

Årsager til mulige fejltolkninger af refleksionsseismiske sektioner belyst ved eksempler

HANS THYBO

Thybo, H.: Årsager til mulige fejltolkninger af refleksionsseismiske sektioner belyst ved eksempler. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1983*, side 89-97, København, 15, februar 1984.

Limitations of the reflection seismic method are discussed and some typical pitfalls in the interpretation of reflection seismic sections are illustrated by examples taken from the section 7908 shot across the Mors salt diapir (PRAKLA-SEISMOS 1979). The necessity of incorporating other relevant information of geophysical as well as geological nature in the interpretation procedure is emphasized.

Begrænsninger ved den refleksionsseismiske metode diskuteres, og nogle mulige fejltolkninger af refleksionsseismiske sektioner illustreres med eksempler hentet fra sektion 7908, der er optaget over Mors salt diapiren (PRAKLA-SEISMOS 1979). Til slut påpeges nødvendigheden af at inddrage anden relevant information (af geofysisk såvel som geologisk art) i tolkningsprocessen.

H. Thybo, Laboratoriet for Geofysik, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, Finlandsgade 8, DK-8200 Århus N, 24. november 1983.

En refleksionsseismisk sektion viser et tilsyneladende billede af de strukturelle forhold i jorden under en given profilinie. Billedet er altid forvrænget, således at en umiddelbar tolkning kan lede til fejlagtige konklusioner. Fejlmulighederne kan efter årsag opdeles i tre klasser, idet der skelnes mellem:

- at den seismiske sektion viser et tidsbillede og ikke et dybdebillede,
- geometriske forhold, enten i profilplan eller omgivelser,
- problemer ved selve metoden og den tilhørende databehandling.

I det følgende vil de tre typer »faldgruber« blive illustreret med eksempler hentet fra tolkningen af refleksionsseismik omkring saltstrukturer. Eksemplerne er alle hentet fra det seismiske profil 7908, optaget og bearbejdet af PRAKLA-SEISMOS (1979). Profilet er lokaliseret på fig. 1.

(For en bredere gennemgang af problemerne ved seismisk tolkning henvises til f.eks. Tucker og Yorston (1973) og Fitch (1976)).

Refleksionsseismiske sektioner

Ved refleksionsseismiske undersøgelser udnyttes kunstigt frembragte lydbølger i jorden og den egenskab ved bølgerne, at en del af energien kan

reflekteres ligesom et ekko. Amplituden af den reflekterede bølge bestemmes af den relative kontrast i akustisk impedans, der er defineret som produktet af bølgehastigheden i en bjergart og dens massefylde. Refleksionsseismik kan derfor kun anvendes til bestemmelse af de lithologiske grænser, hvor den akustiske impedans ændres.

Feltarbejdet består i indsamling af tidsserier, der afspejler jordoverfladens bevægelse efter udløsning af en lydkilde, hvilket f.eks. kan være detonation af en sprængstofladning.

Ved processen »stack« i den efterfølgende databehandling frembringes en række nye tidsserier, der ideelt set viser, hvad der ville måles for sammenfaldende kilde og detektor anbragt i en række punkter i et givet referenceniveau. Disse punkter, der i det følgende bliver kaldt kildepunkter, anbringes ækvivalent langs profilinien, hvorunder den seismiske sektion (det seismiske profil) ønskes.

De resulterende tidsserier tegnes maskinelt side om side med parallelle tidsakser, der er forskudt en anelse fra kildepunkt til kildepunkt. For at forbedre det visuelle indtryk bliver arealet under enten de positive eller de negative værdier sværtet sort. Resultatet af udtegningen er en refleksionsseismisk sektion (et seismogram). Et eksempel findes på fig. 2b.

På en sådan sektion træder de overordnede

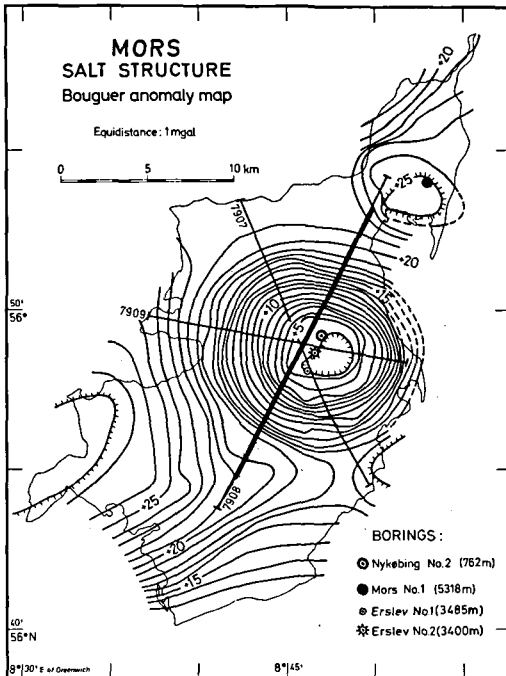


Fig. 1. Placeringen af det seismiske profil 7908 (PRAKLA-SEISMOS 1979) på den gravimetriske Bouguer anomali (efter Saxov 1956) over Mors salt diapiren. Fremhævet er den del af profilet, der er vist i fig. 2. To andre profiler (7907 og 7909) fra samme undersøgelse og placeringerne af de dybe borer i området er også vist.

Location of the seismic profile 7908 (PRAKLA-SEISMOS 1979) crossing the Bouguer gravity anomaly (after Saxov 1956) of the Mors salt diapir. The part of the profile which is shown in fig. 2 is marked with a heavier line. Two other profiles (7907 and 7909) and the locations of the deep wells in the area are also shown.

strukturelle træk umiddelbart frem, idet laggrænser, hvis dybde ikke ændres »ret meget« mellem kildepunkterne, ses som kontinuerte kurver, der almindeligvis betegnes refleksioner. Udover refleksionerne vil der altid optræde tilfældig »støj«, som i større eller mindre grad forstyrrer billedet. Med den specielle udtegningsform, hvor en del af arealet under kurverne sværtes, er det muligt at skelne refleksioner med amplituder, der er væsentligt mindre end den typiske amplitude for den tilfældige støj.

Manglende kontinuitet i kurven vil altså normalt betyde ophør af den betragtede laggrænse som f.eks. ved en forkastning. Der er dog en anden mulig årsag, idet de seismiske sektioner viser et tidsbillede og ikke et dybdebillede. Såfremt bølgehastigheden ændres horisontalt langs profilet i et overliggende lag, vil den betragtede lag-

grænse tilsyneladende ændre dybde, også selv om laggrænsen faktisk findes i konstant dybde. Hvis hastighedsændringen sker abrupt, f.eks. som følge af en forkastning i de højereliggende lag, vil den betragtede laggrænse også fremtræde som forkastet.

På de seismiske sektioner tegnes tidsserierne som nævnt således, at refleksionerne tilsyneladende hidrører fra punkter vertikalt under kildepunkterne. Men tidsserierne svarer blot til den målte bevægelse af jordoverfladen for sammenfaldende detektor og kilde, hvor kilden jo udsender bølgeenergi i alle retninger. Vi kan derfor ikke vide, hvor i jorden en registreret refleksion fandt sted. Vi ved blot at bølgens strålegang fra kilde til detektor har ramt refleksionsfladen under en ret vinkel.

En konsekvens af dette er, at ingen hældende reflektorer vil blive afbildet på rette plads i et seismogram, og at strukturer, der ligger uden for profilplanet, dvs. planet vertikalt under profillinien, også kan blive afbildet på sektionen. Effekten er proportional med dybden til reflektoren og er heldigvis ubetydelig for små hældninger. Eksempelvis findes en horisontal forskydning på 5% af den tilsyneladende reflektordybde ved 3 graders hældning, 17% ved 10° og 50% ved 30°.

Ved folder ses en tilsvarende effekt, der er ubetydelig for svag krumning, idet krumningens størrelse igen må vurderes i forhold til dybden i jorden. Antiformer bliver på den seismiske sektion afbildet med større udstrækning end i virkeligheden. Det seismiske billede af en synform vil derimod have mindre horisontal udstrækning end i virkeligheden. Såfremt en synforms krumningscentrum ligger under jordoverfladen, vil den på seismogrammet endda fremtræde som en anti-form, hvis bredde bestemmes af dybde og krumningsradius.

I databehandlingen forsøges det ofte at korrigere seismogrammerne for disse uønskede geometriske effekter gennem processen »migration«. Migrationen skal altså »flytte refleksionerne på plads«, således at de afbildes med korrekt placering under profilet. En åbenbar svaghed ved denne proces er, at der ikke kan skelnes mellem refleksioner fra profilplanet og udenfor. Efter migrationen foregår udtegningen på sædvanlig vis, og resultatet er en »migreret seismisk sektion«.

En sidste proces, der skal nævnes her, er automatisk dybdekonvertering, der udelukkende bør

foretages på migrerede data, da det er meningsløst at dybdekonvertere en måske kraftigt forvrænget »rå« sektion. En kritisk faktor for udfaldet af dybdekonverteringen og til dels også af migrationen er den nøjagtighed, hvormed de seismiske hastigheder kendes. Da usikkerheden på hastighedsbestemmelsen ofte er meget stor, og da hastigheden ofte varierer med dybden selv i et interval mellem to hovedreflektorer, er resultaterne, der opnås ved automatisk dybdekonvertering, af svingende kvalitet. Et eksempel på et dybdekonverteret migreret seismogram er vist i fig. 2a.

Eksempler

I det følgende vil nogle af de ovenfor nævnte forhold ved refleksionsseismik blive illustreret gennem en diskussion af detaljer på den allerede omtalte seismiske sektion 7908. Netop denne sektion er blevet udvalgt, fordi den viser flere interessante muligheder for refleksionsseismiske fejltolkninger.

Der findes et standard databehandlet seismogram (vist i fig. 2b), et migreret seismogram, der dog ikke er medtaget, samt et dybdekonverteret migreret seismogram (fig. 2a).

På fig. 2a, der jo er den af de nævnte sektioner, som skulle afbilde virkeligheden bedst, ses tydeligt top og bund af saltstrukturen og refleksioner i de omgivende sedimentære bjergarter. På fig. 3a er visse refleksioner indtegnet, således at top (TZ) og basis (BZ) af denne Zechstein saltstruktur er fremhævet. Usikker kontinuitet af de enkelte refleksioner er angivet ved stiplede linier. Det er ikke muligt af figuren at bestemme afgrænsningen af eventuelle overhæng, flanken af strukturen, og ej heller bunden af overhænget. Vi kan blot konstatere, at saltet i hvert fald ikke strækker sig ud over området med sedimentrefleksionerne.

På fig. 2b ses også umiddelbart en del refleksioner, hvoraf visse er markeret på fig. 3b. De mest iøjnefaldende ændringer på denne sektion er, at saltstrukturen er bredere her end på den migrerede sektion, at kanten af overhænget mod syd er defineret, at refleksionerne fra kanterne af overhængene krydser andre refleksioner, og at bunden af strukturen ikke som på dybdesektionen er plan.

Et tidsbillede ikke et dybdebillede

Som allerede nævnt bliver data optaget som tids-serier, der ikke umiddelbart kan omsættes til dybder i jorden.

Buen på refleksionen ved bunden af saltstrukturen skyldes sandsynligvis ikke, at bunden krummer, men at bølgehastigheden i saltet (ca. 4500 m/sec) er større end den gennemsnitlige hastighed i de omgivende bjergarter (2000–5000 m/sec, gnsntl. ca. 3500 m/sec). Den seismiske bølge vil derfor bruge længere tid for at nå BZ gennem lagserien uden for strukturen end indenfor, hvilket på seismogrammet netop vil vise sig som et »løft« af refleksionen under saltstrukturen. Lignende tidsanomalier kan selvfølgelig findes mange andre steder i naturen, f.eks. omkring hældende forkastninger og ved fortykkelser af et sekundært bassin.

Den »rå« tidssektion kan i øvrigt på flere måder være til hjælp ved tolkningen. Buen på refleksionen BZ indicerer således udstrækningen af strukturen og dermed placeringen af flanken. Desværre er det svært at afgrænse buens udstrækning præcist.

Anderledes stiller det sig med muligheden for at afgrænse overhængets udstrækning, især i den sydlige del, hvor det store overhæng findes. Følger vi en af de dybtliggende refleksioner fra syd mod nord på tidssektionen (fig. 3b), møder vi et meget markant »hop«. Dette »hop« indicerer ikke en forkastning, men derimod at vi er kommet ind i det område, hvortil overhænget når. Placeringen af »hoppene« bestemmer altså den horisontale udstrækning af overhænget.

Hvis vi nu antager, at hældningen af de betragtede reflektorer er nogenlunde konstant i området omkring »hoppene«, er det i princippet simpelt at bestemme tykkelsen af overhænget. Dette har betydning, idet bunden af overhænget ikke giver anledning til nogen kraftig refleksion, der kan udpeges på seismogrammerne. Bestemmelse af bundens placering kræver derfor anvendelse af indirekte metoder. Ved udmåling på fig. 3b finder vi, at tidsforskydningen svarende til hoppene er $\Delta t = 225 \pm 25$ msec.

En model til brug for beregning af overhængets tykkelse er vist i fig. 4, idet a) betegner området lige uden for kanten af overhænget og b) området under overhænget. Modellen er opstillet ved hjælp af den dybdekonverterede sektion (fig. 3a). Saltoverhænget antages at have tykkelsen d, medens Kvartæret og Tertiæret i det betragtede område er af forsvindende mægtighed. Referencereflektoren i bunden af modellen er for nemheds skyld valgt til basis Øvre Kridt, men enhver reflek-

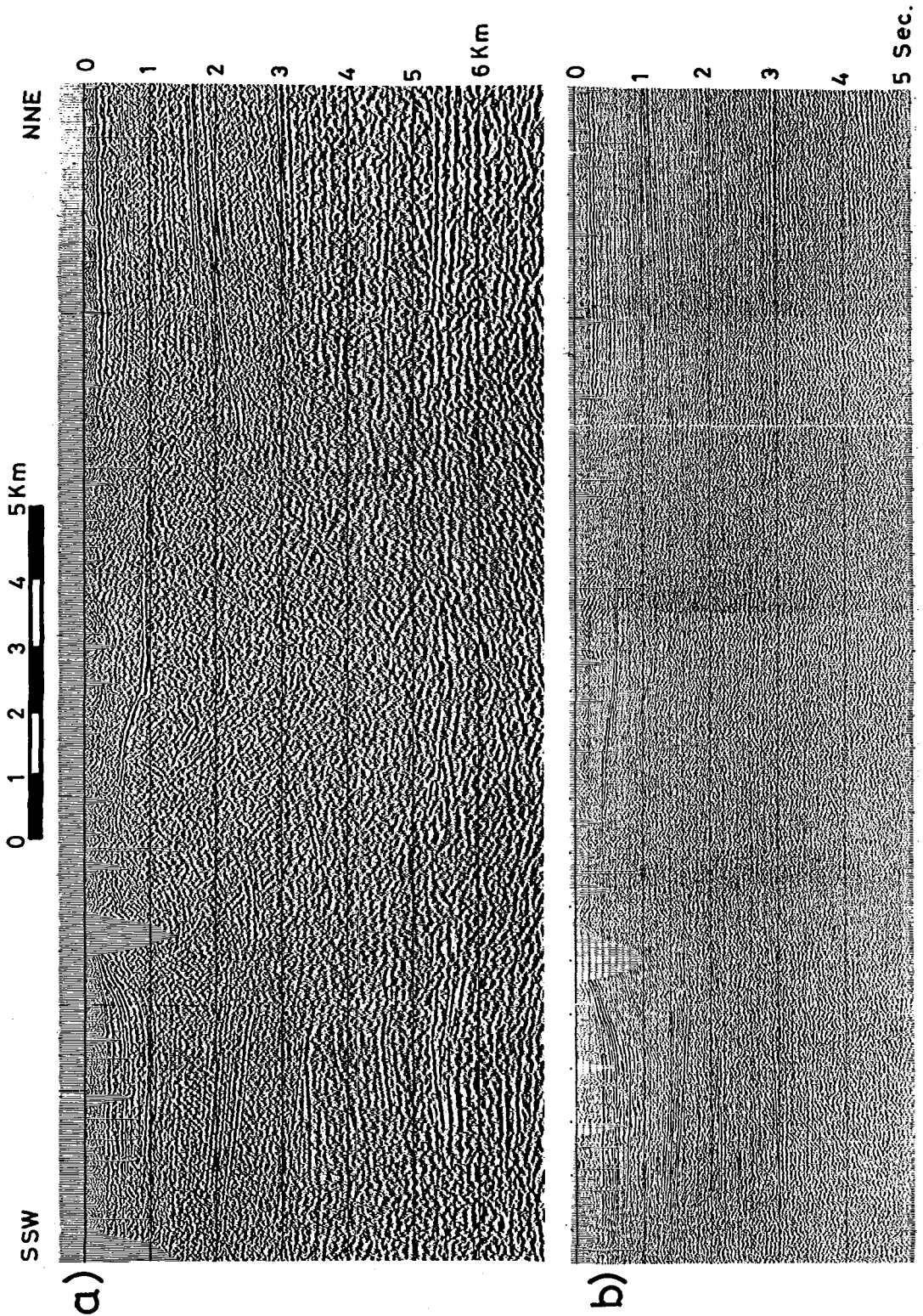


Fig. 2. Det seismiske profil 7908 over Mors saltdiapiren (data optaget og bearbejdet af PRAKLA-SEISMOS):
 a) migreret og dybdekonverteret sektion,
 b) »rå« seismisk sektion.

The seismic profile 7908 across the Mors salt diapir (data acquired and processed by PRAKLA-SEISMOS):
 a) migrated and depth-converted section,
 b) »raw« seismic section.

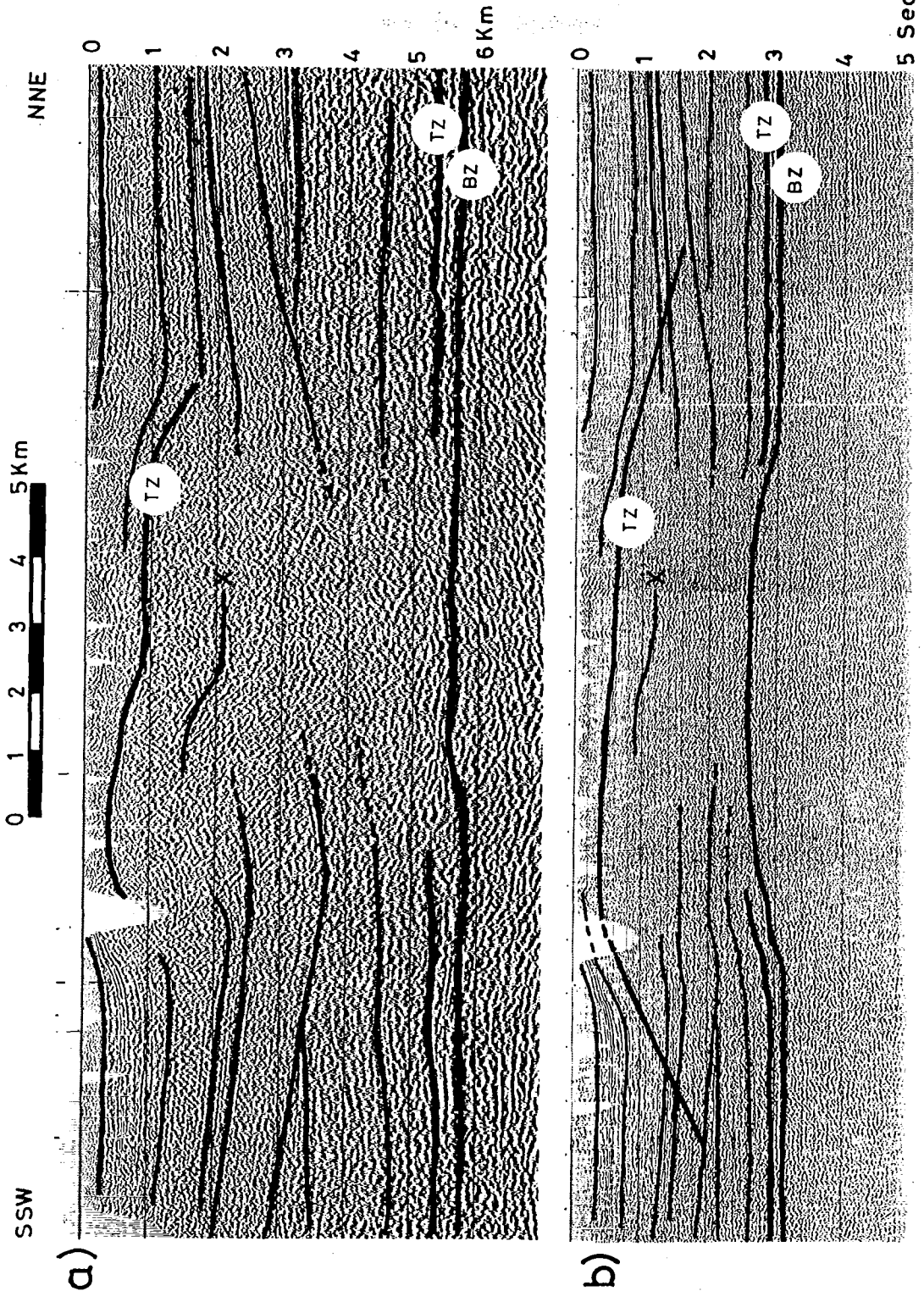


Fig. 3. De to seismiske sektioner i fig. 2 med de mest markante refleksioner indtegnede. Fremhævet er refleksionerne fra top (TZ) og basis (BZ) Zechstein.

The most pronounced reflections on the two seismic sections shown in fig. 2. The reflections of top (TZ) and base (BZ) of the Zechstein interval are identified and marked with a heavier line.

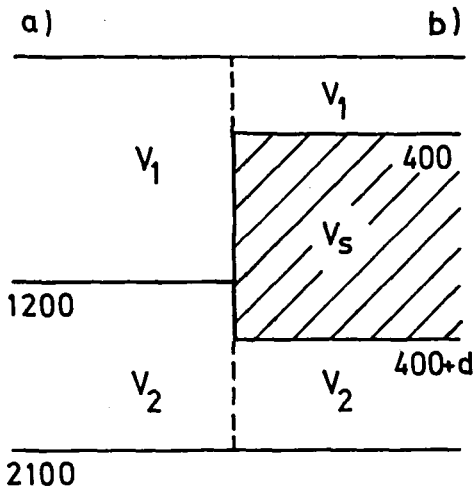


Fig. 4. Model til beregning af tykkelsen d af saltstrukturens sydlige overhæng. Dybder er angivet i meter. Anvendte hastigheder: $v_s = 4500$ m/sec i saltet; $v_1 = 3000$ m/sec og $v_2 = 4000$ m/sec i de omgivende Øvre Kridt bjergarter.

A model for computing the thickness d of the salt overhang on the south side of the structure (depths in metres). Applied wave velocities: $v_s = 4500$ m/sec in salt; $v_1 = 3000$ m/sec and $v_2 = 4000$ m/sec in the surrounding Upper Cretaceous rocks.

tor, der strækker sig ind under overhænget, kunne have været valgt til bestemmelse af tykkelsen af overhænget. De seismiske hastigheder angivet på modellen er i saltet $v_s = 4500$ m/sec og i de to dele af Øvre Kridt $v_1 = 3000$ m/sec og $v_2 = 4000$ m/sec, som opgivet af Prakla-Seismos (her taget fra ELKRAFT-ELSAM rapporten, 1981).

Refleksionstiden (to-vejs-tiden) for den nedre reflektor er altså i tilfælde a)

$$t_a = 2 \cdot 1200/v_1 + 2 \cdot (2100-1200)/v_2 = 1250 \text{ msec}$$

og analogt findes for tilfælde b)

$$t_b = 1117 \text{ msec} + 2d \cdot (1/v_s - 1/v_2).$$

For differensen, der jo skal være 225 ± 25 msec finder vi derfor med d i meter

$$\Delta t = t_a - t_b = 133 \text{ msec} + d/18.$$

Ved dette lille regnestykke har vi altså bestemt overhængets tykkelse til

$$d = 18 (\Delta t - 133) = 1700 \pm 500 \text{ meter}$$

under antagelse af, at de anvendte parametre er kendt med sikkerhed. Da parametrene blot er tildelt skønnede værdier, og da modellen er forholdsvis følsom over for ændringer i disse, må resultatet ikke tages for mere end et skøn. Varieres parametrene inden for realistiske grænser, fin-

des tykkelser mellem 1000 m og 2000 m stadig med usikkerheden 500 m.

Såfremt tykkelsen er 1700 m, vil bunden af salt-overhænget hvile på Nedre Kridt, hvilket svarer til en sandsynlig geologisk model for overhængets dannelse, som altså stemmer overens med beregningerne ovenfor.

Geometriske forhold

På tidssektionen krydser refleksionen fra toppen af saltet andre refleksioner både mod syd og mod nord. Dette kan selvsagt ikke betyde, at reflektorer (laggrænser i jorden) krydser hinanden, og kan da også forklares ved geometriske forhold ved selve metoden. Faktisk genfinder vi her den på dybdesektionen manglende reflektion fra den sydlige kant af overhænget.

Som allerede nævnt svarer den seismiske sektion til sammenhængende kilde og detektor i ækvivalente punkter på en referenceflade, idet enhver reflektion kan beskrives ved en stråle, som udgår fra kildepunktet og rammer reflektoren under en ret vinkel. Strålen behøver altså ikke at løbe vertikalt, sådan som seismogrammet antyder.

På fig. 5 øverst ses en stiliseret model for den sydlige del af strukturen sammen med en dybereliggende reflektor CD. På figuren er desuden to af de stråler, der definerer det seismiske billede af kanten AB, tegnet med stiplede linier. Strålen KAK fra kilden K til A og tilbage rammer kanten retvinklet og ligeså strålen K'BK'. Ved nu at dividere afstanden KAK med bølgehastigheden i mediet uden for saltet (her valgt til 3000 m/sec) finder vi det tidspunkt, hvortil refleksionen A' fra punktet A bliver afsat under kildepunktet på tidssektionen. Vha. strålen K'BK' finder vi ankomsttiden for refleksionen B' og på lignende vis det seismiske billede C'D' af laggrænsen CD. Ankomsttiderne er afsat i fig. 5 nederst. Skalaerne anvendt på figuren er de samme som i de figurer, der viser seismogrammerne.

Af figuren ses, at refleksionen fra kanten AB krydser refleksionen fra den dybereliggende reflektor CD, og at refleksionen A'B' har væsentlig større horisontal udstrækning end kanten AB har i virkeligheden. De krydsende refleksioner og den tilsyneladende større bredde af strukturen på tidssektionen lader sig altså forklare ved geometriske egenskaber ved selve den reflektionsseismiske metode. På fig. 5 er det tidsmæssige »hop« af de dybtliggende reflektorer, desuden illustreret ved

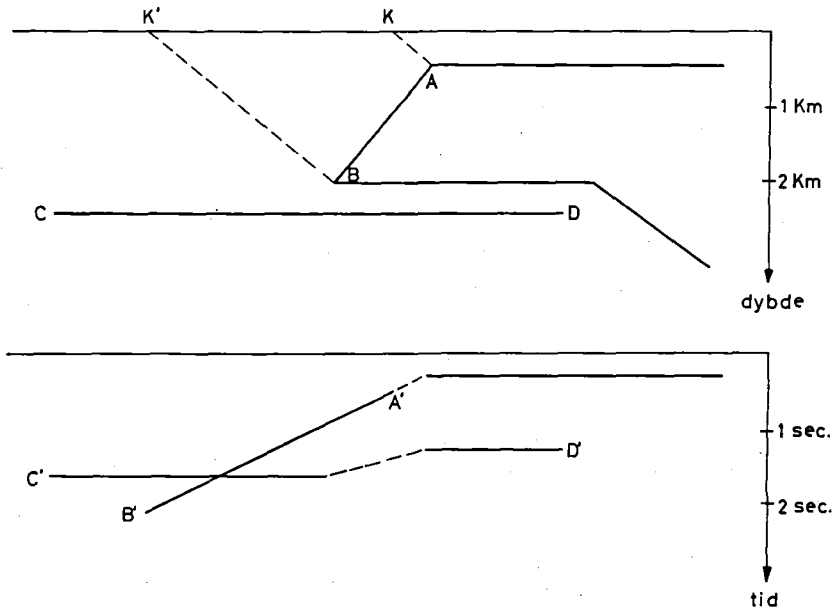


Fig. 5. Øverst. Stileret model for saltstrukturens sydlige overhæng og en dybereliggende reflektor CD. Nederst. Tilsvarende seismisk sektion. Refleksioner fra basis af saltet dog ikke medtaget. Anvendte skalaer som i de seismiske sektioner i fig. 2.

Above. A model of the southern salt overhang and a deeper reflector CD. Below. The corresponding seismic section. The reflection of the base of salt is omitted. Scale is the same as in the seismic sections (fig. 2).

refleksionen C'D'. Refleksioner fra bunden af overhænget er ikke medtaget på fig. 5 nederst.

Ikke blot i profilplanet kan geometriske forhold forvirre tolkeren. Se f.eks. refleksionen X midt i saltstrukturen (fig. 3). Denne kunne hidrøre fra et hældende reflektorplan uden for profilplanet, f.eks. som følge af en meget kraftig hældning af toppen af saltstrukturen ind mod profilet. Viser en sådan refleksion sig i et kritisk område, kan den lede til alvorlige fejlslutninger, hvis man ikke er opmærksom herpå under tolkningen. Sådanne »udenfor-profilplanet refleksioner« kan normalt kun identificeres under den geofysiske og geologiske tolkning og kræver ofte inddragelse af flere sektioner optaget i et netværk og ikke blot den aktuelt betragtede sektion. Inddrages de øvrige seismiske sektioner optaget over Mors-strukturen i vurderingen, bekræftes det, at den her omtalte refleksion kan hidrøre fra en »udenfor-profilplanet reflektor«. En anden sandsynlig forklaring er, at refleksionen skyldes en laggrænse internt i saltstrukturen.

Metoden og databehandling

Den største begrænsning ved den refleksionsseismiske metode er nok, at der kræves en tilstrække-

lig kontrast i den akustiske impedans, for at en laggrænse reflekterer de seismiske bølger, så refleksionen bliver registreret ved overfladen og ikke blot drukner i »støj«. F.eks. ses på fig. 2 ingen refleksioner fra underkanten af overhænget. Dette skyldes sandsynligvis, at kontrasten i akustisk impedans er meget lille ved denne laggrænse, på trods af en formodet ændring af den seismiske hastighed. Aftagende hastighed ledsaget af en forøgelse af materialets densitet kan jo betyde, at den akustiske impedans forbliver konstant, og at laggrænsen dermed bliver refleksionsseismisk set »usynlig«.

På en seismisk sektion optaget ved jordoverfladen ses på trods af et ellers ret detaljeret billede aldrig refleksioner fra vertikale eller næsten vertikale laggrænser. Flanken af strukturen er f.eks. ikke defineret, selv om man skulle forvente en vis kontrast i akustisk impedans. Afgrænsningen af flanken kan kun fastlægges ud fra ophøret af andre refleksioner ind mod saltstrukturen og ud fra tidsforskydningen af bund-salt refleksionen under strukturen. Begge metoder, og især den sidste, må betegnes som temmelig usikre. Ophør af refleksioner fastlægger alene maksimumsudsænkningen af strukturen, idet man ikke kan være sikker

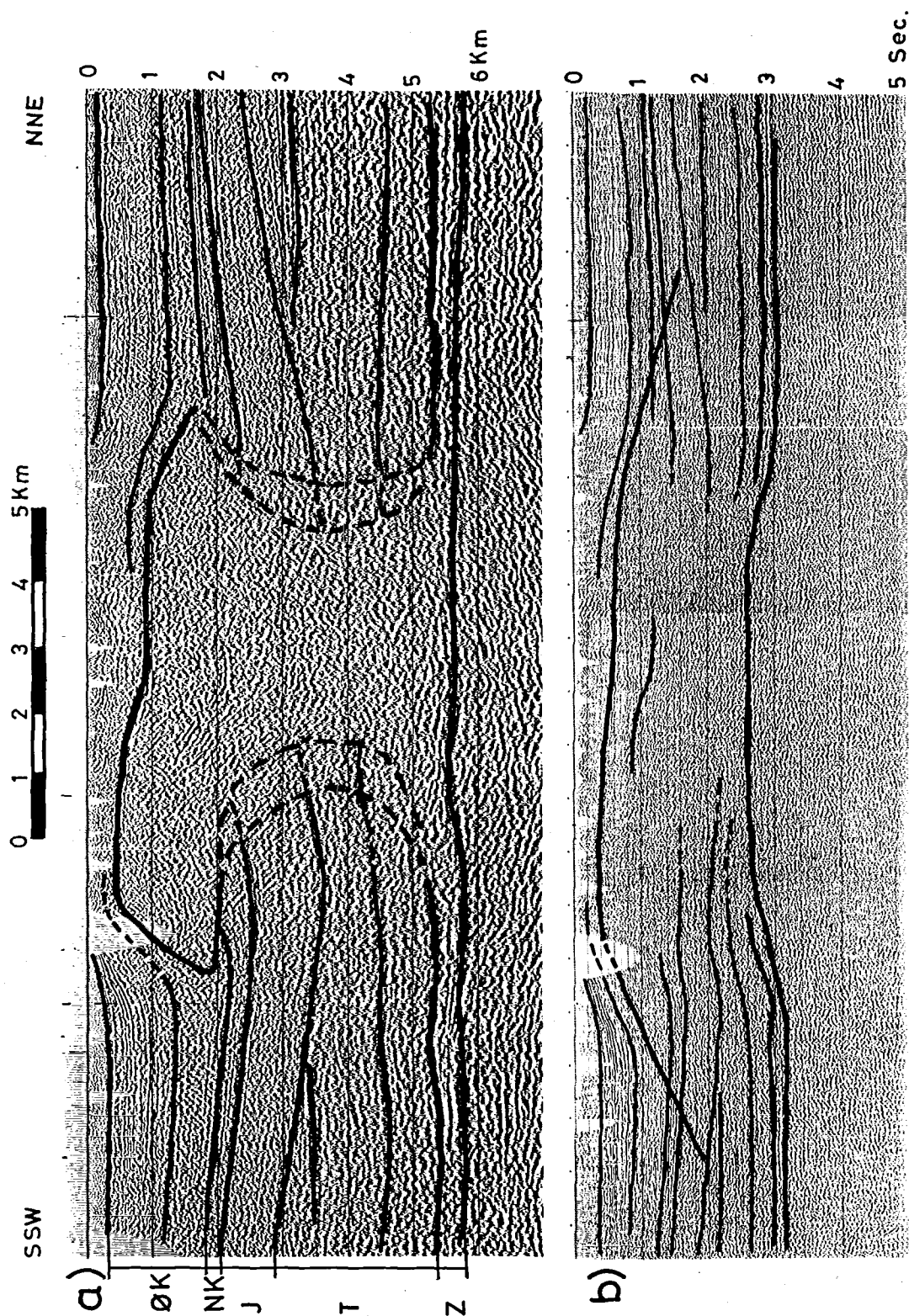


Fig. 6. »Endelig« tolkning af seismogrammerne i fig. 2. Kun enkelte hovedrefleksioner er medtaget. Bemærk usikkerheden på bestemmelsen af flankernes placering (stiplet). ØK = Øvre Kridt, NK = Nedre Kridt, J = Jura, T = Trias, Z = Zechstein.

«Final» interpretation of the seismic sections shown in fig. 2. Only some main reflections are drawn. Notice the uncertain positions of the flanks (stippled). ØK = Upper Cretaceous, NK = Lower Cretaceous, J = Jurassic, T = Triassic, Z = Zechstein.

på, at en ophørt refleksion også i naturen svarer til en ophørt reflektor.

Hvad angår kanten af det sydlige overhæng, har vi set, at der godt nok blev registreret en refleksion herfra på tidssektionen, men at denne refleksion var forsvundet på den migrerede sektion. Dette er et eksempel på, hvor vigtigt det er, at tolkeren af en seismisk sektion har resultater fra flere forskellige processer i databehandlingen til rådighed. Som et minimum bør man altid have en »rå« tidssektion til sin rådighed, og selvfølgelig benytte den, også selv om der arbejdes med migrerede seismogrammer, men andre »delresultater« f.eks. hastighedsanalyser kan også være til stor støtte.

Migrationen skal som omtalt »flytte ikke-horisontale refleksioner på plads« i seismogrammet. Migrationsprocedurerne kan dog ikke klare alle hældninger. De almindelige procedurer kan i dag behandle hældninger op til ca. 15°, 30° eller 40°, sådan at jo større hældning, der skal behandles, desto mere regnetid kræves der. Da regnetid normalt koster penge, og da migration selv med 15 graders proceduren er en af de dyreste processer, der anvendes i databehandlingen, ønsker man ofte at vælge den billigste mulige løsning. Valget af migrationsprocedure foretages da på baggrund af forventede hældninger i det konkrete tilfælde. Dette valg er det selvsagt vigtigt, at tolkeren kender, sådan at det kan inddrages i bedømmelsen og tolkningen af seismogrammerne.

Det må formodes, at migrationen af den her behandlede sektion er foretaget med en af de nævnte procedurer, d.v.s., hældninger større end ca. 40° har ikke kunnet behandles. Da kanten af overhængen hælder ca. 50°, er det klart, hvorfor refleksionen herfra »forsvandt«. I øvrigt kompliceres forholdene af, at dataoptagelsen tilsyneladende er »kikset« lige i området omkring kanten af overhængen, hvilket har medført den markante »tomme del« af seismogrammet (se fig. 2).

Men ikke kun migrationen kan »slukke« refleksioner. Allerede tidligt i databehandlingen kan noget lignende ske, f.eks. ved processen »stack«, hvortil det er overordentligt vigtigt at bestemme visse parametre nøjagtigt. Ved f.eks. stærkt hældende laggrænser i stor dybde er parameterbestemmelsen svær at gennemføre. I visse tilfælde kan man stå over for et valg om enten at vælge parametre, der fremhæver de næsten horisontale eller de stærkt hældende refleksioner (jvf. f.eks.

May and Covey 1983). Det kan ikke udelukkes, at problemer af denne art har været medvirkende til svækkelsen af refleksioner fra dele af flanken i det omtalte eksempel.

Afslutning

På baggrund af de ovenstående betragtninger kan vi gøre den umiddelbare tolkning på fig. 3 mere fuldstændig. Resultatet ses på fig. 6a, hvor saltstrukturen er forsøgt afgrænset. Hvad man især bemærker er, at kanten af det sydlige overhæng er blevet defineret. Afgrænsningen af flanken er desværre ikke særlig præcis, hvilket er antydning ved de to indtegnede grænser, der begge er fastlagt ud fra ophør af refleksioner og »løftet« af refleksionen BZ på tidssektionen. Alle mulige grænser mellem de to vil stemme lige godt overens med de seismiske data.

Skal afgrænsningen bestemmes mere nøjagtigt v.h.a. seismik, må det enten forsøges at genbehandle de allerede indsamlede data, eller der må gennemføres et nyt dataindsamlingsprogram. Enten et sædvanligt program justeret til netop denne opgave eller et program, der adskiller sig fra, hvad der gennemføres ved sædvanlig refleksionsseismik, f.eks. gennem anvendelse af de allerede eksisterende dybe borer i området.

De foran beskrevne eksempler har alle illustreret nogle almindelige fejlkilder ved tolkning af refleksionsseismiske sektioner. For at undgå fejltolkninger er det nødvendigt nøje at sammenholde al tilgængelig information. Ikke blot som det er antydning i det foranstående fra seismikken, men i høj grad også af anden art, især anden geofysisk information, herunder gravimetri, samt kendskabet til den strukturelle og geologiske udvikling af saltstrukturer inden for et bestemt sedimentært bassin.

Litteratur

- ELKRAFT & ELSAM, 1981: *Deponering af højaktivt affald fra danske kernekraftværker*. Bind II, Geologi, tekst. 403 pp.
- Fitch, A. A., 1976: *Seismic Reflection Interpretation*, 148 pp. Berlin: Gebrüder Bornträger.
- May, B. T., and Covey, J. D., 1983: Structural Inversion of Salt Dome Flanks. *Geophysics* 48, 1039-1050.
- Saxov, S., 1956: Some gravity measurements in Thy, Mors and Vendsyssel. *Geodætisk Instituts Skrifter* 3. Rk. Bd. 25, 46 pp.
- Tucker, P. M. and Yorston, H. J., 1973: *Pitfalls in Seismic Interpretation*, 50 pp. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.