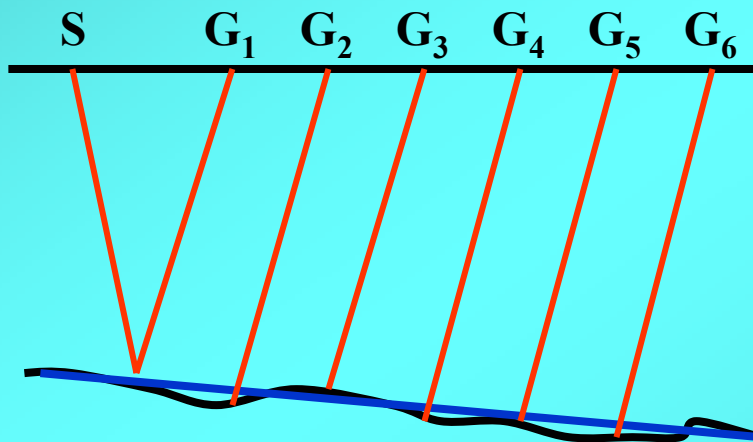


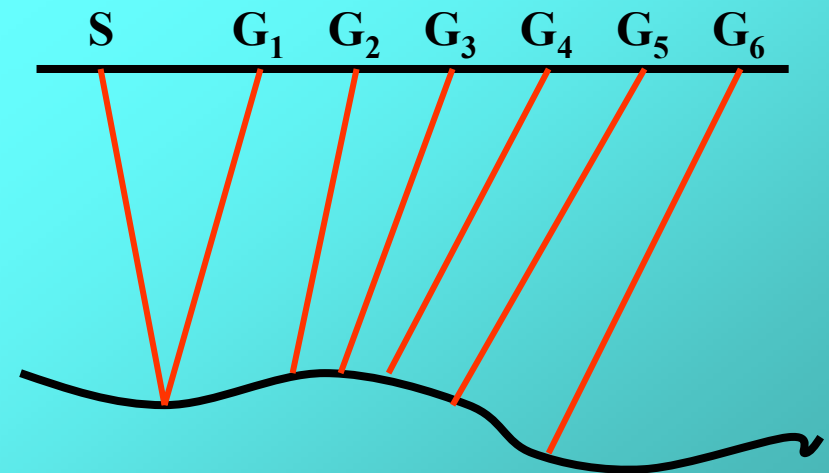
## Metody wyznaczania niepłaskich granic refrakcyjnych

W przypadku, gdy rzeczywista granica refrakcyjna nie jest płaska, **przybliżenie płaskiej granicy** może być stosowane tylko gdy **amplituda odchyłeń od uśrednionej płaszczyzny jest mała w porównaniu z głębokością zalegania**. W innych przypadkach musimy zmodyfikować metody interpretacji, aby uzyskać dokładny obraz granicy

przybliżenie płaskiej granicy



tak



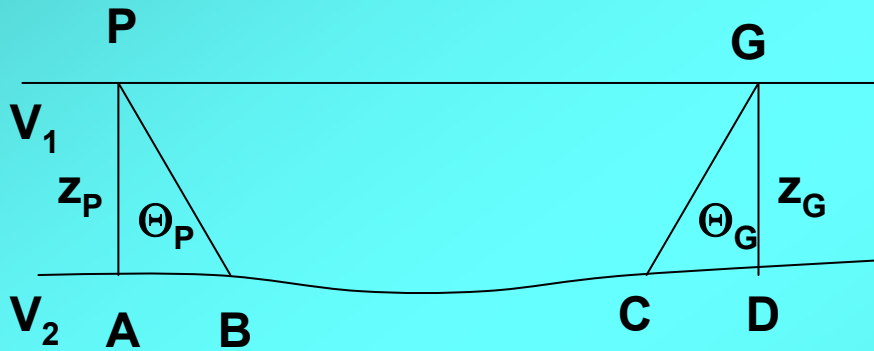
nie

## I. Metoda czasów opóźnień $t_0$ (metoda +/-)

Metodę czasów opóźnień można stosować gdy styczne do granicy mają kąty nachylenia niewiększe od  $10^\circ$ , gdyż wówczas można przyjąć, że długość odcinka wzdłuż granicy jest w przybliżeniu równa długości jego rzutu na powierzchni terenu.

Hodograf fali refrakcyjnej ma postać:

$$t = \frac{x}{V} + t_0$$



Skąd bierze się opóźnienie  $t_0$  ?

Czas  $t_0$  związany jest z tym, że część drogi fala przebywa w warstwie górnej z prędkością  $V_1$ . Czas  $t_0$  jest sumą dwóch czasów opóźnień powstających na dwóch końcach profilu.

$$a_P = t_{PB} - t_{AB} = \frac{PB}{V_1} - \frac{AB}{V_2} = \frac{Z_P}{\cos \theta_P} \cdot \frac{1}{V_2 \sin \theta_P} - \frac{Z_P \operatorname{tg} \theta_P}{V_2}$$

$$t_0 = a_P + a_G$$

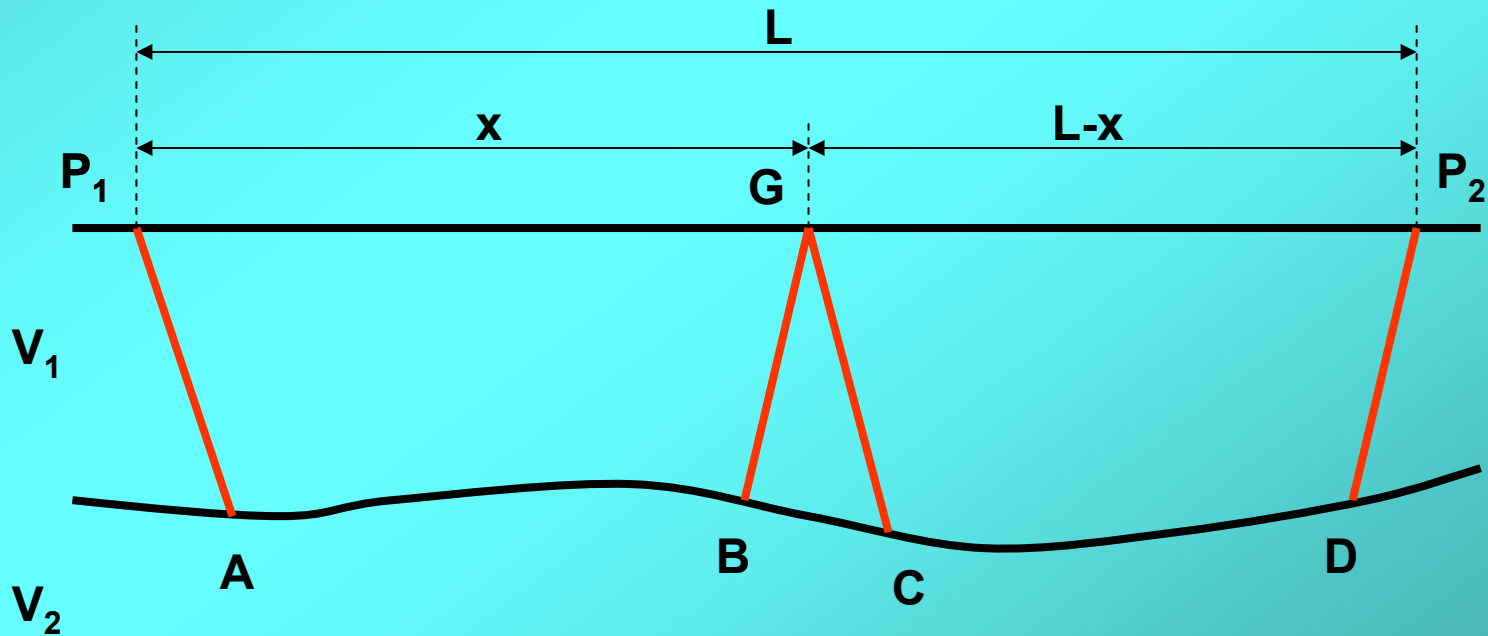
$$a_G = t_{GC} - t_{DC} = \frac{GC}{V_1} - \frac{DC}{V_2} = \frac{Z_G}{\cos \theta_G} \cdot \frac{1}{V_2 \sin \theta_G} - \frac{Z_G \operatorname{tg} \theta_G}{V_2}$$

$$\frac{1}{\sin \theta \cos \theta} - \frac{\sin \theta}{\cos \theta} = \frac{1 - \sin^2 \theta}{\sin \theta \cos \theta} = \frac{\cos^2 \theta}{\sin \theta \cos \theta} = \text{ctg} \theta$$

$$a = \frac{Z}{V_2} \text{ctg} \theta \qquad \text{ctg} \theta = \frac{\sqrt{1 - \sin^2 \theta}}{\sin \theta} = \frac{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1}$$

$$a_p = \frac{Z_p \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$

$$a_G = \frac{Z_G \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2}$$



## Punkty wzbudzenia $P_1$ i $P_2$ na końcach rozstawu geofonów

Czas przejścia fali z  $P_1$  do  $P_2$  (czas wiązania):

$$T_W = \frac{L}{V_2} + a_{P_1} + a_{P_2} \quad (1)$$

Czas przejścia fali z  $P_1$  do G:

$$t_{P_1G} = \frac{x}{V_2} + a_{P_1} + a_G \quad (2)$$

Czas przejścia fali z  $P_2$  do G:

$$t_{P_2G} = \frac{L-x}{V_2} + a_{P_2} + a_G \quad (3)$$

$$\boxed{2} + \boxed{3} - \boxed{1} \quad \Rightarrow$$

$$t_{P_1G} + t_{P_2G} - T_W = 2a_G$$
$$a_G = \frac{1}{2}(-T_W + t_{P_1G} + t_{P_2G}) = \frac{1}{2}t_0$$

Wartości  $2a_G$  wyznaczone dla  $x \in \langle 0, L \rangle$  nazywamy linią  $t_0$ .

Głębokość granicy pod punktem G  
wliczamy na podstawie wartości  $t_0$ :

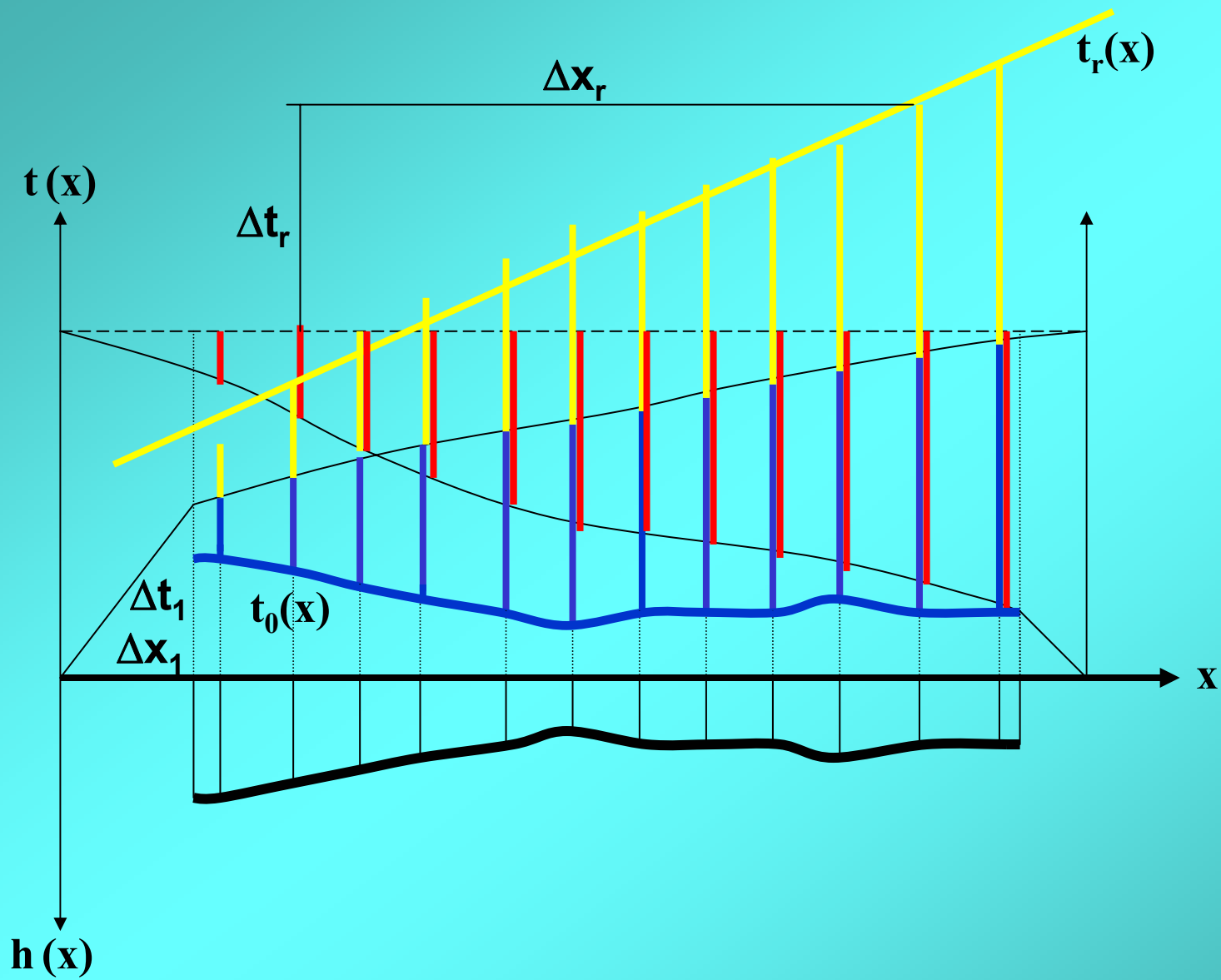
$$Z_G = a_G \cdot \frac{V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} = t_0 \frac{V_1 \cdot V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

Prędkość  $V_1$  wyznaczamy z odcinka hodografu fali bezpośredniej.  
 $V_2$  wyznaczamy z nachylenia hodografu różnicowego

$$\boxed{1} + \boxed{2} - \boxed{3} \Rightarrow \boxed{t_r = T_W + (t_{P1G} - t_{P2G}) = \frac{2x}{V_2} + 2a_{P1}}$$
$$\boxed{\frac{dt_r}{dx} = \frac{2}{V_2}}$$

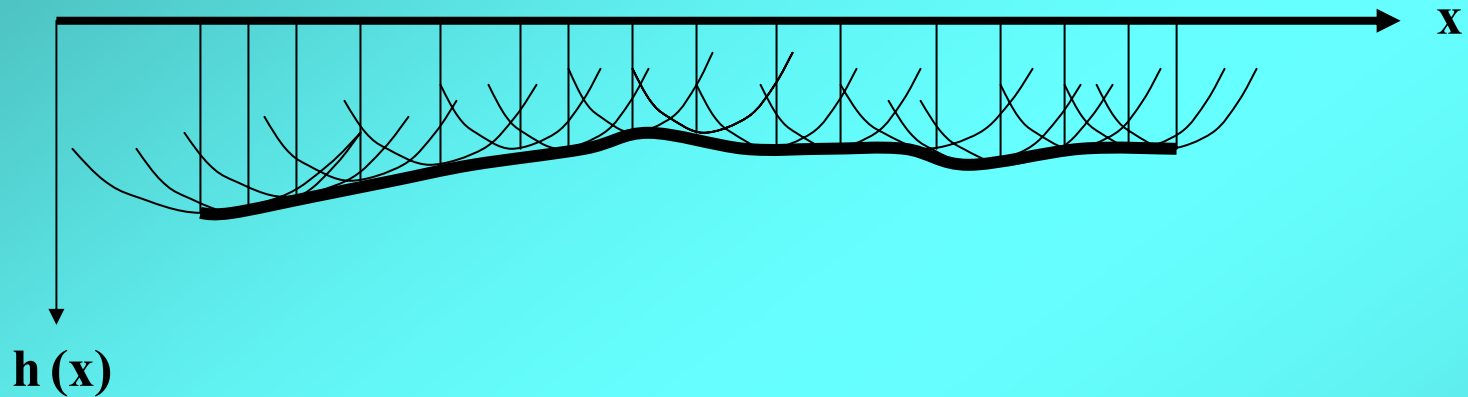
Poziome zróżnicowanie prędkości  $V_2$  będzie przejawiało się odchyleniem od liniowej funkcji  $t_r(x)$ .

Interpretację metodą +/- można przeprowadzić graficznie mając wykreślone hodografy fal biegnących w obu kierunkach ( $H_1$  i  $H_2$ ).



Graficzna interpretacja hodografów metodą +/-

## Zasada graficznego wyznaczania położenia granicy refrakcyjnej



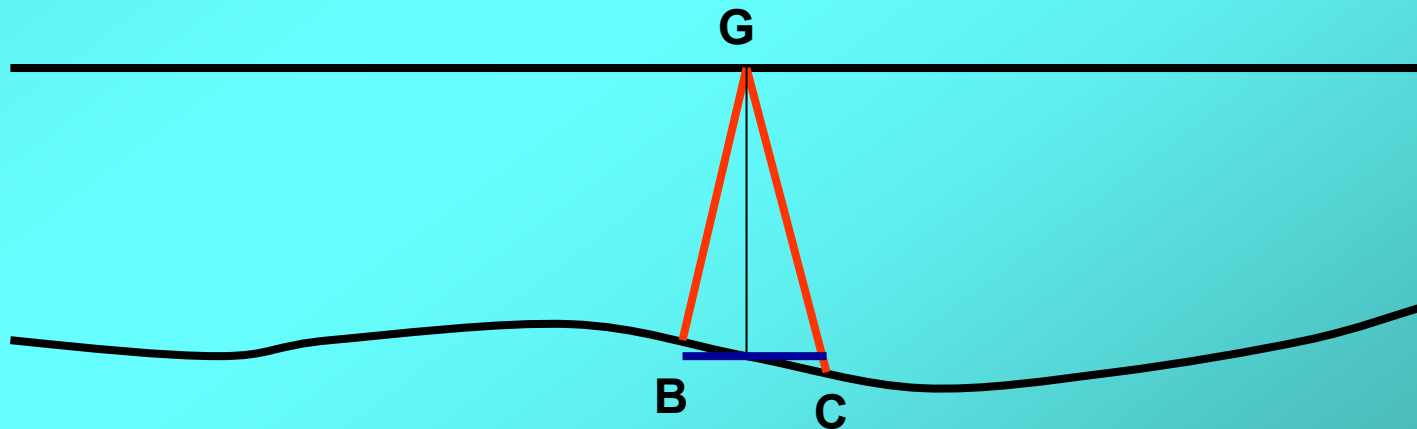
w dół od osi  $X$  ustalamy skalę głębokości biorąc za jednostkę głębokości:

$$h_{jedn.} [m] = \frac{V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \cdot 1s$$

odmierzając cyrklem odcinek pomiędzy osią  $X$  a linią  $t_0$  zakreślamy łuk poniżej osi  $X$ .

Obwiednia łuków wykreślonych dla różnych wartości  $X$  wyznacza przebieg granicy refrakcyjnej.

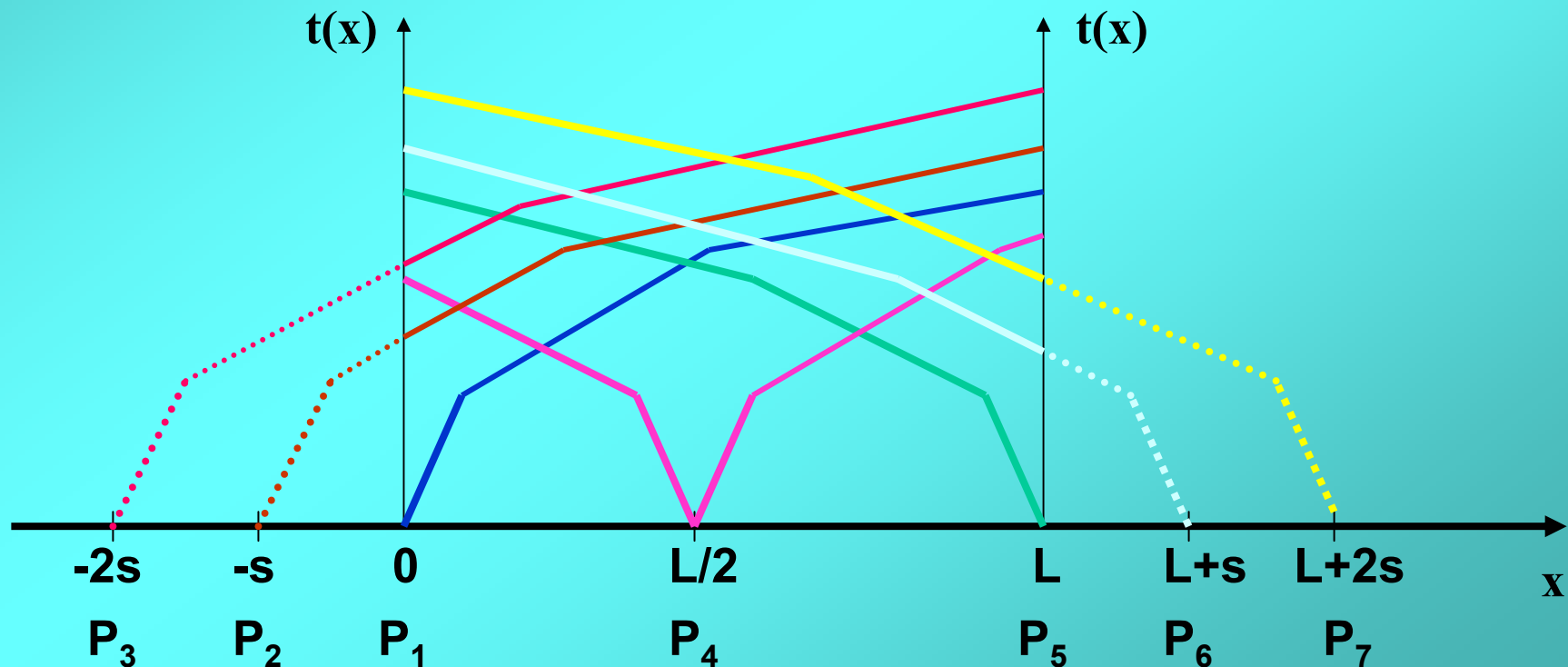
Metoda  $\pm$  daje obraz granicy na odcinku pomiędzy punktami  $X_{cross}^{(1)}$  i  $X_{cross}^{(2)}$ . Powoduje ona jednak wygładzenie mniejszych nierówności granicy, gdyż punktowi G przypisywana jest głębokość granicy uśredniona na odcinku  $BC$  tak jakby na tym odcinku granica była pozioma. Nie może być stosowana do układów z więcej niż jedną granicą refrakcyjną.



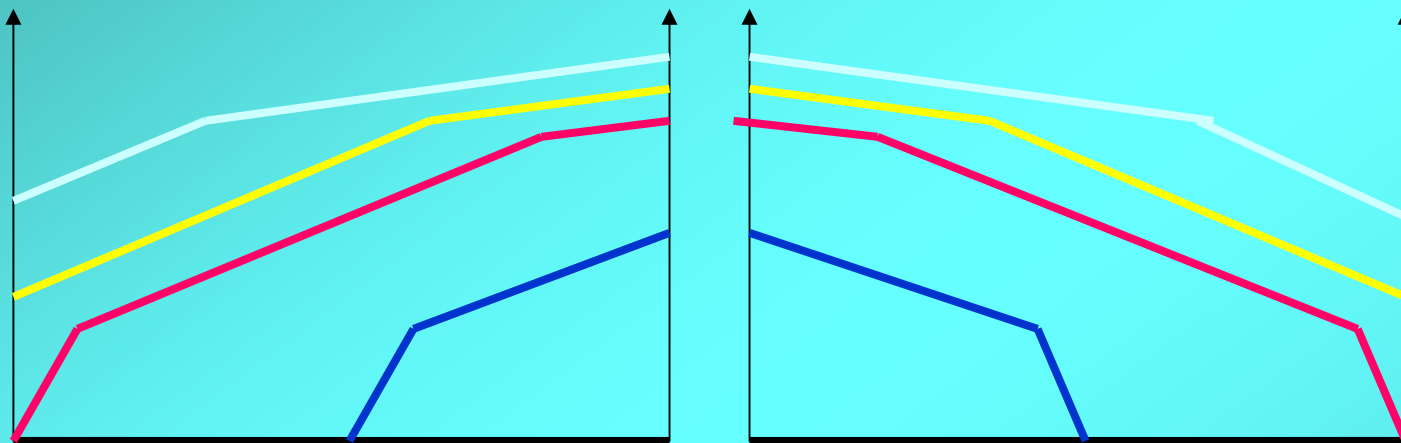


## II. Uogólniona metoda czasów opóźnień (metoda GRM)

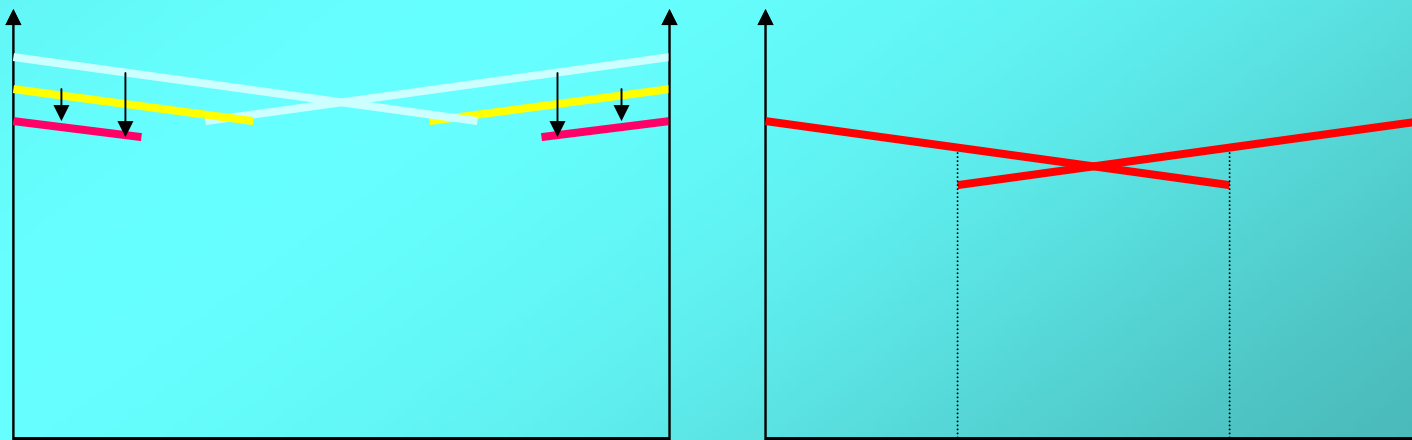
Metoda GRM (General Reciprocal Method) jest techniką interpretacyjną refrakcyjnych profilowań sejsmicznych metodą hodografów zbieżnych. Stanowi ona uogólnienie metody czasów opóźnień. Dla uzyskania odpowiedniego zestawu danych do wyznaczenia przebiegu niepłaskich granic refrakcyjnych dokonuje się wzbudzenia fali nie tylko na obu końcach rozstawu geofonów ale także w pewnej od nich odległości (tzw. wzbudzenia ofsetowe) oraz w środku rozstawu.



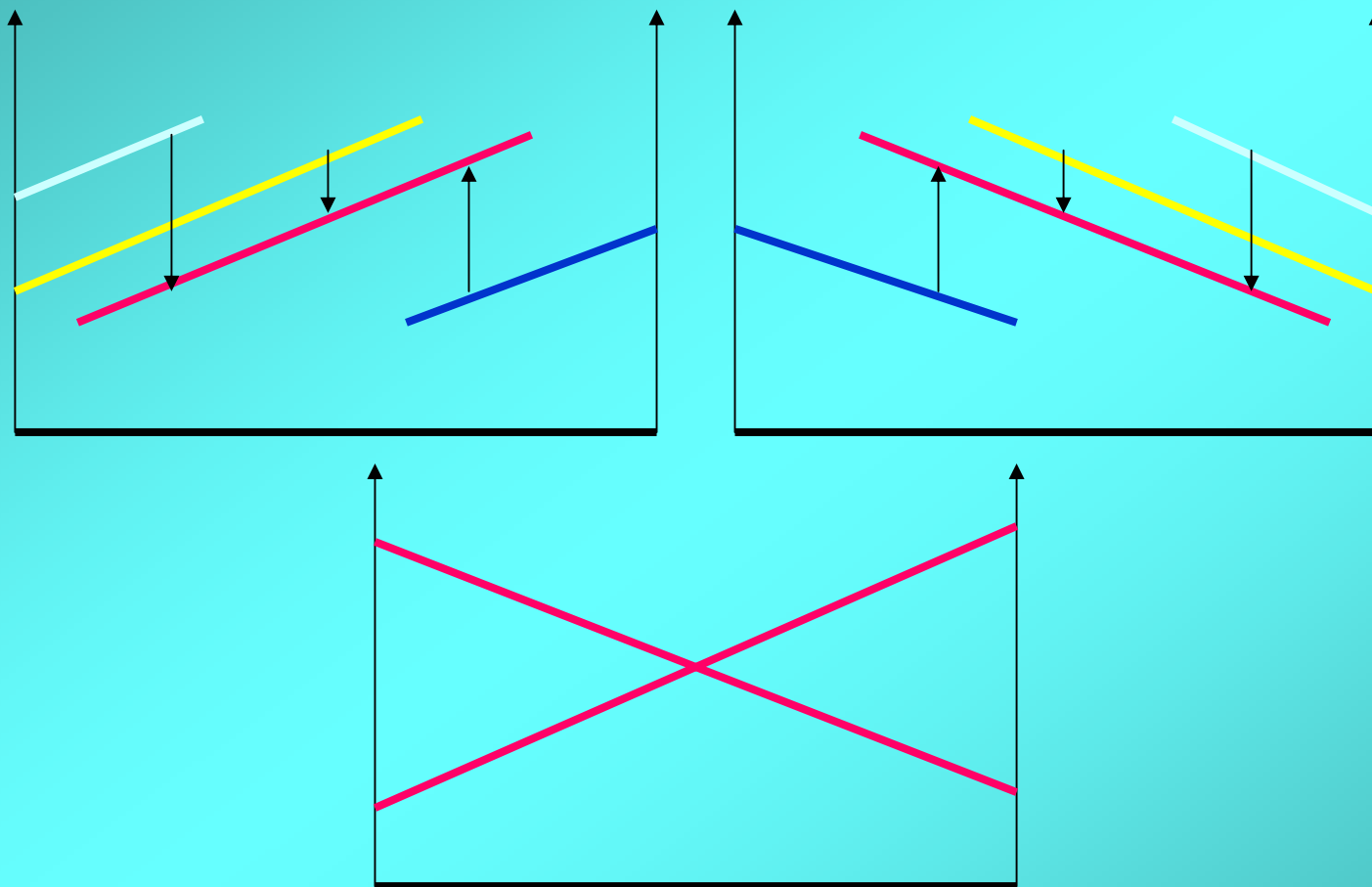
## Tworzenie hodografów zbieżnych fal ugiętych na kolejnych granicach (fantoming)



## Hodografy zbieżne fal ugiętych na drugiej granicy



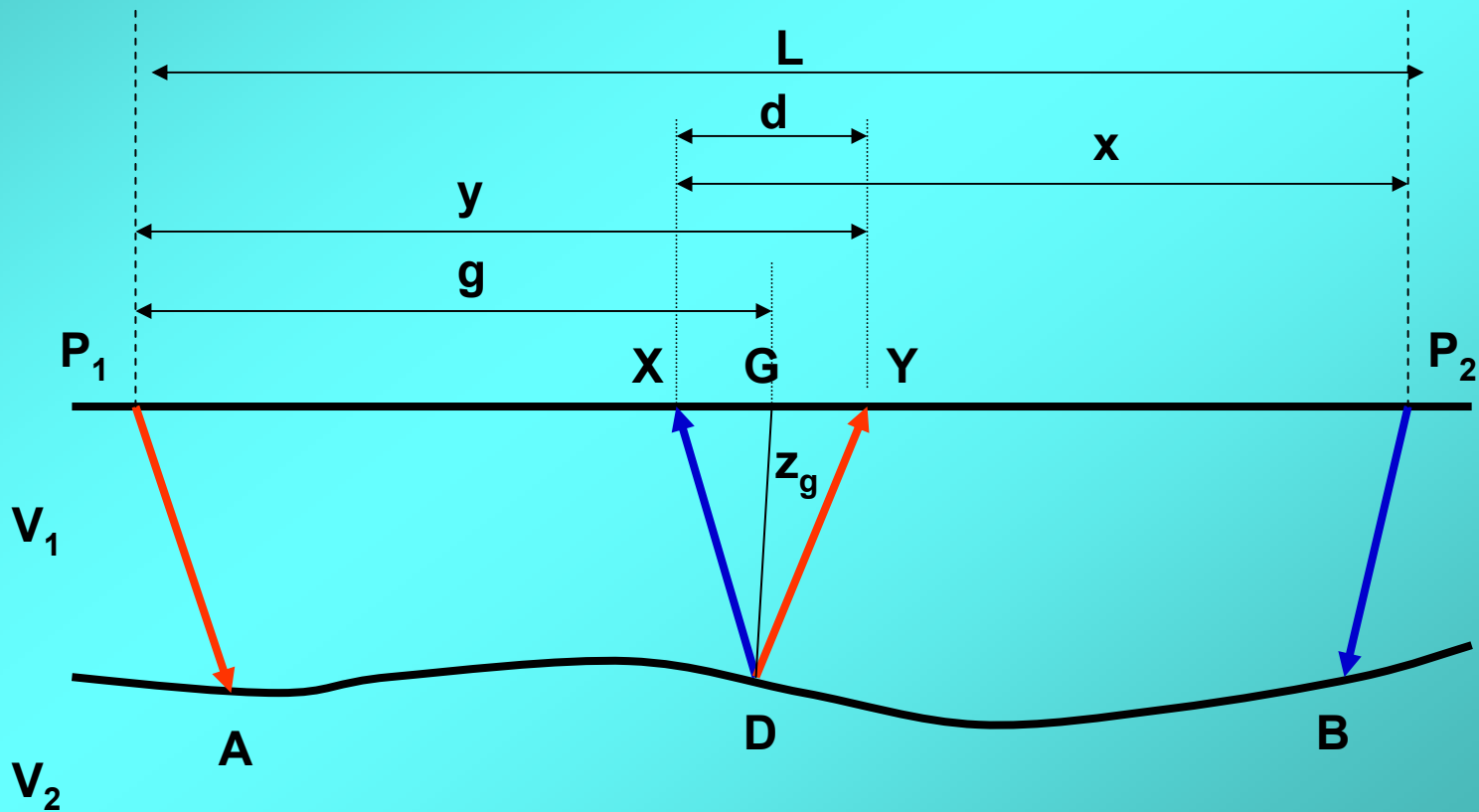
## Hodograpy zbieżne fal ugiętych na pierwszej granicy



fantomingu dokonujemy zawsze względem hodografów fal wzbudzonych na końcach rozstawu geofonów

$$L = x + y - d$$

$$g = y - d/2$$



Czasy opóźnień obliczamy podobnie jak w metodzie  $t_0$

$$a_{P_1} = \frac{z_{P_1} \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

$$a_{P_2} = \frac{z_{P_2} \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

$$a_y = \frac{z_y \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

$$a_x = \frac{z_x \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

i układamy równania czasów dojścia fali

$$T_W = \frac{L}{v_2} + a_{P_1} + a_{P_2}$$

1

$$t_{P_1 Y} = \frac{y}{v_2} + a_{P_1} + a_y$$

2

$$t_{P_2 X} = \frac{x}{v_2} + a_{P_2} + a_x$$

3

## Analiza prędkości fal w warstwie refraktora

Funkcja analizy prędkości – odpowiednik hodografu różnicowego

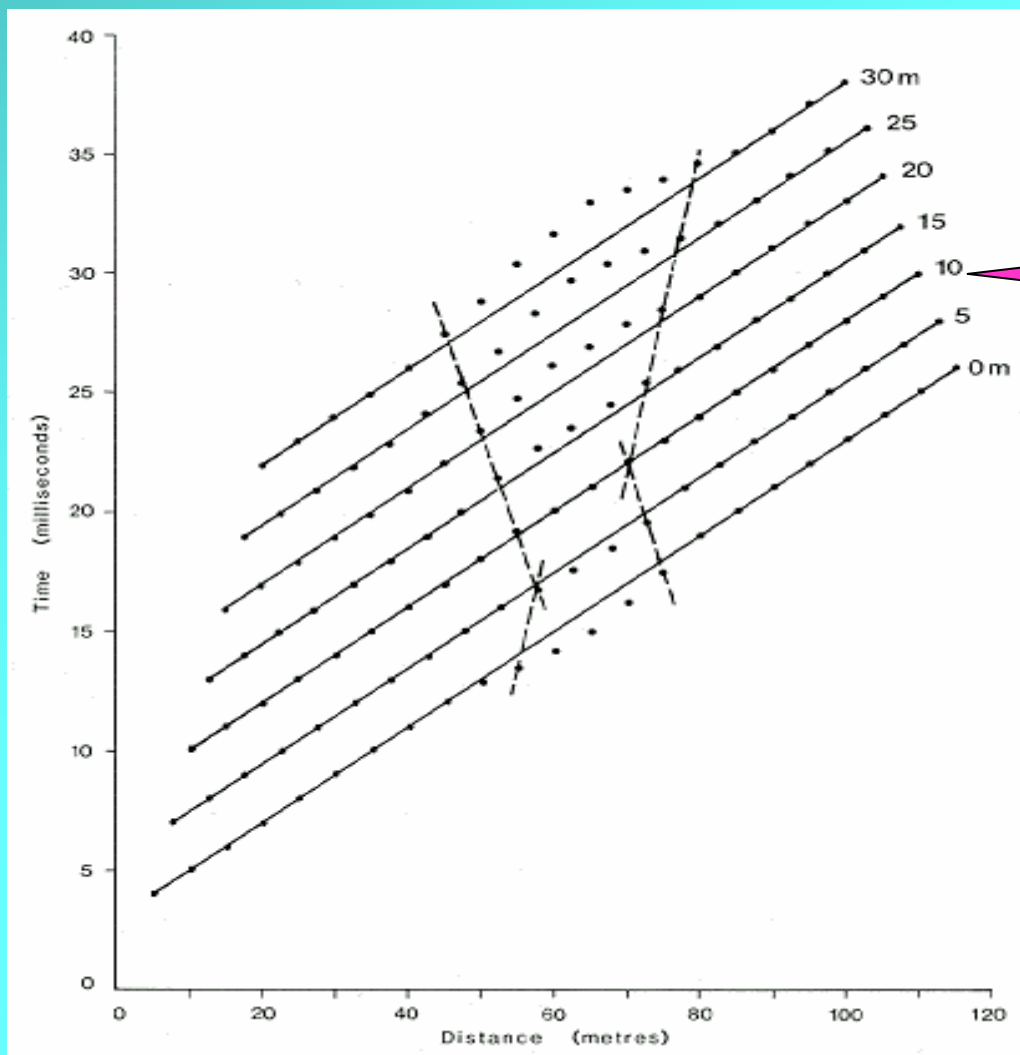
$$\boxed{2} - \boxed{3} + \boxed{1} \longrightarrow t_v = \frac{1}{2} (t_{P_1Y} - t_{P_2X} + T_W)$$

$$\begin{aligned} t_{P_1Y} - t_{P_2X} + T_W &= \frac{y-x}{v_2} + a_{P_1} - a_{P_2} + a_y - a_x + \frac{L}{v_2} + a_{P_1} + a_{P_2} = \\ &= \frac{y-x}{v_2} + \frac{y+x-d}{v_2} + 2a_{P_1} + a_y - a_x = \frac{2y-d}{v_2} + 2a_{P_1} = \\ &= 2 \left( \frac{y-\frac{d}{2}}{v_2} + a_{P_1} \right) = 2 \left( \frac{g}{v_2} + \frac{z_{P_1} \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \right) \end{aligned}$$

$$t_v = \frac{g}{v_2} + \frac{z_{P_1} \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

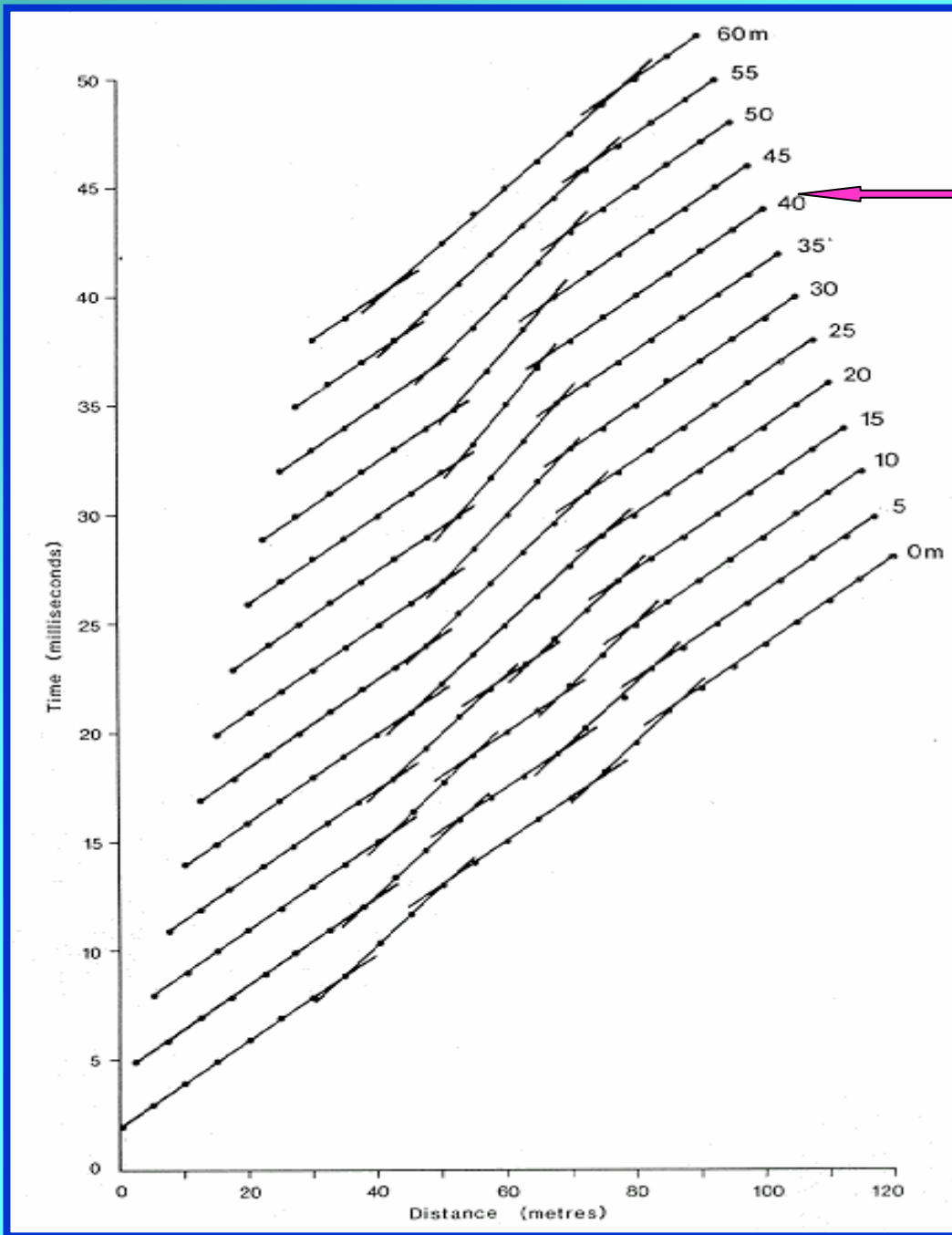
$$\frac{dt_v}{dg} = \frac{1}{v_2}$$

Ponieważ z danych sejsmicznych nie możemy określić długości „d” wyznaczamy całą rodzinę funkcji  $t_v(y,d)$  dla różnych d.  $V_2$  wyliczamy z nachylenia funkcji wykazującej najmniejsze poziome zróżnicowanie prędkości (najbardziej zbliżonej do linii prostej).



Optymalne  
XY

the Seismic  
Exploration -  
REFRACTION  
SEISMICS:  
figure 8-2



**Optymalne  
XY**

the Seismic  
Exploration -  
REFRACTION  
SEISMICS:  
figure 8-3



## Wyznaczanie położenia granicy refrakcyjnej

Uogólniona linia  $t_0$

$$2 + 3 - 1 \longrightarrow t_0 = \frac{1}{2} (t_{P_1Y} + t_{P_2X} - T_W)$$

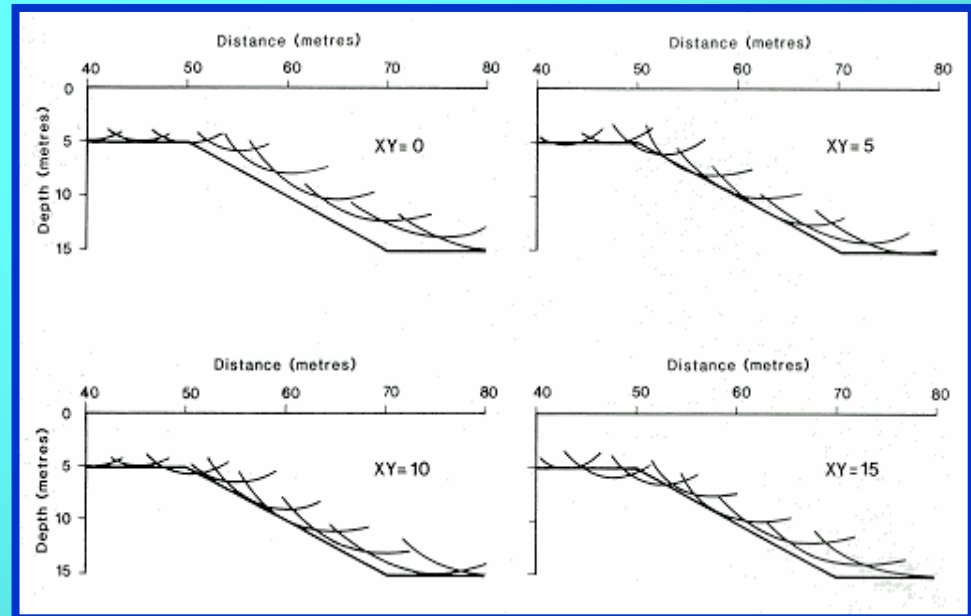
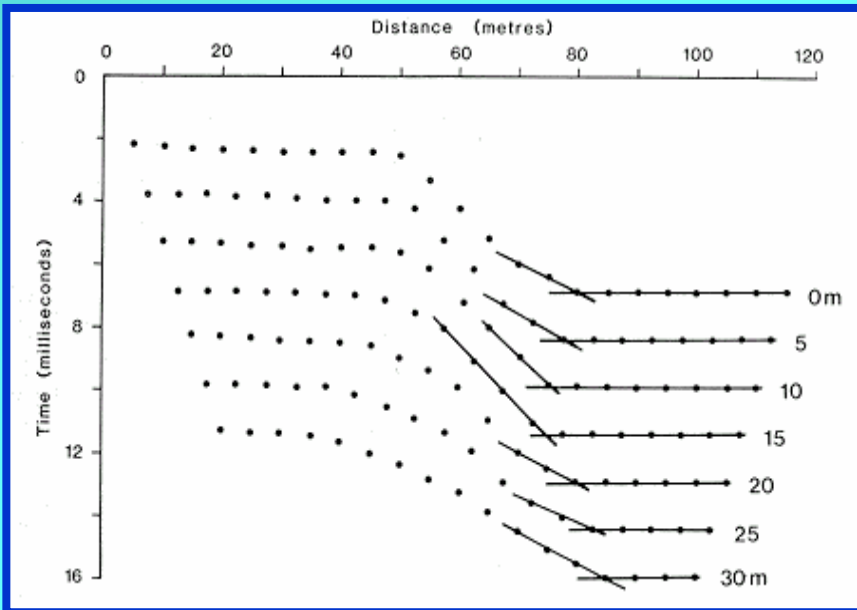
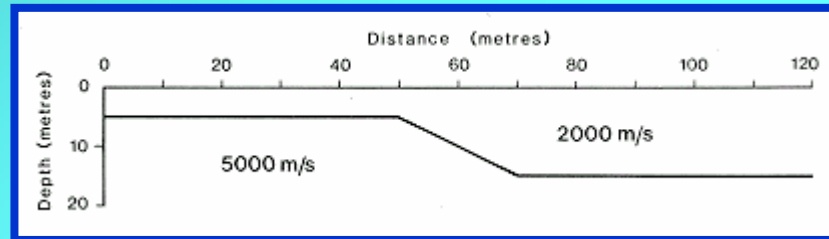
$$\begin{aligned} t_{P_1Y} + t_{P_2X} - T_W &= \frac{y+x}{v_2} + a_{P_1} + a_{P_2} + a_y - a_x - \frac{L}{v_2} - a_{P_1} - a_{P_2} = \\ &= \frac{y+x-L}{v_2} + a_y + a_x = \frac{d}{v_2} + a_y + a_x = \frac{d}{v_2} + (z_x + z_y) \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} = \\ &= 2 \left( \frac{d}{2v_2} + \frac{z_x + z_y}{2} \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \right) = 2 \left( \frac{d}{2v_2} + \frac{z_g \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \right) \end{aligned}$$

$$t_0 = \frac{d}{2v_2} + \frac{z_g \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

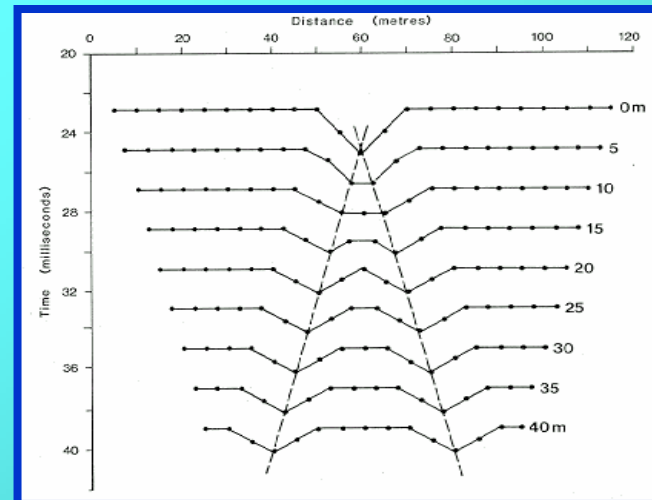
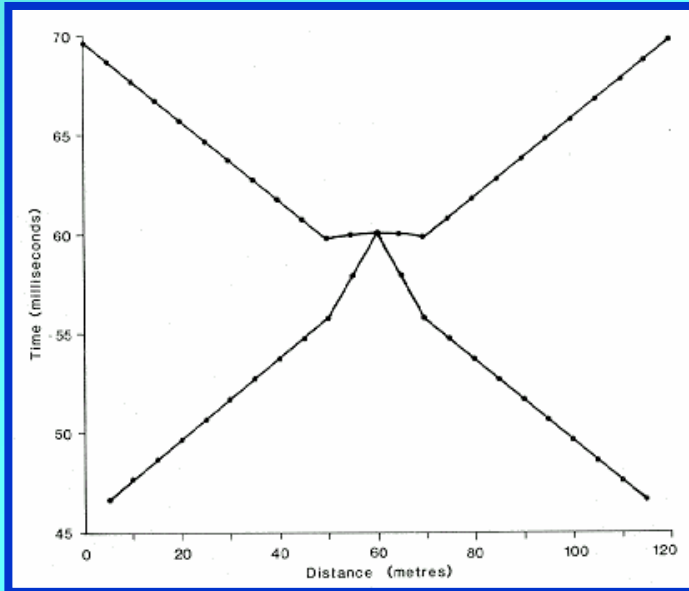
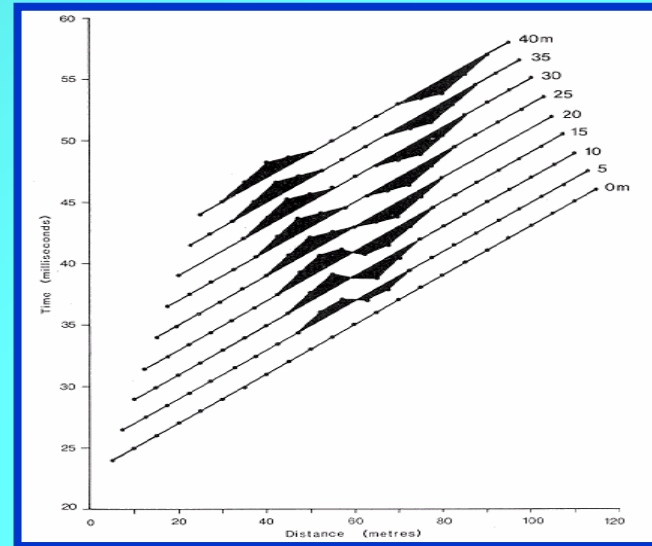
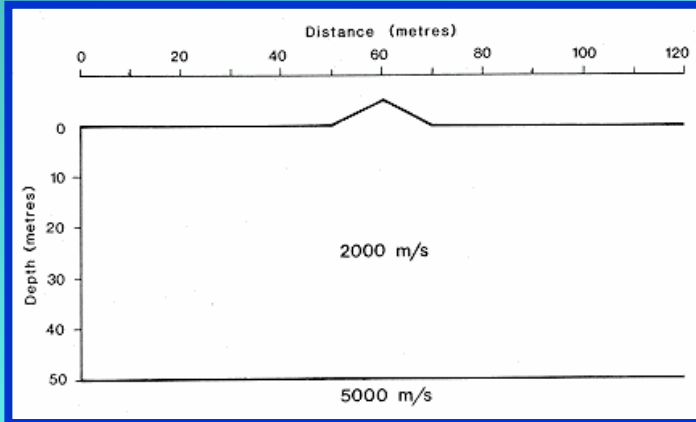
$$z_g = \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \left( t_0 - \frac{d}{2v_2} \right)$$

# Migracja sejsmiczna

Przebieg granicy wyznaczamy na podstawie funkcji  $t_0$ . Ponieważ  $t_0$  zależy od odległości XY więc wykreśla się przekroje głębokościowe dla różnych wartości „d”. Proces ten nazywany jest **migracją sejsmiczną**

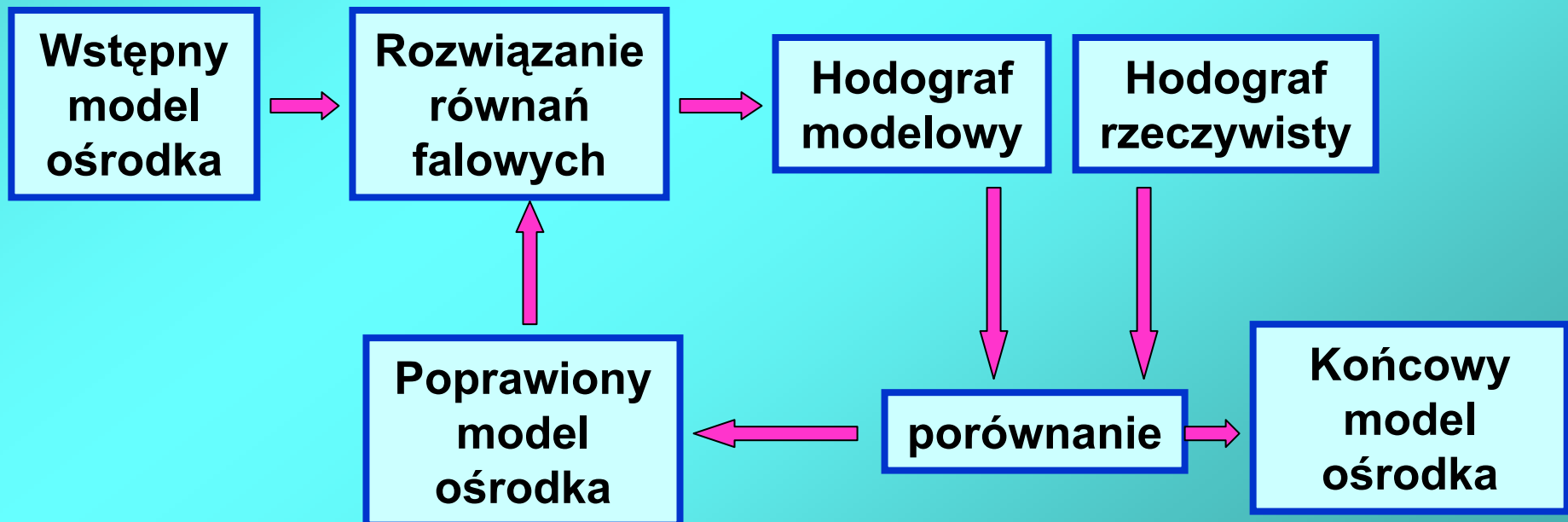


**W metodzie GRM bardzo ważne jest dokładne określenie morfologii powierzchni terenu, gdyż nierówności terenu odzwierciedlają się na przekroju głębokościowym jako inwersyjne nierówności granicy.**



### III. Metoda promieni falowych

Do interpretacji tą metodą wykorzystuje się komputery. Polega ona na przyjęciu wstępnego modelu ośrodka z założonymi głębokościami granic i prędkościami fal i na tej podstawie wyliczeniu czasów propagacji fal dla różnych promieni falowych uzyskując hodograf modelowy. Metodą kolejnych przybliżeń modyfikuje się parametry modelu aż do uzyskania zadowalającej zgodności hodografów modelowych z hodografami eksperymentalnymi.

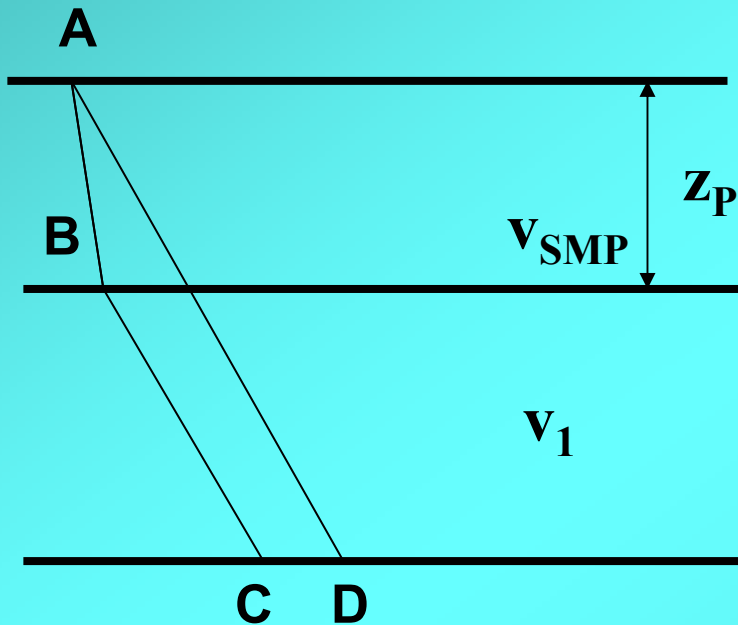


# *Metody udokładniania pomiarów refrakcyjnych*

## Poprawka na strefę małych prędkości

W przypadku prowadzenia głębokich sondowań sejsmicznych wzdłuż długich profili obserwuje się duży, zakłócający pomiar wpływ poziomego zróżnicowania prędkości w przypowierzchniowej strefie w której zachodzą procesy wietrzenia (strefa zwietrzliny). Miąższość zwietrzliny jest mała, a prędkość fali w niej porównywalna z prędkością dźwięku w powietrzu, dlatego nazywamy ją też **strefą małych prędkości (SMP)**.

Poprawka korekcyjna jest stosowana w celu zastąpienia warstwy zwierzeli w której prędkość fali wynosi  $V_{SMP}$  przez warstwę o prędkości  $V_1$  równej prędkości w warstwie leżącej bezpośrednio pod strefą zwierzeli, co równoważne jest zastąpieniu drogi fali ABCD drogą wzdłuż promienia AD przebywaną z prędkością  $V_1$ .



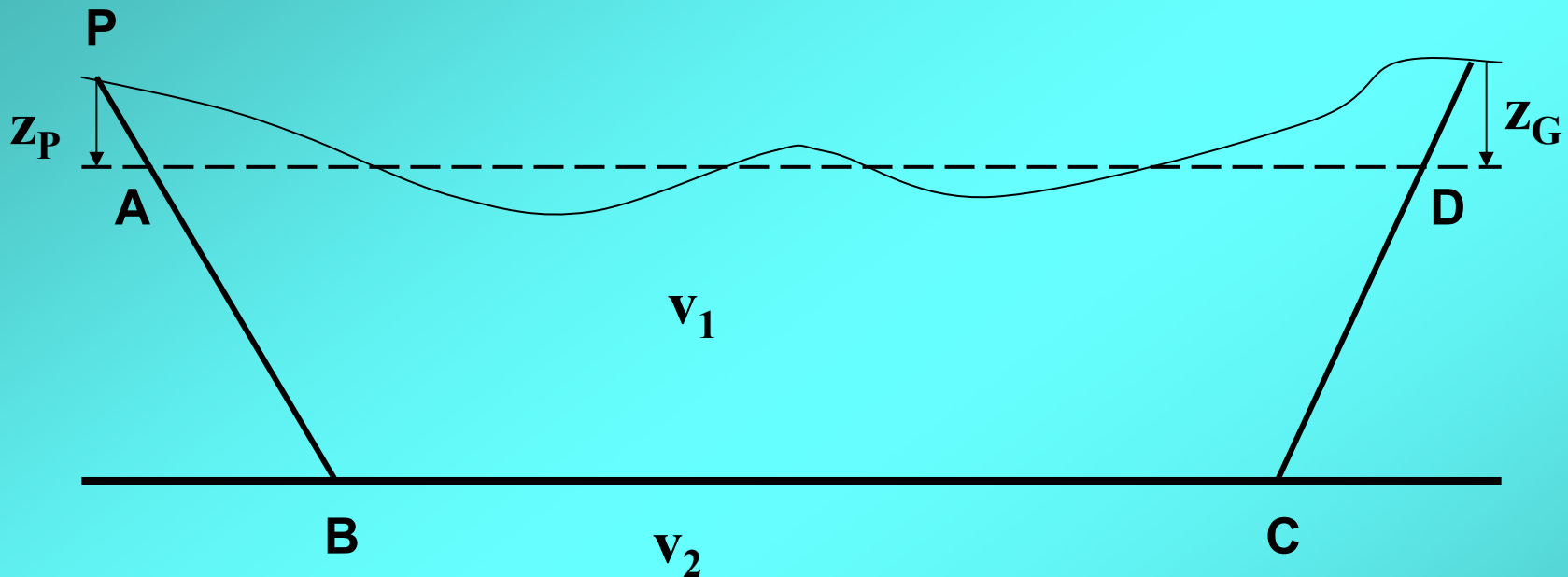
Dla fali załamanej krytycznie na granicy n-tej warstwy poprawka  $\Delta t_{SMP}$  jest liczona ze wzoru:

$$\Delta t_{SMP} = -(Z_P + Z_G) \left\{ \frac{\sqrt{V_n^2 - V_1^2}}{V_1 V_n} - \frac{\sqrt{V_n^2 - V_{SMP}^2}}{V_{SMP} V_n} \right\}$$

$Z_P$  i  $Z_G$  są miąższościami strefy małych prędkości w pobliżu punktu wzbudzenia i punktu odbioru, a  $V_n$  – prędkością fali w n-tej warstwie.

**Poprawka ma znak ujemny, więc zmniejsza czasy pierwszych wejść .**

# Poprawka na różnicę poziomów punktu wzbudzenia i geofonu



Dla fali załamanej krytycznie na granicy n-tej warstwy poprawka  $\Delta t_{\text{wys}}$  jest liczona ze wzoru:

$$\Delta t_{\text{wys}} = -(Z_P + Z_G) \frac{\sqrt{V_n^2 - V_1^2}}{V_1 V_n}$$

$Z_P$  i  $Z_G$  są wysokościami punktu wzbudzenia i geofonu nad poziomem odniesienia, a  $V_n$  – prędkością fali w n-tej warstwie.

**Znak poprawki zależy od tego czy punkty P oraz G znajdują się powyżej czy poniżej poziomu odniesienia.**

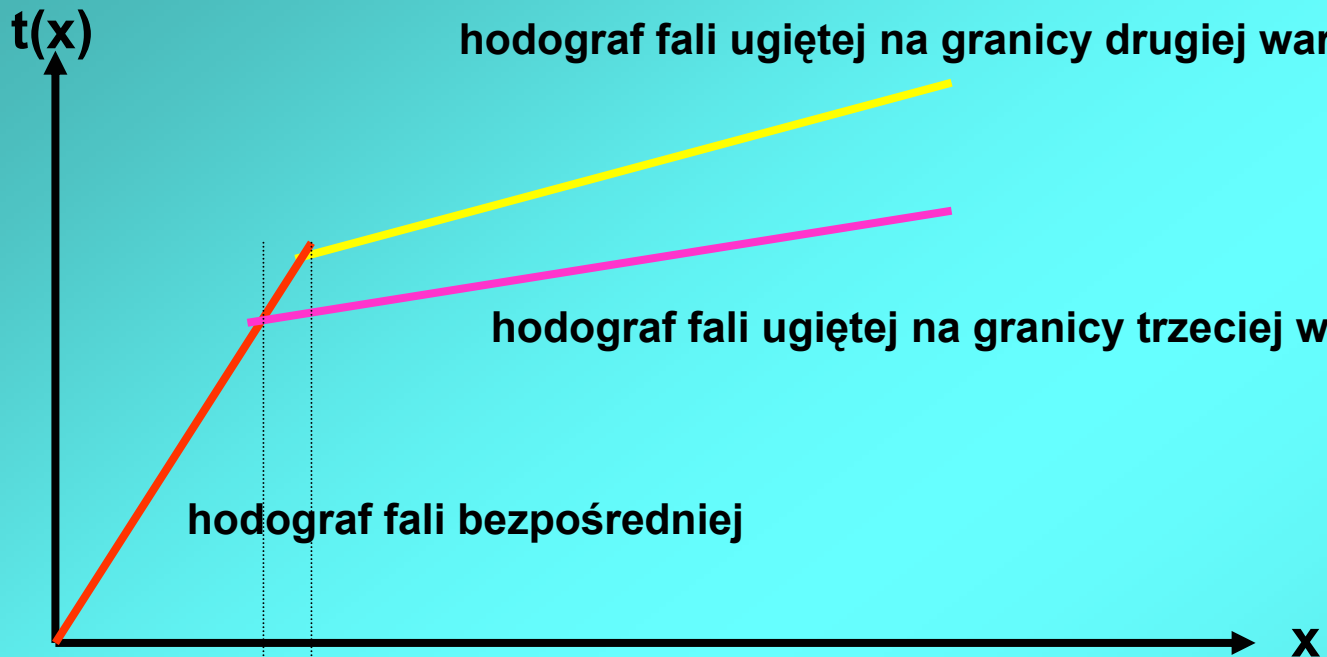
## Niektóre problemy związane z badaniami refrakcyjnymi

### 1. Warstwy ukryte

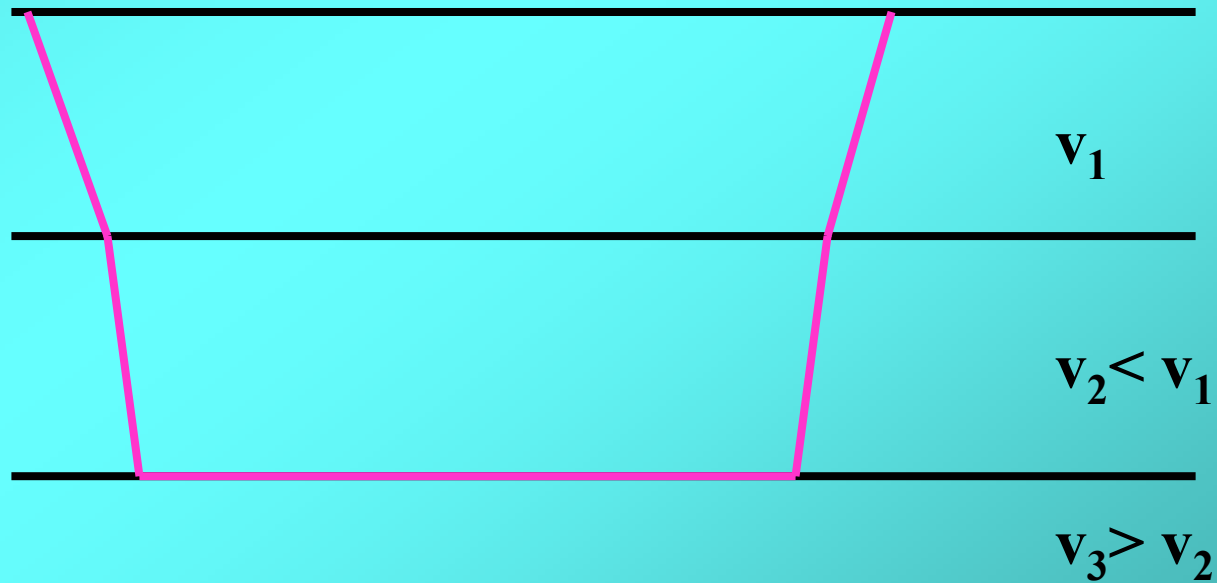
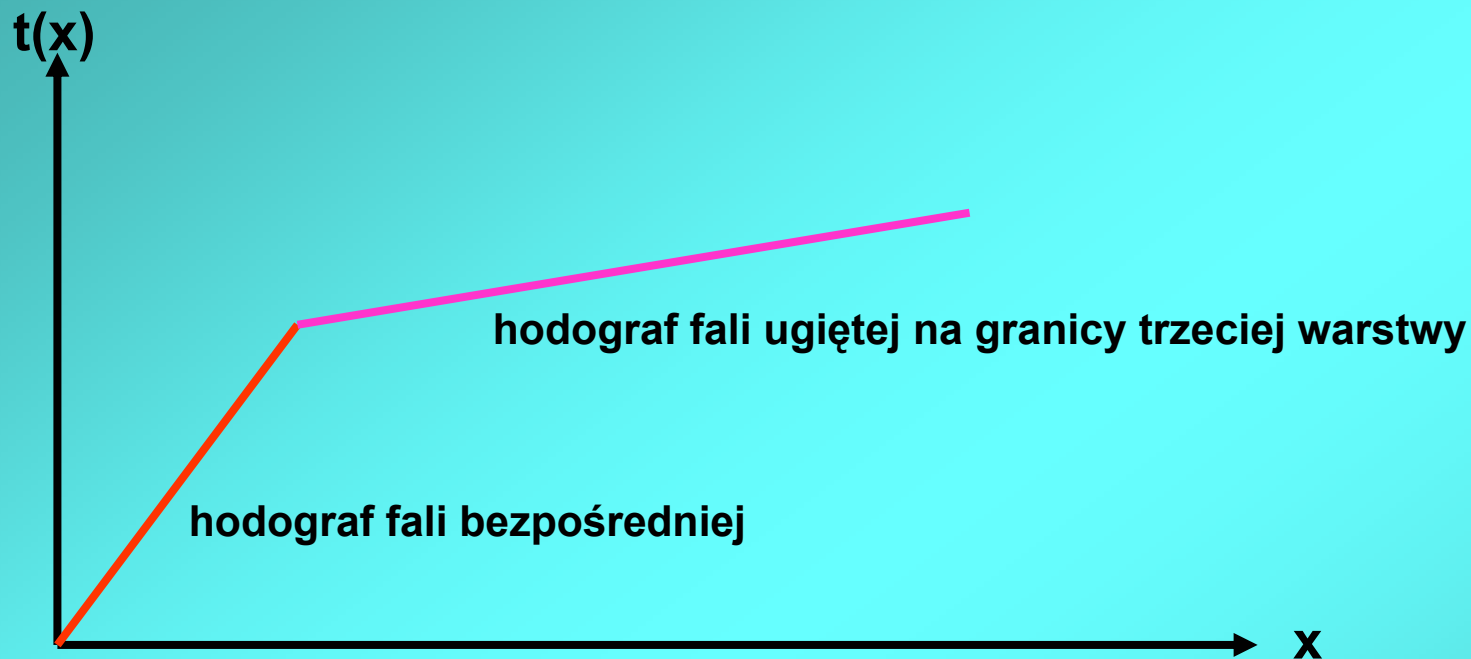
**Warstwą ukrytą** nazywamy taką warstwę, która jest niewykrywalna badaniami refrakcyjnymi. Istnieją dwie przyczyny powodujące, że warstwy te nie zaznaczają się na hodografach:

I. Warstwa jest zbyt cienka lub jej prędkość jest zbliżona do prędkości warstwy nadległej, jednak prędkość rośnie z głębokością. Wówczas jako pierwsze rejestrowane są fale ugięte na granicy dolnej warstwy. Metody interpretacyjne oparte na wyznaczaniu czasów pierwszych wejść „nie zauważają” tej warstwy. W interpretacji jest ona łączona z warstwą wyżej leżą.



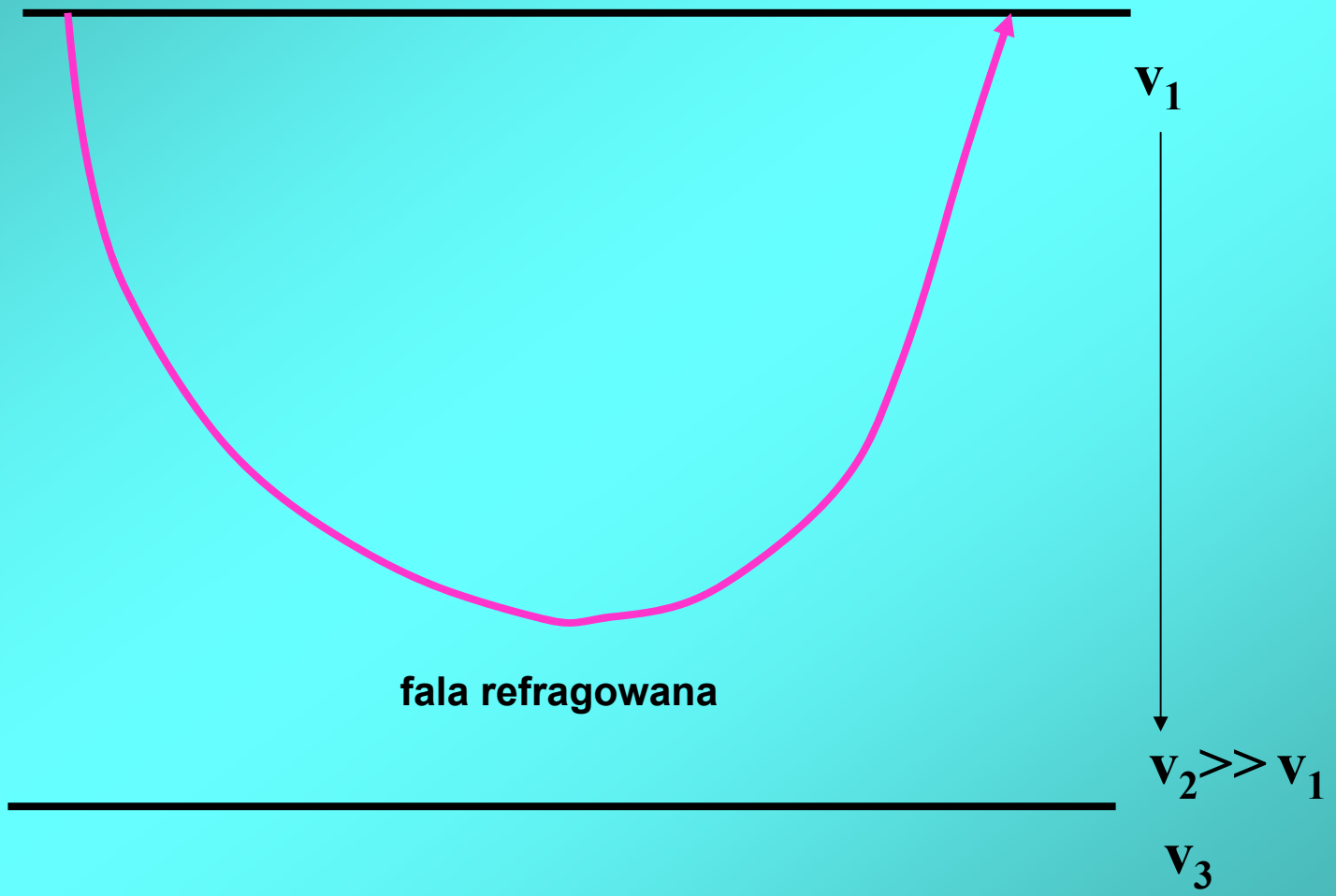


II. Występuje inwersja prędkości i warstwa ma niższą prędkość fali niż warstwy wyżej i niżej ległe. Na granicy takiej warstwy nie występuje ugięcie krytyczne i fala propaguje w głąb warstwy do granicy warstwy niżej ległej. Interpretacja hodografów prowadzi do nadinterpretacji głębokości granicy warstwy dolnej. Z tego rodzaju sytuacją możemy spotkać się w płytkiej sejsmice, gdzie cienkie wkładki piasków lub iłów mogą nie być wykryte, co prowadzi do błędnego wyznaczenia głębokości skonsolidowanego podłoża. W głębokiej sejsmice refrakcyjnej strefy obniżonej prędkości o zasięgu regionalnym wprowadzają błędy w wyznaczaniu głębokich struktur skorupy ziemskiej.



## 2. Warstwy z ciągłymi zmianami prędkości

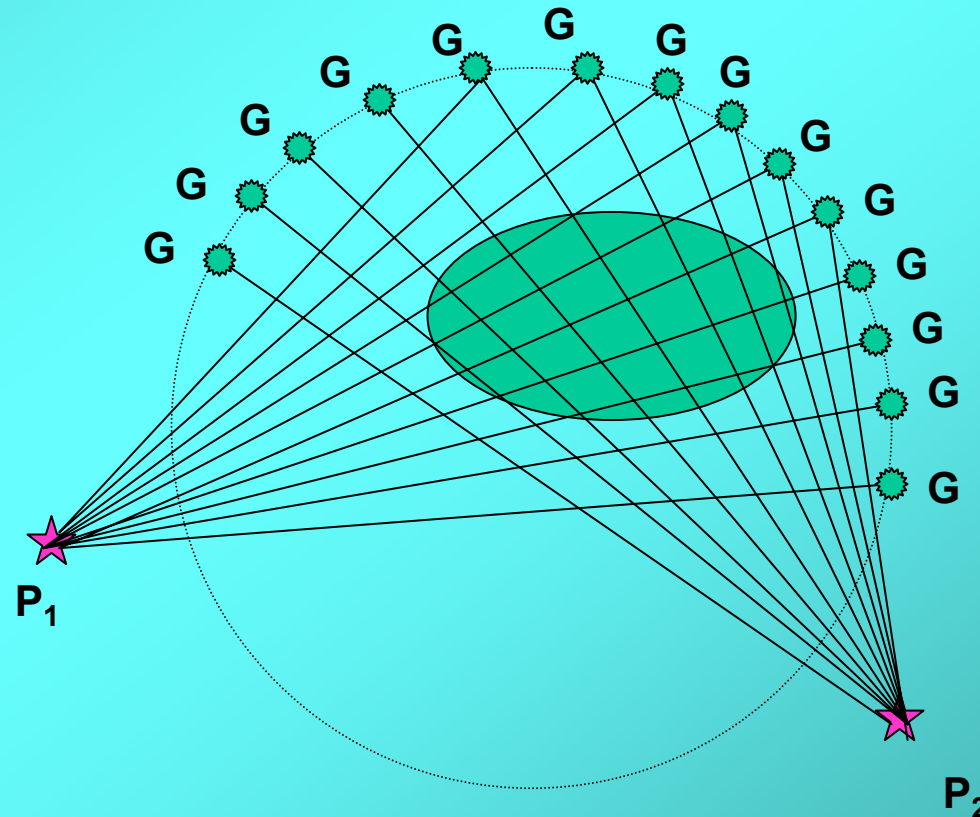
W niektórych utworach prędkość rośnie z głębokością w sposób ciągły a nie zmienia się skokowo na granicach litologicznych. Zdarza się to w sekwencjach skał klastycznych o dużej miąższości gdzie występuje duża różnica ciśnień litostatycznych pomiędzy stropem a spągiem warstwy. W warstwach takich fale propagują wzdłuż zakrzywionych promieni, które mogą być nawet łukami okręgów, osiągając najniższy punkt w głębi warstwy zwany *punktem zwrotnym*. W takich przypadkach hodografy fal refrakcyjnych powracających na powierzchnię są również krzywoliniowe. Analiza ich kształtu może być wykorzystana do wyznaczenia rozkładu prędkości z głębokością. Niektórzy autorzy odróżniają je od fal biegnących wzdłuż granicy refrakcyjnej i określają je jako *fale refragowane*.



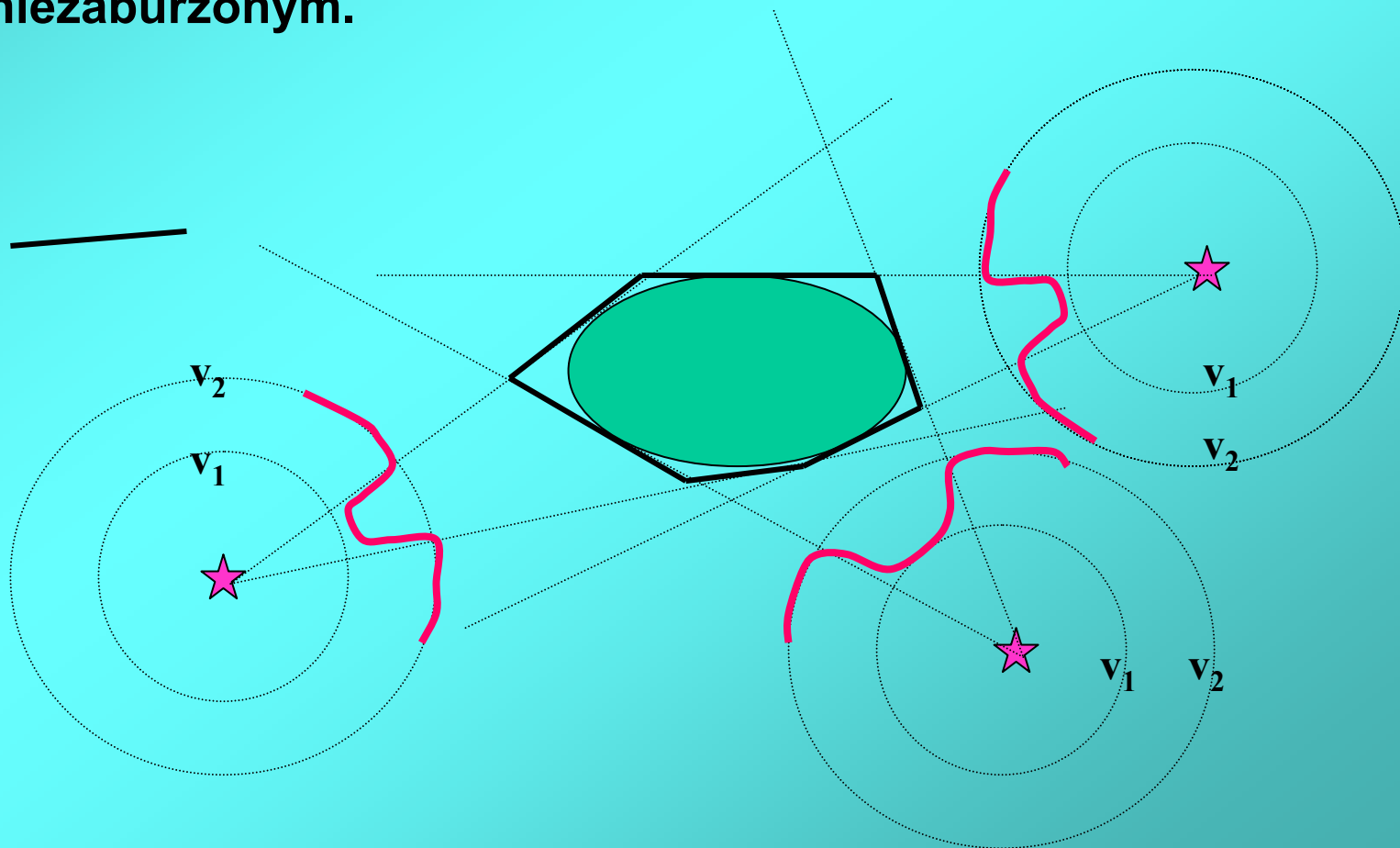
## Inne metody badań refrakcyjnych

### A. Wzbudzenie w układzie wachlarzowym

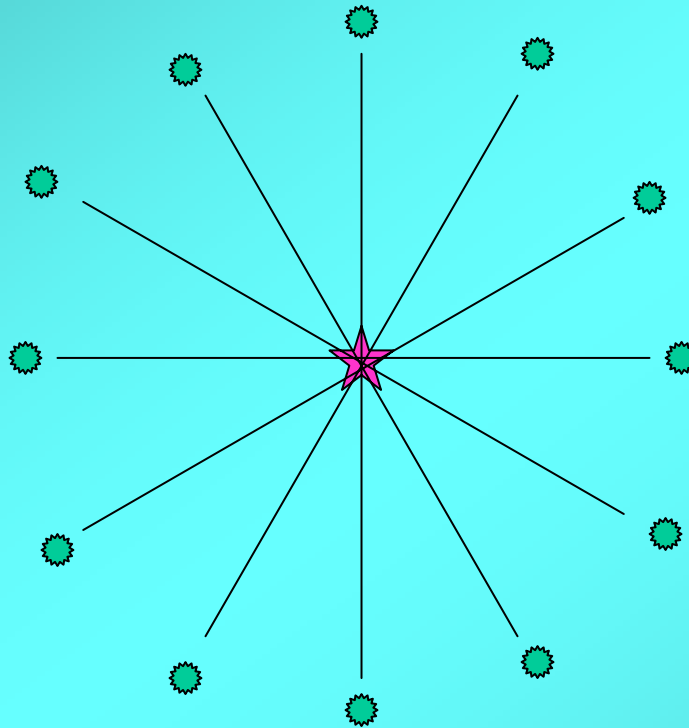
Jest odpowiednią metodą okonturowania podpowierzchniowej strefy charakteryzującej się anomalną prędkością fal sejsmicznych, której przybliżone położenie i rozmiary są już znane.



Czas przejścia fali przez ośrodek jednorodny będzie liniowo zależał od odległości źródło – geofon. Prędkość wyznaczona na takiej drodze będzie równa rzeczywistej prędkości w ośrodku. Przejście fali przez ośrodek anomalny związane będzie ze skróceniem lub wydłużeniem czasu propagacji. Wyznaczona prędkość będzie odmienna od prędkości w ośrodku niezaburzonym.



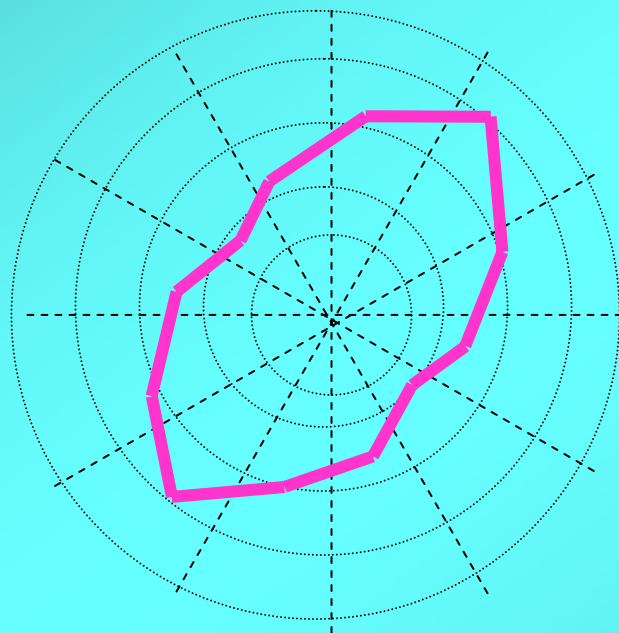
## B. Wyznaczanie anizotropii sprężystej ośrodka w układzie azymutalnym



Azymutalny rozstaw geofonów ze stałym odstępem kątowym pozwala na wyznaczenie kierunkowego zróżnicowania prędkości fal, a co za tym idzie także własności sprężystych masywu skalnego

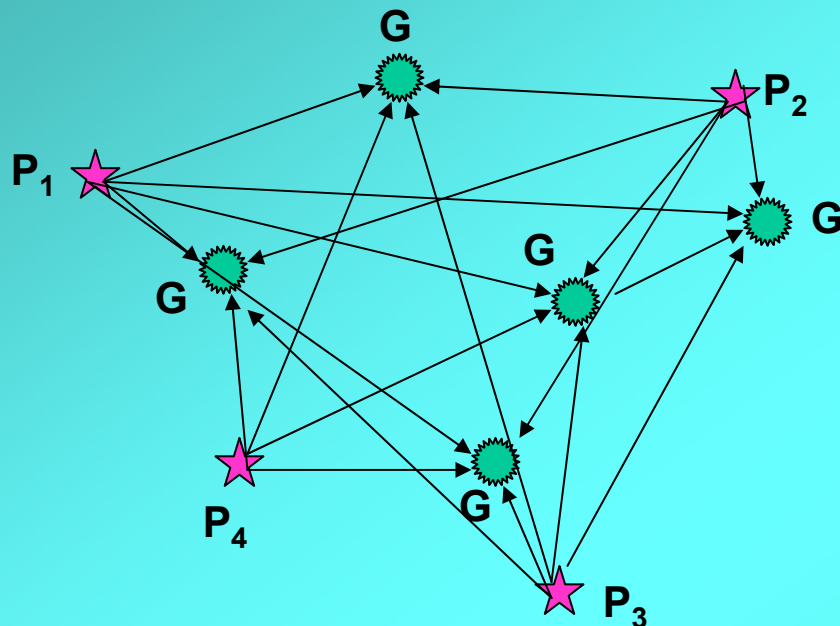


**Azymutalny diagram prędkości pokazuje kierunki maksymalnej i minimalnej prędkości fal sejsmicznych.**

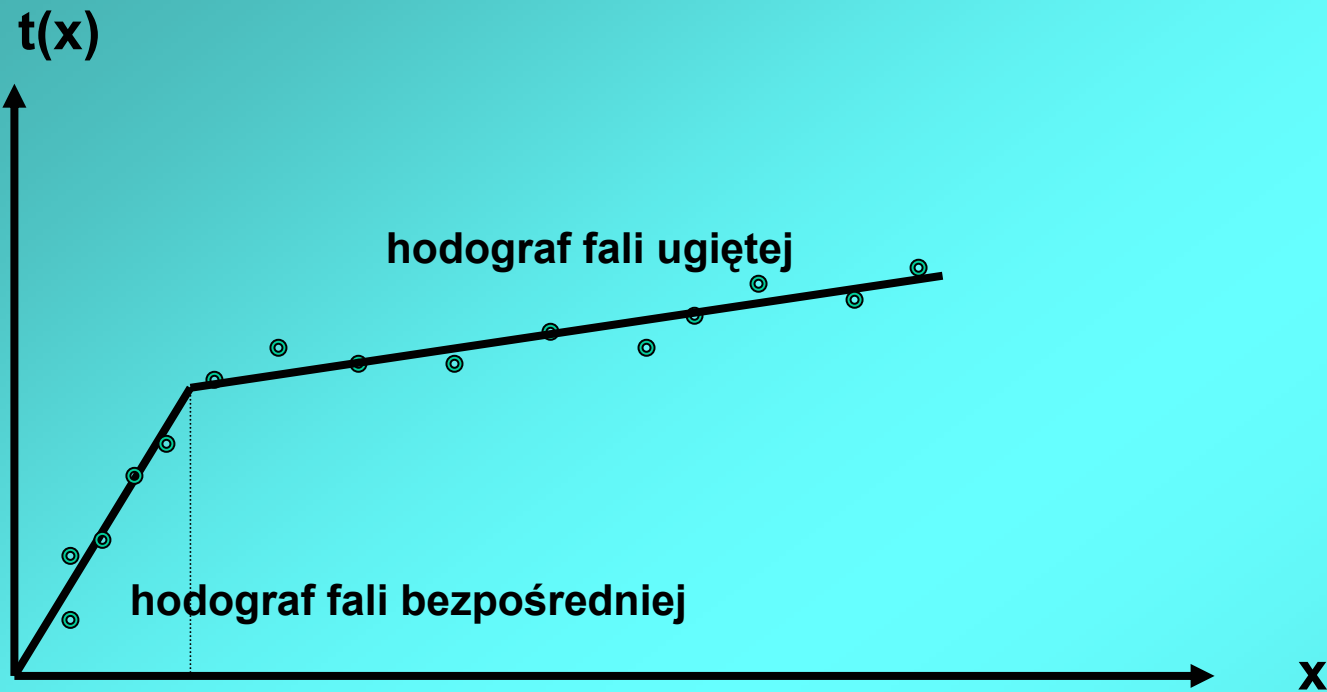


**Dla wyraźniejszego zaznaczenia kierunków wzmocnienia i osłabienia własności sprężystych można na diagramie azymutalnym przedstawić zmiany kwadratu prędkości.**

## C. Badania refrakcyjne w nieregularnym układzie pomiarowym



Nieregularne rozmieszczenie punktów wzbudzenia i geofonów pozwala na rozpoznanie granicy refrakcyjnej w trzech wymiarach. Najczęściej takiego układu pomiarowego nie projektuje się celowo, lecz wykorzystuje się dostępne źródła wzbudzenia np. strzelania w kamieniołomach. Dla każdej kombinacji par źródło – geofon wyznacza się ich wzajemną odległość oraz czas dojścia fali do geofonu. Wartości te nanosi się na wykres zależności  $t(x)$ .

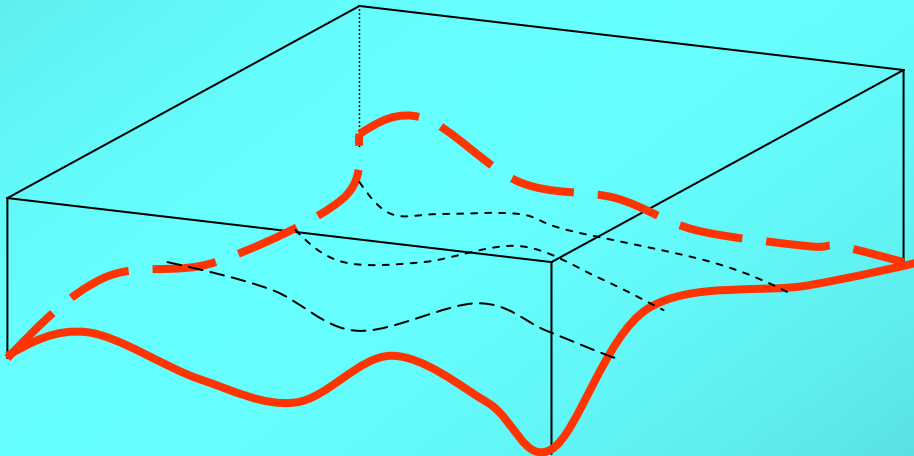


Parametry charakteryzujące granicę refrakcyjną tzn. prędkość fali i głębokości pod punktami wzbudzenia i geofonami wyznacza się metodą czasów opóźnień. Dla każdej pary źródło - geofon równanie czasu ma postać:

$$t_{ij} = \frac{x_{ij}}{v} + a_i + a_j + \varepsilon_{ij}$$

$t_{ij}$  – czasy propagacji pomiędzy punktami „i” oraz „j”,  
 $x_{ij}$  – odległość pomiędzy punktami „i” oraz „j”,  $a_i, a_j$  – czasy opóźnień  
 $\varepsilon_{ij}$  – błąd wyznaczenia czasu.

Dla łącznej liczby „n” punktów wzbudzenia i geofonów otrzymujemy układ  $n(n+1)$  równań liniowych z  $n+1$  niewiadomymi: czasami opóźnień w  $n$  punktach i prędkością fali w granicy refrakcyjnej. Układ taki rozwiązujemy algorytmami minimalizującymi błędy „ $\varepsilon$ ”. Wyznaczone czasy opóźnień pozwalają na obliczenie głębokości granicy z równań podobnych jak w metodzie czasów opóźnień.



trójwymiarowy model granicy refrakcyjnej wyznaczony z badań sejsmicznych

# Metodyka badań refrakcyjnych

## I. Płytkie pomiary sejsmiczne

Prowadzone są dla wyznaczenia poziomu wód gruntowych lub skonsolidowanego podłoża. Długość rozstawu pomiarowego zwykle nie przekracza 100m. Geofony łączy się wielożyłowym kablem z przenośnym 12-to lub 24-kanałowym rejestratorem sejsmicznym. Urządzeniem wzbudzającym może być młot uderzający w metalową płytę. Źródło to generuje fale o częstotliwości powyżej 100Hz. Wymagana dokładność rejestracji wynosi ok. 0.5ms.

## II. Standardowe pomiary sejsmiczne

Połączenie kablowe pomiędzy geofonami a rejestratorem ogranicza długość rozstawu do ok. 1km, co odpowiada zasięgowi głębokościowemu rzędu kilkuset metrów. Źródła mogą być eksplozyjne lub nieeksplozyjne.

## III. Wielkoskalowe badania refrakcyjne

Wymagają rezygnacji z kablowego połączenia pomiędzy geofonami a rejestratorem. Stosuje się połączenia radiowe oraz zdalne odpalanie ładunków wybuchowych. Typowa długość rozstawu to 250-300km. Sygnały odbierane są przez serię niezależnie działających stacji rejestrujących, odbierających radiowo transmitowane sygnały czasu, ustalające wspólną bazę czasową dla wszystkich stacji. Ładunki wybuchowe odpalone mogą być w głębokich otworach strzałowych, głębokich wyrobiskach lub naturalnych zbiornikach wodnych. Dominująca częstość fal takich źródeł jest mniejsza niż 10 Hz. Wymagana dokładność rejestracji 50 ms. Często pomiary na długich profilach uzupełnia się płytszymi pomiarami na krótkich profilach, aby wykryć ewentualne zmiany miąższości nadkładu mające wpływ na dokładność wyznaczenia głębokiej granicy refrakcyjnej.