløp til utløp. Det er antatt at denne økningen stammer fra direkte korrosjon på marmorveggene. For passasjesegmenter med endelig lengde, L , og relativt konstant tverrsnitt kan den radielle utvidelsesraten, dr/dt , beregnes fra følgende formel som er en omforming av formel 5.7.12 (Palmer, 1991):

$$\left(\frac{dr}{dt}\right)_r = \frac{31,56Q(C - C_0)}{pL\rho_r} \quad (5.7.13)$$

dr/dt beregnes i cm/år når Q er gitt i cm^3/s , C og C_0 er konsentrasjonen av løsningen i henholdsvis utløp og innløp, i mg CaCO_3/l , p er våt perimeter i cm ($2\pi r$ for en sirkulær passasje), ρ_r er tettheten til karstbergarten, $2,7 \text{ g/cm}^3$, og 31,56 gjør om sekunder til år, g til mg og l til cm^3 . Fra vannprøvene har en parallelle målinger av total hardhet fra utløp og innløp i systemet og samtidige målinger av Q . L er som tidligere 2350 m. p er beregnet fra volumet tilsvarende de ulike vannføringene (figur 5.5.10 – volum beregnet fra middel tracer residensetid) estimert dersom hele akviferen består av vannfylte, sylindriske passasjer. Korrosjonsratene for vannprøvene er vist i figur 5.7.5.



Figur 5.7.5: Korrosjonsraten vist som funksjon av vannføringen. Korrosjonsraten er basert på analysene av vannprøvene fra Pøla og Grønligrotta, bortsett fra et sett som ga negativ rate fordi konsentrasjonen i innløpet var høyere enn i utløpet. Usikkerheten i vannføring er 20 % og usikkerhet i korrosjonsraten er 45 %.

Dataene indikerer at korrosjonsraten øker med vannføringen, og at den flater ut mot en maksimumsrate ved høye vannføringer. Utflatningen ser ut til å begynne allerede ved en vannføring på omlag 500 l/s. Korrosjonsraten ser ut til å flate ut mot en verdi nær det teoretiske maksimum. Korrosjonsratene som er beregnet her, er øyeblikksmålinger. Figur 5.7.5 viser hvordan korrosjonsraten varierer med vannføringen, men forteller ingenting om hvor stor den årlige korrosjonsraten er.

Forholdet mellom korrosjonsraten og vannføringen i figur 5.7.5 kan uttrykkes med en potensfunksjon ($r^2 = 0,77$):

$$R_T = 0,019 \cdot Q^{0,55} \quad (5.7.14)$$

Når en kombinerer denne formelen med kildehydrografen, gir det en total korrosjon for det hydrologiske året på 0,25 mm. Dersom en setter middelvannføringen inn i funksjon 5.7.14, gir det en korrosjonsrate på 0,28 mm/år. Disse korrosjonsratene er svært like ratene beregnet fra transportraten, funksjon 5.7.5 (kapittel 5.7.2). I ratene som er beregnet her er det tatt hensyn til at volumet av akviferen varierer med vannføringen, mens det i kapittel

5.7.2 ble beregnet for volumet ved middelvannføring. Dette ga derimot lite utslag i korrosjonsraten, og usikkerheten i estimatene er trolig større enn forskjellen.

5.7.4 Korrosjonsrate beregnet fra metningsindeksen for kalsitt

I et hvilket som helst punkt i en aktiv passasje kan den radielle utvidelsesraten beregnes fra følgende formel (Palmer, 1991):

$$\left(\frac{dr}{dt}\right)_{SC} = \frac{31,56k(1 - C/C_s)^n}{\rho_r} \text{ cm/år} \quad (5.7.15)$$

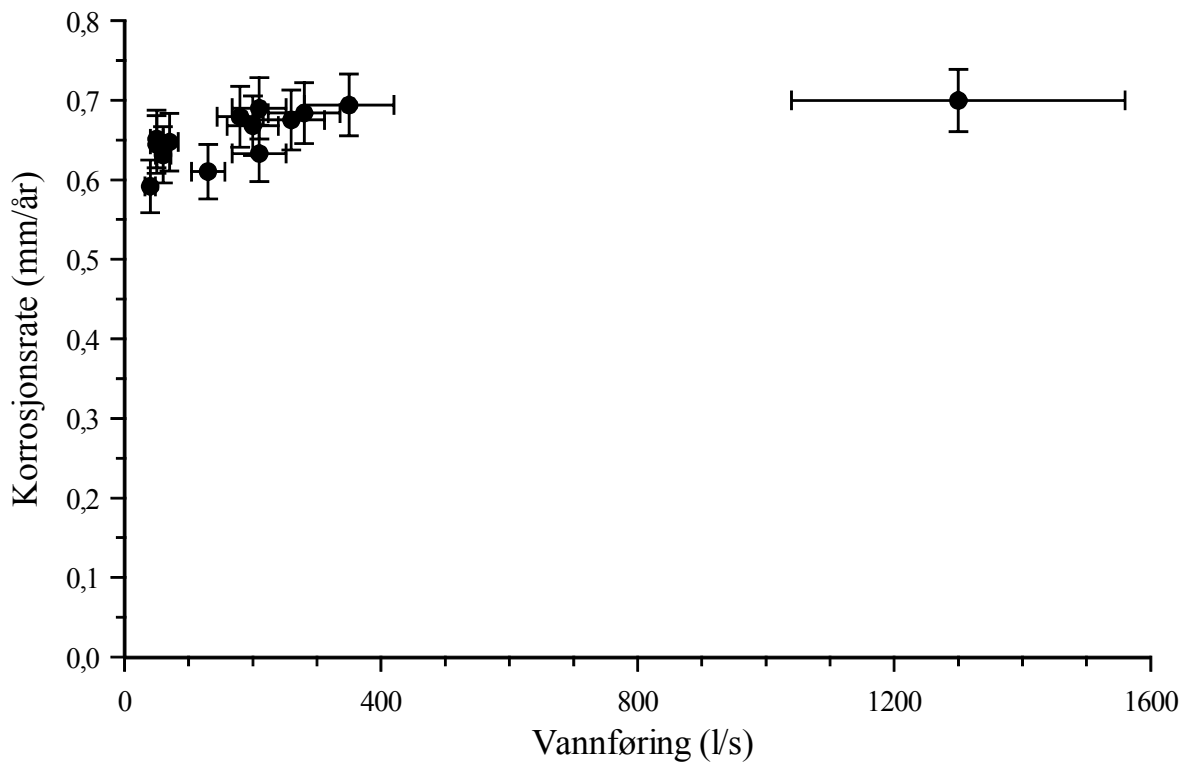
Denne formelen gjelder for all slags vannstrømning i kontakt med kalkstein ved $\text{pH} > 4$. ρ_r er som tidligere tettheten til marmoren. C/C_s er metningsgraden til kalsitt, Ω_C , og kan beregnes fra metningsindeksen til kalsitt ved formel (3.8.1). P_{CO_2} i Grønli-Seterakviferen ligger stort sett mellom 10^{-3} og 10^{-4} atm (kapittel 5.6.5). Verdiene av k og n er hentet fra tabell 1 i Palmer (1991) og er lest av for $P_{CO_2} = 0,003$ atm og temperatur på 5°C for uren kalkstein: $n = 2,2$ og $k = 0,006 \text{ mg}\cdot\text{cm}/\text{l}\cdot\text{s}$.

Som formel 5.7.15 tilsier, er denne måten å beregne korrosjonsraten på uavhengig av vannføringen og avhenger kun av metningsgraden til vannet. For vannprøvene i Pøla gir dette korrosjonsrater mellom 0,59 og 0,70 mm/år, figur 5.7.6. Middelerdien med standardavvik er $0,66 \pm 0,03$ mm/år. Det er imidlertid svak, positiv, signifikant korrelasjon mellom vannføringen og korrosjonsraten (lineær korrelasjon, $r^2 = 0,32$, $P = 0,036$).

For vannprøvene fra Grønligrotta er middelerdien med standardavvik $0,68 \pm 0,03$ mm/år. Korrosjonsratene for Grønligrotta er signifikant større enn for Pøla (tosidig, paret t-test, $P = 0,019$). Dette er i samsvar med forventet resultat. Siden metningsgraden er lavere i innløpet enn i utløpet (kapittel 5.6.6), vil korrosjonsraten være høyere i innløpet enn i utløpet. Korrosjonsraten minker med andre ord gjennom akviferen.

Forholdet mellom korrosjonsraten og vannføringen kan uttrykkes ved en potensfunksjon ($r^2 = 0,55$):

$$R_{SC} = 0,54 \cdot Q^{0,038} \quad (5.7.16)$$



Figur 5.7.6: Korrosjonsrate estimert fra metningsindeksen for kalsitt i Pøla vist som funksjon av vannføringen. Usikkerheten i vannføring er 20 % og 5,6 % i korrosjonsraten.

Ved å kombinere denne funksjonen med kildehydrografen kan total korrosjonen for hele det hydrologiske året beregnes til 0,64 mm. Dersom middelvannføringen settes inn i funksjon 5.7.16, gir det en korrosjonsrate på 0,65 mm.

KAPITTEL 6

DISKUSJON

6.1 Innledning

I dette kapitlet er 5 hovedtemaer diskutert. Det er akviferens volum, oppbygning, vannkvalitet, korrosjonsrate og alder. Resultatene fra de ulike delene av kapittel 4 og 5 er sammenstilt og diskutert. Resultatene er i tillegg sammenlignet med data fra den fossile akviferen, og andre publiserte data for å sette dem inn i en større sammenheng.

6.2 Volum

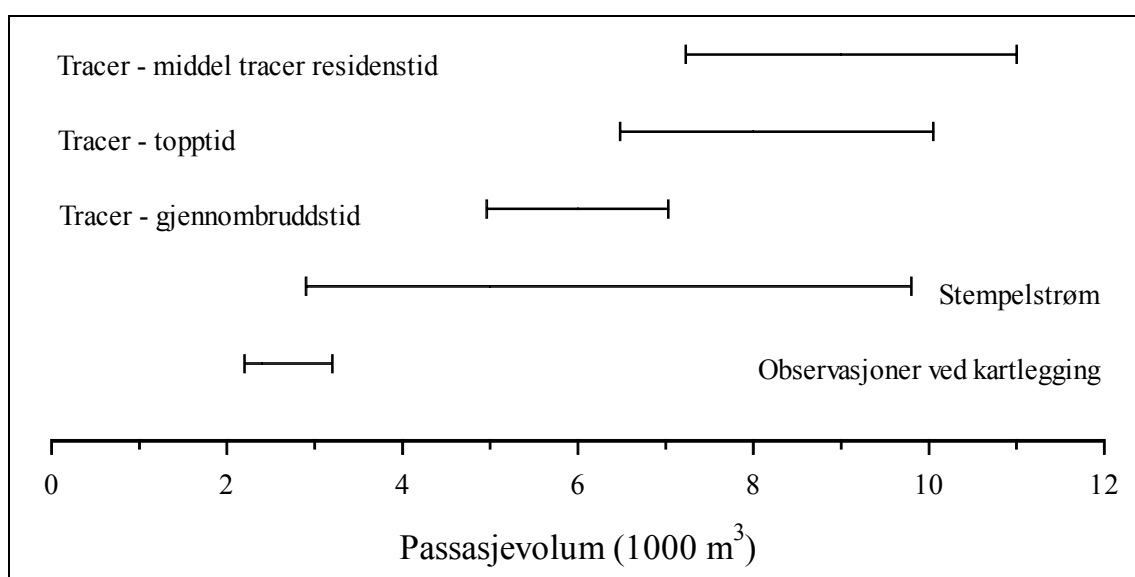
Vannvolumet i en akvifer endres kontinuerlig i utbredelse både i tid og rom (Milanović, 1981). I en akvifer som Grønli-Seterakviferen der det veksler mellom freatiske og vadose forhold, vil det kunne være stor forskjell i volumet ved høy og lav vannføring. Spesielt i den epifreatiske sonen vil en kunne få store endringer i vannstand og dermed også volum. Ulike metoder vil stort sett estimere ulike volum.

I figur 6.2.1 er det vist volum av akviferen estimert ved ulike metoder. Fra observasjoner gjort under kartleggingen er volumet av akviferen ved lave vannføringer beregnet til 2 200 m³. Det ble ikke tatt hensyn til at det kan være store vannfylte rom og passasjer som ikke er tilgjengelige. Estimater er derfor altfor lavt. Ved storflom øker volumet med minst 1 000 m³ på grunn av at *Slamgangen*, deler av *Marmorgangen* og passasjen sørover fra *Dammen* blir vannfylt.

Noe av spredningen i målingene i figur 6.2.1 skyldes at volumet av akviferen øker med økende vannføring. En ser at det er spesielt stor spredning i stempelstrømvolumet. Det skyldes antakelig at denne metoden er lite robust og derfor tar opp usikkerheten i vannføringsdataene. Stempelstrømvolumet er volumet av det vannet som presses raskt ut av flomvannet. Det betyr at det i hovedsak er volumet av hovedpassasjene som estimeres.

Det er stor variasjon i volumene som er beregnet fra tracer resultatene, figur 6.2.1. Volumet beregnet med gjennombruddstiden estimerer kun det vannet som renner i de sentrale delene av passasjene fordi det har høyest hastighet. Det er ikke urimelig at dette volumet faller innenfor stempelstrømvolumet. Stempelstrømvolumet betegner antakelig en større del av passasjevolumet enn tracervolumet ved gjennombrudd. Tracervolumene beregnet ved bruk av topptid ligger mellom volumene beregnet ved gjennombruddstid og middel tracer residentid. Topptid volumet ligger også i hovedsak innenfor stempelstrømvolumet. Volumet beregnet ved middel tracer residenstid gir antakelig et bedre estimat av volumet av aktive passasjer. Det største volumet estimeres ved bruk av middel tracer residenstid. Det er på 11 000 m³ og er beregnet ved en vannføring på omlag 200 l/s. Resesjonsvolumet ville trolig gitt en bedre mulighet til å inkludere volumet av mindre sprekker, passive passasjer og ”*systemes annexes*”.

I tabell 6.2.1 er det gitt en oversikt over volumene av de ulike segmentene og hele akviferen beregnet ved ulike metoder. Aktivt volum, beregnet fra middel tracer residenstid, er beregnet for hvert av segmentene i akviferen. En ser at det er liten forskjell i volumene beregnet for den øverste delen av akviferen. Dette skyldes at denne delen for det meste er vados og relativt lett å beregne for. Det største avviket er, som en kanskje vil forvente, på strekningen mellom Grønligrotta og Setergrotta. Her utgjør volumet fra kartleggingsobservasjonene kun 5 % av aktivt volum. Det aktive volumet er ikke beregnet for storflom, derfor er det ikke sammenlignbart å trekke inn volumet av *Slamgangen* og passasjen ved *Dammen* på 1 000 m³. For de to siste segmentene utgjør kartleggingsvolumet



Figur 6.2.1: Passasjevolum av den aktive akviferen beregnet ved forskjellige metoder.

Tabell 6.2.1: Sammenstilling av volumene beregnet ved bruk av ulike metoder. Volumene er der det er mulig beregnet for ulike segment og for hele akviferen. Det aktive volumet er beregnet med middel tracer residenstid, figur 5.5.10. *Volumene er beregnet ved to saltfortynningsforsøk utført i bekken under Prekestolen og i Elvegangen (se kapittel 5.4.2).

Strekning	Kartleggingsvolum (m ³)	Aktivt volum (m ³)	Statisk volum (m ³)	Stempelstrømvolum (m ³)
S-G1	800	1 100		300 – 1 100
G1-G2	250			
G2-Se1	220 (+1 000)	4 700	2 100	
Se1-Se2	440	3 000	3500	2 200/ 1 400 *
<i>Marmorgangen</i>	250			
Se2-P	240	2 200		
Totalt	2 200	11 000	(6 100 ± 500)	2 900 – 9 800

henholdsvis 23 og 11 %. Totalt utgjør kartleggingsvolumet kun en femtedel av aktivt volum. Det viser at volum beregnet fra observasjoner gjort i de vadose delene av akviferen gir en kraftig underestimert av det aktive freatiske volumet.

Det er ganske god overensstemmelse mellom stempelstrømvolumene og aktivt volum for segmentene, tabell 6.2.1. Statisk volum er volumet av akviferen under kildenivå, det vil si volumet når vannføringen er 0 l/s. Det er et minimums volum av akviferen og en ser at dette er betydelig større enn det minste stempelstrøm volumet som er estimert. Det kommer av at de aktive og statiske volumene (beregnet fra middel tracer residenstid) i større grad inkluderer mindre forgreninger og ”*systemes annexes*”. Største aktive volum er beregnet ved vannføring på ca. 200 l/s til 11 000 m³. Statisk volum er beregnet til ca. 6 000 m³. Det gir et dynamisk volum på 5 000 m³ ved en vannføring på 200 l/s.

6.2.1 Sammenligning med den fossile akviferen

Volumet av den fossile akviferen ble beregnet fra kartleggingsdataene, tabell 6.2.2 (Skutlaberg, in prep.). Det totale volumet av hele grottesystemet ble beregnet til 49 000 m³. Det største aktive volumet av akviferen ble beregnet til 11 000 m³. Det utgjør 23 % av den fossile akviferen. Det vil si at den aktive akviferen har større volum enn Grønligrotta.

Grønligrotta utgjør kun 20 % av volumet av grottesystemet, men 55 % av lengden. Setergrotta derimot utgjør 75 % av volumet og 40 % av lengden. Det viser at store rom gir store volumer mens labyrintiske nettverk har stor lengde og lite volum. Lengden av den aktive akviferen er estimert til minimum 2 750 m som tilsvarer omlag en tredjedel av det fossile grottesystemet, nesten samme lengde som Setergrotta.

Tabell 6.2.2: Oversikt over volumet av den fossile akviferen, de tørrlagte grottene (Skutlaberg, in prep.).

Grotte	Volum (m ³)	Lengde (m)
Grønligrotta	9 700	4 100
Langgrotta-Isgrotta	2 700	440
Setergrotta	36 300	3 020
Totalt	48 700	7 560

6.2.3 Passasjediametre

På bakgrunn av volumet og lengden av akviferen kan en beregne en gjennomsnittlig passasjediameter for den aktive akviferen dersom en antar at den kun består av vannfylte, sylindriske passasjer. Gjennomsnittlig passasjediameter blir da 2,3 m. I figur 5.5.9 ble det beregnet passasjediametre på bakgrunn av resultatene fra tracerforsøkene. For de øvre delene av akviferen, nedløpet i Strokbekken – *Bekkeslukten*, ble passasjediameteren beregnet til mellom 0,6 og 1,1 m. For de nedre delene av akviferen, Setergrotta – Pøla, ble passasjediameteren beregnet til mellom 2,0 og 2,5 m. Passasjediameterene som ble beregnet fra saltfortynningsforsøkene i Setergrotta, var på 1,8 og 2,2 m. Dette viser at det er samsvar mellom beregningene av passasjediameter i den nedre delen av akviferen. Dersom en skal sammenligne dette med en freatisk passasje i de tørrlagte grottene, er *Fiskekroken* i Grønligrotta mest nærliggende med en diameter på ca. 2,0 m.

6.2.4 Sammenligning med andre akviferer

I Sirijordas karstakvifer ble volumet av akviferen bestemt både ved tracerforsøk, ved kjemograf og resesjonsanalyse (Øvstedal, 1991). Det største aktive volumet bestemt ved gjennombruddstiden for tracer var på 1 900 m³. Stempelstrømvolumene bestemt fra kjemograf ved flomvannføringer lavere enn 0,5 m³/s var ganske like de aktive volumene, mens en flom med vannføring på omlag 1,0 m³/s ga et volum på nærmere 4 000 m³. Figur 6.2.1 viser at også i Grønli-Seterakviferen tilsvarende volumet beregnet ved gjennombruddstid av tracer den nedre halvdel av stempelstrømvolumet, mens volumet beregnet med middel tracer residenstid er på størrelse med de største stempelstrømvolumene og noe større enn disse. I begge akviferene er stempelstrømvolum og aktivt volum innbyrdes ganske like, i samme størrelsesorden.

6.3 Akviferstruktur og organisering av akviferen

6.3.1 Type hulrom og fordeling av volum

Inne i Grønligrotta og Setergrotta kan en observere de vadose delene av akviferen der vannet renner i passasjer. Det er 6 vannlåser i grottene, noe som indikerer at store deler av akviferen er et rørsystem med godt utviklede passasjer. Dykking i to av vannlåsene i Setergrotta bekrefter også dette. Imidlertid forsvinner vannet i en smal sprekk ved *Dammen* i Setergrotta og kommer fram igjen gjennom en rekke sprekker og i sedimentfyllinger under *Prekestolen*. Dette viser at vannets løp enkelte steder er blokkert av sedimenter og trange løp. Dette viser også at alt vannet ikke renner i samme passasje hele veien, men deler seg for så å renne sammen igjen.

Observasjoner tyder på at den største volumøkningen under flom skjer i den epifreatiske sonen. På grunn av den relativt høye gradienten på den vadose bekken, er antakelig økningen i vannstanden begrenset mange steder. Sluket ved *Dammen* er en flaskehals for vannstrømningen og fører til vannstandsøkninger på opp til 11 m. Dette bidrar til en vesentlig del av økning i volumet av den aktive akviferen. Antakelig finnes det flere steder der akviferen veksler mellom vadose og epifreatiske forhold og vannstanden derfor stiger mye ved flom.

6.3.2 Strømningshastighet

Strømningshastighet er en nyttig og mye brukt parameter for karakterisering av grunnvannstrømning i karst (Worthington, 1991). Strømningshastighetene i karst strekker seg over 9 størrelsesordener, figur 6.4.1. Dette store spekteret av hastigheter kan deles inn i to typer. White & Schmidt (1966) innførte begrepene diffus strømning ("diffuse flow"), og passasjestrømning ("conduit flow"). Diffus strømning blir brukt om jordvann siging og subkutan strømning som har hastigheter på mindre enn 10^{-3} m/s. Denne strømmingen er laminær gjennom porer og trange sprekker, og kan karakteriseres med henholdsvis Darcys lov og Hagen-Poiseuilles likning (Ford & Williams, 1989; Worthington, 1991).

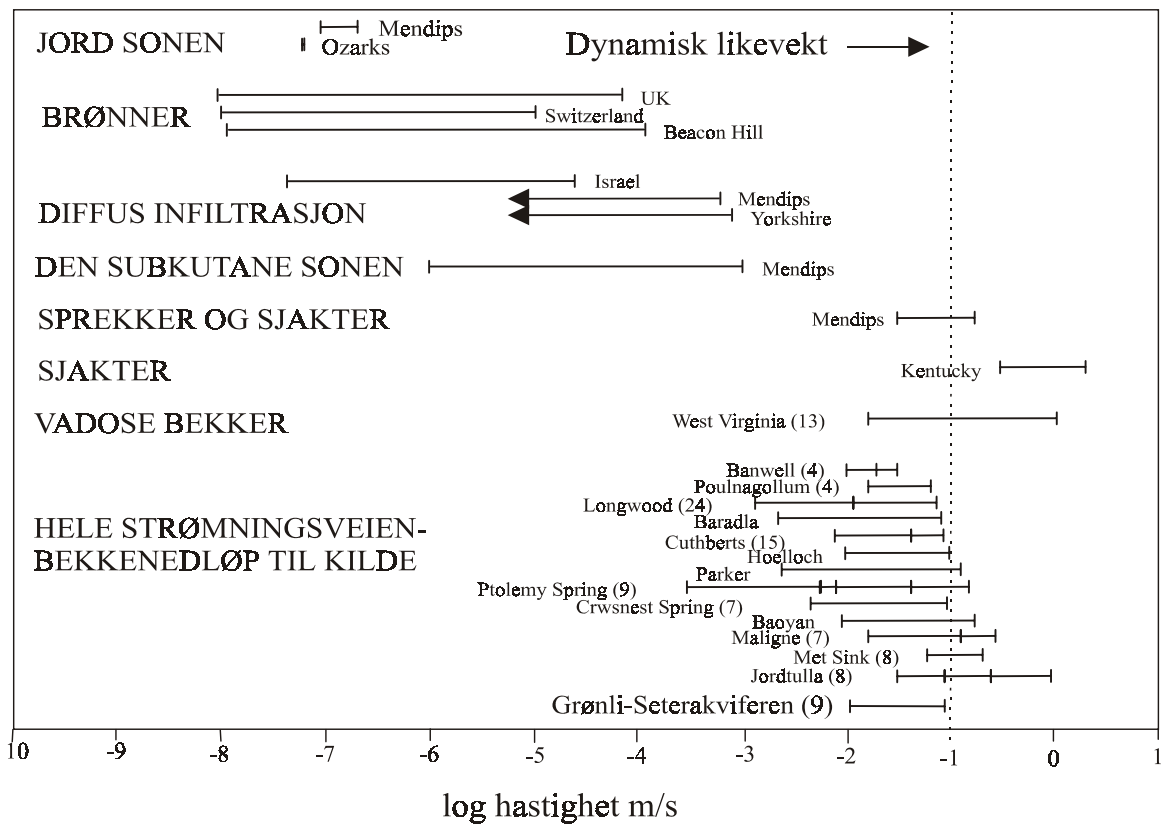
Passasjestrømning, derimot, finner sted i ledere større enn 5-10 mm i diameter (White & Longyear, 1962), hvor hastigheten stort sett overskrider 10^{-3} m/s, og strømmingen vanligvis er turbulent. Både i åpne kanaler og vannfylte passasjer kan strømmingen beskrives med Darcy-Weisbachs likning (likning 5.3.4).

Worthington (1991) satte sammen data om strømningshastighet fra en rekke studier, figur 6.4.1. Hastigheten fra Grønli-Seterakviferen er tilføyd på bunnen av figuren. En ser at strømningshastighetene fra Grønli-Seterakviferen passer sammen med resten av dataene fra tracerforsøk mellom bekkenedløp og kilder. Strømningshastighetene fra akviferen er større enn 10^{-3} m/s. Dette er sammenfallende med at akviferen er passasjedominert.

6.3.3 Variasjonskoeffisienter for temperatur og konduktivitet

Temperatur og konduktivitetsdataene fra Grønli-Seterakviferen for det hydrologiske året 2000/2001 er sammenlignet med tilsvarende data fra Sirijorda karstakvifer (1988-1989) (Øvstedal, 1991) og Kattdalen (1993-1994) (Vasstveit, 1996), tabell 6.2.1. I tillegg til gjennomsnittsverdier med standardavvik er også variasjonskoeffisienten, CV, gitt:

$$CV = \frac{\sigma_t}{\bar{t}} \cdot 100\% \quad (6.3.1)$$



Figur 6.3.1: Strømningshastigheter i karstterreng. Tallene i parentes viser antallet tracerforsøk hastigheten er basert på. Modifisert fra Worthington (1991).

σ_t er standardavviket for vanntemperaturen og \bar{t} er gjennomsnittstemperaturen. Shuster & White (1971) brukte variasjonskoeffisienten av temperatur, total hardhet og andre kjemiske variabler til å tolke akviferens struktur. Dersom CV var mindre enn 5 %, mener Shuster & White at akviferen kan klassifiseres som diffus, og CV mellom 10 og 24 % er mest karakteristisk for passasjedominerte akviferer. Dette er en svært forenklet måte å klassifisere akviferer på (White, 2000a), og Hobbs & Smart (1986) har utviklet et mer omfattende klassifiseringssystem (se kapittel 6.4.3).

Av tabell 6.3.1 ser en at standardavviket for temperaturen er noe høyere i Pøla enn i Sirijorda og betydelig høyere enn i Kattdalen. Siden middelveiene er ganske like, fører dette til at CV for Pøla og Sirijorda er i samme størrelsesorden, mens CV for Kattdalen er nesten to størrelsesordener mindre. En vil forvente andre sammenhenger i et innløp enn i en kilde, derfor er ikke dataene fra Grønligrotta sammenlignet med kildedataene. (Som nevnt i kapittel 5.4.1, er ikke vanntemperaturene i Grønli-Seterakviferen normalfordelte slik at aritmetrisk middelvei og standardavvik forteller lite om datasettet, likevel gir de sammen et bilde av variasjonen i målingene.)

Konduktivitetsdataene for Grønligrotta er tatt med fordi dataene for Pøla kun er basert på tre måneder. Siden CV for Grønligrotta er større enn for Pøla for samme periode, vil trolig CV for Pøla for et helt år ligge mellom verdiene som er gitt for Pøla og Grønligrotta i tabell 6.3.1. Dataene for Pøla og Grønligrotta er relativt like hverandre, i forhold til forskjellen til de to andre kildene. Ved sammenligning av middelveiene for konduktiviteten ser en at verdiene fra Grønli-Seterakviferen er betydelig lavere enn for de to andre kildene. Gjennomsnittlig konduktivitet i Pøla er kun en tredjedel av verdien i Sirijorda og en tidel av verdien i Kattdalen. Den lave konduktiviteten i Grønli-Seterakviferen skyldes lite dreneringsfelt, lite karstbergarter i dreneringsfeltet og kort oppholdstid i akviferen.

Tabell 6.3.1: Temperatur og konduktivitetsdata med variasjonskoeffisienter (CV) fra loggestasjonene i Grønli-Setergrottesystemet (2000-2001), Sirijorda (1988-1989) (Øvstedal, 1991) og Kattdalen (1993-1994) (Vasstveit, 1996). Konduktivitetsdataene fra Pøla er kun basert på data fra august til og med oktober 2000. CV for konduktiviteten i Grønligrotta de 3 første månedene er gitt i parentes.

Sted	Vanntemp. (°C)	CV (°C)	Konduktivitet (µS/cm)	CV (µS/cm)
Grønligrotta	4,4 ± 4,5	102,3 %	24,5 ± 8,2	33,5 % (25,9)
Pøla	4,9 ± 3,3	67,3 %	32,2 ± 7,2	22,4 %
Sirijordgrotta	4,2 ± 1,9	44,6 %	93,8 ± 35,7	38,1 %
Kattdalen (Rognan)	4,9 ± 0,04	0,72 %	297,8 ± 14,6	4,9 %

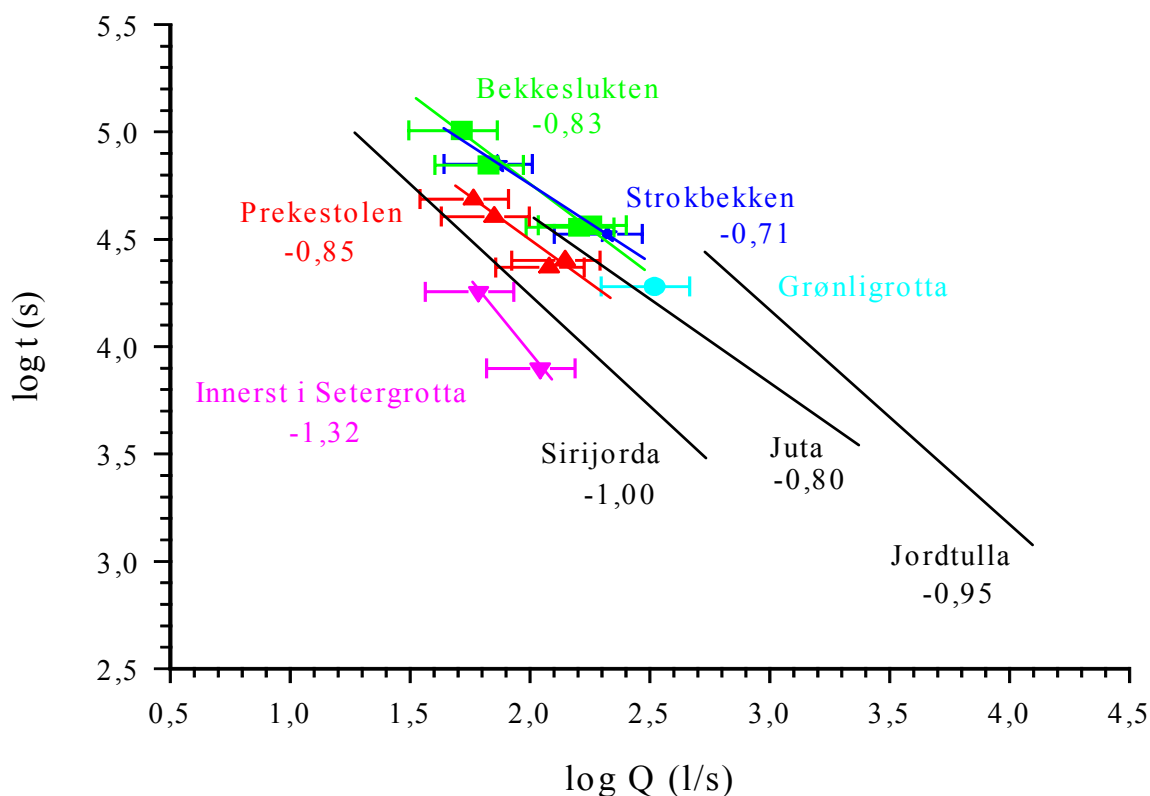
Variasjonskoeffisientene for Kattdalen er under 5 % noe som i følge Shuster & White (1971) klassifiserer den som en diffus akvifer. Variasjonskoeffisientene for Grønli-Seterakviferen og Sirijorda ligger mellom 22 og 67 %. Det er i overkant av verdiene Shuster & White (1971) bruker for passasjedominerte akviferer. Observasjonene fra grottene underbygger likevel at de to akviferene er passasjedominerte.

Fra sammenligning av resesjonskoeffisienter og halveringstider (kapittel 5.4.3) vet en at Grønli-Seterakviferen og Sirijorda hadde bratt resesjon og kort halveringstid og at Kattdalen hadde slak resesjon og lang halveringstid. Resesjonsanalysen indikerer at Grønli-Seterakviferen har rask gjennomstrømming og liten lagringskapasitet, noe som kjennetegner passasjedominerte akviferer. Dette er i overensstemmelse med sammenligningen av variasjonskoeffisientene.

6.3.4 Vados – freatisk

Figur 6.3.2 er et dobbeltlogaritmisk plott av gjennombruddstid fra tracerforsøk mot vannføring. I tillegg til dataene fra Grønli-Seterakviferen er det vist regresjonslinjer fra liknende studier i andre karstakviferer i Nordland. Studier fra Glomdal (Lauritzen, 1986a) har for Jordtullasystemet gitt en stigningskoeffisient svært nær -1. Dette er i overensstemmelse med observasjoner fra dykking som viser at akviferen er freatisk. Tilsvarende undersøkelser fra Juta ga en koeffisient på -0,8. Det er i høyeste laget for et rent vadost system (Lauritzen, 1986a). En del av forklaringen kan være at deler av systemet går fullt allerede ved lave vannføringer. Dette er likevel i høyeste laget siden akviferen bare er omlag 10 % freatisk. Studier fra Sirijordas karstakvifer (Øvstedal, 1991) ga en stigningskoeffisient på -1. Store deler av denne akviferen er imidlertid vados, noe som kan observeres i Sirijordgrotta og Håpgrotta. Dette resultatet er i så måte ikke i overensstemmelse med den teoretiske modellen til Stanton & Smart (1981). Dette kan i følge Øvstedal (1991) skyldes at vannføringen er målt i kilden. Kilden er ikke nødvendigvis representativ for vannføringen i enkeltpassasjer i en karstakvifer der flere nedløp slår seg sammen til en hovedkanal.

Regresjonslinjen fra Juta har omtrent samme helning som regresjonslinjene fra Grønli-Seterakviferen bortsett fra *Elvegangen*, figur 6.3.2. Juta er et rent vadost system i motsetning til Grønli-Seterakviferen som i sin helhet trolig er minst halvt freatisk. Resultatene fra Grønli-Seterakviferen er derfor bedre i overensstemmelse med Stanton og Smarts teoretiske modell. Det er i samsvar med modellen at gradienten øker sammen med



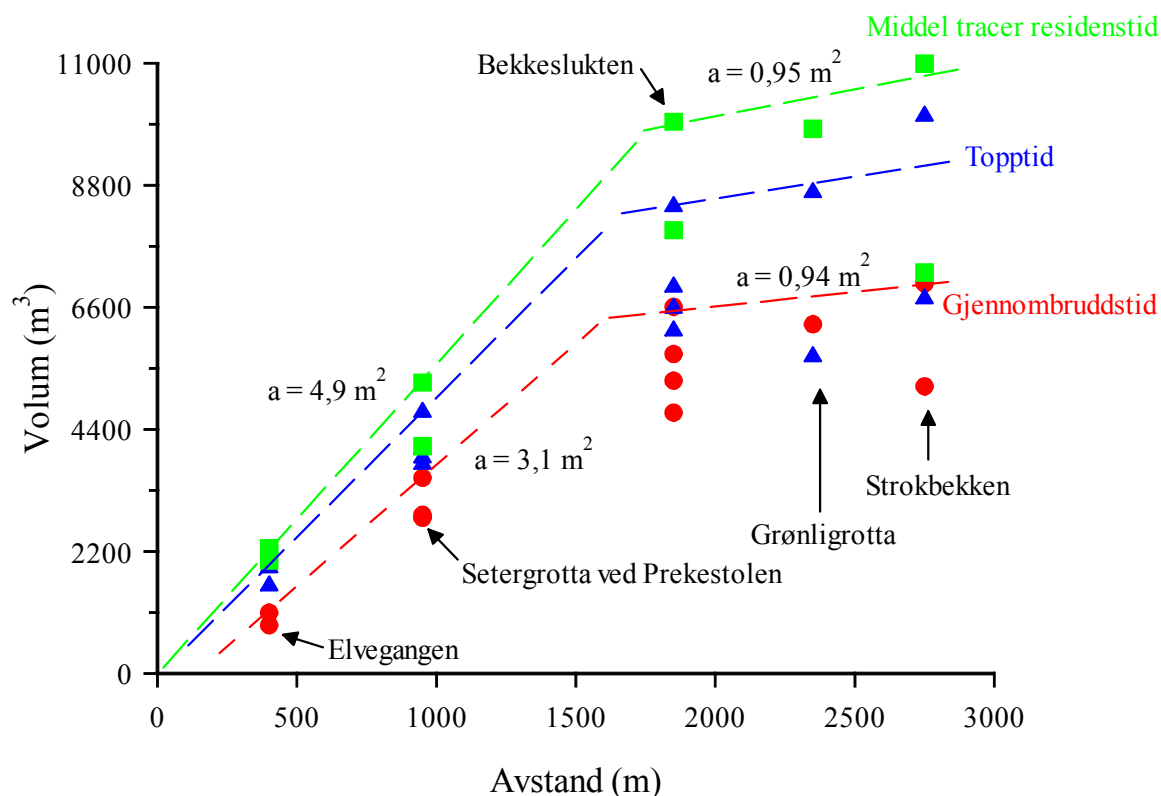
Figur 6.3.2: Dobbellogaritmisk plott av gjennombruddstid mot vannføring. Data fra Grønli-Setergrottesystemet er vist sammen med regresjonslinjer og gradient. Usikkerhet i vannføringen er 40 %. I tillegg er regresjonslinje og gradient for Sirijorda (Øvstedal, 1991), Jordtulla og Juta vist (Lauritzen, 1986a).

den freatiske andelen. Gradienten til *Elvegangen* er trolig omlag -1, noe som indikerer et rent freatisk system. Dette er i samsvar med kartleggingsobservasjoner som viser at *Elvegangen* og *Pøla* begge ligger ca. 47 m o.h. og derfor indikerer at strekningen mellom dem må være omtrent rent freatisk.

6.3.5 Oppbygning av akviferen

Tracerforsøkene viser at det er den samme bekken som renner gjennom hele grottesystemet. Alle gjennombruddskurvene er unimodale. Det tyder på en enkelt hovedleder og lite dispersjon. De forgreningene som måtte finnes, gir ikke målbar forsinkelse eller oppsplitting av tracerpulsene.

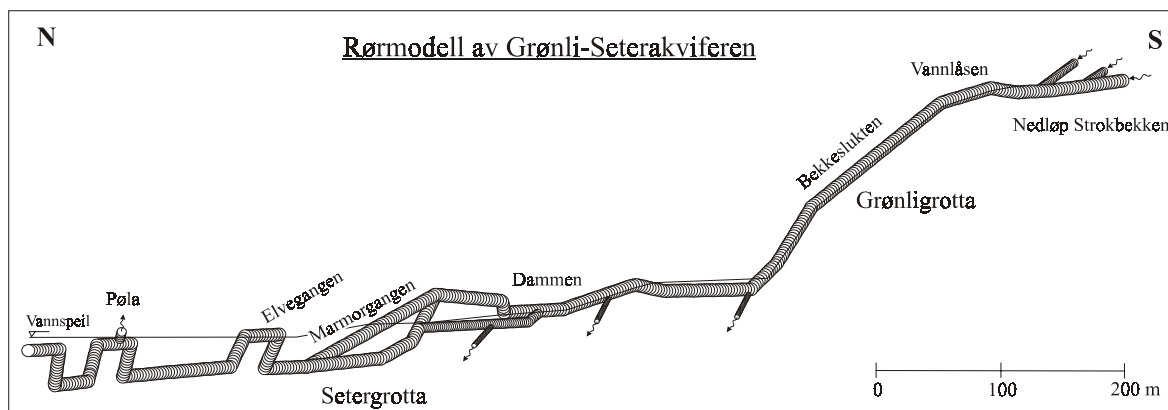
Volum-avstandkurvene viser markante knekkpunkt, figur 6.3.3. Tverrsnittarealet av bekken i den øvre delen av akviferen ligger like under 1 m², mens det i den nedre delen er mellom 3 og 5 m². Dette viser at volumet pr. m er betydelig større i den nedre delen av akviferen enn i den øvre. Det indikerer som resultatene ovenfor, at andelen freatiske passasjer er betydelig større i den nedre delen av akviferen. Knekkpunktene på volum-



Figur 6.3.3: Figuren viser aktivt passasjevolum beregnet fra tracer data. Det er lagt inn noen linjer og gradienter for å antyde hvordan tverrsnittsarealet og volumet endrer seg gjennom akviferen.

avstandkurvene indikerer hvor endringen fra hovedsakelig vadose til hovedsakelig freatiske forhold forekommer. Ikke uventet er endringen mellom grottene, og i følge figur 6.3.3 omlag 100 – 300 m nedenfor *Sluket* i *Bekkeslukten*, det vil si nærmest Grønligrotta.

Observasjoner og tolkning av tracer resultatene ved hjelp av Browns kriterier (Brown mfl., 1969; Brown & Ford, 1971) viser at Grønli-Seterakviferen trolig tilføres vann fra mer enn et nedløp i Strokbecken. Mellom Grønligrotta og Pøla er det trolig lite tilførsel av vann og ikke av betydelig volum. Trolig finnes noe diffust tilsig hovedsakelig gjennom sprekker i den overliggende glimmerskiferen. Nedenfor Setergrotta er det flere små kilder, hvor mindre deler av vannet kan lekke ut. Dessverre er ikke vannføringsmålingene fra dataloggestasjonene nøyaktige nok til at en kan bestemme om det er ulik vannføring i Grønligrotta og Pøla. Når en ser alle disse fakta under ett, så er Grønli-Seterakviferen antakelig en type 4a akvifer etter Browns kriterier, figur 5.5.13 (s.110). Figur 6.3.4 viser en skjematisk tolkning av Grønli-Seterakviferens oppbygning.



Figur 6.3.4: Skjematisk rørmodell av Grønli-Seterakviferens oppbyggingen basert på tolkning av resultater og observasjoner fra studiet.

6.4 Vannkvalitet

6.4.1 Hydrokjemiske data

Bakalowicz (1984) tok prøver av en rekke karst vann i Norge sommeren 1983. pH lå mellom 6,55 og 8,09 i alle prøvene. De fleste prøvene var sterkt undermettet på kalsitt og noen få prøver var svakt undermettet. pH i Grønli-Seterakviferen ligger i det samme intervallet. Kun 2 av prøvene tatt i denne akviferen var svakt undermettet på kalsitt, mens resten var sterkt undermettet.

Prøvene Bakalowicz (1984) undersøkte hadde lav konsentrasjon av ioner, men konsentrasjonen av Na^+ og K^+ var ofte høyere enn konsentrasjonen av Cl^- . Vannprøvene fra Grønli-Seterakviferen hadde lave ionekonsentrasjoner. Konsentrasjonen av Cl^- var alltid høyere enn konsentrasjonen av Na^+ og K^+ . Cl^- har alltid sin opprinnelse fra regnvann. I Grønli-Seterakviferen har antakelig også Na^+ sin opprinnelse fra regnvann, og kun i svært liten grad fra ikke-karbonat bergarter i nedslagsfeltet. Sulfatinnholdet i prøvene fra Grønli-Seterakviferen var betydelig lavere enn innholdet i prøvene som Bakalowicz analyserte. Han tilskrev også dette ionet hovedsakelig fra regnvann. Imidlertid har glimmerskifer og marmor i Nordland høyt innhold av pyritt som dermed er en viktig kilde til sulfat i grunnvannet.

6.4.2 Total hardhet

I sitt studium av karstkilder i Norge, fant Lauritzen (1981) at total hardhet varierte mellom 5 og 120 mg CaCO_3/l . Total hardhet i Grønli-Seterakviferen varierer mellom 13 og 33 mg

CaCO₃/l. (Disse verdiene er som nevnt ikke maksimums- og minimumsverdier fra hele det hydrologiske året, men største og minste målte verdi.) Verdiene fra Pøla ligger dermed innenfor verdiene fra Lauritzen (1981), i den nedre delen av skalaen. For eksurgensene fant Lauritzen at det var en forskjell mellom kildene som lå over og under tregrensa. Kildene over tregrensa hadde lavere konsentrasjon av total hardhet enn de som lå under. Denne forskjellen forsvant når han undersøkte alle typer kilder under ett, eller bare resurgenser. Generelt har eksurgenser høyere konsentrasjon av total hardhet enn resurgenser. Pøla er en resurgens som ligger under tregrensa. Den har lav total hardhet noe som i likhet med mange andre resurgenser i stripekarst skyldes kort kontakttid mellom vann og marmor.

Artfjellet karstområde ligger i Nord-Sverige omlag 5 mil sørøst for Mo i Rana. Total hardhet i Artfjellets vassdrag varierer mellom 15 og 57 mg CaCO₃/l (Helldén, 1974). Dette er liknende verdier av det som ble funnet i Grønli-Seterakviferen. I Lummelundaelvens utløp på Gotland, Sverige, varierer total hardhet mellom 245 og 578 mg CaCO₃/l (Engh, 1980). Helldén (1974) studerte også et karstområde på Vest Spitsbergen og Moravský Kras i Tsjekkia. I begge disse områdene var total hardhet høy. Helldén (1974) avviser at det er en sterk sammenheng mellom hardhet og klima ved å gi verdier fra andre studier i arktiske og sub-arktiske strøk som varierer mellom 47 og 500 mg CaCO₃/l. Variasjonene avhenger i første rekke av dreneringssystemets størrelse og vannets strømningshastighet deretter kommer faktorer som nedbør, temperatur, berggrunnens fysiske og kjemiske egenskaper, vegetasjon, jorddekke, osv. De lave verdiene av total hardhet i Artfjellet forklares ved manglende vegetasjon og jordsmonn som gir lave CO₂ verdier i tillegg til at det korrosive vannet passerer karstområdet på relativt kort tid og derfor kun rekker å løse opp små mengder kalk (Helldén, 1974). Spesielt den sistnevnte årsaken kan forklare de lave verdiene av total hardhet i Grønli-Seterakviferen. De høye konsentrasjonene fra Lummelundaelven, Vest Spitsbergen og Moravský Kras skyldes i hovedsak lave sirkulasjonshastigheter (Helldén, 1974).

Transport av kalsitt

I Artfjellet finner 67 % av årstransporten av kalsitt sted i løpet av mai – juli. I Lummelundaelven derimot foregår 94 % av transporten i årets 7 kaldeste måneder. Årsaken til denne forskjellen er trolig milde vintre og høy evapotranspirasjon på somrene på Gotland, i motsetning til kalde vintre, sen snøsmelting og lav evapotranspirasjon om sommeren i fjellområdene i Nord-Sverige (Engh, 1980). I Grønli-Seterakviferen er transporten spredt jevnere utover året, men den største transport foregår under flommer og

i snøsmeltingen på våren og forsommeren. Oktober til januar er månedene med lavest transport, til sammen 16 %. Transportforholdene i Grønli-Seterakviferen likner med andre ord forholdene i Artfjellet. Forskjellen skyldes trolig at Grønlia ligger nærmere kysten og derfor har mye nedbør spredt utover hele året.

6.4.3 Klassifisering av akviferen etter Hobbs & Smart (1986)

Tre fundamentale egenskaper som styrer oppførselen til en karbonatakvifer er tilførsel, strømning og lagring (Hobbs & Smart, 1986). De tre attributtene er uavhengige, men dette har ikke alltid vært lagt merke til. Tilførsel gjennom sluk ble tidligere nesten konsekvent forbundet med passasjestrømning og lav lagringskapasitet (som Shuster & White, 1971).

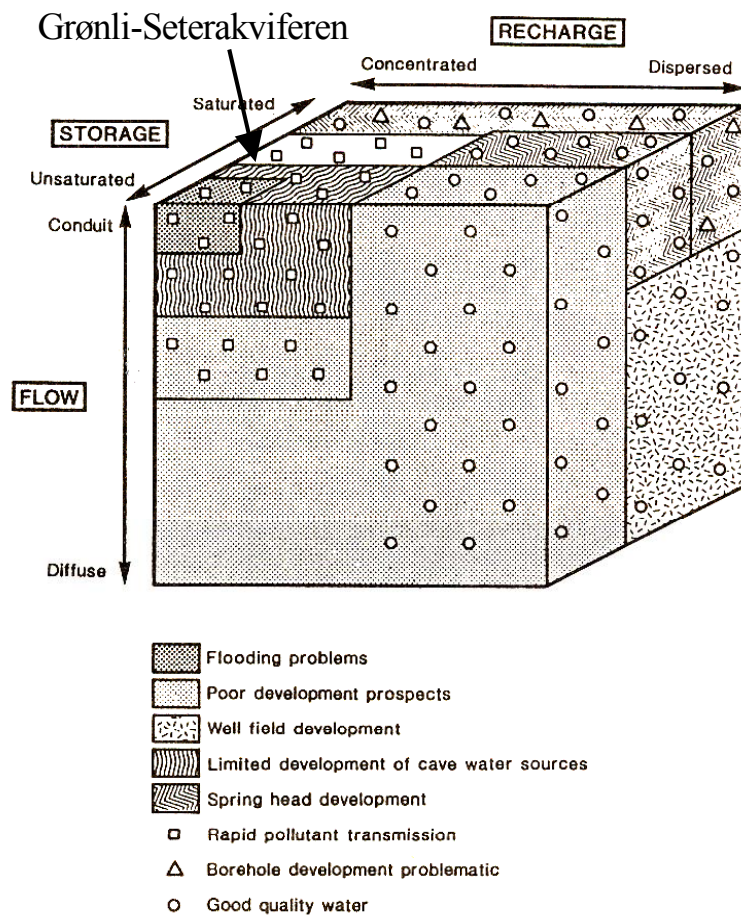
De ulike typene av tilførsel strekker seg fra konsentrert til spredt ("dispersed"), figur 6.4.1 (Hobbs & Smart, 1986). Den første karakteriseres av stor tilførsel gjennom diskrete punkter, mens den andre karakteriseres av mindre tilstrømning på et stort antall steder. Tilførselen til Grønli-Seterakviferen skjer gjennom et større og trolig flere mindre bekkenedløp. I tillegg tilføres det en ubetydelig mengde vann gjennom sprekker.

Strømning i karbonatakviferer strekker seg fra passasjestrømning til diffusstrømning, figur 6.4.1. I figur 6.3.1 ble middel tracerhastighet i Grønli-Seterakviferen plottet sammen med hastigheter fra andre akviferer. Hastigheten passet sammen med hastighetene fra andre akviferer med passasjestrømning. Dette stemmer også med observasjoner fra grottesystemet og resultater fra de andre undersøkelsene som er gjort. Strømningen er turbulent og foregår i store hulrom med høy hastighet.

For lagring er det vanskeligere å finne to klare hovedtyper. For å finne en delvis kontinuerlig skala mellom ulike typer lagring kan en gå fra umettet via tidvis metning til varig mettet lagring, figur 6.4.1. Det er viktig å være klar over at lagring avhenger like mye av topografi og geologi i akviferen som av strømningstypen som forekommer (White, 1969; 1977).

Forholdet mellom volumet av akviferen og årlig tilførsel er lavt i Grønlia. Resesjonskoeffisienten er høy og porøsiteten i berggrunnen lav. Den største delen av lagringsvolumet utgjøres av lagring i freatiske sløyfer under grunnvannspeilet. Dette er en del av mettet sone. De vadose delene av akviferen utgjør en liten del av volumet og bidrar svært lite til lagring.

Figur 6.4.1 viser Hobbs & Smarts (1986) modell for klassifisering av karbonatakviferer. Utnyttelsespotensialet til de ulike akvifertypene er også vist. Grønli-



Figur 6.4.1: Hobbs & Smarts tredimensjonale modell for klassifisering av karbonatakviferer. Modellen viser påvirkningen av ulike typer tilførsel ("recharge"), strømning ("flow") og lagring ("storage") på muligheten for utnyttelse av akviferer. Plasseringen til Grønli-Seterakviferen er vist med en pil. Fra Hobbs & Smart (1986).

Seterakviferen ligger i følge denne modellen i et område med begrensede utviklingsmuligheter av grotte vann. Akviferer med liten eller ingen mettet lagring har lite potensiale for utvikling av betydelige forsyninger uavhengig av hvilken type tilførsel som finnes. Den store heterogeniteten som passasjestrømning representerer, gir en urimelig høy usikkerhet i forhold til akviferutvikling av borehull. I slike tilfeller ville i så fall utnyttelse gjennom kilder og resurgenser være mer praktisk (Hobbs & Smart, 1986).

Karstifiserte akviferer er ofte av passasjestrømningstypen med konsentrert tilførsel og begrenset lagring. Der passasjer og passasjenettverk forekommer og tilførselen er konsentrert er det stor sjans for forurensning av grunnvannet fra overflatekilder. Imidlertid vil stor lagring føre til lengre residenstid som resulterer i uttynning og svekkelse av det forurensende stoffet. Vannkvaliteten vil derfor likevel være god. Spredt tilførsel vil også kunne fortenne forurensningen selv om strømmingen foregår i passasjer og

sprekkenettverk. Grønli-Seterakviferen er en typisk karstifisert akvifer, og forurensning i nedslagsfeltet til Strokbekken vil derfor lett kunne forringe vannkvaliteten.

6.5 Korrosjonsrater

6.5.1 Korrosjonsrater vs. Denudasjonsrater

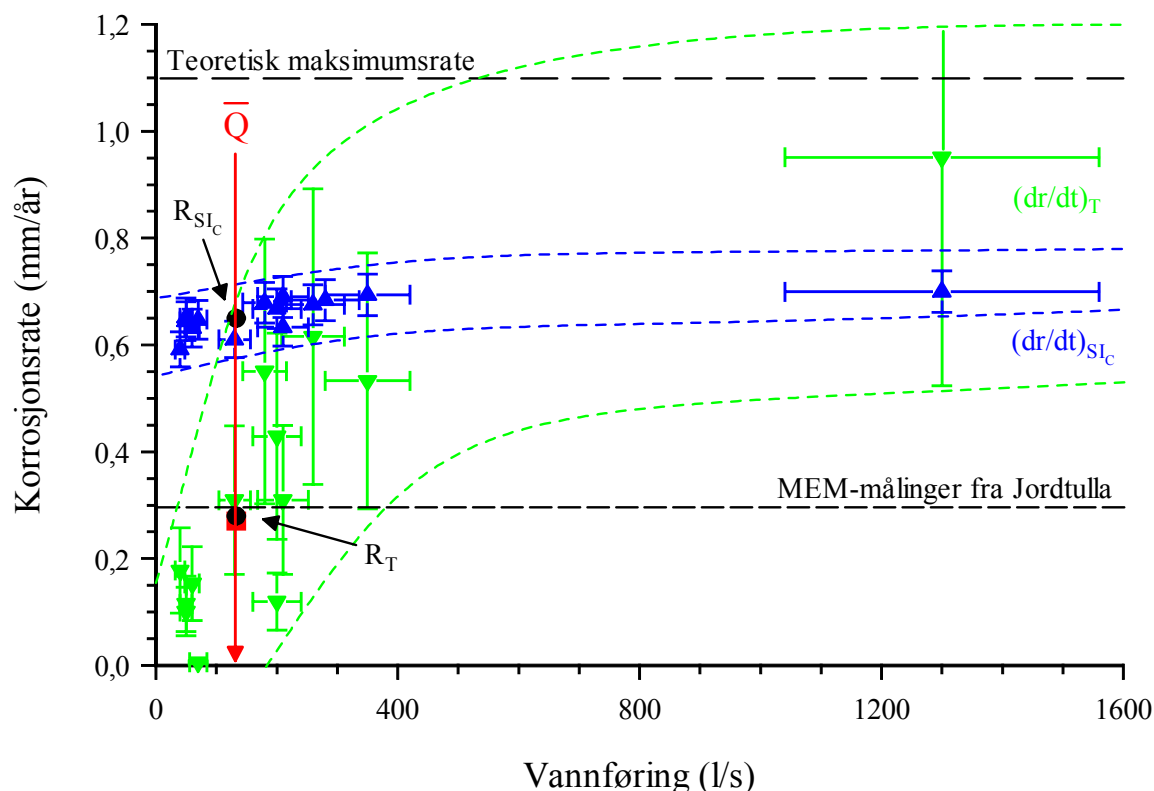
Korrosjonsraten i en aktiv grottepassasje er betydelig høyere enn korrosjonsraten på en karstoverflate i dreneringsfeltet, som for eksempel på en karrenoverflate. MEM-målinger i rennende vann har gitt korrosjonsrater på $0,312 \pm 0,005$ mm/år i Svartis-området (Lauritzen, 2000). På karrenoverflaten ble raten målt til $0,025 \pm 0,003$ mm/år (Lauritzen, 1990a). Korrosjonsraten i rennende vann er ofte mer enn 10 ganger høyere enn raten på overflaten, derfor kan en ikke sammenligne denudasjonsrater for et dreneringsfelt med korrosjonsrater i en akvifer. Dessuten er denudasjonsratene som er beregnet i eldre arbeider ofte bestemt ved hjelp av Corbels formel eller modifiseringer av den. Slike beregninger gir høyere verdier enn nyere studier der andre og bedre metoder er brukt (Lauritzen, 1990a; Øvstedal, 1991).

Målinger med mikro-erosjonsmeter, MEM, og forsøk med standardiserte marmortabletter gir gjennomsnittsmålinger over tid, men gjelder hovedsakelig for et punkt, eller begrenset område. Sammenstilte data fra et større område gir gjennomsnittsrater. Korrosjonsrater bestemt fra vannprøver gir øyeblikksmålinger, som gjelder for den tilstanden akviferen var i da vannprøven ble tatt. Sammen med varighetskurver for vannføringen kan en også på denne måten bestemme gjennomsnittsrater.

Etter kinetisk gjennombrudd, er utvidelsesraten for passasjen proporsjonal med vannføringen, opptil en asymptotisk maksimumsrate for radiell passasjeutvidelse (Lauritzen, 1990b). Den maksimale oppløsningsraten anses generelt for å være omlag 1 mm/år eller 10^{-7} mMol $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$ (Palmer, 1981; Dreybrodt, 1988).

6.5.2 Sammenstilling av korrosjonsrater fra dette studiet

Korrosjonsratene i akviferen varierer både i tid og rom. Raten avtar fra innløp til utløp, og øker med vannføringen til den flater ut ved høye vannføringer, figur 6.5.1. Øyeblikksratene beregnet fra metningsindeks $(dr/dt)_{\text{SIC}}$ og transport $(dr/dt)_{\text{T}}$ er ikke signifikant forskjellige ved høye vannføringer, fordi usikkerheten er større enn differansen. Ved lave vannføringer



Figur 6.5.1: Oversikt over korrosjonsrater fra Grønli-Seterakviferen og MEM-målinger fra Jordtulla. Trekanteder i grønt viser rater beregnet fra transport av kalsitt. Trekanteder i blått viser rater beregnet fra metningsindeksen. Det røde kvadratet viser raten beregnet fra middelvannføringen, mens sirklene viser R_T og R_{SIc} . Data som er vist med blått og grønt er øyeblikksmålinger, mens data som er vist med rødt og svart er gjennomsnittsmålinger.

derimot er $(dr/dt)_{SIc}$ betydelig høyere enn $(dr/dt)_T$. Det kan skyldes at strømmingen er mindre turbulent ved lave vannføringer og derfor får tykkelsen av det laminære grensesjiktet betydning for korrosjonsraten. Det vil med andre ord si at korrosjonsraten er avhengig av vannføringen opp til et visst nivå, hvilket er i tråd med Lauritzen (1986b).

Korrosjonsratene beregnet fra vannprøvene ble kombinert med kildehydrograf og middelvannføring for å finne gjennomsnittlige korrosjonsrater for det hydrologiske året, tabell 6.5.1. Korrosjonsratene beregnet fra metningsindeksen, SIc , er betydelig høyere enn ratene beregnet fra transport, fordi den er mindre avhengig av vannføringen og derfor gir høye rater selv ved lave vannføringer.

MEM-målinger fra Jordtulla, Glomdalsvatnets underjordiske utløp gir en korrosjonsrate på ca 0,3 mm/år (Lauritzen, 2000). Korrosjonsraten beregnet fra transporten av kalsitt korresponderer bra med MEM-målingene fra Jordtulla.

Tabell 6.5.1: Oversikt over korrosjonsrater beregnet for Grønli-Seterakviferen ved bruk av ulike metoder.

Beregning	Funksjon	Korrosjonsrater (mm/år)	
		Hydrograf	Q _{middel}
Transport og konstant V, R _V	5.7.5 & 5.7.12	0,25	0,27
Transport og varierende V, R _T	5.7.13 & 5.7.14	0,25	0,28
Metningsindeks, R _{Sic}	5.7.15 & 5.7.16	0,64	0,65

6.5.3 Andre publiserte data fra Nordland og andre steder

I følge Palmer (1984a) er oppløsningsraten for en aktiv vados grottepassasje vanligvis nær opptil den teoretiske maksimumsraten på omlag 1 mm/år. Dette avhenger av verdiene for C_0 , C_s og k . Denne oppløsningsraten er blitt verifisert av direkte feltmålinger av Coward (1971).

I sine studier i Glomdal har Lauritzen (1986b) funnet at korrosjonsraten øker med økende vannføringer opp til den flater ut på omlag $10^{-7} \text{ m Mol cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (1,17 mm/år) ved en vannføring på $10 \text{ m}^3/\text{s}$. I Grønli-Seterakviferen ser utflatningen av korrosjonsraten ut til å starte allerede ved $0,5 \text{ m}^3$ og med en maksimumsrate på nærmere 1,0 mm/år. Denne raten er i samsvar med Lauritzen (1986b) og Palmer (1984a).

Smith mfl. (1985) har i aktive bekkeleier i Yarrangobilly og Cooleman Plain i Øst-Australia gjort MEM-målinger over en 12-års periode. Den høyeste raten på 0,200 mm/år fant de i et aktivt bekkeleie like ved en insurgens. Vannet var aggressivt og en bratt gradient førte til abrsasjon i tillegg til korrosjon. Den nest høyeste raten, 0,074 mm/år ble funnet i et aktivt bekkenedløp med betydelig mindre aggressivt vann og lavere hastighet som ga mindre abrasjon. Dette studiet samsvarer med resultatene fra Grønli-Seterakviferen i den forstand at aggressivt vann og høy vannføring gir høye korrosjonsrater. Den høyeste verdien er den som er mest nærliggende å sammenligne med verdiene fra Grønli-Seterakviferen siden den har kontinuerlig vannføring og aggressivt vann gjennom hele systemet. Raten fra Smith mfl. (1985) er litt lavere enn raten som ble funnet i Jordtulla. Gjennomsnittsestimatene basert på transporten av kalsitt i Grønli-Seterakviferen ga rater mellom disse to.

Erosjonen i en aktiv grottebekk avhenger sterkt av metningsgraden til vannet. I en grotte i County Clare, Irland, fant High & Hanna (1970) at erosjonsraten, målt med MEM, sank med en størrelsesorden fra insurgens til resurgens. Vannet i bekkenedløpet var svært

aggressivt og korrosjonsraten var på 0,5 mm/år. Inne i grotta var vannet aggressivt og raten var på 0,4 mm/år. I kilden var vannet nær metning og det ble målt en rate på 0,05 mm/år. I Grønli-Seterakviferen er vannet sterkt undermettet på kalsitt gjennom hele akviferen, noe som gir betydelig mindre endring i korrosjonsraten gjennom akviferen. Endringen korrosjonsraten fra loggestasjonen i Grønligrotta til Pøla var på kun 3 % fra 0,68 til 0,66 mm/år i middelverdi, men forskjellen er likevel signifikant. Ratene er basert på metningsindeksen til vannprøvene. Øvstedal (1991) fant i sitt studie fra Sirijorda at korrosjonsraten avtok gjennom akviferen fra $1,1 \pm 0,1$ mm/år i innløpet til $0,8 \pm 0,1$ mm/år i kilden. Korrosjonsratene ble beregnet fra vannprøvene ved bruk av PWP-likningen. Øvstedal fant også at korrosjonsraten beregnet fra vannprøvene var betydelig høyere enn raten bestemt ved forsøk med standardiserte marmortabletter. Ratene bestemt med marmortabletter varierte mellom 0,1 og 0,3 mm/år. Crowther (1983) viser at de to metodene estimerer to fundamentalt forskjellige fenomen. Ratene bestemt med vekttap på marmortabletter er 1 til 2 størrelsesordener lavere enn ratene beregnet fra hardheten i vannet (Crowther, 1983).

6.6 Alder

6.6.1 Alder beregnet fra volumet av den fossile akviferen

Volumet av den fossile akviferen ble beregnet til $49\,000\text{ m}^3$. Dersom en antar at marmoren har en tetthet på $2,7\text{ g/cm}^3$, gir det en masse på $1,3 \cdot 10^5$ tonn. Nedbørsnormalen i Grønli er på 1680 mm/år. Når en ikke tar hensyn til evapotranspirasjon, gir det en maksimal avrenning fra nedbørsfeltet til Strokbekken på $1,2 \cdot 10^7\text{ m}^3/\text{år}$. $\Delta C_{\text{kalsitt}}$ i vannprøvene er i gjennomsnitt $2,5\text{ mg CaCO}_3/\text{l}$. For å holde hele massen fra grottene i løsning med denne konsentrasjonen ville en trenge $5,3 \cdot 10^{10}\text{ m}^3$ vann. Med dagens nedbørsrate og konsentrasjon av kalsitt ville det ta ca. 4 400 år å danne grottesystemet.

Store mengder sedimenter er transportert inn i grottene etter eller i episoder under dannelsen. Grottenes reelle alder kan derfor ikke være 4 400 år. Scallops på passasjeveggene viser at siste dominerende vannføring var oppover mot fjellsiden, det vil si motsatt av det strømningsregimet som Strokbekken danner. For at strømming skal være mulig i oppoverbakke må vannet være under vannspeilet og under trykk. Dette kan best forklares med glasiale forhold. Grottene er dannet under freatiske forhold som ikke kan

oppstå ved drenering av Strokbekkenes nedslagsfelt. Denne metoden vil derfor ikke gi et riktig estimat av grottenes alder.

6.6.2 Alder beregnet fra korrosjonsratene

Når en skal bestemme alderen til en grotte, må en ta hensyn til både diameteren til de største freatiske passasjene og hvor høyt grotta ligger over dalbunnen (Lauritzen, 1990b). Alderen til grotta kan ikke være mindre enn tiden det vil ta å løse opp den største freatiske passasjen. Freatiske passasjer dannes under grunnvannspeilet, det vil si at grunnvannspeilet må løftes slik at hele passasjen blir vannfylt. Hvis grotta ligger i en dalside, kan dette gjøres på to måter, enten ved å fylle dalen med is, eller med fjell (Lauritzen, 1990b). Disse forholdene opptrådte på forskjellig tid og med forskjellig varighet. Siste gang Røvasdalen var fylt med is er ca. 9 000 år siden. Dalen hadde da vært fylt med is i bortimot 100 000 år. Lauritzen (1990b) opererer med en gjennomsnittlig dal-erosjonsrate på mellom 0,15 - 0,55 m/ka for både glasier og interglasialer. Grønligrotta ligger ca. 200 m over dalbunnen. Det betyr at det er mellom 1,3 millioner og 360 000 år siden Røvasdalen ble dannet. Maksimumsalderen til en grotte er derfor begrenset av raten for glisial dalerosjon.

Den radielle utvidelsesraten er ikke lik under glasiale og interglasiale forhold. Ratene i interglasialer er betydelig høyere enn i glasier, på grunn av større tilgang på CO₂ selv om løseligheten av CO₂ vil svekkes på grunn av høyere temperatur. Dessuten forsvinner gass og faste stoffer når snø omdannes til is (Glen mfl., 1977). Derfor inneholder smeltevann fra breer lite CO₂, og har lite oppløsningspotensiale overfor kalkstein (Smart, 1984). Under de kaldeste periodene av glasier og i perioder da breen er på framvekst vil det i tillegg være liten tilgang på vann under en bre. Derimot vil det under deglasiasjon være stor tilgang på vann og sedimenter, slik at det i tillegg til korrosjon vil kunne være betydelig mekanisk erosjon. Subglasiale sedimenter vil være mer utbredt i de lavereliggende områdene under en bre, som i daler. Dette er noe av grunnen til at en i Setergrotta ser tegn på betydelig erosjon under ekstremt høy vannføring. Dette kan en også delvis se i Langgrotta, mens denne typen erosjon er fraværende i Grønligrotta.

I sin modell for glisial radiell passasjeutvidelse har Lauritzen (1990b) brukt en rate på 0,5 til 1,0 mm/ka, noe som trolig er et grovt underestimat fordi det er funnet tilsvarende rater i kvarts på 4 mm/ka (Ford & Williams, 1989). For interglasialer har Lauritzen brukt rater på mellom 200 og 600 mm/ka. Det er i samsvar med ratene funnet i dette studiet. Lauritzen (1990b) har i tillegg estimert en rate for forvitring ved kondensasjon av vann.

Siden de fleste grotter har bevis på fullstendig oversvømmelse under deglasiasjonen, må den omlag 2 mm tykke forvittringshuden som en ser på grotteveggene i dag, være dannet i holocen hvilket betyr at utvidelsesraten fra kondensasjon er minst 0,2 mm/ka (Lauritzen, 1990b). Ifølge Dublyansky & Dublyansky (2000) som har sammenfattet data fra en rekke tidligere arbeider, ligger korrosjonsraten fra kondensasjon på karbonater mellom 0,5 og 4,0 mm/ka.

Det er ikke gjort forsøk på å estimere alderen på de største hallene i Setergrotta fordi de ligger delvis i glimmerskiferen med tydelige tegn på erosjon (jettegryter i taket) eller er modifisert av nedfall. Dagens passasjer er derfor ikke dannet kun ved oppløsning. Den største freatiske passasjen i Setergrotta er Ostegangen som er omlag 2,5 m i diameter på det største.

Den største sirkulære passasjen i Grønligrotta er *Klippetunnelen* med en diameter på omlag 3 m. Det tilsvarer en radius på 1,5 m. De gjennomsnittlige korrosjonsratene som er beregnet i dette studiet, ligger mellom 0,20 og 0,65 mm/år eller 200 og 650 mm/ka. Med en rate på 0,3 mm/år eller 300 mm/ka må det ha tatt minst 5 000 år å utvikle *Klippetunnelen* fra en protohule (kjemisk gjennombrudd) og til den størrelsen den har i dag. Dette betyr imidlertid ikke at grotta er 5 000 år gammel. Morfologien til *Klippetunnelen* tilsier at den må ha vært vannfylt under dannelsen, og vannstrømmen har under siste aktive periode vært oppover. Det betyr at passasjen trenger minst 5 000 år i freatisk eller epifreatisk tilstand uten sedimentinnfylling for å dannes. Strømning oppover når vannet er under trykk, kan best forklares med glasiale forhold.

Etter at grottene ble dannet, eller i episoder under dannelsen er store mengder sedimenter transportert inn i grottene. Det er omlag 9 000 år siden det lå en bre i Røvassdalen og Grønligrotta sist var fylt med vann. For omlag 9 000 år siden ble leirsekvensen i *Bjørnehiet* øverst i *Klippetunnelen* avsatt. Den er drapert over moreneavsetninger. Sedimentinnfyllingen ved siste deglasiasjon startet med andre ord for mer enn 9 000 år siden. Deler av sedimentene kan også stamme fra tidligere enn siste deglasiasjon. Hestangens (in prep.) studium av sedimentene i grottesystemet inkluderer datering av blant annet kalkkonkresjoner som forhåpentligvis vil kunne gi en minimumsalder for når de fossile delene av grotta var ferdigdannet. Uansett betyr det at en absolutt minste alder for grottene er 15 000 år, men trolig er de betydelig eldre enn det.

Korrosjonsraten er som nevnt lavere under glasiale forhold, kanskje opp mot 2 størrelsesordener i følge Lauritzen (1990b). Dersom en antar en glasial korrosjonsrate på 10 mm/ka, ville det tatt 150 000 år å danne *Klippetunnelen*. Dette er betydelig lengre tid

enn det som ble estimert med dagens korrosjonsrate. For 150 000 år siden var det også istid, men det var da siste halvdel av forrige istid, Saale, og mellom den og siste istid, Weichsel, var forrige interglasial, Eem. Det betyr at en i løpet av de siste 150 000 årene har hatt 2 deglasiasjoner, 2 interglasialer i tillegg til framvekst av breer og et glasiasjonsmaksimum. En kan derfor med stor sikkerhet si at den radielle utvidelsesraten har variert under dannelsen av grottene, og et forsøk på nøyaktig aldersbestemmelse utfra korrosjonsrater vil være ren spekulasjon. Likevel gir dette et visst innblikk i tidsrammer for dannelsen og en begrensende minimumsalder og maksimumsalder.

KAPITTEL 7

KONKLUSJON

Formålet med oppgaven har vært å studere den resente karstakviferen under Grønli-Setergrottesystemet og bestemme dens karakteristiske trekk og parametre.

Grønli-Seterakviferen tilføres mesteparten av vannet gjennom et stort og trolig flere små bekkenedløp i Strokbekken. Den største resurgensen er en aggradasjonskilde. Sammenligning av strømningshastigheter, variasjonskoeffisienter for temperatur og konduktivitet samt resesjonsanalyse indikerer at kviferen er passasjedominert. Dette er i overensstemmelse med utforskning og kartlegging. Kviferen er mest sannsynlig en type 4a kvifer etter Browns kriterier. Det vil si at det er kviferen tilføres vann fra flere nedløp i den øvre delen av kviferen og at det i tillegg til hovedkilden også lekker ut vann gjennom andre mindre kilder eller diffust ut i den porøse kviferen i elvesletta.

Volumet av Grønli-Seterakviferen er estimert ved forskjellige metoder. Resultatene ligger mellom 3 000 og 11 000 m³, avhengig av hvilket volum de estimerer og ved hvilken vannføring beregningen er gjort. Det største volumet som er estimert, er aktivt volum beregnet ved middel tracer residenstid. Den øvre delen av kviferen er i hovedsak vados mens den nedre delen i hovedsak er freatisk. Endringen skjer trolig 100 – 300 m nedenfor *Sluken* i *Bekkeslukten*. Den vadose delen av kviferen utgjør betydelig mindre volum enn den freatiske delen. Den øvre delen (Strokbekken – *Bekkeslukten*) har en midlere passasjediameter på mellom 0,6 og 1,1 m, noe som tilsvarer et volum på ca. 1 m³/m. Den nedre delen av kviferen (Setergrotta – Pøla) har en midlere passasjediameter på mellom 1,8 og 2,5 m. Dette tilsvarer et volum på mellom 3 og 5 m³/m.

På en dobbeltlogaritmisk skala er forholdet mellom vannføringen og gjennombruddstiden for tracerstoffet lineært. Stigningskoeffisienten er større for de nedre delene av kviferen enn for hele kviferen. Det er i overensstemmelse med observasjoner gjort i den fossile kviferen som indikerer at den freatiske andelen øker fra innløpet mot utløpet. Verdiene for hele kviferen ligger på -0,62 og -0,71, mens verdiene for

strekningen mellom Setergrotta og Pøla ligger fra -0,86 og opp til -1,32. Den siste verdien er basert på kun to målinger og ligger mer sannsynlig nær -1,0.

Middelvannføringen i kilden er 133 l/s, og den maksimale vannføringen i løpet av det hydrologiske året 2000/2001 var omlag 3 m³/s. Temperaturfordelingen i kilden er trimodal med modalverdier på +3, +7 og +10°C. Vannet i akviferen er stort sett svakt basisk og har lave ionekonsentrasjoner. Vannet har lav konduktivitet og total hardhet (13 – 33 mg CaCO₃/l) på grunn av kort kontakttid mellom vann og marmor. Konduktivitet og total hardhet er positivt korrelerte og øker gjennom akviferen. Kalsium er den dominerende kationkomponenten og bikarbonat er den dominerende anionkomponenten med en middelkonsentrasjon fra vannprøvene i Pøla på henholdsvis 7,7 og 24,1 ppm. Metningsindeksen, SI_C, synker med vannføringen og øker gjennom akviferen.

Korrosjonsraten øker med vannføringen til den flater ut nær det teoretiske maksimum på omlag 1,0 mm/år ved høye vannføringer. Det er ingen signifikant forskjell mellom korrosjonsraten estimert fra transport, (dr/dt)_T, og metningsindeks, (dr/dt)_{SI_C}, ved høye vannføringer. Ved lave vannføringer er imidlertid (dr/dt)_T betydelig lavere enn (dr/dt)_{SI_C}. Korrosjonsraten synker svakt, men signifikant fra innløpet til utløpet. Det er i tråd med forventet resultat, men senkningen er svak fordi vannet fortsatt er aggressivt overfor kalsitt når det renner ut av kilden. Gjennomsnittsestimater av korrosjonsraten for det hydrologiske året ble estimert til 0,25 mm/år for R_T og 0,64 mm/år for R_{SI_C}.

Med en radiell utvidelsesrate på 300 mm/ka, ville det tatt 5 000 år å danne *Klippetunnelen* som er den største kjente, sirkulære, freatiske passasjen i systemet. Det betyr at passasjen trenger 5 000 år under freatiske eller epifreatiske forhold uten sedimentinnfylling for å dannes. Strømningsskåler på veggene i den fossile akviferen indikerer at strømmingen i siste aktive fase var oppover mot fjellsida. Dette indikerer at grottene i hvert fall periodevis må være dannet under glasiøse forhold. Under glasiøse forhold er korrosjonsraten vanligvis betydelig lavere noe som vil føre til at grottene trenger lengre tid for å dannes. Med en korrosjonsrate på 10 mm/ka ville det tatt 150 000 år å danne *Klippetunnelen*. Grottene har også mye sedimentinnfyllinger. Sedimentene må ha blitt transportert inn under og/eller etter dannelsen. Grottene var sist vannfylte for omlag 9 000 år dermed er minimumsalderen for grottene 15 000 år, men er sannsynligvis enda eldre.

REFERANSER

- Andersen, B. G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P. 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler* **63A**, 155-159.
- Ashton, K. 1966: The analyses of flow data from karst drainage systems. *Transaction of Cave Research Group of Great Britain* **7** (2), 161-203.
- Atkinson, T. C., Smith, D. I., Lavis, J. J. & Whitaker, R. J. 1973: Experiments in tracing underground waters in limestones. *Journal of Hydrology* **19**, 323-349. (Ref. fra Field, 1999.)
- Bakalowicz, M. 1984: Water chemistry of some karst environments in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **38**, 209-214.
- Bhattacharyya, G. K. & Johnson, R. A. 1977: *Statistical Concepts and Methods*. John Wiley & Sons, USA. 639 s.
- Brown, M. C. & Ford, D. C. 1971: Quantitative tracer methods for investigation of karst hydrologic systems. *Transaction of Cave Research Group of Great Britain* **13** (1), 37-51.
- Brown, M. C., Wigley, T. L. & Ford, D. 1969: Water budget studies in karst aquifers. *Journal of Hydrology* **9**, 113-116. (Ref. fra Smart mfl. 1986.)
- Corbel, J. 1957: Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Institut des études rhodaniennes de l'Universite de Lyon. Memories et documents 12. 541 s. (Ref. fra St. Pierre, 1988.)

- Corbel, J. 1959: Vitesse de l'erosion. *Zeitschrift für Geomorphologie* **3**, 1-28. (Ref. fra White, 2000a.)
- Coward, J. 1971: Direct measure of erosion in a streambed of a West Virginia Cave (Abs.). *Caves Karst* **13**, 39. (Ref. fra Palmer, 1984a.)
- Crowther, L. J. 1983: A comparison of the rock tablet and water hardness methods for determining chemical erosion rates on karst surfaces. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* **27** (1), 55-64.
- Dreybrodt, W. 1988: *Processes in Karst Systems, Physics, Chemistry and Geology*. Springer Verlag, 288s. (Ref. fra Lauritzen, 1990b.)
- Dunne, T. R. & Leopold, L. B. 1978: *Water in environmental planning*. Freeman, San Fransisco. (Ref. fra Ford & Williams, 1989.)
- Ellis, B. 1976: *Surveying Caves*. British Cave Research Association, Somerset. 88 s. (Ref. fra Lauritzen, 1982.)
- Engh, L. 1980: Karstområdet vid Lummelunds bruk, Gotland med speciell hänsyn till Lummelundagrottan. *Filosofie doktorsexamen Geografiska Institution, Lund Universitetet*. 290 s.
- Field, M. S. 1999: *The QTRACER Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Karst and Fractured-Rock Aquifers*. U.S. Environmental Protection Agency, Washington DC. 137 s.
- Field, M. S. & Nash, S. G. 1997: Risk assessment methodology for karst aquifers, 1, Estimating karst conduit-flow parameters. *Environmental Monitoring Assessment* **47**, 1-21. (Ref. fra Field, 1999.)
- Fjelland, R. 1999: *Vitenskap mellom sikkerhet og usikkerhet*. Ad Notam Gyldendal, Oslo. 285 s.

- Ford, D. C. 1980: Threshold and limit effects in karst geomorphology. *Thresholds in Geomorphology*. Coates, D. L. & Vitek, J. D. (red.) Allen & Unwin, London. 345-362. (Ref. fra Ford & Williams, 1989.)
- Ford, D. & Williams, P. 1989: *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman & Hall, London. 601 s.
- Førland, E. J., Hanssen-Bauer, I. & Nordlie, P. Ø. 1993: Langtidsvariasjoner av nedbør. *DNMI-rapport nr. 02/91 Klima*. (Ref. fra Finnestad, 2002.)
- Glenn, J. W., Homer, D. R. & Paren, J. G. 1977: Water at grain boundaries: its role in the purification of temperate glacier ice. *Int. Assoc. Sci. Hydrology Publication, no. 118*. Proceedings of the Grenoble Symposium on Isotopes and Impurities in Snow and Ice. 263-271. (Ref. fra Smart, 1984.)
- Glover, R. R. 1972: Optical brighteners - a new water tracing agent. *Transaction of Cave Research Group of Great Britain* **14** (2), 84-88.
- Golterman, H. L., Clymo, R. S. & Ohnstad, M. A. M., Eds. 1978: *Methods for Physical and Chemical Analysis of Freshwaters*. IBP Handbook No 8, Blackwell scientific publications.
- Greibrokk, T. 1984: Væskekromatografi (HPLC). *Kromatografi*. Greibrokk, T., Lundanes, E. & Rasmussen, K. E. (red.) Universitetsforlaget, Oslo. 300 s.
- Grønlie, A. 1978: Litt fra Ranaregionen under og etter siste istid. *Vårt verk*, 19-25.
- Grønlie, A. 1980: Grotter i Grønflåget. *Norsk Grotteblad*, 1979, **2** (5), 22-30.
- Grønlie, O. T. 1939: Some remarks on the land area in Nordland between the glacier Svartisen and the frontier. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **7** (5-8), 399-406.

- Helldén, U. 1974: Karst - En studie av Artfjällets Karstområde samt jämförande korrosionsanalyser från Västspetsbergen och Tjeckoslovakien. *Filosofie doktorsexamen Geografiska Institution, Lund Universitetet*. 192 s.
- High, C. & Hanna, F. K. 1970: A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces. *British geomorphological research Group Technical Bulletin* **5**, 1-24.
- Hobbs, S. L. & Smart, P. L. 1986: Characterisation of Carbonate Aquifers: A Conceptual Base. *Proc. 9th Internat. Speleo. Congress. Barcelona*. 43-46.
- Horn, G. 1937: Über einige Karsthöhlen in Norwegen. *Mitteilungen für Höhlen und Karstforschung*, 1-15. (Ref. fra Lauritzen, 2001)
- Horn, G. 1947: Karsthuler i Nordland. *Norges geologiske undersøkelse* **165**.
- Király, L. 2002: Karstification and groundwater flow. *Carsologica - Evolution of Karst: From prekarst to cessation*. Gabrovsek, F. (red.) Institut za raziskovanje krasa, ZRC SAZU, Ljubljana. 155-190.
- Laastad, H. & Larsen, T. E. 1991: Grunnvannsbevegelser og bruddtektonikk i Lavangsmarka Nordland/Troms. *Hovedfagsoppgave Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen*. 290 s.
- Lauritzen, S. E. upublisert: The Program "Gran Plot". Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen. 8 s.
- Lauritzen, S. E. 1981: A study of some karst waters in Norway. Spatial variation in solute concentrations and equilibrium parameters in limestone dissolution. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **35**, 1-19.
- Lauritzen, S. E. 1986a: Ingeniørgeologi og karstlekkasje i Glomdalen. Kjemisk institutt, Universitet i Oslo. 72 s.

- Lauritzen, S. E. 1986b: Hydraulics and dissolution kinetics of a phreatic conduit. *Proc. 9th Speleol. Congr.* Barcelona, Spain. 20-22.
- Lauritzen, S. E. 1990a: Autogenic and allogenic denudation in carbonate karst by the multiple basin method: An example from Svartisen, North Norway. *Earth surface processes and landforms* **15**, 157-167.
- Lauritzen, S. E. 1990b: Tertiary caves in Norway: a matter of relief and size. *Cave Science* **17** (1), 31-37.
- Lauritzen, S. E. 1991: Karst resources and their conservation in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **45**, 119-142.
- Lauritzen, S. E. 2000: Karstmorfologi og speleologi. Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen. 121 s.
- Lauritzen, S. E. 2001: Marble stripe karst of the Scandinavian Caledonides: An end-member in the contact karst spectrum. *Acta carsologica* **30** (2), 47-79.
- Lauritzen, S. E. 2002: Kompendium i Grottekartlegging. *Norsk Grotteblad* **39**, 3-36.
- Lauritzen, S. E., Abbott, J., Arnesen, R., Crossley, G., Grepperud, D., Ive, A. & Johnson, S. 1985: Morphology and hydraulics of an active phreatic conduit. *Cave Science* **12** (3), 139-146.
- Lauritzen, S. E. & Lundberg, J. 2000: Meso- and micromorphology of caves. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Klimchouk, A., Ford, D. C. & Palmer, A. N. (red.) National Speleological Society, Huntsville, Alabama. 406-426.
- Lauritzen, S. E., Løvlie, R., Moe, D. & Østbye, E. 1990: Paleoclimate deduced from a multidisciplinary study of a half-million-year-old stalagmite from Rana, Northern Norway. *Quaternary Research* **34**, 306-316.

- Leopold, L. B. & Maddock, T. 1953: The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implication. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* **252**, 57 s. (Ref. fra Smart, 1981.)
- Løvlie, R., Gilje-Nilson, H. & Lauritzen, S. E. 1988: Revised Magnetostratigraphic Age Estimate of Cave Sediments from Grønligrotta, Norway. *Cave Science* **15** (3), 105-108.
- Maillet, E. 1905: Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Paris: Hermann. (Ref. fra Ford & Williams, 1989)
- Mangin, A. 1975: *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. DES thesis, Univ. Dijon, France (Ann. Speleo. 1974, **29**(3), 283-332; **29**(4), 495-601; 1975, **30**(1), 21-124). (Ref. fra Ford & Williams, 1989.)
- Milanovic, P. T. 1981: *Karst hydrogeology*. Water Resources Publication, Littleton, CO, United States. 434 s.
- Otnes, J. & Ræstad, E. 1971: *Hydrologi i praksis*. Ingeniørforlaget A/S, Oslo. 343 s.
- Oxaal, J. 1914: Kalkstenshuler i Ranen. *Norges Geologiske Undersøkelse Aarbok 1914 II*.
- Palmer, A. N. 1981: Hydrochemical Factors in the Origin of Limestone Caves. *Proc. 8th Speleol. Congr.* Bowling Green, Kentucky, USA. 120-122.
- Palmer, A. N. 1984a: Geomorphic interpretation of karst features. *Groundwater as a geomorphic agent*. LaFleur, R. G. (red.) Allen & Unwin, London. 173-209.
- Palmer, A. N. 1984b: Objectives and current status of alpine and arctic research. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **38**, 145-150.
- Palmer, A. N. 1991: Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of American Bulletin* **103**, 1-21.

- Palmer, A. N. 2001: Dynamics of cave development by allogenic water. *Acta carsologica* **30** (2), 13-32.
- Paterson, W. S. B. 1981: *The physics of Glaciers*. Pergamon, Elmsford, NY. (Ref. fra Lauritzen, mfl., 1990.)
- Plummer, L. N., Wigley, T. M. L. & Parkhurst, D. L. 1978: The kinetics of calcite dissolution in CO₂-water systems at 5°C to 60°C and 0.0 to 1.0 atm. CO₂. *American Journal Science* **278**, 179-216.
- Pulina, M. 1974: Chemical denudation of carbonate karst areas. *Polska Akademia Nauk Inst. Geogr., Prace Geogr.* **105**, 155 s. (Ref. fra Palmer, 1984b.)
- Railton, C. L. 1954: Caving in Norway. *Transaction of Cave Research Group of Great Britain* **3** (1), 17-39.
- Shaw, E. M. 1983: *Hydrology in practice*. Van Nostrand Reinhold. 568 s.
- Shuster, E. T. & White, W. B. 1971: Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology* **14**, 93-128.
- Skutlaberg, S., Øvrevik, R., Hestangen, H. & Lauritzen, S. E. 2001: The Grønli-Seter cave system, Mo i Rana, north Norway: morphology, hydrology and sedimentology. *10th Speleological School Postonja June 2001*. Abstracts. 1 s.
- Skutlaberg, S., Øvrevik, R. & Lauritzen, S. E. 2000: Karst hydrology in the Grønli-Seter system, Mo i Rana, Norway. I: Onac, B. P. & Tamas, T. (Red.), *Karst Studies and Problems: 2000 and beyond. Proceedings of the joint meeting of Friends of karst, Theoretical and Applied Speleology and IGCP 448*. Presa Universitara Clujeana, Cluj-Napoca.
- Smart, C. C. 1984: Glacier hydrology and the potential for subglacial karstification. *Norsk Geografisk Tidsskrift* **38**, 157-161.

- Smart, C. C. 1988a: Artificial tracer techniques for the determination of the structure of conduit aquifers. *Ground Water* **26** (4), 445-453.
- Smart, C. C. 1988b: Quantitative tracing of the Maligne karst system, Alberta, Canada. *Journal of Hydrology* **98**, 185-204.
- Smart, C. C. & Ford, D. C. 1982: Quantitative dye tracing in a glaciated alpine karst. *Beitraege zur Geologie der Schweiz - Hydrologie* **28**, 191-200. (Ref. fra Øvstedal, 1991.)
- Smart, P. L. 1976: The use of optical brighteners for water tracing. *Transactions British Cave Research Association* **3** (2), 62-76.
- Smart, P. L. 1981: Variation of conduit flow velocities with discharge in the Longwood to Cheddar Rising System, Mendip Hills. I: (Red.), *Proc. 8th International Congress Speleology*. Kentucky. 333-335.
- Smart, P. L., Atkinson, T. C., Laidlaw, I. M. S., Newson, M. D. & Trudgill, S. T. 1986: Comparison of the results of quantitative and non - quantitative tracer tests for determination of karst conduit networks: An example from the Traligill Basin, Scotland. *Earth surface processes and landforms* **11**, 249-261.
- Smart, P. L. & Hodge, P. 1980: Determination of the character of the Longwood sinks to Cheddar resurgence conduit using an artificial pulse wave. *Transactions British Cave Research Association* **7** (4), 208-211.
- Smart, P. L. & Laidlaw, I. M. S. 1977: An evaluation of some Fluorescent dyes for water tracing. *Water Resources Research* **13** (1), 15-33. (Ref. fra Øvstedal, 1991?)
- Smith, D. I., Greenaway, M. A., Moses, C. & Spate, A. P. 1995: Limestone weathering in Eastern Australia. Part 1: Erosion rates. *Earth surface processes and landforms* **20**, 451-463.

- St. Pierre, D. & St. Pierre, S. 1966: The Caves of Graataadalen, Northern Norway. *Transaction of Cave Research Group of Great Britain* **8** (1), 1-64.
- St. Pierre, D. & St. Pierre, S. 1969: Caves of Rana. *Transaction of Cave Research Group of Great Britain* **11** (1), 71 s.
- St. Pierre, D. & St. Pierre, S. 1985: Norway's longest and deepest caves. *Cave Science* **12** (3), 113-125.
- St. Pierre, S. 1988: Morphology and sediments of the Grønli - Seter Caves, Norway. *Cave Science* **15** (3), 109-116.
- Stanton, W. I. & Smart, P. L. 1981: Repeated dye traces of underground streams in the Mendip Hills, Somerset. *Proc. Univ. Bristol Speleol. Soc.* **16** (1), 47-58.
- Sveian, H., Aa, A. R. & Kjærnes, P. A. 1979: Isbevegelse og isavsmelting i den sentrale delen av Saltfjellet, Nordland, Nord-Norge. *Norges Geologiske Undersøkelse* **348**, 1-20.
- Søvegjarto, U., Marker, M. & Gjelle, S. 1989: Storforshei 2027 IV, berggrunnskart, M 1:50 000. *Norges Geologiske Undersøkelse*.
- Taylor, J. R. 1982: *An Introduction to Error Analysis*. University Science Books, USA. 270 s.
- Turner Designs. 1993: Modell 10-AU field fluorometer user's manuell.
- Vasstveit, S. B. 1996: En hydrologisk og hydrokjemisk evaluering av en karstkilde i Rognan, Nordland. *Hovedfagsoppgave ved Geologisk Institutt, Universitet i Bergen*. 97 s.
- White, W. B. 1969: Conceptual models for carbonate aquifers. *Ground Water* **7**, 15-21. (Ref. fra Hobbs & Smart, 1986.)

- White, W. B. 1977: Conceptual models for carbonate aquifers: Revisited. *Hydrologic problems in karst regions*. Western Kentucky Univ. Press, 176-187. (Ref. fra Hobbs & Smart, 1986.)
- White, W. B. 1984: Rate processes: chemical kinetics and karst landform development. *Groundwater as a geomorphic agent*. LaFleur, R. G. (red.) Allen & Unwin, London. 227-248.
- White, W. B. 1988: *Geomorphology and hydrology of carbonate terrains*. Oxford University Press, Oxford. (Ref. fra Ford & Williams, 1989.)
- White, W. B. 2000a: Dissolution of limestone from field observations. Klimchouk, A., Ford, D. C. & Palmer, A. N. (red.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama. 149-155.
- White, W. B. 2000b: Development of Speleogenetic Ideas in the 20th Century: The Modern Period, 1957 to the Present. Klimchouk, A., Ford, D. C. & Palmer, A. N. (red.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, Alabama. 39-43.
- White, W. B. & Longyear, J. 1962: Some limitations on speleo-genetic speculation imposed by the hydraulics of groundwater flow in limestone. *Nittany Grotto Newsletter* **10**, 155-167. (Ref. fra Worthington, 1991.)
- White, W. B. & Schmidt, V. A. 1966: Hydrology of a karst area in east-central West Virginia. *Water Resources Research* **2**, 549-560. (Ref. fra Worthington, 1991.)
- Williams, P. W. 1983: The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology* **61**, 45-67. (Ref. fra Ford & Williams, 1989.)
- Worthington, S. R. H. 1991: Karst hydrology of the Canadian Rocky Mountains. *Ph. D. Department of Geography*, McMaster University. Hamilton, Ontario, Canada. 227 s.

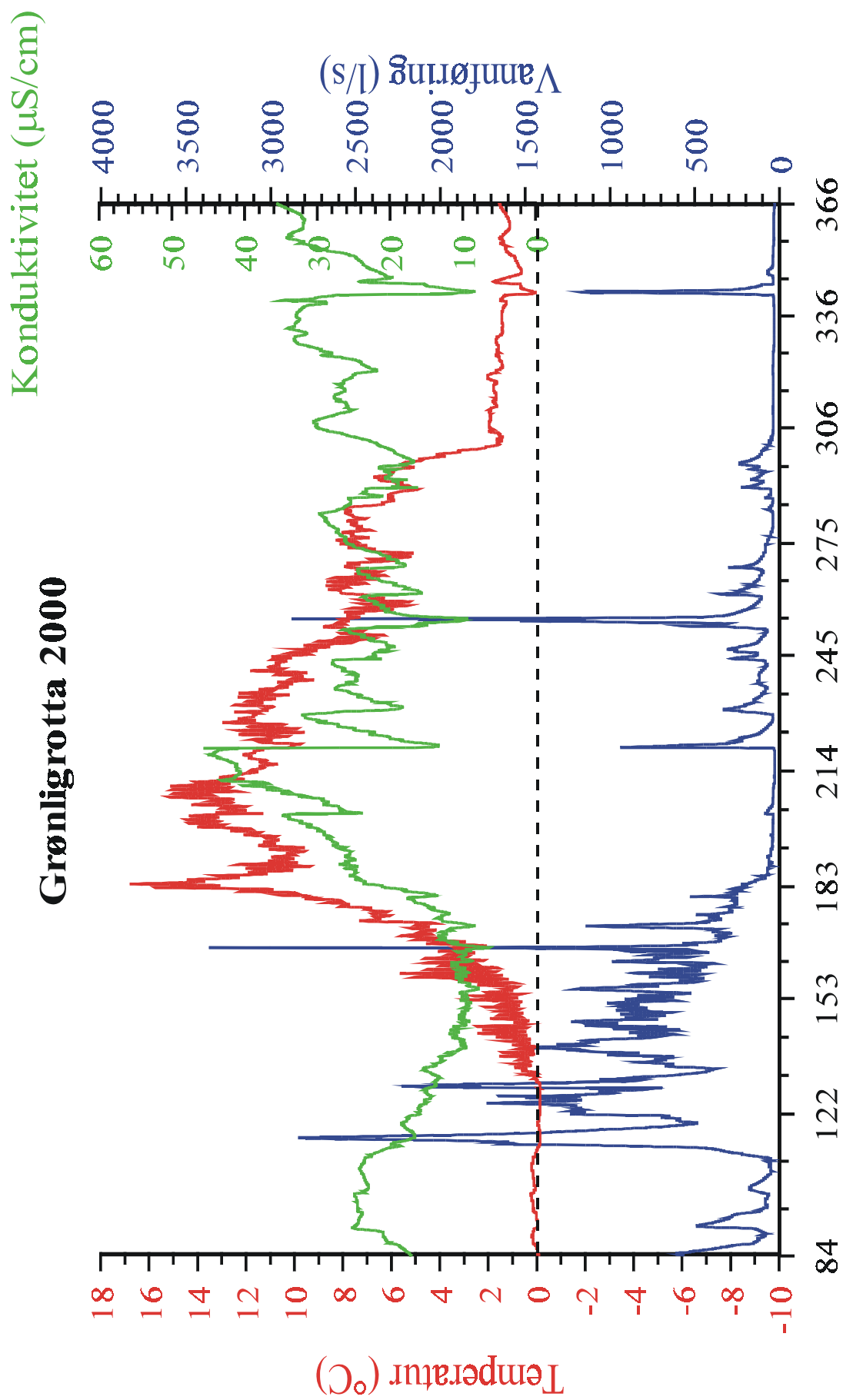
Øvstedal, J. 1991: En hydrologisk og hydrokjemisk beskrivelse av Sirijordas karstakvifer.
Hovedfagsoppgave ved Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen. 204 s.

Oversikt over enhetene som de to Aanderaa dataloggerstasjonene inneholdt

	Enheter/Sensor	Modell
Begge steder	Datalagringsenhet	2990
	Sensorskanningsenhet	3010
	Batteri	3172
Grønligrotta	Vanntemperatur	3145
	Konduktivitet	3052
	Vannstand	3120
Pøla	Lufttemperatur	3145
	Vanntemperatur	2812A
	Konduktivitet	3052
	Vannstand	3120

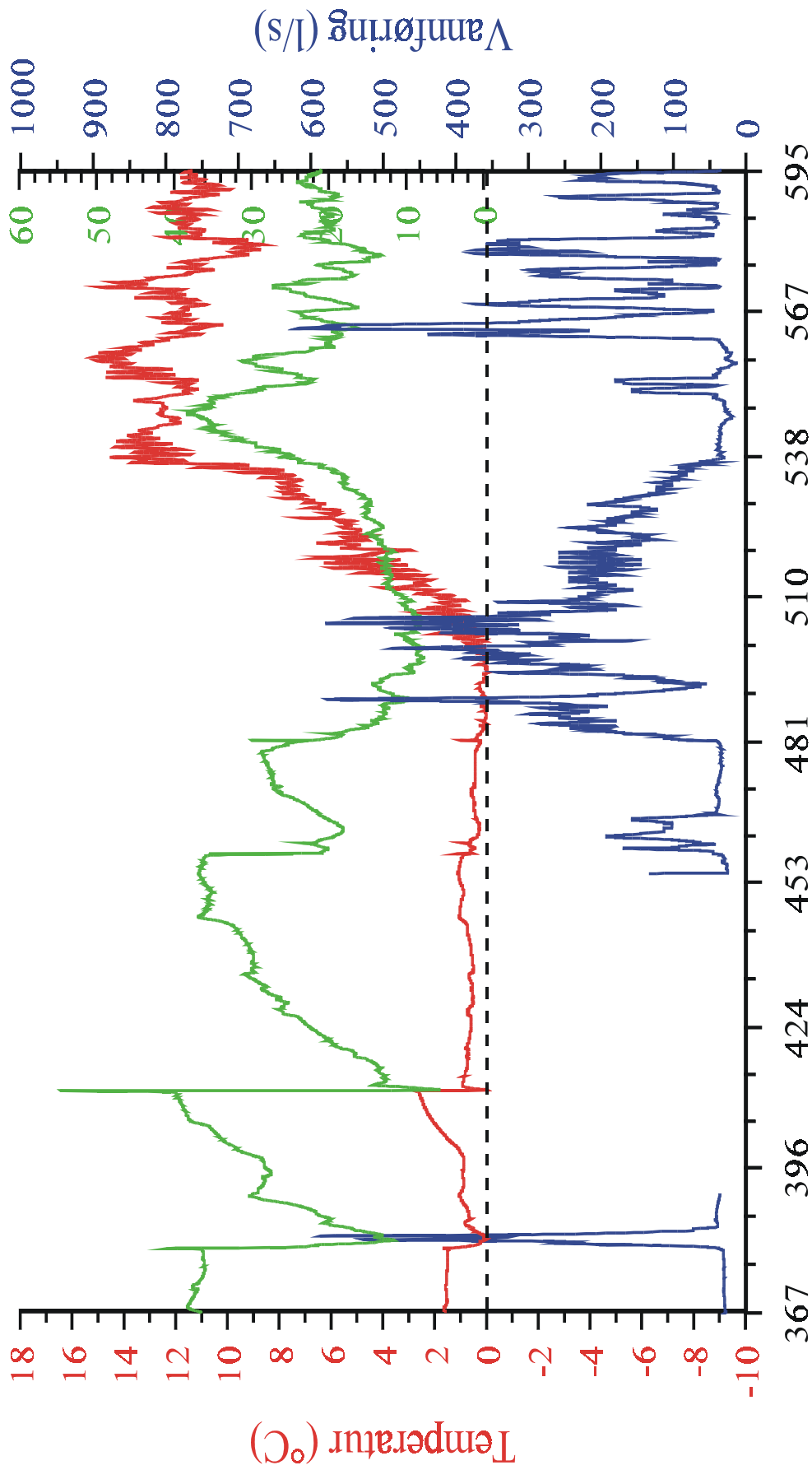
Oversikt over feltsesongene

Feltsesong	Tidsperiode
1	21. mar. – 5. apr. 2000
2	29. jun. – 1.jul. 2000
3	19. sept. – 7. okt. 2000
4	16. feb. – 2. mar. 2001
5	12. – 25. aug. 2001

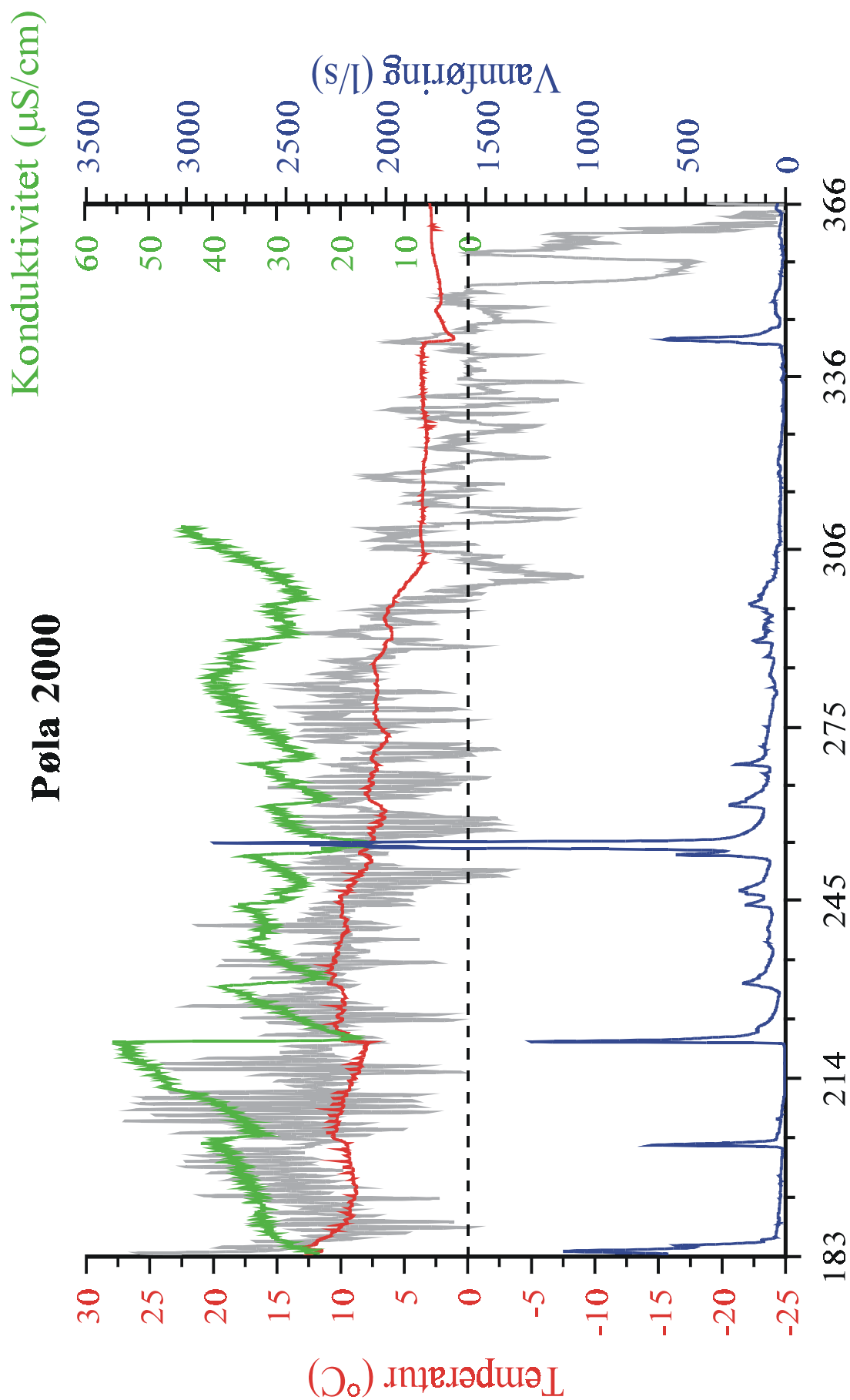


Dagnr fra 01.01.2000

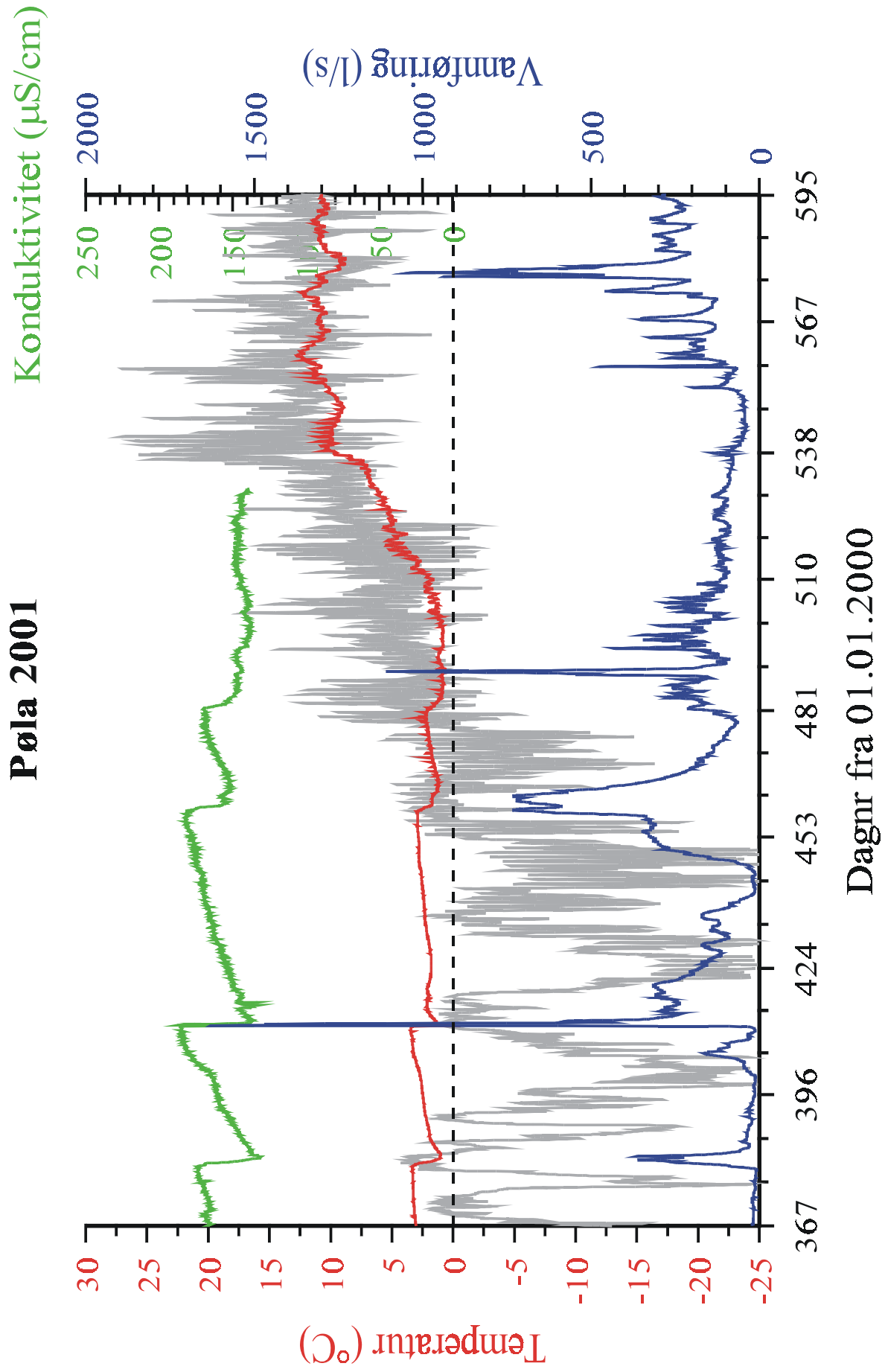
Grønligrotta 2001



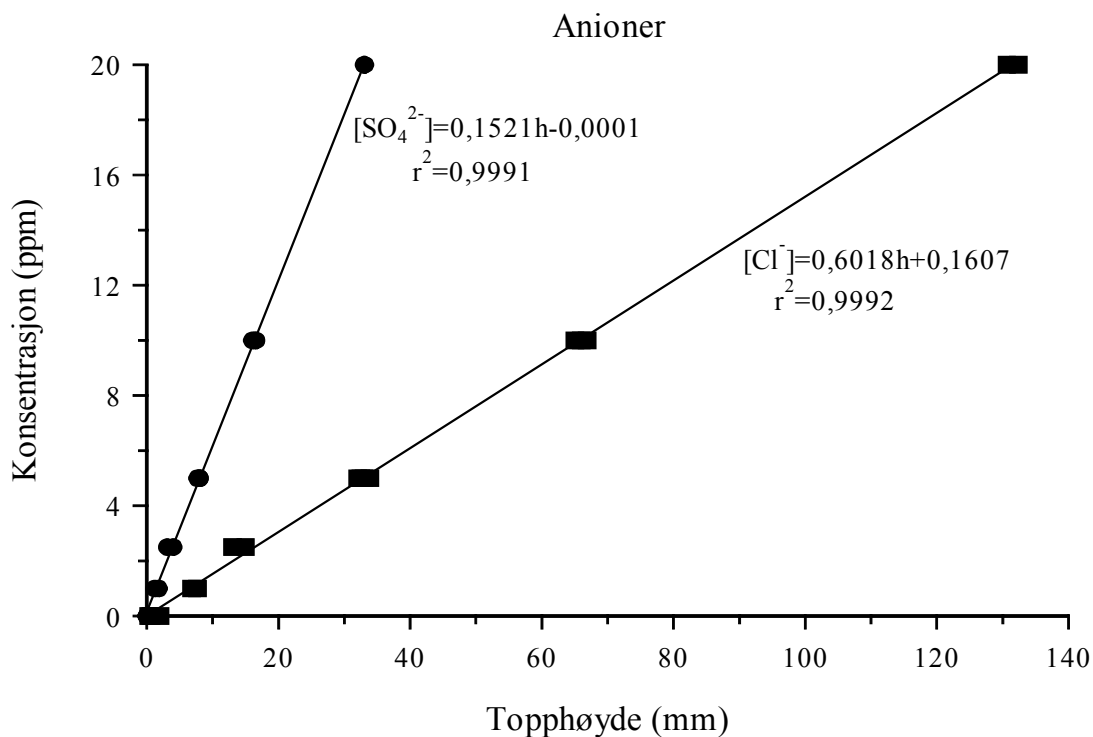
Dagnr fra 01.01.2000



Dagnr fra 01.01.2000

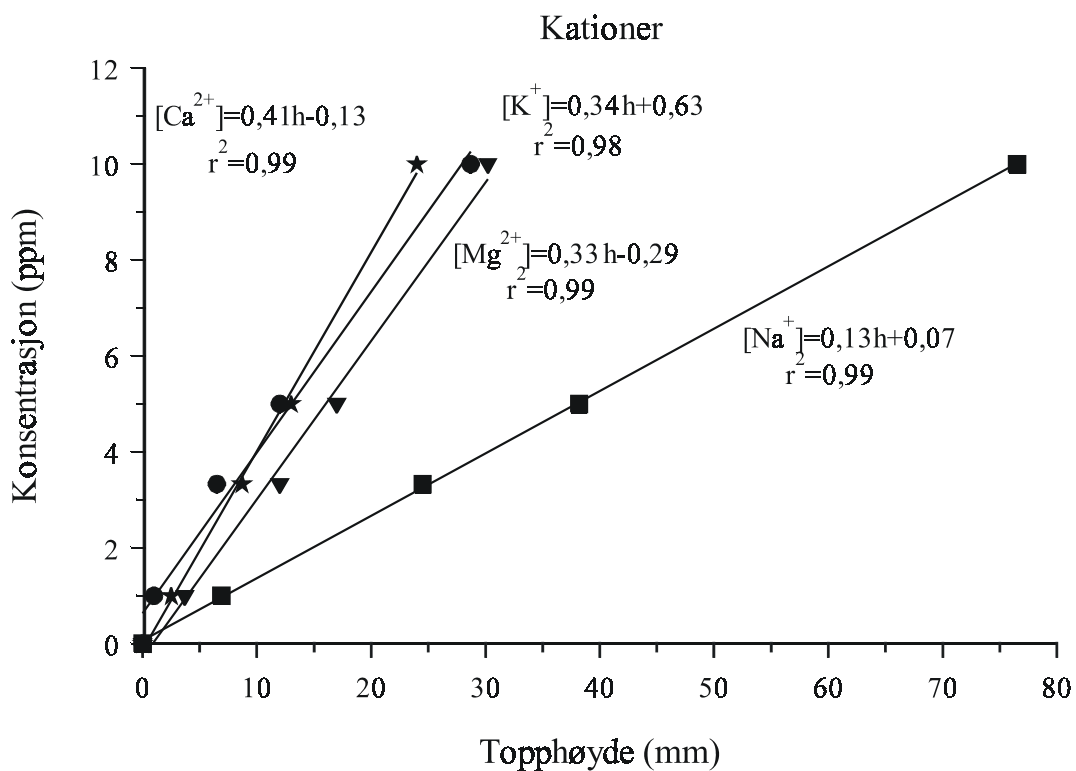


Standardkurver for anioner for ionekromatografien.

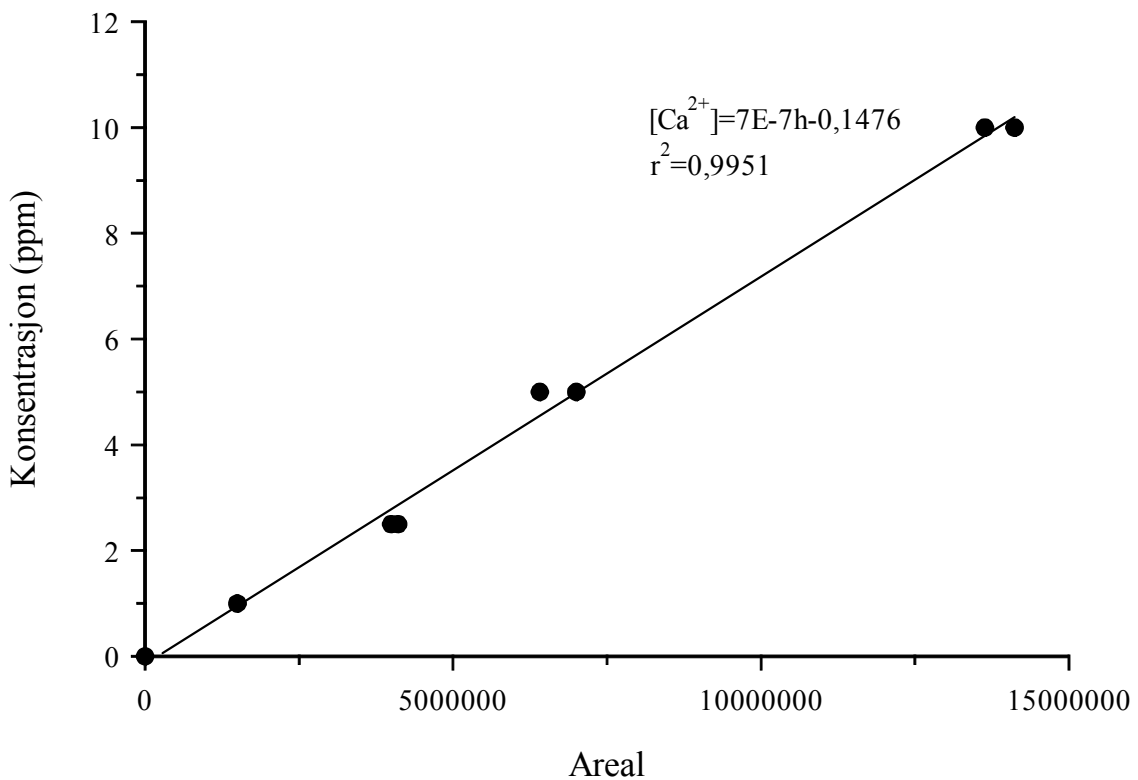
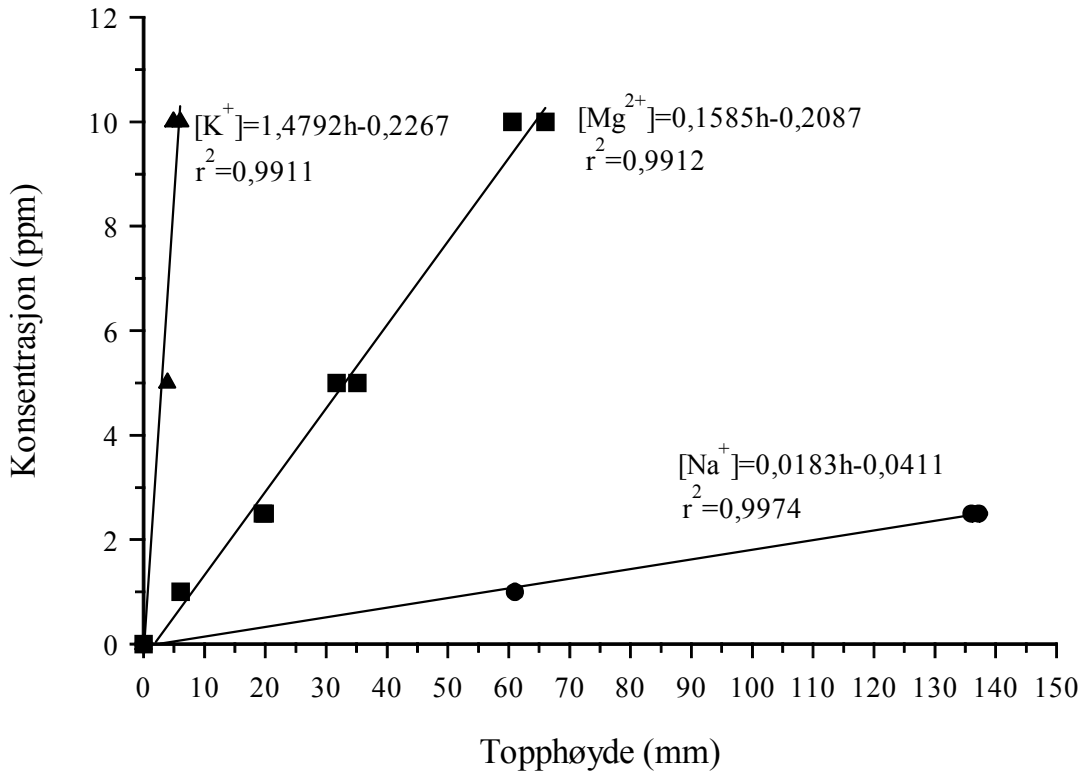


Standardkurver for kationer for ionekromatografien.

Kationanalysene ble gjort i to omganger med to forskjellige kolonner. I første omgang ble de første 33 vannprøvene analysert. Standardkurve for disse analysene er gitt figuren under.



Standardkurver for kationanalysene av vannprøvene fra august 2001. På grunn av at kalsiumkonsentrasjonene ga dårlig tilpasning til topphøyde standardkurven, ble det i stedet brukt areal under kurven.



Oversikt over resultat fra alle kjemiske analyser.

Prøve	Na+ (ppm)	K+ (ppm)	Ca(2+) (ppm)	Mg(2+) (ppm)	Cl- (ppm)	SO4(2-) (ppm)
gr 22.03.00	3,97	0,97	4,22	1,03	8,53	2,51
pl 22.03.00	4,10	0,97	4,76	1,10	8,41	1,97
gr 26.03.00	3,63	0,97	5,26	1,33	7,30	1,97
pl 25.03.00	3,77	0,97	5,55	1,36	7,57	2,03
gr 28.03.00	3,25	0,97	6,92	1,53	6,10	2,03
se 28.03.00	3,85	0,97	8,49	2,09	7,45	2,57
pl 28.03.00	3,46	0,97	7,74	1,86	6,28	2,27
gr 31.03.00	6,63	0,97	7,29	2,19	14,54	3,11
se 31.03.00	5,53	0,97	7,95	2,02	11,67	2,93
pl 31.03.00	3,92	0,97	8,62	2,02	7,76	2,63
gr 02.04.00	5,79	0,97	6,46	1,79	11,86	2,45
se 02.04.00	5,83	0,97	6,92	1,89	13,23	2,63
pl 02.04.00	6,07	0,97	7,29	1,86	12,17	2,57
gr 29.06.00	1,30	0,63	5,59	1,03	1,51	0,94
se 29.06.00	1,24	0,73	5,18	0,97	1,41	0,88
pl 29.06.00	1,30	0,83	5,34	1,00	1,48	1,06
gr 21.09.00	1,67	0,80	7,83	1,69	1,95	1,36
se 21.09.00	1,69	0,80	8,37	1,69	2,14	1,67
pl 21.09.00	1,69	0,97	7,87	1,56	1,81	1,48
st 23.09.00	1,73	0,97	7,66	1,96	2,13	1,42
gr 23.09.00	1,71	0,97	8,74	1,76	1,67	1,85
se 23.09.00	1,89	0,97	9,44	1,99	1,83	1,97
pl 23.09.00	2,02	0,97	9,73	2,02	1,98	2,21
st 05.10.00	1,97	0,97	8,37	1,82	2,07	1,79
gr 05.10.00	1,93	0,97	9,73	2,19	1,98	1,97
se 05.10.00	1,99	0,97	10,23	2,25	1,98	1,91
pl 05.10.00	2,29	0,97	10,73	2,32	2,28	2,27
gr 20.02.01	2,34	0,97	5,67	1,20	4,14	1,73
se 20.02.01	1,95	0,97	6,71	1,20	2,91	1,48
pl 20.02.01	1,94	0,97	7,50	1,53	3,13	1,48
gr 25.02.01	3,27	0,97	7,66	1,92	6,04	1,97
se 25.02.01	3,16	0,97	8,08	1,86	5,86	2,45
pl 025.02.01	3,36	0,97	8,62	1,96	5,48	2,45
gr 17.08.01	1,01	-	6,76	0,12	1,40	1,24
se 17.08.01	0,93	-	6,09	0,11	1,51	1,24
pl 17.08.01	1,18	-	8,22	0,30	1,44	1,36
st 21.08.01	0,50	-	6,17	0,25	1,34	1,48
gr 21.08.01	0,92	0,66	7,16	0,24	1,23	1,36
se 21.08.01	0,89	1,25	6,05	0,16	1,37	1,30
pl 21.08.01	1,04	-	7,93	0,27	1,40	1,42
st 24.08.01	1,02	-	6,26	0,25	1,37	1,18
gr 24.08.01	0,82	-	6,76	0,24	1,55	1,42
se 24.08.01	0,76	-	8,04	0,14	1,37	1,42
pl 24.08.01	1,09	0,81	7,94	0,28	1,37	1,36

Vedlegg 5 – Resultater fra kjemiske analyser

Prøve	Alkalinitet (mmol/l)	HCO ₃ ⁻ (ppm)	Temp C	Konduktivitet felt mS/cm	pH felt
gr 22.03.00	0,16	9,76	0,20	19,27	6,83
pl 22.03.00	0,17	10,37	0,80	23,55	7,02
gr 26.03.00	0,23	14,03	0,30	27,99	6,90
pl 25.03.00	0,23	14,03	0,80	28,76	7,67
gr 28.03.00	0,33	20,14	0,40	24,37	7,32
se 28.03.00	0,43	26,24	1,20	26,02	7,66
pl 28.03.00	0,36	21,97	1,40	26,02	7,80
gr 31.03.00	0,29	17,70	0,20	29,31	7,14
se 31.03.00	0,34	20,75	1,10	29,86	7,50
pl 31.03.00	0,42	25,63	1,40	28,21	7,58
gr 02.04.00	0,25	15,25	0,20	28,76	7,16
se 02.04.00	0,29	17,70	0,80	28,76	7,35
pl 02.04.00	0,27	16,47	1,00	29,86	7,30
gr 29.06.00	0,28	17,09	11,90	19,80	7,38
se 29.06.00	0,27	16,47			7,91
pl 29.06.00	0,28	17,09			7,60
gr 21.09.00	0,42	25,63	8,00	30,63	7,37
se 21.09.00	0,45	27,46	7,80	32,11	7,72
pl 21.09.00	0,42	25,63	7,40	31,40	7,83
st 23.09.00	0,42	25,63			7,35
gr 23.09.00	0,49	29,90	6,50	34,96	7,64
se 23.09.00	0,53	32,34	7,30	36,01	7,75
pl 23.09.00	0,54	32,95	7,70	38,04	7,75
st 05.10.00	0,46	28,07	9,00	34,74	8,39
gr 05.10.00	0,56	34,17	7,20	39,63	7,58
se 05.10.00	0,58	35,39	7,20	41,16	7,53
pl 05.10.00	0,63	38,44	7,20	42,76	7,56
gr 20.02.01	0,28	17,09	0,80	27,66	7,70
se 20.02.01	0,35	21,36	1,80	29,42	7,68
pl 20.02.01	0,39	23,80	1,80	31,62	8,30
gr 25.02.01	0,39	23,80	0,80	37,60	8,18
se 25.02.01	0,41	25,02	1,60	39,08	7,98
pl 025.02.01	0,44	26,85	1,80	41,16	7,84
gr 17.08.01	0,39	23,80	12,40	29,20	7,06
se 17.08.01	0,39	23,55	11,4*	30,96*	7,47
pl 17.08.01	0,46	27,95	10,90	33,10	7,32
st 21.08.01	0,37	22,64	11,10	28,10	7,85
gr 21.08.01	0,45	27,34	10,60	34,03	7,68
se 21.08.01	0,39	23,86	11,40	28,76	7,84
pl 21.08.01	0,47	28,43	10,70	33,70	7,83
st 24.08.01	0,38	23,06	15,10	35,51	7,90
gr 24.08.01	0,46	27,95	12,00	37,71	7,85
se 24.08.01	0,48	29,04	12,70	40,29	8,28
pl 24.08.01	0,46	28,25	11,50	34,25	7,95

Resultater fra ”PCWATEQ”

Sted-dato	Temperatur	pH	Ionebalansefeil	log PCO2	SI kalsitt	SI dolomitt
gr22.03.00	0,20	6,83	2,06	-2,95	-3,25	-7,20
pl22.03.00	0,80	7,02	4,19	-3,11	-2,97	-6,65
gr26.03.00	0,30	6,90	3,83	-2,86	-2,93	-6,53
pl25.03.00	0,80	7,67	4,45	-3,63	-2,13	-4,94
gr28.03.00	0,40	7,32	4,26	-3,13	-2,24	-5,21
se28.03.00	1,20	7,66	3,79	-3,35	-1,69	-4,04
pl28.03.00	1,40	7,80	5,66	-3,57	-1,66	-3,99
gr31.03.00	0,20	7,14	3,52	-3,01	-2,46	-5,53
se31.03.00	1,10	7,50	3,83	-3,29	-1,98	-4,62
pl31.03.00	1,40	7,58	3,94	-3,28	-1,77	-4,22
gr02.04.00	0,20	7,16	4,65	-3,09	-2,55	-5,75
se02.04.00	0,80	7,35	2,45	-3,21	-2,26	-5,16
pl02.04.00	1,00	7,30	5,62	-3,19	-2,32	-5,29
Gr29.06.00	11,90	7,38	5,29	-3,20	-2,14	-4,85
se29.06.00	11,7*	7,91	4,77	-3,75	-1,66	-3,90
pl29.06.00	11,5*	7,60	4,67	-3,43	-1,94	-4,47
gr21.09.00	8,00	7,37	5,62	-3,04	-1,90	-4,38
se21.09.00	7,80	7,72	4,80	-3,36	-1,50	-3,61
pl21.09.00	7,40	7,83	5,54	-3,50	-1,45	-3,53
st23.09.00	6,0*	7,35	6,22	-3,03	-1,96	-4,47
gr23.09.00	6,50	7,64	4,63	-3,25	-1,54	-3,73
se23.09.00	7,30	7,75	5,04	-3,32	-1,36	-3,32
pl23.09.00	7,70	7,75	5,09	-3,32	-1,33	-3,27
st05.10.00	9,00	8,39	5,47	-4,02	-0,81	-2,18
gr05.10.00	7,20	7,58	4,84	-3,13	-1,49	-3,57
se05.10.00	7,20	7,53	5,29	-3,07	-1,51	-3,60
pl05.10.00	7,20	7,56	4,21	-3,06	-1,42	-3,44
gr20.02.01	0,80	7,70	3,88	-3,58	-2,00	-4,75
se20.02.01	1,80	7,68	4,00	-3,46	-1,84	-4,47
pl20.02.01	1,80	8,30	4,73	-4,03	-1,13	-3,00
gr25.02.01	0,80	8,18	4,58	-3,92	-1,26	-3,19
se25.02.01	1,60	7,98	3,93	-3,69	-1,40	-3,49
pl025.02.01	1,80	7,84	4,85	-3,52	-1,48	-3,65
gr 17.08.01	12,40	7,06	3,48	-2,74	-2,22	-6,04
se 17.08.01	11,40	7,47	5,59	-3,16	-1,88	-5,35
pl 17.08.01	10,90	7,32	2,03	-2,94	-1,84	-4,98
st 21.08.01	11,10	7,85	5,00	-3,56	-1,52	-4,29
gr 21.08.01	10,60	7,68	3,97	-3,31	-1,55	-4,45
se 21.08.01	11,40	7,84	3,85	-3,52	-1,51	-4,45
pl 21.08.01	10,70	7,83	3,59	-3,44	-1,34	-4,02
st 24.08.01	15,10	7,90	3,51	-3,58	-1,39	-3,97
gr 24.08.01	12,00	7,85	7,20	-3,46	-1,38	-4,04
se 24.08.01	12,70	8,28	4,94	-3,88	-0,85	-3,29