

UNIVERSITETET FOR MILJØ- OG BIOVITENSKAP



Forord

Dette er en mastergradsoppgave i Miljø- og naturressurser med studieretning Limnologi og vannressurser ved Universitetet for miljø- og biovitenskap (UMB), Ås. Mastergradsoppgaven er en del av forskningsprosjektet ”Pyrowater” som ble satt i gang etter skogbrann i Mykland i Aust-Agder i 2008. Hensikten med dette prosjektet er å kartlegge alle de fysiske, kjemiske og biologiske effektene som oppstår etter en skogbrann.

Først og fremst vil jeg takke veilederen min Jan Mulder for god hjelp, både i felt og underveis i skriveprosessen. Det var også hyggelig å bli kjent med Live Semb Vestgarden fra Høgskolen i Telemark; takk for hjelp i felt og veiledning med oppgaven. En stor takk rettes til Magdalena Rygalska for hjelp på laben og Line Kristin Johnsen for å ha lest korrektur på hele oppgaven. Jeg vil også takke Irene Dahl og Johnny Kristiansen som har hjulpet meg med både utstyr og analyser på laben. Til slutt vil jeg takke hele lesesalen for den koselige stemningen som har vært der til siste dag. Det har virkelig vært en helt utrolig gjeng som har stått på denne våren.

Ås, Mai 2012

Ida-Marie Arnesen

Sammendrag

Økt mobilitet av SO_4^{2-} i jord og en høyere avrenning til nærliggende vannforekomster har blitt observert som en effekt av skogbranner. Grunnen til at dette blir sett på som et problem er at SO_4^{2-} kan lekke ut sammen med H^+ og Al^{3+} slik at pH i vannforekomster synker og gjør miljøet surt. I dette forsøket ble det tatt både jord- og vannprøver fra Mykland i Froland kommune, Aust-Agder. Det var i 2008 at det brøt ut en voldsom brann i dette området som før den ble slukket rakk å bli den verste skogbrannen i Norge på hundre år. Problemstillingen for dette forsøket var å finne ut hvordan tilstandsformer og adsorpsjonsegenskaper for SO_4^{2-} er før og etter brann i både godt drenert jord og myr. Hypotesen i dette forsøket var at skogbrann vil føre til en økt mobilitet av SO_4^{2-} i jord, på grunn av oksidering av organisk S og S^{2-} . Økte konsentrasjoner av SO_4^{2-} vil føre til en forsurening i bekker ved nedbør, hvis basekationer som blir frigjort samtidig ved brann, ikke vaskes ut men blir holdt tilbake på grunn av ionebytting. Da vil pH synke, Al^{3+} -konsentrasjoner øke og høyere konsentrasjoner av SO_4^{2-} forekomme. Videre er min hypotese at brann i myr fører til at $\delta^{34}\text{S}$ -verdier i SO_4^{2-} blir lavere på grunn av et større bidrag av oksidert S^{2-} . Derimot vil brann i godt drenert jordsmonn ikke ha en slik effekt på $\delta^{34}\text{S}$. Det ble tilsatt ulike konsentrasjoner i utvalgte jordprøver fra brente og ubrente områder for å undersøke adsorpsjonsevnen ved hjelp av en initial mass isoterm. Det var myr og mineraljord som adsorberte mest SO_4^{2-} . Det ble også gjort et kontrollert forsøk av brann på lab for å undersøke adsorpsjon av SO_4^{2-} rett etter en brann. Disse isotermene viste at det var mye SO_4^{2-} som ble mobilisert ved tilsetning av vann. Alle jordprøver ble analysert for totalt S og C, og i tillegg ble det utført svovelfraksjonering for å se hvilke former av S og hvor mye av de som forekom i ulike dyp i jordprofilen. Det var organisk S som dominerte i alle jordprøver, fra 62 % til 99 % av total S. Både jord- og vannprøver ble analysert for $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L). Det ble påvist mindre konsentrasjoner av SO_4^{2-} i jordprøver som hadde brent, og mer SO_4^{2-} i bekker som lå i brente områder. Bekkevannsdata viste lavere verdier av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ i de brente områdene, mens jordprøvene hadde varierende nivåer mellom brente og ubrente verdier. Disse dataene indikerer dermed at SO_4^{2-} blir mer mobilt etter skogbrann og at det fremdeles, nesten tre år etterpå, er effekter etter skogbrannen i Mykland i 2008.

Summary

Increasing mobility of SO_4^{2-} in soils and higher runoff to waters has been observed as a consequence after forest fires. The reason why this is seen as a problem is because SO_4^{2-} can leak out with a mixture of H^+ and Al^{3+} and make the pH in waters drop, making the environment acidic. Both soil and water samples were collected from Mykland in Froland, Aust-Agder in this study. There was a severe fire in this area in 2008 that became the worst forest fire in Norway in hundred years. The objectives for the study were to find out how the state and adsorption characteristics for SO_4^{2-} are before and after fire in both well-drained soil and peat. The hypothesis in this study is that a forest fire can lead to an increased mobility of SO_4^{2-} in soil because of oxidized organic S and S^{2-} . Increased concentrations of SO_4^{2-} can also lead to acidified streams after episodes, if base cations released during the fire are being held back in the soil due to ion exchange. Due to the pH decrease, Al^{3+} concentration can increase and higher concentrations of SO_4^{2-} will occur. My hypothesis is also that fire in peat will lead to decreasing values of $\delta^{34}\text{S}$ in SO_4^{2-} due to a greater contribution of oxidised S^{2-} . Forest fire did not have the same effect in well-drained soil. Different concentrations of SO_4^{2-} were added to selected soil samples from burned and unburned areas to investigate the adsorption capacity using the initial mass isotherm approach. The soil samples from peat and mineral horizon adsorbed most SO_4^{2-} . There was also performed a controlled study of soil burning in the laboratory to investigate the adsorption of SO_4^{2-} right after a fire. These isotherms showed that there was a lot of SO_4^{2-} mobilized by adding water. All soil samples were analyzed for total S and C, and fractionation of S was done to see the contribution of different S forms that were present at different depths in the soil profile. It was organic S that dominated in all the soil samples, ranging from 62 % to 99 % of total S. Both soil and water samples were analyzed for $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ and SO_4^{2-} concentrations (mg/L). Soil samples from areas impacted by forest fire showed smaller amounts of SO_4^{2-} , and streams in burned areas had higher concentration of SO_4^{2-} . Data from the streams showed lower values of $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ in streams in burned areas, while soil samples had varying results between burned and unburned sites. These data are implying that SO_4^{2-} is being more mobile after a fire and that it still, almost three years after the fire, are effects after the forest fire that occurred in Mykland in 2008.

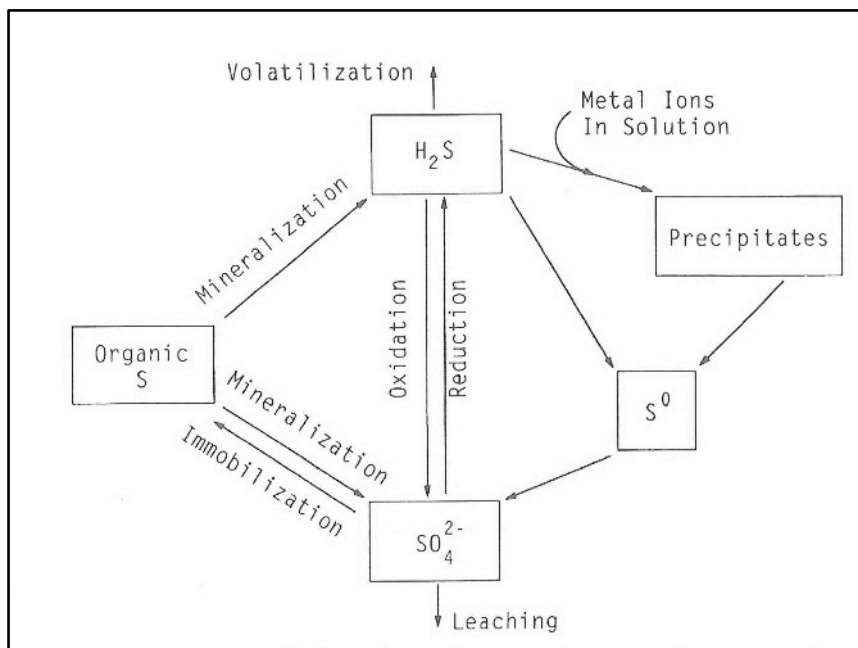
Innhold

Forord	I
Sammendrag	II
Summary	III
1. Innledning	1
1.1 Bakgrunn	1
1.1.1. Kilder til S i jord	2
1.1.2. Former av S i jord.....	3
1.1.3. Mekanismer som regulerer mobilitet av S i jord	4
1.1.4. Faktorer som påvirker S i jord	7
1.2. Hypoteser og problemstilling	11
2. Materiale og metode	11
2.1. Områdebeskrivelse	11
2.2. Forsøksdesign og prøvetaking	15
2.2.1. Jordprøvetaking og forbehandling	15
2.2.2. Vannprøvetaking.....	16
2.3. Analyser	17
2.3.1. Tørrstoff	17
2.3.2. Totalt og organisk C	17
2.3.3. Svovelisotopanalyse av LiCl ekstraherbar SO ₄ i jord.....	18
2.3.4. Adsorpsjon ved tilsetning av K ₂ SO ₄	18
2.3.5. Fraksjonering av svovel.....	19
2.3.6. Brenning av jord	20
2.3.7. Vannprøver	20
2.4 Dataanalyse og statistisk analyse	20
3. Resultater	21
3.1 Jord	21
3.1.1. Innhold av δ ³⁴ S _{SO4} og SO ₄	21
3.1.2. Adsorpsjonsisotermer.....	23
3.1.3. Svovelfraksjonering	25
3.1.4. Totalt C, totalt S og C/S- forhold	26
3.1.5. Brenning av jord på lab.....	28
3.2. Vannprøver fra bekk	29
3.2.1. Vannføring og SO ₄	29
3.2.2. Innhold av δ ³⁴ S _{SO4} og SO ₄	31
4. Diskusjon	34
4.1. Svovel i jord	34
4.1.1 Innhold av δ ³⁴ S _{SO4} og SO ₄	34
4.1.2. Totalt S og C	35
4.1.3. Adsorpsjonsisotermer.....	36
4.1.4. Kontrollert brann	37
4.2 Svovel i vann	38
4.2.1. Innhold av δ ³⁴ S _{SO4} og SO ₄	38
4.3 Sammenheng mellom jord- og vannprosesser	40
5. Konklusjon	41
6. Referanser	42
7. Vedlegg	46

1. Innledning

1.1 Bakgrunn

Svovel (S) er en viktig komponent i skogsjord og stammer hovedsakelig fra atmosfæren og fra forvitring av berggrunn. Svovel er tilstedeværende i både planter og organismer i tillegg til jord. I skogsjord finnes det to hovedformer av S, organisk og uorganisk, hvor organisk S utgjør over 90 % i overflatejord (Biederbeck 1978). De ulike S-formene blir hele tiden omdannet og transportert i det som omtales som S-syklusen (figur 1), og oksidasjonstilstandene av S varierer fra +6 (SO_4^{2-}) til -2 (S^{2-}). Følgende fire S-former dominerer i S-syklusen, S, sulfid (S^{2-}), sulfat (SO_4^{2-}) og organisk S (Brady 1984). S-syklusen omfatter hovedsakelig tre prosesser; opptak i planter og mikroorganismer, mineralisering av organisk S tilbake til SO_4^{2-} og reduksjon av SO_4^{2-} til S^{2-} samt oksidering av S^{2-} (Moss 1978).



Figur 1. Forenklet figur av S- syklusen som viser hovedformer og prosesser av S i jord (Edwards 1998).

På jorden finnes original S oftest i vulkanske bergarter som pyritt (FeS_2). Det globale S-reservoaret vil hovedsakelig være i sedimentær pyritt, sjøvann og evaporitter (avsetningsbergarter fra sjøvann) (Thode 1991).

Det har tidligere vært problemer med for mye S i jord på grunn av sur nedbør. I områder med sur nedbør er SO_4^{2-} det viktigste anionet. I Norge har spesielt sørlige områder vært utsatt for sur nedbør (Andersson et al. 1992). På 1980-tallet var svovelavsetningen i Sør-Norge på over 1 g

S/m² per år, mens det i 2006 hadde sunket til rundt 0,4-0,5 g S/m² per år (Miljøstatus 2012). Vegetasjon tar opp rundt 0,1-0,4 g S/m² per år (Knöller et al. 2005). Etter nedgangen i sur nedbør har det de siste 20 årene blitt observert en mangel av S i jord (Eriksen 2009).

1.1.1. Kilder til S i jord

Prosentandel av S i boreale jordsmonn varierer fra 0,002 % til 3,5 %. Generelt er fordelingen av S avhengig av jordas fysiske og kjemiske egenskaper, der faktorer som organisk materiale og pH spiller en viktig rolle. Myr og våtmarksområder har høyest innhold av S fordi organisk S og S²⁻ kan akkumuleres (Biederbeck 1978).

Svovel forekommer i tre naturlige former i naturen; mineralsk S, organisk S og atmosfærisk S. I jordskorpen foreligger S som S²⁻ i mineraler som jern (Fe)-, nikkel (Ni)- og kobber (Cu)-sulfider. Ved en forvitring av disse mineralene kan S²⁻ oksideres til SO₄²⁻ (Moss 1978). Svovel kan bli holdt tilbake i jorda ved dannelse av humus. Denne stabile formen kan føre til at S ikke blir tatt opp av planter eller at det forsvinner raskt ut av systemet (Brady 1984). Ved nedbrytning av organisk materiale vil mikroorganismer kunne omdanne organisk S til andre S-former, selv om nedbrytning ikke er en stor kilde til S i forhold til det totale svovelbudsjettet i jord (Edwards 1998). Siden en stor del av S i jord foreligger på organisk form, vil mengde og form av S være avhengig av blant annet fraksjonen og type organisk materiale. Atmosfærisk avsetning er en annen kilde til S i jord. Ved forbrenning av for eksempel drivstoff og kull kan svoveldioksid (SO₂) og andre komponenter bli sluppet ut i atmosfæren. Svoveldioksid kan bli direkte absorbert av både jord og vegetasjon, og i tillegg kan SO₄²⁻-aerosoler bli avsatt som våt- og tørravsetninger (Moss 1978). Svovelavsetning fra atmosfæren kan skje i form av tre ulike veier; direkte adsorpsjon på planter, direkte adsorpsjon til jord og i form av nedbør (Brady 1984).

Fordi organisk materiale inneholder karbon (C), nitrogen (N) og S, er det et samspill mellom disse stoffene (Niknahad Gharmakher et al. 2009; Williams 1967). Organisk materiale har relativt liten variasjon i forholdet mellom C og S (C/S- forholdet), generelt vil derfor en økt mengde C føre til en økt mengde S (Nguyen & Goh 1992). Andelen S i et jordsmonn vil som oftest være størst i den øverste delen av jordprofilen, grunnet høyest innhold av organisk materiale i de øvre sjikt (Hutchison 1979).

Innhold av totalt S i ulike jordsmonn i Sør-Norge ble estimert av Singh (1980). Podsol var en av jordartene som ble analysert for total S og ekstraherbar SO₄-S. Podsoljorda hadde et innhold av

total S i O-sjiktet på 1300 mg S/kg og i B-sjiktet på <100 mg S/kg. Ekstraherbar SO₄-S (0,01 M Ca(H₂PO₄)₂) for O-sjiktet var på 23 mg S/kg, mens B-sjiktet var på 26 mg S/kg.

1.1.2. Former av S i jord

Organisk S

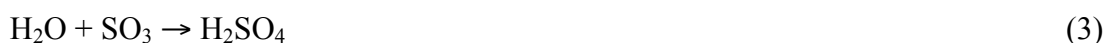
Svovel i jord består hovedsakelig av ulike organiske former, som tilføres av døde planterester (Williams 1967). Fire faktorer er spesielt avgjørende for innhold av organisk S i jord; klima, plantedekke, topografi og jordsmonnets alder (Hutchison 1979). Organisk S foreligger fortrinnsvis på to former i jord, Ester-S (C-O-S bånd) og karbonbundet S (C-S bånd) (Edwards 1998; Stewart et al. 1982). Ester-S kommer hovedsakelig fra materiale fra mikrobiell biomasse og mikrobielle nedbrytningsprodukter, og kan bli tatt opp av planter og mikroorganismer. Karbonbundet S kommer hovedsakelig fra strø og dødt rotmateriale, og er mindre tilgjengelig for planter og mikroorganismer fordi det er tyngre nedbrytbart (Edwards 1998).

Uorganisk S

De uorganiske formene av S foreligger blant annet som S²⁻, SO₄²⁻, elementær S og andre former med lave oksidasjonstall (Brady 1984). Uorganisk S kan opptre som vannløselige salter, adsorbent på jordpartikler eller i utilgjengelig form (Tabatabai 1982). Godt drenert jord i tempererte områder kan inneholde mindre vannløslig SO₄²⁻ i øvre sjikt, dette vil være en mer vanlig S-form i tørre jordsmonn. Sulfat er den mest mobile formen av S i godt drenert skogsjord, og kan dermed også være en dominerende form. Elementær S og S²⁻ vil sjeldent forekomme fordi de raskt kan bli oksidert til SO₄²⁻ (Edwards 1998). I en jord med mye vann kan anaerobe forhold oppstå, da vil S²⁻ og elementær S kunne dominere (Tabatabai 1982). Ifølge Bufalini (1971) vil SO₂ og oksygen (O₂) i atmosfæren bli oksidert til sulfitt (SO₃²⁻);



og deretter svovelsyre (H₂SO₄) hvis vann (H₂O) forekommer;



Asterisken (*) betyr at molekylet SO₂ har eksitert.

1.1.3. Mekanismer som regulerer mobilitet av S i jord

Mineralisering og immobilisering

Mineralisering av S defineres som omdannelsen av organisk S til uorganisk S, under aerobe forhold (Mayer et al. 1995). Dersom det er lite S tilgjengelig for mikroorganismer, vil oftest all tilførsel av S bli immobilisert. Immobilisering av S ved hjelp av mikroorganismer er avhengig av den mikrobielle metabolismen, der både anaerobe og aerobe mikroorganismer deltar i omdannelsen til organisk S. Selve immobiliseringen foregår både i det organiske og det mineralske sjiktet, der S blir bundet til organisk materiale ved kovalente bindinger (Edwards 1998). Denne prosessen fører også til at SO_4^{2-} blir mindre mobilt og hindrer derfor utlekking av kationer fra jord (Strickland & Fitzgerald 1984).

Mineralisering av næringsstoffer ved biologisk nedbrytning skjer hovedsakelig sakte og regelmessig, der planterøtter tar opp de fleste ionene som blir frigjort (Pritchett & Fisher 1987). Ved en skogbrann får man en rask mineralisering av SO_4^{2-} som kan ha en forsurende effekt. En mineralisering av kalsium (Ca^+), magnesium (Mg^{2+}) og kalium (K^+) ved brann som skjer samtidig kan derimot ha en alkaliserende effekt på overflatelaget, ettersom aske inneholder basekationer. Dette fører til en økning i pH i overflatejorda, og hvor mye den stiger avhenger av nivået av løselige salter i jordsmonnet.

Oksidasjon og reduksjon

Oksidering og redusering av S er to viktige prosesser i jord. Fullstendig mineraliserte S-forbindelser kan bli omdannet til SO_4^{2-} ved oksidasjon eller til hydrogen sulfid (H_2S) ved reduksjon. Mangel på mikroorganismer som oksiderer S vil sjelden være en begrensende faktor ved oksidering av S, men det kan være mangel på substrat og O_2 . Selv om disse to kravene er oppfylt må også organisk C være til stede, ettersom heterotrofe mikroorganismer er avhengig av dette for å overleve. Uten tilstrekkelig C vil autotrofe organismer være viktig, da de får energi fra uorganisk S og C fra CO_2 (Edwards 1998). Lav pH vil som oftest ikke være en begrensende faktor for oksidering av S^{2-} fordi organismene som utfører denne prosessen som oftest tåler lav pH, og kan effektivt oksidere ved $\text{pH} < 3,5$ (Barton 1978). Selve oksideringsprosessen vil være mer avhengig av overflatearealet til materialet som oksideres enn av massen, grunnet at oksidering er en overflatereaksjon som da vil si at det bare er de ytre S-atomene som blir oksidert. Reduserte S-komponenter med stor overflate vil derfor produsere mer SO_4^{2-} enn komponenter med liten overflate (Janzen & Bettany 1987). Maksimal oksidering vil hovedsakelig forekomme ved temperaturer mellom 27 og 35 °C grunnet optimale forhold for

mikroorganismer (Franzmann et al. 2005). Dette vil si at en større grad av oksidering av S som oftest vil forekomme på sommeren. Skogbrann vil føre til en kraftig oksidering av de øvre sjikt i jordsmonnet. Viro (1974) målte temperatur etter en skogbrann i en 100 år gammel granskog i Sør-Finland. I humuslaget var temperaturen 31 °C, det øverste laget i mineraljorda hadde en temperatur på 16 °C og 20 cm ned i mineraljorda var temperaturen 12 °C. Det ble også målt temperatur i et ubrent område og der var temperaturen i humuslaget 24 °C, øverste laget i mineraljorda var 13 °C og 20 cm ned i mineraljorda var temperaturen 10 °C.

Adsorpsjon

En viktig faktor for plantetilgjengeligheten av SO_4^{2-} og avrenning fra jord er adsorpsjon. I jord som har blitt utsatt for sur nedbør er adsorpsjon også en viktig faktor som påvirker mobiliteten til kationer (Singh 1984c). Adsorpsjonsevnen til en jord avhenger blant annet av konsentrasjonen til SO_4^{2-} , hvilke ioner som er tilstede både utbyttbart og i jordløsningen, og pH. Ioner som kan påvirke adsorpsjonen av SO_4^{2-} i løsning er blant annet tilstedeværelse av salter som bytter ut andre ioner slik at SO_4^{2-} øker, og fosfat (PO_4^{3-}) som konkurrerer med SO_4^{2-} om de samme adsorpsjonsplassene (Harward & Reisenau 1966; Nodvin et al. 1986a).

Adsorpsjon av anioner kan være både spesifikk og uspesifikk, der uspesifikk adsorpsjon skjer ved elektrostatiske krefter og spesifikk adsorpsjon involverer ligandbytte som er den sterkeste bindingsformen (Edwards 1998). Ved spesifikk adsorpsjon der SO_4^{2-} blir immobilisert, kan også andre anioner som klorid (Cl^-) og nitrat (NO_3^-) bli frigjort. Ved frigjørelse av slike anioner kan kationer følge disse ionene for å opprettholde nøytraliteten i jorda (Singh et al. 1980).

Spesifikk adsorpsjon av SO_4^{2-} i jord foregår først og fremst i jordsmonn som har høyt innhold av Fe- og Al-seskvioksider (Edwards 1998). Fe- og Al-seskvioksider er et felles begrep for Fe- og Al-oksider, oksyhydroksider og hydroksider. Disse kolloidene er viktige i jord på grunn av deres høye adsorpsjonskapasitet (positive ladningsplasser) og store spesifikke overflate (McLaren & Cameron 1996).

Både alderen på jorda, graden av forvitring og jordart vil ha mye å si for adsorpsjon av SO_4^{2-} . I eldre forvitrede jordarter vil overflaten til seskvioksidene være mer utviklet og derfor ha en større adsorpsjonsevne enn jordarter som er yngre og mindre forvitret (Johnson & Henderson 1979). Organisk jord inneholder svært lite seskvioksider og vil ha færre bindingsplasser for SO_4^{2-} i forhold til godt drenert jord (Crum 1992). Koter (1971) utførte et forsøk med SO_4^{2-} -adsorpsjon

til ulike jordsmonn ved ulik pH. Ved pH 5,5 til 6,5 var det enkelte jordarter som ikke adsorberte noe SO_4^{2-} i det hele tatt, men da pH-nivået ble senket til 4,5 økte adsorpsjonen, og ved pH 3,5 ble adsorpsjonen tre ganger høyere. Selv om en jord har høye høyt innhold av Fe- og Al-seskvioksider kan adsorpsjon bli hindret ved at organiske ligander blokkerer tilgjengeligheten til SO_4^{2-} (Rochelle et al. 1986; Singh 1984a), eller at organisk materiale forstyrrer krystalliseringsprosessen til Fe og Al (Neary et al. 1987).

Adsorpsjonsisotermer

Ulike adsorpsjonsisotermer har blitt brukt for å beskrive adsorpsjon av SO_4^{2-} i jord. De to mest brukte isotermene er Freundlich og Langmuir. Hovedforskjellen mellom disse isotermene er at Langmuir har et metningspunkt eller adsorpsjonsmaksimum, mens Freundlich ikke har det (Edwards 1998). En annen type isoterm som har blitt brukt til å beskrive adsorpsjon av SO_4^{2-} er initial mass (IM), beskrevet av Nodvin (1986b). Dette er en isoterm som beskriver det lineære forholdet mellom det som blir adsorbent i forhold til konsentrasjonen av løsningen som ble tilsatt. Denne isotermen tar hensyn til mengde SO_4^{2-} som allerede er tilstede i jorda, i motsetning til Langmuir og Freundlich som tar utgangspunkt i at det ikke allerede er adsorbent SO_4^{2-} i jorda. Hvor mye SO_4^{2-} som blir adsorbent eller desorbent for IM- isotermen uttrykkes ved likning 4:

$$RE = mX_i - b \quad (4)$$

Der X_i er konsentrasjonen som er tilsatt løsningen (mmol SO_4^{2-} /kg). Leddet b beskriver mengde SO_4^{2-} frigjort i løsning (desorpsjon) når X_i er null. Dette er skjæringspunktet med y-aksen, som alltid vil ha en verdi nær 0 eller mindre. Koeffisienten m (dimensjonsløs) beskriver forholdet mellom jord og løsningen (0,2 kg jord /L), og er et mål på hvor sterkt SO_4^{2-} blir adsorbent. Dette er stigningstallet på isotermen, og vil ligge i intervallet 0 til 1. Verdien vil være 1 når all tilsatt SO_4^{2-} blir adsorbent. Graden av adsorpsjon til ulike anioner ble av Nodvin et. al. (1986b) funnet å følge disse i et podsol B-sjikt; $\text{PO}_4^{3-} > \text{fluorid (F}^-) > \text{DOC} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- \gg \text{NO}_3^-$. Det reaktive jordreservoaret (RSP) er definert som mengde SO_4^{2-} i jorda som kan reagere med komponenter i jordløsningen (det som ikke blir holdt tilbake i jorda), RSP har benevnning mmol SO_4^{2-} /kg og er uttrykt ved likning 5:

$$\text{RSP} = \frac{b}{1 - m} \quad (5)$$

Desorpsjon

Desorpsjon er viktig både med tanke på plantetilgjengelighet av S og utlekking av kationer i jord. Singh (1984b) fant ut at mengde desorbert SO_4^{2-} økte med økende fuktighetsinnhold, og minket med en økning i temperatur og lenger tid som jord og SO_4^{2-} var i kontakt. En anaerob jord der alle porer er fylt med vann har oftest lavere adsorpsjon av SO_4^{2-} , hovedsakelig av to grunner; økt fuktighetsinnhold i jorda kan gjøre konsentrasjonen av SO_4^{2-} svakere, og en våtere jord vil har mer anaerobe forhold som gjør at Fe ikke binder SO_4^{2-} like godt. Grunnen til dette er ifølge Singh (1984b) at ved anaerobe forhold vil mer Fe^{3+} reduseres til Fe^{2+} . Desorpsjon skjer etter oppbygging av adsorbert SO_4^{2-} i jorda. I jordarter med høy SO_4^{2-} -adsorpsjon har det blitt påvist at plantetilgjengelighet og avrenning av både SO_4^{2-} og kationer er lav (Abrahamsen 1980).

1.1.4. Faktorer som påvirker S i jord

Skogbrann fører ofte til endrede forhold i jord, og S er en komponent som kan bli påvirket av disse forandringene. Blant annet kan oksiderings- og mineraliserings-prosesser av S fremskyndes ved brann (Choromanska & DeLuca 2002). Hyppigheten og intensiteten av skogbranner er ofte høyere i boreale skoger. Det spesielle med boreale skoger er blant annet skrinne jordsmonn og lav vannretensjon gjør at denne skogstypen er spesielt utsatt for skogbrann (Johnson 1992). Frekvensen av branner i boreale skoger kan ifølge Flannigan et. al. (2006) forventes å øke i framtiden på grunn av stigning i gjennomsnittstemperatur. En skogbrann fører ofte til en sterk senkning av pH i overflatevann som kan vedvare over flere år. Allikevel kan mye alkalinitet produseres i form av aske som kan ha høyt innhold av Ca^{2+} , Mg^{2+} og K^+ (Smith 1970).

Temperatur

Skogbrann kan ødelegge store deler av jordsmonnet og fjerne mye av det organiske materiale, noe som er lite optimalt for jordas fysiske og kjemiske egenskaper (Hutchison 1979). Det har blitt påvist at bakterier som er sensitive mot varme dør ved temperaturer over 50 °C, og når temperaturen kommer opp i 70 °C kan organisk materiale og biomasse blir brutt ned, og frigjøring av stoffer kan skje. Det vil også kunne skje en fordamping av blant annet SO_2 og NO_x gasser (Choromanska & DeLuca 2002).

Faktorer som påvirker jordtemperaturen etter en brann er blant annet forandringen i isoleringskapasiteten til de øvre sjikt ved avsetning av aske. Organisk materiale på skogbunnen kan fungere som et teppe som beskytter de underliggende sjiktene. En fjerning av humuslaget vil ofte resultere i at mineraljorden er mindre beskyttet mot temperatur- og fuktighetstap (Pritchett & Fisher 1987).

Infiltrasjon

En brann som fjerner mesteparten av det organiske materialet kan påvirke vanninnholdet og føre til en kraftig reduksjon av humusinnholdet i jordsmonnet. På steder som har blitt sterkt påvirket av skogbrann vil aske og forkullet materiale kunne infiltrere nedover i dypet og danne et impermeabelt lag, noe som kan føre til en mindre vanninfiltrasjon og høyere avrenning fra jordsmonnet (Pritchett & Fisher 1987). Både ved en svært intens skogbrann og ved gjentakende skogbranner vil jordas eroderbarhet bli påvirket hvis de organiske sjiktene brenner og mineraljorden blir blottlagt (Reinhardt et al. 1991). I de fleste jordarter kan porøsiteten og infiltrasjonen minke, og tettheten av jorda vil kunne øke når det organiske sjiktet forsvinner. Hvor mye jordmateriale som blir erodert avhenger av faktorer som den naturlige graden av erosjon jordarten har, helningsgrad, mengde og intensitet av nedbør, intensitet på brann og hvor mye vegetasjon som blir igjen etter brann (Johnson 1992).

Hydrofobisitet på grunn av skogbrann vil hovedsakelig oppstå i sandig jord (Pritchett & Fisher 1987). Grunnen til dette er at overflaten til sandpartikler er mindre enn overflaten til leirpartikler, slik at organisk materiale kan kapsles rundt sandpartikler og danne et hydrofobt lag på sandoverflaten (DeByle 1973). Dyrness (1976) undersøkte to sandige jordarter og sammenliknet jordfuktighet på brente og ubrente flater. Resultatene fra forsøket indikerte at ubrent jord kunne absorbere vann tre ganger raskere enn en brent jord. Hovedårsaken til dette kunne være at hydrofobe jordpartikler ble dannet ved forbrenning over 300 °C. DeByle (1973) gjorde et forsøk på en jord med 1-3 cm mineraljord under et organisk sjikt fra 2 til 8 cm over leirjord til cirka 2 meter dyp. Det ble observert en lavere infiltrasjonskapasitet i to år etter skogbrannen, mens i forsøket utført av Dyrness (1976) ble det funnet påvirkning på jordas vanninnhold fem år etter skogbrann.

Løst organisk karbon (DOC)

Konsentrasjonen av DOC kan ha innvirkning på adsorpsjon av SO_4^{2-} i jord. Guggenberger & Zech (1992) utførte et forsøk med SO_4^{2-} og DOC i B-sjikt i sur skogsjord, som viste at DOC fikk mindre adsorpsjonsplasser ettersom det ble tilsatt mer SO_4^{2-} . Dette korresponderte med resultatene til Vance and David (1992), som tilsatte SO_4^{2-} og DOC til forskjellige sjikt i jorda for å se hvordan de ulike komponentene ble adsorbent. De observerte mindre adsorpsjon av SO_4^{2-} ved tilsetning av DOC, og konkluderte med at SO_4^{2-} og DOC konkurrerer om de samme adsorpsjonsplassene.

Avrenning

I nedbørsfelt er det kontakttiden med SO_4^{2-} og jord, mengde nedbør og hyppighet av nedbørsepisoder og strømningsveier av vann som har mye å si for mengden SO_4^{2-} som følger avrenningen til overflatevann. En lengre kontakttid vil føre til en økt adsorpsjon av SO_4^{2-} eller omdanning av SO_4^{2-} til mindre mobile organiske former (Edwards 1998).

Etter en sommer med lite nedbør oppsto det i august 1999 en skogbrann i Tyresta nasjonalpark i Sør-Øst Sverige. Skogbrannen var kraftig og ødela et område på 4500 dekar, der de fleste trær døde under eller etter brann. I tillegg ble humuslaget fullstendig brent opp på flere steder. Rett etter skogbrannen ble det målt økte konsentrasjoner av både kationer og anioner i bekker i området påvirket av skogbrann. Av anioner var det hovedsakelig Cl^- og SO_4^{2-} som hadde de høyeste økningene i konsentrasjon på henholdsvis 99 % og 65 %. Blant kationene var det natrium (Na^+) og Ca^{2+} som økte mest, men K^+ økte også noe. I de fire bekkene og innsjøen som det ble tatt vannprøver av etter skogbrannen, ble det påvist en kraftig nedgang i pH. Nedgang i pH og frigjøring av ioner ble forklart med at H^+ og Al^{3+} kan ha blitt frigjort gjennom ionebytte i jordsmonnet etter brannen. Skogbrannen ble slukket med brakkvann, noe som kan ha forsterket denne effekten i innsjøen, ved at brakkvannet inneholdt mer Na^+ og Mg^{2+} enn ferskvannet. I jorda fungerer Na^+ og Mg^{2+} som ionebyttere, og i det sure jordsmonnet kan disse ionene ha frigjort H^+ og Al^{3+} . Det ble konkludert med at økningen i avrenning av SO_4^{2-} var et resultat av økt nedbrytning av organisk materiale, i tillegg til at den tørre sommeren hadde gitt et lavere grunnvannsnivå. Dette kan ha ført til en oksidering av S^{2-} til SO_4^{2-} som senere kan følge avrenningen som H_2SO_4 . Det ble ikke analysert for isotoper for å finne kildene til S (Naturvårdsverket 1999).

Etter skogbrannen i Mykland (Juni 2008) ble det prøvetatt vannprøver fra to bekker og to innsjøer innenfor brannfeltet. De første vannprøvene ble hentet inn ni dager etter at brannen ble slukket, og konsentrasjonen av ioner i prøvene ble regnet som bakgrunnsnivåer grunnet tørke og lav avrenning. Analyseresultatene viste at det var en sterk forsuring av bekker og innsjøer innenfor brannfeltet, sensommeren 2008. Konsentrasjonen av kationene Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ og K^+ økte etter brannen, og av anioner var det SO_4^{2-} og Cl^- som økte mest. For å få en senkning i pH må konsentrasjonen av sterke anioner (Cl^- og SO_4^{2-}) øke mer enn summen av basekationer (Bayley et al. 1992), hvor forskjellen er sure kationer (H^+ og Al^{3+}). Først i midten av august ble det registrert lavere pH. Analyser viste at forsuringen var en effekt av økt konsentrasjon av anioner, spesielt SO_4^{2-} . Det ble heller ikke her analysert for isotoper av S, og derfor ikke klarert

om avrenningen av SO_4^{2-} skyldes mineralisering av organisk S under skogbrann eller naturlig oksidasjon av reduserte S-forbindelser i myr på grunn av tørke. Da pH ble målt på sitt laveste hadde det vært mye nedbør i området og det ble målt en høy vannføring. Nedbørsmålinger fra 2008 viser ikke forhøyede nivåer av SO_4^{2-} i den perioden det var en økning av SO_4^{2-} i vannforekomstene. Dette styrket teorien om at SO_4^{2-} kom fra oksidering etter skogbrann (Høgberget 2010).

En annen teori om hvorfor forsuring har blitt et problem er at naturlige skogbranner har blitt hindret slik at de ikke lenger tilfører basekationer og dermed ikke lenger buffer systemene. Den alkaliniserende effekten er bare midlertidig men kan gjøre innsjøen mer egnet for blant annet fisk i flere tiår (Brown 1984).

Isotopforhold

Ved å studere isotopforholdet i nedbørsfelt og vannforekomster kan dette gi en indikasjon på hvilke prosesser og hvilke kilder av S som har forekommet i jorda (Andersson et al. 1992). Isotopforholdet $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ uttrykkes som $\delta^{34}\text{S}$, og forskjellige kilder vil ha ulike verdier (Zhao et al. 2003). De stabile isotopene ^{32}S og ^{34}S er de som er mest utbredt i naturen, selv om ^{33}S og ^{36}S også er stabile (Macnamara & Thode 1950). Generelt foretrekker reduserende bakterier den lettere formen ^{32}S framfor ^{34}S , mens oksidering av S^{2-} fører til et forbruk av den tyngre isotopen ^{34}S (Fry et al. 1988). De ulike $\delta^{34}\text{S}$ -verdiene i naturen varierer ifølge Thode (1991) fra -40 ‰ til 40 ‰. Nullpunktet på skalaen er troilitt (jernsulfidmineral) med forholdet 22,22 og avvik fra denne verdien blir oppgitt i ‰. Svovel i for eksempel magmatiske bergarter og meteoritter har verdier nærme null, mens vulkanske bergarter har en større rekkevidde rundt nullpunktet. Sedimenter, sjøvann og materiale som er med i den biologiske svovelsyklusen har en mye større rekkevidde over hele skalaen.

Generelt har evaporitter (SO_4^{2-}) mye ^{34}S og sedimentære sulfider lite ^{34}S . Bakterier i den biologiske svovelsyklusen produserer SO_4^{2-} ved å oksidere reduserte uorganiske komponenter av S. $\delta^{34}\text{S}$ - verdier av disse sedimenterte sulfidene vil ligge fra cirka +10 ‰ til -40 ‰, og kan være en indikasjon på at det har skjedd en oksidasjon i jorda (Thode 1991). Analysering av $\delta^{34}\text{S}$ for å undersøke kilder er en spesielt god metode for SO_4^{2-} fordi dette ionet inneholder både $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ (Mayer et al. 1995). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - forholdet fra SO_4^{2-} kan komme fra blant annet SO_2 og H_2O , og kan variere ut ifra kilde (Thode 1991). Knöller et. al. (2005) fant verdier av $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ fra oksidering av S^{2-} til å ligge i intervallet -0,5 ‰ til +12 ‰.

Ifølge Knöller et. al. (2005) vil en negativ verdi rundt -5 ‰ og lavere av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ indikere at det har foregått en oksidering av S^{2-} i jorda, mens positive verdier vil indikere antropogene kilder eller mineralisering av organisk S. Det vil alltid skje en viss grad av omrøring i jorda, og dette vil påvirke isotopforholdet slik at det kan være vanskelig å finne ut av hvilke prosesser som har foregått hvor. I vann kan også problemer med identifisering av ulike isotoper oppstå, der forskjellige omrøringsprosesser blander for eksempel SO_4^{2-} fra oksidering av S^{2-} med antropogene kilder som har blitt avsatt direkte (Knöller et al. 2005).

1.2. Hypoteser og problemstilling

Hypotesene for dette studiet er at skogbrann vil kunne føre til en økt mobilitet av SO_4^{2-} i jord, på grunn av oksidering av organisk S og sulfider. Det antas at økte konsentrasjoner av SO_4^{2-} vil kunne føre til en forsuring i bekker ved nedbør, hvis basekationer som blir frigjort samtidig ved brann, ikke vaskes ut men blir holdt tilbake på grunn av ionebytting. Dette vil kunne senke pH, øke Al^{3+} -konsentrasjoner og gi en høyere konsentrasjon av SO_4^{2-} i vannet. Videre er min hypotese at brann i myr fører til lavere $\delta^{34}\text{S}$ -verdier i SO_4^{2-} grunnet et større bidrag av oksidert S^{2-} . Det er også forventet at skogbrann i godt drenert jordsmonn ikke vil ha en slik effekt på $\delta^{34}\text{S}$.

I denne masteroppgaven stilles følgende problemstillinger:

- Hvordan påvirker brannen tilstandsformer av S i myr og godt drenert jord?
- Hvordan påvirker brannen adsorpsjonsegenskaper til S i myr og godt drenert jord?
- Hva er de viktigste kilder til SO_4^{2-} i jord og avrenningsvann etter brann?

2. Materiale og metode

2.1. Områdebeskrivelse

Feltområdet ligger i Mykland i Froland kommune i Aust-Agder (figur 2), hvor det startet en skogbrann 9. Juni 2008, som følge av en gnist fra en skogbruksmaskin. Kraftig vind de påfølgende dagene førte til at dette ble den største skogbrannen i Norge på 100 år. Skogbrannen ble ikke slukket før den 14. Juni 2008, da hadde 26 000 dekar skog blitt berørt av skogbrannen. Det brannpåvirkede området utgjør 10 % av skogsarealet i Mykland, der omtrent 19 000 dekar av dette er estimert til å være produktiv skog. Resten av området som ble påvirket av brannen inneholder uproduktiv skog, vann og myr (Storaunet et al. 2008).

Feltarbeidet ble utført på to lokaliteter i Myklandområdet, Jurdalsknuten og Lauvtjørn. Jurdalsknuten er et område som ligger delvis innenfor et felt påvirket av skogbrann, mens Lauvtjørn ligger utenfor dette feltet.

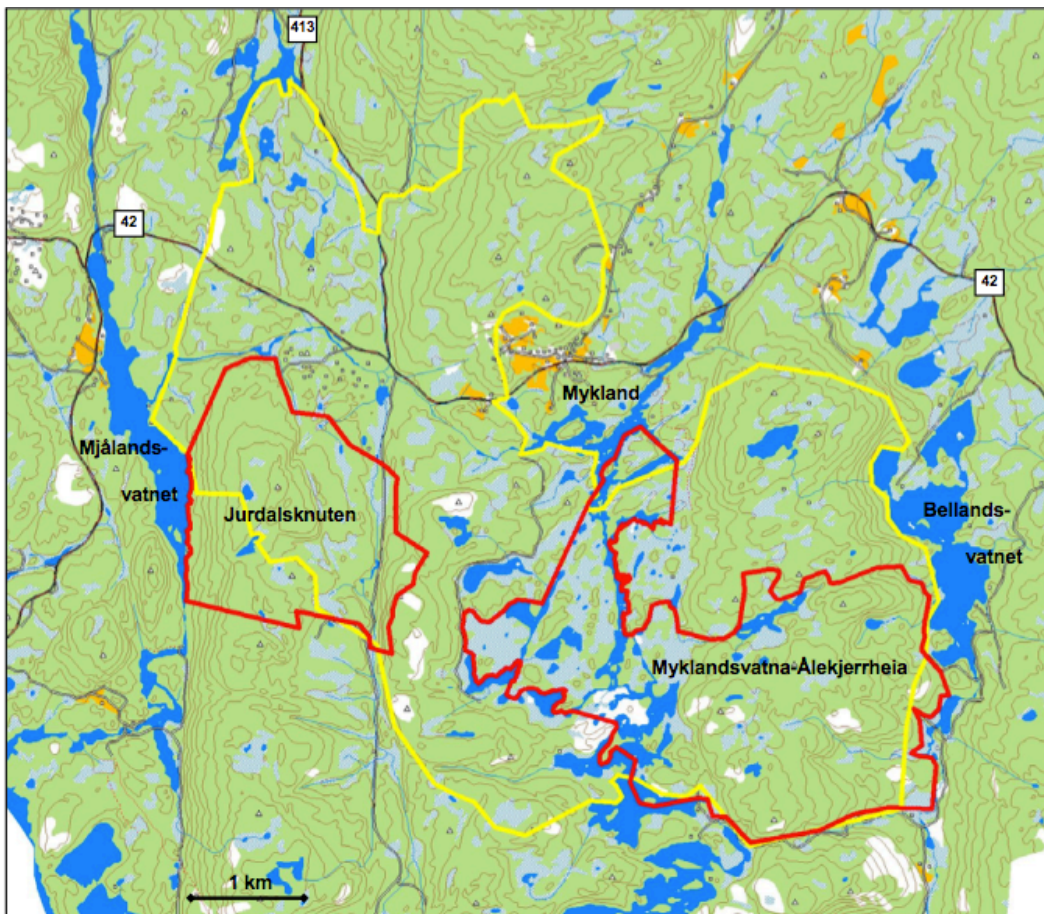


Figur 2. Kart som viser lokalisering av feltområdet, Mykland i Froland kommune (Norges geologiske undersøkelser 2012b).

Historisk sett har skogen i Mykland vært benyttet til tømmerhogst helt tilbake til 1600-tallet. På 1700-tallet ble Frolands jernverk etablert, noe som førte til en nedgang i utvinningen av trevirke. Feltundersøkelser viser at det etter 1600-1650 ble en sjeldnere forekomst av brann, og at de var mindre i omfang. Siden det har blitt drevet intensiv skogdrift i området, utgjør rundt 50-60 % av arealet yngre furuskog. Populasjonen av gran ligger rundt 1-4 %, men nesten alle grantrærne har sluppet unna brannen. Lauv og edellauv utgjør cirka 1-2 % av totalarealet, og rundt halvparten av denne bestanden er blitt skadet av skogbrannen (Storaunet et al. 2008).

I Myklandområdet varierer vegetasjon, men det er næringsfattig furuskog som dominerer. Generelt består området av småvokst heifuruskog, myr og mindre områder preget av løvtrær. Det finnes flere skogstyper i området; furuskog, granskog, eikeskog, alm-lindeskog, svartorsumpskog, ospeskog og deler av gråorskog. I selve brannfeltet er rundt 90 % av skogslandskapet påvirket av tidligere skogbrann, noe som trolig skyldes at landskapet består av lite løsmasser på grunnlendt mark. Det finnes også noen større områder innenfor brannfeltet som ikke er påvirket av skogbrann, i disse områdene dominerer granskog med et dypere jordsmonn og løvskog i smale bekkedaler (Storaunet et al. 2008).

Jurdalsknuten har et totalareal på 3513 dekar, der 83 % er produktiv skog (97 % furuskog, 1,6 % granskog og 1,6 % løvskog). Arealet av området med produktiv skog som ikke ble påvirket av skogbrann er på cirka 27 %. Omtrent 30 % av den eldre skogen ligger i dette området som ikke ble berørt av brannen. Dette er ett av to områder som er til vurdering for frivillig vern. Figur 3 viser disse to områdene, som er rammet inn med rødt. Disse er vurdert for frivillig vern på grunn av habitater for sjeldne og truede arter (Storaunet et al. 2008).



Figur 3. Brannområdet i Mykland ligger innenfor det gule området, mens de to områdene som er vurdert for frivillig vern er markert med rødt (Storaunet et al. 2008).

Furuområdene med tynt jordsmonn har vært hardest påvirket av skogbrann. Skogbrannen var så intens at store deler av det organiske materialet på skogbunnen har brent vekk slik at røtter har blitt etterlatt bare. Perioden etter brannen var preget av mye nedbør, som førte til økt erosjon og utvasking av næringsstoffer. Under 25 % av furutrærne døde under brannen, men likevel er det en betydelig større andel som kan dø årene etter (Storaunet et al. 2008).

Klimamålinger fra 2008 viser at det var lite nedbør i måneden før brannen (29,7 mm i mai) og at det var sterk vind mens skogbrannen foregikk. Da brannen oppsto i 2008 var det en

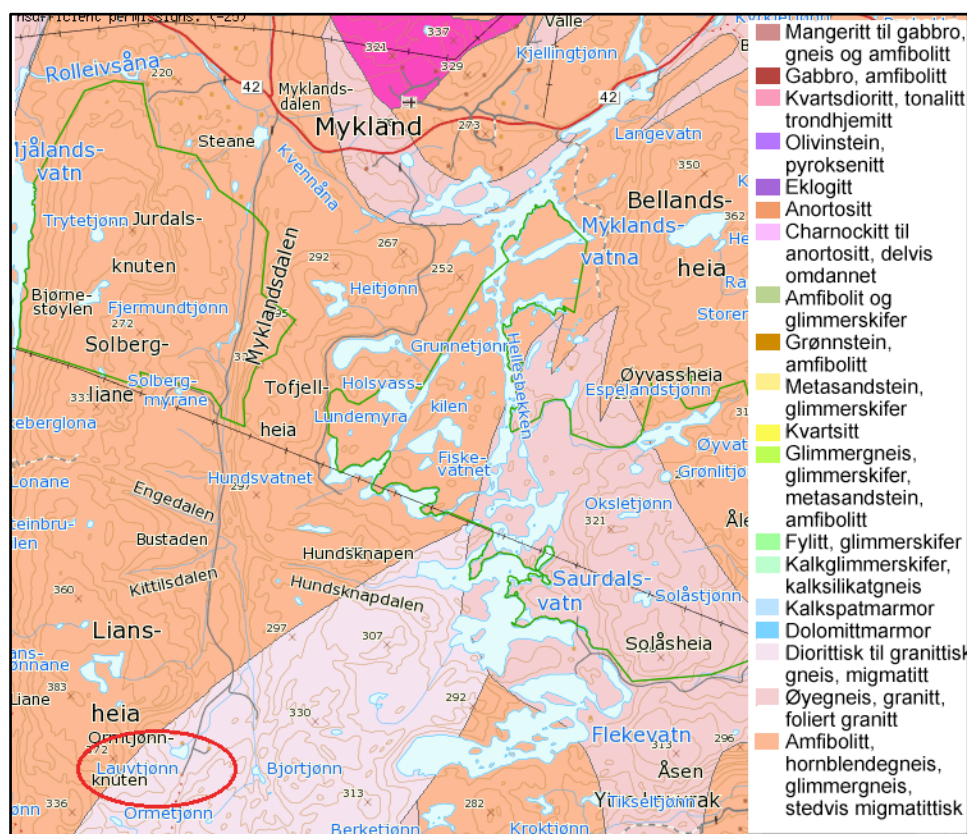
gjennomsnittstemperatur i mai og juni på henholdsvis 11,8 °C og 14,8 °C. Tabell 1 viser nedbørs- og temperaturnormalen for 1961-1990. (Meteorologisk institutt 2012).

Tabell 1. Nedbørs- og temperaturnormal, 1961-1990, for Nelaug værstasjon, Åmli kommune.

T= Temperatur i grader celsius. P= Nedbør i mm.(Meteorologisk institutt 2012).

Parameter	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	År
T (°C)	-3,7	-3,4	0,0	3,9	9,7	14,1	15,5	14,5	10,5	6,7	1,6	-1,9	5,6
P (mm)	108	71	81	60	86	78	99	109	140	163	139	96	1230

Berggrunnen i området som er påvirket av skogbrann består hovedsakelig av amfibolitt, hornblendegneis og glimmergneis. Det forekommer også noen områder med øyegneis og granitt i området (figur 4).



Figur 4. Geologien i Myklandområdet. Det brente området (Jurdalsknuten) er markert med en grønn linje og ligger Nord- Vest i bildet, det ubrente området (Lauvtjønn) er sirklet med rødt og ligger Sør- Vest i bildet (Norges geologiske undersøkelser 2012a).

2.2. Forsøksdesign og prøvetaking

2.2.1. Jordprøvetaking og forbehandling

Det ble prøvetatt to sett med prøver, et sett fra myr (figur 5) og et sett godt drenert jord (podsoljord, figur 6) fra begge områdene (brent: Jurdalsknuten og ubrent: Lauvtjørn). Totalt ble det prøvetatt 29 jordprøver i august 2011, som vist i tabell 2. Det ble tatt ut triplikater fra hvert prøvepunkt. Den drenerte jorda hadde en mineraljord på cirka 50 cm over fjell.

Jordprøvene ble oppbevart ved 4 °C. Deler av jordprøvene ble tørket på 105 °C. I tillegg ble deler av jordprøvene siktet på 4 mm og knust med en morter.



Figur 5. Jordprofil for myr fra Jurdalsknuten



Figur 6. Jordprofil for podsoljord fra Jurdalsknuten

Tabell 2. Oversikt over hvilke jordprøver som ble prøvetatt fra brent område (JK; Jurdalsknuten) og ubrent område (LT; Lauvtjørna) fra myr og godt drenert jord (d) på ulike dyp målt i cm.

Prøve- ID	Prøvenummer
JK d 0- 5	12, 29, 11
JK d> 15	13, 14, 15
JK myr 0- 10	1, 4, 9
JK myr 15- 25	3, 5, 7
JK myr 30- 40	2, 6, 8
LT d 0- 5	17, 18, 19
LT d> 15	20, 21, 22
LT d B- sjikt	16
LT myr 0- 10	23, 24, 25
LT myr 30- 40	26, 27, 28

2.2.2. Vannprøvetaking

Det ble tatt vannprøver fra fire forskjellige bekker, i tillegg ble det tatt en nedbørsprøve. De fire bekkene ligger i to forskjellige områder, som igjen er delt inn i brent og ubrente områder (figur 7). Område A ligger vest i området der bekk 1 ligger i det brente området (Jurdalsknuten) og bekk 2 ligger i det ubrente området (Lauvtjørn). Område B ligger øst i området, der bekk 3 ligger i det brente området (Hauktjørn) og bekk 4 ligger i det ubrente området (Tvetjørnane). Det ble tatt ut fire vannprøver fra hvert punkt under episoder fra 8/6-2011 til 10/6-2011.



Figur 7. Kart som viser lokalisering av bekker prøvetatt i forsøket. Bekk 1 ligger i Jurdalsknuten (brent område), bekk 2 ligger i Lauvtjørn (ubrent område), bekk 3 ligger i Hauktjørn (brent område) og bekk 4 ligger i Tvejørnane (ubrent område).

2.3. Analyser

2.3.1. Tørrstoff

Alle jordprøver ble analysert for innhold av tørrstoff. Det ble tatt ut et volum på cirka 30 g som ble satt inn i et tørkeskap ved 105 °C til neste dag. Etter tørking ble den igjen veid, slik at tørrstoffprosenten ble regnet ut ved hjelp av likning 6:

$$\frac{\text{vekt etter tørking}}{\text{vekt før tørking}} * 100\% \quad (6)$$

2.3.2. Totalt og organisk C

Omtrent 150 mg finknust jordprøve ble veid inn på et glassfiberfilter (Whatman GF/F) og vasket fem til seks ganger med 2 M HCl ved hjelp av en glasspipette (dråpeteller), for å vaske bort eventuelle karbonater. Deretter ble hver prøve vasket med destillert vann (deionisert) for å fjerne

klorrester som kan forringe analyseinstrumentet. Prøvene ble tørket i varmeskap ved 70 °C før filtrene ble plassert i en porselensdigel. Iron Chip Accelerator og Copper Metal Accelerator ble tilsatt for å starte forbrenningen under analyseringen. Tilslutt ble prøvene analysert for innhold av organisk C (Leco Karbonanalysator EC12; St. Joseph, Michigan, USA). Analyseresultatene ble korrigert for tørrstoff. Analysing av total C ble utført etter "dry combustion" metoden foreslått av Allison, og beskrevet i Nelson & Summers (1982). Omtrent 200 mg finknust jord ble veid inn i en tinnfolie (100-150 mg ved mye organisk materiale). Prøvene ble deretter analysert på analyseinstrumentet Leco CHN 1000. Ved 1050 °C vil det skje en fullstendig forbrenning hvor all karbon (CO) blir oksidert til CO₂. Konsentrasjonen av CO₂ gassen ble målt ved hjelp av infrarødt lys (IR celle). Analyseresultatene ble korrigert for tørrstoff.

2.3.3. Svovelisotopanalyse av LiCl ekstraherbar SO₄ i jord

Mengde SO₄²⁻ ble bestemt i hver jordprøve for å kontrollere at de lå over grensen for nødvendig mengde av SO₄²⁻ (1 mg) for isotopanalyse på Institutt for energiteknikk (IFE). Bestemmelse av SO₄²⁻ ble utført ved å overføre 500 g jord til en 5 L plastikkbeholder. 1,5 L 0,01 M LiCl ble deretter overført til plastikkbeholderen med jordprøven. Dette ble ristet i 16 timer på en horisontal ristemaskin (Edmund Bühler, 7400 Tübingen, SM 25 i 100 ganger per minutt). Etter risting ble prøvene filtrert gjennom sveisede nylonposer (1 mm porestørrelse) før de ble sentrifugert i 10 minutter (1940 g, 4 accel, 20 °C; Beckmann, modell J2-21M induction drive centrifuge). Etter sentrifugering ble hver prøve filtrert med sug (Whatman, GF/C, 47 mm porestørrelse). Prøvene ble til slutt analysert for mengde SO₄²⁻ ved hjelp av en ionekromatograf (Lachat IC 5000. Kolonne; AS 22Fsat (4x150 mm), forkolonne; AG 22Fast (4x30mm) og supressor AMMS 300(4 mm)). Metode beskrevet i Norsk standard (1995).

2.3.4. Adsorpsjon ved tilsetning av K₂SO₄

Et utvalg av jordprøvene ble tilsatt forskjellige konsentrasjoner av K₂SO₄ for å undersøke hvor mye SO₄²⁻ som ble adsorbent av jorda. Jordprøvene dette ble gjort på var fra (i parentes angitt prøvenummer):

Jurdalsknuten

Myr: 0-10 cm (9) og 30-40 cm (8)

Drenert; 0-5 cm (29) og >15 cm (15)

Lauvtjørn

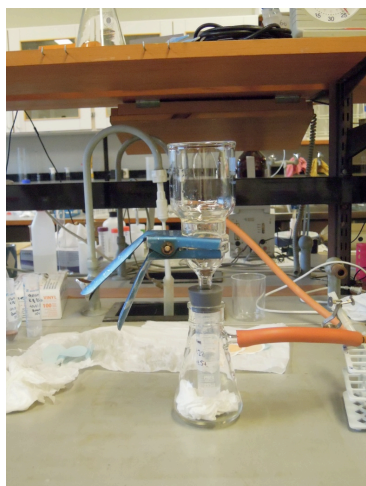
Myr: 0-10 cm (23) og 30-40 cm (28)

Drenert; 0-5 cm (18), >15 cm (21) og B-sjikt (16)

5 g jord ble tilsatt 25 ml 0.01 M kaliumklorid (KCl) og kaliumsulfat (K_2SO_4) i konsentrasjonsområdet 0-500 $\mu\text{mol/L}$. KCl ble tilsatt for å oppnå en konstant ionestyrke gjennom hele forsøket. Blandingen ble ristet i en time på en roterende ristemaskin (end over end maskin), stående til å sedimentere over natten, og deretter ristet en time til. Videre ble prøvene sentrifugert i 10 minutter og filtrert gjennom et blått bånd filter (1006 g; Labofuge M, Heraeus). Løsningen ble ytterligere filtrert på 0,45 μm (Millex HA, Syringe Driven Filter Unit). Prøvene ble til slutt analysert for mengde SO_4^{2-} ved hjelp av en ionekromatograf (Lachat IC 5000. Kolonne; AS 22Fsat (4x150 mm), forkolonne; AG 22Fast (4x30mm) og supressor AMMS 300(4 mm)). Metode beskrevet i Norsk Standard (1995).

2.3.5. Fraksjonering av svovel

For hvert sjikt ble det tatt ut 5 gram for å analysere for vannløselig $SO_4\text{-S}$, KH_2PO_4 ekstraherbart $SO_4\text{-S}$, NH_4F ekstraherbart $SO_4\text{-S}$ og totalt innhold av S. KH_2PO_4 ekstraherbart SO_4^{2-} tilsvarer det som er adsorbent i jorda og NH_4F ekstraherbart SO_4^{2-} tilsvarer det som er utilgjengelig i jorda. For å finne mengde adsorbent $SO_4\text{-S}$ ble det tilsatt 25 ml 0,016 M KH_2PO_4 . Utilgjengelig $SO_4\text{-S}$ ble ekstrahert ved å tilsette 25 ml 0,5 M NH_4F . For mengde vannløselig $SO_4\text{-S}$ ble det tilsatt 25 ml deionisert vann. Prøvene ble ristet i en time og stående over natten før de neste dag ble sentrifugert i 15 minutter (1006 g; Labofuge, Heraeus) og filtrert (0,22 μm polyethylene membranfilter) gjennom et sug som vist i figur 8.



Figur 8. Filtrering av jordløsning ved bruk av sug

For å finne totalt S-innhold ble en del av prøvene først tørket, og deretter finknust (Retsch, RM 200). 0,2-0,3 g av jordprøvene ble dekomponert med 5 ml konsentrert 69 % (vektvolum) ultrapure salpetersyre. De ble dekomponert i en Ultraclave (3) (Milestone), med en maksimumstemperatur på 260 °C i cirka 20 minutter. Prøvene ble analysert på en ICPOES Optima 5300 DV (PerkinElmer), og S ble kvantifisert ved 181,974 nm (Jensen 2012).

2.3.6. Brenning av jord

For å undersøke hvordan innholdet av S i jord foreligger etter en kontrollert brann ble noen prøver brent i glødeovnen. Jord ble brent i 5, 10 og 24 timer ved 550 °C, i en glødeovn (Carbolite fra Sheffield i England). I tillegg ble det tatt ut jord fra de samme prøvene til et adsorpsjonsforsøk med SO_4^{2-} . Jordprøvene ble ristet, sentrifugert og filtrert, som beskrevet i avsnitt 3.4.3. For å kvantifisere effekten av brann på ulike SO_4^{2-} fraksjoner ble det også tilsatt vann og KH_2PO_4 som beskrevet i avsnitt 3.4.4.

2.3.7. Vannprøver

Vannprøvene fra de fire bekkene og nedbøren ble analysert for mengde SO_4^{2-} (mg/L) av Dag Olav Andersen ved Universitetet i Agder på en ionekromatograf (IC). Vannføring (cm) ble målt på et fast punkt hver gang det ble prøvetatt fra bekkene. Isotopanalyse ble utført på Institutt for energiteknikk (IFE).

2.4 Dataanalyse og statistisk analyse

Alle figurer ble laget i Excel for Mac 2008. Grafene til adsorpsjonsisotermene ble satt opp i en XY (marked scatter) figur og likningene for isotermene ble tilpasset med en lineær linje.

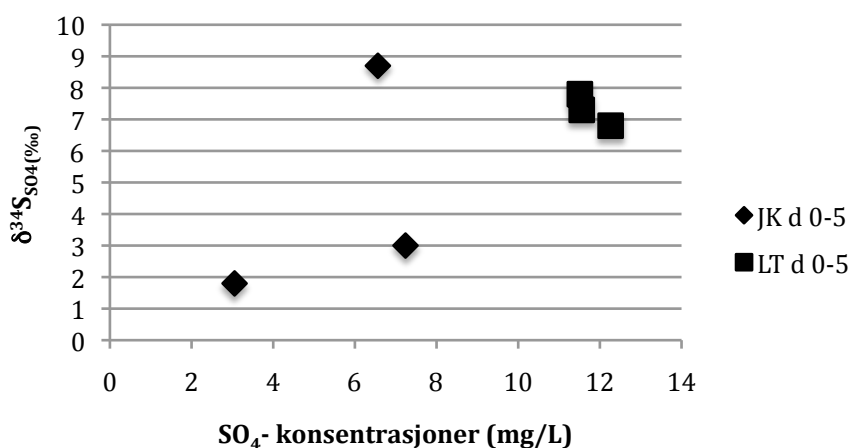
De statistiske analysene ble utført på Minitab versjon 16. For å sammenligne de ulike verdiene i brente og ubrente områder ble enveis ANOVA-analyse med 95 % konfidensintervall utført.

3. Resultater

3.1 Jord

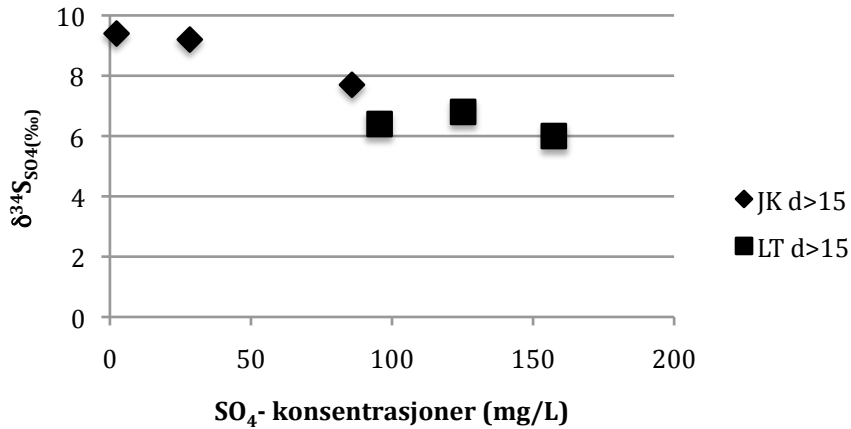
3.1.1. Innhold av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og SO_4

Resultatene for $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og SO_4 er presentert i figur 9- 12. Generelt viser resultatene at de ubrente jordprøvene i myr og godt drenert jord (Lauvtjørn) har høyere innhold av ekstraherbart (vann, KH_2PO_4 og NH_4F) SO_4^{2-} enn jordprøvene fra området påvirket av skogbrann (Jurdalsknuten). $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ verdiene varierer relativt mye for både Jurdalsknuten og Lauvtjørn, og noen jordprøver viser også stor variasjon innenfor samme sjikt. Jordprøvene som ble tatt ut fra Jurdalsknuten har generelt litt lavere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ - verdier enn de fra Lauvtjørn. I forhold til myr har godt drenert jord litt høyere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier.



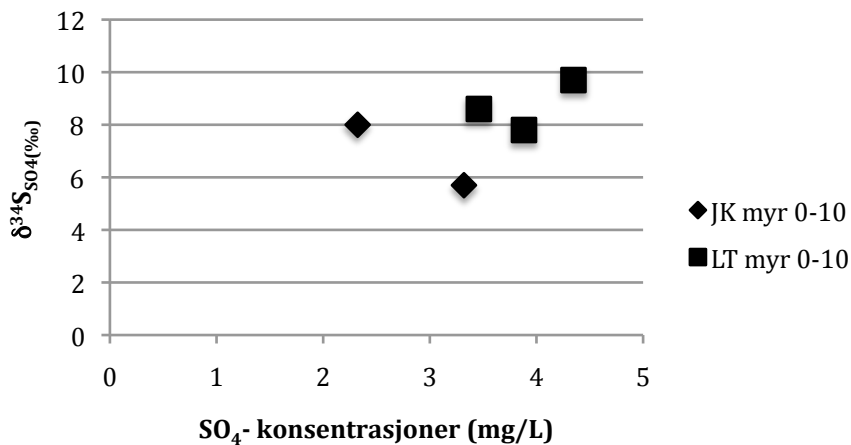
Figur 9. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ som funksjon av ekstrahert SO_4^{2-} (ekstrahert med 0,016 M KH_2PO_4 , 0,5 M NH_4F og deionisert vann) i godt drenert jord i overflatelaget fra både brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent område (LT; Lauvtjørn).

Det brente overflatelaget fra Jurdalsknuten (JK d 0-5), har litt lavere nivåer av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ enn det ubrente overflatelaget fra Lauvtjørn (LT d 0-5). Det er prøvenummer 29 av JK d 0-5 som har det høyeste forholdet av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$, og nummer 11 og 12 som ligger under LT d 0-5 med verdier på henholdsvis 3 ‰ og 1,8 ‰ (figur 9).



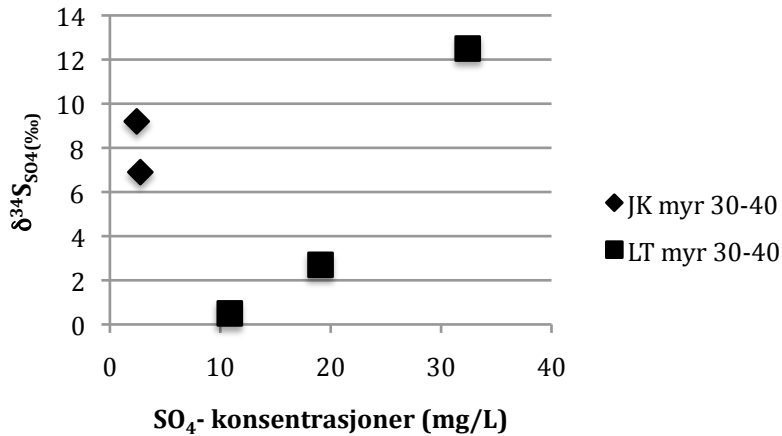
Figur 10. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ som funksjon av ekstrahert SO_4^{2-} (ekstrahert med 0,016 M KH_2PO_4 , 0,5 M NH_4F og deionisert vann) i godt drenert jord i dyp større enn 15 cm fra både brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent område (LT; Lauvtjørn).

Jordprøvene med høyest innhold av ekstraherbart SO_4^{2-} var de i Lauvtjørn dypere enn 15 cm (LT d> 15), som hadde konsentrasjoner av SO_4^{2-} mellom 95 mg/L og 160 mg/L (figur 10).



Figur 11. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ som funksjon av ekstrahert SO_4^{2-} (ekstrahert med 0,016 M KH_2PO_4 , 0,5 M NH_4F og deionisert vann) i myr i de ti øverste cm fra både brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent område (LT; Lauvtjørn).

Ved sammenlikning av brente og ubrente overflatelag viser figur 11 at det brente overflatelaget fra Jurdalsknuten har litt lavere innhold av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ enn Lauvtjørn.

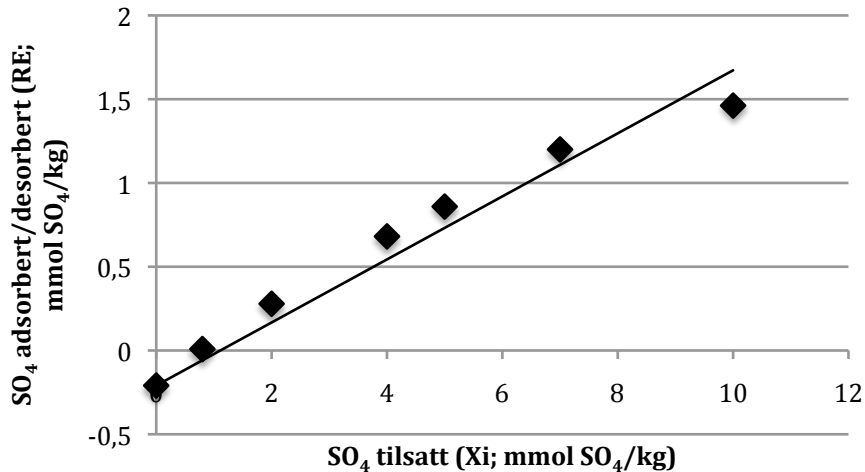


Figur 12. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ som funksjon av ekstrahert SO_4^{2-} (ekstrahert med 0,016 M KH_2PO_4 , 0,5 M NH_4F og deionisert vann) i myr fra 30-40 cm fra både brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent område (LT; Lauvtjørn).

Figur 12 viser at to myrprøver fra Lauvtjørn (prøvenummer 26 og 27) har et lavere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ forhold enn forholdet til de to myrprøvene fra Jurdalsknuten i dyp mellom 30 og 40 cm.

3.1.2. Adsorpsjonsisotermer

De ni ulike adsorpsjonsisotermene har varierende grad av tilpasning til den lineære modellen, og ikke alle isotermene lot seg beskrive med en lineær regresjon. Det var jordprøven fra godt drenert jord i dyp større enn 15 cm fra Lauvtjørn (figur 13) som hadde den beste tilnærmingen, og overflatelaget fra Lauvtjørn (prøvenummer 18) og overflatelaget i myr fra Jurdalsknuten (prøvenummer 9) hadde de dårligste tilnærmingene. De fleste isotermene viste ingen tegn på adsorpsjonsmaksimum, de tre som gjorde det var jordprøvene fra overflatelaget fra Lauvtjørn (prøvenummer 18), overflatelaget i myr fra Jurdalsknuten (prøvenummer 9) og myr fra dyp mellom 30-40 cm fra Lauvtjørn (prøvenummer 28).



Figur 13. Adsorpsjonsisotermen til jordprøve 21 fra ubrent område (LT; Lauvtjørn) i godt drenert jord fra dyp lenger ned enn 15 cm. IM- isotermen viser det som er adsorbent/ desorbent (RE) som en funksjon av SO_4^{2-} tilsatt.

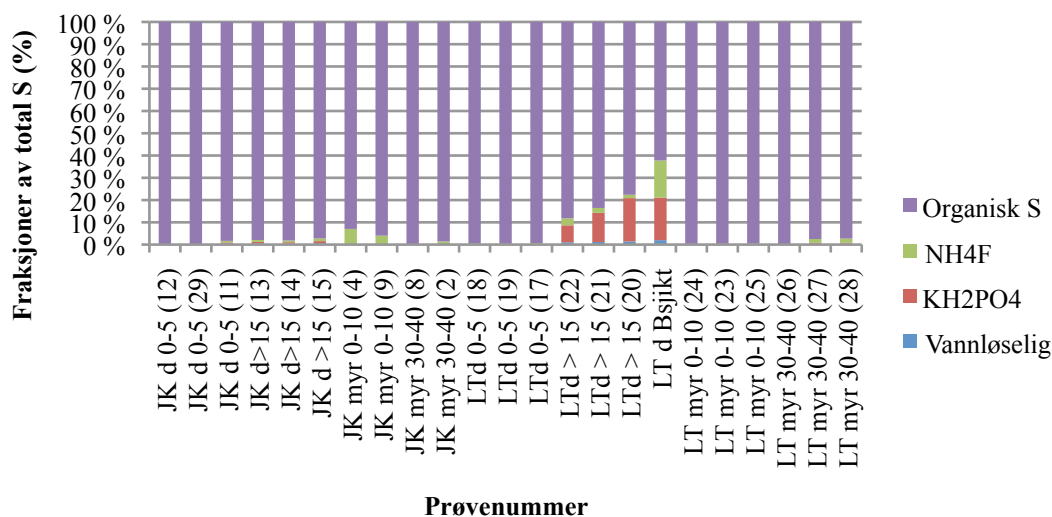
Adsorpsjonsparameterne for de ulike jordprøvene er vist i tabell 3. Sulfatadsorpsjonen ved den høyeste tilsatte konsentrasjonen på 10 mmol SO_4^{2-} /kg (RE_{10}) varierte fra 0,032 til 1,84 mmol SO_4^{2-} /kg. Fra brent jord var det myr som viste de høyeste konsentrasjonene av SO_4^{2-} , der overflatelaget fra myr i Jurdalsknuten hadde den aller høyeste på 1,84 mmol SO_4^{2-} /kg. Verdiene av -b viser hvor linja skjærer y-aksen, og dette er lik mengde SO_4^{2-} som desorberer ved tilsetting av vann (uten SO_4^{2-}). Generelt er det overflatejord som viste høyest SO_4^{2-} desorpsjon. Ved den konsentrasjonen der det verken er adsorpsjon eller desorpsjon ($Y=0$) er systemet i likevekt. Det er jordprøvene fra Lauvtjørn som har de høyeste konsentrasjonene (mmol SO_4^{2-} /kg) når systemet er i likevekt.

Tabell 3. De ulike parameterne fra IM- isotermer fra brent jord (JK; Jurdalsknuten) og ubrent jord (LT; Lauvtjørn). Benevningene for de ulike parameterne er for $-b$, RSP, og RE_{10} lik $\text{mmol SO}_4^{2-}/\text{kg}$, m er dimensjonsløs og $Y=0$ er $\text{mmol SO}_4^{2-}/\text{L}$. Prøvenummer i parentes.

Prøve-ID	m	$-b$	RSP	R^2	$Y=0$	RE_{10}
JK d 0-5 (29)	0,10	0,709	0,021	0,87	0,038	0,980
JK d> 15(15)	0,03	0,019	0,020	0,85	0,112	0,320
JK myr 0-10 (9)	0,26	0,785	1,06	0,35	0,600	1,84
JK myr 30-40 (8)	0,20	0,019	0,880	0,79	0,730	1,23
LT d B- sjikt	0,15	0,169	0,198	0,92	0,232	1,29
LT d 0-5 (18)	0,03	0,308	0,319	0,34	1,812	0,032
LT d>15 (21)	0,19	0,209	0,257	0,95	0,222	1,67
LT myr 0-10 (23)	0,10	0,384	0,426	0,85	0,780	0,600
LT myr 30-40 (28)	0,04	0,287	0,300	0,78	1,332	0,140

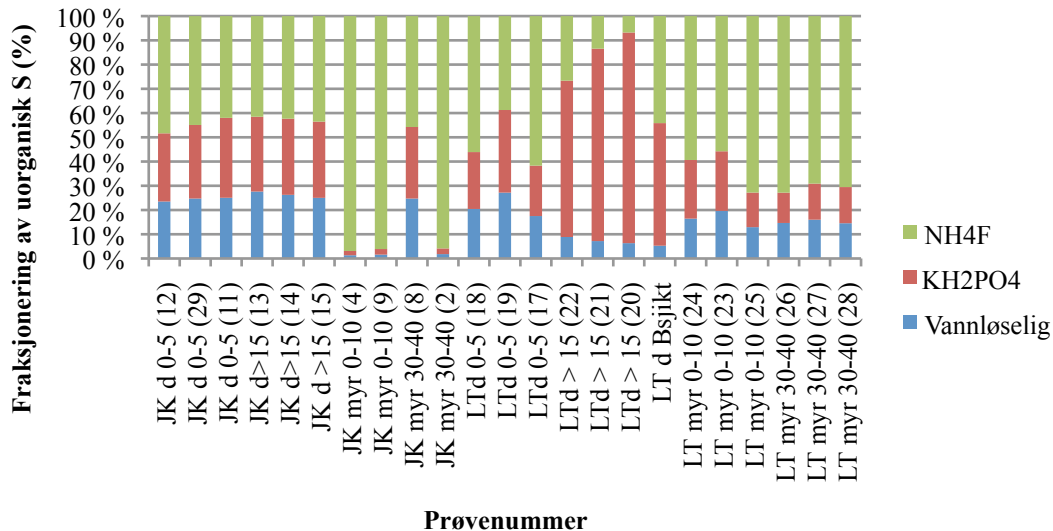
3.1.3. Svovelfraksjonering

Organisk S er den dominerende S-formen i alle jordprøvene, men andelen er litt mindre i de dypere sjiktene for de godt drenerte jordsmonnene, som vist i figur 14. B-sjikt fra Lauvtjørn var den prøven med høyest uorganisk innhold, der organisk lå litt over 60 %.



Figur 14. Fraksjonering av S i jordprøver fra brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent (LT; Lauvtjørn) område, både i godt drenert jord og myr. Alle jordprøvene har blitt ekstrahert med vannløselig $\text{SO}_4\text{-S}$, 0,016 M KH_2PO_4 $\text{SO}_4\text{-S}$ og 0,5 M NH_4F $\text{SO}_4\text{-S}$. Organisk S ble funnet ved å subtrahere total S fra de uorganiske formene. Prøvenummer i parentes.

Uorganisk S i myr er dominert av NH_4F ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ (det som etterlikner utilgjengelig $\text{SO}_4\text{-S}$), mens vannløselig $\text{SO}_4\text{-S}$ og KH_2PO_4 ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ (det som etterlikner adsorbent $\text{SO}_4\text{-S}$) er høyere i godt drenert jordsmonn, særlig i mineralhorisonter (figur 15).

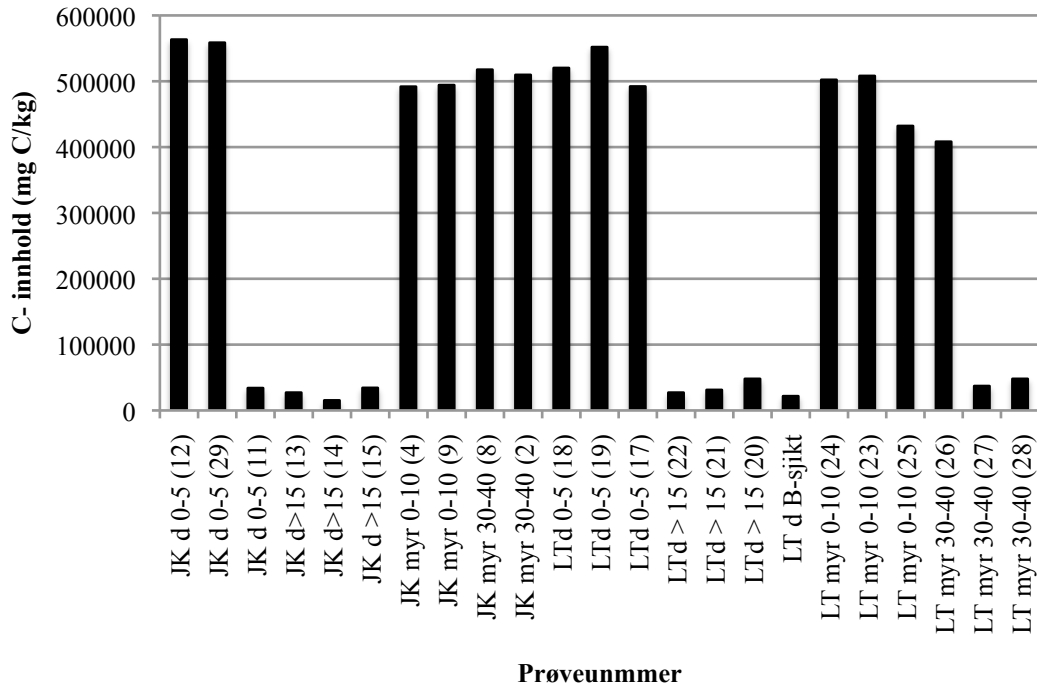


Figur 15. Fraksjoner av uorganisk $\text{SO}_4\text{-S}$ fra brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent (LT; Lauvtjørn) område, både i godt drenert jord og myr. Alle jordprøvene har blitt ekstrahert med vannløselig $\text{SO}_4\text{-S}$, 0,016 M KH_2PO_4 $\text{SO}_4\text{-S}$ og 0,5 M NH_4F $\text{SO}_4\text{-S}$. Prøvenummer i parentes.

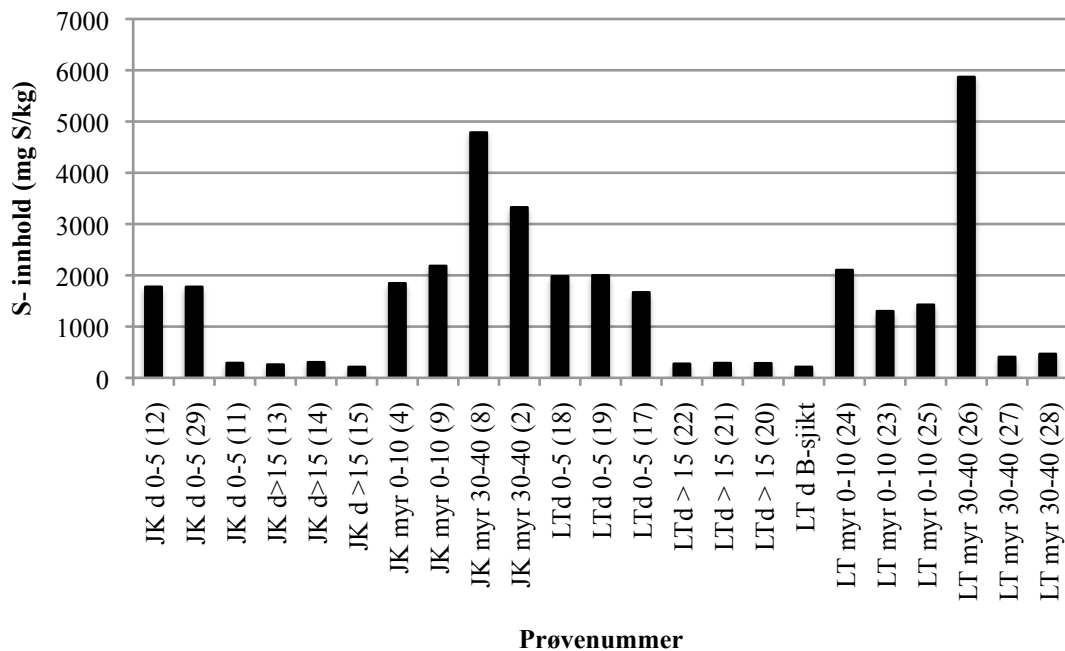
3.1.4. Totalt C, totalt S og C/S- forhold

Totalt innhold av organisk C er høyest i de øverste sjiktene i godt drenert jord men blir lavere nedover i jordprofilen (figur 16). Dette gjelder også for total S (figur 17), som har et mindre innhold i jord i forhold til C. C/S- forholdet er også høyest i de øvre sjikt og blir lavere i mineraljord (figur 18).

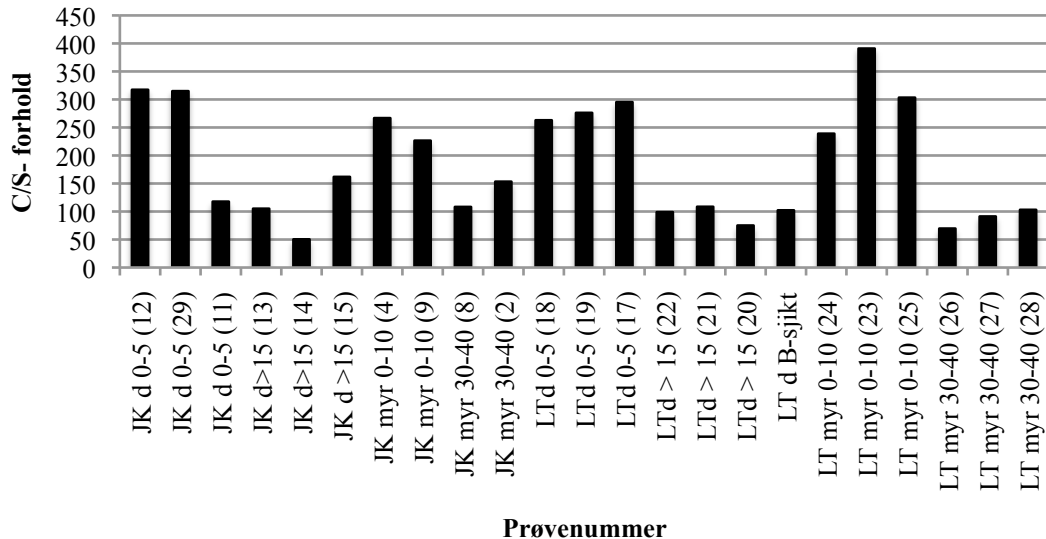
Jordprøvene fra myr har omtrent like mye C i hele profilen som de i øvre sjikt i godt drenert jord, unntaket er Lauvtjørn myr 30-40 (prøvenummer 27 og 28) hvor C-innholdet er omtrent lik mineraljorda fra Jurdalsknuten og Lauvtjørn. Totalt S er omtrent like høyt i overflaten på myr som i overflaten i godt drenert jord, men innholdet av total S er høyest i de dypere sjiktene i myr. Unntaket for dette i myr er også LT myr 30-40 (27 og 28), som har totalt S omtrent lik mineraljord. C/S-forholdet i myrprøvene er høyest i de øverste sjiktene og blir lavere fra 30-40 cm dyp, og har omtrent de samme verdiene som godt drenert jord.



Figur 16. Mengde totalt C (mg/kg) fra brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent (LT; Lauvtjørn) område, både i godt drenert jord og myr. Prøvenummer i parentes.



Figur 17. Mengde totalt S (mg/kg) fra brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent (LT; Lauvtjørn) område, både i godt drenert jord og myr. Prøvenummer i parentes.



Figur 18. C/S-forhold fra brent (JK; Jurdalsknuten) og ubrent (LT; Lauvtjørn) område, både i godt drenert jord og myr. Prøvenummer i parentes.

3.1.5. Brenning av jord på lab

Adsorpsjonsisotermer

Parameterne fra initial mass isotermen for Lauvtjørn godt drenert jord i dyp større enn 15 cm er vist i tabell 4. Det er tre ulike brennetider på 5 timer, 10 timer og 24 timer. Adsorpsjonsisotermene fra overflatelaget fra Lauvtjørn følger ikke en lineær modell og det har derfor ikke blitt estimert noen parametre for disse to brennetidene på 5 og 10 timer.

De ulike parameterne fra kontrollert brann har lave verdier av m , $-b$ har høye negative verdier og RSP er høy i forhold til jordprøvene i tabell 3. De tre prøvene fra LT $d > 15$ som er brent i 5, 10 og 24 timer har alle en høy verdi av R^2 . Siden disse jordprøvene desorberer etter den høyeste tilsatte konsentrasjonen på 10 mmol SO_4^{2-}/kg (RE_{10}) viser de ikke et krysningpunkt med x-aksen.

Tabell 4. De ulike parameterne fra IM-isotermen fra kontrollert brann i 5, 10 og 24 timer. Jordprøvene er fra Lauvtjørn fra godt drenert jord dypere enn 15 cm, der prøvenummer 20, 21 og 22 er blandet. Benevningene for de ulike parameterne er for $-b$, RSP og RE_{10} lik mmol SO_4^{2-}/kg , m er dimensjonsløs.

Brent jord	m	$-b$	RSP	R^2	RE_{10}
LT $d > 15$ brent 5 t	0,08	0,846	0,921	0,91	-0,036
LT $d > 15$ brent 10 t	0,08	1,035	1,13	0,96	-0,235
LT $d > 15$ brent 24 t	0,05	2,240	2,55	0,99	-1,89

Vannløselig SO₄-S og ekstraherbar KH₂PO₄ SO₄-S

Verdiene for vannløselig SO₄-S og KH₂PO₄ ekstraherbart SO₄-S er presentert i tabell 5. Ved ekstraksjon med deionisert vann viser resultatene at jordprøvene i de øvre sjikt og mineraljord har en tydelig økning av SO₄-S jo lenger de ble brent. Dette er ikke tilfellet for alle jordprøver ved ekstraksjon med KH₂PO₄. Mineraljorda viser verdier på 247,62 mg S/kg etter 5 timers brenning, 200 mg S/kg etter 10 timers brenning og 211,11 mg S/kg etter 24 timers brenning.

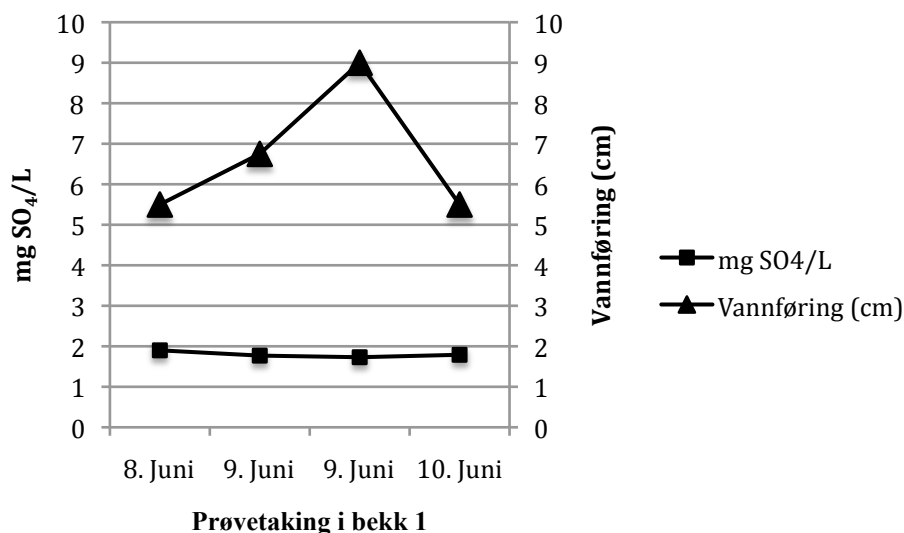
Tabell 5. Innhold av vannløselig og KH₂PO₄ ekstraherbart SO₄-S (mg/kg) fra kontrollert brann etter 5, 10 og 24 timer i jord fra Lauvtjørn. Jordprøve 18 og 19 er fra overflatelaget (0-5 cm) i godt drenert jord og prøve 20, 21 og 22 er fra mineraljord (dypere enn 15 cm) i godt drenert jord.

Brent jord	Vannløselig SO ₄ -S (mg/kg)	KH ₂ PO ₄ ekstraherbart SO ₄ -S (mg/kg)
Prøve 18; Brent 5	1364	1777
Prøve 19; Brent 10t	3557	6818
Prøve 20,21,22; Brent 5t	24	248
Prøve 20,21,22; Brent 10t	34	200
Prøve 20,21,22; Brent 24t	77	211

3.2. Vannprøver fra bekk

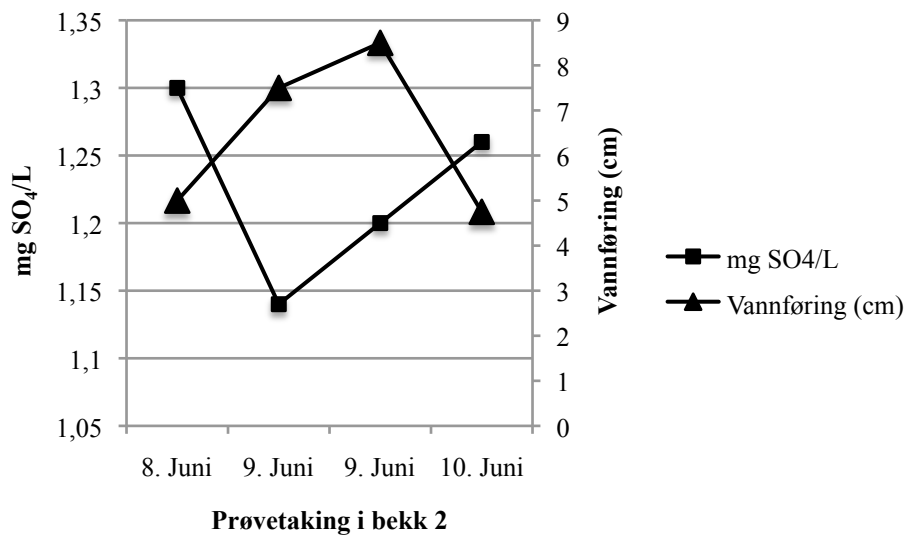
3.2.1. Vannføring og SO₄

Ved sammenlikning av SO₄²⁻-konsentrasjon (mg/L) og vannføring (cm) kan det sees at konsentrasjonen av SO₄²⁻ synker med økende vannføring i alle bekkene (figur 20-23).

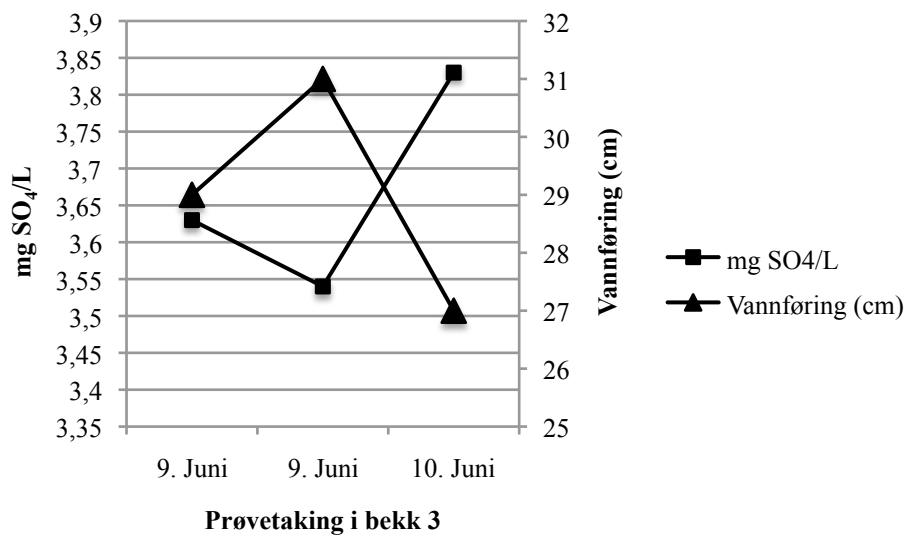


Figur 20. Vannføring (cm) og konsentrasjon av SO₄²⁻ (mg/L) i bekk 1 fra Jurdalsknuten (brent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt fire vannprøver fra samme punkt.

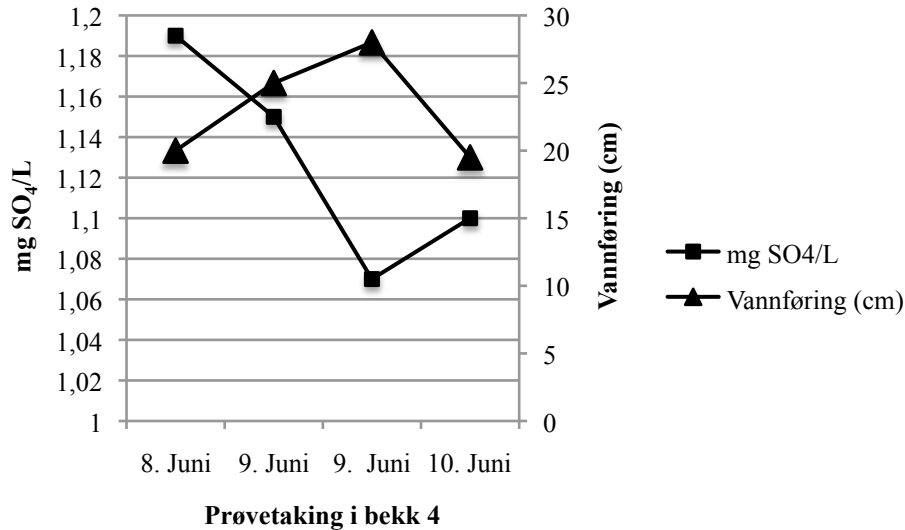
Bekk 1 som ligger i området til Jurdalsknuten (brent) har den høyeste konsentrasjonen av SO_4^{2-} (figur 20). Det er også den bekken som varierer minst i konsentrasjon av SO_4^{2-} ved endret vannføring.



Figur 21. Vannføring (cm) og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L) i bekk 2 fra Lauvtjørn (ubrent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt fire vannprøver fra samme punkt.



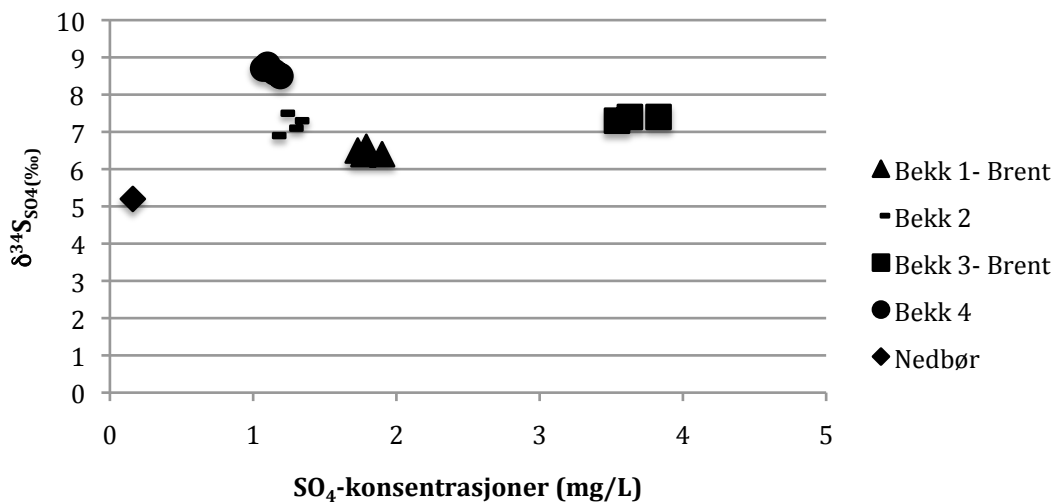
Figur 22. Vannføring (cm) og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L) i bekk 3 fra Hauktjørn (brent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt tre vannprøver fra samme punkt.



Figur 23. Vannføring (cm) og konsentrasjon av SO₄²⁻ (mg/L) i bekk 4 fra Tvetjørnane (ubrent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt fire vannprøver fra samme punkt.

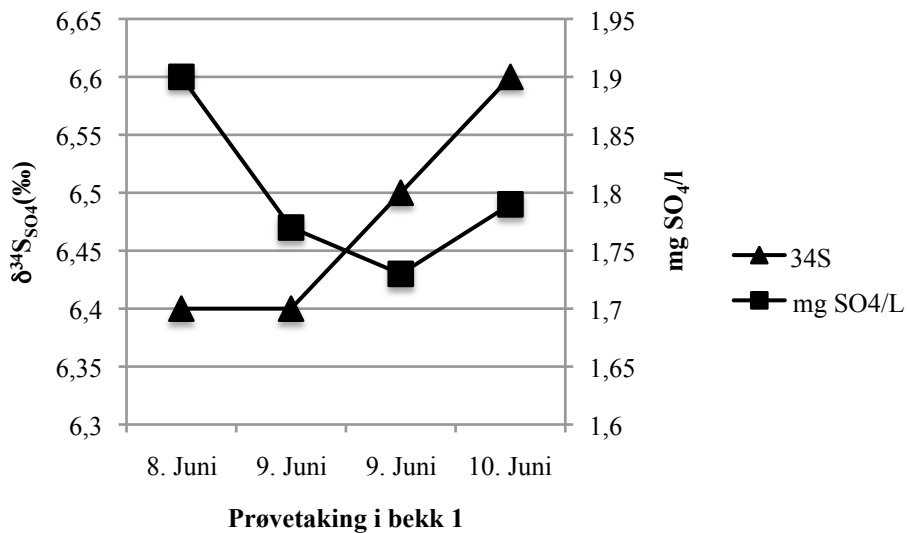
3.2.2. Innhold av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og SO₄

Resultatene for $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdiene vises i figur 24. Bekkene som ligger i det ubrente området har en litt høyere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdi i forhold til de bekkene som ligger i det brente området. Nedbøren har den laveste verdien på 5,2 ‰. Konsentrasjonen av SO₄²⁻ er høyere i de bekkene som ligger i det brente området, der bekk 1 har høyere verdier enn bekk 2, og bekk 3 har høyere verdier enn bekk 4.

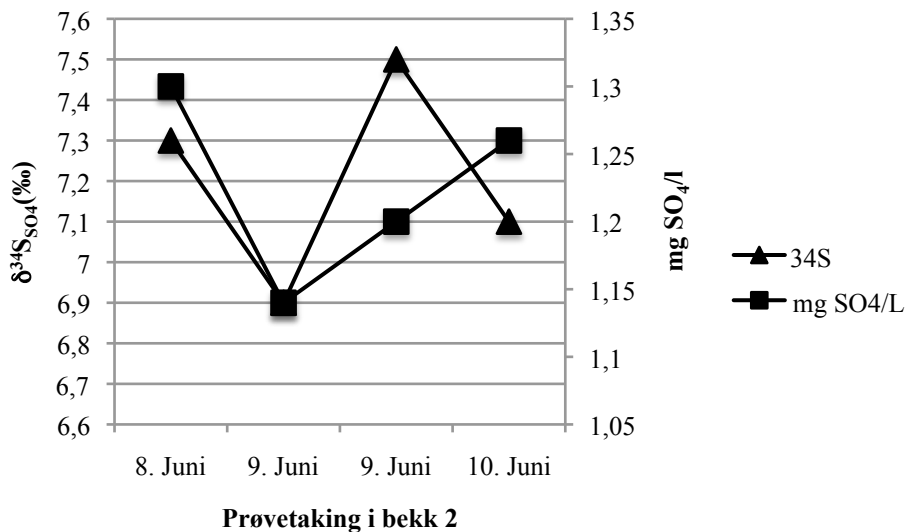


Figur 24. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og konsentrasjon av SO₄²⁻ (mg/L) i alle de fire bekkene; Jurdalsknuten (1; brent), Lauvtjørn (2; ubrent), Hauktjørn (3; brent) og Tvetjørnane (4; ubrent), og i nedbøren. Bekkene hadde fire ulike tidspunkt for prøvetaking.

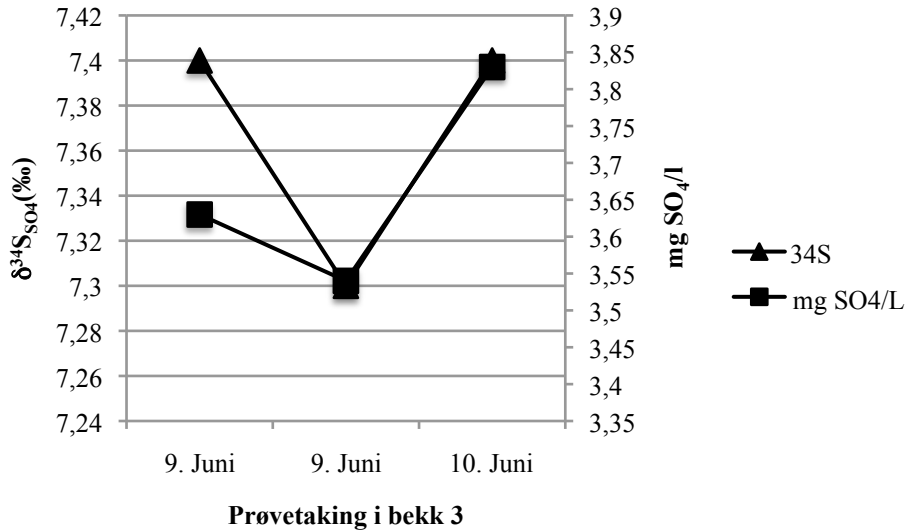
Figur 25- 28 viser $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og SO_4^{2-} -konsentrasjoner (mg/L). Alle fire bekkene har ulike mønster, og det er ingen sammenheng mellom disse to parametrene.



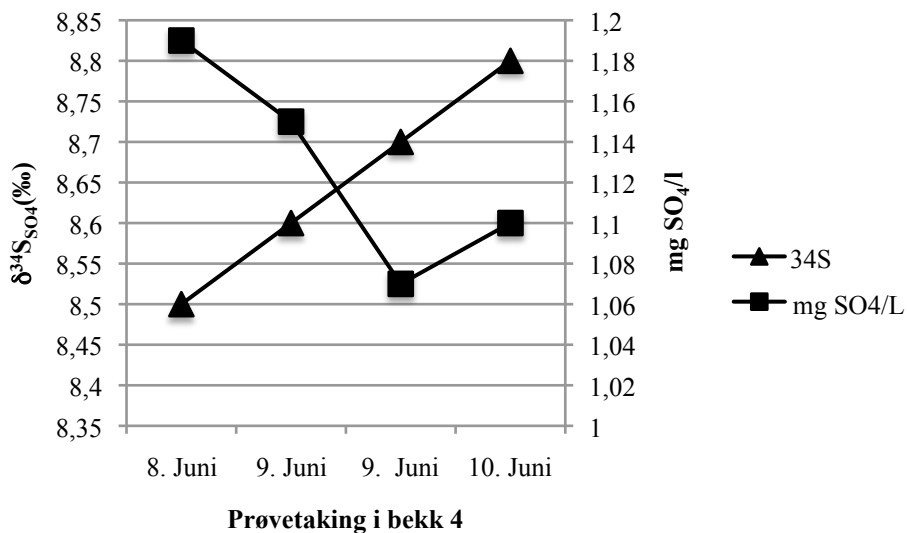
Figur 25. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L) i bekk 1 fra Jurdalsknuten (brent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt fire vannprøver fra samme punkt.



Figur 26. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L) i bekk 2 fra Lauvtjørn (ubrent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt fire vannprøver fra samme punkt.



Figur 27. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L) i bekk 3 fra Hauktjørn (brent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt tre vannprøver fra samme punkt.



Figur 28. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og konsentrasjon av SO_4^{2-} (mg/L) i bekk 4 fra Tvetjørnane (ubrent). Under episoden fra 8/6-11 til 10/6-11 ble det prøvetatt fire vannprøver fra samme punkt.

4. Diskusjon

4.1. Svovel i jord

4.1.1 Innhold av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og SO_4

Jordprøvene fra Jurdalsknuten (brent område) og Lauvtjørn (ubrent område) viste forskjeller i ekstraherbart SO_4^{2-} , der jordprøvene fra Jurdalsknuten hadde høyere innhold av vannløselig SO_4^{2-} og støtter dermed opp under min hypotese om at skogbrann fører til mer mobilt SO_4^{2-} i jorda. De jordprøvene som ble prøvetatt fra Jurdalsknuten har i gjennomsnitt lavere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier i forhold til de som ble tatt ut fra Lauvtjørn, men graden av variasjon er stor innad i triplikatene, og viser dermed ingen klare tegn på at det har skjedd en oksidering av S under skogbrann.

I Jurdalsknuten lå $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdiene fra +4,5 ‰ til + 8,8 ‰, og i Lauvtjørn lå verdiene i intervallet +5,1 ‰ til +8,7 ‰. Det kan tyde på at isotopforholdet $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ begynner å stabilisere seg etter skogbrannen i 2008, siden Jurdalsknuten og Lauvtjørn har nærliggende isotopforhold. $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdien i nedbør fra Myklandområdet er 5,2 ‰, dette forholdet er omtrent det samme som de lavere nivåene funnet i jordprøvene i Mykland. Jordprøvene som er tatt ut i det øverste sjiktet i Jurdalsknuten i både godt drenert jord og myr har både lavere og høyere verdier av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ enn de som ble prøvetatt i Lauvtjørn, og det er ingen signifikant forskjell mellom godt drenert jord ($P= 0,262$) eller myr ($P= 0,331$). Jordprøvene som ble prøvetatt i mineraljord og myr ved 30-40 cm har høyere verdier av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ i Jurdalsknuten. Dette kan skyldes at brannen ikke har vært så intens at det har brent i mineraljord og i myr dypere enn 30 cm, og at det derfor ikke har forekommet en oksidering i disse sjiktene. I mineraljord er det signifikant forskjell mellom jord fra Jurdalsknuten og Lauvtjørn ($P= 0,015$), men det er Lauvtjørn som har de laveste verdiene av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$. Lavere nivåer av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier i Lauvtjørn kan tyde på naturlige forskjeller mellom disse to områdene, hvis det er slik at mineraljord ikke har brent. Isotopforholdet $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ fra B-sjikt i Lauvtjørn på 5,9 ‰ ligger rundt de samme verdiene som Van Stempvoort et. al. (1990) fant fra B-sjikt i en podsoljord i Ontario (Canada) som varierte fra 3,6 ‰ til 6 ‰.

Det er bare overflatelaget i godt drenert jord som har signifikant forskjell i vann-, KH_2PO_4 - og NH_4F ekstraherbart SO_4 -S mellom jordprøver fra Jurdalsknuten og Lauvtjørn ($P= 0,010$), noe som er en følge av at triplikatene i mineraljord har høyt standardavvik. Av totalt S er konsentrasjonen av vann-, KH_2PO_4 - og NH_4F ekstraherbart SO_4 -S høyest i mineraljord, og er i

tråd med blant annet Singh (1980), David & Mitchell (1987) og Hutchison (1979) som viser til at B-sjiktet binder SO_4^{2-} .

Knöller et. al. (2005) fant liknende $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier som mine i Øst-Tyskland. Disse verdiene var fra et nedbørsfelt med morene og lå fra -42 ‰ til +18 ‰ i umetta og metta soner. I den umetta sona ble det observert små variasjoner i nivåene og kilden var mest sannsynlig antropogen. Det var den metta sona som hadde de største negative verdiene fra -5 ‰ og nedover. Metta sone hadde mer variasjoner i nivåene av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og Knöller et. al. (2005) mente denne variasjonen kom av isotopisk lettere SO_4^{2-} fra oksidering av sedimentær S^{2-} . De verdiene Knöller et. al. (2005) fant i umetta sone ligger innenfor dataene fra Myklandområdet, men andre har funnet et mye mindre intervall. Mayer et. al. (1995) fant $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier i sur skogjord til å ligge i det samme området som verdien til langtransporterte kilder i nedbør. Verdiene var også mer eller mindre konstante gjennom hvert jordprofil med en verdi fra +3 ‰ til -2 ‰. Dette tyder på at verdiene fra Mykland er relativt like de andre har funnet, men hvordan $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier endrer seg og stabiliserer seg etter skogbrann har jeg ikke funnet noe litteratur på, og jeg har derfor ikke andre resultater å sammenlikne med.

4.1.2. Totalt S og C

Totalt S og C har en klar sammenheng med dypet. I godt drenert jord minker verdiene (uttrykt i mg/kg) når jorddypet øker. I myr øker innholdet av S når jorddypet øker, mens C er mer stabilt i hele jordprofilet. Myr har høyere innhold av totalt S enn det godt drenert jord har, og det er organisk S som er den dominerende formen.

En akkumulasjon av organisk materiale i myr vil oppstå på grunn av god tilgang til vann for planter, som senere dør og forsvinner ned i grunn. Alt det organiske vil da bli preservert i myr fordi mangel på O_2 forhindrer oksidering av materialet (Brady 1984). Nivåene på totalt C ligger rundt 50 %, men det er to prøver av myr som har et lavt innhold av totalt C, Lauvtjørn i myr 30-40 cm (prøvenummer 27 og 28). Dette kan tyde på at prøvene ble tatt helt på undersiden av myrprofilet, der hvor overgangen til mineraljord er. Fraksjonering av S tyder også på at det er litt mer uorganisk S i myrprøve 27 og 28 enn i sjiktene over. Det er NH_4F ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ det er mer av, altså det som skal være utilgjengelig. Nivåene av utilgjengelig $\text{SO}_4\text{-S}$ i myr er høyest i overflatelaget i Jurdalsknuten (prøvenummer 4 og 9) og i de dypere sjikt i Jurdalsknuten 30-40 (prøvenummer 2) fra 1-6 %. Dette kan tyde på at SO_4^{2-} som ikke lekker ut av jordsystemet blir mer utilgjengelig i myr. Myrprøve 8 fra 30-40 cm dyp fra Jurdalsknuten har mye mindre innhold

av utilgjengelig $\text{SO}_4\text{-S}$ enn de andre myrprøvene. Ved sammenligning med andres resultater for total S i myr er verdiene fra Lauvtjørn ganske like. Ødelien & Selmer- Olsen (1978) fant totalt S i seks ulike myrprøver i Ås (Norge) til å ligge rundt de samme verdiene som ble funnet i Mykland. Ifølge Biederbeck (1978) vil det høyeste innholdet av S forekomme i våtmark fordi det er mye mer organisk materiale der enn i godt drenert jord, og at det mest sannsynlig har foregått en akkumulering av S^{2-} i myrområder. Casagrande et. al. (1980) undersøkte totalt S i myr og observerte en økning av totalt S med dypet. Dette er i tråd med mine data som viser at verdiene for totalt S er høyest i myr, og at de øker med dypet både i godt drenert jord og myr. C/S-forholdet minker med dypet i godt drenert jord, som følge av at totalt C er høyest i overflaten der det er mest organisk materiale. Figur 18 viser også at de øvre sjikt i myr har et høyere forhold enn de dypere sjiktene. Det høyeste C/S-forholdet i mine data er på 390, og ifølge Brady & Weil (2002) vil et forhold høyere enn 400 som regel føre til immobilisering av S.

Fraksjonering av totalt S viste en fordeling der organisk S utgjorde rundt 95-99 % i alle jordprøver, unntatt jordprøver i Lauvtjørn i dyp større enn 15 cm (prøvenummer 13, 14, 15) og B-sjikt. Disse fire prøvene inneholdt mellom 62-88 % organisk S, og hadde dermed mer av vannløselig $\text{SO}_4\text{-S}$ og mest av KH_2PO_4 ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ (det som er adsorbent). Høyest innhold av adsorbent $\text{SO}_4\text{-S}$ i mineraljord er i tråd med hva blant annet Wang et. al. (2011) har funnet om at adsorbent $\text{SO}_4\text{-S}$ ofte øker med jorddyppet. Ved kun å se på uorganisk S er det lettere å finne forholdet mellom de ulike formene. De tre jordprøvene fra Jurdalsknuten i dyp større enn 15 cm har alle mindre innhold av adsorbent $\text{SO}_4\text{-S}$, men høyere innhold av både NH_4F ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ (det som er utilgjengelig) og vannløselig $\text{SO}_4\text{-S}$ i forhold til Lauvtjørn i dyp større enn 15 cm. Dette tyder på at mer SO_4^{2-} blir både lettere og vanskeligere løselig etter brann. Tabatabai & Bremner (1972) fant liknende S-innhold i 15 ulike jordtyper fra Iowa. Deres innhold av organisk S lå mellom 95-99 % i overflatelaget og jord dypere enn 15 cm hadde litt høyere nivåer med et organisk S innhold på 84-99 %.

4.1.3. Adsorpsjonsisotermer

IM-isotermene har varierende tilpasning til dataene fra adsorpsjonsforsøket. Overflatelaget av myr fra Jurdalsknuten (prøvenummer 9) og overflatelaget av godt drenert jord fra Lauvtjørn (prøvenummer 18) hadde svært lave R^2 -verdier på henholdsvis 0,35 og 0,34. Det er derfor en stor usikkerhet rundt disse isotermene. De resterende isotermene hadde R^2 -verdier fra 0,79 til 0,99. Der linja skjærer y-aksen er den mengden SO_4^{2-} jorda adsorberer/desorberer når det ikke er tilsatt noe SO_4^{2-} , og helningen på kurven er koeffisienten (m). Ved negative verdier på y-aksen

vil det forekomme en desorpsjon, der linja krysser x-aksen er systemet i likevekt, og ved positive y-verdier foregår det en adsorpsjon. Den høyeste m-verdien og dermed den jordprøva som har adsorbent mest SO_4^{2-} var fra Jurdalsknuten i myr mellom 30-40 cm (prøvenummer 8), ellers er verdien av m høy i både mineraljord og B-sjikt fra Lauvtjørn. Verdien av m i jordprøven fra Lauvtjørn i dyp større enn 15 cm (prøvenummer 21) er på 0,19. Verdiene av m i jordprøvene 20, 21 og 22 (triplikater fra dyp større enn 15 cm fra Lauvtjørn) fra kontrollert brann på lab fra 5, 10 og 24 timer er henholdsvis på 0,08, 0,08 og 0,05. Denne forskjellen antyder at brann fører til mer mobilt SO_4^{2-} . De høyeste negative verdiene for $-b$ finnes i overflaten på både godt drenert jord og myr som ligger i Jurdalsknuten. Dette indikerer at disse jordprøvene desorberer mest SO_4^{2-} ved vanntilsetting, og at jordprøver fra Jurdalsknuten inneholder mer mobilt SO_4^{2-} . Nodvin et. al. (1986b) estimerte mengden reaktivt S i jorda (RSP) for SO_4^{2-} i B-sjikt til å være 0,410. B-sjiktet fra Lauvtjørn har en lavere verdi på 0,198. Ved å skille mellom myr og godt drenert jord viser høyere m en høyere RSP. Ved den høyeste konsentrasjonen tilsatt (RE_{10}) er det Lauvtjørn i dyp mer enn 15 cm (prøvenummer 21) med 1,67 mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$ som har den høyeste adsorpsjon, etterfulgt av B-sjiktet fra Lauvtjørn med 1,29 mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$. Disse to jordprøvene fra Lauvtjørn som adsorberte mest ved RE_{10} har også de høyeste verdiene av m. Vance & David (1992) fant også en sammenheng mellom m og mengde SO_4^{2-} adsorbent.

Isotermene har ulike konsentrasjoner hvor systemet er i likevekt, hvor ingen SO_4^{2-} adsorberes eller desorberes (mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{L}$). Generelt har jordprøvene fra Jurdalsknuten lavere konsentrasjoner enn jordprøvene fra Lauvtjørn. Det er myrprøvene innad i hvert område som viser de høyeste konsentrasjonene for likevekt. I godt drenert jord har mineraljorda litt høyere konsentrasjon av SO_4^{2-} enn overflatejorda i likevekt. Grunnen til at noen jordprøver har mindre konsentrasjoner ved likevekt kan for eksempel være at de har mer seskvioksider, eller at de har høyere startkonsentrasjon som gjør at de binder mindre (Singh 1980).

4.1.4. Kontrollert brann

Verdiene for overflatelaget fra Lauvtjørn som ble brent på lab passet ikke inn i en lineær modell og har derfor ingen parametere som kan sammenlignes med de andre. De har ekstremt høye negative verdier av $-b$. Overflatelaget fra Lauvtjørn som har brent i fem timer ligger på -235 mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$ og verdien etter brenning i ti timer er -187 mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$. Dette betyr at brann fører til at mer SO_4^{2-} vil mobiliseres ved tilsetting av vann, og hypotesen om at mer SO_4^{2-} mobiliseres etter brann styrkes. I motsetning til overflatelaget fra Lauvtjørn passet verdiene for Lauvtjørn i dyp større enn 15 cm inn i IM-isotermen. De brente jordprøvene fra Lauvtjørn har

lave verdier av m , høye negative verdier av $-b$, og ved den høyeste tilsatte konsentrasjonen (RE_{10}) desorberer de fortsatt SO_4^{2-} . Dette er interessant for å undersøke hvordan jorda oppfører seg med hensyn på SO_4^{2-} rett etter brannen, og er i tråd med hypotesen om at SO_4^{2-} etter brann er mer mobilt. Hypotesen forsterkes ved at andelen RSP er høyest for disse prøvene.

Vannekstraherbar SO_4 -S økte både i det organiske sjiktet og i mineraljorda ettersom brennetiden økte. Innholdet av vannekstraherbar SO_4 -S økte med cirka 2000 mg S/kg fra fem til ti timers brenning i overflatelaget, og viste dermed det som er forventet ved lenger brennetid; at SO_4^{2-} blir mer mobilt. Dette er i tråd med de resultatene Murphy et. al. (2006) fant etter en skogbrann i Nevada (USA) i 2002, med 5760 mg/kg vannekstraherbar SO_4 -S. KH_2PO_4 ekstraherbart SO_4 -S fra Lauvtjørn viste en økning på cirka 5000 mg S/kg fra fem til ti timer med brenning. Grunnen til dette er antakelig at en lenger brennetid frigjør mer SO_4^{2-} fordi organisk materiale i jorda forbrennes. Verdiene for mineraljorda i tabell 5 viser annerledes resultater, SO_4 -S innholdet minket fra fem til ti timer med 48 mg S/kg, og økte etter 24 timer med 11 mg S/kg. Dette var ikke som forventet, men forskjellene er ikke så store i forhold til effekten i det organiske sjiktet.

4.2 Svovel i vann

4.2.1. Innhold av $\delta^{34}S_{SO_4}$ og SO_4

Ved å sammenlikne bekk 1 i Jurdalsknuten (brent område) mot bekk 2 i Lauvtjørn (ubrent område), og bekk 3 i Hauktjørn (brent område) mot bekk 4 i Tvetjørnane (ubrent område) viser vanndata at det er høyest konsentrasjon av SO_4^{2-} og lettere $\delta^{34}S_{SO_4}$ -sammensetning i de bekkene som ligger i de brente områdene. De høye verdiene i bekkene som ligger i de brente områdene tyder på at det fremdeles er en økt mobilisering av SO_4^{2-} tre år etter brannen. Dette forutsetter parvise sammenlikninger, og at det ene området har et annet $\delta^{34}S_{SO_4}$ signal enn det andre. Naturlig variasjon og ulikheter mellom bekkene i utgangspunktet vil gjøre at sammenlikninger av to bekker i og utenfor brannområdet har en viss usikkerhet.

Isotopforholdene av $\delta^{34}S_{SO_4}$ i Lauvtjørn er ikke like lave som verdien i nedbøren (5,2 ‰), verdiene i Lauvtjørn ligger i gjennomsnitt mellom 5,23 ‰ og 8,27 ‰. Det er mest sannsynlig antropogen tilførsel som er hovedkilden til S, og derfor kan forskjellene i jord og nedbør skyldes prosesser i jorda. Både $\delta^{34}S_{SO_4}$ og konsentrasjoner av SO_4^{2-} varierer ved ulike tidspunkt for prøvetaking i bekkene. Det er signifikant forskjell mellom bekk 1 (brent) og 2 (ubrent) med hensyn på $\delta^{34}S_{SO_4}$ -verdier ($P=0,002$). Det er også signifikante forskjeller mellom bekk 3 (brent)

og 4 (ubrent) i $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier ($P= 0,000$). En høyere vannføring fører til en konsentrasjon av SO_4^{2-} i vannforekomster som dras i retningen av konsentrasjonen i nedbøren. Med økt nedbør kan avrenningen fra områder rundt øke ned til bekkevann, slik at det da får liknende konsentrasjoner av SO_4^{2-} og isotopsignal som det er i nedbøren.

Bekk 1 og 2 viste signifikante forskjeller ($P= 0,000$) mellom brente og ubrente verdier med hensyn på konsentrasjon av SO_4^{2-} . Bekk 3 og 4 viste også signifikante forskjeller ($P= 0,000$) mellom ubrente og brente verdier. Disse resultatene underbygger min hypotese om at det fortsatt er effekter etter skogbrann i Mykland i 2008. Dette er i tråd med det Bayley et. al. (1992) fant i Ontario (Canada) etter en skogbrann. Nedbørsfeltet for forsøket ble karakterisert som boreal skog. Området var dominert av furu men det forekom også noe gran, papirbjørk og osp. Nivåer av SO_4^{2-} i bekk var tre ganger så høyt som bakgrunnsnivåer fem år etter brannen, og etter ni år hadde de enda ikke gått tilbake til nivåene før skogbrann. En av grunnen til dette ble antydnet å være et manglende dekke av mose og et organisk lag.

Det ble ikke funnet noen sammenheng mellom $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og konsentrasjonen av SO_4^{2-} i bekkene. Nivåene steg og sank uavhengig av hverandre. Dette er motsatt av hva Andersson et. al. (1992) og Mörth et. al. (1999) fant, der $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ økte når konsentrasjonen av SO_4^{2-} sank, og motsatt. Likevel viste mine resultater at $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdiene forandret seg, og dette antyder at det skjer prosesser i jorda.

Som poengtert tidligere kan høyere verdier av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ skyldes at tørkeperioder fører til oksidering av redusert S, som renner ut ved neste episode og vil da kunne inneholde mye ^{32}S . Figur 24 viser også at bekk 1 (brent) og 2 (ubrent) i område A har en lavere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdi enn det bekk 3 (brent) og 4 (ubrent) i område B har. Dette kan være et resultat av ulike prosesser som foregår i jordsmonnet. Det kan tyde på at det i området A foreligger en større mengde S^{2-} i jorda som har blitt oksidert under brann.

Andersson et. al. (1992) fant i sine resultater at $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -sammensetningen i bekkevann i april var den laveste gjennom hele året. Disse verdiene ble funnet på Øst-kysten av Sverige i et nedbørsfelt med myr og områder med gran og furu. Denne verdien lå nær verdien i snø, og kilden ble da identifisert som smeltevann. Fra våren og gjennom sommeren ble det funnet økte $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier og minkende konsentrasjoner av SO_4^{2-} . Dette var mest sannsynlig et resultat av at

vannet stagnerte om sommeren og dermed begynte en reduksjon av SO_4^{2-} under anaerobe forhold. Fiksering av ^{32}S som S^{2-} i sedimentene i bekken er mest sannsynlig årsaken til økte $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier om sommeren. Mörth et. al. gjorde et fire år langt studie på S-syklusen ved hjelp av isotoper og fant liknende resultater. Nedbørsfeltet som ble undersøkt var på Sør-Vest kysten i Sverige (Gårdsjön), og bestod for det meste av norsk gran. Det ble observert at økende konsentrasjoner av SO_4^{2-} etter tørke ga lave $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ -verdier. De konkluderte med at perioder med avrenning av SO_4^{2-} med økt $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ skyldtes bakterier som reduserte SO_4^{2-} i nedbørsfeltet, og dermed hadde et forbruk av ^{32}S . Etter tørre perioder ble redusert S oksidert, og en avrenning med høyt innhold av ^{32}S ble observert. Mine data viser at alle bekkevannsprøvene har verdier av $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ over verdien for nedbør, noe som tyder på at det skjer prosesser i jorda som påvirker dette forholdet.

4.3 Sammenheng mellom jord- og vannprosesser

Ulike prosesser i jord vil påvirke bekker og innsjøer gjennom avrenning. De ulike formene av S som blir dannet under skogbrann kan ved neste nedbørsperiode lekke ut av jorda og ut i vannforekomster. Resultatene fra Myklandområdet viser tegn på at dette har skjedd. Mindre nivåer av SO_4^{2-} i brent jord, og høyere nivåer av SO_4^{2-} i bekker som ligger i brente områder antyder at det er en sammenheng. Ved lav vannføring viser resultatene at konsentrasjonen av SO_4^{2-} synker i bekkene, og at den ligner mer på verdiene som finnes i jorda.

5. Konklusjon

Målsettingen for dette forsøket var å undersøke om det fortsatt er effekter av skogbrann på S i jord og vann i Myklandområdet. Ved å sammenligne verdier fra brente områder med ubrente områder i både jord og vann ble det funnet forskjeller med hensyn på S. I jordprøvene som ble tatt fra Jurdalsknuten (brent område) ble det påvist en antydning til lavere $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ i forhold til Lauvtjørn (ubrent område). Godt drenert jord fra Jurdalsknuten hadde mer vannløselig- og KH_2PO_4 ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ (adsorbent), og myr hadde mer NH_4F ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ (utilgjengelig) i forhold til Lauvtjørn. Det var en myrprøve fra Jurdalsknuten som hadde den høyeste adsorpsjon av SO_4^{2-} , etterfulgt av mineraljord fra Lauvtjørn. De jordprøvene som ble brent kontrollert på lab hadde store forskjeller i adsorpsjon før og etter brann, og viste at SO_4^{2-} ble mer mobilt etter brann.

Vannprøvene fra bekkene i område A og område B viste derimot tydelige forskjeller i både $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ og konsentrasjon av SO_4^{2-} . Bekken som lå i Jurdalsknuten i område A hadde høyere innhold av SO_4^{2-} enn den bekken som lå i Lauvtjørn. Høyere konsentrasjon av SO_4^{2-} og $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ ble også funnet i Hauktjørn, ved å anta at bekken hadde samme nivåer som Tvetjørnane før brannen. Alle bekkene hadde signifikante forskjeller, og viste dermed at det mest sannsynlig er effekter etter skogbrann i Mykland i 2008.

Resultatene fra dette forsøket kan derfor tyde på at jordsystemet restituerer seg raskere etter en skogbrann enn det vannsystemet gjør med tanke på S. Det kan også være at effektene blir større i vann i forhold til i jord.

6. Referanser

- Abrahamsen, G. (1980). Impact of atmospheric sulphur deposition on forest ecosystems. I: Shriner, S. D., Richmond, R. C. & Lindberg, E. S. (red.) *Atmospheric sulfur deposition*, s. 397-416.
- Andersson, P., Torssander, P. & Ingri, J. (1992). Sulfur isotope ratios in sulfate and oxygen isotopes in water from a small watershed in central sweden. *Hydrobiologia*, 235: 205-217.
- Barton, P. (1978). The acid mine drainage. I: Nriagu, O. J. (red.) *Sulfur in the environment, Part II: Ecological Impacts*, s. 314-358.
- Bayley, S. E., Schindler, D. W., Parker, B. R., Stainton, M. P. & Beaty, K. G. (1992). Effects of forest-fire and drought on acidity of a base-poor boreal forest stream - similarities between climatic warming and acidic precipitation. *Biogeochemistry*, 17 (3): 191-204.
- Biederbeck, V. O. (1978). Soil Organic Sulfur and Fertility. I: Schnitzer, M. & Khan, S. U. (red.) b. Volume 8 *Developments in Soil Science*, s. 273-310: Elsevier.
- Brady, C. N. (1984). *The nature and properties of soils*. Ninth utg. 750 s.
- Brady, C. N. & Weil, R. R. (2002). *Elements of the nature and properties of soil*. Second utg. 1-556 s.
- Brown, W. M. (1984). Maybe acid rain isn't the villain. *Fortune*, s. 170-174.
- Bufalini, M. (1971). Oxidation of sulfur dioxide in polluted atmospheres - review. *Environmental Science & Technology*, 5 (8): 685-&.
- Casagrande, D. J., Gronli, K. & Sutton, N. (1980). The distribution of sulfur and organic matter in various fractions of peat: origins of sulfur in coal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44 (1): 25-32.
- Choromanska, U. & DeLuca, T. H. (2002). Microbial activity and nitrogen mineralization in forest mineral soils following heating: evaluation of post- fire effects. *Soil Biology and Biochemistry*, 34: 263-271.
- Crum, H. (1992). Nutrients in scant supply. I: *A focus on peatlands and peat mosses*.
- David, M. B. & Mitchell, M. J. (1987). Transformations of Organic and Inorganic Sulfur: Importance to Sulfate Flux in an Adirondack Forest Soil. *The international journal of air pollution control and hazardous waste management*, 37: 39-44.
- DeByle, N. V. (1973). Broadcast burning of logging residues and the water repellency of soils. *Norhtwest science*, 47 (2): 77-87.
- Dyrness, C. T. (1976). Effect of wildfire on soil wettability in the high Cascades of Oregon. (USDA For. Serv. Res. Pap.): 18.
- Edwards, P. J. (1998). *Sulfur cycling, retention, and mobility in soils: a review* General technical report NE ; 250. Radnor, PA (5 Radnor Corp. Ctr., Ste. 200, Radnor 19087-4585) : Delaware, OH :: U.S. Dept. of Agriculture, Forest Service, Northeastern Research Station ; USDA Forest Service, Publications Distribution [distributor].
- Eriksen, J. (2009). Soil Sulfur Cycling in Temperate Agricultural Systems. I: Donald, L. S. (red.) b. Volume 102 *Advances in Agronomy*, s. 55-89: Academic Press.
- Flannigan, M., Amiro, B., Logan, K., Stocks, B. & Wotton, B. (2006). Forest Fires and Climate Change in the 21ST Century. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, 11 (4): 847-859.
- Franzmann, P. D., Haddad, C. M., Hawkes, R. B., Robertson, W. J. & Plumb, J. J. (2005). Effects of temperature on the rates of iron and sulfur oxidation by selected bioleaching Bacteria and Archaea: Application of the Ratkowsky equation. *Minerals Engineering*, 18 (13-14): 1304-1314.
- Fry, B., Gest, H. & Hayes, J. M. (1988). 34S/32S fractionation in sulfur cycles catalyzed by anaerobic bacteria. *Applied and environmental microbiology*, 54 (1): 250-256.

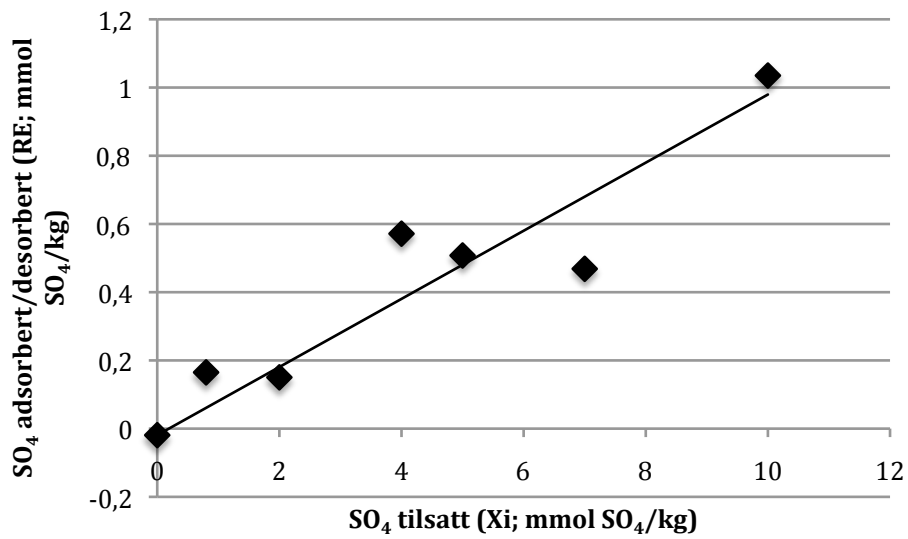
- Guggenberger, G. & Zech, W. (1992). *Retention of dissolved organic carbon and sulfate in aggregated acid forest soils*, b. 21. Madison, WI, ETATS-UNIS: American Society of Agronomy.
- Harward, M. E. & Reisenau, H. M. (1966). Reactions and movement of inorganic soil sulfur. *Soil Science*, 101 (4): 326-&.
- Hutchison, T. C. (1979). Sulphur in soil and vegetation. *International symposium sulphur emissions and the environment*, 2: 428-442.
- Høgberget, R. (2010). Skogbrannen i Mykland 2008. Resultater etter to års oppfølging av kjemiske effekter i vann: Norsk institutt for vannforskning. 44 s.
- Janzen, H. H. & Bettany, J. R. (1987). Measurement of Sulfur Oxidation in Soils. *Soil Science*, 143 (6): 444-452.
- Jensen, K. A. (2012). *Personlig meddelelse*. Ås.
- Johnson, D. W. & Henderson, G. S. (1979). Sulfate adsorption and sulfur fractions in a highly weathered soil under a mixed deciduous forest. *Soil Science*, 128 (1): 34-40.
- Johnson, E. A. (1992). *Fire and Vegetation Dynamics: Studies from the North American Boreal Forest* Cambridge. 144 s.
- Knöller, K., Trettin, R. & Strauch, G. (2005). Sulphur cycling in the drinking water catchment area of Torgau-Mockritz (Germany): insights from hydrochemical and stable isotope investigations. *Hydrological Processes*, 19 (17): 3445-3465.
- Koter, M., Panak, H. & T., W. (1971). Sorption and desorption of sulphate ions by various soil sorbents. *Polish journal of soil science*, 4 (2): 103-112.
- Macnamara, J. & Thode, H. G. (1950). Comparison of the Isotopic Constitution of Terrestrial and Meteoritic Sulfur. *Physical Review*, 78 (3): 307-308.
- Mayer, B., Fritz, P., Prietzel, J. & Krouse, H. R. (1995). The use of stable sulfur and oxygen isotope ratios for interpreting the mobility of sulfate in aerobic forest soils. *Applied Geochemistry*, 10: 161-173.
- McLaren, R. G. & Cameron, K. C. (1996). *Soil Science*. Second utg. Meteorologisk institutt. (2012).
- Miljøstatus. (2012).
- Moss, M. R. (1978). Sources of sulfur in the environment : The global sulfur cycle. I: Nriagu, O. J. (red.) *Sulfur in the environment, Part 1: The atmospheric cycle*, s. 23-50.
- Murphy, J. D., Johnson, D. W., Miller, W. W., Walker, R. F., Carroll, E. F. & Blank, R. R. (2006). Wildfire Effects on Soil Nutrients and Leaching in a Tahoe Basin Watershed. *J. Environ. Qual.*, 35 (2): 479-489.
- Mörth, C.-M., Torssander, P., Kusakabe, M. & Hultberg, H. (1999). Sulfur isotope values in a forested catchment over four years: Evidence for oxidation and reduction processes. *Biogeochemistry*, 44 (1): 51-71.
- Naturvårdsverket. (1999). Branden i Tyresta 1999. *Naturvårdverket* (20): 1-196.
- Neary, A. J., Mistry, E. & Vanderstar, L. (1987). Sulphate relationships in some central Ontario forest soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 67 (2): 341-352.
- Nelson, D. W. & Sommers, L. E. (1982). Total Carbon, Organic Carbon and Organic Matter *Methods of Soil Analysis Part 2 agronomy 9, second edition*: 1159.
- Nguyen, M. L. & Goh, K. M. (1992). Status and distribution of soil sulphur fractions, total nitrogen and organic carbon in camp and non-camp soils of grazed pastures supplied with long-term superphosphate. *Biology and Fertility of Soils*, 14 (3): 181-190.
- Niknahad Gharmakher, H., Machet, J., Beaudoin, N. & Recous, S. (2009). Estimation of sulfur mineralization and relationships with nitrogen and carbon in soils. *Biology and Fertility of Soils*, 45 (3): 297-304.
- Nodvin, S. C., Driscoll, C. T. & Likens, G. E. (1986a). The effect of pH on sulfate adsorption by a forest soil. *Soil Science*, 142 (2): 69-75.

- Nodvin, S. C., Driscoll, C. T. & Likens, G. E. (1986b). Simple partitioning of anions and dissolved organic-carbon in a forest soil. *Soil Science*, 142 (1): 27-35.
- Norges geologiske undersøkelser. (2012a). Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>.
- Norges geologiske undersøkelser. (2012b).
- Norsk Standard. (1995). Vannundersøkelse. Bestemmelse av oppløst fluorid, klorid, nitritt, ortofosfat, bromid, nitrat og sulfat med værsekromatografi. I.
- Pritchett, W. L. & Fisher, R. F. (1987). *Properties and management of forest soils*. New York: John Wiley. XV,494 s s.
- Reinhardt, E. D., Brown, J. K., Fischer, W. C. & Graham, R. T. (1991). Woody fuel and duff consumption by prescribed fire in northern Idaho mixed conifer logging slash. *Usda Forest Service Intermountain Research Station Research Paper* (443): 1-&.
- Rochelle, B. P., Church, M. R. & David, M. B. (1986). Sulfur retention at intensively studied sites in the U.S. and Canada. *Water, Air & Soil Pollution*, 33 (1-2): 73-83.
- Singh, B. R. (1980). Distribution of total-S and extractable-S and adsorbed (SO₄²⁻)-S-35 in some acid forest soil profiles of southern-Norway. *Acta Agriculturae Scandinavica*, 30 (4): 357-363.
- Singh, B. R., Abrahamsen, G. & Stuanes, A. (1980). Effect of Simulated Acid Rain on Sulfate Movement in Acid Forest Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44 (1): 75-80.
- Singh, B. R. (1984a). Sulfate sorption by acid forest soils .2. Sulfate adsorption-isotherms with and without organic-matter and oxides of aluminum and iron. *Soil Science*, 138 (4): 294-297.
- Singh, B. R. (1984b). Sulfate sorption by acid forest soils .4. Kinetics and effects of temperature and moisture. *Soil Science*, 138 (6): 440-447.
- Singh, B. R. (1984c). Sulfate sorption by acid forest soils: 1. Sulfate adsorption isotherms and comparison of different adsorption equations in describing sulfate adsorption. *Soil Science*, 138 (3): 189-197.
- Smith, D. W. (1970). Concentrations of soil nutrients before and after fire. *Canadian Journal of Soil Science*, 50 (1): 17-29.
- Stewart, J. W. B., Cole, C. V. & Maynard, D. G. (1982). Interactions of Biogeochemical Cycles in Grassland Ecosystems. I: *SCOPE 21- The Major Biogeochemical Cycles and Their Interactions*.
- Storaunet, K. O., Brandrud, T. E., Rolstad, J. & Rolstad, E. (2008). Vurdering av verneverdier og skogshistorie i to områder tilbudt for frivillig vern etter skogbrannen i Mykland i juni 2008. *Skog og landskap* (17): 49.
- Strickland, T. & Fitzgerald, J. (1984). Formation and mineralization of organic sulfur in forest soils. *Biogeochemistry*, 1 (1): 79-95.
- Tabatabai, M. A. & Bremner, J. M. (1972). Forms of sulfur, and carbon, nitrogen and sulfur relationships, in Iowa soils. *Soil Science*, 114 (5): 380-386.
- Tabatabai, M. A. (1982). Sulfur. I: *Methods of Soil Analysis, Part 2. Chemical and Microbiological Properties*. USA.
- Thode, H. G. (1991). Sulphur Isotopes in Nature and the Environment: An Overview. I: Krouse, H. R. & Grinenko, V. A. (red.) *SCOPE*, b. 43 *Stable Isotopes, Natural and Anthropogenic Sulphur in the Environment*, s. 1-26. Great Britain.
- Van Stempvoort, D. R., Reardon, E. J. & Fritz, P. (1990). Fractionation of sulfur and oxygen isotopes in sulfate by soil sorption. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2817-2826.
- Vance, G. F. & David, M. B. (1992). Dissolved organic carbon and sulfate sorption by spodosol mineral horizons. *Soil Science*, 154 (2): 136-144.
- Viro, P. J. (1974). Effects of forest fire on soil. I: Kozlowski, T. T. & Ahlgren, C. E. (red.) *Fire and Ecosystems*, s. 7-45. New York, NY: Academic Press, Inc.

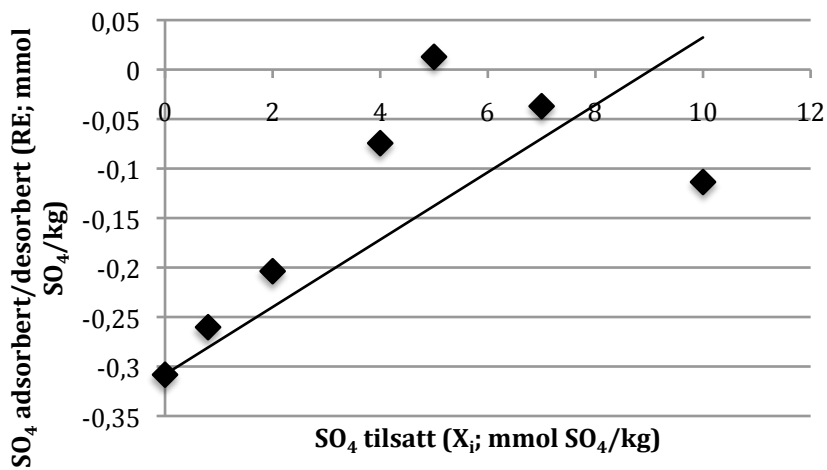
- Wang, Z., Zhang, X., Zhang, Y., Wang, Z. & Mulder, J. (2011). Accumulation of different sulfur fractions in Chinese forest soil under acid deposition. *Journal of Environmental Monitoring*, 13 (9).
- Williams, C. H. (1967). Some factors affecting the mineralization of organic sulphur in soils. *Plant and Soil*, 26 (2): 205-223.
- Zhao, F. J., Knights, J. S., Hu, Z. Y. & McGrath, S. P. (2003). Stable Sulfur Isotope Ratio Indicates Long-Term Changes in Sulfur Deposition in the Broadbalk Experiment since 1845. *J. Environ. Qual.*, 32 (1): 33-39.
- Ødelien, M. & Selmer-Olsen, A. R. (1978). Sulfatakkumulering i sur sphagnum-torv. *Jord og myr*, 2 (2).

7. Vedlegg

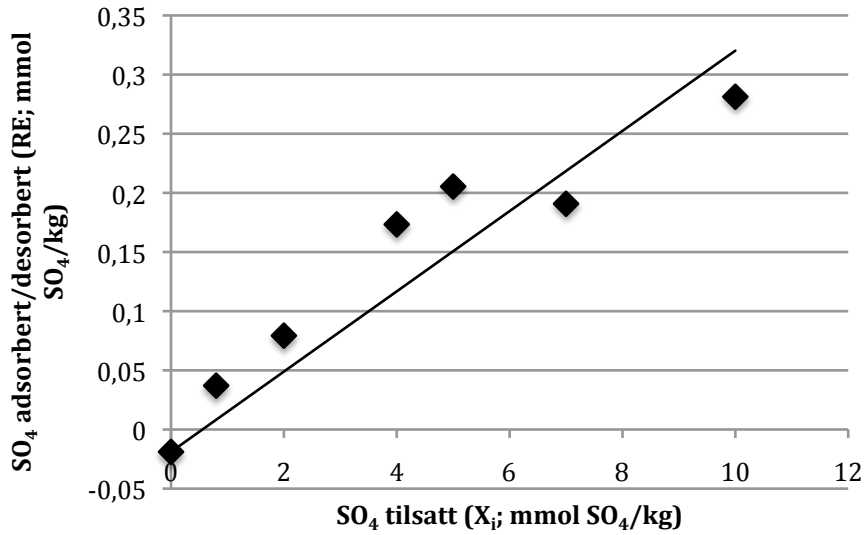
Vedlegg 1. Initial mass isotermer for SO_4



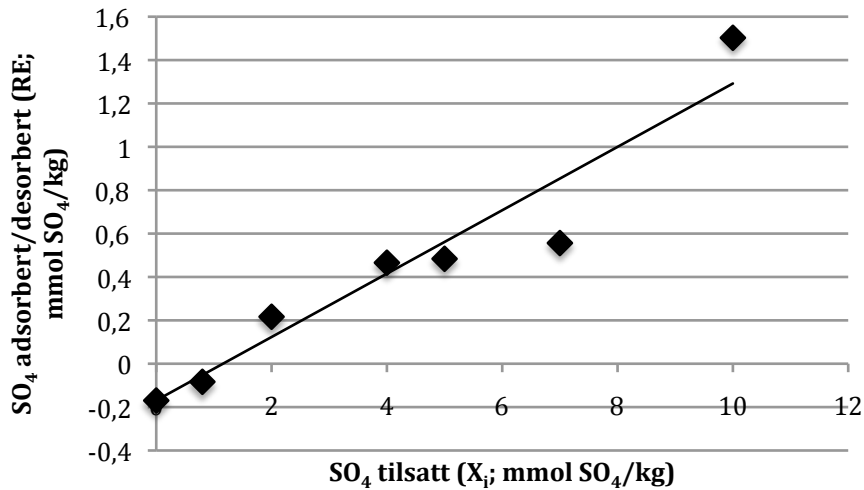
Adsorpsjonsisoterm til jordprøve 29 fra brent område (Jurdalsknuten) i godt drenert jord fra de øverste 5 cm.



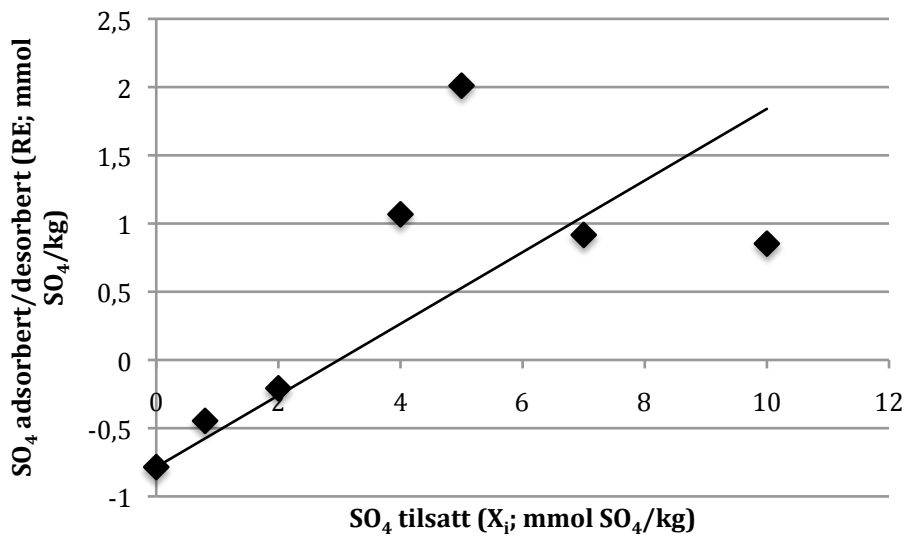
Adsorpsjonsisotermen til jordprøve 18 fra ubrent område (Lauvtjørn) i godt drenert jord fra de øverste 5 cm.



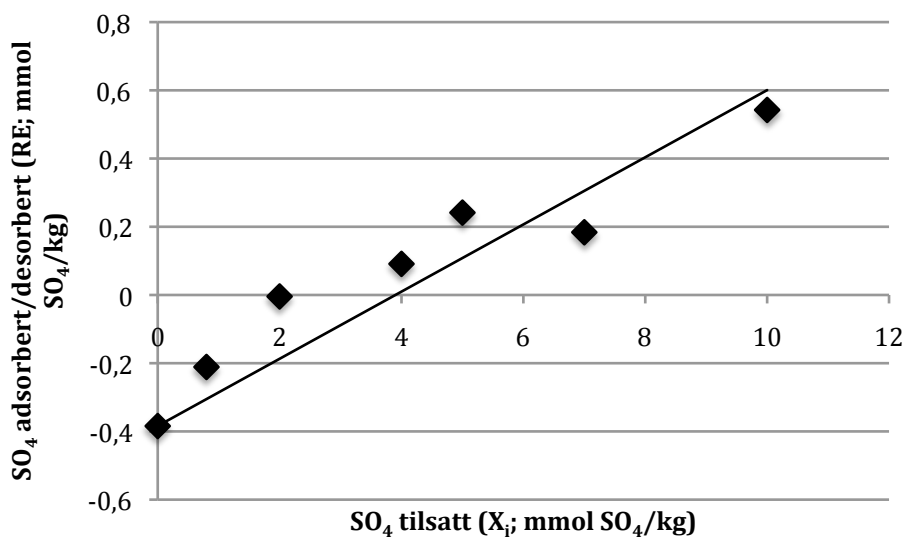
Adsorpsjonsisotermer til jordprøve 15 fra brent område (Jurdalsknuten) i godt drenert jord fra dyp større ned enn 15 cm.



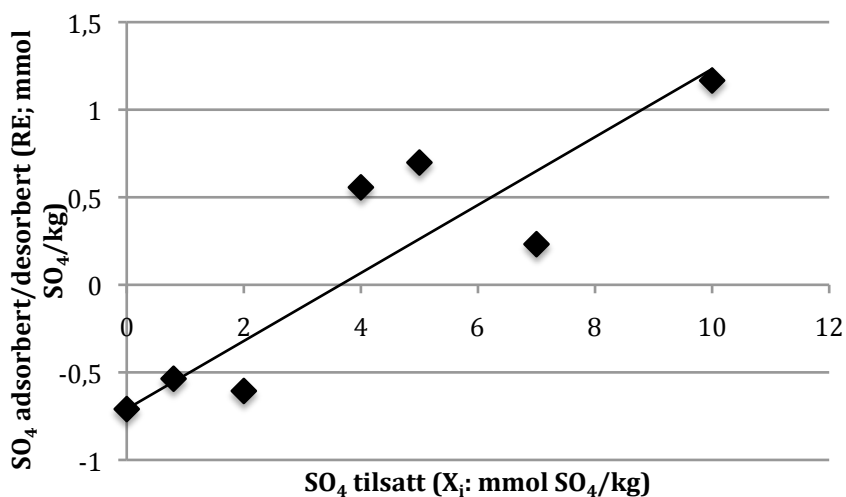
Adsorpsjonsisotermer til jordprøven fra B-sjikt fra ubrent område (LT) i godt drenert jord.



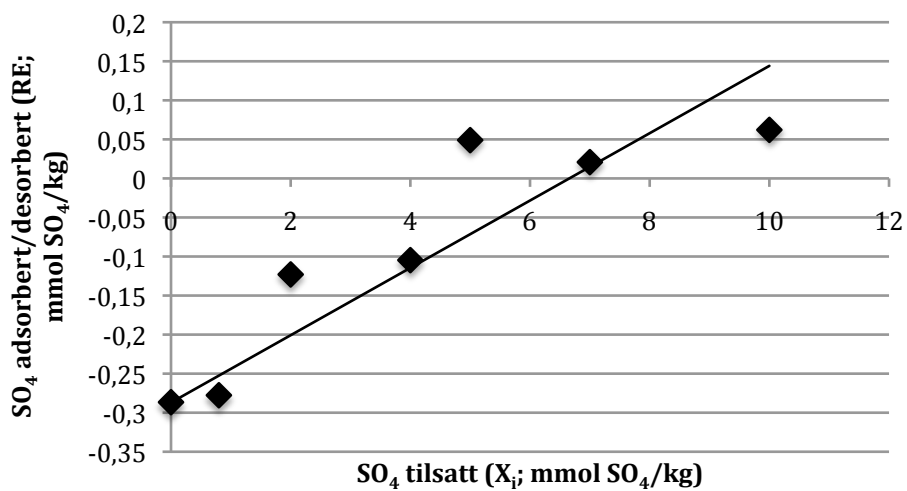
Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 9 i myr fra brent område (Jurdalsknuten) i de øverste 10 cm.



Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 23 i myr fra ubrent område (Lauvtjørn) i de øverste 10 cm.

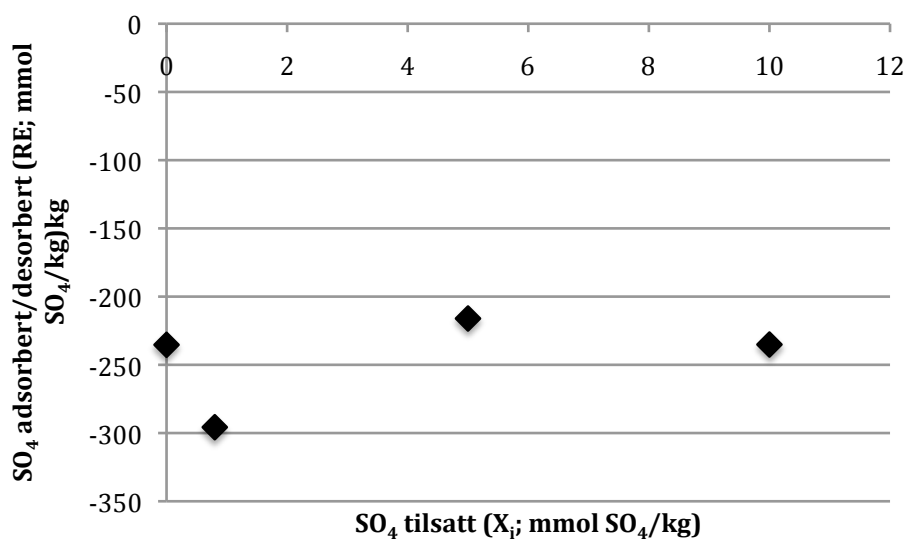


Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 8 i myr fra brent område (Jurdalsknuten) i dyp fra 30-40 cm.

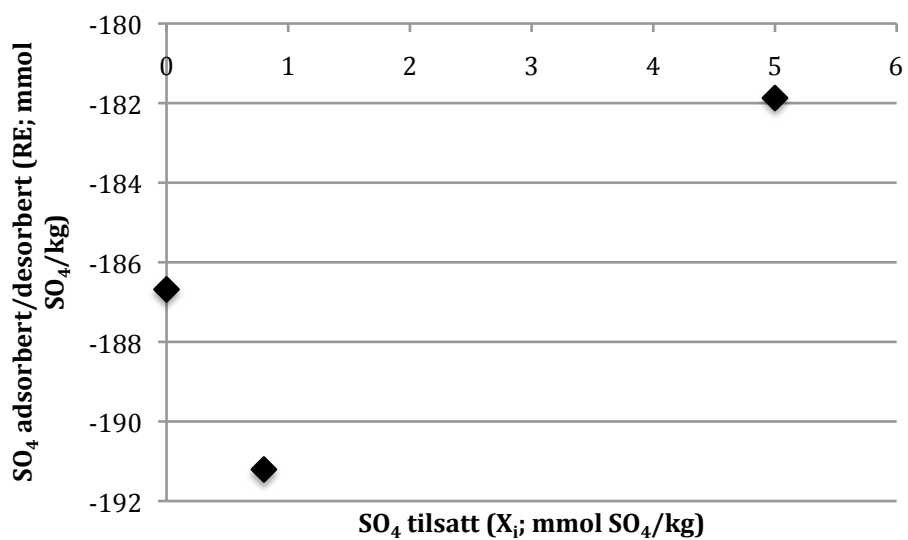


Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 28 i myr fra ubrent område (Lauvtjørn) i dyp fra 30-40 cm.

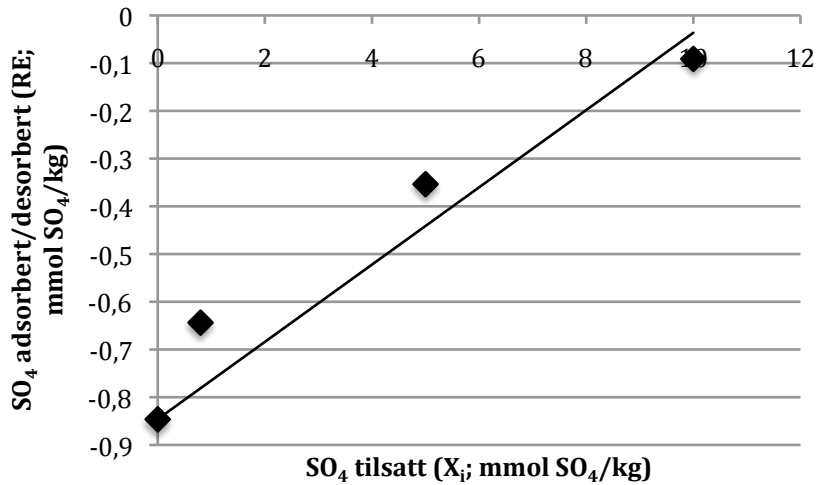
Initial mass isotermer fra kontrollert brann på lab



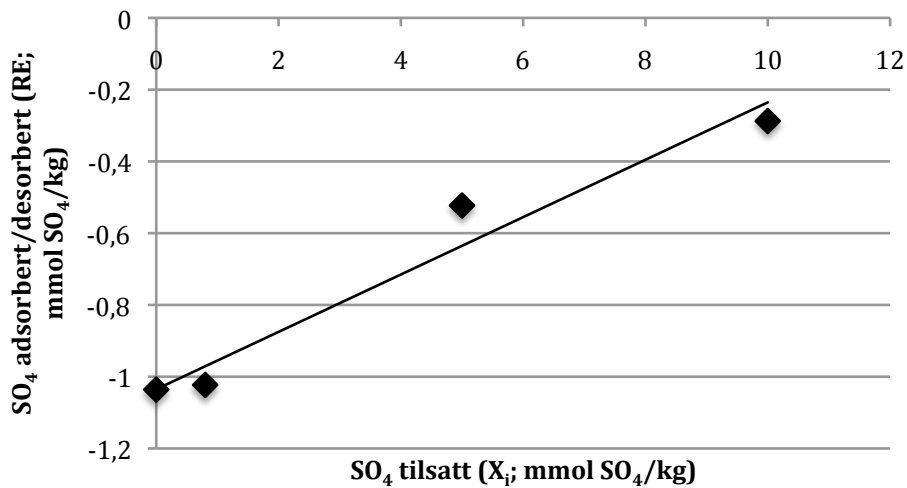
Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 18 fra godt drenert jord fra de øverste 5 cm, kontrollert brann i 5 timer ved 550 °C.



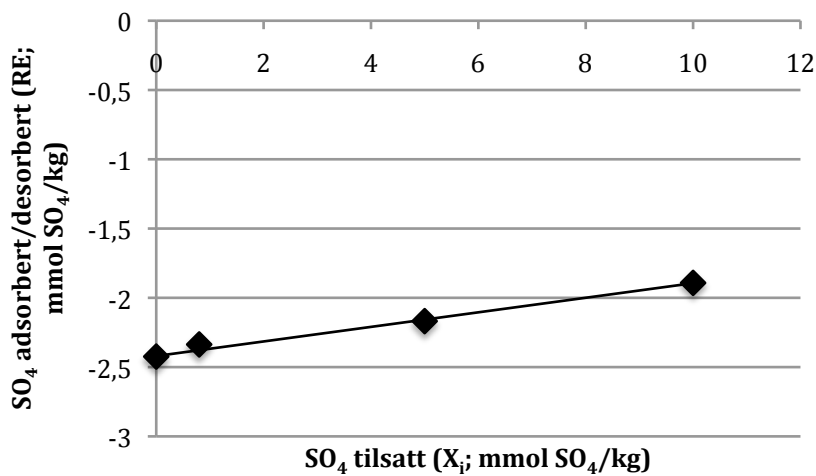
Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 19 fra godt drenert jord fra de øverste 5 cm, kontrollert brann i 5 timer ved 550 °C.



Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 20,21 og 22 fra godt drenert jord fra dyp større enn 15 cm, kontrollert brann i 5 timer ved 550 °C.



Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 20,21 og 22 fra godt drenert jord fra dyp større enn 15 cm, kontrollert brann i 10 timer ved 550 °C.



Adsorpsjonsisoterm for jordprøve 20,21 og 22 fra godt drenert jord fra dyp større enn 15 cm, kontrollert brann i 24 timer ved 550 °C.

Vedlegg 2. Initial mass parametere

X_i (mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$) er mengde SO_4^{2-} tilsatt og RE (mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$) er mengde adsorbent/desorbert.

Prøve-ID	$X_i(\text{mmol SO}_4^{2-}/\text{kg})$	RE(mmol $\text{SO}_4^{2-}/\text{kg}$)
JK myr 30-40 (8)	0	0,709474286
	0,8	-0,536190765
	2	-0,606021136
	4	0,556647146
	5	0,698307081
	7	0,232182283
	10	1,166784464
JK myr 0-10 (9)	0	-0,784773126
	0,8	-0,446250244
	2	-0,20732338
	4	1,067702479
	5	2,010404957
	7	0,916578601
	10	0,852651737
JK d> 15 (15)	0	-0,018897117
	0,8	0,037053238
	2	0,079315836
	4	0,173362495
	5	0,205357409
	7	0,190782846
	10	0,281262129
LT d 0-5 (18)	0	-0,308287195
	0,8	-0,260273519
	2	-0,203700231
	4	-0,074353884
	5	0,012887578
	7	-0,03699772
	10	-0,113578544
LT d> 15 (21)	0	-0,20921415
	0,8	0,008570076
	2	0,27903382
	4	0,681034903
	5	0,858970238
	7	1,200124459
	10	1,461676136
LT myr 0- 10 (23)	0	-0,38420482
	0,8	-0,211062623
	2	-0,004361686
	4	0,091191445
	5	0,241398669
	7	0,183844921
	10	0,542458703
LT myr 30-40(28)	0	-0,286547544
	0,8	-0,277658418
	2	-0,12297066
	4	-0,10465124
	5	0,048998053
	7	0,020860681
	10	0,062161666

Prøve-ID	X _i (mmol SO ₄ ²⁻ /kg)	RE(mmol SO ₄ ²⁻ /kg)
JK d 0-5 (29)	0	-0,019125453
	0,8	0,164976061
	2	0,15039661
	4	0,57153015
	5	0,507634252
	7	0,46851501
	10	1,035139105
LT d B- sjikt	0	-0,169700926
	0,8	-0,08330495
	2	0,216580908
	4	0,465758328
	5	0,483786302
	7	0,556420017
	10	1,502701846
LT d> 15 (20, 21,22), brent 5 t	0	-0,846354167
	0,8	-0,64375
	5	-0,353645833
	10	-0,091145833
LT d 0-5 (18), brent 5 t	0	-235,3237009
	0,8	-295,7207928
	5	-216,0528331
	10	-235,1261438
LT d> 15 (20, 21,22), brent 10 t	0	-1,0359375
	0,8	-1,022916667
	5	-0,522916667
	10	-0,2875
LT d 0-5 (19), brent 10 t	0	-186,6813716
	0,8	-191,2055178
	5	-181,8717369
LT d> 15 (20, 21,22), brent 24 t	0	-2,423958333
	0,8	-2,336458333
	5	-2,168229167
	10	-1,8921875

Vedlegg 3. Tørrstoff i alle jordprøver

Prøve-ID	Tørrstoff (%)
JK d 0- 5 (12)	11,63
JK d 0- 5 (29)	24,15
JK d 0- 5 (11)	24,93
JK d> 15 (13)	76,54
JK d> 15 (14)	78,98
JK d> 15 (15)	73,69
JK myr 30- 40 (4)	4,13
JK myr 30- 40 (9)	4,27
JK myr 30- 40 (8)	6,19
JK myr 30- 40 (2)	7,29
LT d 0- 5 (18)	27,23
LT d 0- 5 (19)	28,76
LT d> 15 (17)	37,00
LT d> 15 (22)	81,55
LT d> 15 (20)	80,5
LT d 0- 5 (18)	27,23
LT d 0- 5 (19)	28,76
LT d 0- 5 (17)	37
LT d> 15 (22)	81,55
LT d> 15 (21)	77
LT d> 15 (20)	80,5
LT d B- sjikt	86,06
LT myr 0- 10 (24)	9,5
LT myr 0- 10 (23)	16,9
LT myr 0- 10 (25)	20,73
LT myr 30- 40 (26)	45,16
LT myr 30- 40 (27)	16,53
LT myr 30- 40 (28)	36,40

Vedlegg 4. Totalt S, Totalt C, C/S- forhold, mengde SO₄/L og δ³⁴S_{SO4} i alle jordprøver

Prøve-ID	Total S (mg/kg)	Total C (mg/kg)	C/S	mg SO ₄ /L	δ ³⁴ S _{SO4}
JK d 0-5 (12)	1775,33	563300	317,29	3,05	1,8
JK d 0-5 (29)	1774,33	558600	314,82	6,56	8,7
JK d 0-5 (11)	289	34000	117,65	7,24	3
JK d>15 (13)	258	27100	105,04	85,80	7,7
JK d>15 (14)	304	15300	50,33	28,32	9,2
JK d>15 (15)	212	34300	161,79	2,37	9,4
JK myr 0-10 (4)	1844	491800	266,70	3,32	5,7
JK myr 0-10 (9)	2182	494200	226,49	2,32	8
JK myr 30-40 (8)	4785	517600	108,17	2,43	9,2
JK myr 30-40 (2)	3325,33	509700	153,28	2,76	6,9
LT d 0-5 (18)	1979	520200	262,86	11,56	7,3
LT d 0-5 (19)	1999	551900	276,09	12,26	6,8
LT d 0-5 (17)	1667	492100	295,20	11,51	7,8
LT d > 15 (22)	274	27100	98,91	95,60	6,4
LT d > 15 (21)	287,67	31200	108,46	125,21	6,8
LT d > 15 (20)	284	21300	75,00	157,35	6
LT d B-sjikt	212,5	21700	102,12	3,88	7,8
LT myr 0-10 (24)	2102	502200	238,92	4,35	9,7
LT myr 0-10 (23)	1300	508100	390,85	3,46	8,6
LT myr 0-10 (25)	1425	432100	303,23	19,08	2,7
LT myr 30-40 (26)	5868	408200	69,56	32,41	12,5
LT myr 30-40 (27)	407	37100	91,15	10,86	0,5
LT myr 30-40 (28)	466	48000	103,00	115,7	5,9

Vedlegg 5. Relativ vannføring (cm), mg SO₄/L og δ³⁴S_{SO4} i hver av de fire bekkene

Bekk	Relativ vannføring (cm)	mg SO₄/L	δ³⁴S_{SO4}
1 (Jurdalsknuten, brent)			
8. Juni 2011	5,5	1,9	6,4
9. Juni 2011	6,75	1,77	6,4
9. Juni 2011	9	1,73	6,5
10. Juni 2011	5,5	1,79	6,6
2 (Lauvtjørn, ubrent)			
8. Juni 2011	5	1,3	7,3
9. Juni 2011	7,5	1,14	6,9
9. Juni 2011	8,5	1,2	7,5
10. Juni 2011	4,75	1,26	7,1
3 (Hauktjørn, brent)			
9. Juni 2011	29	3,63	7,4
9. Juni 2011	31	3,54	7,3
10. Juni	27	3,83	7,4
4 (Tvetjørnane, ubrent)			
8. Juni 2011	20	1,19	8,5
9. Juni 2011	25	1,15	8,6
9. Juni 2011	28	1,07	8,7
10. Juni 2011	19,5	1,1	8,8
Nedbør	1,15	0,16	5,2

Vedlegg 6. Vann-, KH_2PO_4 - og NH_4F - ekstraherbart $\text{SO}_4\text{-S}$ og Total S i alle jordprøver.

Prøve-ID	Vann (mg S/kg)	KH_2PO_4 (mg S/kg)	NH_4F (mg S/kg)	Total S (mg/kg)
JK d 0-5 (12)	1,01	1,21	2,08	1775,33
JK d 0-5 (29)	1,17	1,44	2,13	1774,33
JK d 0-5 (11)	1,21	1,59	2,03	289
JK d> 15 (13)	1,47	1,65	2,21	258
JK d> 15 (14)	1,47	1,76	2,37	304
JK d> 15 (15)	1,47	1,84	2,55	212
JK myr 0-10 (4)	1,74	2,29	125,83	1844
JK myr 0-10 (9)	1,40	2,02	84,11	2182
JK myr 30-40 (8)	1,08	1,29	2,00	4785
JK myr 30-40 (2)	0,86	1,11	45,17	3325,33
LT d 0-5 (18)	1,82	2,08	4,98	1979
LT d 0-5 (19)	1,79	2,24	2,55	1999
LT d 0-5 (17)	2,03	2,41	7,13	1667
LT d> 15 (22)	2,87	20,84	8,61	274
LT d> 15 (21)	3,40	37,58	6,36	287,67
LT d> 15 (20)	4,02	55,23	4,30	284
LT d B- sjikt	4,24	40,59	35,43	212,5
LT myr 0-10 (24)	1,10	1,62	3,97	2102
LT myr 0-10 (23)	0,96	1,20	2,73	1300
LT myr 0-10 (25)	0,77	0,85	4,35	1425
LT myr 30-40 (26)	1,22	1,04	6,06	5868
LT myr 30-40 (27)	1,63	1,52	7,04	407
LT myr 30-40 (28)	1,84	1,88	8,89	466

Vedlegg 7. Vann-, KH₂PO₄- og NH₄F- ekstraherbart SO₄-S og organisk S i prosent i alle jordprøver.

Prøve-ID	Vann (% S)	KH₂PO₄ (% S)	NH₄F (% S)	Organisk S (%)
JK d 0-5 (12)	0,06	0,07	0,12	99,76
JK d 0-5 (29)	0,07	0,08	0,12	99,73
JK d 0-5 (11)	0,42	0,55	0,70	98,33
JK d>15 (13)	0,57	0,64	0,86	97,93
JK d>15 (14)	0,48	0,58	0,78	98,16
JK d >15 (15)	0,69	0,87	1,20	97,23
JK myr 0-10 (4)	0,09	0,12	6,82	92,96
JK myr 0-10 (9)	0,06	0,09	3,85	95,99
JK myr 30-40 (8)	0,02	0,03	0,04	99,91
JK myr 30-40 (2)	0,03	0,03	1,36	98,58
LT d 0-5 (18)	0,09	0,11	0,25	99,55
LT d 0-5 (19)	0,09	0,11	0,13	99,67
LT d 0-5 (17)	0,12	0,14	0,43	99,31
LT d> 15 (22)	1,05	7,61	3,14	88,21
LT d> 15 (21)	1,18	13,06	2,21	83,54
LT d> 15 (20)	1,42	19,45	1,51	77,62
LT d B- sjikt	1,99	19,10	16,67	62,23
LT myr 0-10 (24)	0,05	0,08	0,19	99,68
LT myr 0-10 (23)	0,07	0,09	0,21	99,62
LT myr 0-10 (25)	0,05	0,06	0,31	99,58
LT myr 30-40 (26)	0,02	0,02	0,10	99,86
LT myr 30-40 (27)	0,40	0,37	1,73	97,50
LT myr 30-40 (28)	0,39	0,40	1,91	97,29