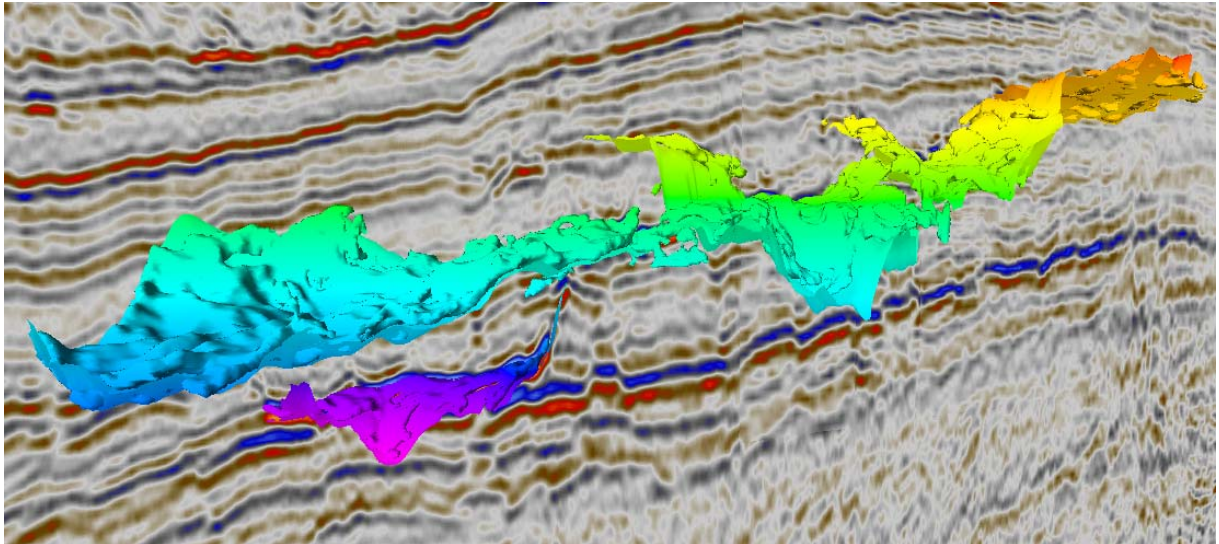




Geo-3900
Mastergradsoppgave i Geologi

**3D SEISMISK ANALYSE AV STORSKALA SANDINTRUSJONER I
ORMEN LANGE OMRÅDET PÅ DEN MIDTNORSKE MARGINEN**



Leif Egil Holbæk-Hansen
MAI, 2009

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø

Geo-3900

Mastergradsoppgave i Geologi

**3D SEISMISK ANALYSE AV STORSKALA SANDINTRUSJONER I
ORMEN LANGE OMRÅDET PÅ DEN MIDTNORSKE MARGINEN**

Leif Egil Holbæk-Hanssen
Tromsø, mai, 2009

Til deg som aldri kom!

3D SEISMISK ANALYSE AV STORSKALA SANDINTRUSJONER I ØRMEN LANGE OMRÅDET PÅ DEN MIDTNORSKE MARGINEN

Leif Egil Holbæk-Hanssen¹

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet
Institutt for geologi
Universitetet i Tromsø, Dramsveien 201, 9037 Tromsø

Norge

Sammendrag

Analyser av 3D seismiske data fra Ormen Lange området på den midtnorske marginen har resultert i oppdagelsen av amplitudeanomalier som krysser diskordant opp gjennom, de sterkt polygonalt forkastede, biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen av Oligocen alder. Disse amplitudeanomaliene har en slående likhet med lignende amplitudeanomalier som er tolket til å være sandintrusjoner i Nordsjøen. Kartlegging av amplitudeanomaliene i Bryggeformasjonen viser at disse har en skålføremet geometri med en vertikalutbredelse på over 400 meter og en samlet arealutstrekning på ca. 18 km². Amplitudeanomaliene er tolket til å være storskala sandintrusjoner med opphav fra remobilisert sand fra reservoaret i Ormen Lange feltet.

Sandintrusjonene er mest sannsynlig dannet som et resultat av oppbygging av overtrykk i forseglede sandkropper. Den postavsatte remobiliseringen av sandkroppene fører til en drastisk endring av den primære avsetningsgeometrien. I dag er sandintrusjoner av stor interesse for både forskningsmiljøer og for petroleumsindustrien. Remobilisering og injeksjon av postavsatt sand er både en respons av og en kontroll på fluid migrasjon i sedimentære bassenger og har implikasjoner for hydrokarbon reservoarer og produksjon. Det virker inn på kilde, migrasjon, felle og segl aspekter i et hydrokarbon system samt at det kan utgjøre en fare ved brønnboring.

Nøkkelord: Bryggeformasjonen, sandintrusjoner, remobilisering, Ormen Lange, midtnorsk margin

¹ E-mail adresse: leifehh@yahoo.no

”Nu er jeg stålsat, jeg følger det bud, der byder i højden at vandre!
Mit lavlandsliv har jeg levet ud; heroppe på vidden er frihed og Gud,
dernede famler de andre.”

-Henrik Ibsen (På vidderne)

Forord

Denne oppgaven er en del av et forskningsprosjekt finansiert av det norske forskningsråd, og ligger under "PetroMaks" programmet. Prosjekttittelen er "Kvantifisering av geologiske prosesser som styrer fluidmigrasjon på bassengskala"

Arbeidet med masteroppgaven har ikke alltid vært like enkelt. Det har vært tider hvor det meste har sett mørkt ut og tankene har vært helt andre steder enn på Brakka, men det har også vært tider hvor arbeidet med masteroppgaven har givende og lærerike. En rekke personer har kommet med faglig innspill, råd og personlig støtte som har vært avgjørende for at jeg har kommet meg gjennom hele prosessen med oppgaven.

Først og fremst vil jeg takke mine veiledere, Professor Jürgen Mienert og Førsteamanuensis Stefan Bünz, for god veiledning, faglig støtte og gode råd underveis. Det har vært godt å kunne stikke innom kontoret når som helst for råd og støtte.

Så vil jeg takke Steinar Hustoft for gode faglige innspill og råd, gjennomlesing av oppgaven og for at han satte meg på sporet av sandintrusjoner. Kommer til å savne all skitpraten!

Vidar Kolstad og Discover Petroleum fortjener også en stor takk for hjelp og gjennomlesing av oppgaven samt for at jeg har fått sitte på Discover Petroleum å jobbe med oppgaven.

Jeg vil også få takke Acona Geoservices for at jeg har fått lov til å jobbe og utvikle meg hos dere. Det hadde ikke vært annet enn makaroni og ketchup i matskapet uten jobben hos dere.

Videre vil jeg få takke folkene på Brakka og da spesielt Gustav, Iver, Kristian, Runar, Tom Arne, Harald, Christina, Hilde, Ravna, Jorge, Viktor, Jon og Sten for den fantastiske studietiden. Alle de gode stundene og diskusjonene har ført til mye glede og frustrasjon men aller mest vært en enorm motivasjon gjennom studietiden.

I tillegg vil jeg takke alle mine venner i Tromsø for det gode samværet, de fantastiske turene og de sene nettene på Cirka. Spesielt vil jeg takke Ane for alle de fine stundene og samtalene. Dere har gjort livet i Tromsø til en fantastisk tid som jeg kommer til å huske resten av livet.

Til slutt vil jeg få takke familien min, mine venner hjemme i Kristiansand (og rundt om i verden) samt Maiken for at dere har støttet meg og hatt troen på meg.

Leif Egil Holbæk-Hanssen

Tromsø, mai 2009

Innholdsfortegnelse

1. Innledning	1
1.1 Målsetting og introduksjon	1
1.2 Fluidstrømning og remobilisering av sedimenter	4
1.2.1 Fluidutdriving som følge av opal A/CT diagenese	5
1.2.2 Polygonale forkastninger	7
1.2.3 Piper	11
1.2.4 Leirdiapirer, diatremer og vulkaner	12
1.2.5 Saltdiapirer	14
1.2.6 Magmatiske intrusjoner	15
1.2.7 Sandintrusjoner	16
1.3 Geologisk utvikling av den midtnorske marginen	27
1.4 Seismisk stratigrafi og kronologi	30
1.5 Relevant geologisk informasjon fra studie området	32
1.5.1 Ormen Lange reservoaret	32
1.5.2 Polygonale forkastninger	32
1.5.3 Storeggaraset	33
2. Seismiske data og metoder	34
2.1 Seismisk datagrunnlag, kvalitet og innsamlingsparametere	34
2.2 Seismisk oppløsning	41
2.2.1 Vertikal oppløsning	41
2.2.2 Horisontal oppløsning	42
2.3 Det seismiske tolkningsverktøyet Petrel	44
2.3.1 Tolkning av 3D seismiske data	44
2.3.2 Seismiske attributter som er anvendt	45

3. Resultater	46
3.1 Seismisk tolkning og visualisering av intrusjonsstrukturer	46
3.1.1 Intrusjonsstrukturer	50
4. Diskusjon	72
4.1 Rogalandsgruppen.....	72
4.2 Hordalandsgruppen.....	77
4.2.1 Intrusjonsstrukturer	77
4.2.2 Dannelsesprosessen til IS.....	79
5. Konklusjon.....	99
6. Referanser	101

1. Innledning

1.1 Målsetting og introduksjon

Målsettingen med oppgaven er å utvikle en forståelse av geologiske prosesser i forbindelse med sandintrusjonskomplekser i Ormen Lange området på den midtnorske marginen (Figur 1). Dette skal gjøres ved å kartlegge sandintrusjoner og sette disse i sammenheng med fluidmigrasjon og sediment remobilisering. I dette arbeidet vil det ved hjelp av det seismiske tolkningsverktøyet Petrel, bli brukt 3D seismiske data til å tolke, beskrive, visualisere og forklare sandintrusjonsstrukturer.

Storskala sandintrusjoner og sandintrusjonskomplekser har helt frem til nyere tid kun vært kjent fra blotninger og har ikke vært vektlagt verken i forskningsmiljøer eller av petroleumsindustrien. Årsaken til dette er at sandintrusjoner faller litt mellom de to fagfeltene, sedimentologi og strukturgeologi. Gjennom de siste tiårene har utviklingen av 3D seismiske data og kjerneboringsteknikker blitt drastisk forbedret og med dette har det også blitt mulig å oppdage og kartlegge sandintrusjoner ved hjelp av seismisk avbildning.

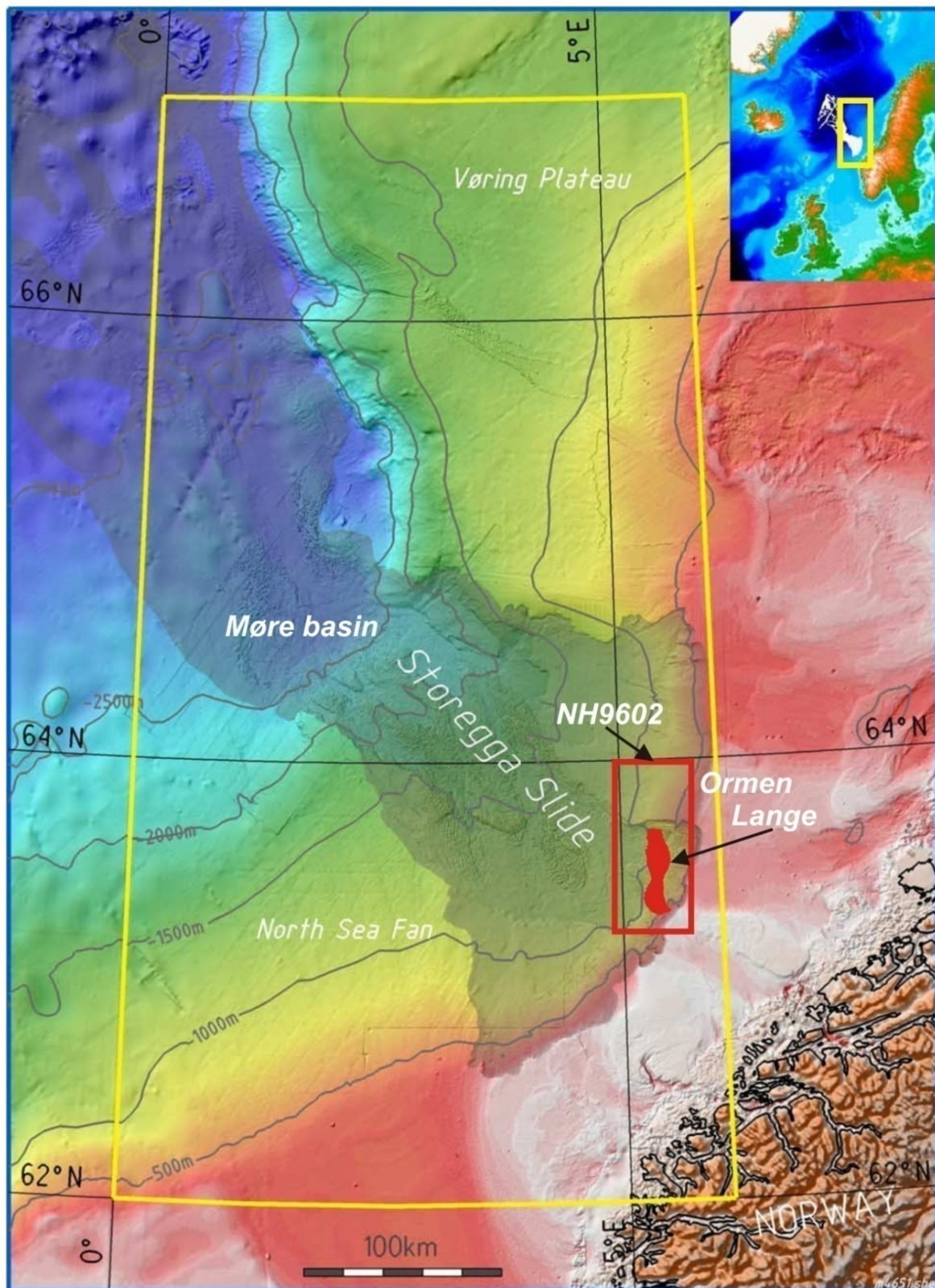
I dag er sandintrusjoner av stor interesse for både forskningsmiljøer og for petroleumsindustrien. Sandintrusjoner er observert og kartlagt på kontinentalmarginer verden over (Hurst and Cartwright, 2007; Huuse et al., 2007). Interessen for sandintrusjoner og sandintrusjonskomplekser grunner i flere aspekter. Remobilisering og injeksjon av postavsatt sand er både en respons av og en kontroll på fluid migrasjon i sedimentære bassenger og har implikasjoner for hydrokarbon reservoarer og produksjon. Det virker inn på kilde, migrasjon, felle og segl aspekter i et hydrokarbon system samt at det kan utgjøre en fare ved brønnboring (Hurst and Cartwright, 2007; Huuse et al., 2007).

Sandintrusjoner blir beskrevet som et mer og mer vanlig fenomen å oppdage i hydrokarbonreservoarer og da spesielt i klastiske dypvannssystemer, hvor de påvirker både distribusjonen og utvinningsgraden av hydrokarboner. De er attraktive mål for utforsknings og utviklingsbrønner og skaper kanaler som gir utmerket intrareservoar fluidstrømning. Sandintrusjoner skaper også permeable forbindelser mellom sandkropper som er isolert av lavpermeable bergarter og fører dermed til økt utvinningsgrad. Fordi injisert sand danner permeable kanaler i ellers lavpermeable bergarter legger de også til rette for fluidmigrasjon fra bassenget og fører dermed både til en risiko for at hydrokarboner kan migrere ut av

reservoarer samtidig som det legges til rette for migrasjon inn i reservoaret (Hurst and Cartwright, 2007).

Sandintrusjoner danner en egen klasse av fellestrukturer som kalles for intrusive feller. Disse skiller seg fra fra strukturelle og stratigrafiske feller ved at sandintrusjoner danner både strukturen og reservoaret. Fellen vil bestå av en kombinasjon av ”dykes”, ”sills” og mer uregelmessige intrusjonsstrukturer. Seglet vil være de lavpermeable sedimentene som sanden er intrudert inn i og består ofte av skifer eller ”mud” (Hurst et al., 2005; Hurst and Cartwright, 2007).

I Nordsjøen finnes flere eksempler på at sandintrusjoner danner utmerkede reservoarbergarter (Huuse et al., 2003; Briedis et al., 2007; de Boer et al., 2007; Guargena et al., 2007; Hurst and Cartwright, 2007; Huuse et al., 2007). Ved flere anledninger har det vist seg at spredte sandklaster i borrekjerner, sand tolket til å stamme fra kanalmarginer samt elementer tolket til å være artefakter i seismikken, egentlig har vært sandintrusjoner. Disse har hatt stor innvirkning på utviklingen av og produksjonen fra reservoaret. I hydrokarbonreservoarer dannet av injisert sand er reservoarkvaliteten vanligvis homogen og god, med lokal nedsatt kvalitet grunnet innkorporerte ”mud” klaster og områder med karbonatsement. Kornsorteringen og mineralogien i intrusjonene blir bestemt av den opprinnelige modersanden (eng: parent sand) og består som regel av fin til medium sand fordi denne fraksjonen fluidiseres lettest (Lowe, 1982; Huuse et al., 2003; Hurst and Cartwright, 2007).



Figur 1: Batymetrisk kart over den midnorske marginen. Kartet viser Mørebassenget og Vøring plataet med Storeggaraset skyggelagt. Den røde rammen angir det 3D-seismiske datasettet NH9602 som dekker Ormen Lange reservoaret. Innsatt bilde: Norske-Grønlandshavet med utstrekningen av Storeggaraset vist i hvitt og studieområdet vist med gul ramme (Modifisert etter Solheim et al., 2005).

1.2 Fluidstrømning og remobilisering av sedimenter

Fluidstrømning er et komplekst og relativt lite forstått aspekt ved evolusjon av sedimentbassenger og påvirker transport av varme og løsninger, mekanisk og kjemisk kompaksjon (diagenese), den reologiske adferden til bergarter samt akkumulasjon av olje og gass. I sedimentære bassenger blir fluidstrømning drevet av kompaksjon av sedimenter og bergarter, trykkforskjeller, oppdrift og topografi (Davies et al., 2008).

Det siste tiåret har det vært økt fokus på fluidstrømning i kontinentale marginer og effekten av dette på miljøet og klimaet (Berndt, 2005). Et eksempel på dette er den korte perioden med intens global oppvarming i Paleocen – Eocen tid, kjent som ” The Paleocene Eocene thermal maximum” (PETM) som antagelig skjedde som et resultat av at magmatiske intrusjoner i Paleocen – Eocen tid intruderte inn i organisk rike sedimenter og førte til en hurtig lekkasje av metan til atmosfæren (Svensen et al., 2004).

En forståelse av fluidmigrasjon er nøkkelen til forståelsen av evolusjonen til sedimentære bassenger og nøkkelen til en effektiv og trygg hydrokarbonundersøkelse (Hurst and Cartwright, 2007). Petroleumsindustrien er derfor direkte interessert i fluidstrømning fordi høyt trykk i grunne gassreservoarer kan innebære en risiko ved brønnboring, og det er viktig for forståelsen av hvordan hydrokarboner migrer og akkumuleres. I tillegg kan grunn fluidstrømning indikere hvor det finnes dypere hydrokarbonforekomster. Kunnskap om fluidstrømning er også viktig i forbindelse injisering av CO₂ i undergrunnen for økt utvinningsgrad av reservoarer og lagring av CO₂ (Heggland, 1998; Arts et al., 2004).

Hoveddrivkraften bak fluidstrømning er forklart ved Darcy's lov, som sier at fluidstrømning er avhengig av materialets permeabilitet. Det vil si poreforbindelsen i bergarter og sedimenter delt på viskositeten til fluidene og ganget med trykkforskjellen.

Darcy's lov:

$$F = k \times \nabla P / \mu$$

$$F = [\text{m}^3/\text{s}] \text{ Fluid fluks.}$$

$$k = [\text{m}^2] \text{ Permeabilitet.}$$

$$\nabla P = [\text{Pa}] \text{ Trykkforskjell.}$$

$$\mu = \left[\frac{\text{N} \times \text{s}}{\text{m}^2} \right] \text{ Viskositet}$$

(Bjørlykke, 2006)

Darcy's lov beskriver fluidstrømningssystemer i kontinentale marginer med unntak av situasjoner der fluidstrømning skjer gjennom sprekker i bergarter, som er store i forhold til området av interesse og fluidstrømning på mikroskopisk skala. Ellers er det tilstrekkelig å måle trykkforskjellen og den hydrauliske konduktiviteten for å regne ut fluidstrømningen (Berndt, 2005).

En trykkforskjell er nødvendig for at fluidstrømning skal skje. Dannelsen av trykkforskjell i sedimentære bassenger er et resultat av kontinuerlig sedimentasjon. Den økende vekten av sedimentene vil øke trykket med dypet og som et resultat av dette vil sedimentene bli presset sammen (kompaksjon) og fluider blir samtidig skviset ut. Trykkforskjellen mellom det punktet i undergrunnen som fluidene opptrer og havbunnen, samt oppdrift, vil drive fluidene oppover i en fluidstrømning (Berndt, 2005).

Remobilisering av sedimenter i sedimentære bassenger er både en respons av og en kontroll på fluid strømning (Hurst and Cartwright, 2007). For å mobilisere sedimenter i undergrunnen er to faktorer viktig: 1. oppbygging av overtrykk som fører til fluidisering av sedimentene og 2. trykkforskjell som vil initiere en fluidstrøm. Sediment mobiliseringsstrukturer kan bli delt inn i vekt strukturer ("load structures") (som ikke vil bli diskutert i denne oppgaven) og fluidiseringsstrukturer, karakterisert av injeksjon av et fluidisert sediment inn i et vertssediment (Van Rensbergen et al., 2003). For å få dannet overtrykk i sedimenter må raten av fluider som migrerer inn sedimentene være større enn raten av fluider som migrerer ut av sedimentene og/eller at fluider ikke kan strømme ut raskt nok under kompaksjon (Jolly and Lonergan, 2002). For at dette skal kunne skje må sedimentene som overtrykket dannes i være forsegllet. Begrepet segl ("seal") er vidt brukt i petroleums geologi, men ofte er begrepet misledende. Begrepet segl henviser til en samling av generelt lavpermeable lag som hindrer fluider i å migrere videre mot havbunnen, men migrasjonen stopper ikke opp, den sarktes bare av de lavpermeable lagene (Cartwright et al., 2007).

Fluidstrømning er den underliggende årsaken til mobilisering av sedimenter i undergrunnen. I det følgende vil det bli gitt en innføring i fluidstrømningprosesser, remobiliseringsprosesser og magmatiske prosesser som er viktige for denne oppgaven.

1.2.1 Fluidutdriving som følge av opal A/CT diagenese

I klastiske sedimenter foregår kompaksjon, som følge av både mekaniske og kjemiske reaksjoner, som en gradvis forandring i de fysiske egenskapene til sedimentene etter hvert

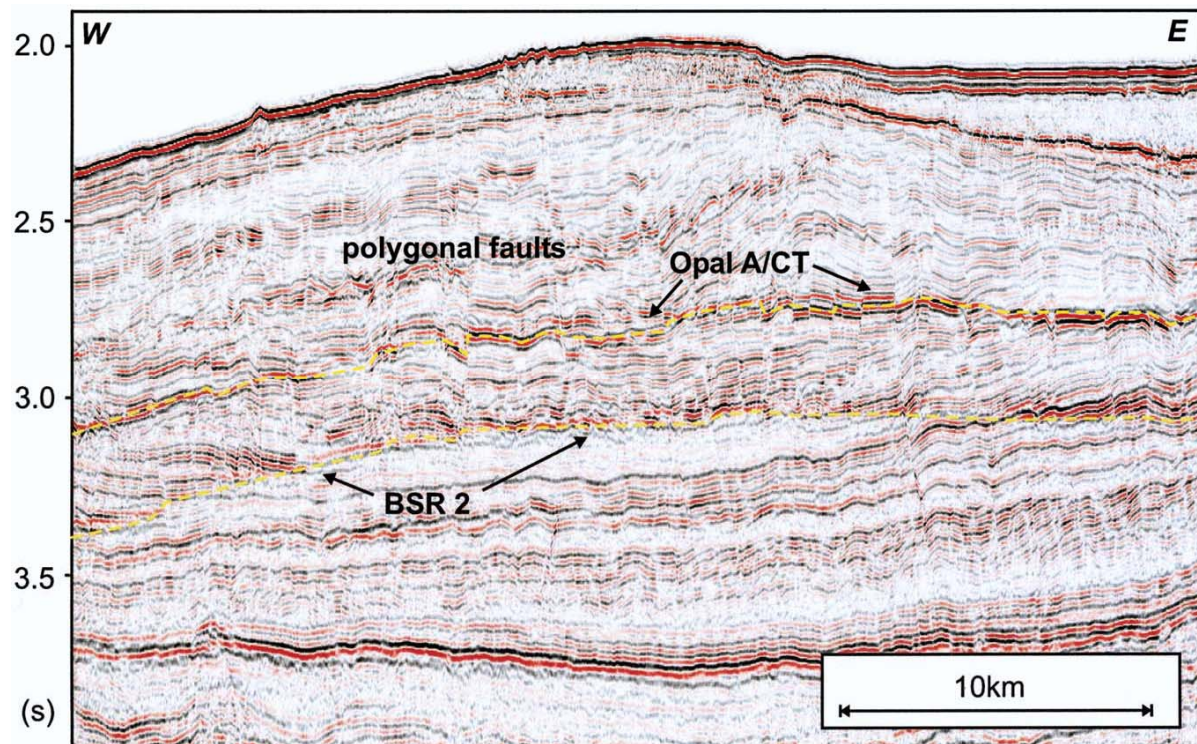
som de blir overlagret. Ved overlagring av sedimenter med høyt innhold av biogent silika går sedimentene gjennom geokjemiske silika omvandlingsfaser (Davies et al., 2006). Den første fasen er omvandlingen fra amorft silika, kalt opal A², til opal CT³ (Figur 2) og den andre fasen er fra opal CT til mikrokrySTALLINT kvarts (chert). I den første fasen øker kompaksjonsraten drastisk når opal A går over til opal CT. Denne økningen i kompaksjonsraten forårsaker økt fluidutdriving fra sedimentene som følge av en reduksjon i sedimentporøsitet og dehydrering av den amorfe opal A fasen. Denne fluidutdrivelsen forekommer over store områder i sedimentære bassenger og kan dekke områder opp til 10⁵ km² (Davies et al., 2006; Davies et al., 2008).

Det er observert eksempler fra både 2D (Berndt et al., 2004) og 3D seismiske data som viser en rekke fluidstrømningsstrukturer som er tolket til å stamme fra fluidutdriving som følge av omdannelsen fra opal A til opal CT. (Davies et al., 2006; Davies et al., 2008).

Begravningsdypet hvor omdannelsen fra opal A til opal CT foregår, kalles for opal A til opal CT reaksjonssonen og er på ca. 200-800m (Davies et al., 2006; Davies et al., 2008). På dette dypet medfører trykk og temperaturforholdene at strukturen i de biogene silikasedimentene, med stort porevolum, brytes ned og en omstrukturering av mineralene finner sted. Denne omstruktureringen medfører en mye tettere mineralsammensetning og dermed et mye mindre porevolum. Reduksjonen i porevolumet resulterer i at formasjonsvannet drives ut av porene. Fluidutdrivningsraten avhenger av reduksjonen i porevolumet, vektfraksjonen av porevannet bundet til reaksjonssonen og fremrykningsraten til reaksjonssonen. Der hvor reaksjonen aktivt tar plass i de homogene biogene silikasedimentene, er utdrivningsraten av vann avhengig av reaksjonsraten. Dette fordi vann blir fordrevet over hele reaksjonssonen. Lave reaksjonsrater blir kompensert for av at reaksjonssonen strekker seg over store områder og vann blir dermed også fordrevet over store områder (Davies et al., 2006; Davies et al., 2008).

² Silikasedimenter med den opprinnelige biogene mineralogien og strukturen.

³ Strukturen og mineralogien i de biogene silikasedimentene er delvis brutt ned og gått over til å bli Cristobalitt og Tridymitt.



Figur 2: Seismisk linje som viser Opal A/CT reflektoren, polygonale forkastninger og BSR 2 (bottom simulating reflector) (Berndt et al., 2004).

1.2.2 Polygonale forkastninger

Polygonale forkastninger ble på slutten av 1980 tallet klassifisert som en ny type av deformasjonsstrukturer i myke sedimenter, men det var ikke før en del år senere, ved bruk av 3D seismiske data, at man oppdaget den karakteristiske polygonale formen (Cartwright et al., 2003).

Polygonale forkastningssystemer er definert av Cartwright et al, (2003) til å være ett sett av lagbundne ekstensjonsforkastninger som ikke er relatert til tektoniske aktivitet. De er begrenset til hovedsakelig finkornige stratigrafiske intervaller, som viser ett mangfold av strøk retninger som, delvis eller helt, krysser hverandre til å forme et polygonalt mønster i kartsnitt (Figur 3 og Figur 4).

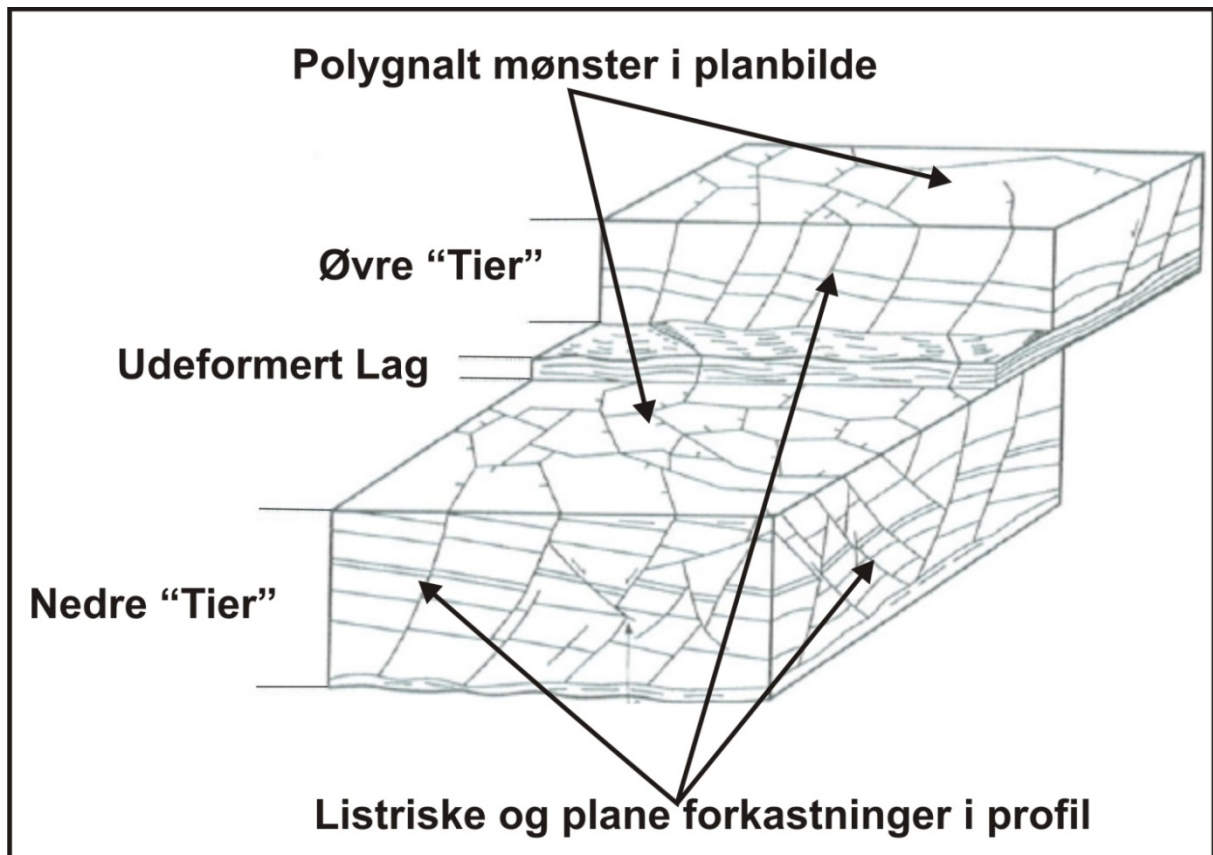
Slike forkastninger er normal forkastninger som er moderat forkastet (10-100 meter) og er en relativt vanlig prosess i denne type vertssedimenter. De er som oftest bundet til "tiers", som er stratigrafisk begrensede enheter karakterisert av en spesiell ansamling av polygonale forkastninger (Figur 3 og Figur 4) (Cartwright, 1994; Cartwright et al., 2003).

Polygonale forkastninger er kun kjent fra passive kontinentalmarginer og intrakratonske bassenger, og de dannes i sedimentære sekvenser hovedsaklig dominert av finkornige sedimenter som leire eller biogene sedimenter. Polygonale forkastninger er også blitt observert i sandige sedimenter, men dette skyldes trolig en videreutvikling av forkastningene fra finkornede sedimenter under sanden til fin kornede sedimenter over sanden (Stuevold et al., 2003). Det har blitt foreslått fire forskjellige årsaker til dannelsen av forkastningene: 1. gravitasjons kollaps, 2. Tetthetsinversjon, 3. Synerese og 4. kompaksjon som følge av overlaging. Av disse årsakene gir synerese den mest trolige forklaringen til opphavet og utbredelsen av polygonale forkastninger (Cartwright and Dewhurst, 1998; Cartwright et al., 2003).

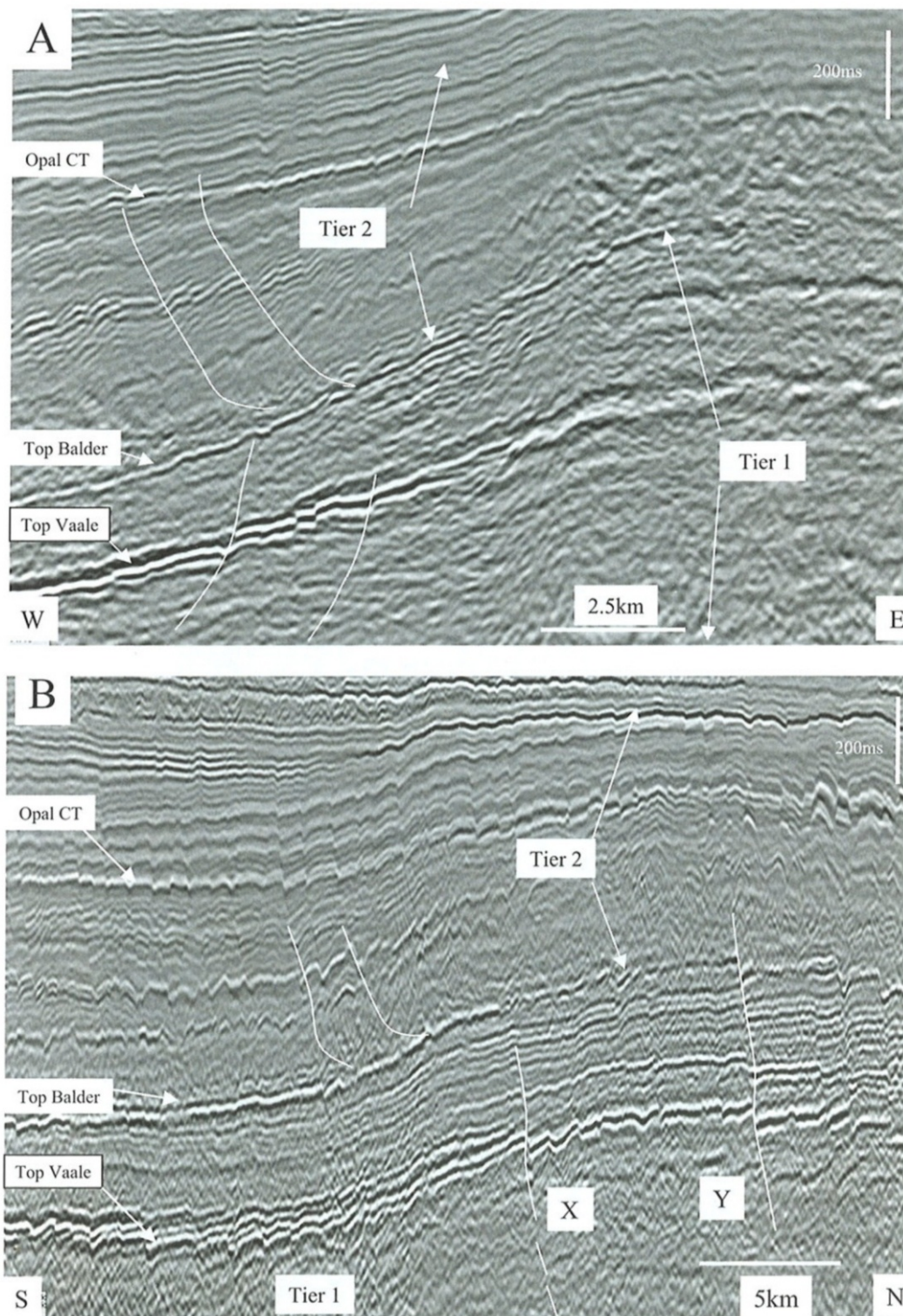
Synerese er definert av Brinker and Scherer, 1990 til å være spontan kontraksjon av en gel⁴ uten fordampning av løsemiddelet. Cartwright and Dewhurst, (1998) har relatert polygonale forkastninger til sedimentkontraksjoner og fluidutdriving og videreført definisjonen av gel til også å gjelde finkornige sedimenter som leire. Partiklene i gel er veldig finkornige og har store overflater i forhold til massen. Det vil si at gel er en kolloidal masse. Leirrike sedimenter har evnen til å danne ideell gel ved avsetning nettopp på grunn av disse egenskapene og må derfor også kunne gjennomgå synerese (Cartwright and Dewhurst, 1998).

Polygonale forkastningssystemer dannes under den tidligste fasen av sediment kompaksjon og fluidutdriving og en forståelse av polygonale forkastningssystemer betyr mye for forståelsen av konsolidering av leire, har stor innvirkning på migrasjon av porevann og hydrokarboner samt dannelsen av fluidmigrasjonsstrukturer i sedimentære bassenger (Cartwright, 1996; Cartwright, 1997). Det finnes flere andre former for lagbundne ekstensjonsforkastninger, så som; vekstforkastninger, slumpforkastninger, differensielle kompaksjonsforkastninger og forkastninger dannet ved folding. Det finnes tilfeller hvor det kan være vanskelig å skille disse fra polygonale forkastninger, men som regel er det riktig å skille disse andre typer av forkastninger fra polygonale forkastninger (Cartwright et al., 2003).

⁴ En gel er en type av materiale som består av et nettverk av et fast materiale omgitt av et flytende medium. Geler er viskoelastiske, det innebærer at de har egenskaper som er typisk for så vel væsker som faste stoff (Wikipedia, 2009)



Figur 3: Figuren viser geometrien til polygonale forkastninger og hvordan disse er organisert i "tiers" (Se også Figur 4.) Det karakteristiske polygonale mønsteret kan observeres i planbildet (Modifisert etter Cartwright et al., 2003).



Figur 4: En representativ kryssligning (A) og en innlinje (B) fra det 3D seismiske datasettet OL00M1 viser eksempler av polygonale forkastninger og "tiers". Tre horisonter er vist som referansehorisonter; topp Vaaleformasjonen (reservoar nivå) topp Balderformasjonen (Ca. grensen mellom "tier" 1 og 2) og Opal CT (i "tier" 1). "Tier" 1 strekker seg fra sen Kritt sedimentene (det er usikkert hvor forkastningene dør ut i dyptet, grunnet mangel på klare reflektorer) under topp Vaaleformasjonen og opp til topp Balderformasjonen. "Tier" 2 strekker seg fra topp Balderformasjonen gjennom Opal CT reflektoren og dør ut i Brygge/Kaiformasjonen. (Stratigrafien er vist i Figur 16) (Modifisert etter Stuevold et al., 2003).

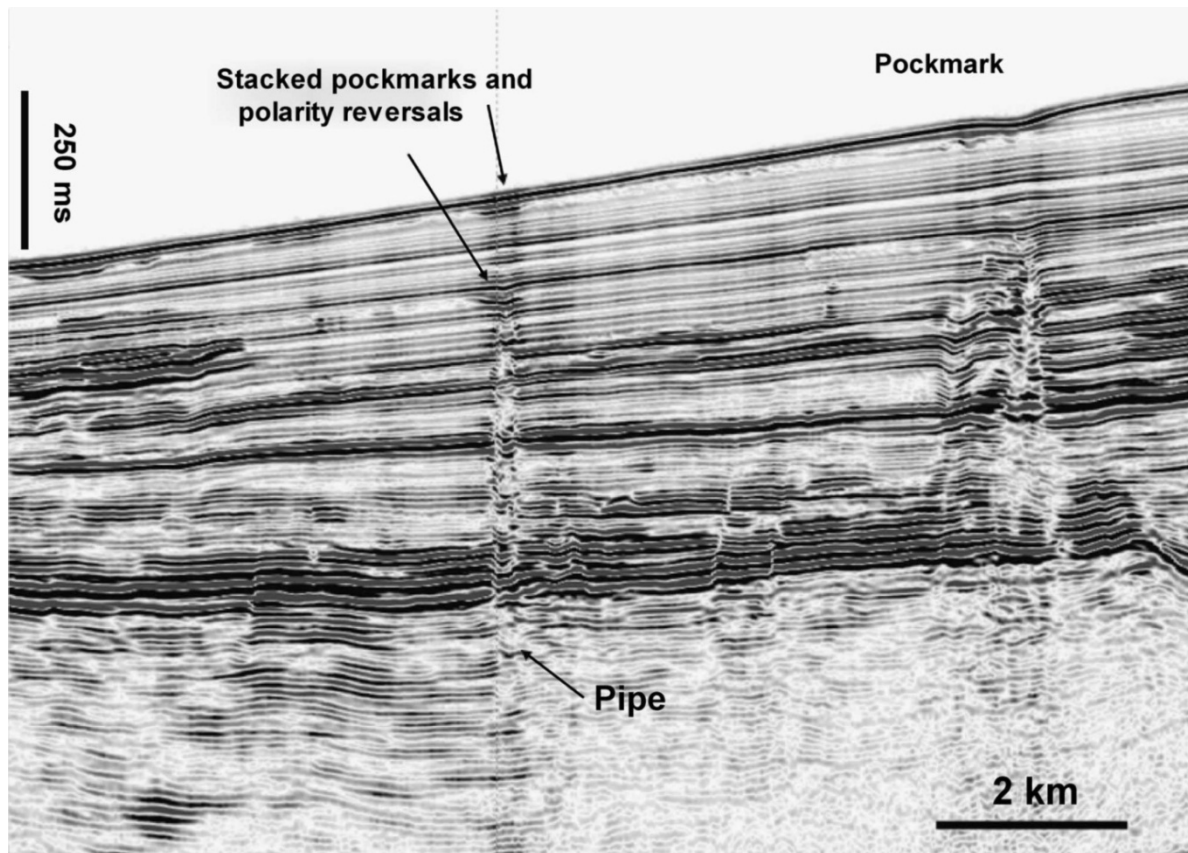
1.2.3 Piper

Piper er relativt dårlig dokumentert og har kun i det siste tiåret blitt beskrevet i detalj (Berndt et al., 2003; Hustoft et al., 2007). Seismisk blir de best definert som søyleformede soner med forstyrrede refleksjoner som kan være assosiert med sub vertikale stablede amplitudeanomalier. Piper blir ofte oversett på seismiske data fordi de har en tendens til å ha en vertikal til sub vertikal geometri. Derfor blir de ofte feiltolket til å være seismiske artefakter som migrasjonsanomalier, sprednings artefakter, laterale hastighetsanomalier og attenuerings artefakter relatert til grunne diffraksjoner (Løseth et al., 2001; Davies, 2003; Løseth et al., 2003). Ved tolkning av piper er det derfor viktig å være forsiktig når det skal skilles mellom virkelige piper og artefakter (Cartwright et al., 2007). Piper har ofte utspring fra topografiske høyder som tiltede forkastningsblokker, folder eller sandkropper. Piper er vanligvis sirkulære eller subsirkulære i planbildet og er derfor lettest å identifisere i 3D seismiske volum ved å bruke "slice" baserte eller horisont baserte seismiske attributter (Cartwright et al., 2007).

Cartwright et al, (2007) deler pipestrukturer inn i fire forskjellige familier basert på kontekstuelle settinger: 1. oppløsnings piper ("Dissolution Pipes"), 2. hydrotermale piper, 3. utblåsningspiper og 4. lekkasje piper ("Seepage Pipes").

Oppløsningspiper dannes ved oppløsning av bergarter i dypet som danner kaviteter og forårsaker innstabilitet og kollaps. Slike piper opptrer i områder med evaporitter og i områder med karstifisering av karbonater. **Hydrotermale piper** dannes ved utløsning av en høy fluks av hydrotermale fluider assosiert med magmatiske intrusjoner. **Utblåsnings piper** (Figur 5) er vanskelige å klassifisere. Utblåsnings piper kan ofte skilles fra andre pipestrukturer ved at de danner "pockmarks" eller paleo "pockmarks" på havbunnen. Lokal deformasjon av refleksjoner i form av små forkastninger og folder er også vanlig å observere. Utblåsnings piper kan skilles fra oppløsnings piper og hydrotermale piper ut fra konteksten de opptrer i. De er ikke assosiert med magmatiske intrusjoner eller med karstifiserte enheter. I stedet har de en tendens til å være lokalisert over naturlige lekkasje punkter for porefluider under overtrykk, som for eksempel nær toppen av strukturer som gassreservoarer. **Lekkasje piper** omfatter strukturer som har lignende seismisk karakter og dimensjoner som utblåsnings piper, men mangler utblåsningskrater ("pock marks") som er diagnostiserende for en utblåsning av

fluider fra der pipen terminerer. Ellers har lekkasje piper en tendens til å springe ut fra samme strukturer som utblåsningspiper (Cartwright et al., 2007).



Figur 5: Seismisk linje som viser et eksempel på en utblåsningspipe (Cartwright et al., 2007).

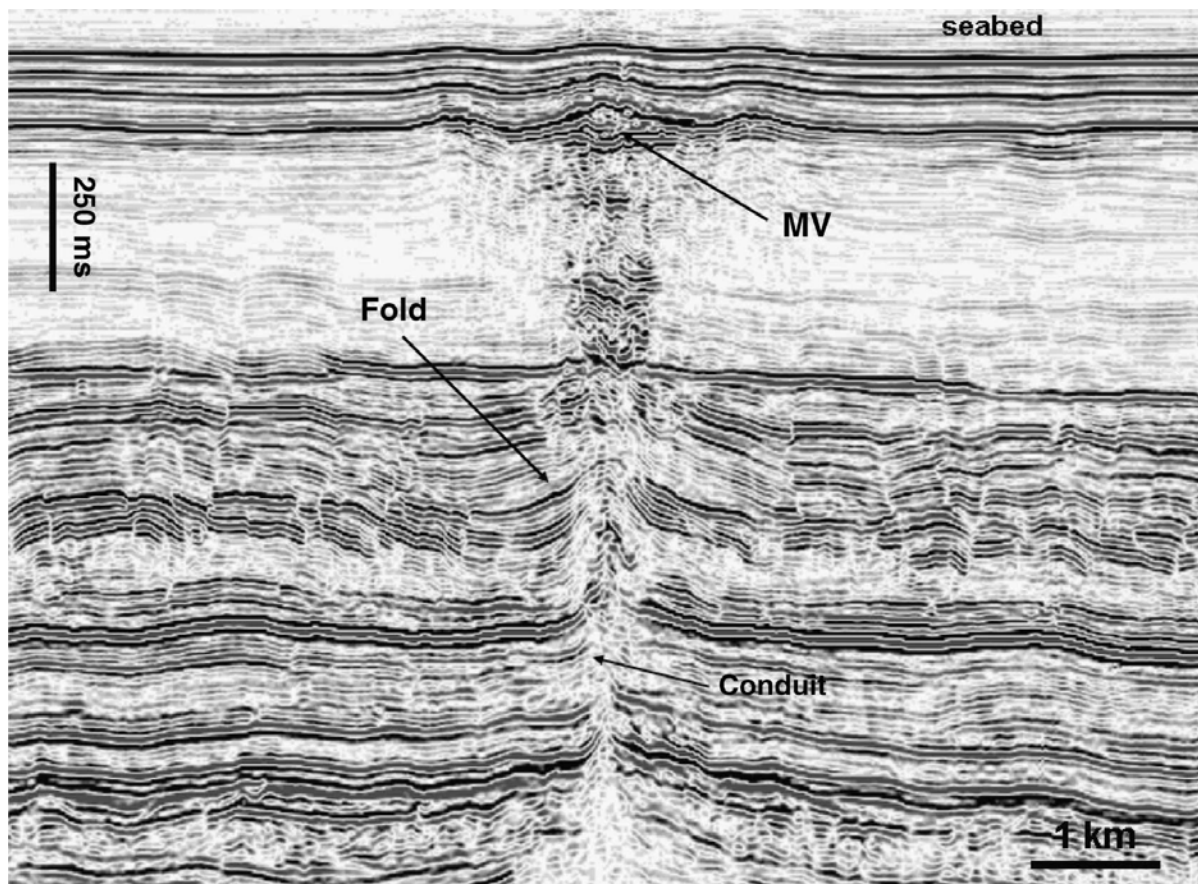
1.2.4 Leirdiapirer, diatremer og vulkaner

Leirdiapirer, diatremer og vulkaner (Figur 6) er mest kjent fra tektonisk aktive settinger som konvergerende marginer, forlands bassenger og strøk-slipp provinser (Dimitrov, 2002; Kopf, 2002), men de er mer og mer vanlig å oppdage i passive marginer (Graue, 2000; Hansen et al., 2005; Frey-Martinez et al., 2007). Leirdiapirer og diatremer er vanligvis assosiert med leirvulkaner. Denne typen intrusive og ekstrusive strukturer er vidt dokumentert og det er en økende trend til at disse strukturene blir identifisert på 3D seismiske data (Van Rensbergen and Morley, 2003; Davies and Stewart, 2005). Nyere studier har stort sett bare fokusert på metan fluks ved leirvulkanisme i forbindelse drivhus gass regnskapet (Dimitrov, 2002; Kopf, 2002), men "mud" vulkaner er også ekstremt effektive mekanismer for hurtig fluidutdriving fra overlagrede leirrike sedimenter under overtrykk (Kopf and Behrmann, 2000). Fluid fluksen i leirintrusjoner er relatert til selve intrusjonen i form av fluidene som omfatter den stigende leirsøylen. Den intrusive aktiviteten fra leirdiapirer og diatremer er periodisk og er

mest sannsynlig avhengig av de hydrodynamiske forholdene i kilde lagene som tilfører strømmen av leire inn i diapiren eller diatremet (Brown, 1990). Kunnskapen om fluid fluks assosiert med leirintrusjoner kommer hovedsakelig fra leirvulkaner og leirvulkaner er helt klart episodiske, noe som tilsier at også de underliggende leirintrusjonene er episodiske. Fluid strømming i en leirintrusjon imellom utbrudd er sannsynligvis veldig begrenset og skjer via sprekke systemer som dannes ved at leire blir presset inn i verts sedimentene eller gjennom medrevne grovere klaster inkorporert i intrusjonsmatriksen (Kopf and Behrmann, 2000; Dimitrov, 2002; Morley, 2003).

Kjente og ekstrapolerte fluid flukser fra leirvulkaner har stor spennvidde og er vanligvis basert på anslagsvise beregninger fra moderne utbrudd (Cartwright et al., 2007). Kopf og Behrmann, (2000) har utført en detaljert kvantitativ analyse av fluid fluks fra en serie med store ”mud” vulkaner på Middelhavsryggen. De fant ut at fluidfluks har en spennvidde mellom 10^3 - 10^4 m³/dag. Størrelsen på leirintrusjoner varierer fra meter skala til kilometer skala. Dybden som ekstrudert leire stammer fra gir en god indikasjon på den vertikale distansen som leire kan bli transportert (Cartwright et al., 2007). I leirevulkaner i Trinidad er det vanlig at kalksteins klaster av Eocen alder og silisifiserte skifre fra Kritt alder blir ekstrudert fra dyp større enn 2 km (Kugler, 1933). Leirvulkaner i Vøringbassenget stiger opp gjennom mer enn 1 km med ellers intakte sedimenter (Cartwright et al., 2007).

For at leirdiapirer og vulkaner skal oppstå er fluidisering av en finkornet kilde nødvendig. Dette kan skje ved at migrende fluider skaper overtrykk, eller ved kollaps av leirmineral strukturen som følge av jordskjelv. Den fluidiserte leiren kan stige hurtig (flere kilometer per dag), men stigningsraten er avhengig av geometrien til tilførselskanalen og viskositeten til leiren (Kopf, 2002).

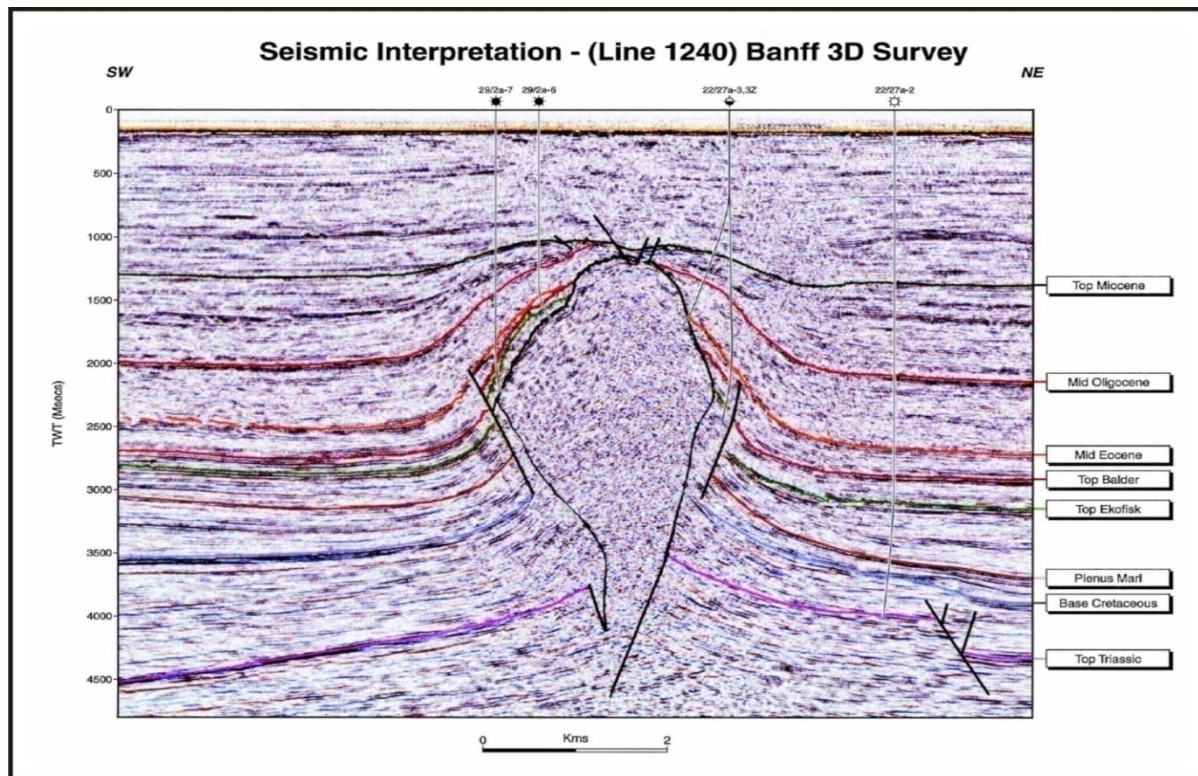


Figur 6: seismisk linje som viser et tverrsnitt av en begravd leirvulkan (MV) og en underliggende sylindrisk tilførselskanal ("Conduit"). Tilførselskanalen er assosiert med lokal folding av reflektorene (Cartwright et al., 2007).

1.2.5 Saltdiapirer

Dannelsen av salt diapirer (Figur 7) involverer vanligvis folding og dannelsen av radiale og konsentriske forkastninger. Denne deformasjonen kan ha en stor innvirkning på fluidstrømning (Cartwright et al., 2007). Salt diapirer blir ofte assosiert med fokusert fluidstrømning. Dannelsen av leirvulkaner over salt diapirer i Mexico Gulven (Roberts and Carney, 1997), grunn gassanomalier samlet rundt og over salt diapirer i Nordsjøen (Heggland, 1998), lokale salinitetsanomalier rundt salt diapirer utenfor kysten av Louisiana (Esch and Hanor, 1995), store "pockmarks" over salt diapirer i marginen i vest Afrika og gass piper i Tertiære sedimenter over salt diapirer i Nordsjøen (Heggland, 1997; Heggland, 1998) er eksempler på dette.

Veksten av salt diapirer er vanligvis episodiske har ofte sammenheng med tektonisk aktivitet (Jackson, 1995; Davison et al., 2000a).



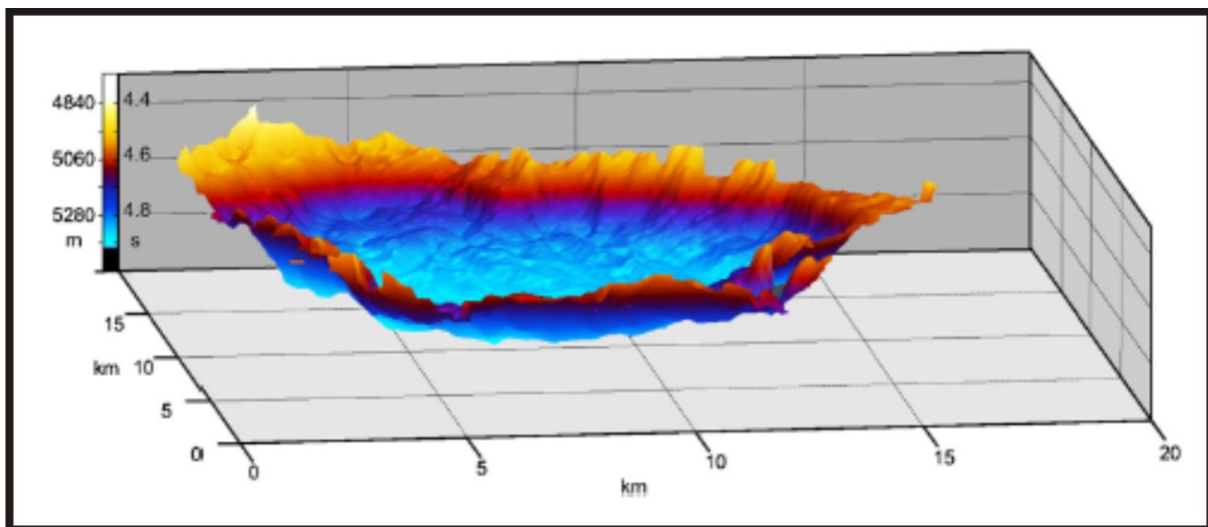
Figur 7: Seismisk linje som viser Banff salt diapiren fra Sentralgrabenen i Nordsjøen. (Davison et al., 2000b)

1.2.6 Magmatiske intrusjoner

Magmatiske intrusjoner er relatert til store mengder magma som er intrudert inn i udeformerte sedimentbassenger. Disse intrusjonene kan opptre som vannreservoarer eller barrierer. De kan påvirke modningen av hydrokarboner og migrasjonsveier og representere lovende mål for hydrokarbon undersøkelser (Polteau et al., 2007). De beste eksemplene på magmatiske intrusjoner blir ofte betegnet som skålformede sills og opptrer i sedimentære bassenger i nærheten av vulkansk aktivitet (Polteau et al., 2007). Ved detaljerte seismiske analyser (Figur 8) ble det oppdaget skålformede magmatiske intrusjoner i Vøring og Møre bassengene (Malthe-Sorensen et al., 2004; Planke et al., 2005; Hansen and Cartwright, 2006). 3D seismiske data i Nordsjøen og Norskehavet viser tilstedeværelsen av magma ”dykes/sills” som antyder en radial oppover og utover strømming av magma. Seismiske tolkninger viser at sedimentene over skålformede magmatiske intrusjoner danner en karakteristisk domstruktur (Thomson and Hutton, 2004; Hansen and Cartwright, 2006). De største og best kjente eksponerte skålformede magmatiske intrusjonene opptrer i Karoobassenget i syd Afrika samt i Nevada (Keating et al., 2002).

Geologisk kartlegging av magmatiske skålformede intrusjoner viser tydelig at flankene kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien (Polteau et al., 2007).

Magmatiske intrusjoner og sandintrusjoner har mange likhetstrekk og danner lignende geometriske strukturer. De opptrer i udeformerte sedimentære bassenger, begge former for intrusjoner krysser diskordant opp gjennom stratigrafien og både magmatiske intrusjoner og sandintrusjoner danner sammenhengende intrusjonssystemer. Dette indikerer at geometrien av skålformede intrusjoner (magmatiske eller sand), er kontrollert av lignende fysiske prosesser (Polteau et al., 2007).



Figur 8: Visualisering av en skålformet magmatisk intrusjon tolket ut fra 3D seismiske data fra Mørebasenget (Polteau et al., 2007)

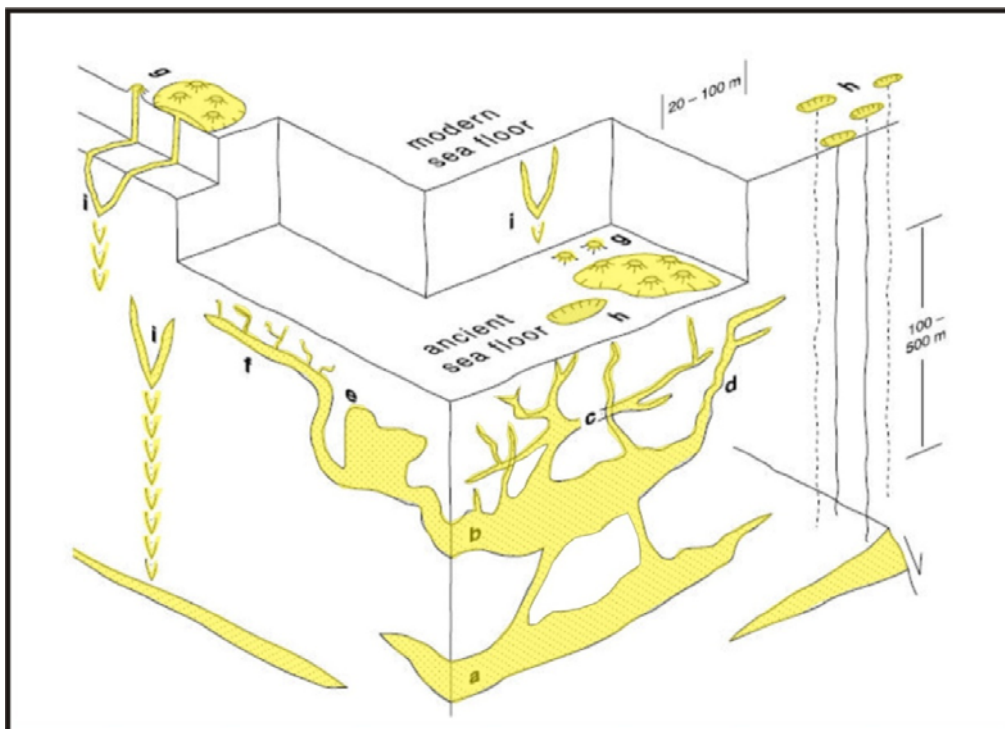
1.2.7 Sandintrusjoner

1.2.6.1 Hva er sandintrusjoner?

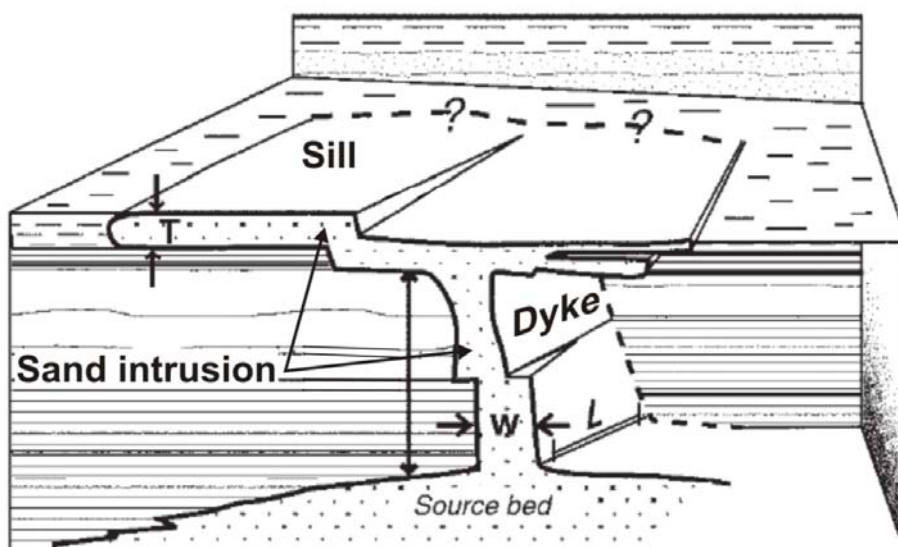
Sandintrusjoner er et produkt av remobilisering og injisering av postavsatt sand inn i de omkringliggende sedimentene, enten parallelt med eller diskordant med lagdelingen.

Slike intrusjoner kan danne relativt komplekse sammenhengende strukturer. De har ofte opphav i dypere sandavsetninger, kan strekke seg flere hundre meter opp gjennom stratigrafien og i noen tilfeller ekstrudere ut på havbunnen (Figur 9). Intrusjoner som er parallele med lagdelingen kalles for "Sills" og intrusjoner som er diskordant med lagdelingen for "Dykes" (Figur 10). "Dykes" som dannes av passiv innfylling av sprekker eller karststrukturer som er åpne på overflaten kalles for "Neptunian dykes" og blir ikke

regnet som intrusjoner da kun strukturer som er blitt presset inn i vertssedimentene regnes som intrusjoner (Jolly and Lonergan, 2002; Hurst and Cartwright, 2007).



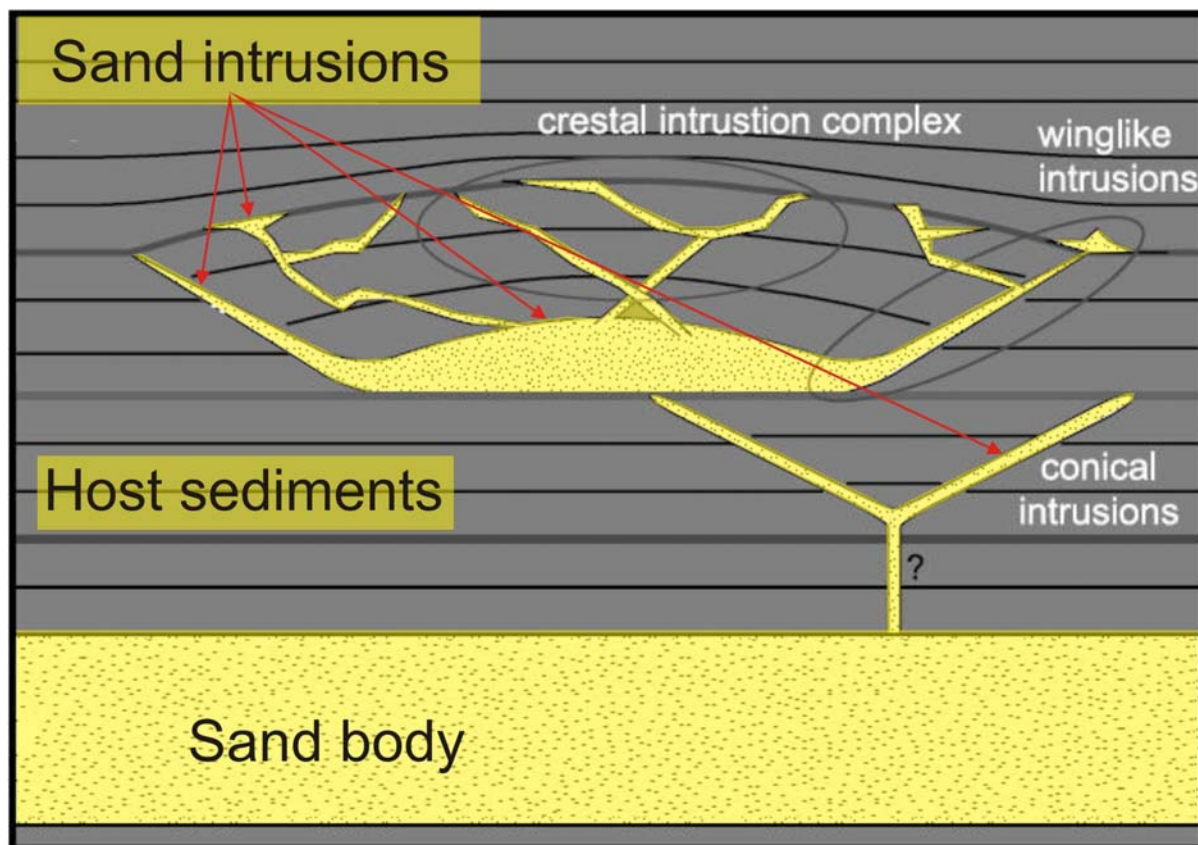
Figur 9: Konseptuell modell av et sandintrusjonskompleks med varierende intrusjonsstrukturer fra a: sandkropp; b: remobilisert sandkropp med c: "Crestal intrusions" og d: vingeintrusjoner g og h: pipestrukturer og ekstrusjoner på paleohavbunn og nåværende havbunn; i: Koniske intrusjoner med opphav fra dypere sandkropper (Modifisert etter Hurst and Cartwright, 2007).



Figur 10: "Dykes" krysser diskordant gjennom stratigrafien. "Sills" går parallelt med stratigrafien (Modifisert etter Jolly and Lonergan, 2002).

Huuse et al, 2007 beskriver tre forskjellige hovedtyper av sandintrusjoner (Figur 11):

- 1) **Vingeintrusjoner:** Denne typen intrusjoner har opphav i en primært avsatt eller remobilisert sandkropp og kutter diskordant gjennom stratigrafien utifra sidene, og i noen tilfeller toppen, på sandkroppen.
- 2) **Koniske sandintrusjoner:** Disse sandintrusjonene blir sett som koniske strukturer som krysser diskordant oppover gjennom vertsstratigrafien. De ser ofte ut til å ha opprinnelse ut fra bestemte punkter relativt høyt over den underliggende sandkilden.
- 3) **”Crestal” intrusjons kompleks:** Slike intrusjonskomplekser danner ofte en glorie eller ring av intrusjoner over en større sandkropp. De er ofte ikke direkte synlige på seismikken, men kan ses som en sone med økt seismisk amplitude eller oppdages i borreprøver.



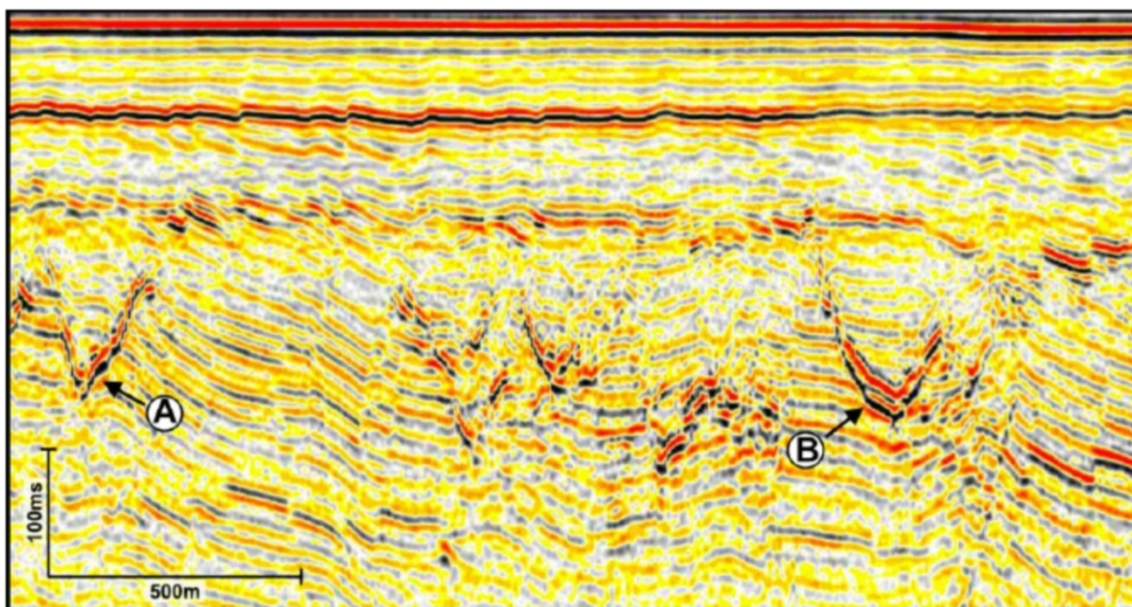
Figur 11: Tre typer sandintrusjoner: 1. Vingeintrusjoner, 2. Koniske intrusjoner og 3. ”Crestal” intrusjons kompleks (Modifisert etter Huuse et al, 2007).

1.2.6.2 Hvordan opptrer sandintrusjoner i seismikk?

Sandintrusjoner i seismikken er som regel karakterisert ved høyamplitude refleksjoner som vanligvis kutter diskordant opp gjennom refleksjonene til vertsstratigrafien (Figur 12) (Cartwright et al., 2008).

Størrelsen på sandintrusjoner observert både i blotninger og i undergrunnen varierer fra millimeter skala til kilometer skala. Fordi seismiske data har begrenset oppløsning kan bare intrusjonskomplekser som er tykkere enn ca. 7-10 meter oppdages, selv på høyoppløselige seismiske data. Til og med tykkelsen til storskala sandintrusjoner er oftest rundt eller under den seismiske oppløsningen, definert til $\frac{1}{4}$ bølgelengde, selv om de som regel er tykkere enn seismiske oppløsning. (Det vil bli gitt en utvidet beskrivelse av seismisk oppløsning i Kapittel 2.) Dette medfører at det er veldig vanskelig å gi en nøyaktig tykkelse, og dermed også et nøyaktig volum, på en sandintrusjon basert kun på seismiske data (Huuse et al., 2007).

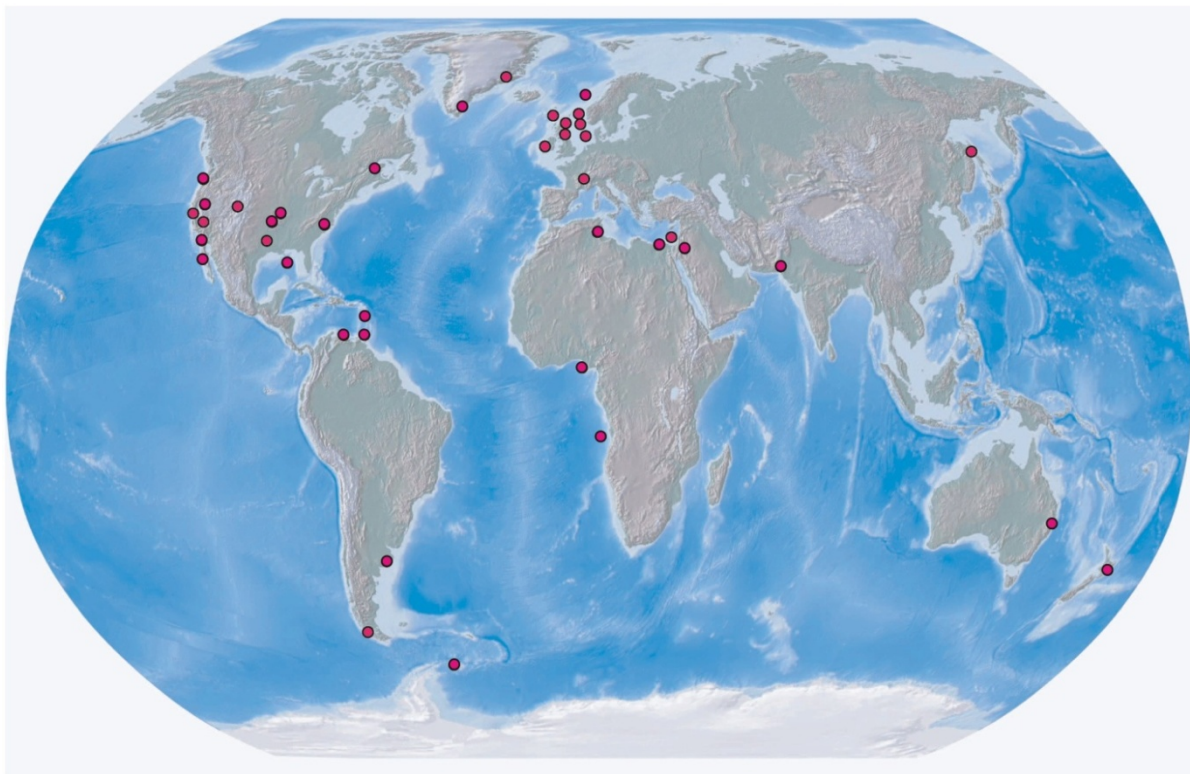
Den seismiske signaturen til storskala sandintrusjoner blir bestemt av impedansekontrasten mellom de akustiske egenskapene til intrusjonssanden og den omkringliggende vertsbergarten, kompleksiteten og geometrien til sandkroppen, de fundamentale egenskapene til den seismiske bølgefronten og dens energi tap samt de begrensninger som følger den seismiske innsamlingen og prosesseringen (Huuse et al., 2007).



Figur 12: Det seismiske profilet fra Færøy-Shetlandbassenget viser flere V formede høyamplitude refleksjoner (A og B) som kutter diskordant opp gjennom refleksjonene til vertsstratigrafien. Disse høyamplitude refleksjonene er tolket til å være sandintrusjoner i en polygonalt forkastet vertssekvens av Eocen leirstein (Modifisert etter Cartwright et al., 2008).

1.2.6.3 Hvor forekommer sandintrusjoner?

Sandintrusjoner finnes i mange av verdens sediment bassenger og er dokumentert i et vidt spekter av sedimentære miljøer (Figur 13); glasiale, lakustrine, fluviale, deltaiske, tidale, kystmiljøer og offshore grunnmarint til dypvannsvifter. Fra litteraturen om sandintrusjoner kan det se ut til at det er mest vanlig å finne dem i dypvannsmiljøer, og det er også en trend på at de oftere utvikles i tektonisk aktive områder hvor tektonisk stress (horisontalt stress) er med på å skape høyt poretrykk i sedimentene. Noen av de største eksemplene på klastiske intrusjoner fra blotninger er å finne i "strike-slip" bassenger langs San-Andreas forkastningskomplekset (Jolly and Lonergan, 2002). I sentrale og nordlige del av Nordsjøen er det dokumentert et vidt spekter av sandintrusjoner gjennom hele Paleogen. Disse strukturene har stor innvirkning på reservoargeometri og fluidstrømnings egenskaper i sand og "mud" avsetninger over store områder (Huuse et al., 2007).



Figur 13: De røde prikkene angir den globale distribusjonen av et utvalg av sandintrusjoner (Modifisert etter Hurst og Cartwright 2007).

1.2.6.4 Hvorfor og hvordan remobiliseres sand?

Injeksjon av klastiske sedimenter skjer ved at fluidiserte sedimenter tømmes fra en klastisk kilde og strømmer gjennom en serie av tilførselskanaler som sprekker, forkastninger og piper for så å trenge inn i et vertssediment. For å forklare hvorfor og hvordan sand remobiliseres må det forklares hvordan forskjellige sedimenter, fluider, trykk og spenninger virker inn på hverandre. Studieområdet befinner seg på en passiv margin. I denne oppgaven vil det av den grunn bare bli fokusert på fluidprosesser drevet av vertikalt stress og ikke prosesser drevet av horisontalt stress generert av tektoniske prosesser.

Stress er en betegnelse som brukes til å beskrive de kreftene som virker på hverandre nede i ett sedimentbasseng. Disse kreftene omfatter væsketrykket samt de kreftene som virker mellom bestanddelene i sedimentene. Under havbunnen øker trykket som en funksjon av vekten eller tettheten til sedimentene og kalles det litostatiske stresset. Det litostatiske stresset bæres av trykket på fluidene i porene og det effektive stresset, som er stresset på kornkontakten mellom sedimentkornene. Det hydrostatiske trykket er vekten av den vertikale vannsøylen på ett hvert gitt dyp. I fritt drenerte sedimenter (null overtrykk) er poretrykket lik det hydrostatiske trykket (Figur 14) (Bjørlykke, 2001; Jolly and Lonergan, 2002).

Forholdet mellom litostatisk trykk, poretrykk og effektivt stress er gitt ved likningen:

$$\sigma_v = P_f + \sigma_e$$

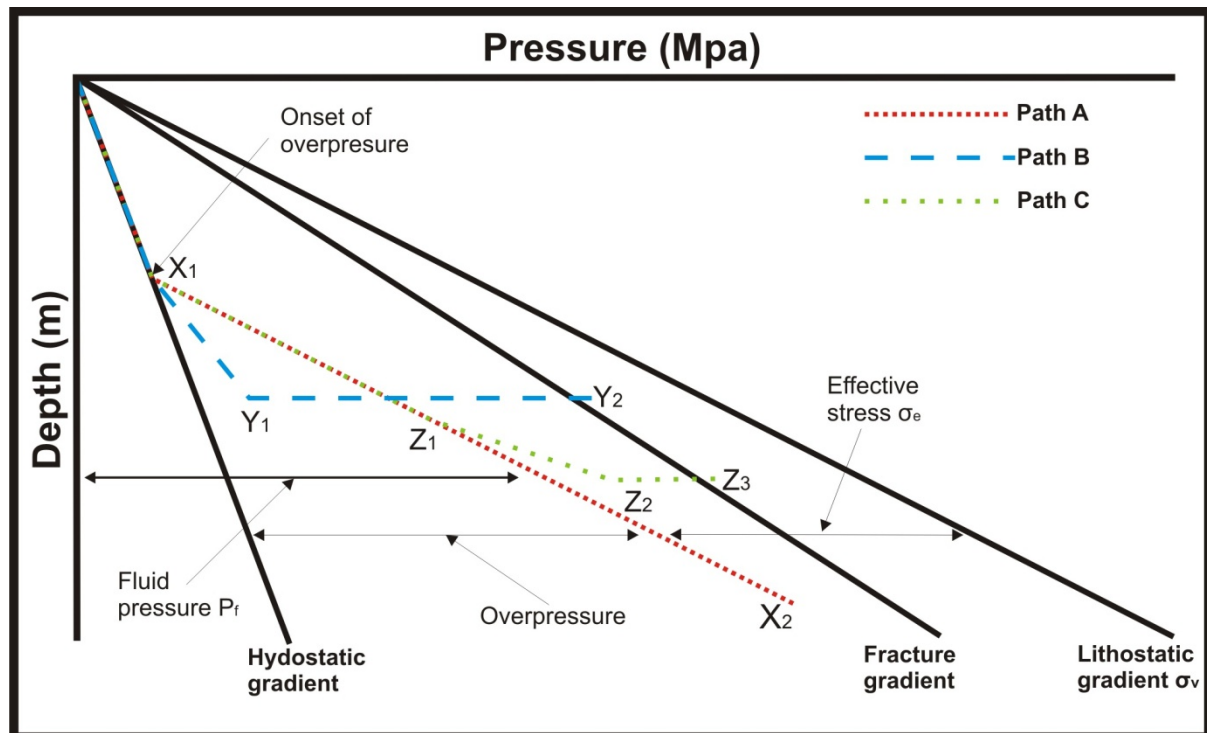
$$\sigma_v = [\text{Pa}] \text{ Litostatisk stress} \quad P_f = [\text{Pa}] \text{ Poretrykk} \quad \sigma_e = [\text{Pa}] \text{ Effektivt stress}$$

(Bjørlykke, 2001)

Hvis poretrykket overskrider det hydrostatiske trykket oppstår overtrykk. Det vil si at en større andel av det litostatiske trykket bæres av porefluidene og medfører at det effektive stresset minker. Hvis poretrykket blir stort nok vil hele det litostatiske stresset bæres av poretrykket. Dette vil medføre at det effektive stresset går mot null og det vil ikke lengre være noen friksjon mellom sedimentkornene. Når det ikke lengre er friksjon mellom sedimentkornene vil sedimentene oppføre seg tilnærmet som en væske (fluidisering).

Dannelsen av overtrykk i porefluidene til en sandkropp skjer vanligvis når en sandkropp er innkapslet i impermeable eller lavpermeable sedimenter og det er en høy sedimentasjonsrate. De lavpermeable sedimentene hindrer porefluidene fra å migrere vekk fra sandkroppen og det oppstår et overtrykk som fører til at sandkroppen forblir underkonsolidert. Denne prosessen

blir referert til som ulik kompaksjon ("disequilibrium compaction") (Bjørlykke, 2001; Jolly and Lonergan, 2002). Hvis poretrykket overskrider 80-90 % (oppsprekningstrykket) av det litostatiske trykket kan hydrauliske sprekker dannes. En slik oppsprekning kalles for hydrofrakturering. Dette er en prosess som i praksis betyr at høyt overtrykk kan forårsake selvdannende (sprekker) permeabilitet som tillater fluider å drenere ut fra en "forseglet" sedimentkropp (Bjørlykke, 2001; Jolly and Lonergan, 2002; Jackson, 2007). Når en sandkropp blir overlagret vil poretrykket til å begynne med følge det hydrostatiske trykket så lenge sandkroppen forblir uforseglet. Når sandkroppen blir forseglet eller delvis forseglet, blir poretrykket forskyvet mot det litostatiske trykket og det oppstår overtrykk i porefluidene (Figur 14). Bane A, B, og C i Figur 14 representerer mulige baner for økning i porefluid trykk i en sandkropp under overlaging, forårsaket av forskjellige overtrykks mekanismer, som kan føre til hydrofrakturering. Sand følger den hydrostatiske gradienten til den blir innkapslet i impermeable eller lavpermeable strata ved X_1 . Bane A: plottes økningen i poretrykket forårsaket av ulik kompaksjon i impermeable strata. Porefluid trykket øker gradvis i sandkroppen og går parallelt med den litostatiske gradienten (X_1 - X_2). Ved videre overlaging kan trykket øke til oppsprekningsgradienten og forårsake hydrofrakturering på større dyp. Bane B: representerer syklisk fluidisering (forårsaket av jordskjelv): poretrykket øker til å begynne med gradvis, men under raten til den litostatiske gradienten på grunn av innkapslingen i lavpermeable strata (X_1 - Y_1); den plutselige fluidiseringen av sanden, forårsaket av seismisk bevegelse, øker poretrykket over oppsprekningsgradienten (Y_1 - Y_2). Bane C: Fluidisering hvor poretrykket øker som følge av ulik kompaksjon (X_1 - Z_1); ved tilføring av eksterne fluider eller gass øker poretrykket (Z_1 - Z_2) til kornstrukturen kollapser og går over oppsprekningstrykket (Z_2 - Z_3) (Figur 14) (Jolly and Lonergan, 2002 og Duranti and Hurst, 2004).



Figur 14: Diagrammet viser forholdet mellom trykk og dyp for en sedimentær lagpakke; Sammenhengen mellom vekten av sedimentene (litostatisk trykk, σ_v), Pore trykket (P_f), overtrykk og effektivt stress (σ_e) er vist. Poretrykksprofilene (Path) A, B, og C viser skjematisk eksempler på økning i porefluid trykk i en sandkropp under overlagering, forårsaket av forskjellige overtrykks mekanismer, som kan føre til hydrofrakturering (Modifisert etter Jolly and Lonergan, 2002 og Duranti and Hurst, 2004).

For at sand skal kunne remobiliseres sammen med fluidene som strømmer gjennom det hydrofrakturerte seglet må det være en stor differensiel trykk gradient mellom fluidene i intrusjonssanden og fluidene i vertssedimentene eller den sedimentære bergarten. Når fluidene strømmer oppover som følge av differensiel trykkgradient kan dette forårsake at sandkorn medføres fluidet dersom drakraften overstiger den effektive vekten av sandkornene. Den hastigheten fluidene må ha for at den oppovergående drakraften akkurat balanseres av gravitasjonens innvirkning på sandkornene, er kjent som minimum fluidiseringshastighet (Jolly and Lonergan, 2002). I fravær av de intergranulære kohesive krefter er minimums fluidiseringshastighet (U_{mf}) til et lag bestående av partikler av homogene sfærer avhengig av korn diameteren (d), tettheten til fluidene (ρ_f) og kornene (ρ_s), gravitasjonsakselerasjonen (g) og den dynamiske viskositeten til fluidet (μ). Dette kan anslås ved ligningen:

$$U_{mf} = \frac{0.00059d^2(\rho_s - \rho_f)g}{\mu}$$

$U_{mf} = \left[\frac{m^3}{N \times s^2} \right]$ minimums fluidiseringshastighet

$d = [m]$ korn diameteren

$\rho_f = [kg/m^3]$ tettheten til fluidene

$\rho_s = [kg/m^3]$ tettheten til kornene

$g = [kg/ms^{-2}]$ gravitasjonsakselerasjonen

$\mu = \left[\frac{N \times s}{m^2} \right]$ viskositeten til fluidet

(Richardson, 1971)

Generelt betyr dette at lav tetthets sedimenter med liten kornstørrelse og liten størrelses spennvidde, sammen med en sfærisk form er lettest å fluidisere (Richardson, 1971). Minimum fluidiseringshastighet for finkornet sand i Nauchlandledd sandsteinene i Albaformasjonen av Eocen alder (UK, Nordsjøen) er beregnet til å være så lav som 0.01m/s, men mye høyere fluidiseringshastigheter må til for å danne sandintrusjoner (Duranti and Hurst, 2004). Under New Madrid jordskjelvene (1811-1812) i nedre del av Mississippi dalen, ble ekstrudert vann mikset med sand opp til 3-5 meter over bakken (Fuller, 1912). En fluidiserings hastighet i størrelsesordenen 1-10 m/s er beregnet for at dette skal kunne skje (Duranti and Hurst, 2004).

For at det skal oppstå fluidstrømning fra en forseglet sandkropp må det oppstå en trykkutløsningsmekanisme som genererer en trykk gradient gjennom laget og tillater tap av fluider fra sandkroppen, som dermed genererer fluidstrømning i laget. Denne hendelsen må skje relativt plutselig. Diffus fluidlekkasje, i lav hastighet, fra en sandkropp genererer ikke en stor trykkgradient gjennom en sandkropp. Dette medfører at fluidiseringshastigheten ikke oppnår minimums fluidiseringshastighet og kan dermed ikke føre med seg sandkornene (Jolly and Lonergan, 2002).

For at en sprekk skal oppstå i vertsedimentene til sandkroppen må sedimentene ha enn viss strekkfasthet. Kohesjon i vertsedimentene er derfor viktig for at en klastisk intrusjon skal dannes (Jolly and Lonergan, 2002).

Nær overflaten vil "Mud" ha lav kohesjon og dermed vil deformasjon i dette regimet vil være dominert av skjær deformasjon, plastisk deformasjon og tetthetsinverjon som medfører lokal miksing av myke sedimenter. Ettersom sedimentene blir overlageret vil porøsiteten reduseres og sedimentkornene vil bli pakket tettere sammen. Dette medfører at mineralkornene kommer

nærmere hverandre og elektrostatiske bindinger mellom dem vil oppstå, som fører til økt kohesjon. Hvis vertsedimentene har lav kohesjon vil injeksjon av fluidisert sand danne pipestrukturer eller mikses med vertssedimentene i stedet for å danne ”dykes” og ”sills” (Jolly and Lonergan, 2002).

1.2.6.5 Utløsningsmekanismer

Det har vært mye spekulering på hva som utløser en remobilisering og injeksjon av postavsatte klastiske sedimenter. Som beskrevet tidligere er overtrykk i den klastiske kilden ett kriterium for sedimentremobilisering (Figur 14). Jackson, (2007) foreslår tre mulige utløsningsmekanismer for klastisk remobilisasjon, hvorpå alle tre teoriene innebærer overtrykk i den klastiske kilden:

1. **Underkompaksjon:** Den første teorien bygger på at ulik kompaksjon fører til at det dannes overtrykk og at overtrykket i seg selv til slutt blir så stort at det utløser en remobilisering. Hurtig overlaging grunnet høy sedimentasjonsrate og ulik kompaksjon av sedimentene kan, som beskrevet tidligere, lede til at sandkroppen blir innkapslet i lavpermeable sedimenter. Dette hindrer utsivning av porevannet og kan skape overtrykk. Dette i seg selv vil trolig ikke kunne skape nok overtrykk til å utløse en remobilisasjon og injeksjon, men ved at det skapes en forseglet struktur settes et grunnlag for at hydrokarboner eller formasjonsvann kan migrere inn i den forseglede strukturen. Tilstrekkelig migrasjon av eksterne fluider inn i strukturen vil kunne skape et overtrykk stort nok (80-90 % (oppsprekkningsstrykket) av det litostatiske trykket) til å fluidisere sandkroppen og forårsake hydrofrakturering, remobilisering av sandkroppen og injeksjon.
2. **Polygonale forkastninger:** Tidligere studier viser en sammenheng mellom remobilisert sand, klastiske ”dykes” og polygonale forkastninger. Disse studiene indikerer at toppseglet, på en sandkropp som er under overtrykk, brytes og remobilisering og injeksjon skjer på grunn av utviklingen av polygonale forkastninger inn i sandkroppen. Remobilisering og injeksjon skjer via svakhetssonene som er representert av forkastningsplanene til de polygonale forkastningene. Det er i flere av studiene eksempler fra seismikken der strukturer, tolket til å være store klastiske ”dykes”, følger de polygonale forkastningsplanene (Cosgrove and Hillier, 1999;

Lonergan and Cartwright, 1999; Gras and Cartwright, 2002; Hillier and Cosgrove, 2002; Løseth et al., 2003; Huuse and Mickelson, 2004; Jackson, 2007).

3. **Jordskjelv:** Jordskjelv relatert til storskala tektoniske bevegelser kan forårsake fluidisering av sand, hydrofrakturering av toppseglet og remobilisering og injeksjon av en sandkropp under overtrykk (Obermeier, 1998; Jolly and Lonergan, 2002; Netoff, 2002). Hvis sprekker, svakhetssoner og forkastninger er tilstede, eller blir generert av jordskjelv, vil remobiliseringen og injeksjon av klastiske sedimenter sannsynligvis følge disse (Jolly and Lonergan, 2002). Jackson, (2007) skriver, at det er lite sannsynlig at jordskjelv, uansett styrke, vil kunne klare å forårsake fluidisering og remobilisering av sandkropper som er overlagret med over 100 meter sedimenter.

1.3 Geologisk utvikling av den midtnorske marginen

Den tektoniske utviklingen av den midtnorske kontinentalmarginen kan spores tilbake til sen Paleozoikum. Området er delt inn i tre provinser; den sydlige, midtre og den nordlige. Disse provinsene følger gamle strukturelle lineamenter, Møre-Trøndelag forkastningskomplekset (MTFK), Jan Mayen bruddsonen (JMBS) og Senja bruddsonen (SBS), som har kontrollert den tektoniske utviklingen i området (Figur 15). Området har vært tektonisk aktivt fra Karbon til sen Pliocen tid, men hovedtrekkene har skjedd i tre hovedfaser: i) Sen Paleozoikum, ii) Midtre til sen Jura og tidlig Kritt, iii) Sen Kritt til tidlig Tertiær. I all hovedsak har dette bestått av lange perioder med ekstensjon og rifting som endte i tidlig Eocen tid med oppsplittingen av den eurasiske og den amerikanske platen, vulkanisme og dannelsen av den midtatlantiske spredningsryggen og Nordatlanteren.

Den tektoniske settingen på den midtnorske marginen i dag består av NØ-SV trendige dype bassenger fra Kritt; Møre og Vøring bassengene. Disse bassengene er flankert av paleohøyder, plattformer og det oppløftede fastlandet. I vest ligger Mørehøgda og Vøringhøgda som er karakterisert av tykke basalter av tidlig Eocen alder. I øst ligger Trøndelags plattformen og fastlandet (Figur 15) (Brekke and Riis, 1987; Brekke, 2000).

Noen karakteristisk strukturer som finnes i Møre og Vøring bassengene er forekomsten av Kenozoiske domstrukturer (Figur 15). Det har tidligere vært fremmet flere teorier på dannelsen av disse domstrukturene, men nyere undersøkelser basert på seismiske data, konkluderer med at domstrukturene er dannet gjennom kontraksjon og modifisert av differensiel kompaksjon (Blystad et al., 1995; Grunnaleite and Gabrielsen, 1995; Dore and Lundin, 1996; Vågnes et al., 1998; Brekke, 2000; Mogensen et al., 2000; van Balen and Skar, 2000).

Siden splittelsen av den eurasiske og den amerikanske platen i tidlig Eocen, har den midtnorske marginen vært utsatt for mild kompresjon, som følge av ekstensjon av den midtatlantiske rygg (Artyushkov, 1973). Dette er tolket til å være hovedårsaken til dannelsen av kontraksjonelle strukturer (Mjelde et al., 2003).

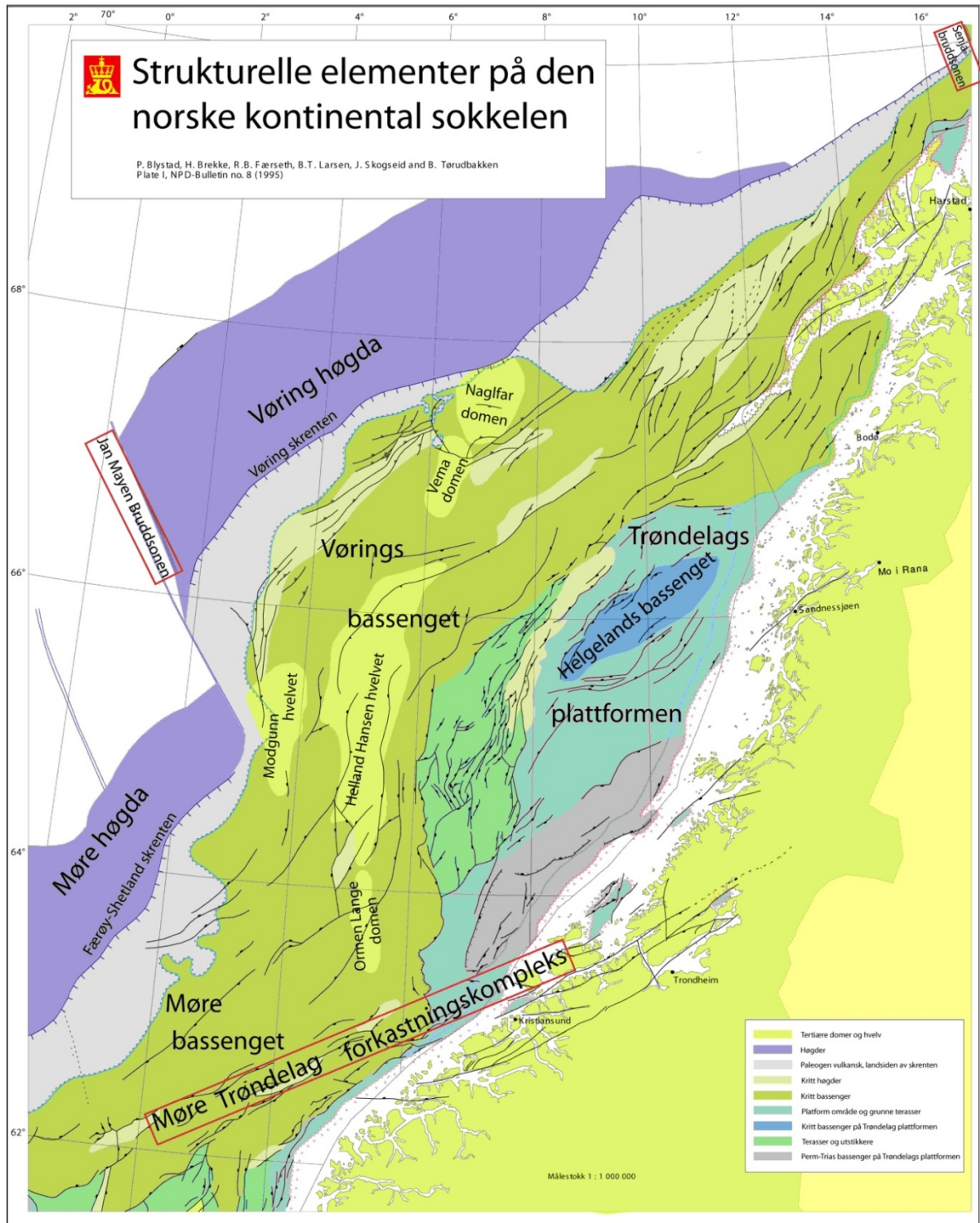
Blystad et al, (1995)., Dore og Lundin, (1996). Og Brekke, (2000). har foreslått at slike domstrukturer dannes gjennom flere episoder, mens Vågnes et al, (1998) har foreslått en mer kontinuerlig deformasjon av noen av strukturene. Ormen Lange dommen ser ut til å ha utviklet

seg kontinuerlig siden initieringen i Eocen og frem til i dag, med 2-3 % total kontraksjon (Vågnes et al., 1998).

Domstrukturene er avlange i form og orientert N-S, NØ-SV og former strukturelle og stratigrafiske feller for hydrokarboner. Slike strukturer kan være potensielle reservoarer og flere kjente reservoarer, som for eksempel Ormen Lange gassreservoar er lokalisert i en slik struktur (Dore and Lundin, 1996; Bryn et al., 1998; Vågnes et al., 1998; Mjelde et al., 2003).

Som følge av landhevingen av Norge i Neogen ble landområdene kraftig erodert og sokkelen ble tilført store mengder sedimenter. Dette resulterte i at sedimenter prograderte utover sokkelen og skråningen og førte til tektonisk innsynkning av marginen (Stuevold and Eldholm, 1996; Bryn et al., 1998).

Den Fennoskandinaviske iskappen i Plio-Pleistocen tilførte sokkelen henholdsvis glasiale sedimenter og konturitt avsetninger gjennom de glasiale og interglasiale sykler. Disse sedimentene prograderte ut til dagens posisjon av eggakanten. (Henriksen and Vorren, 1996; Stuevold and Eldholm, 1996; Hjelstuen et al., 1999). Den midtnorske sokkelen har vært åsted for mange store undersjøiske ras gjennom de siste 0.5 millioner år (Evans et al., 1996; Solheim et al., 2005a). Det siste av disse rasene var Storegga raset, som er datert til å ha skjedd for 8200 år siden (Haflidason et al., 2005).



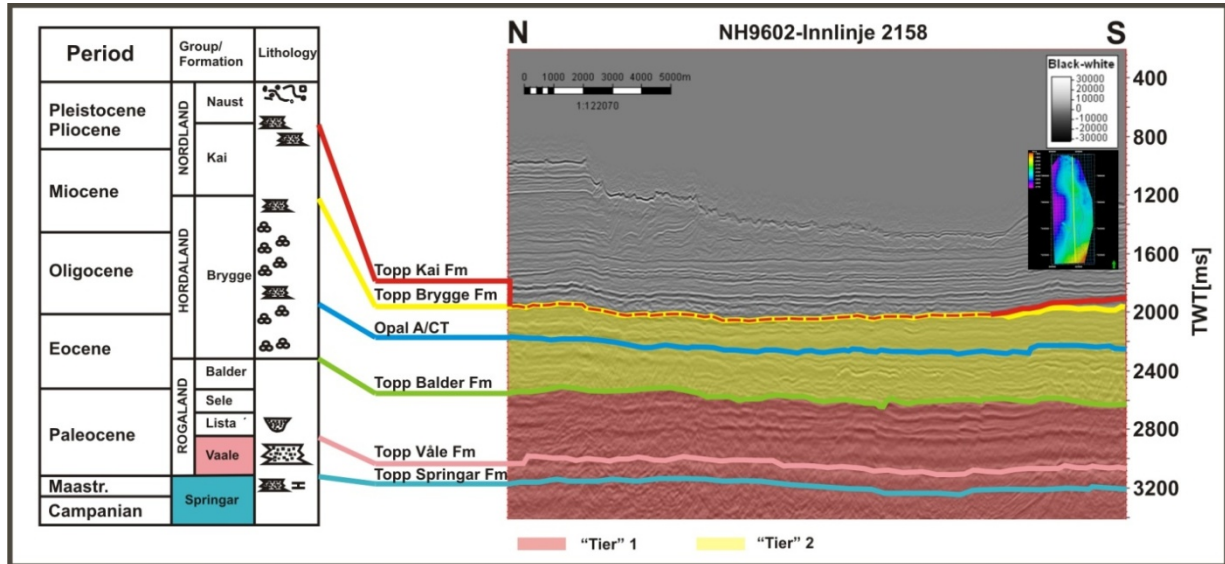
Figur 15: Strukturelle elementer på den norske kontinentalsokkelen viser Vøring og Møre bassengene med Ormen Lange domene i mellom (Modifisert etter Blystad, P et al., 1995).

1.4 Seismisk stratigrafi og kronologi

Reservoaret i Ormen Lange består av sandstein tilhørende øvre Springarformasjonen avsatt i sen Campanian, Maastrichtian og de tidlig Paleocen Eggeledd sandsteinene i Vaaleformasjonen (Figur 16). Disse sandsteinene ble avsatt gjennom Ormen Lange turbiditt systemet som utviklet seg i sen Kritt og tidlig Paleocen alder (Stuevold et al., 2003). Grensen mellom Springarformasjonen og Vaaleformasjonen markerer grensen mellom Kritt og Tertiær. Denne grensen sees som en brå overgang fra grå/grønne ”mudstones” som er sterkt bioturbert, til svarte ”mudstones” nesten helt uten bioturbasjon (Stuevold et al., 2003). Over Vaaleformasjonen ligger Lista, Sele og Balder formasjonene (Figur 16). Disse består hovedsaklig av finkornede ”mudstones”. Grensen mellom Seleformasjonen og Balderformasjonen danner grensen mellom Paleocen og Eocen. Vaale, Lista, Sele og Balderformasjonene tilhører alle Rogalandgruppen som er av Paleocen og tidlig Eocen alder (Stuevold et al., 2003). Fra sen Kritt og opp til topp Balderformasjonen i tidlig Eocen er det en hyppig opptreden av polygonale forkastningssystemer kaldt ”tier” 1. av (Stuevold et al., 2003).

Over Rogalandgruppen ligger Hordalandsgruppen, som er av midt Eocen til midt Miocen alder, som består av Bryggeformasjonen. Bryggeformasjonen består hovedsakelig av finkornede hemipelagiske biogene silikasedimenter (Siliceous oozes). Over Bryggeformasjonen følger Kaiformasjonen, avsatt fra midtre Miocen til tidlig Pliocen tid, og består også hovedsaklig av hemipelagiske biogene silikasedimenter (Dalland et al., 1988; Blystad et al., 1995; Rokoengen, 1995; Berndt et al., 2003). I fra topp Balderformasjonen til topp Kaiformasjonen er det en ny sone med polygonale forkastninger (”tier” 2). Disse polygonale forkastningene er svakt til sterkt listriske og har en klar nedre grense ved topp Balderformasjonen. Den øvre grensen er topp Kaiformasjonen, men også Naustformasjonen kan være mildt deformert der hvor polygonale forkastninger forekommer i formasjonen under (Berndt et al., 2003; Stuevold et al., 2003; Hjelstuen et al., 2004; Hustoft et al., 2007). I Plio-Pleistocen skjer en drastisk forandring i sedimentasjonsmiljøet. Det sedimentære miljøet er preget av glasiale og interglasiale sykler som har avsatt en tykk kile med klastiske sedimenter (Stuevold and Eldholm, 1996; Hjelstuen et al., 1999) som interfingerer med strømkontrollerte driftavsetninger (marin leire) (Rokoengen, 1995; Laberg et al., 2001; Dahlgren et al., 2002; Evans et al., 2002; Leynaud and Mienert, 2003). Denne sedimentære pakken kalles for

Naustformasjonen og danner sammen med Kaiformasjonen Nordlandsgruppen (Stuevold et al., 2003).



Figur 16: Stratigrafien i datasettet NH9602 er vist på den seismiske innlinje 2158. Ormen Lange reservoaret er lokalisert i sandsteinene i øvre Springarformasjonen (Fm = formasjonen) og Eggeledd sandsteinene i Vaaleformasjonen. Den stiplede røde horisonten indikerer at Kaiformasjonen er erodert vekk. (Modifisert etter Stuevold et al, 2003 og Bünz et al, 2005).

1.5 Relevant geologisk informasjon fra studie området

Studieområdet er lokalisert ved Storegga på den midtnorske marginen ca. 100 km utenfor Mørkekysten (Figur 1). Den midtnorske marginen ved Storegga (Figur 1) har vært nøye studert og evaluert de siste ti årene. Ormen Lange gassfelt ble oppdaget i 1997 og ligger i rasarret etter det store Storegga raset (Kap 1.5.3). Det fantes lite kunnskap om geofare og geologien i området før funnet av Ormen Lange feltet, og før en eventuell utbygging kunne finne sted måtte det undersøkes om området var stabilt eller om det fortsatt var fare for nye utrasninger. I denne forbindelse ble det opprettet et prosjekt i samarbeid med petroleumsindustrien og de akademiske miljøene; "The Seabed Project". En stor mengde batymetriske, seismiske, geologiske og geotekniske data ble samlet inn og studert for å øke kunnskapen om havbunns morfologien, den grunne geologien og potensielle "geohazards" (Solheim et al., 2005b).

1.5.1 Ormen Lange reservoaret

Ca. 2000 meter under havbunnen, nært opp til øvre raskant i arret etter Storegga raset, er Ormen Lange gass reservoar lokalisert (Figur 1). Ormen Lange feltet er et dypvannsfelt, med ett vanddyp over reservoaret på mellom 850-1100 meter og ble funnet av Hydro i 1997. Det er det nest største gassfeltet i Norge (Bryn et al., 2005). Feltet har en utstrekning på ca. 350 km², det er ca. 40 km langt og 8-10 km bredt (Figur 1). Reservoar sandsteinene er omtrent 50 meter tykke. Feltet inneholder gass og noe kondensat (Shell, 2007). Produksjonen av feltet startet i 2007 og utvinnbar volum gass er estimert til å være ca. 381 Milliarder Sm³ (Solheim et al., 2005b; NPD, 2009).

Reservoaret består av turbidittiske sandsteiner fra sen Kritt og tidlig Paleocen og er avsatt som en sandrik marin vifte (Smith and Möller, 2003).

1.5.2 Polygonale forkastninger

Ormen Lange feltet er det første eksempelet som er beskrevet hvor polygonale forkastninger fullstendig gjennomtrenger, deformerer og påvirker et hydrokarbonfylt sandsteins reservoar. Tilstedeværelsen av forkastningene har stor innvirkning på produksjonsforholdene og på fluidmigrasjonen fra reservoaret (Stuevold et al., 2003).

Stuevold et al, (2003) beskriver to separate "tiers", i studieområdet. Forkastningene i "tier" 1. er plane eller svakt listriske (Figur 4). De har oppstått i de finkornige mud-avsetningene i sen-Kritt, gjennomtrenger reservoaret i Vaaleformasjonen og dør ut ved topp Balderformasjonen. Forkastningene i "tier" 2. er svakt til sterkt listriske og strekker seg fra topp Balder nivå, gjennomtrenger Opal CT horisonten og dør ut i Kaiformasjonen (Figur 4) (Stuevold et al., 2003).

1.5.3 Storeggaraset

Storegga raset har vært kjent siden 1970 tallet og er ett av de største rasene som er oppdaget (Bugge, 1983). Raset skjedde for omtrent 8200 år siden og flyttet mellom 2500 og 3500 km³ sedimenter fra ras arret (Haflidason et al., 2005). Raset dannet en enorm tsunami som slo 10-12 meter (vertikalt) innover vestkysten av Norge, 4-6 meter på Skottland, 20-30 meter på Shetland og over 10 meter på Færøyene (Bondevik et al., 2005). Det finnes flere årsaker til viktigheten av å forstå slike store ras; 1. Det har blitt en økende interesse for naturressurser i dypvanns områder hvor slike ustabiliteter på skråningen forekommer. 2. Slike rasprosesser påvirker den stratigrafiske utviklingen av marginer og 3. Som nevnt over er det viktig å forstå slike prosesser med tanke på geofarar, som tsunamier, generert av marine utrasninger (Bondevik et al., 2005). 4. I tillegg til punkt 1-3, vil en utrasning av slike store mengder sedimenter ha en stor innvirkning på de fysiske egenskapene til sedimentene og fluidene under, da både trykk og temperaturforholdene vil endre seg drastisk og plutselig.

2. Seismiske data og metoder

2.1 Seismisk datagrunnlag, kvalitet og innsamlingsparametere

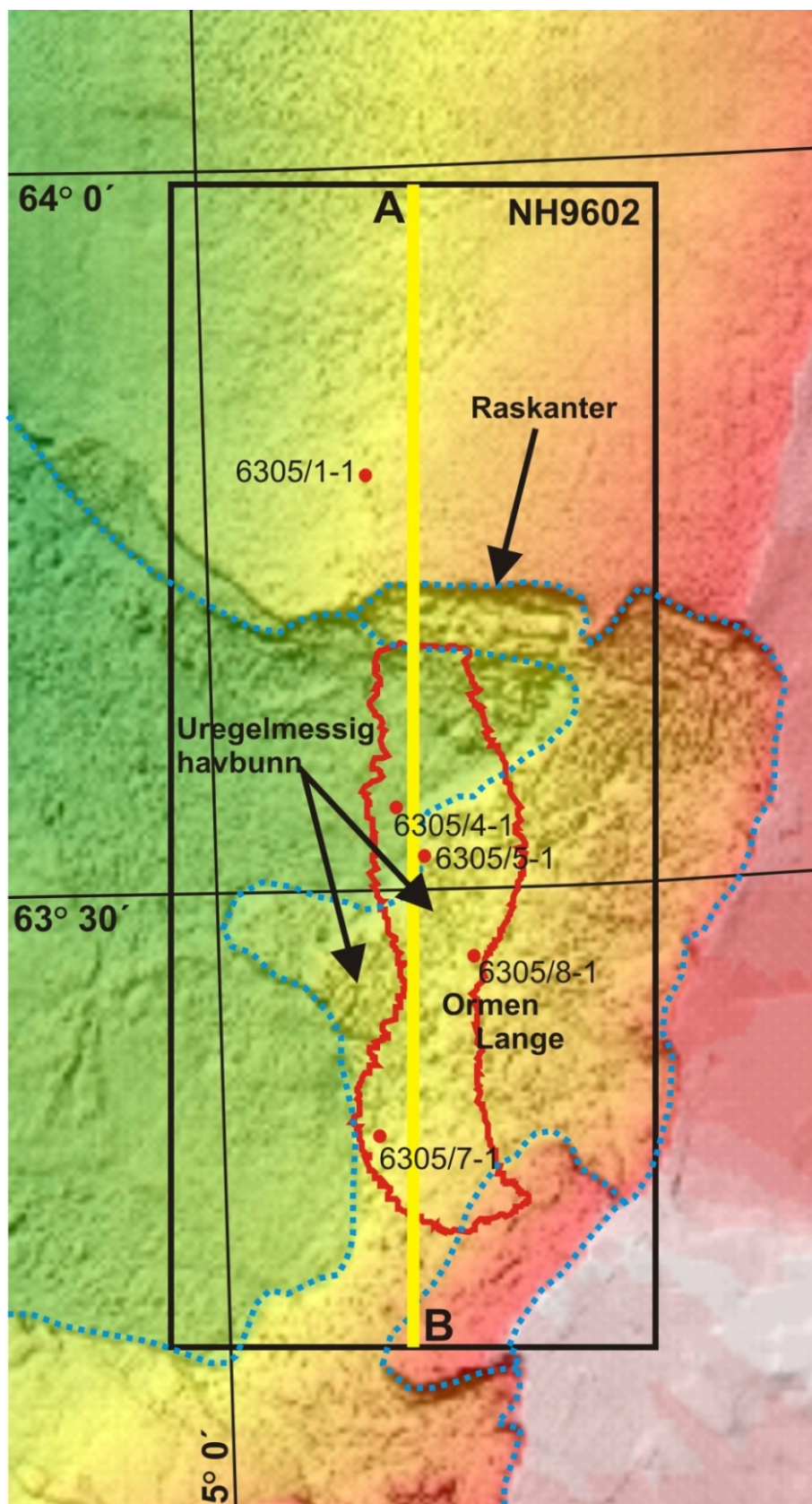
Det 3D seismiske datasettet NH9602 er lokalisert over Storeggaraset på den midtnorske marginen og dekker Ormen Lange gassfeltet (Figur 17). Det har en utstrekning på 2460.9 km² og danner grunnlaget for den seismiske tolkningen i studieområdet.

Havbunns morfologien i området er sterkt preget av bratte raskanter, rassedimenter og er særdeles uregelmessig batymetrisk (Figur 12 og Figur 18). Dette medfører at vanddyppet øker eller minker relativt kraftig over korte distanser lateralt, noe som forårsaker hastighetsforstyrrelser i datasettet (Figur 18).

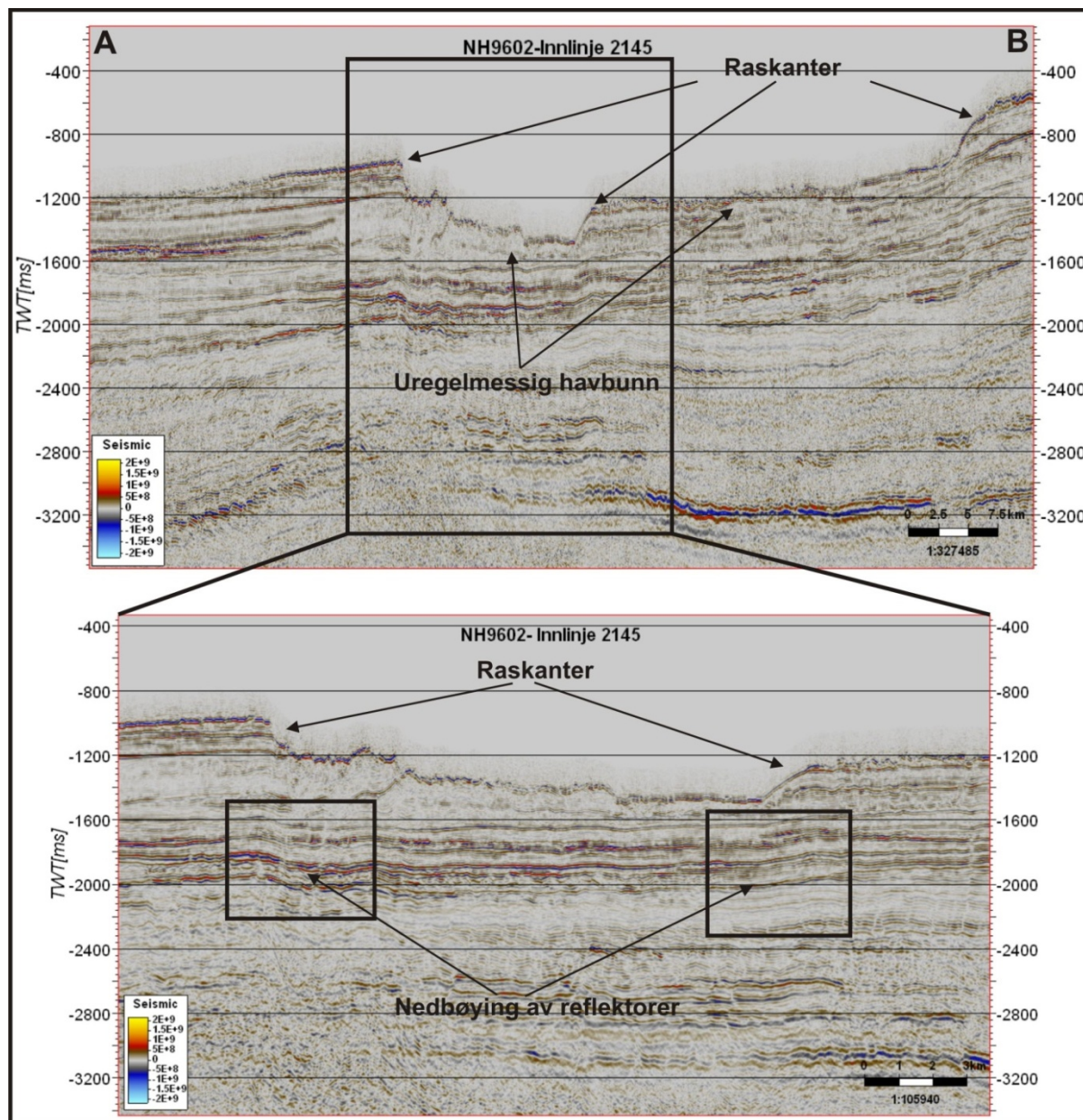
Den uregelmessige havbunnen medfører også at multipler fra selve havbunnen, eller diffraksjonsmultipler fra havbunnen gjør det vanskelig å skille mellom reelle strukturer og artefakter i datasettet.

Sammen med problemene relatert til havbunns morfologien, skaper grunn gass i sedimentene av Miocen og Pliocen alder, en drastisk degradering av signalet og en reduksjon i signal til støy forholdet (signal-to-noise ratio) samt en reduksjon i frekvensspekteret i store områder av datasettet (Figur 19).

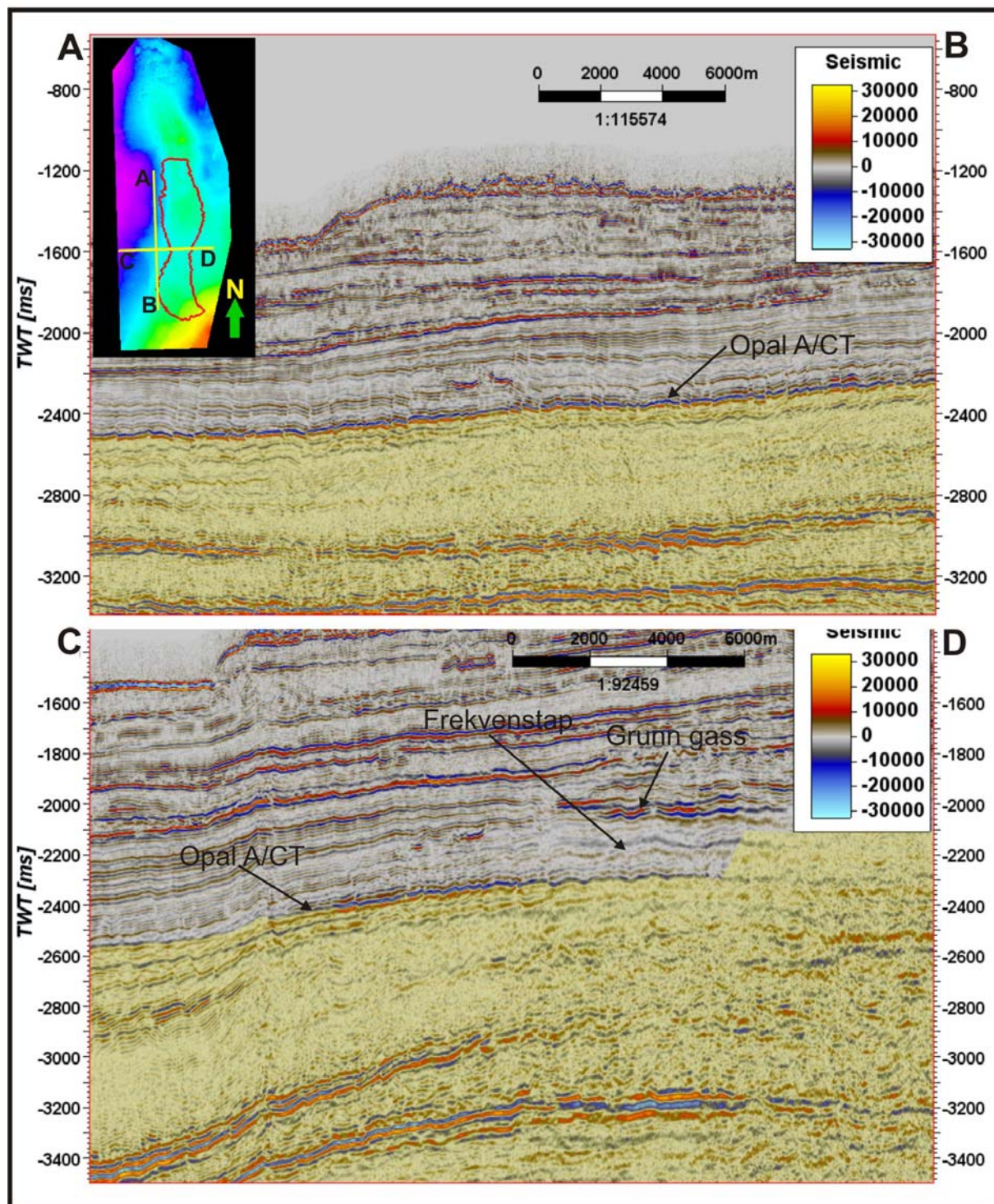
Hastighetsforstyrrelsene i det 3D seismiske datasettet NH9602 opptrer i hele intervallet. Støyen er først og fremst et problem i intervallet mellom reservoaret og Opal A/CT reflektoren, hvor den skaper problemer for den geofysiske billedliggjøringen av dataene og dermed også for den seismiske tolkningen av dataene (Figur 19). Det har derfor vært vanskelig å tolke i intervallet mellom reservoaret og Opal A/CT reflektoren (Figur 19) og tolkningen som er utført her er preget av usikkerhet. I forbindelse med denne usikkerheten ble den seismiske innlinjen 1866 fra en umigrert versjon av det 3D seismiske datasettet NH9602 lastet inn i Landmarks seismiske prosesserings programvare Promax. Her ble forskjellige intervall hastigheter anvendt for å sammenligne resultatene av dette med den ferdig migrerte versjonen av datasettet.



Figur 17: Batymetrisk kart over et utsnitt av Storeggaraset. Det går tydelig frem at havbunnene i rasarret er særdeles uregelmessig. Datasettet NH9602 er vist med svart boks og omrisset av Ormen Lange feltet i rødt. De blå stiplede linjene viser raskanter. Den gule linjen A-B representerer den seismiske innlinjen 2145 (Figur 18). De røde prikkene representerer brønnlokaliteter (Tabell 2).



Figur 18: Øverste bilde: Seismisk innlinje 2145 (den gule linjen A-B i Figur 17) viser at det er store dybde forskjeller ved raskantene, og at havbunnen er særdeles uregelmessig. Nederste bilde: Et utsnitt av den seismiske innlinjen 2145 viser den plutselige forandringen i havdypet over raskantene som skaper hastighetsforstyrrelser i datasettet. Dette kan observeres ved at reflektorene under raskantene (svarte bokser) tydelig bøyer nedover der vandypet øker over raskantene.

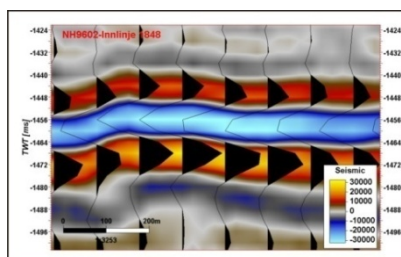


Figur 19: Øverste bilde: Den seismiske linjen A-B (fra innsatt bilde) med Opal A/CT reflektoren markert. Det kan observeres en degradering av signalet og en reduksjon i signal til støy forholdet samt en reduksjon i frekvensspekteret i intervallet under Opal A/CT reflektoren (markert med gult). Nederste bilde: Den seismiske linjen C-D (fra det innsatte bilde i det øverste bildet) med Opal A/CT reflektoren markert. Det kan også her observeres at det skjer en degradering av signalet og en reduksjon i signal til støy forholdet samt en reduksjon i frekvensspekteret i intervallet under Opal A/CT reflektoren (markert med gult) og under den grunne gassen (markert med pil). Det kan også observeres hvordan den seismiske energien blir spredd som følge av at det er gass i sedimentene. Innsatt bilde: Opal A/CT tidsflaten med Ormen Lange feltet og de seismiske linjene A-B og C-D markert.

Det 3D seismiske datasettet NH9602 er samlet inn, i juni-desember i 1996 og i november-oktober i 1997, av PGS Exploration A/S for Norsk Hydro A/S. Datasettet ble innsamlet ved bruk av seks ”streamere” med 512 kanaler hver som gir en ”stacking fold” på 39. Prosesseringen innebar ”deterministic minimum-phase signature deconvolution”, ”multiple attenuation”, ”true-amplitude recovery”, ”3D DMO stacking”, ”FX deconvolution”, ”FD migration”, ”time-variant filtering” og ”AGC scaling” (Dokumentert av Bunz et al., 2005).

Datasettet er prosessert med en nullfase puls som består av et sentralt traue eller topp med 2 sideløber av motsatt fortegn. En økning i akustisk impedans (AI; havbunn) er vist som et blått traue med to røde sideløber (SEG reversert polaritet) (Figur 20).

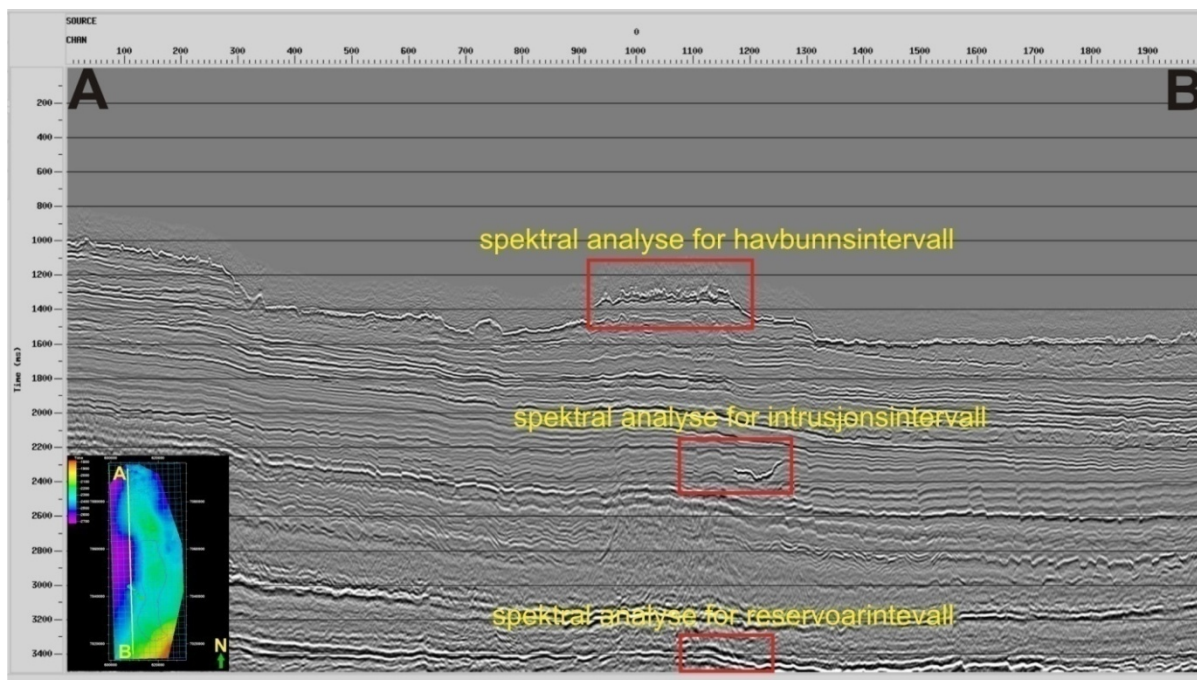
Dominerende frekvenser for datasettet er undersøkt ved spektralanalyse, av utvalgte intervaller på Innlinje 1841 og er utført i Landmarks seismiske prosesseringsprogram Promax. Tre Spektralanalyser er utført; den første analysen tar for seg det stratigrafiske intervallet like under havbunnen, den andre tar for seg det stratigrafiske intervallet hvor de studerte strukturerne forekommer og den tredje analysen tar for seg det stratigrafiske intervallet rundt gassreservoaret (Figur 21). Resultatene fra disse spektralanalysene er vist i Tabell 1 og Figur 22.



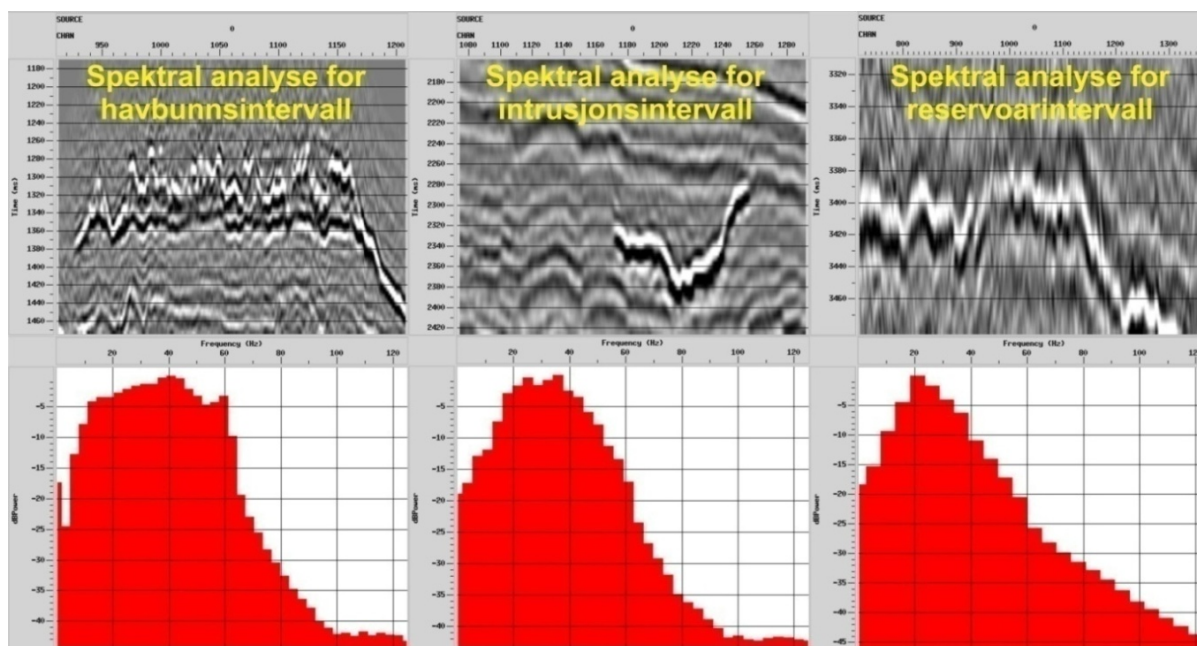
Figur 20: Det seismiske datasettet NH9602 er prosessert med en nullfase puls som består av et sentralt traue eller topp med 2 sideløber av motsatt fortegn. En økning i akustisk impedans (AI) er vist som et blått traue med to røde sideløber (SEG reversert polaritet)

Intervall	Dominerende frekvens	Frekvensspekter ved dB -5
A. Havbunnsintervallet	40 Hz	10-60 Hz
B. Intrusjonsintervallet	35 Hz	15-45 Hz
C. Reservoarintervallet	20 Hz	10-35 Hz

Tabell 1: Viser dominerende frekvens og frekvensspekter ved dB -5 for de analyserte stratigrafiske intervallene (Figur 21). De respektive frekvensspekterene er vist i Figur 22.



Figur 21: Innlinje 1841 vist i Landmarks seismiske prosesseringsprogram Promax er brukt til å utføre tre spektral analyser; en for havbunnsintervallet, en for intrusjonsintervallet og en for reservoarintervallet. Innsatt bilde: Opal A/CT tidsflaten med den seismiske linjen 1841 vist.



Figur 22: Tre spektral analyser er utført på Innlinje 1841(Figur 21). Havbunnsintervallet har en dominerende frekvens på 40 Hz, Intrusjonsintervallet har en dominerende frekvens på 35 Hz og Reservoarintervallet har en dominerende frekvens på 20 Hz (Tabell 1).

Innenfor NH9602 datasettet er det boret fem letebrønner (Tabell 2). Disse brønnene har blitt brukt til å korrelere stratigrafien i studieområdet, samt at de har blitt brukt til å finne seismiske hastigheter på forskjellige stratigrafiske intervaller (

Tabell 3). Ingen av brønnene penetrerer de studerte strukturene i studieområdet.

Brønn navn / dybde(MD)	UTM koordinater	UTM sone	Seismisk lokasjon NH9602
6305/1-1 / 4560 m	N:7075028.48 E:611981.31	31	INLINE 2016 X-LINE 6916
6305/4-1 / 2975 m	N: 7051501.85 E: 614148.32	31	INLINE 4152 X-LINE 5028
6305/5-1 / 3053 m	N: 7048160.15 E: 616189.14	31	INLINE 2153 X-LINE 4757
6305/7-1 / 3377 m	N: 7028228.30 E: 613145.72	31	INLINE 2009 X-LINE 3170
6305/8-1 / 3175 m	N: 7041085.11 E: 619767.97	31	INLINE 2288 X-LINE 4182

Tabell 2: Oversikt over lokasjonene og dybden (MD) til de fem letebrønnene innenfor datasettet NH9602 (Figur 12).

Tabell 3: ”Sonic” hastigheter fra Brønn 6305/7-1

Dyp i ms	Hastighet i m/s
-1152 - havbunnsintervall	1480
-2020 - Intrusjonsintervall	2051.5
-3160 – Reservoarintervall	2773.6

2.2 Seismisk oppløsning

Seismisk oppløsning er relatert til hvor nære to enheter (reflektorer/lag), i seismikken, kan være hverandre og likevel bli sett som to individuelle enheter. Det skilles mellom to typer av seismisk oppløsning; vertikal og horisontal oppløsning som begge er avhengig av signalets frekvensspekter, bølgelengde og hastighet. Seismiske bølge hastigheter i undergrunnen varierer fra ca. 2000m/s til over 5000m/s og øker med dypet. Dette grunnet økt kompaksjon som følge av overlaging og begravning. Samtidig varierer signalets dominerende frekvens mellom ca. 50 til 20 Hz og reduseres med dypet på grunn av frekvensselektiv absorpsjon. En typisk seismisk bølgelengde varierer mellom 40 til 250 m og øker med dypet som medfører at den seismiske oppløsningen blir redusert med dypet (Brown, 1999; Yilmaz, 2001).

2.2.1 Vertikal oppløsning

Vanligvis blir den vertikale oppløsningen oppgitt til å være $\frac{1}{4}$ dominerende bølgelengde (λ). Når lagene i en lagpakke blir tynnere enn det vil refleksjonen fra toppen og bunnen på et lag følge så tett etter hverandre at de ikke kan skilles fra hverandre og ses som en refleksjon. $\frac{1}{4} \lambda$ er kun en teoretisk tilnærming til den vertikale oppløsningen da støynivået i dataene også er med på å bestemme oppløsningen og den praktiske vertikale oppløsningen kan i virkeligheten være mellom $\frac{1}{2} - \frac{1}{3} \lambda$. Den seismiske oppdagelses tykkelsen er som regel $\frac{1}{30} \lambda$ (Rafaelsen, 2000; Yilmaz, 2001; Huuse et al., 2007).

Når vertikal oppløsning omtales i oppgaven vil det bli referert til den teoretiske tilnærmingen. Denne vertikale oppløsningen er regnet ut for tre intervaller:

1. Havbunnsintervallet:

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{1480 \text{ m/s}}{40 \text{ Hz}} = 37 \text{ m} \qquad \frac{1}{4} \lambda = \frac{1}{4} \times 37 \text{ m} = \mathbf{9.25 \text{ m}}$$

2. Intrusjonsintervallet:

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{2051.5 \text{ m/s}}{35 \text{ Hz}} = 58.6 \text{ m} \qquad \frac{1}{4} \lambda = \frac{1}{4} \times 58.6 \text{ m} = \mathbf{14.7 \text{ m}}$$

3. Reservoarintervallet:

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{2773.6 \text{ m/s}}{20 \text{ Hz}} = 138.7 \text{ m} \qquad \frac{1}{4} \lambda = \frac{1}{4} \times 138.7 \text{ m} = \mathbf{34.7 \text{ m}}$$

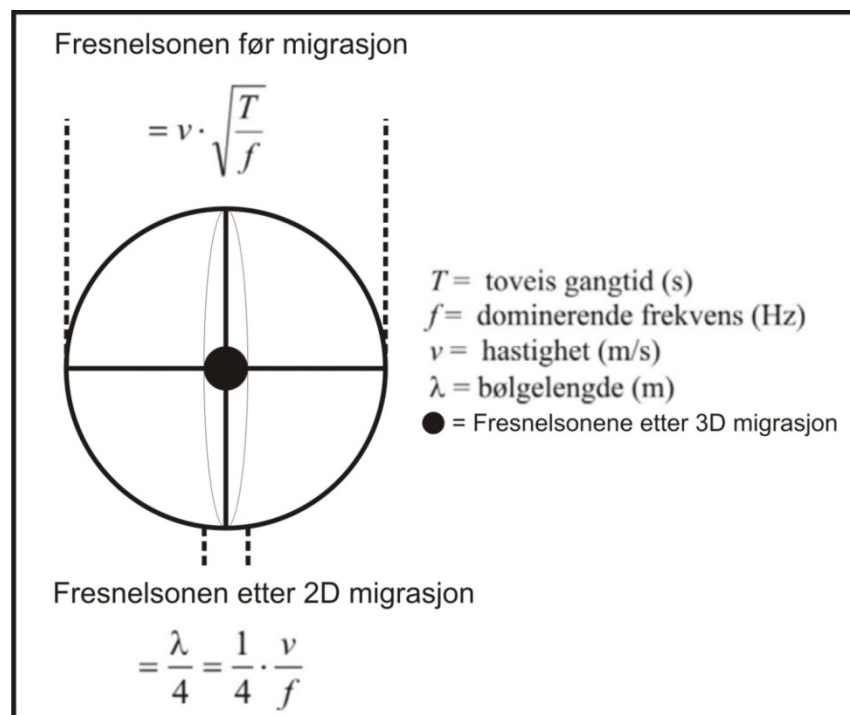
λ = Bølgelengde i m

v = Hastighet i sedimentene i m/s

f = Dominerende frekvens i Hz

2.2.2 Horizontal oppløsning

Horisontal oppløsning av umigrerte seismiske data er bestemt av Fresnelsonen (Figur 23). For å kunne skille laterale elementer fra hverandre i seismikken må elementene være større enn en Fresnelsonen. Det vil i praksis si at to elementer som faller innenfor radiusen til Fresnelsonen ikke vil kunne ses i seismikken. Fresnelsonen er avhengig av signalets bølgelengde og dermed også av frekvensen. Dette betyr at hvis frekvensen øker vil radiusen til Fresnelsonen minke og oppløsningen øke, men hvis frekvensen reduseres vil radiusen til Fresnelsonen øke og oppløsningen reduseres. Dermed vil radiusen til Fresnelsonen være et mål på horisontal oppløsning. Siden Fresnelsonen også er avhengig av signalets hastighet og hastigheten øker med dypet vil Fresnelsonen øke med dypet og oppløsningen reduseres (Yilmaz, 2001).



Figur 23: Figuren viser Fresnelsonen umigrert (stor sirkel), 2D migrert (oval ellipse) og 3D migrert (sort sirkel) (Modifisert etter Brown, 1999).

Migrasjon av 3D seismiske data er en prosess som kolliderer diffraksjoner tilbake til opprinnelsepunktet, noe som vil medføre at radiusen til Fresnelsonen reduseres og den horisontale oppløsningen vil øke. Forskjellige former for migrasjon brukes på denne måten aktivt for å øke den horisontale oppløsningen. Hvis dataene blir migrert helt perfekt vil diameteren til Fresnelsonen være $\frac{1}{4} \lambda$, men i praksis vil diameteren være mye større (Yilmaz, 2001).

Den horisontale oppløsningen er regnet ut for tre intervaller:

1. Havbunnsintervallet:

$$\text{Fresnelsonen før migrasjon: } F = v \sqrt{\frac{T}{f}} = 1480 \text{ m/s} \times \sqrt{\frac{1.152 \text{ s}}{45 \text{ Hz}}} = 236.8 \text{ m}$$

$$\text{Fresnelsonen etter 3D migrasjon: } F_m = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4F} = \frac{1480 \text{ m/s}}{4 \times 45 \text{ Hz}} = \mathbf{8.22 \text{ m}}$$

2. Intrusjonsintervallet:

$$\text{Fresnelsonen før migrasjon: } F = v \sqrt{\frac{T}{f}} = 2051.5 \text{ m/s} \times \sqrt{\frac{2.02 \text{ s}}{35 \text{ Hz}}} = 492.85 \text{ m}$$

$$\text{Fresnelsonen etter 3D migrasjon: } F_m = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4F} = \frac{2051.5 \text{ m/s}}{4 \times 35 \text{ Hz}} = \mathbf{14.7 \text{ m}}$$

3. Reservoarintervallet:

$$\text{Fresnelsonen før migrasjon: } F = v \sqrt{\frac{T}{f}} = 2773.6 \text{ m/s} \times \sqrt{\frac{3.16 \text{ s}}{20 \text{ Hz}}} = 1102.5 \text{ m}$$

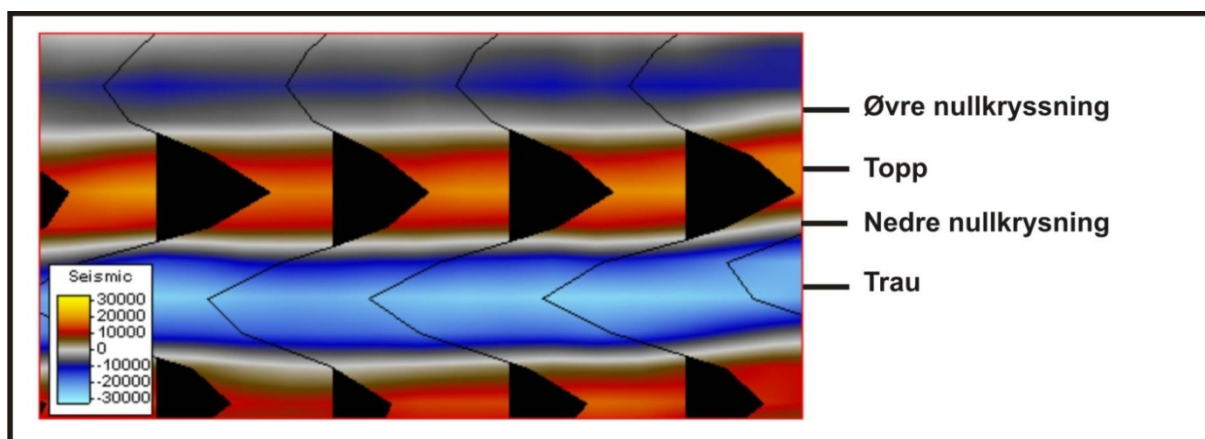
$$\text{Fresnelsonen etter 3D migrasjon: } F_m = \frac{\lambda}{4} = \frac{v}{4F} = \frac{2773.6 \text{ m/s}}{4 \times 20 \text{ Hz}} = \mathbf{34.7 \text{ m}}$$

2.3 Det seismiske tolkningsverktøyet Petrel

Det seismiske tolkningsprogrammet Petrel inneholder et bibliotek med over 40 forskjellige seismiske ”single” og ”multi” trase attributter som kan brukes til å vise eller tolke de 3D seismiske dataene. Ved å generere forskjellige attributtkuber kan man forsterke og trekke ut geologisk informasjon, direkte fra attributtkuber, som ikke er mulig å få til på tradisjonell 2D seismikk. Herunder vil det bli gitt en kort presentasjon av de forskjellige funksjoner og attributter som er blitt brukt til å tolke og visualisere de seismiske dataene i 3D datasettet NH9602. Informasjonen er hentet fra Petrel bruker manualer og den nettbaserte brukermanualen i programmet (Daber et al., 2007; Schlumberger, 2007).

2.3.1 Tolkning av 3D seismiske data

Ved tolkning av seismiske horisonter er ”Seismic Interpretation” prosessen brukt. Det første man må gjøre er å opprette en seismisk horisont og sette parametrene for den videre tolkningen. Her bestemmes hvilken del av signalet det skal tolkes på; Trau eller Topp, øvre nullkryssing eller nedre nullkryssing (Figur 24). For at tolkningen skal bli så presis som mulig, må også de ulike parametrene, stilles inn her. Hvilke parametre som skal brukes avhenger av det strukturelle mønsteret den aktuelle reflektoren har. De ulike parametrene vil ikke bli beskrevet i detalj men all informasjon kan finnes i brukermanualen og den nettbaserte hjelp funksjonen (Schlumberger, 2007).



Figur 24: Signalets henholdsvis Topp og Trau og øvre og nedre nullkryssning er definert. Topp er rød, Trau er blå og nullkryssing er hvit.

Videre kan det velges mellom manuell og automatisk tolkning. Ved manuell tolkning velger du helt fritt hvor du tolker horisonten, mens ved automatisk tolkning blir parametrene som er gitt styrende for hvor horisonten tolkes.

Det er tre ulike autotolknings funksjoner;

”Guided autotracking”: her styrer du selv hvor du vil legge tolkningen, men programmet hjelper deg, ved å bruke parameterinnstillingene, til å tolke riktig.

”2D autotracking”: her plukker du ett punkt på den reflektoren du vil tolke og programmet tolker videre i for deg, ved hjelp av de satte parametrene, men det tolker kun på den 2D linjen du har gjort plukket på.

”3D autotracking): Her brukes samme fremgangsmåte som for ”2D autotracking”, men programmet tolker ut i 3 Dimensjoner (Schlumberger, 2007).

2.3.2 Seismiske attributter som er anvendt

”*Structural smoothing*”: Er en glatting av ”input” signalet ledet av den lokale strukturen for å øke kontinuiteten av seismiske reflektorer. ”*Structural smoothing*” blir brukt for å fjerne støy og gjør reflektorer mer kontinuerlige og lettere å tolke.

”*Structural smoothing*” kan også brukes til å ”lyse opp” ”flat spots” i det seismiske volumet (Schlumberger, 2007).

RMS seismisk amplitude: kalkulerer kvadratroten av integralet til den kvadratiske seismiske amplituden, delt på antall prøver (”samples”), for hver trase innenfor det definerte volumet, og viser verdien til den korresponderende gridcellen. *RMS* amplituden måler refleksiviteten innenfor et gitt tidsvindu, og indikerer isolerte eller ekstreme amplitudeanomali. Brukes til å spore litologiske forandringer som deltakanaler eller gassholdig sand (Schlumberger, 2007).

3. Resultater

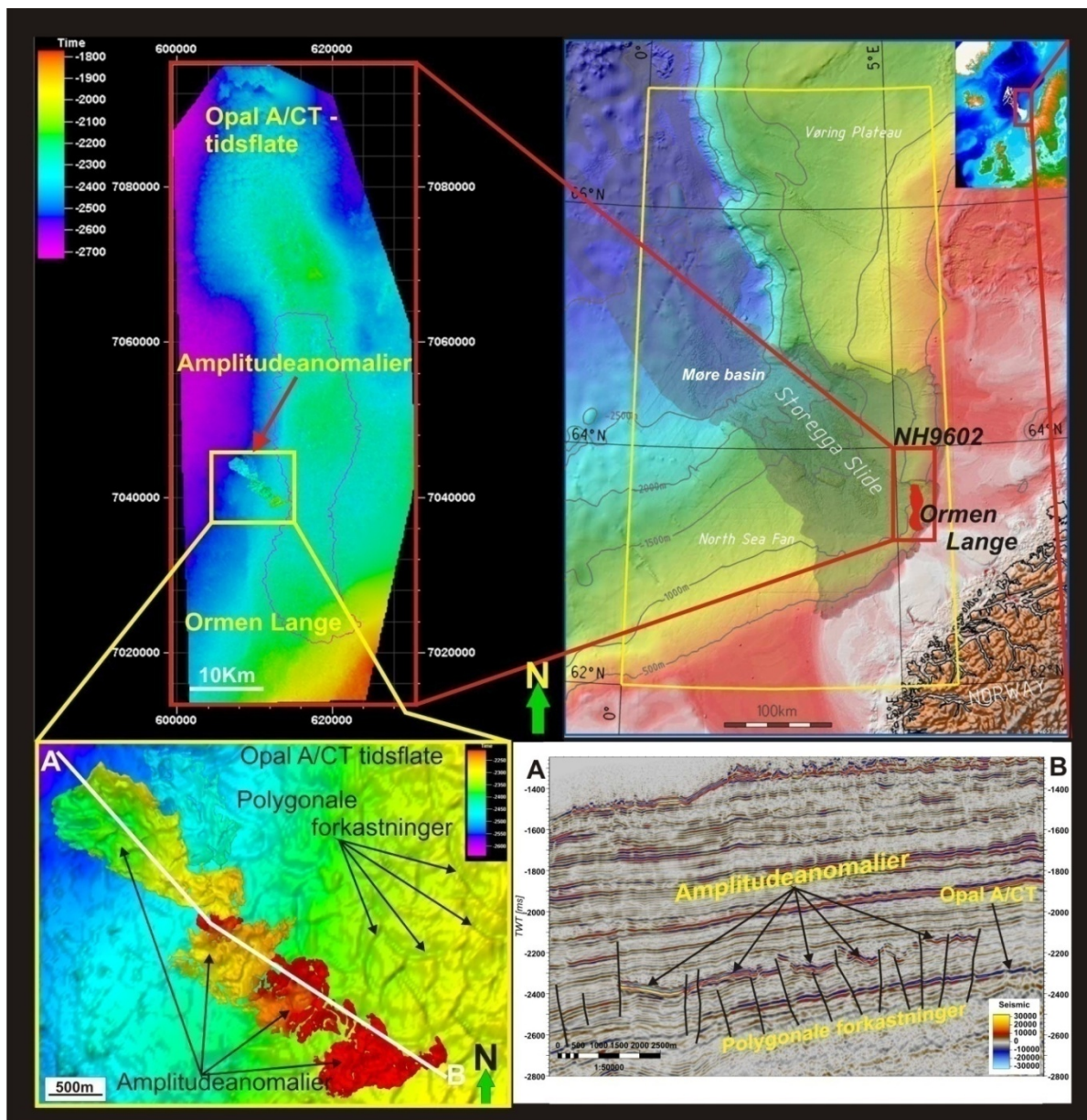
3.1 Seismisk tolkning og visualisering av intrusjonsstrukturer

Arbeidet som presenteres er et resultat av tolkning utført på det 3D seismiske datasettet NH9602. Under dette arbeidet ble det oppdaget ett sett av sammenhengende høyamplitudeanomalier som kutter gjennom de sterk polygonalt forkastede biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen av Oligocen alder (Figur 25).

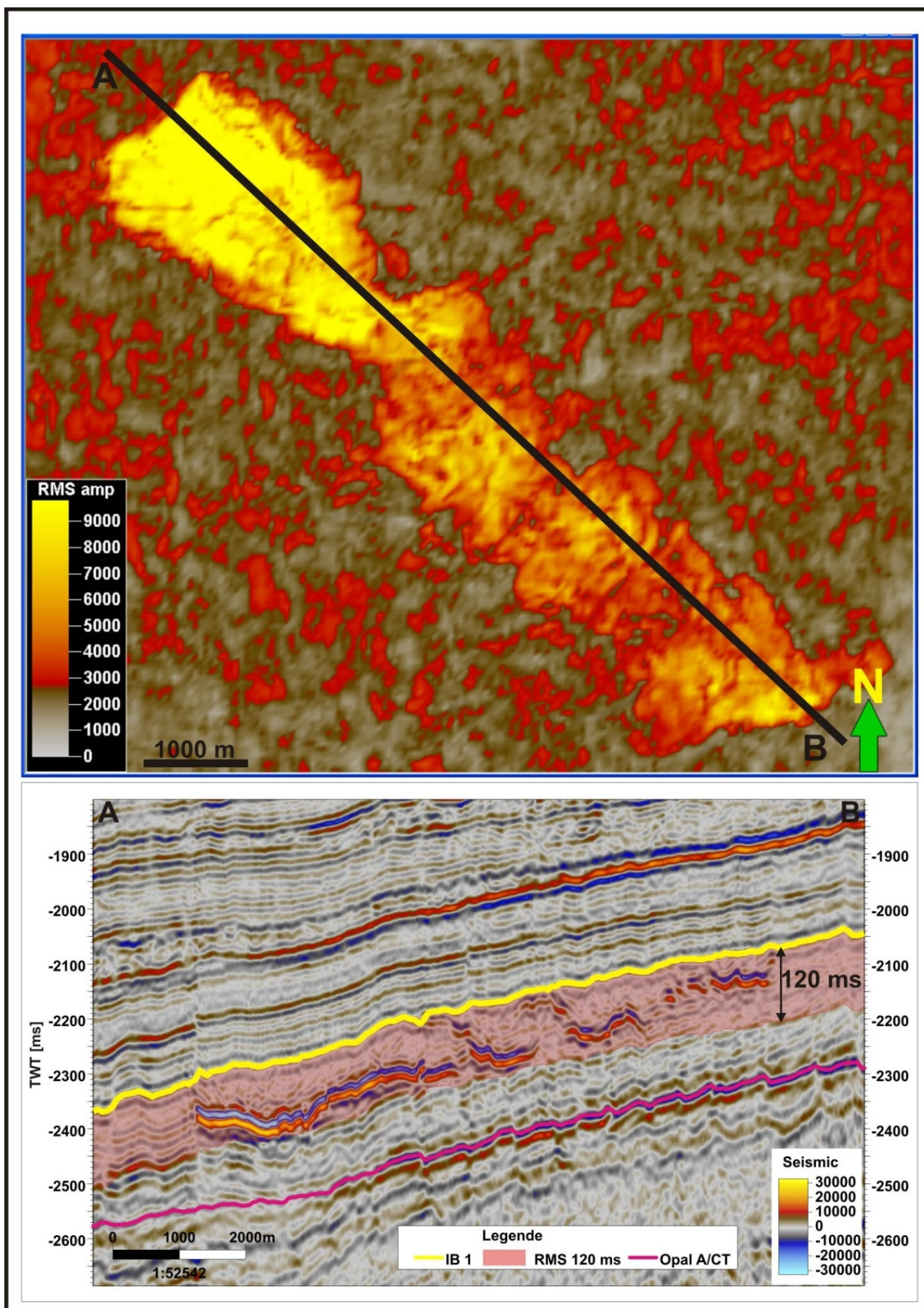
Amplitudeanomaliene er lokalisert på vest flanken av Ormen Lange Domen i forbindelse med Opal A/CT reflektoren (Figur 25). Et RMS amplitude kart viser tydelig utstrekningen av disse amplitudeanomaliene (Figur 26).

Disse høyamplitudeanomaliene har klare likhetstrekk med det som i litteraturen beskrives som intrusjonsstrukturer (Jolly and Lonergan, 2002; Huuse et al., 2003; Huuse et al., 2004; Davies et al., 2006; Huuse et al., 2007). For enkelhets skyld vil disse amplitudeanomaliene bli benevnt som intrusjonsstrukturer (forkortelse = IS). Hvorvidt disse anomaliene er intrusjonsstrukturer, eller noe annet vil bli diskutert i diskusjonskapittelet (Kap 4).

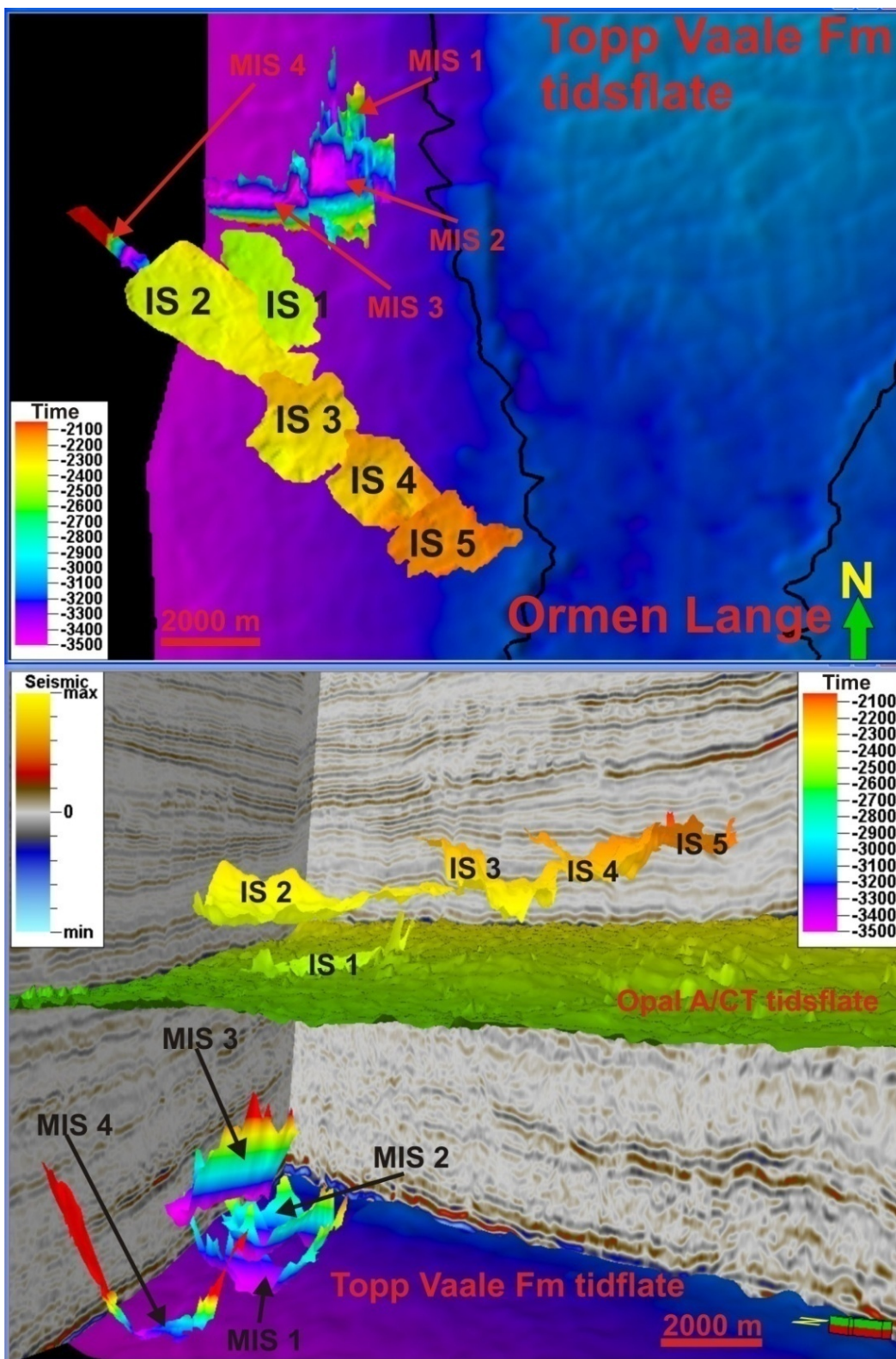
For å undersøke opphav og årsak til IS har disse blitt kartlagt ved tolkning og bruk av forskjellige attributter (RMS amplitude og "Structural smoothing"). I Bryggeformasjonen er det kartlagt fem sammenhengende intrusjonsstrukturer kalt IS 1-5 (Figur 27). Ved videre gjennomgang av datasettet ble det også observert andre strukturer som kutter gjennom stratigrafien (stratigrafi vist i Figur 28) i Rogalandgruppen (Figur 30). Et utvalg av disse er også tolket, og vil videre bli benevnt som mulige intrusjonsstrukturer eller som MIS 1-4 (Figur 27). Disse strukturene er ikke like klare refleksjoner som intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen og befinner seg i intervallet mellom reservoaret og Opal A/CT reflektoren som er preget av mye støy (Figur 19), noe som gjør tolkningen av disse vanskelig.



Figur 25: *Oppe til høyre*: Batymetrisk kart over Storegga på den midnorske marginen med Ormen Lange og 3D datasettet NH9602 vist i rødt. *Oppe til venstre*: 3D datasettet NH9602 med tidsflaten Opal A/CT vist. I den gule boksen er lokaliteten til de kartlagte amplitudeanomaliene. *Nede til venstre*: (Utsnitt av den gule boksen i bildet oppe til venstre). Tidskartet viser hvordan de kartlagte amplitudeanomaliene er lokalisert i forhold til Opal A/CT tidsflaten. På Opal A/CT tidsflaten kan polygonale forkastninger oppserveres som bøyde furer i flaten. *Nede til høyre*: Den seismiske linjen A-B (hvite linjen) viser hvordan amplitudeanomaliene kutter gjennom stratigrafien i de polygonalt forkastede biogene silikasedimentene i Oligocen Bryggeformasjonen.



Figur 26: Øverste bilde: RMS amplitudekartet over de kartlagte intrusjonsstrukturene, viser tydelig intrusjonsstrukturenes utstrekning. Den svarte linjen A-B representerer den seismiske linjen A-B i det nederste bilde. Nederste bilde: Den gule reflektoren er IB 1 (Intra Brygge 1). RMS amplitudekartet er beregnet med et vindu på 120 ms (ms = forkortelse for millisekund i toveis gangtid) (Det gjennomsiktige røde området). Den rosa horisonten er Opal A/CT reflektoren.



Figur 27: Øverste bilde: Dybdekart over den tolkede tidsflaten topp Vaale med omrisset av Ormen Lange gassfelt (markert i svart) viser (fra dypest til grunnest) de mulige intrusjonsstrukturene i Rogalandgruppen: MIS 1-4 og Intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen: IS 1-5. Nederste bilde: Den seismiske innlinjen 2058 og den seismiske krysslinjen 1363, topp Vaaleformasjonen og Opal A/CT tidsflatene, de mulige intrusjonsstrukturene i Rogalandgruppen: MIS 1-4 og intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen: IS 1-5 (stratigrafi vist i Figur 28).

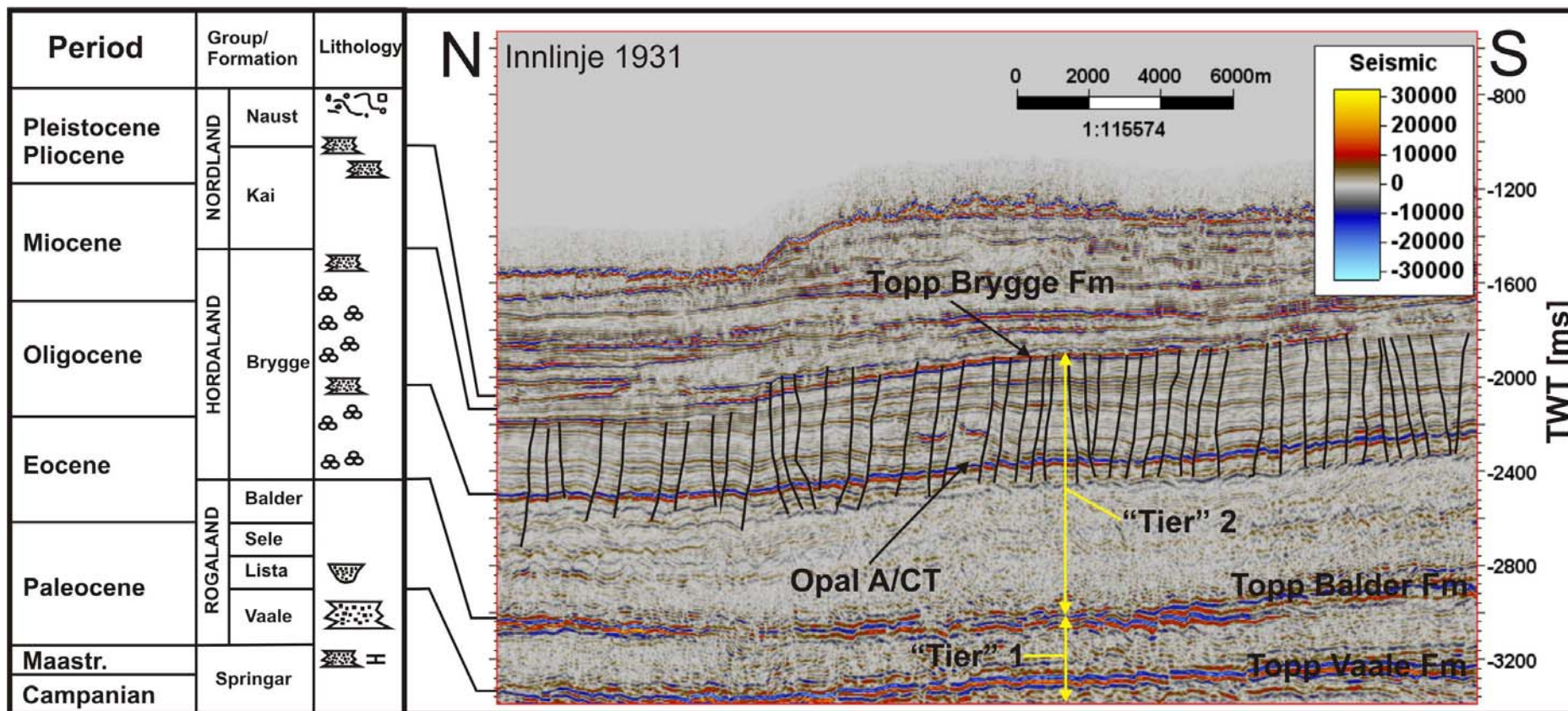
3.1.1 Intrusjonsstrukturer

3.1.1.1 Intrusjonsstrukturer og polygonale forkastninger

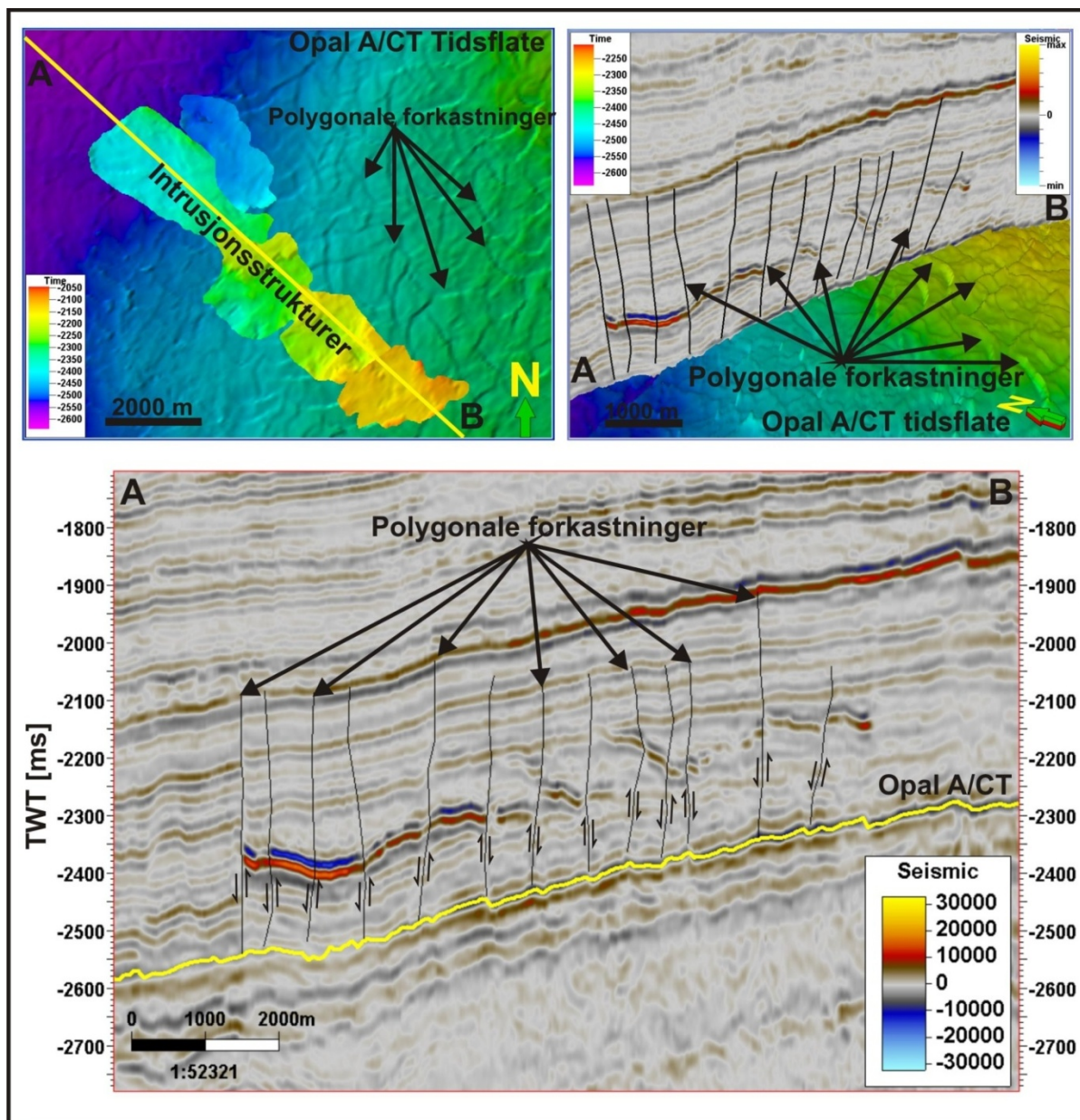
De polygonale forkastningene i ”tier” 2 (Figur 4) er til stede i hele studieområdet og påvirker både de biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen og de kartlagte intrusjonsstrukturene. I følge Stuevold et al., (2003) er forkastningene i ”tier” 1 (Figur 4) plane til mildt listriske i forhold til forkastningene i ”tier” 2 som ofte er sterkt listriske og da spesielt nær bunnen av ”tier” 2. Forkastningene i ”tier” 2 heller fortrinnsvis i en østlig og sydlig retning. Forkastningene i ”tier” 2 kommer tydeligst frem, på seismikken, i de biogene silikasedimentene over Opal A/CT reflektoren i Bryggeformasjonen (Figur 28).

I området rundt intrusjonsstrukturene er forkastningene litt vanskeligere å observere enn ved samme stratigrafiske intervall andre steder i datasettet.

Figur 29 viser et utvalg av tolkede polygonale forkastninger som går gjennom intrusjonsstrukturene og det kan observeres at refleksjonene til intrusjonsstrukturene flere steder er forkastet. Det karakteristiske polygonale mønsteret som dannes i kartbildet av polygonale forkastninger kommer tydelig frem på Opal A/CT tidsflaten og det kan også observeres at helningene til noen av forkastningsplanene vises på tidsflaten (Figur 29).



Figur 28: Den seismiske innlinjen 1931 med stratigrafien vist. De polygonale forkastningene er tydelige mellom Opal A/CT reflektoren og topp Bryggeformasjonen i "tier" 2 (Figur 4) og mer uklare mellom topp Vaale og Opal A/CT reflektoren i "tier" 1 og nedre del av "tier" 2 (Figur 4).



Figur 29: *Oppe til venstre:* Opal A/CT tidsflaten, polygonale forkastninger og IS 1-5 (med orienteringen til den seismiske linjen A-B). Det polygonale mønsteret som dannes av polygonale forkastninger kan observeres på Opal A/CT tidsflaten. *Oppe til høyre:* Opal A/CT tidsflaten og polygonale forkastninger sammen med den seismiske linjen A-B. På den seismiske linjen A-B oppe til høyre: vises refleksjonene til intrusjonsstrukturene (høy amplitude) som er forkastet av de polygonale forkastningene. På Opal A/CT tidsflaten kan det polygonale mønsteret observeres og noen forkastningsplan er også synlige. *Nederste bilde:* Den seismiske linjen A-B med den tolkede Opal A/CT horisonten vist i gult. De polygonale forkastningene kan følges gjennom intrusjonsstrukturene og det kan også her observeres at intrusjonsstrukturene er forkastet.

3.1.1.2 Intrusjonsstrukturer i Rogalandgruppen

I Rogalandgruppen kan det observeres mange svake refleksjoner som krysser diskordant opp gjennom stratigrafien (Figur 30). Grunnet den uregelmessige havbunnen og mye gass i sedimentene, er det mye støy i dette intervallet. Dette medfører at det oppstår multipler og diffraksjoner som gjør det vanskelig å skille mellom reelle strukturer og artefakter.

Et utvalg av refleksjonene som krysser diskordant gjennom stratigrafien har allikevel blitt forsøkt tolket og har blitt benevnt MIS 1-4 (Figur 27).

De tolkede strukturerne i Rogalandgruppen har en samlet arealutbredelse på 9.8 km² og varierer i vertikalutbredelse fra -3358 ms til -2781 ms.

Den seismiske signaturen fra disse strukturerne er av en slik karakter at det ikke har blitt utført noe forsøk på å bestemme tykkelsen på disse, men en antagelse ut fra den seismiske oppløsningen i dette intervallet (Teoretisk oppløsning på reservoar intervallet er 34.7 meter), vil være i en størrelsesordenen mellom 2 og 70 meter (Der 2 meter er den seismiske oppdagelsestykkelsen og 70 meter er beregnet praktisk oppløsning med $\frac{1}{3}\lambda$).

MIS 1

MIS 1 er lokalisert direkte over topp Vaaleformasjonen mellom innlinje 1921 til 1957 og mellom krysslinje 1271 til 1390 og senter av MIS 1 ligger på krysset mellom innlinje 1940 og krysslinje 1321 (Figur 30). MIS 1 er den dypeste av de kartlagte strukturerne i Rogalandgruppen, og har en vertikalutbredelse på 298 ms med det dypeste punktet på -3358 ms og det grunneste punktet på -3066 ms (Figur 30).

Enheten er avlang i kartbildet med lengste akse på ca 4 km i N-S orientering og har en arealutbredelse på 3.23 km². MIS 1 er halvsvyllindrisk formet med en relativt flat bunn som følger topp Vaaleformasjonen og vinger som krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien.

MIS 2

MIS 2 er lokalisert ca 86 ms over MIS 1 mellom innlinje 1900 til 1977 og mellom krysslinje 1282 til 1353 (Figur 30). Senter av MIS 2 ligger i krysset mellom innlinje 1940 og krysslinje 1321. Strukturen har en vertikalutbredelse på ca. 233 ms med det dypeste punktet på -3272 ms og det grunneste punktet på -3039 ms. MIS 2 har en arealutbredelse på 3.54 km² med lengste akse på 2390 meter i N-S orientering.

MIS 2 er lett skålformet til halvsyllindrisk formet med relativ flat bunn som går parallelt med vertsstratigrafien og er flankert av vinger som krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien (Figur 30).

MIS 3

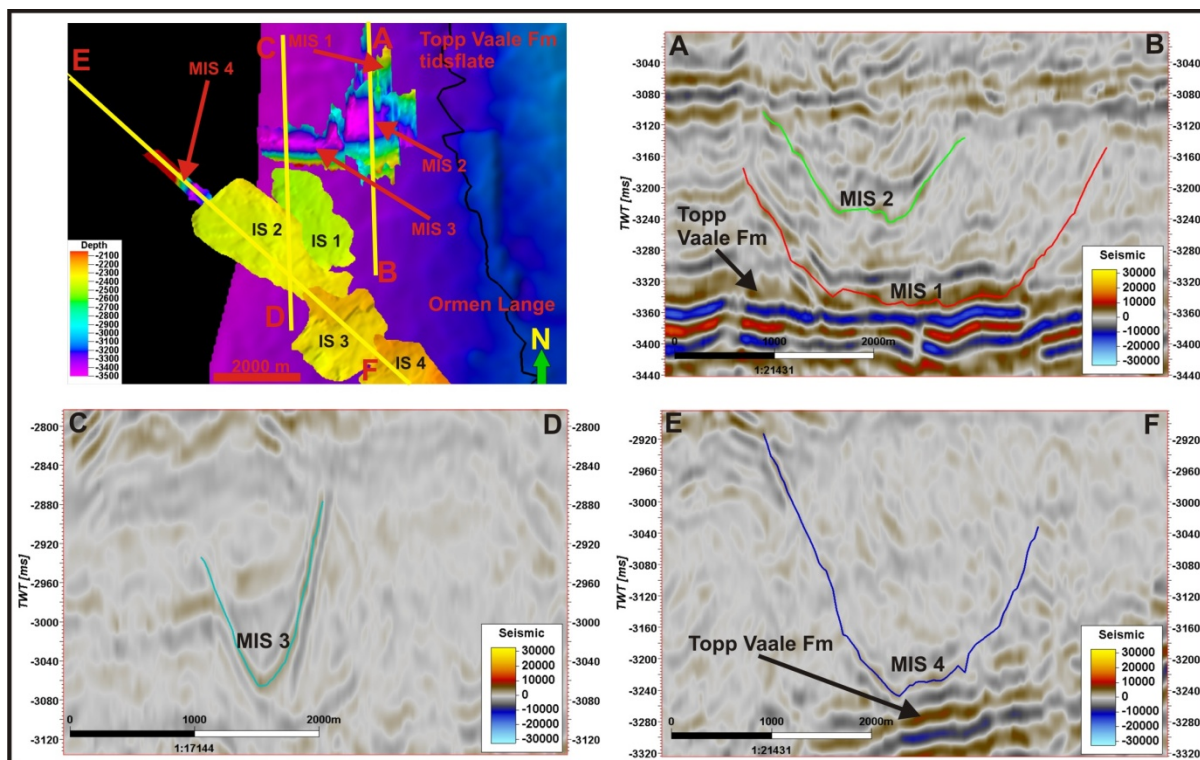
MIS 3 er lokalisert øst for MIS 1 og 2 mellom innlinjene 1830 til 1909 og krysslinjene 1283 til 1327 (Figur 30). Senter av MIS 3 er lokalisert i krysset mellom innlinje 1869 og krysslinje 1303. Enheten har en vertikalutbredelse på ca. 439 ms med det dypeste punktet på -3120 ms og det grunneste punktet på -2781 ms. MIS 3 har en arealutbredelse på 1.88 km² med den lengste akse på 2188 meter i en NV-SØ orientering.

MIS 3 er halvsyllindrisk formet og har en relativt flat bunn i lengdetretningen. Flankene kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien som ”vinger” i syd og i nord. De mest markerte ”vingene” er imidlertid å observere i syd (Figur 30).

MIS 4

MIS 4 er lokalisert direkte over topp Vaaleformasjonen mellom innlinjene 1726 til 1807 og krysslinjene 1228 til 1301 (Figur 30). Senter av MIS 4 er lokalisert i krysset mellom innlinje 1768 og krysslinje 1265. Strukturen har en vertikalutbredelse på 355 ms med det dypeste punktet på -3248 ms og det grunneste punktet på -2893 ms. MIS 4 har en arealutbredelse på 1.15 km² med lengste akse på 2755 meter i en NV-SØ orientering.

MIS 4 er U formet med flanker som kutter diskordant gjennom vertsstratigrafien i NV og SØ (Figur 30).



Figur 30: Øverst til venstre: Tidsflaten topp Vaaleformasjonen med omrisset av Ormen Lange gass felt (markert i svart), de mulige intrusjonsstrukturene MIS 1-4, Intrusjonsstrukturene IS 1-4 og orienteringen til de seismiske linjene A-B, C-D og E-F. Øverst til høyre: Den seismiske linjen A-B fra det bildet øverst til venstre. De to mulige intrusjonsstrukturene MIS 1 og 2 kan observeres som svake refleksjoner. MIS 1 er ligger parallelt med topp Vaaleformasjonen i bunnen og har "vinger" som bøyer oppover gjennom vertsstratigrafien. MIS 2 ligger noe grunnere en MIS 1 og har også en relativt flat bunn som ligger parallell med vertsstratigrafien og "vinger" som kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien. Nederst til venstre: Den seismiske linjen C-D fra bildet øverst til venstre. Den mulige intrusjonsstrukturen MIS 3 kan observeres som en svak V-formet refleksjon som kutter diskordant opp gjennom stratigrafien. Nederst til høyre: Den seismiske linjen E-F fra bildet øverst til venstre. Den mulige intrusjonsstrukturen MIS 4 kan observeres som en svak U-formet refleksjon som kutter diskordant opp gjennom stratigrafien.

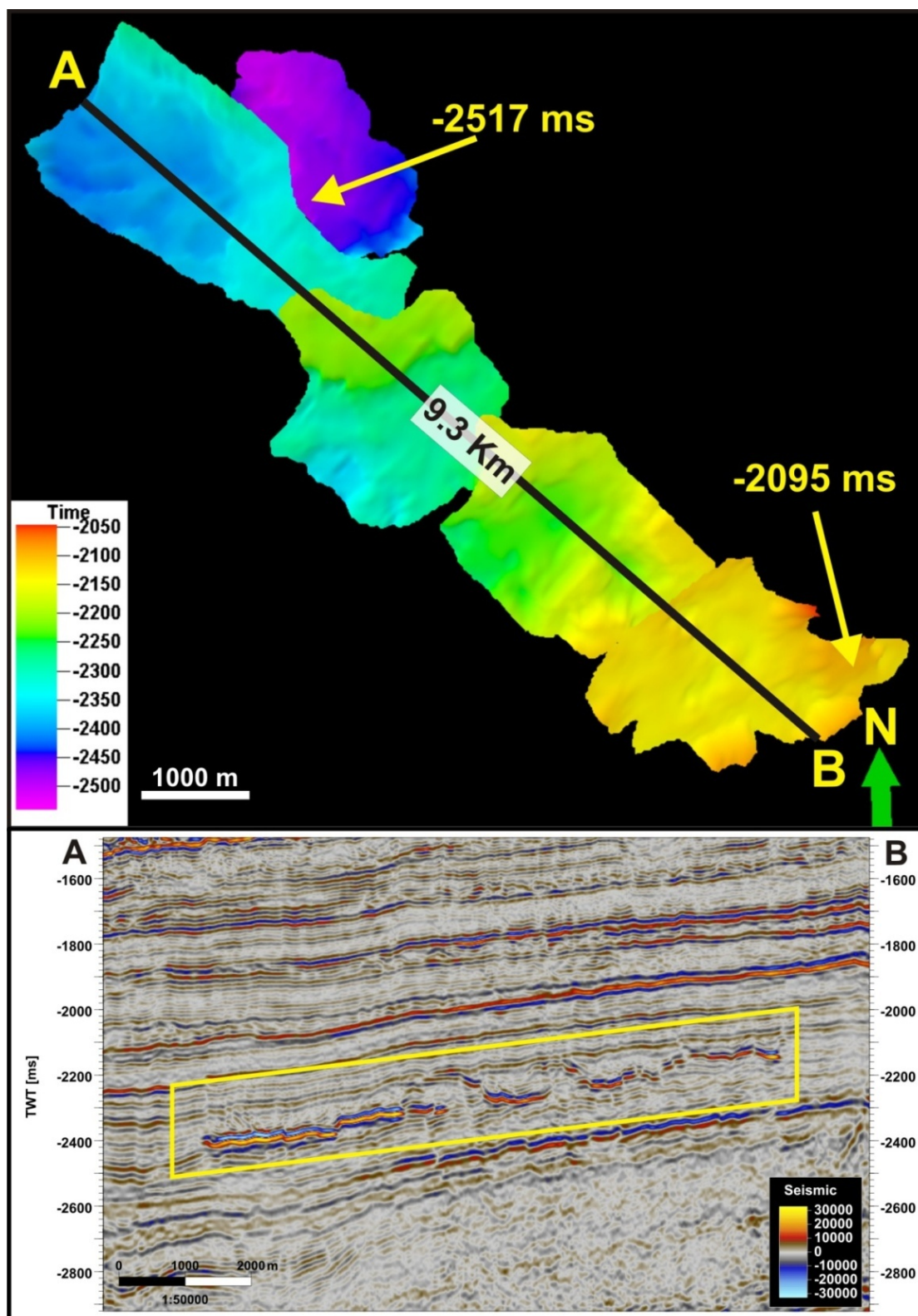
3.1.1.3 Intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen

Intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen har en samlet arealutstrekning på ca. 17.79 km² med en SØ-NV orientering (Figur 31 og Figur 32). Strukturene er sammensatt av flere sammenhengende intrusjonsstrukturer som strekker seg over 9.3 km i lengde (sørøst - nordvestlig retning) og varierer fra 500 m til nesten 3 km i bredde. Strukturene har en vertikalutstrekning på 422 ms der de dypeste delene er på -2517 ms og de grunneste er på -2095 ms (Figur 31). Med en hastighet på 2051.5 m/s ved intrusjonsintervallet (

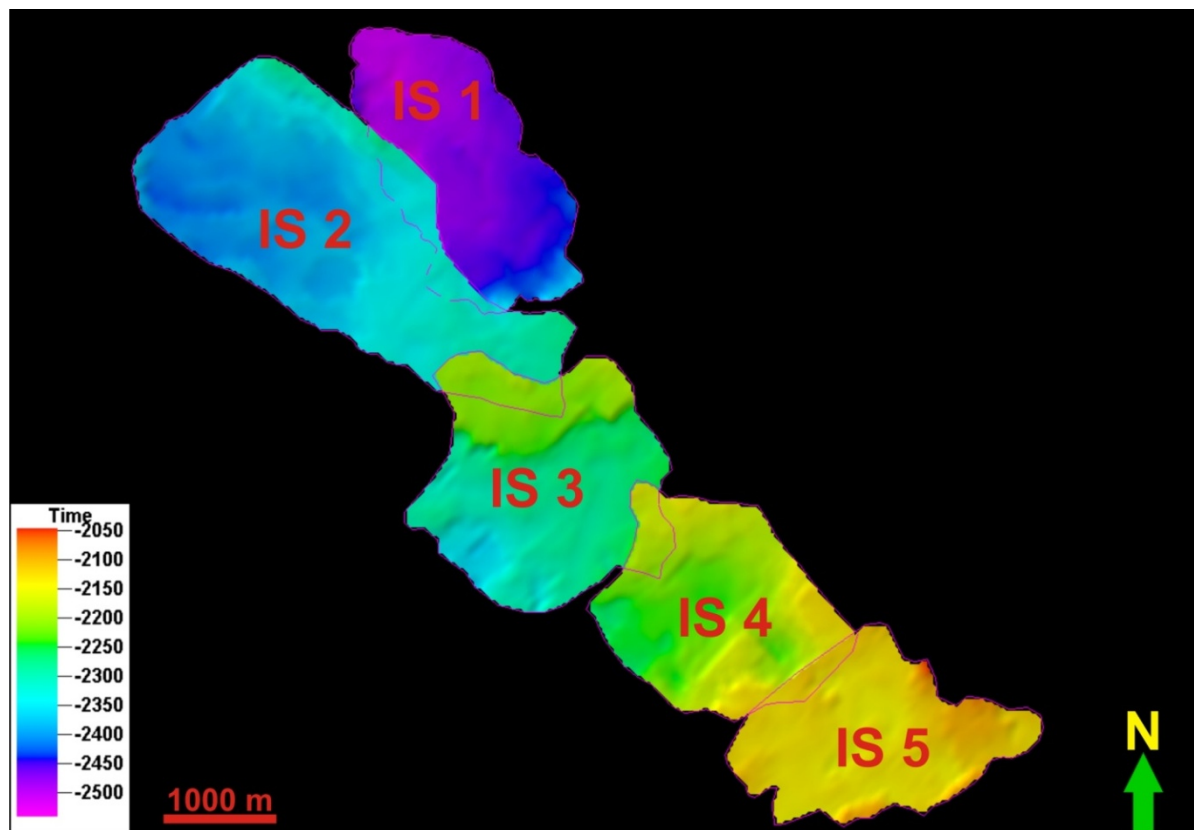
Tabell 3: "Sonic" hastigheter fra Brønn 6305/7-1) er den vertikale utstrekningen regnet ut til å være 433 meter.

De kartlagte intrusjonsstrukturene har samme polaritet som havbunnen, noe som indikerer at strukturene har en positiv akustisk impedanse og en økt hastighet (Figur 33).

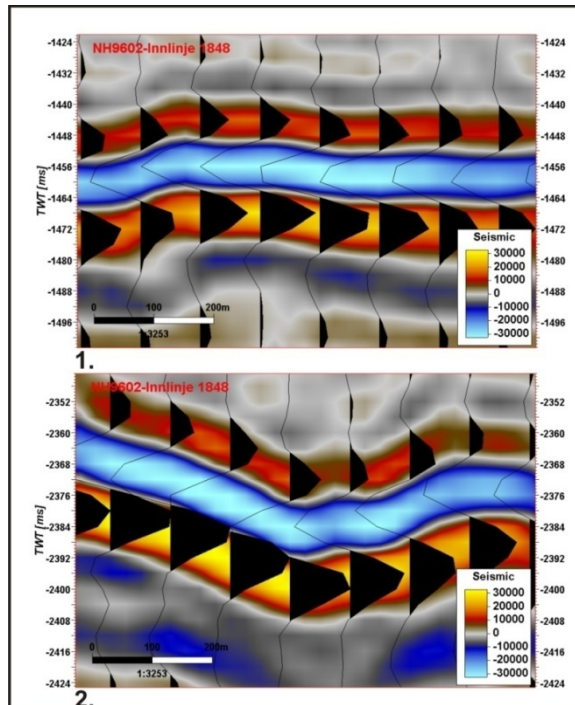
Den seismiske vertikale oppløsningen av datasettet er ikke god nok til å kunne skille topp og bunn refleksjonene, av intrusjonsstrukturene, fra hverandre. Dette medfører at det kun observeres en refleksjon (Figur 31). Tykkelsen vil kunne variere mellom den seismisk oppdagbare tykkelsen, som er på et par meter, til den vertikale oppløsnings tykkelsen i seismikken, som kan variere mellom 15-30 meter. Den teoretiske vertikale oppløsningen på dette dypet er som nevnt tidligere 14,7 meter, men den reelle oppløsningen vil antagelig ligge et sted mellom 20 og 30 meter. Dette vil med andre ord si at det er vanskelig å gi en nøyaktig tykkelse av intrusjonsstrukturene og dermed også vanskelig å beregne volumet til intrusjonsstrukturene. Hvis en likevel skal estimere et volum på disse vil et samlet volum være minimum (med 2 meter tykkelse) 0.036 km³ og maksimum (med 30 meters tykkelse) 0.530 km³ og hvis det antas en tykkelse på ca 15 meter vil det gi et samlet volum på 0.270 Km³. Dette viser at selv med en tykkelse på kun 2 meter vil det allikevel dreie seg om et volum på ca 2.4 % av det totale volumet i Ormen Lange reservoaret. Til sammenligning har reservoaret i Ormen Lange, som er det nest største gassreservoaret på norsk sokkel, et volum på ca 17.5 Km³ (Shell, 2007).



Figur 31: *Øverste bilde:* Tidskart av de kartlagte intrusjonsstrukturene. Strukturene strekker seg over et tidsintervall på 422 ms. Den dypeste strukturen er på -2517 ms og den grunneste er på -2095 ms. Intrusjonsstrukturene har en lateral utstrekning på 9.3 km i sørøstlig - nordvestlig retning og har et samlet areal på 17.79 km². *Nederste bilde:* (Den seismiske linjen A-B fra det øverste bilde) Intrusjonsstrukturene (gul boks) ser ut til å være sammenhengende og er for tynne til at både topp og bunn reflektoren kan observeres.



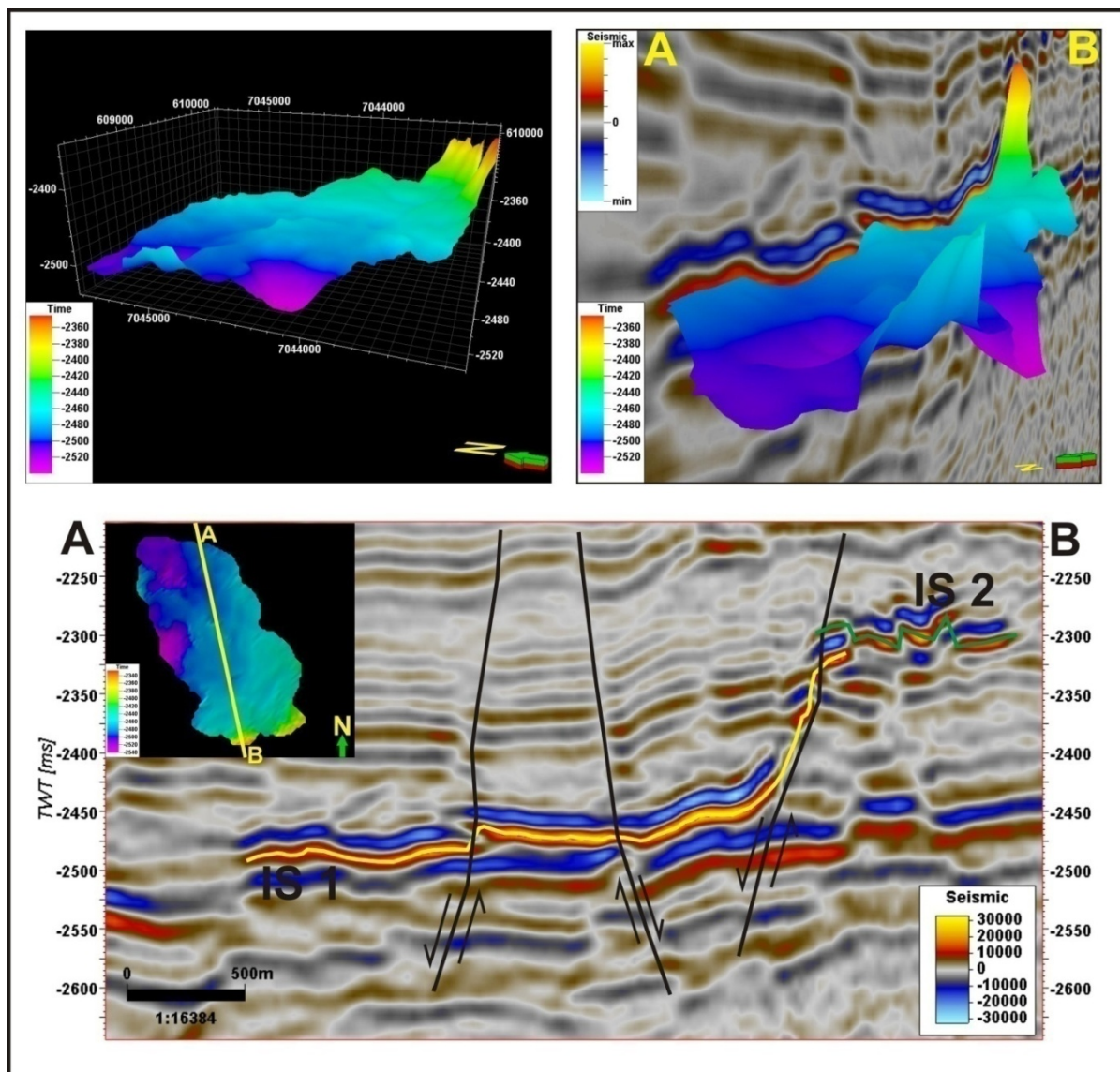
Figur 32: Figuren viser et tidskart av de kartlagte intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen. Intrusjonsstrukturene er sammensatt av fem strukturer kalt for IS 1, 2, 3, 4 og 5.



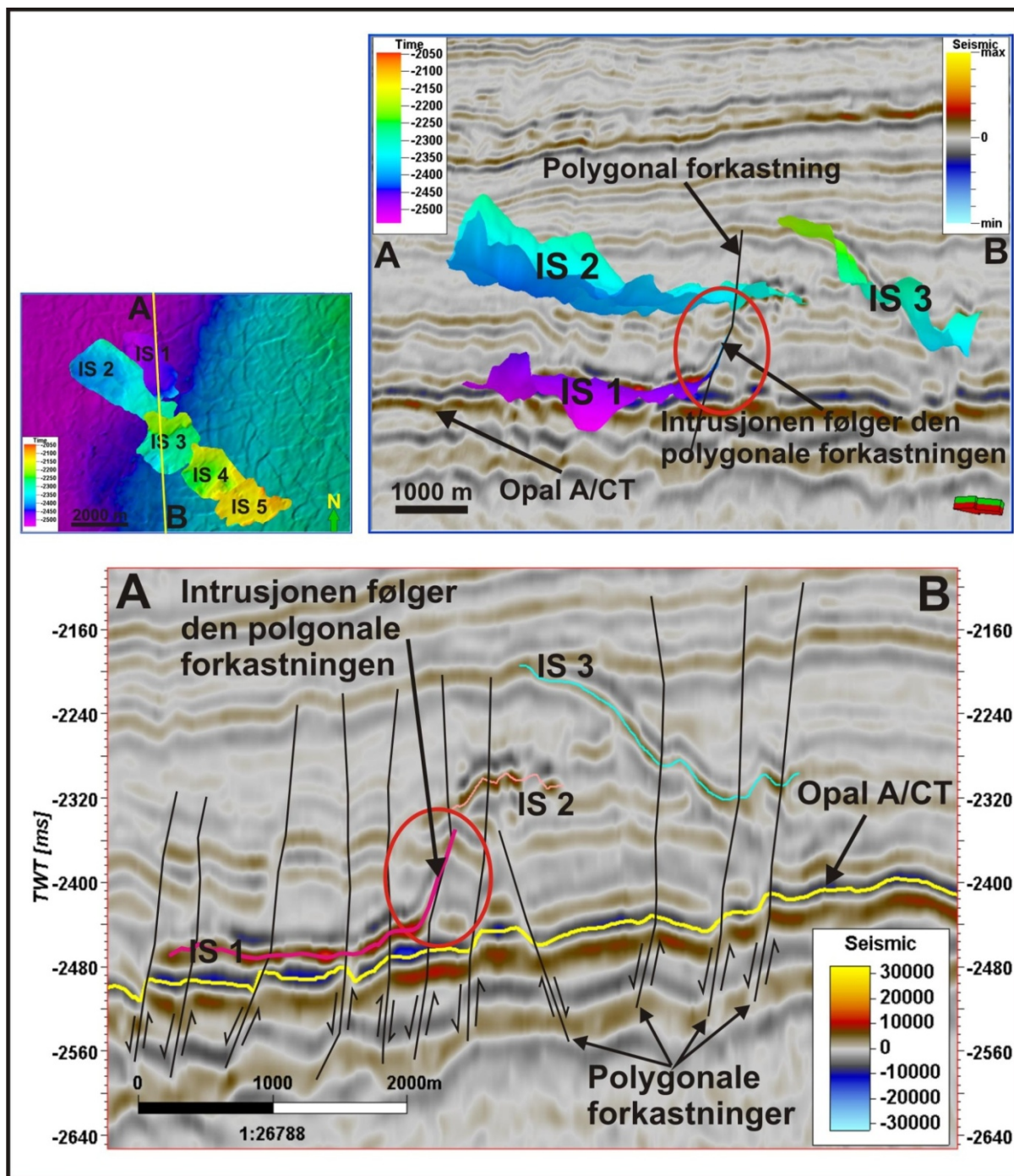
Figur 33: Øverste bilde: Utsnitt av havbunnsrefleksjonen: havbunnen vises som et trau i seismikken (Blå refleksjon) som indikerer en positiv akustisk impedanse og en økt hastighet. Nederste bilde: Utsnitt av IS 2 refleksjonen: IS 2 har samme polaritet som havbunnen og vises også som et trau i seismikken (Blå refleksjon), noe som indikerer at også IS 2 har en positiv akustisk impedanse og økt hastighet.

IS 1

IS 1 er den nordligste av de kartlagte enhetene og er lokalisert direkte over eller på nivå med Opal A/CT reflektoren mellom innlinjene 1842 til 1912 og krysslinjene 1186 til 1281. Senter av strukturen ligger i krysset mellom innlinje 1884 og krysslinje 1228. Den er avlang i kartbildet med lengste akse i nord- nordvestlig retning (Figur 32 og Figur 34). IS 1 er den dypeste av intrusjonsstrukturene i Bryggeformasjonen og ligger ca 1028 m under havbunnen (beregnet med en hastighet på 2000m/s), med de dypeste delene (-2517 ms) i nord og i vest og de grunneste delene (-2375 ms) i syd. Strukturen har en vertikalutstrekning på 142 ms og en lateral utstrekning på 3.02 Km² (Figur 34). De polygonale forkastningene i ”Tier 2” påvirker også IS 1 og det kan flere steder observeres at enheten er forkastet (Figur 34). IS 1 har samme polaritet som havbunnen, som indikerer en positiv akustisk impedans og en økning i hastighet. IS 1 kan observeres som en relativt flat høy amplitude refleksjon som ligger parallelt med Opal A/CT reflektoren. Flankene til strukturen ser ut til å bøye oppover og krysse diskordant gjennom vertsstratigrafien som ”vingeintrusjoner” med unntak av i vest og i nord hvor flankene ser ut til å bøye nedover (Figur 34). ”Vingene” er størst i sydøst og ser ut til å kutte gjennom vertsstratigrafien med en tilnærmet lik vinkel som de polygonale forkastningene og går parallelt med forkastningsplanene opp til der hvor IS 1 går sammen med IS 2 (Figur 34 og Figur 35).



Figur 34: *Oppe til venstre:* Geometrien til IS 1 vist i 3D. Strukturen har en relativt flat geometri med flanker som bøyer oppover og tydelige "vinger" i nordvest og sydøst. I vest og nord kan det observeres at flankene bøyer av nedover. *Oppe til høyre:* På den seismiske linjen A-B (fra det innsatte bilde i bilde 3.), med IS 1 vist i 3D, kan det observeres hvordan "vingene" bøyer oppover og krysser diskordant gjennom vertsstratigrafien. *Nederste bilde:* Den seismiske linjen A-B fra det innsatte bilde viser hvordan "vingen" kutter diskordant gjennom vertsstratigrafien og ser ut til å ligge parallelt med en polygonal forkastning der hvor IS 1 går sammen med IS 2. Det kan også observeres at IS 1 er forkastet av de polygonale forkastningene.



Figur 35: *Opp til venstre:* Figuren viser Opal A/CT tidsflaten, IS 1-5 og posisjonen til den seismiske linjen A-B. Det karakteristiske polygonale mønsteret til polygonal forkastninger kan observeres på Opal A/CT tidsflaten. *Oppe til Høyre og det nederste bilde:* Den seismiske linjen A-B (fra bilde 1.) viser hvordan ”vingen” til IS 1 følger den polygonale forkastningen og går sammen med IS 2.

IS 2

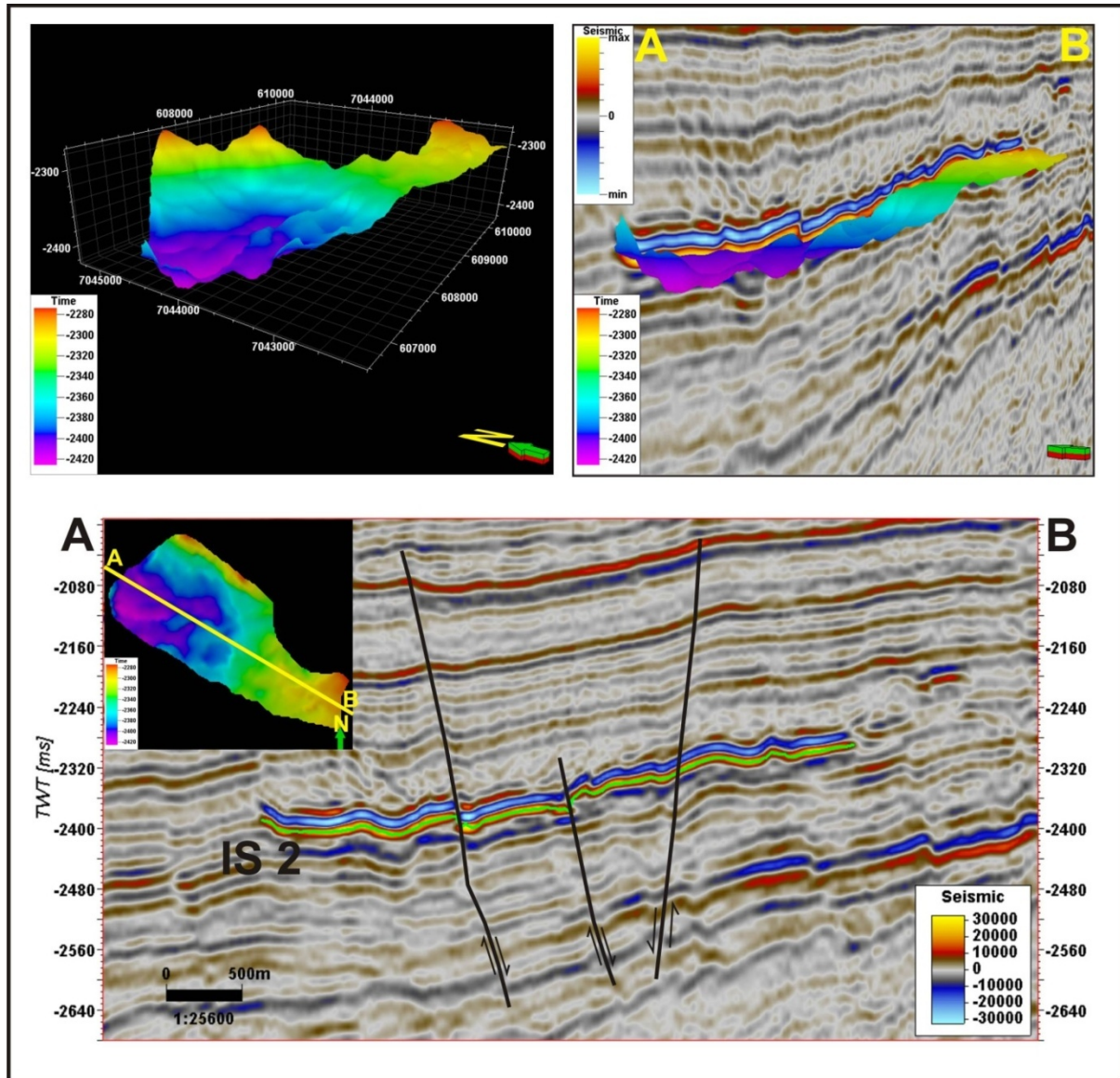
IS 2 er den største av enhetene og enheten er ca 4 km lang, varierer mellom 765 meter og 1765 meter i bredde og har en lateral utstrekningen på 5.43 Km² (Figur 32 og Figur 36). Den er lokalisert ca 140 ms grunnere enn, og noe sørvest for, IS 1 mellom innlinjene 1767 til 1909 og krysslinjene 1151 til 1271. Senter av IS 2 er lokaliser i krysset mellom innlinje 1839 og krysslinje 1211. IS2 er avlang i kartbilde med lengste akse i nordvestlig-sørøstlig orientering.

IS 2 ligger ca 909 meter under havbunnen (beregnet med en hastighet på 2000 m/s) og har en vertikalutstrekning på ca 152 ms med de dypeste delene (på -2425 ms) i nordvest og de grunneste delene (på -2273 ms) i nord og i sørøst (Figur 36).

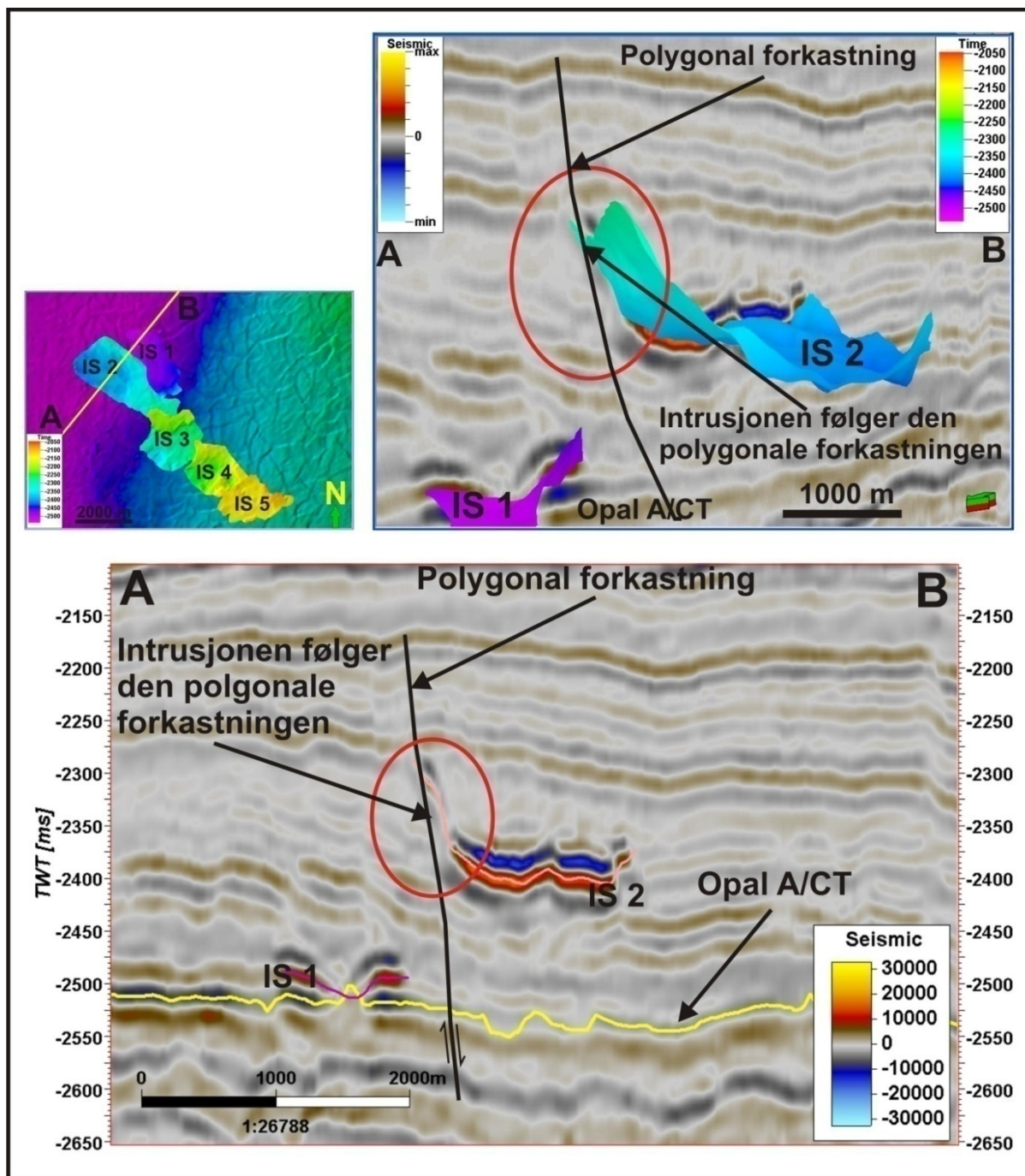
IS 2 har samme polaritet som havbunnen, som indikerer en positiv akustisk impedanse og en økt hastighet, og kan observeres som en høyamplitude refleksjon i de polygonalt forkastede biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen (Figur 36).

Enheten følger parallelt med vertsstratigrafien i lengderetningen, er noe skålformet med en relativt flat bunn i de dypeste områdene og bøyer oppover og kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien rundt flankene og spesielt i nord og nordøst (Figur 36).

De polygonale forkastningene fra "tier" 2 (Figur 4) går gjennom IS 2 og det kan observeres på Figur 36 og Figur 37 at enheten er forkastet flere steder. Det kan se ut som om "Vingene" har en tendens til å krysse diskordant gjennom vertsstratigrafien parallelt med forkastningsplanene til de polygonale forkastningene (Figur 37).



Figur 36: *Oppe til venstre*: Geometrien til IS 2 vist i 3D. Enheten er skålformet med en "åpen" flanke i nordvest, mens resten av flankene bøyer oppover i "vinger" og kutter diskordant gjennom vertsstratigrafien og da spesielt i nord og nordøst. *Oppe til høyre*: Den seismiske linjen A-B (fra det innsatte bilde i det underste bilde.) med IS 2 vist i 3D. *Nederste bilde*: På den seismiske linjen A-B fra det innsatte bilde kan det observeres hvordan IS 2 ligger relativt parallelt med vertsstratigrafien i lengderetningen.



Figur 37: *Oppe til venstre:* Figuren viser Opal A/CT tidsflaten, IS 1-5 og posisjonen til den seismiske linjen A-B. Det karakteristiske polygonale mønsteret til polygonal forkastninger kan observeres på Opal A/CT tidsflaten. *Oppe til høyre og det nederste bilde:* Den seismiske linjen A-B (fra bilde oppe til venstre.) viser hvordan "vingen" til IS 2 krysser diskordant gjennom vertsstratigrafien og følger parallelt med den polygonale forkastningen.

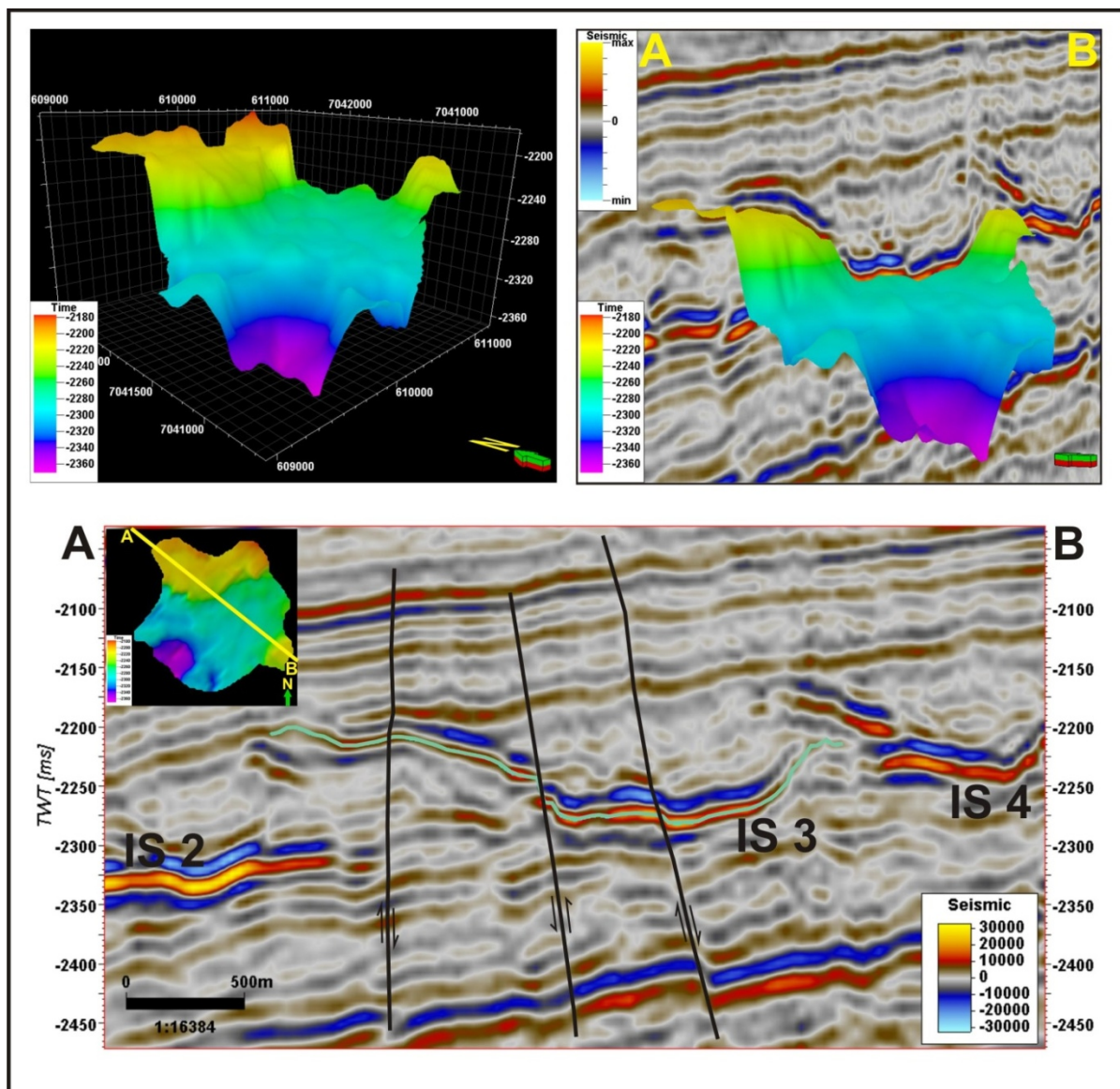
IS 3

IS 3 er lokalisert ca 940 meter under havbunnen (beregnet med en hastighet på 2000 m/s) sørøst for IS 1 og 2 mellom innlinjene 1858 til 1942 og krysslinjene 1084 til 1166. Senter av IS 3 er lokalisert i krysset mellom innlinje 1902 og krysslinje 1124. Enheten er polygonal i kartbilde med lengste akse på 2585 meter i en NV-SØ orientering og nest lengste akse på 2154 meter (vinkelrett, midt, på lengste akse) (Figur 32 og Figur 38). De dypeste delene av enheten er lokalisert i V-SV og ligger på -2371 ms og de grunneste delene er lokalisert i N og NV og ligger på -2177 ms. IS 3 har en lateral utbredelse på 3.63 km² og en vertikalutbredelse på 194 ms og er den enheten med størst vertikalutbredelse (Figur 38).

IS 3 har også samme polaritet som havbunnen, som indikerer en positiv akustisk impedanse og en økt hastighet, og kan observeres som en høyamplitude refleksjon i de polygonalt forkastede biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen (Figur 38).

Enheten er skålformet og har en relativt flat bunn, som ligger tilnærmet parallelt med vertsstratigrafien. Flankene er markerte "vinger" som krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien og flater ut og går parallelt med vertsstratigrafien igjen med unntak av i V-SV hvor flanken bøyer nedover. De mest markerte "vingene" er i N og SØ.

Også IS 3 er påvirket av de polygonale forkastningene i "tier" 2 og det kan observeres på Figur 38 at intrusjonsstrukturen er forkastet. "Vingene" til IS 3 kutter gjennom forkastningsplanene til de polygonale forkastningene og har en mye slakere vinkel enn de polygonale forkastningene (Figur 38).



Figur 38: *Oppe til venstre*: Geometrien til IS 3 vist i 3D. Enheten er skålformet og har en relativt flat bunn, som ligger tilnærmet parallelt med vertsstratigrafien. Flankene er preget av markerte "vinger". Disse krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien, flater ut og går parallelt med vertsstratigrafien igjen. I V-SV bøyer flanken nedover. De mest markerte "vingene" er i N og SØ *Oppe til høyre*: Den seismiske linjen A-B (fra det innsatte bilde i det nederste bilde.) med IS 3 vist i 3D Det kan observeres at "vingene" til IS 3 kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien. *Nederste bilde*: På den seismiske linjen A-B fra det innsatte bilde kan det observeres hvordan IS 3 kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien og kutter gjennom forkastningsplanene til de polygonale forkastningene. Det kan også observeres at IS 3 er forkastet av de polygonale forkastningene.

IS 4

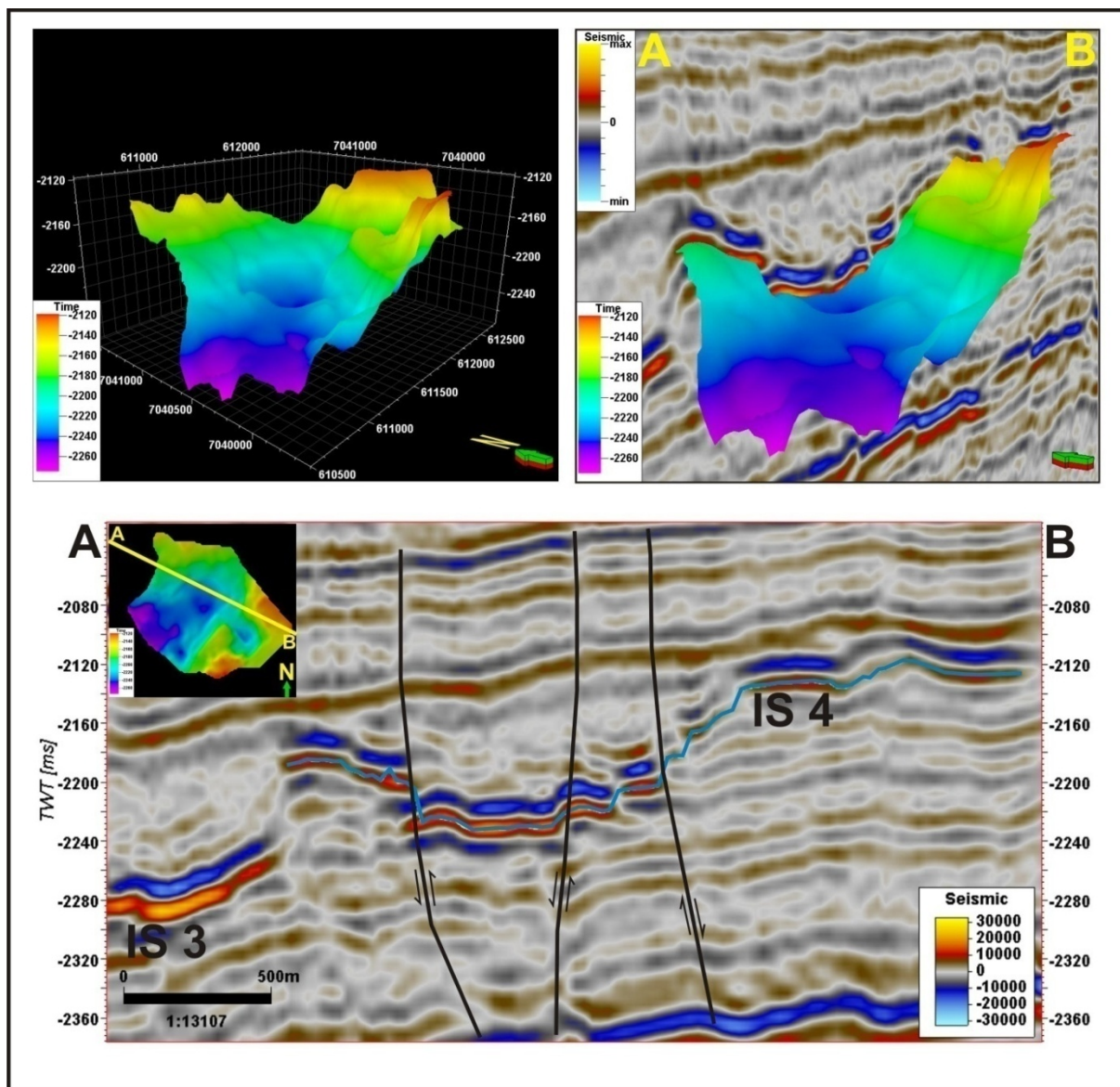
IS 4 er lokalisert ca. 940 meter under havbunnen (beregnet med en hastighet på 2000 m/s) sørøst for IS 3 mellom innlinjene 1920 til 2004 og krysslinjene 112 til 1045. Senter av IS 4 er lokalisert i krysset mellom innlinje 1960 og krysslinje 1077. Strukturen er polygonal i kartbilde med lengste akse på 2336 meter i en NV-SØ orientering og nest lengste akse på 1751 meter (vinkelrett, midt, på lengste akse) (Figur 32 og Figur 39).

De dypeste delene av enheten er lokalisert i vest og ligger på -2275 ms og de grunneste delene er lokalisert i S og SØ og ligger på -2118 ms. IS 4 har en lateral utbredelse på 2.98 km² og en vertikalutbredelse på 156 ms (Figur 39).

IS 4 har samme polaritet som havbunnen, som indikerer en positiv akustisk impedanse og en økt hastighet, og kan observeres som en høyamplitude refleksjon i de polygonalt forkastede biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen (Figur 39).

Enheten er skålformet og har en relativt flat bunn, som ligger parallelt med vertsstratigrafien. Flankene er markerte "vinger" som krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien og flater noe ut, med unntak av i vest hvor flanken bøyer nedover. De mest markerte "vingene" er i S, SØ og i N.

IS 3 er påvirket av de polygonale forkastningene i "tier" 2 og det kan observeres på Figur 39 at intrusjonsstrukturen er forkastet. "Vingene" til IS 4 kutter gjennom forkastningsplanene til de polygonale forkastningene og har en mye slakere vinkel enn de polygonale forkastningene (Figur 39).



Figur 39: *Oppe til venstre:* Geometrien til IS 4 vist i 3D. Enheten er skålformet og har en relativt flat bunn, som ligger parallelt med vertsstratigrafien. Flankene er preget av markerte ”vinger”. Disse krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien, og flater noe ut før de terminerer. I vest bøyer flanken nedover. De mest markerte ”vingene” er i S, SØ og i N. *Oppe til høyre:* Den seismiske linjen A-B (fra det innsatte bilde i det nederste bilde.) med IS 4 vist i 3D Det kan observeres at ”vingene” til IS 4 kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien. *Nederste bilde:* På den seismiske linjen A-B fra det innsatte bilde kan det observeres hvordan IS 4 kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien og kutter gjennom forkastningsplanene til de polygonale forkastningene. Det kan også observeres at IS 4 er forkastet av de polygonale forkastningene.

IS 5

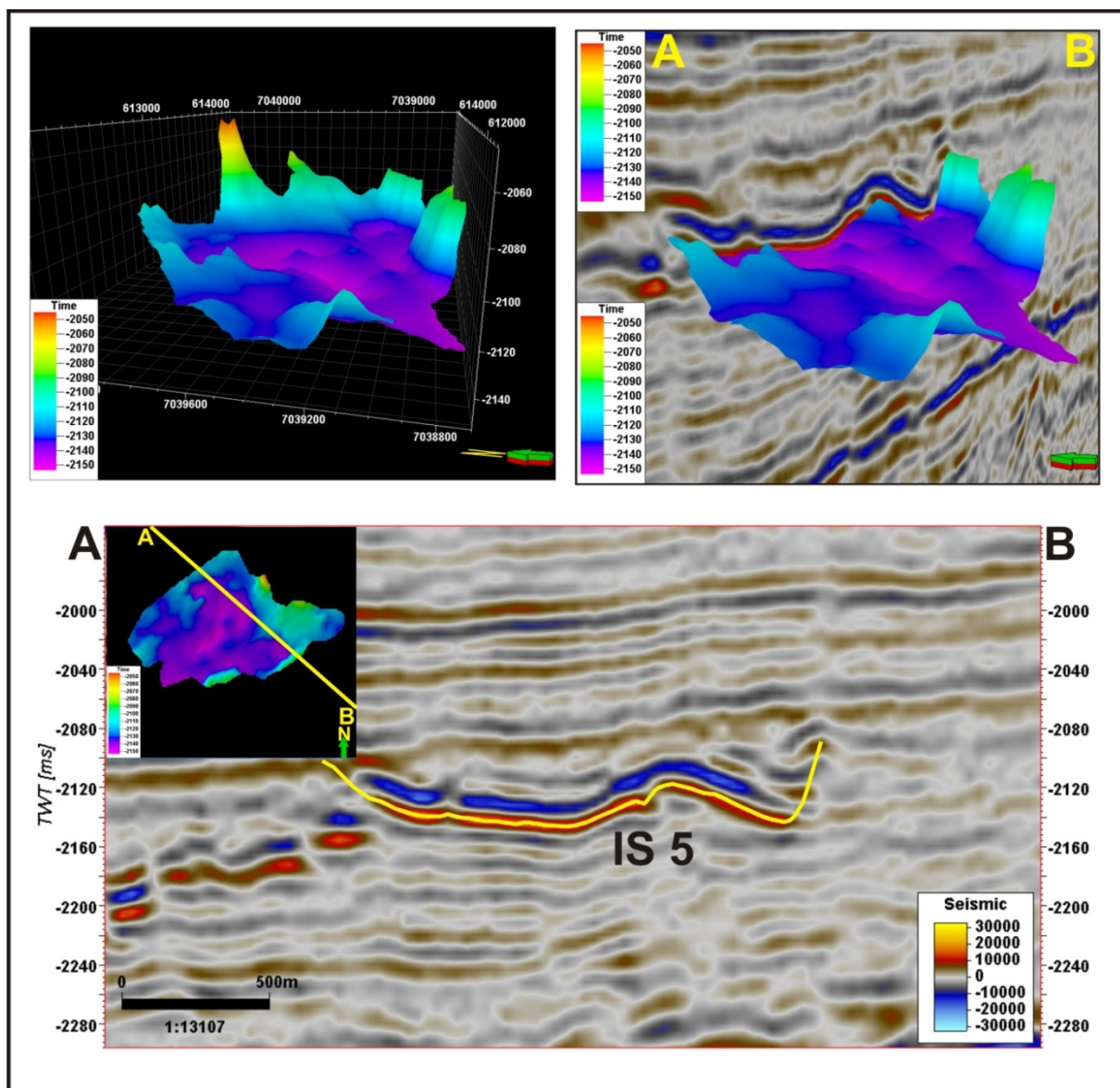
IS 5 er den minste av enhetene og er lokalisert 862 meter under havbunnen (beregnet med en hastighet på 2000 m/s), sørøst for IS 4 mellom innlinjene 1965 til 2067 og krysslinjene 1071 til 1008. Senter av IS 5 er lokalisert i krysset mellom innlinje 2013 og krysslinje 1034.

IS5 er noe avlang i kartbilde med lengste akse på 2691 meter i en Ø-V orientering og nest lengste akse på 1680 meter (vinkelrett, midt, på lengste akse) (Figur 32 og Figur 40).

De dypeste delene, på ca. 2154 ms, av enheten er lokalisert i midten av enheten og i V-SV av enheten. De grunneste delene er lokalisert i S, Ø og i NØ og ligger på ca. -2045 ms. IS 5 har en lateral utbredelse på 2.73 km² og en vertikalutbredelse på 108 ms (Figur 40).

IS 5 har samme polaritet som havbunnen, noe som indikerer en positiv akustisk impedanse og en økt hastighet, og kan observeres som en høyamplitude refleksjon i de polygonalt forkastede biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen (Figur 40).

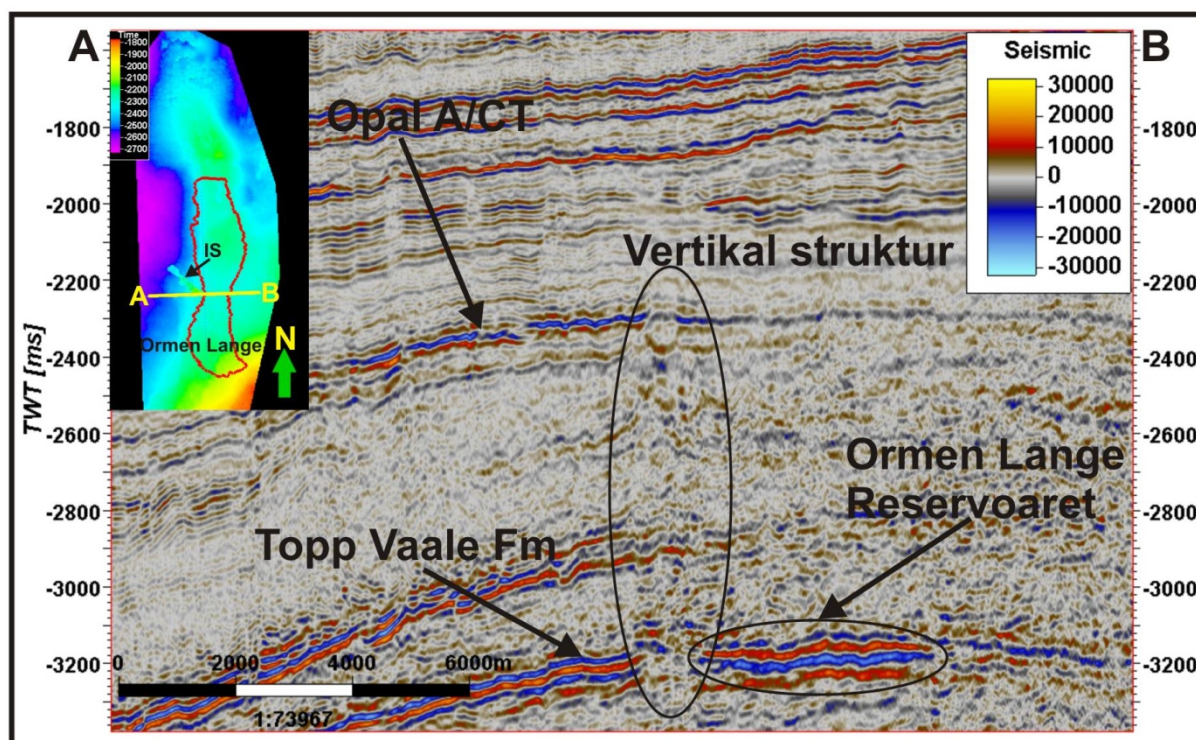
Enheten følger nokså parallelt med vertsstratigrafien, er noe skålformet med en relativt flat bunn i de dypeste områdene. Flankene bøyer oppover og kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien med unntak av i sørvest (Figur 40).



Figur 40: *Oppe til venstre:* Geometrien til IS 5 vist i 3D. Enheten er skålformet og har en relativt flat bunn, som ligger parallelt med vertsstratigrafien. Flankene bøyer oppover i "vinger" med unntak av i sørvest. Disse krysser diskordant opp gjennom vertsstratigrafien. I sørvest ligger flanken relativt parallelt med vertsstratigrafien. De mest markerte "vingene" er i S, SØ og i NØ. *Oppe til høyre:* Den seismiske linjen A-B (fra det innsatte bilde i det nederste bilde.) med IS 5 vist i 3D Det kan observeres at "vingene" til IS 5 kutter diskordant opp gjennom vertsstratigrafien. *Nederste bilde:* På den seismiske linjen A-B fra det innsatte bilde kan det observeres hvordan IS 5 ligger relativt parallelt med vertsstratigrafien og at "vingene" bøyer oppover.

3.1.1.4 Vertikal struktur

I datasettet kan det observeres flere vertikale strukturer som strekker seg fra Ormen Lange reservoaret og oppover i stratigrafien. Et eksempel på en slik struktur er vist i Figur 41. Den vertikale strukturen er relativt diffus og har en vertikalutbredelse på ca 1000 ms. Den kan observeres som et område med rotete (kaotisk) seismisk signatur som streker seg fra den vestre kanten av Ormen Lange reservoaret og opp til Opal A/CT reflektoren (Figur 41). Det kan også observeres at den vertikale strukturen ender opp rett sydøst for IS (innsatt bilde Figur 41).



Figur 41: Den seismiske linjen A-B (fra det innsatte bilde) viser en vertikal struktur som har en vertikalutbredelse på ca. 1000 ms og strekker seg fra Ormen Lange reservoaret og opp til Opal A/CT reflektoren. *Innsatt bilde*: Tidsflaten Opal A/CT med Ormen Lange markert med rødt. IS kan også observeres vest for Ormen Lange. Den gule linjen A-B representerer den seismiske linjen A-B.

4. Diskusjon

Diskusjonen i oppgaven baserer seg på tolkninger og observasjoner som er vist i Kapittel 3. Den manglende brønnkontrollen av de tolkede og observerte strukturene og den dårlige datakvaliteten i intervallet mellom topp Vaaleformasjonen og Opal A/CT reflektoren gjør det viktig å diskutere forskjellige muligheter for hva tolkningene og observasjonene som er vist i kapittel 3 kan være. På grunn av den manglende brønnkontrollen av de kartlagte strukturene i kapittel 3 vil diskusjonen i all hovedsak bli basert på sammenligninger med tilsvarende tolkninger og observasjoner, utført av flere forfatter, fra Nordsjøen og Norskehavet. På grunnlag av denne sammenligningen vil det bli utviklet sannsynlige scenarier for hvordan strukturene i kapittel 3 har blitt dannet.

4.1 Rogalandsgruppen

Datasettet NH 9602 er preget av mye støy, og da spesielt i de dypere intervallene fra topp Vaaleformasjonen og opp til Opal A/CT reflektoren (Figur 19). Støyen gjør seg gjeldende i form av multipler fra den uregelmessige havbunnen, multipler fra diffraksjoner fra havbunnen, hastighets forstyrrelser på grunn av plutselige store variasjoner i havdyp, frekvenstap i dypet (grunnet ansamling av gass i de grunnere sedimentene), hastighets smil fra bruk av for høye intervallhastigheter og gjennomslipbare områder i seismikken (som er et resultat av spredning av den seismiske energien på grunn av gass i sedimentene) (Figur 19). Dette gjør at seismisk tolkning i dette intervallet medfører en høy grad av usikkerhet og de mulige intrusjonsstrukturene i Rogalandsgruppen svært vanskelig å lokalisere i dette intervallet. Hvorvidt refleksjonene fra disse kartlagte enhetene er reelle geologiske strukturer eller seismiske artefakter med utspill i seismisk støy vil bli diskutert i det følgende.

V formede amplitudeanomalier beskrevet fra Hordalandsgruppen, i nordre del av Nordsjøen, er tolket til både å representere reelle V formede strukturer i undergrunnen (sandintrusjoner) og til å være prosesserings artefakter (hastighets diffraksjoner) (Løseth et al., 2003). Grunnet mistanke om at de mulige intrusjonsstrukturene i Rogalandsgruppen kunne være prosesserings artefakter ble den seismiske innlinjen 1866 fra en umigrert versjon av det 3D seismiske datasettet NH9602 lastet inn i Landmarks prosesserings programvare Promax hvor forskjellige hastigheter for migrasjon av datasettet ble testet. Migrasjonshastighetene på 1500

m/s og 2500 m/s som ble testet, ble valgt for å se om de ville gi noen forandringer i seismikken og de ble brukt på hele intervallet i datasettet.

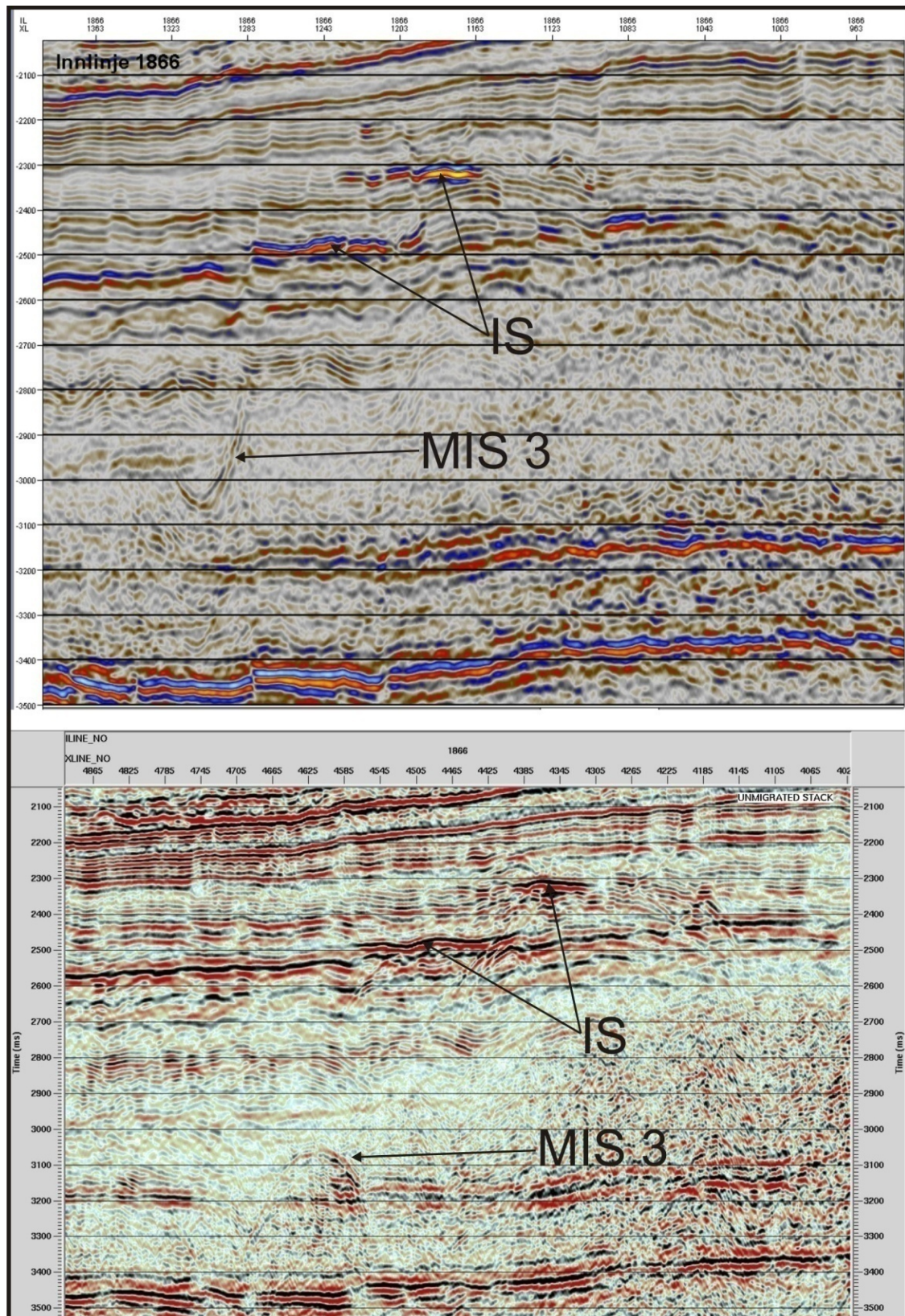
Den seismiske innlinjen 1866 i den ferdigmigrerte versjonen av det 3D seismiske datasettet NH 9602 viser hvordan MIS 3 kutter diskordant opp gjennom stratigrafien som en V formet amplitudeanomali (Figur 42). På den umigrerte versjonen av den samme seismiske innlinjen kan det observeres at MIS 3 faktisk bøyer nedover, som en sur munn, og krysser ikke diskordant opp gjennom stratigrafien, som på den ferdigmigrerte versjonen av den seismiske innlinjen 1866 (Figur 42). Ved å eksperimentere med de to utvalgte migrasjonshastighetene i Promax ble følgende resultater funnet: ved bruk av en hastighet på 1500 m/s kollapser MIS 3 til en liten amplitudeanomali (Figur 43) og ved bruk av en hastighet på 2500 m/s blir MIS 3 igjen synlig som en amplitudeanomali som krysser diskordant opp gjennom stratigrafien (Figur 43).

I Hordalandsgruppen i nordre Nordsjøen ble en V formet amplitudeanomali penetrert av brønn 24/12-1 (Løseth et al., 2003). Denne V formede amplitudeanomalien viste seg å bestå av et sandig intervall som var delvis karbonatsementert. Karbonatsementert sand har en hastighet på ca. 4500 m/s, sammenlignet med omkringliggende sand og leire hastigheter på ca 2200 m/s. Slike høyhastighetslag har en begrenset lateral utstrekning, ofte bare noen hundre meter. De høye hastighetene forårsaket at kritiske refraksjoner oppsto ved relativt korte "offsets". "Mute" funksjonen er normalt ikke konstruert til å unngå dette problemet og de refrakterte bølgene blir derfor inkludert i full "stack" dataene. I realiteten opptrer disse lagene som diffraksjonspunkter som generer diffraksjons bølger med relativt høy amplitude. Under prosessering blir diffraksjoner fjernet ved migrering, men hvis de hastighetene som blir brukt i denne prosessen ikke er helt optimale vil ikke alle diffraksjoner kollapse fullstendig. Dette kan resultere i V formede amplitudeanomali som krysser diskordant opp gjennom stratigrafien (Løseth et al., 2003). Hvis MIS 3 representerer en sementert sand med høy hastighet ville det gi en mulig forklaring på hvorfor den opptrer som en V formet amplitudeanomali i seismikken. Uten brønnverifisering av MIS er det ikke mulig å si med sikkerhet om disse amplitudeanomaliene er reelle geologiske fenomener eller seismiske artefakter.

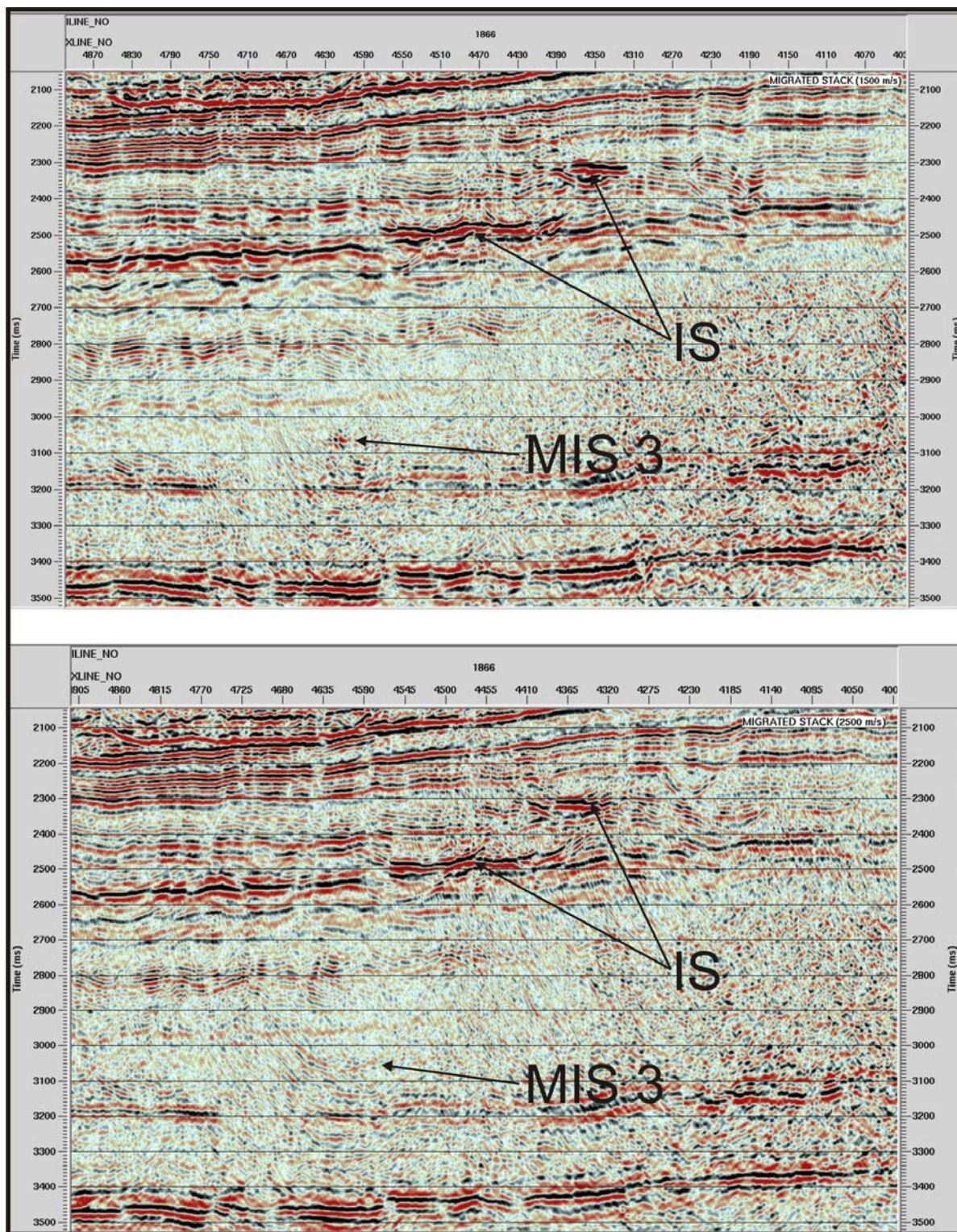
Huuse og Mickelson, (2004) beskriver følgende fremmede faktorer for dannelsen av storskala sandintrusjoner: 1. en eller flere kilder av godt sortert og ukonsolidert sand, 2. overtrykk dannet av mekanismer som ulik kompaksjon og lateral og vertikal migrasjon av

fluiden inn i den forseglede sandformasjonen og 3. en fluidisering som følge av jordskjelv, oppsprekning av seglet som følge av hydrofrakturering, tektoniske bevegelser eller utvikling av polygonale forkastninger.

De mulige intrusjonsstrukturene i Rogalandsgruppen er som nevnt tidligere lokalisert rett over topp Vaaleformasjonen som er vert for Eggaledd sanden (som er reservoarsanden i Ormen Lange gassfelt) (Figur 30). De fremmede faktorene for storskala sandintrusjoner som Huuse og Mickelson, (2004) beskriver, er i høyeste grad til stede i Eggaledd sanden og det vil være naturlig å anta at storskala sandintrusjoner vil kunne forekomme i dette intervallet.



Figur 42: Øverste bilde: Den seismiske innlinje 1866 fra det ferdig migrerte seismiske 3D datasettet NH9602 viser hvordan MIS 3 kutter diskordant opp gjennom stratigrafien som en V formet amplitudeanomali. Nederste bilde: Den seismiske innlinje 1866 fra den umigrerte versjonen av det seismiske 3D datasettet NH9602 viser hvordan MIS 3 bøyer nedover som en sur munn.



Figur 43: Øverste bilde: Den seismiske innlinjen 1866 fra den umigrerte versjonen av det seismiske datasettet NH9602 prosessert med en hastighet på 1500 m/s viser hvordan MIS 3 er kollapset og kun observeres som en liten amplitudeanomali. Nederste bilde: Den seismiske innlinjen 1866 fra den umigrerte versjonen av det seismiske datasettet NH9602 prosessert med en hastighet på 2500 m/s viser at MIS 3 igjen bøyer oppover og kutter diskordant gjennom stratigrafien.

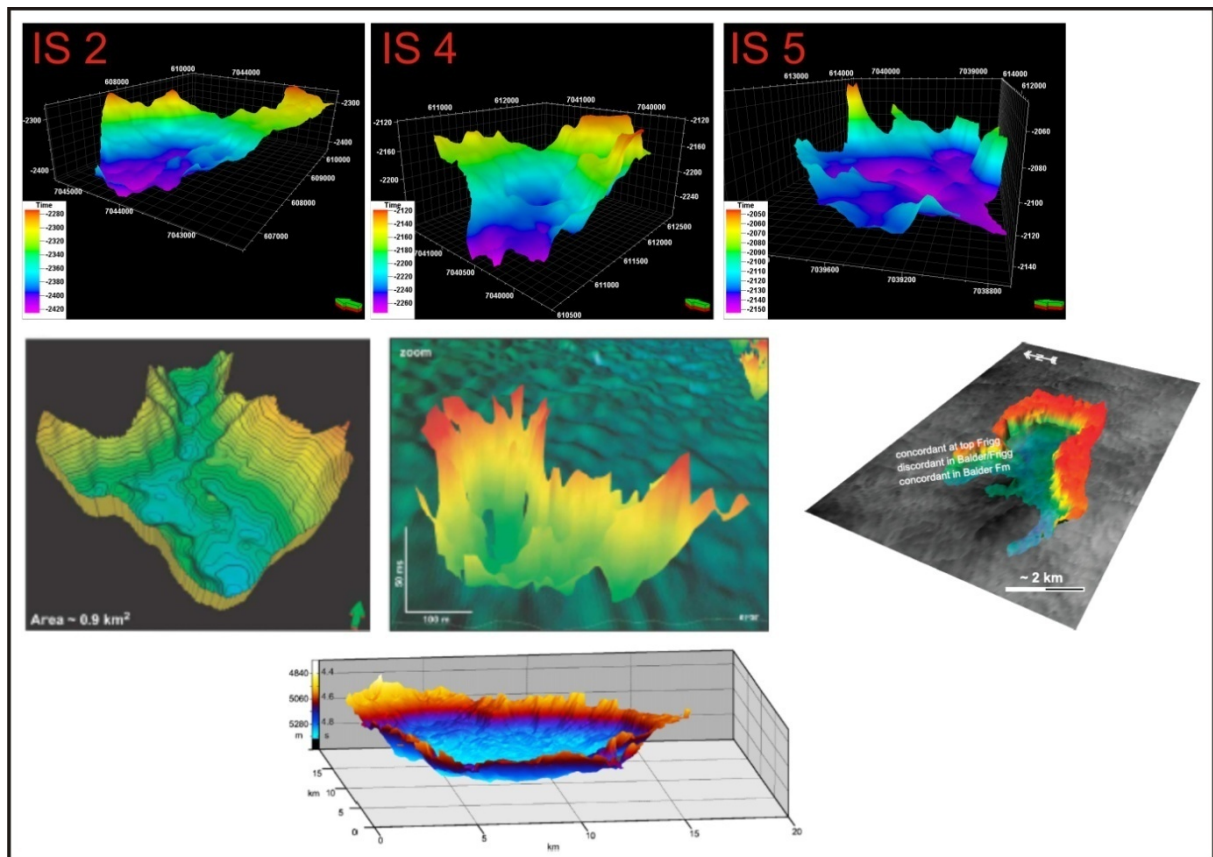
4.2 Hordalandsgruppen

De kartlagte høyamplitudeanomaliene (IS) i Bryggeformasjonen i Hordalandsgruppen er ikke penetrert av noen av de tilgjengelige brønnene i området, så hvorvidt IS er reelle geologiske strukturer eller om de er seismiske artefakter var et spørsmål som tidlig dukket opp. Data kvaliteten i det seismiske intervallet som IS er lokalisert i er god og det er ikke funnet noen geofysiske tegn til at IS skulle være et resultat av den tidligere nevnte seismiske støyen i datasettet. Det er selvsagt en mulighet at IS kan tolkes til å være seismiske artefakter dannet som et resultat av overmigrert diffraksjoner, men den komplekse geometrien til IS, hvor noen flanker bøyer nedover og andre kutter diskordant opp gjennom stratigrafien, gjør at dette er lite sannsynlig. Den seismiske signaturen, den komplekse geometrien, samspillet med de polygonale forkastningene og de omkringliggende sedimentene tyder i retning av at IS istedet representerer et geologisk fenomen enn seismiske artefakter.

Det naturlige spørsmålet som oppstår ved at IS tolkes til å være et geologisk fenomen er hvilken geologisk prosess vil kunne danne en slik kompleks geometri. Molyneux et al, (2002) har sett på muligheten for at lignende amplitudeanomalier fra den sentrale delen av Nordsjøen (UK) kunne være relatert til primære sedimentære strukturer som turbidittiske kanal avsetninger. De kom imidlertid frem til at det ikke fantes noen erosive prosesser assosiert med avsetningen av dypmarine turbidittvifter som ville danne slike geometriske primært avsatte strukturer. Det var mye mer sannsynlig at disse amplitudeanomaliene var en form for postavsatte sedimentstrukturer.

4.2.1 Intrusjonsstrukturer

De kartlagte høyamplitudeanomaliene som kutter diskordant gjennom stratigrafien i Bryggeformasjonen (IS 1-5) har en karakteristisk geometri og en slående likhet med det som i litteraturen betegnes som intrusjonsstrukturer (Figur 44) (Molyneux, 2001; Jolly and Lonergan, 2002; Molyneux et al., 2002a; Molyneux et al., 2002b; Hurst et al., 2003; Huuse et al., 2003; Løseth et al., 2003; Duranti and Hurst, 2004; Huuse et al., 2004; Huuse and Mickelson, 2004; Davies et al., 2006; de Boer et al., 2007; Hurst and Cartwright, 2007; Huuse et al., 2007; Jackson, 2007; Polteau et al., 2007; Cartwright et al., 2008). Ut fra den karakteristiske geometrien, størrelse og den slående likheten med intrusjonsstrukturer funnet i tilgjengelig litteratur blir IS tolket til å være intrusjonsstrukturer.



Figur 44: Øverste bilderekke: Eksempler fra IS (IS 2, IS 4 og IS 5) vises i 3D. Midtre bilderekke- til venstre og i midten: Sandintrusjoner lokalisert over topp Balderformasjonen i Blokk 34/6 (Huuse and Mickelson, 2004). Midtre bilderekke til høyre: Sandintrusjon lokalisert over topp Balderformasjonen (Huuse et al., 2007). Underste bilde: en skålformet magmatisk intrusjon fra Mørebasenget (Polteau et al., 2007). Ved sammenligning av IS (øverste bilderekke), sandintrusjonene (midtre bilderekke) og den magmatiske intrusjonen (underste bilde) kan det observeres en slående likhet i geometrisk utforming.

Intrusjonsstrukturer kan ha opphav i flere geologiske prosesser som involverer både sedimentære og magmatiske prosesser. Cartwright et al, (2007) beskriver fire forskjellige intrusjonssystemer som innebærer injeksjon av fluider og sedimenter inn i et vertssediment eller en vertsbergart: 1. salt diapirer, 2. leirdiapirer, 3. magmatiske intrusjoner og 4. sandintrusjoner.

På grunnlag av den karakteristiske geometrien til IS, den begrensede utbredelsen av IS, den karakteristiske geometrien til salt diapirer og det faktum at det ikke eksisterer noen beskrivelse av salt diapirer fra litteraturen i studie området (Brekke, 2000; Smith and Möller, 2003; Stuevold et al., 2003; Bunz et al., 2005) blir salt diapirer utelukket som dannelses prosess for IS. leirdiapirer blir også ekskludert som dannelses prosess da slike strukturer og geometrien til IS heller ikke samsvarer med geometrien til slike strukturer (Cartwright et al.,

2007) og heller ikke er beskrevet i Ormen Lange området (Smith and Möller, 2003; Stuevold et al., 2003; Bunz et al., 2005)

Polteau et al, (2007) beskriver to typer av intrusjonsstrukturer som danner skålformede geometrier som samsvarer med geometrien til IS: magmatiske intrusjoner (Figur 44) og sandintrusjoner. Magmatiske intrusjoner er beskrevet ved detaljerte seismiske analyser fra den midtnorske marginen, i både Vøring og Møre bassengene, hvor sedimentene har blitt intrudert av store mengder magma som danner skålformede intrusjonsstrukturer (Figur 44). Geometrien til de magmatiske intrusjonene samsvarer med geometrien til IS, men det kan ikke observeres noen tilførselskanaler for magma inn til IS og intrusjonsdyppet til de magmatiske intrusjonene i Møre-bassenget ligger på mellom 5280-4840 meter (-4800 ms til -4400 ms), mens IS ligger på mellom -2517 ms til -2095 ms (Polteau et al., 2007). I den tilgjengelige litteraturen om Ormen Lange området finnes det ingen beskrivelser av magmatiske intrusjoner eller vulkansk aktivitet, innenfor det studerte intervallet i studieområdet, som ville kunne danne amplitudeanomaliene i Bryggeformasjonen (Brekke, 2000; Skogseid et al., 2000; Smith and Möller, 2003; Stuevold et al., 2003).

Den store utbredelsen av sandintrusjoner, med en geometri som samsvarer med geometrien til IS (Figur 44), beskrevet fra sedimentære bassenger over hele verden (Molyneux, 2001; Jolly and Lonergan, 2002; Molyneux et al., 2002a; Molyneux et al., 2002b; Huuse et al., 2003; Parnell and Kelly, 2003; Davide Duranti, 2004; Huuse et al., 2004; Huuse and Mickelson, 2004; Briedis et al., 2007; Cartwright et al., 2007; de Boer et al., 2007; Huuse et al., 2007; Jackson, 2007; Cartwright et al., 2008) gjør at amplitudeanomaliene i Bryggeformasjonen tolkes best til å være sandintrusjoner.

4.2.2 Dannelsesprosessen til IS

I det følgende vil dannelsesprosessen til IS bli diskutert. Det vil bli fokusert på hvor sanden i IS stammer fra og hvilke geologiske prosesser som har resultert i dannelsen av IS.

4.2.2.1 Hvor kommer sanden i IS fra?

Bryggeformasjonen består hovedsakelig av finkornede hemipelagiske biogene silikasedimenter (Stuevold et al., 2003). Fra den tilgjengelige litteraturen som omhandler Ormen Lange området (Stuevold et al., 2003; Bunz et al., 2005; Solheim et al., 2005b) er det ikke funnet noen beskrivelse av sand i det intervallet som IS er lokalisert i. Hvis IS er

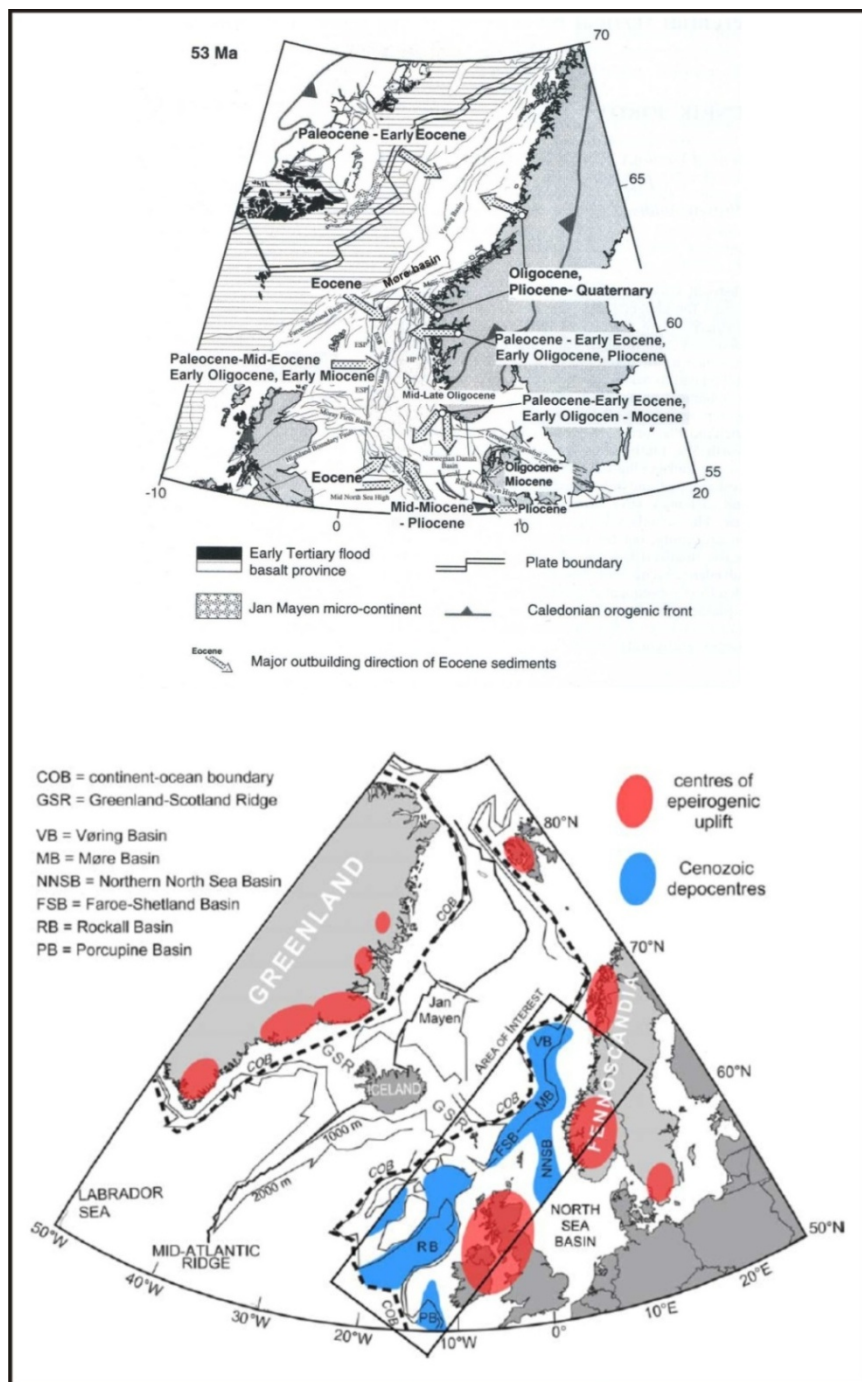
sandintrusjoner, hvor kommer så sanden fra? Det er et spørsmål som ikke er enkelt å besvare, men i det følgende vil det bli presentert to teorier som kan gi svar: 1. sanden er avsatt av turbiditt strømmer og 2. sanden stammer fra en dypere sandkilde som har blitt remobilisert.

Turbiditt avsetning: Den enkleste forklaringen på hvor sanden kommer fra er kanskje at det har blitt avsatt lokale sandlag som ikke har blitt penetrert av brønner i området og som dermed ikke har blitt beskrevet.

I fra tilgjengelig litteratur om intrusjonsstrukturer av klastisk opphav er det en klar trend på at de fleste tilfeller av klastiske intrusjonsstrukturer, i nordre Nordsjøen, opptrer i Paleocen til Miocen tid. De fleste av disse er oppdaget i sedimenter av tidlig Eocen alder og er mer uvanlig å oppdage i sedimenter av Oligocen og Miocen alder (Molyneux et al., 2002b; Løseth et al., 2003; Huuse and Mickelson, 2004).

Den sedimentære stratigrafien gjennom Paleogen i studieområdet er relativt dårlig dokumentert i den tilgjengelige litteraturen. Martinsen et al, (1999), Jordt et al, (2000) og Praeg et al, (2005) gir en beskrivelse av den tektoniske og sedimentære utviklingen av Nordsjøen og den midtnorske marginen gjennom Kenozoikum (Figur 45). Oppløfting av det norske fastlandet i øst og Shetlands plattformen i vest har skjedd i tre perioder i Kenozoikum: 1. sen Kritt til tidlig Paleocen, 2. sen Eocen til tidlig Oligocen og 3. sen Pliocen-Pleistocen tid. Dette dannet viktige klastiske (sediment) kilde områder for Nordsjøen og den midtnorske marginen (Figur 45) (Jordt et al., 2000). I den nordlige delen av Nordsjøen består Hordalandsgruppen av mer eller mindre kontinuerlige suksesjoner av vekselvis finkornede "mudstones" og sandsteiner avsatt gjennom Eocen og Oligocen (Løseth et al., 2003). Stuevold et al, (2003) beskriver sedimentene i Hordalandsgruppen, i studieområdet, til å bestå hovedsakelig av biogene silikasedimenter og beskriver ikke tilstedeværelsen av sand i dette intervallet. Praeg et al, (2005) beskriver i motsetning til Jordt et al, (2000) en innsynkning av det norske fastlandet i midt Kenozoikum. Dette medførte en reduksjon i sedimenttilførselen, før en landhevning igjen i sen Kenozoikum førte til at sedimenttilførselen til marginen igjen økte. Reduksjonen i sediment tilførselen i midt Kenozoikum kan forklare den reduserte tilstedeværelsen av sand i Bryggeformasjonen i studieområdet. Martinsen et al, (1999) beskriver derimot tilstedeværelsen av sand i sedimenter av Eocen og Oligocen alder i Mørebasenget. Avsetningsmiljøet gjennom Eocen og Oligocen er dominert av dypvanns og skråningsprosesser, inkludert turbiditt avsetninger med kilde fra vest i Eocen og øst i Oligocen (Martinsen et al., 1999). Både Jordt et al, (2000) og Praeg et al, (2005) beskriver det

opphøyde fastlands Norge som en viktig sedimentkilde for Mørebasen i Kenozoikum (Figur 45). Dette kan indikere, selv om sandintervaller ikke er beskrevet i Hordalandsgruppen, at turbidittiske sandavsetninger kan forekomme i Bryggeformasjonen i studieområdet.



Figur 45: Det øverste bildet viser sediment tilførselen fra det norske fastlandet og Shetlands plattformen til Mørebasen gjennom Kenozoikum (Jordt et al., 2000). Det underste bilde viser også at Mørebasen er et avsetnings basseng gjennom Kenozoikum (Praeg et al., 2005).

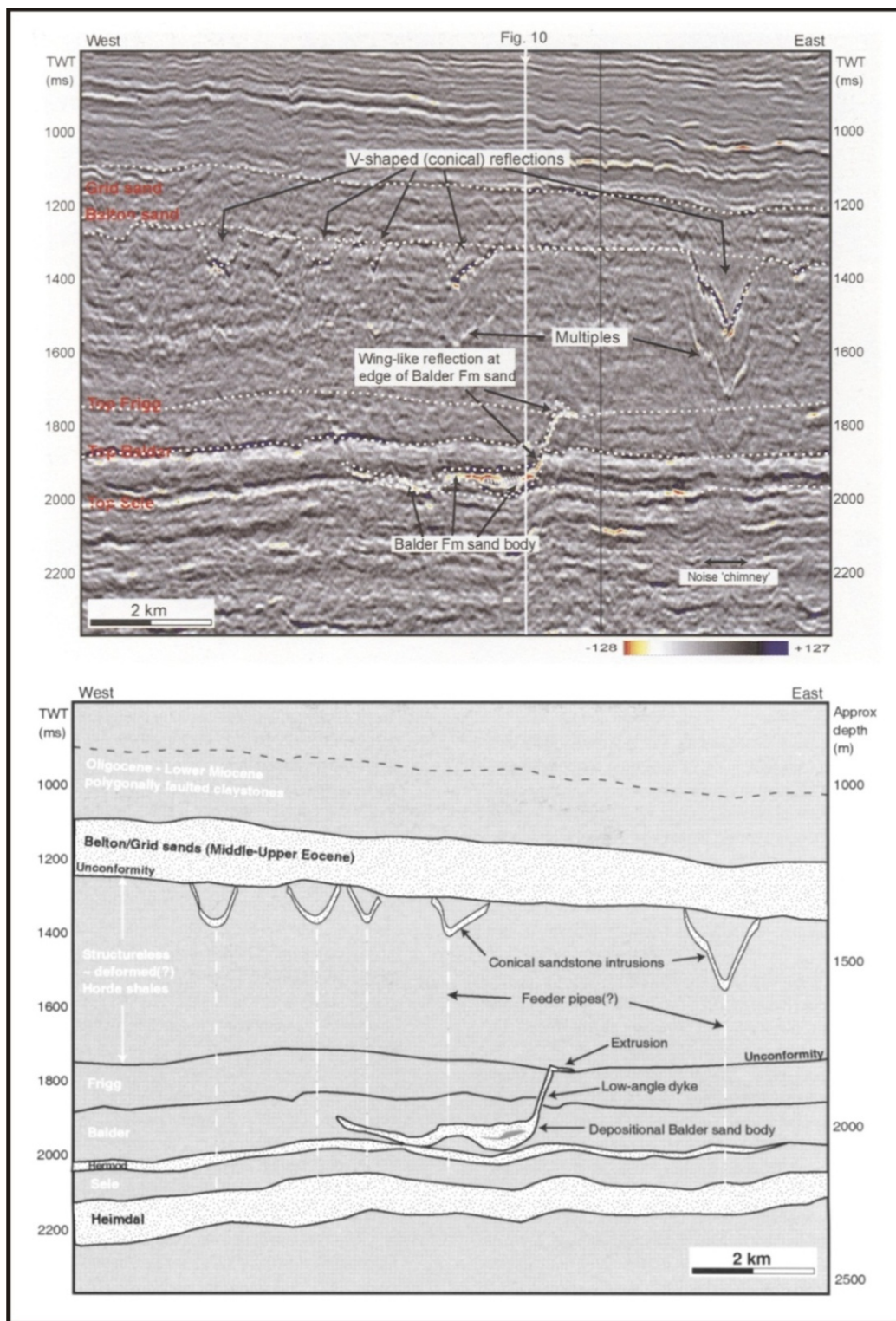
Remobilisering av en dypere sandkilde: Den andre teorien på hvor sanden i IS kommer fra er mer kompleks enn den første teorien, men eksempler eksisterer fra sedimentære bassenger flere steder i verden (Boehm and Moore, 2002; Huuse et al., 2003; Duranti and Hurst, 2004; Huuse et al., 2004; Cartwright et al., 2007; Hurst and Cartwright, 2007; Huuse et al., 2007; Martínez et al., 2007; Cartwright et al., 2008) der flere forfattere beskriver, hvordan sand kan remobiliseres fra dypere sandkilder og flytte seg hundrevis av meter opp gjennom stratigrafien. For eksempel i sedimenter av tidlig Paleogen alder, syd i Vikinggrabenen, i Nordsjøen er det beskrevet sandintrusjoner som krysser 120-250 meter opp gjennom stratigrafien fra en sandkropp i Balderformasjonen. Disse stopper ved en ukonformitet ved topp Friggformasjonen hvor de har ekstrudert på paleohavbunnen. Lenger opp i stratigrafien er det beskrevet flere sandintrusjoner som krysser 50-300 meter opp gjennom stratigrafien. Disse sandintrusjonene begynner fra distinkte apekser og er tolket til å ha blitt remobilisert gjennom utblåsningspiper med opphav i en sandkilde som ligger 400-700 meter under sandintrusjonene (Figur 46) (Huuse et al., 2004). I et annet eksempel fra Færøy - Shetlandsbassenget, er det beskrevet sandintrusjoner som stammer fra en undersjøisk vifte av midt Eocene alder. Sanden fra viften har blitt remobilisert og injisert opp gjennom 700 meter tykke, sterkt polygonalt forkastede, leirsteiner og danner et sammenhengende nettverk av sandintrusjoner, lokalisert noen få hundre meter under paleohavbunnen (Figur 47) (Shoulders and Cartwright, 2004). Disse eksemplene viser at, hvis forholdene ligger til rette for det, kan sand remobiliseres fra en sandkilde og injiseres gjennom flere hundre meter med sedimenter og danne sandintrusjoner på intervaller hvor det ikke er avsatt sand.

Som nevnt tidligere, beskriver Huuse og Mickelson, (2004) at for å få dannet storskala sandintrusjoner er følgende tre fremmede faktorer viktige: 1. en eller flere kilder av godt sortert ukonsolidert sand, 2. dannelsen overtrykk i en forseglet formasjon og 3. en utløsningsmekanisme som for eksempel fluidisering.

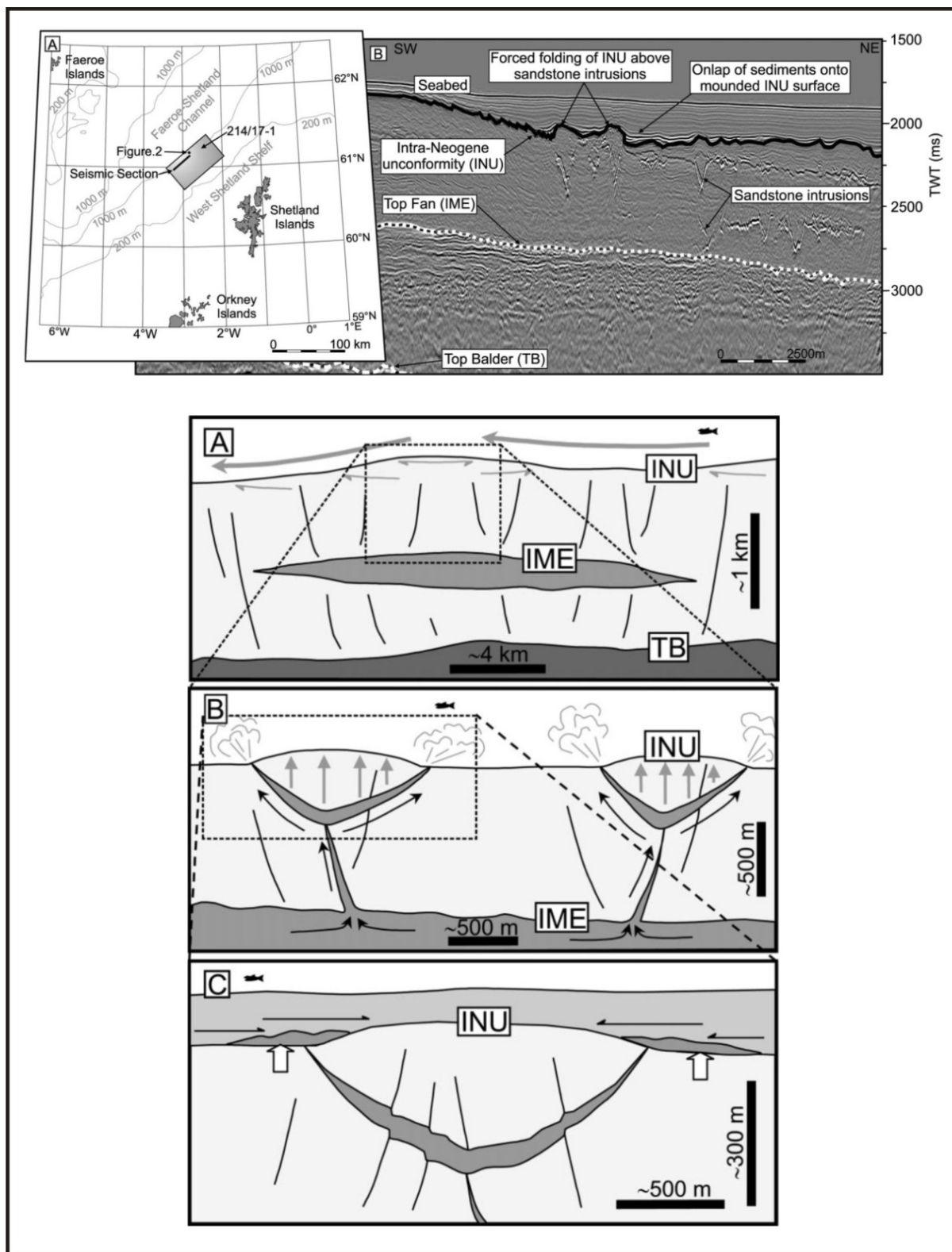
Ormen Lange reservoaret består av sandsteiner tilhørende øvre Springarformasjonen og Eggaledd sanden i Vaaleformasjonen. Reservoaret har en utstrekning på 350 km² og reservoar sanden er omtrent 50 meter tykk. Ut fra brønn historien (wellbore history) til brønn 6305/8-1 (Figur 17) går det frem at sanden i den øvre delen av Eggaledd sanden i Ormen Lange feltet er ukonsolidert (NPD, 2000). De underliggende sedimentene av Maastricht alder er dominert av marine "mud" sedimenter, avbrutt av innslag med klastisk materiale fra turbiditt strømmer. Over reservoaret (Vaaleformasjonen) ligger Lista, Sele og

Balderformasjonene som hovedsakelig består av ”mudstones” avsatt fra midt Paleocen til tidlig Eocen (Smith and Möller, 2003; Stuevold et al., 2003; Möller et al., 2004). Reservoarsanden var, med andre ord, allerede tidlig i Paleogen innkapslet i ”mud” sedimenter. Teoretisk kunne reservoar sanden allerede på dette stadiet være forseglet, og under overtrykk, som følge av ulik kompaksjon. Dannelsen av Ormen Lange domene, som følge av kompresjon (Spredning av Atlanteren (ridge push)), fra midt Eocen til Miocen tid resulterte i dannelsen av den fellestrukturen den er i dag (Dore and Lundin, 1996; Vågnes et al., 1998). Denne forseglede fellestrukturen med ukonsolidert sand var ideell for oppfangning av migrerende fluider som olje, gass og formasjonsvann. Polygonale forkastninger er til stede og påvirker hele reservoaret i Ormen Lange i dag (Stuevold et al., 2003). Polygonale forkastninger dannes i den tidligste fasen av kompaksjon og fluidutdriving fra sedimentene (Cartwright and Dewhurst, 1998) og Möller et al, (2004) skriver at de polygonale forkastningene antagelig var aktive allerede under avsetningen av reservoarsanden noe som indikerer at de sannsynligvis allerede var utviklet tidlig i Paleogen. Tidlig til midt Paleogen var store mengder sand til stede og høyst sannsynlig, var også alle de fremmede faktorene som Huuse og Mickelson, (2004) beskriver, til stede i Ormen Lange.

I tidlig Oligocen alder var Ormen Lange domene godt utviklet og med høy sannsynlighet var også reservoaret forseglet. Ved migrering av fluider inn i reservoaret kan det ha bygget seg opp et stort overtrykk som til slutt resulterte i fluidisering av den ukonsoliderte sanden i reservoaret. En utløsningsmekanisme, som et jordskjelv utløst av tektonisk bevegelse ved spredningsryggen eller ved at polygonale forkastninger under og over reservoaret plutselig utviklet seg gjennom reservoaret, kan så ha forårsaket en kollaps av kornstrukturen i den ukonsoliderte sanden. Dette igjen ville ha skapt ytterligere overtrykk og resultert i at forseglingen ble brutt. Fluider og sand kan så ha blitt remobilisert og injisert oppover i stratigrafien til det ekstruderte ut på paleohavbunnen eller til det ”frøs” og stoppet som følge av en trykkutligning. Tre mulige scenarier for hvordan dette kan skje har blitt utviklet: 1. det ble dannet en utblåsnings pipe som utlignet trykket ved remobilisering av sand og fluider som ekstruderte ut på paleohavbunnen (Figur 48), 2. det ble dannet sandintrusjoner som utlignet trykket ved remobilisering av sand og fluider (Figur 49) og 3. flere små utblåsningspiper ble dannet og utlignet trykket ved remobilisering av sand og fluider som ble injisert inn i Bryggeformasjonen (Figur 50).



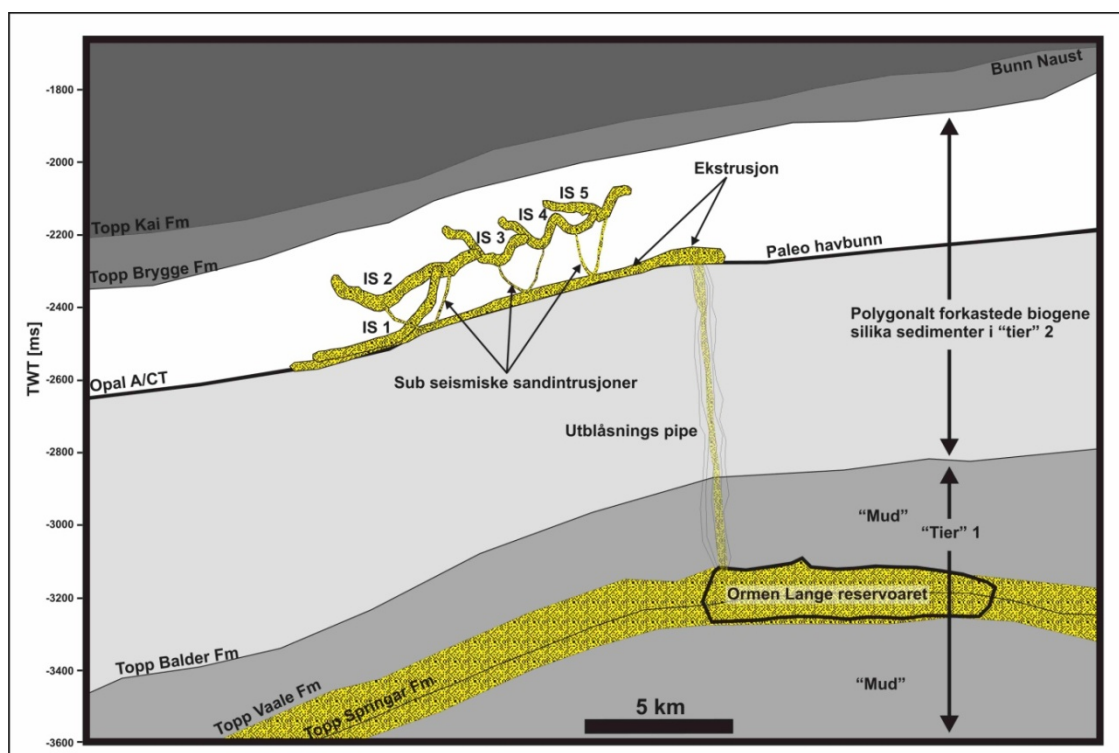
Figur 46: Øverste bilde: Den seismiske linjen viser hvordan vinglignende refleksjoner, syd i Vikinggrabenen i Nordsjøen, kutter diskordant opp gjennom Balderformasjonen og stopper ved topp Friggformasjonen. Det kan også observeres V formede refleksjoner 500-600 ms TWT over topp Balderformasjonen. Nederste bilde: En illustrasjon som viser hvordan den vinglignende refleksjonen i Balderformasjonen kutter gjennom stratigrafien og ekstruderer ut på paleohavbunnen. Det kan også observeres hvordan det er tenkt at sanden i de V formede refleksjonene er remobilisert gjennom utblåsnings piper fra den dypere sandkilden og er intrudert inn i sedimentene under Belton/Grid sandene (midt til sen Eocen) (Huuse et al., 2004).



Figur 47: *Oppe til venstre:* Kart over Færøy-Shetlandsbassenget som viser lokaliteten til den seismiske linjen i bildet oppe til høyre. *Oppe til høyre:* En seismisk linje som viser hvordan diskordante høyamplitude refleksjoner, tolket til å være sandintrusjoner, oppstår fra en sandrik undersjøisk vifte av Eocen alder. *Nederste bilde:* en illustrasjons serie som viser hvordan det er tenkt at sandintrusjonene (fra bildet oppe til høyre) oppstår fra den sandrike viften og blir injisert opp gjennom stratigrafien og danner V formede sandintrusjoner (Shoulders and Cartwright, 2004).

Remobilisering og ekstrusjon via utblåsnings pipe: En vertikal struktur, som er observert i det seismiske datasettet NH9602, strekker seg fra reservoaret og opp til Opal A/CT reflektoren (Figur 41). Denne strukturen ser ut til å begynne fra reservoarnivået og strekker seg ca. 1000 ms opp gjennom stratigrafien og terminerer ved Opal A/CT reflektoren. Cartwright et al, (2007) beskriver slike vertikale søyleformede soner med forstyrrede refleksjoner eller vertikalt stablede amplitudeanomalier i seismikk til å være utblåsningspiper. Hvis denne vertikale strukturen representerer en utblåsningspipe som terminerer ved Opal A/CT reflektoren, representerer den også en mulig forklaring på hvordan sanden i IS kan ha havnet i Bryggeformasjonen.

Figur 48 illustrerer hvordan en utblåsningspipe kan ha supplert Bryggeformasjonen med sand fra reservoaret. Som beskrevet over kan det i løpet av Oligocen alder ha oppstått et overtrykk i reservoaret. Dette har til slutt initiert en remobilisering og injeksjon av sand oppover i stratigrafien i form av en utblåsningspipe som har ekstrudert ut på paleohavbunnen. Ved videre overlaging av den ekstruderte sanden gjennom Oligocen og Miocen tid, kan prosessen ha gjentatt seg og en ny remobilisering har resultert i dannelsen av strukturer som IS (Figur 48).

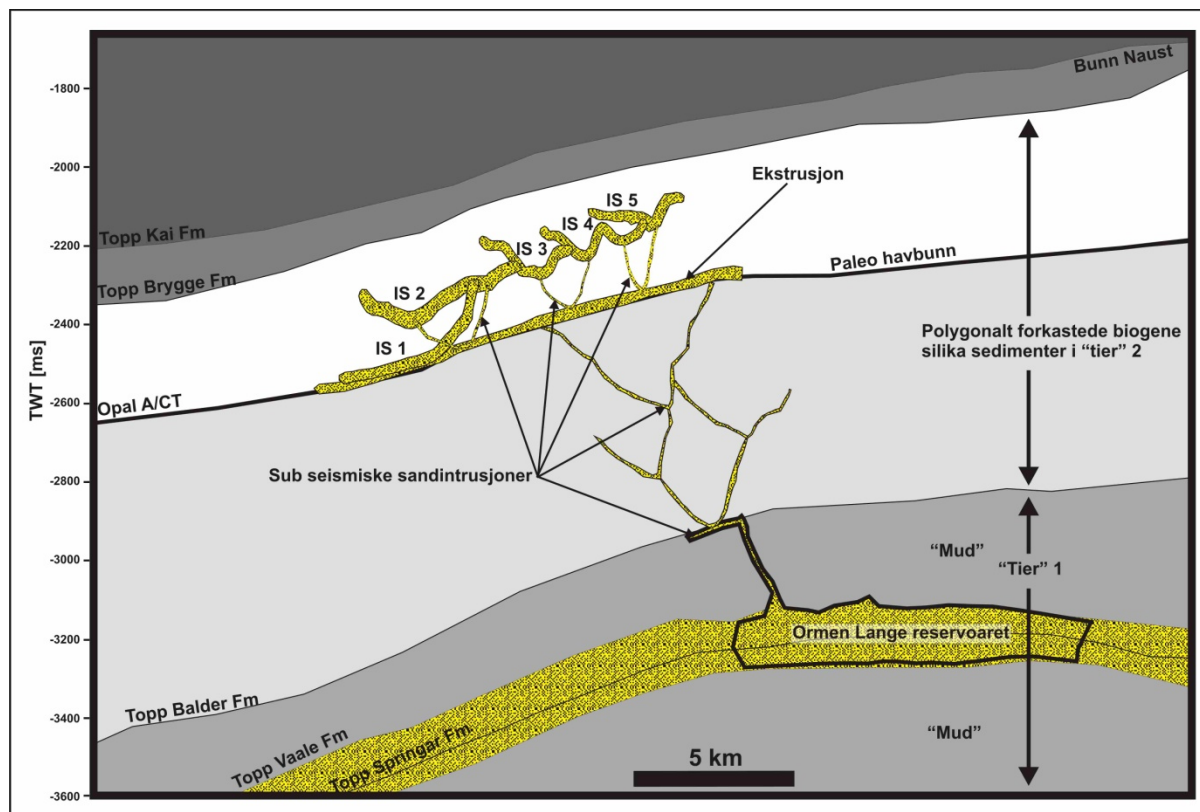


Figur 48: Illustrasjonen viser en konseptuell modell av hvordan en remobilisering av sanden i Ormen Lange reservoaret kan føres opp gjennom stratigrafien i en utblåsnings pipe og ekstrudere ut på en paleohavbunn, for så å bli overlagret og igjen bli remobilisert og injisert videre opp i stratigrafien som IS.

Remobilisering, injeksjon og ekstrusjon via subseismisk sandintrusjonskompleks:

Illustrasjonen i Figur 49 er i utgangspunktet basert på de samme fysiske forholdene som for illustrasjonen i Figur 48, men når den forseglede strukturen brytes og en remobilisering initieres, dannes det sandintrusjoner i stedet for en utblåsnings pipe. Det er ikke observert noen helt klare eksempler på sandintrusjoner i Rogalandsgruppen, men som beskrevet over var forholdene for dannelsen av sandintrusjoner sannsynligvis til stede allerede i midt Paleogen tid. Selv om det ikke er observert noen klare eksempler på sandintrusjoner i Rogalandsgruppen i det seismiske datasettet NH9602 betyr ikke nødvendigvis at det ikke eksisterer sandintrusjoner i dette intervallet.

Et seismisk datasett prosessert for optimal oppløsning ved reservoarnivå ville kanskje ha avklart om sandintrusjoner av seismisk skala var til stede, men den begrensede oppløsningen til seismiske data generelt gjør at mindre sandintrusjoner aldri ville ha blitt oppdaget på seismiske data (Huuse et al., 2004). Illustrasjonen i Figur 49 viser hvordan sand og fluider i sub seismiske sandintrusjoner, generert av fluidisering av sanden i reservoaret og hydrofrakturering av den forseglede strukturen, injiseres oppover i stratigrafien og ekstruderer ut på paleohavbunnen. At sandintrusjoner er sub seismiske betyr ikke at det remobiliseres mindre mengder fluider og sand ved dannelsen av disse enn ved seismisk oppløsbare sandintrusjoner. Sub seismiske fluidutdrivningssystemer kan være mer effektive enn større systemer (Cartwright et al., 2007). Ved videre overlaging av sedimenter gjentar prosessen seg og en remobilisering av den ekstruderte sanden injiseres videre opp gjennom stratigrafien og danner IS (Figur 49).



Figur 49: Illustrasjonen viser en konseptuell modell av hvordan en remobilisering av sanden i Ormen Lange reservoaret kan føres opp gjennom stratigrafien via et sub seismisk sandintrusjonskompleks og ekstrudere ut på en paleohavbunn, for så å bli overlagret og igjen bli remobilisert og injisert videre opp i stratigrafien som IS.

Remobilisering og direkte injeksjon inn i Bryggeformasjonen via utblåsningspiper

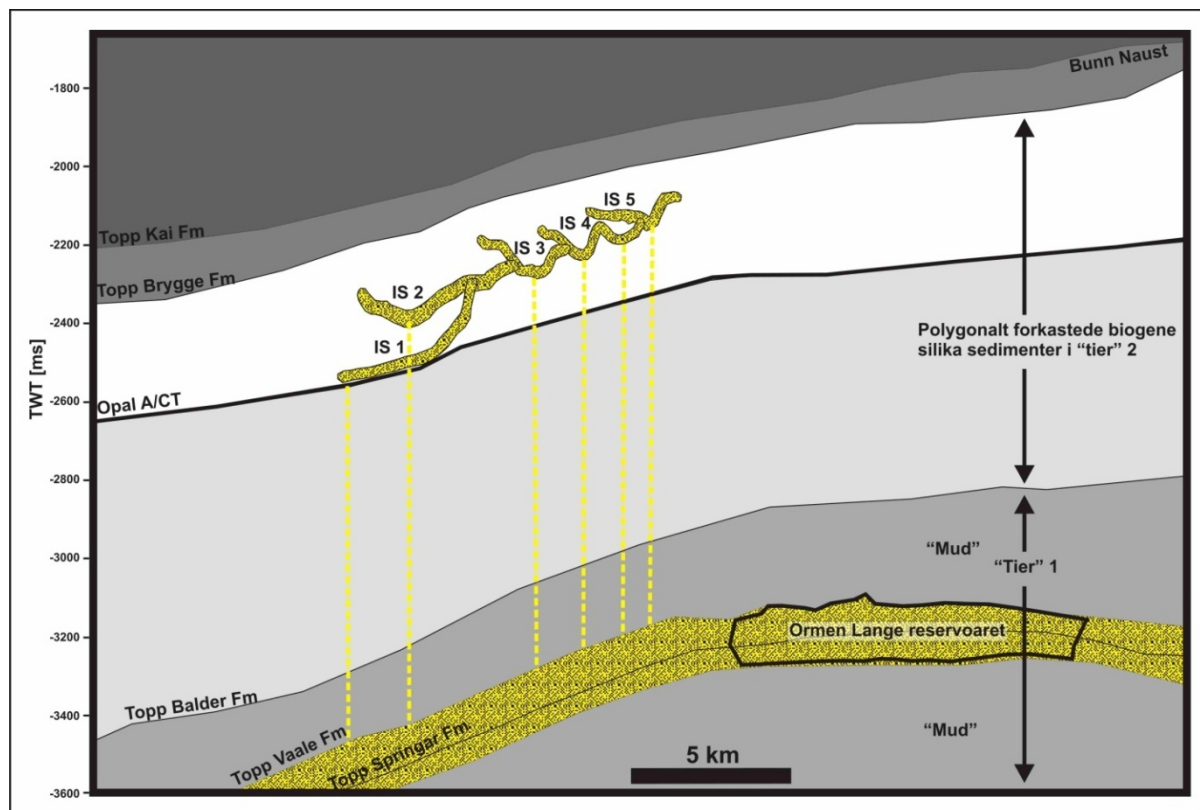
Hvis de biogene silikasedimentene som IS er intrudert inn i allerede var avsatt når en remobilisering av sanden i Ormen Lange reservoaret fant sted kan en remobilisering og en direkte injeksjon inn i disse sedimentene ha resultert i dannelsen av IS. Huuse et al, (2004) forklarer dannelsen av sandintrusjoner, som krysser 50-300 meter opp gjennom stratigrafien, ved at de har blitt remobilisert gjennom utblåsningspiper fra en sandkilde som ligger 400-700 meter dypere (Figur 46). En konseptuell modell for dette scenarioet er også blitt utviklet (Figur 50). I utgangspunktet er det de samme prosessene for remobilisering fra reservoaret som gjør seg gjeldene i dette scenarioet som for de foregående scenarioene, men her er sedimentene som IS er intrudert inn i allerede avsatt. Den remobiliserte sanden fra reservoaret blir direkte injisert inn i de biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen. I seismikken ser IS ut til å springe ut fra Opal A/CT reflektoren (Figur 35). Hvis omvandlingssonen fra opal A til opal CT, på tidspunktet for remobilisasjon og injeksjon, allerede var etablert slik den fremstår på seismikken i dag, kan det være forklarende for

hvorfor IS ser ut til å springe ut av Opal A/CT reflektoren. De biogene silikasedimentene som er omvandlet til opal CT vil være kompakte og delvis konsoliderte, mens de overliggende opal A sedimentene vil være ukonsoliderte. Når sand og fluider blir remobilisert fra reservoaret og blir ført gjennom utblåsningspiper opp gjennom de delvis konsoliderte opal CT sedimentene vil fluidstrømningen være vertikal, men når sanden og fluidene kommer inn i de ukonsoliderte opal A sedimentene nær paleohavbunnen vil strømmingen lettere kunne bre seg utover i mer horisontal retning.

Davies et al, (2006) beskriver sandintrusjoner i Mørebasenget som utspringer fra Opal A/CT reflektoren, krysser opp gjennom 400 meter med sedimenter og terminerer rett under paleohavbunnen (Figur 51B). IS har en vertikalutbredelse på ca. 400 meter. Det er ikke observert at IS ekstruderer ut på paleohavbunnen, men eksempelet til Davies et al, (2006) (Figur 51B) indikerer at IS også har terminert ved eller ekstrudert ut på paleohavbunnen. Dette fordi begge tilfellene av sandintrusjoner er lokalisert i Mørebasenget, springer ut fra Opal A/CT reflektoren og kutter gjennom ca. 400 meter med sedimenter.

Når den fluidiserte sanden ble injisert inn i opal A sedimentene og strømmet mot paleohavbunnen ble trykkforskjellen utlignet og den fluidiserte sanden ”frøs” og resulterte i dannelsen av IS (Figur 50).

Problemet med dette scenarioet er at utblåsningspipene ikke utspringer fra toppen av Ormen Lange domen, men nede på flanken. I en homogen sand med god permeabilitet lokalisert i en dom struktur vil en forvente at trykket vil være størst på toppen av domen og at en hydrofrakturering av seglet vil skje der hvor trykket er størst. Möller et al, (2004) beskriver flere facies som inneholder lavpermeable sedimenter som leire og karbonat sementert sand. Samtidig er Ormen Lange feltet sterkt påvirket av polygonale forkastninger (Stuevold et al., 2003). De lavpermeable sedimentene som Möller et al, (2004) beskriver er forkastet av de polygonale forkastningene og det er mulig at dette kan medføre dannelsen av lokalt forseglede sandenheter i reservoarsanden og sandsteiner i brønn 6305/1-1 er under høyt overtrykk (Möller et al., 2004). Dette indikerer at det er mulig at lokalt overtrykk kan ha blitt utviklet i forseglede sandenheter som har resultert i hydrofrakturering og remobilisering i form av utblåsningspiper på flanken av Ormen Lange domen som vist i Figur 50.



Figur 50: Illustrasjonen viser en konseptuel modell av hvordan en remobilisering av sand fra reservoar nivået i Ormen Lange feltet kan føres opp gjennom stratigrafien via utblåsningspiper og injiseres inn i de biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen og resultere i dannelsen av IS.

De tre presenterte scenarioene, illustrert i Figur 48, Figur 49 og Figur 50 er hver for seg sannsynlige hendelsesforløp for remobilisering, injisering og ekstrusjon ut på paleohavbunnen. En kombinasjon av disse scenarioene er også et mulig hendelsesforløp når de sammenlignes med eksemplene til Huuse et al, (2004) (Figur 46) og Shoulders og Cartwright, (2004) (Figur 47).

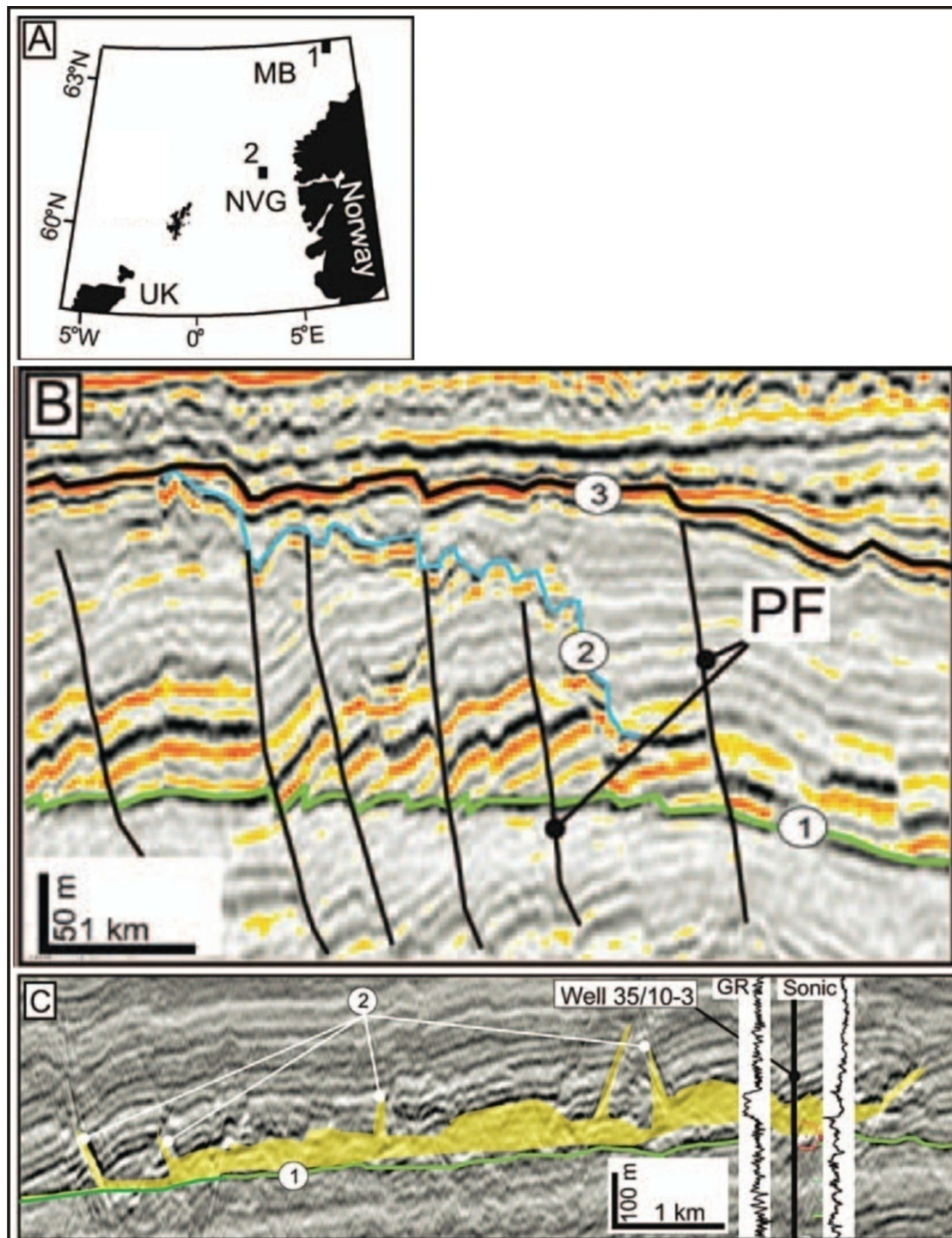
IS er som beskrevet tidligere relativt store strukturer og det kreves mye sand for å danne slike sandintrusjoner. Det er vanskelig å forklare hvordan lokale turbiditt avsetninger kan avsette nok sand for å supplere IS med sand alene, og hvordan den avsatte sanden kun har blitt lokalt avsatt i nærheten av IS uten at det finnes beskrivelser av sand i nærliggende brønner. Det er selvsagt mulig at dette har skjedd, men ut fra eksemplene til Huuse et al,(2004) (Figur 46) og Shoulders og Cartwright, (2004) (Figur 47), er det mer sannsynlig at sanden stammer fra en remobilisering av en dypere sandkilde eller eventuelt, ved en kombinasjon av de to teoriene.

4.2.2.2 Dannelsesprosessen til IS ved ekstrusjon av remobilisert sand fra Ormen Lange reservoaret ut på paleohavbunnen

Hvis den remobiliserte sanden fra Ormen Lange har blitt ekstrudert ut på paleohavbunnen, hvilke prosesser har så ført til at den remobiliserte sanden igjen har blitt remobilisert og injisert inn i de biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen? En ny remobilisering betyr at det igjen må ha oppstått et overtrykk i sanden og en ny utløsningsmekanisme må ha forårsaket en remobilisering og injisering. Det vil i det følgende bli presentert teorier på hvordan disse prosessene har foregått.

Ved videre overlaging av den remobiliserte og ekstruderte sanden fra Ormen Lange reservoaret legges igjen et grunnlag for dannelsen av overtrykk i sanden. På Figur 35 kan det observeres at IS i seismikken, ser ut til å ha utspring fra Opal A/CT reflektoren. Hvis en remobilisering av reservoarsanden har ført til en ekstrusjon av sand ut på en paleohavbunn som i dag tilsvarer Opal A/CT nivå må denne remobiliseringen ha skjedd i løpet av tidlig Oligocen alder. Gjennom resten av Oligocen og frem til midt Pliocen tid har den ekstruderte sanden blitt overlaget av finkornede biogene silikasedimenter med innslag av finkornede skråningsavsetninger (leirsedimenter), som turbiditt avsetninger (Martinsen et al., 1999; Stuevold et al., 2003). Davies et al, (2006) beskriver flere stor skala sandintrusjoner injisert i finkornede biogene silikasedimenter fra sen Eocen til Pliocen tid i Mørebasenget og Nordsjøen. I disse bassengene forårsaker omdannelsen av opal A til opal CT en markert reduksjon i sediment porøsitet og frigjøring av formasjonsbundet vann, ofte ved relativt grunn overlaging. Dette skjer over relativt korte geologiske tidsperioder og over store områder i sedimentære bassenger, som fører til hurtig porefluid utdriving. De frigjorte fluidene fyller opp sandkroppene og fører til at det oppstår overtrykk som potensielt kan forårsake remobilisering og injisering. Et eksempel på dette, fra Mørebasenget hvor en høyamplitude refleksjon, tolket til å være en sandintrusjon oppstår rett over Opal A/CT reflektoren og krysser diskordant opp gjennom stratigrafien (Figur 51 B) (Davies et al., 2006). Den blir forkastet av polygonale forkastninger og terminerer ved paleohavbunnen som er ca. 300 meter over Opal A/CT reflektoren (Figur 51 B) (Davies et al., 2006). I et annet eksempel fra nord i Vikinggrabenen i Nordsjøen beskrives lignede amplitudeanomalier, tolket til å være sandintrusjoner, som krysser diskordant opp gjennom stratigrafien fra en sandkropp. En av disse sandintrusjonene er penetrert av brønn 35/10-1 og viste seg å være en 25 meter tykk sandstein. Sandintrusjonene oppstår rett over Opal A/CT reflektoren og

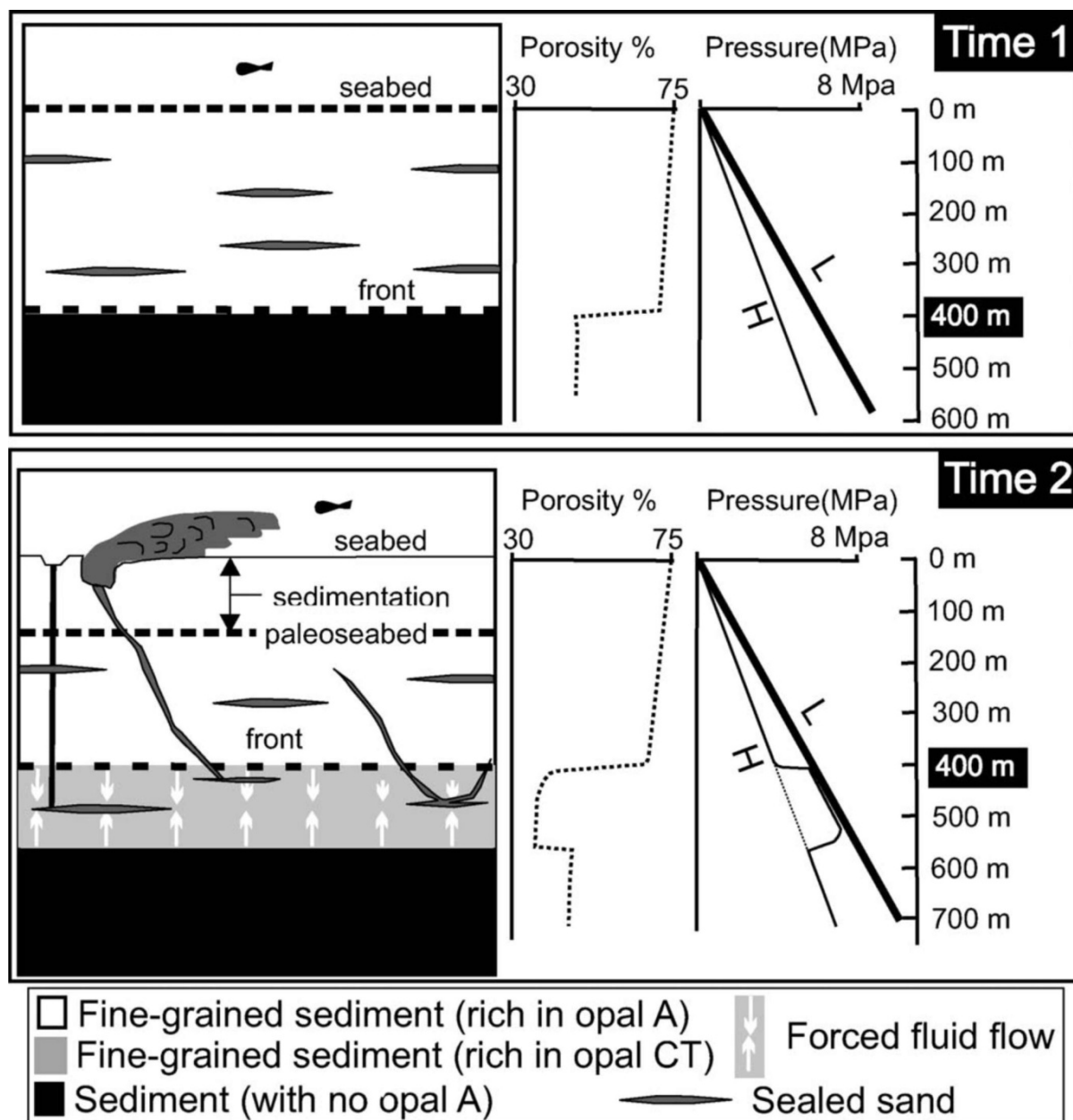
terminerer under paleohavbunnen ca. 400 meter over Opal A/CT reflektoren (Figur 51 C) (Davies et al., 2006).



Figur 51: Øverste bilde: Kart over nordvest Nordsjøen. FSB: NVG: nordre Vikinggraben og MB: Mørebassenget. 1: viser lokasjonen til den seismiske linjen i bildet i midten (Mørebassenget). 2: Viser lokasjonen til den seismiske linjen i det nederste bildet (nordre Vikinggraben). Midterste bilde: Seismisk linje fra Mørebassenget som viser: 1. Opal A/CT reflektoren, 2. Sandintrusjoner, 3. Paleohavbunnen og PF. Polygonale forkastninger. Nederste bilde: Seismisk linje fra nordre Vikinggraben som viser: 1. Opal A/CT reflektoren, 2. sandintrusjoner, GR. "Gamma ray" loggen og "Sonic" loggen (Davies et al., 2006).

Overtrykk i biogene silikasedimenter

Amorfe biogene silikasedimenter (opal A) har høy permeabilitet og rene opal A sedimenter er lite effektive forseglings sedimenter. For at en forsegling av sand i opal A sedimenter skal skje er tilstedeværelsen av leirsedimenter nødvendig (Davies et al., 2006). For at overtrykk skal ha oppstått må de biogene silikasedimentene ha innholdt porøse og permeable sandlag, inne kapslet i leirsedimenter. Ved overlaging har dette blitt ført inn i omvandlingssonen fra opal A til opal CT. Fluidene, fra fluidutdrivningen, har blitt presset inn i den porøse og permeable sanden og det har oppstått overtrykk (Figur 52) (Davies et al., 2006). Omvandlingen fra opal A til opal CT skjer vanligvis innen ca. en km med overlaging: derfor kan det ventes at silisiklastiske sedimenter har relativt lav strekkfasthet, forskjellen mellom det hydrostatiske trykket og oppsprekkningsstrykket er relativt liten, sammenlignet med sedimenter begravet på større dyp og kornete sedimenter som ikke er litifiserte er mer tilbøyelige for fluidisering. Hvis det antas en havvannstetthet på 1.03 g/cm og en utgangs tetthet på "mud" sedimenter på 1.45 g/cm, ved havbunnen, som øker til 1.55 g/cm etter 400 meter med overlaging, kan det beregnes at det kun trengs et trykk på ca. 1.4-2.0 Mpa over det hydrostatiske trykket for at en hydrofrakturering skal skje (Figur 52) (Mandl and Harkness, 1987; Davies et al., 2006). Hydrofrakturering av forseglingen vil skape en differensiell trykkgradient gjennom sanden og dette vil initiere fluidstrømning. Jordskjelv eller overtrykk forårsaket av fluidutdrivning kan utløse hydrofrakturering og hvis fluidiseringshastigheten overskrider den effektive vekten til sandkornene vil disse strømme sammen med fluidene gjennom hydrofrakturen og injiseres opp gjennom stratigrafien (Figur 52) (Davies et al., 2006).

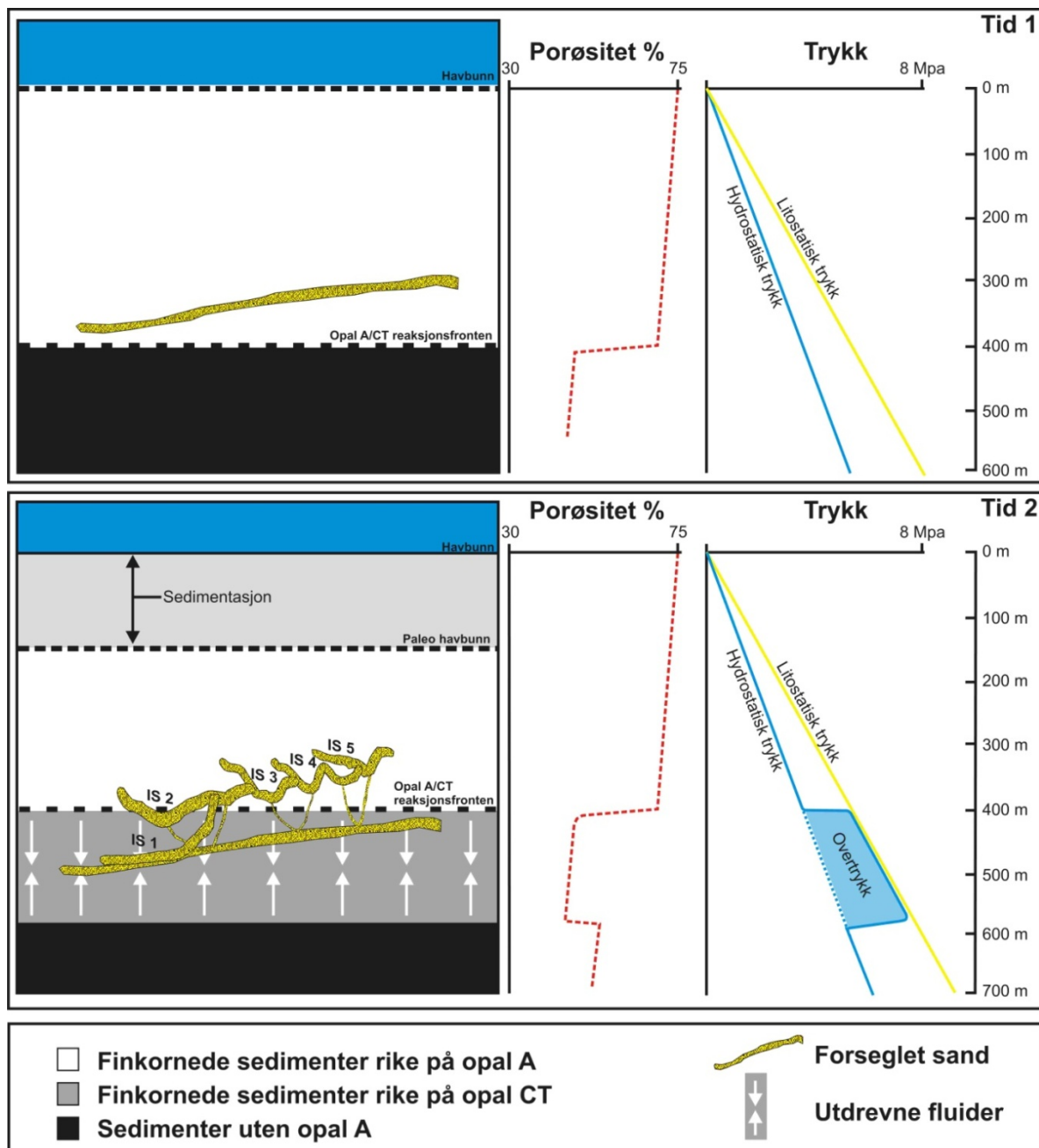


Figur 52: To illustrasjoner som viser hvordan porositeten og trykket endres ettersom sand, innekapslet i leirsedimenter, blir overlageret og blir ført inn i omvandlingssonen fra opal A til opal CT. *Det øverste bildet:* Innekapslede sand linsener i biogene silikasedimenter. Reaksjonsfronten fra opal A til opal CT ses ved at porositeten minker drastisk ved 400 meter overlagering, men det er ikke oppstått noe overtrykk i sandlinsene. *Nederste bilde:* Som følge av overlagering har sandlinsene blitt ført inn i omvandlingssonen fra opal A til opal CT og er begravet på over 400 meter. Porositeten reduseres fremdeles drastisk og fluidene fra fluidutdrivningsprosessen presses inn i sandlinsene og det oppstår overtrykk og hydrofrakturering av forseglingen til sandlinsene, som resulterer i remobilisering og injeksjon (Davies et al., 2006).

Overtrykk i den remobiliserte sanden

Sandintrusjonene (IS) i Bryggeformasjonen har utspring fra Opal A/CT reflektoren i seismikken (Figur 35) og intruderer polygonalt forkastede biogene silikasedimenter. Den påfallende likeheten mellom eksemplene til Davis et al, (2006) (Figur 51) og IS (Figur 35), gjør det sannsynlig at fluidutdriving fra omvandlingen fra opal A til opal CT i Bryggeformasjonen har medført oppbygging av overtrykk i den remobiliserte sanden. Som Davies et al, (2006) beskriver er leirsedimenter essensielt for at forsegling av sand i biogene silikasedimenter (opal A) skal kunne skje. For at det skal ha oppstått overtrykk i den remobiliserte sanden må det derfor ha vært avsatt en del leirsedimenter i samme periode som den remobiliserte sanden ekstruderte ut på paleohavbunnen. Ifølge Møller et al, (2004) består sedimentene i Bryggeformasjonen av vekselvis biogene silikasedimenter og laminerte leirsedimenter. Dette stemmer godt overens med avsetningsmiljøet gjennom Oligocen som er dominert av dypvanns og skråningsprosesser, inkludert turbiditt avsetninger (Martinsen et al., 1999).

På grunnlag av Davies et al, (2006) sine beskrivelser blir det i det følgende presentert et sannsynlig scenario for dannelsen av overtrykk i den remobiliserte sanden fra Ormen Lange reservoaret. Dette scenarioet er illustrert i Figur 53 som er utviklet på grunnlag av illustrasjonen til Davies et al, (2006) vist i Figur 52. Først ble reservoarsanden remobilisert og ekstrudert ut på paleohavbunnen. Den ekstruderte sanden blir innkapslet i leirsedimenter (som antagelig faller ut av suspensjon etter turbiditt strømmer). Deretter blir den ekstruderte sanden overlagret av biogene silikasedimenter med innslag av turbiditt avsetninger. Ved ca. 400 meter overlagring føres den ekstruderte sanden inn i omvandlingssonen fra opal A til opal CT og fluidutdrivingen, som følge av kompresjon og en drastisk reduksjon i porøsiteten til opal A ettersom den omdannes til opal CT, fører til at fluider presses inn i den forseglede ekstruderte sanden. Fluidene som presses inn i den ekstruderte sanden gjør at det dannes et overtrykk. Når overtrykket begynner å gå mot oppsprekkningsstrykket fluidiseres sanden og fører til at kornstrukturen blir ustabil (Figur 53).



Figur 53: To illustrasjoner som viser hvordan porøsiteten og trykket endres ettersom den remobiliserte sanden fra reservoaret, inne kapslet i leirsedimenter, blir overlagret og blir ført inn i omvandlingssonen fra opal A til opal CT. *Øverste bildet:* Sanden, inne kapslet i leirsedimenter, i de biogene silikasedimentene. Reaksjonsfronten fra opal A til opal CT ses ved at porøsiteten minker drastisk ved 400 meter overlaging, men det er ikke oppstått noe overtrykk i sanden. *Nederste bilde:* Som følge av overlaging har sanden blitt ført inn i omvandlingssonen fra opal A til opal CT og er begravet på over 400 meter. Porøsiteten reduseres fremdeles drastisk og fluider fra fluidutdrivningsprosessen presses inn i sanden og det oppstår overtrykk som resulterer i hydrofrakturering av forseglingen, remobilisering, injeksjon og dannelsen av IS (Illustrasjonene er laget på bakgrunn av illustrasjonene (Figur 52) i Davies et al, (2006)).

4.2.2.3 Utløsningsmekanismer for remobilisering av den ekstruderte sanden fra reservoaret

Sandintrusjoner av Eocen alder i Nordsjøen blir ofte beskrevet fra den sandrike Balderformasjonen av Eocen alder (Huuse and Mickelson, 2004). Den utbredte forekomsten av sandintrusjoner i tidlig til midt Eocen i forskjellige deler av Nordsjøbassenget peker i retning av at det er en felles kontrollerende dannelses faktor for disse over hele bassenget (Huuse and Mickelson, 2004). Vanligvis oppstår overtrykk i sand enheter ved ulik kompaksjon eller ved fluidisering som følge av seismisk aktivitet (Duranti and Hurst, 2004) I Nordsjøen blir ofte ulik kompaksjon beskrevet som årsaken til dannelsen av overtrykk (Huuse and Mickelson, 2004), men Davies et al, (2006) mener det er usannsynlig at ulik kompaksjon er årsaken til dannelsen av overtrykk i sandintrusjoner som utspringer fra Opal A/CT reflektoren. Det er derfor lite trolig at sandintrusjonene i Bryggeformasjonen (IS) har samme dannelses faktor som sandintrusjonene som Huuse og Mickelson, (2004) beskriver.

I fra scenarioet beskrevet over, fører de utdrevne fluidene fra omdannelsen av opal A til opal CT til at det ble dannet et overtrykk som resulterte i fluidisering av sanden. Kornstrukturen i den fluidiserte sanden var på dette stadiet veldig ustabil og tre typer utløsningsmekanismer som kan ha ført til en kollaps av sandstrukturen, hydrofrakturering av forseglingen og remobilisasjon og injeksjon av sanden er foreslått: 1. jordskjelv, 2. overtrykk og 3. utviklingen av polygonale forkastninger.

Jordskjelv: Seismiske rystelser fra et jordskjelv forårsaket en kollaps av kornstrukturen, hydrofrakturering, remobilisasjon og injeksjon. **Overtrykk som utløsnings mekanisme:** Fluiden fra opal A/CT prosessen, eller migrering av gass, inn i sanden, førte til ytterligere overtrykk. Dette resulterte i hydrofrakturering av forseglingen og remobilisasjon og injeksjon av sanden. **2. Utvikling av polygonal forkastninger:** Polygonale forkastninger utviklet seg relativt hurtig gjennom den forseglede sanden og forårsaket hydrofrakturering av den forseglede sanden, remobilisering og injeksjon.

Både Jolly og Lonergan, (2002), Duranti og Hurst, (2004) og Jackson, (2007) beskriver det som lite trolig at seismiske bevegelser som følge av et jordskjelv kan forårsake hydrofrakturering og injeksjon av storskala sandintrusjoner. Jolly og Lonergan, (2002) og Jackson, (2007) beskriver videre at jordskjelv med en magnitudo på 5.5-6 kan utløse små injeksjoner, men at det er lite trolig at jordskjelv vil forårsake fluidisering og remobilisering

av sand som er overlagret med mer enn 100 meter. Den remobiliserte sanden fra reservoaret var overlagret med over 400 meter sedimenter da den ble remobilisert. En remobilisering av den ekstruderte sanden i Bryggeformasjonen som følge av et jordskjelv er derfor lite sannsynlig.

Som Davies et al, (2006) beskriver, er et trykk på kun ca. 1.4-2.0 Mpa over det hydrostatiske trykket nødvendig for at en hydrofrakturering skal skje i ulitifiserte sedimenter med et begravningsdyp på 400 meter. Til sammenligning tilsvarer 2 Mpa trykket på ca. 200 meters havdyp. Den vertikale utstrekningen til IS er på ca. 400 meter så den remobiliserte sanden fra reservoaret må ha vært overlagret med minst 400 meter med sedimenter på tidspunktet injeksjonen fant sted. Det er ikke observert at IS ekstruderer ut på paleohavbunnen, men likheten og nærheten til eksempelet til Davies et al, (2006) fra Mørebasenget indikerer at den remobiliserte sanden fra reservoaret var begravet på ca. 400 meter når injeksjonen av IS fant sted. Det er derfor plausibelt at fluidene fra omdannelsen fra opal A til opal CT og eventuelt innmigrering av gass kan ha skapt et trykk på 1.4-2.0 Mpa over det hydrostatiske trykket og forårsaket hydrofrakturering.

Som beskrevet tidligere dannes polygonale forkastninger i den tidligste fasen av kompaksjon og fluidutdrivning fra sedimentene (Cartwright and Dewhurst, 1998) noe som gjør det sannsynlig at polygonale forkastninger allerede var under utvikling i denne perioden. En utvikling av polygonale forkastninger inn i den forseglede sandkroppen, som var under overtrykk, er derfor også en plausibel utløsningsmekanisme for en remobilisering.

5. Konklusjon

Studiene av det 3D seismiske datasettet NH 9602 resulterte i oppdagelsen av høyamplitudeanomalier som krysset diskordant opp gjennom de amorfe biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen. Disse høyamplitudeanomaliene har blitt tolket til å være sandintrusjoner som har utspring fra postavsatt og remobilisert sand fra Eggalett sanden i Ormen Lange reservoaret.

- Gjennom Paleocen og Eocen tid ble sanden i reservoaret (Ormen Lange reservoaret) forseglet i finkornede ”mud” sedimenter og Ormen Lange domene ble dannet som følge av kompresjon og differensiell kompaksjon.
- Ulik kompaksjon og innmigrering av fluider i reservoarsanden førte til dannelsen av overtrykk i Ormen Lange reservoaret.
- Utviklingen av polygonale forkastninger og/eller overtrykk i seg selv, resulterte i fluidisering av sanden og hydrofrakturering av den forseglede strukturen i tidlig Oligocen tid.
- Trykkforskjellen mellom reservoarsanden og paleohavbunnen medførte en remobilisering og injeksjon av fluider og sand fra reservoaret.
- Fluidene og sand ble ført opp gjennom ca. 1000 meter av sedimentene i Rogalandsgruppen.
- Remobiliseringen og injeksjonen skjedde gjennom utblåsningspiper og/eller sandintrusjoner i tidlig Oligocen tid.

Etter remobilisasjon fra reservoaret er to scenarier foreslått for dannelsen av IS:

1. Den remobiliserte sanden fra reservoaret ble direkte injisert inn i de biogene silikasedimentene i Bryggeformasjonen og resulterte i dannelsen av IS.
2. Den remobiliserte sanden fra reservoaret ble ekstrudert ut på paleohavbunnen.
 - Den remobiliserte sanden fra reservoaret ble i tidlig Oligocen til midt Miocen tid innkapslet av finkornede leirsedimenter fra turbidittstrømmer og overlappet av ca. 400 meter med amorfe biogene silikasedimenter.
 - Ved overlappning ble den remobiliserte sanden fra reservoaret ført inn i opal A til opal CT omvandlingssonen.

- Fluidet, fra fluidutdrivingen som følge av omvandlingen fra opal A til opal CT, ble presset inn i den remobiliserte sanden fra reservoaret og dannet overtrykk i den remobiliserte sanden fra reservoaret.
- Etter ca. 400 meter med overlaging, i sen Oligocen tidlig Miocen tid, fører overtrykk og/eller polygonale forkastninger som utvikler seg inn den remobiliserte sanden fra reservoaret, til en fluidisering og hydrofrakturering av forseglingen til den innefaste sanden.
- Trykkforskjellen mellom den remobiliserte sanden fra Ormen Lange reservoaret og paleohavbunnen fører til en remobilisering og injeksjon av fluider og sand.
- Den remobiliserte sanden fra reservoaret følger svakhetssoner som forkastningsplan til polygonale forkastninger, krysser gjennom forkastningsplan til polygonale forkastninger og injiseres 400 meter opp gjennom de biogene silika sedimentene Bryggeformasjonen og danner IS.
- Videre utvikling av de polygonale forkastningene fører til at IS blir forkastet.
- Utbredelse og volum av IS:
 - Samlet arealutbredelse på 17.79 km².
 - Samlet vertikalutbredelse på ca. 400 meter.
 - Estimert minimums volum er 0.036 km³ (med 2 meters tykkelse).
 - Estimert middel volum er 0.270 km³ (med 30 meters tykkelse).
 - Estimert maksimums volum er 0.530 km³ (med 15 meters tykkelse).

6. Referanser

- Arts, R. et al., 2004. Seismic monitoring at the Sleipner underground CO₂ storage site (North Sea). Geological Society, London, Special Publications, 233(1): 181-191.
- Artyushkov, E.V., 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *Journal of Geophysical Research*, 78: 7675-7708.
- Berndt, C., 2005. Focused fluid flow in passive continental margins. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1837): 2855-2871.
- Berndt, C., Bunz, S., Clayton, T., Mienert, J. and Saunders, M., 2004. Seismic character of bottom simulating reflectors: examples from the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21(6): 723-733.
- Berndt, C., Bünz, S. and Mienert, J., 2003. Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: A long-term source for fluid flow. *Geol. Soc. Spec. Publ. Lond*, 216(Subsurface sediment Mobilisation): 283-290.
- Bjørlykke, K., 2001. *Sedimentologi og Petroleumsgnologi*. Gyldendal Norsk Forlag AS
- Bjørlykke, K., 2006. Modelling of fluid flow and overpressure - A discussion. *NORWEGIAN JOURNAL OF GEOLOGY*, 86: 439-441.
- Blystad, P. et al., 1995. Structural Elements of the Norwegian Continental Shelf. Part 2: The Norwegian Sea Region. *NPD Bull.* 8.
- Boehm, A. and Moore, J.C., 2002. Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids*, 2(2): 147-161.
- Bondevik, S. et al., 2005. The Storegga Slide tsunami; comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2): 195-208.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Voring and More basins. In: *Dynamics of the Norwegian Margin* (Nøttvedt, A.; editor). Geological Society of London, Special Publication., 167: 327-378.
- Brekke, H. and Riis, F., 1987. TECTONICS AND BASIN EVOLUTION OF THE NORWEGIAN SHELF BETWEEN 62-DEGREES-N AND 72-DEGREES-N. *Norsk geologisk tidsskrift*, 67(4): 295-321.
- Briedis, N.A., Bergslien, D., Hjellbakk, A., Hill, R.E. and Moir, G.J., 2007. Recognition criteria, significance to field performance, and reservoir modeling of sand injections in the Balder field, North Sea. *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*, 87. AAPG Memoir, 91-102 pp.
- Brown, A.R., 1999. Interpretation of three-dimensional seismic data. *AAPG Memoir*, 42: 424.
- Brown, K.M., 1990. The Nature and Hydrogeologic Significance of Mud Diapirs and Diatremes for Accretionary Systems. *J. Geophys. Res.*, 95.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C.F., Solheim, A. and Kvalstad, T.J., 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2): 11-19.
- Bryn, P., Østmo, S.R., Lien, R., Berg, K. and Tjelta, T.I., 1998. Slope stability in the deep water areas off Mid-Norway. *Offshore Technology Conference*, Houston, Texas.
- Bugge, T., 1983. Submarine slides on the Norwegian continental margin with special emphasis on the Storegga slide. *IKU Report*, 110: 1-152.
- Bunz, S., Mienert, J., Bryn, P. and Berg, K., 2005. Fluid flow impact on slope failure from 3D seismic data: a case study in the Storegga Slide. *Basin Research*, 17(1): 109-122.

- Cartwright, J., Huuse, M. and Aplin, A., 2007. Seal bypass systems. *AAPG Bulletin*, 91(8): 1141-1166.
- Cartwright, J., James, D. and Bolton, A., 2003. The genesis of polygonal fault systems; a review. *Geological Society Special Publications*, 216: 223-243.
- Cartwright, J., James, D., Huuse, M., Vetel, W. and Hurst, A., 2008. The geometry and emplacement of conical sandstone intrusions. *Journal of Structural Geology*, 30: 854-867.
- Cartwright, J.A., 1994. Episodic basin-wide hydrofracturing of overpressured Early Cenozoic mudrock sequences in the North Sea Basin. *Marine and petroleum geology*, 11(5): 587.
- Cartwright, J.A., 1996. Polygonal fault systems: a new type of geological structure revealed by 3D seismic data In: Weimer, P. (ed.) *Application of 3D seismic Data to exploration and production*. AAPG Studies in geology, 42: 225-231.
- Cartwright, J.A., 1997. Polygonal fault systems in thick shale sequences In: Yardley, B. & Jamtveit, B. (eds) *Fluid Flow Processes in the Continental Crust*. Chapman & Hall, London 81-104.
- Cartwright, J.A. and Dewhurst, D.N., 1998. Layer-bound compaction faults in fine-grained sediments. *Geol Soc Am Bull*, 110(10): 1242-1257.
- Cosgrove, J.W. and Hillier, R.D., 1999. Forced-fold development within Tertiary sediments of the Alba Field, UKCS: evidence of differential compaction and post-depositional sandstone remobilization. *Geological Society, London, Special Publications*, 169(1): 61-71.
- Daber, R. et al., 2007. *Interpreter's Guide to Seismic Attributes*. Seismic to Simulation Software. Schlumberger, Houston.
- Dahlgren, K.I.T., Vorren, T.O. and Laberg, J.S., 2002. Late Cenozoic evolution, sedimentary environment and processes on the mid-Norwegian continental margin - 65 to 68 degrees N. *Mar. Petrol. Geol*, 19: 1089-1113.
- Dalland, A., Worsley, D. and Ofstad, K., 1988. A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession off-shore mid- and northern Norway. *NPD Bull.* 4. Norwegian Petroleum Directorate, Stavanger.
- Davide Duranti, A.H., 2004. Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, 51(3): 503-529.
- Davies, R.J., 2003. Kilometer-scale fluidization structures formed during early burial of a deep-water slope channel on the Niger Delta. *Geology*, 31(11): 949-952.
- Davies, R.J., Goult, N.R. and Meadows, D., 2008. Fluid flow due to the advance of basin-scale silica reaction zones. *Geol Soc Am Bull*, 120(1-2): 195-206.
- Davies, R.J., Huuse, M., Hirst, P., Cartwright, J. and Yang, Y., 2006. Giant clastic intrusions primed by silica diagenesis. *Geology*, 34(11): 917-920.
- Davies, R.J. and Stewart, S.A., 2005. Emplacement of giant mud volcanoes in the South Caspian Basin: 3D seismic reflection imaging of their root zones. *Journal of the Geological Society*, 162(1): 1-4.
- Davison, I., Alsop, G.I., Evans, N.G. and Safaricz, M., 2000a. Overburden deformation patterns and mechanisms of salt diapir penetration in the Central Graben, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 17(5): 601-618.
- Davison, I. et al., 2000b. Geometry and late-stage structural evolution of Central Graben salt diapirs, North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 17(4): 499-522.

- de Boer, W., Rawlinson, P.B. and Hurst, A., 2007. Successful exploration of a sand injectite complex: Hamsun prospect, Norway Block 24/9. In: A. Hurst and J. Cartwright (Editors), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production. AAPG Memoir, pp. 65-68.
- Dimitrov, L.I., 2002. Mud volcanoes--the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4): 49-76.
- Dore, A.G. and Lundin, E., 1996. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin: nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration. *Petroleum Geoscience*, 2: 299-311.
- Duranti, D. and Hurst, A., 2004. Fluidization and injection in the deep-water sandstones of the Eocene Alba Formation (UK North Sea). *Sedimentology*, 51(3): 503-529.
- Esch, W.L. and Hanor, J.S., 1995. Fault and fracture control of fluid flow and diagenesis around the Iberia salt dome, Iberia Parish, Louisiana. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 45: 181-187.
- Evans, D., King, E.L., Kenyon, N.H., Brett, C. and Wallis, D., 1996. Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, 130: 281-292.
- Evans, D., McGiveron, S., Harrison, Z., Bryn, P. and Berg, K., 2002. Along-slope variation in the late Neogene evolution of the mid-Norwegian margin in response to uplift and tectonism. *Geological Society, London, Special Publications*, 196(1): 139-151.
- Frey-Martinez, J.M., Cartwright, J., Hall, B. and Huuse, M., 2007. Clastic intrusion at the base of deep-water sands: A trap-forming mechanism in the eastern Mediterranean. In: A. Hurst and J. Cartwright (Editors), Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production. AAPG pp. 49-63.
- Fuller, M.L., 1912. The New Madrid earthquake. *US Geological survey. Bulletin* 494: 119.
- Gras, R. and Cartwright, J.A., 2002. Tornado Faults - The Seismic Expression of the Early Tertiary on PS-data, Chestnut Field, UK North Sea, 64th European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition, Florence, pp. H018.
- Graue, K., 2000. Mud volcanoes in deepwater Nigeria. *Marine and Petroleum Geology*, 17(8): 959-974.
- Grunnaleite, I. and Gabrielsen, R.H., 1995. Structure of the Møre basin, mid-Norway continental margin. *Tectonophysics*, 252(1-4): 221-251.
- Guargena, C.G., Smith, G.B., Wardell, J., Nilsen, T.H. and Hegre, T.M., 2007. Sandstone injections at Jotun oil field, Norwegian north sea— modeling their possible effect on hydrocarbon recovery. *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*, 87. AAPG Memoir, 81-89 pp.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F. and Bryn, P., 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2): 123-136.
- Hansen, D.M. and Cartwright, J., 2006. Saucer-shaped sill with lobate morphology revealed by 3D seismic data: implications for resolving a shallow-level sill emplacement mechanism. *Journal of the Geological Society*, 163(3): 509-523.
- Hansen, J.P.V., Cartwright, J.A., Huuse, M. and Clausen, O.R., 2005. 3D seismic expression of fluid migration and mud remobilization on the Gjallar Ridge, offshore mid-Norway. *Basin Research*, 17(1): 123-139.
- Heggland, R., 1997. Detection of gas migration from a deep source by the use of exploration 3D seismic data. *Marine Geology*, 137(1-2): 41-47.

- Heggland, R., 1998. Gas seepage as an indicator of deeper prospective reservoirs; a study based on exploration 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 15(1): 1-9.
- Henriksen, S. and Vorren, T.O., 1996. Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf. *Global and Planetary Change*, 12(1-4): 171-199.
- Hillier, R.D. and Cosgrove, J.W., 2002. Core and seismic observations of overpressure-related deformation within Eocene sediments of the Outer Moray Firth, UKCS. *Petroleum Geoscience*, 8(2): 141-149.
- Hjelstuen, B.O., Eldholm, O. and Skogseid, J., 1999. Cenozoic evolution of the northern Voring margin. *Geological Society of America Bulletin*, 111(12): 1792-1807.
- Hjelstuen, B.O. et al., 2004. Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Voring margin, Norwegian Sea. *Quaternary Science Reviews*, 23(16-17): 1847-1865.
- Hurst, A. and Cartwright, J., 2007. Relevance of sand injectites to hydrocarbon exploration and production. *AAPG Memoir 87*: 1– 19.
- Hurst, A., Cartwright, J. and Duranti, D., 2003. Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology. Geological Society, London, Special Publications, 216(1): 123-138.
- Hurst, A., Cartwright, J., Duranti, D., Huuse, M. and Nelson, M., 2005. Sand injectites: An emerging global play in deep-water clastic environments. In: A.G. Dore and B. Vining (Editors), North-west Europe and global perspectives-the 6th Petroleum Geology Conference. *Petroleum Geology*, Geological society, London, pp. 133-144.
- Hustoft, S., Mienert, J., Bünz, S. and Nouse', H., 2007. High-resolution 3D-seismic data indicate focused fluid migration pathways above polygonal fault systems of the mid-Norwegian margin. *Marine Geology* 245, pp. 89-106.
- Huuse, M., Cartwright, J., Hurst, A. and Steinsland, N., 2007. Seismic characterization of large-scale sandstone intrusions. *AAPG Memoir 87*: 21–35.
- Huuse, M. et al., 2003. Sandstone intrusions: detection and significance for exploration and production. *First Break*, 21, september: 15-24.
- Huuse, M. et al., 2004. Seismic Characteristics of Large-Scale Sandstone Intrusions in the Paleogene of the South Viking Graben, UK and Norwegian North Sea. *Geological Society, London, Memoirs*, 29(1): 263-278.
- Huuse, M. and Mickelson, M., 2004. Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 21(2): 141-155.
- Jackson, C.A.-L., 1995. Retrospective salt tectonics. In: C.A.-L. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson (Editors), *Salt tectonics, a global perspective*. AAPG, pp. 1-28.
- Jackson, C.A.-L., 2007. The Geometry, Distribution, and Development of Clastic Injections in Slope Systems: Seismic Examples from the Upper Kyrre Formation, Måløy Slope, Norwegian Margin. In: A. Hurst and J.A. Cartwright (Editors), *Sand injectites: Implications for hydrocarbon exploration and production*. AAPG pp. 37-48.
- Jolly, R.J.H. and Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society*, 159(5): 605-617.
- Jordt, H., Thyberg, B.I. and Nøttvedt, A., 2000. Cenozoic evolution of the central and northern North Sea with focus on differential vertical movements of the basin floor and surrounding clastic source areas. Geological Society, London, Special Publications, 167: 219-243.

- Keating, G.N., Geissman, J.W. and Zyvoloski, G.A., 2002. Multiphase modeling of contact metamorphic systems and application to transitional geomagnetic fields. *Earth and Planetary Science Letters*, 198(3-4): 429-448.
- Kopf, A. and Behrmann, J.H., 2000. Extrusion dynamics of mud volcanoes on the Mediterranean Ridge accretionary complex. Geological Society, London, Special Publications, 174(1): 169-204.
- Kopf, A.J., 2002. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.*, 40.
- Kugler, H.G., 1933. Nature and significance of sedimentary volcanism. *Science of petroleum*, 1: 197-299.
- Laberg, J.S., Dahlgren, T., Vorren, T.O., Haflidason, H. and Bryn, P., 2001. Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches*, 22(5): 401-416.
- Leynaud, D.J. and Mienert, J., 2003. Slope Stability Assessment of the Trænadjupet Slide area offshore the mid-Norwegian margin. In: *Submarine mass movements and their consequences*. Kluwer Academic Publishers: 247-254.
- Lonergan, L. and Cartwright, J.A., 1999. Polygonal faults and their influence on deep-water sandstone reservoir geometries, Alba Field, United Kingdom central North Sea. *AAPG Bulletin*, 83(3): 410-432.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: 2. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Løseth, H. et al., 2001. 1000 m long blowout pipes, 63rd European Association of Geoscientists and Engineers Conference and Exhibition, extended Abstracts Amsterdam.
- Løseth, H., Wensaas, L., Arntsen, B. and Hovland, M., 2003. Gas and fluid injection triggering shallow mud mobilization in the Hordaland Group, North Sea. Geological Society, London, Special Publications, 216(1): 139-157.
- Malthe-Sorensen, A., Planke, S., Svensen, H. and Jamtveit, B., 2004. Formation of saucer-shaped sills. Geological Society, London, Special Publications, 234(1): 215-227.
- Mandl, G. and Harkness, R.M., 1987. Hydrocarbon migration by hydraulic fracturing. In: M.E. Jones and R.M.F. Preston (Editors), *Deformation of sedimentary rocks*. Geological society Special Publication, London, pp. 39-53.
- Martínez, J.F., Cartwright, J., Hall, B. and Huuse, M., 2007. Clastic intrusion at the base of deepwater sands: a trap-forming mechanism in the Eastern Mediterranean. *AAPG Memoir* 87: 49-63.
- Martinsen, O.J., Bøen, F., Charnock, A., Mangerud, G. and Nøttvedt, A., 1999. Cenozoic development of the Norwegian margin 60-64 grader N: sequences and sedimentary response to variable basin physiography and tectonic setting. *Petroleum Geology*, 86: 293-304.
- Mjelde, R. et al., 2003. Spatial relationship between recent compressional structures and older high-velocity crustal structures; examples from the Vøring Margin, NE Atlantic, and Northern Honshu, Japan. *Journal of Geodynamics*, 36(4): 537-562.
- Mogensen, T.E., Nyby, R., Karpuz, R. and Haremo, P., 2000. Late Cretaceous and Tertiary structural evolution of the northeastern part of the Vøring Basin, Norwegian Sea. Geological Society, London, Special Publications, 167(1): 379-396.
- Molyneux, S.J., 2001. Sandstone remobilisation in the Eocene to Miocene of the central and northern North Sea, University of London, London.

- Molyneux, S.J., Cartwright, J. and Lonergan, L., 2002a. Conical sandstone injection structures imaged by 3D seismic in the central North Sea, UK. *First Break*, 20: 383-393.
- Molyneux, S.J., Cartwright, J.A. and Lonergan, L., 2002b. Conical amplitude anomalies as evidence for large scale sediment intrusions. *first Break*(20): 123-129.
- Morley, C.K., 2003. Outcrop examples of mudstone intrusions from the Jerudong anticline, Brunei Darussalam and inferences for hydrocarbon reservoirs. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1): 381-394.
- Möller, N. et al., 2004. A geological model for the Ormen Lange hydrocarbon reservoir. *Norwegian Journal of Geology*, 84: 169-190.
- Netoff, D., 2002. Seismogenically induced fluidisation of Jurassic erg sands, south-central Utah. *Sedimentology*, 49: 65-80.
- NPD, 2000. Exploration wellbore: 6305/8-1. NPD <http://www.npd.no/engelsk/cwi/pbl/en/index.htm>.
- NPD, 2009. Ormen Lange. In: O. direktoratet (Editor), NPD fact pages. NPD, pp. Fact page.
- Obermeier, S.F., 1998. Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, U.S.A. *Engineering Geology*, 50: 227-254.
- Parnell, J. and Kelly, J., 2003. Remobilization of sand from consolidated sandstones: evidence from mixed bitumen-sand intrusions. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1): 505-513.
- Planke, S., T, R.E., Rey, S.S. and Myklebust, R., 2005. Seismic characteristics and distribution of volcanic intrusions and hydrothermal vent complexes in the Vøring and Møre basins. In: A.G. Dore and B.A. vining (Editors), *Northwest Europe and global perspectives*. Geological Society, London, pp. 833-844.
- Polteau, S., Mazzini, A., Galland, O., Planke, S. and Malthe-Sørensen, A., 2007. Saucer-shaped intrusions: Occurrences, emplacement and implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(1-2): 195-204.
- Praeg, D. et al., 2005. Episodic Cenozoic tectonism and the development of the NW European []passive' continental margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(9-10): 1007-1030.
- Rafaelsen, B., 2000. Studier av kenozoiske erosjonsflater i det sørvestlige Barentshav basert på tredimensjonale seismiske data., University of Tromsø, Tromsø, 173 pp.
- Richardson, J.F., 1971. Incipient fluidization and particulate systems. In: Davidson, J. F. & Harrison, D. *Fluidization*. Academic Press, London: 25-64.
- Roberts, H.H. and Carney, R.S., 1997. Evidence of episodic fluid, gas, and sediment venting on the northern Gulf of Mexico continental slope. *Economic Geology*, 92(7-8): 863-879.
- Rokoengen, K.R., 1995. Upper Cenozoic stratigraphy on the mid-Norwegian continental shelf. *Norsk geologisk tidsskrift*, 75(2-3): 88.
- Schlumberger, 2007. Petrel 2007 Seismic to simulation software user manual. Seismic to simulation software user manual, 2007. Schlumberger.
- Shell, N., 2007. Ormen Lange-Reservoaret. Norske Shell.
- Shoulders, S.J. and Cartwright, J., 2004. Constraining the depth and timing of large-scale conical sandstone intrusions. *Geology*, 32(8): 661-664.
- Skogseid, J. et al., 2000. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. *Geological Society Special Publications*, 167: 295-326.

- Smith, R. and Moller, N., 2003. Sedimentology and reservoir modelling of the Ormen Lange field, mid Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 601-613.
- Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C.F. and Bryn, P., 2005a. The Storegga Slide Complex; repetitive large scale sliding with similar cause and development. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2): 97-107.
- Solheim, A., Bryn, P., Sejrup, H.P., Mienert, J. and Berg, K., 2005b. Ormen Lange; an integrated study for the safe development of a deep-water gas field within the Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin; executive summary. *Marine and Petroleum Geology*, 22(1-2): 1-9.
- Stuevold, L.M. and Eldholm, O., 1996. Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin. *Global and Planetary Change*, 12(1-4): 359-386.
- Stuevold, L.M., Faereth, R.B., Arnesen, L., Cartwright, J. and Moller, N., 2003. Polygonal faults in the Ormen Lange Field, More Basin, offshore Mid Norway. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1): 263-281.
- Svensen, H. et al., 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 429(6991): 542-545.
- Thomson, K. and Hutton, D., 2004. Geometry and growth of sill complexes: insights using 3D seismic from the North Rockall Trough. *Bulletin of Volcanology*, 66(4): 364-375.
- van Balen, R.T. and Skar, T., 2000. The influence of faults and intraplate stresses on the overpressure evolution of the Halten Terrace, mid-Norwegian margin. *Tectonophysics*, 320(3-4): 331-345.
- Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J. and Morley, C.K., 2003. Subsurface sediment mobilization: introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1): 1-8.
- Van Rensbergen, P. and Morley, C.K., 2003. Re-evaluation of mobile shale occurrences on seismic sections of the Champion and Baram deltas, offshore Brunei. *Geological Society, London, Special Publications*, 216(1): 395-409.
- Vågnes, E., Gabrielsen, R.H. and Haremo, P., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications. *Tectonophysics*, 300(1-4): 29-46.
- Yilmaz, Ö., 2001. *Seismic Data Analysis, Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data. Investigations in Geophysics, Volume II, 2.* Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.