

Anna Półchłopek

Instytut Nafty i Gazu, Kraków

Metoda określenia poprawek do rezultatów izotropowej migracji głębokościowej przed sumowaniem ze względu na anizotropię ośrodka typu VTI

W artykule przedstawiono efekty zastosowania izotropowej migracji głębokościowej przed sumowaniem do ośrodka anizotropowego typu VTI. Opisano metodę określenia poprawek do rezultatów migracji izotropowej w celu osiągnięcia dobrego odwzorowania ośrodka anizotropowego. Rezultaty zastosowania metody pokazano na przykładzie modelowym. Wykazano, że prezentowana metoda może być wykorzystana do wyznaczania parametrów anizotropowych ośrodka ϵ i δ .

Method of determination of corrections to prestack depth migration results in media with VTI anisotropy

In the paper the results of applying isotropic prestack depth migration to media with VTI anisotropy are presented. The proposed method is based on employing anisotropic corrections to isotropic depth migration so as to improve mapping results for anisotropic medium. The outcome is shown and verified on model example. There is shown that the presented method can be applied to determine anisotropic parameters ϵ and δ .

Wprowadzenie

Ośrodek skalny charakteryzuje się anizotropią właściwości fizycznych, która wyraża się zmiennością parametrów w zależności od kierunku pomiaru. Przy rozwiązywaniu wielu zagadnień w geofizyce stosowanej zakłada się, że mamy do czynienia z ośrodkami izotropowymi, bądź przyjmuje się założenia o ośrodku ograniczające jego budowę. Dość często stosowanym uproszczeniem jest założenie, że mamy do czynienia z ośrodkiem anizotropowym typu VTI (*Vertical Transversely Isotropic*), w którym zakłada się istnienie cienkich, równoległych, naprzemianlegle warstwowych utworów, tzw. laminat, oraz zależności prędkości od kąta padania, a ponadto przyjmuje się, że oś prostopadła do płaszczyzny laminacji jest pionowa.

Zastosowanie izotropowej migracji głębokościowej typu prestack, do ośrodka o znaczącej anizotropii, daje istotne rozbieżności w odwzorowaniu geometrii – zwłaszcza w przypadku nachylonych granic. Z drugiej

strony posługiwanie się migracją anizotropową (tzn. migracją uwzględniającą parametry anizotropii) daje poprawne rezultaty pod warunkiem zastosowania prawidłowych parametrów anizotropii ośrodka ϵ i δ [7] oraz prędkości propagacji fali podłużnej w kierunku pionowym. Określenie parametrów anizotropii na podstawie danych sejsmicznych nie jest zadaniem prostym.

W artykule zostanie przedstawiona metoda określenia anizotropowych poprawek na podstawie analizy rezultatów otrzymanych po głębokościowej migracji, przedstawionej w domenie specjalnego offsetu zdefiniowanego przez Reshefa [6] oraz różnicy czasów rejestracji fali odbitej w ośrodku anizotropowym i izotropowym.

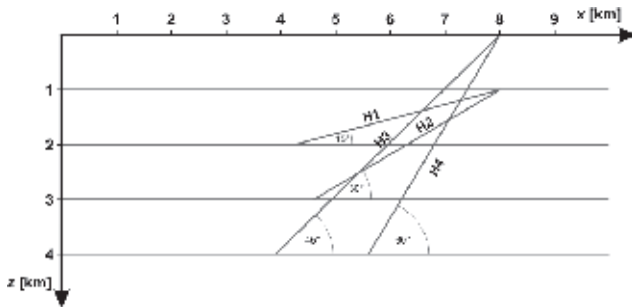
Opisany sposób może być wykorzystany do określenia parametrów ϵ i δ ośrodka anizotropowego. Metoda została przetestowana na polu falowym wygenerowanym dla przykładu modelowego.

Izotropowa migracja głębokościowa w ośrodku anizotropowym

Dla prześledzenia błędów popełnianych przy stosowaniu izotropowej migracji w ośrodku anizotropowym wykorzystano syntetyczny model zaprezentowany na rysunku 1. Model składa się z czterech granic płaskorównoległych, położonych na głębokości 1 km,

2 km, 3 km, 4 km oraz czterech granic nachylonych pod kątem 15, 30, 45, 60 stopni.

Do generowania pojedynczych rekordów zastosowano procedury modelowania w ośrodku anizotropowym typu VTI z pakietu Seismic Unix, który jest udo-



Rys. 1. Model geometryczny

stępniony przez Center for Wave Phenomena Colorado School of Mines [5].

Wykorzystano program opracowany przez T. Alkhalifaha [1], umieszczony w pakiecie SU (Seismic Unix) pod nazwą susynlvfti.c, który powstał na bazie procedury (autorstwa D. Hala) susynlv.c, służącej do obliczania pojedynczych rekordów w dwuwymiarowym ośrodku izotropowym.

Modelowanie wykonano w INiG na klastrze Verari Hive 11 node. Założono liniowy model prędkości propagacji fali P w kierunku pionowym, określony według formuły:

$$V_0(z) = 2,0 + 0,5z$$

Przyjęto 161 punktów wzbudzenia, rozmieszczonych z krokiem 0,05 km, umieszczając pierwszy punkt wzbudzenia w punkcie o współrzędnej $x = 1,0$ km, maksymalną długość offsetu 3 km, a odległość między odbiornikami równą 0,05 km.

Modelowanie pojedynczych rekordów wykonano w dwóch wersjach, przyjmując następujące parametry anizotropowe:

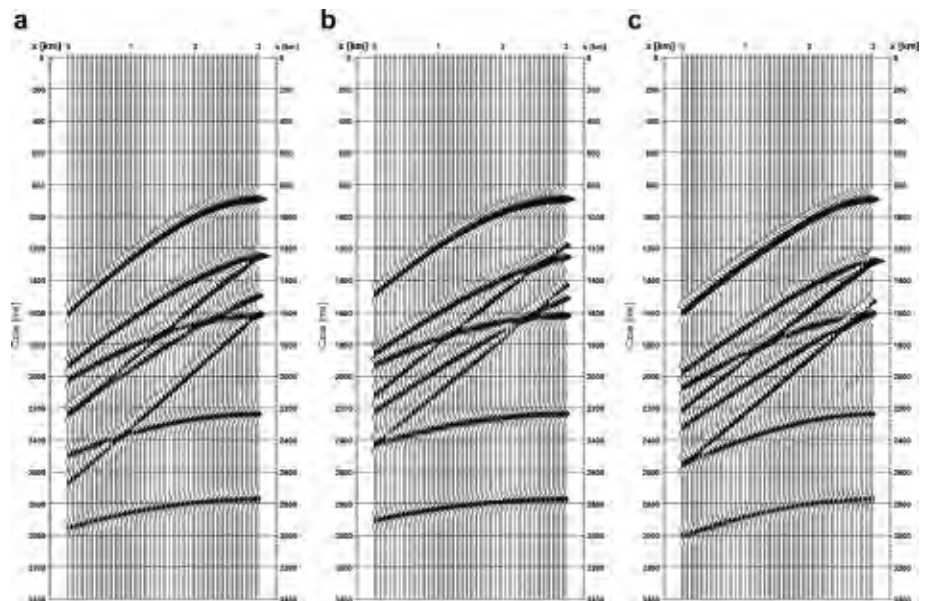
- w wersji A: $\varepsilon = 0,1$; $\delta = 0,2$,
- w wersji B: $\varepsilon = 0,1$; $\delta = -0,15$.

Rezultaty modelowań przedstawiono na rysunku 2 dla ośrodka izotropowego i anizotropowego, dla parametrów w wersji A i B, dla punktu wzbudzenia

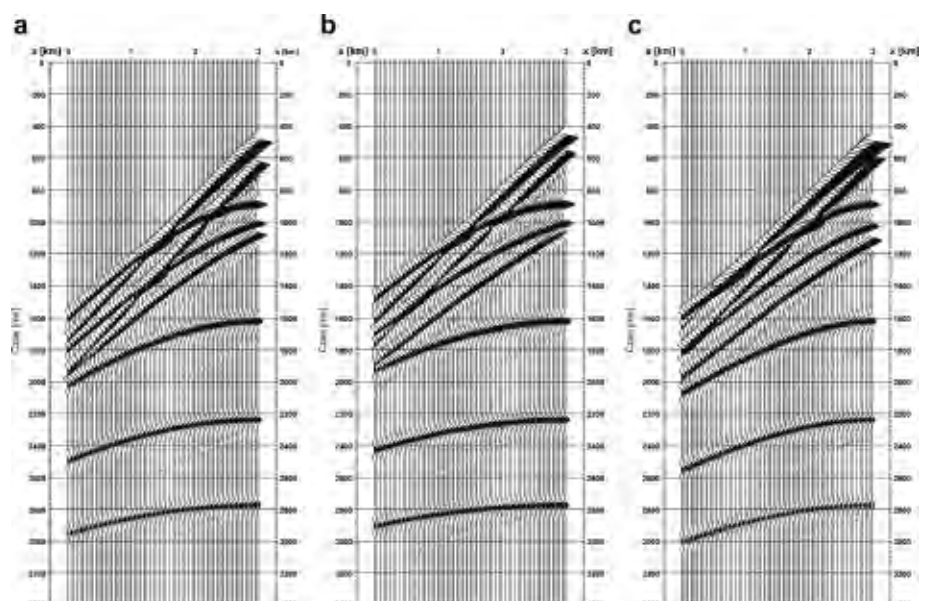
położonego w punkcie o współrzędnych $x = 6,0$ km (rysunki 2a-2c) oraz $x = 7,25$ km (rysunki 3a-3c).

Do tak otrzymanych w procesie modelowania pojedynczych rekordów zastosowano izotropową, uogólnioną migrację głębokościową MG(F-K) typu prestack [5], w domenie liczb falowych (K) i częstotliwości (F), która dzięki przyjętym założeniom algorytmicznym (przy dobrym określeniu modelu prędkości propagacji fal) nie generuje błędów odwzorowania ośrodka.

W tym przypadku jednak, mimo zastosowania poprawnego rozkładu prędkości, ze względu na anizotropowy charakter ośrodka granice refleksyjne nie zosta-



Rys. 2. Pojedyncze rekordy dla punktu wzbudzenia $x = 6,0$ km: a) w ośrodku izotropowym; b) w ośrodku anizotropowym $\varepsilon = 0,1$, $\delta = 0,2$; c) $\varepsilon = 0,1$, $\delta = -0,15$



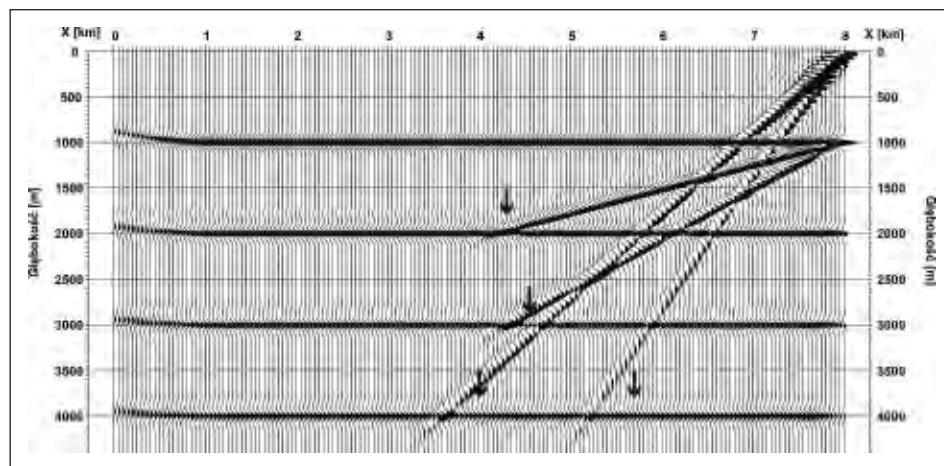
Rys. 3. Pojedyncze rekordy dla punktu wzbudzenia $x = 7,25$ km: a) w ośrodku izotropowym; b) w ośrodku anizotropowym $\varepsilon = 0,1$, $\delta = 0,2$; c) $\varepsilon = 0,1$, $\delta = -0,15$

ły poprawnie zmigrowane. Na rysunkach 4 i 5 przedstawiono rezultaty otrzymane po migracji głębokościowej – odpowiednio dla wersji A i B parametrów anizotropowych ośrodka. Strzałkami zaznaczono dokładne położenie granic.

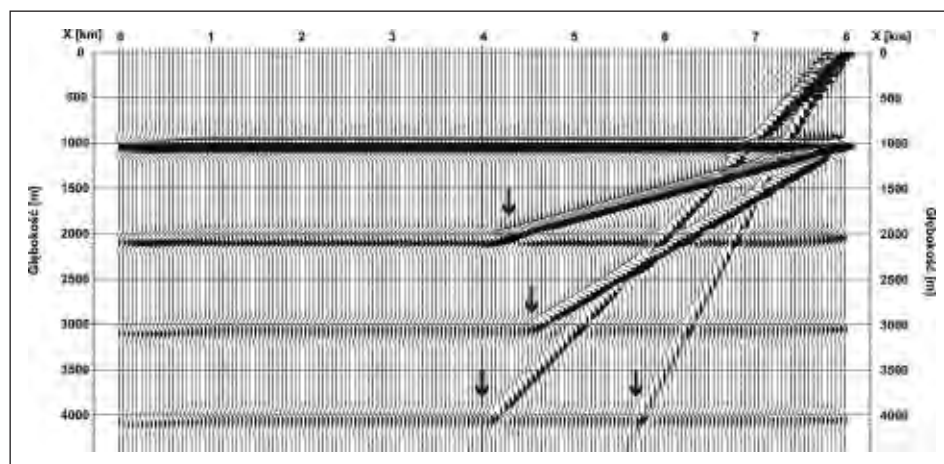
W obydwu przypadkach obserwuje się błędy w położeniu granic, które wzrastają wraz ze wzrostem upadów.

Przedstawione rezultaty świadczą o konieczności poszukiwania rozwiązań mających na celu uwzględnienie anizotropii w procesie migracji.

Rys. 5. Rezultaty po głębokościowej migracji MG(F-K) w ośrodku anizotropowym – wersja B



Rys. 4. Rezultaty po głębokościowej migracji MG(F-K) w ośrodku anizotropowym – wersja A



Korekta rezultatów migracji izotropowej w ośrodku anizotropowym

W celu prześledzenia rezultatów, jakie daje migracja izotropowa zastosowana do ośrodka anizotropowego, dla wybranego punktu obrazowania ($x = 6,25$ km) skonstruowano panel, na którym na kolejnych poziomach głębokościowych przedstawiono wartości amplitud zsumowanych sygnałów, otrzymane po migracji Kirchhoffa przed sumowaniem dla różnych offsetów. Proces sumowania pola falowego w procesie migracji jest koherentny tylko wtedy, gdy przyjęte są poprawne parametry ośrodka; wówczas bowiem amplitudy pola falowego dla różnych offsetów są sumowane na tej samej głębokości. Do prezentacji rezultatów na panelach zastosowano tak zwany specjalny offset, zdefiniowany przez Reshefa [6]. Tradycyjnie pod pojęciem offsetu rozumie się odległość między źródłem (S) i odbiornikiem (R).

Reshef zaproponował wprowadzenie modyfikacji definicji offsetu, nazywanego w dalszej części artykułu specjalnym offsetem SOF, który określa się jako sumę różnic współrzędnych x pomiędzy wspólnym punktem

obrazowania (WPO) i źródłem (S) oraz pomiędzy WPO i odbiornikiem (R) na poziomie $z = 0$, według formuły:

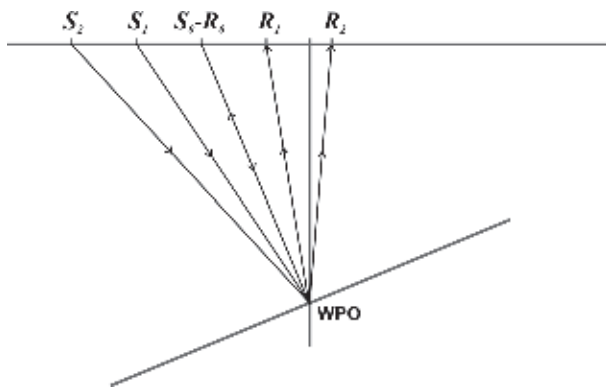
$$\text{SOF} = x_{WPO} - x_S + x_{WPO} - x_R \quad (1)$$

gdzie:

- x_{WPO} – współrzędna x położenia WPO,
- x_S – współrzędna x położenia źródła,
- x_R – współrzędna x położenia odbiornika.

Podstawową zaletą stosowania takiego offsetu jest wyraźne rozdzielenie odbić od granic nachylonych, od odbić od granic płaskich, na panelu przedstawiającym rezultaty po migracji, otrzymane dla wspólnego punktu obrazowania dla różnych offsetów.

Schemat sumowania w domenie specjalnego offsetu przedstawiono na rysunku 6. W tym przypadku we wspólnym punkcie obrazowania będą sumowane amplitudy zarejestrowane przez trzy układy: $S_0 - R_0$, $S_1 - R_1$, $S_2 - R_2$.



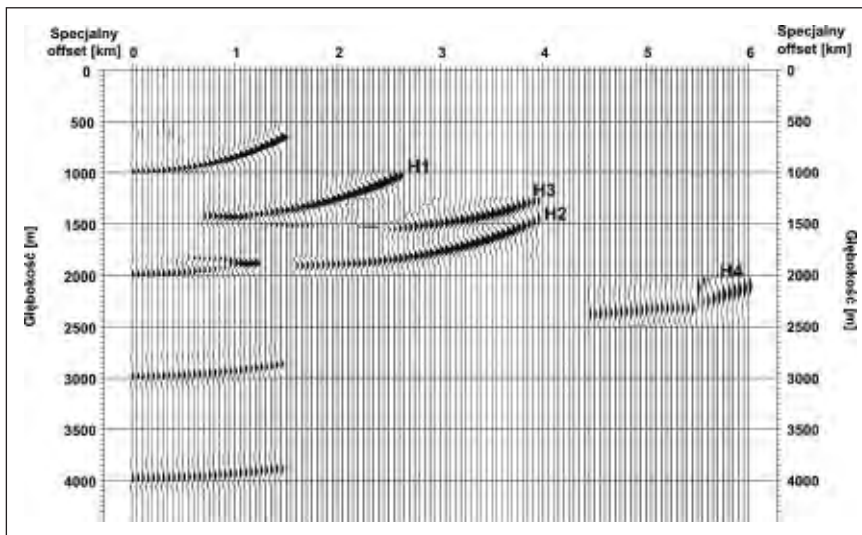
Rys. 6. Schemat sumowania w domenie specjalnego offsetu

W domenie specjalnego offsetu skonstruowano panele dla otrzymanych rezultatów w punkcie obrazowania o współrzędnych $x = 6,25$ km.

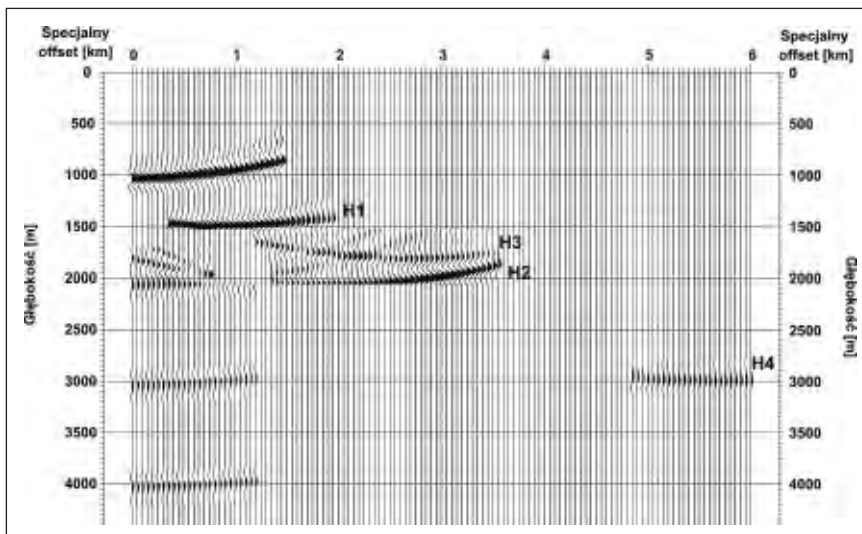
Na rysunku 7 przedstawiono panel dla rezultatów otrzymanych dla modelu o parametrach anizotropowych $\varepsilon = 0,1$, $\delta = 0,2$ (wersja A).

Ze względu na to, że do migracji zastosowano prawidłowy model prędkości, brak spłaszczenia horyzontów wynika z anizotropii ośrodka.

Podobne efekty można zaobserwować na rysunku 8, na którym umieszczono panel dla tego samego punktu obrazowania co poprzednio, dla modelu o parametrach anizotropowych $\varepsilon = 0,1$, $\delta = -0,15$ (wersja B).



Rys. 7. Panel wspólnego punktu obrazowania ($x = 6,25$ km) jako funkcja specjalnego offsetu – parametry anizotropii wersja A



Rys. 8. Panel wspólnego punktu obrazowania ($x = 6,25$ km) jako funkcja specjalnego offsetu – parametry anizotropii wersja B

Określenie poprawek do rezultatów migracji izotropowej w ośrodku anizotropowym

Koncepcja określenia poprawek do rezultatów migracji izotropowej ze względu na anizotropię ośrodka [6] opiera się na założeniu, że znany jest rozkład

prędkości propagacji fali w kierunku pionowym oraz parametry anizotropowe. Wówczas dla zadanego położenia źródła i odbiorników można określić różnicę po-

między czasem przebiegu fali w ośrodku anizotropowym i izotropowym, według relacji:

$$\Delta t(x, z, \varepsilon, \delta) = t(x, z, \varepsilon, \delta) - t(x, z, \varepsilon = 0, \delta = 0) \quad (2)$$

W ośrodku anizotropowym obliczenie czasu przebiegu fali od źródła do odbiornika jest zadaniem skomplikowanym, ze względu na zależność prędkości od kąta fazowego. Przebieg fali od źródła do odbiornika w ośrodku anizotropowym typu TTI, tj. w przypadku dowolnego kąta nachylenia osi symetrii do pionu, przedstawiono na rysunku 9. W artykule rozważamy ośrodek typu VTI, a więc przyjmuje się kąt $\phi = 0$, oraz uproszczoną zależność prędkości od kąta fazowego, określoną wzorem [7]:

$$V(\theta) = V_0 (1 + \delta \sin^2(\theta) \cos^2(\theta) + \varepsilon \sin^4(\theta)) \quad (3)$$

gdzie:

V_0 – prędkość propagacji fali P w kierunku pionowym.

Mimo tych uproszczeń, proces obliczania czasów przebiegu fali w ośrodku anizotropowym oraz wyznaczanie kąta fazowego jest bardzo pracochłonne.

Należy wykonać dużą ilość iteracji w poszukiwaniu takiego kąta, aby promień trafiał do otoczenia odbiornika z zadaną dokładnością oraz aby spełniony był warunek:

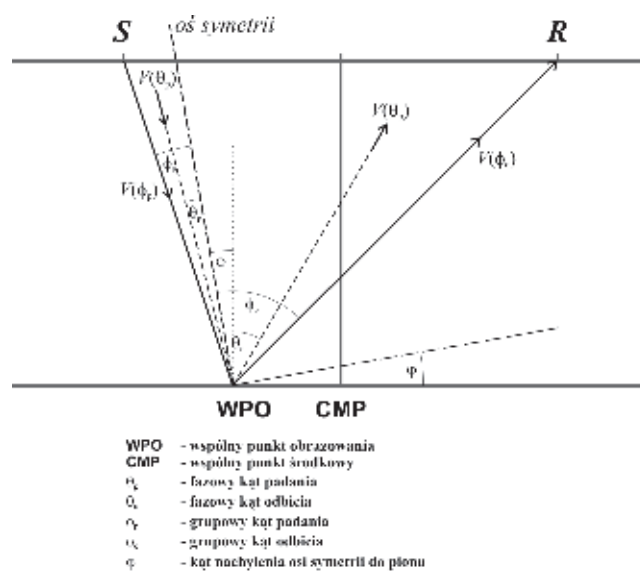
$$\sin(\theta_p)/v(\theta_p) = \sin(\theta_o)/v(\theta_o) \quad (4)$$

według oznaczeń z rysunku 9 [4].

Na rysunku 10 przedstawiono przykładowo różnicę czasów przebiegu fali według relacji (1), wyrażoną w milisekundach, dla punktu wzbudzenia położonego w punkcie $x = 0,0$ km.

Poprawki do rezultatów uzyskanych po migracji izotropowej określa się dla tych miejsc, gdzie następuje koincydencja położenia źródła i odbiornika, czyli wzdłuż promieni normalnych. Zasadne jest, aby dla każdego pojedynczego rekordu rejestracji sejsmicznych wykonać migrację typu *shot-migration*, która zgodnie z warunkiem migracji prowadzi do koincydencji położenia źródła i odbiornika.

Korektę rezultatów migracji wykonuje się wzdłuż promieni normalnych, do granic refleksyjnych. W domenie specjal-

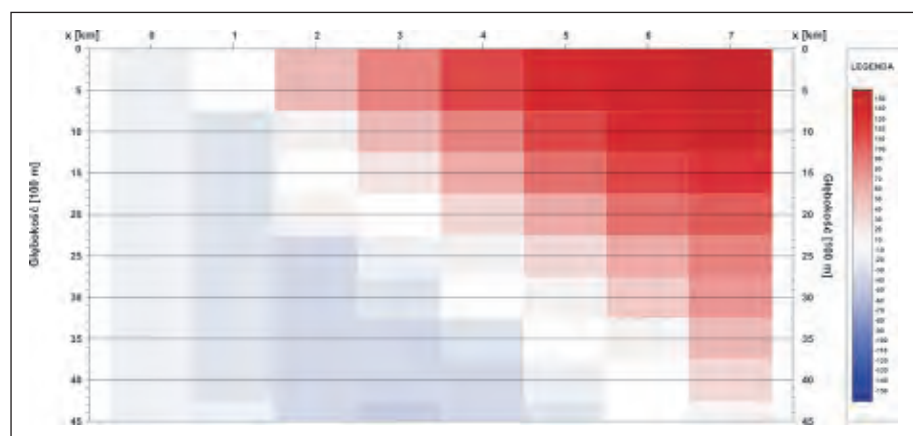


Rys. 9. Schemat przebiegu promieni w ośrodku

nego offsetu jest to droga promienia wyznaczona przez układ $S_0 - R_0$ (rysunek 6). Wówczas do określenia specjalnego offsetu SOF wystarczy pierwszy fragment wzoru (1), określający różnicę między współrzędną x wspólnego punktu obrazowania, a współrzędną x źródła. Poprawki anizotropowe wyznacza się w danym punkcie ośrodka, mnożąc różnicę czasową (określoną wzorem (2)) przez prędkość propagacji określoną przy pomocy formuły (3), a następnie korzystając z zależności kątowych rozdziela się poprawkę na składową poziomą i pionową.

Po wprowadzeniu poprawek i ponownym przedstawieniu rezultatów, po skorygowanej migracji na panelu (rysunek 11) widać wyraźne spłaszczenie horyzontów, w porównaniu z rezultatami z rysunku 8. Skorygowane rezultaty migracji przedstawiono na rysunku 12.

Otrzymane rezultaty poprawnie odwzorowują położenie granic, należy jednak pamiętać, że obliczenia



Rys. 10. Różnice pomiędzy czasem przebiegu fali w ośrodku anizotropowym i izotropowym dla punktu wzbudzenia $x = 0,0$ km

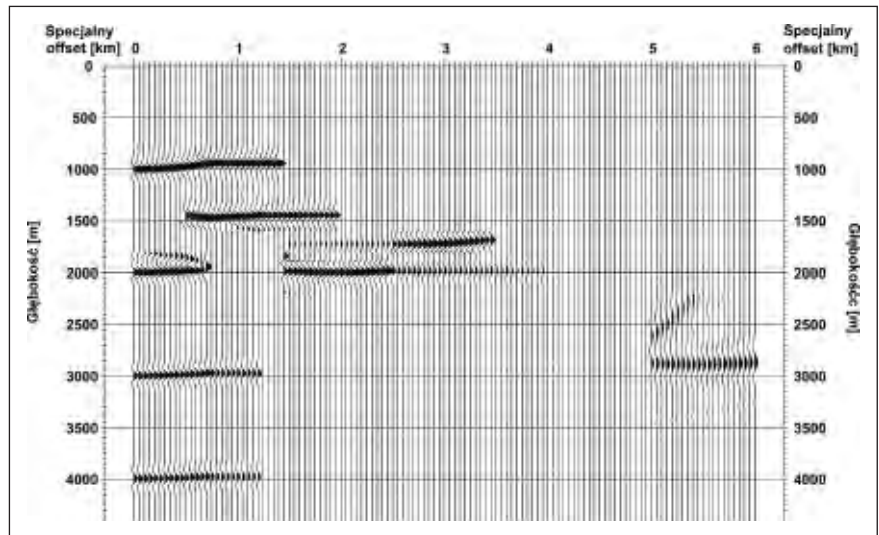
były wykonane dla modelu przy dokładnym określeniu parametrów ośrodka – zwłaszcza prędkości propagacji w kierunku pionowym.

Wprowadzanie poprawek do rezultatów migracji izotropowej może okazać się mało skutecznym sposobem dążenia do otrzymania poprawnych rezultatów.

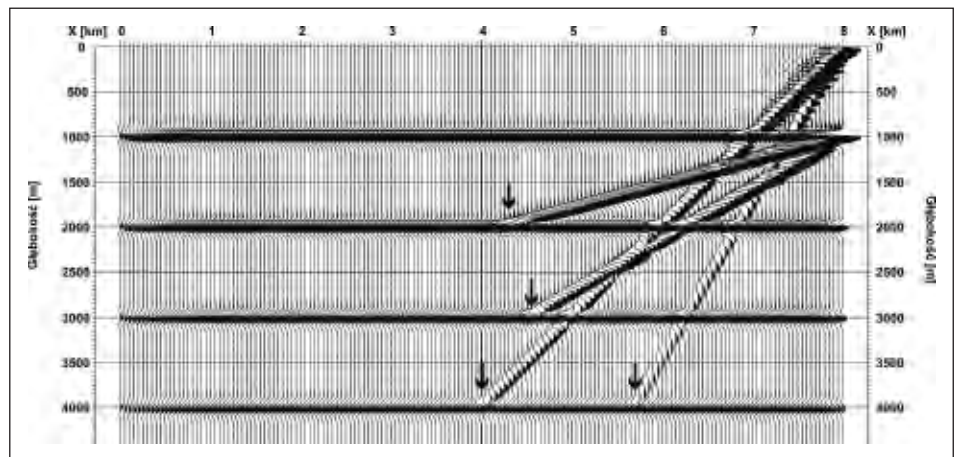
Metoda ma znamiona ręcznego sterowania wynikami, aby osiągnąć zamierzony efekt. Zastosowanie metody do słabo rozpoznanego ośrodka byłoby trudne, a otrzymane rezultaty byłyby obciążone dużym błędem.

Przedstawiona metoda może być jednak wykorzystana do określenia parametrów anizotropowych ośrodka, których poprawne zdefiniowanie ma istotny wpływ na efektywność algorytmu anizotropowej migracji.

Rys. 12. Rezultaty po migracji izotropowej, po wprowadzeniu poprawek na anizotropię ośrodka



Rys. 11. Panel wspólnego punktu obrazowania ($x = 6,25$ km) jako funkcja specjalnego offsetu – parametry anizotropii wersja B



Oszacowanie parametrów anizotropowych

Zakładając, że znana jest prędkość propagacji fali P w kierunku pionowym, można podjąć próbę oszacowania wartości parametrów anizotropowych na podstawie danych sejsmicznych.

Wykonano eksperyment dla trzech zestawów parametrów anizotropowych:

- wersja C: $\varepsilon = 0,1$; $\delta = -0,2$,
- wersja D: $\varepsilon = 0,05$; $\delta = -0,2$,
- wersja E: $\varepsilon = 0,05$; $\delta = 0,05$.

Dla wersji C, D, E wygenerowano mapy różnic czasowych, a następnie obliczono korekty do migracji izotropowej pojedynczych rekordów.

Korekty zostały zastosowane do rezultatów otrzymanych po migracji izotropowej, dla danych wygenerowanych przy parametrach ośrodka $\varepsilon = 0,1$; $\delta = -0,15$.

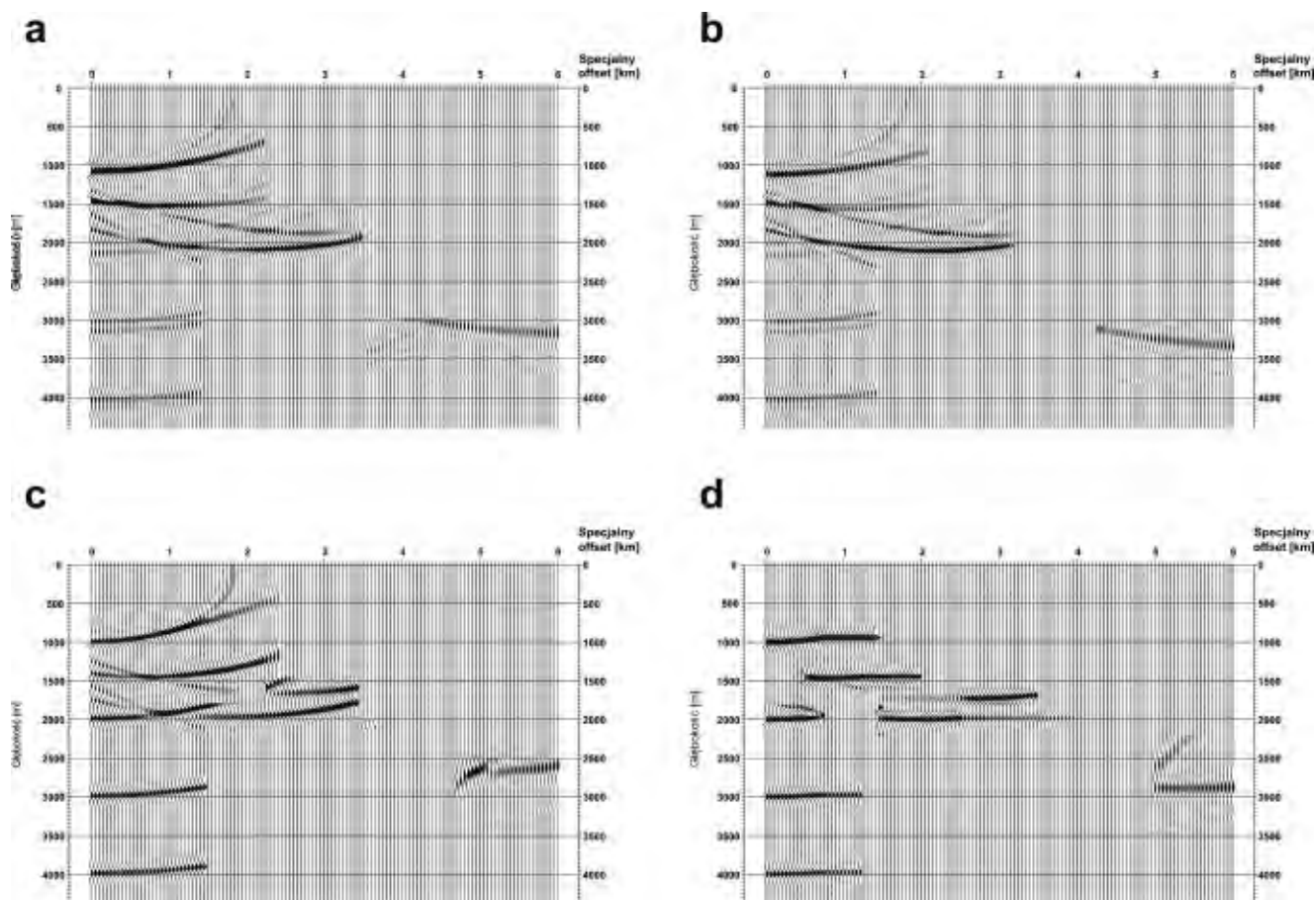
Na rysunkach odpowiednio 13a, 13b, 13c przedsta-

wiono, dla punktu obrazowania WPO o współrzędnej $x = 6,25$ km, panel dla wersji C, D, E parametrów anizotropowych.

Efekt najlepszego spłaszczenia horyzontów na panelach otrzymano dla poprawek przygotowanych dla poprawnych parametrów anizotropii (wersja B, rysunek 13d).

Analiza rezultatów otrzymanych po zastosowaniu poprawek wygenerowanych dla różnych zestawów parametrów anizotropowych do wyników migracji izotropowej pozwala określić optymalny zestaw parametrów ε i δ .

Ten sposób postępowania może być przydatny do określania parametrów anizotropii pod warunkiem, że znane są graniczne wartości, jakie wielkości te mogą przyjmować.



Rys. 13. Panel WPO ($x = 6,25$ km) jako funkcja specjalnego offsetu dla różnych parametrów anizotropii:
 a) $\varepsilon = 0,1$; $\delta = -0,2$; b) $\varepsilon = 0,05$; $\delta = -0,2$; c) $\varepsilon = 0,05$; $\delta = 0,05$; d) $\varepsilon = 0,1$; $\delta = -0,15$

Podsumowanie

W artykule przedstawiono efekty zastosowania migracji izotropowej typu prestack w ośrodku anizotropowym. Analizę rezultatów przeprowadzono na przykładzie modelowym dla różnych parametrów anizotropii. Podjęto próbę określenia korekty do rezultatów migracji izotropowej, w celu osiągnięcia dobrego odwzorowania ośrodka anizotropowego. Mimo otrzymania zachęcających wyników, nie rekomenduje się tej metody do stosowania do migracji w ośrodkach anizotropowych. Prezentowana metoda może być lepiej wykorzystana do wyznaczania parametrów ε i δ , które są potrzebne do efektywnego wykorzystania programów migracji anizotropowej.

Literatura

- [1] Alkhalifah T.: *Efficient synthetic seismogram generation in transversely isotropic, inhomogeneous media*. Geophysics 60, p. 1139-1150, 1995.
- [2] Alkhalifah T.: *Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media*. Geophysics, 62, p. 1839-1854.
- [3] Cohen, J.K., Stockwell Jr.J.W., CWP/SU: *Seismic Unix Release No. 38: a free postage for seismic search and processing*. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- [4] Isaac J., Lawton D.C.: *A practical method for estimating effective parameters of anisotropy from reflection*. Geophysics, 69, 681, 689.
- [5] Kostecki A., Półchłopek A.: *Migracja sejsmiczna przed sumowaniem pola falowego w ośrodku o lateralnych niejednorodnościach*. Prace IGNiG nr 94, 1998.

- [6] Reshef M., Rorh M.: *VTI anisotropic corrections and effective parameter estimation after isotropic prestack depth migration*. Geophysics, 71, D35-D43.
- [7] Thomsen L.: *Weak elastic anisotropy*. Geophysics 51, p. 1954-1966, 1986.

Recenzent: prof. dr hab. inż. Andrzej Kostecki



Dr Anna Półchłopek – matematyk, absolwentka UJ, doktor nauk technicznych AGH. Od 1977 r. zatrudniona w INiG. Specjalizuje się w rozwiązywaniu zagadnień z zakresu migracji i modelowania sejsmicznego. Współautorka wielu prac z zakresu geofizyki poszukiwawczej dla potrzeb przemysłu oraz publikacji w branżowych czasopiśmiech – krajowych i zagranicznych.

INSTYTUT NAFTY I GAZU

ZAKŁAD SEJSMIKI
Kierownik: Anna Półchłopek
 31-855 Kraków, ul. Bagrowa 1 tel.: +48 012 653 25 12 wew. 155

OFERUJEMY:

- Interpretacje strukturalne i litologiczno-facjalne zdjęć sejsmicznych 2D i 3D
- Konstrukcje modeli prędkościowo-głębokościowych na podstawie analizy danych sejsmicznych
- Migrację sejsmiczną MGF-K w wersji stack i prestack w dziedzinie czasu i głębokości dla fal PP i PS
- Wielokładnikową sejsmikę powierzchniową i otworową (PPS-3C)
- Zastosowanie metod geostatystycznych do budowy statycznych i dynamicznych modeli złóż węglowodorów
- Zastosowanie sejsmiki do monitorowania parametrów fizycznych złoża w czasie jego eksploatacji (sejsmika 4D)

INSTYTUT NAFTY I GAZU
 ul. Lubicz 25 A, 31-503 Kraków
 tel.: +48 12 421 00 33 fax: +48 12 430 38 85
 www.inig.pl office@inig.pl

REGON 141927777, NIP 525-000-0277