

MIGRACJA W DOMENIE CZĘSTOŚCI Z UŻYCIEM KOMPUTERA EMR 61-35 I PORÓWNANIE JEJ WYNIKÓW Z WYNIKAMI INNYCH METOD MIGRACJI

UKD 550.834.5:553.98.053/055:681.322.06 EMR 61-35

Proces migracji zalicza się do sekwencji sposobów numerycznego przetwarzania danych sejsmicznych, podnoszących precyzję interpretacji geologicznej wyników badań refleksyjnych. Stosowanie jego w określonych warunkach geologicznych jest nieodzowne, zwłaszcza przy poszukiwaniach szczegółowych elementów strukturalnych, mogących stanowić miejsce akumulacji złóż węglowodorów. Przeszkodą powszechnego stosowania sekwencji programów migracji w systemie sejsmicznym zakupionym za granicą były zakłócenia wprowadzane do wyników sejsmicznych po ich zastosowaniu.

Opracowanie nowych programów miało na celu przezwyciężenie ujemnych skutków procesu migracji, jakie stanowią wprowadzane zakłócenia. Ogólne rozwiązania problemu migracji w domenie częstości były opublikowane w periodykach geofizycznych: „Geophysics” i „Geophysical Prospecting”. Szczegółowe opracowanie algorytmu obliczeń na konkretny zestaw komputera, jakim dysponuje PBG nastęrczało sporo kłopotów ze względu na ograniczoną pamięć operacyjną. Dużo także uwagi poświęcono w opracowaniu algorytmu skrócenia czasu obliczeń. Było to ważne, tym bardziej że w zestawie komputera, na który przygotowywano programy, brak jest szybkiego procesora wektorowego.

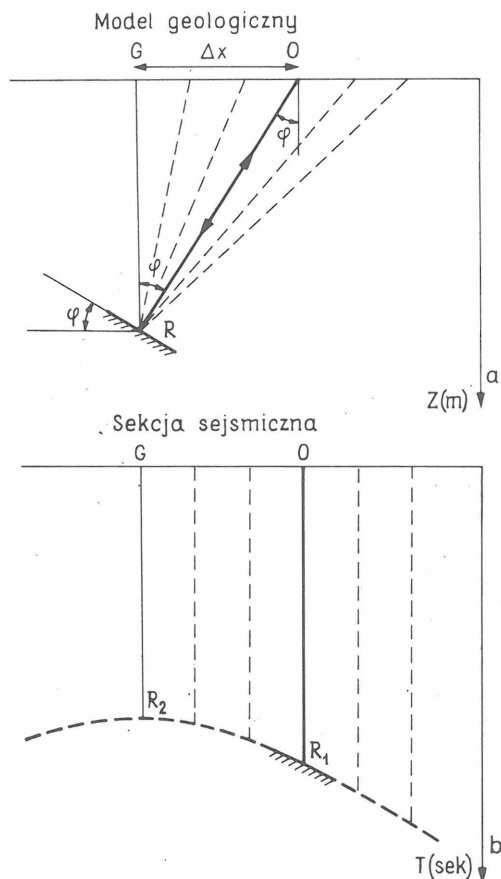
PRZYKŁADY PRZEKROJÓW PRZEZ ELEMENTY STRUKTURALNE ORAZ ICH ODWZOROWANIA NA SEKCJACH SEJSMICZNYCH

W codziennej praktyce interpretacji danych refleksyjnych przyzwyczailiśmy się odczytywać obraz struktury geologicznej na przekroju sejsmicznym przez odmierzanie na osi pionowej czasu lub głębokości do określonej fazy fali refleksyjnej. Przytoczymy kilka schematycznych rysunków z wybranymi przekrojami przez elementy struk-

turalne i dla przypomnienia przedstawimy dla nich schematyczne sekcje sejsmiczne, zarejestrowane na powierzchni ziemi. Ryc. 1 przedstawia warstwę nachyloną przy czym punkt 0 oznacza punkt wzbudzenia fali sejsmicznej. Użytkana sekcja sejsmiczna nad taką warstwą pokazana jest poniżej; możemy na niej mierzyć drogę od powierzchni ziemi do granicy odbijającej w jednostkach czasu lub głębokości, jeżeli oś pionowa sekcji sejsmicznej zostanie wyskalowana w jednostkach głębokości. Bezpośrednie odczytanie z sekcji sejsmicznej współrzędnych usytuowania warstwy prowadzi do błędnego odwzorowania przekroju geologicznego. Zarówno położenie, jak i upad warstwy określone bezpośrednio z takiej sekcji są błędne.

Następne przykłady zaczerpiemy z literatury (10, 12). Ryc. 2 pokazuje przekrój przez symetryczną antyklinę o stosunkowo łagodnie opadających skrzydłach. Na odpowiadającej temu przekrojowi sekcji sejsmicznej (w skali czasowej) punkty A i B są przesunięte zgodnie z upadem w stosunku do swojego właściwego położenia na modelu głębokościowym. W podobny sposób przesunięte są wszystkie punkty modelu. W pobliżu szczytu antykliny powstała przerwa, wynikająca z faktu, że punkty przecięcia A i B są rejestrowane przy wielu różnych położeniach geofonów na powierzchni ziemi (na ryc. 2 fala dyfrakcyjna oznaczona jest linią przerywaną). W ostatecznym wyniku sekcja sejsmiczna przedstawia antyklinę rozciągniętą z przerwami w pobliżu punktów przecięć.

Ryc. 3 pokazuje przekrój przez warstwę nachyloną przeciętą dwoma uskokami. Obraz tej warstwy na odpowiedniej sekcji sejsmicznej został całkowicie zniekształcony. Przesunięte są punkty przecięcia płaszczyzn uskoków i warstwy A i B, a same płaszczyzny uskoków zostały odwrócone. Należy również zwrócić uwagę, że na sekcji sejsmicznej nie ma możliwości w zwykły sposób rozpoznawania punktów A i B; musimy przy ustalaniu położenia uskoku oprzeć się na analizie hodografów fal dyfrakcyj-



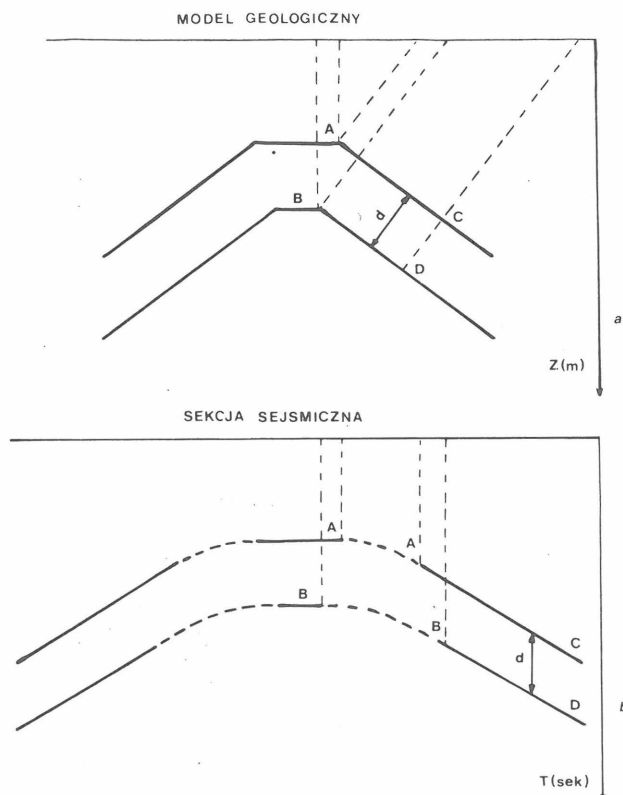
Ryc. 1. Schematyczny model geologiczny elementu warstwy nachylonej (a) i odpowiadająca mu schematyczna sekcja sejsmiczna z wrysowaną hiperbolą (b)

Fig. 1. Schematic geological model with an element of inclined layer (a) and the corresponding schematic seismic section with hyperbole drawn in (b)

nych (na ryc. 3 linie przerywane). Położenie wierzchołka hodografu fali dyfrakcyjnej wskazuje na miejsce przecięcia płaszczyzny uskoku z warstwą. Zwraca się również uwagę, że jeżeli posługujemy się sekcją sejsmiczną, to pionową oś otworu wiertniczego założonego z modelu, w przypadku mocno nachylonych warstw, powinniśmy rzutować ukośnie na sekcję sejsmiczną.

Ryc. 4 i 5 przedstawiają przekroje przez synklinę. Odzworowanie na sekcji sejsmicznej synkliny zależy od stopnia jej wygięcia, który można określić za pomocą promienia krzywizny lub jeszcze lepiej przez położenie jej środka krzywizny względem powierzchni rejestracji. Bardzo łagodna synklina (ryc. 4), mająca środek krzywizny nad powierzchnią ziemi, odzworowuje się na sekcji sejsmicznej w postaci synkliny. W miarę wzrostu krzywizny (ryc. 5) środek krzywizny przemieszcza się poniżej powierzchni ziemi, a obraz sejsmiczny na sekcji czasowej nie przypomina już synkliny, lecz odwrotnie – antyklinę.

Ryc. 6 pokazuje przykład przekroju przez wysad solny. Na sekcji sejsmicznej krawędzie wysadu z przyjętego modelu geologicznego nie przypadają w miejscach zakończenia horyzontów refleksyjnych, gdyż refleksy kończą się w znacznej odległości od ścian wysadu. Jedynymi wskaźnikami bezpośrednimi odtworzenia ścian wysadu są wierzchołki hodografów fal dyfrakcyjnych (linie przerywane). Fala dyfrakcyjna nie jest obserwowana nad szczytem stropu wysadu. Poprawne odzworowanie modelu z pomocą fal dyfrakcyjnych wymaga dużych umiejętności i doświadczenia.



Ryc. 2. Schematyczny model geologiczny antykliny (a) i odpowiadająca mu schematyczna sekcja sejsmiczna (b)

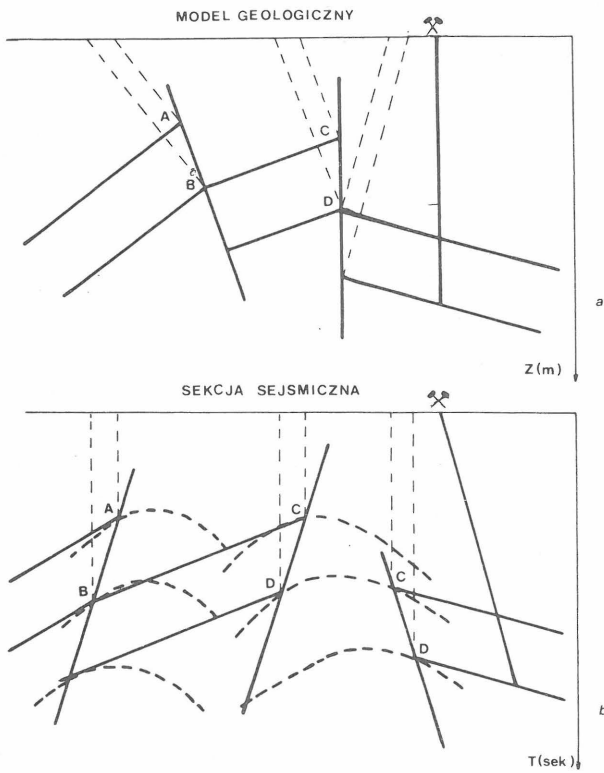
Fig. 2. Schematic geological model of an anticline (a) and the corresponding schematic seismic section without migration (b)

PROCES MIGRACJI

Powyższe przykłady przytoczyliśmy, aby przypomnieć o niebezpieczeństwie popełnienia pomyłek w określonych warunkach geologicznych, w przypadku kiedy bezpośrednio z sekcji sejsmicznej odzworowujemy model geologiczny. Jeżeli pragniemy podnieść dokładność odwzorowania modelu geologicznego na podstawie danych sejsmicznych, to powinniśmy poddać sekcję sejsmiczną dodatkowemu opracowaniu, którą w języku sejsmików określa się mianem procesu migracji lub migracją. Oba słowa zostały zapożyczone z języka angielskiego, więc chcielibyśmy zaproponować, by wprowadzono w języku polskim rozróżnienia; przekrojem sejsmicznym należy nazywać tylko te sekcje sejsmiczne, które poddane zostały procesowi migracji, a słowo zapożyczone „sekcja” łączyć z sekcją sejsmiczną, jaka temu procesowi nie została poddana.

Wróćmy do ryc. 1. Jeżeli punkt refleksyjny R na modelu potraktujemy jako punkt dyfrakcyjny, to wówczas na sekcji zarejestrowanej nad modelem otrzymamy falę dyfrakcyjną, której hodograf zaznaczono linią przerywaną. Odcinek RO na modelu jest miarą odległości elementu odbijającego od punktu pomiarowego O i zaznaczony jest na sekcji sejsmicznej jako OR_1 . Traktując punkt odbijający R jako punkt dyfrakcyjny, w punkcie pomiarowym O zarejestrowaliśmy falę dyfrakcyjną, której czas występowania na sekcji byłby identyczny z czasem rejestracji fali odbitej od tego elementu, jako że obie fale (refleksyjna i dyfrakcyjna) biegnęłyby po tej samej drodze ORO .

Wiemy, że hodograf fali dyfrakcyjnej można aproksymować hiperbolą, której wierzchołek leży pionowo nad



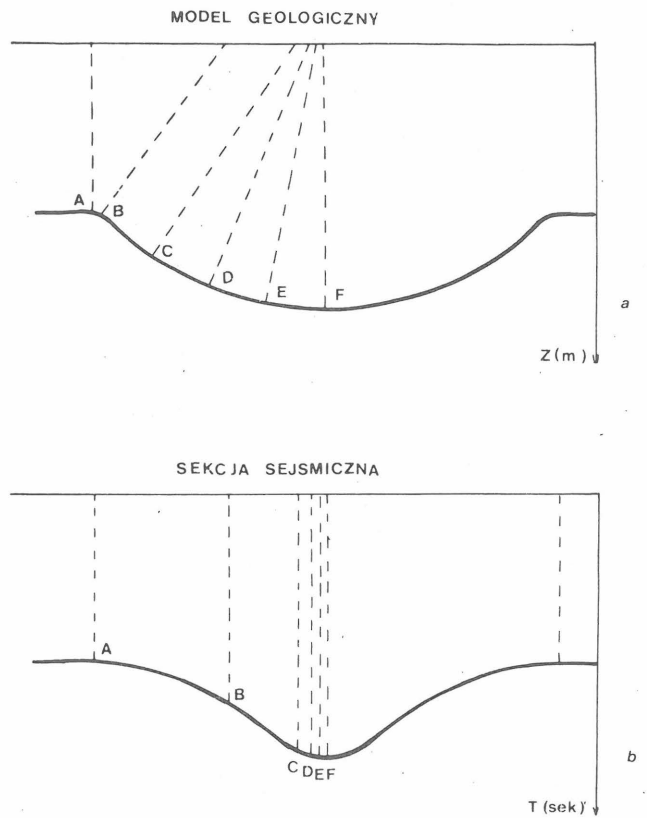
Ryc. 3. Schematyczny model geologiczny nachylonej warstwy, przeciętej uskokami (a) i odpowiadająca mu schematyczna sekcja sejsmiczna (b).

Fig. 3. Schematic geological model of an inclined layer with faults (a) and the corresponding schematic seismic section without migration (b)

punktem, będącym źródłem fali dyfrakcyjnej. Krzywizna hiperboli zależy od prędkości; wraz z oddalaniem się punktów rejestracji od punktu, gdzie rejestrujemy czas dla promienia wierzchołkowego hiperboli, czasy rejestracji będą mniejsze dla większej prędkości, zaś dla prędkości mniejszej będą większe. Jeżeli zsumujemy amplitudy zarejestrowane na sekcji sejsmicznej wzdłuż hiperboli (której parametry: x – odległość tras od miejsca położenia wierzchołka hiperboli; v – prędkość zastosowana do obliczenia hiperboli, wybrano poprawnie) i sumaryczną amplitudę przypiszemy punktowi wierzchołkowemu hiperboli (na ryc. 1 punkt R2), wówczas umiejscowimy na przekroju sejsmicznym refleks R1 w punkcie R2, poprawnie odwzorowującym punkt odbijający R z modelu geologicznego (ryc. 1).

Opisana konstrukcja dla jednego punktu odbijającego pokazuje nam jeden ze sposobów wykonywania procesu migracji, zwany sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego. Procedurę tę powtarzamy dla punktów ośrodka opisanych współzrędnymi x i τ (lub z) dla żądanej gęstości próbkowania tych osi współzrędnych. Współrzędna x oznacza odległość wzdłuż profilu, współrzędna z – głębokość i współrzędna τ oznacza czas przebiegu promienia sejsmicznego wzdłuż pionu; będziemy go nazywali czasem pionowym.

Każdemu z wybranych punktów przypisujemy wierzchołek hiperboli, sumujemy wzdłuż niej wszystkie amplitudy pola sejsmicznego z sekcji sejsmicznej i sumę przypisujemy punktowi wierzchołkowemu hiperboli. W nomenklaturze matematycznej proces migracji może być nazwany transformacją sejsmicznego pola falowego ze współzrędnych (x, t) do współzrędnych (x, τ) , co symbolicznie można zapisać:



Ryc. 4. Schematyczny model geologiczny synkliny (a) i odpowiadająca mu schematyczna sekcja sejsmiczna (b)

Fig. 4. Schematic geological model of a syncline (a) and the corresponding schematic seismic section without migration (b)

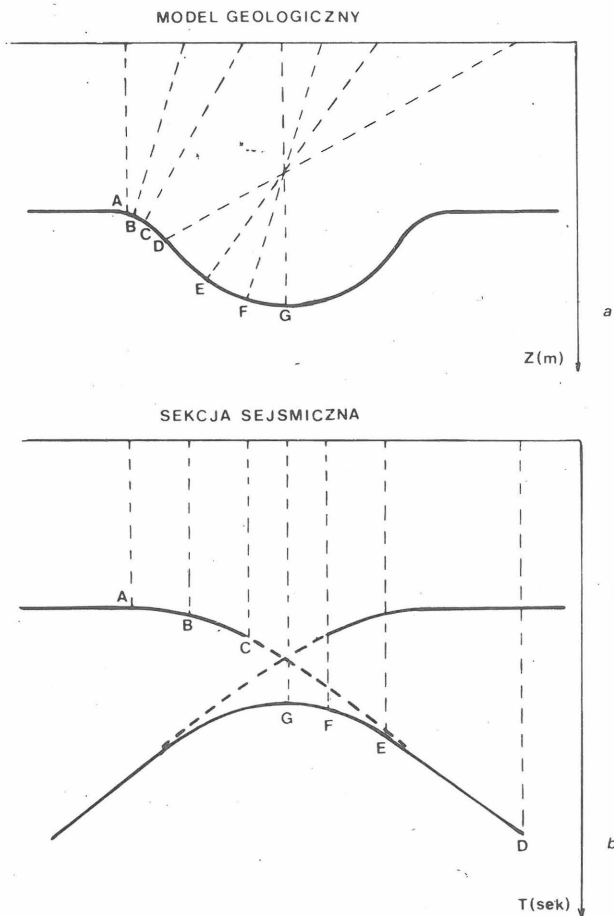
$$P(x, t) \xrightarrow[\text{migracji}]{\text{proces}} P'(x, \tau) \quad [1]$$

(sekcja sejsmiczna) \longrightarrow (przekrój sejsmiczny)

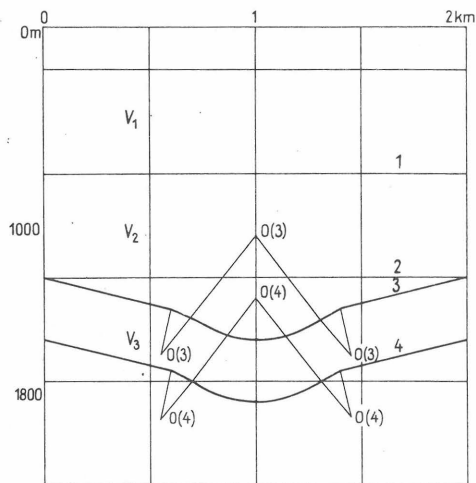
Współrzędna t oznacza czas przebiegu wzdłuż drogi prostopadłej do elementu odbijającego; czas ten będziemy dalej nazywać czasem normalnym lub prostopadłym. W oznaczeniu pola falowego przekroju sejsmicznego dodaliśmy celowo znak przecinka dla podkreślenia, że jest ono nieco inne niż pole sejsmiczne z sekcji sejsmicznej. Łatwo zauważyć, że fale dyfrakcyjne na sekcji sejsmicznej tworzą kontury hiperbol, na przekroju sejsmicznym transformowane są do punktów, stanowiących ich źródło. A więc w tych punktach następuje wzmożenie amplitudy pola, natomiast znikają amplitudy tworzące kontury hiperbol. Amplituda fali refleksyjnej byłaby odwzorowana dokładnie w punkcie R2 (ryc. 1) w drodze przekształcenia dyfrakcyjnego (sumowanie amplitud po hiperboli) jedynie wówczas, gdy na konturze hiperboli nie znaleźlibyśmy żadnych fal zakłócających; wtedy wystąpiłaby tylko amplituda fali refleksyjnej R1 i przez zsumowanie jej z zerowymi amplitudami fal zakłócających otrzymalibyśmy wynik poprawny.

W praktyce nie mamy nigdy tak dobrego stosunku amplitudy fali użytecznej do amplitudy fali zakłócającej, symbolicznie oznaczanego przez $\frac{S}{Z}$ (stosunek sygnału do

zakłóceń). Dlatego w praktyce proces migracji sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego daje pole sejsmiczne niekiedy bardzo zakłócone. Powoduje to niechęć do stosowania tego procesu, bowiem gorszy wynik na przekroju sejsmicznym niż na sekcji naraża opracowującego na kry-



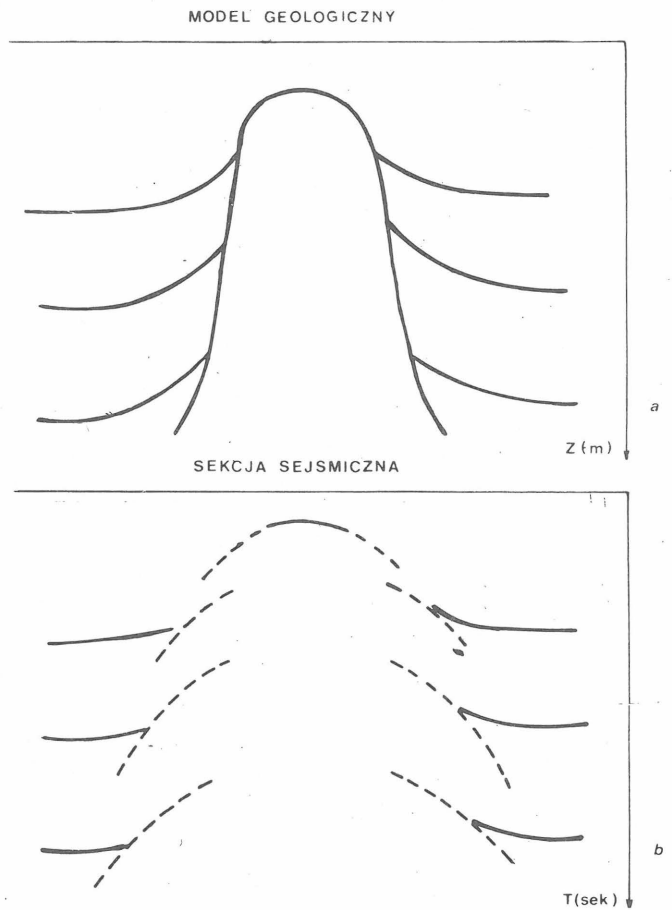
Ryc. 5. To samo co na ryc. 4 ale krzywizna synkliny jest większa
 Fig. 5. The same as on Fig. 4 but the curvature of the syncline is greater



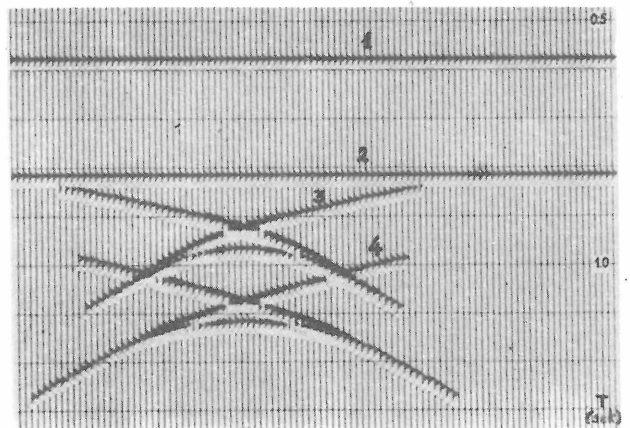
Ryc. 7. Model geologiczny synkliny
 Fig. 7. Geological model of a syncline

Ryc. 8. Czasowa sekcja sejsmiczna dla modelu z ryc. 7. Odległość pomiędzy trasami: 25 m. Linie czasowania: co 100 ms
 Fig. 8. Time seismic section corresponding to the model of Fig. 7. Trace interval: 25 m. Timing lines: each 100 msec

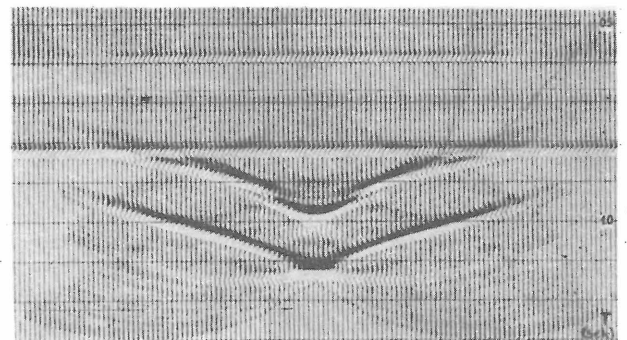
Ryc. 9. Czasowy przekrój sejsmiczny otrzymany z sekcji z ryc. 8 po zastosowaniu migracji sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego. Odległość pomiędzy trasami: 25 m. Linie czasowania: co 100 ms
 Fig. 9. Time seismic cross-section obtained after diffraction migration of the section of Fig. 8. Trace interval: 25 m. Timing lines: each 100 msec



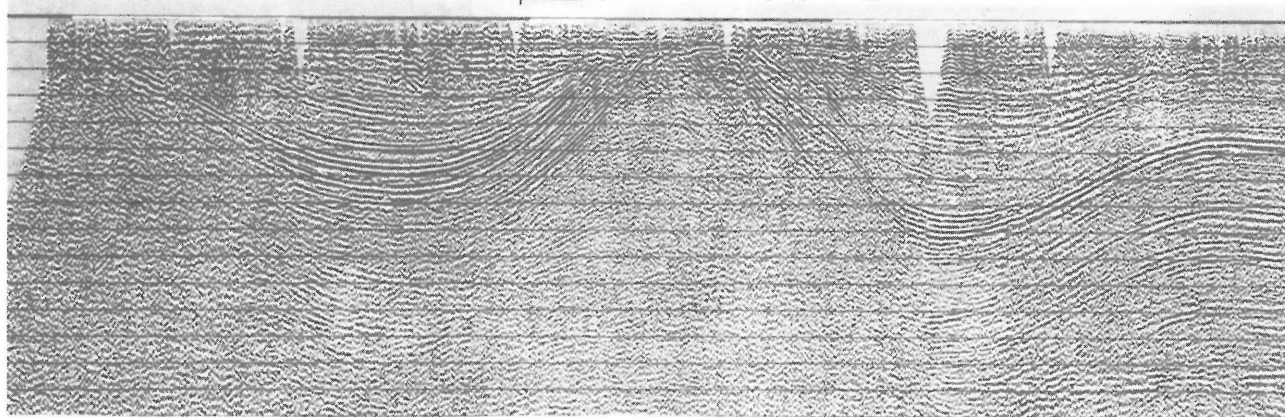
Ryc. 6. Schematyczny model geologiczny wysadu solnego (a) i odpowiadająca mu schematyczna sekcja sejsmiczna (b)
 Fig. 6. Schematic model of a salt dome (a) and the corresponding schematic seismic section without migration (b)



Ryc. 8. Fig. 8.

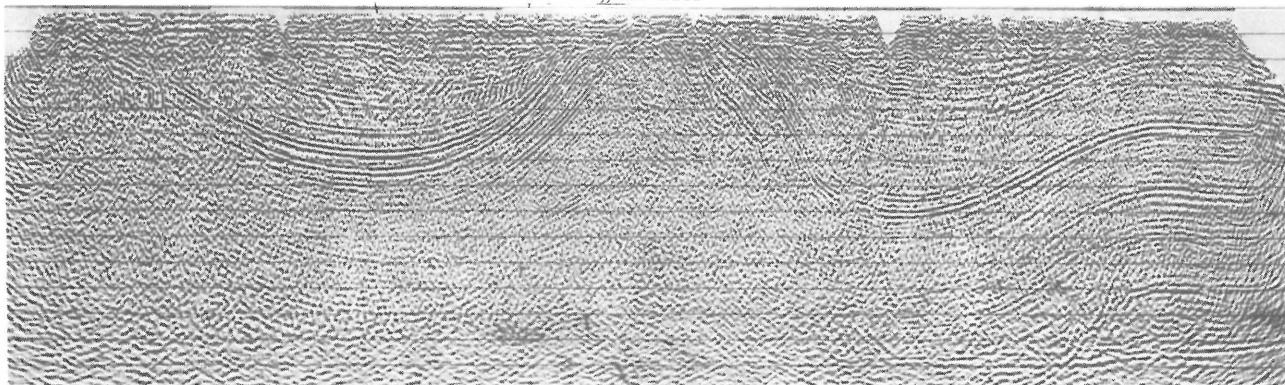


Ryc. 9. Fig. 9.



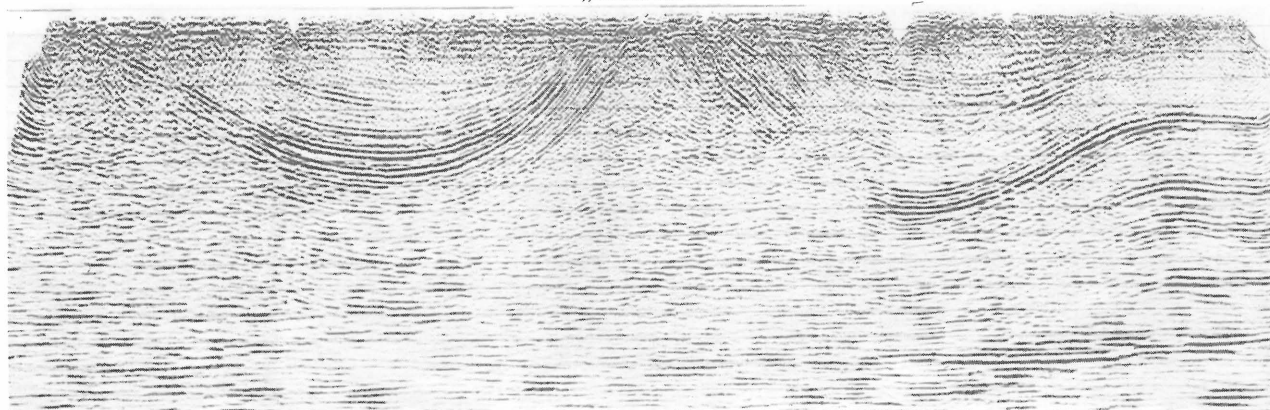
Ryc. 10. Czasowa sekcja sejsmiczna wzdłuż profilu 15-I-79 z rejonu Pila-Bydgoszcz. Odległość pomiędzy trasami: 37,5 m. Linie czasowania: co 200 ms

Fig. 10. Time seismic section along 15-I-79 profile in the Pila-Bydgoszcz Region. Trace interval: 37,5 m. Timing lines: each 200 msec



Ryc. 11. Czasowy przekrój sejsmiczny otrzymany po migracji sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego sekcji z ryc. 10. Wachlarz: $-96, +96$. Odległość pomiędzy trasami: 37,5 m. Linie czasowania: co 200 ms

Fig. 11. Time seismic cross-section obtained after diffraction migration of the section of Fig. 10. The fan: $-96, +96$. Trace interval: 37,5 m. Timing lines: each 200 msec



Ryc. 12. To samo co na ryc. 11 ale dla wachlarza: $-12, +12$

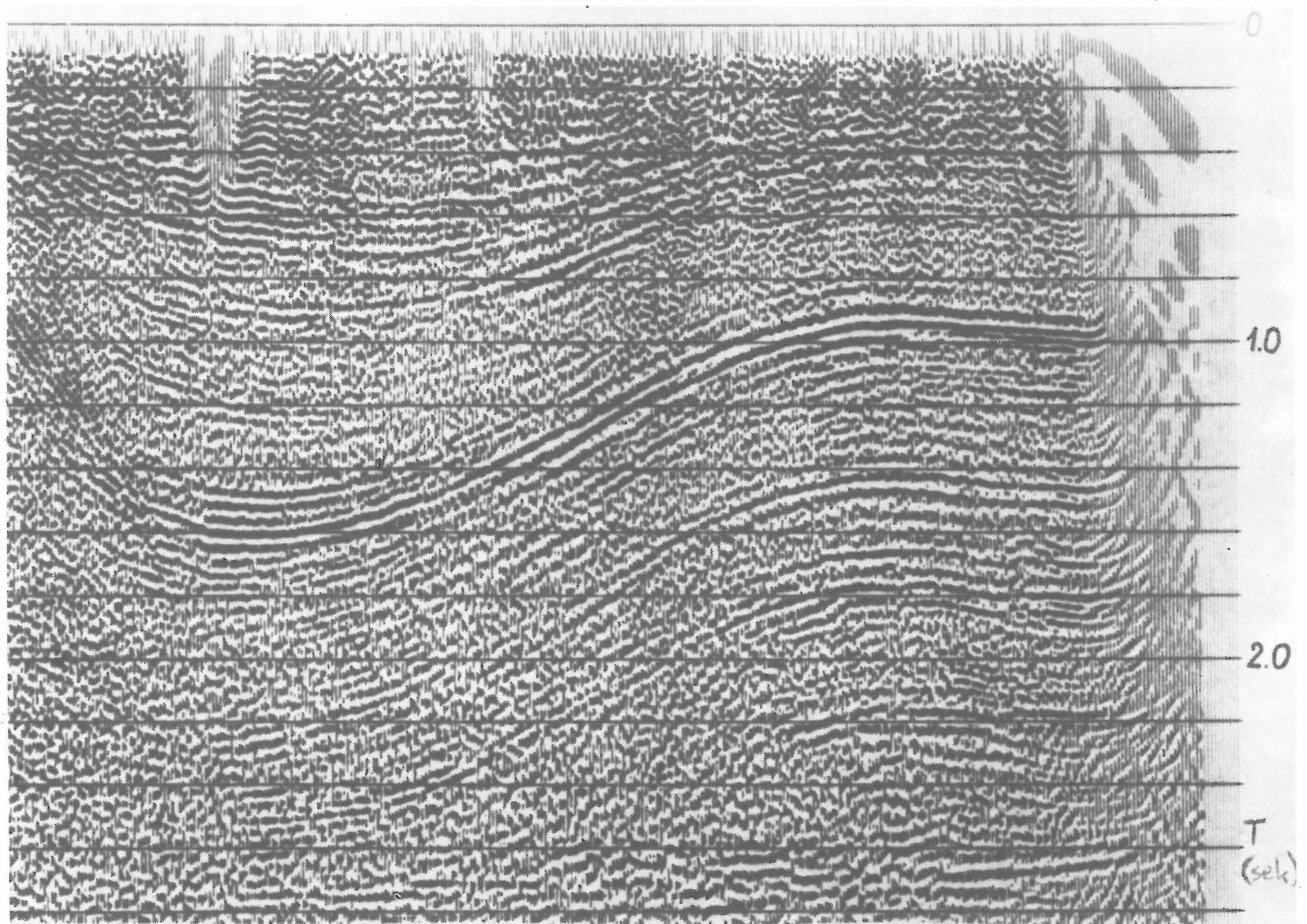
Fig. 12. The same as on Fig. 11 but for the fan: $-12, +12$

tykę; pomimo poprawniejszego odwzorowania elementów strukturalnych na przekroju sejsmicznym (ryc. 7, 8, 9, 10, 11). Na ryc. 7, 8, 9 przedstawiono kolejno: model geologiczny, sporządzoną dla niego sekcję sejsmiczną oraz ustalony na jej podstawie przekrój sejsmiczny. Na ryc. 10 pokazano sekcję sejsmiczną, sporządzoną wzdłuż profilu 15-I-79, który biegnie nad wysadem „Człopa”, a na ryc. 11 ustalony na jej podstawie sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego, przekrój.

Na wynik procesu migracji sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego, oprócz stosunku S/Z i prędkości duży wpływ ma długość hiperboli mierzona w ilościach tras sejsmicznych; parametr ten nazywany jest w nomenklaturze sejsmicznej wachlarzem. Porównanie ryc. 11 i 12 pokazuje

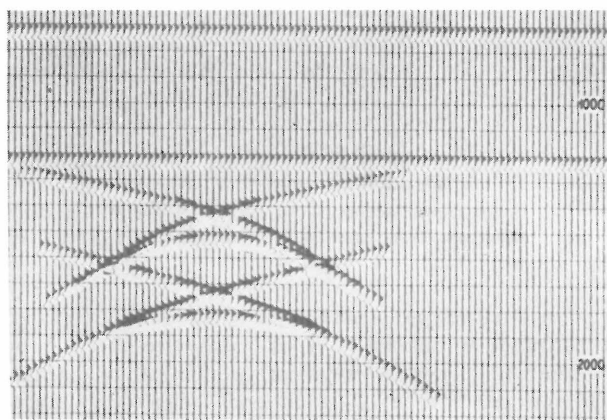
wpływ tego parametru na ustalenie przekrojów sejsmicznych na podstawie sekcji sejsmicznej podanej na ryc. 10. Zastosowane wachlarze opisano ilością tras branych na lewo od punktu wierzchołkowego hiperboli (znak minus) i na prawo od tego punktu (znak plus). Wielowariantowość wyników procesu migracji sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego powodowana wpływem wymienionych parametrów powoduje potrzebę zatrudnienia wysokokwalifikowanych specjalistów, dysponujących poza wiedzą dużym doświadczeniem zawodowym.

W celu ograniczenia wprowadzanych zakłóceń i poprawy operowania parametrem wachlarza w procesie przekształcenia dyfrakcyjnego podjęto w PBG próbę poprawienia oprogramowania. Wprowadzono możliwość



Ryc. 13. Czasowy przekrój sejsmiczny otrzymany z wycinka sekcji z ryc. 10 po zastosowaniu migracji sposobem 15-stopniowego rozwiązania równania falowego. Odległość pomiędzy trasami: 37,5 m. Linie czasowania: co 200 ms

Fig. 13. Time cross-section obtained after 15 degree wave equation migration of the part of section of Fig. 10. Trace interval: 37,5 m. Timing lines: each 200 msec



Ryc. 14. Głębokościowa sekcja sejsmiczna dla modelu z ryc. 7. Odległość pomiędzy trasami: 25 m. Linie poziome: co 100 m

Fig. 14. Depth seismic section for the model of Fig. 7. Trace interval: 25 m. Horizontal lines: each 100 m

zmiany wachlarza w jednym przebiegu na komputerze w zależności od współrzędnych (x, τ) oraz wypróbowano sposób automatycznego wagowania pola sejsmicznego w zależności od energii skorelowanej wzdłuż hiperboli. Wycinki tras niosące większą energię skorelowaną otrzymywały większą wagę w procesie sumowania. Zadaniem wniesionej poprawki miało być wytlumienie zakłóceń. Równoległe w Instytucie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie podjęto zadanie opracowania innego sposobu procesu migracji, który nazwano

metodą holografii lub holografią (7, 8, 9). Powyższe dokonania nie wniosły zasadniczej zmiany w osiągniętych rezultatach i dlatego wielu specjalistów pozostało nadal niechętnych temu procesowi.

NOWOCZESNE SPOSOBY WYKONYWANIA PROCESU MIGRACJI

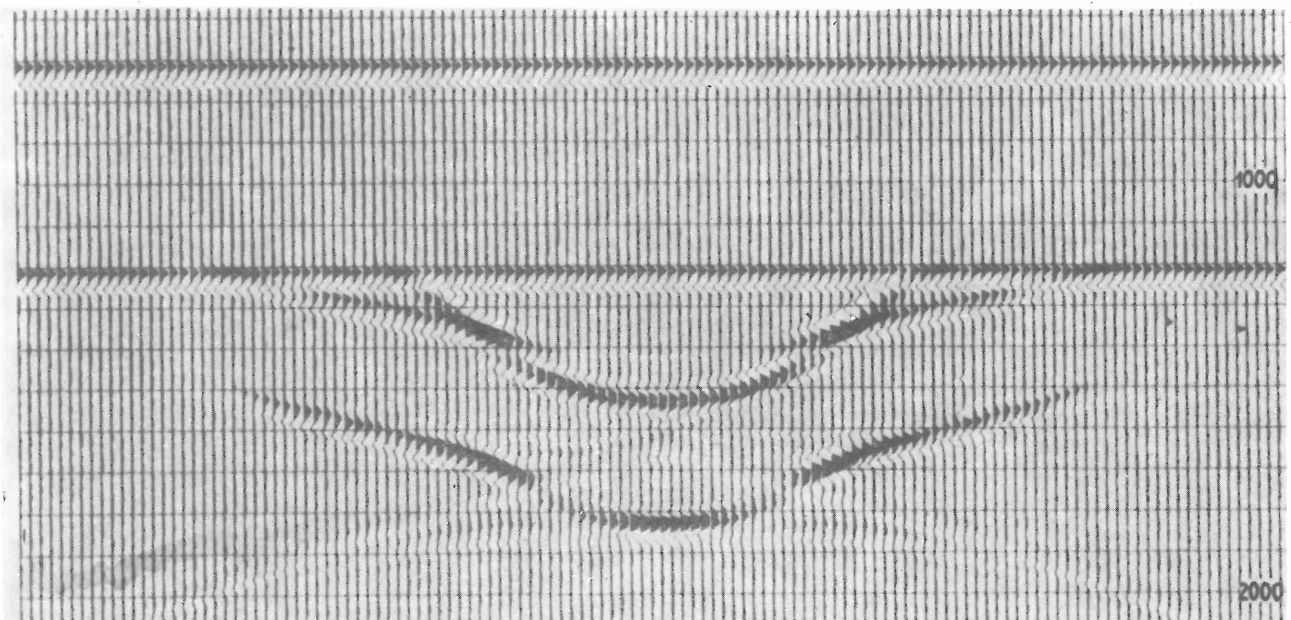
Na początku lat siedemdziesiątych J.F. Claerbout i in. (2-5) zaproponowali sposób migracji, oparty bezpośrednio o rozwiązanie skalarnego równania falowego. Dało to impuls wielu zachodnim publikacjom geofizycznym, w których proponowano różne sposoby i modyfikacje zrealizowania idei zaproponowanej przez J.F. Claerbouta. Niektóre z tych propozycji, wraz z krótką charakterystyką podstaw matematycznych opublikowano w języku polskim (6).

Dwuwymiarowe równanie falowe skalarnie dla układu o zerowym odsunięciu punktu rejestracji od punktu wzbudzenia energii sejsmicznej ma postać:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 P}{\partial z^2} - \frac{4}{v^2(x, z)} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = 0 \quad [2]$$

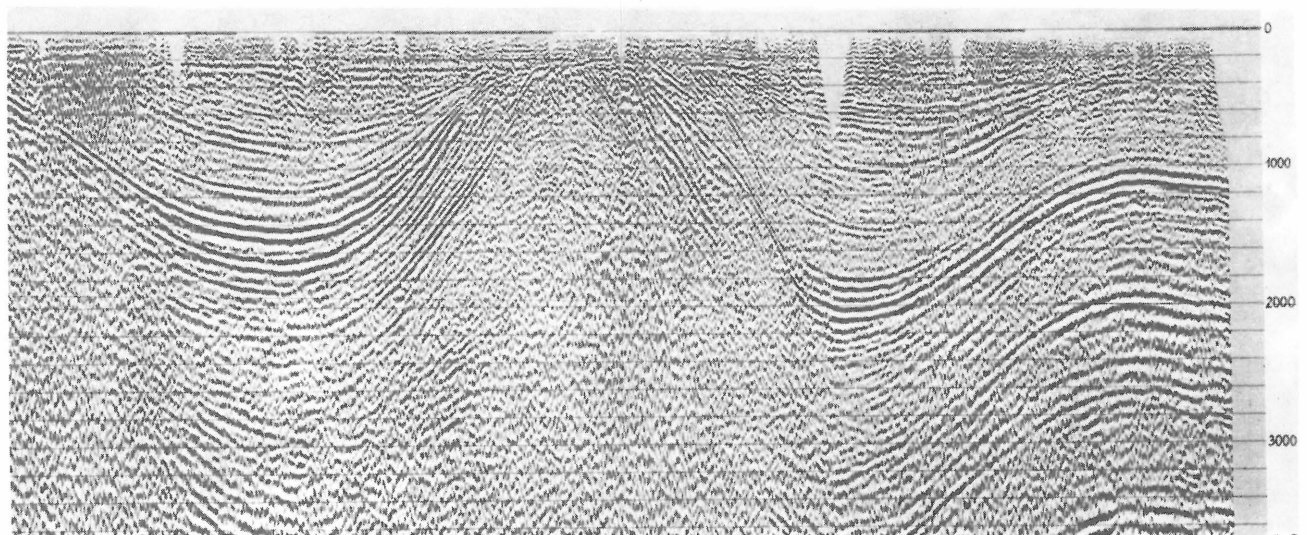
Oznaczenia:

P – sejsmiczne pole falowe,
 x – współrzędna pozioma układu (linia profilu),
 z – współrzędna pionowa układu (głębokość),
 t – współrzędna czasu rozprzestrzeniania się fali,
 v – prędkość rozprzestrzeniania sejsmicznej fali podłużnej.



Ryc. 15. Głębokościowy przekrój sejsmiczny otrzymany po migracji w domenie częstości sekcji z ryc. 14. Odległość pomiędzy trasami: 25 m. Linie poziome: co 100 m

Fig. 15. Depth seismic cross-section obtained after migration in frequency domain of the section of Fig. 14. Trace interval: 25 m. Horizontal lines: each 100 m



Ryc. 16. Głębokościowa sekcja sejsmiczna wzdłuż profilu 15-I-79 z rejonu Pila-Bydgoszcz. Odległość pomiędzy trasami: 37,5 m. Linie poziome: co 200 m

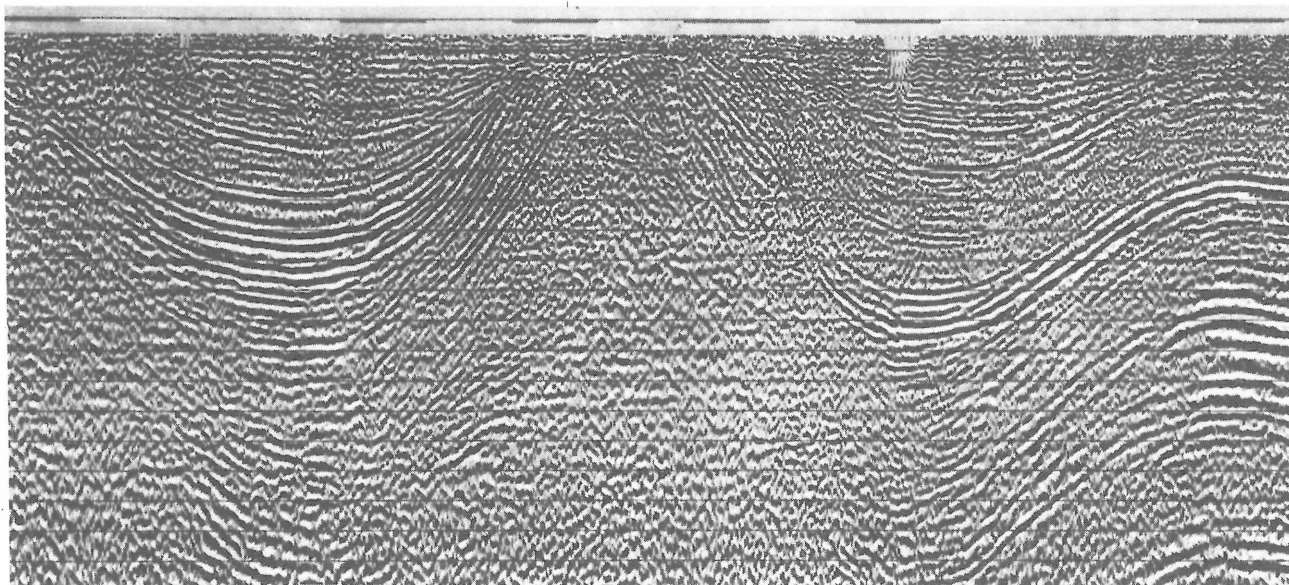
Fig. 16. Depth seismic section along 15-I-79 profile in the Pila-Bydgoszcz Region. Trace interval: 37,5 m. Horizontal lines: each 200 m

Porównując równanie [2] z wzorem [1] stwierdzamy, że w obu występują analogiczne współrzędne, ponieważ dysponując danymi prędkości łatwo jest zamienić współrzędną τ na współrzędną z . Jako oczywisty nasuwa się więc wniosek, że jeżeli będziemy w stanie znaleźć rozwiązanie równania [2] takie, że obliczone według niego sejsmiczne pole falowe we wszystkich punktach ośrodka w zależności od (x, z, t) będzie spełniało to równanie, to wówczas będziemy w stanie dokonać transformacji sejsmicznego pola falowego odpowiadającej procesowi migracji. Rozwiązanie takie oznaczymy symbolicznie wyrażeniem $P(x, z, t)$.

Przypomnijmy, że dla jednej wartości współrzędnej $z = 0$ mamy rozwiązanie tego równania w postaci sekcji sejsmicznej, którą poddajemy migracji. Rozwiązanie to stanowić będzie warunek brzegowy w procesie poszukiwania kolejnych rozwiązań równania [2] dla innych punktów ośrodka. Możemy go symbolicznie oznaczyć za pomocą wyrażenia $P(x, z = 0, t)$. Zauważmy, że fale sejs-

miczne (refleksyjne, dyfrakcyjne i inne), które byłyby generowane w punktach ośrodka znajdujących się w poziomie układu pomiarowego (przypomnijmy, że dla układu pomiarowego sekcji sejsmicznej odległość pomiędzy punktem wzbudzenia i rejestracji równa się zero) $z = 0$ miałyby na sekcji sejsmicznej czasy rejestracji $t = 0$, ponieważ ich droga przebiegu równa będzie zeru. Fale generowane w tych punktach moglibyśmy rejestrować na czasach różnych od zera po przesunięciu układu pomiarowego na inny poziom $z \neq 0$. Na sekcji sejsmicznej, jak wiadomo, rejestrujemy fale generowane przez punkty ośrodka znajdujące się w przestrzeni poniżej poziomu rejestracji $z = 0$.

Przenieśmy układ współrzędnych do poziomu $z + \Delta z$ i znajdziemy dla niego rozwiązanie równania [2] w punktach znajdujących się w tym poziomie na podstawie warunków brzegowych $P(x, z = 0, t)$. Rozwiązanie to symbolicznie zapiszemy wyrażeniem $P(x, \Delta z, t)$. Pamiętając, że czasy rejestracji fal generowanych przez punkty poziomu, w



Ryc. 17. Głębokościowy przekrój sejsmiczny otrzymany po migracji w domenie częstości z sekcji z ryc. 16. Odległość pomiędzy trasami: 37,5 m. Linie poziome: co 200 m

Fig. 17. Depth seismic cross-section obtained after migration in frequency domain of the section of Fig. 16. Trace interval: 37,5 m. Horizontal lines: each 200 m

którym znajduje się układ pomiarowy równe są zero, zapiszemy to jako warunek graniczny odwzorowania zapisanego w postaci symbolu $P(x, \Delta z, t = 0)$. Wykorzystując rozwiązanie $P(x, \Delta z, t)$ i powtarzając procedurę obliczeniową możemy znaleźć rozwiązanie równania [2] dla punktów kolejnego poziomu $2\Delta z$ w postaci $P(x, 2\Delta z, t)$, a z tego rozwiązania znajdujemy odwzorowanie $P(x, 2\Delta z, t = 0)$.

Powtarzając cykl obliczeniowy dla wszystkich interesujących nas głębokości otrzymamy w rezultacie transformację:

$$P(x, z = 0, t) \rightarrow P(x, z, t = 0) \quad [3]$$

Sekcja sejsmiczna \rightarrow Przekrój sejsmiczny

Transformacja ta, jak widzimy, stanowi wynik procesu migracji.

Przedstawiliśmy w skrócie ideę sposobu migracji zaproponowaną przez J.F. Claerbouta i in. (4,5). Proponowane przez niego wzory obliczeniowe stanowią przybliżone rozwiązania równania [2] z pomocą metody różnic skończonych. Po raz pierwszy zaproponowane rozwiązanie pozwalało na migrację sejsmicznego pola falowego bez zniekształceń dla upadków do 15° i nosi ono w literaturze nazwę migracji 15-stopniowej. Później wielu autorów zaproponowało rozwiązanie równania [2] metodą różnic skończonych z lepszym przybliżeniem, gdyż pozwalają one na migrację bez zniekształceń sejsmicznego pola falowego dla upadków do 45° i nazywane są w literaturze rozwiązaniami 45-stopniowymi. Jednym z pierwszych, który zaproponował rozwiązanie 45-stopniowe był R.H. Stolt (11). W publikacji tej również wystąpił on z propozycją (jako jeden z pierwszych) rozwiązania równania [2] w układzie współrzędnych częstości przestrzennych, zwanego także układem współrzędnych liczby falowej. Także i to rozwiązanie jest tylko przybliżonym rozwiązaniem równania [2], ponieważ w układzie liczby falowej napotykamy trudności w uwzględnianiu zmiennych prędkości.

W Instytucie Górnictwa Naftowego i Gazownictwa w Krakowie opracowano program na komputer EMR 61-35 migracji według rozwiązania 15-stopniowego (ryc. 13 przedstawia wycinek przekroju sejsmicznego opracowany z wykorzystaniem tego programu).

PRÓBA ADAPTACJI W SYSTEMIE WARS-PBG SPOSOBU MIGRACJI W UKŁADZIE WSPÓLRZĘDNYCH LICZBY FALOWEJ

Wybór sposobu migracji, który miał być włączony do arsenału zabiegów poprawiających dokładność odwzorowania obiektów geologicznych, badanych metodą refleksyjną, poprzedziły studia literaturowe oraz analiza naszych możliwości (6). Głównie brano pod uwagę wierność transformacji sejsmicznego pola falowego i czas realizacji procesu na posiadanym komputerze. Ogólnie oba czynniki wykluczają się wzajemnie. Oceniono, że sposób oparty o rozwiązanie równania falowego w układzie współrzędnych częstości ma najwięcej zalet, ze względu na posiadany zestaw komputera.

Zastosowany wzór obliczeniowy transformacji funkcji widmowej głębokościowej sekcji sejsmicznej w funkcję widmową z głębokościowego przekroju sejsmicznego ma postać:

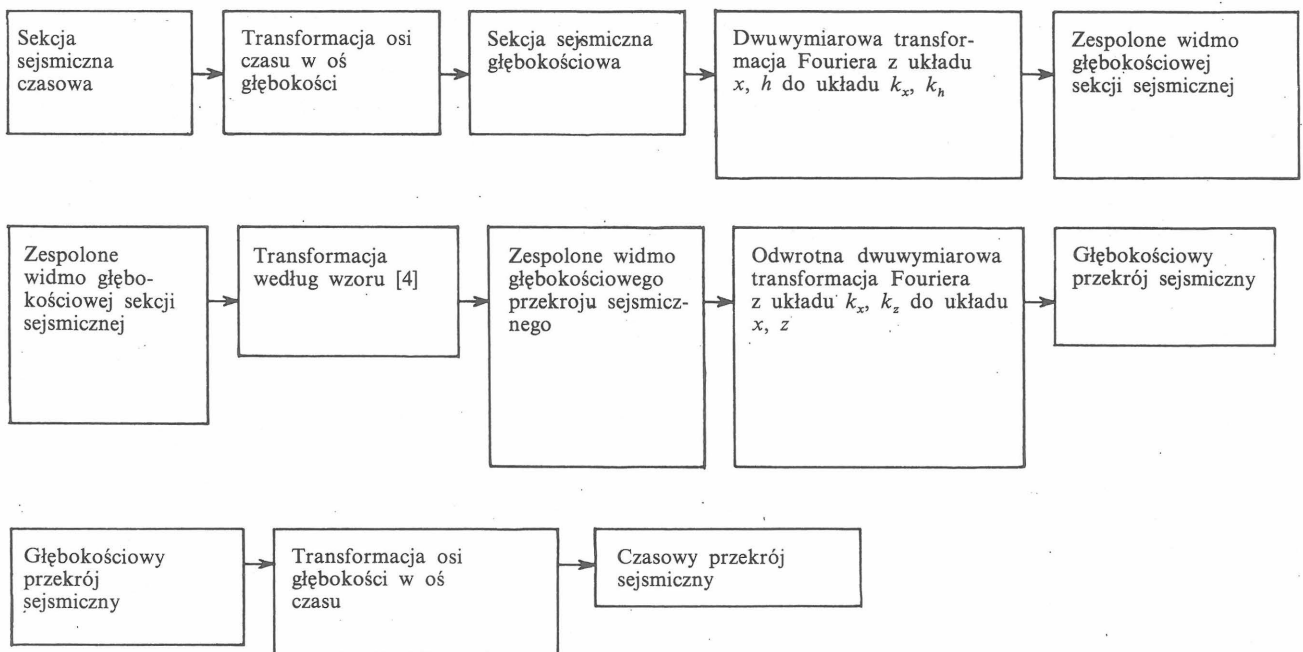
$$F(k_z, k_x) = \frac{Ak_z}{\sqrt{(Ak_z)^2 + k_x^2}} \cdot F_0(k_x, \sqrt{(Ak_z)^2 + k_x^2}) \quad [4]$$

Oznaczenia:

- F_0 – widmo głębokościowej sekcji sejsmicznej,
- F – widmo głębokościowego przekroju sejsmicznego (po migracji),
- k_x – współrzędna częstości przestrzennej, sprzężona w transformacji Fouriera ze współrzędną x (linia profilu),
- k_z – współrzędna częstości przestrzennej, sprzężona w transformacji Fouriera ze współrzędną z (głębokość),
- A – współczynnik.

Ze względu na wybrany układ współrzędnych w tym sposobie migracji zachodzi konieczność wykonania pośrednich transformacji sejsmicznego pola falowego. Schemat wykonanych transformacji jest następujący (s. 552).

Brak w zestawie komputera wystarczająco dużej pamięci o dostępie bezpośrednim zmusza do korzystania z pamięci taśmowych w procesie dokonywania dwuwymiarowych transformacji Fouriera. Wpływa to, podobnie jak brak w zestawie procesora wektorowego, na wydłu-



zenie czasu realizacji procesu. Konieczność stosowania w niektórych programach obliczeń w podwójnej precyzji również ujemnie wpływa na czas realizacji procesu, ponieważ komputer jest wyposażony w hardware'ową arytmetykę podwójnej precyzji. Wreszcie niewielka ilość przewijków taśmowych zmusza do dzielenia procesu na kilka przebiegów. Wymuszenia te nie pozwalają na dużą swobodę w eksperymentowaniu nad rozwojem i doskonaleniem procesu. Szczegółowe dane o algorytmie i przygotowanych programach oraz o sposobie realizacji procesu można znaleźć w dokumentacji (1).

Ryc. 14 przedstawia sekcję głębokościową, wykonaną dla modelu z ryc. 7, uzyskany przekrój głębokościowy dla sekcji z ryc. 14 pokazano na ryc. 15. Porównanie ryc. 15 z ryc. 7 wskazuje na poprawne odwzorowanie modelu. Jeżeli brać pod uwagę odwzorowanie kształtu synkliny oraz poziom zakłóceń, to otrzymany wynik w tej próbie jest korzystniejszy niż w przypadku próby z zastosowaniem sposobu przekształcenia dyfrakcyjnego (ryc. 7, 8, 9). Na ryc. 16 pokazano sekcję głębokościową wzdłuż profilu sejsmicznego 15-I-79. Otrzymany z tej sekcji przekrój po zastosowaniu migracji w układzie współrzędnych częstości przedstawiono na ryc. 17. Wynik ten można porównać z wynikami migracji sposobem przekształcenia dyfrakcyjnego (ryc. 10, 11, 12) oraz sposobem rozwiązania 15-stopniowego (ryc. 13).

Zwraca się uwagę na różne wyskalowania osi pionowych przekrojów. Porównanie to wypada w każdym przypadku korzystnie dla sposobu migracji we współrzędnych częstości. Wypada tu zwrócić uwagę czytelnika na prawie pionowy refleks występujący po prawej stronie wysadu Człopy oraz dochodzące do niego refleksy o mniejszych kątach upadu. Taka interpretacja na przekroju sejsmicznym otrzymanym po migracji w domenie częstości nie budzi wątpliwości. Na pozostałych sekcjach i przekrojach refleks o dużym upadzie przechodzi w refleks o upadzie mniejszym i interpretacja geologiczna staje się mniej pewna.

W obecności warstw uszczelniających od góry warstwy geologiczne dochodzące do ścian wysadu w taki sposób mogą stać się pułapką powodującą nagromadzenie węglowodorów. Refleks o prawie pionowym zapadaniu uległ również znacznemu przesunięciu poziomemu (kilkaset me-

trów) po migracji. Korzystając z przekrojów po migracji można lepiej i precyzyjniej sytuować otwory poszukiwawcze.

Zdajemy sobie również sprawę, że wykonane próby nie upoważniają do zamknięcia problemu doskonalenia programów migracji, ponieważ zaproponowane rozwiązanie jest jedynie grubym przybliżeniem rozwiązania zupełnego. Pozostaje także do opracowania proces migracji dla układu trójwymiarowego. Jednak fakt, że wykonane próby z migracją we współrzędnych częstości stanowią pierwsze krajowe opracowanie tym sposobem i że ich wynik zarówno ze względu na dokładność odwzorowania, jak i czas realizacji procesu rokuje powodzenie w zastosowaniach praktycznych, zachęcił autorów do publikacji wyników tych prób. Podkreślić trzeba korzystną sytuację wynikającą z włączenia programów migracji tym sposobem do systemu sejsmicznego WARS.

LITERATURA

1. Betlej K. i in. — Opracowanie algorytmów i programów dla ukladania interpretacji strukturalnej i stratygraficznej danych sejsmicznych: migracja, tomografia. Arch. PBG.
2. Claerbout J.F. — Coarse grid calculations of waves in inhomogenous media with application to delineation of complicated seismic structure. Geophysics 1970 no. 3.
3. Claerbout J.F., Johnson A.G. — Extrapolation of time dependent waveforms along their path of propagation. Geophysics J. of the Roy. Astr. Soc., 1971 no. 1-4.
4. Claerbout J.F., Doherty S.M. — Dawnward continuation of moveout corrected seismograms. Geophysics 1972 no. 4.
5. Claerbout J.F. — Fundamentals of Geophysical Data Processing. Mc Graw-Hill Book Com. New York 1976.
6. Gadoński D. — Rola migracji w przetwarzaniu danych sejsmicznych. Geof. Stosowana 1980 nr 2.
7. Kostecki A. — O problemie odtwarzania pola w sejsmohologii. Acta Geoph. Pol. 1974 nr 2.

8. Kostecki A. i in. — Opracowanie algorytmów dla odtwarzania pól falowych i modelowanie holo-sejsmiki. Arch. Inst. Naft. 1974.
9. Kostecki A. — Zasady inwersyjnego przekształcenia dyfrakcyjnego. Nafta 1976 nr 5.
10. Paturet D., Tariel P. — Migrated sections before or after stack. Reklama CGG-Massy Palesau, Francja 1971.
11. Stolt R.H. — Migration by Fourier transform. Geophysics 1978 no. 1.
12. Tucker P., Yorsten H. — Pitfalls in seismic interpretation. P.C. Wucnschel, 1973.

S U M M A R Y

Idea of modern migration technique in reflection seismic is a technical novelty yet. Therefore, the essence of the idea together with some methods of its execution has been reminded here in short discription, illustrated with some examples of geological models. In particular the methods used formely and the one proposed by R.H. Stolt (11), done in frequancy domain, and adapted by authors on computer EMR-61-35 at its configuration (without APU) exploited in The Enterprise of Geophysical Exploration in Warsaw, are presented. Examples of the

migration by different methods used for a model and actual seismic sections, given in the paper, create the possibility of appreciation the new method in relation to the ones used formerly throw the obtained results.

Translated by the authors

Р Е З Ю М Е

Понятие современной техники процесса миграции в обработке сейсмических данных по отраженным волнам считается до сих пор как техническая новость. Поэтому мы напоминаем к воротком описе и иллюстрацией на примерных геологических моделях суть процесса миграции в сейсморазведке а также некоторые методы его реализации. В частности приведено метод процесса миграции по диффракционному преобразованью а также метод его реализации в области частот, предложенный Р.Х. Стольтом (11) и внедренный авторами на ЭВМ EMR61-35 в конфигурации (без конвольвера) использованной в Предприятии Геологических Исследований в Варшаве.

Приведенные примеры результатов процесса миграции полученные разными методами для модели и для реального сейсмического разреза делают возможным оценку ново примененного метода по сравнению с методами использованными до сих пор.