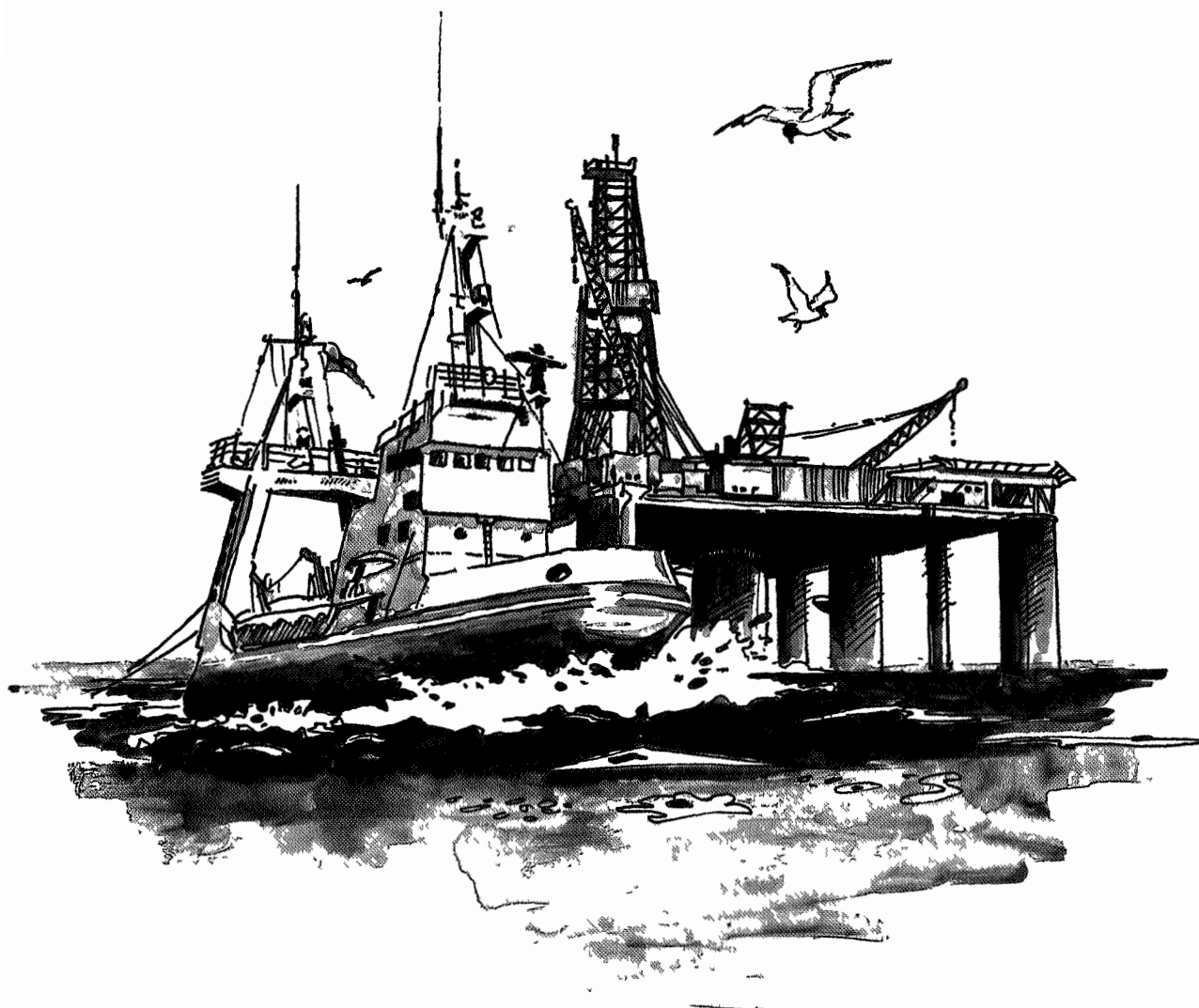




*Geologisk Laboratorium
Undersøkelsesdivisjonen*

Petrografi av Brent-gruppen

34/10-Delta

PETROGRAFI AV BRENT - GRUPPEN

- 34/10-DELTA

VED O.A. MALM

GEOLOGISK LABORATORIUM

UNDERSØKELSESDIVISJONEN

AUGUST 1980

INNHALDSFORTEGNELSE

- FORORD
- SAMMENDRAG
- UNDERSØKELSENS MÅLSETTING OG AVGRENŚING
- ANALYSEMETODER - ANVENDELSESOMRÅDER OG BEGRENŚNINGER
 - Lysmikroskopi
 - Scanning Elektron Mikroskopi
 - Røntgendiffraktometri
- PRØVETYPEN/UTVELGELSE
- STRATIGRAFI/AVSETNINGSMILJØ/LITOLOGI
- BERGARTSBESKRIVELSE - MINERALSAMMENSETNING OG TEKSTUR
 - Brent-gruppen generelt/Oversikt med kommentar til mineralplott
 - Rannoch (Enhet 1 og 2)
 - Etive (Enhet 3)
 - Ness (Enhet 4)
 - Tarbert (Enhet 5)
 - Øvre sand (Enhet 6)
- VULKANSKE INNSLAG I BRENT-GRUPPEN
- DIAGENESE - MINERALNEDBRYTNING OG NYDANNELSE I BRENTSANDEN
 - Generelle betraktninger
 - Diagenese i Brent-gruppen
 - Kaolinitt
 - Feltspatt
 - Karbonater
 - Kvarts
 - Andre nydannende mineraler
 - Diagenetisk historie

MIKROFOTOGRAFIER

Rannoch	Fig. 1 - 4
Etive	Fig. 5 - 14
Ness	Fig. 15 - 25
Tarbert	Fig. 26 - 33
Øvre sand	Fig. 34 - 35
Diagenetiske mineraler	Fig. 36 - 52

VEDLEGG - Mineralogisk plott

FORORD

Den foreliggende rapport presenteres parallelt med rapporten 'GEOLOGISK EVALUERING AV 34/10-DELTA' og kan betraktes som et supplement til petrografien i denne.

Det petrografiske studiet av 34/10-Delta er den første undersøkelse Statoils geologiske laboratorium er involvert i etter igangsettingen i juni 1979. Studiet ble brukt som prøveprosjekt for utprøving av utstyr, metoder og rutiner og for opplæring og instruksjon av laboratoriets tekniske personale.

I løpet av studiet er det presentert ialt fire rapporter på enkeltstående brønner inkludert 34/10-1, 2, 3, 4, og 5 (intern).

Her blir data fra de fire enkeltrapportene inkludert sammen med nye data fra 34/10-6, 8 og 9 i en generell beskrivelse av Brent gruppens sandsteiner i 34/10-Delta.

Den petrografiske observasjon, beskrivelse og diskusjon er foretatt av O.A.Malm. A. Elvsborg er ansvarlig for den sedimentologiske tolkning. Laboratorieingeniør I.H.Førland har vært ansvarlig for gjennomføring av røntgendiffraktometeranalyser. Laborant A.E.Gilje har foretatt prøve-preparering.

Laboratorieingeniør L.E.Aasberg har foretatt Scanning Elektron Mikroskopstudier på 34/10-8 & -9.

Rapporten er maskinskrevet av Sissel Hegland.

Fremstillingen er forsøkt forenklet for dem med liten bakgrunn i petrografi.

SAMMENDRAG

Brent-gruppen av bajoce-bath alder representerer den viktigste reservoar bergart for olje i det nordlige av Nordsjøen, inkludert blokk 34/10.

På Delta-strukturen i 34/10 varierer mektigheten av gruppen fra ca. 90 m mot toppen av enkelte sterkt eroderte forkastningsblokker til maksimalt ca. 250 m nedflanks på blokkene. I gruppen observeres en oljekolonne på 255 m uten gasskappe. Olje-vann kontakten ligger i 1947 m dyp.

Generelt gjelder at Brent-gruppens sandsteiner har høy totalporøsitet (30-35%) og permeabilitet (i darcy), så også i 34/10-Delta. Men maksimal porestrørrelse og porestrørrelsesfordeling varierer sterkt avhengig av facies og mineralogi. Dette gir relativt stor variasjon i permeabilitet mellom forskjellige stratigrafiske enheter.

Basert på litologi og facies inndeles Brent-gruppen i 34/10-Delta i 6 enheter. Disse er hovedsaklig sammenfallende med den litostratigrafiske inndeling av Brent i fem formasjoner (Broom, Rannoch, Etive, Ness og Tarbert) . Enhetene representerer tre typer av avsetningsmiljø:

- Grunt marint (Enhet 1 + 2, Rannoch)
- Marginalt marint (Enhet 3, Etive og Enhet 5, Tarbert)

- Kystslette (Enhet 4, Ness).

Enhet 1 utgjør en overgangsfacies fra underliggende Dunlin skifer og overliggende Enhet 2 som består av finkornig sandstein. Sammen utgjør Enhet 1 + 2 (Rannoch) den begynnende progradasjon av Brent-komplekset ut i et grunt marint basseng.

Enhet 3 (Etive) representerer et strandkompleks og består i hovedsak av middels til grovkornig, godt sortert og porøs sand.

Enhet 4 (Ness) er dominert av sump/lagune avsetninger med silt, leire og kull. Tynne finkornige sandlag avsatt som krevasser og ved tidevann er viktige. I en brønn er det i tillegg horisonter av transgressiv marin sand med god sortering og høy porøsitet.

Enhet 5 (Tarbert) viser en oppgrovning fra skifrige, siltige deler i bunn til grovkornig dårlig sortert sand mot toppen. Tilførselen av grovt materiale samt store lokale mektighetsvariasjoner antas å skyldes synsedimentær tektonikk og strukturering i området. Større mengder vulkansk materiale i sanden støtter en slik tolkning.

Enhet 6 er skilt ut bare i en brønn og representerer muligens en stratigrafisk ekvivalent til marin transgressiv sand i enhet 4.

Det er foretatt detaljerte petrografiske studier av alle typer facies i brønnene 34/10-1, -3, -4, -5, -6, -8 og -9.

Mineralogisk sammensetning og tekstoneell oppbygging er studert og kartlagt ved hjelp av tre analytiske metoder: røntgen-diffraktometri, lysmikroskopi og scanning elektron mikroskopi.

Et stort antall prøver (350) av sandstein er analysert for total-mineralogi med røntgendiffraktometri. Rådataene er omregnet og plottet grafisk. Det gir et kvalitativt bilde av variasjonen i mengden av hovedmineralene innen brønner og mellom brønner.

Total 300 tynnsnip er studert. Variasjoner i kornstørrelse, form, sortering og mineralsammensetning illustreres med mikrofotografier.

Detaljer angående de diagenetiske mineraler er studert i elektronmikroskop på totalt 40 prøver. Dette illustreres også med bilder.

Den mineralogiske sammensetning av de forskjellige sandfacies beskrives innenfor rammen av 5 hovedmineraler: kvarts, feltspatt, glimmer, kaolinitt og jernkarbonat (sideritt). I de finkornige sandsteiner i enhet 2 (Rannoch) og enhet 4 (Ness) er alle disse viktige. I mer middels til grovkornig sand som i enhet 3 (Etive) og deler av enhet 5 (Tarbert) er bare kaolinitt viktig i tillegg til kvarts og feltspatt.

I kontrast til kvarts, feltspatt og glimmer representerer kaolinitt og sideritt nydannede (authigene) mineraler som har vokst in situ i sanden, delvis p.g.a. nedbrytning og reaksjon mellom andre mineraler. Begge mineraler opptrer som aggregater av mikrokrystaller mellom kvarts og feltspatt sandkorn. MikrokrySTALLene ligger retningsløst orientert og det gir høy mikroporøsitet i aggregatene. I mer finkornige kaolinitt og karbonat-rike facies (f.eks. Rannoch) utgjør denne mikroporøsiteten ca. 1/5 del av bergartens totale porøsitet på 30-35%. Da permeabiliteten avhenger av poreradius er den vesentlig lavere i finkornige facies med høy mikroporøsitet, enn i mer grovkornige facies med sammenlignbar totalporøsitet.

) Andre authigene mineraler i Brent på 34/10-Delta er kvarts, feltspatt, pyritt og anatase. Disse er uten volum-messig betydning. Authigen kvarts og feltspatt observeres systematisk som tynne overvekster i alle prøver.

Dannelsen av authigen kaolinitt + feltspatt + kvarts knyttes til den Austriske tektoniske fase i undre kritt (hauterive-barrem). Mineralselskapet antas å representere et likevektsselskap dannet ved nedbrytning av klastisk glimmer i et tilnærmet stagnant porevann.

I de dypest forkastede blokker/strukturer (f.eks. 34/10-Alpha) blir dette mineralselskap transformert til likevektsselskapet illitt + kaolinitt + kvarts under nedbrytning av feltspatt.

' K-Ar datering av illitten gir ca. 120 millioner år. Tidspunktet for dannelsen av de øvrige authigene mineraler er usikkert. Sideritt og pyritt antas gjerne å være tidlig diagenetiske, men i Brent er det indikasjoner på at de kan være dannet på et sent tidspunkt i diagenesen.

,

)

)

UNDERSØKELSENS MÅLSETTING OG AVGRENsing

Generelt gjelder at petrografiske undersøkelser av reservoar-sandsteiner og assosierte bergarter har flere siktemål. For eksempel:

- Ut fra en sandsteins teksturelle og mineralogiske oppbygging forklare dens fysiske/petrofysiske egenskaper som porøsitet, permeabilitet og loggkarakter. Og dermed bidra til en sikker petrofysisk evaluering,
- Ut fra sandens teksturelle og mineralogiske oppbygging tolke dens dannelseshistorie.

Dette punkt er av generell geologisk interesse og berører spørsmål angående sandens moderbergart (provenance), transport-forløp, avsetningsmiljø og omvandling (diagenese) i tiden fra avsetning til der den idag befinner seg på opptil flere kilometers dyp.

- Ut fra sandens kjemiske sammensetning, d.v.s. mineralenes kjemi og stabilitet, forutsi mulige endringer i sanden (med konsekvens for porøsitet og permeabilitet) under injeksjon i forbindelse med produksjon.

Også ved det foreliggende studium har målsetningen vært som over, men at laboratoriet har vært i en oppbyggingsfase har satt begrensinger på oppfyllingen av disse. Enkelte problemfelt blir derfor såvidt berørt her.

ANALYSEMETODER - ANVENDELSESOMRÅDER OG BEGRENSNINGER.

Tre analytiske metoder er tilgjengelig ved laboratoriet. Disse er lysmikroskopi, elektronmikroskopi og røntgendiffraktometri. Metodene er beregnet for bestemmelse av mineralogisk sammensetning og tekstur, og er i hovedsak kvalitative, d.v.s. mengdebestemmelser inngår normalt ikke.

) Lysmikroskopi (opptil 1000x forstørring)

Her benyttes transparente skiver av bergartene, såkalte tynnslip, som lys sendes igjennom. Metoden gir rask identifikasjon av mineraler over en viss kornstørrelse, og oversikt over mineralenes og porenes fordeling (tekstur). Tilkoplet mikroskopet er foto-oppsats som muliggjør illustrasjon. Kvantifisering av mineral-sammensetning og porevolum er mulig ved såkalt punkt-telling (modal analyse), d.v.s. telling og identifikasjon av mineraler etter et rutenett. Dette er tidkrevende og setter en begrensning på antall analyser.

) Scanning Elektron Mikroskopi (100 000x forstørring)

Her brytes mindre biter av sandsteinene og bruddflatene observeres direkte etter montering av bitene og påføring av et tynnt elektrisk ledende lag, f.eks. gull.

Et "tredimensjonalt" fjernsynsbilde i sort-hvitt fremkommer av bruddflatene og detaljer i denne (mineraler og porer) kan studeres i detalj. Metoden muliggjør identifikasjon av små (mindre enn 1 mikron) mineral-korn (f.eks. leirmineraler) ut fra mineralform, og punkter på disse kan analyseres kjemisk ved et såkalt energidispersivt system og dermed sikre riktig identifikasjon.

Metoden gir inngående kjennskap til bergartenes oppbygging og tekstur, og til relasjoner mellom forskjellige mineraler og mellom mineraler og porer. Metoden er kun kvalitativ. Fotooppsats muliggjør illustrasjon. Skikkelige undersøkelser er tidkrevende og begrenser antall prøver som analyseres.

Røntgendiffraktometri

1. Generelt:

Her knuses bergarten ned til pulver som fylles i slide-lignende holdere hvor det presses ned til en plan overflate som analyseres i røntgendiffraktometeret. Metoden gir sikker bestemmelse av de mineraler som er tilstede i pulveret, ved at hvert mineral gir karakteristiske topper i bestemte vinkler når en detektor beveges automatisk i en sirkelformet bue over prøven. Intensiteten/høyden av toppen er avhengig av mengden av det aktuelle mineral, men også av en rekke andre faktorer som mineralets tetthet og av mineralblandingens sammensetning. Dette gjør mengdebestemmelse av de forskjellige mineraler komplisert og usikker. Men den relative variasjon i sammensetning av prøver i en brønn, og mellom brønner, kan bestemmes nøyaktig. Derfor kjøres et stort antall prøver der disse er tilgjengelig. Dette er mulig da prøveprepareringen er enkel og metoden helautomatisk, med automatisk ladning av prøver, måling, og grafisk så vel som digitalisert utskrift av toppintensiteter og vinklene for disse.

2. Måleprogram og omregning av data.

Diffraktometeret ble programmert til å måle intensiteter for hver 0.01° i intervallet $2\theta = 2^\circ - 34^\circ$ og kalkulere maksimum avlesning på hver topp i prosent av kvarts $3.33\text{\AA}$ - toppen i samme prøve.

Disse relative intensitetsverdier for kvarts ($3.33\text{\AA}$), glimmer (ca. $10\text{\AA}$), kaolinit (ca. $7\text{\AA}$), mikrolin (ca. $3.24\text{\AA}$), orthoklas (ca. $3.18\text{\AA}$), plagioklas (ca. $3.20\text{\AA}$), kalsitt (ca. $3.03\text{\AA}$),

ankeritt (ca. 2.90Å) og sideritt (ca. 2.79Å) ble så summert og rekalkulert til en sum av 100. Det er disse rekalkulerte verdier som er brukt i oversiktsplott over mineralogi i vedlegg. Den mineralogiske sammensetning som fremkommer for hver prøve på dette plott er derfor ikke "sann". Plottet kan derfor bare brukes til en relativ sammenligning av prøver innen enkelt-brønner og mellom brønner.

PRØVETYPEN/UTVELGELSE

Alle eksisterende kjerner fra Brent-gruppen i brønnene 1 til 9 ble prøvetatt. Prøvene representerte avkapp av plugger tatt ut med 30 cm mellomrom og målt for porøsitet og permeabilitet av GECO. I tillegg ble alle tilgjengelige sideveggskjerner analysert. Pluggavkappene og sideveggskjernene ble benyttet til alle typer analyser (lys- og elektronmikroskopi og røntgendiffraktometri). Alle uttatte prøver (350) ble kjørt på røntgendiffraktometri, et stort antall (300) ble preparert for tynnslip. Kun utvalgte prøver (40) ble undersøkt med elektronmikroskop.

Alle uttatte prøver representerer sandstein, bare unntaksvis ble skifer tatt ut og analysert.

I en tekstorellt homogen formasjon som Rannoch ble prøvene tatt med systematisk avstand (ca. 1 meter mellomrom). I mer inhomogene formasjoner som Ness la en samtidig vekt på å få representert de forskjellige typer sandstein. Dette var enklest når en samtidig kunne observere direkte på visningskuttet.

En svakhet ved prøveutvelgelsen er at en generelt ikke har tatt ut løs/ukonsolidert sand til analyse. I enkelte kjerner/brønner er det større intervaller med slik sand. Kun i 34/10-8 og -9 ble denne systematisk prøvetatt og da kjørt på røntgendiffraktometri.

STRATIGRAFI/AVSETNINGSMILJØ/LITOLOGI

Basert på avsetningsmiljø inndeles Brent-gruppen i 34/10-Delta i seks enheter. Inndelingen er i hovedsak sammenfallende med Deegan & Sculls (1977) litostratigrafiske inndeling av Brent i fem formasjoner:

<u>34/10</u>	<u>Deegan & Scull</u>
Enhet 6	
Enhet 5	Tarbert
Enhet 4	Ness
Enhet 3	Etive
Enhet 1&2	Rannoch

I denne rapporten følger beskrivelsen inndelingen i enheter, men Deegan og Sculls formasjonsnavn blir brukt synonymt med enhetsbetegnelse slik det fremgår ovenfor.

Enhet 3 omtales således som Etive-formasjonen osv. Enhet 6 har intet motsvarende formasjonsnavn. Den blir her omtalt som "Øvre sand".

Inndelingen i 6 enheter er basert på makroskopiske kjernebeskrivelser med støtte i mikroskopi. De viktigste parametre tolkningene bygger på er variasjon i litologi, sedimentære strukturer, tekstur, mineralogi og fossilinnhold.

Basert på dette inndeles Brent-gruppen i tre hovedmiljøer:

Grunt Marint	(Enhet 1&2)
Marginal Marint	(Enhet 3&5)
og Kystslette	(Enhet 4)

Her gis en beskrivelse av avsetningsmiljø og litologi for hver enhet. Beskrivelsen er en avkortet utgave av den som finnes i den geologiske evalueringsrapporten.

Enhet 1 & 2 (Rannoch)

Enhetene tolkes som henholdsvis ytre og indre kystavsetninger (Lower - Upper shoreface).

Enhet 1 representerer en overgangsfacies fra den underliggende Broom formasjonen som består hovedsaklig av leire og silt. Enheten representerer begynnelsen på progradasjonen av Brent-komplekset med tilførsel av finere sand ut på større dyp. Enheten består således av skifer med økende sandinnhold oppover og går kontinuerlig over i enhet 2 som består av finkornig sand. Denne viser laminasjon (pga. varierende mengde glimmer og leire) og kryss-skikt med erosjonsflater. Det antas at bølger og kyst-strømmer har kontrollert sedimentasjonen. Mektigheten på enhet 1 er 10-20m og enhet 2 normalt 50-70m.

Enhet 3 (Etive). Marginalmarin. Strandkompleks.

De marginale marine avsetninger i denne enhet representerer utbygging av et strandkompleks i det grunne marine basseng hvor enhet 1 og 2 er avsatt. Enhet 3 består av strand, strandvifter, elevemunningsavsetninger og enkelte soner avsatt i bukter/-laguner. Strandavsetningene er middels til grovkornige og har mineralogisk moden, godt rundet sand. Strandavsetningene har størst mektighet ved overgangen fra enhet 2 til 3, og forekommer alltid i toppen av enhet 3. I de midtre deler av enhet 3 dominerer dårligere sorterte elevemunningsavsetninger eller bukt/laguneavsetninger med karbonholdig skifer og kull.

Mektigheten av enheten er 30 - 40 m.

Enhet 4 (Ness). Kystslette.

Overgangen fra enhet 3 til 4 er markert ved en drastisk endring i litologi. Middelskornet sand i 3 går over i skifer og kull i 4. Enhet 4 kan inndeles i tre subenheter. Den nedre og øvre subenhet er dominert av sump/laguneavsetninger med siltig leire og kull som hovedlitologi. Den midtre del har større innslag av finkornig sand ved at krevasser og små elvekanaler bygde seg ut

i et marsklandskap. Ved brønn 34/10-8 ble elvemunning og strandavsetninger dannet med middelskornig velsortert sand med langt bedre reservoaregenskaper enn i resten av området.

Mektigheten av enhet 4 varierer betraktelig delvis som et resultat av erosjon. Normal mektighet er ca. 60 m. I brønn 34/10-8 er enheten hele 107 m. Denne betydelige laterale variasjon kan være et resultat av syn-sedimentære strukturelle bevegelser. Det vulkanske innslag i enhet 4 og 5 i brønn 34/10-8 (se separat avsnitt) indikerer en aktiv tektonikk under avsetningen .

) Enhet 5 (Tarbert) Marginal marin.

Grensen mellom enhet 4 og 5 er gradvis, men er satt ved det høyeste in situ kullag med overliggende oppgrovningssekvens. Slike sekvenser er typiske for hele enheten. Sekvensen er dannet ved elvemunninger, strender og barriereøyer nær kysten. Marine fossiler viser at marine prosesser har vært bestemmende for sedimentasjonen. Laminering og lavvinklede kryssjikt utformet av bølgeprosesser er vanlig. Den øvre del av enhet 5 er dominert av middels til grovkornig sand med dårlig sortering. Den plutselig tilførsel av denne tolkes som et resultat av strukturering i området. Den betydelige mektighetsvariasjon for enheten regionalt peker også i retning av en aktiv synsedimentær tektonikk. Enheten finnes bare velutviklet i to brønner; brønn 34/10-5 (74 meter) og brønn 34/10-8 (47 meter).

Enhet 6

Utskillingen av en egen enhet, her kalt Øvre Sand, ble foretatt allerede etter den første brønnen som ble boret på Delta-strukturen (34/10-1). Her finnes i toppen av reservoaret en 16 m mektig middelskornig godt sortert og rundet, ren sand som mineralogisk og teksturelt skiller seg klart ut fra den underliggende Ness i samme brønn.

) Dette bildet av en egen sandenhet som kunne representere erosjon og omarbeiding i toppen av Brent sto ved lag inntil boringen av

34/10-8. Her ble en mektig Ness-sekvens funnet å inneholde to ca. 15 m mektige soner av lignende sand mellom typiske sekvenser av skifer, kull og glimmerrik fin sand.

Etter dette er opprettholdelsen av toppsanden i 34/10-1 som separat avsetningsenhet tvilsom.

BERGARTSBESKRIVELSE -
MINERALSAMMENSETNING OG TEKSTUR

BRENT-GRUPPEN GENERELT/OVERSIKT, MED KOMMENTAR TIL MINERALPLOTT

Den mineralogiske sammensetning og teksturelle oppbygning av Brent-gruppens sandsteiner kan beskrives innenfor rammen av fem hovedmineraler: Kvarts, feltspatt, glimmer, kaolinitt og karbonat. I de mer finkornige sandsteiner som i Rannoch-formasjonen og Ness er alle disse viktige. I de mer middels til grovkornige sandsteiner som i Etive, deler av Tarbert og deler av Ness, er bare kvarts, feltspat og kaolin viktige. For å få frem variasjonen i mengden av hovedmineralene innen den enkelte brønn og mellom brønnene er det analysert et større antall prøver (350) med røntgendiffraktometri. Enkeltanalysene er sammenstilt i et grafisk plott gitt som vedlegg til rapporten. Det bør understrekes at mineralprosentene som fremkommer for hver prøve ikke er "sanne". Plottet gir derfor bare grunnlag for en relativ sammenligning mellom prøver og grupper av prøver.

Et av de viktigste trekk som fremkommer på plottet er forskjellen mellom finkornig sand som f.eks. Rannoch og mer middels til grovkornig sand som f.eks. Etive. Rannoch er karakterisert ved et lavt kvarts- og feltspattinnhold og en høy sum av de øvrige mineraler (glimmer, kaolinitt og karbonat). I Etive er det omvendt et høyt kvarts- og feltspattinnhold og en lav sum av glimmer, kaolinitt og karbonat. Mange Etive-prøver mangler glimmer og består nesten bare av ren kvarts og feltspatt med kun små mengder kaolinitt. En lignende relasjon mellom finkornig og mer middels til grovkornig sand observeres også innen Ness- og Tarbert-formasjonene.

Ved en detaljert sammenligning med logger og kjernebeskrivelser vil en se at plottet skiller godt mellom de forskjellige typer sand i disse formasjonene.

Plottet definerer også trender innen de enkelte sandhorisonter. F.eks. fremtrer oppgrovnings-trender i Ness og Tarbert i 34/10-8 som systematisk økning i kvarts og feltspatt relativt til øvrige mineraler fra bunn mot topp i disse horisonter. Påpekes skal også den klare trend fra bunn til topp i Rannoch i 34/10-4 som er direkte sammenfallende med trendene i endel logger, f.eks. gamma-loggen. Det ser derfor ut til at disse mineraldata kan brukes direkte til en kalibrering av logger i forbindelse med petrofysisk evaluering.

Detaljer om mineralogi og tekstur

Av de fem hovedmineralene omfatter tre av dem (glimmer, karbonat og feltspatt grupper av beslektede mineraler. Røntgenanalysen skiller mellom medlemmene i hver gruppe, men for oversiktens skyld er de slått sammen i mineralplottet.

Nedenfor gir vi en nærmere karakteristikk av de fem hoved-mineraler og undertyper av disse. Vi oppsummerer de viktigste teksturelle trekk for hvert mineral. Flere detaljer om de autigene mineralers tekstur og dannelsesmåte, illustrert med mikrofotografier, er gitt under avsnittet om diagenese.

Kvarts:

Den interne tekstur av kvartssandkorn er bare av interesse i forbindelse med tolkning av opphavsbergarten for sanden. Således tolkes komplekst oppbygde korn med interne suturerte grenser som metamorfe, mens mer homogene korn gjerne tenkes derivert fra magmatiske bergarter. I Brent finnes begge disse typer.

I tillegg til klastisk kvarts er det mikroskopiske mengder nydannet/autigen kvarts. Den observeres som en tynn overvekt på alle kvartskorn i alle prøver, men volummessig er den uten betydning (< 5% av det totale bergartsvolum). Mengden av klastisk kvarts varierer fra rundt 40% i de mest finkornige facies (deler av Rannoch og Ness) til rundt 60% i mer middels til grovkornig sand (Etive og deler av Tarbert og Ness i 34/10-8).

Feltspatt:

Feltspatten inndeles grovt i tre undertyper:

- i) Kaliumfeltspatt (mikrolin og orthoklas, KAlSi_3O_8).
- ii) Natrium/kalsiumfeltspatt (plagioklas, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$)
- iii) Avblandinger av i) og ii) (pertitt)

Av disse er de rene kaliumfeltspater helt dominerende i Brent, men gode mengder pertitt er også tilstede.

Plagioklas er helt underordnet (<2%).

Totalt utgjør summen av feltspatt 5 - 15% av det totale bergarts-volum (som inkluderer porøsitet).

Authigen K-feltspatt i form av tynne overvekster på klastisk feltspatt observeres systematisk i alle prøver, men er volummessig uten betydning (<2%).

Glimmer:

Glimmeren er overveiende muskovitt ($\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). Kun spor av biotitt ($\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) og kloritt ($(\text{Mg},\text{Fe})_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) observeres. Dette er en kontrast til Brent i Statfjord-feltet hvor biotitt er utbredt sammen med muskovitt.

Glimmerinnholdet ligger mellom 5 - 15% i mer finkornige sandsteiner som Rannoch og Ness. I Etive og annen middelskornig til grovkornig sand, er det opptil et par prosent, vanligvis under 1%. Betegnelsen muskovitt brukes her som fellesbetegnelse på muskovitt og illitt.

Karbonater.

De viktigste karbonater er sideritt (FeCO_3) og ankeritt ($\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$). I vanlige prøver er det oftest bare spor av kalsitt (CaCO_3). Kun i fullstendig karbonatsementerte horisonter, da særlig i Rannoch, er kalsitt dominerende. I kontrast til kvarts, feltspat og glimmer representerer karbonatene autigene (nydannede) mineraler dannet in situ i sanden som et resultat av kjemisk reaksjon mellom klastiske mineraler eller ved tilførsel av ioner i løsning utenfra, eller en kombinasjon av dette (se avsnitt om Diagenese).

Jernkarbonatene opptrer disperst i sanden som opptil 1 mm store aggregater. Aggregatene er bygget opp av opptil 10 mikron store, rombeformede mikrokrystaller som ligger uorientert. Dette resulterer i en høy mikroporøsitet i aggregatene.

Aggregatene fortrenger øvrige mineraler. Deres størrelse og høye egenvekt utelukker at de er transportert og avsatt sammen med sanden.

I Rannoch og finkornig sand i Ness er det gjerne 10 - 20% jernkarbonat. I Etive og annen middels til grovkornig sand opptil et par prosent.

Kaolinitt:

Kaolinitt er det eneste leirmineral som er observert ved hjelp av røntgendiffraktometri og elektronmikroskop. I likhet med jernkarbonat er dette et nydannet mineral krystallisert in situ under kjemisk nedbrytning av klastisk glimmer (og feltspat?). Også kaolinitt opptrer i aggregater av mikrokrystaller med høy mikroporøsitet, eller mer avrundede amorft utseende klumper. Mengden av kaolinitt er generelt høy i alle typer sand, mellom 10 - 20% i finkornig sand og mellom 2-10% i middels til grovkornig sand som Etive.

Klastisk kaolinitt er et viktig forvittringsprodukt også i jura, men denne er i hovedsak anrikt i skifer og ikke viktig i sandstein.

Andre mineraler

I tillegg til hovedmineralene observeres enkeltstående korn eller mindre mengder av endel andre mineraler. Disse har ingen volummessig betydning (<2%), dvs. de er ikke bestemmende for sandens fysiske egenskaper som porøsitet, permeabilitet og logg-karakter.

Kanskje et unntak er pyritt (FeS_2) som i enkeltstående prøver kan være relativt utbredt (2%) i form av aggregater av mikrokrystaller.

) Forøvrig observeres spor (<0,5%) av glaukonitt, nydannet anatas/brookitt (TiO_2) samt klastiske korn av endel tungmineraler som zirkon, illmenitt/magnetitt, granat, tourmalin og pyroksen. I enkelte strandavsetninger i Etive og Tarbert forekommer tungmineralanrikning.

RANNOCH (Enhet 1 og 2)

Kjerner fra Rannoch-formasjonen foreligger fra brønn 34/10-1, 3 og 4. I brønn 34/10-1 og 4 er hele formasjonen kjernetatt. I brønn 34/10-3 er bare de øverste ca. 1/3 del kjernetatt.

) I tillegg foreligger ti sideveggskjerner tatt med jevne mellomrom gjennom formasjonene i 34/10-5.

Rannoch viser en oppgrovning fra siltig til veldig fin sand i bunn til fin sand mot toppen. De nedre siltige deler går gjennom lentikulær skifer/sand nesten kontinuerlig over i underliggende skifer. Den siltige - fine sand i nedre del viser en sterk bioturbasjon. Dette er mindre utbredt i den fine sand i de øverste 2/3 deler. Generelt har sanden et homogent utseende. Den er godt sortert med et relativt høyt innhold av glimmer (5 - 10%) og karbonat (10-15%) som definerer en fin laminering. Lavvinklede kryssjikt og erosjonsflater er vanlig. I 34/10-4 er enkelte metertykke intervaller av sanden fullstendig kalsittsementert.

)

Mikroskopisk beskrivelse

Representative tynnslipbilder av Rannoch sand er vist i fig. 1 - 4.

Fra disse observerer vi følgende: Kvarts- og feltspattekornene er oftest kantete og dårlig rundet. Variasjonen i kornstørrelse er liten, d.v.s. sorteringen er god.

Mengden av kvarts og feltspatt er lav og under 50% av det totale volum (inkludert porøsitet). Hvis summen av kvarts og feltspatt kontra summen av øvrige mineraler brukes som et mål på en sands "renhet", så er Rannoch-sanden uren.

De øvrige hovedmineraler utgjøres av kaolinitt, jernkarbonat og glimmer. På tynnslipbildene fremtrer disse på følgende måte:

Glimmeren som har flakform ligger sub-parallellt og definerer sandens laminasjon.

Jernkarbonat opptrer som store ($\frac{1}{2}$ mm) mørk brune, gjerne litt avlange irregulære aggregater av mikrokrystaller. Lengderetningen er mer eller mindre parallell glimmeren, og ofte er det en nær assosiasjon mellom glimmerlamina og aggregater av jernkarbonat.

Kaolinitt opptrer også som aggregater av mikrokrystaller med farveløs til svakt gulig farve. Aggregatene har irregulær form og glir over i hverandre. Samlet danner de en matriks som delvis omslutter kvarts- og feltspattekorn, slik at det er liten grad av kontakt mellom enkeltstående korn av kvarts og feltspatt.

Fra foreliggende slip og bilder kan det gjøres visuelle overslag over den prosentvise mengde av de enkelte mineraler og porøsitet. Dette resulterer i følgende størrelsesorden for hovedmineralene:

Kvarts + feltspatt	=	40 - 50%
Kaolinitt	=	10 - 20%

Karbonat	=	10 - 15%
Glimmer	=	5 - 10%
Porøsitet	=	20 - 30%

Mineralsammensetningen for noen enkeltstående prøver er gitt i Tabell 1.

TABELL 1. MINERALSAMMENSETNING BASERT PÅ PUNKTTELLING I TYNNSLIP FOR ENKELTE PRØVER FRA RANNOCH

34/10-3

<u>Dyp</u>	<u>2007,6 m</u>	<u>2020,3 m</u>
Kvarts	43,8	42,1
K-Feltspatt	8,7	6,2
Plagioklas	2,2	1,0
Glimmer	9,1	3,0
Kaolinitt	9,1	9,5
Karbonater	13,7	14,2
Opake Min.	2,5	1,9
Porøsitet	11,1	22,0

34/10-4

<u>Dyp</u>	<u>1827,3 m</u>	<u>1845,7 m</u>	<u>1868,1 m</u>	<u>1872,7 m</u>	<u>1893,5 m</u>
Kvarts	26,2	31,5	30,9	29,9	32,9
K-feltspatt	7,0	8,9	8,1	12,0	8,9
Plagioklas	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Glimmer	4,4	5,6	6,0	4,2	6,8
Kaolinitt	8,5	11,6	17,9	17,3	19,1
Karbonater	35,1	14,2	13,6	13,6	10,6
Opake Min.	1,0	3,0	1,5	1,3	1,5
Porøsitet	17,7	24,7	21,0	21,6	18,9

NB!! De lave porøsitetsverdier skyldes at mikroporøsitet i mineralaggregater av karbonat og kaolinitt ikke blir registrert.

ETIVE (Enhet 3)

Kjerner fra Etive foreligger fra brønn 34/10-1, 3, 8 og 9. I brønn 34/10-1 og 3 er hele formasjonen kjernetatt, i brønn 34/10-8 bare de øverste metere. I brønn 34/10-9 er det kjerner fra den nederste halvdel av formasjonen. I tillegg til dette foreligger det sideveggskjerner fra brønnene 34/10-5 og 9.

Formasjonen består av middels- til grovkornig sand med underordnede mengder skifer og kull. Sanden er for en stor del massiv, men parallell laminering og kryssjikt forekommer. Sanden deles grovt inn i to avsetningstyper: elvemunningsavsetninger og strandavsetninger.

Mikroskopisk beskrivelse

Representative mikrofotografier som viser kornfordeling og kornform er vist i fig. 5 - 14. Fra disse kan vi konkludere at sandens sortering varierer fra god til dårlig med antydning til bimodal fordeling.

De større sandkorn er moderat til godt rundet. Den finere fraksjon viser en lavere rundingsgrad.

Hvis summen av kvarts og feltspatt kontra summen av øvrige mineraler brukes som et mål på en sands renhet, kan Etive-sanden i hovedsak karakteriseres som ren. I kontrast til f.eks. Rannoch er det kun spor av glimmer og karbonat. Det eneste matriksmineral av volummessig betydning er kaolinitt som varierer fra ca. 10 volumprosent i elvemunningssand i 34/10-3 til kun et par prosent i mer velsortert strandsand i samme brønn. Unntaksvis kan kaolininnholdet ligge langt over 10%.

Som i øvrige formasjoner opptrer kaolinen som aggregater av mikrokrystaller med høy mikroporøsitet. Selv i prøver med opp til 20% kaolinitt bevares derfor en høy total porøsitet (30 - 35%) mens det gjerne observeres en markert reduksjon i permeabiliteten (se senere avsnitt) fra normalt 3000 - 5000 millidarcy til under 1000.

Det høyere kaolininnhold i de fluvialt påvirkede deler av Etive synes å være knyttet til et primært høyere innhold av glimmer i disse facies. Også i disse facies er det i dag lite glimmer, men det som er tilstede viser varierende grad av nedbrytning og direkte overgang til aggregater av kaolin (Fig. 36).

Feltspaten i Etive er hovedsaklig mikroklin og pertitt (sum ca. 10 - 15%). Plagioklasinnholdet er lavt (<1%). Dette kan være et sekundært trekk, da oppløsning av plagioklas-lameller i pertitt (Fig. 43A og B) indikerer en lavere stabilitet for Na/Ca-feltspatt enn K-feltspatt.

M.h.t. øvrige mineraler i Etive så viser strandavsetninger tung-mineralanrikning med zirkon, granat og endel uidentifiserte opake mineraler. Samtidig er det endel diagenetisk pyritt assosiert med kaolinaggregatene.

NESS (Enhet 4)

Kjerner fra Ness foreligger fra brønn 34/10-1, 3 og 8. I de øvrige brønner er enten formasjonen erodert bort (brønn 4) eller ikke kjernetatt (brønn 5, 6 og 9). Sideveggs kjerner finnes fra brønn 5.

Ness består av vekslende lag sandstein og skifer med underordnede kullag. I brønn 34/10-1 og 3 er sandsteinene finkornige og laminerte med et høyt glimmer, kaolinitt og karbonatinnhold (sideritt og ankeritt). Disse sander representerer lav-energi-avsetninger i et marsklandskap.

I kontrast er det i brønn 34/10-8 to ca. ti meter mektige horisonter av løs, middelskornig godt sortert, ren sand uten glimmer og karbonat. Disse tolkes som transgressive marine sander.

Mikroskopisk beskrivelse

Mikrofotografier av de to hovedtyper sand er gitt i Fig. 15 - 25.

Den mineralogiske sammensetning og teksturelle oppbygging av de finkornige glimmer-, kaolin- og karbonatrike sander i Ness er til forveksling lik Rannoch-sanden, på tross av meget forskjellig avsetningsmiljø.

Forskjellen mellom de to ligger hovedsaklig i en mer distinkt laminering i Ness med større konsentrasjon av glimmer, kaolinitt og karbonat og også trefragmenter og pyritt i disse. Ellers gjelder i stor grad den detaljerte beskrivelse av mineralteksturer for Rannoch også for Ness. I kontrast er imidlertid de løse middelskornige sander i Ness i brønn 34/10-8 (og også 5) teksturelt og mineralogisk helt forskjellig fra Rannoch.

Mikrofotografier av denne sandtypen gitt i Fig. 19 - 25, viser god sortering og god runding. Den er ren med lite kaolinitt, glimmer og karbonat og meget porøs. Mineralogi og reservoaregenskaper er sammenlignbare med Etive.

TARBERT (Enhet 5)

Tarbert-formasjonen finnes bare velutviklet i brønn 34/10-5 og 8. Fra begge disse er det nesten total kjernedekning. I de øvrige brønner mangler formasjonen helt, enten på grunn av erosjon eller fordi den ikke er avsatt.

Formasjonen inndeles grovt i to sub-enheter. Sub-enhet 5A som utgjør nederste del er skifrig med relativt tynne sandlegemeer. Enheten viser totalt en oppgrovning med økende sand/skifer forhold.

Sub-enhet 5B består hovedsaklig av middels til grov sand med underordnet skifer og kull. Tarbert antas å representerer kystnære avsetninger som strand, elvemunningsavsetninger og kystrygger.

Mikroskopisk beskrivelse

Representative mikrofotografier som viser kornstørrelse, sortering og rundingsgrad er gitt i Fig.26-33. Sanden er hovedsaklig middels til grovkornig (0.2 mm - 1.0mm), dårlig sortert, med en distinkt bimodal kornstørrelses fordeling. Den grovere fraksjon av sandkornene er meget vel rundet.

Det viktigste porefyllende mineral er kaolinitt (10-30%). I kaolinen observeres gjerne aggregater av pyritt krystaller og enkelte glimmer-flak. I den mer finkornige sand som finnes i bunnen av oppgrovende sandhorisonter (Fig.33), er både kaolinitt og glimmer innholdet høyere enn lenger opp i disse sekvensene.

Det høye kaolininhold i Tarbert er derfor knyttet til et primært høyt innhold av glimmer som senere er omvandlet under diagenese til kaolinitt.

På enkelte mikrofotografier (Fig.27 og 29) observeres distinkt laminering av grov, velsortert og porøs sand og grov dårlig sortert sand med høyere kaolininhold og lavere porøsitet.

Distinkte lamina med tungmineralanrikning observeres også (Fig.28). Omfattende omvandling av klastisk glimmer til kaolinitt i Tarbert er analog med det som er postulert for de fluviale og mer kaolinrike facies i Etive. Begge disse formasjoner av relativt grov sand kan ha tjent som dreneringsruter for mobilt porevann.

- ØVRE SAND (Enhet 6)

Enheten er bare skilt ut i brønn -1 og -4. Kjerner fra brønn -1 viser en middelsgro, løs, godt sortert og rundet sand, med unntak av fullstendig kalsitt-sementerte partier. Sanden ligner den middelskornige sand i enhet 4 i Ness i 34/10-8 og kan være en direkte stratigrafisk ekvivalent til denne.

Representative mikrofotografier av sanden i 34/10-1 er vist i Fig.34 og 35. Litologisk, dvs. m.h.t. mineralogisk sammensetning og tekstur skiller den seg ikke fra de ovennevnte sander i Ness 34/10-8 (Fig.25).

Den er middelskornig, vel sortert, rundet og porøs, med unntak av enkelte partier som er fullstendig kalsittsementert (Fig.35).

Kalsitt-sementen er sendiagenetisk og omslutter og delvis erstatter authigen kaolinit og feltspattovervekster.

VULKANSKE INNSLAG I BRENT-GRUPPEN

Kjernestudiene av 34/10-8 påviste større mengder vulkanske fragmenter i den løse ukonsoliderte sand i intervallet 1825-1850m i Tarbert formasjonen. Spor ble også funnet i Ness. Dette representerer den første sikre observasjon av vulkansk materiale i 34/10, men tidligere er slikt materiale i Brent observert i flere brønner i Statfjordfeltet. Det vulkanske innslag i Statfjordfeltet representerer delvis stratiforme askehorisonter med basaltisk glass i Ness formasjonen (Malm, Furnes & Bjørlykke 1979), men krysskuttende gangintrusjoner, med vulkansk glass av opptil ½ meters mektighet er nå også påvist (Malm et.al., under utarbeidelse).

Selv om de primære teksturrelasjoner mellom sand og vulkansk materiale i 34/10-8 er ødelagt under kjernetagningen så gir endel av fragmentene indikasjon på at de representerer tynne (noen få cm mektige) gangintrusjoner. Fragmentene varierer i størrelse, det største er en klump på ca. 5 cm x 4 cm x 2 cm. Et snitt gjennom denne viser vulkansk glass med strømmingsstrukturer. Spredt i glasset er det inkorporert sandkorn og mengden av disse tilter mot ytterflatene av klumpen som består av nesten ren sammensveiset sand. Mange av de øvrige fragmenter består av lignende mørkt vulkansk glass. Men lysere, grå, ganske porøse og myke fragmenter som kan representerer tuff er også vanlig.

Implikasjoner

Observasjon av vulkanske innslag i Brent gruppen har implikasjoner for vår oppfattning av gruppens avsetningsmiljø og diagenese. Tilstedeværelsen av stratiforme askelag indikerer en aktiv synsedimentær tektonikk som kan forklare endel av de mektighetsvariasjoner en observerer innen formasjonene i Brent.

De vulkanske innslag påvist så langt er knyttet særlig til Ness og Tarbert formasjonene. Det kan bety at den aktive tektonikk tiltok under de seneste stadier av Brentavsetningen. Tilførsel av de tildels grove sander i Tarbert etter en langvarig periode av hovedsaklig finkornige kystslette avsetninger (Ness) kan forklares ved en ny og sterk strukturering og relieff-dannelse.

Allikevel er det mulig at mangelen på vulkansk materiale i Etive og Rannoch er en sekundær effekt. Både Etive og Rannoch representerer et høyenergetisk avsetningsmiljø med en sterk grad av omarbeiding. Under slike forhold vil stratiforme askelag brytes opp og bli blandet i sanden. Senere vil akkurat disse sandene være mest permeable og utsatt for vannfluks og dermed en raskere kjemisk omvandling av det ustabile vulkanske materiale. Omvandling av basaltisk glass vil i et tidlig stadium føre til en sterkt jernanriktet amorf fase (Furnes, Malm & Robins 1980) som i senere stadier vil kunne danne jernkarbonat slik vi ser det i Rannoch (se avsnitt om Diagenese).

Vi antar derfor at det var vulkansk aktivitet gjennom avsetningen av hele Brent-gruppen, men at denne nådde et maksimum under avsetningen av de yngste formasjoner.

DIAGENESE - MINERAL NEDBRYTNING OG NYDANNELSE I BRENT - SANDEN

Generelle betrakninger

Den mineralogiske sammensetning og teksturelle oppbygging av Brent-gruppens sandsteiner, er i vesentlig grad, et resultat av mineralomvandling (oppløsning og nydannelse) i sanden fra det tidspunkt den er avsatt, til idag, der den befinner seg på ca. 2000 meters dyp. I løpet av denne tidsepoke på ca. 160 millioner år har porevolumet i sanden vært fylt av vann som både har vært i bevegelse og stått stille og tilslutt olje.

Vi kan regne med at porevannet i løpet av denne tiden har gjennomgått flere dramatiske endringer med hensyn til kjemisk sammensetning, temperatur, surhetsgrad (pH) og andre parametere. Endringene vil i mer eller mindre grad ha ført til endringer i sandens mineralogi, da forskjellige mineraler er stabile under forskjellige kjemiske/fysiske betingelser.

Graden av endring i mineralogi ved forskjellige typer porevann vil være avhengig av en rekke faktorer som sandens sammensetning og tiden porevannet får virke. Generelt gjelder at fullstendig kjemisk likevekt mellom mineraler og porevann vanskelig oppnåes, d.v.s. at reaksjoner fra gamle til nye mineraler ikke går fullstendig p.g.a. lav reaksjonshastighet. Bergarten slik vi ser den i dag vil derfor bestå av klastiske mineraler, og nydannede mineraler dannet ved forskjellig tidspunkt i tiden fra avsetning. Således observerer en delvise omvandlinger og erstatninger av et mineral til et annet, og flere typer nydannede mineraler side ved side som normalt ikke forventes å være stabile under samme betingelser.

Ved en undersøkelse av diagenese vil en først avdekke alle typer av mineraler og deres relative tidspunkt for dannelse. Derne

prøve å knytte denne rekkefølgen til en sannsynlig geologisk/tektonisk historie.

Mens selve kartleggingen av mineral typer og endringer kan gjøres med relativ stor sikkerhet er tolkningen adskillig mer usikker. Det skyldes en begrenset kunnskap om de diagenetiske mineralers stabilitetsområder og at endring i porevannskjemi, trykk og temperatur gjennom den geologiske/strukturelle historie må baseres på antagelser.

Diagenese i Brent-gruppen

De volummessig viktigste diagenetiske mineraler i Brent-gruppens sandsteiner er kaolinitt ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) og jernkarbonater (sideritt, FeCO_3 & ankeritt $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$). Langt mindre viktige er kvarts (SiO_2), kaliumfeltspatt (KAlSi_3O_8), kalsitt (CaCO_3) og pyritt (FeS_2). Authigen anatase (TiO_2) er bare et spormineral.

Alle disse mineraler er tilstede i nesten alle prøver fra alle formasjoner, men deres relative og absolutte volum varierer betraktelig. Deres fordeling er relatert til den primære mineralogiske sammensetning av de forskjellige typer sand. D.v.s. den absolutte og relative mengde av de klastiske mineraler styrer i stor grad utbredelsen av de nydannede mineraler.

I det følgende oppsummeres og illustreres våre observasjoner med en serie mikrofotografier både fra lys-mikroskop og elektron-mikroskop. Deretter prøver vi å kytte de diagenetiske endringer til bestemte hendelser i den tektoniske historie.

Siden vi ikke har observert forskjeller i type og grad av diagenetisk utvikling fra brønn til brønn og heller ikke signifikante forskjeller mellom olje og vann-sonen vil vi illustrere de diagenetiske endringer på en generell måte med eksempler fra forskjellige formasjoner og brønner under ett.

Vi tar utgangspunkt i de enkelte authigene mineraler og beskriver utbredelse og tekstur for hvert enkelt av disse.

Kaolinitt

Dette er et volummessig viktig mineral i alle formasjoner inkludert deler av Etive. I Rannoch og i siltig til finkornig sand i Ness er det vanlig mellom 10-20%. I mer urene deler av Etive, som tolkes som elvemunningsavsetninger kan det være 5-10%. I mer godt rundet og sortert strand-sand adskillig mindre. Det samme gjelder for de middelskornige godt sorterte og rundete sandintervaller i Ness i 34/10-8. I Tarbert 34/10-5 er det generelt ganske store mengder kaolinitt i middels-grov dårlig sortert, bimodal sand.

Generelt opptrer kaolinen i irregulære aggregater, i porer, mellom sandkorn. Den utgjør på den måten, i sand hvor det er mye av den, en matriks for øvrige mineraler. Denne matriks påvirker ikke den totale porøsitet i særlig grad, da aggregatene har en høy mikroporøsitet. Men den virker nedsettende på permeabiliteten. Imidlertid kan allikevel permeabiliteten karakteriseres som god selv i prøver med et meget høyt innhold av kaolinitt.

I endel prøver er aggregatene av kaolinitt bygd opp av trekkspill-lignende pakker av velformede seks-kantete flak (Fig.37 og 38). Dette er et vanlig utseende på kaolinitt i sandstein.

I 34/10-Delta består imidlertid ofte kaolin av klump-formede masser uten veldefinert krystall-form (Fig.39). I disse massene observeres stedvis mer trekkspill-lignende rekker, men da med knopp-lignende runde overflater (fig.38). Ganske klart representerer disse en vekstform. Karakteristisk nok viser også andre authigene mineraler i 34/10-Delta lignende avrundede vekstformer, dette gjelder særlig nydannet feltspatt (se nedenfor). Grunnen til disse anormale vekstformer er ennå ikke forstått. Angående opphavsmaterialet for kaolindannelsen kan det med sikkerhet sies å være klastisk glimmer. Det er således vanlig å

observere delvise overganger fra glimmer til kaolinitt (Fig.36). Overgang fra feltspatt til kaolinitt er ikke sikkert observert. Det kan skyldes at feltspatt har vært mer reaktiv enn glimmer og omvandlingen raskere og mer fullstendig. Det er klare indikasjoner på oppløsning av feltspatt selv om kaolinitt direkte knyttet til disse er sjelden. Oppløsningen av feltspatt kan representere en tidligere diagenetisk fase og har ikke nødvendigvis sammenheng med den kaolinitt vi ser idag.

En dramatisk forskjell i stabiliteten av K-feltspatt og plagioklas mot oppløsning demonstreres av opprinnelig pertittiske feltspatter. I disse er plagioklaslamellene ofte fullstendig oppløst, mens nett-verket av K-feltspatt lameller står igjen (Fig.43A og B).

Den observerte sammenheng mellom glimmer og kaolindannelse gir en enkel forklaring på mengden av kaolinitt i de forskjellige sandsteinstyper i Brent. Den glimmerrike Rannoch og også Ness har et distinkt høyere kaolinninnhold enn glimmerfattig sand i f.eks. Etive.

Feltspatt

Nydannet K-feltspatt i form av overvekst på klastisk feltspatt observeres i alle prøver fra alle formasjoner. Selv om overvekstene er distinkte er de volum-messig sett av liten betydning og utgjør maksimalt et par prosent av det totale bergartsvolum. I lysmikroskop sees overvekstene som tynne kraver i optisk diskontinuitet på/rundt klastiske feltspatt-sandkorn (Fig.41).

Med elektron-mikroskop observeres forskjellige stadier i dannelsen av overvekstene (Fig. 42A, B og C).

Veksten begynner som små parallellt orienterte "tott" lignende staver spredt på overflaten av det klastiske feltspattkorn. Disse vokser enkeltvis eller i klynger opptil et bestemt nivå. Etterhvert som flere av stavene når dette nivå dannes en mer eller mindre sammenhengende krystall-flate.

Stavene er parallel orientert etter en krystallografisk retning. Hvilken retning er ikke bestemt. Kvalitative analyser av overvekstene på elektronmikroskopet viser at de er rene K-feltspater. Authigen Na-feltspat er ikke observert i Brent.

Overvekstene finnes tilsynelatende bare på klastiske K-feltspatt inkludert opprinnelig pertittisk feltspatt (Fig.43A og B).

Karbonater

De diagenetiske karbonater i Brent-gruppen inkluderer kalsitt (CaCO_3) ankeritt ($\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$) og sideritt (FeCO_3).

I Etive er det kun spor av karbonat (<2%). Jernkarbonatene er volummessig viktige både i Ness og Rannoch. Kalsitt derimot er bare viktig i Rannoch og da som spredte metertykke kalsitt-sementerte (Fig.3) soner/lag, uten porøsitet. Mellom disse soner er det bare mindre mengder kalsitt i reservoardelene av Rannoch. Her er derimot jernkarbonatene og særlig sideritt, meget viktig. Sideritten opptre ikke i distinkte lag men disperst i sanden som aggregater av mikrokrystaller (Fig.1-4) og utgjør normalt 10-15% av sandens volum.

Aggregatenes størrelse (ca $\frac{1}{2}$ -1 mm) er flere ganger størrelsen av de største kvarts, feltspatt og glimmerkorn.

De er normalt avlange og irregulære av form, men aggregater med rektangulære yttergrenser observeres. Lengderetningen av aggregatene er parallell glimmerlaminasjonen og det er en positiv korrelasjon mellom mengden av glimmer og mengden av karbonat. D.v.s. at lamina med mye glimmer inneholder også mye jernkarbonat.

Elektron-mikroskop bilder (Fig. 45A og B, 46) viser at aggregatene er bygd opp av 10-20 mikron store rhombe-formende mikrokrystaller som ligger retningsløst orientert.

Dette resulterer i en høy mikroporøsitet (20%?) i aggregatene. Størrelsen av mikroporene kan fra elektron mikroskop bilder (Fig.45B) anslåes til å være mindre enn 5 mikron.

Den kjemiske sammensetning av karbonat rhombene er med kvalitativ kjemisk analyse på elektronmikroskopet bestemt til å være tilnærmet ren sideritt (FeCO_3).

Aggregatene representerer delvis erstatninger av andre mineraler både klastiske og authigene. De irregulære yttergrenser skjærer ofte på tvers av mineralkorn og omslutter rester av slike korn.

Aggregatens størrelse og deres spesifikke vekt utelukker at de representerer klaster transportert sammen med den øvrige sand.

Det er usikkerhet om opphavsmaterialet til siderittaggregatene og tidspunktet for deres dannelse.

Tradisjonelt antas sideritt å være et tidlig diagenetisk mineral, spesielt i sumpavsetninger, som Ness-formasjonen. Her vil en ha vann med sur og reduserende karakter. En kan tenke seg at ved utbyggingen av Ness utover Etive og Rannoch vil lignende forhold etableres i disse formasjoner. Da vil f.eks. skallfragmenter i den marine Rannoch omvandles til sideritt.

Det er imidlertid teksturelle indikasjoner på at sideritt-dannelsen etterfølger dannelsen av f.eks. authigen kaolinit og også pyritt (Fig.48), og at den kan være sen-diagenetisk.

Dette må da også gjelde for kalsitt da kalsittsementen helt omslutter sideritt-aggregatene (Fig.3).

Kalsitt omslutter og korroderer også feltspatt og kvartsovervekster (f.eks. i Tarbert/Upper Sand i 34/10-1).

Hvis sideritt tenkes å være sendiagenetisk må en søke etter mulige jern-kilder i selve sanden.

Disse er biotitt, glauconitt, kloritt, tungmineraler som magnetitt/illmenitt (Fe_3O_4 , FeTiO_3) og diagenetisk pyritt (FeS_2).

Angående biotitt, glauconitt og kloritt så er det kun små mender av disse i sanden idag. Det kan skyldes en ekstensiv omvandling blant annet med dannelse av sideritt. Det er ihverfall en klar romlig assosiasjon mellom sideritt og klastisk biotitt. Således observeres hyppig sideritt, gjerne som spredte rhombeformede krystaller inne i biotitt langs dennes spalteflater (Fig. 47) og på dens overflater. Alle grader av slik erstatning kan sees.

Angående magnetitt/illemenitt som kilde så observeres en nær assosiasjon mellom aggregater av små rektangulære anatas (TiO_2) krystaller og siderittkrystaller.

Det er også en romlig assosiasjon mellom sideritt og pyritt, og av og til finnes siderittrhomber som koronaer rundt ett eller flere pyrittkorn (Fig.48). Pyritten har ofte en veldefinert krystallform og dette utelukker at sideritt vokser på bekostning av pyritt. Koronadannelsen kan representere en utvikling fra felling av pyritt til felling av sideritt i et porevann rikt på H_2S og CO_2 .

) En hittil lite påaktet, men sannsynlig kilde for de store mengder sideritt i Rannoch og Ness er vulkanske aske-fragmenter, da særlig basaltisk glass. Det er nå et vel etablert faktum (se tidligere avsnitt) at det har vært en syn-sedimentær vulkanisme under avsetningen av Brent-gruppen og andre jurassiske sedimenter i det nordlige av Nordsjøen. Denne aktiviteten spores som distinkte askelag (fragmenter av vulkansk glass) men også som spredte glassfragmenter dispersert i sandstein.

I et tilfelle som er studert i detalj så langt (Malm, Furnes & Bjørlykke 1979) har det friske basaltiske glass en tholeitisk sammensetning med hele 13% FeO total. Omvandlingen av dette er vist å føre til en sterkt jernanrikt amorf fase i tidlige stadier (Furnes, Malm & Robins 1980). Denne fase vil ved senere diagenese kunne danne sideritt. Omvandlingen av vulkansk glass (hydrering og leaching) foregår raskt da dette er en meget ustabil fase i kontakt med vann. I vanlige relativt porøse sandsteiner vil en derfor vanskelig få bevart glass i sin opprinnelige form. Allikevel er det i noen få tilfelle observert glass i direkte assosiasjon med sideritt (Fig.22).

Kvarts

) Authigen kvarts i form av overvekst på klastisk kvarts observeres i alle prøver fra alle formasjoner. Overvekstene er vanskelige å se i lysmikroskop, men med elektronmikroskop observeres velutviklede fasetter/krystallflater på de fleste

kvarts-sandkorn. Selv om disse er distinkte er de som for authigen feltspatts vedkommende av liten volummessig betydning (maks 5%). Men siden klastisk kvarts er så volummessig viktig kan selv disse små mengder ha en viktig sammensveisende funksjon (Fig.44). Normalt er imidlertid Brentsanden i 34/10-Delta løs og deformerbart ved det letteste trykk.

Den lave mengde authigen kvarts i Delta-strukturen står i kontrast til det som observeres i Brent (og Statfjord-formasjonen) på Alpha-strukturen. Her er det større mengder overvekst som er hovedansvarlig for en porøsitetsreduksjon fra 30-35% slik vi ser det i Delta til 20% i Alpha.

Egentlig er porøsitetreduksjonen en effekt av kombinert oppløsning og felling av kvarts, d.v.s. en redistribusjon av kvarts innen bergarten. I Alpha er det således klare stylolitt-dannelser med utvikling av lange suturerte kontakter mellom enkeltstående kvartskorn p.g.a. trykkoppløsning. Dette er koblet med en vekst av kvarts på overflater som grenser inn mot porerom. I ekstreme tilfelle møtes overvekstene på alle korn som ligger rundt en pore og en nesten total gjenntetting av poren finner sted. I de tilfelle hvor reduksjonen av porevolumet skyldes ren redistribusjon og ingen massetilførsel utenfra vil reduksjonen i porevolumet tilsvare direkte en reduksjon i det totale bergartsvolum (sand +porer). I et tilfelle som i Alpha med ca 10% reduksjon vil en sandsøyle på opprinnelig 100 m's mektighet reduseres til 90 m.

Den distinkte forskjell mellom Alpha og Delta i reduksjon av porevolumet p.g.a. trykkoppløsning og redistribusjon av kvarts er knyttet til forskjellen i dyp (ca. 1000 m) og dermed overlappingsstrykk og temperatur for de to reservoarer. Dette har også gitt en kvalitativt forskjellig diagenetisk mineralogi: I Alpha er således illitt et viktig diagenetisk mineral dannet ved nedbrytning av feltspatt. Tilsynelatende er det en likevekst--tekstur mellom illitt + kaolinit + kvarts. I motsetning indikerer tekturen i Delta en likevekt mellom authigen feltspatt + kaolinit + kvarts.

Andre nydannede mineraler

I tillegg til de ovenfor nevnte mineraler er pyritt (FeS_2) og anatas/brookitt (TiO_2) de eneste authigene faser som relativt systematisk blir observert i Brent i 34/10-Delta. Mengden av pyritt er normalt liten ($<1\%$) og distinkt lavere enn det som er vanlig i Brent i Statfjordfeltet. Anatas/brookitt er bare et spormineral ($<0,5\%$).

Både pyritt (Fig.49) og anatas (Fig.50-52) opptrer som velformede ca. 5 mikron store krystaller enkeltvis eller i aggregater. Pyritten finnes ofte inne i andre mineraler av alle typer, særlig biotitt, og da ofte sammen med rhomber av jernkarbonat. Assosiasjonene pyritt/jernkarbonat med biotitt er meget vanlig i Brent i Statfjordfeltet, hvilket indikerer at jernet for dannelsen av pyritt/sideritt i vesentlig grad derives fra biotitt. De større mengder pyritt i Statfjordfeltet synes å være knyttet til større mengder klastisk biotitt.

Når det gjelder anatas opptrer den av og til intimt sammen med jernkarbonat. Dette tyder på en felles dannelselse fra FeTi-oksyder (magnetitt/illmenitt). Ellers inneholder biotitt også titan (Ti) som kan bidra til dannelsen av anatas.

DIAGENETISK HISTORIE

Ved utledning av diagenese historie forsøker en å knytte dannelsen av diagenetiske mineraler til endringer i porevannskjemi, temperatur og trykk gjennom geologisk historie. Slike utledninger er svært usikre. Det skyldes:

- i) problemer med å bestemme en dannelsesrekkefølge for mineralene (tekstur-relasjoner mellom mineralene er sjeldent entydige)
- ii) begrenset kunnskap om mineralenes stabilitetsområder.
- iii) problemer med å dedusere endring i porevannskjemi, trykk og temperatur i relasjon til geologisk utviklingshistorie.
- iv) usikkerheter i den geologiske historie.

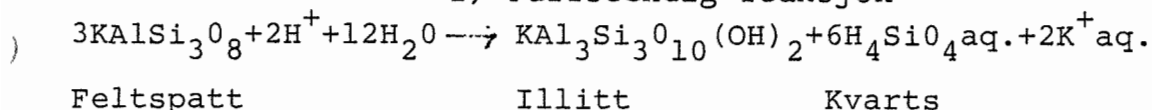
Prøver en å dedusere seg fra tidspunktet for avsetning frem til idag, eller omvendt, vil en oppdage at manglene på kontroll av disse parametre gjør oppgaven håpløs.

Vår vei ut av dette uføret er isotopanalyser og radiometriske dateringer av mineraler. F.eks. datering av diagenetisk illitt med K-Ar metoden.

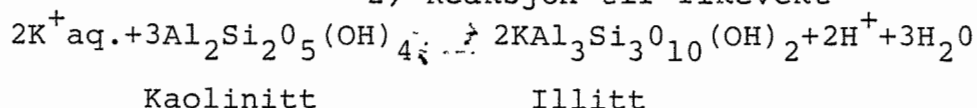
Illitt finnes typisk i jurassiske sandsteiner på dypere forkastede strukturer i Nordsjøen (de som ligger fra ca. 3000 m og nedover). Flere dateringer på disse inkludert illitt i Statfjordformasjonen på 34/10-Alpha gir aldere på ca. 120 millioner år. Dvs. at illitt-dannelsen kan knyttes til nedforkastning av blokkene i forbindelse med den Austriske tektoniske fase i undre kritt (barrem-hauterive). Ved å sammenligne mineralskaper og tekstur-relasjoner i sand med illitt (f.eks. Statfjord og Brent i 34/10-Alpha) med dem i sand uten illitt (f.eks. Brent i 34/10-Delta) får vi en ide om de diagenetiske prosesser og tidspunktet for disse også i de sistnevnte.

Når det gjelder illitt-dannelsen på Alpha-strukturen skjer den på bekostning av kaolinitt og særlig feltspatt. Feltspatten er fullstendig illittisert. På den annen side observeres aggregater av velkrystallin kaolinitt/dikitt side ved side med aggregater med små illitt-fibre ut fra kaolinitt-krystallene. En forklaring på dette er at K^+ som frigjøres ved nedbrytning av feltspatt til illitt bare reagerer delvis med kaolinitt inntil porevannet er i likevekt med begge faser. Dette kan illustreres ved følgende reaksjonligninger:

1) Fullstendig reaksjon



2) Reaksjon til likevekt



Av 1) ser vi at vi får dannet kvarts samtidig med illitt. Således observerer vi da også illitt både omsluttet av kvarts og på overflaten av kvartsovervekster. Totalt indikerer teksten at mineralselskapet kaolinitt + illitt + kvarts er i likevekt i 34/10-Alpha.

I motsetning til dette indikerer teksten i Brent på 34/10-Delta at mineralselskapet kaolinitt + feltspatt + kvarts er i likevekt. Hverken i Alpha eller i Delta observeres firefase selskapet feltspatt + illitt + kaolinitt + kvarts. Forklaringen kan være at vi har å gjøre med to sammenlignbare lukkede kjemiske systemer under likevekt ved forskjellig trykk og temperatur. I slike system setter Gibbs faseregulering en grense for antall faser som kan eksistere i likevekt.

Det er nærliggende å tenke seg at likevektsselskapet feltspatt + kaolinitt + kvarts i Delta også har vært stabilt i Alpha-området tidlig i den Austriske fase. Ved videre strukturering og nedforkastning av Alpha har en imidlertid beveget seg ut av stabili-

tetsområdet for feltspatt (i likevekt med kaolin) og over i området for illitt (i likevekt med kaolin).

REFERANSER

- Deegan, C.E. & Scull, B.J. (1977): A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea. - Rep. Inst. Geol. Sci., 77/25, Bull. Norw. Petrol. Direct., 1: London (Commercial Colour Press).
- Furnes, H; Malm, O.A. & Robins, B. (1980): Evidence for liquid immiscibility in Middle Jurassic pyroclastics from the North Sea, and alteration trends of the glass phases. (Manuskript).
- Malm, O.A; Furnes, H. & Bjørlykke, K. (1979): Volcaniclastics of Middle Jurassic age in the Statfjord oil-field of the North Sea. N.Ib.Geol.Paläont.Mh.10:607-618.

FIGUR 1 - 52

MIKROFOTOGRAFIER

FRA LYSMIKROSKOP (I FARGER)

OG ELEKTRONMIKROSKOP (SORT/HVITT)

Figur 1 - 35: Tekstur-bilder av Rannoch (Enhet 1 og 2), Etive (Enhet 3), Ness (Enhet 4), Tarbert (Enhet 5) og Øvre Sand (Enhet 6) som viser kornstørrelse og form, sortering, porøsitet og mineralogi.

Figur 36 - 52: Detalj-bilder fra elektronmikroskop som viser krystall-form av diagenetiske mineraler og relasjoner mellom disse.

RANNOCH

(ENHET 1 & 2)

Figur 1 - 4

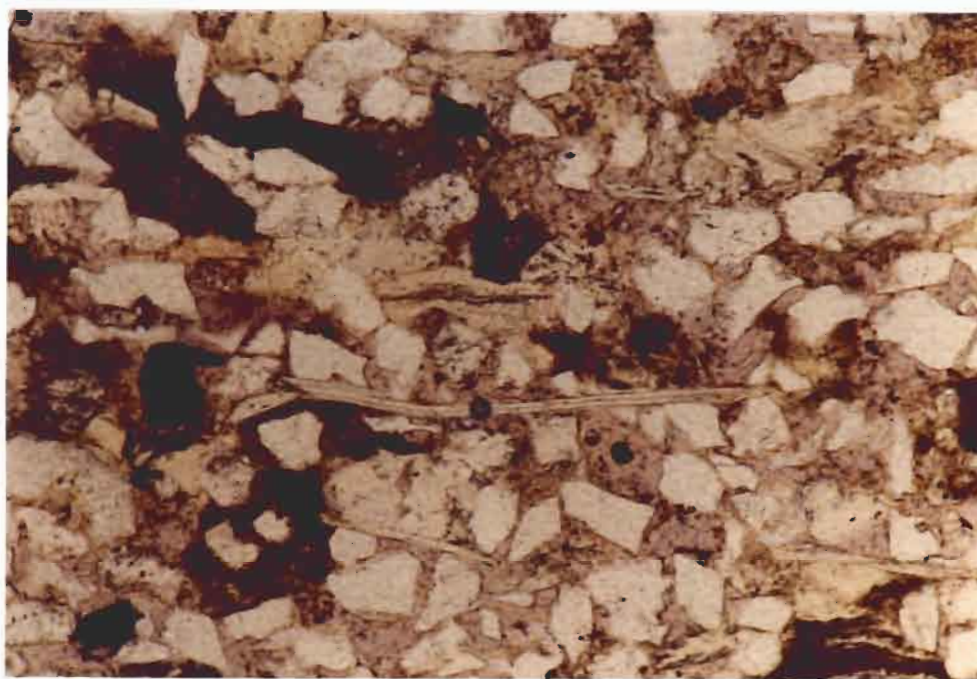
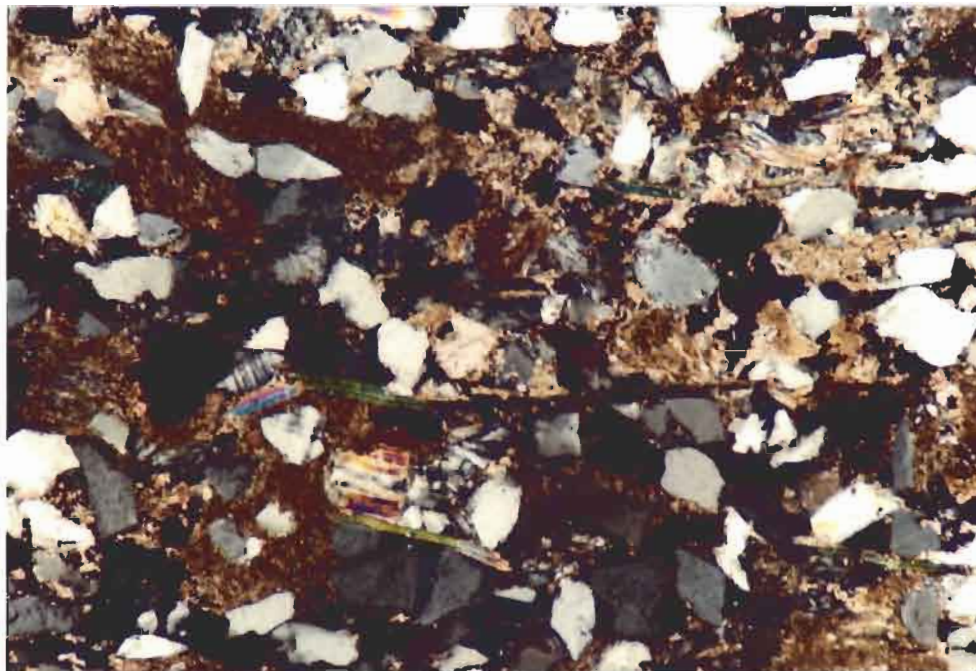
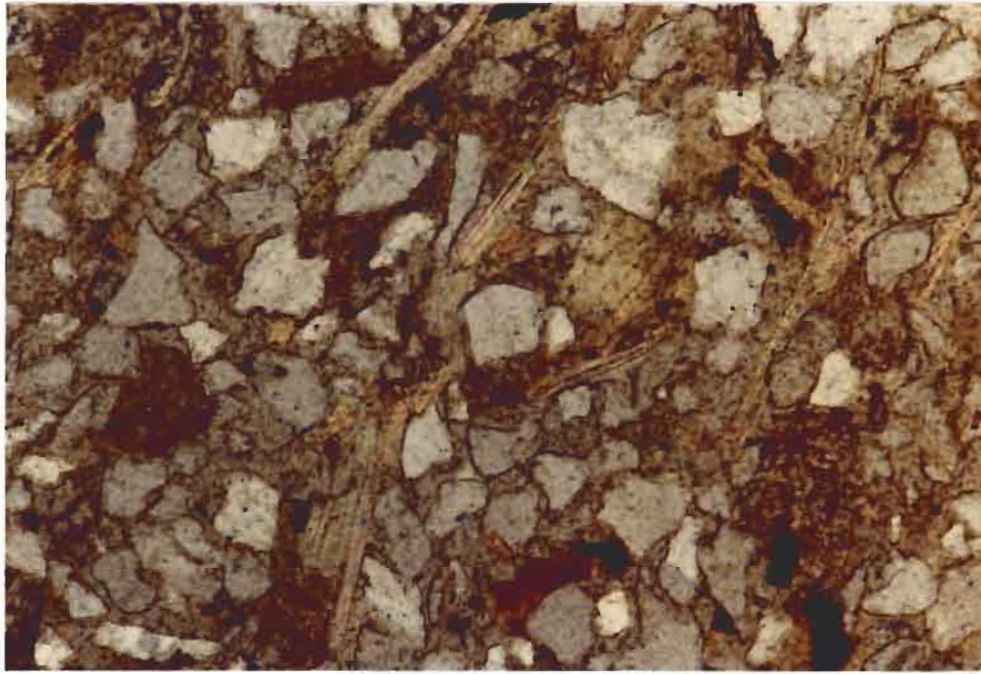


Fig. 1A RANNOCH (34/10-1) 1884,60 m. Typisk utsnitt av finkornig Rannoch Sand, kantede korn av kvarts og feltspat (hvite), stenglig glimmer (lys), aggregater av kaolin (gulig) og sideritt (mørke). Porositet (rosa).

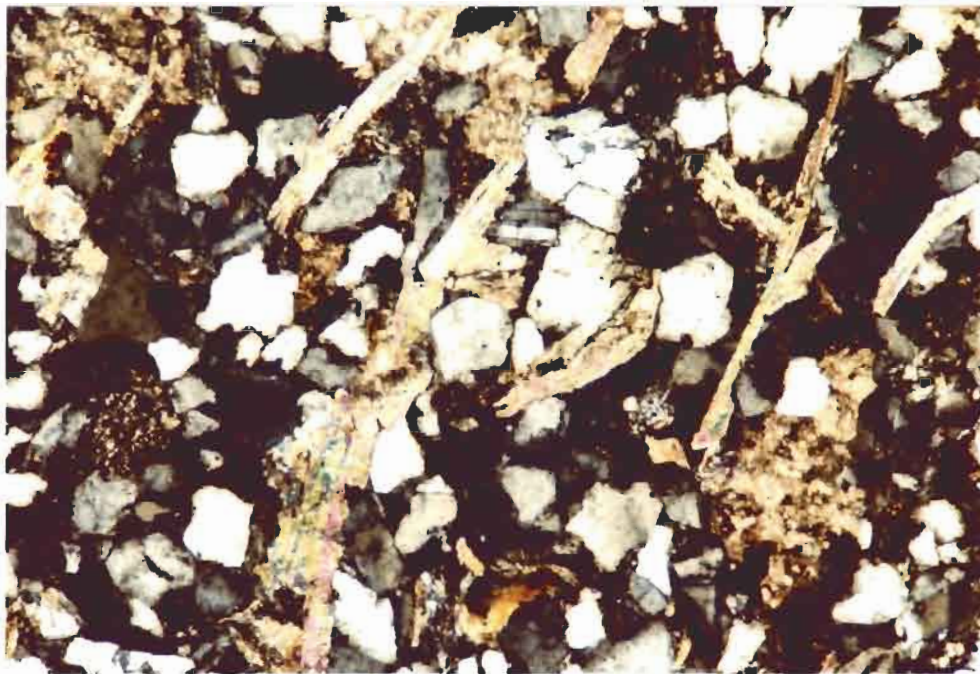


Figur 1B Som over. Kryssede nikoler. Merk den irregulære form av siderittaggregater (mørk brune) som omslutter kvarts og feltspat (til venstre på bildet).



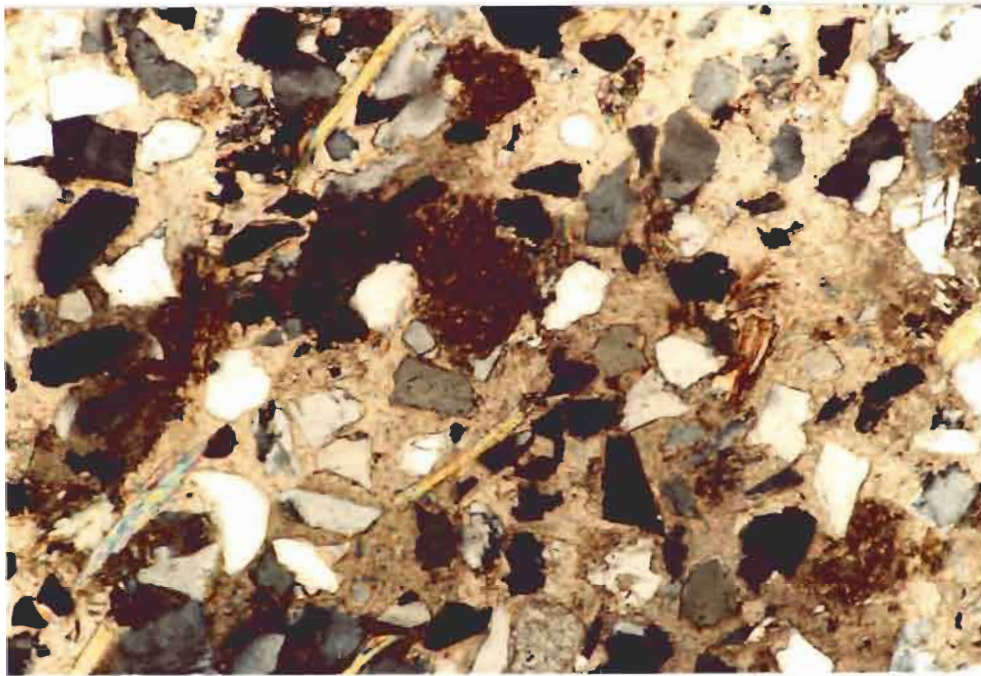
0.5mm

Fig 2A RANNOCH (34/10-4) 1826,45 m Typiske utsnitt av finkornig Rannoch sand, kantede korn av kvarts og feltspat (hvite - grå) stenglig glimmer (gulig - rosa), kaolin (gul-grå), sideritt (mørk brun) og porøsitet (diffus grå).



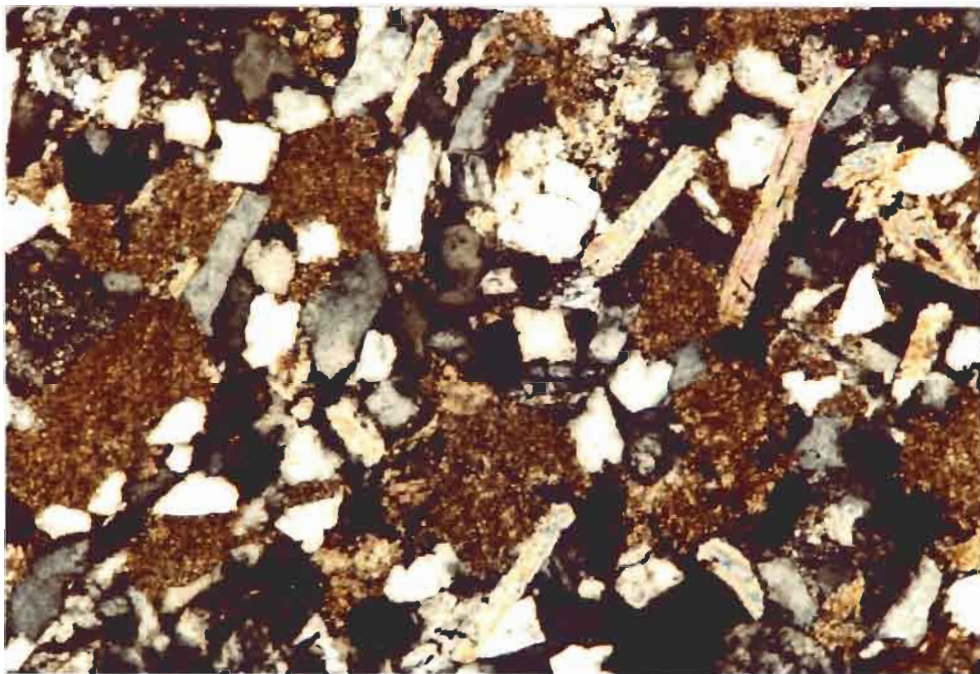
0.5mm

Fig. 2B Som over. Kryssede nikoler.



0.5mm

Fig. 3 RANNOCH (34/10-4) 1843,45 m. Kalsitt-sementert sone uten porøsitet. Kalsitten (rosa-gulig) omslutter og korroderer øvrige mineraler som kvarts og feltspat (hvite-grå-sorter). Stenglig glimmer (gulig-turkis) og aggregater av sideritt (mørk brune).



0.5mm

Fig. 4 RANNOCH (34/10-4) 1846,60 m. Mørk brune aggregater av sideritt mikrokrystaller.

ETIVE

(ENHET 3)

Fig. 5 - 14

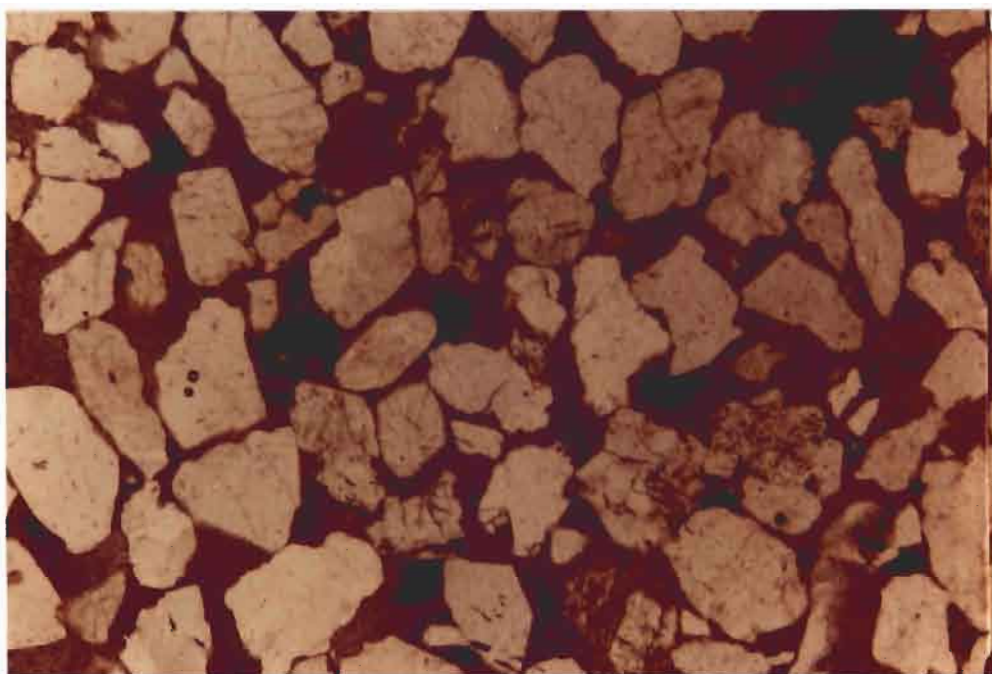


Fig. 5A ETIVE (34/10-3) 1983,40 m. Godt sortert og rundet, middels til grovkornig kvarts og feltspat strandsand. Lite matriks og høy porositet (mørk rosa).

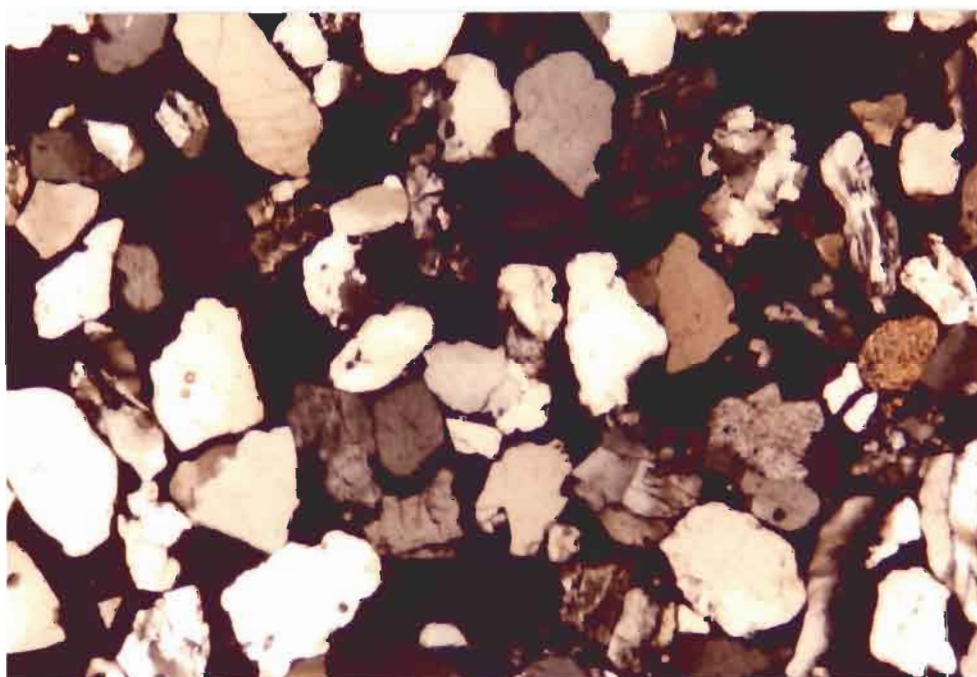


Fig. 5B Som over. Kryssede nikoler.

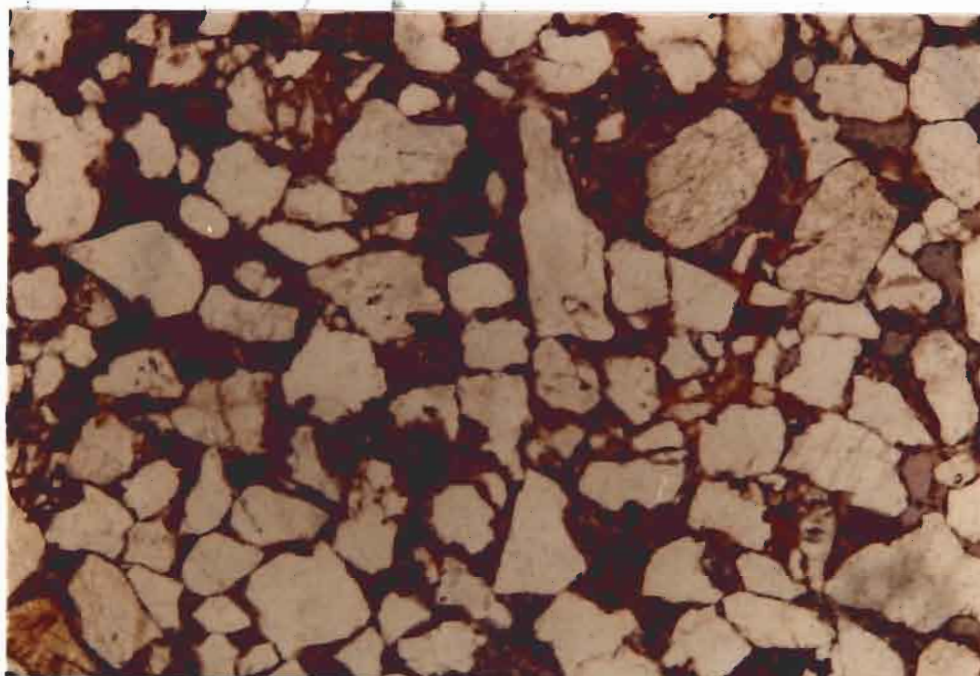


Fig. 6 ETIVE (34/10-1) 1836,00 m. Moderat sortert og rundet middelskornig sand. God porøsitet (mørk grå) men endel porefyllende kaolin (gul-brun) og pyritt (sort).

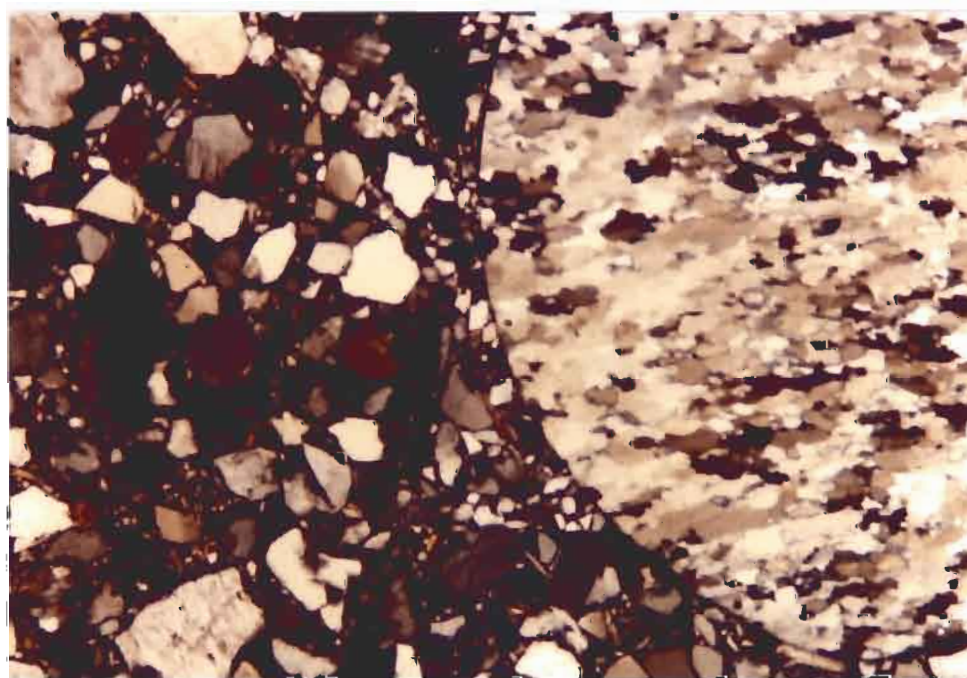


Fig. 7 ETIVE (34/10-3) 1999,60 m. Meget grovkornig til konglomeratisk sand med ekstrem bimodal kornfordeling. Utsnitt av sirkelrundt kvartskorn med intern metamorf struktur (til høyre).

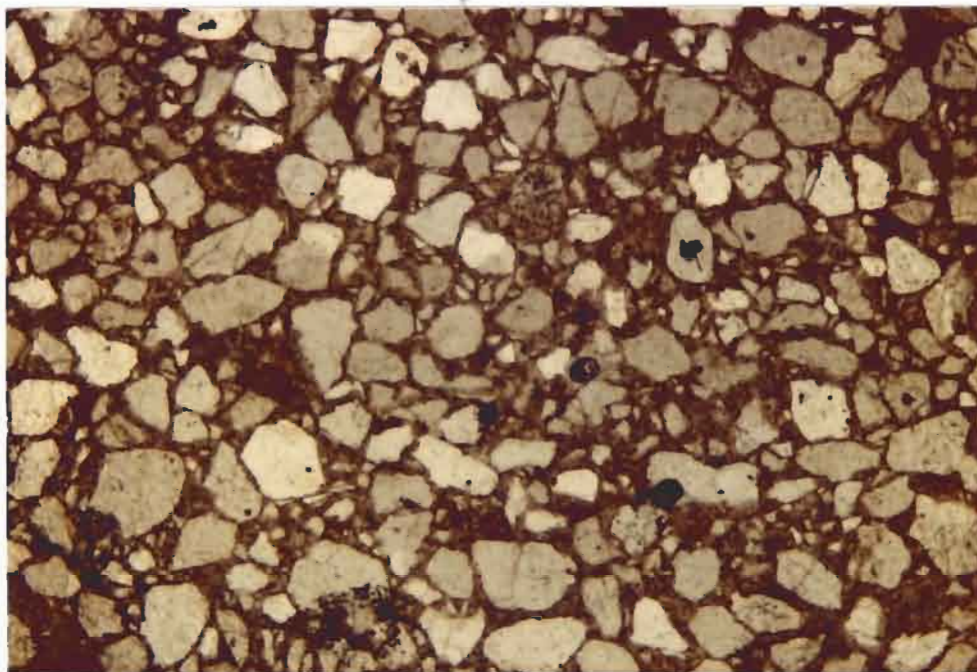


Fig. 8 ETIVE (34/10-5) 2036 m. Sideveggskjeerne. Middelskornig, moderat sortert og rundet sand med høy porøsitet (brun-grå)

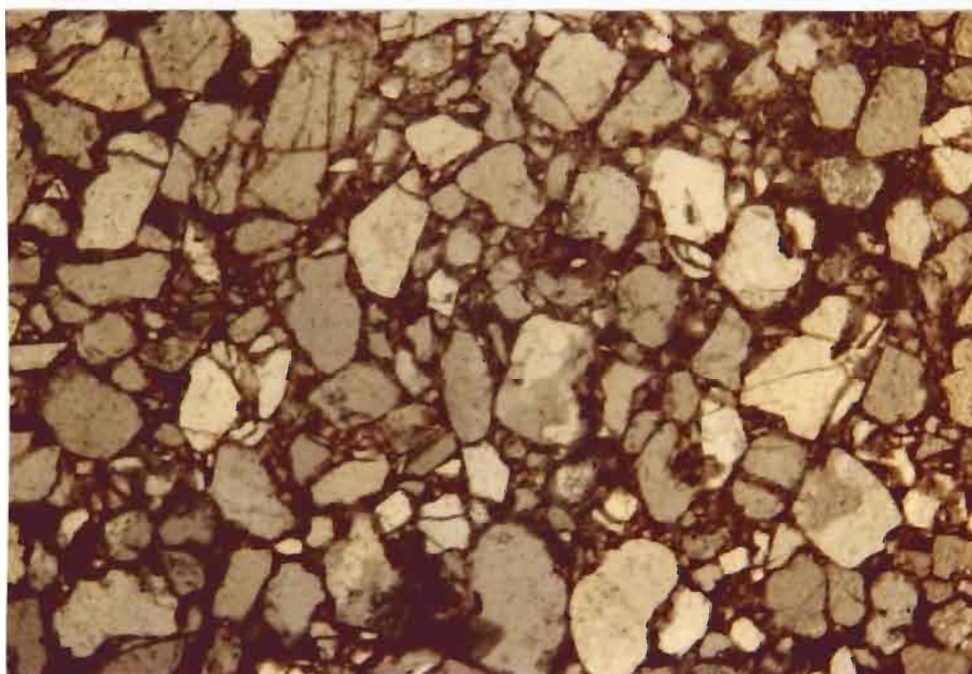


Fig. 9 ETIVE (34/10-5) 2040 m. Sideveggskjeerne. Middels til grovkornig, moderat sortert sand med høy porøsitet (brun-grå).

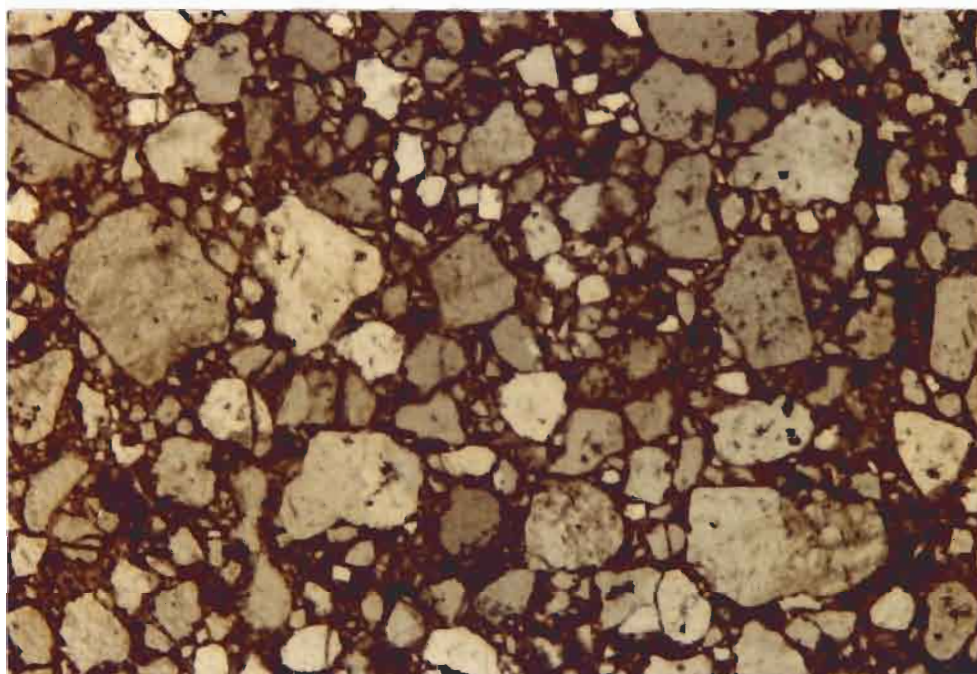


Fig. 10 ETIVE (34/10-5) 2054 m. Sideveggskjerne. Dårlig sortert sand. Mørk brune - grå parter er både kaolin og porøsitet.

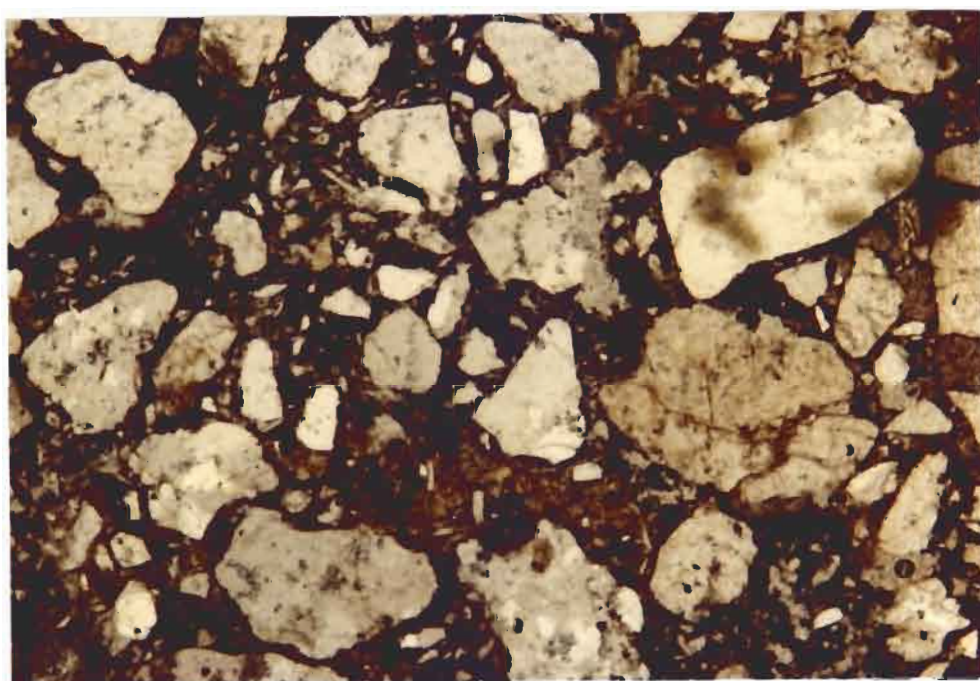
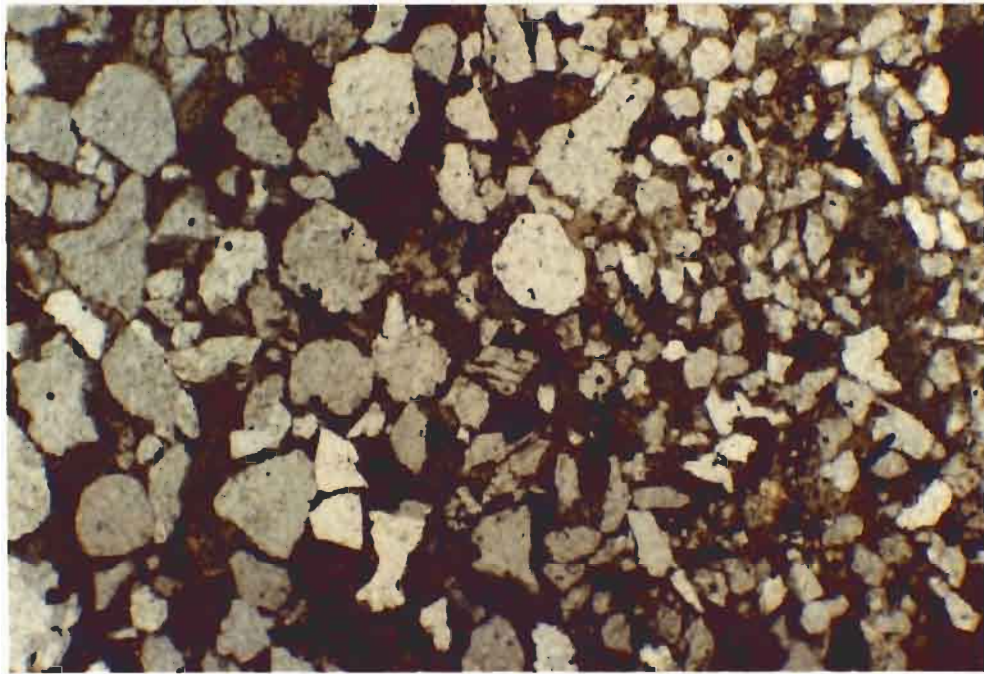


Fig. 11 ETIVE (34/10-5) 2060 m. Sideveggskjerne. Meget dårlig sortert grovkornig sand med mye kaolinitt (mørk brun) og pyritt (sort).



1.0mm

Fig. 12 ETIVE (34/10-8) 1974,3 m. Godt sortert og rundet middles kornig sand med høy porøsitet (mørk grå). Merk endel aggregater av kaolinitt (mørke, brune).

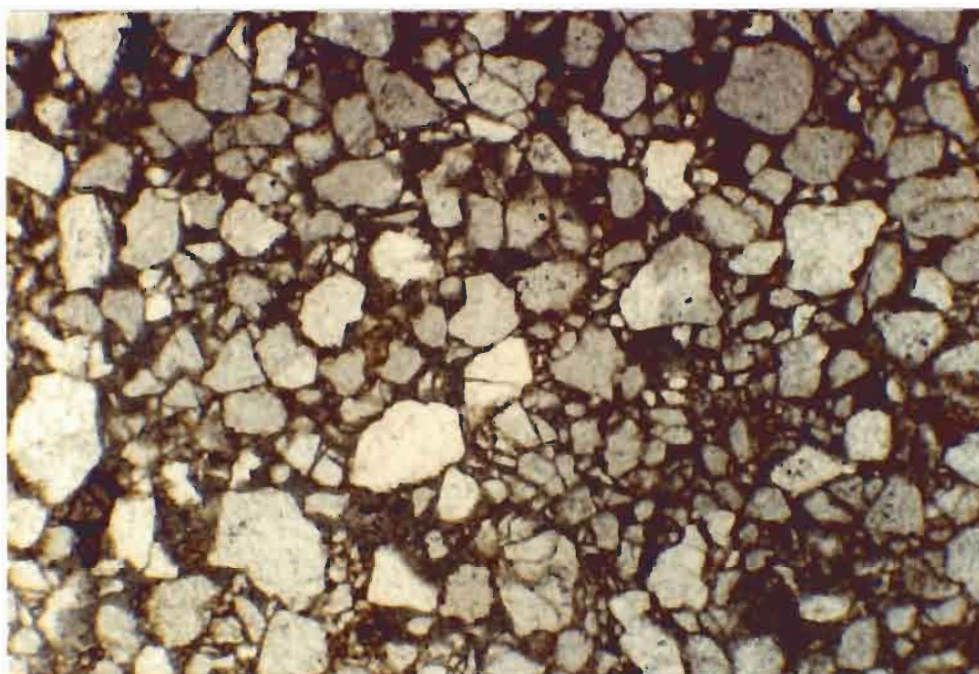


Fig. 13 ETIVE (34/10-9) 1840 m (sideveggskjeerne). Dårlig sortert middelskornig sand med høy porøsitet (mørk grå).

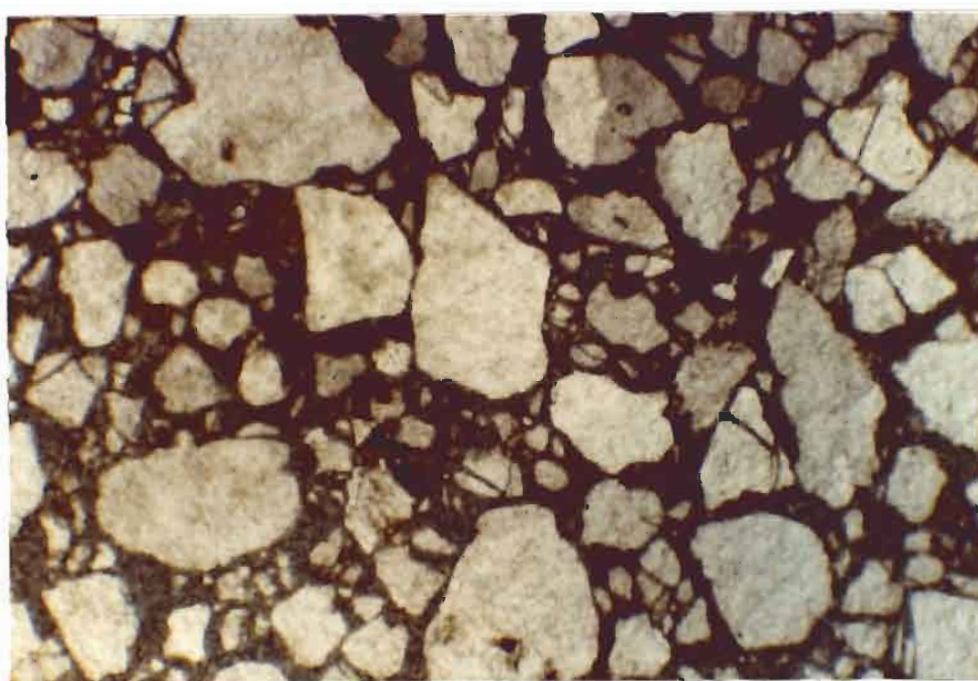
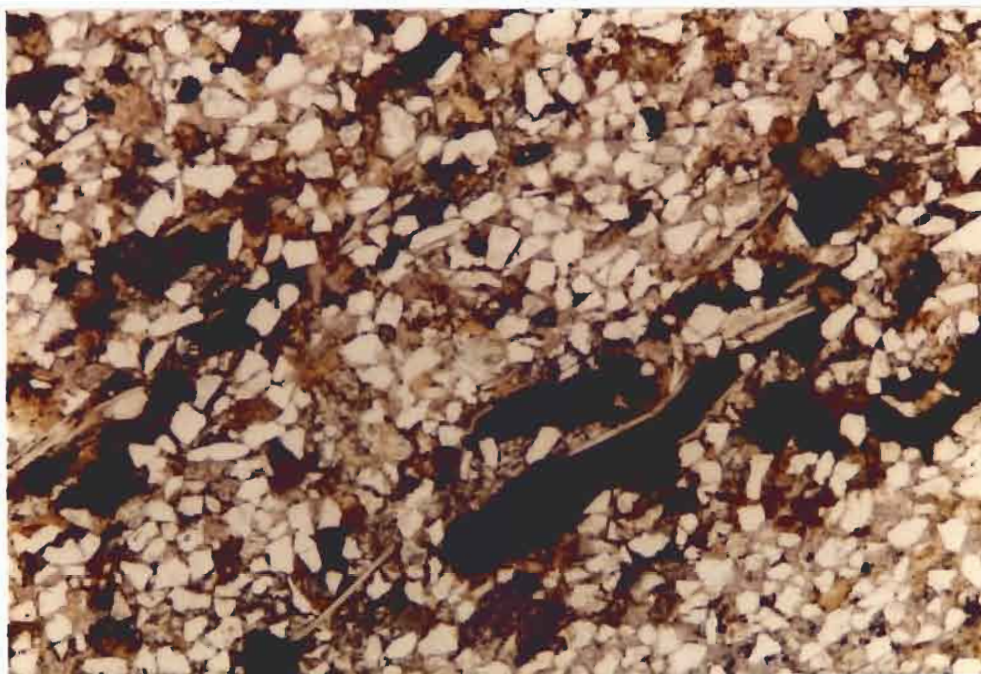


Fig. 14 ETIVE (34/10-9) 1844 m (Sideveggskjeerne). Grovkornig, dårlig sortert sand med høy porøsitet (mørk grå).

NESS

(ENHET 4)

Fig. 15 - 25



1.0mm

Fig. 15 NESS (34/10-1) 1830,84 m. Typisk utsnitt av finkornig laminert sand. Lamina definert av stenglig glimmer (lys gul) og mm - store avlange aggregater av pyritt og sideritt (mørke - sorte). Disse kan representere omvandlede fragmenter av basaltisk glass. Imellom godt sortert, fin sand med høy porøsitet (rosa). Brunlig - orange aggregater er kaolinitt.

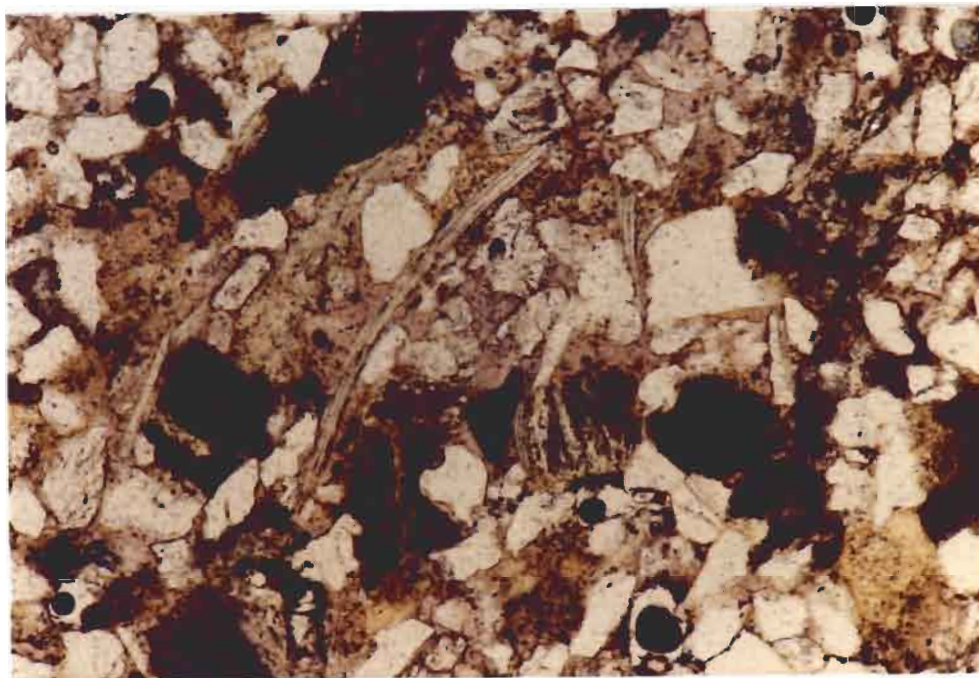


Fig. 16A NESS (34/10-1) 1825,00 m. Detalj av finkornig sand. Mørke aggregater er hovedsakelig sideritt. Gulbrune aggregater er kaolinitt med endel pyritt (sorte prikker). Avlange stenglige glimmerkorn. Rosa porositet.

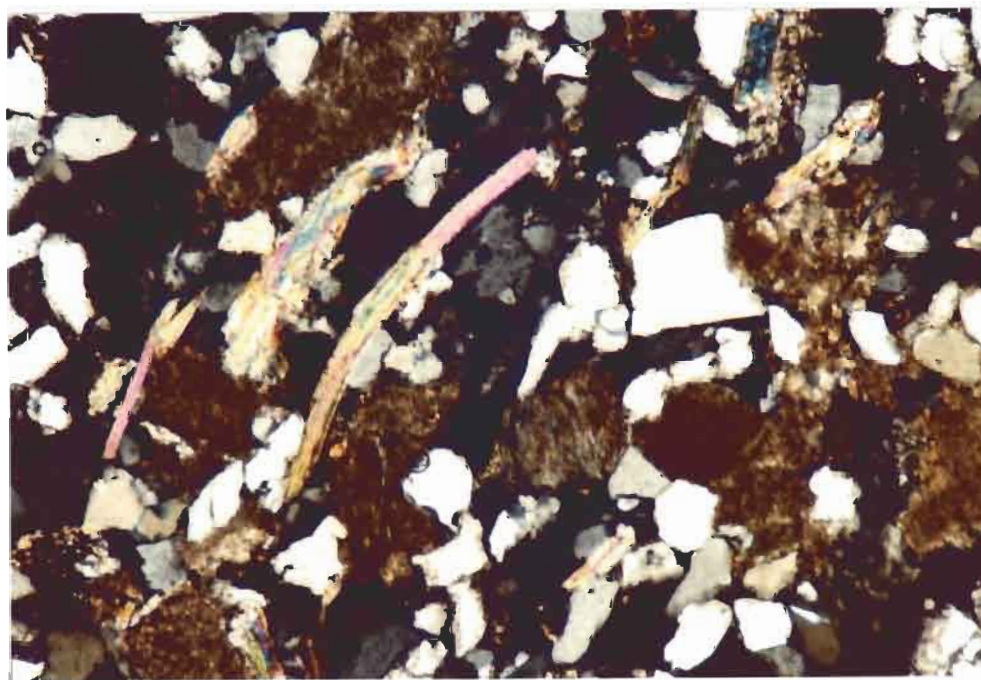
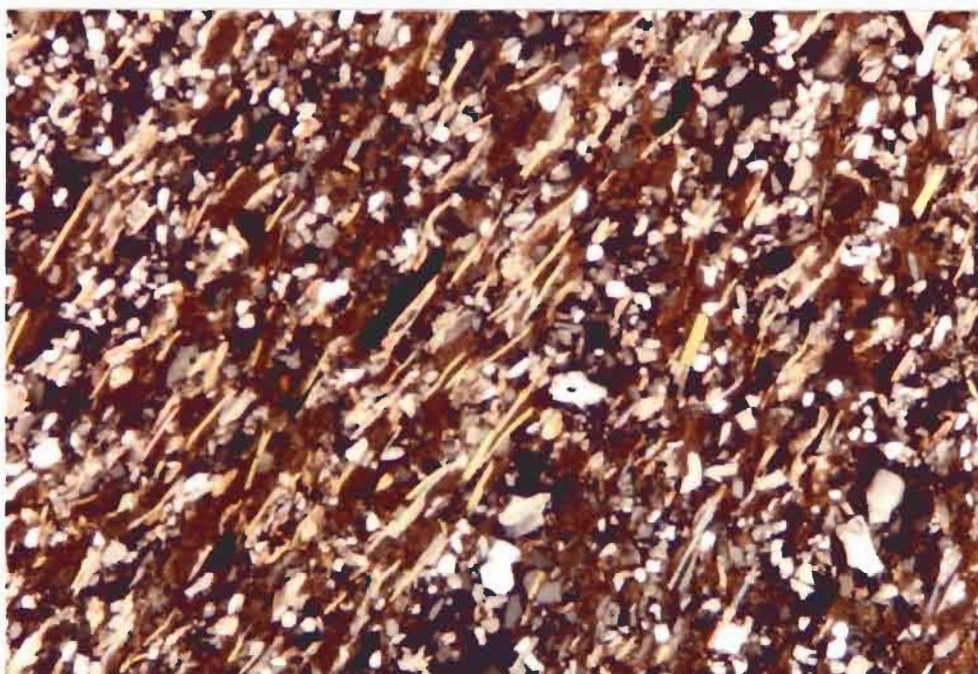
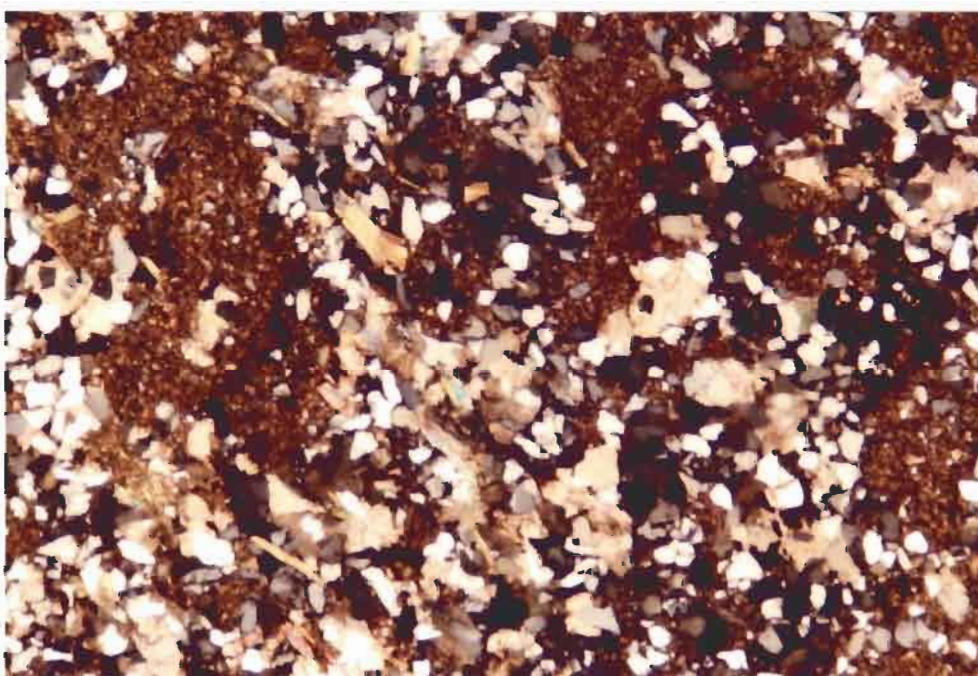


Fig. 16B Som over. Kryssede nikoler. Mørk brune aggregater av sideritt - mikrokrystaller.



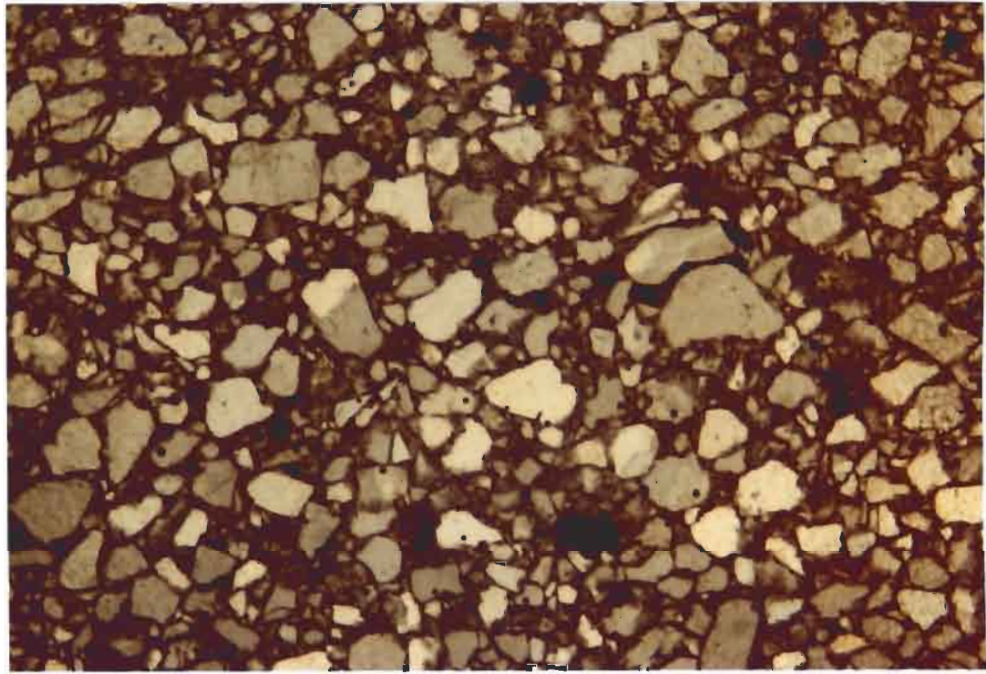
1.0mm

Fig. 17 NESS (34/10-3) 1936,80 m. Meget finkornig laminert sand med mye glimmer (stenglig - gul) og aggregater av sideritt (brune).



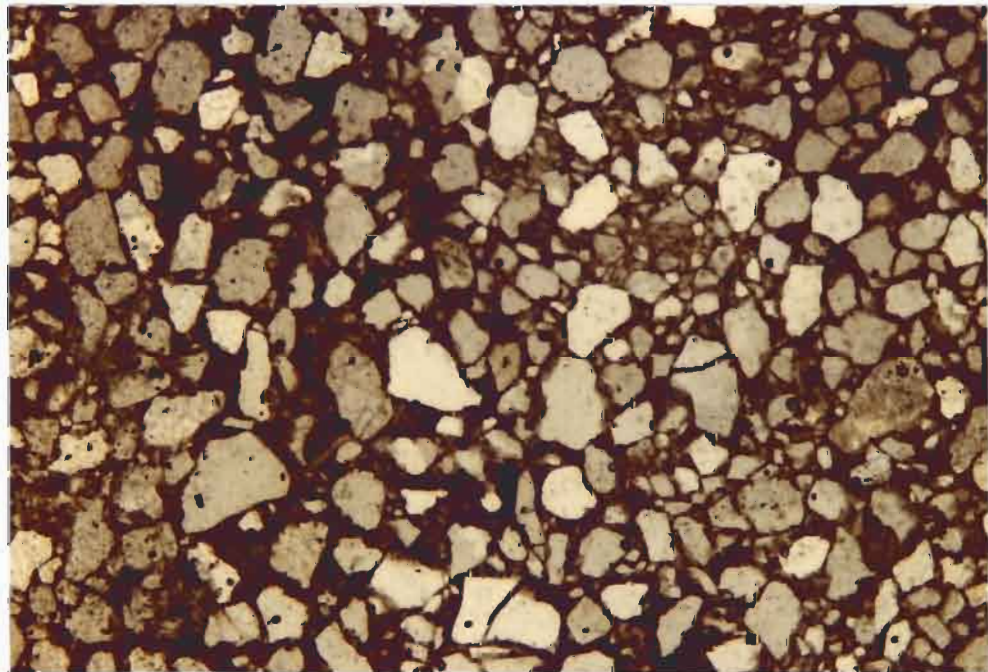
1.0mm

Fig. 18 NESS (34/10-3) 1919,50 m. Finkornig sand med høyt karbonat-innhold. Rosa - gule partier er kalsitt. Mørk brune aggregater av sideritt-mikrokrystaller.



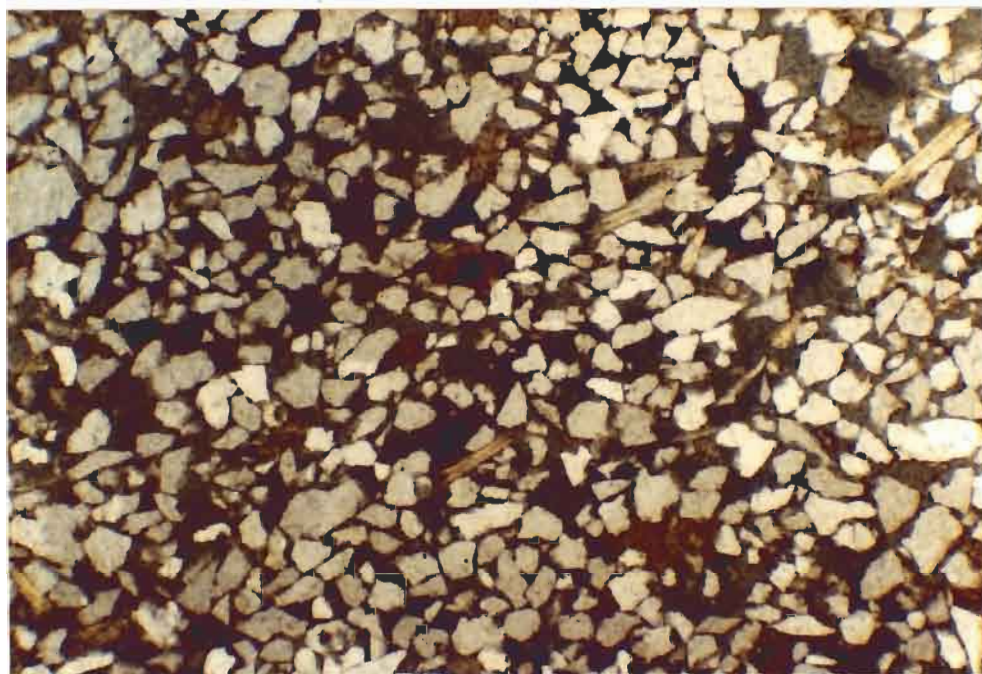
1.0mm

Fig. 19 NESS (34/10-5) 1984 m. Sideveggskjerne. Dårlig sortert fin - middels kornig sand med høy porositet (mørk grå).



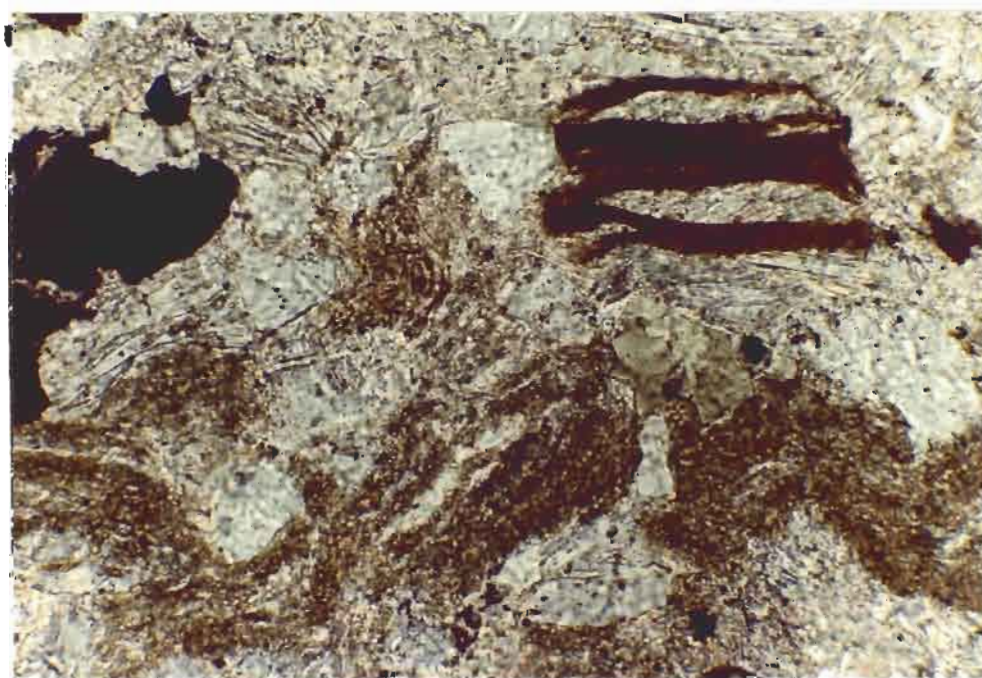
1.0mm

Fig. 20 NESS (34/10-5) 1999 m. Sideveggskjerne. Dårlig sortert fin - middels kornig sand med laminasjon mellom høy porositet sand (sentralt i bildet) og sand med mørk matriks (til høyre).



1.0mm

Fig. 21 NESS (34/10-8) 1912,1 m. Moderat sortert fin - middelskornig sand med høy porositet (mørk grå). Endel glimmer (stenglig).



0.15mm

Fig. 22 NESS (34/10-8) 1926,3 m. Detalj av finkornig sand som viser assosiasjon mellom aggregater (brunlige) av sideritt-mikrokrystaller og et kantet grønnlig fragment av vulkansk glass (sentralt, litt til høyre i bildet). Opp til venstre pyritt (sort), til høyre sterkt omvandlet glimmer.

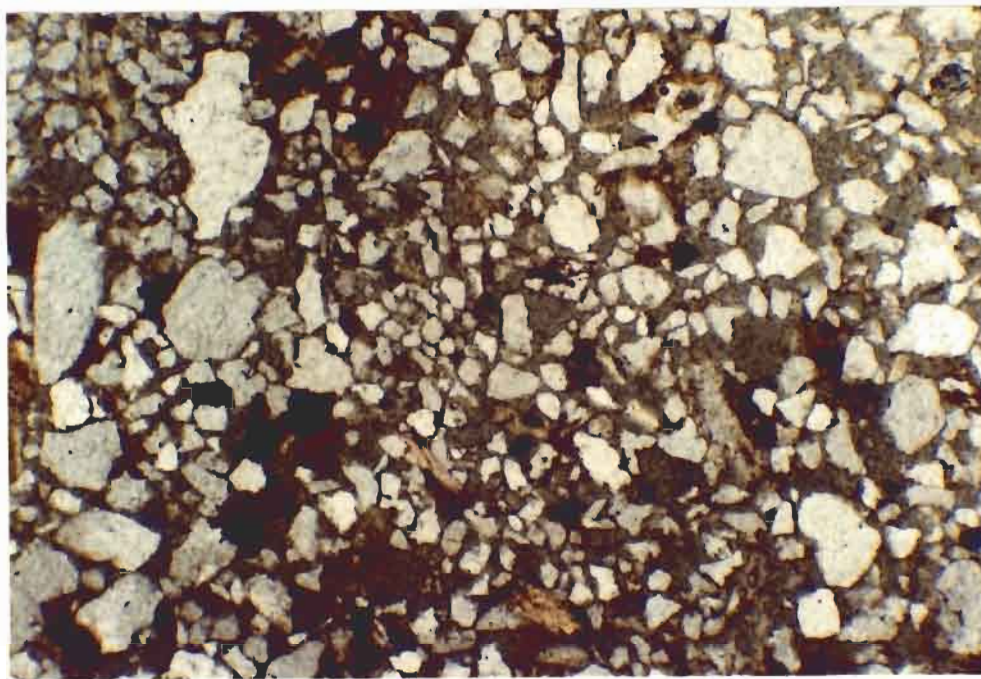


Fig. 23 NESS (34/10-8) 1934,1 m. Dårlig sortert, meget porøs sand med endel glimmer.

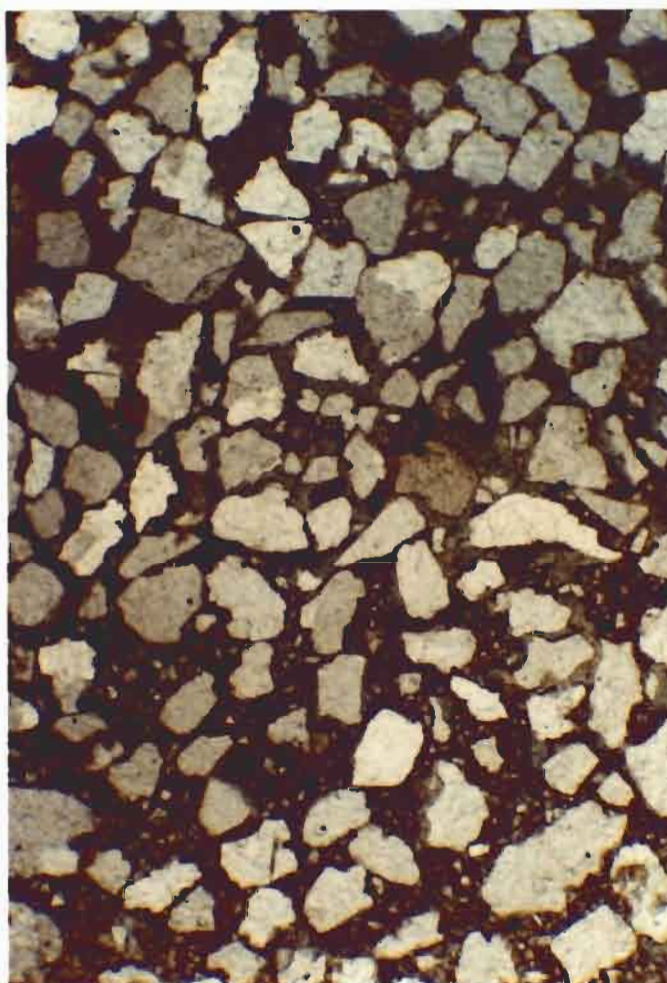


Fig. 24 NESS (34/10-8) 1944,5 m. Laminasjon mellom porøs (grå) sand i øvre halvdel av bildet og sand med høyt matriksinnhold (nedre halvdel).

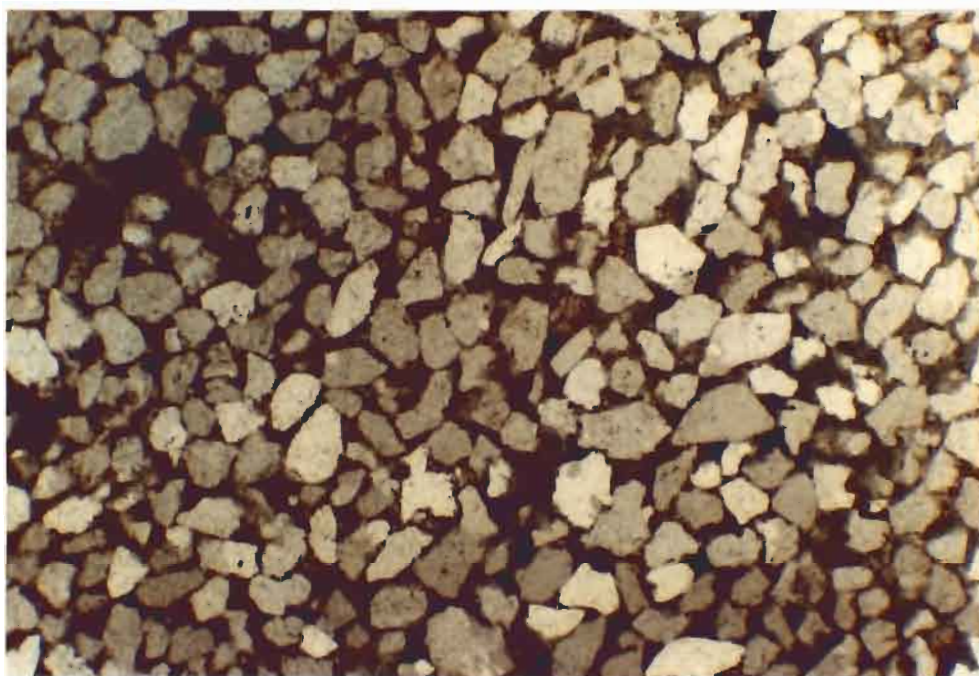


Fig. 25 NESS (34/10-8) 1954,2 m. Middels kornig godt sortert ren sand uten matriks og med høy porøsitet (mørk grå).

TARBERT

(ENHET 5)

Fig. 26 - 33

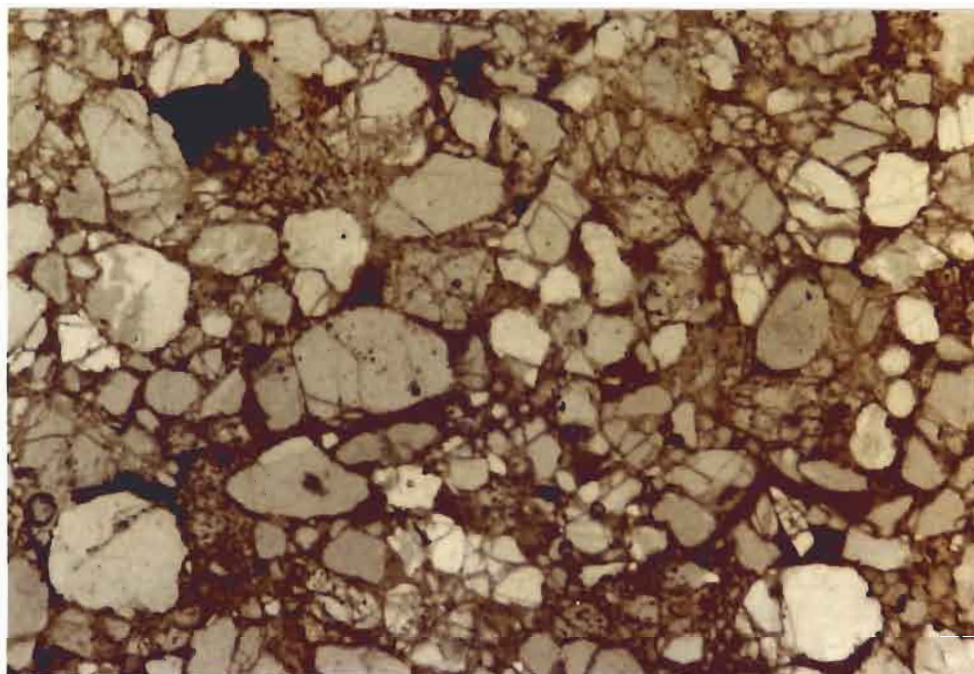


Fig. 26 TARBERT (34/10-5) 1905 m. Dårlig sortert fin til grovkornig sand med mye kaolinittsement (gulig brun). Porøsitet (grå).

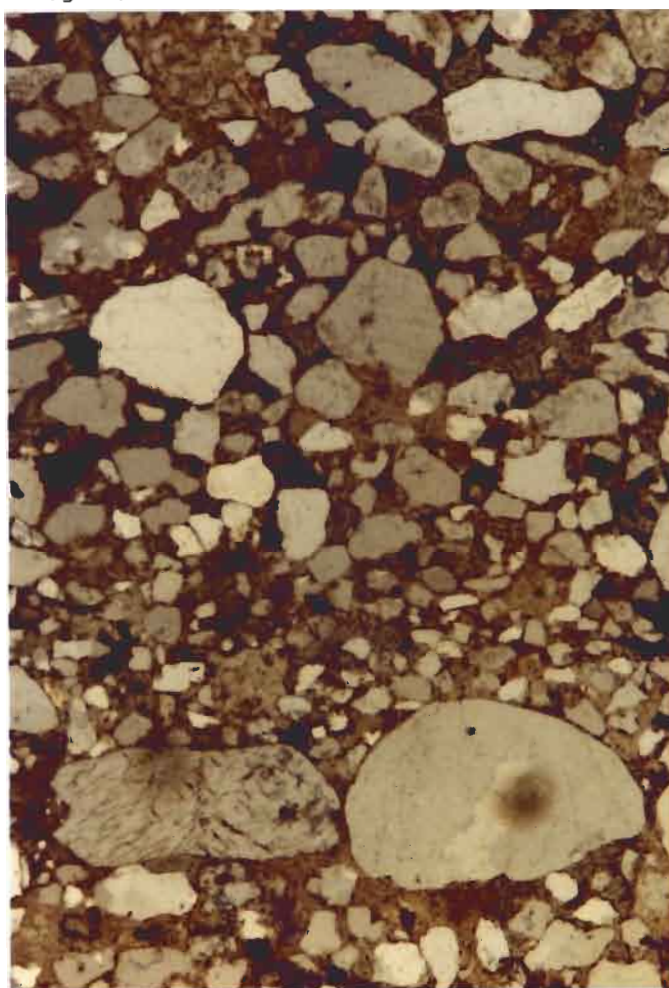


Fig. 27 TARBERT (34/10-5) 1926,4 m. Dårlig sortert fin til meget grovkornig sand med mye kaolinittsement (brun - gul) og endel pyritt (sort). Merk laminering.

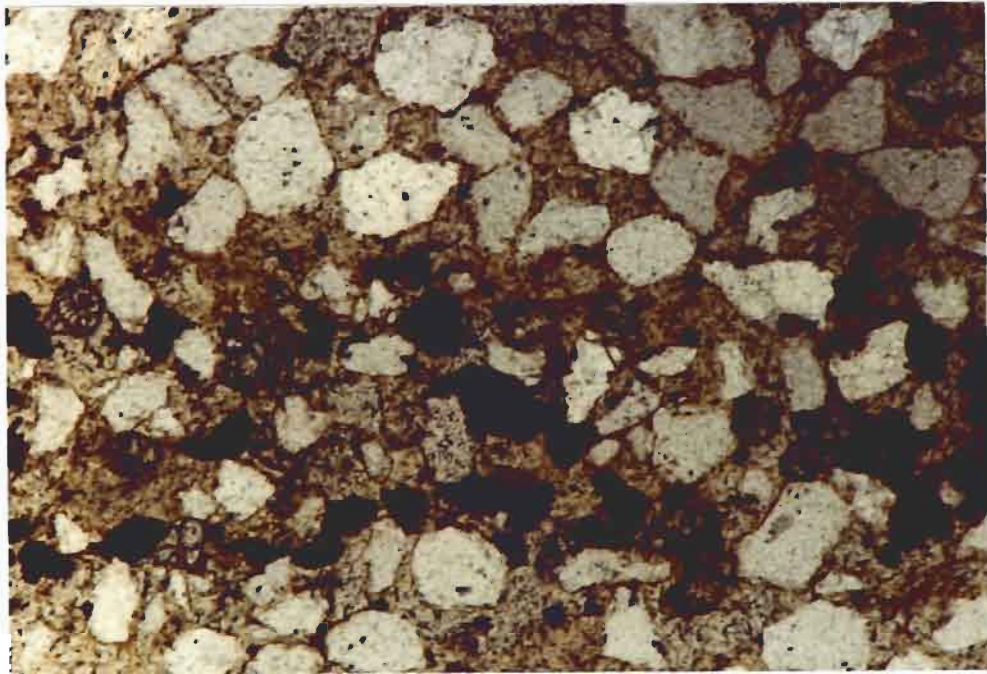


Fig. 28 TARBERT (34/10-5) 1914,25 m. Tungmineralanrikning (zirkon og opake mineraler) i godt sortert fin - middelskornig sand med mye kaolinittsesment (brun - gul) .

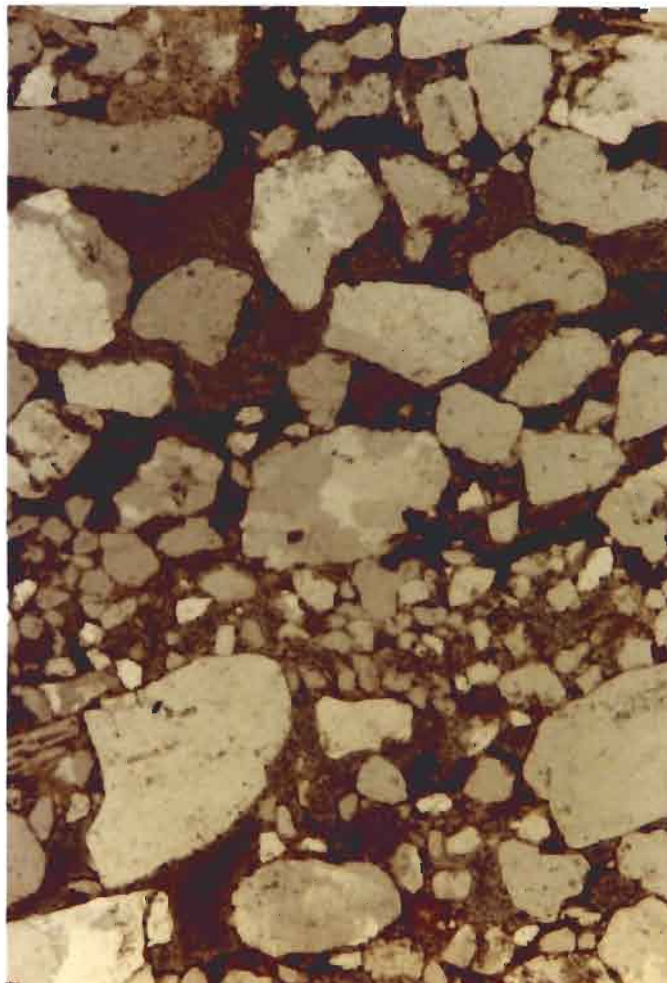


Fig. 29 TARBERT (34/10-5) 1923,20 m. Laminasjon av finkornig og grovkornig sand med høy porøsitet (mørk grålig). Endel kaolinit (brun-gul) og pyritt (sort) .

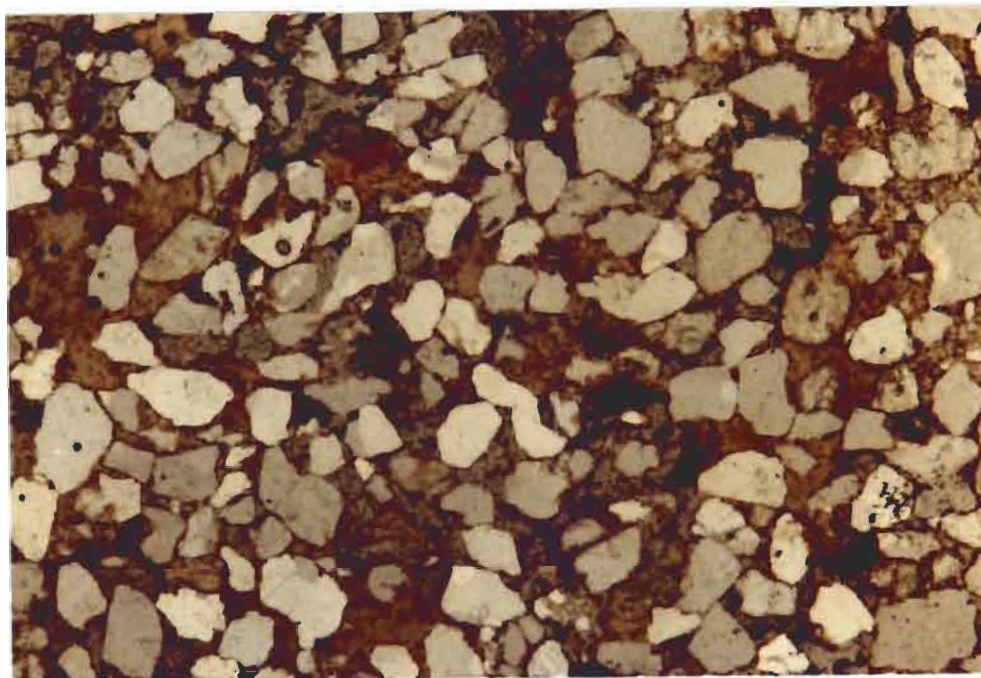


Fig. 30 TARBERT (34/10-5) 1949,6 m. Middels-kornig godt sortert og rundet sand med mye kaolinittsement (brunlig) og endel pyritt (sort). Porøsitet (grå).

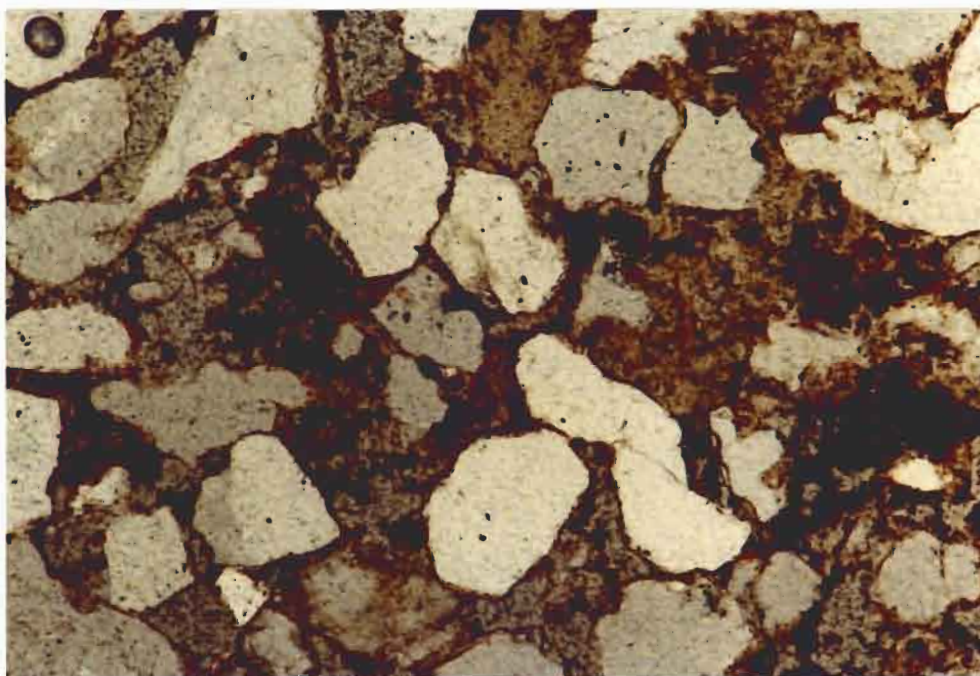
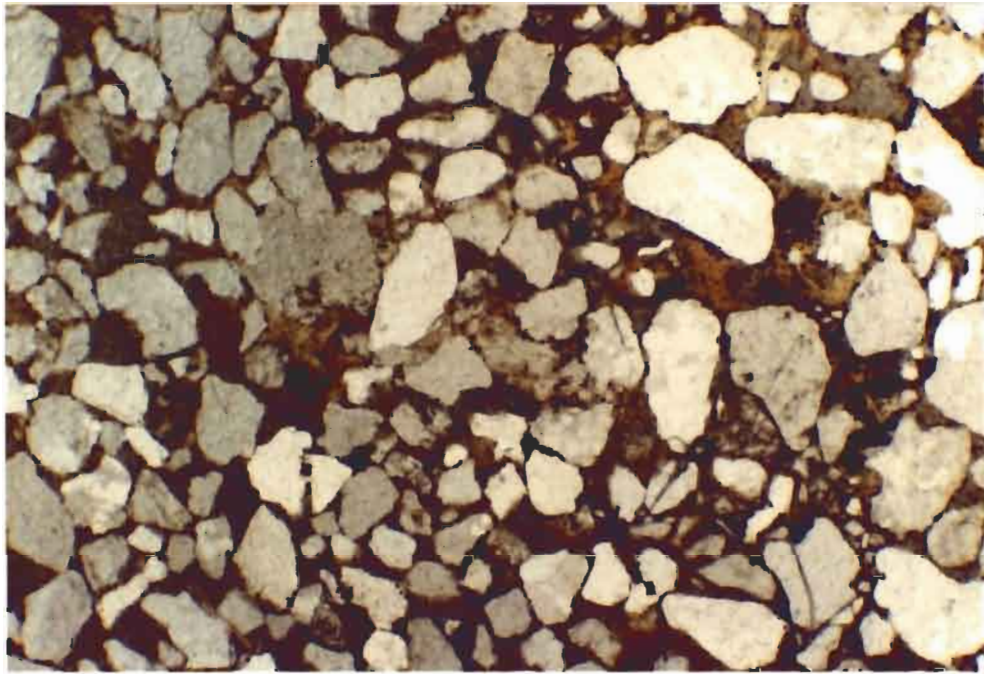
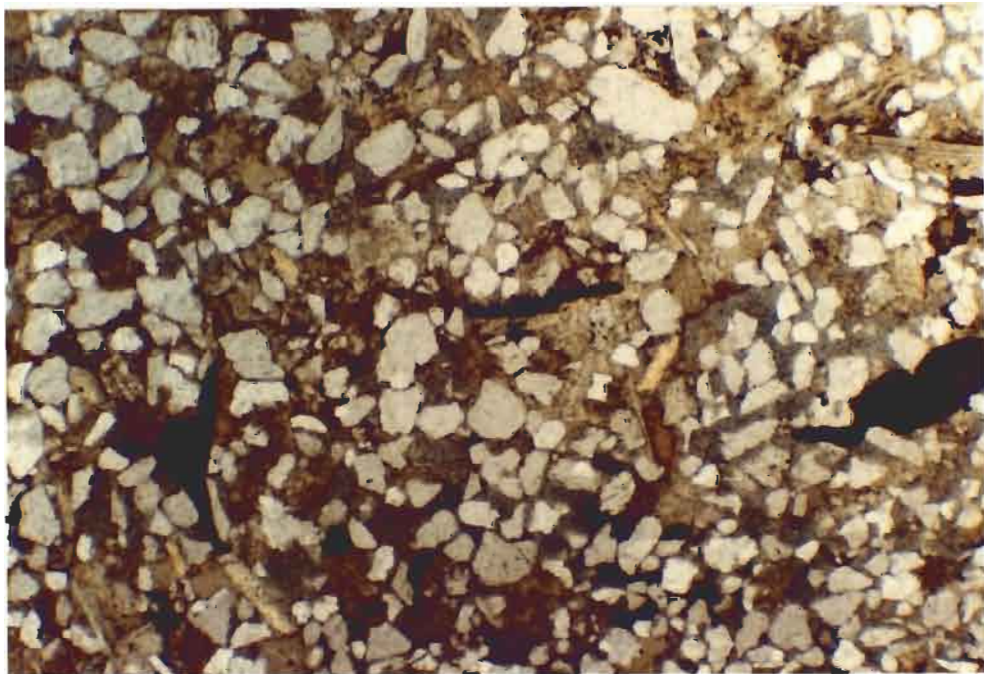


Fig. 31 TARBERT (34/10-5) 1949,60 m. Forstorret detalj av Fig. 30.. Merk brunlig kaolinittsement med endel pyritt (sort) og grålig porøsitet.



1.0mm

Fig. 32 TARBERT (34/10-8) 1829,5 m. Moderat sortert, godt rundet, middels til grovkornig sand med høy porositet (grå - sort) men også endel kaolinitt-sement (mørk brun).



1.0mm

Fig. 33 TARBERT (34/10-8) 1845,2 m. Fin - middelskornig sand med mye kaolinittsement (gul og mørk brun), glimmer (stenglig) og porositet (mørk grå). De avlange helt sorte fragmenter til venstre og til høyre kan representere fragmenter av pyrittisert vulkansk glass.

ØVRE SAND

(ENHET 6)

Fig. 34 - 35

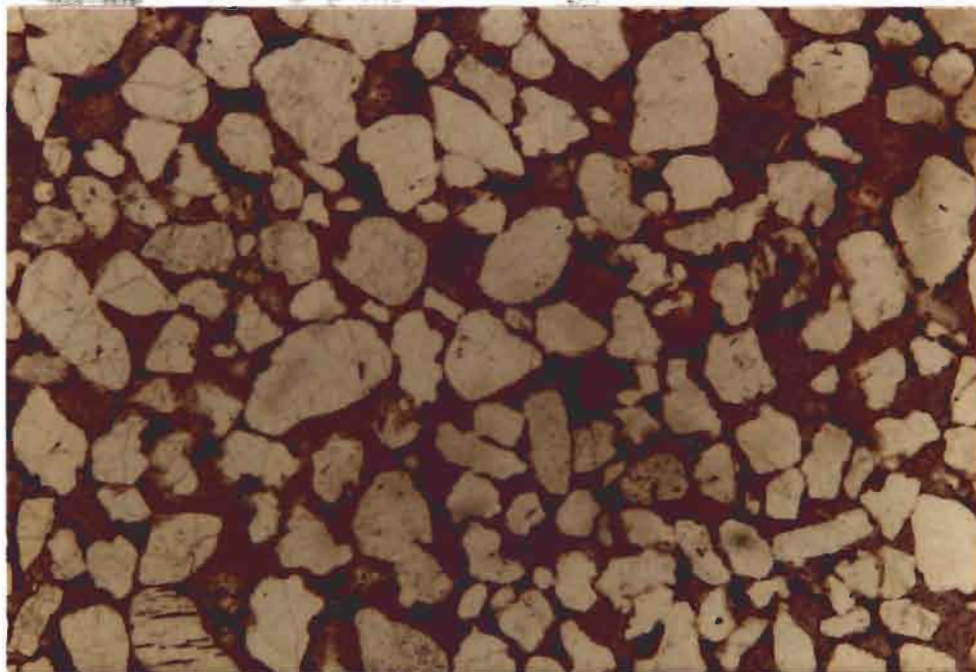


Fig. 34 ØVRE SAND (34/10-1) 1783.02 m. Godt sortert og rundet middels - grovkornig sand med høy porøsitet (mørk-grålig-rosa) og lite sement.

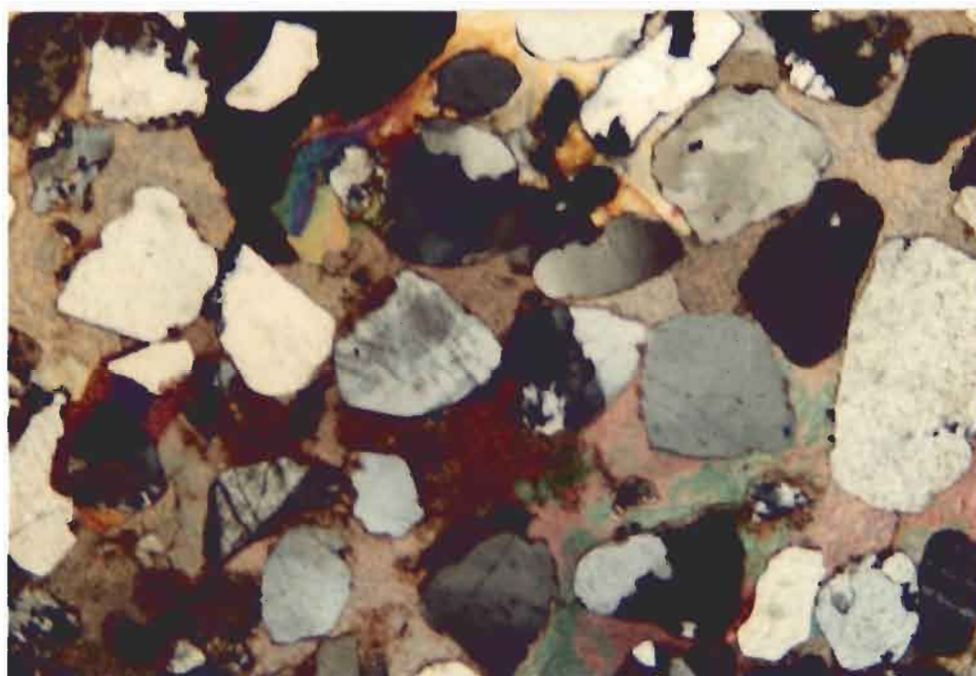


Fig. 35 ØVRE SAND (34/10-1) 1790,95 m. Godt sortert og rundet grovkornig sand som er fullstendeig kalsitt-sementert (turkis-rosa-gul). Den høye minus-sement porøsitet skyldes i stor grad korrosjon og oppløsning av kvarts og feltspat.

DIAGENESE

(Fig. 36 - 52)

Detaljbilder fra elektronmikroskop som viser krystall-form av diagenetiske mineraler og relasjoner mellom disse.

Kaolinitt	Fig. 36 - 40
Feltspat	Fig. 41 - 43
Kvarts	Fig. 44
Sideritt	Fig. 45 - 47
Pyritt	Fig. 48 - 49
Anatas	Fig. 50 - 52

KAOLINITT ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$)



Fig. 36 Brønn 34/10-3. Dyp 1999,60 m. Etive. Omvandling/nedbrytning av klastisk glimmer (gul, rosa, turkis) til aggregater av kaolinit (farveløse, grå) i pore mellom sandkorn. Bilde fra lys-mikroskop.



Fig. 37 Brønn 34/10-8. Dyp 1975,4 m. Etive. Aggregat av kaolinit-krystaller i pore slik det observeres med elektronmikroskopet. Trekkspill-lignende krystall-rekker ligger retningsløst orientert. Bredden på rekkene er 5 - 10 mikron. Merk den høye mikroporositeten i aggregatene.

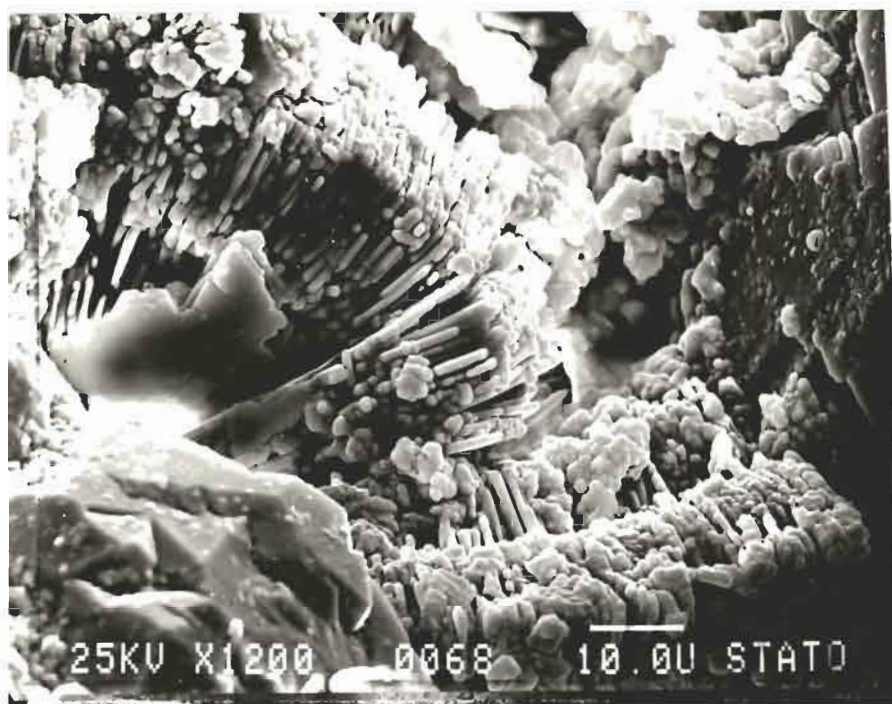


Fig. 38 Brønn 34/10-5. Dyp 1959,4 m. Tarbert. Nok et eksempel på trekkspill-liknende rekker av kaolinititt i en pore mellom sandkorn. Merk de avrundede knopp-lignende krystalloverflater. Den hvite streken i nederkant av bildet til høyre tilsvarer en mikron.

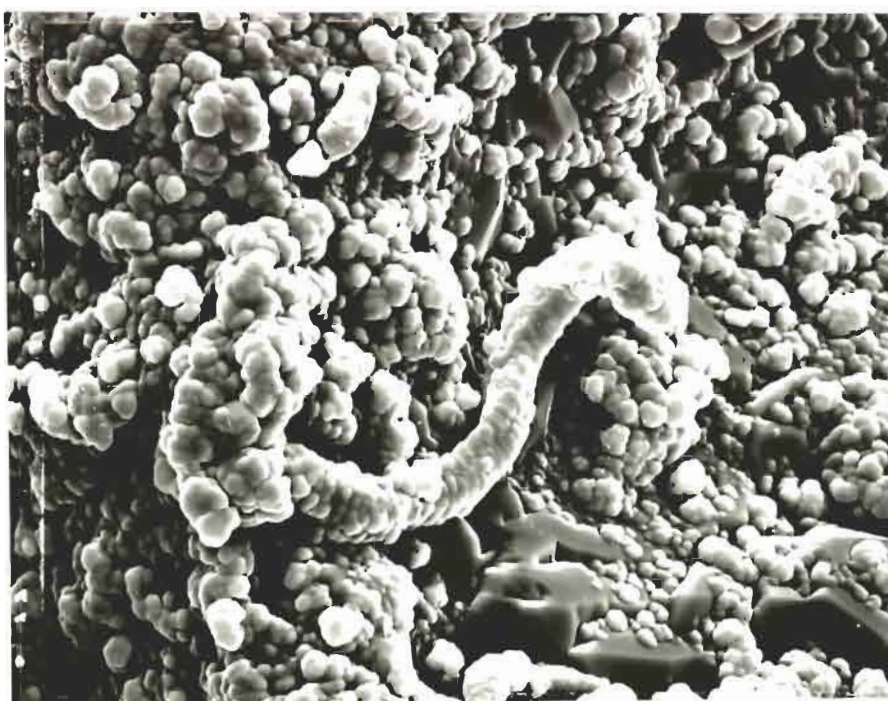


Fig. 39 Brønn 34/10-8. Dyp 1829,5 m, Tarbert. Aggregater av kaolinititt uten velutviklede plane krystall-flater, men med knopp-lignende runde former. Merk plane krystall-overflater av kvarts-overvekst, som delvis omslutter kaolinititt i høyre halv-del av bildet.

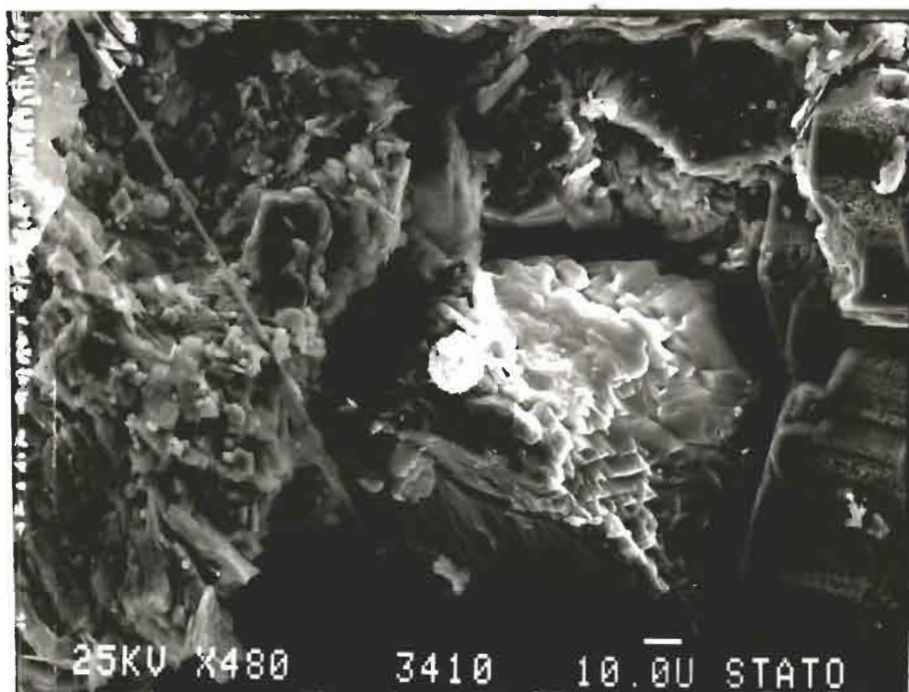


Fig. 40A Brønn 34/10-3. Dyp 2009,40 m. Rannoch. Sentralt i bildet: sirkelformet aggregat av kaolinititt dannet ved frikrystallisasjon og vekst i større pore mellom sandkorn. For detaljer, se fig. 40B. Hvit strek ned til høyre tilsvarer 10 mikron.



Fig. 40B Brønn 34/10-3. Dyp 2009,40 m. Rannoch. Nærbilde av sirkelformet aggregat av kaolinitttkrystaller vist i fig. 40A. Aggregatet er dannet ved at en enkelt rekke av krystaller har vokst i spiralform. Sentralt i aggregatet sees kaolinitttens sekskantede krystallform. Hvit strek ned til høyre tilsvarer 1 mikron.

FELTSPAT ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{O}_8$)



0.1mm

Fig. 41 Brønn 34/10-3. Dyp 1990,2 m. Etive. Overvekst av authigen K-feltspat som lys grå krave på sandkorn av feltspat (mørkt - sort). Den taggete ytterkant av overveksten skyldes vekst i forskjellig hastighet ut fra flere vekstpunkter. Bilde fra lysmikroskop.

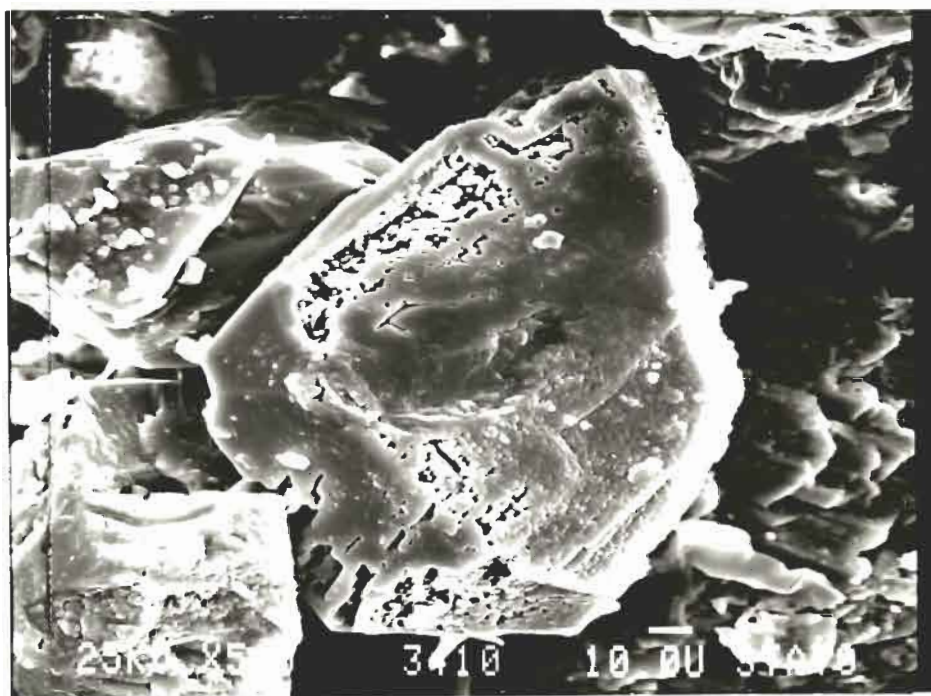


Fig. 42A Brønn 34/10-4. Dyp 1872,25 m. Rannoch. Feltspatovervekst slik det observeres i elektronmikroskop. Det perforerte utseendet av enkelte krystall-flater skyldes ikke oppløsning, men ufullstendig vekst i enkelte områder. For detaljer se fig. 42B og C. Hvit strek i nedre billedkant til høyre tilsvarer 10 mikron.

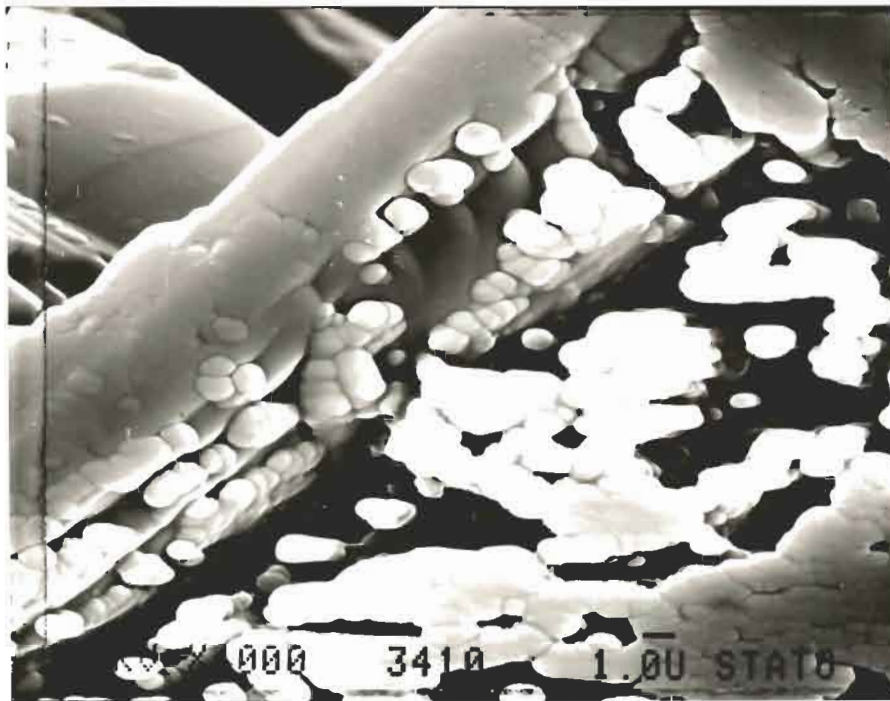


Fig. 42B Brønn 34/10-4. Dyp 1872,25 m. Rannoch.
Feltspatovervekst. Utsnitt av ufullstendig utviklet
krystallflate på korn vist i fig. 42A. Vekstretingen
er perpendikulær billedflaten. Veksten skjer i form av
enkeltstående klynger av sylindriske staver med buede
toppflater. Veksten avsluttes i et bestemt nivå, og
etterhvert som flere staver når dette, dannes en mer og
mindre sammenhengende krystallflate. Se fig. 42C.
Svart strek i nedre billedkant tilsvarer 1 mikron.



Fig. 42C Brønn 34/10-4. Dyp 1872,25 ,. Rannoch.
Feltspatovervekst. Klynger av stavlignende
"krystaller" med buede topp-flater. Detalj av fig.
42B. Forstørrelse 18000x. Hvit strek til høyre i
nedre billedkant tilsvarer 1 mikron.



Fig. 43A Brønn 34/10-3. Dyp 1994,70 m. Etive. Stort sandkorn av opprinnelig perthitisk feltspat. For detaljer se Fig. 43B.

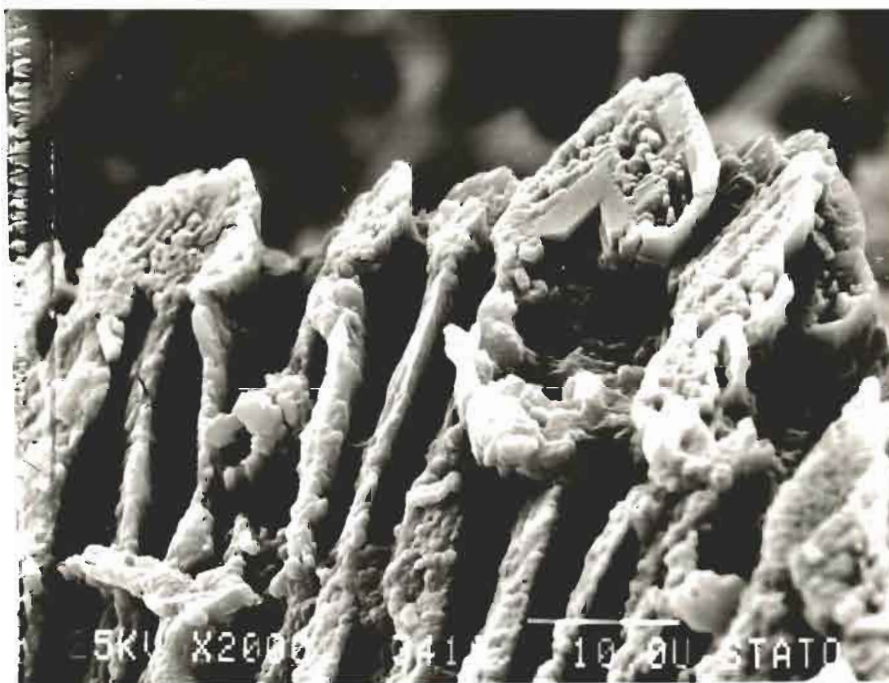


Fig. 43B Brønn 34/10-3. Dyp 1994,70 m. Etive. Detalj av perthitisk feltspat vist i fig. 43A. De opprinnelige plagioklas-lameller er fullstendig oppløst og bare nettverket av K-feltspat lameller står tilbake. Disse viser ruglede overflater p.g.a. dårlig utviklet overvekst.

KVARTS (SiO_2)

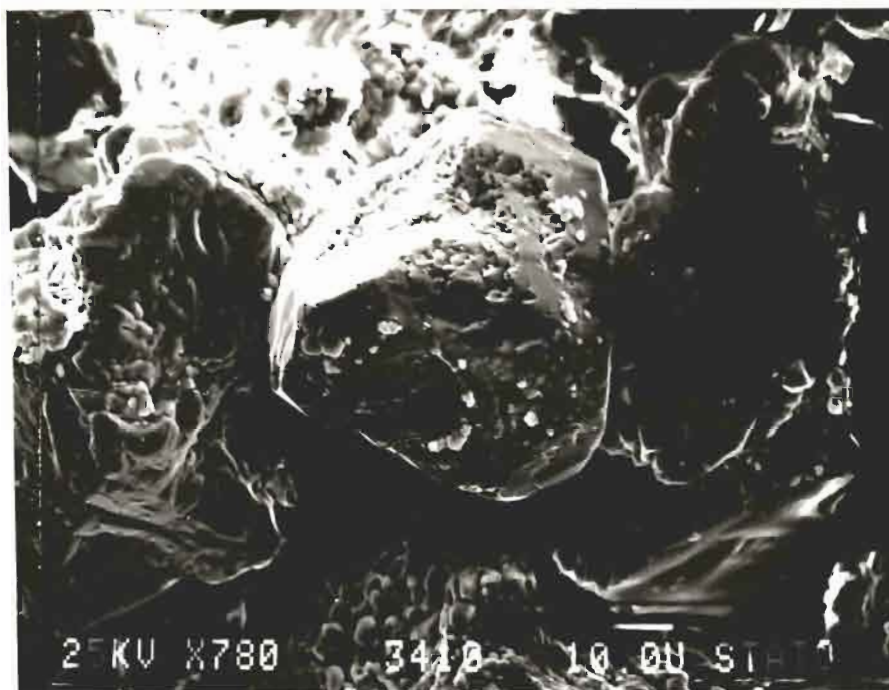


Fig. 44 Bronn 34/10-4. Dyp 1845,25 m. Rannoch.
Kvartsovervekst med utvikling av krystallflater på
kvarts-sandkorn. Overvekstene fra de forskjellige korn
"griper inn i hverandre" og låser sandkornene fast slik
at sanden blir hard og fast.

SIDERITT (FeCO_3)



Fig. 45A Brønn 34/10-4. Dyp 1872,20 m. Rannoch. Typisk aggregat av sideritt mikro-krystaller. Lengden av hvit strek tilsvarer 100 mikron. For detaljer se fig. 45B.

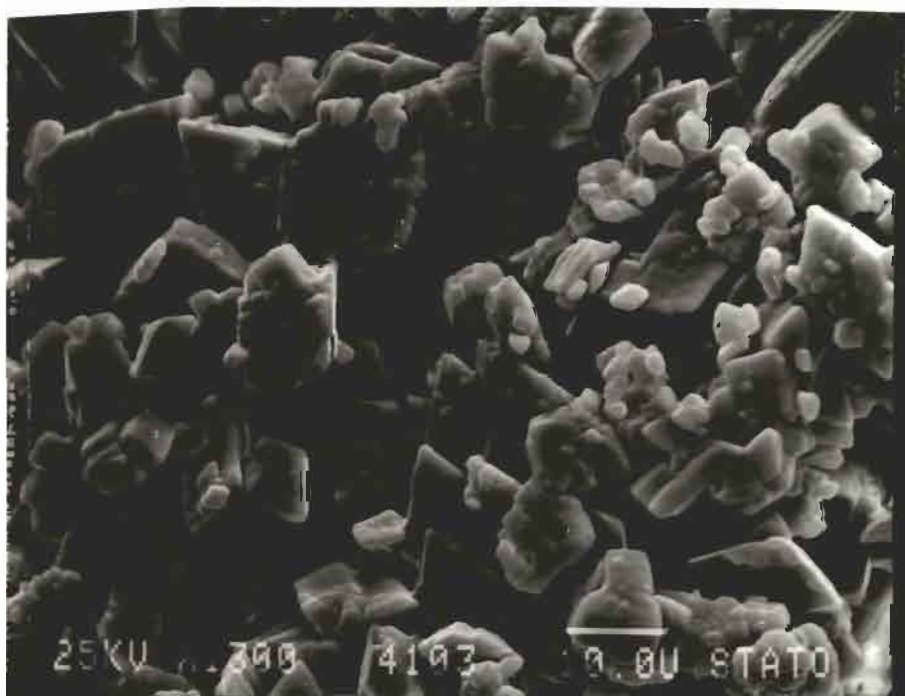


Fig. 45B Brønn 34/10-4. Dyp 1872,20 m. Rannoch. Nærbilde av sideritt-aggregat vist i Fig. 45A. Merk rhombeformen på krystallene som ligger retningsløst orientert. Dette resulterer i høy mikroporositet i aggregatene. Hvit strek tilsvarer 10 mikron.

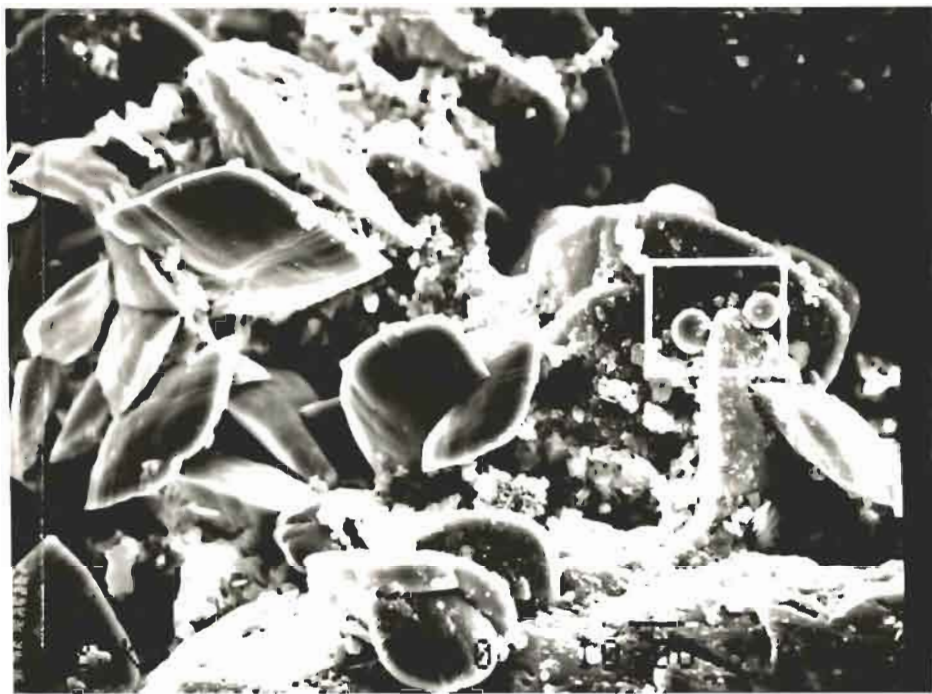


Fig. 46 Brønn 34/10-8. Dyp 1973.7 m. Etive. Fri vekst av rhombeformede siderittkrystaller i pore mellom sandkorn. De to kule-runde legemer er pyritt. Sort strek til høyre i nedre billedkant tilsvarer 10 mikron.



Fig. 47 Brønn 34/10-4. Dyp 1872,19 m. Rannoch. Fremvekst av rhombeformet sideritt-krystall langs spalteflate i glimmer. Krystallens lengde er ca. 10 mikron.

PYRITT (FeS_2)

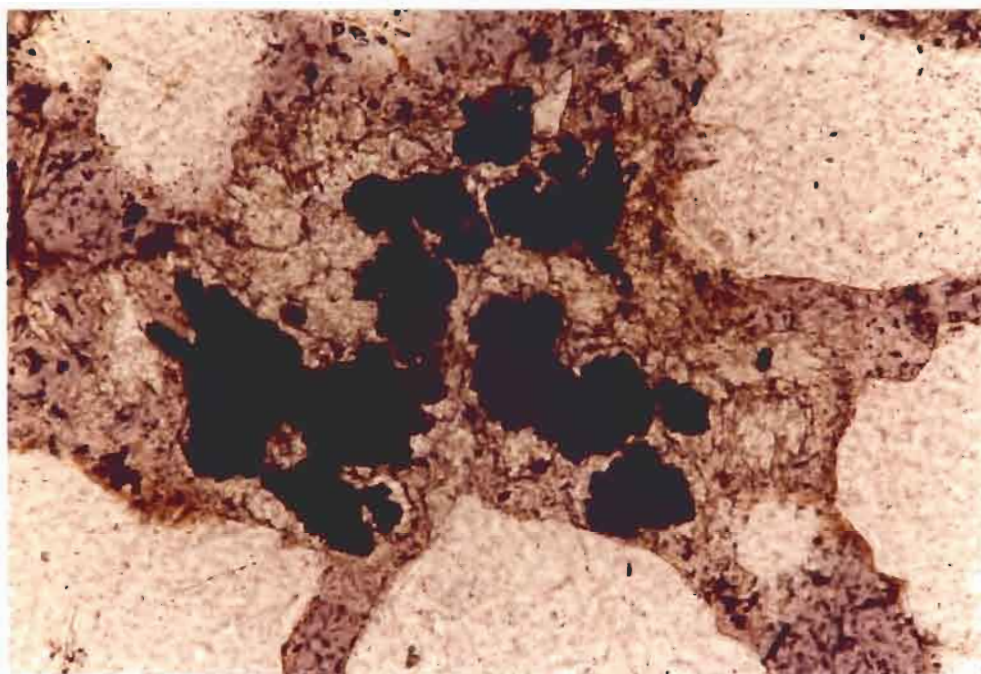


Fig. 48 Brønn 34/10-3. Dyp 1990.20 m. Etive. Aggregat av pyritt-krystaller (sorte) omgitt av radiært orienterte sideritt-rhomber (gulige) i pore mellom sandkorn (hvite). Rosa partier representerer porositet. Bilde fra lysmikroskop.

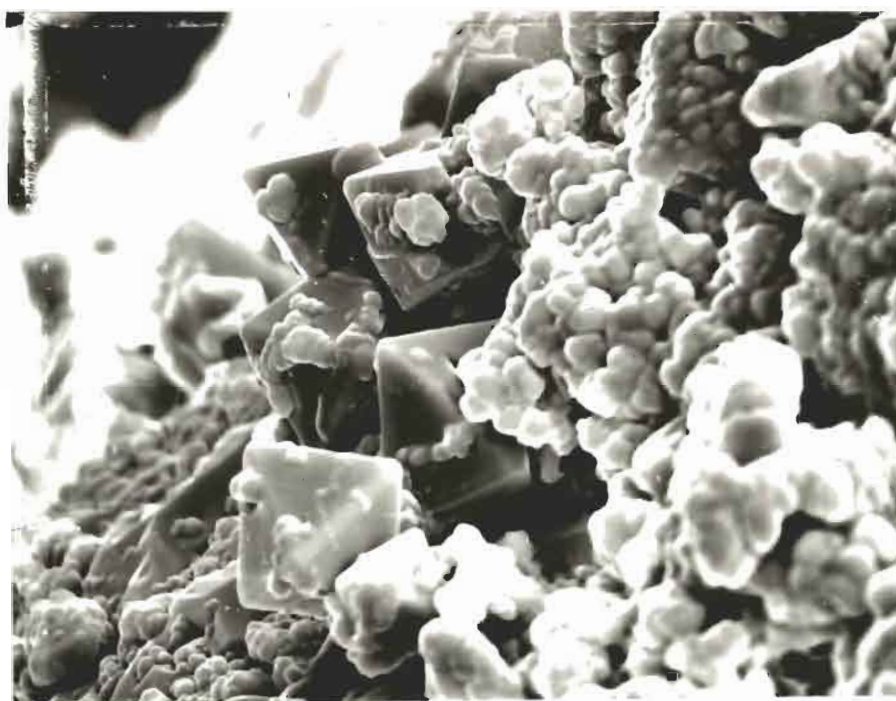


Fig. 49 Brønn 34/10-8. Dyp 1829,5 m. Tarbert. Dipyramidale pyritt-krystaller og knopplignende aggregater av kaolinitt. Krystallene er ca. 5 mikron store.

ANATAS (TiO_2)

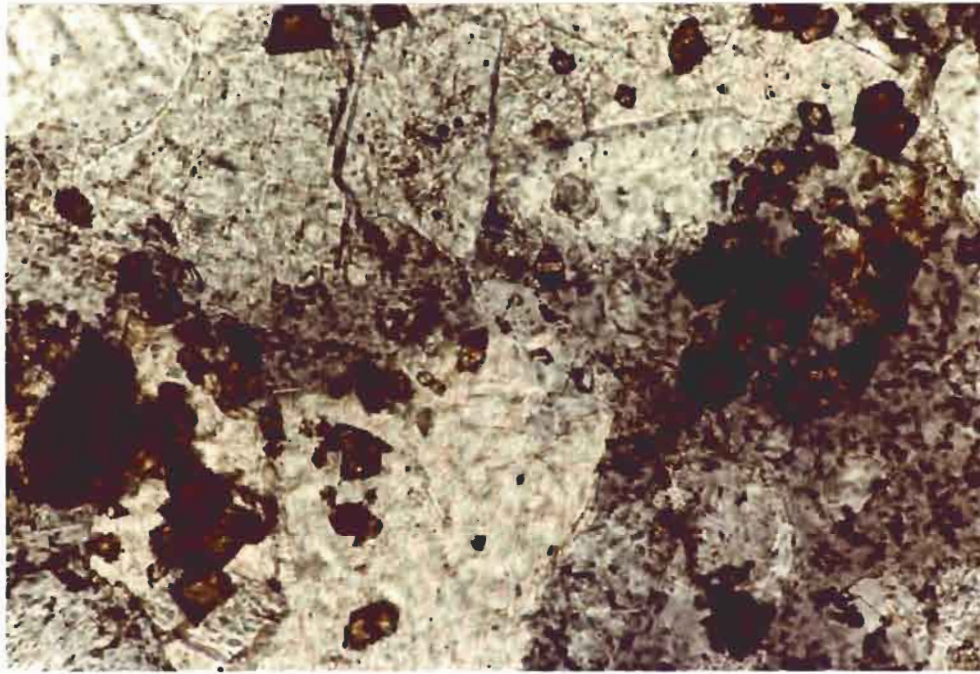


Fig. 50 Brønn 34/10-3. Dyp 2004,5 m. Rannoch. Aggregater av små firkantede anataskrystaller (mørke, gulig-brune) slik de observeres i lysmikroskop.

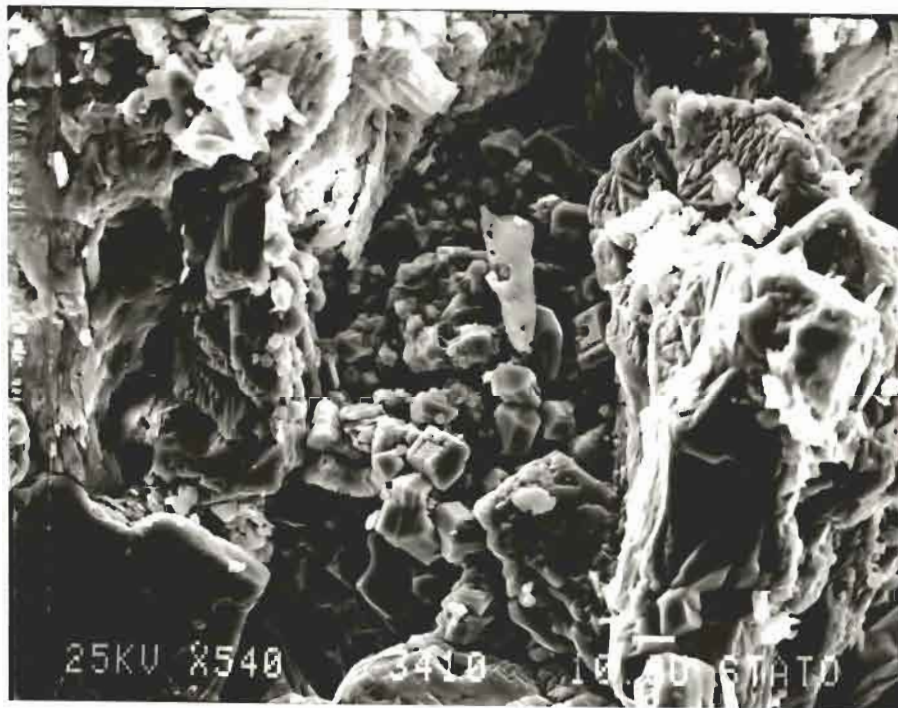


Fig. 51A Brønn 34/10-3. Dyp 2009,4 m. Rannoch. Aggregater av velformede anatas-krystaller i pore mellom sandkorn slik det observeres i elektron-mikroskop. Hvit strek i nedre billedkant tilsvarer 10 mikron. Detaljer vist i Fig. 51B og C.



Fig. 51B Brønn 34/10-3. Dyp 2009,4 m. Rannoch. Nærbilde av anatas-aggregat vist i Fig. 51A. Merk krystallenes kiste-form. Hvit strek tilsvarer 10 mikron.

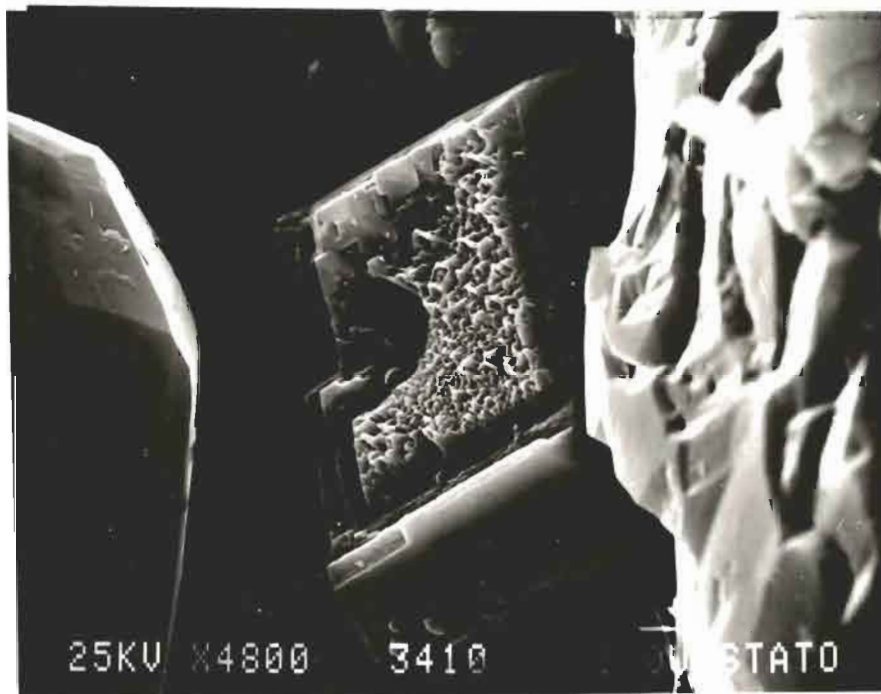


Fig. 51C Brønn 34/10-3. Dyp 2009,4 m. Rannoch. Nærbilde av enkelt krystall fra høyre del av Fig. 51B. Krystallen har kisteform, typisk for anatas. Den ruglede overflate representerer vekst. I forgrunnene til venstre og høyre: kvartsovervekster. Hvit strek tilsvarer 1 mikron.

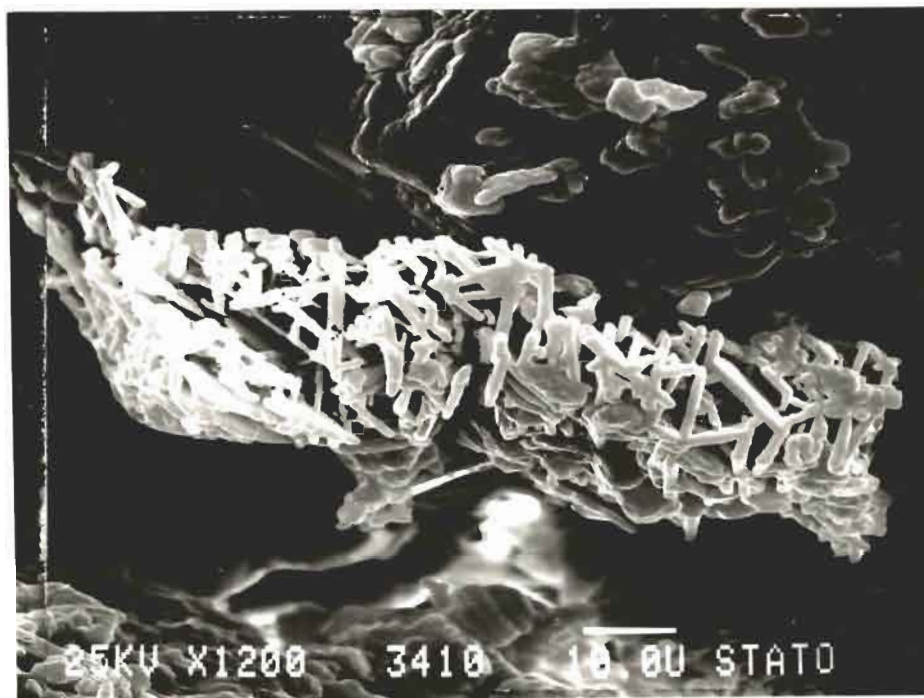


Fig. 52A Brønn 34/10-4. Dyp 1872,25 m. Rannoch. Titan-oksyd (anatase?) som gjennom foretrukken vekst langs tre krystallografiske plan har dannet et åpent krystall-nettverk.

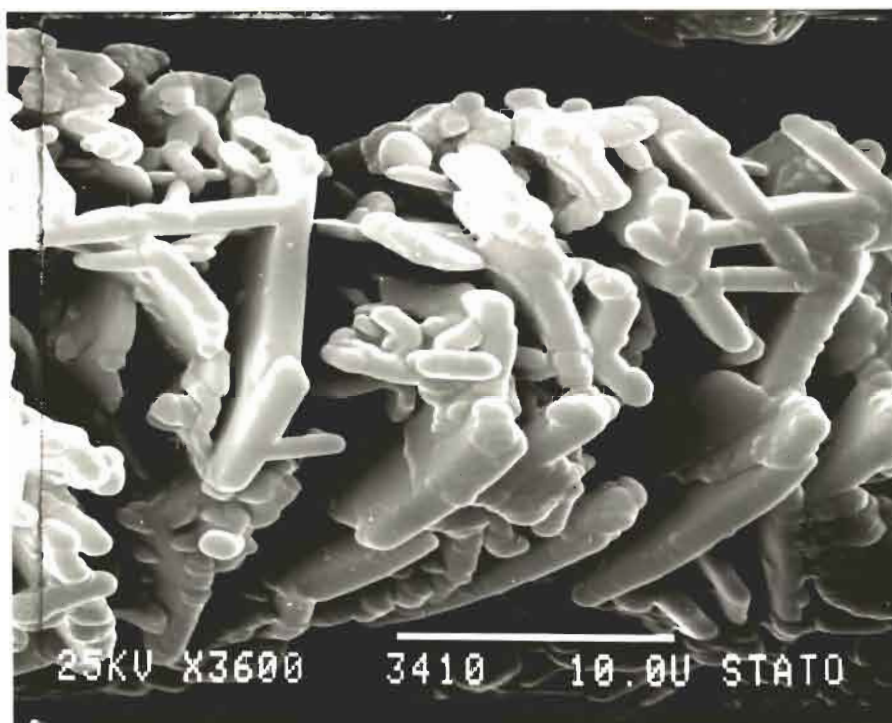


Fig. 52B Brønn 34/10-4. Dyp 1872,25 m. Rannoch. Detalj av Fig. 52A. Merk de avrundede former og overflater. Hvit strek i nedkant av bildet tilsvarer 10 mikron.