

**Seismisk studie av sedimentære prosesser og
avsetningsmiljø på Vemafeltet, midtnorsk
kontinentalmargin**

May Elisabeth Bergh

Masteroppgave i Geovitenskap



Institutt for Geovitenskap

Universitetet i Bergen

Desember 2011

Forord

Jeg ønsker å takke mine veiledere Berit Hjelstuen og Haflidi Haflidason for all hjelp, støtte og nyttige innspill underveis i arbeidet med denne oppgaven. En spesielt stor takk til Berit for kritisk gjennomlesing av tekst og god oppfølging gjennom en utfordrende tid.

Samtidig vil jeg sende en takk til alle medstudenter for å ha vært med på å gi meg noen fine år i Bergen. Familie og venner utenfor universitetet fortjener også en takknemlig tanke.

Bergen, 09. desember 2011

May Elisabeth Bergh

Sammendrag

Denne oppgaven tar for seg havbunnsstrukturer og underliggende linser i Vemafeltet på nordlig del av Vøringplataet. Hovedfokus er på Naustformasjonen som er avsatt i pliocene-pleistocen tid, siden det er innen denne enheten havbunnsstrukturene og de begravde linsene er lokalisert. Strukturene har tidligere blitt tolket til å være diapirer, men senere studier har foreslått at de kan være skredrelaterte avsetninger. I denne oppgaven er havbunnsstrukturene og de begravde linsene kartlagt med det formål å avgjøre hvordan de har blitt dannet. I arbeidet med oppgaven er det benyttet et datasett bestående av to 3D-kuber og et utvalg av multikanals 2D-seismiske linjer.

Havbunnsstrukturene er observert i nordvestlige del av studieområdet, hovedsakelig over nordlige del av Vemadomen. De begravde linsene er lokalisert i samme område, men har en noe større geografisk utbredelse. Linsestrukturene er hovedsakelig observert innen Naust S og Naust U-sekvensene. Alle de observerte strukturene varierer mye, både når det gjelder størrelse og kompleksitet, men det ser ut til at et flertall av strukturene er orientert i lengderetning nord-sør.

Det er ikke observert store skredarr i studieområdet. De mindre skredarrene som er observert vitner om skred som ikke har vært dype nok til å mobilisere det underliggende ooze-sedimentene som havbunnsstrukturene og de begravde linsene består av. Det kan imidlertid ikke utelukkes at større skred har forekommet utenfor det tilgjengelige datasettet. Det er heller ikke observert noen klare indikasjoner på at diapirisme har foregått og det regnes derfor ikke som sannsynlig at de observerte strukturene er dannet som følge av vertikal migrasjon. De fleste strukturene virker å være dannet som følge av mindre skredhendelser, men det kan ikke utelukkes at flere mekanismer har vært aktive. Utviklingen av Vemadomen kan også ha vært en viktig faktor for dannelsen av strukturene.

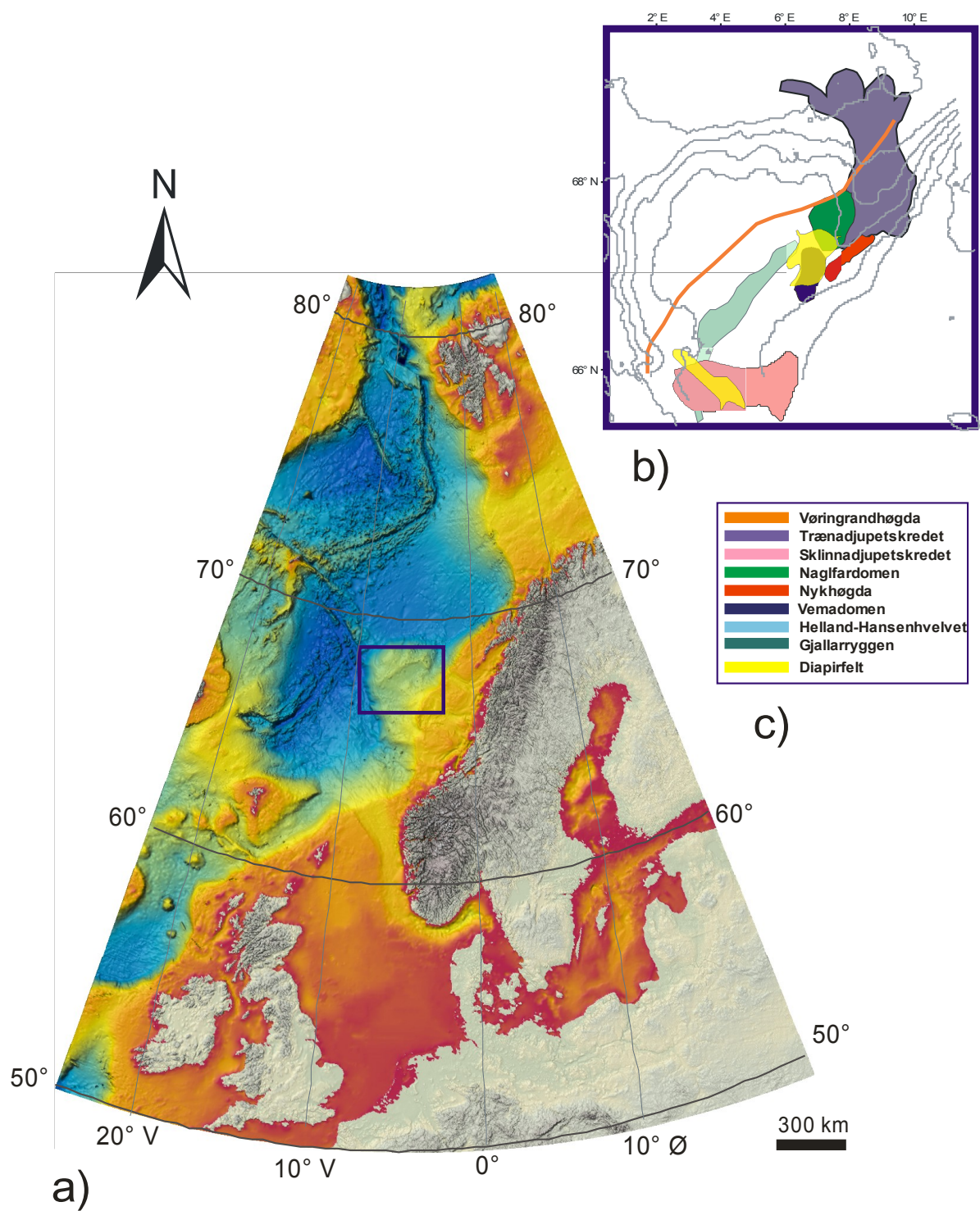
Innhold

1. Innledning.....	2
2. Geologisk bakgrunn.....	5
2.1. Tektonisk utvikling.....	7
2.2. Sedimentære prosesser og avsetninger.....	12
2.3. Glasiasjonshistorie.....	18
2.4. Regional oseanografi.....	21
2.5. Oversikt over studieområdet.....	24
3. Data og metoder.....	28
3.1. Seismiske data.....	28
3.2. Tolkingsprosessen.....	30
3.3. Programvare.....	32
4. Resultater.....	33
4.1. Seismisk stratigrafi.....	33
4.2. Tolke de sekvenser.....	36
4.3. Havbunnsstrukturer.....	38
5. Diskusjon	46
5.1. Avsetninger og avsetningsmiljø.....	46
5.2. Ulike teorier for dannelse av havbunnsstrukturer og linser.....	47
6. Konklusjon.....	53
7. Referanser.....	55
Appendiks: Tolke de flater.....	64

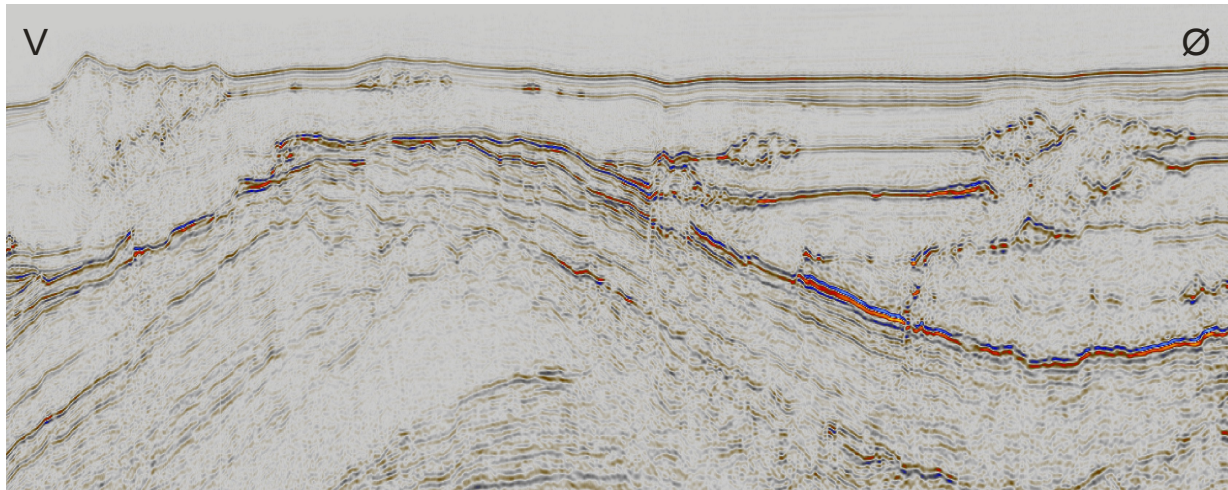
1. Innledning

På Vøringplataet (**Fig. 1.1.**) på den midtnorske kontinentalmarginen er det observert flere felter med positive strukturer på havbunnen. Havbunnsstrukturene kan ha en diameter på 1-2 km og rage opptil 75 m over havbunnen. I følge tidligere studier var det grunnlag for å tolke disse strukturene som slamdiapirer, dannet som følge av plio-pleistocen sedimentlasting (Hjelstuen et al., 1997). Nyere studier av blant andre Riis et al. (2005) har imidlertid knyttet enkelte av havbunnsstrukturene til skredaktivitet i området. Kjennskap til dannelsen av slike strukturer er av stor betydning siden de kan medføre ustabilitet i sedimentene og økt risiko for undersjøiske skred. Strukturene vil også ha stor betydning for hvor havbunnsinnstallasjoner kan plasseres, noe som er av interesse blant annet i forbindelse med olje- og gassutvinning.

Denne studien tar for seg havbunnsstrukturer og underliggende linser i Vemafeltet på nordlig del av Vøringplataet (**Fig. 1.1.**). Strukturene skal kartlegges og avsetningsmiljøet i studieområdet studeres og tolkes ved bruk av 3D-datasett og 2D multikanalsseismikk (**Fig. 3.1.**). Hovedfokus i oppgaven vil være på Naustformasjonen som er av sen pliocen – pleistocen alder. Innen denne formasjonen finnes havbunnsstrukturer og begravde linser (**Fig. 1.2.**) som tidligere er tolket til å være diapirstrukturer (Hjelstuen et al., 1997). Disse strukturene skal nå kartlegges i større detalj ved hjelp av 3D-seismiske data. Både utbredelse, plassering og dimensjon på strukturene skal bestemmes, med det overordnede mål å kunne bestemme dannelsesmekanismen.



Figur 1.1. a) Oversiktskart. Vøringplataet er markert med firkant. b) Vøringplataet med noen av de viktigste strukturene. Vemafeltet er det nordligste av diapirfeltene, mens Vigridfeltet ligger lengst sør. Studieområdet er begrenset til området over nordlige del av Vemadomen og vestlige del av Nykhøgda. c) Tegnforklaring til b).



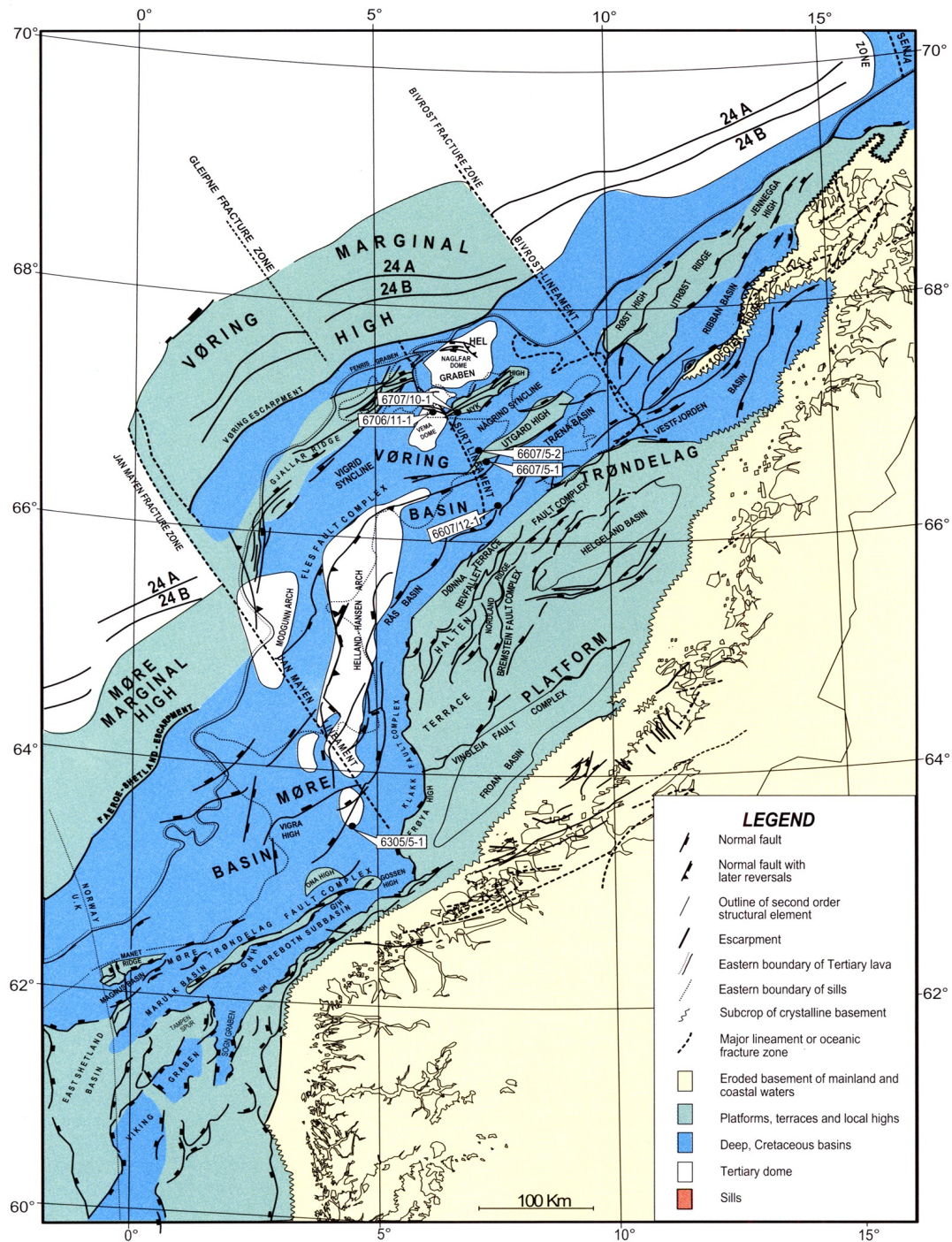
Figur 1.2. Seismisk linje som viser både havbunnsstrukturer og underliggende linser. Snittet viser Vemadomens relieff med strukturer både langs havbunnen og innen ulike lagpakker.

Masteroppgaven er knyttet opp mot Petromaks-prosjektet "Gas hydrates on the Norwegian-Barents Sea – Svalbard margin" (GANS), med NFR-prosjektnummer 1759969/S30. Dette prosjektet ble avsluttet i desember 2010 og var finansiert av Norsk forskningsråd og Norwegian Deepwater Programme SEABED III. GANS-prosjektet var et samarbeid mellom universiteter, forskningsinstitusjoner, oljedirektoratet og industrien. Målet med prosjektet var å kvantifisere og karakterisere gasshydratforekomster på Norske-, Barentshavs- og Svalbardmarginen, og å øke kunnskapen om gasshydratdynamikk og deres potensielle effekt på havbunnen. I tillegg var det et mål å forsøke å bedre forståelsen av sammenhengen mellom gasshydrater, marine sedimenter, væskeunnslippingsstrukturer og marine organismer (GANS, 2011). Prosjektet ble ledet av Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen, og omfattet fire definerte forskningsområder: (1) Geofysisk karakteristikk av gasshydrater, (2) geologisk og geokjemisk karakterisering av sedimenter i gasshydrater og væskeunnslippingsstrukturer, (3) gasshydratsmelting og dets effekt på geomekaniske egenskaper, og (4) teoretisk og eksperimentell evaluering av gasshydratdynamikk. Denne studien bidrar mot punkt 3 og representerer en analog studie til tidligere masteroppgaver av Mats Skaug (2009) og Helge Tjelmeland (2010).

2. Geologisk bakgrunn

Den midtnorske kontinentalmarginene deles inn i tre hovedsegmenter: Møre-, Vøring- og Lofotenmarginene (**Fig. 2.1.**). De tre segmentene skiller hovedsakelig fra hverandre av Bivrost og Jan Mayen forkastningssonene. Lofotenmarginen skiller seg fra de andre ved at den har en smal kontinentalhulle og bratt kontinentalskråning. Møre- og Vøringmarginene har bredere kontinentalhulle og domineres av store sedimentbassenger, henholdsvis Møre- og Vøringbassengene (Brekke, 2000; Faleide et al., 2008). Bassengene er flankert av det oppløftede fastlandet og Trøndelagplattformen i øst og av de lavadekkede Møre- og Vøringrandhøgdene i vest (Brekke, 2000). Vøringbassenget er lokalisert mellom 64° - 68° nord og 2° - 10° øst og er avgrenset av Bivrostlineamentet i nord, Jan Mayenlineamentet i sør, og Vøringkrenten og Vøringrandhøgda i vest (Blystad et al., 1995; Brekke, 2000). Langs bassengets nord-sør-akse ligger Fles forkastningskompleks som deler bassenget i to (Brekke, 2000; Hjelstuen et al., 2004a), den østlige delen består av Rås- og Trænabassengene, mens i den vestlige delen blir Vigrid- og Någrindsynklinalene skilt fra Fenris- og Helgrabenene av Gjallarryggen og Nykhøgda (Hjelstuen et al., 2004a).

På Vøringplataet finnes tre felter med diapirlignende strukturer som stikker opp over havbunnen: Vema-, Vigrid- og Vivianfeltene. I tillegg observeres fem kenozoiske domestrukturer langs marginen. Domene er sentrert langs en nord-sørgående kjede, med Ormen Lange-domen i sør og Naglfardomen i nord (Hjelstuen et al., 2004a). Dannelsesmekanismen til disse domene er fortsatt et diskusjonstema (Mjelde et al., 2008). Vemadomen er lokalisert i krysningpunktet der Surtlineamentet krysser forkastningene som går langs Nykhøgda (Brekke, 2000). Nordlige del av Vemadomen er en topografisk høyde på midt-oligocen nivå over en kjerne av skråstilte og nær symmetriske forkastningsblokker med tallrike intrusjoner. De fleste forkastningene kutter både øvre kritt og paleocen strata, mens enkelte bare strekker seg inn i santonian – midt-campan-sekvensen (Ren et al., 2003). Nykhøgda, som er definert på øvre kritt nivå, har en trend parallelt med Gjallarryggen og er avgrenset av en hovedforkastning mot Helgrabenen, og lokalt av nordvest- og sørøst-hellende forkastninger mot Någrindsynklinalen (Ren et al., 2003).

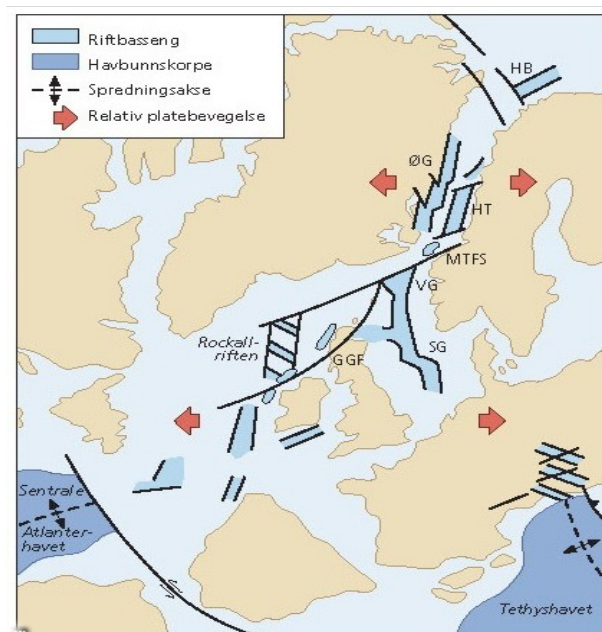


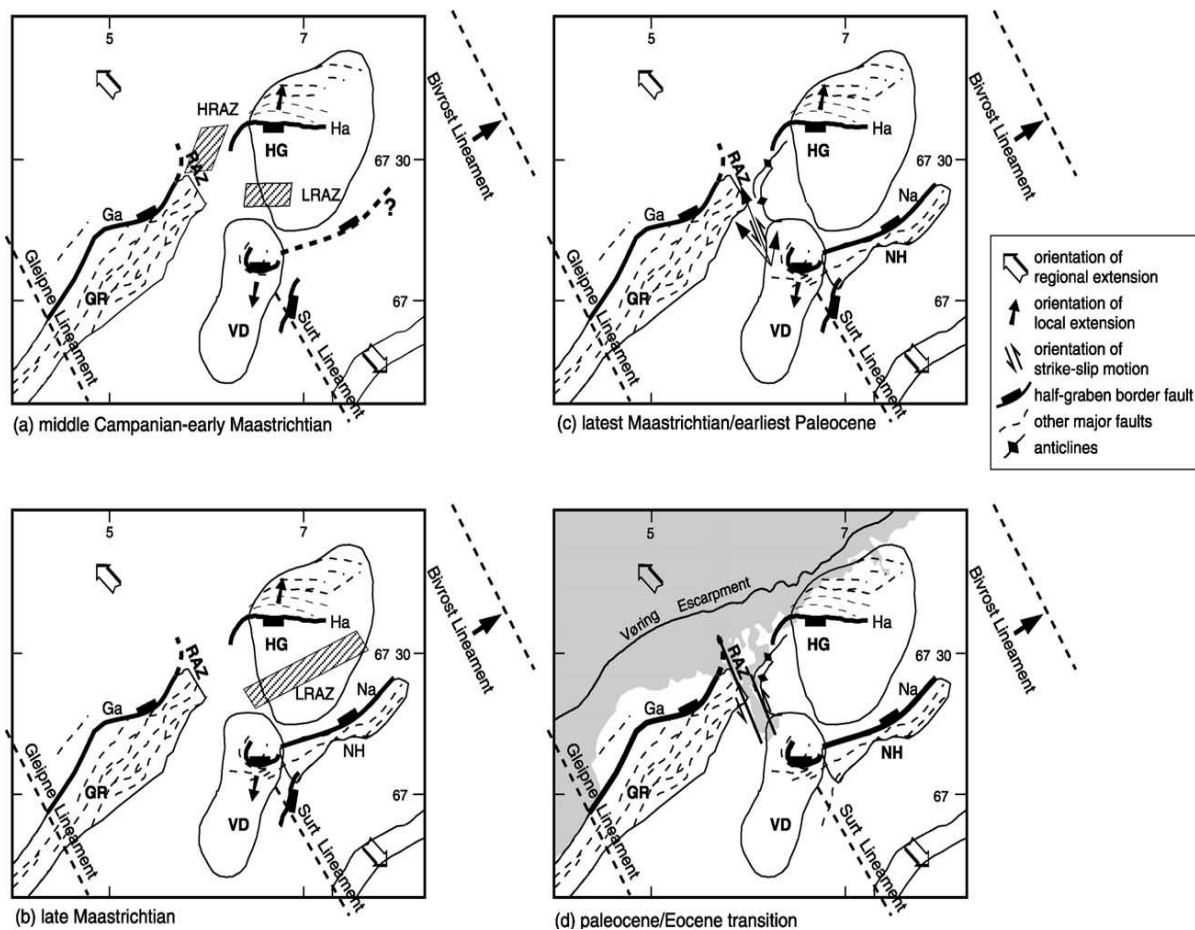
Figur 2.1. Oversikt over viktige strukturer, høyder, domer, lineamenter og forkastningssoner langs den midnorske marginen (Brekke, 2000). Vøringmarginen er mer enn 300 kilometer bred (Skogseid et al., 2000) og ble dannet som følge av en rekke tektoniske hendelser.

2.1. Tektonisk utvikling

Etter dannelsen av Kaledonidene i devon tid (~400 Ma) gjennomgikk den midtnorske marginen flere riftepisoder over et tidsrom på nesten 350 millioner år, noe som kulminerte med kontinental oppsprekking for ~55 millioner år siden (**Fig. 2.5.**) (Blystad et al., 1995; Eldholm et al., 1989; Lundin og Doré, 1997; Lundin og Doré, 2002; Mjelde et al., 2009; Skogseid et al., 2000). Vøringmarginen er karakterisert av massiv intrusiv og ekstrusiv aktivitet gjennom sen rift-fase og oppsprekking, og anses ofte som et ytterpunkt av riftede passive vulkanske kontinentalmarginer (Ren et al., 2003). Regional rifting i Norskehavet forekom i tre hovedepisoder; (1) sen karbon til tidlig perm (~300-280 Ma), (2) sen midtjura til tidlig kritt (165-130 Ma) og (3) sen kritt til tidlig eocen (80-55 Ma) (Brekke, 2000; Mjelde et al., 2009; Ren et al., 2003). Den tektoniske utviklingen av Vøring- og Mørebasengene er kontrollert av to strukturelle hovedtrender, nordøst – sørvest og nordvest – sørøst (**Fig. 2.1.**). Ekstensjons- og oppbrytningssonene viser strekkakser i vest-sørvest og øst-nordøst retning, noe som er skrått på den hovedsakelig sørøst-rettede støt-retningen (Brekke, 2000; Mjelde et al., 2009; Nøttvedt, 2000). Denne trenden ble mest sannsynlig etablert i paleozoikum og representerer antakelig det gamle prekambriske grunnfjellet (Brekke, 2000; Nøttvedt, 2000).

Figur 2.2. Skjematisk framstilling av rift-systemet i Nord-Atlanteren i senjura (Ramberg et al., 2007). Riftingen på den midtnorske marginen er bare en forlengelse av det mye større Nord-Atlantiske riftsystemet, som igjen er en forlengelse av havbunnsbredningen i sentrale og sørlige Atlanterhavet. SG = Sentralgrabenen, VG = Vikinggrabenen, HT = Haltenterrassen, ØG = Øst-Grønlandbassenget, HB = Hammerfestbassenget, MTFS = Møre-Trøndelagforkastningen, GGF = Great Glenforkastningen.

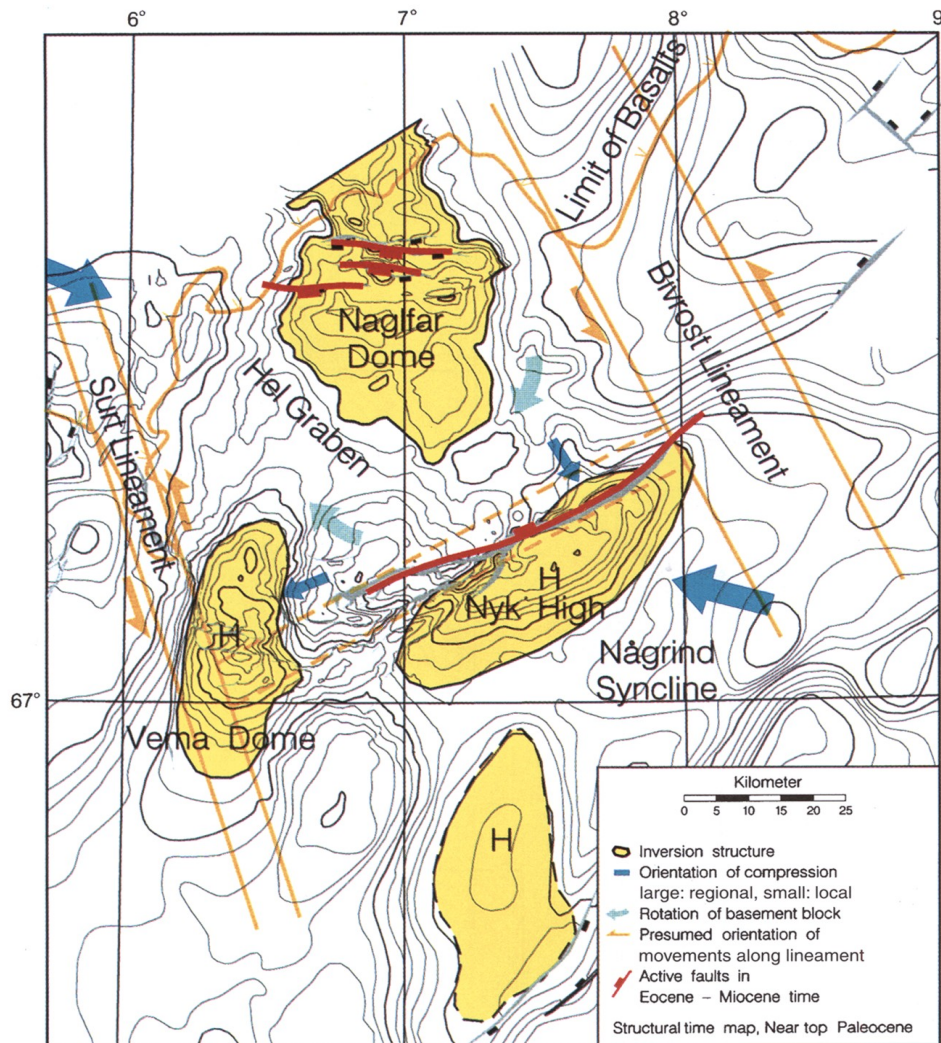




Figur 2.3. Tektonisk modell som viser sen kritt – paleocen utvikling av strukturene i nordvestlige Vøringbassenget (Ren et al., 2003). HRAZ = High relief accomodation zone, LRAZ = Low relief accomodation zone. (a) Midt-campan til tidlig maastrichtian: HRAZ og LRAZ ble dannet mellom henholdsvis Helgrabenen (HG) og Gjallarryggen (GR), og Helgrabenen og Vemadom-halvgrabenen (VD). (b) Sen maastrichtian: Utvikling av Nykhøgda-halvgrabenen og påfølgende utvidelse av LRAZ mot nordøst. (c) Senest maastrichtian/tidligst paleocen: Lokalt stress forårsaker aktivitet langs Rym forkastningssone (RAZ). (d) Paleocen/eocen: Svak rotasjon i stressfeltet resulterer i strike-slipbevegelser langs Rymforkastningen. Forsenkningen som oppsto ble senere oversvømt av tidlig tertiær lava (grått) i forbindelse med oppsprekningen.

Litosfæreplatene var utsatt for kompresjonsstress før sen-devonsk tid, noe som gjør at den Kaledonske fjellkjeden kolliderer i midt – til – sendevon. Fra sen devon tid ble dette endret til ekstensjonsstress som varte fram til den kontinentale oppsprekningen i eocen (Blystad et al., 1995). Sen karbon – tidlig perm er en aktiv tektonisk periode over store deler av området som

senere skulle utgøre Nord-Atlanteren (Blystad et al., 1995). I midt- til sen trias skjedde blokkforkastning og bassengutvikling (Blystad et al., 1995; Mjelde et al., 2009), og evaporittlag ble avsatt (halitt og anhydritt) (Blystad et al., 1995). Sen trias – tidlig jura var en relativt stille tektonisk periode med noe vekst-forkastning (Blystad et al., 1995; Mjelde et al., 2009) etterfulgt av en rifteperiode fra sen midtjura til tidlig kritt. Intrakontinental rifting i sen jura til tidlig kritt tid forårsaket 50-70 kilometer skorpeekstensjon og påfølgende innsynking av krittbasenger fra Rockalltrauet – Nordsjøområdene i sør til sørvestlige Barentshavet i nord. Møre- og Vøringbassengene ble dannet hovedsakelig som et resultat av denne rifteepisoden (Skogseid et al., 2000). Strekkingen av skorpen i perioden fra sen midtjura til tidlig kritt ble ledsaget av normal forkastning og rotasjon av forkastningsblokker over hele bassengområdet, uten noen store avgrensede forkastninger. Dette førte til en påfølgende reaktivering av eldre forkastningssoner (Brekke, 2000; Mjelde et al., 2009). Bassengmarginene ble dannet ved symmetrisk tilting og folding gjennom tidlig kritt (Brekke, 2000). Fra denne riftfasen og fram til slutten på cennoman tid (~94 Ma) ble Vøring- og Mørebassengene hovedsakelig utsatt for termal innsynking (Blystad et al., 1995; Ren et al., 2003). Dannelse av Gjallarryggen ble initiert av oppløft og tilting, mot øst, av den vestligste delen av Vøringbassenget. Tilting av bassengflankene ble etterfulgt av fornyet rifting, blokkforkastning og økt innsynkingshastighet i Vøringbassenget i campan tid (Blystad et al., 1995). I Vøringbassenget besto utviklingen i kritt av en tidlig fase med termal innsynking og en senere fase (etter 93 Ma) av tektonisk-drevet innsynking som involverte flere faser med normal forkastning, kompresjon og folding (Brekke, 2000).



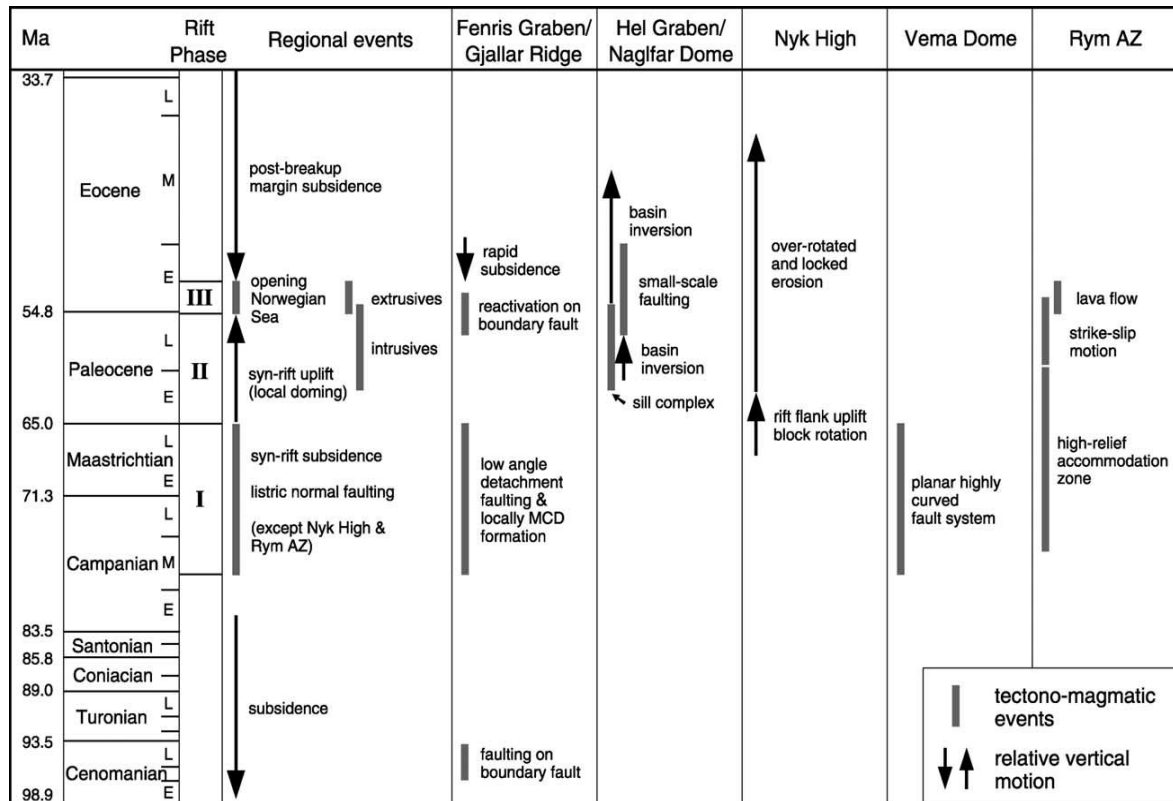
Figur 2.4. Utvikling i eocen til miocen tid. Lokale kompresjonskrefter forårsaket rotasjon av området mellom Bivrost og Surtlineamentene. Vemadomen og Nykhøgda utviklet seg i hjørnene på den roterende grunnfjellsblokken (Mogensen et al., 2000).

Siste intrakontinentale rifteperiode mellom Grønland og Eurasia varte antakelig fra campan/maastrichtian tid (~80 Ma) (**Fig. 2.3.**) og fram til oppsprekningen ved paleocen/eocen-overgangen (~55 Ma). Riftingen hadde sitt sentrum vest for Møre- og Vøringskrentene, men Jan Mayen-lineamentet, Fles Forkastningskompleks og Surt-lineamentet ble mest sannsynlig reaktivert og førte til lokal folding i Vøringbassenget langs Fles Forkastningskompleks (Blystad et al., 1995; Skogseid et al., 2000). Denne siste rifteperioden foregikk samtidig med synrift oppløst av et stort område mellom Norge og Grønland, forårsaket ~140 km ekstensjon, og varte fram til paleocen/eocen-overgangen (Skogseid og Eldholm, 1989; Skogseid et al.,

2000). I nordvestlige del av Vøringbassenget karakteriseres den siste rifteepisoden av lavvinkel normal forkastning, innsynking og syn-rift sedimentering (Ren et al., 2003). Vøringbassenget var også tektonisk aktivt i tertiær tid (65-2,6 Ma) da hovedfasene av strike-slip og kompresjon sammenfalt med den Alpine orogenesisen i sen eocen og midtmiocen tid (Brekke, 2000). Som i krittiden ble den tertiære tektonikken kontrollert av reaktivering av hovedlineamenter og forkastningskomplekser (**Fig.2.4.**). Vøringkrenten, på den annen side, var et nytt element som ble initiert i eocen og etablerte seg som en viktig tilleggsstruktur gjennom tertiær tid (Brekke, 2000).

Aktiv havbunnsbredning ble initiert i tidligste eocen, og fra da av endret stressregimet seg fra ekstensjon til nordvest/sørøst-rettet kompresjon (Blystad et al., 1995; Mjelde et al., 2003). Intrusjonsaktiviteten i forbindelse med oppsprekningen i paleocen-eocen kan assosieres med gamle svakhetssoner, og ble ledsaget av små tektoniske bevegelser jevnt fordelt i bassengene vest for Møre-Trøndelag- og Fles-forkastningskompleksene (Brekke, 2000). Under den paleocene rifteepisoden skjedde dynamisk oppløst av området som følge av ankomsten til den islandske mantelplumen for (Roberts et al., 1997). Riftperioden endte med kontinental oppsprekking ~55 Ma. Oppsprekningen ble fulgt av massiv, men gradvis avtakende, vulkansk aktivitet gjennom de neste 3 millioner år (Mjelde et al., 2009; Ren et al., 2003). Vøringrandhøgda er dannet av massive subaeriske basaltstrømmer forårsaket av vulkanisme i forbindelse med oppsprekningen mellom Eurasia og Grønland nær paleocen-eocen-overgangen for 55 millioner år siden. Denne hendelsen førte også til dannelse av siller, diker og lavastrømmer øst for Vøringkrenten (Hjelstuen et al., 1997; Lundin og Doré, 2002). I oligocen forekom en endring i platebevegelsene som førte til lokale skjærbevegelser langs tidligere svakhetssoner i basement (**Fig. 2.4.**), og derved førte til dannelse av kompresjonsstrukturer i den overliggende sedimentære sekvensen (Lundin og Doré, 2002). Kompresjonsdeformasjon er utbredt i Norske-Grønlandshavet og har blitt forklart utfra ulike årsaker; endring i spredningsgeometri (Boldreel og Andersen, 1993), "ridge push"-krefter som påvirket eksisterende skorpesvakheter (Doré og Lundin, 1996), og lukningen av Tethyshavet (Brekke, 2000; Våagnes et al., 1998). Da spredning i Labradorhavet opphørte i tidligste oligocen ble Grønland en del av den nord-amerikanske platen. Samtidig startet en vestoverrettet rotasjon av åpningsretningen i Norskehavet, med en 30° endring fra nord-nordvest – sør-sørøst til nordvest – sørøst. Stratigrafiske bevis fra seismiske data viser at kompresjonen skjedde i pulser mellom midteocen og tidlig miocen (Lundin og Doré, 2002). Etter oppsprekking ble Vøringmarginen

utsatt for termal innsynking (**Fig. 2.5.**) og moderat sedimentasjon gjennom et gradvis kjøligere klima, fulgt av plio-pleistocen oppløft av Fennoskandia, noe som resulterte i stor økning i erosjon og avsetning (Ren et al., 2003; Stuevold et al., 1992).



Figur 2.5. Skjematisk oversikt over regionale tektoniske hendelser på nordlige del av Vøringplatået fra cenoman og fram til eocen tid (Ren et al., 2003).

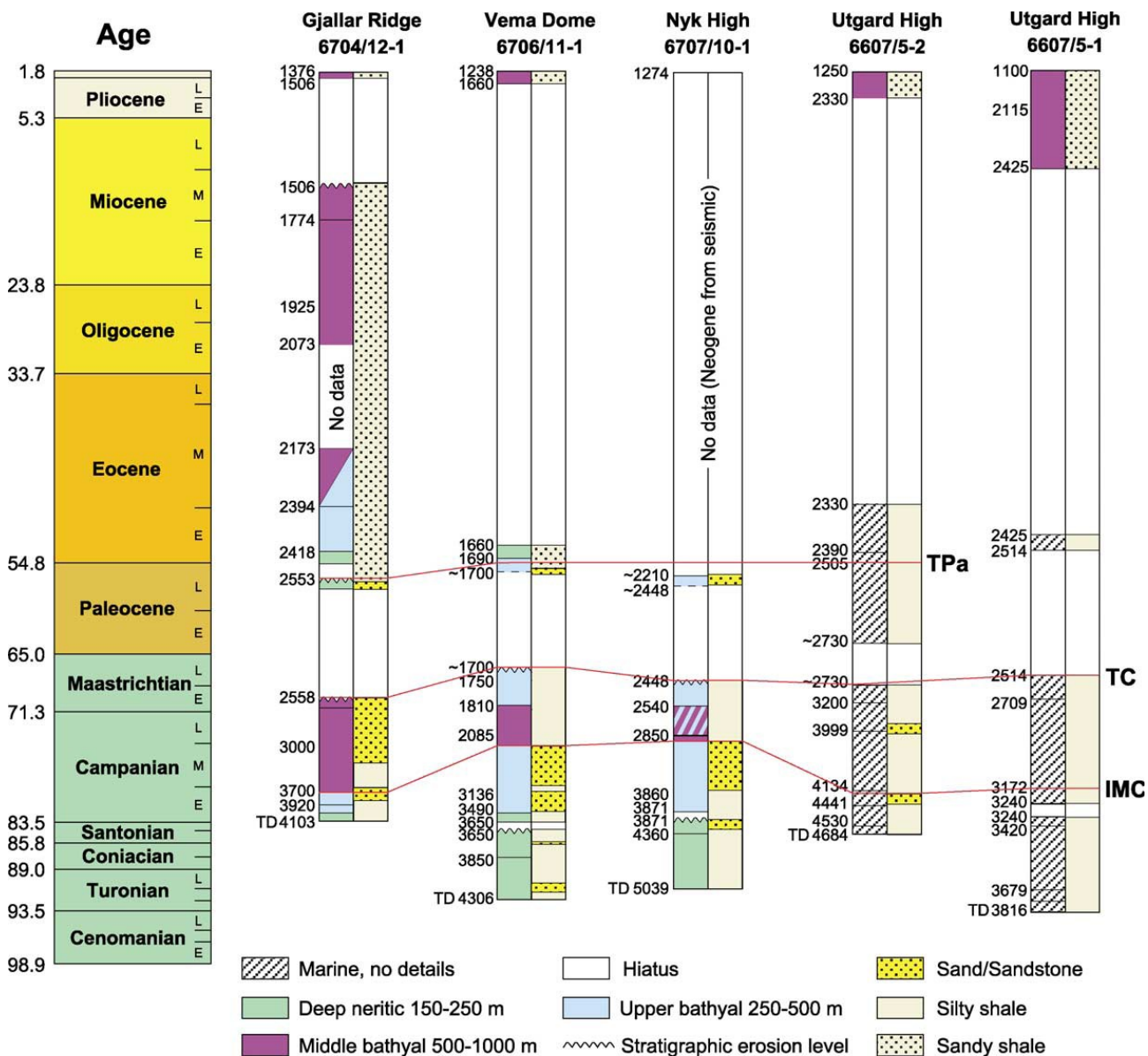
2.2. Sedimentære prosesser og avsetninger

Skråningen på den midt-norske marginen karakteriseres av en slak helning på 1° eller mindre, men det er funnet beviser for at tektonisme på bassengmarginene gjennom kenozoikum resulterte i en stadig brattere margin (Evans et al., 2005). I neogen tid ble fastlandet og tilliggende områder oppløftet, og store mengder sedimenter ble transportert vestover for dermed å bygge ut hyllekanten til sin nåværende posisjon (Brekke, 2000; Stuevold et al., 1992). I Vøringbassenget finnes et 7-10 km tykt lag av leirrike sedimenter (**Fig. 2.6.**) som hovedsakelig er drenert fra landarealer nordøst, nord og vest for det nåværende bassenget (Ren

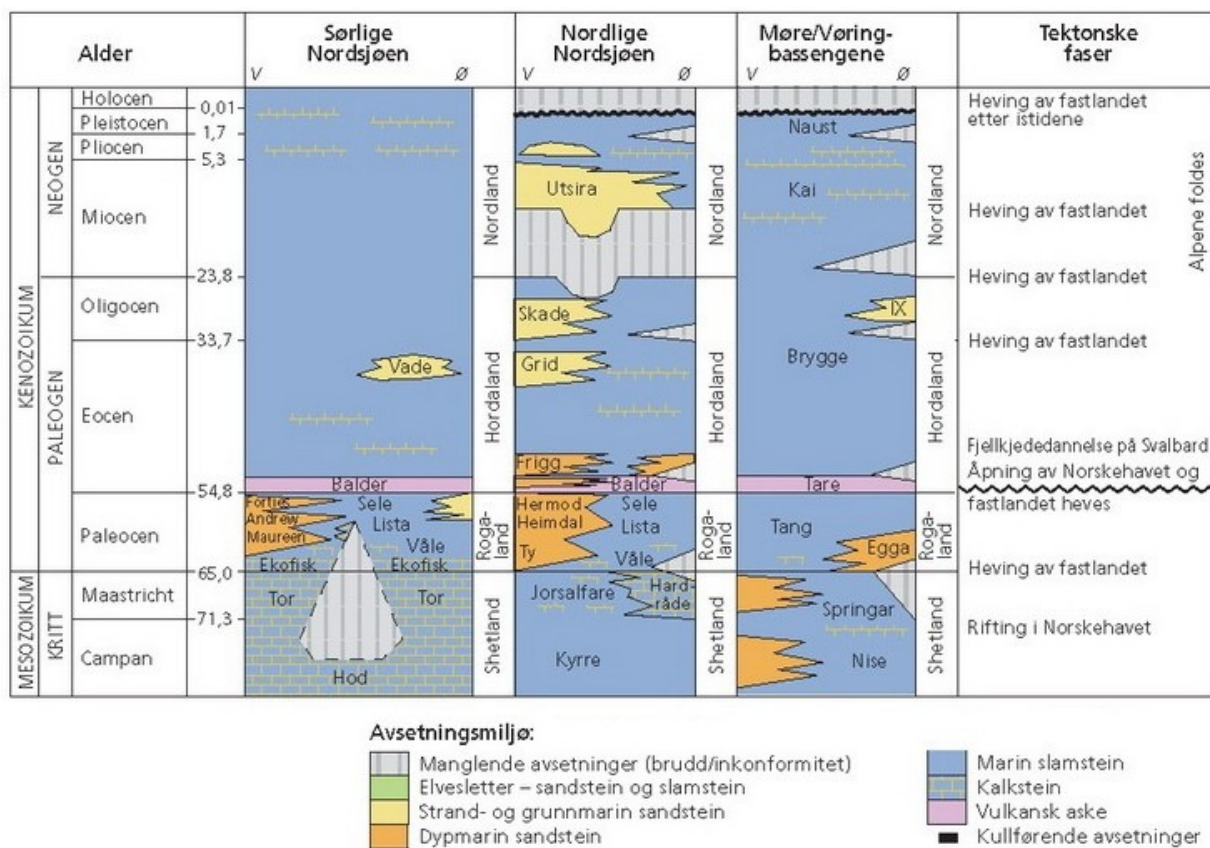
et al., 2003). Ved begynnelsen av cennoman hadde regionen blitt et svakt synkende basseng som passerte gjennom ulike nerittiske miljøer. I campan (sen kritt) tid skjedde rask fordyping av bassenget (**Fig. 2.3.**), og tykke avsetninger av slamstein, siltstein og sand fra gravitasjonsstrømmer ble avsatt gjennom tidlig og midtre campan (**Fig. 2.5.**). Beregninger av paleovandyp tyder på at innsynkingen skjedde raskere enn sedimentasjonen (Ren et al., 2003).

Gjennom miocen tid var norskemarginen karakterisert av avsetning av finkornet materiale avsatt under et strøm-influert regime. Det forekom en økning i dannelsen av konturittdrifter både i Nord-Atlanteren (Hjelstuen et al., 2005; Laberg et al., 2005). Konturittavsetningene glattet ut det tidlig miocene relieffet som på Vøringmarginen var karakterisert av forhøyede antiklinale strukturer (Hjelstuen et al., 2005). Gjennom sen neogen ble det avsatt konturitter og sedimentdrifter både i dypvannsbassenger, mellom glasigene enheter, og som innfylling i gamle skredarr. Sedimentene kom fra bunnstrømerosjon og fra isdekker på kontinentalhyllen (Laberg et al., 2005). Miocen – sen pliocen-grensen stemmer overens med en markant endring i avsetningsregime, sedimentasjonsprosessene endret seg fra hovedsakelig å være langsgående til å være nedadrettet. Dette er en indikasjon på at Vøringplataets topografiske kontroll på havstrømmene avtok (Hjelstuen et al., 2004a; Laberg et al., 2005). De post-miocene sedimentene har hovedsakelig blitt transportert til kontinentalskråningen fra et østlig kildeområde; vist ved vestover-prograderende kiler med sen pliocene-pleistocene glasiale avsetninger (Hjelstuen et al., 2005; Hjelstuen et al., 2004a; Stuevold et al., 1992). I neogen, muligens seneste miocen til tidlig pliocen (7-5 Ma), startet en periode med sterk differensiell tilting og asymmetrisk oppløft av fastlands-Norge. Dette førte til sterk erosjon av sedimentdekket og grunnfjellet i Skandinavia, noe som resulterte i avsetning av en opptil 1500 meter tykk prograderende sekvens på midtnorsk sokkel (Blystad et al., 1995).

Den regionale stratigrafien og paleomorfologien i Møre- og Vøringbassengene indikerer en gradvis endring i avsetningsmiljø gjennom margindannelse og kompresjon fra 55 Ma fram til 4 Ma (Brygge- og Kaiformasjonene), fra 2,8 Ma fulgte brå forandringer assosiert med glasial/interglasial-sykluser (Naustformasjonen) (Chand et al., 2011).



Figur 2.6. Stratigrafi på Vøringplataet de siste 100 millioner år. Avsetningsmiljø (venstre kolonne) og forenklet litologi (høyre kolonne) i fem kommersielle brønner. Rød linje viser korrelasjon av tre stratigrafiske markører assosiert med sen kritt – paleocen rifting: Tpa, topp paleocen; TC, topp kritt og IMC, intra midtre campan (Ren et al., 2003).



Figur 2.7. Oversikt over avsetninger, avsetningsmiljø og tektoniske faser gjennom sen kritt og kenozoikum. Navn på formasjoner i den stratigrafiske søylen og navn på tilhørende grupper i kolonnen til høyre for disse (Ramberg et al., 2007).

Bryggeformasjonen (Fig. 2.7.) tilhører Hordalandgruppen og ble avsatt fra tidlig eocen til tidlig miocen (~55-18 Ma). Formasjonen, som er avsatt hovedsakelig på dypt vann, er leirdominert langs dagens kontinentalhylle og oozedominert i de dypere Møre- og Vøringbassengene (Chand et al., 2011; Dalland et al., 1988). De oozedominerte sedimentene ble avsatt i sen Brygge tid samtidig med den gradvise åpningen av Norske-Grønlandshavet (Berndt et al., 2003). I Vøringbassenget har Bryggeformasjonen en tykkelse på opptil 900 ms tvg (toveis gangtid), men den forekommer også i små fordypninger øst for Helland-Hansenhvelvet og i to mindre synklinaler øst for Vemadomen hvor den har mer enn 1000 ms tvg sedimenttykkelse. Polygonale forkastninger er observert i øvre del av formasjonen (Chand

et al., 2011). Mektigheten av formasjonen i bassengene og over hvelv og domer indikerer at bassengene eksisterte da formasjonen ble avsatt og at hvelvene ble til i sen Brygge tid og senere (Chand et al., 2011).

Kaiformasjonen (Fig. 2.7.) hører til Nordlandgruppen og er avsatt over den midt-miocene inkonformiteten (Eidvin et al., 2007). Formasjonen består av alternerende lag av leirstein, siltstein og sandstein, med innslag av kalkstein, og er avsatt i et marint miljø med varierende vanddybde for mellom ~14 og 4 millioner år siden (Chand et al., 2011; Dalland et al., 1988). Kaiformasjonen pålapper Bryggeformasjonen på flankene av domer og høyder (Hjelstuen et al., 1999). De største sedimentmektighetene forekommer i Vøringbassenget, nær Vøringkrenten, med opptil 1200 ms. Lavvinklede polygonale forkastninger er observert i Kaiformasjonen langs østlige del av bassenget (Chand et al., 2011).

Tabell 2.1. Oversikt over avsetninger og alder på sekvensene i Naustformasjonen. Basert på informasjon fra Rise et al. (2006).

	Alder (Ma)	Avsetning
Naust T	0,2 - 0	Hovedsakelig flate aggraderende strukturer
Naust S	0,4 - 0,2	Tykke glasigene enheter
Naust U	0,6 - 0,4	Flere sykluser av glasigene debrisstrømmer
Naust A	1,5 - 0,6	Parallele megaskala glasiøse lineasjoner i bunn av sekvensen
Naust N	2,8 - 1,5	Leirrik diamikton med enkelte sandlag, noe isfraktet materiale

Naustformasjonen (Fig.2.7. og Tabell 2.1.), som også tilhører Nordlandgruppen, er avsatt i løpet av de siste 2,8 millioner år og skiller seg markant fra de underliggende Brygge- og Kaiformasjonene. Formasjonen består av kileformede enheter (Hjelstuen et al., 2004a; Jansen og Sjøholm, 1991) av leirstein, siltstein og sand (Dalland et al., 1988). Avsetningsmiljøet var

marint med en overgang til glasimarin i øvre deler av formasjonen (Dalland et al., 1988). I de eldste sedimentene langs de dypere delene av bassenget forekommer polygonale forkastninger. Bunn av Naustformasjonen ligger på opptil 2900 ms tvg i de dypeste synklinalene i Vøringbassenget (Chand et al., 2011; Rise et al., 2010). Bunn Naust-inkonformiteten ble dannet i tidlig pliocen tid som følge av tektoniske endringer langs marginen. Kombinasjonen av endring i batymetri og intensivering av dypvannsdannelse er den mest sannsynlige forklaringen på denne inkonformiteten (Laberg et al., 2005). Rise et al.(2006) har delt Naustformasjonen inn i fem sekvenser: (1) Naust N, som er avsatt i tidsrommet 2,8 – 1,5 Ma og består av leirrik diamikton med enkelte sandlag imellom, (2) Naust A, avsatt mellom 1,5 og 0,6 Ma og inneholder megaskala glasiale lineasjoner i bunnen av sekvensen, (3) Naust U er avsatt fra 0,6 til 0,4 Ma og viser flere sykluser av glasigene debrisstrømavsetninger, (4) Naust S er avsatt mellom 0,4 og 0,2 Ma og inneholder tykke glasigene enheter, og (5) Naust T som er avsatt i perioden fra 0,2 Ma til i dag består hovedsakelig av aggraderende enheter. De fire eldste sekvensene viser dominerende prograderende kile-karakter. Naust T representerer de to siste glasialene, saale og weichsel (Rise et al., 2006). Samtidig med avsetning av Naustformasjonen migrerte hyllekanten omtrent 100 kilometer mot vest (Henriksen og Vorren, 1996).

I løpet av Naust tid forekom flere gigantiske skred langs norskemarginen. På norskemarginen er det hovedsakelig den pliocene-pleistocene Naust-formasjonen som er påvirket av skredhendelsene (Evans et al., 2005). De store post-glasiale Storegga- og Trænadjupet-skredene skjedde på henholdsvis Møre- og Lofoten-marginene. Skråningen mot dyphavet i disse områdene er bare $\sim 1-2^\circ$ (Rise et al., 2005). Få skred har forekommet på selve Vøringmarginen, de fleste skredhendelsene har skjedd i ustabile områder nord og sør for Vøringplatået der marginen gjennomskjæres av større forkastningssoner (Evans et al., 2005). Flere paleoskred og holocene skred på den europeiske nordvestmarginen synes å være relatert til glasiale deponentre. Å forbinde skred med glasiasjoner kan relateres til triggering av seismisitet som følge av isostatiske bevegelser, klimatiske påvirkninger på gasshydrater, endringer i poretrykk, væskebevegelser, høy sedimentasjonsrate eller andre mekanismer (Evans et al., 2005). **Nykskredet** er lokalisert i den sørlige enden av Trænadjupskredet (**Fig. 1.1.**) på den nordlige delen av Vøringmarginen, ved munningen av Trænadjupet. Mot sørvest er det et tynt sedimentdekke (~ 1 m), mens skredarret på nordøst-siden er begravd av sen-weichsel glasigene debrisstrøm-avsetninger. Lenger mot nordøst er disse avsetningene trunkert og

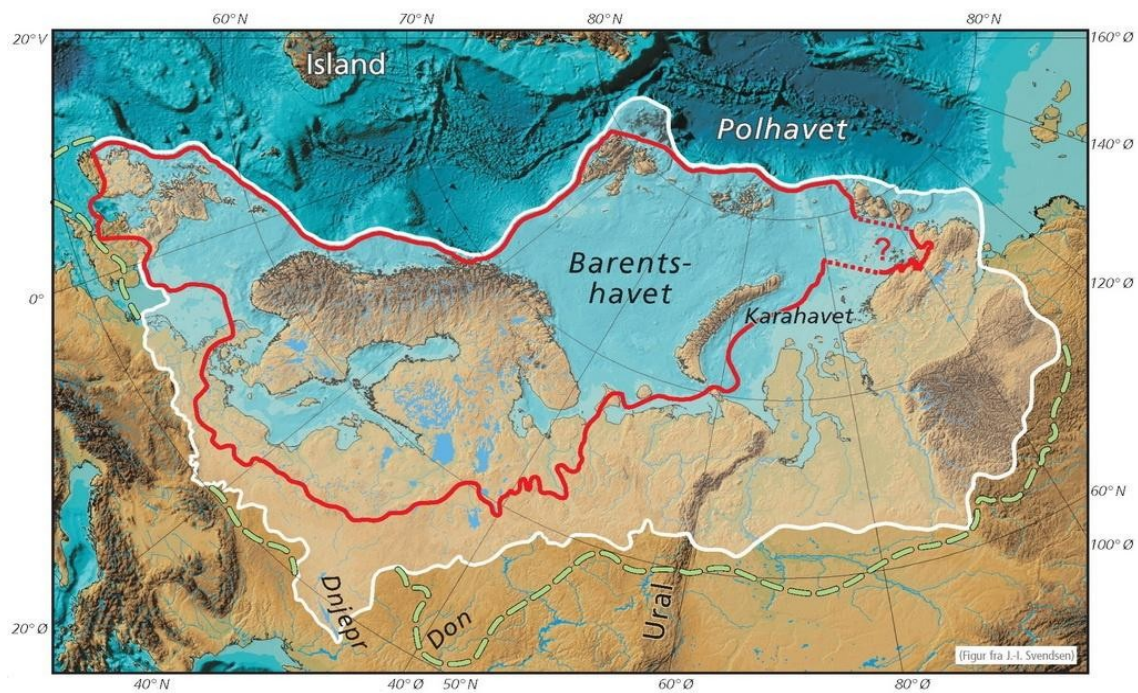
remobilisert av det holocene Trænedjupskredet. Nykskredet er av sen-weichsel alder og le sannsynligvis initiert under den siste glasiasjonen. Glideplanet befinner seg inne i en tykk enhet bestående av konturitter – Nykdriften (Evans et al., 2005). **Sklinnadjupskredet (Fig. 1.1.)** skjedde i sen pleistocen og er et begravet skred på Vøringmarginen som kun viser et minimalt overflateuttrykk. Skredavsetningene kan følges helt ned til de ytterste delene av Vøringbassenget, noe som indikerer en utløpsdistanse på minst 125 km. Glideplanet er lokalisert innen lagpakken Naust S, og har en alder på mellom 339 000 og 245 000 år (midt-pleistocen). I utløpsområdet til Sklinnadjupetskredet er det observert hauger på havbunnen, tidligere referert til som Vigrid-diapirene (Hjelstuen et al., 1997). Haugene er seismisk ustrukturerte/kaotiske avsetninger. Vigrid-haugene representerer hovedsakelig veldefinerte rygger langs hovedtrenden til Sklinnadjupskredets utløp. Den høyeste ryggen stikker 80 m over havbunnen. Materialet i haugene har sin opprinnelse fra et eller to store kratre på den grunneste toppen av Helland-Hansenhvelvet (Rise et al., 2006). Det finnes ingen bevis for migrasjon av fluider eller sedimenter fra undergrunnen.

2.3. Glasiasjonshistorie

Kenozoikum karakteriseres av en gradvis, men betydelig, nedkjøling på høye breddegrader. Dette førte til kalde polarområder, kaldt dypvann og utbredt glasiasjon på begge halvkuler. Funn av isfraktet materiale (IRD) i kjerneprøver tyder på at glasiasjonen i de nordiske havene tok til i sen miocen (Jansen og Sjøholm, 1991). Et gradvis skifte mot kjøligere klima er også registrert i detaljerte isotopdata som viser temperatur i havoverflaten og isvolum (Raymo et al., 1989). Topper i IRD er også funnet i kjernene fra ODP site 644/642 tilbake til 3,5 Ma, og indikerer at det da fantes isbreer som var store nok til at kalvede isfjell overlevde transporten ut til Vøringplatået. For 2,7 millioner år siden forekom en sterk økning av IRD på Vøringplatået. IRD-influksen økte en til to størrelsesordener i forhold til de foregående miocen/pliocen-pulsene. Dette indikerer en stor ekspansjon av det skandinaviske isdekket (Flesche Kleiven et al., 2002).

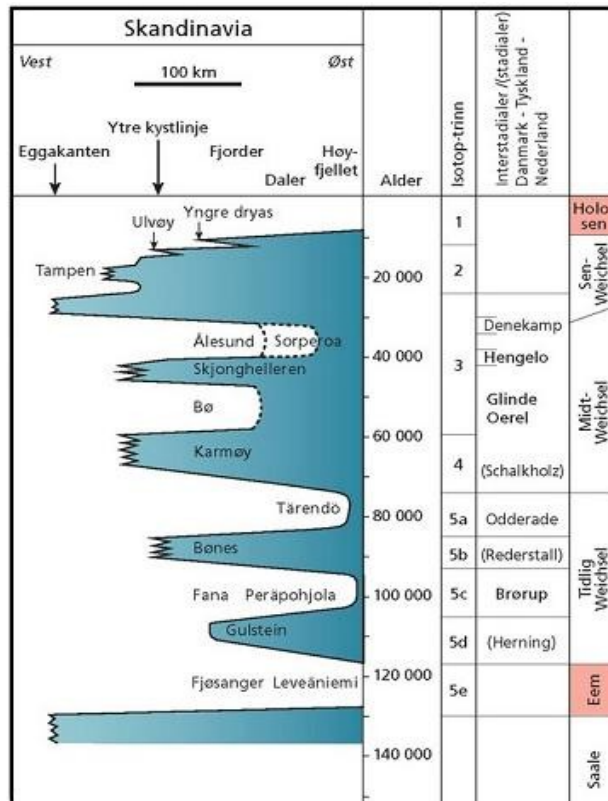
I tidsrommet 2,7 – 1,1 Ma er det antatt at det eksisterte moderate glasiale forhold og forholdsvis små iskapper ble dannet over det skandinaviske fastlandet. I dette tidsrommet ble store mengder erosjonsprodukter og glasialt materiale transportert vestover fra det norske

fastlandet og indre del av kontinentalhyllen. Etter 1,1 Ma er det en betydelig økning i isfraktet materiale, noe som støttes av analyser av dyphavskjerner (Haflidason et al., 1991; Jansen og Sjøholm, 1991; Rise et al., 2005). For ~1,1 millioner år siden nådde den første glasieringen ut til eggkanten, og fra ~0,5 Ma markerer MIS (marinisotoptrinn) 12 starten på en periode med gjentatte "eggkant-glasieringer" langs hele den nordvestlige europeiske marginen (Haflidason et al., 1991; Hjelstuen et al., 2004a). Det fennoskandiske isdekket nådde hyllekanten minst fem ganger; i MIS 14 (565-524 ka), 12 (478-423 ka), 10 (362-339 ka), 6 (186-128 ka) og 2 (22-15 ka). I perioden tilsvarende MIS 8 (303-245) nådde isdekket kun ut til indre deler av kontinentalhyllen (Dahlgren og Lindberg, 2005; Dahlgren et al., 2002). MIS 2 tilsvarer siste glasiere maksimum (LGM; **Fig. 2.8.** og **Tabell 2.2.**). Disse beregningene stemmer relativt godt overens med termineringstidspunkt og -styrke som Lisiecki og Raymo (2005) har regnet ut for de siste glasiere periodene på bakgrunn av oksygen-isotopdata (**Tabell 2.3.**).



Figur 2.8. Utbredelsen av det Fennoskandiske isdekket. Den røde streken markerer isdekkets største utbredelse under siste istid, weichsel, mens den hvite streken viser maksimumsutbredelsen under nest siste istid, saale. Den grønne stiplete linjen markerer isdekkets maksimale utbredelse i områder der denne ikke stammer fra saale, men er igjen fra eldre istider (Ramberg et al., 2007).

Tabell 2.2. Oversikt over isdekkets framrykkinger gjennom siste istid. Alder og navn på stadialer/interstadialer og glasierer/interglasialer i kolonnene til høyre (Ramberg et al., 2007).



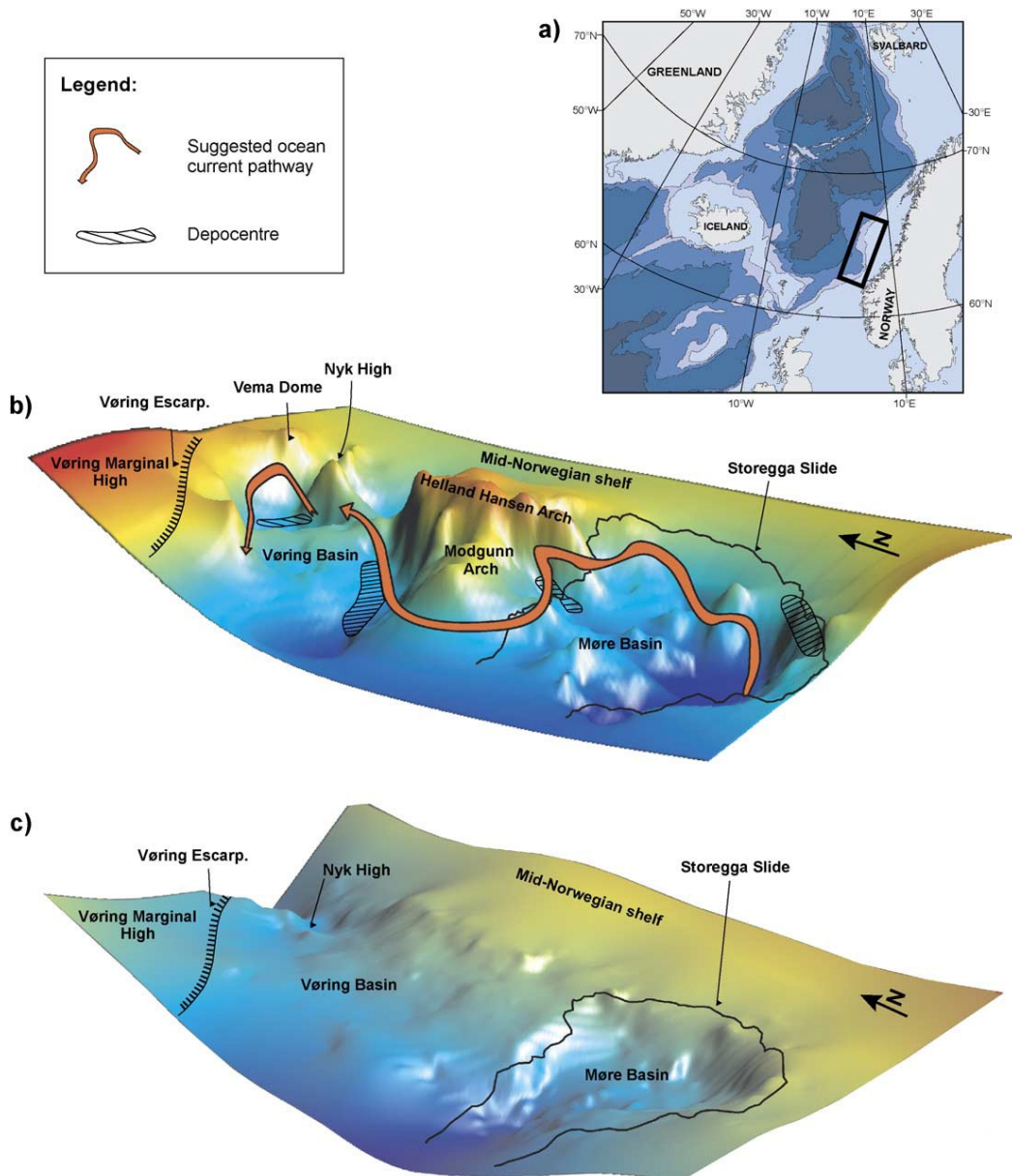
I løpet av saale, den nest siste glasieringen, nådde sannsynligvis ikke isdekket ut til hyllekanten i de ytre områdene rundt Trænabanken og Haltenbanken. Mengden stratifiserte sedimenter avsatt på skråningen i perioden mellom saale og weichsel framstår som liten sammenlignet med tilsvarende enhet avsatt etter den elsteriske glasieringen (Rise et al., 2005). I weichsel, som er den siste glasieringen, strakte isdekket seg ut til hyllekanten langs hele den norske kontinentalmarginen. Sen weichsel ser ut til å representere en dynamisk tidsperiode med flere isdekkingsvingninger, hvor endringer fra maksimum glacial utbredelse til åpne marine forhold kan ha skjedd på bare noen få hundre år (Hjelstuen et al., 2005). Maksimum glasiering i weichsel fant sted for mellom 29 000 og 25 000 år siden da det britiske og det fennoskandiske isdekket vokste sammen i sentrale Nordsjøen. Etter at isdekkene trakk seg tilbake forekom flere mindre isekspansjoner, den siste større isekspansjonen av i forekom for mellom 17 500 og 15 500 år siden (Sejrup et al., 2009).

Tabell 2.3. Oversikt over termineringen av de sju siste glasieringer. Termineringsmagnitudo bestemmes utfra forskjellen mellom maksimum $\delta^{18}\text{O}$ -verdi for den foregående glisialen og minimumsverdi for den etterfølgende interglisialen. Hver terminering er datert ved midtpunktet mellom start og slutt på de raske $\delta^{18}\text{O}$ -endringene (Lisiecki og Raymo, 2005).

Terminering	Magnitudo ‰	Alder (år)
I	$1,78 \pm 0,10$	14 000
II	$1,86 \pm 0,13$	130 000
III	$1,18 \pm 0,16$	243 000
IV	$1,64 \pm 0,13$	337 000
V	$1,97 \pm 0,12$	424 000
VI	$1,15 \pm 0,14$	533 000
VII	$1,57 \pm 0,15$	621 000

2.4. Regional oseanografi

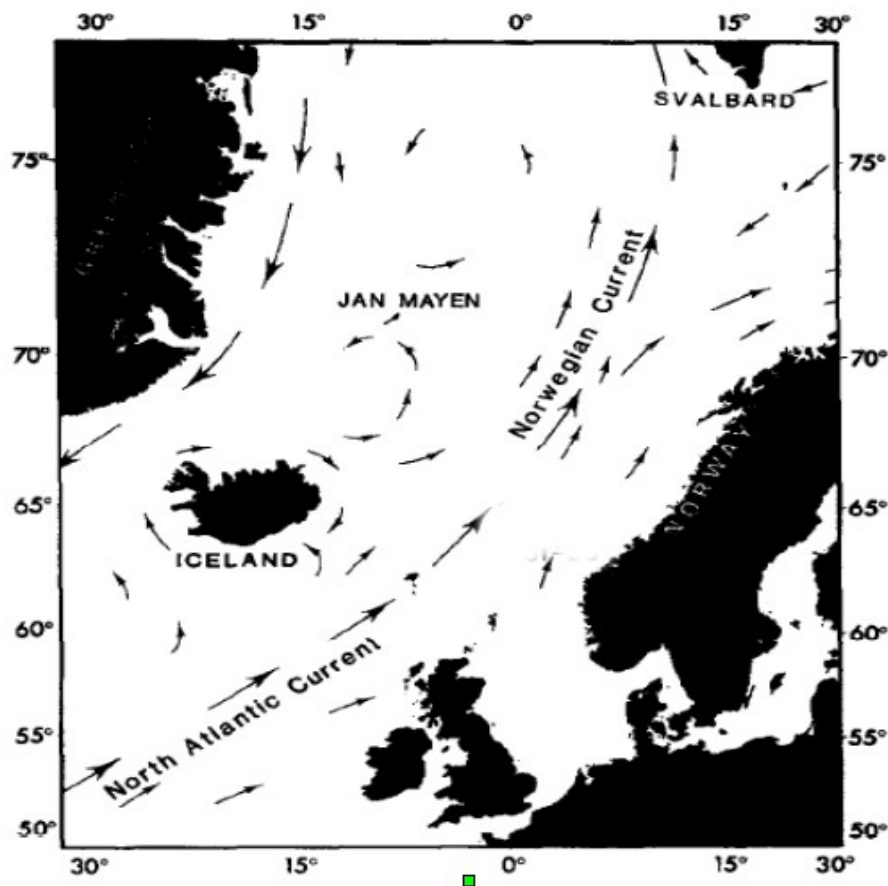
Åpningen av Norske-Grønlandshavet ved paleocen-eocenovergangen åpnet for utveksling av vann mellom Polhavet og Nord-Atlanteren. I paleocen-eocen var Norske-Grønlandshavet karakterisert av flere grunne bassenger med begrenset overflatesirkulasjon. I tidligste eocen sank den norske marginen raskt inn, og i midt-sen eocen hadde Norske-Grønlandshavet utviklet seg til et grunt havbasseng. Samtidig var det stor økning i utvekslingen av vann mellom nordlige Nord-Atlanteren og Norske-Grønlandshavet (Hjelstuen et al., 2004a; Laberg et al., 2005). Det er funnet beviser for havstrømkontrollert erosjon og avsetning på Vøringplatået i sen eocen tid, men sirkulasjonsmønsteret for perioden er tvetydig (Laberg et al., 2005). Davies et al. (2001) foreslår at dypvannsutveksling må ha startet i tidlig oligocen. Økt utveksling påvirket også havsirkulasjonen innenfor Norske-Grønlandshavet: Innstrømming av varmt overflatevann sørfra gjorde overflate- og intermediære strømmer kraftigere og sørget for dannelsen av en kompenserende dypvannsstrøm med kaldt, tett vann som beveget seg sørover (Norwegian Sea Overflow Water) (Laberg et al., 2005).



Figur 2.9. a) Batymetrien i Nord-Atlanteren. Firkanten viser lokaliseringen av b) og c). b) Rekonstruksjon av antatt dypvannsstrømning langs den midtnorske kontinentalmarginen i miocen tid. b) Det store relieffet fra miocen tid er glattet ut av pliocene og pleistocene avsetninger, og havbunnen framstår i dag som ganske flat (Hjelstuen et al., 2004a).

I neogen tid forekom en økning i avsetning av konturrittdrifter i Norske-Grønlandshavet, noe som sannsynligvis skyldtes åpningen av Framstredet og generell innsynking av Grønland-Skottlandryggen. Den kombinerte effekten av disse hendelsene førte til økt utveksling av dypvann mellom det arktiske havet og Atlanterhavet (Laberg et al., 2005). På Vøringplatået

foreslår Hjelstuen et al. (2004a) at havstrømmene i området fulgte flankene til fremtredende strukturer (Fig. 2.9.) og forårsaket avsetning av strømrelaterte strukturer langs Helland-Hansen- og Modgunn-hvelvene, og ingen avsetning langs Nykhøgda. Selvom dypvannsdannelsen var svakere, eller helt fraværende, i glasiiale perioder er bunnstrømmenes kontroll på avsetningen av hemipelagiske og konturittiske sedimenter fremtredende gjennom både glasiiale og interglasiiale perioder (Dahlgren et al., 2002; Laberg et al., 2005).



Figur 2.10. Oversikt over de viktigste overflatestrømmene i Norskehavet (Sejrup et al., 1984).

Idag karakteriseres det hydrogeografiske regimet langs norskemarginen av tre vannmasser: (1) Atlantisk vann i den Norske Atlanterhavsstrømmen (NwAC), (2) kystvann i den Norske Kyststrømmen (NCC), og (3) homohalint dypvann i Norskebassenget (Hjelstuen et al., 2004a; Orvik og Niiler, 2002). Atlanterhavsvannet (AW) kommer inn i Norskehavet som to separate

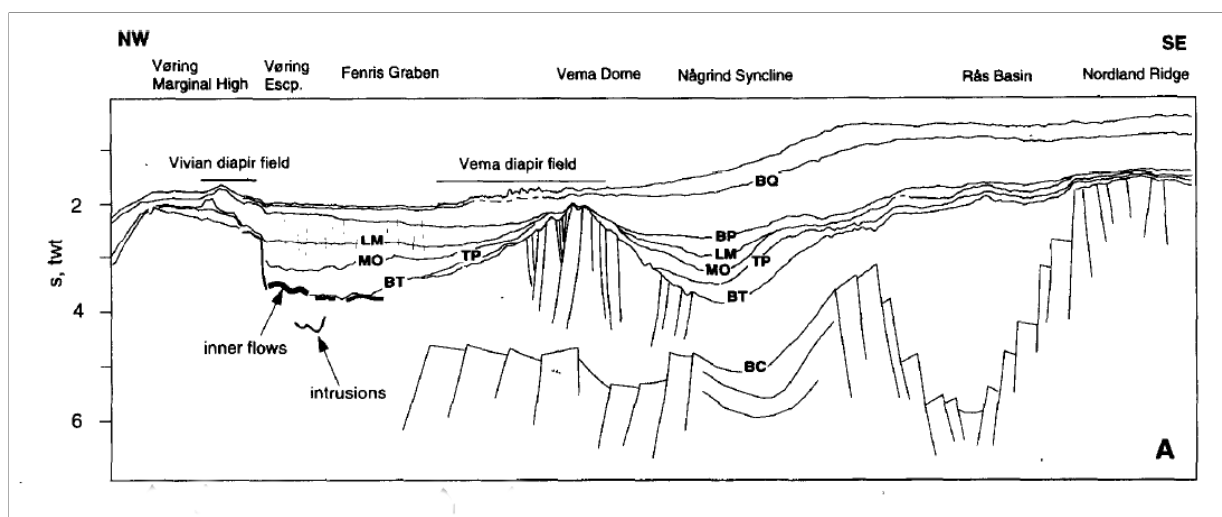
strømmer, gjennom Færøy-Shetlandkanalen og over Island-Færøyryggen. Den østlige strømmen følger hyllekanten nordover, mens den vestlige grenen av den Norske Atlanterhavsstrømmen passerer Færøyene på sin ferd nordover og deretter følger den topografiske skråningen til Vøringplatået på sin vei mot Jan Mayen. Det faktum at strømmen følger topografien langs skråningen kan tyde på at det også finnes en dypere strøm som følger samme bane (Orvik og Niiler, 2002). De Atlantiske vannmassene ligger over, og har skarp grense mot (ved ~700 m dyp), dypvannet i Norskebassenget (Hjelstuen et al., 2004a).

Den overflatenære sirkulasjonen i de nordiske havene er generelt syklonisk (det vil si at strømmene sirkulerer mot klokka). Det er lokalisert fire forskjellige topografisk kontrollerte virvler: I Grønland-, Lofoten-, og norskebassengene, samt på det islandske platået (Jakobsen et al., 2003). Innen Norske-Grønlandshavet sirkulerer dypvannet mot venstre i de topografisk kontrollerte virvlene (**Fig. 2.10.**) (Nost og Isachsen, 2003). Varmt og salt Atlantisk overflatevann strømmer nordover på østsiden av havbassenget hvor det kjøles ned og synker i Norske-Grønlandshavet. På vestsiden av havbassenget frakter Øst-Grønlandstrømmen kaldt, saltfattig vann og, store mengder ferskvann, tilbake til Nord-Atlanteren som intermediært og dypvann (Hansen og Østerhus, 2000; Jakobsen et al., 2003; Jansen et al., 1996). Utenfor norskekysten lokaliseres den Norske Kyststrømmen som drives av ferskvannsavrenning fra de baltiske og norske fjordene (Orvik et al., 2001).

2.5. Oversikt over studieområdet

Batymetriske data fra Norskehavet viser områder med oozehauger nær overflaten (Tidligere tolket som diapirfelt; **Fig. 1.1.**). Den irregulære havbunnstopografien og underliggende linser på Vemafeltet har tidligere blitt tolket til å være et resultat av diapirisme (Hjelstuen et al., 1997). Diapirene som er beskrevet i området kan også tolkes som ooze-hauger. Lignende strukturer finnes på ulike nivåer i den pliocene-pleistocene glasigene Naustformasjonen. Kildematerialet til strukturene er eocene-miocene sedimenter dominert av biosilikaooze og leire/slam (Hovland et al., 1998; Rise et al., 2005). Det er sterk kontrast i akustisk impedanse mellom oozehaugene og Naustformasjonen. Biosilika-ooze har tetthet på 1300-1500 kg/m³ mens glasigen sandig leire har tetthet på cirka 1800 kg/m³. Kjerneprøver fra Vemafeltet viser at oozehaugene består av samme type ooze som i de underliggende Brygge- og

Kaiformasjonene (Hjelstuen et al., 1997; Hovland et al., 1998; Riis et al., 2005; Rise et al., 2005). Det faktum at strukturene finnes på flere nivåer i grunnen indikerer at det har vært flere episoder med aktivitet (Hovland et al., 1998). Kjernen i de såkalte slamdiapirene i Vemaområdet inneholder coccolith/diatom-ooze av paleocen-miocen alder (hovedsakelig eocen og oligocen), dette ble bekreftet av borekjerner fra DSDP (Deep Sea Drilling Programme) Leg 38 (Caston, 1976; Hovland et al., 1998). Hjelstuen et al. (1997) antar at diapirisme har foregått etter avsetning og at mobiliseringen av sedimentene startet i sen pliocen på grunn av differensiell lastning av prograderende sen pliocene-pleistocene sedimenter. Både Hjelstuen et al. (1997) og Hovland et al. (1998) antar at bevegelsen av ooze fortsatt kan være aktiv. Strukturene som er dannet av ooze assosiert med evakueringsstrukturene refereres til som ooze-hauger og ikke diapirer – siden dannelsesmekanismen fortsatt er omdiskutert.



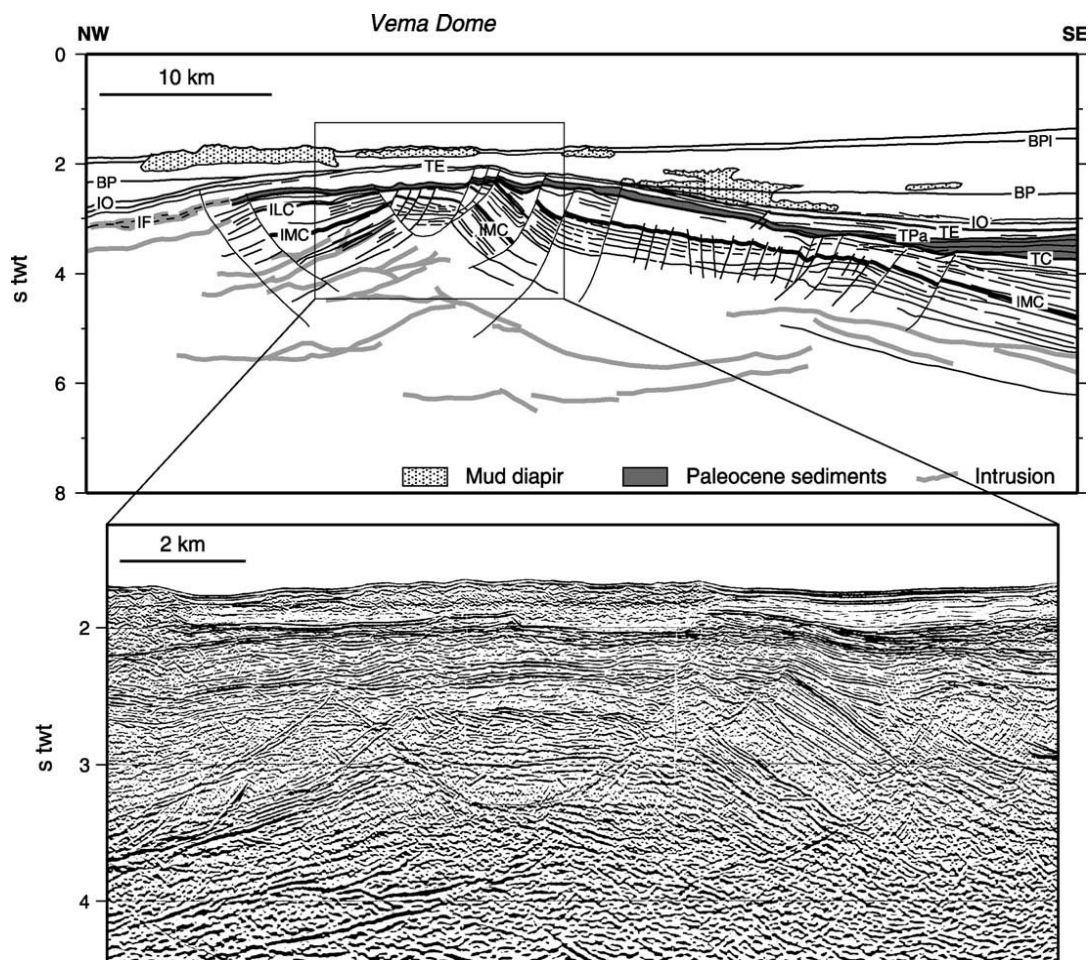
Figur 2.11. Tolket seismisk profil gjennom Vema- og Vivianfeltene. BQ = bunn kvartær, BP = bunn sen pliocen, LM = undre miocen, MO = midtre oligocen, TP = topp paleocen, BT = bunn tertiær, BC = bunn kritt (Hjelstuen et al., 1997).

Vemafeltet (Fig. 2.11.) er lokalisert over deler av to domestrukturer, Vemadomen og Nykhøgda (Fig. 1.1.) på ~1250-1450 meters vanddyb. Feltet dekker et areal på $\sim 3,0 \cdot 10^3$ km² ($\sim 3,2 \cdot 10^3$ km² dersom området med underliggende linser og forstyrrede paleocen-miocensedimenter tas med). Havbunnen i Vemafeltet er dekket av irregulære havbunnsstrukturer (Fig. 1.2.) som finnes i de kvartære og pliocene sekvensene over sentrale

nordlige del og nordvestlige flanke av Vemadomen. Lignende strukturer finnes også på den nordøstlige flanken, men her opptrer de for det meste i form av begravde linser. Sedimentene rundt strukturene viser ofte et noe forstyrret mønster (Hjelstuen et al., 1997). De irregulære kroppene som stiger opp fra havbunnen fortsetter nordover mot Naglfardomen, mens de begravde strukturene kun er observert på den østlige flanken til Vemadomen, mot Nykhøgda. Individuelle strukturer kan være så store som 1-2 km brede og 45-60 m høye (Hjelstuen et al., 1997; Hovland et al., 1998; Rise et al., 2005). Sedimentene som strukturene er bygget opp av består av coccolith-ooze avsatt på stort havdyp gjennom eocen og oligocen (~50-26 Ma). Disse sedimentene finnes i Bryggeformasjonen rett under oligocen-inkonformiteten som definerer Vemadom-strukturen, i Kaiformasjonen der den pålapper flankene og strukturen, og i omkringliggende bassenger. Miocene coccolithsedimenter avsatt på Vøringplatået har veldig lav tetthet, mellom 1,2 og 1,4 g/cm³, og veldig høy porøsitet, mellom 80 og 90 % (Hovland et al., 1998). Ryggliknende strukturer er også rapportert fra sørvestlige del av Vøringbassenget (Vigriddiapirene – Hjelstuen et al., 1997). Strukturene (som rager opptil 75 meter over havbunnen) har i senere studier blitt tolket til å være massestrømvæsetninger (Riis et al., 2005; Tjelmeland, 2010). Riis et al. (2005) rapporterte om evakueringsstrukturer på flankene av Helland-Hansenhvelvet ovenfor strukturene og Chand et al. (2011) foreslo at opprinnelsen var en tetthetsdrevet oppstigning av underliggende ooze forårsaket av remobilisering av overliggende sedimenter som følge av Sklinnadjupetskredet

Vemadomen (Fig. 1.1., 2.11. og 2.12.) er en begravd struktur på oligocen nivå (Hovland et al., 1998), den er ~70 km lang og 30 km bred, og har en nord-nordøstlig trend. Midten av domen er begravet under ~0,3 s (tvg) kenozoiske sedimenter, mens den nordlige flanken ligger under 0,8 s og den sørlige flanken under ~2,5 s (tvg) med sedimenter. På den østlige flanken er bunn sen pliocen-horisonten en erosjonsinkonformitet (Hjelstuen et al., 1997). Domen er påvirket av flere store tektoniske hendelser hvorav den siste er en palocen riftfase relatert til Nordsjøriftingen, den dannet roterte forkastningsblokker ved Vemadomen og langs Nykhøgda. Hovedgrabenen ved Vemadomen har en orientering som går i en øst-vest-retning (Hovland et al., 1998). Vemadomen er utviklet som et resultat av en kombinasjon av minst tre faktorer: (1) Strukturelt oppløft gjennom riftepisoden i maastrichtian-paleocen, (2) intraplate kompresjonsstress gjennom oligocen og miocen, og (3) etterfølgende sedimentlastning og differensiell kompaksjon (Hjelstuen et al., 1997). **Nykhøgda (Fig. 1.1.)** er en stor oppløftet og rotert forkastningsblokk på grensen til Helgrabenen (Dahlgren og Lindberg, 2005). Det er

usikkert om Nykhøgda er dannet som følge av ekstensjon eller kompresjon, men uansett dannelsesmekanisme er den markert av økende oppløft, erosjon og rotasjon mot nord. Manglende stratigrafiske sekvenser antyder erosjon på eller nær havnivå gjennom paleocen (Lundin og Doré, 2002; Roberts et al., 1997).

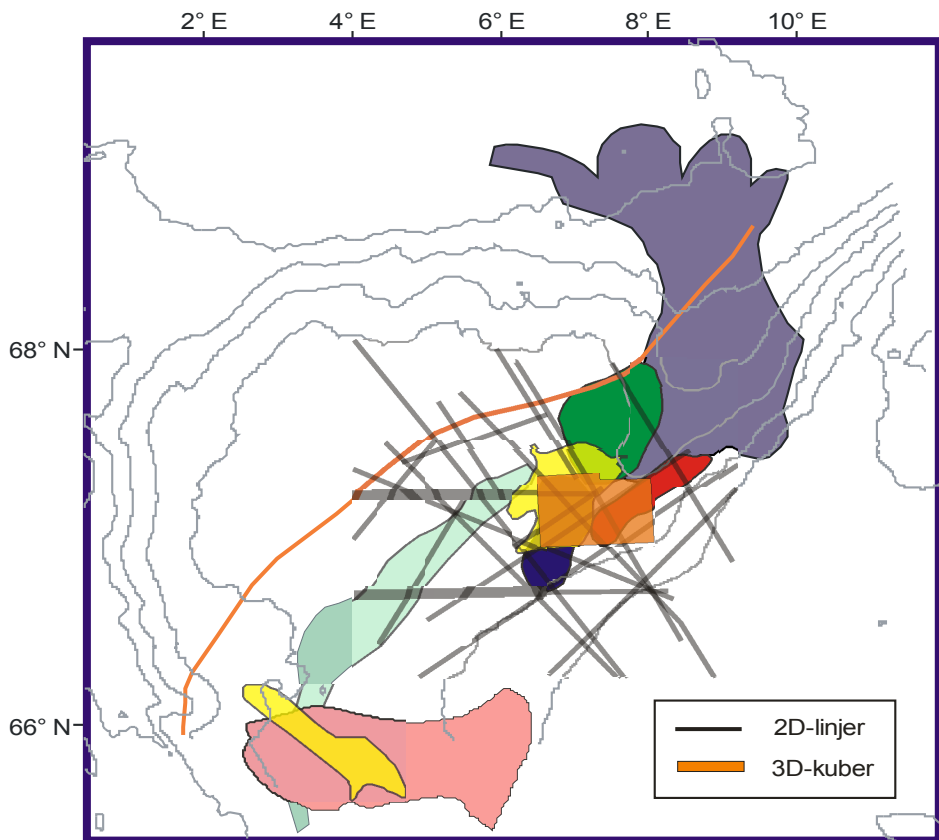


Figur 2.12. Seismisk snitt gjennom Vemadomen (Ren et al., 2003). BPI = bunn pleistocen, BP = bunn pliocen, IO = intra oligocen, TE = topp eocen, TPa = topp paleocen, TC = topp kritt, ILC = intra sen campan, IMC = intra midt-campan.

3. Data og metoder

3.1. Seismiske data

Datasettet som er grunnlaget for denne studien består av to 3D-kuber og flere 2D-linjer over Vemadomenområdet på nordlige del av Vøringplatået (**Fig. 3.1.** og **Tabell 3.1.**). De to 3D-kubene (ST9603 og BPN9601) overlapper noe, men dekker et område på tilsammen cirka 2400 km². Over 3250 km (fordelt på 18 linjer) med 2D-multikanal seismikk er benyttet. Det er også benyttet et lite 2D-rutenett (ST9689) som dekker et område på omtrent 350 km². Dette rutenettet overlappes fullstendig av kube ST9603. Alle seismiske data er lastet ned fra Diskos-databasen (Landmark, 2011; Oljedirektoratet, 2011) som er en nasjonal lagringsbase opprettet i 1992 av Oljedirektoratet i samarbeid med de tre oljeselskapene Hydro, Saga og Statoil. Databasen har vært i drift siden 1995 (Oljedirektoratet, 2011).



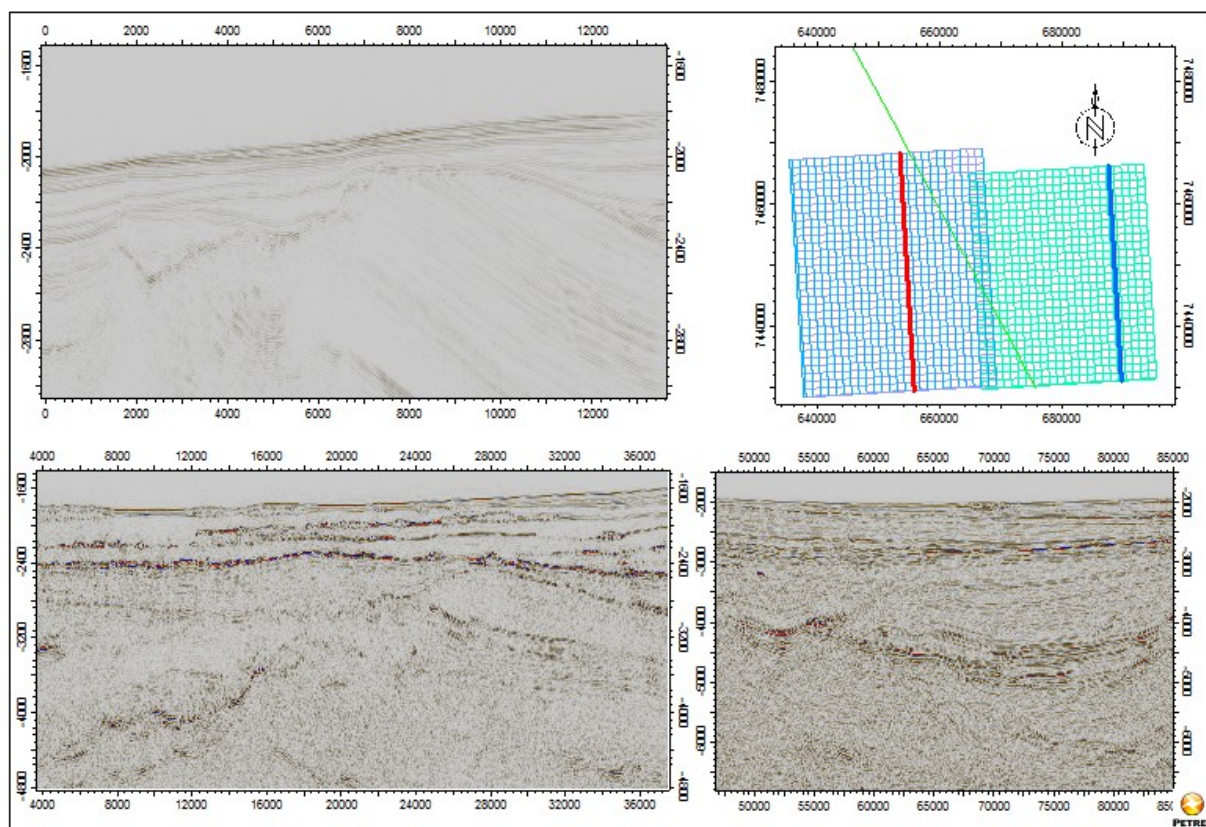
Figur 3.1. Oversikt over 2D-linjer og 3D-kuber som er brukt i denne studien. Tegnforklaring og lokalisering i **Fig. 1.1.**, detaljer om seismiske data i **Tabell 3.1.**

Tabell 3.1. Oversikt over seismiske linjer og 3D-kuber som er brukt i denne studien. Lengde og areal er omtrentlig og rundet av til nærmeste 5. Lokasjon er vist i **Figur 3.1**.

Survey	Type	Areal (km ²)	Lengde (km)
ST9603	3D	1480	
BPN9601	3D	1015	
ST9689	2D	350	
NH9706	2D		600
GMNR-94	2D		820
NPD-ML76	2D		130
VRB-90	2D		360
VBT-94	2D		885
NPD-VB-89	2D		200
NH9807	2D		260

3D-kubene har i sin helhet god kvalitet på de seismiske dataene, selvom enkelte linjer er noe dårligere. Mye forstyrrelser i det nordvestlige hjørnet av kube ST9603 har gjort tolkningen utfordrende, og enkelte steder umulig. Disse forstyrrelsene skyldes både havbunnsstrukturer og begravede linser i området og at en del seismiske linjer er av dårlig kvalitet. Kube BPN9601 er karakterisert av reflektorer med gjennomgående lavere amplitude enn ST9603 (**Fig. 3.2.**), selv om kvaliteten også her er bra. I hele 3D-datasettet er det en avstand på 12,5 meter mellom de seismiske linjene. Datasettet har relativt lav oppløsning, noe som har gjort tolkning av detaljer vanskelig.

Alle 2D-linjene har høy oppløsning og penetrerer dypt ned i havbunnen (**Fig. 3.2.**). Kvaliteten varierer noe, men det er kun et fåtall hvor reflektorene er for svake til å følges. Stor avstand mellom 2D-linjene, samt det faktum at reflektorene er forstyrret av havbunnsstrukturer og begravede linser, gjorde det vanskelig å korrelere reflektorene fra linje til linje i enkelte områder.



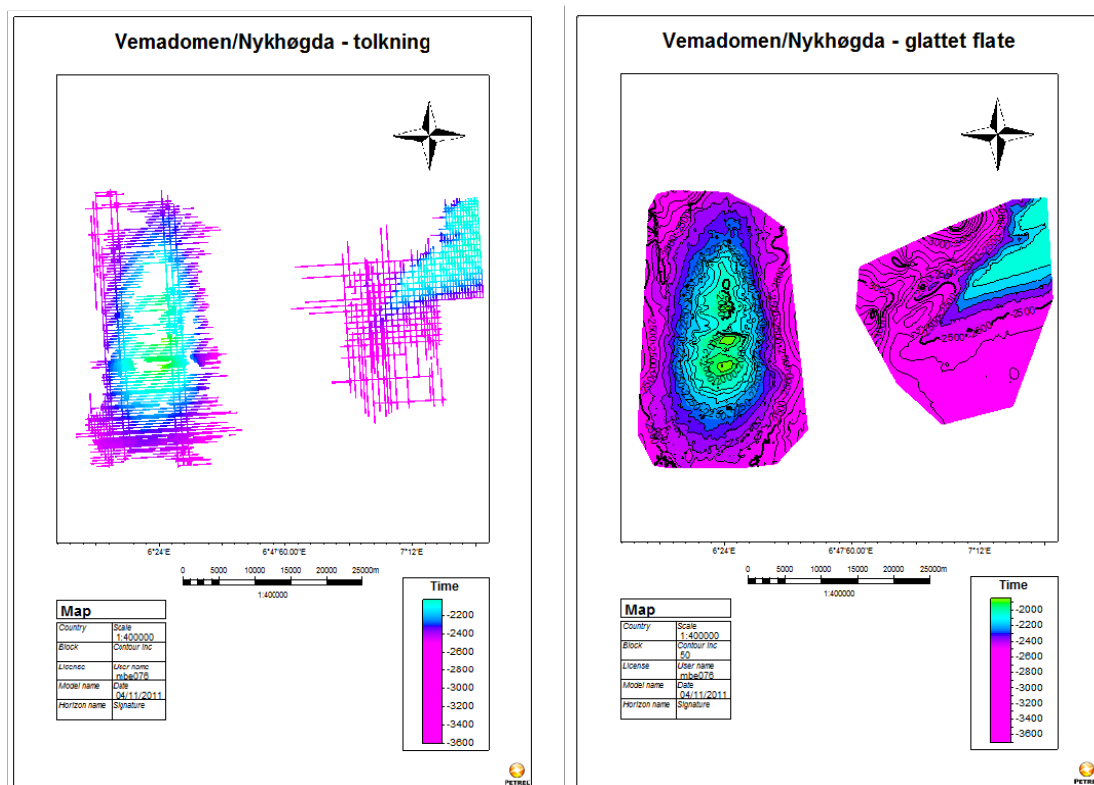
Figur 3.2. Seismiske profilene som illustrerer ulikheter i kvalitet og oppløsning. Posisjon er vist øverst til høyre. Øverst til venstre; innlinje 765 (blå) fra 3D-kube BPN9601, nederst til venstre; innlinje 3480 (rød) fra 3D-kube ST9603, nederst til høyre; 2D-linje (grønn) som krysser begge 3D-kubene på skrå.

3.2. *Tolkningsprosessen*

Tolkingen av de seismiske profilene ble utført ved hjelp av Petrel v. 2010.2. For å få oversikt over studieområdet ble det først utført en grov tolkning hvor høy-amplitudereflektorer ble tolket på 2D-linjene og hver 64. linje i 3D-kubene. Etterhvert ble tolkingen utført tettere, og i enkelte kompliserte områder er det foretatt tolkning så tett som på hver 8. linje. Både innlinjer og krysslinjer er tolket for bedre korrelasjon, men i enkelte områder var reflektorene så brutte og/eller utydelige at dette ble nærmest umulig å følge. Time-slices har også gitt verdifull informasjon om avsetningsmiljøet i det studerte området. Den seismiske tolkingen er i hovedsak begrenset til de kvartære lagpakkene som utgjør Naustformasjonen, og de seismiske profilene er koblet mot tidligere etablert seismisk stratigrafi i området (Hartogh, 2009). Under-

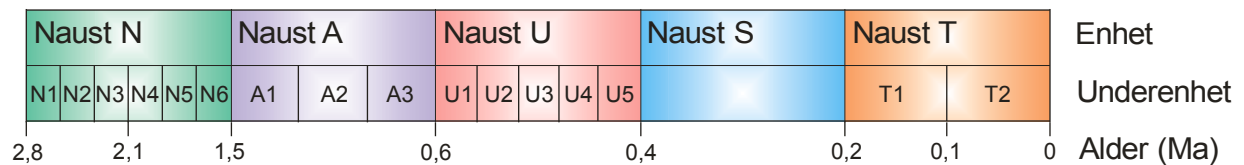
inndelingen av sekvensene (**Tabell 3.2.**) er også basert på tidligere inndeling av Naustformasjonen gjort av Marinus den Hartogh (2009). Utbredelsen til de to store strukturelementene i området, Vemadomen og Nykhøgda, ble også kartlagt (**Fig. 3.3.**), i tillegg til havbunnsstrukturer og linser.

Alle beregninger som er gjort er foretatt med utgangspunkt i 3D-datasettet. Mektigheten av hver sekvens er målt på tre steder i de seismiske dataene og et omtrentlig gjennomsnitt er brukt i utregningene. Arealet av sekvensene er beregnet utfra utbredelsen til tolkningen av de tilhørende reflektorene. Alle tall er bare omtrentlige og tjener kun det formålet å vise ulikheter mellom sekvensene. Det er antatt en gjennomsnittshastighet på 1800 m/s (Solheim et al., 2005) gjennom Naustformasjonen. En oppsummering av resultatene finnes i **Tabell 4.1.**



Figur 3.3. Eksempel på hvordan tolkede linjer er gjort om til glattede flater. Her vises tolkningen av Vemadomens og Nykhøgdas utbredelse (til venstre) og den tilhørende genererte flaten (til høyre).

Tabell 3.2. Inndeling av Naustformasjonen med estimert alder på avsetningene. Hovedinndeling fra Rise et al. (2005), underinndeling fra Hartogh (2009).



3.3. Programvare

Til tolkning og bearbeiding av seismiske data ble Petrel Seismic-to-Simulation Software versjon 2010.2 64-bits for Windows benyttet. Petrel er et tolkningsverktøy for seismiske data utviklet av Schlumberger. Enkelte av figurene er også generert ved hjelp av Petrel. Underveis i tolkningsprosessen har jeg hatt god nytte av å bruke Schlumbergers egne kursbøker (Schlumberger, 2010a, b) som oppslagsverk. Arc-GIS versjon 9.3 fra Environmental Systems Research Institute (ESRI) er benyttet til kart og oversiktsfigurer. Alle nødvendige data ble lastet inn i programmet som fremstilte kartene, som så kunne eksporteres til Corel-DRAW for videre bearbeiding. CorelDRAW Graphics Suite X4, utgitt av Corel Corporation i 2008 er benyttet til å lage og modifisere figurer, kart og tabeller. Enkelte tabeller er også laget i Open Office versjon 3.2.

4. Resultater

I dette kapittelet presenteres de resultater som har fremkommet ved tolkningen av de seismiske datasettene. Kapittelet er delt inn i tre hoveddeler: Kapittel 4.1. viser en oversikt over den seismiske stratigrafien, Kapittel 4.2. tar for seg de tolkede sekvensene i studieområdet, og Kapittel 4.3. tar for seg de observerte havbunnsstrukturene og linsene. Time-slicer er brukt til å få et overblikk over helheten, og på time-slice ved dyp av 2234 ms (tvg) er det observert lineasjoner som kan minne om pløyemerker fra isfjell (**Fig. 5.1.**). I tillegg til reflektorene nevnt i Kapittel 4.1. er også omrisset av Vemadomen og Nykhøgda tolket (**Fig. 3.3.**). Tolkning til alle reflektorene fra 3D-datasettene finnes i Appendiks.

4.1. Seismisk stratigrafi

Havbunn: Kontinuerlig og sterk reflektor i størstedelen av datasettet, men brytes opp av havbunnsstrukturer i det nordvestlige hjørnet av kube ST9603. Reflektoren er tolket i hele området (**Fig. 4.1.** og **4.2.a**)), og den ligger dypere mot nordøst.

Bunn Naust T2: Reflektoren er kun identifisert på enkelte 2D-linjer, den er oppstykket og vanskelig å følge over lengre avstander.

Bunn Naust T1: Identifisert og tolket i størstedelen av studieområdet med unntak av lengst vest, over Vemadomen. Reflektoren er relativt kontinuerlig, men av mplituden varierer.

Bunn Naust S: Dette er en kontinuerlig og tydelig reflektor som kan identifiseres i hele studieområdet. Reflektoren er noe oppstykket over Vemadomen, der havbunnsstrukturer og linser bryter reflektoren og gjør den vanskeligere å følge (**Fig. 4.2.b**)).

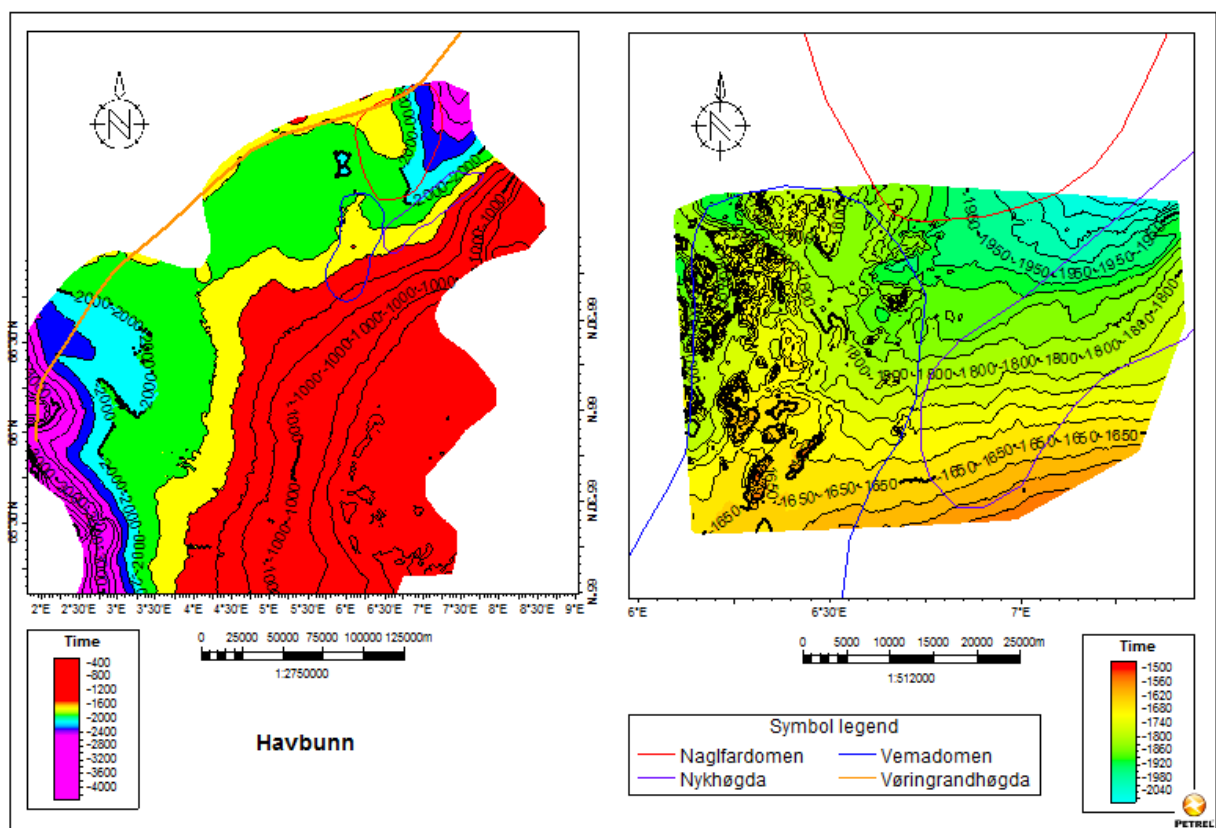
Bunn Naust U5: Reflektoren kan kun identifiseres i sørøstlige del av studieområdet. Vestover mot Vemadomen og nordover mot Nykhøgda er Bunn Naust U5 ikke kartleggbare.

Bunn Naust U4: Relativt kontinuerlig reflektor av medium til høy amplitude. Bunn Naust U4 kan identifiseres i størstedelen av 3D-datasettene. Reflektoren kan ikke kartlegges over toppen av Vemadomen og Nykhøgda, og er forstyrret av linser/hauger på flankene av disse. I enkelte områder er det vanskelig å skille Bunn Naust U4 fra Bunn Naust U3 da disse enkelte steder går i hverandre (**Fig. 4.2. d**)).

Bunn Naust U3: Er kun kartlagt på sørlige del av BPN9601. Reflektoren er vanskelig å kartlegge og kan lokalt være vanskelig å skille fra Bunn Naust U4. Brytes mot vest og nord av begravde linseformede strukturer.

Bunn Naust U2: Relativt kontinuerlig reflektor med høy amplitude som kan følges i hele området øst for Vemadomen. Reflektoren er brutt av to større begravde linser på Vemadomens østlige flanke.

Bunn Naust U1: Kontinuerlig høy-amplitudereflektor identifisert i hele 3D-kube BPN9601 og helt øst i ST9603. Er kun kartlagt øst for Vemadomen der den også blir brutt av begravde linseformede strukturer på den østlige flanken (**Fig. 4.2. c**).

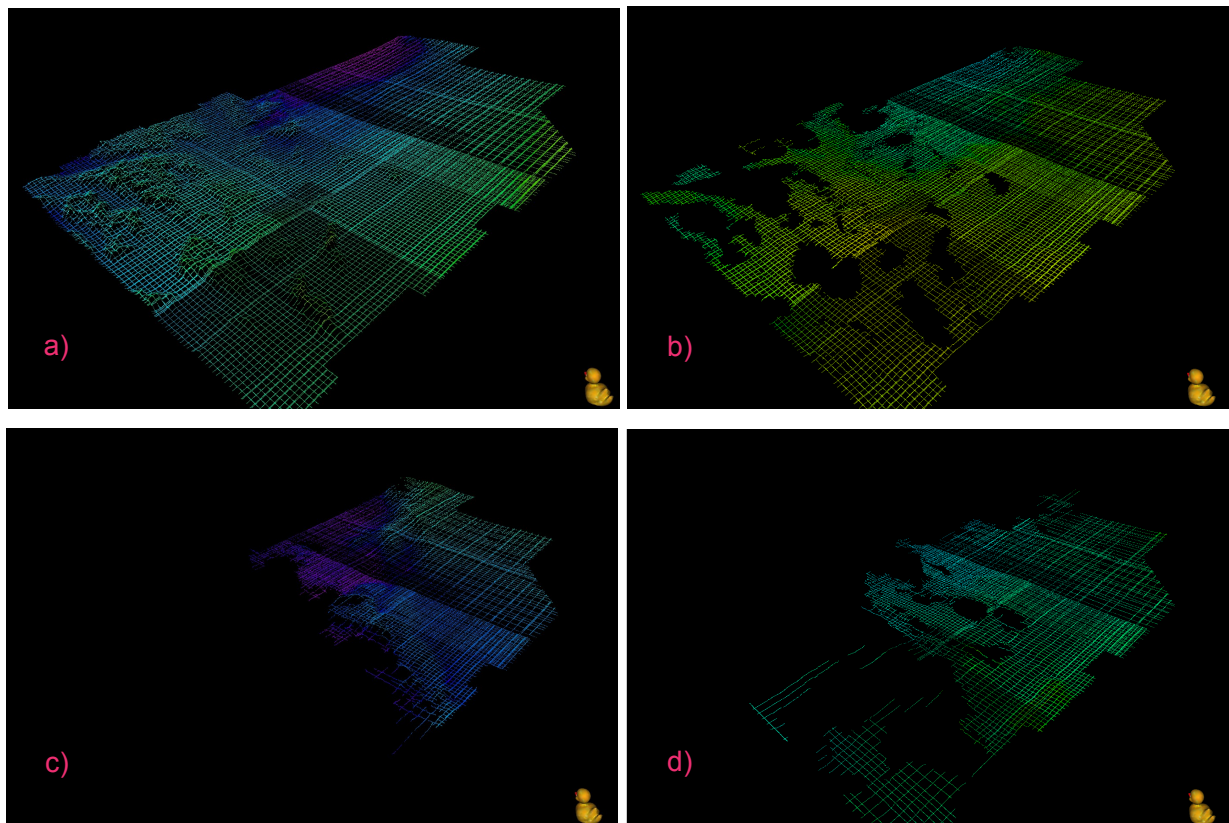


Figur 4.1. Glattet flate av havbunnen i studieområdet. Til venstre basert på tolkning av 2D-data og til høyre basert på tolkning av 3D-data. Strukturelementer i området er vist for referanse.

Bunn Naust A3: Reflektoren har høy amplitude og er lett å følge helt øst på ST9603-datasettet, men på BPN9601 har den svakere amplitude, den brytes ofte og er vanskeligere å følge. Bunn Naust A3 er nesten umulig å kartlegge på sørlige del av 3D-kube BPN9601. Reflektoren kan enkelte steder forveksles med Bunn Naust A1 og A2.

Bunn Naust A1/A2: Har blitt tolket som Horizon 3, da det ikke var mulig å identifisere om denne representerte Bunn Naust A1 eller A2. Reflektoren er av lav amplitude, er usammenhengende og finnes kun i østlige del av området.

Bunn Naust N: Er identifisert og tolket i hele BPN9601-datasettet og deler av ST9603-datasettet, men mangler i området over Vemadomen. Underenhetene N1-6 har ikke vært mulig å identifisere og skille fra hverandre over større områder i datasettene som er brukt. Reflektoren er av veldig varierende amplitude, og har dermed en noe usikker tolkning enkelte steder. Bunn Naust N er vanskelig å følge i sørøstlige del av studieområdet.



Figur 4.2. Noen tolkede reflektorer. Alle tegnet med samme størrelsesforhold og perspektiv. a) Havbunnen, b) Bunn Naust S, c) Bunn Naust U1, d) Bunn Naust U4. Anden viser riktig vei opp og nebbet peker mot nord, dette gjelder for alle figurer.

4.2. Tolkede sekvenser

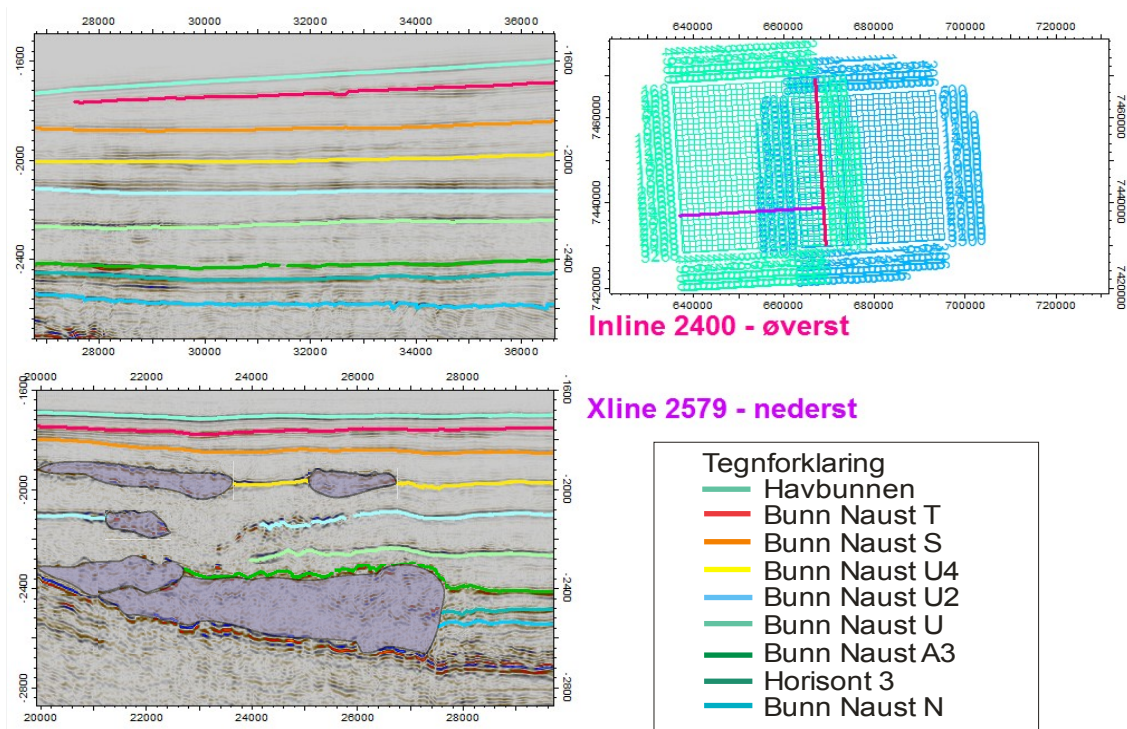
Naust T: Er den yngste identifiserte sekvensen i området, og grenser opp til havbunnen. Naust T er en svakt laminert lagpakke, men forstyrres enkelte steder av havbunnsstrukturer. Sekvensen er relativt tynn, i snitt bare 45 meter (**Tabell 4.1.**). Det er vanskelig å korrelere sekvensen over nordlige del av Vemadomen der mange havbunnsstrukturer gjør det umulig å følge reflektoren som definerer bunnen av Naust T-enheten. Selvom sekvensen dekker et stort område (2080 km²) har den et volum på bare 94 km³.

Naust S: Laminert sekvens som enkelte steder forstyrres av begravde linser og havbunnsstrukturer, spesielt i nordvestlig del av studieområdet, der disse opptrer i stort antall. Enheten dekker et område på 2300 km², og har dermed størst utbredelse av de tolkede sekvensene (**Tabell 4.1.**).

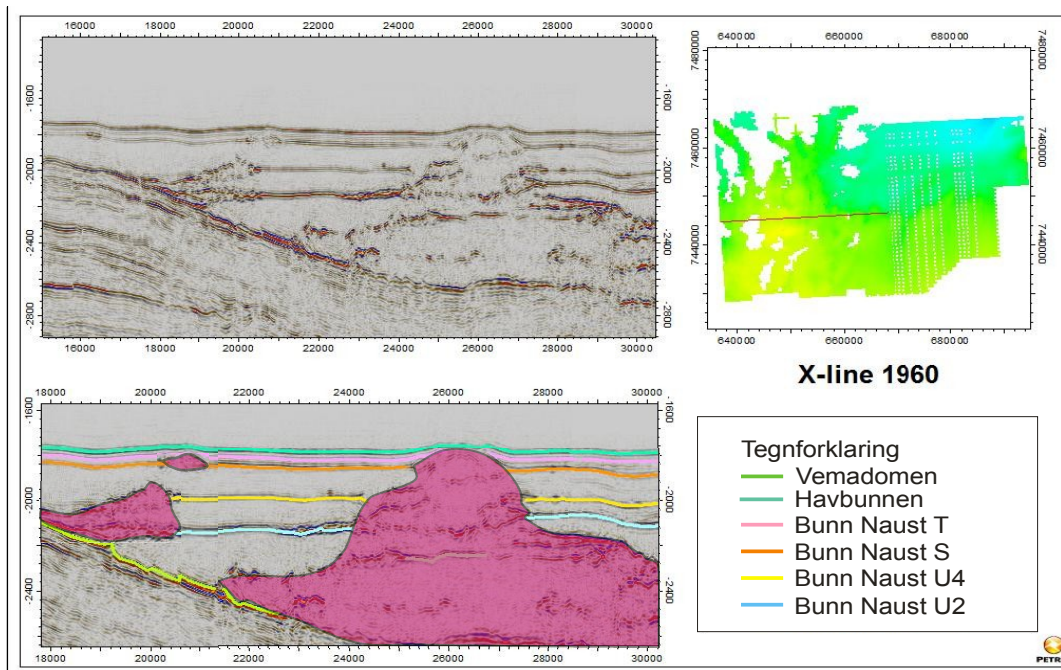
Naust U: Seismisk transparent sekvens som viser tydelige indre reflektorer som skiller underenhetene (U2 - 4) fra hverandre. Naust U inneholder et stort antall begravde strukturer, og sekvensen er ikke kartlagt over Vemadomen. Naust U4 og U5 har svak laminering, mens de resterende enhetene har en mer kaotisk struktur. Sekvensen har en utbredelse på bare 1054 km² (**Tabell 4.1.**), og er kun representert i deler av datasettet. Naust U er den mektigste av enhetene som er kartlagt. Fordi utbredelsen av de ulike underenhetene i Naust U er varierende er volumberegninger og beregning av utbredelse veldig usikre.

Naust A: Enheten er kun observert øst for Vemadomen, og den seismiske strukturen i sekvensen er kaotisk. Sekvensen har relativt liten utbredelse i studieområdet, men har en tykkelse på over 120 meter (**Tabell 4.1.**).

Naust N: Den eldste av de kartlagte sekvensene. Sekvensen er identifisert i størstedelen av studieområdet, men er ikke mulig å identifisere over Vemadomen. Det gjør at sekvensen får en ganske liten utbredelse totalt (**Tabell 4.1.**). Naust N er laminert, men lamineringen har enkelte steder en bølgelignende struktur. Langs bunnen av sekvensen observeres små forkastninger som forstyrrer lagningen. Det er ikke mulig å identifisere underenheter av Naust N i dette datasettet.



Figur 4.3. Tolkede seismiske profiler på 3D-kube ST9603. Posisjon i 3D-datasett vises øverst til høyre og tegnforklaring til horisonter nederst til høyre. Begravde linser er markert med lilla farge.



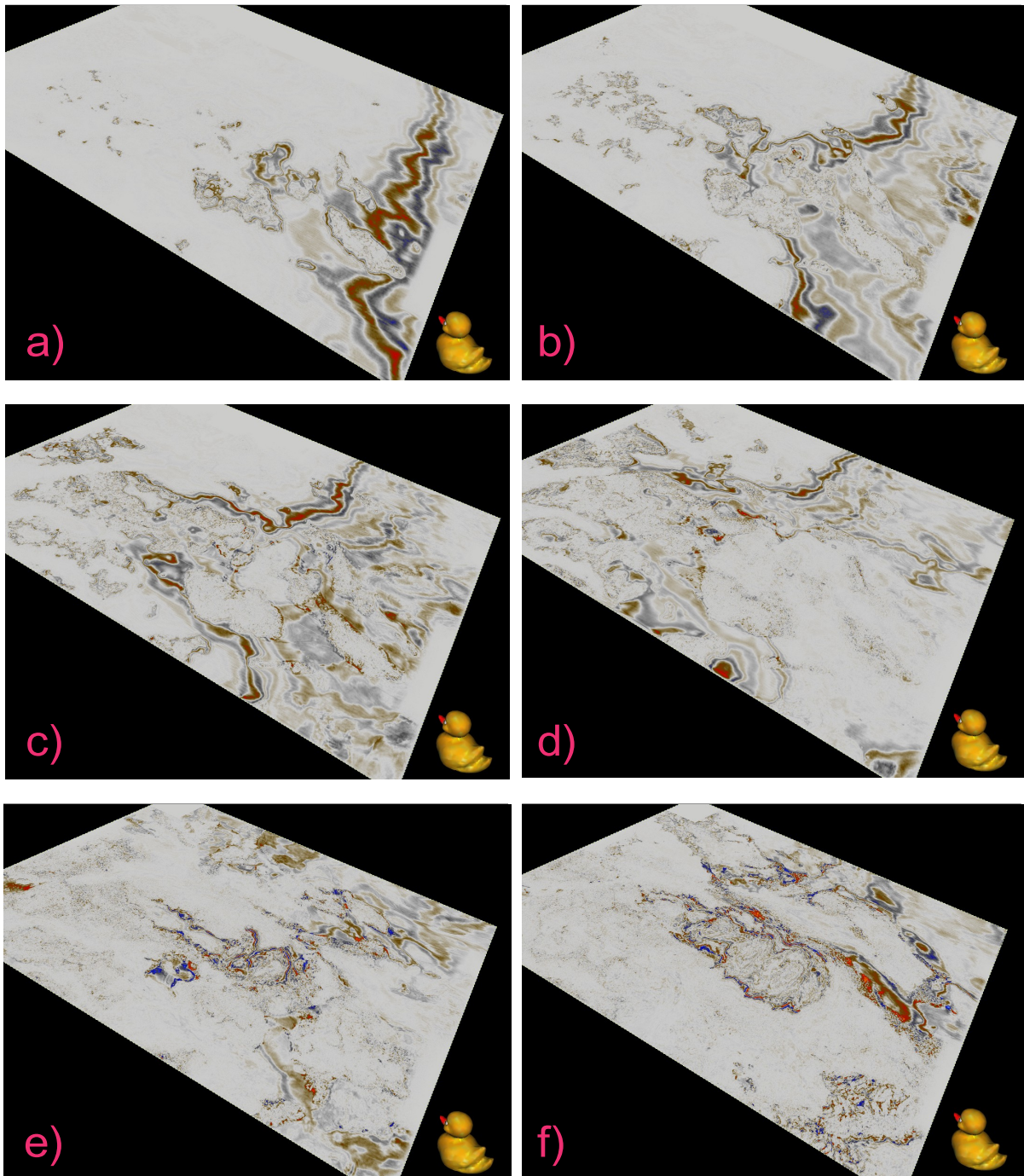
Figur 4.4. Krysslinsje 1960 fra ST9603-datasettet. Øverst til venstre: Seismisk snitt over Vemadomens østlige flanke, uten tolkning. Posisjon øverst til høyre. Nederst til venstre: Seismisk snitt med tolkede reflektorer og begravede strukturer (markert med rosa). Tegnforklaring nederst til høyre.

Tabell 4.1. Oversikt over omtrentlig tykkelse, utbredelse og volum på sekvensene i Naustformasjonen.

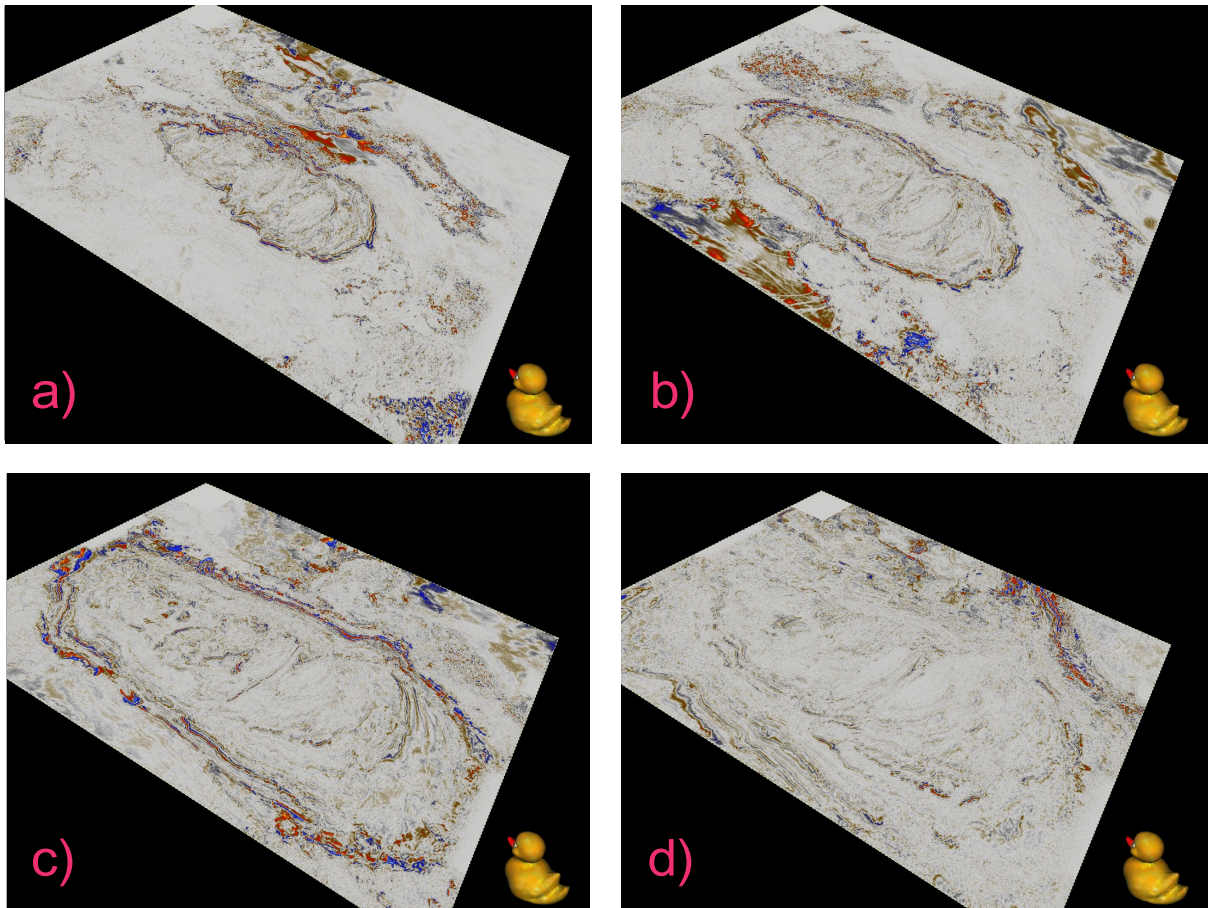
Sekvens	Tykkelse (ms tvg)	Tykkelse (m)	Utbredelse (km ²)	Volum (km ³)
Naust T	50	45	2080	94
Naust S	90	81	2300	186
Naust U	450	405	1054	427
Naust A	140	126	1188	150
Naust N	80	72	1036	45

4.3. Havbunnsstrukturer

De observerte havbunnsstrukturene er hovedsakelig lokalisert over toppen av Vemadomen. De fleste og største er kartlagt på nordlige del av domestrukturen. På **Figur 4.7.a**, som er en glattet flate basert på havbunnstolkningen, kan man tydelig se utbredelsen av havbunnsstrukturene i studieområdet. Strukturene ser ut til å bre seg ut i et halvsirkelformet mønster over Vemadomens topp. Endel linser, og bunnen av havbunnsstrukturene, er også tydelige i Bunn Naust S-flaten (**Fig. 4.7.b**), men mange av strukturene har en relativt flat bunn og vil ikke vises på en glattet flate da denne ikke har høy nok oppløsning. Ved å studere time-slices (**Fig. 4.5.** og **4.6.**) på ulike dyp får man et mer helhetlig overblikk over utbredelsen av havbunnsstrukturene og de begravde linsene.

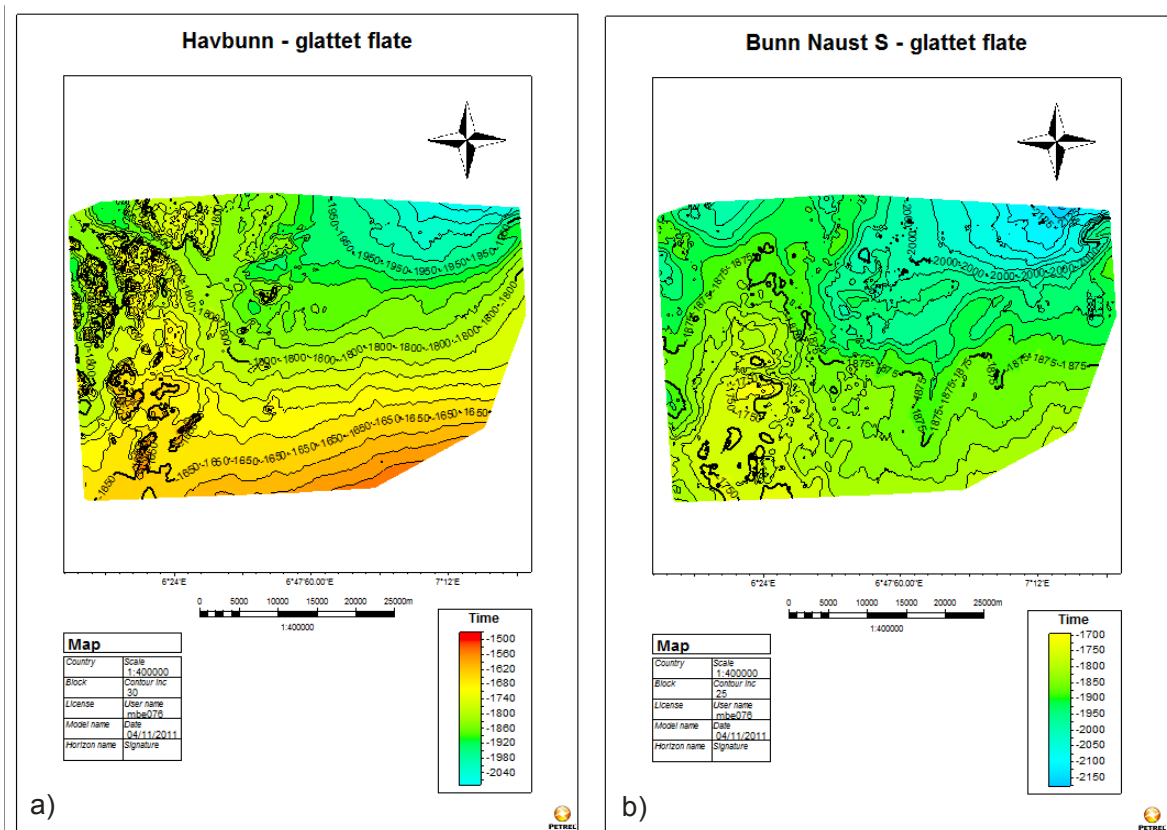


Figur 4.5. Time-slices gjennom 3D-kube ST9603 – Fortsetter i **Figur 4.6.** a) Dyp = 1655 ms tvg. Er lokalisert akkurat på det dypet der havbunnen begynner å bli synlig i de seismiske dataene. Legg merke til havbunnsstrukturene som stikker opp. b) Dyp = 1705 ms tvg. Ser mer av havbunnen i sør, og havbunnsstrukturene brer seg tydelig mot nord. c) Dyp = 1765 ms tvg. Med unntak av det nordøstlige hjørnet ser man nå bare strukturer under havbunnen. d) Dyp = 1810 ms tvg. Stadig mindre er over havbunnen. Time-slicen kutter gjennom flere større og mindre havbunnsstrukturer og linser. e) Dyp = 1965 ms tvg. Alt er nå under havbunnsnivå. f) Dyp = 2071 ms tvg. I tillegg til linser/hauger ser man nå tydelig at relieffet til Vemadomen begynner å tre frem.

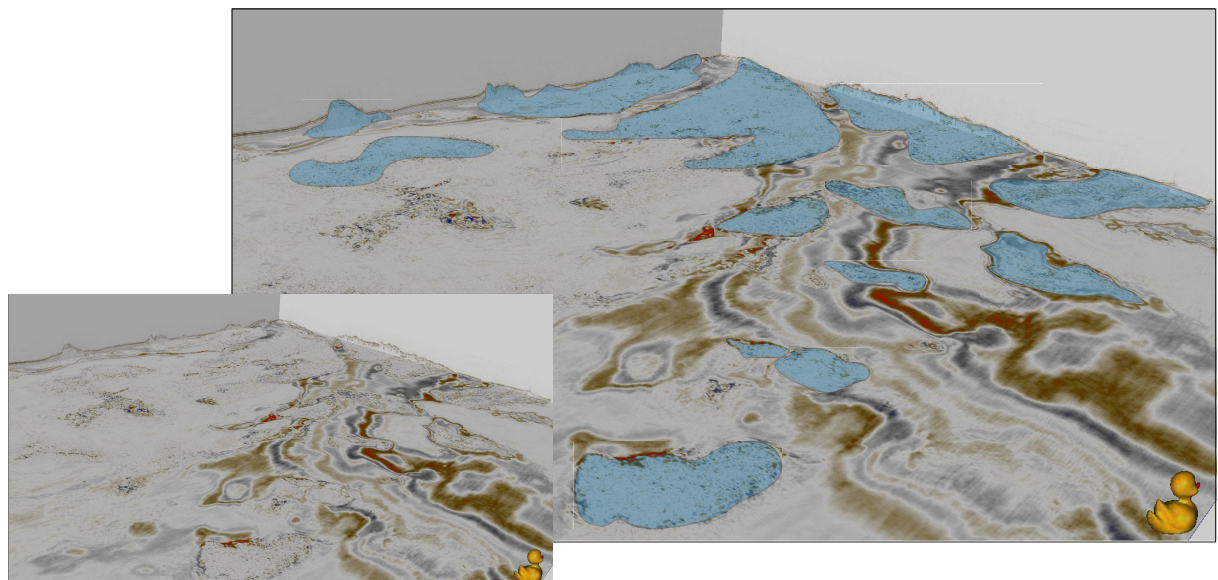


Figur 4.6. Fortsetter fra **Figur 4.5.** a) Dyp = 2145 ms tvg. Omrisset av Vemadomen er tydelig midt i bildet. Ser flere begravde strukturer, flest på østre flanke. b) Dyp = 2241 ms tvg. c) Dyp = 2455 ms tvg. Vemadomens omriss er nå den dominerende strukturen i bildet. Enkelte linser kan skimtes på den østlige flanken. d) Dyp = 2688 ms tvg. På dette nivået dominerer Vemadomen fullstendig, men man kan se forstyrrelser i seismikken helt i øst.

Det er innenfor Naust U og Naust S-sekvensene de fleste linsestrukturene observeres. De fleste havbunnsstrukturene har sitt utgangspunkt i Naust S-sekvensen (**Fig. 4.8.**). Strukturene og linsene er svært forskjellige når det kommer til størrelse og utbredelse, noen ser også ut til å være bygget opp av flere sammenvokste strukturer. Likevel er det noen fellestrekk mellom dem. Alle strukturene både på og under havbunnen består av seismisk kaotiske avsetninger uten en tydelig intern struktur, og de er hovedsakelig lokalisert over, eller på flankene av, Vemadomen. De aller fleste strukturene er avlange og har en hovedsakelig sør-nord-orientering (**Fig. 4.10., 4.11. og 4.12.**), enkelte strukturer har imidlertid en mer øst-vest-rettet orientering (**Fig. 4.9.**). Fem av de kartlagte strukturene er nærmere beskrevet under.



Figur 4.7. Glattet flate basert på tolkningen av havbunnsreflektoren (a) og Naust S-reflektoren (b) på 3D-datasettet. Havbunnsstrukturene vises tydelig på vestsiden, over toppen av Vemadomen.



Figur 4.8. Time-slice på Naust S nivå som viser utbredelsen av havbunnsstrukturer og linser nordvest på 3D-kube ST9603. Havbunnsstrukturer og linser er markert i blått.

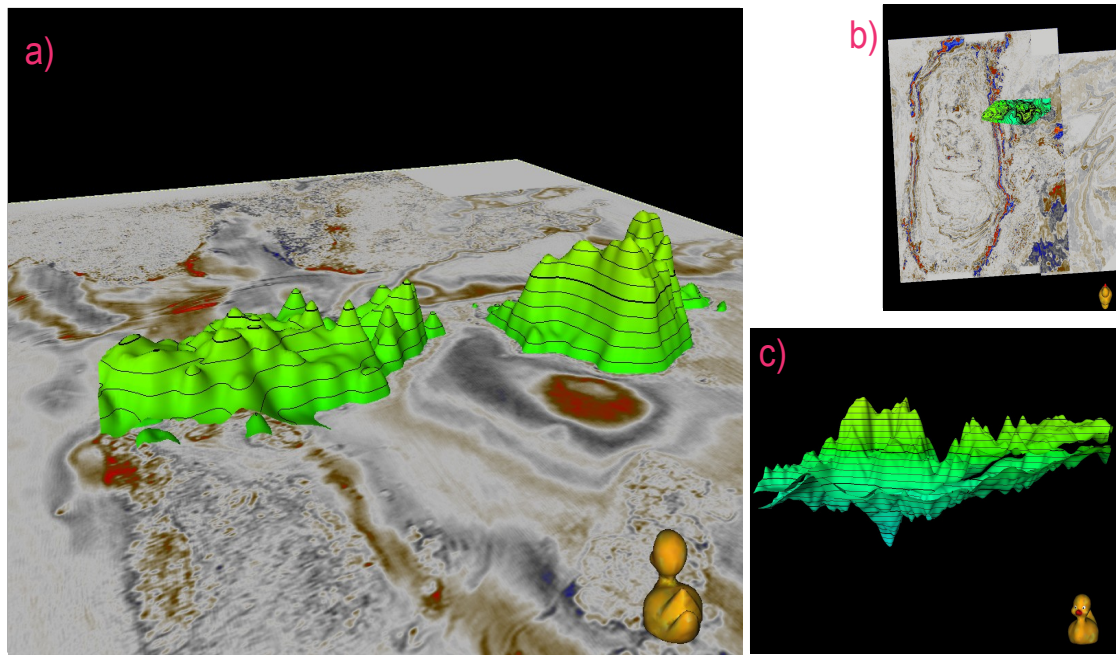
Struktur 1: Stor avlang struktur som dekker et areal på over 53 km² (**Tabell 4.2.**). Det kan se ut som at den er et resultat av to sammenvokste strukturer (**Fig. 4.9.**). Både topp og bunn til strukturen er ujevne og mektigheten til strukturen varierer mye. Struktur 1 er en begravd linse på ~1710 meters dyp med en orientering rett øst-vest. Bunnen til strukturen samsvarer med reflektoren Bunn Naust S.

Struktur 2: Avlang havbunnsstruktur med tilnærmet nord-sør-orientering (**Fig. 4.10.**). Strukturen har en mektighet på 225 meter, og er lokalisert innenfor Naust S-sekvensen, ved ~1550 meters dyp (**Tabell 4.2.**). Den dekker et område på ~25 km², og ser ut til å kile ut mot nord.

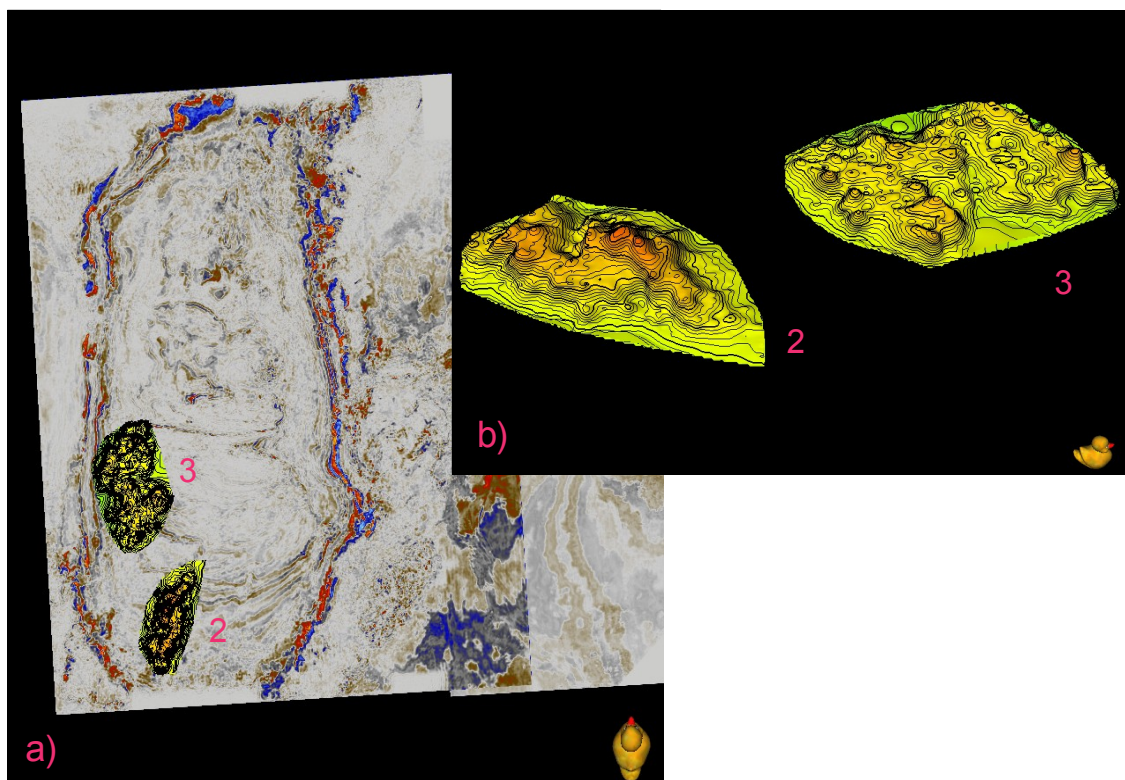
Struktur 3: Avlang, men noe bredere, struktur med nord-sør-orientering (**Fig. 4.10.**). Dekker et område på ~42 km² ved et dyp på 1642 meter (**Tabell 4.2.**). Som tilfellet er med Struktur 2, er også Struktur 3 en havbunnsstruktur kun dekket av et tynt lag med sedimenter. Bunnen til Struktur 3 er lokalisert inne i Naust U-sekvensen, noe som betyr at den påvirker både Naust U, Naust S og Naust T-sekvensene.

Struktur 4: Bred, nærmest triangelformet havbunnsstruktur med orientering nordvest-sørøst (**Fig. 4.11.**). Den ser ut til å kile ut mot sørøst, det vil si mot Vemadomens topp. Strukturen er relativt flat (både topp og bunn), men har en mektighet på hele 450 meter (**Tabell 4.2.**). Arealet på 107 km² gjør den til den desidert største av de beskrevne strukturene. Struktur 4 ligger over den nordvestlige toppen av Vemadomen, i det området hvor utbredelsen av havbunnsstrukturer er størst. I dette området er sedimentmektighetene små, og Struktur 4 påvirker alle sekvensene i Naustformasjonen, helt fra Naust N og opp til havbunnen.

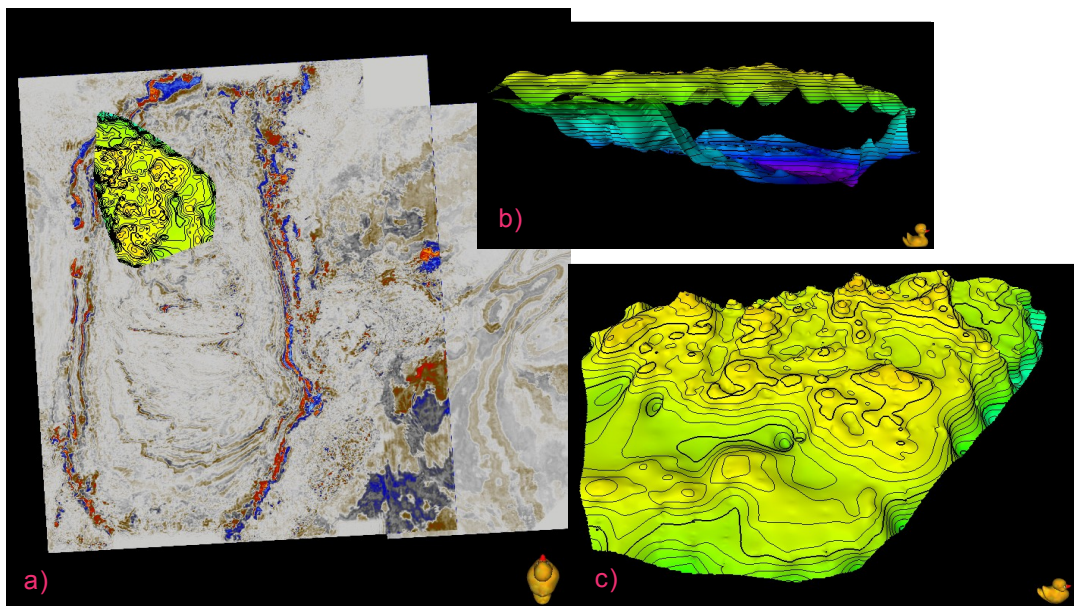
Struktur 5: Begravd linse på østlige flanke av Vemadomen (**Fig. 4.12.**). Strukturen er liten, den dekker kun 10 km² og har en mektighet på 72 meter (**Tabell 4.2.**). Struktur 5 er lokalisert innenfor Naust S-sekvensen, den er relativt flat, har en nord-sør-rettet orientering, og ser ut til å kile ut mot sør/sørøst.



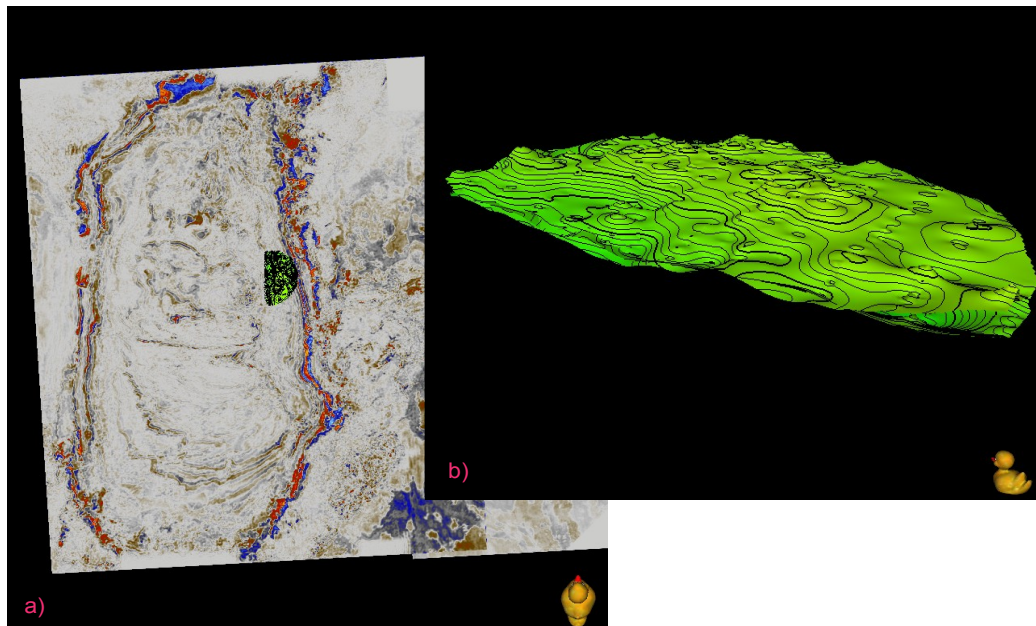
Figur 4.9. Struktur 1. a) Glattet flate som viser strukturens utbredelse på time-slice $Z=1897$ ms (tvg). b) Posisjon i 3D-datasett ST9603. c) Genererte flater basert på tolkning av topp og bunn på strukturen.



Figur 4.10. Struktur 2 og 3. a) Posisjon på Vemadomens sørvestlige flanke, ST9603. b) Genererte overflater basert på tolkning av toppen av strukturene.



Figur 4.11. Struktur 4. a) Posisjon over Vemadomens nordlige topp, ST9603. b) Genererte flater basert på tolkning av topp og bunn. c) Glattet flate basert på overflatetolkningen til strukturen.



Figur 4.12. Struktur 5, en liten linse lokalisert på Vemadomens østlige flanke. a) Lokalisering av struktur 5. b) Glattet flate basert på tolkning av overflaten.

Tabell 4.2. Oversikt over de kartlagte havbunnsstrukturene og begravde linsene som er beskrevet i teksten. Alle tall er omtrentlige, og dyp er gjennomsnittsdyp for midten av strukturen.

<i>Struktur</i>	<i>Areal (km²)</i>	<i>Mektighet (m)</i>	<i>Volum (km³)</i>	<i>Dyp (m)</i>	<i>Trend</i>	<i>Overflateuttrykk</i>
1	53	90	4,8	1710	Ø -V	Nei
2	25	225	5,6	1550	N – S	Ja
3	42	315	13,2	1640	N – S	Ja
4	107	450	48,2	1775	NV – SØ	Ja
5	10	72	0,7	1675	N – S	Nei

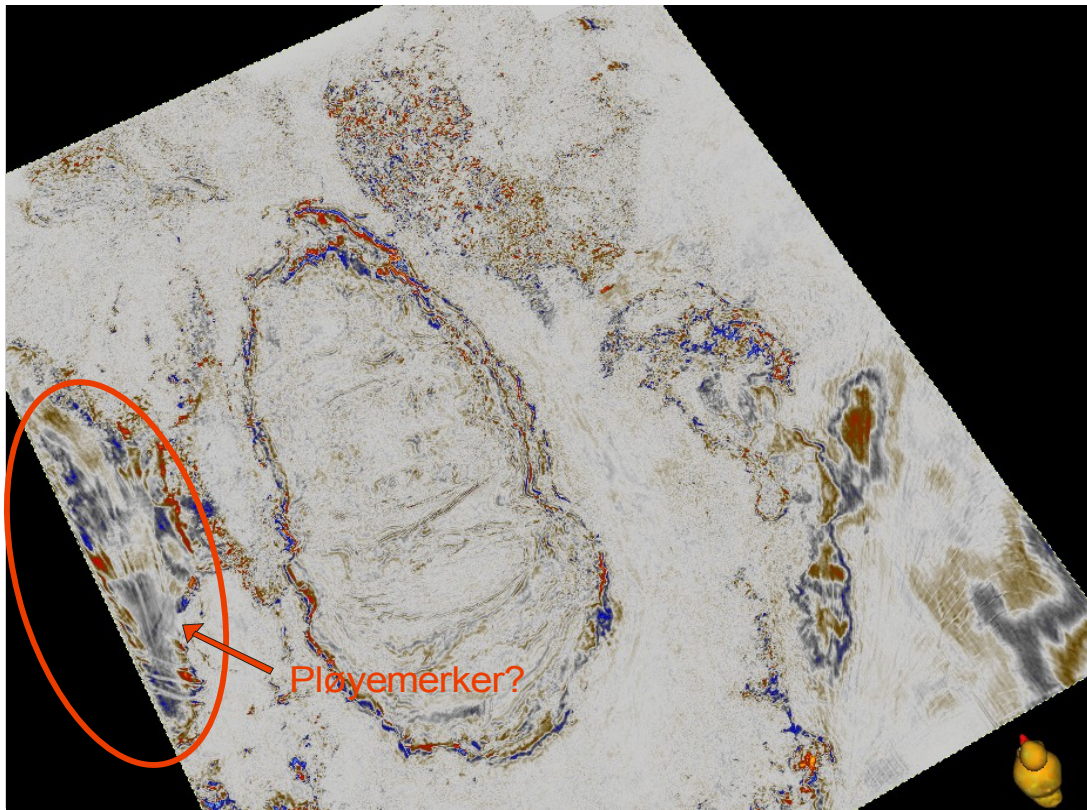
5. Diskusjon

I dette kapittelet vil det bli diskutert hvilke avsetningsmekanismer som har virket under avsetning av Naustformasjonen, og hva slags miljø de ulike enhetene er avsatt i. Det vil også bli presentert ulike teorier angående hva havbunnsstrukturene og de begravde linsene består av og hvordan de kan ha blitt dannet. Disse teoriene blir sammenlignet med de fremkomne resultatene fra denne studien.

5.1. Avsetninger og avsetningsmiljø

Naustformasjonen (**Tabell 2.1.** og **3.2.**, samt **Kap. 4.2.**) er avsatt gjennom de siste 2,8 millioner år, noe som betyr at enhetene har blitt avsatt under vekslende glasiale og interglasiale forhold. **Naust N** (2,8 – 1,5 Ma), som er den eldste av enhetene, ser ut til å være avsatt under relativt rolige forhold. Enheten viser laminerte lag av leire og sand, som er typiske for marine avsetninger. Lamineringen viser en bølgelignende karakter flere steder og ser ut til å ha blitt påvirket av tektonisk aktivitet etter avsetning (småskala forkastninger er observert flere steder langs bunnen av avsetningen). **Naust A** (1,5 – 0,6 Ma) er karakterisert av et kaotisk seismisk mønster, noe som er typisk for glasigene avsetninger (Nygård et al., 2005). Tynne laminerte lag observeres langs bunnen av enheten og indikerer at forholdene var ganske rolige i den tidligste perioden av Naust A tid, men at de ble mer turbulente utover i avsetningsperioden. Som nevnt i Kapittel 4 ble det funnet antatte pløyemerker ved et dyp av 2234 ms (tvg), et dyp som samsvarer med nedre del av Naust A (**Fig. 5.1.**). Dersom dette viser seg å være pløyemerker, så indikerer det at isdekket har nådd ut på kontinentalhyllen tidlig i avsetningsperioden. **Naust U** (0,6 – 0,4 Ma) er den desidert mektigste av enhetene i Naustformasjonen. Enheten preges av et kaotisk til strukturløst seismisk mønster med noe svak laminering i øverste del. Hoveddelen av lagpakken består av glasigent materiale avsatt under varierende glasiale forhold, og flere glasigene debrisstrømmer er identifisert (Rise et al., 2006). I perioden der avsetning av Naust U fant sted skjedde flere fremstøt av isdekket ut på kontinentalhyllen. Etterhvert som isen trakk seg tilbake ble glasimarine sedimenter avsatt i øverste del av sekvensen. **Naust S** (0,4 – 0,2 Ma) består av tykke glasigene avsetninger. Den tydelige lamineringen indikerer at forholdene under avsetning var relativt rolige. **Naust T** (0,2 – 0 Ma) er den yngste av enhetene og representerer perioden gjennom saale og weichsel og helt frem til idag (Hjelstuen et al.,

2004b). Enheten er relativt tynn og består av laminerte lag av glasimarine/marine sedimenter.



Figur 5.1. Mulige pløyemerker ved dyp 2234 ms (tvg). Dypet samsvarer med enhet Naust A.

5.2. Ulike teorier for dannelse av havbunnsstrukturer og linser

Overflateuttrykkene til leirstrukturer kan beskrives som (1) slamvulkaner – kjegleformet med sentral åpning, (2) hauger/rygger – positive strukturer uten synlige åpninger (herunder diapirer), og (3) bassenger eller "pockmarks" – negative strukturer (Brown, 1990). Slamdiapirer kan beskrives som positive topografiske strukturer hovedsakelig bygget opp av sedimenter av leirstørrelse som periodisk eller kontinuerlig beveger seg oppover fra undergrunnen mot, og i enkelte tilfeller gjennom, havbunnen. Slike leirsteinsdiapirer finnes over hele verden i ulike tektoniske miljøer (Hovland et al., 1998).

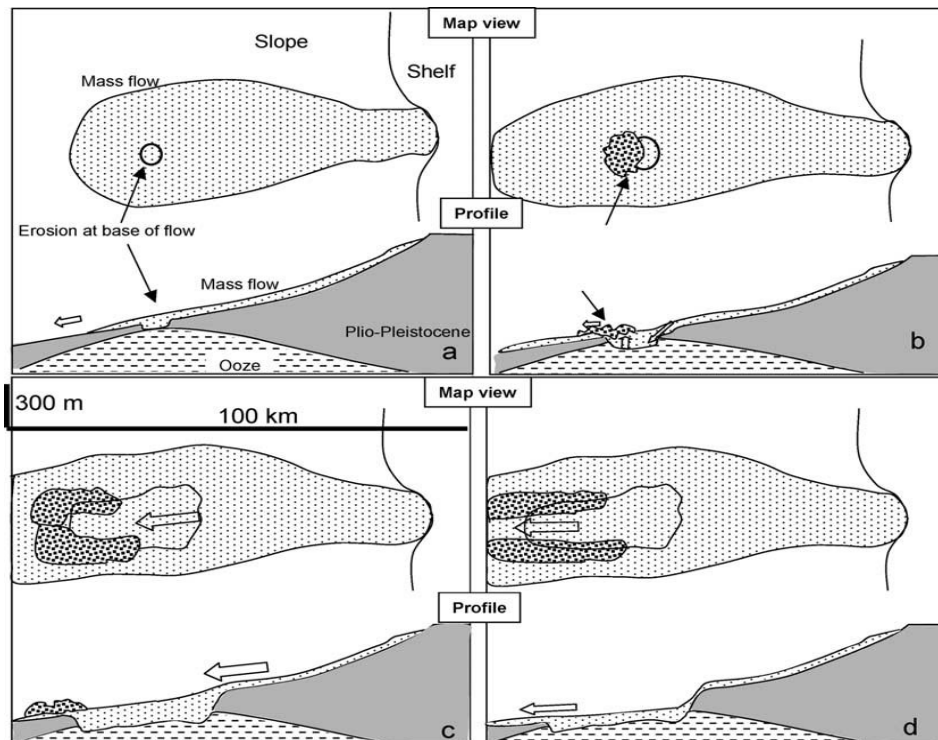
Slamdiapirisme forekommer helst under forhold som er preget av gravitasjonsinstabilitet. Instabiliteten kan oppstå når porøse og permeable sedimenter med relativt høy tetthet lastes

over et porøst og relativt impermeabelt lag med lavere tetthet (Laberg et al., 2005). Miocene sedimenter har lavere tetthet og hastighet, og høyere porøsitet enn de overliggende sedimentene. Den plutselige endringen i sedimentasjonsregime og fysiske egenskaper dannet optimale forhold for slamdiapirisme. Svakhetssoner innenfor de post-miocene sekvensene tillot eocene og oligocene sedimenter å stige gjennom de glasigene avsetningene som diapiriske strukturer (Hjelstuen et al., 1997; Vogt, 1997). Oozen har blitt injisert inn i sedimentene lateralt og fra undersiden ved hjelp av trykkgradienter. Den migrerende oozen og assosierte fluider/væsker (porevann og lette hydrokarboner) har blitt blandet inn i, heller enn å fortrenge de opprinnelig sedimentene (Hovland, et al., 1998). Initiering av diapirismen i et område er dermed forårsaket av en kombinasjon av minst tre faktorer (Hovland et al., 1998): (1) Et lavtetthetslag som også har høy porøsitet (for eksempel coccolith-slam), (2) oppdomende underlag som forårsaker ekstensjon og forkastningsaktivitet, og (3) migrasjon av lette hydrokarboner gjennom forkastninger og forkastningssoner. En fjerde faktor som også antakelig bidrar er tektonisk ustabilitet.

Hjelstuen et al. (1997) mener strukturene i Vemafeltet er dannet som følge av endringer i avsetningsmiljøet gjennom sen pliocen, og sedimentinstabilitet forårsaket av lasting av sen pliocen-pleistocen leire/slam og sandig leire/slam. Posisjonen til strukturene viser at de er dannet etter at sen pliocen-inkonformiteten oppsto. Diapirisme som følge av gassmigrasjon kan ha vært en viktig bidragsyter til dannelsen av strukturene på Vemafeltet (Hjelstuen et al., 1997), dette kan også støttes ved den store utbredelsen av gasshydrater i nærliggende områder (Bünz et al., 2003). Observasjon av kun et veldig tynt lag av post-pliocene sedimenter over strukturene indikerer at bevegelsen har fortsatt opp til nåtid og kanskje fortsetter ennå (Hjelstuen et al., 1997). Riis et al. (2005) finner ingen bevis for diapirisme, men småskala vertikal og horisontal bevegelse av ooze-haugene anses som mulig.

Riis et al. (2005) har utviklet en konseptuell modell (**Fig. 5.2.**) som forklarer dannelsen av Vigridstrukturene. Riis et al. (2005) mener at noe lignende sannsynligvis også har foregått i Vemaområdet; Når et skred kommer inn i et område med tynt sedimentdekke over ooze-sedimenter vil skredet erodere ned i oozen og danne evakueringsstrukturer. På grunn av lav tetthet stiger de eroderte blokkene til overflaten av skredet (**Fig. 5.2.a** og **b**). Skredet begynner å fylle igjen den evakuerte strukturen mens mer ooze mobiliseres og strukturen vokser (**Fig. 5.2.c**), til sist brytes evakueringsstrukturen og ooze-leveer avsettes langs sidene, mens

oozehauger avsettes lenger nede på skråningen (**Fig. 5.2.d**). Evakueringsstrukturer finnes i fire hovedområder i Norskehavet; på Nordsjøviften, i Storeggaområdet, i Sklinnadjupetområdet og på Vemafeltet. Det er antatt at ooze-haugene over hver av evakueringsstrukturene består av ooze som kommer fra strukturen selv (Riis et al., 2005). Evakueringsstrukturer dannes helst hvis det over lang tid er utviklet et stort overtrykk fordi væsken i sedimentene ikke har mulighet til å unnslippe (Chand et al., 2011).

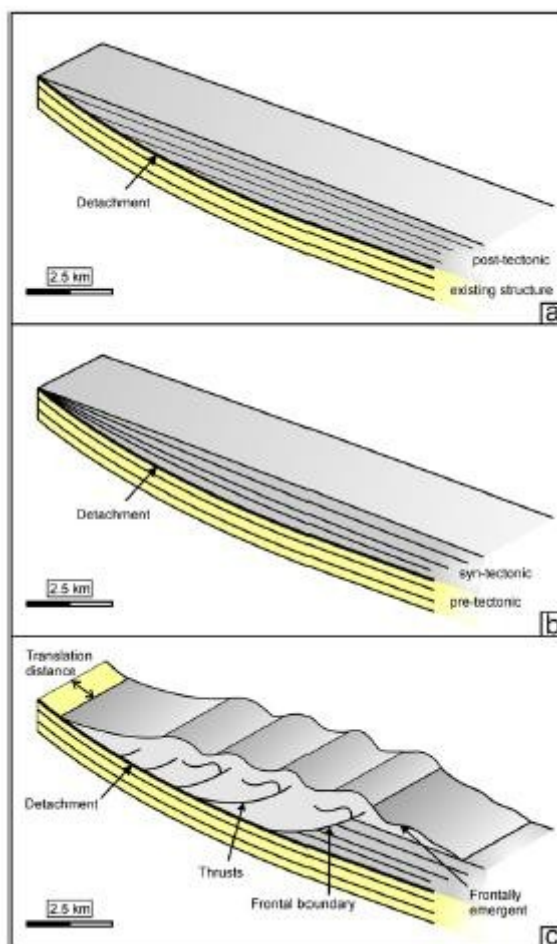


Figur 5.2. Konseptuell modell fra Riis et al. (2005) som viser hvordan de tenker seg at havbunnsstrukturene i Sklinnadjupetskredet har blitt dannet. Nærmere forklaring finnes i teksten.

Noen steder, som for eksempel i Amazonas, har lignende strukturer blitt tolket til å være levee-komplekser (Manley og Flood, 1988), men i Vøringbassenget finnes det ikke spor av kanaler som kan støtte opp under den hypotesen. En annen mulig tolkning er at strukturene er skredrelaterte avsetninger fra plio-pleistocen, men det finnes heller ingen store skredarr på den indre Vøringmarginen som støtter en slik tolkning (Hjelstuen et al., 1997). Dahlgren og Lindberg (2005) har foreslått at de begravde linsene og havbunnsstrukturene i Vemafeltet kan

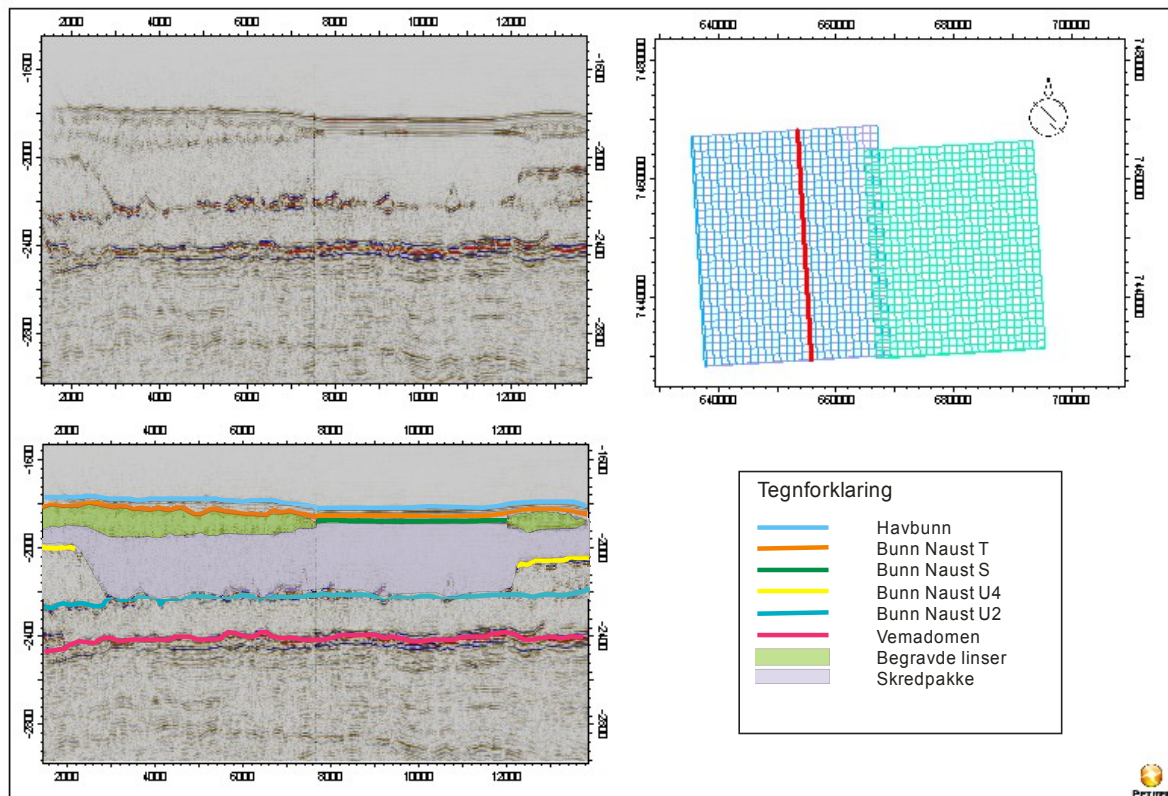
være døde miocene-pliocene kaldtvannskorallrev av arten *Lophelia*. Dette er basert på lokaliseringen og forholdene mellom over- og underliggende sedimenter, samt at både størrelse og geometri minner om nålevende *Lophelia*-rev. Denne tolkningen er lite utbredt og støttes ikke av kjerneprøver fra slike strukturer (Caston, 1976; Tjelmeland, 2010).

Ireland et al. (2011) har studert flere undersjøiske skred i samme område som denne oppgaven omhandler. De har konkludert med at iallefall en del av de begravde linsene har blitt dannet som følge av disse skredene, men kan ikke utelukke at andre mekanismer har virket på strukturene lenger oppe i lagrekken. Mangelen på større skredarr i området tilskrives at hele sedimentpakker har sklidd ut slik at ingen lagpakker kuttes og etterlater store sår i landskapet (Fig. 5.3.) (Ireland et al., 2011).



Figur 5.3. Tegnet modell som viser hvordan en sedimentpakke kan løsne fra underlaget og danne en skredavsetning uten å utvikle store skredarr (Ireland et al., 2011). a) viser en startkonfigurasjon hvor sedimentkilen pålapper en eksisterende struktur, og b) viser en utgangskonfigurasjon med en syntektonisk sedimentkile. c) viser hvordan den resulterende skredavsetningen kan arte seg.

Det er ikke observert noen store skredarr i studieområdet, kun enkelte av mindre størrelse (**Fig. 5.4.**). Felles for skredarrne observert i de tilgjengelige seismiske dataene er at skredene ikke har gått dypt nok til å mobilisere ooze-sedimentene som de studerte strukturene består av. Havbunnsstrukturene og linsene kan imidlertid være dannet som følge av flere mindre skred. Flere av strukturene viser en form og orientering som kan antyde at de ble dannet som følge av skred som kom mer eller mindre rett sørfra (**Kap. 4.3.**).



Figur 5.4. Et av de mindre skredarrne som er observert i studieområdet. Skredpakken er lokalisert innenfor Naust U-sekvensen, og over den ligger to begravde linsestrukturer. Den seismiske profilen er lokalisert vinkelrett på skredet.

Det er ikke mulig å gjøre en direkte sammenligning av strukturene på Vemafeltet og strukturene på Vigridfeltet. Til det er både strukturene selv og miljøet rundt for ulikt. Vigridstrukturene har blitt tolket til å være skredrelaterte oozestrukturer som ble mobilisert og

avsatt i forbindelse med Sklinnadjupetskredet (Rise et al., 2006; Skaug, 2009; Tjelmeland, 2010). De er lokalisert i skredarret etter Sklinnadjupetskredet og havbunnsstrukturene er sjelden brattere enn 4° (Hovland et al., 1998). Til sammenligning har enkelte av havbunnsstrukturene på Vemafeltet en helningsvinkel på opptil 11° (Hovland et al., 1998), og det finnes ingen spor etter store skred i området. Sannsynligvis har utviklingen av Vemadomen påvirket dannelsen av strukturene.

6. Konklusjon

I arbeidet med denne oppgaven er det benyttet et 3D-seismisk datasett og et utvalg av multikanals 2D-seismiske linjer fra nordlige del av Vøringplatået. Hovedvekten av tolkningen har vært konsentrert om Naustformasjonen og havbunnsstrukturer/begravde linser innen denne.

- Havbunnsstrukturene er lokalisert i vestlige del av 3D-datasettet, de fleste og største på nordlige del av Vemadomen. Strukturene varierer mye, både i areal, mektighet og kompleksitet.
- Begravde linsestrukturer er hovedsakelig observert innen Naust S og Naust U-sekvensene. Også disse strukturene er av varierende størrelse og kompleksitet, og de har en noe større geografisk utbredelse mot øst i studieområdet.
- De aller fleste av de observerte havbunnsstrukturene og begravde linsene har en avlang form og nord-sør-rettet orientering.
- Store massestrømmer i pliocen og pleistocen som har truffet Vemadomen kan ha vært i stand til å mobilisere ooze som så ble evakuert fra grunnen og dannet oozehauger. Det er imidlertid ikke observert store skredarr i studieområdet, men det kan ikke utelukkes at dette finnes utenfor de tilgjengelige seismiske datasettene. I studieområdet er kun enkelte mindre skredarr observert.
- Det finnes ingen klare indikasjoner på at diapirisme har foregått og det er derfor usannsynlig at de irregulære strukturene er dannet som følge av vertikal migrasjon av væske og sedimenter.
- Det virker sannsynlig at de fleste strukturene er dannet som følge av skredhendelser, men det kan ikke utelukkes at flere mekanismer har vært i virksomhet. Sannsynligvis har utviklingen av Vemadomen også vært en viktig faktor når det gjelder dannelsen av strukturene.

Fremtidig arbeid:

Datasettet som er brukt i denne oppgaven dekker kun et begrenset område, og hoveddelen består av 3D-seismikk med lav oppløsning. Det har dermed vært vanskelig å komme frem til en sikker konklusjon hva angår dannelsesmekanismen for havbunnsstrukturene og de begravde linsene på Vemafeltet. Ved fremtidig arbeid i området vil det derfor være hensiktsmessig å utvide studieområdet, spesielt mot nord og vest der det ser ut til at de fleste havbunnsstrukturene er lokalisert, og skyte grunn seismikk med høy oppløsning for å kunne gi en mer detaljert tolkning. Det er ikke foretatt mange kjerneboringer i området, og de få kjernene som er hentet herfra begynner å bli gamle. Nye kjerneprøver, både gjennom og imellom strukturene, vil derfor også være nyttig både for datering av avsetningene og en mer nøyaktig oversikt over hva de består av.

7. Referanser

Berndt, C., Bünz, S., and Mienert, J., 2003, Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source for fluid flow: Geological Society, London, Special Publications, v. 216, p. 283-290.

Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R., Larsen, B., Skogseid, J., and Tørudbakken, B., 1995, Structural Elements of the Norwegian Continental Shelf. Part II: The Norwegian Sea Region, The Norwegian Petroleum Directorate.

Boldreel, L.O., and Andersen, M., 1993, Late Paleocene to Miocene compression in the Faeroe–Rockall area, Volume 4, Geological Society of London, p. 1025-1034.

Brekke, H., 2000, The tectonic evolution of the Norwegian Sea continental margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins: Dynamics of the Norwegian Margin, v. 167, p. 327-378.

Brown, K., 1990, The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems: Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 8969-8982.

Bünz, S., Mienert, J., and Berndt, C., 2003, Geological controls on the Storegga gas-hydrate system of the mid-Norwegian continental margin: Earth and Planetary Science Letters, v. 209, p. 291-307.

Caston, V., 1976, Tertiary sediments of the Vøring Plateau, Norwegian Sea, recovered by Leg 38 of the Deep Sea Drilling Project: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 38, p. 1101–1168.

Chand, S., Rise, L., Knies, J., Haflidason, H., Hjelstuen, B., and Bøe, R., 2011, Stratigraphic development of the south Vøring Margin (Mid-Norway) since early Cenozoic time and its influence on subsurface fluid flow: *Marine and Petroleum Geology*.

Dahlgren, K., and Lindberg, B., 2005, Buried sedimentary mounds in the Nyk High area, Mid-Norwegian margin: Are they Miocene-Pliocene cold-water coral mounds?: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 85, p. 295.

Dahlgren, K., Vorren, T., and Laberg, J., 2002, Late Quaternary glacial development of the mid-Norwegian margin--65 to 68° N: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 1089-1113.

Dalland, A., Worsley, D., Ofstad, K., and Oljedirektoratet, N., 1988, A Lithostratigraphic Scheme for the Mesozoic and Cenozoic and Succession Offshore Mid-and Northern Norway, Oljedirektoratet.

Davies, R., Cartwright, J., Pike, J., and Line, C., 2001, Early Oligocene initiation of North Atlantic deep water formation: *Nature*, v. 410, p. 917-920.

Doré, A., and Lundin, E., 1996, Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration: *Petroleum Geoscience*, v. 2, p. 299.

Eidvin, T., Bugge, T., and Smelror, M., 2007, The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea: *Norsk Geologisk Tidsskrift*, v. 87, p. 75.

Eldholm, O., Thiede, J., and Taylor, E., 1989, Evolution of the Vøring volcanic margin, Volume 104, p. 1033-1065.

Evans, D., Harrison, Z., Shannon, P., Laberg, J., Nielsen, T., Ayers, S., Holmes, R., Hoult, R., Lindberg, B., and Haflidason, H., 2005, Palaeoslides and other mass failures of Pliocene to Pleistocene age along the Atlantic continental margin of NW Europe: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1131-1148.

Faleide, J.I., Tsikalas, F., Breivik, A.J., Mjelde, R., Ritzmann, O., Engen, O., Wilson, J., and Eldholm, O., 2008, Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea: *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, v. 31, p. 82-91.

Flesche Kleiven, H., Jansen, E., Fronval, T., and Smith, T., 2002, Intensification of Northern Hemisphere glaciations in the circum Atlantic region (3.5-2.4 Ma)-ice-rafted detritus evidence: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 184, p. 213-223.

GANS, U., 2011, <http://www.uib.no/People/nglbh/GANS/index.html>

Haflidason, H., Aarseth, I., Haugen, J.E., Sejrup, H.P., Løvlie, R., and Reither, E., 1991, Quaternary stratigraphy of the Draugen area, mid-Norwegian shelf: *Marine Geology*, v. 101, p. 125-146.

Hansen, B., and Østerhus, S., 2000, North Atlantic-nordic seas exchanges: *Progress in Oceanography*, v. 45, p. 109-208.

Hartogh, M.d., 2009, Plio-pleistocene glacial development of the Vøring Margin [Master of Science thesis], University of Bergen.

Henriksen, S., and Vorren, T., 1996, Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-

Norwegian continental shelf: *Global and Planetary Change*, v. 12, p. 171-199.

Hjelstuen, B., Eldholm, O., and Skogseid, J., 1997, Vøring Plateau diapir fields and their structural and depositional setting: *Marine Geology*, v. 144, p. 33-57.

Hjelstuen, B., Petter Sejrup, H., Haflidason, H., Nygård, A., Ceramicola, S., and Bryn, P., 2005, Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 57-69.

Hjelstuen, B., Sejrup, H., Haflidason, H., Berg, K., and Bryn, P., 2004a, Neogene and Quaternary depositional environments on the Norwegian continental margin, 62° N-68° N: *Marine Geology*, v. 213, p. 257-276.

Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., and Skogseid, J., 1999, Cenozoic evolution of the northern Vøring margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1792-1807.

Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygård, A., Berstad, I.M., and Knorr, G., 2004b, Late Quaternary seismic stratigraphy and geological development of the south Vøring margin, Norwegian Sea: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1847-1865.

Hovland, M., Nygaard, E., and Thorbjørnsen, S., 1998, Piercement shale diapirism in the deep-water Vema Dome area, Vøring Basin, offshore Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 191-201.

Ireland, M.T., Davies, R.J., Goult, N.R., and Moy, D.J., 2011, Thick slides dominated by regular-wavelength folds and thrusts in biosiliceous sediments on the Vema Dome offshore of Norway: *Marine Geology*.

Jakobsen, P.K., Ribergaard, M.H., Quadfasel, D., Schmith, T., and Hughes, C.W., 2003, Near-surface circulation in the northern North Atlantic as inferred from Lagrangian drifters: Variability from the mesoscale to interannual: *J. Geophys. Res.*, v. 108, p. 3251.

Jansen, E., Raymo, M., and Blum, P., 1996, 1. Leg 162: New frontiers on past climates 1.

Jansen, E., and Sjøholm, J., 1991, Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-borne deposits in the Norwegian Sea: *Nature*, v. 349, p. 600-603.

Laberg, J., Stoker, M., Dahlgren, K., Haas, H., Haflidason, H., Hjelstuen, B., Nielsen, T., Shannon, P., Vorren, T., and van Weering, T., 2005, Cenozoic alongslope processes and sedimentation on the NW European Atlantic margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 1069-1088.

Landmark, v., 2011, <http://www.landmarkvspace.com/nocs/default.aspx>

Lisiecki, L.E., and Raymo, M.E., 2005, A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records: *Paleoceanography*, v. 20, p. 522–533.

Lundin, E., and Doré, A., 1997, A tectonic model for the Norwegian passive margin with implications for the NE Atlantic: Early Cretaceous to break-up: *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 545.

Lundin, E., and Doré, A., 2002, Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the [] passive margins bordering the Norwegian-Greenland Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 79-93.

Manley, P., and Flood, R.D., 1988, Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan:

AAPG Bull, v. 72, p. 912-925.

Mjelde, R., Breivik, A., Raum, T., Mittelstaedt, E., Ito, G., and Faleide, J., 2008, Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic: *Journal of Geological Society*, v. 165, p. 31.

Mjelde, R., Faleide, J., Breivik, A., and Raum, T., 2009, Lower crustal composition and crustal lineaments on the Vøring Margin, NE Atlantic: A review: *Tectonophysics*, v. 472, p. 183-193.

Mjelde, R., Shimamura, H., Kanazawa, T., Kodaira, S., Raum, T., and Shiobara, H., 2003, Crustal lineaments, distribution of lower crustal intrusives and structural evolution of the Vøring Margin, NE Atlantic; new insight from wide-angle seismic models: *Tectonophysics*, v. 369, p. 199-218.

Mogensen, T.E., Nyby, R., Karpuz, R., and Haremo, P., 2000, Late Cretaceous and Tertiary structural evolution of the northeastern part of the Voring Basin, Norwegian Sea: *SPECIAL PUBLICATION-GEOLOGICAL SOCIETY OF LONDON*, v. 167, p. 379-396.

Nost, O., and Isachsen, P.E., 2003, The large-scale time-mean ocean circulation in the Nordic Seas and Arctic Ocean estimated from simplified dynamics: *Journal of Marine Research*, v. 61, p. 175-210.

Nygård, A., Sejrup, H.P., Haflidason, H., and Bryn, P., 2005, The glacial North Sea Fan, southern Norwegian Margin: architecture and evolution from the upper continental slope to the deep-sea basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 71-84.

Nøttvedt, A., 2000, *Dynamics of the Norwegian margin*, Geological Society Pub House.

Oljedirektoratet, N., 2011, <http://www.npd.no/no/Om-OD/Samarbeidsfora/Diskos>

Orvik, K.A., and Niiler, P., 2002, Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic: *Geophysical Research Letters*, v. 29, p. 1896.

Orvik, K.A., Skagseth, R., and Mork, M., 2001, Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995-1999: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 48, p. 937-957.

Ramberg, I., Bryhni, I., and Nøttvedt, A., 2007, *Landet blir til: Norges geologi*, Norsk geologisk forening.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M., and Martinson, D.G., 1989, Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation: *Paleoceanography*, v. 4, p. 413-446.

Ren, S., Faleide, J., Eldholm, O., Skogseid, J., and Gradstein, F., 2003, Late Cretaceous-Paleocene tectonic development of the NW Vøring Basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 177-206.

Riis, F., Berg, K., Cartwright, J., Eidvin, T., and Hansch, K., 2005, Formation of large, crater-like evacuation structures in ooze sediments in the Norwegian Sea. Possible implications for the development of the Storegga Slide: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 257-273.

Rise, L., Chand, S., Hjelstuen, B., Haflidason, H., and Bøe, R., 2010, Late Cenozoic geological development of the south Vøring margin, mid-Norway: *Marine and Petroleum Geology*.

Rise, L., Ottesen, D., Berg, K., and Lundin, E., 2005, Large-scale development of the mid-

Norwegian margin during the last 3 million years: *Marine and Petroleum Geology*, v. 22, p. 33-44.

Rise, L., Ottesen, D., Longva, O., Solheim, A., Andersen, E., and Ayers, S., 2006, The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 569-583.

Roberts, A.M., Lundin, E.R., and Kuszniir, N.J., 1997, Subsidence of the Voring Basin and the influence of the Atlantic continental margin: *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 551.

Schlumberger, 2010a, *Petrel Introduction G & G, brukermanual*.

Schlumberger, 2010b, *Seismic Visualization and Interpretation, brukermanual*.

Sejrup, H., Nygård, A., Hall, A., and Haflidason, H., 2009, Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK: *Quaternary Science Reviews*, v. 28, p. 370-380.

Sejrup, H.P., Jansen, E., Erlenkeuser, H., and Holtedahl, H., 1984, New faunal and isotopic evidence on the Late Weichselian--Holocene oceanographic changes in the Norwegian Sea: *Quaternary research*, v. 21, p. 74-84.

Skaug, M.B., 2009, *Vigriddiapirfeltet på sørlige Vøringplatå; slamdiapirer eller skredrelaterte havbunnsstrukturer?*, Universitetet i Bergen.

Skogseid, J., and Eldholm, O., 1989, Vøring Plateau continental margin: seismic interpretation, stratigraphy and vertical movements, Volume 104, p. 993-1030.

Skogseid, J., Planke, S., Faleide, J., Pedersen, T., Eldholm, O., and Neverdal, F., 2000, NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation: Dynamics of the Norwegian Margin, v. 167, p. 295-326.

Solheim, A., Berg, K., Forsberg, C., and Bryn, P., 2005, The Storegga Slide complex: repetitive large scale sliding with similar cause and development: Marine and Petroleum Geology, v. 22, p. 97-107.

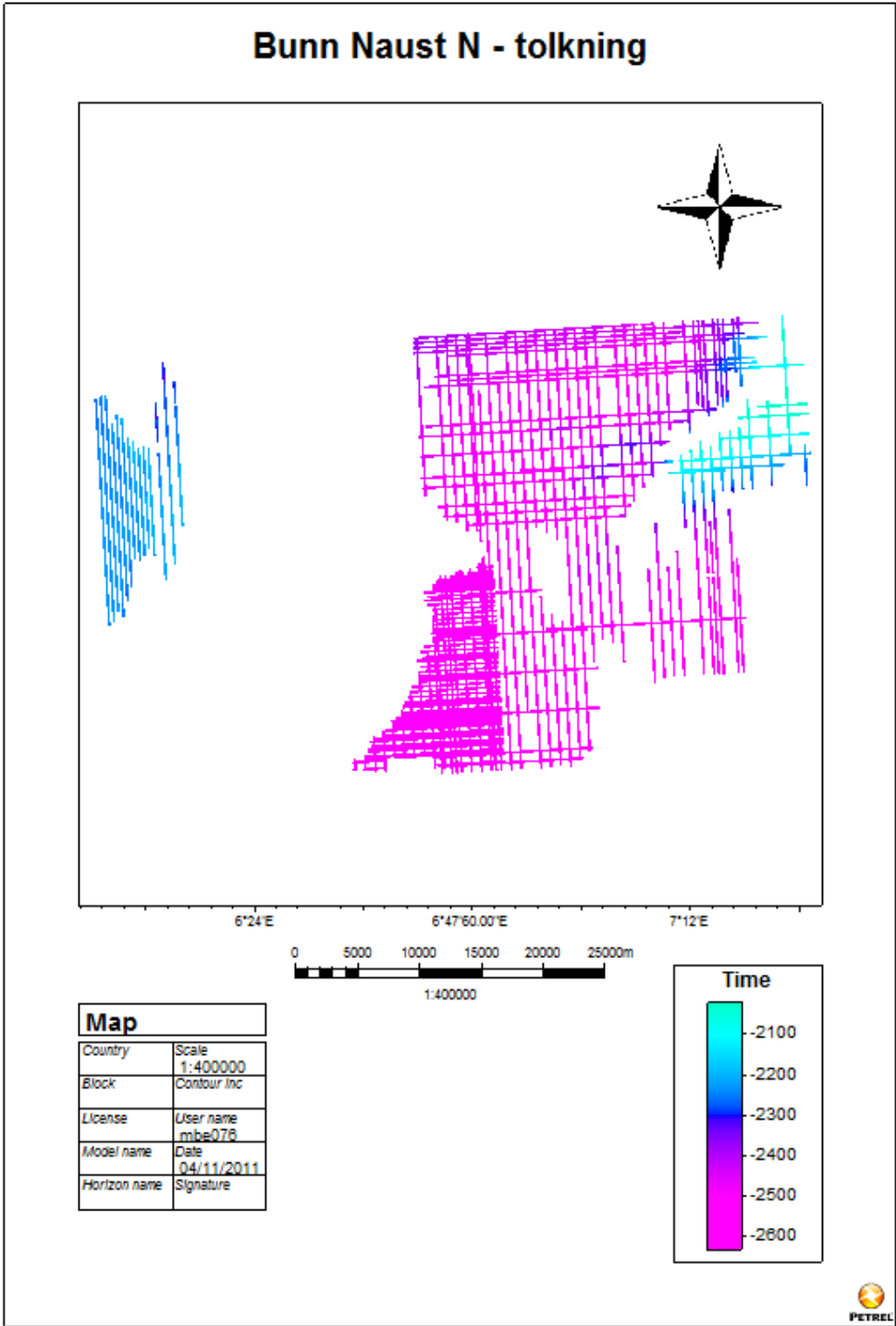
Stuevold, L.M., Skogseid, J., and Eldholm, O., 1992, Post-Cretaceous uplift events on the Voring continental margin: Geology, v. 20, p. 919.

Tjelmeland, H., 2010, Studiar av havbotnstrukturar i Vigriddiapirfeltet på midt-norsk kontinentalmargin, Universitetet i Bergen.

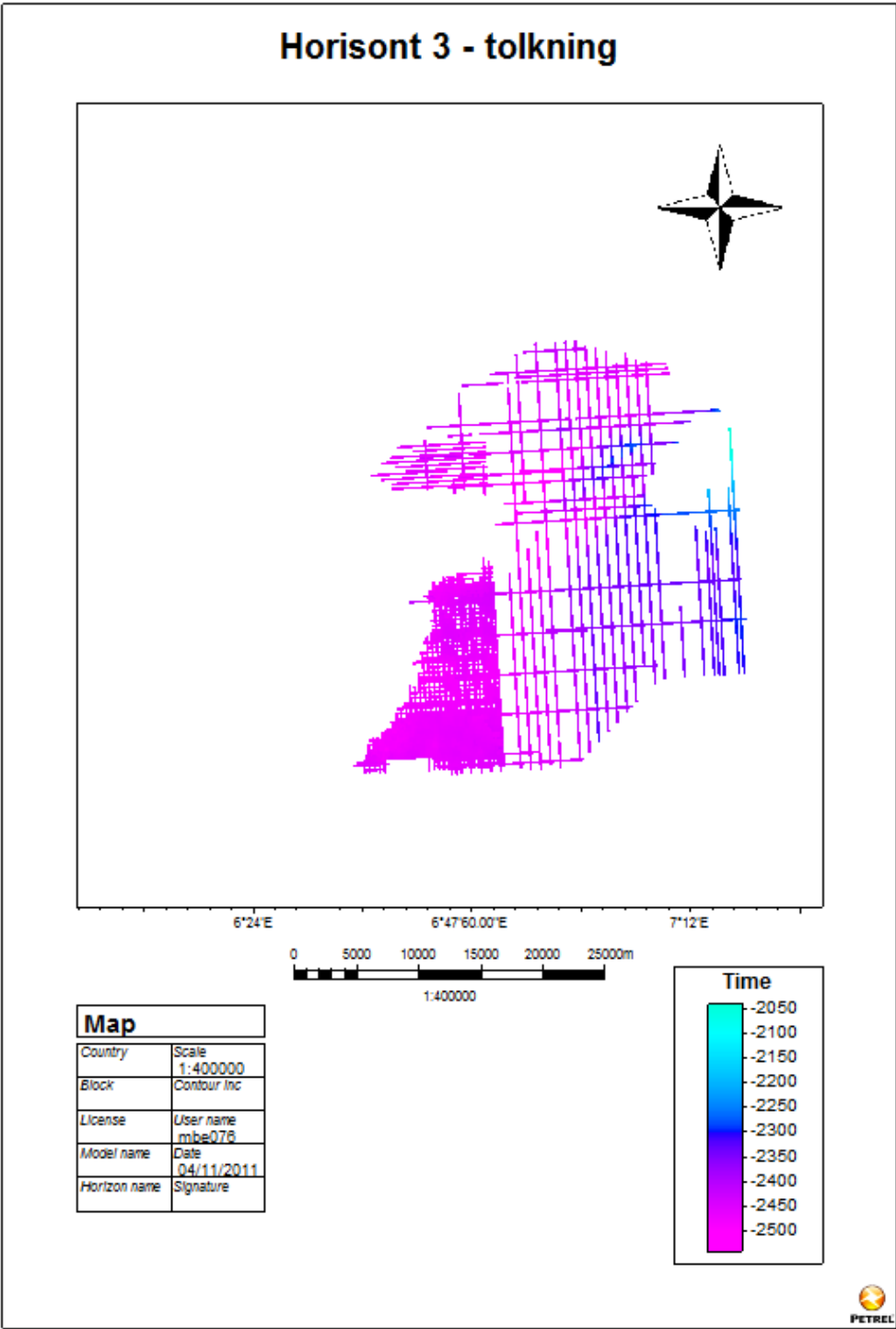
Vogt, P., 1997, Hummock fields in the Norway Basin and Eastern Iceland Plateau: Rayleigh-Taylor instabilities?: Geology, v. 25, p. 531.

Vågnes, E., Gabrielsen, R., and Haremo, P., 1998, Late Cretaceous-Cenozoic intraplate contractional deformation at the Norwegian continental shelf: timing, magnitude and regional implications: Tectonophysics, v. 300, p. 29-46.

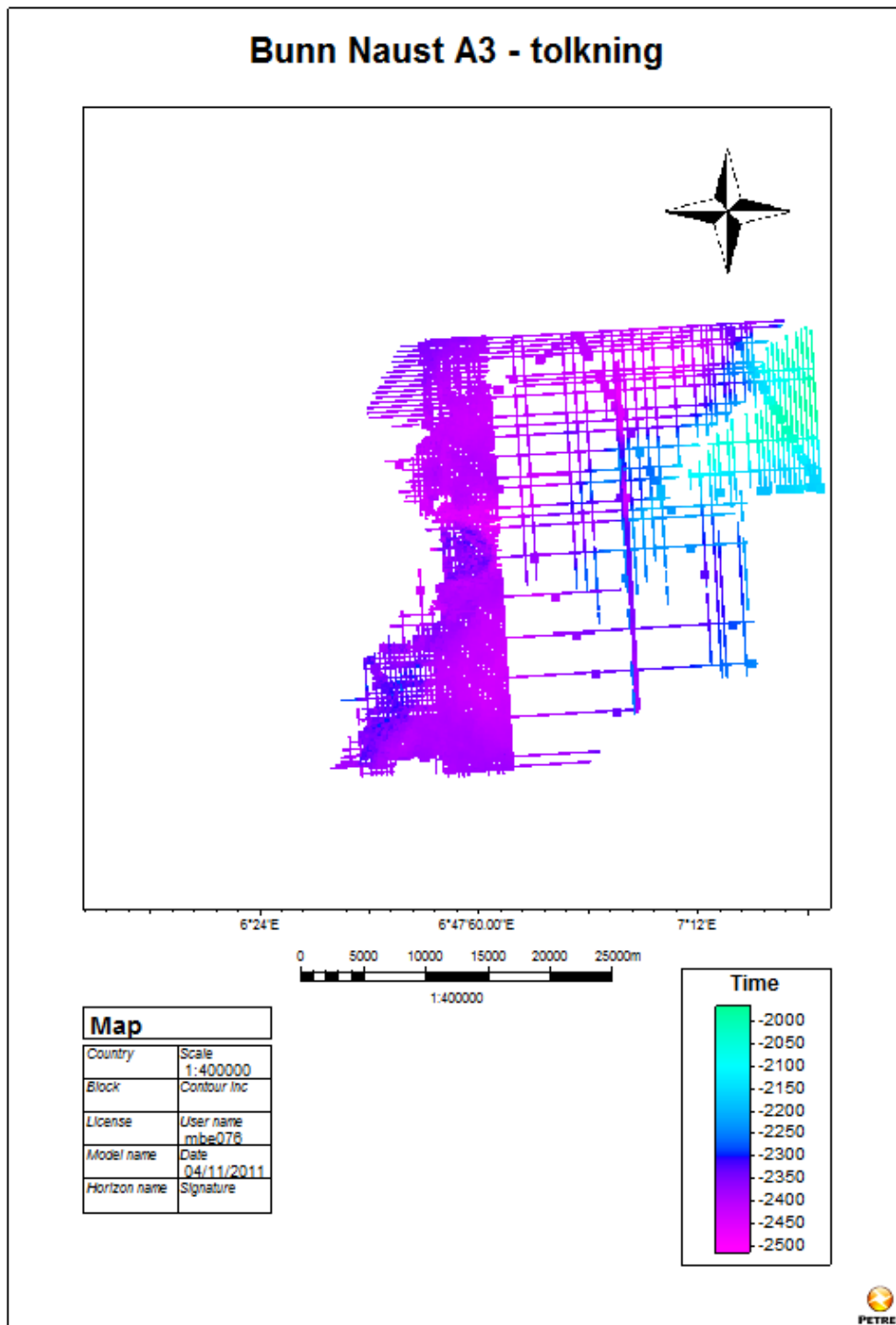
Appendiks: Tolkede flater



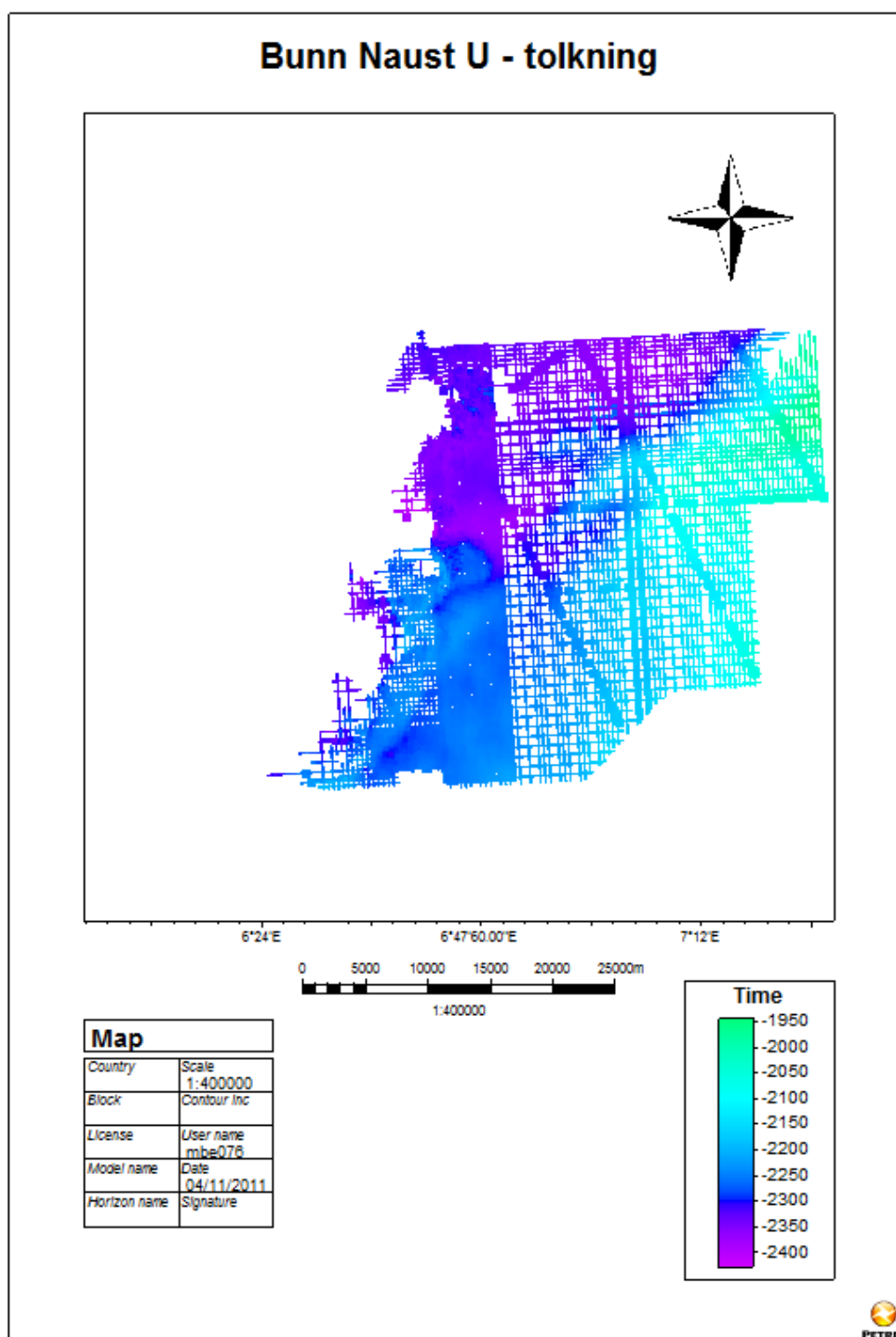
Figur A.1. Bunn Naust N, tolket flate fra 3D-datasettene.



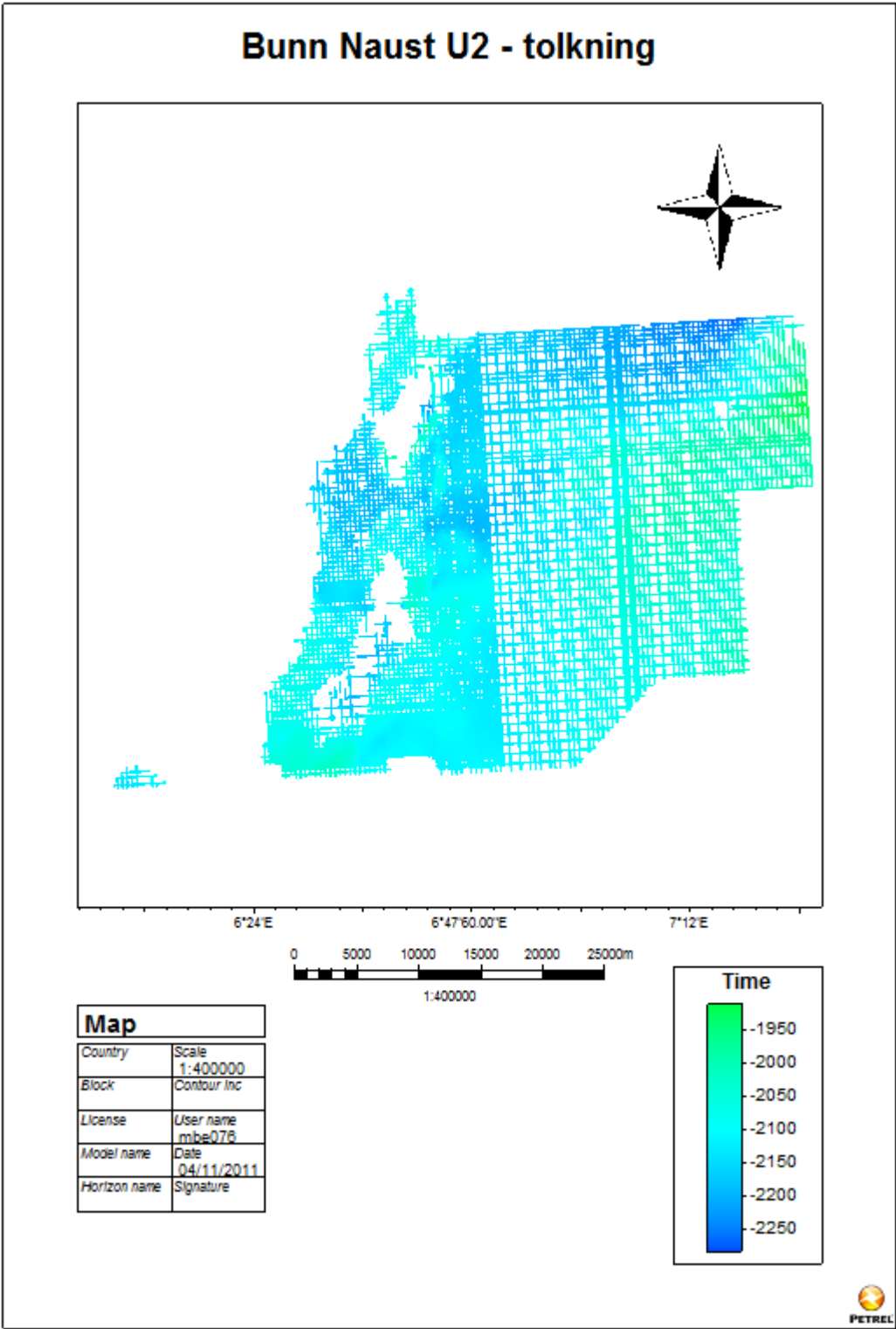
Figur A.2. Horisont 3, tolket flate fra 3D-datasettene.



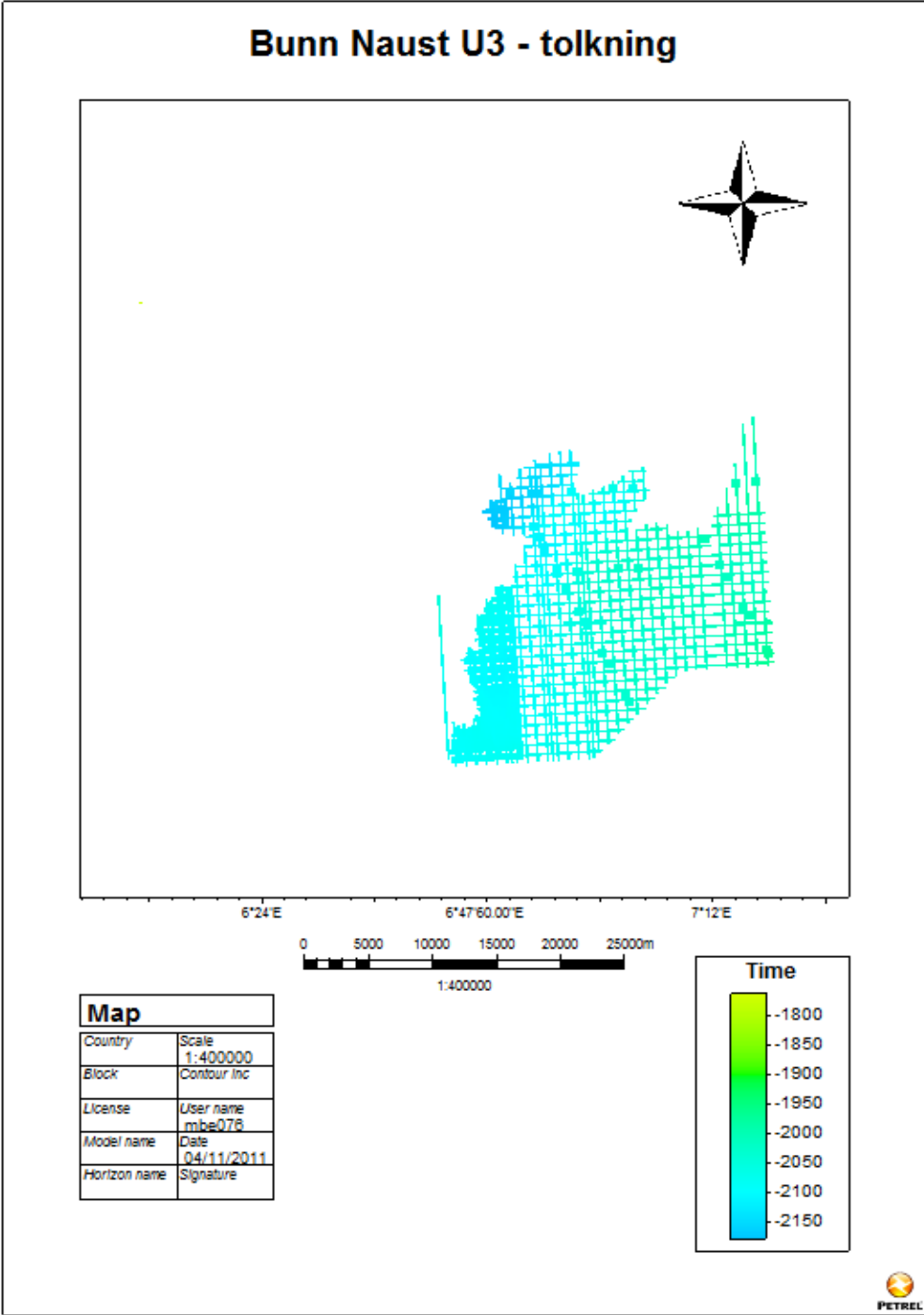
Figur A.3. Bunn Naust A3, tolket flate fra 3D-datasettene.



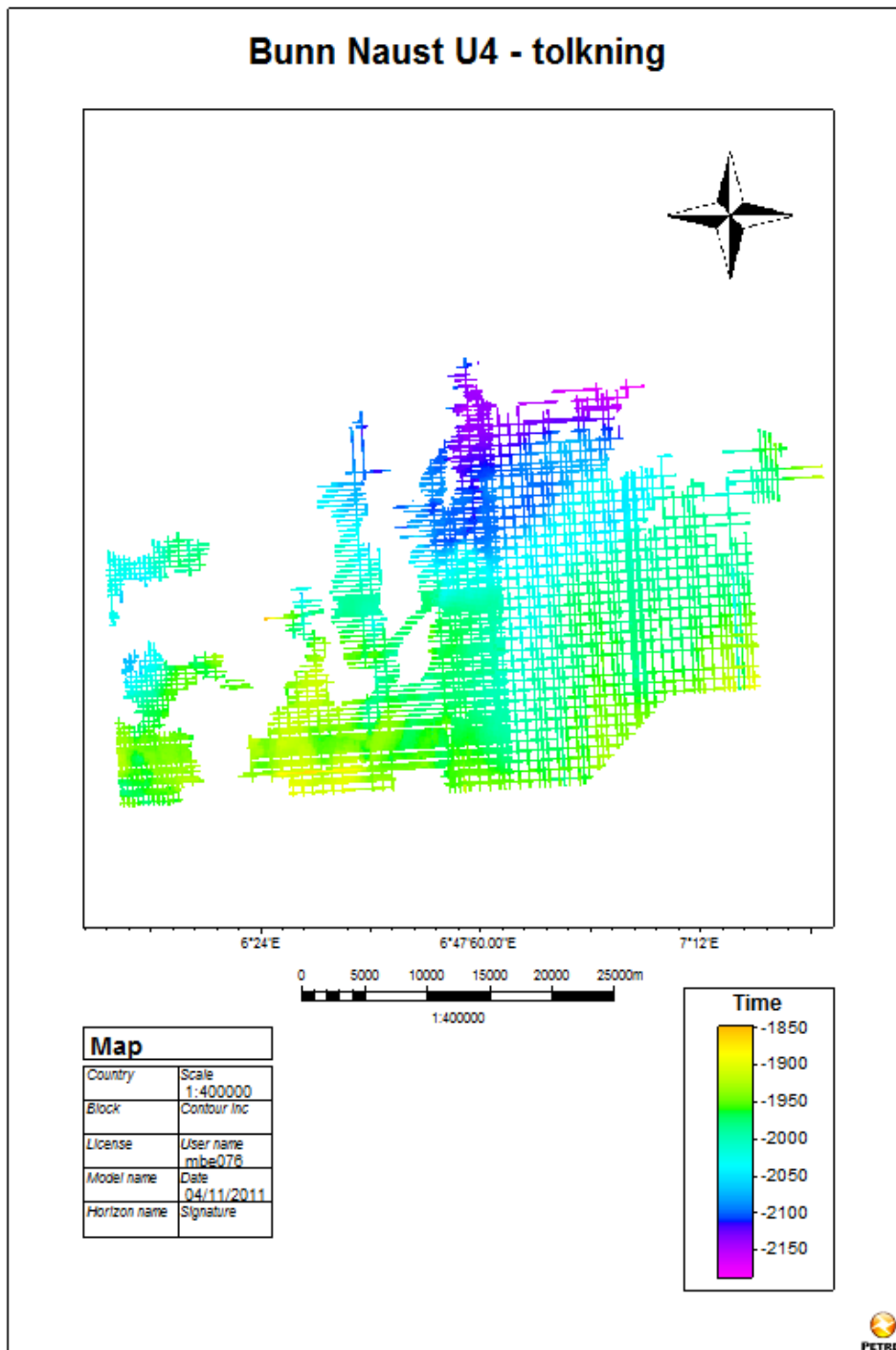
Figur A.4. Bunn Naust U, tolket flate fra 3D-datasettene.



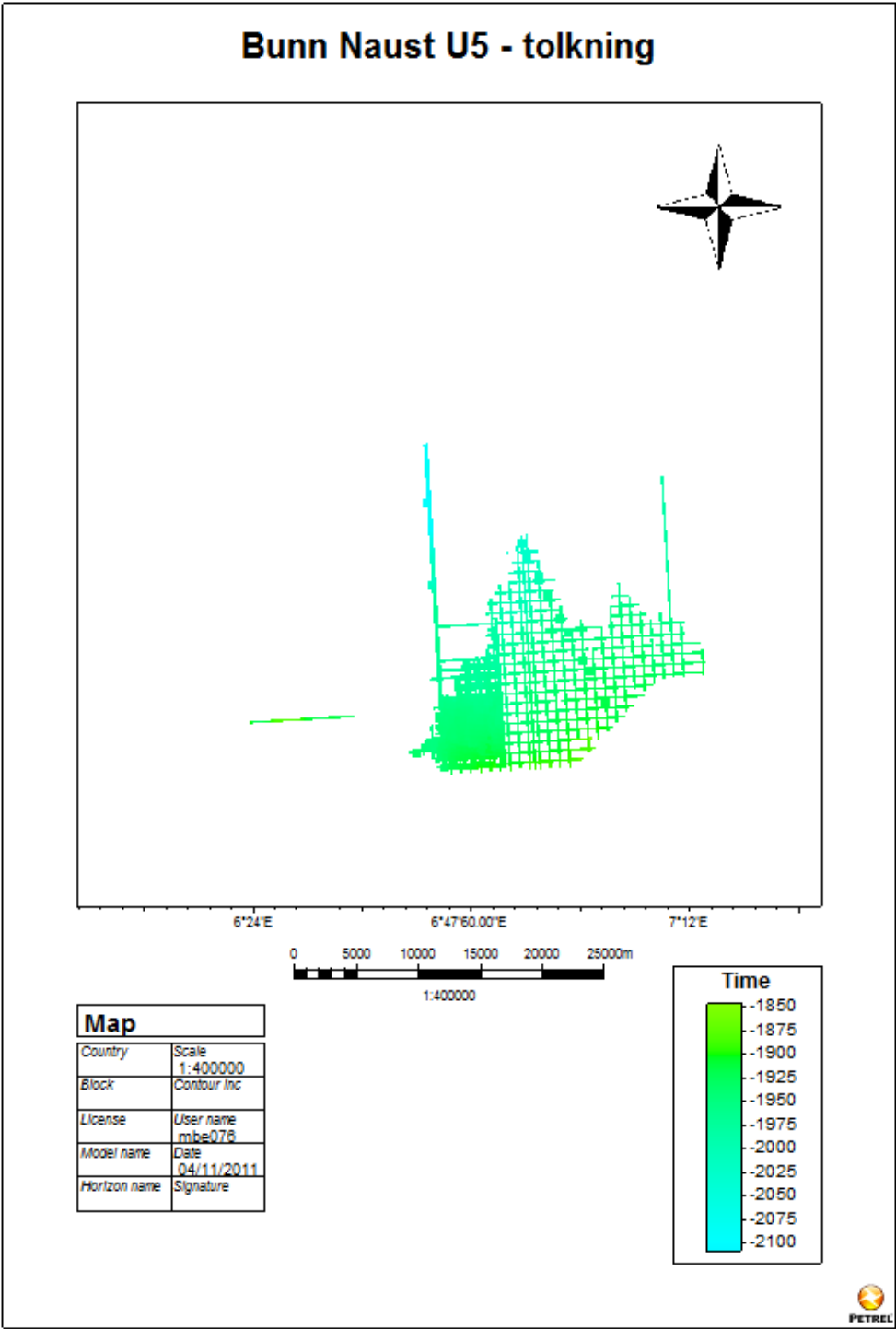
Figur A.5. Bunn Naust U2, tolket flate fra 3D-datasettene.



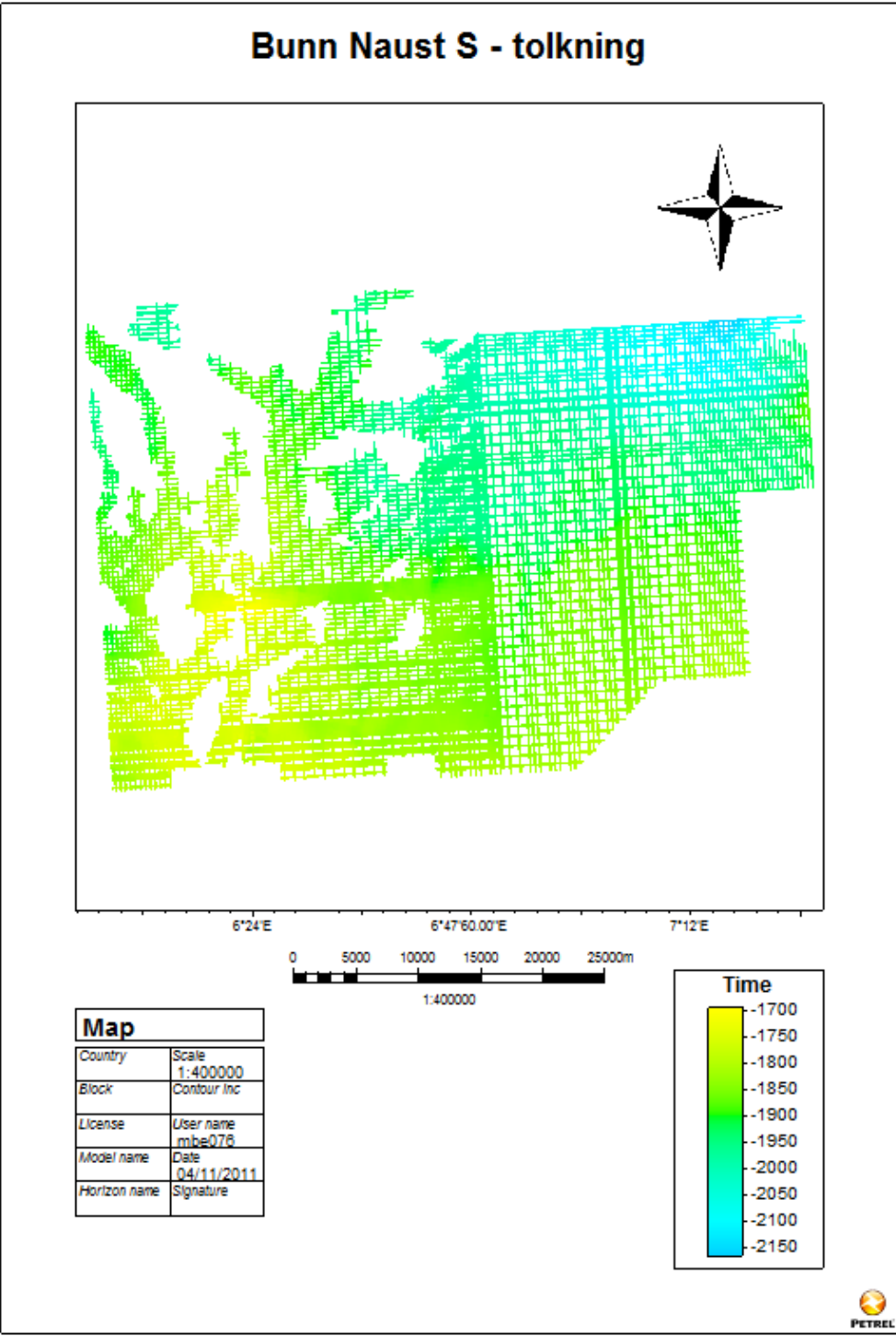
Figur A.6. Bunn Naust U3, tolket flate fra 3D-datasettene.



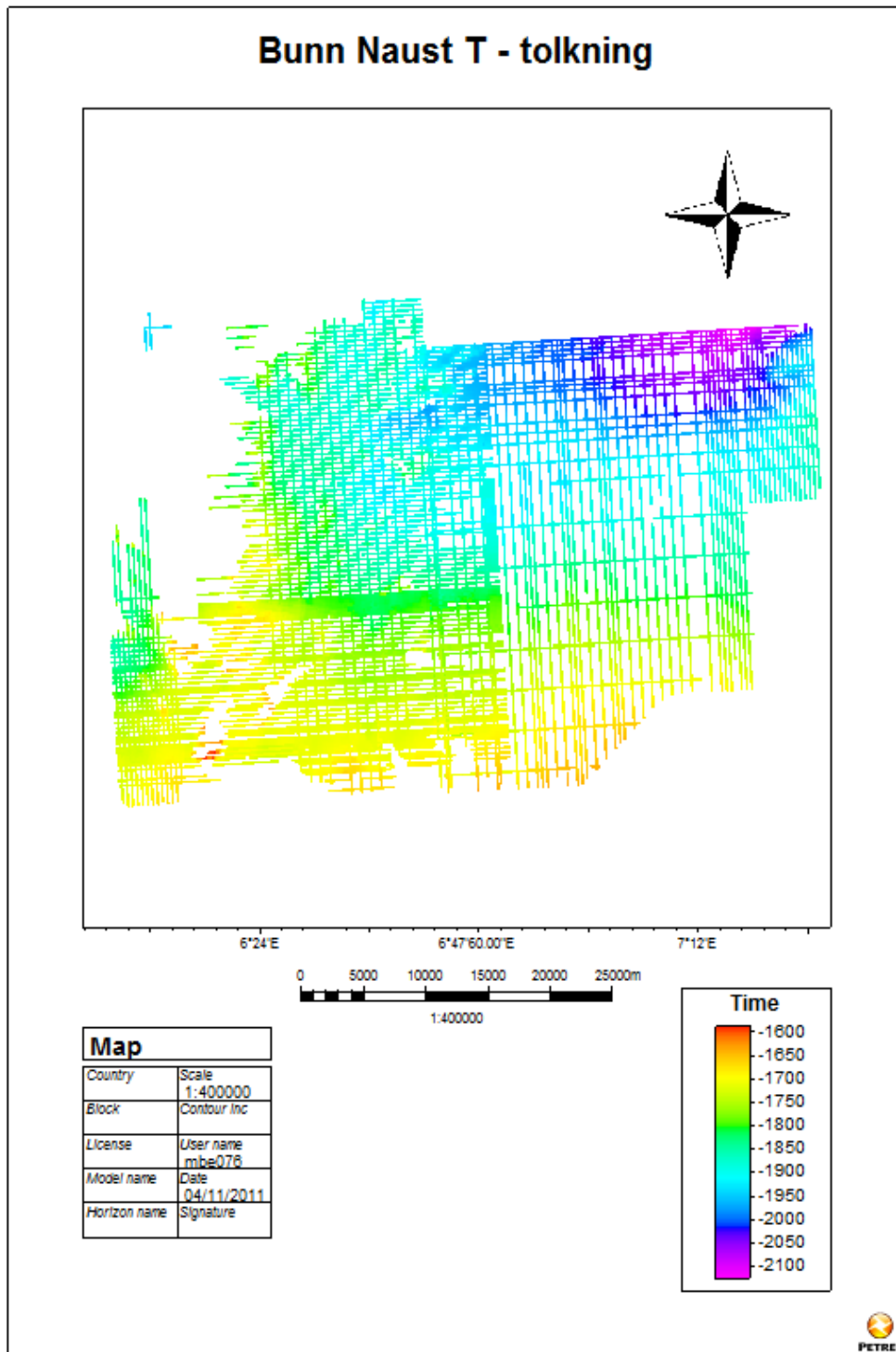
Figur A.7. Bunn Naust U4, tolket flate fra 3D-datasettene.



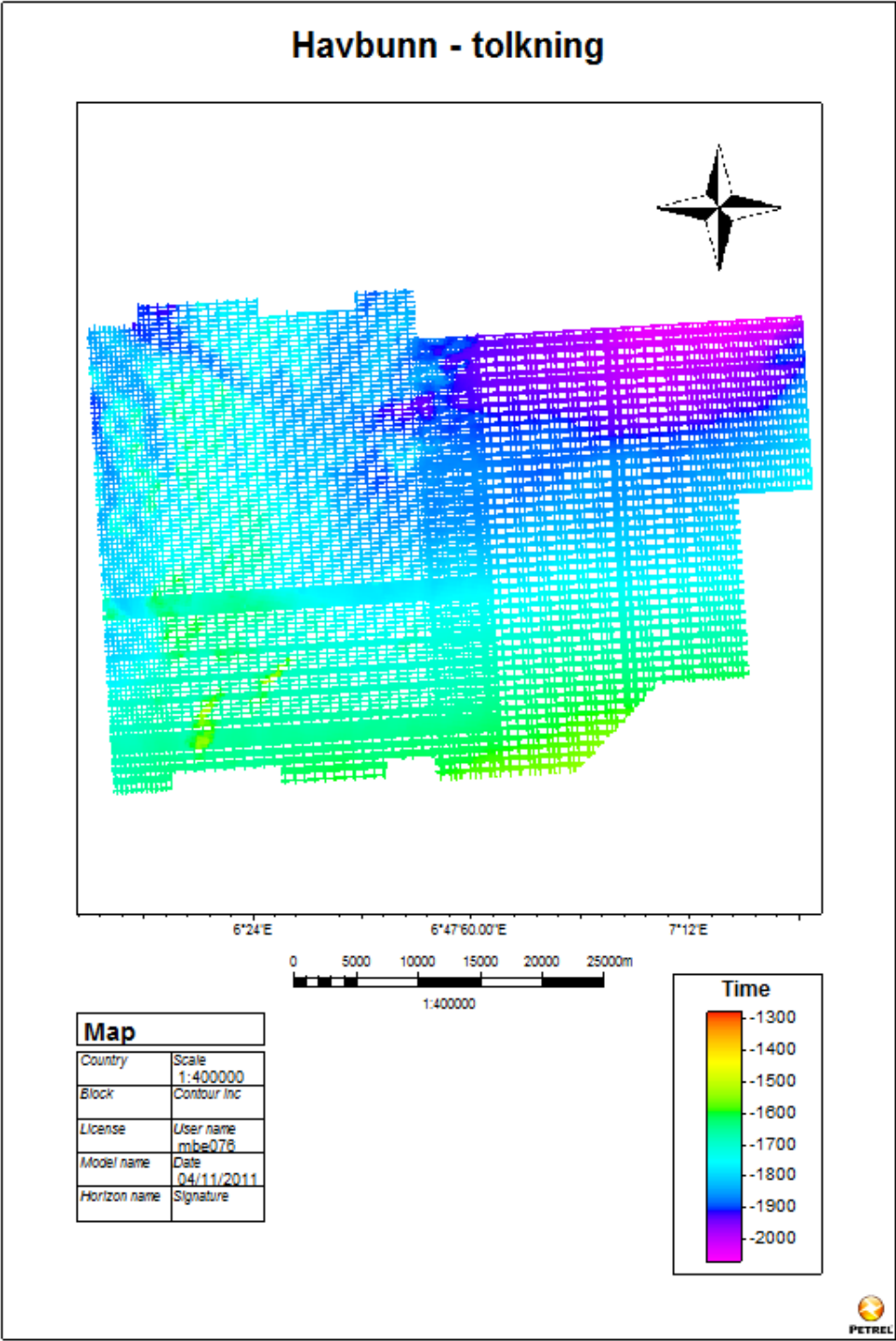
Figur A.8. Bunn Naust U5, tolket flate fra 3D-datasettene.



Figur A.9. Bunn Naust S, tolket flate fra 3D-datasettene.



Figur A.10. Bunn Naust T, tolket flate fra 3D-datasettene.



Figur A.11. Havbunnen, tolket flate fra 3D-datasettene.