

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI**  
**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**  
**KATEDRA GEOLOGIE**

**VYUŽITÍ MĚLKÉHO REFRAKČNÍHO A  
REFLEXNÍHO SEISMICKÉHO  
PROFILOVÁNÍ V GEOLOGII**

**bakalářská práce**

**Hana Koubová**

**Environmentální geologie (B1201)**  
**prezenční studium**

**vedoucí práce: doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.**

**květen 2012**

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracovávala samostatně, a že jsem uvedla veškerou použitou literaturu.

V Olomouci dne

.....

*Ráda bych poděkovala vedoucímu své bakalářské práce, panu doc. Mgr. Ondřeji Bábkovi, Dr. za cenné rady a konzultace. Dále děkuji Mgr. Jiřímu Rezu, Mgr. Renatě Gaždové, doc. RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc. a Mgr. Jaroslavu Jirků.*

## **Bibliografická identifikace:**

**Jméno a příjmení autora:** Hana Koubová

**Název práce:** Využití mělkého refrakčního a reflexního seismického profilování v geologii.

**Typ práce:** bakalářská

**Pracoviště:** Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie

**Vedoucí práce:** doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**Rok obhajoby práce:** 2012

**Abstrakt:** Cílem práce je teoreticky zpracovat základy refrakční a reflexní seismiky a podat přehled využití těchto metod v geologii. Práce je zaměřena především na mělké profilování. Praktickou částí je měření na konkrétních dvou lokalitách pomocí dostupné aparatury, kterou je ABEM TerralocMk8. Výstupem je postup při mělkém, refrakčním profilování v terénu a následné zpracování naměřených dat v softwaru ReflexW. Součástí měření je interpretace dat a porovnání s geologickou charakteristikou oblastí.

**Klíčová slova:** Refrakce, reflexe, seismické vlny, seismograf, seismická rychlost

**Počet stran:** 44

**Počet příloh:** 1

**Jazyk:** Český jazyk

## **Bibliographical identification:**

**Autor's first name and surname:** Hana Koubová

**Title:** Application of shallow refraction and reflection seismic methods in geology.

**Type of thesis:** bachelor

**Institution:** Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

**Supervisor:** doc. Mgr. Ondřej Bábek, Dr.

**The year of presentation:** 2012

**Abstract:** The aim of the thesis is to describe a theoretical basis of refraction and reflection seismic surveying and to provide an overview of the use of these methods in geology. The work is focused on shallow surveying. Seismic profiling at two localities using ABEM TerralocMk8 apparatus represents the practical part of the thesis. The procedure of shallow, refraction land profiling and the subsequent data processing using ReflexW software represent the main results. Final data interpretation and confrontation with the geology characteristics of the area are provided.

**Keywords:** Refraction, reflection, seismic waves, seismograph, seismic velocity

**Number of pages:** 44

**Number of appendices:** 1

**Language:** Czech

## Obsah

1	Úvod.....	1
2	Základní pojmy .....	1
2.1	Seismická vlna a seismická rychlost .....	1
2.2	Seismické rozhraní .....	3
2.3	Vlny tělesné .....	3
2.4	Vlny na rozhraní .....	4
2.5	Interakce vln se seismickým rozhraním .....	4
2.6	Snellův zákon .....	4
2.7	Huygensův-Fresnelův princip a difrakce.....	5
3	Refrakční seismika .....	6
3.1	Kritický úhel a čelné vlny.....	6
3.2	T-x diagram a hodochrony .....	7
3.3	Více vrstev a gradientové prostředí .....	8
3.4	Ukloněné rozhraní .....	9
3.5	Skrytá vrstva .....	10
3.6	Refrakční seismika v praxi .....	11
3.6.1	Zdroj vlnění .....	11
3.6.2	Šum.....	11
3.6.3	Seismograf a geofony.....	12
3.6.4	Měření .....	12
3.6.5	Průzkum na moři .....	12
3.7	Metody interpretace refrakčních dat.....	13
3.7.1	Delay times.....	13
3.7.2	Metoda plus-mínus .....	13
3.7.3	Stopování paprsků a umělé seismogramy .....	15
3.8	Omezení a příklady využití.....	15
4	Reflexní seismika .....	16
4.1	Záznam .....	17
4.2	Normal moveout (NMO) a střední kvadratická rychlost.....	17
4.3	„Stacking“ .....	19
4.4	Reflektor .....	19
4.4.1	Odraz .....	19
4.4.2	Rozlišení více rozhraní.....	20
4.5	Ukloněný reflektor.....	21
4.6	Zakřivený reflektor a migrace .....	22
4.7	Nespojitý reflektor a difrakce .....	22

4.8	Reflexe v praxi.....	23
4.8.1	Průzkum na souši .....	23
4.8.2	Průzkum na moři .....	23
4.8.3	Metoda společného reflexního bodu (SRB).....	24
4.8.4	Zobrazení dat.....	24
4.8.5	Vibroseis.....	24
4.9	Filtry a interpretace dat.....	25
4.10	Trojrozměrný reflexní průzkum .....	25
4.11	Příklady využití.....	26
5	Metodika.....	27
5.1	Použitá aparatura .....	27
5.2	Metodika měření pro refrakci .....	28
5.3	Zpracování dat .....	29
5.3.1	ReflexW .....	29
5.3.2	Obecný postup zpracování refrakčních dat .....	30
5.3.3	Obecný postup zpracování reflexních dat .....	30
5.4	Civčná měření.....	30
5.4.1	Profil A - Žeravice.....	31
	Metoda plus – minus .....	34
5.4.2	Profil B – Hranice .....	35
	Metoda plus – minus .....	38
6	Diskuze.....	39
6.1	Naměřená data .....	39
6.2	Geologická situace.....	40
6.3	Interpretace profilu A .....	40
6.4	Interpretace profilu B.....	41
6.5	Nedostatky .....	42
7	Závěr.....	42
8	Literatura .....	43
9	Přílohy – tabulky výpočtů seismických rozhraní .....	45

## Seznam obrázků

Obrázek 1	Vlnoplocha šířící se od zdroje Z a paprsek na ní kolmý, upraveno podle Musset, Khan 2000. ....	3
Obrázek 2	Vlna podélná (a) a příčná (b). ....	3
Obrázek 3	Vlna Rayleighova (a) a Loveova (b).....	4
Obrázek 4	Snellův zákon.....	4

Obrázek 5 Huygensův-Fresnelův princip, tvorba elementárního vlnění v každém bodě vlnoplochy. ....	5
Obrázek 6 Huygensův-Fresnelův princip, průchod vlnoplochy skrz otvor v překážce. ....	5
Obrázek 7 Paprsek dopadající pod kritickým úhlem se šíří dál podél rozhraní a produkuje čelné vlny směrem k povrchu také pod kritickým úhlem (Musset, Khan 2000).....	6
Obrázek 8 Časy prvních příchodů (dostupné 29/04/2012: <a href="http://www.sandmeier-geo.de/Reflex/intercepttime.jpg">http://www.sandmeier-geo.de/Reflex/intercepttime.jpg</a> ). ....	7
Obrázek 9 T-x diagram (Musset, Khan 2000).....	7
Obrázek 10 Refrakce vlnění v několika horizontálně uložených vrstvách (Musset, Khan 2000).....	8
Obrázek 11 T-x diagram s hodochronami vyjadřující 4 vrstvy s postupně zvyšující se seismickou rychlostí (Musset, Khan 2000). ....	9
Obrázek 12 Zpětné refrakční profilování na ukloněném rozhraní (Musset, Khan 2000). ....	9
Obrázek 13 Dva na sebe kolmé profily pro výpočet skutečného sklonu; $a_1=\alpha_1$ ; $a_2=\alpha_2$ ; $a=\alpha$ ; $b=\beta$ (Musset, Khan 2000). ....	10
Obrázek 14 (Musset, Khan 2000) .....	13
Obrázek 15 T-x diagram s hodochronami vstřícnými, $T_0$ – čas vzájemnosti (nahore), dopočítání hloubky rozhraní v bodech podél profilu (dole; Musset, Khan 2000). ....	13
Obrázek 16 Hodochrony vstřícné (nahore) a systém hodochron tvořící hodochrony svodné (dole; Mareš 1990). ....	14
Obrázek 17 Měření pomocí systému jednoho geofonu kde místo odpalu se rovná místu přijímače (vlevo) a výsledný záznam (vpravo; Musset, Khan 2000). ....	16
Obrázek 18 Příklady vícenásobných odrazů v podloží (Musset, Khan 2000). ....	16
Obrázek 19 Měření pomocí systému více přijímačů (dole) a výsledný záznam, hodochrona má charakter hyperboly (nahore; Musset, Khan 2000). ....	17
Obrázek 20 Zkreslený úhel uklánějícího se rozhraní (Musset, Khan 2000). ....	21
Obrázek 21 (Musset, Khan 2000) .....	21
Obrázek 22 Paprsky kolmé na rozhraní a záznam tvořící bow tie (Musset, Khan 2000). ....	22
Obrázek 23 Záznam antiklinály (Musset, Khan 2000). ....	22
Obrázek 24 Difrakční hyperboly vytvořené v záznamu v důsledku zlomu na reflektoru (Musset, Khan 2000). ....	23
Obrázek 25 Metoda společného reflexního bodu, překrytí 3násobné (Musset, Khan 2000). ..	24
Obrázek 26 Vibroseis (dostupné 15/01/2012: <a href="http://nees.utexas.edu/images/rattler-900x500.jpg">http://nees.utexas.edu/images/rattler-900x500.jpg</a> ) .....	25
Obrázek 27 Časový řez před migrací (Mareš 1990).....	26
Obrázek 28 Časový řez po migraci (Mareš 1990).....	27
Obrázek 29 Seismograf při práci v terénu. ....	27
Obrázek 30 Vertikální geofon .....	28
Obrázek 31 Buben s namotaným seismickým kabelem, v popředí vývod pro připojení geofonu. ....	28
Obrázek 32 Umístění cvičných profilů ( <a href="http://www.mapy.cz">www.mapy.cz</a> ). ....	31
Obrázek 33 Mapa umístění profilu A ( <a href="http://www.google.com">www.google.com</a> ). ....	32
Obrázek 34 T-x diagram, jsou zřetelná první nasazení, modul 2D data-analysis. Profil A, spouštěcí geofon ve vzdálenosti 33 metrů na profilu. ....	33
Obrázek 35 Systém hodochron, první vrstva je znázorněna zelenou barvou, druhá pak barvou modrou. Jsou vykresleny hodochrony svodné. Modul travelttime analysis 2D. Profil A. ....	34
Obrázek 36 Vykreslený model seismického rozhraní, modul modelling. Profil A. ....	34
Obrázek 37 Hodochrony svodné a minusová linie.....	35
Obrázek 38 Body rozhraní. ....	35
Obrázek 39 Mapa umístění profilu B ( <a href="http://www.google.com">www.google.com</a> ). ....	36



Obrázek 40	Systém hodochron a hodochrony svodné. Modul travelttime analysis 2D.....	37
Obrázek 41	Model seismického rozhraní profilu B. Modul modelling. ....	38
Obrázek 42	Hodochrony svodné a minusová linie.....	38
Obrázek 43	Body rozhraní. ....	39
Obrázek 44	Červenou barvou je znázorněno rozhraní vygenerované softwarem na profilu A. Modré body jsou hloubky rozhraní vlastního výpočtu.....	39
Obrázek 45	Červenou barvou je znázorněno rozhraní spočítané softwarem na profilu B. Modré body jsou hloubky vlastního výpočtu.....	40
Obrázek 46	Tomografický řez rychlostí na profilu A. ....	41
Obrázek 47	Tomografický řez rychlostí na profilu B. ....	41
Obrázek 48	Vlevo: vrtná data (Michal Bil, nepublikovaná data); vpravo: umístění vrtu na profilu B (www.google.com). ....	42

## Seznam rovnic

(2-1).....	2
(2-2).....	2
(2-3).....	5
(2-4).....	5
(3-1).....	8
(3-2).....	8
(3-3).....	8
(3-4).....	8
(3-5).....	8
(3-6).....	10
(3-7).....	10
(3-8).....	10
(3-9).....	13
(3-10).....	13
(4-1).....	17
(4-2).....	17
(4-3).....	18
(4-4).....	18
(4-5).....	18
(4-6).....	18
(4-7).....	18
(4-8).....	18
(4-9).....	18
(4-10).....	19
(4-11).....	21

## Seznam tabulek

Tabulka 1	Rychlosti šíření seismických vln v horninách (Mareš 1990). ....	2
Tabulka 2	Seismické rychlosti a hustoty v každé ze dvou vrstev (Musset, Khan 2000) .....	20
Tabulka 3	Jednoduché schéma zpracování refrakčních dat v softwaru ReflexW.....	30
Tabulka 4	Jednoduché schéma zpracování reflexních dat v softwaru ReflexW.....	30
Tabulka 5	Záznamy použity pro interpretaci profilu A.....	32

Tabulka 6 Schéma profilu. X – místo odpalu, P – přístřel, ( ) – záznam byl použit pro interpretaci profilu B. ....	37
Tabulka 7 Naměřené hodnoty seismických rychlostí na profilu A. ....	39
Tabulka 8 Naměřené hodnoty seismických rychlostí na profilu B. ....	39
Tabulka 9 Přepočet časů příchodů z hodochron podél profilu A na hodochrony svodné.....	45
Tabulka 10 Výpočet hloubek rozhraní podél profilu A pomocí metody plus-minus a delay times. ....	46
Tabulka 11 Časy příchodů podél první poloviny profilu B. ....	47
Tabulka 12 Časy příchodů podél druhé poloviny profilu B. ....	48
Tabulka 13 Výpočet hloubek rozhraní podél profilu B pomocí metod plus-minus a delay times. ....	50

# 1 Úvod

Seismologie je geofyzikální disciplína zabývající se zemětřesením a šířením elastických vln v zemském tělese a procesy souvisejícími. Seismickým impulsem (tektonické, vulkanické, gravitační zemětřesení nebo uměle vyvolaný impuls) dochází k uvolnění elastické energie, která se šíří zemským tělesem v podobě zemětřesných neboli seismických vln. Způsobem, jakým se šířící vlny chovají po interakci se seismickým rozhraním, se zabývá aplikovaná reflexní a refrakční seismika. Jedná se o soubor metod pro zkoumání geologické stavby zemské kůry, které jsou dnes hojně využívány především v oblasti sedimentologie a při vyhledávání ložisek nerostných surovin. V seismickém průzkumu procházejí uměle vyvolané seismické vlny zemským tělesem a jsou vlivem různých rozhraní lomeny nebo odraženy zpět k zemskému povrchu, kde jsou zaznamenávány pomocí seismografů.

Užitá seismika je vhodná dále pro výzkum podzemních vod a je hojně využívána ve stavebnictví jako nástroj pro měření hloubky skalního podloží v souvislosti s výstavbou velkých budov, dálnic nebo přehrad (Telford et al 1990).

Cílem práce je rešeršní zpracování základů mělkého reflexního a refrakčního profilování a podání přehledu využití těchto metod v geologii. Praktickou částí je popis principu práce s 24kanálovým seismografem a následného softwarového zpracování dat, což zahrnuje konkrétní měření na 2 až 3 vybraných lokalitách.

## 2 Základní pojmy

### 2.1 Seismická vlna a seismická rychlost

Ve fyzice je vlna definována jako kmitání, které se šíří prostorem v čase a je doprovázeno přenosem energie. Šíření vln není spojeno s látkovým přenosem. Vlnu můžeme charakterizovat vlnovou délkou  $\lambda$ , frekvencí  $f$ , amplitudou  $a$ , a rychlostí šíření  $v$ . **Vlnová délka,  $\lambda$** , je opakovaná vzdálenost dvou po sobě jdoucích maxim nebo minim vlny. **Amplituda,  $a$** , je maximální vychýlení částice z rovnovážné polohy, tedy rozdíl mezi polohou částice v rovnovážné poloze a polohou v bodu maxima nebo minima. **Frekvence,  $f$** , je měřená v Hz a udává počet maxim nebo minim vlny, které projdou určitým místem za jednu sekundu. **Seismická rychlost,  $v$** , je rychlost, kterou se seismické vlny šíří danou horninou. Pro horninu je daný určitý interval rychlostí, kterými se vlna může pohybovat skrz její prostředí.

Rychlost šíření vlny podložím není konstantní, je ovlivněna typem horniny a několika dalšími faktory. S rostoucí hustotou materiálu roste i rychlost šíření vln. To souvisí s klesající porositou. Jednoduše, čím méně je materiál porézní, tím více částic se nachází na jednotce v prostoru a materiál má tedy vyšší hustotu. Dalším faktorem, který zároveň souvisí s porositou, je hloubka, v jaké se prostředí nachází. Na daný materiál působí s narůstající mocností nadloží silnější všesměrný tlak, čímž je porosita stlačována a hustota narůstá. To samé platí u tlaku orientovaného, který se liší pouze svou nezávislostí na mocnosti nadloží (Sherif, Geldart1995).

Obecně platí, že čím je hornina starší, tím je rychlost šíření seismických vln větší. To však souvisí s faktory uvedené výše, neboť starší horniny jsou uloženy hlouběji, jsou déle vystaveny všesměrnému nebo orientovanému tlaku, což snižuje jejich porositu. Obecně tedy platí, že směrem do podloží rychlost šíření vln stoupá (Sherif, Geldart1995).

$$v = f \times \lambda \quad (2-1)$$

$$v = \frac{s}{t} \quad (2-2)$$

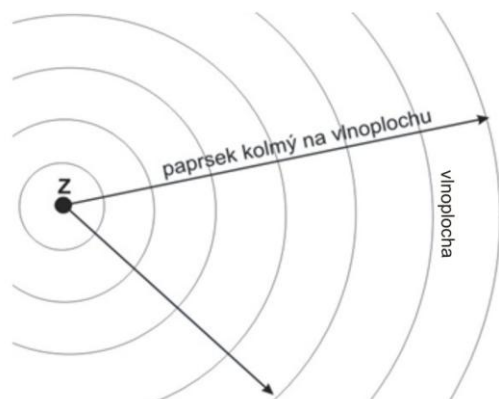
Hornina nebo prostředí	Rychlost $v$ [ $\text{m.s}^{-1}$ ]
Vzduch	310 – 360
Rozvětralá půdní vrstva, štěrk, suchý písek	150 – 600
Suchá jílovitá vrstva	300 – 900
Vlhký písek	600 – 1300
Voda	1430 – 1590
Pískovec, jílovec	1500 – 4500
Vápenec, dolomit	2600 – 6500
Anhydrit, kamenná sůl	4500 – 6000
Metamorfované horniny	4000 – 6600
Žula	4000 – 6000
Gabro	6000 – 6500
Peridotit	6500 - 7000

Tabulka 1 Rychlosti šíření seismických vln v horninách (Mareš 1990).

Velmi krátká série vlnění se nazývá **impuls**. Slouží k tomu, abychom mohli měřit rychlost vlny.

Vlna se od zdroje  $Z$  šíří všemi směry a tvoří **vlnoplochu** (z anglického *wave front*). Tím rozumíme plochu, jejíž všechny body kmitají se stejnou fází. Směr šíření vlnění v daném bodě určuje kolmice k vlnoploše, která se nazývá **paprsek** (obr. 1). Pro zjednodušení výkladu seismických metod se zaměříme především na něj, neboť paprsek představuje trasu vlnoplochy v jednom konkrétním směru. (Musset, Khan 2000).

Vlny se dělí na vlny tělesné (z anglického *body waves*) a vlny na rozhraní (z anglického *interface waves*).



Obrázek 1 Vlnoplocha šířící se od zdroje Z a paprsek na ní kolmý, upraveno podle Musset, Khan 2000.

## 2.2 Seismické rozhraní

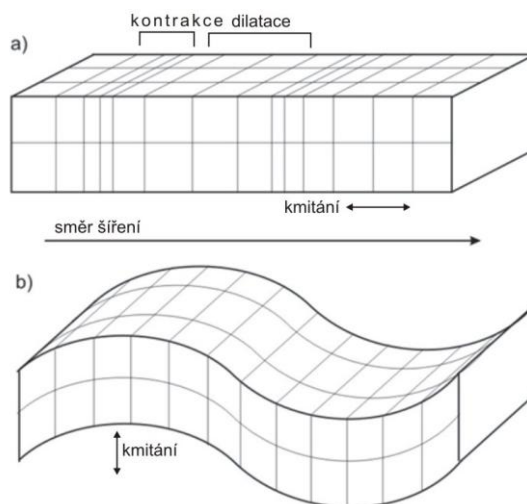
Pokud se vlna z místa vzniku šíří všemi směry stejnou rychlostí  $v$ , znamená to, že prostupuje prostředím, které má ve všech bodech stejné vlastnosti, tedy prostředím homogenním. V přírodě se však takové prostředí téměř nevyskytuje. Běžné prostředí v přírodě se vyskytující je prostředí vrstevnaté, kdy každá

vrstva je charakterizována hustotou  $\rho$ , mocností  $h$  a rychlostí  $v$ , kterou se energie šíří v dané vrstvě. Vrstvy jsou od sebe odděleny seismickými rozhraními, která jsou rovinná nebo zakřivená. Lišící se hustoty a rychlosti v jednotlivých vrstvách zapříčiňují lom a odraz seismických vln (Mareš 1990).

Seismické rozhraní nemusí být shodné s geologickým rozhraním, a naopak, geologické rozhraní nemusí vždy zapříčinit lom nebo odraz vlnění (viz kapitola 4.4.1).

## 2.3 Vlny tělesné

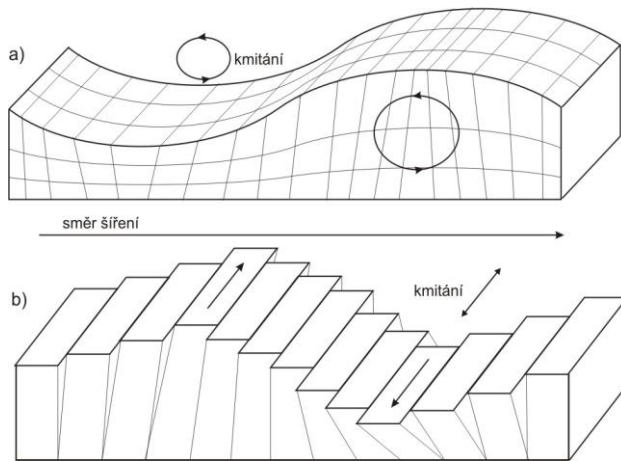
Vlny šířící se zemským tělesem mohou být buď **podélné** (primární) P-vlny (z anglického *longitudinal*), nebo **příčné** (sekundární) S-vlny (z anglického *transverse*). Vlny podélné se šíří rychleji než vlny příčné. Při průchodu vln podélných částice kmitají ve směru šíření vln a to v prostředí pevném i kapalném. Vlny příčné se šíří pouze v prostředí pevném a částice kmitají kolmo na směr šíření vln. Z obrázku 2 je patrné, jak se částice pohybují při průchodu vln podélných (a) a příčných (b). Každý z typů vlnění deformují prostředí jiným způsobem. V první fázi při průchodu vln podélných dochází ke stlačení částic neboli kontrakci a následně k jejich roztažení neboli dilataci. Toto vlnění je v principu stejné jako šíření zvuku ve vzduchu (Musset, Khan 2000).



Obrázek 2 Vlna podélná (a) a příčná (b).

## 2.4 Vlny na rozhraní

Vlny šířící se na zemském povrchu a v jeho těsné blízkosti se nazývají povrchové vlny (z anglického *surface waves*) a dělí se na **Rayleighovy vlny** (a) a **Loveovy vlny** (b). Jejich



Obrázek 3 Vlna Rayleighova (a) a Loveova (b).

amplituda je největší právě na povrchu a směrem do podloží se prudce snižuje až na nulu. Frekvence vln se směrem do hloubky nemění. Částice se při Rayleigh vlnění pohybují po vertikální elipse, zatímco při Loveových vlnách se pohybují v horizontální rovině kolmo na směr šíření vln. Povrchové vlny jsou pomalejší než vlny šířící se zemským tělesem. Jejich povrchová amplituda je však zodpovědná za ničivé následky při zemětřesení.

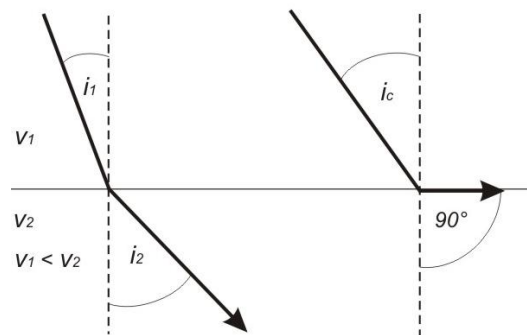
Tento typ vlnění se nešíří pouze v blízkosti zemského povrchu, ale také podél seismických rozhraní uvnitř Země (Musset, Khan 2000).

## 2.5 Interakce vln se seismickým rozhráním

Pokud vlna narazí na své cestě na seismické rozhraní, dochází ke třem jevům. Vlna může za určitých podmínek pokračovat skrz rozhraní beze změny směru nebo rychlosti (viz kapitola 4.4.1). Dále může dojít k tzv. refrakci, neboli k lomu, kdy se vlna při průchodu přes seismická rozhraní láme. Na tomto jevu je založena **refrakční seismika**. Také dochází k reflexi, neboli k odrazu vlny, kdy se energie od rozhraní odrazí. Rozhraní je v tomto případě nazýváno také reflektorem. Při využití tohoto jevu mluvíme o **reflexní seismice**. Tyto děje probíhají obvykle současně, kdy se část energie na rozhraní láme a pokračuje dále do podloží nebo podél rozhraní, a část energie se od rozhraní odrazí.

## 2.6 Snellův zákon

Základním pojmem je refrakce neboli lom. Vlnoplocha procházející přes seismické rozhraní zrychlí (nebo zpomalí), čímž dochází k lomu, neboť část vlnoplochy cestující ve svrchní vrstvě putuje rychlostí menší, než část vlnoplochy ve spodní vrstvě (Musset, Khan 2000).



Obrázek 4 Snellův zákon.

Při dopadu paprsku na rozhraní je lom závislý na **úhlu dopadu**  $i$  (z anglického *angle of incidence*), který je měřen mezi paprskem a normálou rozhraní (viz obr. 4). Paprsek ukazující směr šíření vlnoplochy cestuje k rozhraní rychlostí  $v_1$  pod úhlem  $i_1$  a vstupuje do prostředí s rychlostí šíření vln  $v_2$ . Do podloží pak dále pokračuje pod úhlem  $i_2$ . Tento vztah je definován jako Snellův zákon:

$$\frac{\sin i_1}{v_1} = \frac{\sin i_2}{v_2} \quad (2-3)$$

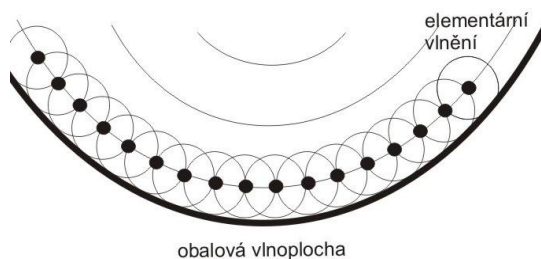
Pokud je úhel  $i_2$  roven  $90^\circ$ , znamená to, že  $\sin i_2 = 1$  a vztah je poté definován jako:

$$\sin i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (2-4)$$

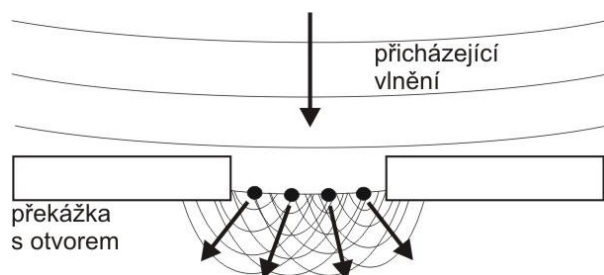
kde  $i_c$  je kritický úhel refrakce (Musset, Khan 2000).

## 2.7 Huygensův-Fresnelův princip a difrakce

Huygensův-Fresnelův princip je založen na představě, že každá malá část vlnoplochy se sama o sobě chová jako zdroj elementárního vlnění. Každý bod vlnoplochy šířící se od zdroje produkuje elementární vlnění a vytváří tak další, dílčí vlnoplochu. Výsledné vlnění je tedy součtem elementárních vlnění. Vlnění se vykrátí všude s výjimkou obalové plochy spojující dílčí vlnoplochy ve směru šíření vlnění, viz obr. 5. Díky tomuto principu lze zkonstruovat polohu vlnoplochy v určitém okamžiku, pokud známe polohu a tvar vlnoplochy v okamžiku předcházejícím (Mareš 1990).



Obrázek 5 Huygensův-Fresnelův princip, tvorba elementárního vlnění v každém bodě vlnoplochy.



Obrázek 6 Huygensův-Fresnelův princip, průchod vlnoplochy skrz otvor v překážce.

otvorem. Můžeme očekávat, že vlnoplocha se bude pohybovat dále o šířce otvoru ale díky difrakci tomu tak není. Pozorujeme, že za překážkou se vlnění šíří všemi směry. Vlnoplocha, která prochází průchodem, nebude pokračovat dále s ostře ořezanými kraji na stranách, neboť

S Huygensův-Fresnelovým principem je spojená **difrakce** neboli ohyb vlnění do stínu v prostředí (z anglického *diffraction into a shadow*), čímž rozumíme ohyb vlnění do místa, které je považováno z hlediska vlnové teorie za místo stínu. Vlnoplocha narazí na překážku velkých rozměrů s malým

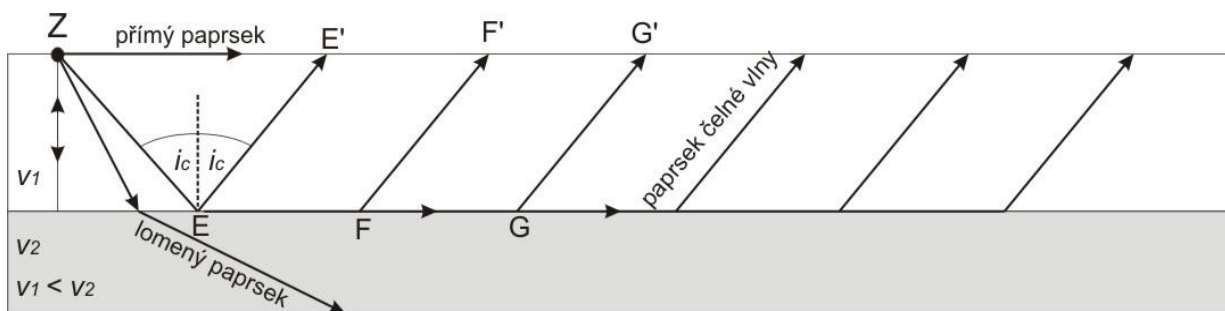
body na koncových místech produkují elementární vlnění a tedy rozšíří danou vlnoplochu za hranice průchodu (Musset, Khan 2000).

### 3 Refrakční seismika

Refrakčními seismickými metodami lze změřit hloubku přibližně horizontálního seismického rozhraní, na kterém dochází k refrakci (lomu) přicházejících vln. Také lze určit rychlost šíření seismických vln v jednotlivých vrstvách a tedy zjistit i přibližné složení podloží.

#### 3.1 Kritický úhel a čelné vlny

Od zdroje se vlnění šíří všemi směry. Paprsek přímý (z anglického *direct ray*) se šíří všesměrně od zdroje rychlostí  $v_1$  těsně pod zemským povrchem. Veškeré další vlnění se šíří do podloží. Po dopadu vlnění na rozhraní se část energie odrazí zpět k povrchu a část energie se láme, neboli dochází k refrakci. V závislosti na úhlu dopadu pokračuje vlnění buď dále do podloží pod jiným úhlem rychlostí  $v_2$ , nebo pokud paprsek dopadá pod tzv. **kritickým úhlem** (z anglického *critical angle*), dochází ke kritické refrakci a pokračování paprsku podél rozhraní taktéž rychlostí  $v_2$ . Podle Huygensova principu se šířící paprsek v každém místě chová jako zdroj dalšího, elementárního vlnění a vrací část své energie zpět k povrchu. Produkuje tzv. **čelné vlny** (z anglického *headwaves*), které jsou vysílány z rozhraní pod kritickým úhlem, viz obr. 7 (Milsom 2008).



Obrázek 7 Paprsek dopadající pod kritickým úhlem se šíří dál podél rozhraní a produkuje čelné vlny směrem k povrchu také pod kritickým úhlem (Musset, Khan 2000).

Protože  $v_1 < v_2$ , platí, že od určité vzdálenosti od zdroje vlnění předběhne paprsek cestující podél rozhraní paprsek přímý, neboť podél rozhraní cestuje rychleji a navzdory delší vzdálenosti dorazí čelné vlny jím vyprodukované k zemskému povrchu jako první. Rozestup mezi místem zdroje vlnění a místem, kde časy příchodu čelné a přímé vlny jsou si rovny, se nazývá **hraniční vzdálenost** (z anglického *crossover distance*; Musset, Khan 2000).

Kritický úhel je možno vypočítat poměrem rychlostí šíření vln v daných vrstvách (Snellův zákon).



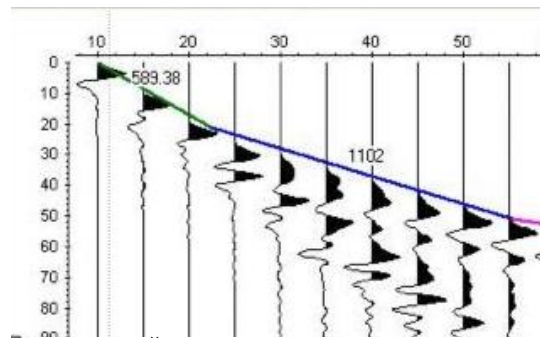
### 3.2 T-x diagram a hodochrony

Seismická energie se ke geofonům dostává třemi způsoby, a to přímou cestou těsně pod zemským povrchem, reflexí a refrakcí. Každá trasa šíření se odlišuje časem příchodu vlny na dané místo.

Seismická měření se na zemském povrchu provádí nejčastěji podél přímkových profilů, kde v jednotlivých bodech měříme časy příchodu (viz obr. 8) uměle vyvolaného vlnění pomocí seismických přijímačů neboli geofonů. Po vynesení časů prvních příchodů do grafu, kde osa x vyjadřuje čas  $t$  a osa y vyjadřuje vzdálenost  $x$ , dostaneme tzv. **t-x diagram** viz obr. 9. Přímky, vyjadřující závislost času na vzdálenosti od místa vzniku vlnění se nazývají **hodochrony** (Mareš 1990).

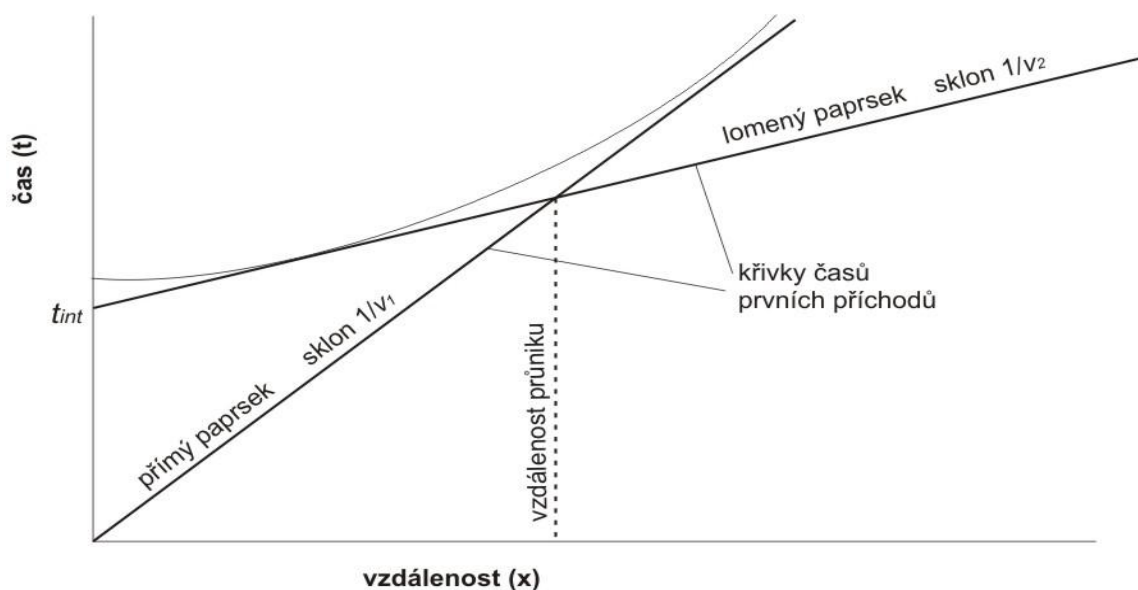
Vlna přímá je jednoduše vyjádřena jako přímka vedená z počátku diagramu s různým sklonem závislým na rychlosti šíření. Sklon je roven  $1/v_1$  tudíž čím větší je rychlost šíření, tím je sklon přímky menší (Vilhelm 2000).

Hodochrona zobrazující rychlost lomených vln je komplikovanější. Paprsek cestuje dvěma různými



Obrázek 8 Časy prvních příchodů (dostupné 29/04/2012: <http://www.sandmeier-geo.de/Reflex/intercepttime.jpg>).

rychlostmi a vždy urazí delší vzdálenost než paprsek přímý. Podle obrázku 7 nejdříve cestuje do podloží po trase  $ZE$ . Tu samou vzdálenost urazí zpět k povrchu po trase  $FF'$  nebo  $GG'$  rychlostí  $v_1$ . Na seismickém rozhraní se šíří rychlostí  $v_2$  po trase  $EFG$ . Výsledný čas dostaneme tedy součtem času, který paprsek stráví ve svrchní vrstvě, a času, který stráví při cestě podél rozhraní. Je tedy zřejmé, že přímka v t-x diagramu reprezentující rychlost  $v_2$



Obrázek 9 T-x diagram (Musset, Khan 2000).

nebude začínat v počátku ale v bodě  $t_{int}$ , který vyjadřuje čas paprsku strávený ve svrchní vrstvě před dosažením rozhraní podél cesty  $ZE$  a při cestě z rozhraní zpět k povrchu po trase  $FF'/GG'$ . Lze ho vypočítat:

$$t_{int} = \frac{2h \cos i_c}{v_1} \quad (3-1)$$

$$t_{int} = \frac{2a \sin i_c}{v_1} \quad (3-2)$$

$$t_{int} = 2h \sqrt{\frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2}} \quad (3-3)$$

kde  $a$  je vzdálenost  $ZE'/2$ . Sklon hodochrony je v případě horizontálního rozhraní roven  $1/v_2$ . Rozdíl času příchodu paprsku po trase  $ZEFF'$  a  $ZEGG'$  se liší  $FG/v_2$ . Celkový čas dráhy paprsku  $ZEGG'$  je potom definován jako:

$$t = \frac{x \sin i_c}{v_1} + \frac{2h_1 \cos i_c}{v_1} \quad (3-4)$$

Podélně rozmístěné geofony zaznamenávají časy příchodů vlny přímé, které po vložení do diagramu vytvoří již zmíněnou hodochronu s určitým sklonem. Od určité vzdálenosti od zdroje se hodochrona prvních příchodů zalomí a pokračuje pod jiným sklonem. Tento jev je důkazem překročení vzdálenosti průniku a tedy existence přibližně horizontálního seismického rozhraní v určité hloubce, kterou lze dále dopočítat (Musset, Khan 2000).

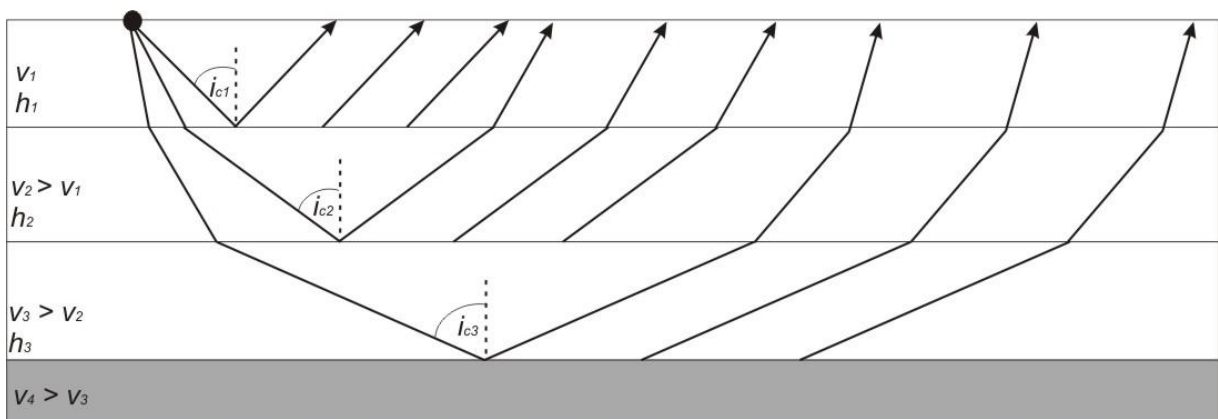
### 3.3 Více vrstev a gradientové prostředí

Obvykle se v podloží vyskytuje více než jedno rozhraní, viz obr. 10. Každá vrstva je charakterizována určitou rychlostí  $v$ , hloubkou  $h$  a kritickým úhlem  $i_c$ , který je závislý na rychlosti šíření vln nad a pod rozhraním. Záznam prvních příchodů vln vynesných do  $t$ - $x$  diagramu je sestaven z několika přímk, které se liší svým sklonem (obr. 11).

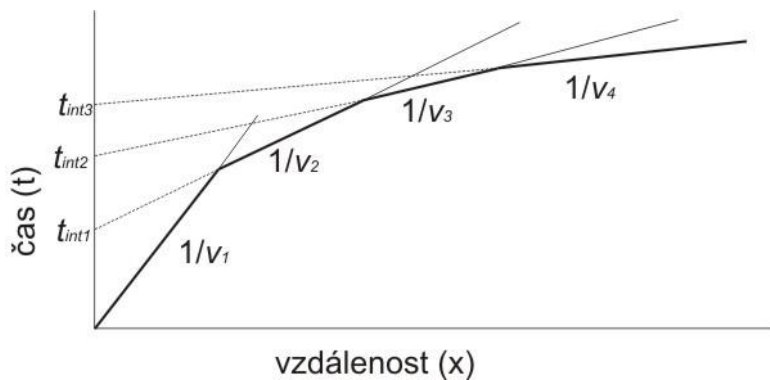
Pro každou další vrstvu lze vypočítat potřebné hodnoty z toho, co už známe.

$$t_{int_2} = \frac{2h_1 \cos i_{c1}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{c2}}{v_2} \quad (3-5)$$

Často se v přírodě vyskytuje **gradientový model**, čímž rozumíme prostředí s absencí



Obrázek 10 Refrakce vlnění v několika horizontálně uložených vrstvách (Musset, Khan 2000).



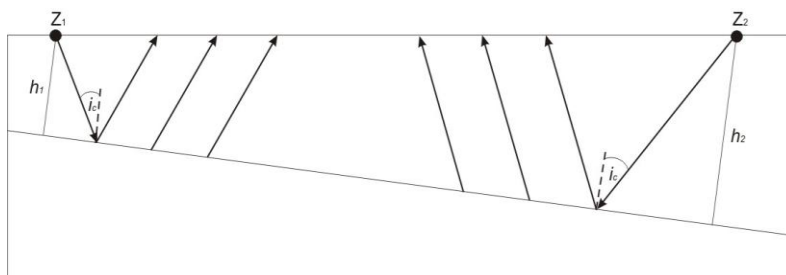
Obrázek 11 T-x diagram s hodochronami vyjadřující 4 vrstvy s postupně zvyšující se seismickou rychlostí (Musset, Khan 2000).

rozhraní. Místo toho se seismická rychlost zvyšuje postupně směrem do hloubky. Takovou situaci si lze představit jako spoustu horizontálních vrstev o velmi malé mocnosti, přičemž každá hlubší vrstva má vyšší seismickou rychlost, než vrstva předchozí. Při průchodu vlny dochází tedy podle Snellova

zákona k malému lomu na každém rozhraní. Dochází tedy k postupnému lámání vlny, kdy se od určité hloubky vlna začne postupně vracet k povrchu. Nazývá se vlna refragovaná (Mareš 1990).

### 3.4 Ukloněné rozhraní

Pokud se vlnění šíří podél ukloněného rozhraní s úhlem úklonu  $\alpha$ , čelné vlny zaznamenané geofony mají postupně měnící se vzdálenost, kterou musí od rozhraní urazit. To způsobí, že přímka v t-x diagramu vyjadřující rychlost  $v_2$  bude natočena o úhel úklonu  $\alpha$  podle toho, zda hloubka rozhraní roste nebo klesá. Kritický úhel se přitom nemění. Pokud se rozhraní svažuje od zdroje do hloubky, čelné vlny mají postupně delší trasu z rozhraní k povrchu, přímka v t-x diagramu bude strmější a rychlost se bude jevit jako pomalejší a naopak. Podle jedné



Obrázek 12 Zpětné refrakční profilování na ukloněném rozhraní (Musset, Khan 2000).

hodochrony nelze tedy poznat, že se jedná o ukloněné rozhraní, proto se rychlosti vypočítané z t-x diagramu označují jako **rychlosti zjevné** (z anglického *apparent velocities*). Protože je sklon

přímky ovlivněn tím, zda se rozhraní svažuje nebo naopak zvyšuje, lze úklon rozpoznat díky oboustrannému zdroji neboli **zpětnému profilování** (z anglického *forward and reversed refraction lines*), kdy je rozhraní měřeno z obou stran. Z jedné strany se rozhraní postupně snižuje, z druhé se zvyšuje. To nám dá dvě různě ukloněné přímky, z nichž se dá vypočítat úhel úklonu rozhraní. Pokud je úhel do  $5^\circ$ , dá se vypočítat zprůměrováním obou křivek (Musset, Khan 2000).

Úhel úklonu rozhraní zjistíme výpočtem mocnosti svrchní vrstvy z každé strany měřeného profilu, viz obr. 12.

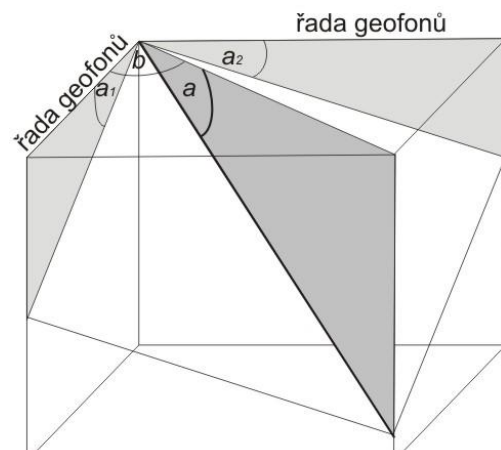
$$h_{1a} = \frac{t_{int_a} v_1}{2 \cos i_c}; \quad h_{1b} = \frac{t_{int_b} v_1}{2 \cos i_c} \quad (3-6)$$

Pokud jsme si nezjistili směr sklonu rozhraní před začátkem měření z již naměřených dat, nemůžeme počítat s tím, že je úklon spodní vrstvy stejného směru jako řada geofonů. Je třeba tedy skutečný úklon zjistit naměřením dvou na sebe kolmých zpětných profilů. Z naměřených úhlů  $\alpha_1$  a  $\alpha_2$  lze vypočítat skutečný úhel  $\alpha$  pomocí:

$$\sin \alpha = \sqrt{\sin^2 \alpha_1 + \sin^2 \alpha_2} \quad (3-7)$$

$$\cos \beta = \frac{\sin \alpha_1}{\sin \alpha} \quad (3-8)$$

Kde  $\beta$  je úhel mezi směrem skutečného sklonu  $\alpha$  a řadou geofonů s naměřeným sklonem  $\alpha_1$  (viz obr. 13; Musset, Khan 2000).



Obrázek 13 Dva na sebe kolmé profily pro výpočet skutečného sklonu;  $\alpha_1 = \alpha_1$ ;  $\alpha_2 = \alpha_2$ ;  $\alpha = \alpha$ ;  $\beta = \beta$  (Musset, Khan 2000).

### 3.5 Skrytá vrstva

Za určitých podmínek vrstva v t-x diagramu není rozpoznána z časů prvních příchodů. Může se jednat buď o vrstvu o malé mocnosti, nebo vrstvu s nízkou seismickou rychlostí. V prvním případě se jedná o **vrstvu patřičně skrytou** (z anglického *hidden layer proper*). Paprsek cestující podél rozhraní v druhé vrstvě musí dosáhnout určité vzdálenosti, aby byl jeho příchod detekován před příchodem paprsku přímého. Než se tak ale stane, může být předstihnut paprskem jdoucím z vrstvy 3, uložené ještě níže. Děje se tak kvůli nedostatečné mocnosti druhé vrstvy.

V druhém případě se jedná o **vrstvu s nižší seismickou rychlostí** (z anglického *low-velocity layer*) v porovnání s vrstvou nad ní. Pokud je seismická rychlost ve druhé vrstvě nižší, než v první, a ve třetí je zase vyšší než ve druhé, jeví se podloží jako dvouvrstvé, přičemž se rozhraní v t-x diagramu zdá být uloženo hlouběji v porovnání se skutečností díky zpomalení vlnění v druhé vrstvě (Musset, Khan 2000).

Rozeznat skrytou vrstvu je možné pouze na základě nezávislých informací, především z vrtných jader. Typickým případem skryté vrstvy je například vrstva písku pod jílem, vrstva pískovce pod vrstvou vápence nebo vrstva sedimentů pod lávou (Musset, Khan 2000).

### **3.6 Refrakční seismika v praxi**

Refrakční seismika může být vykonána v různých měřítkách, od mělkého, ručního profilování, kdy je roztažení geofonů jen pár desítek metrů, až po rozsáhlý průzkum s roztažením přes stovky kilometrů.

Abychom mohli zaznamenat časy příchodů jak vlny přímé, tak vln čelných, je potřeba vhodného a správně nainstalovaného zařízení a dostatečně silných vyprodukovaných vln, tedy zdroj vlnění.

#### **3.6.1 Zdroj vlnění**

Jako zdroj vlnění pro refrakční monitorování lze využít úderného zařízení či výbušnin. Palice dostatečné velikosti nám poslouží při mělkém profilování. V tomto případě se zdroj posouvá podél linie, neboť boucháním palicí do země se obvykle nedocílí průchodu vlnění podél celého profilu. Lze použít také hydraulické kladivo. Průchodnost vln skrz podloží je ovlivněno citlivostí měřicího vybavení, silou úderů, litologií podloží a šumem (Musset, Khan 2000).

Při rozsáhlejších průzkumech se obvykle užívá výbušnin, které se dopalují v určité hloubce pod povrchem (pod zvětralinovým pláštěm). Výbušnina odpálená ve vodě (nádrže, jezera, oceán) má lepší efekt a navíc je takto prováděný výzkum levnější. V tomto případě se zdroj neposouvá. Vzhledem k síle ani není třeba (Musset, Khan 2000).

#### **3.6.2 Šum**

To, co zaznamenáváme pomocí seismografů, je v případě užití seismiky uměle vyprodukovaný seismický signál. Geofon je v určité vzdálenosti od zdroje a čeká na příchod seismické vlny. To, co se k němu ve výsledku dostane, obsahuje nejen záměrně vyvolané vlnění, ale také šum, což je jakékoliv kmitání, které není součástí námi vysílaného signálu (Milsom 2008).

Šum je jednak produkován samotným vlněním a je soustavný. Dále existuje šum, který nemá s vyprodukovaným vlněním nic společného, a to jsou šumy nepravidelné. Způsobí ho například doprava, zvířata, pohyb lidí, ale také kapky vody dopadající na povrch a obecně nepřízeň počasí. Pokud je třeba silný vítr, dojde k šíření šumu do podloží přes kymácející se stromy. Šumu se dá částečně předejít, například měřením daleko od dopravních komunikací nebo stromů (Milsom 2008).

### **3.6.3 Seismograf a geofony**

Pro refrakční profilování je třeba linie přijímačů neboli geofonů. Veškeré přijímače jsou připojeny kabely k seismografu, který obsahuje interní počítač. Ten přijímá z geofonů a zaznamenává sebemenší vibrace podloží.

Geofony jsou od sebe vzdáleny libovolně v závislosti na požadovaném rozlišení. Vždy ale mají mezi sebou stejný rozestup. Pokud je výsledná linie geofonů nedostačující, po ukončení měření lze geofony přemístit podél linie a zajistit si tak vícenásobně dlouhý profil. Taktéž je možno naměřit na sebe dva kolmé profily.

Geofony mohou být buď jednosložkové, které měří pouze vertikální kmitání částic, nebo tří-složkové, které měří kmitání částic navíc v obou horizontálních směrech.

Při rozsáhlých měřeních by nebylo možné propojit vše kabely, proto jsou geofony obvykle rozděleny na několik dílčích skupin, z nichž má každá zapojení k centrálnímu zařízení, které je dálkově řízeno rádiem (Musset, Khan 2000).

### **3.6.4 Měření**

Při mělkém profilování nezůstává zdroj na stejném místě. Místo úderů je během měření třeba postupně přesouvat podle potřeby. Zdroj umístíme ideálně mezi geofony. Údery na každém místě několikrát opakujeme přibližně 5krát až 10krát, čímž posilujeme signál vůči šumu. Po každém úderu je třeba data ověřit a uložit. Přibližně platí, že ručním vyvoláváním vln se profilování dostane asi do 10 až 20 metrů pod povrch (Musset, Khan 2000).

Vzhledem k vlastnostem šíření vlnění je třeba naměřit také tzv. přístřeely po obou stranách profilu, abychom dostali záznam o rozhraní také v koncových zónách profilu. Zdroj umístíme podle situace do vzdálenosti 5 až 20 metrů před první a za poslední geofon v linii.

Uložená data se dále zpracují pomocí užití vhodného softwaru. Teprve poté je možné data interpretovat.

### **3.6.5 Průzkum na moři**

Při průzkumu na moři jsou obecně jak zdroje, tak přijímače odlišné. Zdroje vlnění šířící se pod vodou používají stlačený vzduch. Více se však měření na moři uplatní při reflexní seismice.

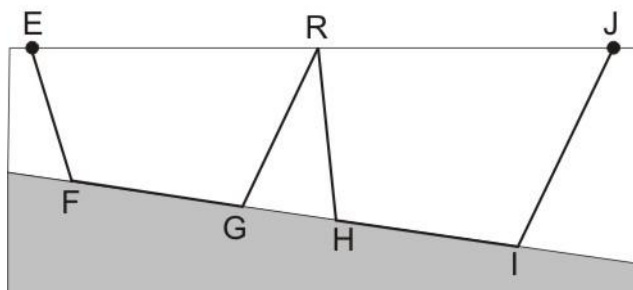
Přijímači jsou hydrofony ponořené do vody reagující na změnu tlaku. Musí být navrženy tak, aby ignorovaly přirozené vlnění vody a také vlnění na hladině moře v důsledku uměle vytvořených P-vln (Musset, Khan 2000).

## 3.7 Metody interpretace refrakčních dat

### 3.7.1 Delay times

Mocnost svrchní vrstvy v určitém bodě na profilu lze zjistit pomocí času zpoždění (z anglického *delay time*).

Paprsek cestující v podloží mezi body *E* a *J* (obr. 14) nejprve dosáhne rozhraní během určitého času. Dále cestuje podél rozhraní a nakonec mu chvíli trvá, než se z rozhraní dostane do bodu *J*. Celkový



Obrázek 14 (Musset, Khan 2000)

čas označíme jako  $t_{total}$ . Pokud profil v bodě *R* rozdělíme na dva dílčí profily a měříme čas  $t_{ER}$  a čas  $t_{RJ}$ , sečtený čas obou profilů bude vždy vyšší než  $t_{total}$  vzhledem k času paprsků strávených na trasách *GR* a *HR*. Platí potom:

$$t_{ER} + t_{RJ} = t_{total} + 2\delta_R \quad (3-9)$$

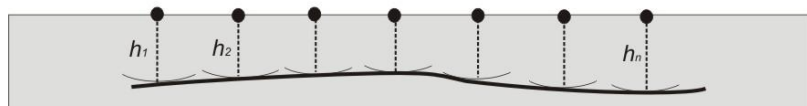
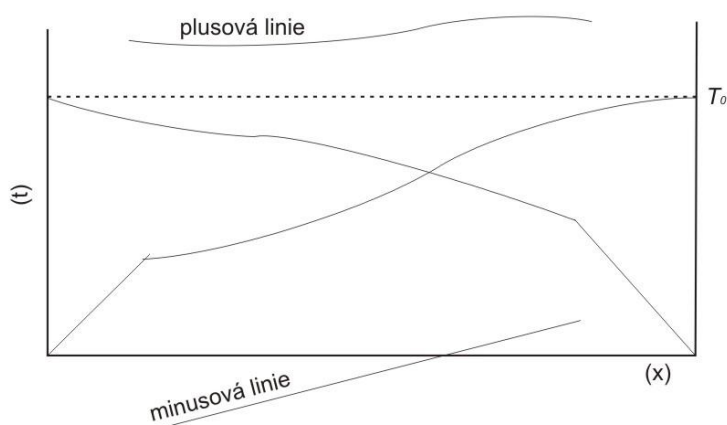
kde  $\delta_R$  je čas zpoždění. Na základě této veličiny lze dále dopočítat hloubku rozhraní v bodě *R* pomocí rovnice:

$$h_R = \delta_R \frac{v_1 v_2}{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}} \quad (3-10)$$

### 3.7.2 Metoda plus-mínus

Metoda využívající čas zpoždění se nazývá metoda plus-mínus. Z naměřeného zpětného profilu získáme dvě hodochrony. Tato dvojice hodochron se nazývají

**hodochrony vstříčné** (Mareš 1990), kdy každá z nich má počátek v opačných koncích *t-x* diagramu (obr. 15 nahoře). Čas vlnění jdoucí podél profilu je pro obě hodochrony stejný a nazývá se čas **vzájemnosti**  $T_0$  (Mareš 1990). Pro každý geofon na ose *x* jsou přidány dva body, a to součet časů dopředného a zpětného profilu a jejich rozdíl. Dvě výsledné přímky



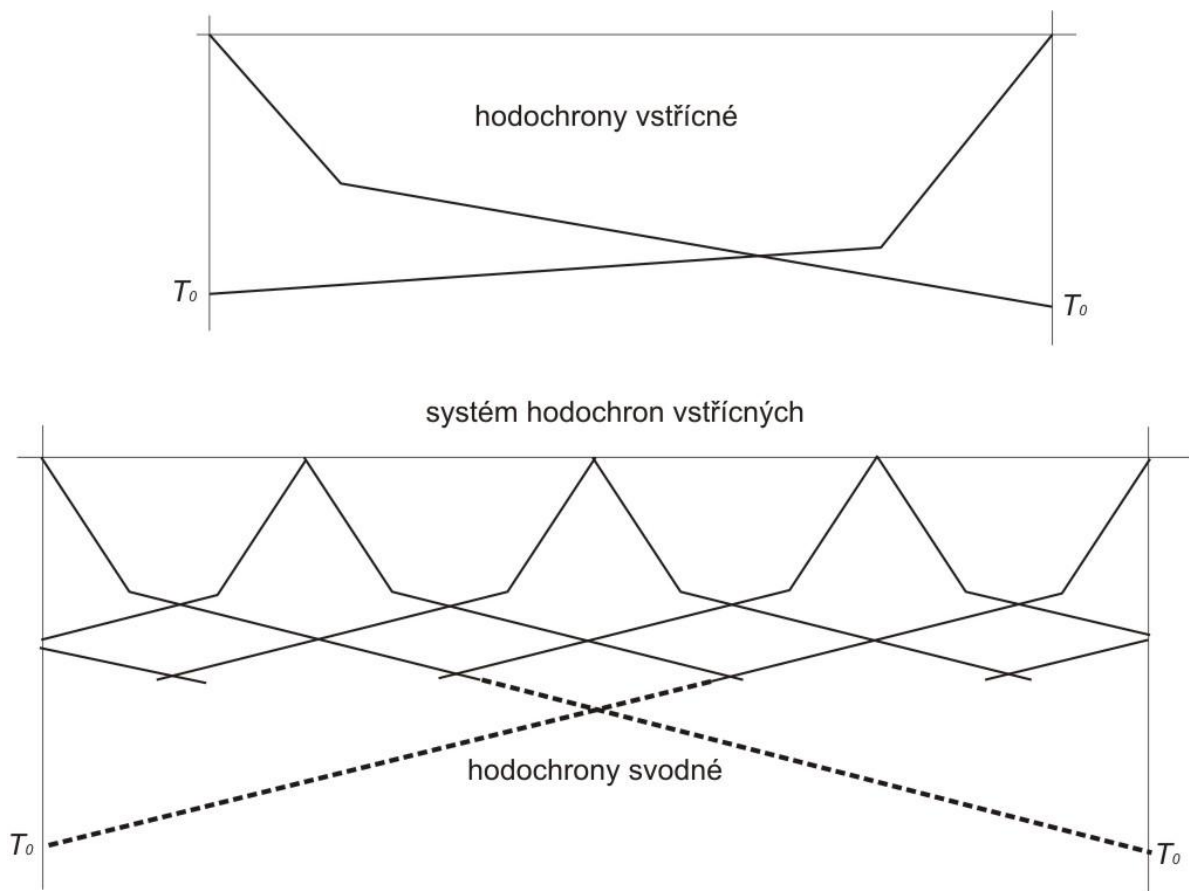
Obrázek 15 *T-x* diagram s hodochronami vstříčnými,  $T_0$  – čas vzájemnosti (nahore), dopočítání hloubky rozhraní v bodech podél profilu (dole; Musset, Khan 2000).

představují propojení všech bodů časů sečtených a rozdílných, kdy minusová linie by měla být lineární, čímž si lze také ověřit, zda je metoda aplikovatelná. Z této přímky lze dopočítat rychlost  $v_2$ , neboť sklon přímky se rovná  $2/v_2$  (Vilhelm 2000).

Součty časů pro každý geofon vytvoří plusovou linii. Po odečtení času vzájemnosti od každé z hodnot dostaneme  $2\delta_1, 2\delta_2$  až  $2\delta_n$ , z čehož lze dále dopočítat hloubky  $h_1, h_2$  až  $h_n$  podél profilu (obr. 15 dole).

Tato metoda ztrácí na přesnosti, pokud jsou sklony rozhraní v některých místech profilu strmější než  $10^\circ$ , kdy tvar rozhraní by stále odpovídal reálné situaci, ale hloubka by nebyla přesná (Musset, Khan 2000).

Vzhledem k tomu, že ručně vyprodukované vlnění pomocí úderů kladivem se nešíří na dostatečně velkou vzdálenost, a tedy hodochrona nevede přes celý profil, je třeba více míst odpalu podél profilu, čímž nám vznikne systém hodochron. Přepočtem časů na hodochronách z jednotlivých bodů odpalu na profilu na hodochrony z okrajových bodů výbuchu dostaneme **hodochrony svodné** (Mareš 1990) neboli hodochrony, které vedou podél celého profilu (obr. 16 dole).



Obrázek 16 Hodochrony vstřícné (nahore) a systém hodochron tvořící hodochrony svodné (dole; Mareš 1990).



### 3.7.3 Stopování paprsků a umělé seismogramy

Díky metodám popsaným výše lze vytvořit model rozhraní na základě prvních příchodů vln. Po vytvoření modelu lze dále data použít na vytvoření umělého modelu. Díky počítačovým programům lze vytvořit tzv. stopování paprsků (z anglického *ray tracing*), kdy je na model aplikován Snellův zákon. Paprsky se šíří z bodů zdrojů pod různým úhlem a na každém rozhraní je dopočten úhel, pod kterým se budou šířit dále. Je možno povolit nejednotnou seismickou rychlost mezi rozhraními, což způsobí, že se paprsky křiví. Čas pro navrácení se každého paprsku zpět na povrch je vypočítán a nakonec je zkonstruován umělý t-x diagram, který je srovnán s původním diagramem a lze ho poté upravit podle potřeby.

Složitější programy vypočítají i velikost amplitudy nebo také berou v potaz ztrátu energie na rozhraních. Touto metodou se nabízí vlastně testování získaných dat (Musset, Khan 2000).

Další metody jsou například metoda časových polí, Palmerova metoda nebo metoda obecné inverze (Vilhelm 2000).

### 3.8 Omezení a příklady využití

Refrakční seismika užívá jen zlomek naměřených dat, a tím jsou časy prvních příchodů vln. Tyto metody pochopitelně zahrnují jistá omezení. Již bylo zmíněno, že metoda se dá použít jen pro relativně mělká, převážně horizontální rozhraní. Pokud sklon rozhraní přesáhne v některém místě podél profilu  $10^\circ$ , dojde k částečnému zkreslení výsledných dat (viz kapitola 3.9.2).

Ten nejdůležitější a nejdůležitější úkol v refrakční seismice je vůbec určení skutečného času prvního příchodu vlny, což není vždy úplně jednoznačné. Problém nastává už při určování vlny přímé, neboť povrch je deformován všemi dříve popsanými typy vlnění (Milsom 2008). Pokud se zamyslíme nad výpočty seismických rychlostí, narazíme na další úskalí. Rovnice pro výpočty seismické rychlosti totiž vyžadují vertikální rychlost, ale to, co máme k dispozici z měření je rychlost horizontální. Vzhledem k většině případů anizotropního prostředí tedy do výpočtu zavádíme chybu. Je tedy důležité naměřená data porovnávat s dostupnými vrtnými daty (Milsom 2008).

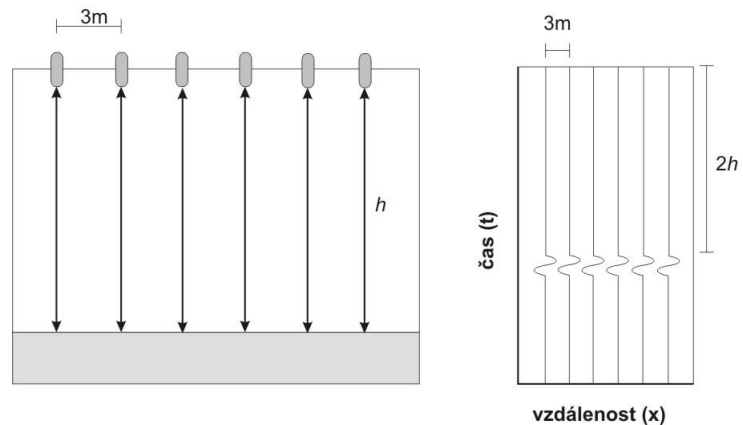
Další jev, se kterým si refrakční metody neumí poradit je již zmíněná skrytá vrstva, popsaná v kapitole 3.7. S tím souvisí tzv. slepé zóny (z anglického *blind zones*), kdy se vlnění díky nižší rychlosti ve spodní vrstvě k povrchu vůbec nenavrací (Milsom 2008).

Lomené vlny se dají použít pro průzkum mělkých rozhraní při plánování staveb dálnic, přehrad, jímek nebo velkých průmyslových objektů. Lze určit hloubku skalního podkladu,

mocnost skrývky nebo sledovat ložiska kaolinu. Dále je možné sledovat hladinu podzemní vody v nezpevněných sedimentech. Takovéto rozhraní vytváří hodnoty seismických rychlostí mezi 1400 a 2000 m/s (Mareš 1990).

#### 4 Reflexní seismika

Reflexní profilování se využívá především k vyhledávání ložisek nerostných surovin. Podloží je snímáno i stovkami přijímačů, které vytváří profily ve třech na



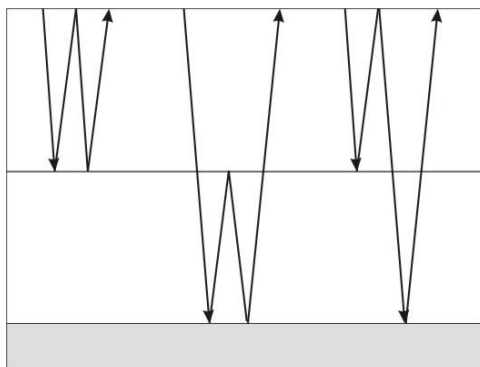
sebe kolmých rovinách a sahají do hloubky i několika kilometrů.

Obrázek 17 Měření pomocí systému jednoho geofonu kde místo odpalu se rovná místu přijímače (vlevo) a výsledný záznam (vpravo; Musset, Khan 2000).

Při profilování je využíván **systém jednoho přijímače** (z anglického *single receiver system*; obr. 17), kdy se užívá pouze jednoho geofonu v místě odpalu. To znamená, že v interpretaci naměřených dat se použijí jen paprsky, které dopadají na rozhraní kolmo, a vracející se zpět ke zdroji vlnění tou samou cestou.

Paprsek cestuje od zdroje vlnění k rozhraní, kde se odrazí zpět směrem k povrchu. Zaznamenané jsou pochopitelně jen paprsky, které se vrací k místu vzniku vlnění stejnou cestou. Pokud je rozhraní uloženo jinak než horizontálně, místo odrazu se nenachází pod zdrojem, viz obr. 20. Dále je třeba si uvědomit, že paprsek cestuje dvakrát stejnou trasu, *two-way time*, dále jen **TWT**, tudíž čas příchodu musí být poloviční, abychom ho mohli použít pro další operace (Musset, Khan 2000).

Při použití **systému více přijímačů** (obr. 19) je rozestavení geofonů buď podél linie (při dvojrozměrném profilování) nebo v pravidelné síti (při trojrozměrném profilování) s pohybujícím se místem odpalu. Časy příchodů odraženého vlnění vytvoří hodochronu, která



má charakter hyperboly (nebo hyperboloidu v trojrozměrném profilování).

Nemilou součástí reflexního profilování je několikanásobný odraz, kdy je část energie jdoucí podloží zpět k povrchu odražena rozhraním zpět do podloží. Cesta paprsku může být potom složitější, viz obr. 18. Během měření, kdy se využívá jednoho

Obrázek 18 Příklady vícenásobných odrazů v podloží (Musset, Khan 2000).

geofonu, se může objevit potom ozvěna toho samého rozhraní (Musset, Khan 2000).

#### 4.1 Záznam

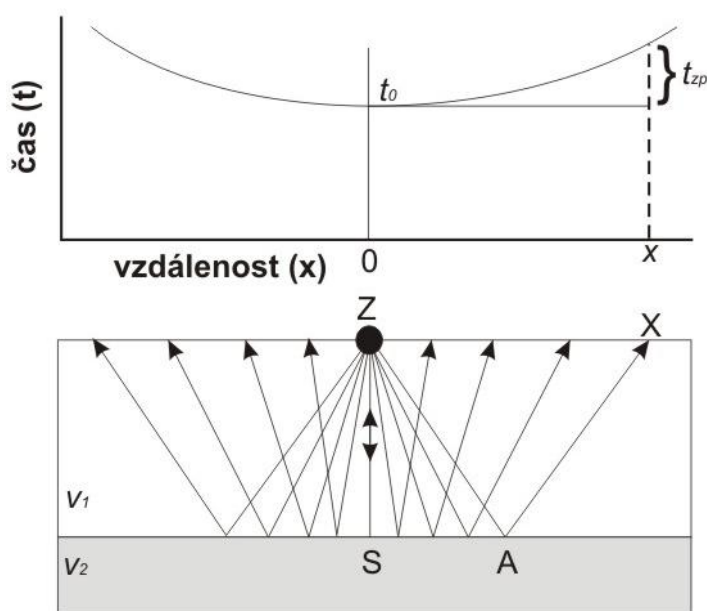
Záznam měření je vynesení časů příchodů do t-x diagramu, kde na ose x jsou jednotlivé body ve vzájemné vzdálenosti odpovídající rozmístění geofonů v řadě. Osa y představuje čas. Takový záznam si lze dobře namodelovat na následujícím příkladu. S vysláním vlny do podloží se začne pero rovnoměrně pohybovat po papíru, na kterém zanechává linii představující čas. Paprsek, který se vrátí zpět ke zdroji, vychýlí pero a vytvoří stopu (z anglického *wiggle*). Poloviční čas příchodu paprsku cestujícímu k vertikálně uloženému rozhraní, jak je znázorněno na obr. 17, odpovídá cestě k rozhraní, a tedy mocnosti svrchní vrstvy, která se vypočítá jednoduchou rovnicí:

$$h = \frac{v \times t}{2} \quad (4-1)$$

Při existenci více vertikálně uložených rozhraní pod sebou by se v t-x diagramu objevilo více stop pod sebou (Musset, Khan 2000).

#### 4.2 Normal moveout (NMO) a střední kvadratická rychlost

Geofony jsou rozestavěné v řadě s místem odpalu v polovině linie. Vlna od zdroje cestuje k vertikálně uloženému rozhraní, kde se odráží zpět k povrchu, kde je postupně zaznamenána



geofony. Čím větší je vzdálenost geofonu od zdroje vlnění, tím delší je čas příchodu. Po vynesení časů příchodů do t-x grafu dostaneme hodochronu, která má charakter hyperboly (obr. 19). Paprsek jdoucí vertikálně do podloží se odráží kolmo od rozhraní v bodě S a čas příchodu  $t_0$  je zaznamenán jako první. Paprsky zaznamenané geofony s určitou vzdáleností od zdroje mají opožděný čas příchodu o  $t_{zp}$ . Výsledný čas v určitém

bodě je potom:

$$t = t_0 + t_{zp} \quad (4-2)$$

Obrázek 19 Měření pomocí systému více přijímačů (dole) a výsledný záznam, hodochrona má charakter hyperboly (nahore; Musset, Khan 2000).

Celkový čas v bodě X je závislý na rychlosti  $v_1$  a mocnosti vrstvy  $h_1$ .

$$t_x = \frac{ZAX}{v_1} = \frac{2ZA}{v_1} \quad (4-3)$$

Pro výpočet vzdálenosti ZA je třeba použít Pythagorovu větu a pravoúhlý trojúhelník ZSA.

$$t_x = \frac{2}{v_1} \sqrt{h_1^2 + \left(\frac{x}{2}\right)^2} \quad (4-4)$$

kde  $x$  je vzdálenost ZX/2 nebo SA,  $h_1$  je mocnost svrchní vrstvy neboli ZS. Dalšími úpravami rovnice dostaneme:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_1^2} \quad (4-5)$$

Pokud je vzdálenost zdroje a přijímače malá v porovnání s mocností vrstvy, takže paprsek je pouze mírně odkloněn od vertikální linie, se kterou svírá malý úhel,  $t_{zp}$  je potom přibližně:

$$t_{zp} = t - t_0 \approx \frac{x^2}{2v_1^2 t_0} \quad (4-6)$$

Výše uvedené vztahy platí pouze pro první vrstvu. Opožděný čas příchodu vlnění  $t_{zp}$  se nazývá **normal moveout**, dále jen **NMO** (Telford et al 1990).

Pokud je více horizontálních vrstev uložených pod sebou, je třeba kromě reflexe počítat i s refrakcí, neboť vlnění odražené od hlubšího rozhraní prošlo minimálně jedním rozhraním nad ním, tudíž při průchodu došlo k lomu vlnění. Pro další vrstvu použijeme vztah:

$$v_{rms} = \sqrt{\frac{v_1^2 \tau_1 + v_2^2 \tau_2}{(\tau_1 + \tau_2)}} \quad (4-7)$$

Kde  $\tau$  je čas paprsku strávený ve vrstvě pouze v jednom směru (z anglického *one-way time*),  $v_{rms}$  je **střední kvadratická rychlost** (z anglického *root mean square velocity*), která představuje takovou rychlost, kterou by daná vrstva, s mocností rovnající se hloubce rozhraní, potřebovala, aby mohla poskytnout stejný TWT a NMO, které jsou pozorovány (Musset, Khan 2000). Jednoduše, nad určitým reflektorem uvažujeme nadloží jako jednu vrstvu s rychlostí  $v_{rms}$ , kterou určíme z tvaru příslušné hodochrony (Vilhelm 2010).

Pokud známe rychlost  $v_2$ , můžeme pokrčovat výpočtem veličin pro třetí reflektor. Obecný vztah pro výpočet  $v_{rms}$  se nazývá **Dixova formula**:

$$v_{dix}^2 = \frac{(v_{rms,n}^2 t_n - v_{rms,n-1}^2 t_{n-1})}{(t_n - t_{n-1})} \quad (4-8)$$

Mocnost vrstvy dále zjistíme pomocí:

$$h = v_{vrstva} \left( \frac{t_B - t_T}{2} \right) \quad (4-9)$$

kde  $t_B$  je TWT k bázi vrstvy,  $t_T$  je TWT čas ke stropu vrstvy a  $v_{vrstva}$  je rychlost seismického šíření v dané vrstvě (Musset, Khan 2000).

### 4.3 „Stacking“

Odražené vlnění je často slabé v porovnání s rušením signálu (šumem), především to, které se vrací z hlubších vrstev. Proto je obtížné rozhraní někdy rozpoznat. V takovém případě použijeme „stacking“, čímž rozumíme skládání, nebo sčítání záznamů dohromady, abychom zvýšili poměr signálu vlnění k rušení. Je třeba několik záznamů detekované vždy stejnou řadou geofonů. Před tím, než sada záznamů může být skládána, je třeba každou stopu upravit odečtením NMO, neboli upravit hyperboly tak, aby z nich byly horizontální linie. Ale NMO je těžké získat, když jsou časy příchodů těžce rozeznatelné. Stanovení rychlosti a sčítání záznamů je prováděno dohromady. Rychlost šíření vln  $v_{rms}$  je odhadnuta a použita pro výpočet NMO pro každý přijímač v závislosti na jeho vzdálenosti od zdroje vlnění. Jednotlivé stopy jsou tedy posunuty ze své původní pozice v závislosti na dopočteném NMO. Pokud byla rychlost odhadnuta správně, časy příchodu v t-x diagramu se seřadí tak, že vytvoří silnou linii zobrazující rozhraní (Musset, Khan 2000).

Při špatném odhadu rychlosti je výsledek nezřetelný. Používá se tedy rozmezí rychlostí pro výpočet NMO a vybere se výsledek s nejlépe patrným rozhraním. Tento postup je opakován pro každé rozhraní, neboť  $v_{rms}$  se vždy liší (Musset, Khan 2000).

### 4.4 Reflektor

#### 4.4.1 Odraz

Odraz vlny od rozhraní je závislý na rozdílnosti vrstev. Každá vrstva je charakterizována hustotou  $\rho$ , a seismickou rychlostí  $v$ . Poměr amplitudy vlny příchozí (z anglického *incident wave*) a vlny odražené (z anglického *reflected wave*) nám dá **koeficient odrazu**  $R$  (z anglického *reflection coefficient*). Podobně existuje poměr amplitud vlny příchozí a vlny přenesené (z anglického *transmitted wave*), která prochází přes rozhraní a pokračuje dále do podloží. Takový poměr dává **koeficient přenosu**  $T$  (z anglického *transmission coefficient*).

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}; \quad T = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (4-10)$$

Vztah  $\rho v$  se nazývá akustická impedance, značená  $Z$ . Čím větší je rozdíl akustické impedance mezi dvěma vrstvami, tím silnější je samotná reflexe.  $R$  a  $T$  definovány výše platí pouze u paprsku dopadající kolmo na rozhraní. Pokud dopadá paprsek kose, je rovnice daleko komplikovanější (Musset, Khan 2000).

Obečně platí, že S-vlny se šíří pomaleji, než P-vlny. Akustická impedance je tedy jiná pro každý druh vlnění, a tudíž pro danou vrstvu existují dva koeficienty odrazu a přenosu. S-vlny jsou někdy odráženy silněji než P-vlny. Energie, která se odrazí, nebo projde rozhraním je oslabena. Kolik se z celkové přicházející energie odrazí, nebo projde je vyjádřeno jako  $R^2$  a  $T^2$ . Platí:  $R^2 + T^2 = 1$  (Musset, Khan 2000).

Jako příklad si uvedeme výpočet koeficientu odrazu pro vrstevnaté prostředí, kdy svrchní vrstva je tvořena pískovcem a spodní vrstva vápencem.

	Rozsah seismické rychlosti	Rozsah hustoty
Pískovec	2 – 6 km/s	2,05 – 2,55 Mg/m <sup>3</sup>
Vápenec	2 – 6 km/s	2,60 – 2,80 Mg/m <sup>3</sup>

Tabulka 2 Seismické rychlosti a hustoty v každé ze dvou vrstev (Musset, Khan 2000)

Nejdříve počítejme s hodnotami takovými, aby se obě vrstvy lišily. Pro pískovec použijeme nejnižší hodnoty z rozsahu, a pro vápenec nejvyšší:

$$R = \frac{(2,80 \times 6) - (2,05 \times 2)}{(2,80 \times 6) + (2,05 \times 2)} = 0,608$$

To vytvoří silnou reflexi, kdy se odrazí  $0,608^2 = 0,37$  z přichozí energie.

Dále spočítáme to samé rozhraní s jinými hodnotami, které se tolik neliší:

$$R = \frac{(2,64 \times 3) - (2,40 \times 3,3)}{(2,64 \times 3) + (2,40 \times 3,3)} = 0$$

V tomto případě je rozhraní pouze geologickým rozhraním, nikoli seismickým (Musset, Khan 2000).

#### 4.4.2 Rozlišení více rozhraní

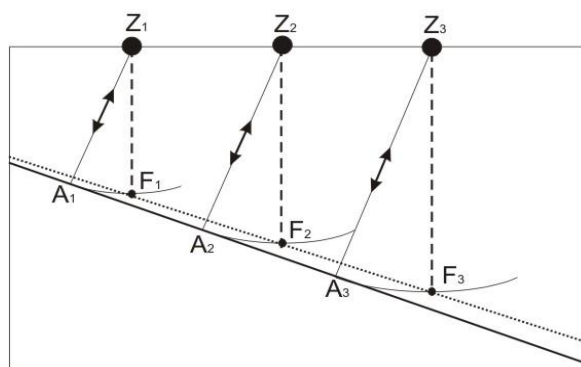
V podloží se vyskytují dvě rozhraní, každé v určité hloubce, přičemž jednotlivé vrstvy mají vzestupnou seismickou rychlost směrem do podloží. Mají mezi sebou jistou vzdálenost. Pokud se tato vzdálenost bude snižovat, tedy hlubší rozhraní bychom postupně posouvali blíže k mělčímu rozhraní, bude se postupně snižovat i vzdálenost mezi přicházejícími reflexními vlnami, až se začnou překrývat. Amplitudy se překrytím sčítají a od určité hodnoty rozdílu hloubek se budou dvě rozhraní jevit jako jedno výraznější rozhraní.

V případě, že by třetí vrstva měla stejnou seismickou rychlost jako vrstva první, je situace jiná. Jedno rozhraní bude mít kladné  $R$ , zatímco druhé bude mít  $R$  záporné, což znamená, že tvar vln bude vůči sobě převrácený. Při snižování rozdílu hloubek rozhraní, a tedy při postupném překrývání vln, se začnou místo sčítání krátit. Takovéto sčítání, nebo krácení vln se nazývá interference (Musset, Khan 2000).

Dva impulsy je těžké rozlišit, pokud je mezi nimi vzdálenost menší než polovina vlnové délky. Užitím vhodného zdroje lze však vytvořit impuls s kratší vlnovou délkou. Na druhou stranu, kratší impulsy jsou více ovlivněné absorpcí, tudíž se může stát, že k danému rozhraní ani nedorazí. Je třeba tedy zvolit vhodný kompromis (Musset, Khan 2000).

#### 4.5 Ukloněný reflektor

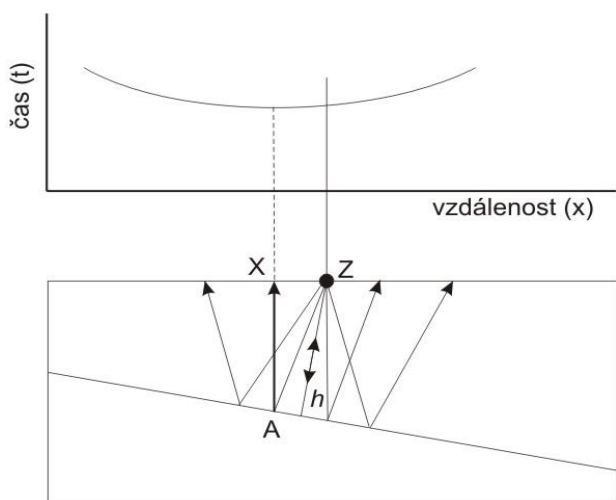
Ukloněný reflektor je při měření systémem jednoho geofonu dobře rozeznatelný. Úhel úklonu  $\alpha$  je však zkreslený, neboť se do diagramu promítá, jakoby se body odrazu nacházely přímo pod zdrojem vlnění, viz obr. 20. Paprsky dopadají kolmo na rozhraní v bodech  $A_1, A_2, A_3$ , ale v záznamu jsou promítnuté na vertikálních liniích jdoucích od zdrojů vlnění. Rozhraní se potom jeví,



Obrázek 20 Zkreslený úhel uklánějícího se rozhraní (Musset, Khan 2000).

jakoby procházelo body  $F_1, F_2$  a  $F_3$ . Tyto body se nachází na kružnicích s poloměrem  $2t_1, 2t_2, 2t_3$  ( $2h_1, 2h_2, 2h_3$ ), které představují množinu všech potenciálních bodů odrazu paprsku

odpovídající danému času.



Obrázek 21 (Musset, Khan 2000)

Skutečný úhel  $\alpha$  nelze naměřit systémem jednoho geofonu. Vyslaná vlna se od ukloněného rozhraní vrací k povrchu a paprsky jsou zaznamenávané geofony v linii, viz obr. 21. První na povrchu zaznamenaný paprsek není ten, který dopadá na rozhraní kolmo, ale ten, který se vrací kolmo k povrchu, tedy paprsek jdoucí po trase ZAX. Střed hyperboly se potom nebude nacházet na ose x ve vzdálenosti odpovídající bodu, ve kterém se

nachází zdroj vlnění, ale bodu X. Takovýto posun hyperboly je definován vztahem:

$$ZX = 2h \sin \alpha \quad (4-11)$$

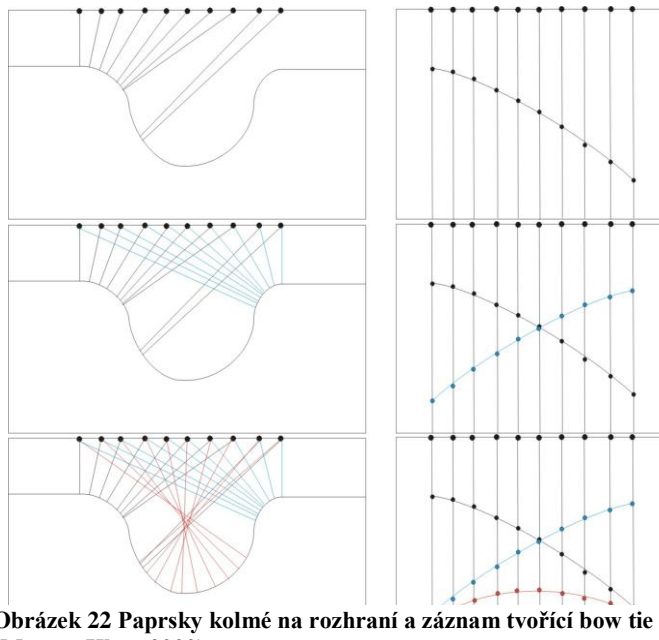
kde  $\alpha$  je skutečný úhel úklonu rozhraní (Musset, Khan 2000).

## 4.6 Zakřivený reflektor a migrace

Při zakřiveném reflektoru je situace komplikovanější, neboť pro jeden zdroj vlnění se může najít několik odrazových bodů na reflektoru, kam paprsek dopadá kolmo. Obecně může mít rozhraní tvar synklinály, nebo

antiklinály. Pokud se v podloží vyskytuje synklinála, existují tři body kolmého odrazu vlnění pro jeden zdroj vlnění, přičemž každý může ležet v jiné vzdálenosti od zdroje.

Na záznamu se objeví tři stopy. Pokud zdroj postupně posouváme nad konkávním rozhraním, tři stopy pro každé umístění zdroje vytvoří tzv. „**bow tie**“ (obr. 22), který je charakteristický pro tuto situaci. Pokud se pomyslný střed zakřivení nachází nad zemským

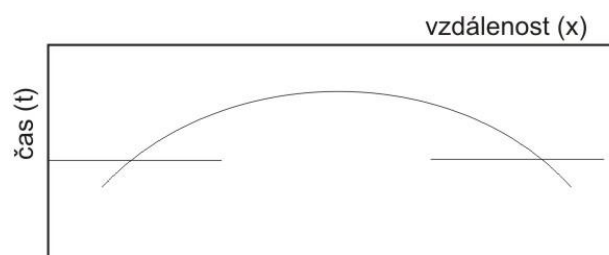


Obrázek 22 Paprsky kolmé na rozhraní a záznam tvořící bow tie (Musset, Khan 2000).

povrchem, časy příchodů odraženého vlnění vytvoří obyčejnou synklinálu (Musset, Khan 2000).

Situace pro antiklinálu je znázorněna na obrázku 23.

V důsledku zakřivení rozhraní záznam neodpovídá vizuálně reálné situaci. Upravení pozice a



Obrázek 23 Záznam antiklinály (Musset, Khan 2000).

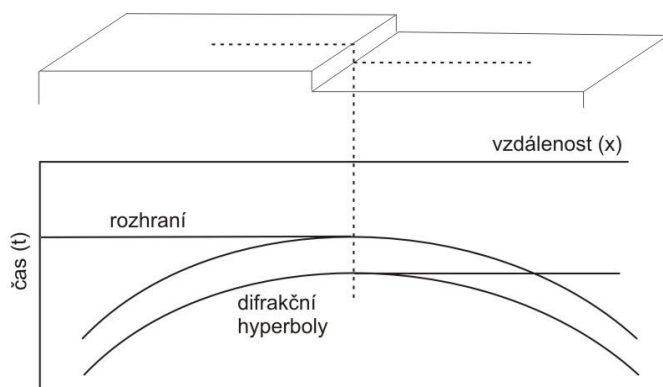
tvaru reflektoru, který není horizontální, se nazývá **migrace**. Je to vlastně úprava záznamu tak, aby vizuálně odpovídal skutečnosti. Pokud se nám po skládání záznamů objeví již zmíněný bow tie, při migraci je záznam upraven tak, aby rozhraní mělo tvar synklinály a aby se na

ose y vyskytovalo v odpovídající hloubce (viz obr. 27 a 28; Vilhelm 2000).

## 4.7 Nespojité reflektor a difrakce

Reflektor může být porušen zlomem. V podloží se potom vyskytuje náhlá, ostrá hranice reflektoru, která způsobí vznik difrakce (viz kapitola 3.2.1).





Obrázek 24 Difrakční hyperboly vytvořené v záznamu v důsledku zlomu na reflektoru (Musset, Khan 2000).

Představme si nejdříve **bodový reflektor** (z anglického *point reflector*), od kterého se vlnění odráží takovým způsobem, jako by se šířilo od samotného zdroje. Pokud budeme posouvat zdroj, který je zároveň přijímač (systém jednoho geofonu), po linii, kde se vprostřed nachází pohřbený, bodový reflektor, výsledný záznam

vytvoří difrakční hyperbolu (z anglického *diffraction hyperbola*), přičemž amplituda stop se s narůstající vzdáleností od reflektoru snižuje, viz obr. 24.

Zlom v nespojitém reflektoru se bude tedy chovat jako bodový reflektor a vytvoří na záznamu difrakční hyperboly, přičemž NMO difrakčních hyperbol je dvakrát takový, než reflexní hyperboly rozhraní ve stejné hloubce (Telford et al 1990). Na obrázku 25 je znázorněno rozhraní postihnuté zlomem, kdy v záznamu jsou potom reflexe tečné na difrakční hyperboly v bodě zlomu. V realitě je těžké určit přesnou lokaci porušení reflektoru. Pro odstranění difrakčních hyperbol je použito již zmíněné migrace (Musset, Khan 2000).

## 4.8 Reflexe v praxi

### 4.8.1 Průzkum na souši

Zdrojem vlnění pro reflexní profilování jsou v první řadě výbušniny. Jde o impulsivní zdroj. Nálož se pohřbí do odpovídající hloubky a dálkově odpálí. Dalším možným zdrojem může být dvou až tří tunové závaží zavěšené a puštěné z dostatečné výšky, nebo vzduchové dělo.

V záznamu je často těžké rozeznat vlny, které přicházejí jako odražené. Přichází až po vlně přímé, a často po „ground roll“, čímž rozumíme kmitání zemského povrchu v důsledku povrchových vln. Při krátkých profilech dorazí tyto povrchové vlny k přijímači dříve díky kratší vzdálenosti, kterou musí urazit. Jejich velké amplitudy tak často ztěžují správné rozpoznání vln odražených. Existují však postupy při zpracovávání a interpretování dat, které tyto nežádoucí jevy dokážou částečně odfiltrout (Musset, Khan 2000).

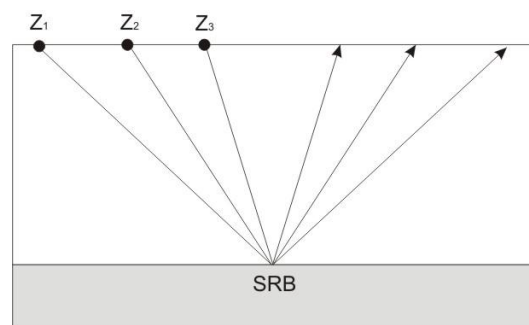
### 4.8.2 Průzkum na moři

Jako zdroj se používá zařízení se stlačeným vzduchem, který náhle uvolní a tím je vzduchové dělo (air gun). Dále lze použít zařízení, které vytváří puls díky vytvoření vysokého tlaku vody, tzv. vodní dělo (water gun), nebo lze nechat vybuchnout směs plynu a kyslíku.

Odražené P-vlny jsou zaznamenány řadou hydrofonů, reagujících na změnu tlaku (Telford et al 1990).

### 4.8.3 Metoda společného reflexního bodu (SRB)

Při rozsáhlých průzkumech je často použito metody společného bodu. Je možné použít jen ty paprsky, které se při cestě do podloží a zpět odrazí všechny od stejného bodu na reflektoru. Lze toho docílit užitím párů míst odpalů a přijímačů tak, aby byly rozestavěny symetricky vůči onomu společnému bodu, viz obr. 25. Zdroje jsou odpáleny postupně. Data pořízená tímto způsobem dávají vhodnější podklady pro výpočty seismických rychlostí a pro následné skládání (Vilhelm 2000).



Obrázek 25 Metoda společného reflexního bodu, překrytí 3násobné (Musset, Khan 2000).

Podle počtu dvojic použitých na jeden společný bod odrazu určíme překrytí. Podle obrázku 25 by se jednalo tedy o trojnásobné překrytí. Ve světě se běžně používá 240násobné překrytí (Musset, Khan 2000), ale lze se setkat s průzkumy složitějšími s překrytím i 1500násobným.

### 4.8.4 Zobrazení dat

Po zpracování dat je pro každý společný odrazový bod SRB vytvořena samostatná stopa. Kmity jsou obvykle upraveny tak, aby bylo rozhraní vizuálně lépe rozpoznatelné. Nejčastěji jsou maxima kmitů začerněny a tvoří tak zřetelnou linii. Lze také použít několik odstínů podle velikosti amplitudy, nebo úplně vypustit kmity mající amplitudu menší, než je určitá hodnota považována za ještě důležitou.

Odrazy z hlubších reflektorů ztrácí postupně na síle, což se projeví i na záznamu. Proto jsou amplitudy kmitů v závislosti na zvětšující se hloubce postupně zesilovány tak, aby průměrná amplituda stop zůstala konstantní. Tato úprava se nazývá equalisation (Musset, Khan 2000).

### 4.8.5 Vibroseis

Vibroseis, nebo také vibrátor, pracuje s intervalem určitých vlnových frekvencí. Zařízení je uloženo na speciálních vozidlech s ocelovou deskou mezi předními a zadními koly, která je přitisknuta na zem a zaktivována. Je takto přitiskávána rytmicky proti zemi při vytvoření chvilkové síly až 15 tun (Musset, Khan 2000). Do podloží je vysílána série sinusoidálních kmitů s postupně se měnící frekvencí mezi 10 a 100 Hz, přičemž je možné interval přizpůsobit daným podmínkám. Vlny jsou vysílány obvykle mezi 7 a 30 vteřinami (Telford et al 1990).



Obrázek 26 Vibroseis (dostupné 15/01/2012:  
<http://nees.utexas.edu/images/rattler-900x500.jpg>)

Protože je frekvence známa, je možné s vibrátorem pracovat i v přítomnosti rušivých elementů, jako jsou například silnice, nepřízeň počasí apod. Navíc nepůsobí žádnou škodu v porovnání s výbušninami, tudíž lze pracovat i v zalidněných oblastech, nebo přímo ve městech (Telford et al 1990).

V současnosti je Vibroseis nejpoužívanějším zdrojem vlnění při průzkumech na souši. Při průzkumu na moři má však omezené možnosti (Musset, Khan 2000), viz obr. 26.

#### 4.9 Filtry a interpretace dat

Na to, aby mohly být data interpretovány, musí projít nejdřív složitým procesem filtrace. Uvedeme si zjednodušené schéma postupu práce s daty získané metodou SRB.

Celý postup je rozdělen do tří fází. První fáze zahrnuje přípravu dat pro vlastní digitální zpracování (demultiplexe, formování dat). Dochází k obnovení amplitud, dále pak k časově proměnné dekonvoluci, při které je zkracován signál, což zvyšuje rozlišovací schopnost záznamu a také jsou potlačeny některé typy šumů.

Druhá fáze je zaměřena na zpracování amplitud (zlepšení poměru signálu k šumu, statické a kinematické korekce). Zahrnuje i automatické rychlostní analýzy. Při sčítání stop jsou zaváděny kinematické korekce. Po sčítání následuje časově proměnná filtrace a spojitá rychlostní analýza. Potom následuje definitivní sčítání. Výsledkem je **časový řez**.

Třetí fáze je již zmíněná migrace. Nakonec se dojde k **hloubkovému řezu**, kdy osa y je upravena tak aby představovala hloubku (Mareš 1990).

Filtrů je velké množství a samotná filtrace je velmi důležitým krokem před interpretací dat. Pokud máme před sebou již zhotovený hloubkový řez, můžeme dané prostředí interpretovat. Seismická data jsou porovnávána s dostupnými vrtnými daty a dalšími informacemi, které existují o dané lokalitě.

#### 4.10 Trojrozměrný reflexní průzkum

Až do teď je popisováno pouze dvojrozměrné profilování, kdy je výsledek zobrazen jako rovina. Často je ale potřeba znát také okolí této roviny a dva na sebe kolmé profily nestačí. Pro 3D profilování se použije metoda SRB, ale zdroje a přijímače nejsou tentokrát jen v linii,

ale v různých symetrických pozicích kolem daného SRB. Princip je vlastně stejný, ale zpracovávání dat je mnohem složitější a finančně nákladnější. Výsledkem jsou počítačem zobrazované tři na sebe kolmé časové nebo hloubkové řezy, které si lze vybrat pomocí souřadnic a tak sledovat celý daný 3D profil (Vilhelm 2000).

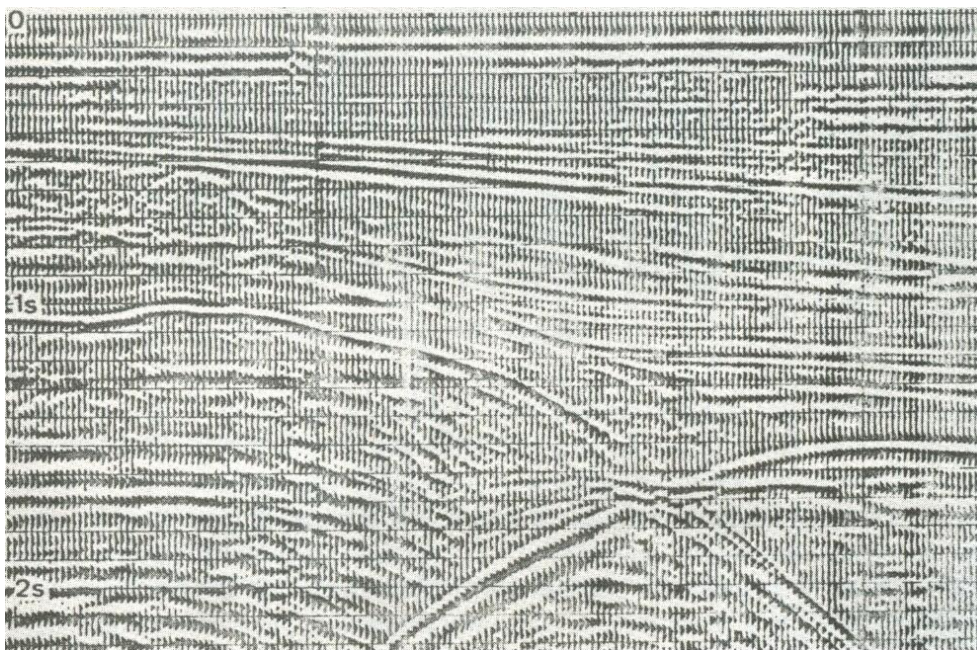
Celkově si lze 3D měření popsat jako síť umístěných geofonů v terénu, mezi kterými se pohybuje Vibroseis jakožto zdroj vlnění.

#### 4.11 Příklady využití

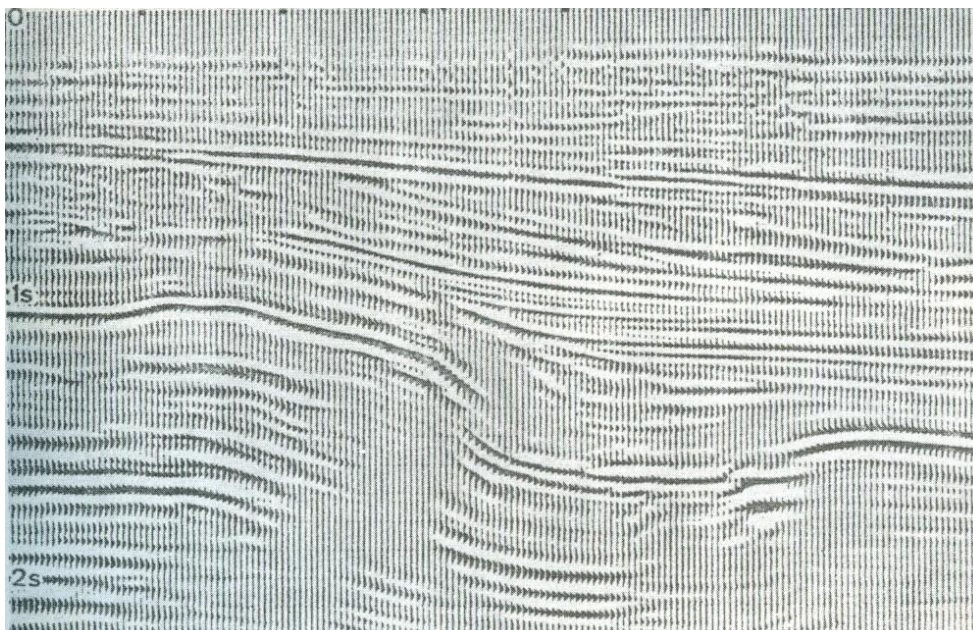
Reflexní seismika najde nejvíce uplatnění ve vyhledávání roponosných struktur, kdy se užívá metody SRB. Z časového, nebo hloubkového řezu lze stanovit charakter podloží, průběh antiklinál nebo synklinál podloží, umístění zlomových struktur, silných dómů apod. Lze také sledovat litologické vlastnosti prostředí. Průzkum probíhá jak na souši, tak moři.

Díky seismickým metodám byla nalezena jedna z největších ložisek ropy na světě, například na Sibíři, v oblasti Mexického zálivu nebo v Severním moři.

Odraženými vlnami lze sledovat dále struktury sedimentárních pánví. Jedná se navíc metody, s jejichž pomocí lze studovat hlubinou zemskou stavbu (Mareš 1990).



Obrázek 27 Časový řez před migrací (Mareš 1990).



Obrázek 28 Časový řez po migraci (Mareš 1990).

## 5 Metodika

### 5.1 Použitá aparatura

Pro terénní měření byl použit seismograf ABEM Terraloc Mk8. Jedná se o 24kanálový digitální seismograf, viz obr. 29.

Obsahem zařízení je seismograf se zabudovaným softwarem. Dalším příslušenstvím je spouštěcí kabel, 10x pojistka, kabel pro externí baterii, kabel pro vnitřní připojení ke zdroji, 2x 2m propojovací kabel, izolační páska, kleště, šroubovák, šestiúhelníkový klíč, spouštěcí cívka (ABEM manual).

Seismograf obsahuje interní počítač s harddiskem a barevný display.

Harddisk má velikost 80 GB. Počítač je ovládán pomocí myši a externí klávesnice. Seismograf má vestavěnou čtečku paměťových karet a tři USB 2.0 porty.

Interním softwarem je SeisTW, který kromě ovládání seismografu může být použit i na základní zpracování a filtrování naměřených dat. Seismograf je

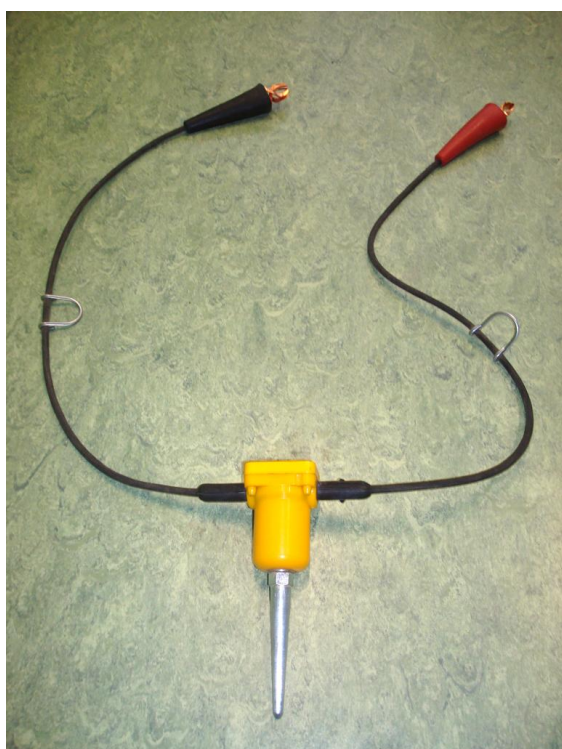
voděodolný, vytvořený pro práci v terénu až do  $-5^{\circ}\text{C}$  (ABEM manual).



Obrázek 29 Seismograf při práci v terénu.

**Geofony a vodící kabely:** K dispozici je 25 vertikálních (jednosložkových) geofonů SM-4B, 10 Hz. 24 geofonů jsou pro připojení k seismickému kabelu, jeden geofon je spouštěcí. Dva seismické kabely mají 12 vývodů po 12,5 metrech, které jsou očíslované vždy 1 až 12. Celková délka jednoho kabelu je 147,5 m, viz obr. 30 a obr. 31.

**Napájení:** Seismograf je napájen externí baterií nebo jiným zdrojem energie s přísunem 10 – 30 voltů DC, např. autobaterií (ABEM manual). K přístroji je dokoupena kancelářská napájecí jednotka 230 / 115 V.



Obrázek 30 Vertikální geofon



Obrázek 31 Buben s namotaným seismickým kabelem, v popředí vývod pro připojení geofonu.

## 5.2 Metodika měření pro refrakci

Před samotným měřením je třeba správně rozestavit aparaturu. Nejdříve natáhneme měřící pásmo na požadovanou délku. Určíme si rozteč mezi přijímači a postupně je zabudujeme do země podél pásma tak, aby tvořili pokud možno přesnou linii. Pokud geofony netvoří linii, je do měření zaváděna chyba.

Celkem jsme zabudovali 24 geofonů, které můžeme propojit kabely. Na každý kabel je napojeno 12 geofonů prostřednictvím vývodů. Kabel na začátku roztažení začíná vývodem s číslem jedna a končí číslem dvanáct u seismografu. Druhý kabel musí začínat jedničkou u

seismografu a končit dvanáctkou na konci roztažení. K seismografu je připojen kabel z každé strany a je tedy v polovině roztažení.

Po připojení seismografu ke zdroji energie je třeba nastavit parametry v programu, tedy počet geofonů, rozteč mezi geofony, název souboru atd. V okně Layout geometry nastavíme rozmístění geofonů a místo odpalu, které je třeba při přesouvání zdroje vlnění vždy obměnit.

Po nastavení je možné přistoupit k samotnému měření. Pro spuštění záznamu musíme připojit navíc spouštěcí geofon, který má samostatný kabel. Je třeba ho vždy umístit tak, aby se k němu seismický signál dostal jako první, tedy musí být umístěn blíže k místu odpalu než geofony podél profilu. Pokud tomu tak není a signál dorazí nejdříve k jednomu z geofonů podél profilu a teprve potom ke spouštěcímu geofonu, přijdeme o data, neboť záznam byl spuštěn až po zasáhnutí geofonu v linii.

Zdroj vlnění je ideální umístit mezi geofony, aby s nimi tvořil linii. V našem případě je jako zdroj použita šestikilová palice a údery jsou směřovány na pryskyřičný plát, který vede lépe vlnění do podloží a zamezí jeho pohlcení.

Před každým místem odpalu je třeba na seismografu nastavit umístění zdroje. Pokud se například zdroj nachází mezi druhým a třetím geofonem na profilu s roztečí 4 metry, bude se zdroj nacházet na šestém metru z celkové délky 92 metrů dlouhého profilu.

Úder opakujeme 6 – 10 krát abychom posílili poměr signálu vůči šumu. Celkový počet míst odpalů se může lišit podle rozteče geofonů a podle rozlišení měření.

Pokud nám jedno roztažení nestačí, můžeme celý profil posunout podél té samé linie a zajistit si tak vícenásobně dlouhý profil.

Rozteč geofonů by měla být adekvátní k přibližné hloubce rozhraní. Pokud je rozhraní mělké, je třeba zvolit menší rozteč, například 2 metry. Při hlubším rozhraní můžeme použít širší rozteč.

Před zpracováním dat je třeba uložené soubory zkopírovat do počítače obsahující nainstalovaný software pro práci s daty pomocí USB disku.

## 5.3 Zpracování dat

### 5.3.1 ReflexW

Použitým softwarem je ReflexW. Software je určen pro zpracování a interpretaci reflexních a refrakčních dat a také pro data pořízená radarem (GPR - ground penetrating radar).

Software je podporován operačními systémy Windows<sup>TM</sup> 9x/NT/2000/XP/Vista/7.

Obsahem je několik modulů. **2D data-analysis** umožňuje zpracování dvojrozměrných dat.

**CMP velocity analysis** slouží pro práci s jednorozměrnými informacemi pořízené technikou

CMP (common middle point = SRB). Modul **3D data-interpretation** slouží pro zobrazení x-, y- nebo z- časových/hloubkových řezů. Modul **modelling** simuluje dvojrozměrnou propagaci seismického nebo elektromagnetického vlnění a generuje modely. Posledním modulem je **traveltime analysis 2D** umožňující analyzovat a interpretovat první časy příchodů vlnění (REFLEXW manual).

### 5.3.2 Obecný postup zpracování refrakčních dat

Operace	Použitý modul
Převést data a uložit, nyní máme t-x diagramy.	2D data-analysis
Označit časy prvních příchodů a uložit.	
Načíst časy prvních příchodů, nyní máme systém hodochron.	Traveltime analysis 2D
Přiřadit časy patřící do první vrstvy, uložit model.	
Přiřadit časy patřící do druhé vrstvy, vygenerovat hodochrony svodné.	
Vytvořit model rozhraní.	Modelling
Přiřadit časy patřící do další vrstvy, vygenerovat hodochrony svodné pro další rozhraní.	Traveltime analysis 2D
Vytvořit model dalšího rozhraní.	Modelling

Tabulka 3 Jednoduché schéma zpracování refrakčních dat v softwaru ReflexW.

### 5.3.3 Obecný postup zpracování reflexních dat

Operace	Použitý modul
Převést data a uložit, nyní máme t-x diagramy.	2D data analysis
Nastavit, upravit nebo opravit geometrii v CMP-geometry.	
Filtrace dat.	
Analýza rychlostí a „stacking“ v CMP-sorting/stack, nyní máme 2D časový řez.	
Postprocessing, další úpravy.	

Tabulka 4 Jednoduché schéma zpracování reflexních dat v softwaru ReflexW.

## 5.4 Cvičná měření

Lokality pro cvičná měření byly vybrány tak, aby bylo možné korelovat získaná data, viz obr. 32, proto jsou oba cvičné profily umístěny v těsné blízkosti lomů, kde je struktura podloží



přibližně známa z lomových stěn. Data budou také porovnána s dostupnými informacemi z dalších zdrojů.

U každého profilu je ukázán také vlastní, ruční výpočet bodů rozhraní pomocí metody plus-minus a delay times. Výpočty byly prováděny v Excelu.



Obrázek 32 Umístění cvičných profilů (www.mapy.cz).

#### 5.4.1 Profil A - Žeravice

<b>Profilováno</b>	1. 6. 2011
<b>Umístění</b>	1,5 km JZ od Žeravice
<b>Předpokládaný výskyt hornin v podloží</b>	Kvartérní sedimenty Devonské vápence
<b>Rozteč geofonů</b>	3 metry
<b>Délka profilu</b>	69 metrů
<b>GPS počátku profilu</b>	N: 49°28, 874' E: 17°25, 059'
<b>GPS konce profilu</b>	N: 49°28, 901' E: 17°25, 136'
<b>Počet míst odpalu</b>	24
<b>Počet použitých záznamů</b>	7
<b>Přístřely</b>	Ne

Profil byl umístěn přibližně 80 metrů severozápadně od okraje lomu u Žeravic, viz obr. 33. Měření bylo prováděno tak, že se zdroj umístil v těsné blízkosti každého geofonu podél profilu bez přístřelů. Pro interpretaci byly využity záznamy v tabulce 5.



Obrázek 33 Mapa umístění profilu A (www.google.com).

Umístění spouštěcího geofonu na profilu [m]
0
12
21
33
45
57
69

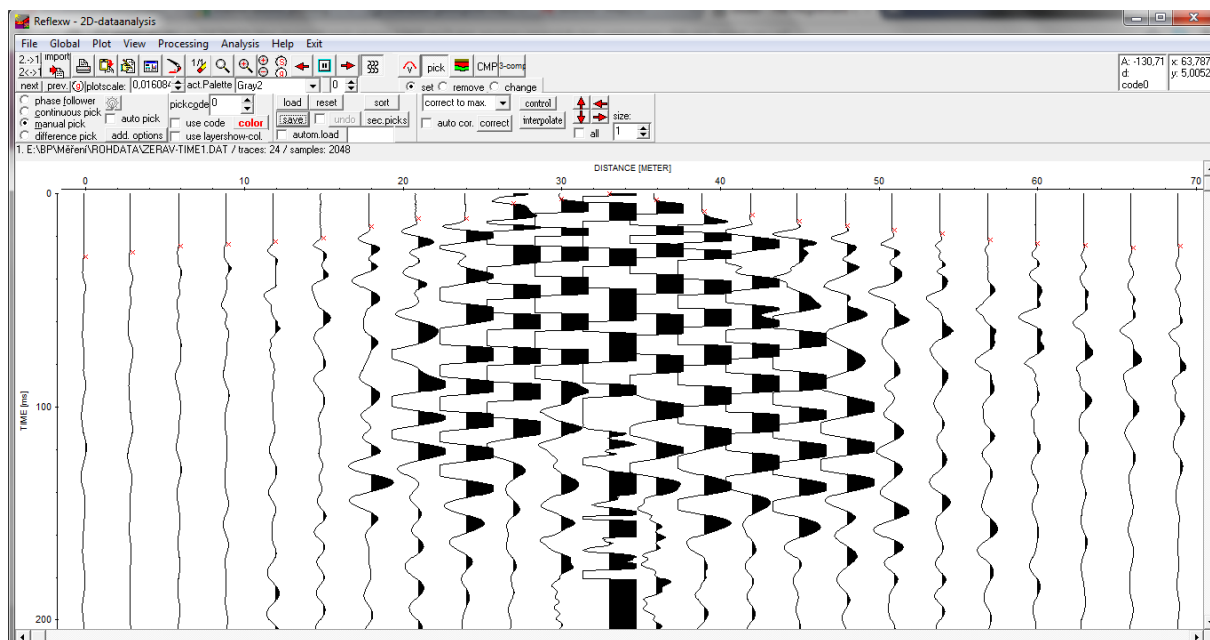
Tabulka 5 Záznamy použity pro interpretaci profilu A.

Prvním krokem je převést data zkopírovaná ze seismografu do t-x diagramu v modulu **2D data-analysis** pomocí funkce **Import**. Postupně si převedeme všechna data, která chceme použít a uložíme. Data se uloží do složky ROHDATA. Při zpracování refrakce pokud možno nepoužíváme žádných filtrů, neboť s každým filtračním procesem ztrácíme data. Tím více je důležité provést měření správně a bez rušení.

V tom samém modulu lze označit první nasazení vlny na každém kanálu podél profilu, kde je první nasazení zřetelné, viz obr. 34. Při hledání prvního nasazení si můžeme vzhled zobrazeného vlnění upravit pomocí **Plot-Options** (velikost amplitudy, začernění, wigglemode atd.).

Časy prvních příchoďů uložíme jednak jako Reflex Win pro práci v **traveltime analysis 2D** (soubory se uloží do složky LINEDATA) a jednak jako ASCII-2D tomography (složka ASCII), což nám uloží časy příchoďů do přehledné tabulky, kterou lze použít následně pro další zpracování.

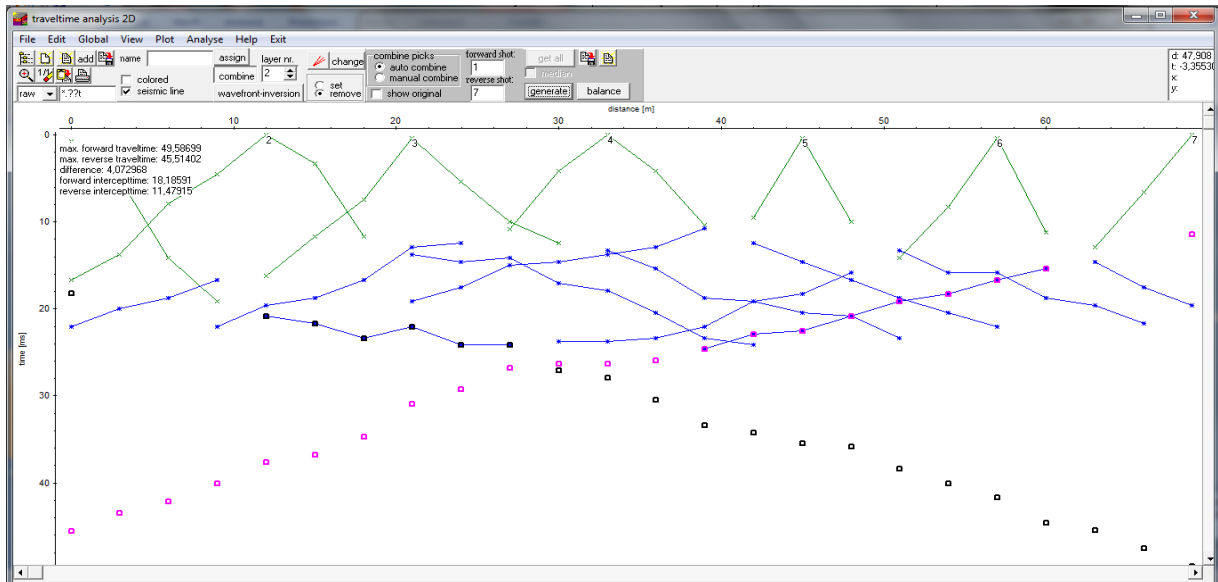
Tento postup opakujeme pro všechny soubory, které chceme použít na vytvoření systému hodochron a následně hodochron svodných.



**Obrázek 34** T-x diagram, jsou zřetelná první nasazení, modul 2D data-analysis. Profil A, spouštěcí geofon ve vzdálenosti 33 metrů na profilu.

Dále otevřeme modul **traveltime analysis 2D**, kam nahrajeme všechny soubory obsahující časy prvních příchoďů. Časy příchoďů lze ještě upravit, případně umazat nepotřebné body. Pomocí sklonů hodochron bychom měli být schopni rozdělit systém na minimálně dvě vrstvy. Použijeme funkci **assign** na přiřazení všech bodů patřící do první vrstvy. Pro vytvoření modelu první vrstvy použijeme **wavefront-inversion**, čímž se nám otevře nové okno, ve kterém zadáme jméno modelu a uložíme. Poté okno zavřeme a pokračujeme ve funkci **assign**, kde nyní přiřadíme všechny body patřící do druhé vrstvy. Po označení zvolíme číslo pro **forward** a **reverse shot**, čímž rozumíme krajní body odpalu, na jejichž hodochrony se budou přepočítávat časy z ostatních hodochron mezi nimi. Vygenerují se nám hodochrony svodné,

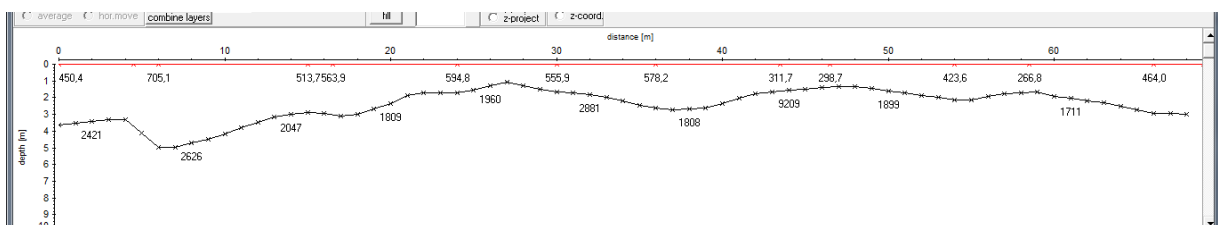
viz obr. 35. V levém horním rohu se objeví tabulka se spočítaným obousměrným časem vzájemnosti. Časy by se neměli lišit o více jak 5% celkového času. Pokud tomu tak je, je možné poupravit hodochrony pomocí funkce **balance**.



**Obrázek 35** Systém hodochron, první vrstva je znázorněna zelenou barvou, druhá pak barvou modrou. Jsou vykresleny hodochrony svodné. Modul *traveltime analysis 2D*. Profil A.

Následně použijeme znovu **wavefront-inversion** a vybereme již uložený model první vrstvy. V tabulce napravo navolíme odpovídající **DeltaX** a **output scale** (ovlivňuje interval mezi vypočtenými body rozhraní), **nr. of different velocities** (počet různých seismických rychlostí na rozhraní, které software vypočítá) zvýšíme například na 10 a stiskneme **start**. Systém nám vygeneruje model seismického rozhraní s příslušným počtem seismických rychlostí, viz obr. 36.

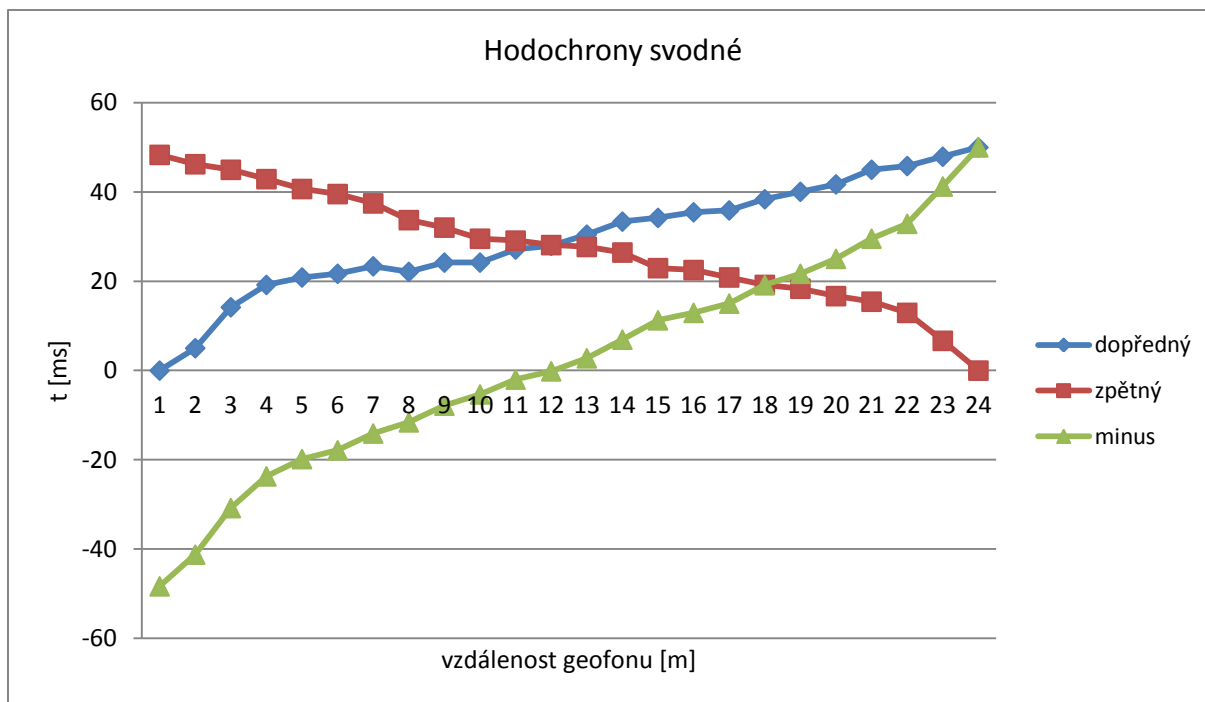
Pro další rozhraní model opět uložíme, zavřeme okno a pokračujeme ten samý postup pro další vrstvu.



**Obrázek 36** Vykreslený model seismického rozhraní, modul *modelling*. Profil A.

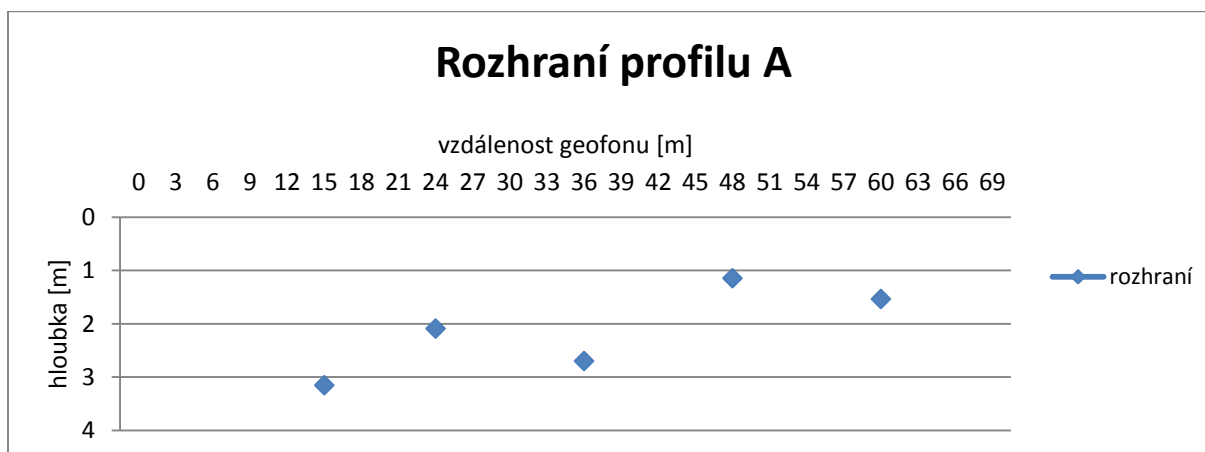
## Metoda plus - minus

Rozhraní vygenerované softwarem jsem si ověřovala ručním výpočtem podle metody plus-minus a delay times, které jsou popsány v kapitolách 3.7.1 a 3.7.2.



Obrázek 37 Hodochrony svodné a minusová linie.

Na obrázku 37 jsou hodochrony svodné, jejichž výpočet je v tabulce 9. Zelenou barvou je pak znázorněna minusová linie, jejíž hodnoty jsou v tabulce 10. Minusová linie vytváří přibližně přímku (nezahrnují se krajní části, tedy první čtyři, a poslední dva body linie), metodu lze tedy aplikovat.



Obrázek 38 Body rozhraní.

Metodou jsou dopočítány hodnoty hloubky rozhraní podél profilu, viz tabulka 10. Výsledky jsou vyobrazeny v obrázku 38.

## 5.4.2 Profil B – Hranice

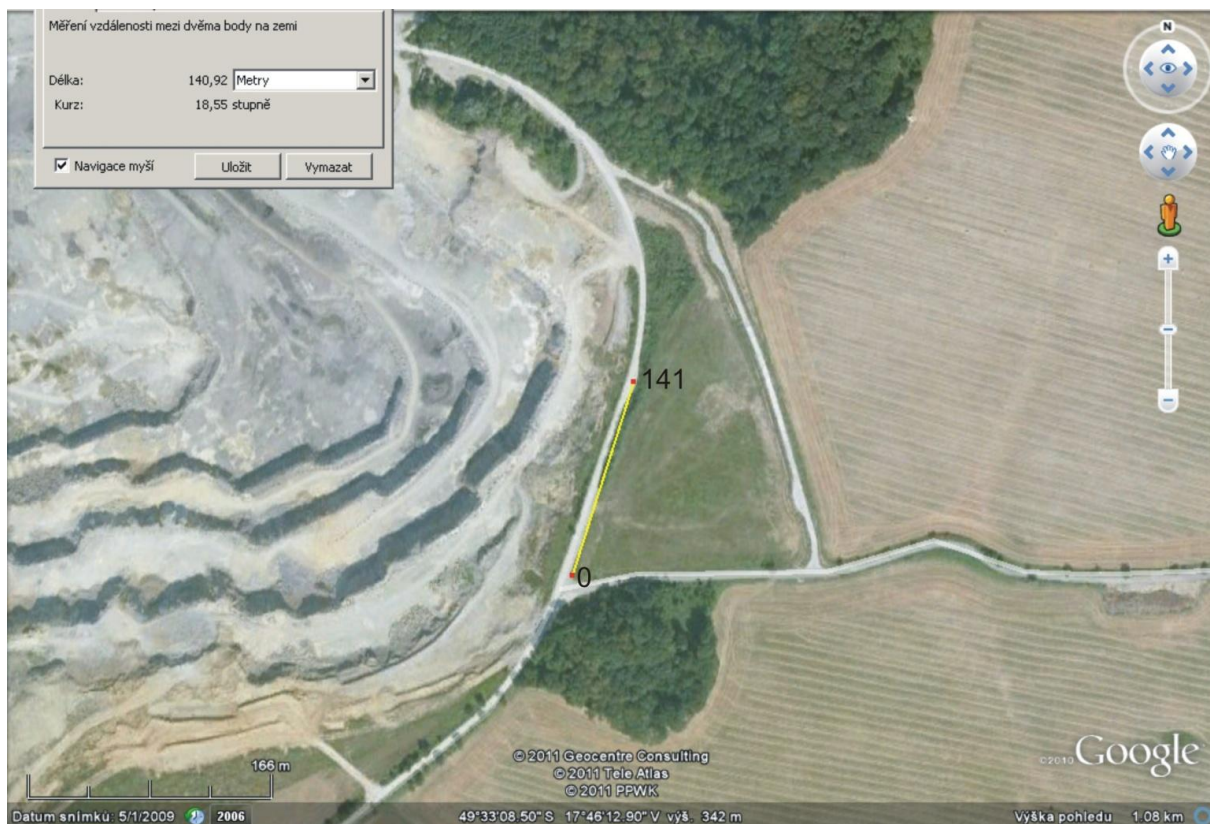
**Profilováno**

14. 9. 2011

**Umístění**

Východní okraj Hranic na Moravě

<b>Předpokládaný výskyt hornin v podloží</b>	Kvartérní sedimenty, hlíny Devonské vápence
<b>Rozteč geofonů</b>	3 metry
<b>Délka profilu</b>	141 metrů
<b>GPS počátku profilu</b>	N: 49°33, 072' E: 17°46, 279' ( $\pm$ 4m)
<b>GPS konce profilu</b>	N: 49°33, 140' E: 17°46, 304' ( $\pm$ 3m)
<b>Počet míst odpalu</b>	28
<b>Počet použitých záznamů</b>	16
<b>Přístřely</b>	4



Obrázek 39 Mapa umístění profilu B (www.google.com).

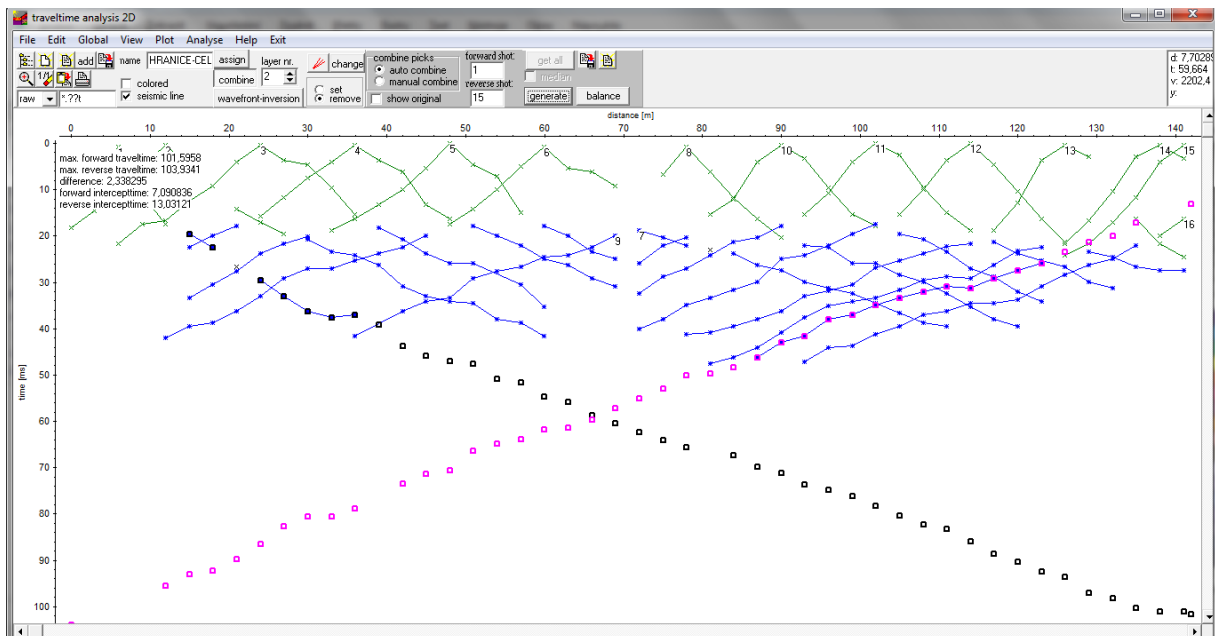
Profil byl umístěn na východně straně lomu u Hranic na Moravě, viz obr. 39. Měření bylo prováděno tak, že zdroj vlnění se umístil vedle každého druhého geofonu v řadě, tedy po šesti metrech. Profil byl v tomto případě dvojnásobný a s přístřely, viz schéma v tabulce 6.

Umístění geofonu na profilu [m]	X/P	Umístění geofonu na profilu [m]	X/P
		62	(P)
0	(X)	72	X
3		75	
6	X	78	(X)
9		81	
12	(X)	84	X

15		87	
18	X	90	(X)
21		93	
24	(X)	96	X
27		99	
30	X	102	(X)
33		105	
36	(X)	108	X
39		111	
42	X	114	(X)
45		117	
48	(X)	120	X
51		123	
54	X	126	(X)
57		129	
60	(X)	132	X
63		135	
66	X	138	(X)
69		141	
76	(P)	142	(P)
		151	(P)

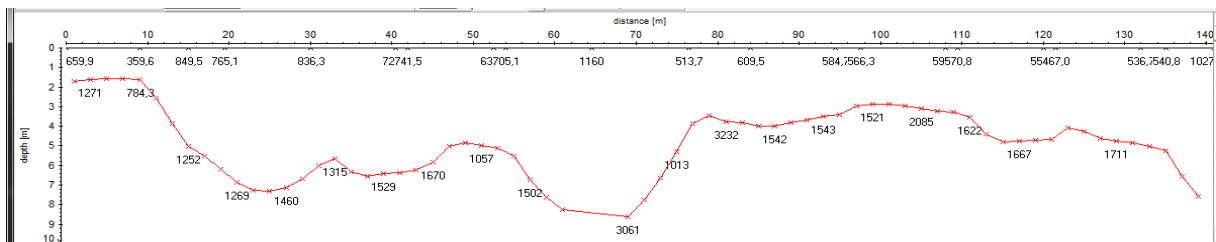
Tabulka 6 Schéma profilu. X – místo odpalu, P – přístřel, ( ) – záznam byl použit pro interpretaci profilu B.

Při vícenásobném profilu je důležité mezi dílčími profily naměřit přístřely. Jinak by svodné hodochrony nebyly kontinuální.



Obrázek 40 Systém hodochron a hodochrony svodné. Modul traveltime analysis 2D.

Postup zpracování dat probíhá stejně, jako u profilu A. Obrázek 40 ukazuje softwarový výpočet hodochron svodných.

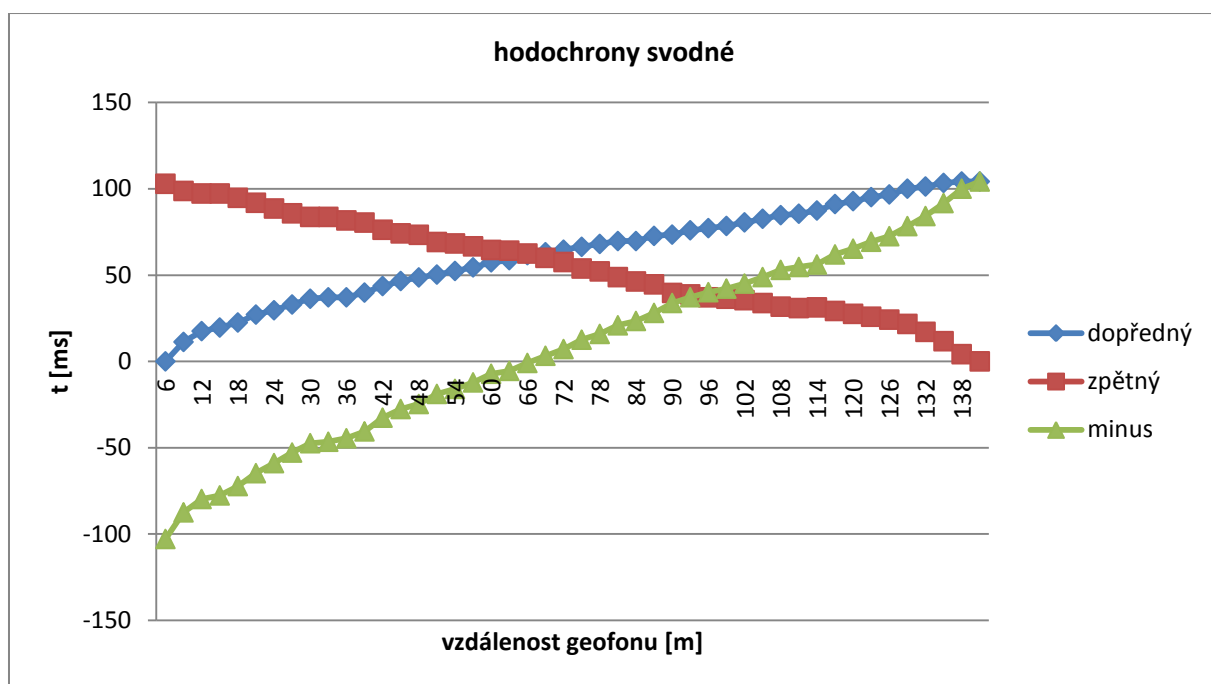


Obrázek 41 Model seismického rozhraní profilu B. Modul modelling.

Na obrázku 41 lze vidět rozhraní profilu B.

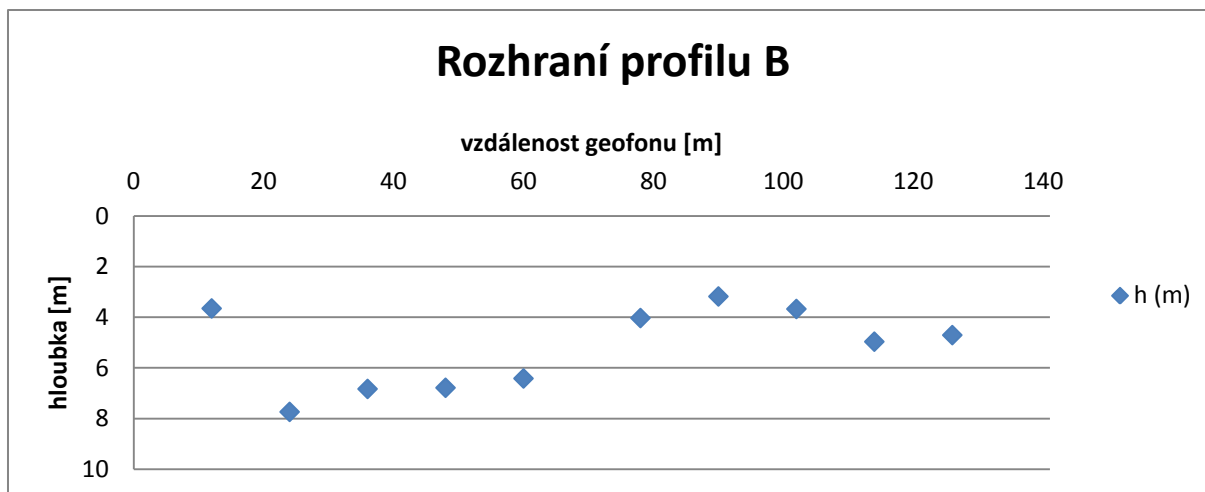
### Metoda plus - minus

Rozhraní jsem opět ověřovala ručními výpočty pomocí metody plus-minus a delay times. Obrázek 42 vyobrazuje hodochrony svodné a minusovou linii profilu B, viz hodnoty v tabulce 13. Minusová linie tvoří opět přibližně přímku, tudíž je metoda aplikovatelná i pro tento profil. Časy prvních příchodů vlnění podél celého profilu jsou v tabulkách 11 a 12. Na obrázku 43 jsou zobrazené hodnoty hloubek rozhraní profilu B z tabulky 13.



Obrázek 42 Hodochrony svodné a minusová linie.





Obrázek 43 Body rozhraní.

## 6 Diskuze

### 6.1 Naměřená data

Svrchní vrstva	250 – 600 m/s
Spodní vrstva	1700 – 2800 m/s

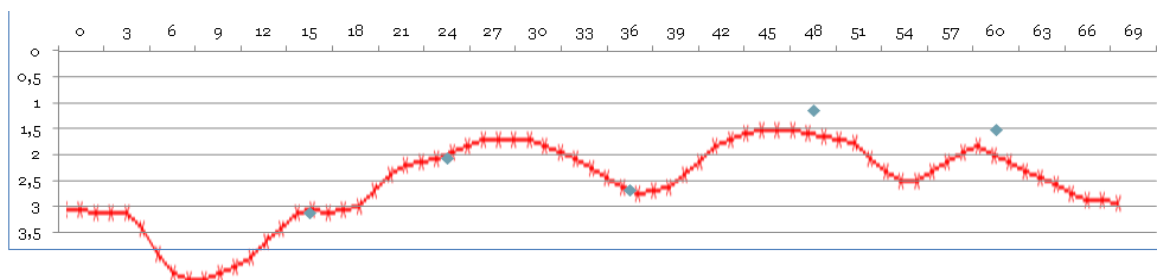
Tabulka 7 Naměřené hodnoty seismických rychlostí na profilu A.

Svrchní vrstva	350 – 800 m/s
Spodní vrstva	1000 – 3050 m/s

Tabulka 8 Naměřené hodnoty seismických rychlostí na profilu B.

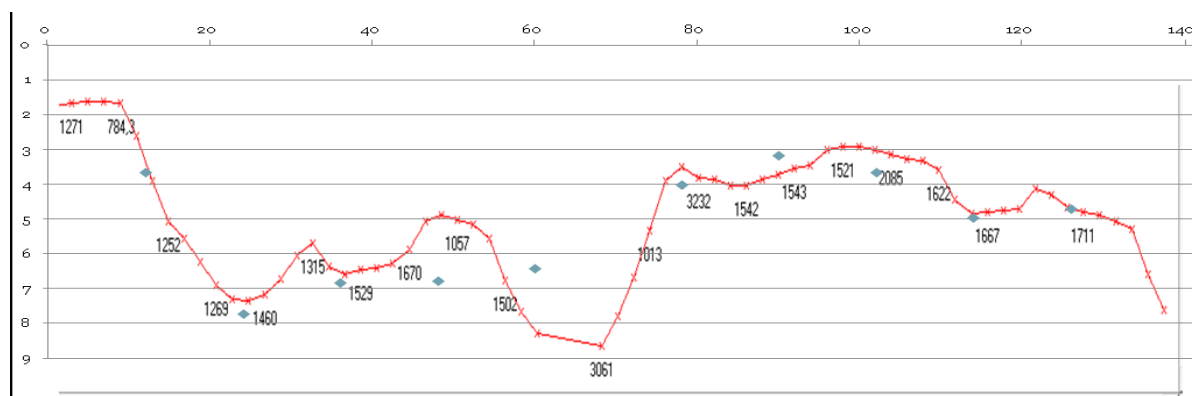
Na profilech se v obou případech nachází svrchní, zvětralinová vrstva. V podloží je potom patrný nárůst seismických rychlostí. Rozhraní je detekovatelné, a lze říci, že se v podloží na profilech A i B vyskytuje skalní podloží v naměřených hloubkách.

Můžeme porovnat rozhraní vygenerovaná softwarem s ručními výpočty. Na profilu A se tři z pěti bodů rozhraní vlastního výpočtu shodují se softwarovým rozhraním, a dva se velmi blíží, viz obr. 44.



Obrázek 44 Červenou barvou je znázorněno rozhraní vygenerované softwarem na profilu A. Modré body jsou hloubky rozhraní vlastního výpočtu.

Na profilu B se z celkem deseti hloubek vlastního výpočtu se softwarovým rozhraním shodují tři. Pět se jich potom velmi blíží a dva body příliš neodpovídají (spouštěcí geofon ve vzdálenosti 48 a 60 metrů na profilu), viz obr. 45.



Obrázek 45 Červenou barvou je znázorněno rozhraní spočítané softwarem na profilu B. Modré body jsou hloubky vlastního výpočtu.

## 6.2 Geologická situace

Na obou lokalitách je podle Dvořáka (1990) podobná geologická situace. Svrchní vrstva je tvořena kvartérními sedimenty, jejichž seismická rychlost by se měla pohybovat okolo 300 – 700 m/s. V podloží se vyskytují devonské vápence, které by i ve zvětralém stavu měly vykazovat rychlosti nad 2000 m/s.

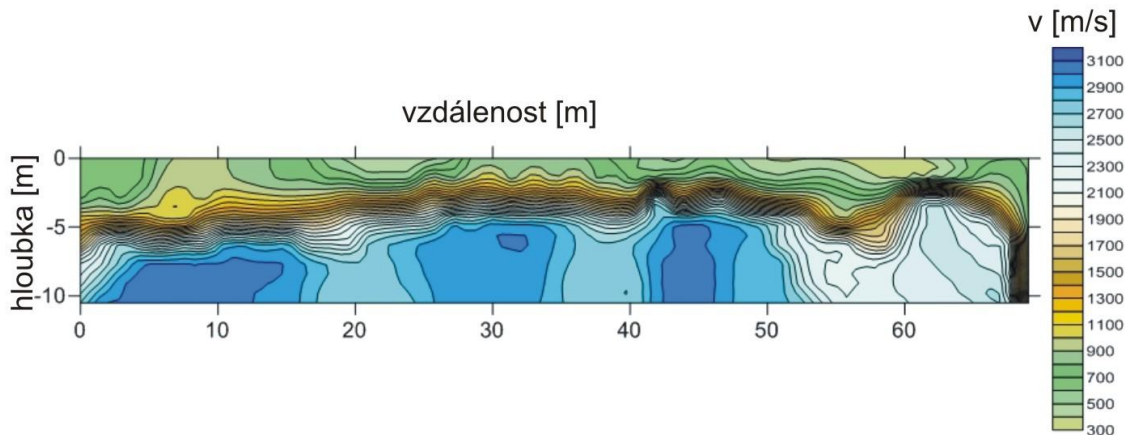
Na profilu A u Žeravic je macošské souvrství. Ve spodu se vyskytují lažánecké (dříve nazývané amfiporové) vápence, dále vápence vilémovské překryté kvartérním pokryvem. Na profilu B je taktéž macošské souvrství, nad ním je líšeňské souvrství s křtinskými a hádkoříčskými vápenci, které jsou překryté tercierním a kvartérním pokryvem (Krejčí 1991; Dvořák 1990).

## 6.3 Interpretace profilu A

Vápence sahají v lomové stěně, která je nejbližší k profilu, až k okraji lomu. Z tohoto místa se vápencová vrstva svažuje, a 250 m severozápadně od okraje lomu se vápence objevují řádově metry hluboko v podloží, překryté kvartérním pokryvem. Rozhraní vygenerované softwarem tedy odpovídá reálné situaci.

Předpokládané hodnoty seismických rychlostí ve svrchní vrstvě by se podle tabulky 1 měly pohybovat v rozmezí 150 – 600 m/s. Spodní vrstva, respektive rozhraní mezi vrstvami, by mělo vykazovat hodnoty 2600 – 6000 m/s. Nižší rychlosti objevující se na rozhraní mohou být způsobené navětráním a částečným rozpadem horniny. Na lokalitě se navíc může vyskytovat krasovění, případně krasové kapsy.

Tomografický řez seismických rychlostí vytvořený v Surferu dobře ilustruje celkovou situaci profilu A. Je patrné, že rychlost směrem do podloží roste, viz obr. 46.



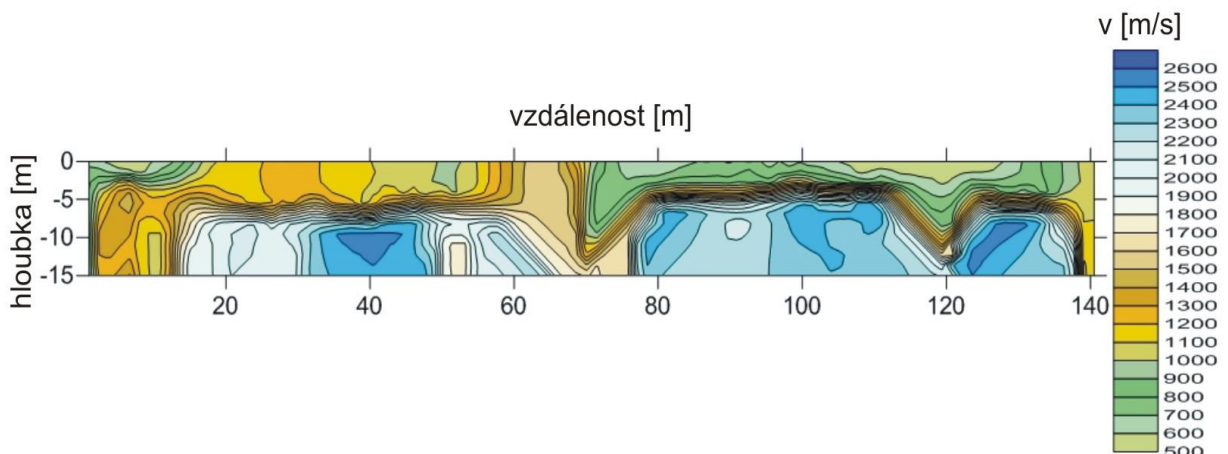
Obrázek 46 Tomografický řez rychlostí na profilu A.

## 6.4 Interpretace profilu B

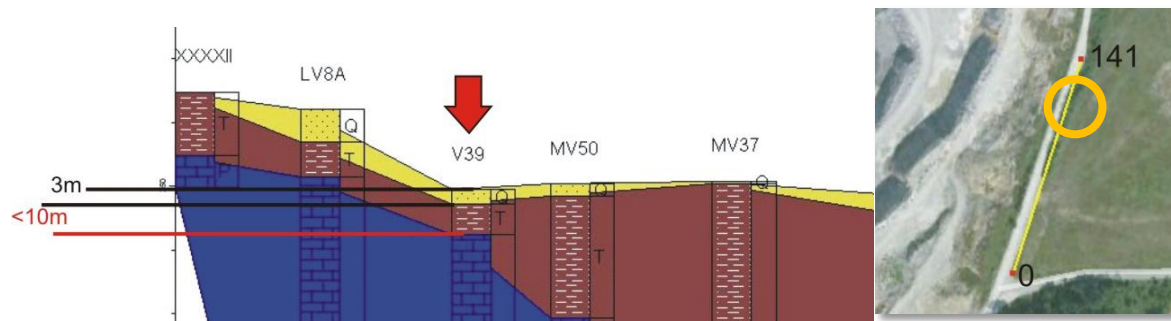
Profilem vede vrt, s kterým lze porovnat naměřená data, viz obr. 48. Ve vrtu se nachází vápence v hloubce přibližně 7-8 metrech. Jsou překryté terciérním a kvartérním pokryvem, které v tomto případě refrakční seismikou rozlišit nelze. Vrt se nachází v koncové části profilu. Naměřená data tedy mohou odpovídat reálné situaci.

Předpokládané hodnoty seismických rychlostí jsou stejné, jako na profilu A, přičemž hodnoty naměřené na rozhraní jsou pod očekávanými hodnotami. Mohou být snižené opět navětráním a rozpadem horniny, přičemž se na lokalitě může vyskytovat krasovění, či krasové kapsy.

Pro tento profil byl taktéž vytvořen tomografický model seismických rychlostí, viz obr. 47.



Obrázek 47 Tomografický řez rychlostí na profilu B.



Obrázek 48 Vlevo: vrtná data (Michal Bil, nepublikovaná data); vpravo: umístění vrtu na profilu B (www.google.com).

Oba profily můžeme mezi sebou porovnat. Profil B má větší rozsah seismických rychlostí jak ve svrchní vrstvě, tak i na rozhraní, kde jsou navíc seismické rychlosti značně nižší, než předpokládané hodnoty. Lze tedy říci, že podloží profilu B může být více postiženo navětráním vápenců či krasověním.

## 6.5 Nedostatky

Daný software se neobejde bez stinných stránek. V případě ReflexW je to těžkopádné hledání prvního nasazení vlny. Při různých vizuálních úpravách v 2D data-analysis (např. úprava amplitudy, měřítko x nebo y osy) se časy prvních příchodů mění. Tento nedostatek lze částečně eliminovat dostatečným porovnáváním a poupravováním časů příchodů.

Dalším úskalím je práce softwaru s přístřelou, neboť při zavedení přístřelu do výpočtu hlásí software chybu, kterou lze přeskočit. Nicméně mi není známo, zda jsou potom časy příchodů z přístřelové hodochrony použity správně pro další výpočty.

V poslední řadě, nikde není definováno, jaký postup software používá pro výpočet seismického rozhraní, což je také důvod, proč jsem si daná rozhraní počítala sama pomocí metody plus – minus.

## 7 Závěr

Měření proběhla úspěšně. Interpretace přinesla reálné závěry. Pro budoucí měření bych doporučila nechat zkontrolovat a případně poupravit nastavení přístroje. Naměřené záznamy byly sice použitelné, ale při porovnání se záznamy měřené TerralocemMK6 při stavebním průzkumu, do kterých jsem měla možnost nahédnout, byly značně méně rozpoznatelné první časy příchodu. Tento nedostatek může být způsoben také slabým zdrojem vlněním. Dalším doporučením je tedy pořídit lepší zdroj, kterým by mohl být pro refrakční profilování AWD (accelerated weight drop), případně lze použít výbušnin. V poslední řadě bych na doporučení zakoupila jiný software pro zpracování refrakčních seismických dat.

## 8 Literatura

Dvořák, J. (1990) Geology of the carbonate evolution of the devonian and the lower carboniferous near Grygov, Přerov, Sobišky and Hranice (Northern Moravia). Czech Geological Survey Brno.

Krejčí, Z. (1991) Konodontová společenstva svrchního devonu na Moravě. – dizertační práce, MS ÚUG, pobočka Brno.

Mareš, S., Gruntorád, J., Hrách, S., Karous, M., Marek, F., Matolín, M., Skopec, J. (1990) Úvod do užité geofyziky. Nakladatelství technické literatury.

Michal Bil, nepublikovaná data.

Milsom, J. (2008) Field Geophysics. Third Edition. J. Wiley and Sons Ltd. 232 pp.

Musset, A.E., Aftab Khan M. (2000) Looking into the Earth. An Introduction to Geological Geophysics. Cambridge Univ. Press., 470 pp.

Pálenský, P., a spol. (1996) Geologická mapa ČR. List 25 – 12 Hranice. Měřítko 1:50000. Český geologický ústav Praha.

Pálenský, P., a spol. (1996) Geologická mapa ČR. List 25 – 13 Přerov. Měřítko 1:50000. Český geologický ústav Praha.

Sheriff, R.e., Geldart, L.P. (1995) Exploration seismology. Second Edition. Cambridge Univ. Press.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. (1990) Applied Geophysics. Second Edition. Cambridge Univ. Press. 770 pp.

Vilhelm, J. (2010) Seismický průzkum. Univerzita Karlova. Nepublikováno.

Technický manuál REFLEXW (© Karl Sandmeier, Karlsruhe)

ABEM Terraloc Seismic System Reference Manual

[www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

[www.google.com](http://www.google.com)

## 9 Přílohy – tabulky výpočtů seismických rozhraní

A	bod odpalu na profilu [m]							t dopředný [ms]	t zpětný [ms]
	0	12	21	33	45	57	69		
0	0	16,68	22,11					0	48,31
3	5,01	13,76	20,02					5,01	46,22
6	14,18	7,93	18,77					14,18	44,97
9	19,19	4,59	16,68	22,11				19,19	42,88
12	20,86	0	16,27	19,9				20,86	40,67
15	21,69	3,34	11,68	18,77				21,69	39,54
18	23,36	11,68	7,51	16,68				23,36	37,45
21	22,11	13,76	0	12,93	19,19			22,11	33,7
24	24,19	14,6	5,42	12,51	17,52			24,19	32,03
27	24,19	14,18	10,01	10,84	15,02			24,19	29,53
30		17,1	12,51	4,17	14,6	24,78		27,11	29,11
33		17,94	13,35	0	13,76	23,78		27,95	28,11
36		20,44	15,43	4,17	12,93	23,36		30,45	27,69
39		23,36	18,77	10,43	10,43	22,11	26,44	33,37	26,44
42		24,19	19,19	12,51	9,59	19,19	22,94	34,2	22,94
45			20,44	14,6	0	18,35	22,52	35,45	22,52
48			20,86	16,68	10,01	15,85	20,86	35,87	20,86
51			23,36	18,77	13,35	14,18	19,19	38,37	19,19
54				20,44	15,85	8,34	18,35	40,04	18,35
57				22,11	15,5	0	16,68	41,71	16,68
60					18,77	11,26	15,43	44,98	15,43
63					19,6	14,6	12,93	45,81	12,93
66					21,69	17,52	6,67	47,9	6,67
69						19,6	0	49,98	0

Tabulka 9 Přepočítání časů příchodů z hodochron podél profilu A na hodochrony svodné

t dopředný [ms]	t zpětný [ms]	Minusová linie	Čas zpoždění [s]	h [m]	geofon [m]
0	48,31	-48,31			0
5,01	46,22	-41,21			3
14,18	44,97	-30,79	0,0050025		6
19,19	42,88	-23,69	0,0064625		9
20,86	40,67	-19,81	0,0061925		12
21,69	39,54	-17,85	0,0060425	3,14867323	15
23,36	37,45	-14,09	0,0058325		18
22,11	33,7	-11,59	0,0033325		21
24,19	32,03	-7,84	0,0035375	2,086877398	24
24,19	29,53	-5,34	0,0022875		27
27,11	29,11	-2	0,0035375		30
27,95	28,11	-0,16	0,0034575		33
30,45	27,69	2,76	0,0044975	2,695018936	36
33,37	26,44	6,93	0,0053325		39
34,2	22,94	11,26	0,0039975		42
35,45	22,52	12,93	0,0044125		45
35,87	20,86	15,01	0,0037925	1,142798032	48
38,37	19,19	19,18	0,0042075		51
40,04	18,35	21,69	0,0046225		54
41,71	16,68	25,03	0,0046225		57
44,98	15,43	29,55	0,0056325	1,531838056	60
45,81	12,93	32,88	0,0047975		63
47,9	6,67	41,23			66
49,98	0	49,98			69

Tabulka 10 Výpočet hloubek rozhraní podél profilu A pomocí metody plus-minus a delay times.



<b>B 1/2</b>	<b>bod opalu na profilu [m]</b>						
<b>vzdálenost geofonu [m]</b>	<b>6</b>	<b>12</b>	<b>24</b>	<b>36</b>	<b>48</b>	<b>60</b>	<b>Přístřel 1</b>
<b>0</b>		18,35					
<b>3</b>		14,6					
<b>6</b>	0	8,6	21,69				
<b>9</b>	11,26	5,01	17,52				
<b>12</b>	17,52	0	16,05	22,52			
<b>15</b>	19,6	5,01	12,51	22,52			
<b>18</b>	22,52	9,18	9,18	20,02			
<b>21</b>	27,11	14,18	4,17	17,15	27,11		
<b>24</b>	29,61	17,1	0	15,85	23,78		
<b>27</b>	32,95	19,6	3,75	11,68	21	29,2	
<b>30</b>	36,29	20,86	4,59	7,51	20,86	27,11	
<b>33</b>	37,12	23,36	9,59	4,17	18,77	27,11	
<b>36</b>		23,36	15,43	0	16,27	25,08	41,71
<b>39</b>		26,1	18,35	3,75	13,35	23,78	40,46
<b>42</b>		29,87	20,86	6,26	10,01	22,52	36,29
<b>45</b>			23,78	13,35	5,42	20,02	34,2
<b>48</b>			25,86	16,27	0	17,52	33,37
<b>51</b>				17,94	4,59	14,18	29,2
<b>54</b>				20,02	7,09	10,01	28,36
<b>57</b>				22,11	15,02	5,01	26,69
<b>60</b>				25,03	17,94	0	24,61
<b>63</b>				26,28	20,02	5,42	24,19
<b>66</b>				29,2	23,36	6,26	22,52
<b>69</b>				30,87		9,18	20,02
<b>72</b>							17,6

Tabulka 11 Časy příchodů podél první poloviny profilu B.

<b>B 2/2</b>	<b>Bod odpalu na profilu [m]</b>							
<b>Vzdálenos t geofonu [m]</b>	<b>Přístřel 2</b>	<b>78</b>	<b>90</b>	<b>102</b>	<b>114</b>	<b>126</b>	<b>138</b>	<b>141</b>
69	17,3							
72	18,77		25,86					
75	20,44	6,67	22,11					
78	22,11	0	20,44	27,11				
81	23,78	6,26	15,43	23,78				
84	23,78	11,68	12,1	21,27	31,7			
87	26,78	16,27	4,17	20,44	30,03			
90	27,53	20,44	0	17,94	25,03			
93	30,03	22,11	3,34	15,43	24,19	32,95		
96	31,28	22,52	9,59	10,84	22,11	31,28		
99	32,53	25,86	15,43	4,17	19,6	30,45	34,2	
102	34,62	25,86	17,94	0	17,52	25,86	33,37	
105	36,71	28,36	19,6	2,5	15,43	25,44	31,7	
108	38,79	30,03	20,86	9,59	10,01	23,78	29,61	
111	39,63	32,35	23,36	15,02	3,75	21,69	28,78	30,87
114		34,2	27,11	18,77	0	21,69	29,2	31,28
117		37,96	28,87	21,27	4,59	18,77	26,28	29,2
120		39,63	31,87	23,78	10,43	12,93	22,94	27,53
123			34,2	25,13	16,27	3,75	21,69	25,86
126				26,69	21,27	0	21,69	24,19
129				30,03	23,36	2,92	16,68	21,69
132				31,28	24,61	10,43	10,43	17,1
135					26,69	16,27	2,92	11,68
138					27,53	21,69	0	4,17
141					27,53	24,61	3,34	0

Tabulka 12 Časy příchodů podél druhé poloviny profilu B.

t dopředný [ms]	t zpětný [ms]	Minusová linie	Čas zpoždění [s]	h [m]	Geofon [m]
					0
					3
0	102,91	-102,9			6
11,26	98,74	-87,48			9
17,52	97,27	-79,75	0,006	3,6485	12
19,6	97,27	-77,67	0,007		15
22,52	94,77	-72,25	0,007		18
27,11	91,9	-64,79	0,008		21
29,61	88,57	-58,96	0,007	7,7333	24
32,95	85,79	-52,84	0,008		27
36,29	83,7	-47,41	0,008		30
37,12	83,7	-46,58	0,009		33
37,12	81,67	-44,55	0,008	6,8262	36
39,86	80,42	-40,56	0,008		39
43,63	76,25	-32,62	0,008		42
46,55	74,16	-27,61	0,009		45
48,63	73,33	-24,7	0,009	6,7808	48
50,3	69,16	-18,86	0,008		51
52,38	68,32	-15,94	0,009		54
54,47	66,65	-12,18	0,009		57
57,39	64,57	-7,18	0,009	6,4139	60
58,64	64,15	-5,51	0,01		63
61,56	62,48	-0,92	0,01		66
63,23	59,98	3,25	0,01		69
64,7	57,56	7,14	0,009		72
66,37	53,81	12,56	0,008		75
68,04	52,14	15,9	0,008	4,0279	78
69,71	48,81	20,9	0,007		81
69,71	46,3	23,41	0,006		84
72,71	44,63	28,08	0,007		87
73,46	39,63	33,83	0,005	3,1753	90
75,96	38,79	37,17	0,006		93
77,21	37,12	40,09	0,005		96
78,46	36,29	42,17	0,006		99
80,55	35,46	45,09	0,006	3,6692	102
82,64	33,79	48,85	0,006		105
84,72	31,7	53,02	0,006		108
85,56	30,87	54,69	0,006		111
87,41	31,28	56,13	0,008	4,961	114
91,17	29,2	61,97	0,008		117
92,84	27,53	65,31	0,008		120
95,17	25,86	69,31	0,009		123

96,73	24,19	72,54	0,009	4,7018	126
100,07	21,69	78,38			129
101,32	17,1	84,22			132
103,4	11,68	91,72			135
104,24	4,17	100,07			138
104,24	0	104,24			141

**Tabulka 13** Výpočet hloubek rozhraní podél profilu B pomocí metod plus-minus a delay times.