УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ – ШТИП

ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ

Градежно инженерство - Геомеханика

Штип

Горан Алексовски

ПРИМЕНА И КОМПЛЕКСНА ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА СЕИЗМИЧКИ МЕТОДИ НА РЕФЛЕКСИЈА И РЕФРАКЦИЈА

МАГИСТЕРСКИ ТРУД

Штип, октомври 2015 година

Ментор: Проф. д-р Тодор Делипетров

Редовен професор на Факултетот за природни и технички науки при Универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Комисија за оценка и одбрана:

Претседател: Проф. д-р Зоран Панов

Редовен професор на Факултетот за природни и технички науки при Универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Член: Проф. д-р Тодор Делипетров

Редовен професор на Факултетот за природни и технички науки при Универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Член: Доц. проф. д-р Благица Донева

Доцент професор на Факултетот за природни и технички науки при Универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Научно поле: Природни и технички науки – Геомеханика

Научна област: Геомеханика

Датум на одбрана: ____________________________

Датум на промоција: ____________________________

ПОСВЕТА-БЛАГОДАРНОСТ

На мојот ментор проф.д-р Тодор Делипетров му се заблагодарувам за помошта и за соработката во текот на изработката на овој магистерски труд.

Исто така се заблагодарувам и на асистентот м-р Владимир Маневски за сугестиите, поддршката и за посветеното време.

Горан Алексовски

ОБЈАВЕНИ ТРУДОВИ

- **Complex interpretation of data obtained from seismic reflection and refraction**, Goran Aleksovski, Marjan Delipetrev, Vladimir Manevski, Goran Slavkovski, Zoran Toshik (VI.Balkanmine – Petrosani, Romania 2015);

- **Application and usage of the method of geo – electrical mapping for geological environment with presence of vertical fault**, Trajan Sholdov, Marjan Delipetrev, Vladimir Manevski, Goran Slavkovski, Goran Aleksovski (VI.Balkanmine – Petrosani , Romania 2015);

- **Correlation of the seismic data with the geo – mechanical parameters obtained through the method of refraction,** Marjan Boshkov, Krsto Blazev, Blagoj Delipetrev, Trajan Sholdov, Goran Aleksovski (VI.Balkanmine – Petrosani, Romania 2015).

РЕЦЕНЗИРАНИ ТРУДОВИ за објавување во Зборник на трудови на Факултетот за природни и технички науки при Универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип – Природни ресурси и технологии 2015

- **Истражување со метода на сеизмичка рефлексија,** Горан Алексовски, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Горан Славковски, Зоран Тошиќ (Природни ресурси и технологии, 2015);

- **Корелација помеѓу гео-електрично сондирање и картирање при дефинирање на геомеханички параметри,** Трајан Шолдов, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Горан Славковски, Горан Алексовски (Природни ресурси и технологии, 2015);

- **Сеизмичко истражување на геолошка средина со рефракциона метода,** Марјан Бошков, К.Блажев, Б.Делипетров, Трајан Шолдов, Горан Алексовски (Природни ресурси и технологии, 2015).

ПРИМЕНА И КОМПЛЕКСНА ИНТЕРПРЕТАЦИЈА НА СЕИЗМИЧКИ МЕТОДИ НА РЕФЛЕКСИЈА И РЕФРАКЦИЈА

Краток изводок

Сеизмичките методи на рефлексија и рефракција се базираат на регистрирање и определување на брзината на простирање на еластичните бранови низ позната геолошка средина со определени геомеханички карактеристики. Главната разлика помеѓу двете методи е во зраците кои ги регистрираат. Имено, рефлективната метода го регистрира рефлектираниот бран кој се одбива од гранична површина која одвојува две различни геолошки средини, додека пак рефрактивната метода го регистрира рефрактираниот бран кој се прекршува при поминување низ одредена гранична површина. Секоја рефракција има и процес на рефлексија, па според тоа, регистрирањето на брановите на прекршување и рефлектирање се изведува симултано преку поставување на повеќе геофони по должината на испитуваната средина.

Истражниот простор кој е одбран да се моделира преку модели на рефракција и рефлексија, геолошки е испитан со 5 истражни картирани дупнатини и е со вкупна должина од 210 m. Со сеизмичката метода на рефракција средината се испитува до длабочина од 30 m, додека пак со сеизмичката метода на рефлексија се испитува истражниот простор до длабочина од 15 m. Бидејќи длабочината на побудување на средината зависи од оддалеченоста помеѓу изворот и приемникот и е еднаква на една половина од таа вредност, сеизмичките профили на рефракција се изведени со должина од 60 m, а сеизмичките профили на рефлексија се изведени со должина од 30 m позиционирани на средина во сеизмичките профили на рефракција. Со цел да се опфати целиот истражен простор, при моделирањето се изработени вкупно 4 сеизмички профили на рефракција и рефлексија. Моделирањето на сеизмичките профили се изведува синтетички врз основа на геомеханичките податоци на геолошките средини, како и геолошките податоци добиени од истражните дупнатини. Како завршна фаза на моделирањето, во научниот труд е изработена комплексна интерпретација на добиените сеизмички модели.

Преку интерпретацијата се определуваат брзините на простирање на еластичните бранови низ средините и геолошките карактеристики на испитуваната средина, а преку t_0 методата се определуваат длабочините до граничните површини кои ги одделуваат различните геолошки средини.

Клучни зборови: сеизмички испитувања, еластични бранови, сеизмичка рефракција и сеизмичка рефлексија.

USAGE AND COMPLEX INTERPRETATION OF THE SEISMIC METHODS OF REFRACTION AND REFLECTION

Abstract

The seismic methods of refraction and reflection are both based on registration and determination of the velocities of propagation of the elastic waves through geological known environments with the certain geomechanical features. The main difference between these two methods is in the rays that are registering. Namely the reflective method is registering the ray that that is reflected from the boundary surface that is dividing two different geological environments, whereas the refractive method is registering the refractive ray that is breached while passing through a certain boundary surface. Every refraction has a process of reflection, therefore the procedure of registering the refractive and reflective waves is performed simultaneously by setting more geophones along the investigated environment.

The investigated area that is chosen to be modelled through models of refraction and reflection is geologically investigated with five exploratory boreholes and has a total length of 210 m. With the seismic method of refraction the investigated area is examined to a maximal depth of 30 m, whereas with the seismic method of reflection the investigated area is examined with maximal depth of 15 m. Because the depth of examination of the environment depends on the distance between the source and the receiver of the elastic waves and it’s equal to one half of that length, the seismic profiles of refraction are made with length of 60 m, whereas the seismic profiles of reflection with length of 30 m, with the source of the elastic waves positioned in the middle of the refractive profiles. In order to examine the whole length of the investigated area through the modelling a total of four refractive and reflective profiles are made. The modelling of the profiles is made synthetically on the basis of the geo – mechanical data for the geological environments as well as the geological data obtained from the exploratory boreholes. The last phase of the modelling in this paper is the process of complex interpretation of the obtained seismic models.

Through the process of interpretation are determined the propagation velocity of the elastic waves through the geological structures, the geological characteristics of the investigated environment and with the t_0 method the depths to the boundary surfaces that are separating the different geological environments.

Key words*: Seismic research, elastic waves, seismic refraction, seismic* reflection

СОДРЖИНА:

1. ВОВЕД - ГЕОФИЗИЧКИ МЕТОДИ

Геофизиката како наука денес има мошне значајна улога и примена при истражување на разни рудни ресурси. Исто така, има значајна улога и примена и во градежништвото, и тоа во геотехниката, геологијата, хидрогеологијата итн.

Кон крајот на 19-тиот век, потребата од рудни богатства го поттикнала развојот на применетата геофизика во насока на истражување на рудните богатства. Посебен поттик за примена и усовршување на модерните геофизички методи била потребата од нафта, односно нафтената индустрија која доживеала посебен подем во почетокот на 20-тиот век.

Практичната примена на сеизмичките методи при истражувања на нафтени лежишта иако е поскапа, сепак овозможува изработка на поточни и подетални модели на геолошко-структурната градба на Земјата. Добрата прозрачност, длабочините на истражувањата кои можат да достигнат и повеќе од десет километри, идентификувањето форми со мала големина, како и малите трошоци во споредба со изработката на класичните истражни дупнатини, се предности кои овозможиле на сеизмичките методи да станат незаменливи во процесот на истражување на рудните ресурси, а посебно на нафтените лежишта.

Геофизичките истражувања претставуваат вештина при примена на физичките науки заради проучување на структурата и составот на Земјината кора. Од една страна, примената опфаќа вообичаени техники од инженерството, а од друга страна, методи од математиката и физиката. При примена на методите на геофизичките истражувања се користат основните теории, апаратури и начини на теренски испитувања.

Како неминовна фаза при секое геолошко, односно геотехничко истражување на теренот се геофизичките истражувања поткрепени со геофизичките истражни методи. Со геофизичките истражни методи, преку индиректен пристап и пресметки се определуваат инженерско-геолошките карактеристики на карпестите маси: геолошкиот состав, градбата, својствата и состојбите на теренот, а со тоа се овозможува и понатамошно правилно лоцирање на идните поскапи истражни работи. Со геофизичките методи се изучуваат следните својства на теренот:

- просторна положба и состојба на потповршинските слоеви;
- физичко-механичките својства на средината;
- нивото и движењето на подземните води;
- геолошките процеси и појави и друго.

Геофизичките методи се базираат на следење и проучување на разликите во својствата на карпестите маси при што се користат аномалиите на природните физички особини – полиња во простор и време, односно геофизички полиња како што се:

- електрично поле;
- сеизмичко;
- магнетно;
- гравитациско;
- топлотно;
- радиоактивно и други.

Сите овие полиња се предизвикани од својствата на теренот или пак ги користат законитостите на распростирањето на вештачки предизвиканото физичко поле во теренот.

Во зависност од методите за регистрирање на полињата, развиени се голем број геофизички методи како што се: геоелектрични, сеизмички, гравиметриски, магнетни, радиометриски и други методи.

Геофизичките истражни методи се применуваат од 20-тите години на минатиот век, главно, за потребите на нафтената индустрија. Со развојот на дигиталните и компјутерските технологии, тие се применуваат во сите области, посебно во геотехниката заради недеструктивност на методите.

Геофизичките истражувања во принцип се состојат од 3 фази: мерење, обработка на податоците и интерпретација на податоците. Мерењата и обработката на податоците се вршат на самиот терен, а од добиените податоци со дополнителна обработка се врши интерпретација со поквалитетна слика за градбата на потповршинската структура на геолошкиот комплекс.

Основни геофизички методи се:

- Магнетни методи;
- Гравиметриски методи;
- Електрични методи;
- Сеизмички методи.

Во денешно време, со развојот на дигиталната техника се овозможува томографски начин на прикажување на резултатите од истражниот простор во 2Д и 3Д графички системи кои наоѓаат широка примена во геотехниката за решавање инженерски проблеми. Најчесто се користат двете групи методи: геоелектричните и сеизмичките методи. Во овој магистерски труд тема на разгледување ќе бидат сеизмичките методи со нивната примена, практичност и ефективност при моделирање истражен простор преку модели на рефракција и рефлексија.

1.1. Сеизмички методи

Сеизмичките методи на испитување се базираат врз основните принципи на генерирање на еластичните бранови во познат временски интервал, што резултира со простирање на сеизмичките бранови низ потповршинската структура на истражниот простор каде што преку процес на рефракција и рефлексија, повратните сигнали се регистрираат на површината на теренот за определено и познато растојание. Изминатото време регистрирано од генерирањето на еластичните бранови, па сѐ до првата регистрација на различните еластични бранови може да се искористи за определување на природата и геомеханичките карактеристики на потповршинската структура на геолошкиот комплекс. Преку споредување на познатите физички и геомеханички карактеристики на геолошките материјали во испитуваната средина, со податоците добиени при сеизмичките испитувања се овозможува моделирање на потповршинската структура на карпестиот комплекс.

Во овој магистерски труд е обработена постапката на примена и комплексна интерпретација на сеизмичките методи на рефлексија и рефракција. Суштинската разлика во основните принципи на двете сеизмички методи е во типот на еластичните бранови кои ги регистрираат. При преминувањето на еластичните бранови од една геолошка структура во друга, на граничната површина се одвива процес на прекршување (рефракција) и процес на одбивање (рефлексија) на еластичните бранови. Аналогно на тоа, сеизмичката метода на рефракција се базира на регистрирање на прекршените, односно рефрактираните еластични бранови, додека пак сеизмичката метода на рефлексија ги регистрира одбиените, односно рефлектираните еластични бранови. Генерирањето и регистрирањето на различните еластични бранови се изведува симултано со поставување на повеќе адекватни приемници (геофони) по должината на испитуваната средина. Во моментот кога еластичниот бран се регистрира во поблискиот приемник, тој може да се третира како извор на еластичен бран и преку разликите во временските интервали на регистрирање (во двата приемника), истражниот простор истовремено се моделира низ повеќе мерни точки по должината на испитуваната траса.

Истражниот простор што се испитува и се моделира, преку комплексна апликација на сеизмичките методи, геолошки е испитан преку 5 истражни картирани дупнатини со максимална длабочина од 25 m, поставени на една профилна линија со вкупна должина од 210 m. Картираниот геолошки материјал е испитан лабораториски и се утврдени геомеханичките параметри. Геолошките и геомеханичките испитувања претставуваат појдовна основа за утврдување на апликативноста на сеизмичките методи. Преку сеизмичката метода на рефракција се испитува истражниот простор до длабочина од 30 m, па според принципите на определување на длабочината на моделирање на истражниот простор, должината на сеизмичките модели на рефракција изнесува 60 m. Со сеизмичката метода на рефлексија се испитува истражниот простор до длабочина од 15 m, па според тоа сеизмичките модели на рефлексија имаат должина од 30 m. Сеизмичките модели на рефлексија ги регистрираат еластичните бранови кои се генерираат во средината на сеизмичките модели на рефракција.

2. ТЕОРИСКИ ОСВРТ НА ПРОСТИРАЊЕ ЕЛАСТИЧНИ БРАНОВИ НИЗ ГЕОЛОШКИ КОМПЛЕКС

Простирањето на еластичните бранови низ Земјата е поврзано со деформациите кои се јавуваат на одредено тело кога ќе се извади од состојба на мирување, под дејство на природна или вештачка сила. Во принцип, Земјата се однесува како еластична средина. За изучување на еластичните бранови неопходно е да се дефинира односот помеѓу деформацијата, напонот и параметарот на еластичност.

2.1. Основи на теорија на еластичност

Секое цврсто тело го менува обликот под дејство на надворешна сила.

Разликуваме два вида надворешни сили:

- Волуменски сили кои дејствуваат во сите точки на телото и се пропорционални со масата.
- Површински сили кои дејствуваат во точките на надворешноста на површината на телото.

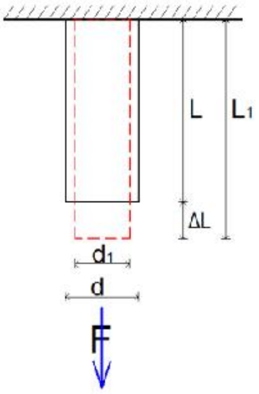
Сите цврсти тела во природата имаат особини на еластичност.

Едно тело се смета за еластично ако ги снема деформациите кои се предизвикани под дејство на надворешните сили, кога ќе престане дејството на силите причинители за деформациите. Идеално еластично тело претставува тело кое во целост се враќа во својот првобитен облик.

Цврстите тела подлежат на: збивање (компресија), издолжување (дилатација), како и на промена на формата (обликот). Поради ова, во цврстите тела брановите се простираат подолжно и попречно (лонгитудинални и трансферзални бранови), додека во воздухот, гасовите и водата само подолжно (лонгитудинални бранови).

2.1.1. Хуков (Hook) закон (модул на еластичност)

За да се определи соодносот помеѓу силата (F) што дејствува на цврста еластична средина и настанатата деформација, ќе разгледаме прачка со должина (l) и пречник (d) која на горниот крај е вклештена, а на долниот крај е оптоварена со силата (F).



Слика 1. Издолжување на прачка
Figure 1. Stretching rod

Силата на затегнување на единица површина (S) се нарекува напон (±). Кога силата (F) е нормална на површината (S), напонот се дефинира со изразот:

$$\pm = \frac{F}{S} \tag{2.1}$$

и претставува нормален напон. Ако, пак, силата (F) е под агол (¨) со површината (S), нормалниот напон ќе биде:

$$\pm_n = \frac{F}{S} \cdot \sin ¨ \tag{2.2}$$

Тангенцијалниот напон што дејствува во рамнината (S) ќе биде:

$$² = \frac{F}{S} \cdot \cos ¨ \tag{2.3}$$

Под дејство на нормалната сила (F) прачката се издолжува, а промената на должината е:

$$\Delta l = l_1 - l$$

Издолжувањето на прачката е поголемо при поголем напон (±).

Според Хуковиот закон: издолжувањето на прачката е правопропорционално на напонот (±). Ако шипката е подолга, издолжувањето (Δl) е поголемо.

$$\Delta l = k \cdot l \cdot \frac{F}{S} \quad (2.4)$$

Изразот ја дава врската помеѓу деформацијата (Δl) и нормалниот напон ($\pm_n$) за прачка со должина (l). Симболот (k) е коефициент на пропорционалност што зависи од својствата на материјалот од кој е изработена прачката. Реципрочната вредност на коефициентот (k) се означува со симболот (E), па изразот добива облик:

$$E = \frac{l}{\Delta l} \cdot \frac{F}{S} \quad (2.5)$$

Големината (E) се нарекува Јунгов модул или модул на еластичност и го дефинира еластичното својство на средината. Ако Јунговиот модул е поголем, потребно е поголема сила (F), односно напон (±) за да се издолжи прачката за големина (Δl).

$$\pm = \frac{\Delta l}{l} \cdot E \quad (2.6)$$

Единечна мерка на Јунговиот модул е сила на единица површина, Paskal= N/m^2.

2.1.2. Поасонов (Poisson) коефициент (модул на компресија)

Силата (F) врши дејство врз прачката при што таа се издолжува, но во исто време се намалува нејзиниот пресек (S). Пречникот на прачката пред издолжувањето бил (d), а по издолжувањето се намалил за (Δd). Односот помеѓу релативното намалување на пречникот на прачката и издолжувањето на прачката е ист за еден материјал. Тој однос се означува со симболот (¬) и се нарекува модул на попречна компресија, односно Поасонов коефициент. Модулот на компресија е даден со следниот израз:

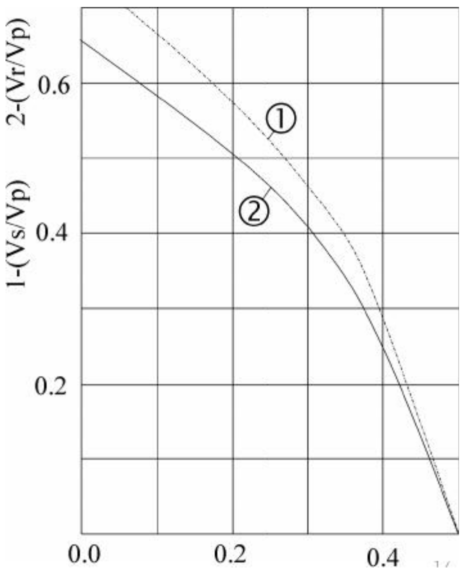
$$\neg = \frac{\Delta d}{d} \cdot \frac{l}{\Delta l} \qquad (2.7)$$

Поасоновиот коефициент (¬) варира во граници од 0,05 до 0,45. За варовници, гранит и за бетон варира околу 0,25. Но, Поасоновиот коефициент никогаш не може да биде поголем од 0,5.

Динамичкиот Поасонов коефициент може да се пресмета со помош на брзините на простирање на еластичните бранови со изразот:

$$\neg = \frac{1 - 2 \cdot \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2}{2 - 2 \cdot \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2} \qquad (2.8)$$

или пак со помош на Кнапов дијаграм, доколку со теренски мерења се дефинира брзината на еластичните бранови: V_p - брзина на простирање на надолжен еластичен бран, V_s - брзина на простирање на попречен еластичен бран и V_r - брзина на простирање на површински – Рејлиев (Rayleigh) бран.



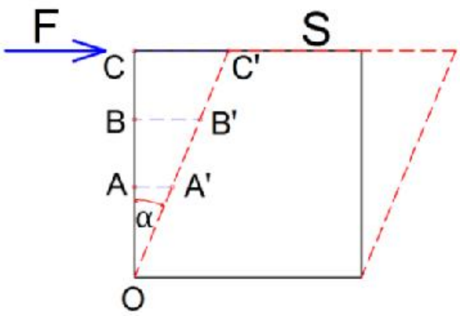
Слика 2. Кнапов дијаграм
Figure 2. Diagram of Knap

Поасоновиот коефициент е неименувана величина. Јунговиот модул и Поасоновиот коефициент доволно точно ги дефинираат еластичните својства на хомогена, изотропна и цврста средина.

2.1.3. Модул на смолкнување

Во цврстите карпи, покрај деформација на збивање (дилатација), можни се и деформации на смолкнување. При чисто смолкнување, растојанието помеѓу паралелните плочи останува исто. Отклонот од вертикалната линија е најмал на долната плоча, а најголем на горната плоча. Деформацијата на смолкнување е дефинирана преку поместувањето на AA’, BB’, CC’ …. и оддалеченоста OA, OB, OC … преку изразот:

$$\overline{AA'}/\overline{OA} = \overline{BB'}/\overline{OB} = \overline{CC'}/\overline{OC} = tg\sim = k \qquad (2.9)$$



Слика 3. Чисто смолкнување
Figure 3. Pure shear

Константата (k) се нарекува релативно смолкнување и е еднакво на тангенсот на аголот на смолкнување ($\sim$). Вредноста на (k) е константна за еден материјал, доколку силата (F) е константна. Ако силата (F) дејствува во рамнината на горната паралелна плоча, доаѓа до деформација на обликот без промена на волуменот.

Кај деформациите на издолжување и збивање е воведен поимот коефициент на пропорционалност (k) помеѓу напонот ($\pm$) и деформацијата.

По истиот принцип, и кај смолкнувањето е воведен коефициент на пропорционалност. Кога на цврсто тело во облик на коцка дејствува тангенцијален напон (²) на рамнината (S) следствено на Хуковиот закон, односот помеѓу тангенцијалниот напон и деформациите е даден со изразот:

$$^{2} = \frac{F}{S} = G \cdot k \qquad (2.10)$$

Ако односот F/S го означиме со ², следува $^{2} = G \cdot k$ каде (G) е коефициент на пропорционалност помеѓу тангенцијалниот напон (²) и релативното смолкнување (k) предизвикано од тој напон.

Како и Јунговиот модул (E) така и коефициентот (G) зависи од физичките особини на средината, а не од големината и обликот. Коефициентот (G) се нарекува модул на смолкнување. Ако коефициентот на смолкнување е поголем, потребна е поголема сила (F) за да се предизвика смолкнување со дадена големина. Модулот на смолкнување (G) и Јунговиот модул (E) имаат иста единечна мерка – сила на единица површина, Pascal = N/m^2.

Меѓу модулот на смолкнување (G) и Јунговиот модул (E) постои зависност прикажана со изразот:

$$« = G = \frac{E}{2 \cdot (1 + ¬)} \qquad (2.11)$$

2.1.4. Волуменски модул

Ако на цврсто тело со волумен (¬) дејствува сила на компресија (хидростатски притисок), телото го намалува волуменот. Волуменскиот модул ја дефинира промената на волуменот на телото под дејство на униформен напон преку изразот:

$$k = \frac{F \cdot v}{G \cdot \Delta v} \qquad (2.12)$$

каде:

v - волумен на телото пред дејство на силата (F);

Δv - промена на волумен на телото под дејство на силата (F).

Реципрочната вредност на (k) се нарекува компресибилитет. Единица мерка на волуменскиот модул е Paskal = N/m^2.

2.1.5. Ламеови коефициенти

Еластичните својства на цврсти, хомогени и изотропни средини можат да се дефинираат преку Ламеовите коефициенти (ª , «).

Особините на хомогените, изотропни еластични средини можат да се дефинираат преку следните парови константи: Јунгов модул (E) и Поасонов коефициент ($\neg$); волуменски модул (k) и модул на смолкнување (G); Ламеови коефициенти ($\text{ª}, \text{«}$).

Односот помеѓу брзината на простирање на брановите и параметрите на еластичност се дадени со изразите:

$$V_p = \sqrt{\frac{\text{ª} + 2\text{«}}{\circ}} \quad (2.13)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\text{«}}{\circ}} \quad (2.14)$$

каде што:

V_p - брзина на простирање на надолжен еластичен бран;

V_s - брзина на простирање на попречен еластичен бран;

$\circ$ - густина.

Со замена на ($\text{ª}, \text{«}$) од табелата се добиваат следните изрази за V_p и V_s:

$$V_p = \sqrt{\frac{1}{\circ} \cdot \frac{E(1-\neg)}{(1+\neg)\cdot(1+2\neg)}} \quad (2.15)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\circ}} \quad (2.16)$$

Од изразите се гледа дека брзината на простирање на надолжниот еластичен бран (V_p) е поголема од брзината на простирање на попречниот еластичен бран (V_s). Поради ова, надолжните еластични бранови се нарекуваат примарни, а попречните еластични бранови се нарекуваат секундарни бранови.

Од изразите се потврдува дека брзината на простирање на еластичните бранови зависи од еластичните параметри на средината (ª, «, E, ¬) и густината (°).

Во табелата 2.1 се прикажани изразите во корелација со различните параметри на еластичност (E, ¬, ª, «, k):

Табела 2.1. Зависноста помеѓу различни параметри на еластичност
Table 2.1. Dependencies between different parameters of elasticity

	E	¬	©	«	ª
$(E,¬)$			$\frac{E}{3(1-2¬)}$	$\frac{E}{2(1+¬)}$	$\frac{E}{(1+¬)(1-2¬)}$
(E,K)		$\frac{3© - E}{6©}$		$\frac{3©E}{9© - E}$	$\frac{3©(3© - E)}{9© - E}$
$(E,«)$		$\frac{E-2«}{2«}$	$\frac{«E}{3(3« - E)}$		$\frac{«(E-2«)}{3« - E}$
$(¬,©)$	$3©(1-2¬)$			$\frac{3©(1-2¬)}{2(1+¬)}$	$\frac{3©¬}{(1+¬)}$
$(¬,«)$	$2«(1+¬)$		$\frac{2«(1+¬)}{3(1-2¬)}$		$\frac{«2¬}{(1-2¬)}$
$(¬,ª)$	$\frac{ª(1+¬)(1-2¬)}{¬}$		$\frac{ª(1+¬)}{3¬}$	$\frac{ª(1-2¬)}{2¬}$	
$(©,«)$	$\frac{9©¬}{3© + ¬}$	$\frac{3© - 2¬}{2(3© + «)}$			$© - 2«/3$
$(©,ª)$	$\frac{9©(© - ª)}{3© - ª}$	$\frac{ª}{3© - ª}$		$3/2(© - ª)$	
$(«,ª)$	$\frac{«(3ª + 2«)}{ª + «}$	$\frac{ª}{2(ª + «)}$	$ª + (2/3«)$		

2.2. Видови и својства на еластичните бранови

Еластичните бранови можат да се споредат со брановите на површината на водата кога ќе се фрли камен, при што се создаваат концентрични бранови кои се шират во сите насоки. Еластичните бранови се бранови на енергија што се пренесува низ еластичната површина на Земјата и низ внатрешноста.

Еластичните бранови кои се предизвикани од надворешен причинител (експлозија, удар или контролирани вибрации), се еден од основните методи на геофизичките истражувања на земјината внатрешност. Сеизмологијата применува контролирани извори на енергија заради означување рудни ресурси, прекини, антиклинели како и други геолошки аномалии во карпестите маси, геолошки прекини, видови карпи и др.

2.2.1. Видови еластични бранови

При појава на потрес предизвикан по природен или вештачки пат, во Земјата се иницираат брановидни движења - еластични бранови кои можат да се простираат, односно да се движат на различни начини. Во зависност од начинот на движење постојат различни видови еластични бранови. Генерално, може да се групираат во два основни вида еластични бранови: волуменски еластични бранови и површински еластични бранови. Волуменските бранови се простираат низ внатрешноста на Земјата, додека површинските бранови се простираат по површината на Земјата.

2.2.1.1. Волуменски еластични бранови

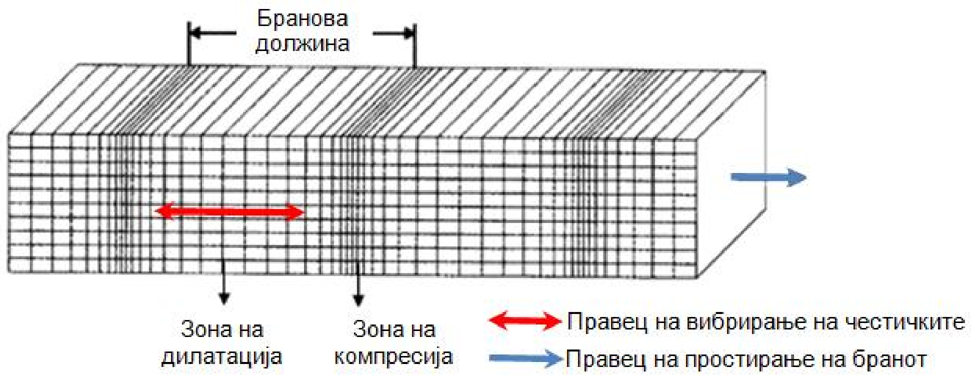
Иако волуменските еластични бранови се движат низ внатрешноста на Земјата, сепак тие пристигнуваат до површината пред површинските бранови. Волуменските бранови се јавуваат во два вида, и тоа:

- подолжни (примарни, лонгитудинални) еластични или P бранови;
- попречни (секундарни, трансферзални) еластични или S бранови.

Двата вида волуменски бранови се простираат низ внатрешноста на Земјата и се движат од точката на иницирање до оддалечените точки на површината. Волуменските бранови се простираат низ слоевите на земјината внатрешност кои варираат по густина и по модул.

Прв вид волуменски бранови се подолжните (лонгитудинални) еластични P бранови. Подолжните P бранови имаат најголема брзина на простирање од другите видови бранови, па први пристигнуваат до мерните места и поради тоа го добиле името примарни бранови. Подолжните P бранови можат да се движат низ средини во сите агрегатни состојби, цврсти средини (карпести маси), но и низ течни средини (вода, слоевите на земјината внатрешност кои се во течна состојба). Овие бранови ги придвижуваат честичките напред - назад.

Подолжните P бранови се нарекуваат и компресивни бранови поради ефектот врз земјиштето кое се збива (компримира) и се шири (дилатира) во правецот на простирање на брановите. Подолжните P бранови предизвикуваат движење на честичките во ист правец како и брановите, односно во правец во кој се движи ослободената енергија, а се нарекува правец на простирање на брановите.



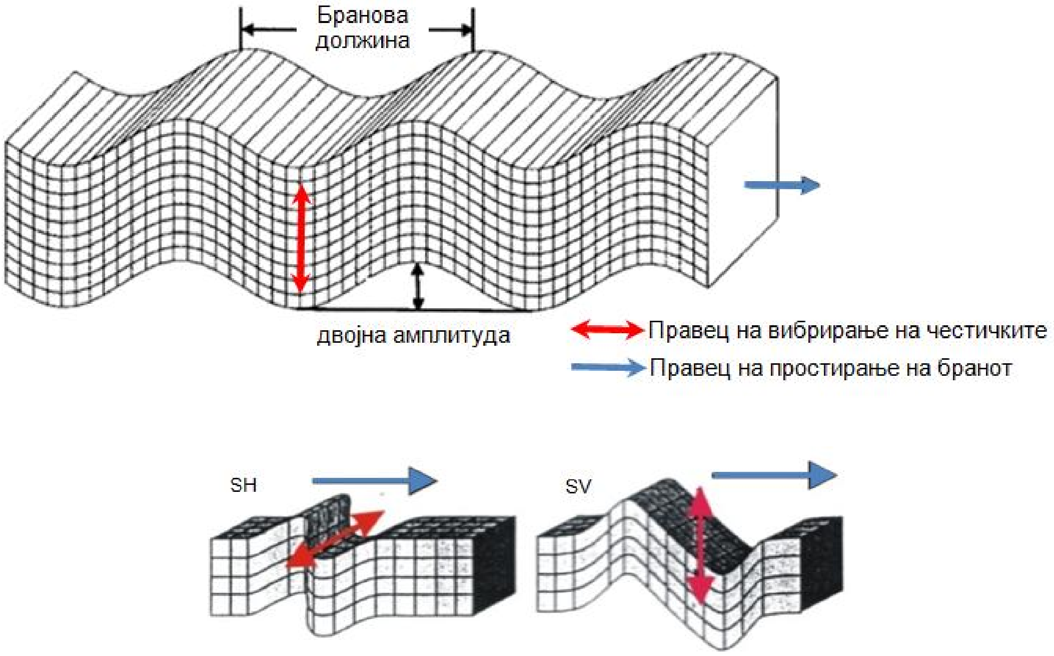
Слика 4. Деформации при движење на подолжни еластични (P) бранови и начин на осцилација на елементарните честички на земјините маси

Figure 4. Deformation in longitudinal movement of elastic (P) waves and thus the oscillation of the elementary particles of ground

Подолжните P бранови се движат со брзина од 4000 до 7000 m/s и се најбрзи бранови.

Втор вид волуменски бранови се попречните (трансферзални) еластични S бранови. Попречните S бранови се побавни во однос на подолжните P бранови, па втори пристигнуваат до мерните места и поради тоа го добиле името секундарни бранови. Попречните S бранови можат да се движат исклучиво низ цврсти средини. Течните средини не поддржуваат тангенцијални напрегања, а се основа при простирање на попречните S бранови. Тие имаат ниска фреквенција и долги периоди на големи амплитуди бидејќи се најдеструктивни.

Попречните S бранови ги придвижуваат честичките на средината низ која се движат во правец нормален на правецот на простирање на брановите. Се јавуваат две компоненти на S бранот: SV бран и SH бран. Движењето на честичките кај SV брановите има вертикална компонента (горе-долу), додека движењето на честичките кај SH брановите има хоризонтална компонента (лево-десно) во однос на правецот на простирање на бранот. Според брзината на простирање, SV брановите се нарекуваат бавни, а SH брановите брзи S бранови.



Слика 5. Деформации при движење на попречните еластични (S) бранови и начин на осцилација на елементарните честички на земјините маси

Figure 5. Deformation in transverse movement of elastic (S) waves and oscillation mode of the elementary particles of ground

Брзината на простирање на попречните S бранови е за два пати помала од брзината на подолжните P бранови и изнесува од 2000 до 5000 m/s.

2.2.1.2. Површински еластични бранови

Површинските бранови се долгопериодични бранови. Во мерните места се регистрираат по подолжните P и попречните S бранови. Енергија на површинските бранови е концентрирана во близина на површината на Земјата, а се простираат низ меѓупросторот на различните средини.

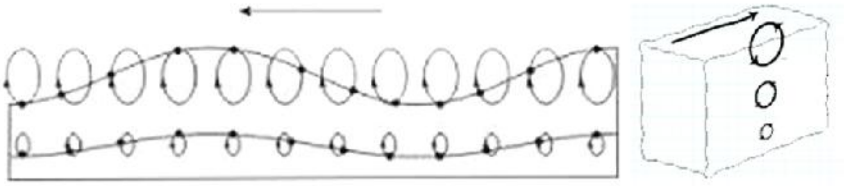
Површинските бранови се јавуваат како два вида, и тоа:

- Рејлиеви (Rayleigh) бранови или R бранови;
- Ловеови (Love) бранови или Q бранови.

Енергијата при дводимензионалното простирање на површинските бранови опаѓа со растојанието така што на поголемите растојанија од изворот доминираат површинските бранови. Геометриското простирање на волуменските бранови во внатрешноста на Земјата покажува како што опаѓа енергијата така опаѓа и амплитудата на волуменските бранови. Како резултат на разликата во геометриското простирање, амплитудата на површинските бранови е многу поголема отколку кај волуменските бранови на големи растојанија од изворот.

Друг важен момент кај простирањето на хоризонталните бранови и нивната енергија е дека површинските бранови се краткотрајни, амплитудата им опаѓа со зголемување на длабочината и тежи кон нула на многу големи длабочини. Површинските бранови се со многу помали фреквенции од волуменските бранови. Кога површинските бранови имаат ниска фреквенција и голема амплитуда, тогаш се причинители на големи оштетувања.

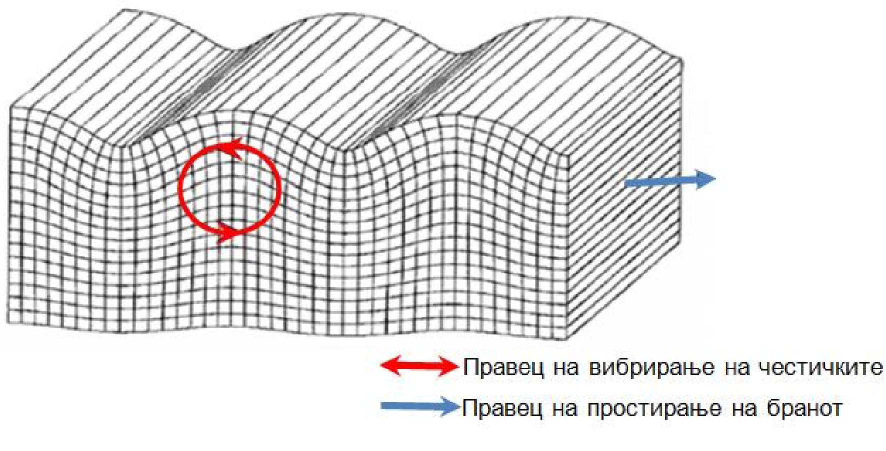
Рејлиевите (Rayleigh) бранови или R бранови се резултат на заемно дејство на P и SV брановите на слободна површина и се движат паралелно со површината. Во изотропни и во цврсти средини движењето на честичките се врши по елипси во рамнина нормална на површината и паралелна со правецот на простирање на бранот. Честичките во горните слоеви се движат во најголеми елипси, а честичките кои се наоѓаат подлабоко во средината се движат по помали елипси кои се намалуваат со длабочината. По дефиниција Рејлиевите бранови се еден вид површински бранови така што извори на енергија кои се близу на површината иницираат појаки Рејлиеви бранови, за разлика од извори кои се подлабоки. Амплитудата на овие бранови опаѓа со длабочината. На мерните инструменти најголема амплитуда имаат Рејлиевите бранови. Овие бранови имаат својство на дисперзија (бранови со пониска фреквенција и со поголема бранова должина се простираат подлабоко).



Слика 6. Елиптично движење на честичките при простирање на Рејлиевите бранови
Figure 6. Elliptical motionof particles In the spreading of Rayleigh-s waves

Постоењето на овие бранови го востановил Џон Вилијам Страт (Dzon Vilijam Strut), лорд Рејли (lord Rayleigh) во 1885 год. Во средината низ која се простираат Рејлиевите бранови предизвикуваат честичките да се движат елиптично во обратен правец од правецот на простирање на брановите, односно ретроградно. Ваквото движење на бранот на површината на Земјата предизвикува чувство на потскокнување.

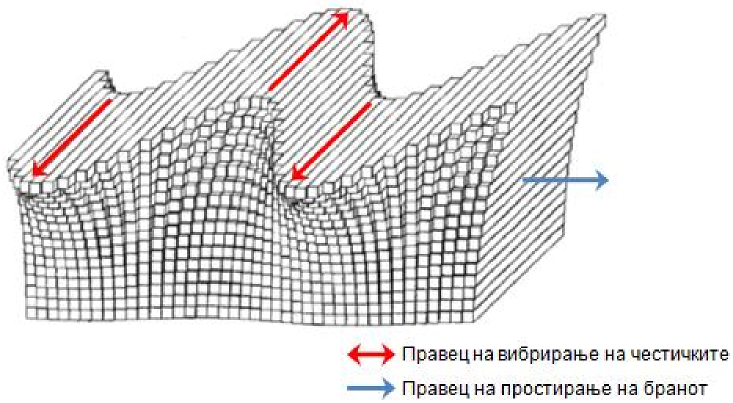
Рејлиевите бранови се побавни од волуменските бранови, а брзината на простирање изнесува од 1000 до 5000 m/s.



Слика 7. Деформации при движење на Рејлиевите бранови и начин на осцилација на елементарните честички на земјините маси
Figure 7. Deformation when noving Rayleigh-s waves and oscillation mode of the elementary paticles of ground

Ловеовите (Love) бранови или Q бранови се еден вид површински бранови кои се формираат со интерференција на поголем број рефлектирани бранови од слободна површина. Тоа се површински сеизмички бранови кои предизвикуваат хоризонтално поместување на земјините маси. Ловеовите бранови се хоризонтално поларизирани волуменски бранови кои се движат на граничната површина помеѓу еластичните средини. Ловеовите бранови се побрзи, па затоа пристигнуваат пред Рејлиевите бранови. Движењето на честичките под дејство на овие бранови е паралелно со површината, но е нормално во однос на правецот на простирање. Овие бранови секогаш се дисперзни. Ваквото движење на бранот на површината на Земјата предизвикува чувство на валање.

Името го добиле по A.E.H. Love во 1911 г. кој направил математички модел на бранот. Амплитудата (силата на бранот) се намалува како $\frac{1}{\sqrt{r}}$, односно експоненцијално со r - растојанието на патување на бранот од изворот.



Слика 8. Деформации при простирање на Ловеовите бранови и начин на осцилација на елементарните честички на земјините маси
Figure 8. Deformation in spreading the Love-s waves and oscillation mode of the elementary particles of ground

Брзината на простирање на Ловеовите бранови е од 2000 до 6000 m/s.

Поради големата акомулирана енергија во Ловеовите бранови, потребно е поголем временски период пред да исчезнат. Заради долготрајноста и големата енергија на овој вид бранови, тие се најразорни во непосредната област на изворот на енергија.

2.2.2. Брзина на простирање на еластичните бранови низ геолошки комплекс

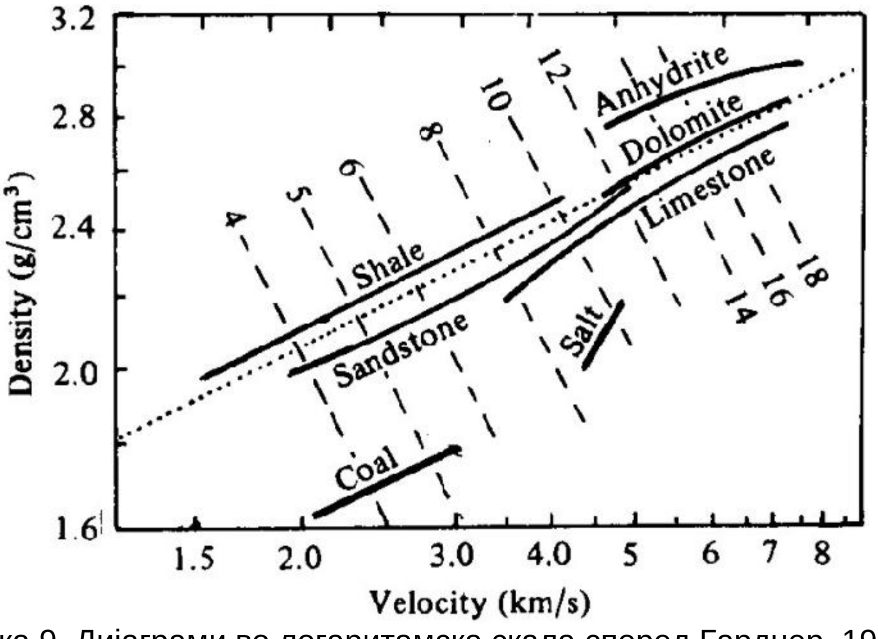
Брзината на простирање на еластичните бранови (фасна брзина) зависи од еластичноста и тромоста на срединaта низ која се простираат брановите.

$$\neg = \sqrt{\frac{еластични\ својства}{тромост\ на\ средината}}$$

Брзините на простирање на подолжните еластични бранови зависи пред сѐ од густината (°) на литолошките слоеви низ кои се движат. Брзината на простирање на подолжните еластични бранови во корелација со густината (°), е дадена преку Гарднеровата релација (Gardner’s Relation).

$$° = 1.741 \cdot V_p^{0.25} \qquad (2.17)$$

Преточена во графички приказ според Гарднер.



Слика 9. Дијаграми во логаритамска скала според Гарднер, 1974.
Figure 9. Diagrams in logarithmic scale according Gardner, 1974

Брзините на простирање на подолжните еластични бранови зависат и од текстурата на карпестите маси, шуплините и пукнатините кои може да се заполнети со разни материјали.

Табела 2.2. Брзини на простирање на P бранови низ средини со различни текстури

Table 2.2. Propagation speed of P waves through environments with different textures

Геолошка средина/ geological environment	**Брзина /**speed **m/s**	**Геолошка средина/** geological environment	**Брзина /**speed **m/s**
Воздух / air	315 - 360	Глинени шкрилци / clay shale	2700 - 4800
Вода / water	1740	Гранит / granite	4000 - 5700
Мраз / ice	310 - 420	Базалт / basalt	4500 - 6000
Глина / clay	1200 - 2500	Анхидрит / anhydrite	3000 – 6000
Лапор / quarry	200 - 3500	Варовник /limestone	2500 - 6000
Сув песок / dry sand	100 - 600	Јаглен / coal	1600 - 1900
Влажен песок / wet sand	200 - 1800	Сол / salt	5000

Простирањето на еластичните бранови може да се разгледува како пренесување на енергија од изворот на импулсот низ полубесконечна средина во сите правци. Енергијата ја пренесуваат еластичните бранови.

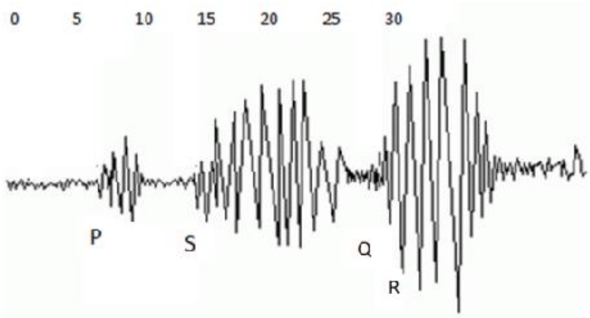
$$E = V \cdot ° \cdot C^2 \qquad (2.18)$$

каде што:

V - брзина на простирање на бранот;

$°$ - густина на средината;

C - брзина на осцилација на честичките на средината.



Слика 10. График на осцилации на земјините маси (сеизмограм)
Figure 10. Schedule of oscillations on the ground

Иако во точката на побудување карпестиот комплекс се побудува едновремено, на местото на мерење подолжните, попречните и површинските еластични бранови пристигнуваат временски поместени заради различните брзини на простирање. Први се подолжните P бранови, втори се попречните S бранови, а на крај се површинските R бранови. Подолжните бранови пренесуваат најмал дел од енергијата, и тоа 7%, попречните пренесуваат 26% а површинските 67%.

2.2.3. Физички закони и принципи при простирање на еластичните бранови низ геолошки комплекс

Хајгенсовиот (Huygensov) принцип е еден од основните принципи според кој секоја точка од брановидниот фронт на една средина може да се третира како извор на нови бранови.

Ферматовиот (Fermatov) принцип според кој брановите ја следат онаа патека на движење во средината, по која од една точка до друга би поминале за најкратко време.

Снелиусовиот (Snellius) закон според кој еластичен бран при премин од средина низ која се простира со брзина V_1, во средина низ која се простира со брзина V_2 се прекршува, при што односот помеѓу синусот на упадниот и прекршениот агол е еднаков на односот на брзините на простирање во двете средини.

$$\frac{\sin\sim}{\sin} = \frac{V_1}{V_2} \qquad (2.19)$$

Критичен упаден агол ($\sim_k$) на бранот при што прекршениот агол $=90^0$, па со замена во изразот се добива

$$\sin\sim_k = \frac{V_1}{V_2} \qquad (2.20)$$

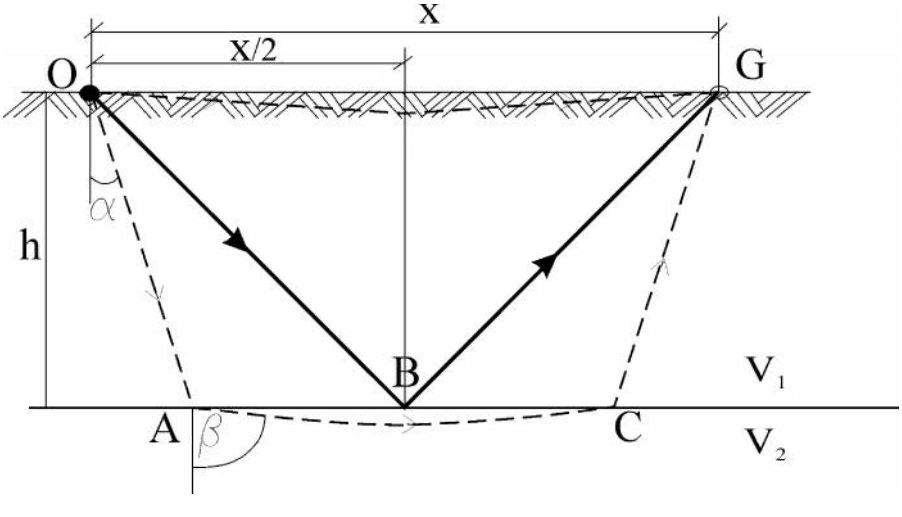
При прекршен агол $=90^0$, прекршениот бран не пробива во другата средина, туку се движи по површината на двете средини.

Ако упадниот агол ($\sim$) има поголема вредност од критичниот агол ($\sim_k$), не постои прекршување (рефракција) во другата средина, а целата енергија на упадниот бран се одбива (рефлектира).

На овие основни принципи се темелат и основните сеизмички методи:

- сеизмичка метода на рефлексија;
- сеизмичка метода на рефракција.

При две хоризонтални, хомогени и изотропни средини во кои подолжните бранови се движат со брзини V_1 и V_2 при што $V_1 < V_2$. Од изворот на енергија, во точката O на растојание x е поставен приемник G .



Слика 11. Траектории на движење на сеизмички бранови при две хоризонтални средини: OG директен бран, OBG рефлектиран бран, OACG рефракциски бран според J.J.Јакоски (J.J.Jakosky)

Figure 11. Trajectories of seismic waves in two horizontal areas : OG direct wave , OBG reflected wave , OACG refracted wave (according J.J.Jakosky)

3. СЕИЗМИЧКИ МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ

3.1. Сеизмичка метода на рефракција

Сеизмичката метода на рефракција наоѓа широка примена во современото инженерство: инженерска геологија, геотехника, механика на почви, механика на карпи, хидрогеологија и др. Со неа мошне успешно се определуваат хоризонтални, вертикални и стрмни гранични површини. За успешна примена потребно е да се исполни условот за нормална низа брзини. Брзината на простирање на сеизмичките бранови треба да е поголема во секој подлабок слој од брзината во погорниот слој. Кога овој услов не е исполнет, кога не доаѓа до израз разликата во еластичните својства на пооделните еластични средини или кога граничните површини се на големи длабочини, примената на сеизмичката метода на рефракција станува несигурна.

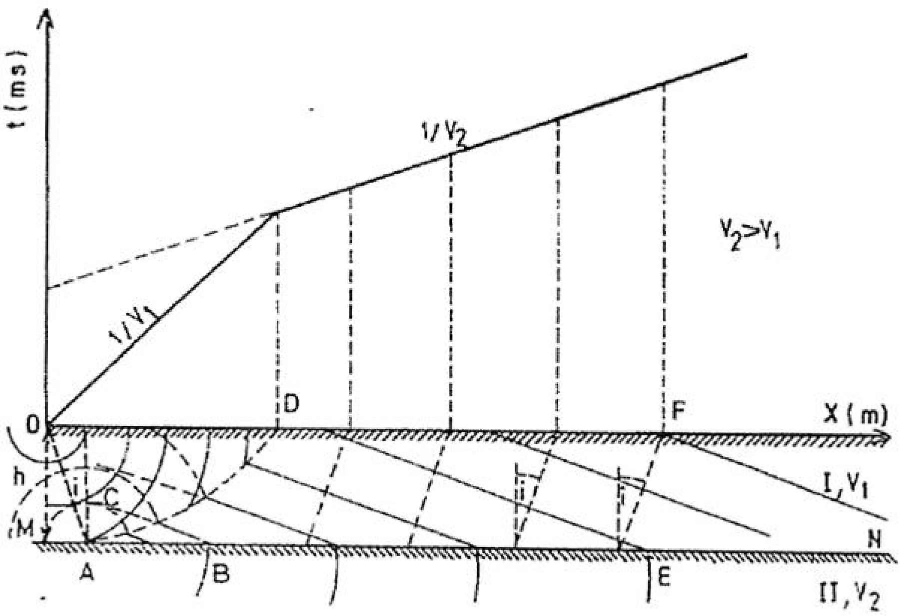
Должината на сеизмичкиот профил на рефракција треба да биде 3 – 5 пати подолг од длабочината на граничната површина. Со ова се отежнуваат постапките при испитувањето, при поголеми должина на профилот на истражување треба да се примени поголема енергија на силата за побудување, а истражните дејства се поскапи и поголема е веројатноста од „хазард“ кон околината.

Кај сеизмичката метода на рефракција, од точката на побуда се поставуваат приемници на определено растојание по должината на линијата на истражување кои со помош на кабел се споени со сеизмичката мерна апаратура. Откако земјиниот масив ќе се побуди (со сила од надворешен причинител), од точката на побуда се шират еластични сеизмички бранови во сите насоки. Кога еластичниот бран ќе наиде на граница помеѓу различни еластични средини, бранот се прекршува и се враќа кон површината на Земјата. На површината, поставените приемници ги претвораат механичките осцилации во електрични инпулси и ги препраќаат до сеизмичката апаратура. Во апаратурата импулсите се засилуваат, се филтрираат, се снимаат и се регистрира моментот на побуда и времето на доаѓање на бранот. Врз основа на снимките од сеизмограмите можат да се конструираат дијаграми кои ја даваат зависноста помеѓу растојанието на приемниците од точката на побуда и времето на прием на брановите во приемниците. Ваквите дијаграми се нарекуваат ходохрони.

3.1.1. Траекторија на рефрактиран бран во услови на гранична рамнина паралелна со теренот

Се разгледува состојбата на гранична површина (MN) која е паралелна со површината на теренот, а се наоѓа на длабочина (h). Над граничната површина се наоѓа еластична средина (I) низ која надолжните еластични бранови имаат брзина на простирање V_1. Под граничната површина се наоѓа еластична средина (II) низ која надолжните еластични бранови имаат брзина на простирање V_2.

За успешна примена на сеизмичката метода на рефракција мора да е исполнет условот: $V_1 < V_2 < \ldots < V_n$, односно секоја подлабока еластична средина треба да има поголема брзина на простирање на брановите.



Слика 12. Двослојна хоризонтална средина ($V_1<V_2$)
Figure 12. Horizontal bilayer environment ($V_1<V_2$)

Во точка (O) на површината на теренот ќе се побудат еластични сферни бранови кои се простираат во сите правци. Кога сферниот еластичен бран ќе удри во граничната површина (MN), еден дел од енергијата навлегува во еластичната средина (II), а дел од енергијата се прекршува и се враќа низ средината (I) кон површината. Сеизмичката метода на рефракција ги третира само прекршените бранови.

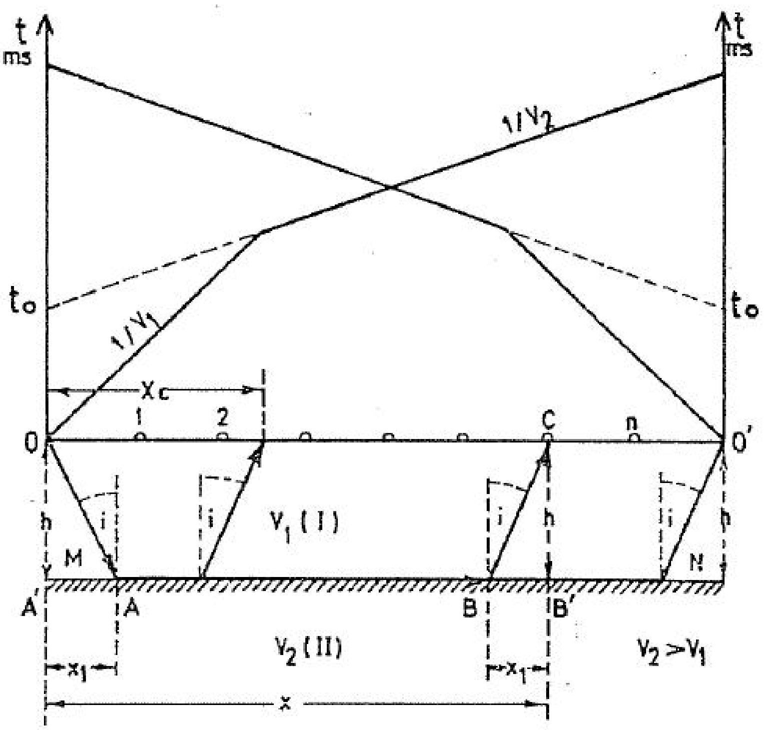
Кога сеизмички бран со сферен бранов фронт паѓа под критичен агол (i) на граничната рамнина, се прекршува од неа според законот на Снелиус:

$$\sin\, i = \frac{V_1}{V_2} \tag{3.1}$$

По Хајгенсовиот принцип, секоја точка на брановиот фронт е извор на нов сферен бран, па така и топката на прекршување (A) се претвора во извор на нов бран. Брановите по граничната рамнина (MN) се простираат со брзина V_2, низ средината (II) со брзина V_2, а низ средината (I) со брзина V_1. Од сликата 12 се покажува дека сферниот бран додека стигне од точката (A) до сферата (C) во еластична средина (I), за истото време сеизмичкиот бран ќе стигне до точката (B) по граничната рамнина (MN). Предизвиканиот бранов фронт во средината (I) се движи кон површината на теренот по брановиот фронт (CB). Ова е рамнински бранов фронт кој со граничната површина (MN) заклопува агол (i). Сеизмичкиот бран што се рефрактира кон површината, исто така заклопува критичен агол (i) со нормалата на граничната површина. Патеката на сеизмичкиот бран од точката (O) до точката (F) што се прекршува на граничната рамнина, даден е со должините OA, AB, BE, EF. Од сликата 12 се гледа дека директниот сферен бран ќе пристигне во точката (D) пред рефрактираните бранови. По точката (D) побрзо ќе пристигнуваат рефрактираните бранови. Во точката (D) истовремено стигнуваат директниот сферен бран и рамнинскиот рефрактиран бран. Оваа точка (D) претставува критична точка, а растојанието од точката (D) до изворот на импулсот точката (O) претставува критична оддалеченост. Ова значи дека до мерните места кои се поставени помеѓу точката на побудување (O) и критичната точка (D), сеизмичките бранови пристигнуваат со брзина V_1, а по критичната точка со брзини V_2. Ова е претставено на сликата така што до критичната точка ходохроната има еден агол, а по критичната точка друг агол на прекршување. Во првата еластична средина (I), во просторот (OAD) се застапени сферни бранови, а по критичната точка (D) брановите се рамнински. Во втората еластична средина (II) брановите се сферни.

3.1.2. Двослоен модел на хоризонтално поставени стенски маси

На слика 13 се прикажани два слоја кои се паралелни меѓусебно, а се паралелни и со површината на теренот.



Слика 13. Ходохрони на рефрактиран бран од гранична рамнина
Figure 13. Hodohron of refracted wave from the boundary plane

Во горната еластична средина (I) брзината на еластичниот бран е V_1, а во долната еластична средина (II) е V_2. Граничната површина е на длабочина (h), а брзината V_2 е поголема од V_1, па времето на простирање на бранот ќе биде:

$$t = \frac{\bar{OA}}{V_1} + \frac{\bar{AB}}{V_2} + \frac{\bar{BC}}{V_1} \qquad (3.2)$$

Од сликата произлегува дека: $\bar{OA} = \bar{BC}$ и дека $\bar{AB} = x - 2x_1$

Од триаголникот OAA', односно BCB' следува:

$$\bar{OA} = \bar{BC} = \frac{h}{\cos i}, \qquad (3.3)$$

односно дека: $x_1 = h\ tg\ i$

Со замена на $\bar{OA}, \bar{BC}, \bar{AB}$ во равенката (3.2) и со соодветно упростување, времето на простирање на сеизмичкиот бран од изворот до приемникот поставен на растојание (x) ќе биде:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1}\cos i \qquad (3.4)$$

Ако $\cos i$ се искаже преку брзината:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 V_2}\sqrt{V_2^2 - V_1^2} \qquad (3.5)$$

Од првата гранка на ходохроната директно се определува брзината на простирање на еластичниот бран низ средината (I), а од втората гранка брзината низ средина (II). За произволно растојание (x), од ходохроната лесно се отчитува соодветното време на простирање на сеизмичкиот бран.

Длабочината (h) до граничната површина (MN) може да се определи преку ходохроната на повеќе начини.

- Врз основа на критичната далечина x_c

Критична далечина е растојание од точката на изворот (О) до точката каде што се сечат двете гранки на ходохроната, односно точката во која истовремено пристигнуваат директниот и рефлектираниот сеизмички бран. Тоа означува дека $x = x_c$, а времето $t_1 = t_2$, па равенството (3.4) ќе биде:

$$x_c \frac{1}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2h}{V_1}\cos i \qquad (3.6)$$

Со средување на изразот, по h се добива:

$$h = \frac{x_c}{2\cos i}(1 - \sin i) \qquad (3.7)$$

$$h = \frac{x_c}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (3.8)$$

- Врз основа на интерцептот на времето

На слика 13, ако се продолжи втората гранка од ходохроната до ординатата, отсечокот ќе го дефинира времето (t_0) кое се нарекува и интерцепт. Интерцепт е она време кога $x = 0$, а со замена во равенството (3.4) ќе се добие:

$$h = \frac{1}{2} \cdot \frac{V_1 \cdot t_0}{\cos i} \quad (3.9)$$

$$h = \frac{V_1 V_2}{2} \frac{t_0}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (3.10)$$

- Врз основа на времето t_2

Времето на простирање на сеизмичкиот бран до која било точка што е на втората гранка на ходохроната, е дефинирано со равенството (3.4). Решението по h го дава следниот израз:

$$h = \frac{V_1}{2\cos i}\left(t_2 - \frac{x}{V_2}\right) \quad (3.11)$$

$$h = \frac{V_1 V_2}{2\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}\left(t_2 - \frac{x}{V_2}\right) \quad (3.12)$$

Бидејќи со ходохроните се дефинирани брзините V_1 и V_2 и аголот (i), а познато е и времето на простирање за определеното растојание (x), со равенствата (3.11) и (3.12) лесно се определува длабочината (h) до граничната површина (MN).

3.2. Сеизмичка метода на рефлексија

Во случаи кога не е исполнет некој од условите: кога во секој подлабок слој брзините на еластичните бранови се поголеми од претходниот; кога не се изразени разликите во еластичните својства помеѓу пооделните средини; кога граничните рамнини се на голема длабочина; односно кога сеизмичката метода на рефракција станува несигурна – неупотреблива, се применува сеизмичката метода на рефлексија.

Со усовршувањето на геофизичките инструменти за сеизмички истражувања, техниките на испитување и методите на интерпретација со помош на современи компјутерски пакети со огромни мемориски и графички карактеристики, сеизмичката метода на рефлексија сѐ повеќе станува практична за примена.

Сеизмичката метода на рефлексија се приспособува за потребите на инженерството, геотехника, геологија, хидрогеологија.

Основен концепт на сеизмичката метода на рефлексија е мерење на брзините на простирање на лонгитудиналните бранови кои се одбиваат од потповршинските гранични површини, а се применува принципот на одбивање (рефлектирање).

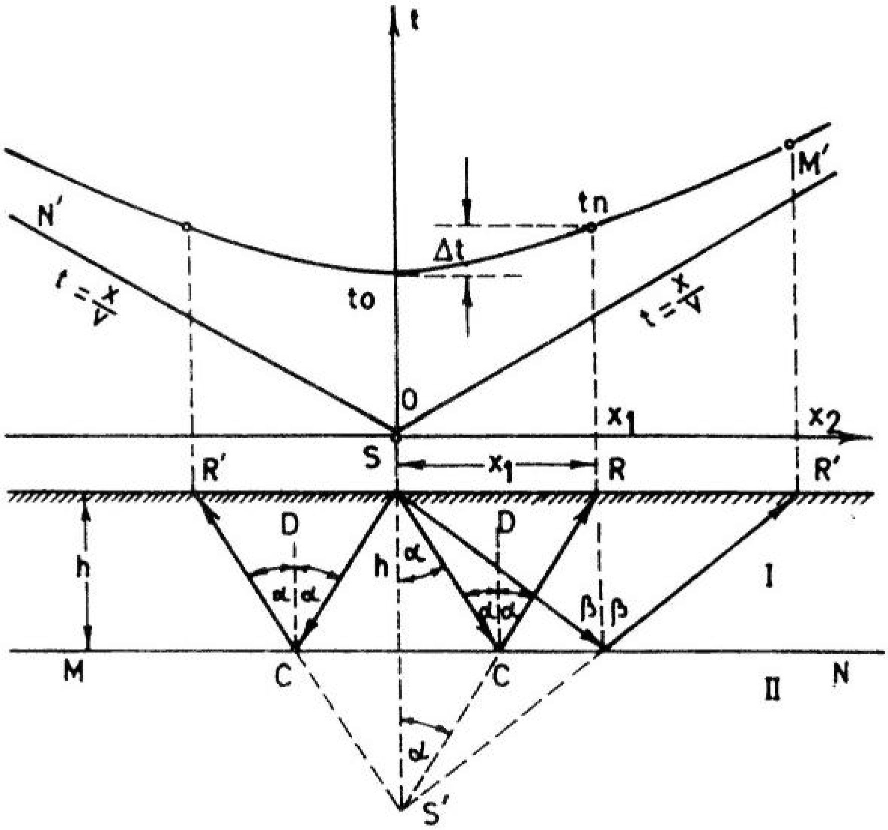
Со оваа метода се определуваат длабочините и наклоните на граничните рамнини помеѓу различни еластични средини. Определувањето на параметрите е преку времето t_0 за кое сеизмичкиот бран поминува пат од изворот до приемниците одбивајќи се од граничната површина во внатрешноста на Земјата.

При користење на сеизмичката метода на рефлексија, од една страна, можни се тешкотии заради сложеноста на истражниот простор (стрмни гранични рамнини, раседи, исклинувања и др.), а од друга страна, тешкотии во дешифрирање на рефлектираните бранови од пречки предизвикани при повеќеслојно рефлектирање, дифракција и други штетни осцилации.

3.2.1. Геометрија на рефлектиран бран во услови на гранична површина паралелна со теренот

За да може да се опише и да се претстави сеизмичката метода на рефексија, се разгледува случај на две хомогени и изотропни средини паралелни со површината на теренот.

Хоризонталната гранична површина (MN) се наоѓа на длабочина (h) и е паралелна со површината на Земјата. Точката (S) на површината на теренот е место на побудување од каде што енергијата се простира по должината на бранот (SC), а во точката (C) се одбива од внатрешната гранична површина и оди кон површината по патека (CR). Огледалниот лик на точката на побудување (S) во однос на граничната површина (MN) е точката (S').



Слика 14. Ходохрон на рефлектиран бран при паралелна гранична рамнина
Figure 14. Hodohron of reflected wave in parallel boundary plane

Ако се поврзат точките (S') и (C), се продолжува и се поклопува со патеката (CR) на рефлектираниот бран. Линијата (S'S) е паралелна со линијата (CD) и се добива дека се еднакви упадниот и рефлективниот агол (~). Брзината на простирање на сеизмичките бранови низ средината (I) е (V), а времето на патување на рефлектираните бранови ќе биде:

$$t = \frac{\overline{SC} + \overline{CR}}{V} \tag{3.13}$$

Патеката SC=SC' и патот (S'R) се еднакви на патеката на рефлектираниот бран (SCR), па времето на простирање на рефлектираниот бран ќе биде:

$$t = \frac{\overline{S'R}}{V} \tag{3.14}$$

Ако растојанието меѓу изворот и приемникот е (x), тогаш:

$$\left(S'R\right)^2 = x^2 + \left(2h\right)^2 = x^2 + 4h^2 \tag{3.15}$$

Времето на патување на рефлектираниот сеизмички бран ќе биде:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} \tag{3.16}$$

Со делење на левата и на десната страна од равенката со $4h^2$ и множење со V^2 се добива:

$$\frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1 \tag{3.17}$$

Изразот претставува ходохрона на рефлектираниот бран, односно равенка на хипербола.

Приемникот поставен во точката (R) го регистрира и директниот сеизмички бран што се простира по патеката (SR). Сѐ додека патеката (SR) е пократка од (SR+CR), директните сеизмички бранови ќе пристигнуваат пред рефлектираните. Времето на простирање на директните сеизмички бранови е дадено со патеките (OM), односно (ON'). Со зголемување на растојанието (x) разликата меѓу патеката (SR) и (SR+CR) се намалува, а со тоа и рефрлектираното време се приближува до ходохроната на директните сеизмички бранови.

Ако со t_0 се означи времето на надоаѓање на рефлектираниот сеизмички бран кај точката на побудување S, нормално на граничната површина (MN), тогаш:

$$t_0 = \frac{2 \cdot h}{V} \tag{3.18}$$

Ако равенството се изрази преку длабочината, h ќе биде:

$$h = \frac{1}{2} \cdot V \cdot t_0 \tag{3.19}$$

Со замена во горниот израз се добива

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + \frac{4h^2}{V^2} = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2 \tag{3.20}$$

Од оваа равенка произлегува дека $t=t_0$ ако $x=0$.

Ако изразот се прикаже во правоаголен координатен систем така што ордината е времето t^2, а апцисата x^2, се добива правецот на наклон $\frac{1}{V^2}$. Оваа постапка се користи за определување на брзината V и се нарекува x^2-t^2 метода.

Растојанието 2h секогаш е поголемо од растојанието x, па биномот може да се разложи:

$$t = \frac{2h}{V}\left[1 + \left(\frac{x}{2h}\right)^2\right]^{1/2} = t_0\left[1 + \frac{1}{2}\left(\frac{x}{Vt_0}\right)^2 - \frac{1}{8}\left(\frac{x}{Vt_0}\right)^4 + ...\right] \tag{3.21}$$

Со t_1 се означува времето на простирање на сеизмичкиот бран до приемникот лоциран на растојание x_1, односно x_2, па временската разлика ќе биде:

$$\Delta t = t_2 - t_1 = \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V^2 t_0} \tag{3.22}$$

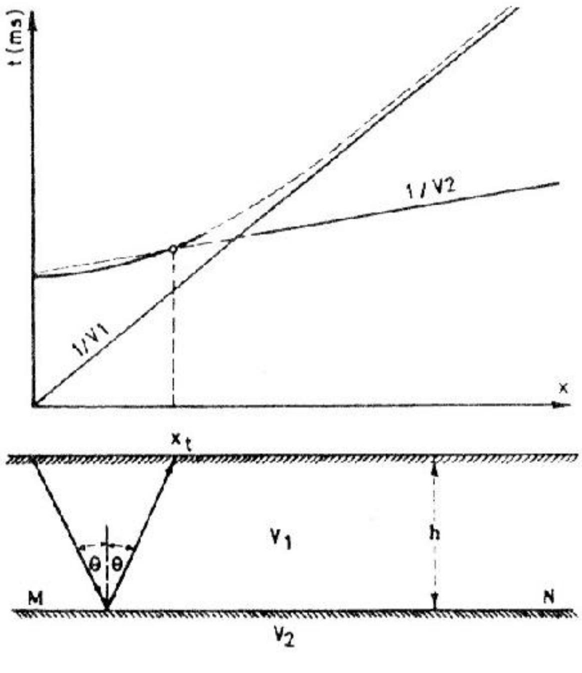
Кога првиот приемник е поставен на точката на побудување (S), $x_1=0$, изразот ќе биде:

$$\Delta t = \frac{x_2^2}{2V^2 t_0} \tag{3.23}$$

Имајќи го предвид и вториот член од биномот, следува:

$$\Delta t = \frac{x^2}{2V^2 t_0} - \frac{x^4}{8V^4 t_0^2} = \frac{x^2}{2V^2 t_0}\left[1 - \left(\frac{x}{4h}\right)^2\right] \tag{3.24}$$

Со помош на овие равенки (t_0, Δt, Δx, и V) може да се дефинира длабочината h до граничната површина, односно ако се познати вредностите (t_0, Δt, Δx, и h), може да се определи брзината на простирање на сеизмичките бранови V.



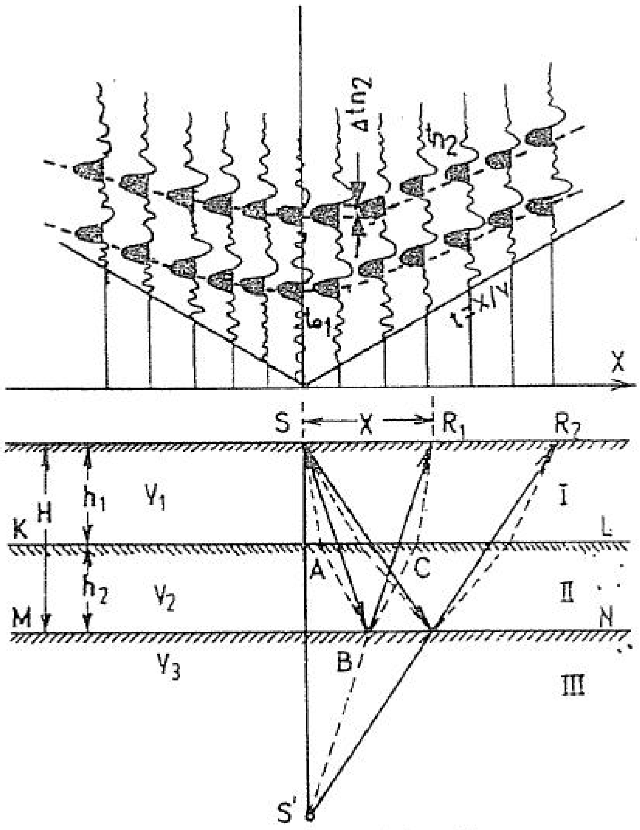
Слика 15. Однос на ходохроните на рефлектиран и рефрактиран сеизмички бран

Figure 15. Relationship of hodohrons of reflected and refracted seismic waves

На слика 15 е прикажан односот на ходохроните на рефлектиран и рефрактиран сеизмички бран, за определената гранична површина MN којашто е паралелна со површината на теренот. Брзината на простирање на сеизмичките бранови над граничната површина е V_1, а под граничната површина е V_2. Хиперболата на рефлектираниот бран ја тангира другата гранка на ходохроната на рефрактираниот сеизмички бран во точка x_1 што одговара на местото каде што избива сеизмичкиот бран кој од граничната површина се одбил под критичен агол. Хиперболата асимптотски се приближува кон првата гранка на рефрактираниот сеизмички бран. Хиперболата ја сече ординатата во точка x=0 на висина t_0=2h/V. Ова време одговара на времето кога сеизмичкиот бран нормално паѓа на граничната рамнина и се одбива под агол од 90^0.

3.2.2. Двослоен модел на хоризонтално поставени стенски маси

На слика 16 се прикажани две гранични рамнини кои се паралелни меѓусебно, но се паралелни и со површината на теренот.



Слика 16. Ходохрони на рефлектиран бран од две гранични рамнини
Figure 16. Hodohron of reflected wave from the two boundary planes

Точката (S) на површината на теренот е место на побудување од каде што се простира енергијата. Граничната површина (KL) е на длабочина (h_1), а граничната површина (MН) на длабочина (H). Дебелината на втората еластична средина е (h_2), па $H = h_1 + h_2$. Брзината на простирање на еластичните бранови низ средината (I) е (V_1), а низ средина (II) е (V_2). Енергијата од точката (S) до приемникот (R_1) се движи по патеката ($SABCR_1$). Разликата меѓу патеките ($SABCR_1$) и ($S'BR_1$) е незначителна. Ликот на точката на побудување (S) во однос на граничната површина (MN), е точката (S'). Ако се спојат точките (S') и (B) и се продолжат до точката (R), делот од патеката (BR_1) претставува рефлектиран бран од граничната површина (MN). Со ($\bar{V}$) се означува просечната брзина на простирање на еластичниот бран низ првата и низ втората средина така што времето на патување на рефлектираниот бран од втората гранична површина ќе биде:

$$t_2 = \frac{S'R_1}{\bar{V}} \tag{3.25}$$

$$t_2^2 = \frac{x^2}{\bar{V}^2} + \frac{4H^2}{\bar{V}^2} \tag{3.26}$$

Ако t_{02} го означува рефлектираното време на простирање на бранот од површината (KL), односно (MN), равенката ќе добие облик:

$$t_{02} = \frac{2H}{\bar{V}}; \qquad H = \frac{\bar{V}\, t_{02}}{2} \tag{3.27}$$

$$t_2 = \frac{x^2}{\bar{V}^2} + t_{02}^2 = \frac{x^2}{\bar{V}^2} \frac{4H^2}{\bar{V}^2} \tag{3.28}$$

Ако $x = 0$ тогаш $t_2 = t_{02}$.

Разликата на времето на простирање на сеизмичкиот бран помеѓу приемниците лоцирани во точките R_1 и R_2 е Δt_2. Ако со t_{21}, односно t_{22}, се означи времето на простирање на сеизмичкиот бран до приемниците лоцирани на растојание (x_1), односно (x_2), разликата во времето ќе биде:

$$\Delta t_2 = t_{22} - t_{21} = \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V^2 t_{02}} \tag{3.29}$$

Кога првиот приемник е поставен во точката на побудување (S), тогаш $x = 0$, па изразот добива облик:

$$\Delta t_{12} = \frac{x_2^2}{2V^2 t_{02}} \qquad (3.30)$$

Со земање и на вториот член од биномот се добива дека:

$$\Delta t_{n2} = \frac{x_2^2}{2V^2 t_{02}} \left[1 - \left(\frac{x}{4h} \right)^2 \right] \qquad (3.31)$$

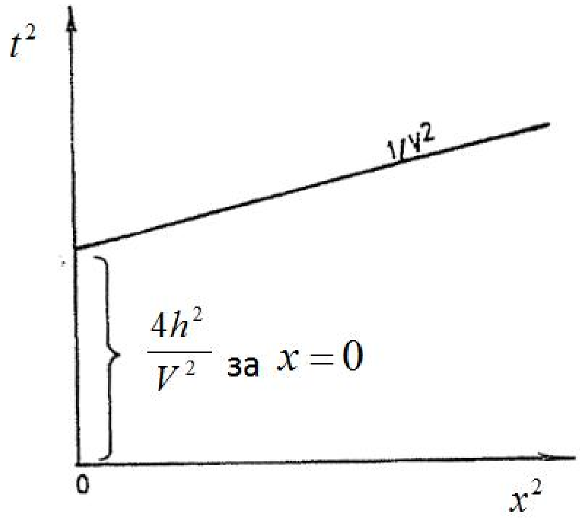
Со помош на овој израз може да се определи длабочината H до граничната површина бидејќи вредностите t_{02}, Δt_{n2}, x и V се познати од мерењето. Кога се познати вредностите Δt_{n2}, x, H и t_{02} може да се определи просечната брзина на простирање на сеизмичкиот бран (V).

3.2.3. Определување просечни брзини на простирање

Во сите изрази каде што се дефинира длабочината до граничните површини се јавува брзината на простирање на рефлектираниот бран. Оваа брзина претставува таканаречена просечна брзина на сеизмичкиот бран од површинатата на теренот до граничните површини и обратно. Брзината (V) може да се определи преку ходохроната на рефлектираниот сеизмички бран. Ходохроната на рефлектираниот бран е дадена со изразот (3.26) страница 45, односно

$$t_2^2 = \frac{x^2}{\bar{V}^2} + \frac{4H^2}{\bar{V}^2}.$$

Овој израз се претставува во правоаголен координатен систем при што на ординатата се нанесува времето, а на апцисата растојанието. Коефициентот на правецот е реципрочна вредност на квадратот на брзината на простирање на сеизмичкиот бран.



Слика 17. Ходохрона на рефлектиран бран
Figure 17. Hodohron of reflected wave

Кога во координатниот систем $x^2 - t^2$ за $x = 0$, правецот ја пресекува ординатата (t^2) на висина $\frac{4h^2}{V^2}$, може да се дефинира длабочината до граничната површина кога е позната брзината (V).

3.3. Видови мерења при сеизмичките методи

Во инженерската геофизика специфично е што испитувањата за сеизмичката метода на рефракција најчесто се извршуваат:

- на терен каде што е истражена топографијата;
- на терен со сложена геолошка градба;
- на помали површини на истражување;
- во разни подземни истражни простори (дупнатини, галерии, тунели и сл.).

Во зависност од проблемот што се истражува, односно дали се работи за истражување на површината на теренот или за истражувања во внатрешноста, при сеизмичката метода на рефракција се применуваат различни постапки на мерење.

Табела 3.1. Видови мерење при сеизмички методи на рефракција
Table 3.1. Types of measure in seizmic metod of refraction

На површина на теренот / the surface of the ground	**Во подземни истражни објекти** / in underground investigative facilities
Континуирано подолжно профилирање / continuous longitudinal profiling	Континуирано подолжно профилирање / continuous longitudinal profiling
Континуирано профилирање со бочно иницирање / continuous profiling with lateral initiation	Сеизмичко сондирање / seismic sounding
Подолжно профилирање по мрежата на профилот / longitudinal profiling by lines on profile	Вертикално сеизмичко профилирање / vertical seizmic profiling
Сеизмичко сондирање / seismic sounding	Сеизмичко картирање на дупнатини / seismic mapping of the borehole
Лепезно иницирање / fan initiation	Прозрачување (галерии-дупнатини) transparency (galleries- boreholes)

Во овој магистарски труд се разгледува сеизмичко истражување на површината на теренот со постапка на континуирано подолжно профилирање.

При овој метод на мерење, точката на иницирање и приемниците се поставуваат по должината на трасата при истражувањето. Доколку длабочината на истражување или постапката на интерпретација наложува потреба, иницирањето може да се врши на самата траса или надвор од неа. Должината на растојанието зависи од долабочината на теренот што треба да се интерпретира. Обично е од 3 до 5 пати подолга од испитуваната длабочина. Растојанието помеѓу приемниците зависи од должината на трасата и од нивниот бројот во сеизмичкиот мерен комплет.

Должината на растојанието најчето варира од 100 до 200 м, но може и до 500 м. Растојанието помеѓу приемниците варира 5 - 20 м.

Континуираното сеизмичко профилирање најчето се користи при истражувања за разни линиски објекти (траси на тунели, цевководи, патишта и сл.).

Кај сеизмичката метода на рефракција податоците се генерираат во аналогна форма, но тие можат да се дигитализираат и да се обработат по математичко-аналитички пат. За оваа постапка постојат голем број алгоритми преточени во компјутерски програмски пакети.

Податоците од сеизмичката метода на рефлексија се регистрираат на магнетни медиуми што овозможува да се обработуваат дигитално.

Вака мерените податоци се „мултиплексираат", се „ресемплираат", се филтрираат, се вршат статички корекции, се анализира брзината на простирање на брановите, се воведуваат динамички корекции, се применуваат временски променливи филтри и др. Секоја наведена фаза е неопходна во текот на обработката на податоците и претставува посебна целина при комплексната интерпретација.

Од друга страна, компјутеризираната обработка на податоците овозможува следење на обработката и насочување од страна на интерпретаторот во согласност со веќе познатата структурно-геолошка состојба на истражуваниот простор.

Процесот на интерпретација претставува перманентна активност што подразбира обработка и дополнување на податоците со добиените геолошки информации. Сето ова укажува дека интерпретацијата на сеизмичките методи, односно обработката на податоците претставува многу сложена и комплексна постапка.

При интерпретација на податоците за истражниот простор кои се предмет на овој магистерски труд, користени се податоците од инженерско-геолошките истражувања на подрачјето на Скопје изведени по Скопскиот земјотрес во 1963 г. и геомеханичките истражувања на истражниот простор изведени во март 2014 год.

3.4. Инструментална техника

На почетокот истражувањата со сеизмичките методи на рефракција и рефлексија биле вршени со аналогни апаратури. Во 50-тите години од минатиот век започнале да се применуваат апаратури со магнетна регистрација на сеизмичките сигнали. Овие апаратури овозможиле различни анализи на излезните сеизмички сигнали и нивно запишување на фотохартија. Во 60-тите години започнала примената на дигиталните апаратури.

Кај аналогните апаратури осцилациите на земјината површина се анализираат како поместувања на фотографираниот траг од нултата положба.

Кај дигиталното регистрирање се врши мерење на амплитудата на напонот што е аналогно на амплитудите на сеизмичките сигнали во правилни временски интервали и нивно изразување во броеви. Овие броеви се регистрираат на магнетен медиум во бинарен броен систем (0, 1). Процесот на обработка со помош на компјутер претставува само една низа математички операции кои не го деградираат влезниот сигнал.

Дигиталните сеизмички апаратури се состојат од три основни делови, и тоа:

- влезен аналоген дел;
- дигитален дел;
- излезен аналоген дел.

Влезниот аналоген дел се состои од: влезна единица, предзасилувач, аналоген филтер, главен засилувач и регулатор на засилувањето. Предзасилувачот врши засилување на влезниот сигнал. Аналогниот филтер ги отстранува брановидните пречки. Регулаторот на засилување е основа на сеизмичката апаратура од кој зависи висината на динамичкиот опфат и квалитетот на процесот на регистрација.

Дигиталниот дел се состои од: мултиплексер, аналогно-дигитален конвертор, уред за запишување и за читање на магнетен медиум дигитално-аналоген конвертор и демултиплексер. Со процесот на „мултиплексирање“

сите регистрирани вредности од различните канали, како и времето на побудување се доведуваат во еден канал. Аналогно-дигиталниот конвертор ги конвертира излезните податоци во бинарен систем (16 Bit). Со регулаторот на форматот се овозможува конечна форма погодна за запишување магнетен медиум. Дигитално-аналогниот конвертор и демултиплексерот имаат обратна функција. Со овие уреди се врши отчитување на вредностите на регистрираниот сеизмички сигнал на магнетниот медиум, се прикажуваат во првобитниот број канали и во аналогна форма.

Излезниот аналоген дел се состои од: аналогни филтри за репродукција, засилувачи на репродукција фотоосцилограф-камера. Филтрите овозможуваат широкопојасно и теснопојасно филтрирање на аналогните сеизмички сигнали за репродукција на фотоосцилограф-камера. Камерата ја сочинуваат галванометри (за секој канал по една) кои сеизмичките траси ги регистрираат на фотохартија или на електростатска хартија.

Дигиталните сеизмички апаратури треба да се:

- лесно преносливи;
- со сопствено напојување;
- со точност на регистрација на времето (од 10^{-3} до 10^{-6}).

Теренските истражувања, односно истражувањата на истражниот простор, со сеизмички методи на рефлексија и рефракција се изведени со 24 канален ABEM „TERRALOC SEISMIC SYSTEM - MARK 6“ (Шведска), а за регистрирање на еластичните сеизмички бранови се користени вертикални приемници – геофони од 14 Hz.

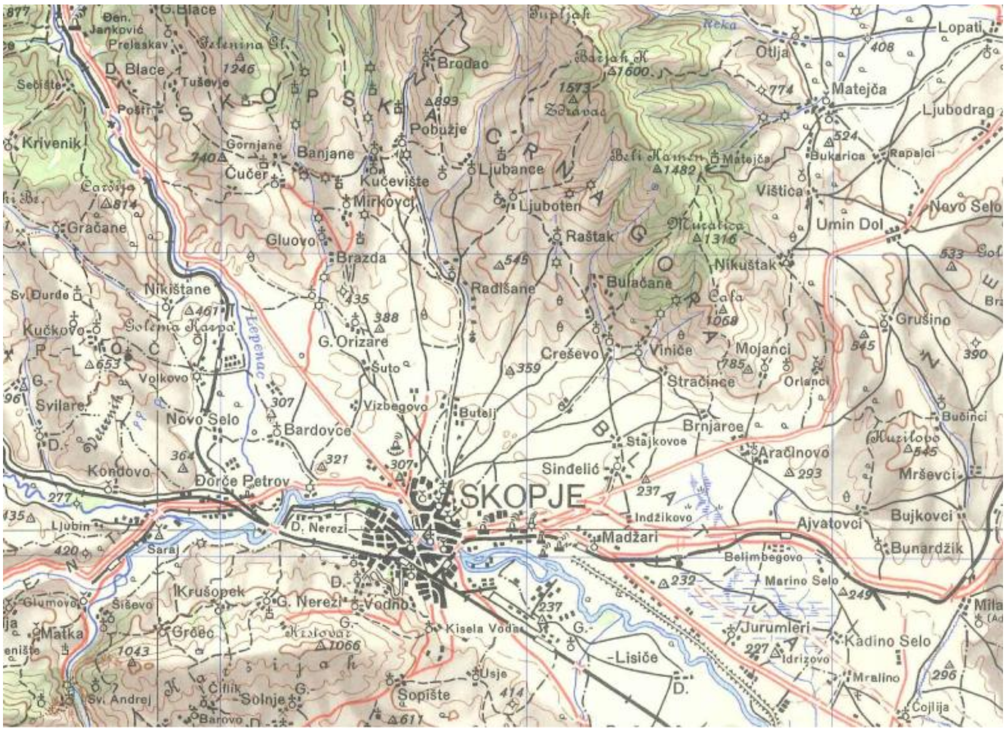
Слика 18. Геофизички инструмент ABEM
Figure 18. Geophysical instrument ABEM

4. ИСТРАЖЕН ПРОСТОР

4.1. Географска положба

Просторот каде што се вршени истражните работи, а е предмет на овој магистерски труд, географски е лоциран во подножјето на Скопската Котлина, што ја формираат планините Водно, Караџица, Жеден и Скопска Црна Гора, а од топографски аспект е формирана од три планински врвови.

Истражниот простор се наоѓа околу 3 km северозападно од центарот на Скопје и ги зафаќа најниските падини од Скопска Црна Гора. Истражниот простор е опфатен со генерален урбанистички план на Скопје од 2012 година, а го зафаќа просторот помеѓу железничката пруга Белград-Скопје на север, булевар „Македонска косовска бригада“ на исток и булевар „Никола Карев“ на југ и на запад.



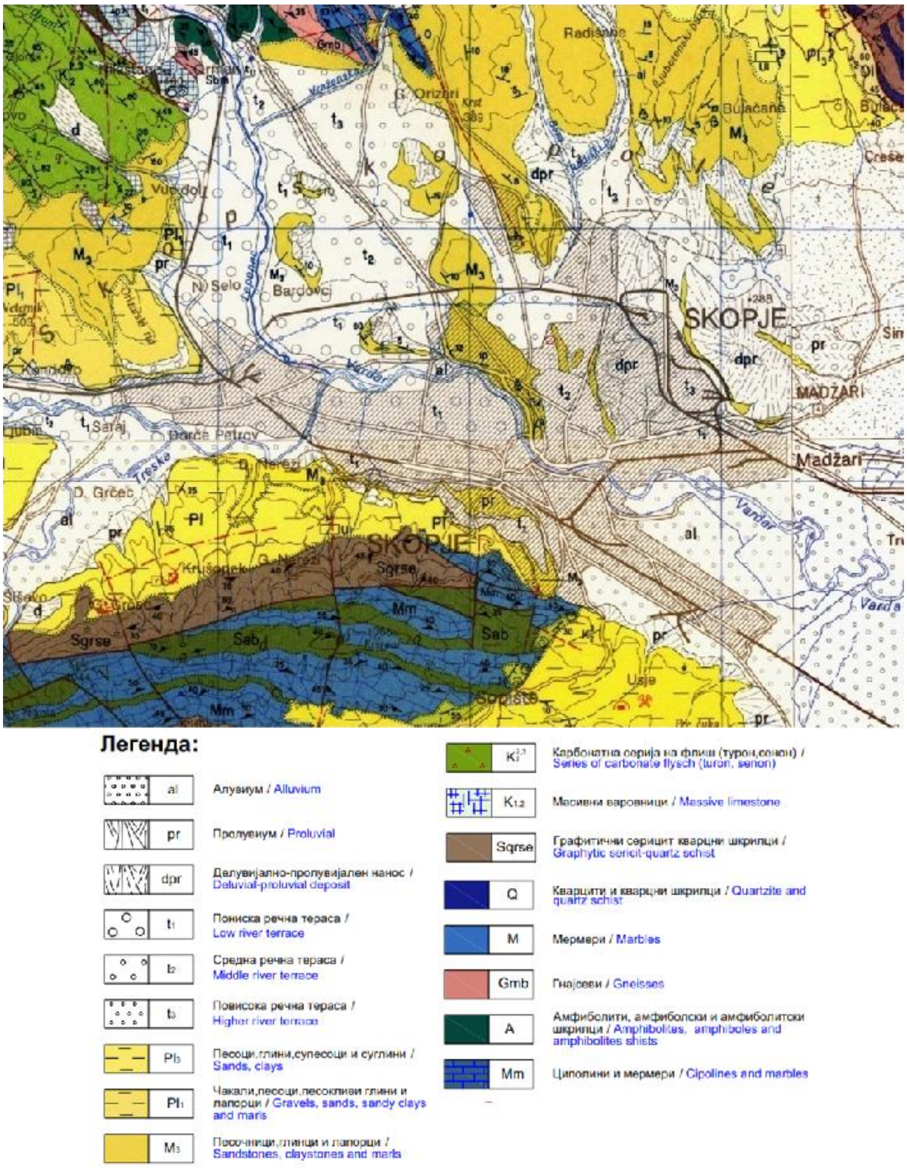
Слика 19. Топографска карта на околината на истражниот простор
Figure 19. Topographic map of the vicinity of investigating space

4.2. Геолошка градба на карпестиот комплекс

Геолошката градба на поширокиот комплекс на истражниот простор е прикажана на геолошката карта на слика 20 и е релативно едноставна, а според генетската припадност можат да се издвојат два комплекса:

➢ Квартерни седименти – претставени со глиновито-прашинеста фракција која ги гради горните делови (слоеви) од истражуваниот терен кои од инженерско-геолошки аспект припаѓат во групата слабоврзани карпести маси и прашинесто-песокливи и чакалести, наместа заглинети наслаги во подолните слоеви кои, генерално, можат да се издвојат како неврзани карпести маси;

➢ Неогени седименти – под квартерните наслаги се наоѓаат плиоценски седименти изградени од песоци и чакали, прашинесто-глиновити, потоа лапорци, песочници и конгломерати до длабина околу 60 m, а под нив се наоѓаат миоплиоценски лапоровити седименти до длабина поголема од 1000 m.



Слика 20. Геолошка карта на околината на Скопска Котлина
Figure 20.. Geological map of the vicinity of Skopje valley

4.3. Инженерско - геолошки карактеристики

Истражниот простор со помош на истражни картирани дупнатини геолошки е истражен и е определен преку пет истражни дупнатини до длабочина од 25 m поставени на една профилна линија со вкупна должина од 210 m. Со картирање на дупнатините е утврдена инженерско–геолошката градба на потповршинската структура, односно определени се геолошките средини. Според добиените податоци од лабораториските испитувања на картираниот геолошки материјал, констатирано е дека геолошкиот комплекс на истражниот простор е составен од повеќе геолошки формации, и тоа:

- (H) Хумус;
- (Cl/Ml) Глина прашинеста и песоклива;
- (CL) Прашинести и заглинети песоци и чакали;
- (ML) Прашина чакалеста и песоклива;
- (SFs) Песок прашинест и чакалест;
- (GFs) Чакал песоклив и прашинест;
- (GP) Чакал слабо гранулиран;
- (Pl) Плиоценски песоци и чакали;
- (Plpc) Плиоценски лапорци и конгломерати.

4.4. Хидрогеолошки карактеристики

Скопската Котлина во „геолошкото минато“ била под вода, па на планините Скопска Црна Гора (на север) и Водно (на југ) сè уште се забележуваат остатоци од речни тераси. Истражниот простор се наоѓа на остатоците на најниската речна тераса формирана кон реката Вардар што се забележува и по почвените типови. На целиот простор се застапени делувијални седименти (чакал, песок и глина).

Подрачјето на Скопската Котлина е под влијание на континентална – субмедитеранска клима. Подрачјето е релативно суво, со годишна вредност на врнежи под 500 mm но, генерално, климата е блага и пријатна.

Единствена хидролошка појава на истражниот простор е реката Серава, што тече од падините на Скопска Црна Гора и низ пределот оформува меандри при течението.

Од хидрогеолошки аспект теренот спаѓа во групата слабо до добро водозаситени терени во чии рамки е развиен збиен тип на извори, во седименти кои се карактеризираат со меѓузрнеста (интергрануларна) порозност. Со оглед на геолошката градба на теренот, особено горните делови, на истражниот простор и поширокиот регион е застапен современ геолошки процес од типот на постојано поплавуван терен (заезерување и услови за формирање мочуришни зони).

4.5. Тектонски карактеристики на поширокатa околина

Врз основа на досегашните сеизмолошките истражувања и макросеизмичката реонизација на територијата на РМ, очекуваните максимални земјотреси од локални или далечински жаришта би се манифестирале со епицентрален интензитет до VIII и IX° според MCS, во рамките на истражуваната локација и на поширокото скопско подрачје. Најсилен земјотрес е забележан во 1963 год. со интензитет од IX° според MCS во скопското епицентрално подрачје, проследен со „афтер шокови“ со сопствено локално жариште на длабочина од 5 km.

Заради определување на сеизмичкото дејство на земјотресите и влијанието на геолошката градба на истражниот простор, извршена е геодинамичка класификација на теренот во согласност со EC-8. Врз основа на EC-8, површинскиот масив (глини, прашинести и заглинети песоци и чакали) се карактеризира со вредности на сеизмичките еластични попречни V_S бранови помали од 800 m/s.

5. МЕТОДОЛОГИЈА НА ТЕРЕНСКИТЕ МЕРЕЊА

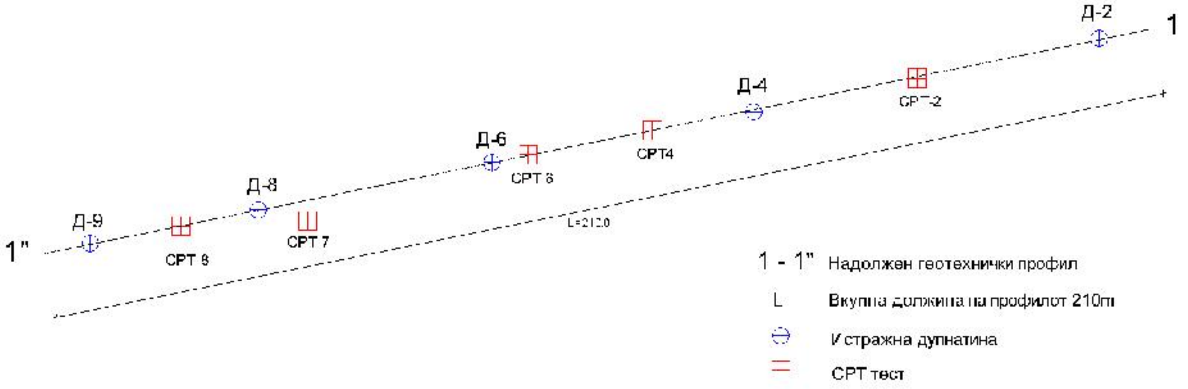
Со цел детаљно прикажување на литолошкиот состав на внатрешноста на истражниот простор, применети се повеќе теренски истражни работи.

5.1. Теренски геолошки истражувања

- Инженерско-геолошко и хидрогеолошко картирање на теренот;
- Изведба на истражни дупнатини;
- Изведба на стандардна динамичка пенетрација (SPT – тест) во секоја од дупнатините;
- Картирање на јадрото од истражните дупнатини;
- Мерење и регистрирање на појава и ниво на подземна вода;
- Земање оптимален број неразрушени, полуразрушени и разрушени примероци од истражните дупнатини;
- Изведба на статичка пенетрација (CPT – тестови).

5.1.1. Истражни дупнатини

На поширокиот опфат на истражниот простор изведени се 10 (десет) истражни дупнатини, означени од Д-1 до Д-10. На линијата на надолжниот геолошки профил што е предмет на разгледување во овој магистерски труд, поставени се 5 дупнатини, и тоа: Д-2, Д-4, Д-6, Д-8 и Д-9. Истражното дупчење е извршено геомеханички, со дупчење на суво што овозможува вадење на квалитетно јадро 100%. На слика 21 шематски е претставен распоредот на истражните дупнатини.



Слика 21. Линија на инженерско-геолошки профил
Figure 21. Line of engineering-geological profile

Податоците за сите 10 истражни дупнатини: длабочината, видот, бројот и длабочината на секоја земена проба, како и појавата и нивото на подземната вода се прикажани табеларно:

Табела.5.1. Преглед на истражни дупнатини
Table 5.1. Overview of investigation boreholes

Дупнатина / Borehole	**Длабочина /** Depth **[m]**	**Конечна длабочина** / Final depth **[m]**	**П.П.В.** / Appearance of groundwater	**Н.П.В.** / Level of groundwater	**Земени примероци** / Sampling ◯ - **разрушени** /disturbed ☐ - **полуразрушени** /semi-disturbed ■ - **неразрушени** /non-disturbed		
1	2	3	4	5	6	7	8
Д-1	0.00÷0.70	10.0	/	/			
	0.70÷3.00						■
	2.00÷5.60				**O**		
	5.60÷10.0						■
Д-2	0.00÷0.90	10.0	/	/			
	0.90÷2.40						■
	2.40÷4.80				**O**		
	4.80÷10.0						■
Д-3	0.00÷0.90	10.0	6.3	/			
	0.90÷1.60						
	1.60÷4.90				**O**		
	4.90÷8.00				**O**		■
	8.00÷10.0				**O**		
Д-4	0.00÷0.80	10.0	/	6.3			
	0.80÷1.60				**O**		
	1.60÷3.60				**O**		
	3.60÷5.20				**O**		
	5.20÷10.0						■
Д-5	0.00÷0.80	10.0	/	8.3			
	0.80÷1.80						■
	1.80÷6.50						■
	6.50÷9.30				**O**		
	9.30÷10.0				**O**		
Д-6	0.00÷0.70	10.0	/	6.3			
	0.70÷2.00				**O**		■
	2.00÷5.00				**O**		■
	5.00÷10.0				**O**		■
Д-7	0.00÷1.00	10.0	8.3	/			
	1.00÷1.90						■
	1.90÷6.20				**O**		
	6.20÷10.0						

Д-8	0.00÷1.30	10.0	8.3	/	**O**		■
	1.30÷2.60				**O**		
	2.60÷6.30				**O**		■
	6.30÷10.0				**O**		
Д-9	0.00÷0.50	10.0	/	/			
	0.50÷1.30				**O**		■
	1.30÷6.00						
	6.00÷10.0				**O**		
Д-10	0.00÷0.40	10.0	/	/			
	0.40÷3.80				**O**		
	3.80÷10.0				**O**		

5.1.2. Физичко-механички карактеристики на материјалите и нивна класификација

За репрезентативно определување на физичко-механичките параметри на материјалите во функција од длабочината, од земените проби од истражните дупнатини, преку лабораториски испитувања се добиени физичко-механичките карактеристики на застапените материјали во слоевите на внатрешноста на истражниот простор.

Со оглед на податоците добиени од теренското истражување и картирање на истражниот простор, како и лабораториските испитувања, извршена е класификација на застапените материјали во геолошкиот комплекс, согласно со физичко-механичките карактеристики:

- Густина ° (Mg/m^3);
- Влажност μ $(\%)$;
- Агол на внатрешно триење ¨ $[^0]$;
- Кохезија c $[kPa]$;
- Модул на стисливост Mv $[kPa]$.

Површински слој од глини – CI/MI

Овој материјал е регистриран на површината на теренот по целиот профил на истражниот простор, со максимална моќност на слојот до 3.00 m. Тој е изграден од средно пластични прашинести глини во полуцврста до цврста конзистентна состојба и препокриен со хумусна покривка со максимална моќност до 1.00 m. Физичко-механичките карактеристики се дадени во табела 5.2

Табела 5.2. Физичко-механички карактеристики
Table 5.2. Physical-mechanical charasteristics

o	μ	¨	c	¨ ′	c’	Mv
Mg/m^3	%	[°]	kPa	[°]	kPa	kPa
1.835÷2.072	8.34÷19.66	19.56÷25.92	10.0÷25.50	12.36÷15.56	70.32÷93.57	4878

Прашини и прашинести песоци – ML, CL/SFs, SFs/ML, SFs

Овие материјали се регистрирани под површинскиот слој од глини. Тие се класифицирани како нископластични прашини, заглинети и прашинести песоци и песокливи прашини. Физичко-механичките карактеристики се дадени во табела 5.3

Табела 5.3. Физичко-механички карактеристики
Table 5.3. Physical-mechanical charasteristics

o	μ .	¨	c	¨ ′	c’	Mv
Mg/m^3	%	[°]	kPa	[°]	kPa	kPa
1.78÷2.10	8.93÷42.60	10.14÷19.56	10.0÷11.2	19.38÷19.71	24.01÷89.63	3000÷5970

Прашини и прашинести песоци – GP, GFs

Во подолните слоеви од истражуваниот простор до крајната испитувана длабочина се сретнуваат материјали од типот на слабо гранулирани и прашинесто-песокливи, средно до добро збиени чакали.

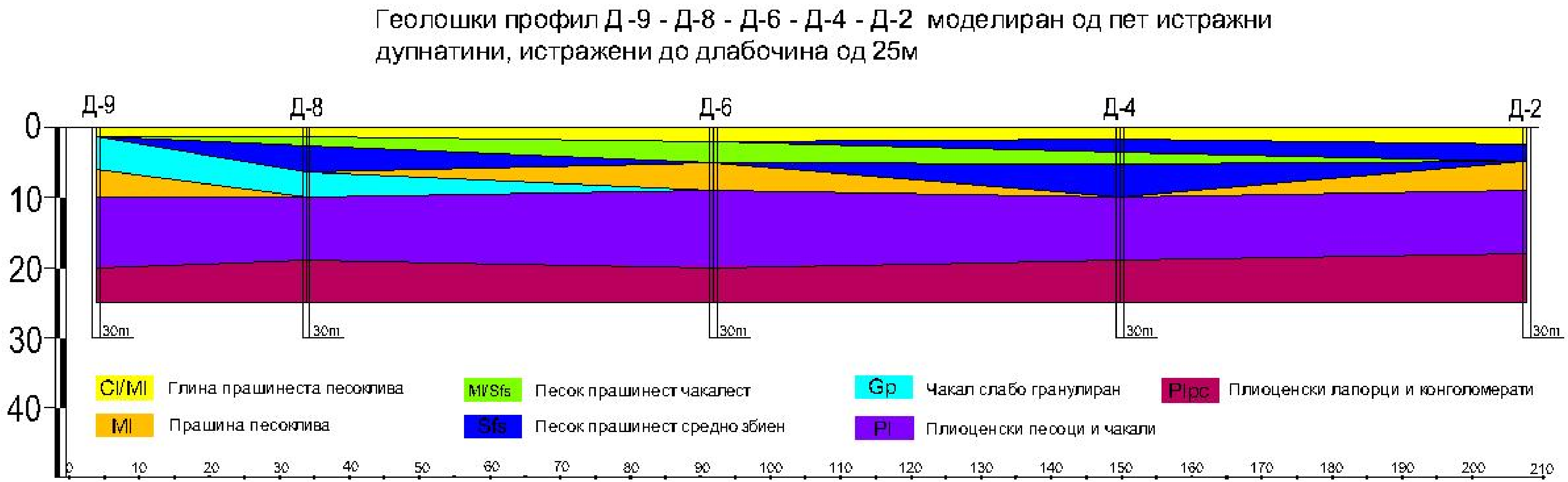
5.1.3. Геолошки профил на истражниот простор

Од добиените конкретни теренски податоци од геотехничките истражувања, односно од податоците добиени преку петте истражни дупнатини и картираниот материјал, како и од лабораториските испитувања со помош на геолошката карта за пошироката околина на истражниот простор е изработен геолошки профил, односно моделирана е дводимензионална слика на геолошката градба на потповршинската структура на истражниот простор.

Геолошкиот профил е прикажан на слика 22, од кој се согледува дека потповршинската структура на геолошкиот комплекс во истражниот простор е со хоризонтална наслоеност која е приближно паралелна меѓусебно, а е паралелна и со профилната линија на истражување. Ваквата поставеност на слоевите претставува посебна поволност при примена на сеизмичките методи на истражување.

Констатирано е дека геолошката градба на карпестиот комплекс во истражниот простор е составена од повеќе геолошки формации, и тоа:

- (H) Хумус;
- (Cl/Ml) Глина прашинеста и песоклива;
- (CL) Прашинести и заглинети песоци и чакали;
- (ML) Прашина чакалеста и песоклива;
- (SFs) Песок прашинест и чакалест;
- (GFs) Чакал песоклив и прашинест;
- (GP) Чакал слабо гранулиран;
- (Pl) Плиоценски песоци и чакали;
- (Plpc) Плиоценски лапорци и конгломерати.



Слика 22. Геолошки профил составен од 5 истражни дупнатини, испитан до длабочина од 25 m
Figure 22. Geological profile composed from five exploratory boreholes, examined to a depth of 25 m

5.2. Геофизички сеизмички истражувања

За да се постигнат најпрецизни и најадекватни резултати за испитуваната средина, при користење на геофизичките методи е потребно да се определи најадекватната метода што зависи од: теренските услови, геолошките карактеристики на средината и целта на истражувањата. Конкретните теренски услови на испитуваната средина, по должината на профилната линија, дозволуваат добивање најпрецизни резултати при истражувања со користење на сеизмичките методи на рефлексија и рефракција.

При анализа и обработка на податоците добиени од картираните дупнатини на истражниот простор кои се прикажани преку геолошкиот профил, се констатира дека карпестиот комплекс е составен од повеќе слоеви хоризонтално наслоени. Заради наслоеноста која е близу до хоризонтална, како помеѓу геолошките средини така и со профилната линија на истражување, како најадекватна метода за примена се наметнуваат сеизмичките методи на рефлексија и рефракција.

Заради разликите во брзините на еластичните бранови при простирање низ утврдените геолошки средини кои се доволно големи за да се регистрираат и да се анализираат и врз нивна основа да се одделат различните геолошки средини, употребата на сеизмичките методи претставува едно оправдано и логично решение.

Во овој магистерски труд се обработува постапка на сеизмичко моделирање на потповршинската структура на геолошкиот комплекс во истражниот простор преку користење на сеизмичките методи на рефлексија и рефракција.

Лабораториските испитувања изработени во овај труд се однесуваат на определување на геомеханичките карактеристики на геолошките средини кои се утврдени преку геолошките испитувања. Во принцип, сеизмичките бранови (кои се составени од пакети на еластична енергија) се простираат од сеизмичкиот извор со брзина определена преку еластичните модули и густината на геолошките средни низ кои поминуваат.

Интерпретација на сеизмичките профили е извршена со користење на ходохроните на P и S бранови.

Двата основни вида еластични бранови се:

- P – бранови, лонгитудинални или примарни еластични бранови со брзината на простирање претставена како V_p;
- S – бранови, трансверзални или секундарни еластични бранови со брзината на простирање претставена како V_s.

За истражување на геолошките податоци на опфатот на истражниот простор се применети плитки сеизмички рефракциски и рефлективни профилни профилирања заради определување на:

- Литофизичко разграничување на карпестиот комплекс согласно со вредностите на сеизмичките бранови Vp и Vs брзини;

- Определување на литофизичките средини со вредностите на еластични, динамички и геомеханички параметри согласно со вредностите на сеизмичките брзини.

Сеизмичките истражувања се изведени со плитки профили на рефракција и рефлексија. Со профилите на рефракција е постигната длабочина на истражување од 60 m, а со профилите на рефлексија е постигната длабочина на истражување од 30 m.

Определените рамковни и средни вредности на сеизмичките брзини Vp и Vs се прикажани во табела 5.4:

Табела 5.4. Преглед на сеизмичките брзини Vp и Vs
Table 5.4. Review of seismic speeds Vp и Vs

	Литолошка градба / litology construction	**Длабина** / Depht (m)	**Брзина на** /Spead of V_p (m/sec)		**Брзина на** /Spead of V_s (m/sec)	
			Рамковна / Frames	Средна / Medium	Рамновна / Frames	Средна / Medium
1	Глина високопластична / high plastic clay	1 - 3	340-450	400	125 - 180	150
2	Песоци и чакали, прашинесто глиновити материјали / sands and gravels, silty and clayey	2 - 5	400- 550	500	180 - 250	220
3	Песоци, чакали,	8 - 12	910-1360	1100	400 - 570	460

	песоклива прашина заглинета и сл. / sand, gravel, sandy dust clayey etc.					
4	Песоци, чакали и глиновита прашина / sand, gravels and slay dust	8 - 23	1750-2350	2000	650 - 950	800
5	Песочници, лапорци и конгломерати / samdstones, marstones and conglomerates	>23	2420-2760	2600	1000-1100	1000

Еластичните модули кои ги карактеризираат брзините на простирање Vp на лонгитудиналните и Vs на трансверзалните еластични бранови се: Поасоновиот коефициент μ_{din}, модулот на еластичност E_{din}, модулот на смолкнување G_{din}, и волуменскиот модул K_{din}. Зависноста на брзината на простирање на лонгитудиналните и трансверзалните бранови, преку модулите на еластичност е претставена со следните равенства:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4G/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\nu)E}{(1+\nu)(1-2\nu)\rho}} \qquad (5.1)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho}\frac{1}{2(1+\nu)}} \qquad (5.2)$$

Модулите на еластичност за геолошките средини се добиени преку лабораториски испитувања и врз основа на добиените податоци, со користење на горенаведените формули (5.1) и (5.2), пресметани се брзините на простирање на еластичните бранови за секоја средина. Во табелата 5.5 се претставени физичките и геомеханичките карактеристики на геолошките средини.

Табела 5.5. Геомеханички параметри на геолошките средини
Table 5.5. Geo – mechanical parameters of the geological environments

Параметар/ Parameter	**Глина високопластична Пролувијални седименти** / Clayed composition Proluvial sediments	**Песоци и чакали прашинести и заглинети, Пролувијални седименти** / Clayed sands and gravel Proluvial sediments	**Песоци, чакали, песоклива прашина заглинети, Пролувијални седименти** / Sands and gravel, Proluvial sediments	**Песоци и чакали и глиновити, песочници, лапорци и конгломерати, Плиоценски седименти** / Pliocene sands and gravels Pliocene sediments
	(Q_2prsk)	(Q_2prsk)	(Q_2prsk)	(PL)
H (m)	1-3	2-5	8-12	25-60
Vp (m/s)	340-450	400-550	910-1360	1750-2750
Vs (m/s)	125-180	180-250	400-570	650-1100
γ (kN/m^3)	15-16	17-18	19-20	21-23
μ_{din}	0.42-0.40	0.38-0.37	0.38-0.39	0.42-0.40
E_{din} (MPa)	68-148	165-315	855-1840	2570-7950
G_{din} (MPa)	25-55	60-115	375-660	905-2840
K_{din} (MPa)	142-247	230-405	1100-2790	5350-13250

6. СЕИЗМИЧКИ ДИЈАГРАМИ - МОДЕЛИ

Сеизмичките методи на испитување се базираат на основните принципи на генерирање еластични бранови во познат временски интервал што резултира со простирање на сеизмичките бранови низ потповршинската структура на истражниот простор. Преку процесот на рефракција и рефлексија пристигнуваат како повратни сигнали на површината на теренот при што се регистрираат за определено и познато растојание. Изминатото време регистрирано од генерирањето на еластичните бранови, па сѐ до првата регистрација на различните еластични бранови се користи за определување на природата и геомеханичките карактеристики на потповршинските геолошки средини. Преку споредување на познатите физички и геомеханички карактеристики на геолошките материјали во испитуваната средина, со податоците добиени при сеизмичките испитувања се овозможува моделирање на потповршинската структура на геолошкиот комплекс.

Идентична е постапката за примена и комплексна интерпретација на сеизмичките методи на рефлексија и рефракција. Суштинска разлика во основните принципи на двете сеизмички методи е во типот на еластичните бранови кои ги регистрираат. Имено, при преминувањето на еластичните бранови од една геолошка структура во друга, на граничната површина се одвива процес на прекршување (рефракција) и процес на одбивање (рефлексија) на еластичните бранови. Аналогно на тоа, сеизмичката метода на рефракција се базира на регистрирање на прекршените, односно рефрактираните еластични бранови, додека пак сеизмичката метода на рефлексија ги регистрира одбиените, односно рефлектираните еластични бранови. Генерирањето и регистрирањето на различните еластични бранови се изведува симултано, со поставување на повеќе адекватни приемници (геофони) по должината на профилната линија на испитување. Во моментот кога еластичниот бран се регистрира во поблискиот приемник, тој може да се третира како извор на еластичен бран и преку разликите во временските интервали на регистрирање (во двата приемника), истражниот простор истовремено се моделира низ повеќе мерни точки по должината на профилот на испитување.

Со секое мерење се добиваат податоци за различни длабочини. Вака добиените податоци се претставуваат во координатен систем каде што на x оската се нанесуваат растојанијата од местото на побудување на еластичните бранови до местото на приемниците, а на y оската се нанесуваат брзините на простирање на еластичните бранови. Со повторувања (зависно од длабочината, наслоеноста и број на слоеви) се добиваат доволен број податоци кои се нанесуваат во координатниот систем и со поврзување на добиените точки се добиваат криви на брзини, односно ходохрони.

Со поврзување на сите добиени криви се добива сеизмички модел за истражуваната средина. Сеизмичките модели се обработуваат низ постапка на интерпретација со помош на податоците добиени од геолошкиот профил добиен од теренските истражувања.

Со користење на податоците за еластичните модули во испитуваната средина и брзините на простирање на еластичните бранови, преку математички формули се добиваат криви кои претставуваат синтетички криви кои се креирани по математички пат, а потоа се интерпретирани.

Постапките на интерпретација на моделите и кривите се изведуваат универзално без разлика на начинот на добивање на кривите.

Сеизмичкото моделирање на средината во овој магистерски труд е изработено постапно во неколку чекори:

- изработка на дијаграми со ходохрони;
- изработка на модел на рефракција;
- изработка на модел на рефлексија;
- интерпретација на кривите - модел на рефракција, модел на рефлексија;
- изработка на моделиран геолошки профил добиен преку преклопување на интерпретираните моделите на рефракција и рефлексија.

Истражниот простор што се испитува со сеизмичките методи, геолошки е испитан преку 5 истражни картирани дупнатини до максимална длабочина од 25 m поставени на една профилна линија со вкупна должина од 210 m.

Преку сеизмичката метода на рефракција истражниот простор се испитува до длабочина од 30 m, па според принципите на определување на длабочината на моделирање на истражниот простор, должината на сеизмичките модели на рефракција изнесуваат 60 m. Со сеизмичката метода на рефлексија истражниот простор се испитува до длабочина од 15 m, па според тоа сеизмичките модели на рефлексија имаат должина од 30 m. Сеизмичките модели на рефлексија ги регистрираат еластичните бранови кои се генерираат во средината на сеизмичките модели на рефракција.

Сеизмичките модели на рефракција и сеизмичките модели на рефлексија се составени од криви (ходохрони) регистрирани комплементарно при испитувањата со сеизмичките методи на рефлексија и рефракција. Кривите - ходохроните претставуваат дводимензионални криви кои за познато растојание го регистрираат времето на простирање на еластичните бранови.

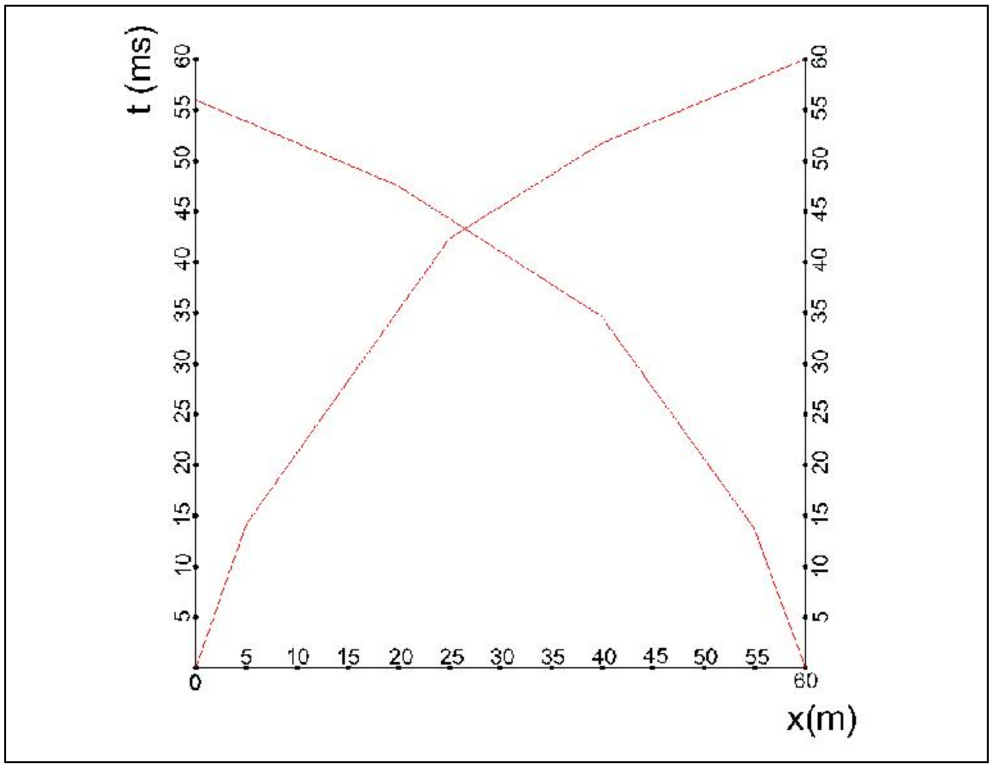
Сеизмички дијаграм претставува модел во координатен систем во кој на y оска се прикажува регистрираното време на простирање на еластичните бранови во ms, а на x оската се прикажува растојанието од точката на побудување на бранот до местото на регистрирање во m.

Времето на регистрирање на еластичните бранови зависи од брзината на простирање на еластичните бранови низ геолошката средина, длабочината на пробивање, како и аголот на прекршување или одбивање во зависност од сеизмичката метода.

Заради целосна опфатеност на истражниот простор по должината на профилната линија што изнесува 210 m, при моделирањето се изработени четири сеизмички модели од 60 m. Изработени се четири модели на рефракција и четири модели на рефлексија. Моделирањето на профилите се изведува синтетички врз основа на геомеханичките податоци за геолошките средини и геолошките податоци од истражните дупнатини.

6.1. Сеизмички дијаграм - модел на рефракција

Процесот на интерпретација е започнат од првиот модел на рефракција. На слика 23 е прикажан дијаграм - модел на рефракција за рефракциски профил 1 со повеќеслојна структура која е паралелна меѓусебно, а и со профилната линија на истражување. Брзините на простирање на еластичните бранови се следователни $V_1<V_2<V_3<V_4$.



Слика 23. Модел на рефракција претставен прку две криви, рефрактивен профил 1

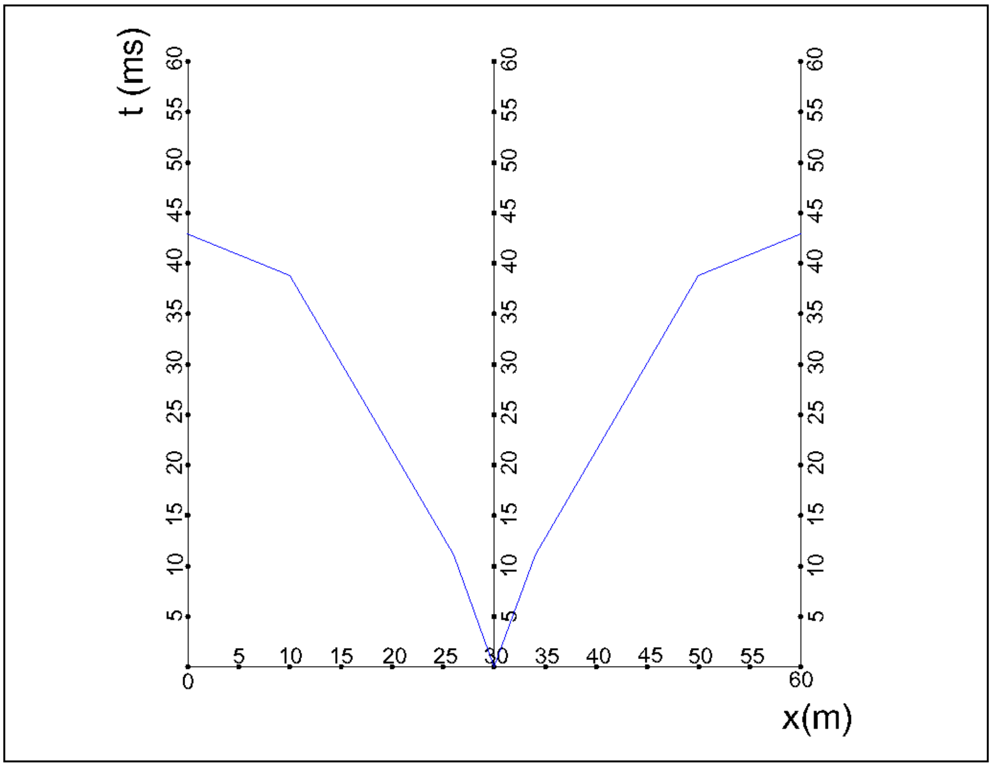
Figure 23. Model of refraction presented through two curves, refractive profile 1

Применета е метода на континуирано профилирање. Приемниците се распоредени по должината на целата линија на рефрактивниот профил 1 и на еднакви меѓусебни растојанија. Извршени се две регистрации, првата од почетокот на мерниот профил, а втората од крајот на мерниот профил. За првата постапка (напред) иницирањето е извршено од почетната точка (0) и е извршена регистрација што ги опфаќа сите приемници (0-60). За втората постапка (назад) приемниците остануваат на истото место, а иницирањето е извршено од крајната точка (60).

6.2. Сеизмички дијаграм - модел на рефлексија

Процесот на интерпретација е започнат од првиот модел на рефлексија. На слика 24 е прикажан дијаграм - модел на рефлексија за рефлективен профил 1 со должина од 60 m, за повеќеслојна структура паралелна меѓусебно, а и со профилната линија на истражување.

Применета е метода на континуирано профилирање, со приемници распоредени по должината на линијата на рефлективниот профил на еднакви меѓусебни растојанија. Иницирањето на еластичните бранови е извршено од средината на мерната линија. Од сликата може да се заклучи дека ходохроните на рефлексија се концентрични во однос на изворот на еластичните бранови и бројот на прекршувања е еднаков.



Слика 24. Модел на рефлексија претставен преку две криви, рефлективен профил 1

Figure 24. Model of reflection presented through two curves, reflective profile1

Преку симетричноста на ходохроните се определува степенот на хоризонталната наслоеност на испитуваната средина. Доколку истражниот простор е „идеално“ хоризонтално наслоен, двете ходохрони ќе бидат идентични. Разликата во должината на гранките на ходохроните укажува на наклон на граничната површина. Наклонот е резултат на побрзо или побавно простирање на еластичниот бран на едната страна од изворот за исто растојание. Земајќи дека бранот се простира низ иста геолошка средина со исти геомеханички карактеристики, се заклучува дека на едната страна еластичниот бран изминува поголем пат. Само со методата на рефлексија не може да се определи точно аголот на наклонување на граничната површина, но сепак е валиден индикатор за наслоеноста на потповршинскиот геолошки комплекс.

7. ИНТЕРПРЕТИРАНИ СЕИЗМИЧКИ МОДЕЛИ

Следователен чекор во процесот на моделирање на истражниот простор претставува процесот на интерпретација на кривите. Овој чекор опфаќа анализа, проценка и интерпретирање на резултатите добиени при истражувањата на срединатa. Интерпретацијата на сеизмичките модели на рефракција и сеизмичките модели на рефлексија се обработува според различни принципи, но независно една од друга. За двата типа испитувања, изгледот и формата на кривите означуваат исти физички принципи. Постапката на интерпретација кај двата принципи започнува преку определување на точките на прекршување на кривите, а според тоа и определување на различните геолошки средини.

Прекршните точки ги претставуваат граничните површини помеѓу средините со различна густина. Прекршувањата на кривите зависат пред сѐ од бројот на слоевите во геолошкиот комплекс. При идеални услови, доколку сите слоеви се со доволно голема дебелина или доволно големи разлики во густините за да бидат забележани прекршувањата, кривите би се прекршиле онолку пати колку што има слоеви во геолошкиот комплекс. Во услови кога дебелините или густините се со мала разлика за да се регистрираат, тогаш таквите слоеви нема да се регистрираат, односно ќе бидат изгубени при моделирањето.

За секоја гранка на ходохроната, преку диференцијалот на должината Δx и времето Δt се пресметува брзината на простирање на еластичните бранови во испитуваната геолошка средина преку равенката:

$$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n} \quad (m/s) \tag{7.1}$$

Длабочините до граничните површини и кај сеизмичките модели на рефракција и кај сеизмичките модели на рефлексија се интерпретираат според t_0 методата, односно преку пронаоѓање на интерцептот на времето за секоја гранка на прекршување на ходохороната. Со оглед на тоа што двете методи користат различни физички принципи во процесот на регистрирање на еластичните бранови, вредноста за длабочините (h_n) се пресметува преку различни формули. Според тоа длабочината до граничните површини при интерпретација на податоците од моделите на рефракција се добива врз основа на итерцептот на времето t_0 преку равенството (3.9) страница 38.

Длабочините до граничните површини при интерпретација на податоците од моделите на рефлексија се добиваат според равенството (3.19) страница 42.

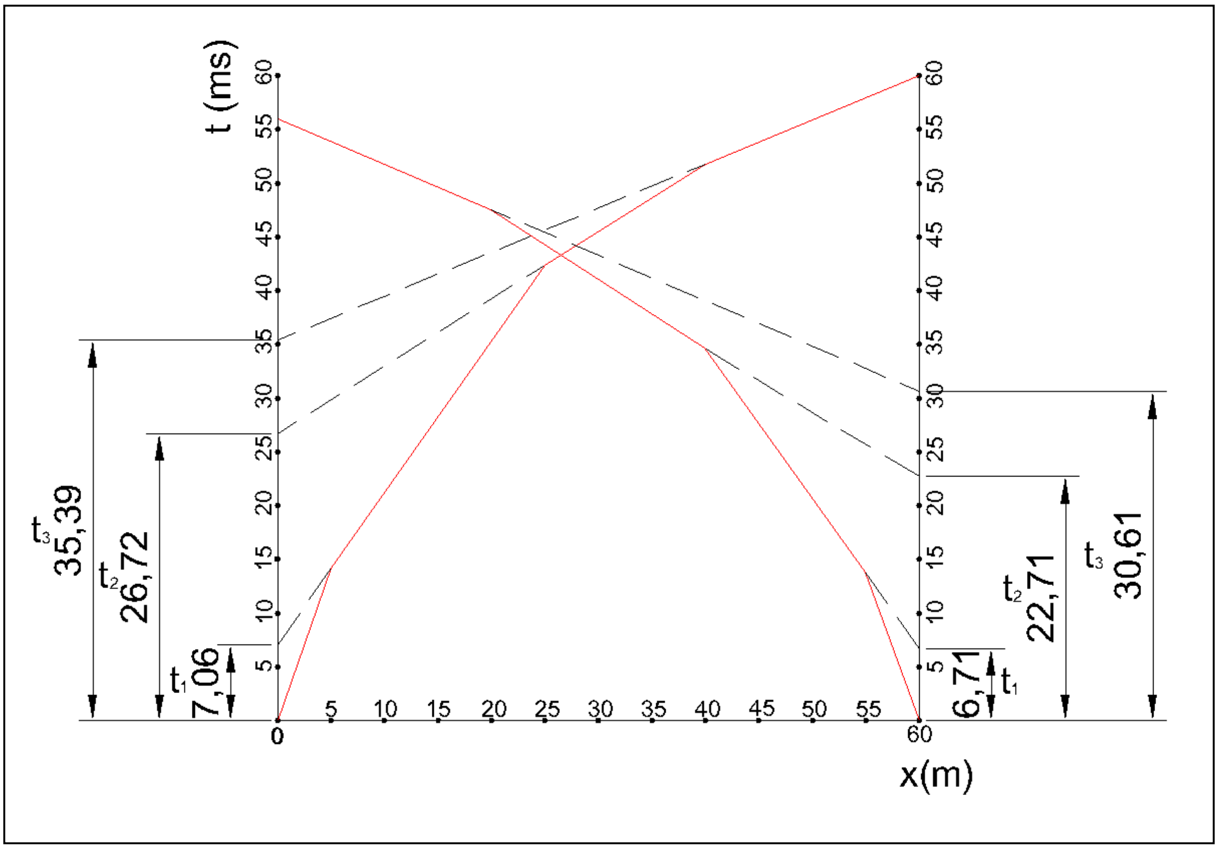
Податоците за брзината на простирање на еластичните бранови, како и интерцептите од времето t_0 се добиваат преку директна анализа на рефрактивните и рефлективните криви. Аголот на прекршување (i_n) помеѓу две геолошки средини зависи од брзината на простирање на еластичните бранови во геолошките средини и се пресметува преку законот на Снелиус, равенство (3.1) страница 35.

Податоците за брзината (V_n, V_{nm}) на простирање на еластичните бранови низ геолошките структури, како длабочините (h_n) до граничните површини се добиваат математички преку формулите (7.1), (3.9), (3.19) и (3.1).

7.1. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција

Како почеток на постапката на интерпретација на моделот на рефракција претставува дефинирањето на карактеристичните точки на прекршување на кривите. При анализа на кривата, констатирани се 4 прекршувања (1, 2, 3, 4) дадени на слика 25.

По дефинирање на сите карактеристични точки во кои се прекршува кривата, се димензионирани, односно се определени нивните вредности во согласно со x и y оските. Кривите се прикажани графички, на x оската се нанесени растојанијата во метри, а на y оската брзините во милисекунди. Со продолжување на втората гранка од ходохроната, од точката на прекршување до пресек со ординатната оска y се добива отсечок што го дефинира времето (t_0) кое се нарекува интерцепт. На слика 25 се прикажани регистрираните криви – ходохрони, со интерцептите на времето t_0.



Слика 25. Криви на рефракција за рефрактивен профил 1 со означени интерцепти t_0

Figure 25. Curves of refraction for refractive profile 1 with marked distances intercept t_0

Од оските за кривата директно се добива, односно се отчитува вредноста за Δx и Δx_{nm} (преку x оска), а за Δt и Δy_{nm} преку y оска. Отчитаните вредности за постапката - напред се прикажани во табела 7.1, а отчитаните вредности за постапката - назад се прикажани во табела 7.2.

Табела 7.1. Отчитувања за рефрактивен профил 1 постапка - напред
Table 7.1. Measures for refractive profile 1 procedure forward

Профил 1 L=60m постапка напред 0 - 60					
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0383	14,1810	5,0383	14,1810	7,0607
2	19,9683	28,2197	25,0066	42,4007	26,7191
3	14,9714	9,3885	39,9780	51,7892	35,3782
4	20,0220	8,2191	60,0000	60,0083	60,0000

Табела 7.2. Отчитувања за рефрактивен профил 1 постапка - назад
Table 7.2. Measures for refractive profile 1 procedure back

Профил постапка	1 назад	L=60m 60 - 0			
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0874	13,7785	5,0874	13,7785	6,7133
2	15,0066	20,8406	20,0940	34,6191	21,6283
3	20,0500	12,9300	40,1440	47,5491	30,6094
4	19,9060	8,4103	60,0500	55,9594	47,5492

Врз основа на отчитаните вредности подоцна се определуваат карактеристиките за конкретните слоеви. При определување на геолошката структура на слоевите, по пат на математичко-аналитичка постапка прво се определени вредностите на брзините за тие средини.

Брзината на простирање на еластичниот бран низ една средина е определена според равенството (7.1) страница 71.

Збирната брзина на простирање на еластичниот бран (V_{nm}) низ две и повеќе средини е пресметана со изразот:

$$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta t_{nm}} \quad (7.2)$$

Со примена на законот на Снелиус, равенство (3.1) страница 35 и со пресметување е определен аголот на прекршување i_n:

$$i_n = arc\sin\frac{V_n}{V_{n+1}} \quad (7.3)$$

Со ходохроните се дефинирани брзините (V_n ,V_{nm}) и аголот i_n, а познато е и времето на простирање за определено растојание x. Со примена и со замена во равенката (3.9), страница 38, пресметана е длабочината (h_n) до граничните површини.

Потребните вредности при пресметувањето се преземени од табелите 7.1 и 7.2 и по пат на математичко-аналитичка постапка се пресметани вредностите на брзините за тие средини во согласност со равенките (7.1), (7.2), (3.1), (7.3) и (3.9) со што се определени длабочините (h_n) до граничните површини. Пресметаните вредностите се прикажани во табелите 7.3 и 7.4

Табела 7.3. Пресметки за рефрактивен профил 1 постапка - напред
Table 7.3. Calculations for refractive profile 1 procedure forward

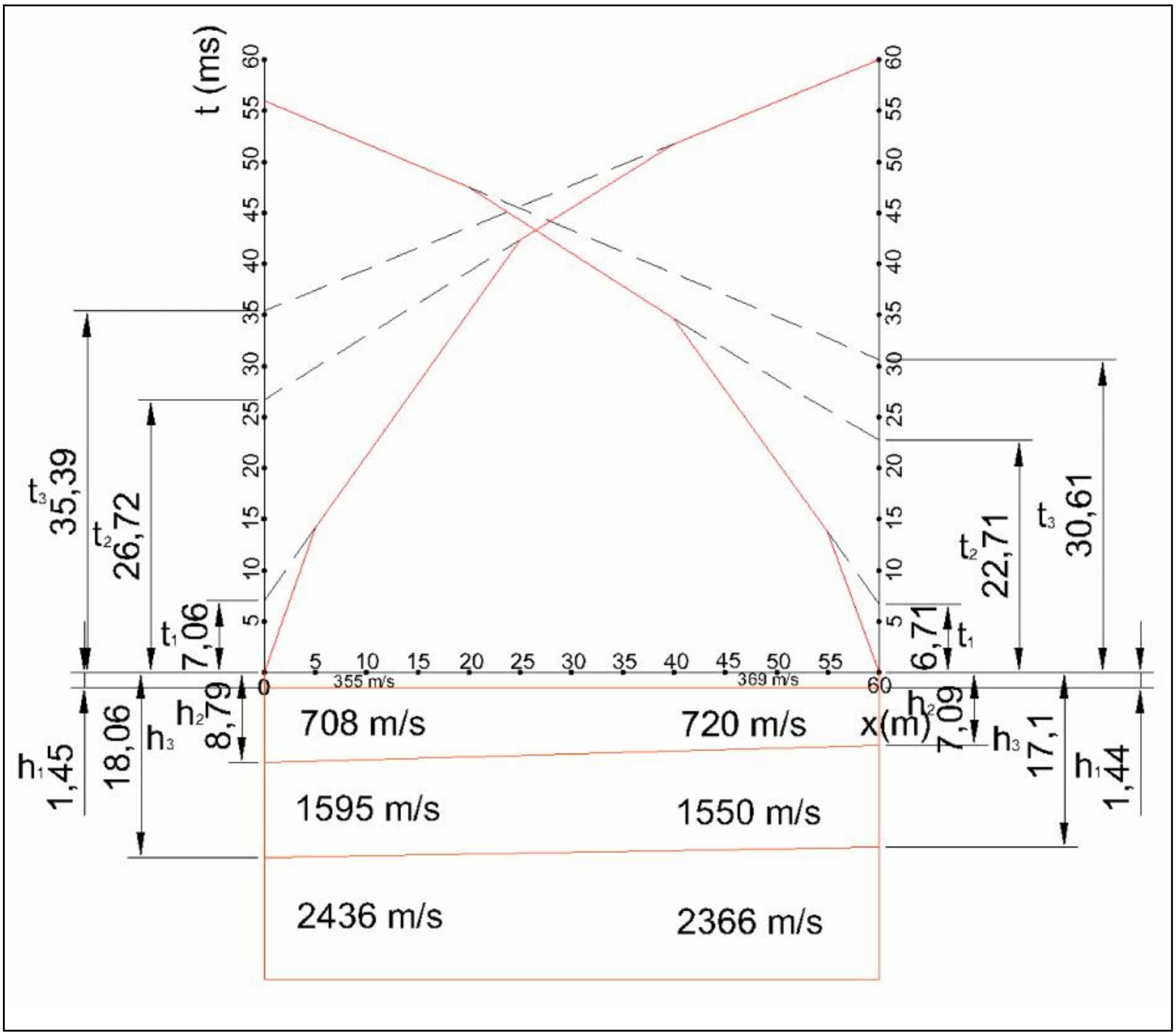
Профил 1 L=60m постапка напред 0 - 60					
$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = arc\sin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2}\frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
(ms)	(ms)		$(^0)$		(m)
355,29	355,29	0,50210	30,13890	0,86481	1,45
707,60	589,77	0,44373	26,34236	0,89616	8,79
1594,65	771,94	0,65461	40,89013	0,75597	18,06
2436,03	999,86				

Табела 7.4. Пресметки за рефрактивен профил 1 постапка - назад
Table 7.4. Calculations for refractive profile 1 procedure back

Профил 1 L=60m постапка назад 60 - 0					
$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = arc\sin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2}\frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
(ms)	(ms)		$(^0)$		(m)
369,23	369,23	0,51277	30,84846	0,85853	1,44
720,07	580,43	0,46436	27,66891	0,88565	7,09
1550,66	844,26	0,65515	40,93132	0,75550	17,10
2366,86	1073,10				

По завршеното пресметување, добиените вредности за длабочините (h_n) се нанесени на збирниот интерпретиран сеизмички модел на рефракција со што се моделира потповршинската структура на геолошкиот комплекс во истражниот простор прикажано на слика 26.

Геолошките средини што се определени преку интерпретацијата, се детектирани и се прикажани преку брзините на простирање на еластичните бранови.



Слика 26. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција за рефрактивен профил 1 димензиониран према t_0 метода

Figure 26. Interpreted seismic model of refraction for refractive profile 1 dimensioned acording to the t_0 method

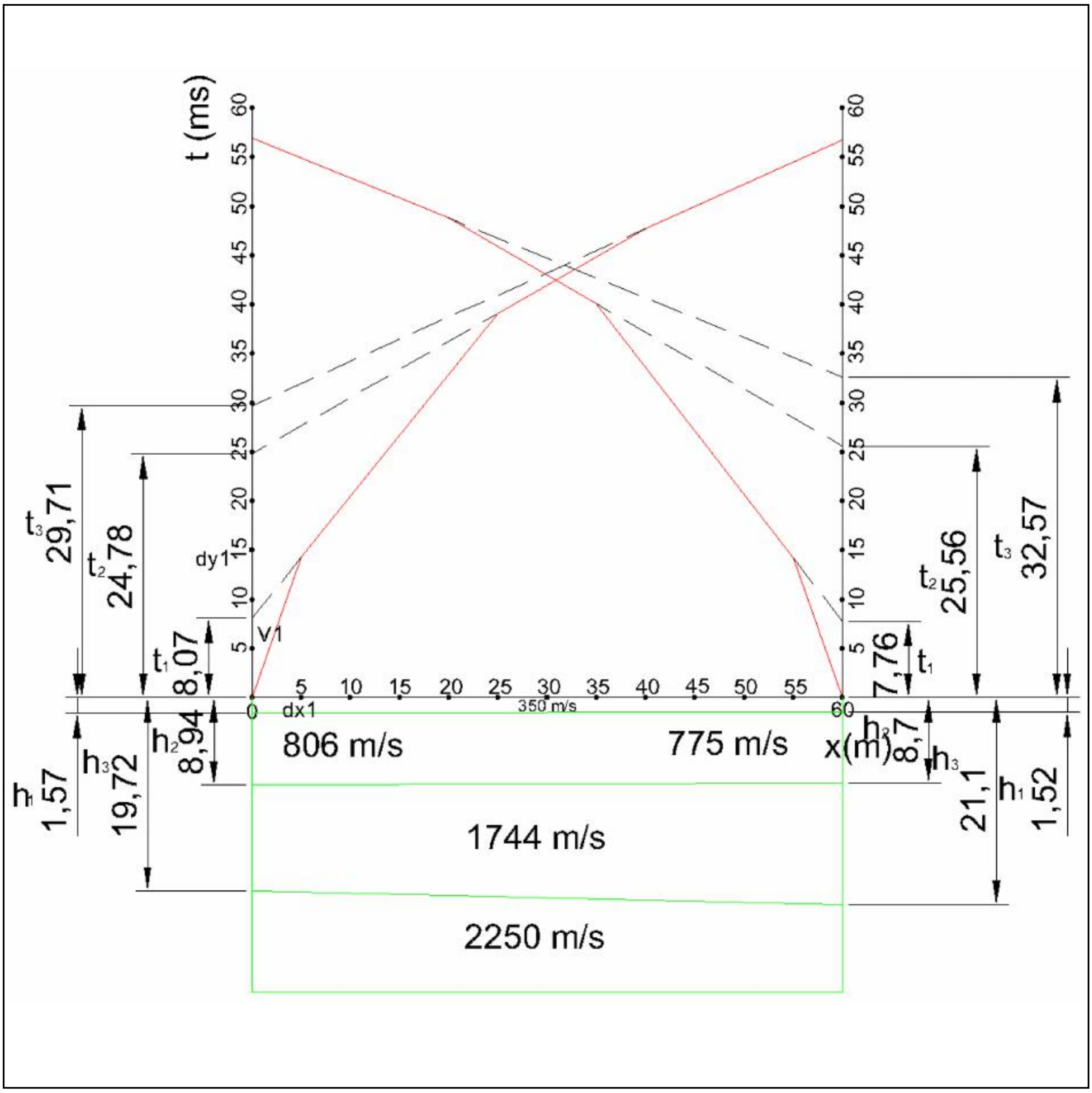
Претходно образложената интерпретација се однесува за профил 1 при што пресметувањата се идентични и како такви се применуваат и за останатите профили, и тоа: профил 2, профил 3 и профил 4. Во следните табели се прикажани пресметувањата, а на сликите се претставени сеизмичките дијаграми за останатите три профили кои се составени од по две криви на рефракција (од почетокот и крајот од мерната линија).

Табела 7.5. Отчитувања и пресметки за рефрактивен профил 2 постапка - напред
Table 7.5. Measures and calculations for refractive profile 2 procedure forward

	Профил	2	L=60m								
	постапка	напред	50 - 110								
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = \arcsin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2}\frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)		(^{0})		(m)
1	5,0000	14,2820	5,0000	14,2820	8,0769	350,09	350,09	0,43447	25,75179	0,90068	1,57
2	20,0000	24,8206	25,0000	39,1026	24,7692	805,78	639,34	0,46198	27,51507	0,88689	8,93
3	15,0000	8,6000	40,0000	47,7026	29,9286	1744,19	838,53	0,77503	50,80767	0,63193	19,86
4	20,0000	8,8870	60,0000	56,5896	60,0000	2250,48	1060,27				

Табела 7.6. Отчитувања и пресметки за рефрактивен профил 2 постапка - назад
Table 7.6. Measures and calculations for refractive profile 2 procedure back

	Профил	2	L=60m								
	постапка	назад	110 - 50								
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = \arcsin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2}\frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)		(^{0})		(m)
1	5,0000	14,2075	5,0000	14,2075	7,7588	351,93	351,93	0,45389	26,99376	0,89106	1,53
2	20,0788	25,8964	25,0788	40,1039	25,7299	775,35	625,35	0,44440	26,38469	0,89583	8,98
3	14,9000	8,5400	39,9788	48,6439	30,8721	1744,73	821,87	0,77558	50,85792	0,63125	20,10
4	20,0212	8,9000	60,0000	57,5439	60,0000	2249,57	1042,68				



Слика 27. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција за рефрактивен профил 2 димензиониран спрема t_0 метода

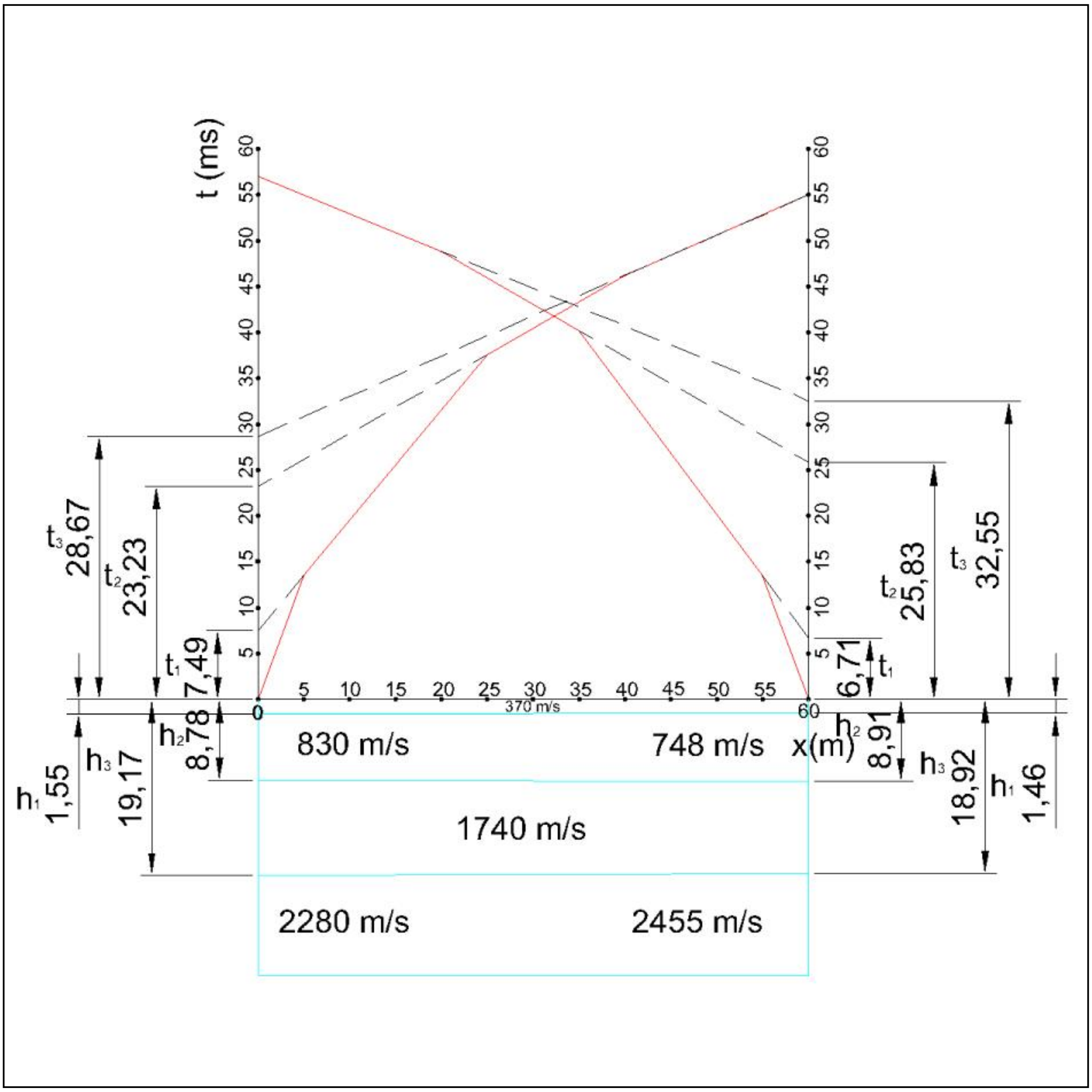
Figure 27. Interpreted seismic model of refraction for refractive profile 2 dimensioned acording to the t_0 method

Табела 7.7. Отчитувања и пресметки за рефрактивен профил 3 постапка - напред
Table 7.7. Measures and calculations for refractive profile 3 procedure forward

	Профил	3	L=60m							
	постапка	напред	100 -	160						
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = arc \sin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2} \frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)		$(^0)$		(m)
1	4,9912	13,5026	4,9912	13,5026	7,4852	369,65	369,65	0,44565	26,46480	0,89521	1,55
2	19,9788	24,0865	24,9700	37,5891	23,2223	829,46	664,29	0,47698	28,48825	0,87891	8,78
3	15,0000	8,6257	39,9700	46,2148	28,6758	1738,99	864,87	0,76272	49,70496	0,64672	19,17
4	20,0300	8,7852	60,0000	55,0000	60,0000	2279,97	1090,91				

Табела 7.8. Отчитувања и пресметки за рефрактивен профил 3 постапка - назад
Table 7.8. Measures and calculations for refractive profile 3 procedure back

	Профил	3	L=60m								
	постапка	назад	160 -	100							
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = arc \sin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2} \frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)		$(^0)$		(m)
1	5,0788	13,5039	5,0788	13,5039	6,7143	376,10	376,10	0,50279	30,18460	0,86441	1,46
2	20,0000	26,7370	25,0788	40,2409	25,8273	748,03	623,22	0,42992	25,46224	0,90287	8,91
3	15,0000	8,6210	40,0788	48,8619	32,5458	1739,94	820,25	0,70887	45,14285	0,70534	18,92
4	19,9060	8,1099	59,9848	56,9718	60,0000	2454,53	1052,89				



Слика 28. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција за рефрактивен профил 3 димензиониран спрема t_0 метода

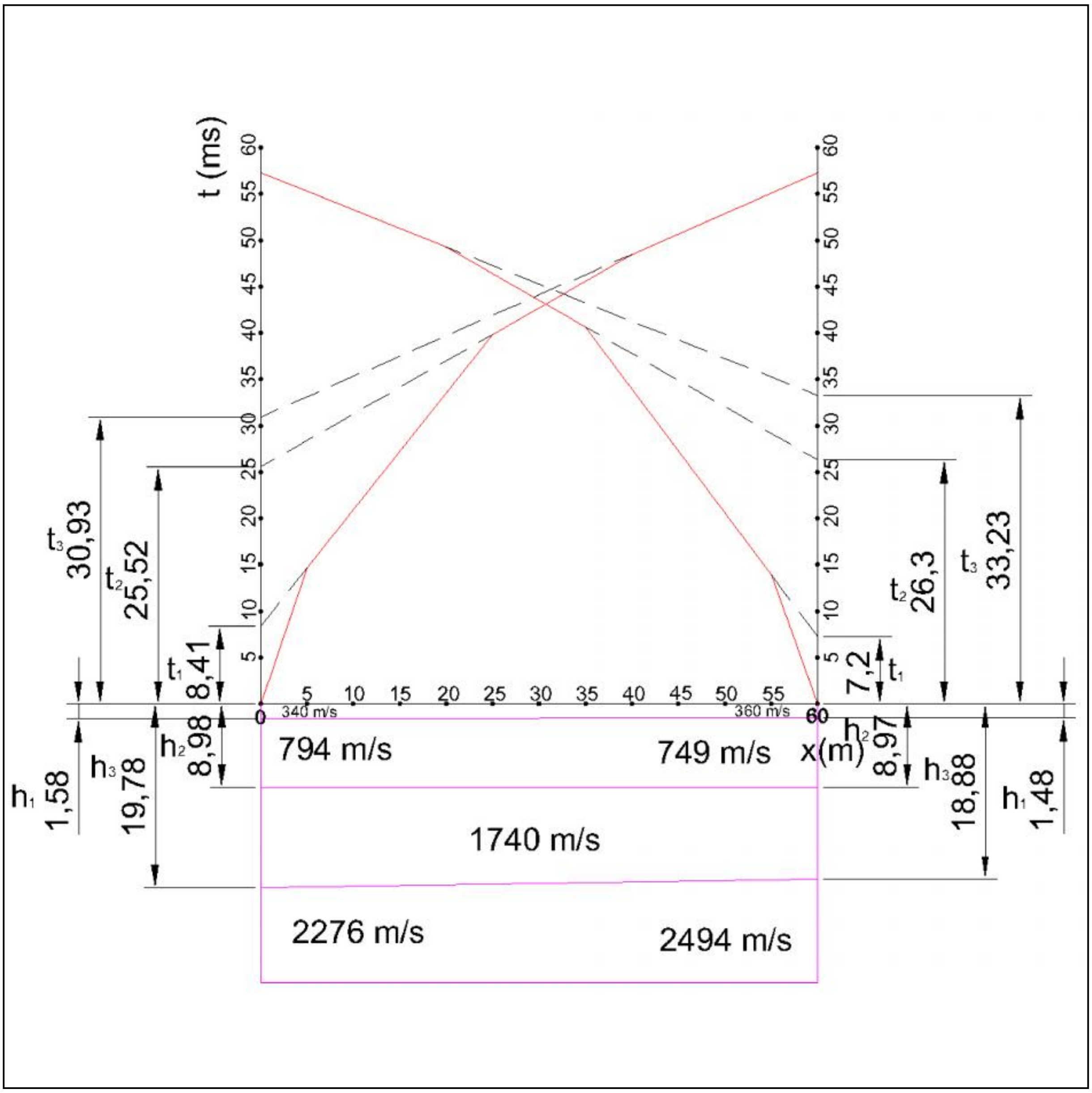
Figure 28. Interpreted seismic model of refraction for refractive profile 3 dimensioned acording to the t_0 method

Табела 7.9. Отчитувања и пресметки за рефрактивен профил 4 постапка - напред
Table 7.9. Measures and calculations for refractive profile 4 procedure forward

Профил постапка	4 напред	L=60m 150 - 210									
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = \arcsin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2}\frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)		(^{0})		(m)
1	4,9973	14,7035	4,9973	14,7035	8,4080	339,87	339,87	0,42817	25,35117	0,90370	1,58
2	19,9788	25,1690	24,9761	39,8725	25,5237	793,79	626,40	0,45603	27,13123	0,88996	8,98
3	15,0000	8,6175	39,9761	48,4900	30,9291	1740,64	824,42	0,76464	49,87488	0,64446	19,78
4	20,0239	8,7962	60,0000	57,2862	60,0000	2276,43	1047,37				

Табела 7.10. Отчитувања и пресметки за рефрактивен профил 4 постапка - назад
Table 7.10. Measures and calculations for refractive profile 4 procedure back

Профил постапка	4 назад	L=60m 210 - 150									
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}}$	$i_n = \arcsin i$	$\cos i_n$	$h_n = \frac{1}{2}\frac{V_n \cdot t_n}{\cos i_n}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)		(^{0})		(m)
1	5,0000	13,8800	5,0000	13,8800	7,2028	360,23	360,23	0,48106	28,75491	0,87669	1,48
2	20,0788	26,8139	25,0788	40,6939	26,2986	748,82	616,28	0,42982	25,45633	0,90291	8,97
3	15,0000	8,6100	40,0788	49,3039	33,2331	1742,16	812,89	0,69857	44,31248	0,71554	18,88
4	19,9212	7,9880	60,0000	57,2919	60,0000	2493,89	1047,27				

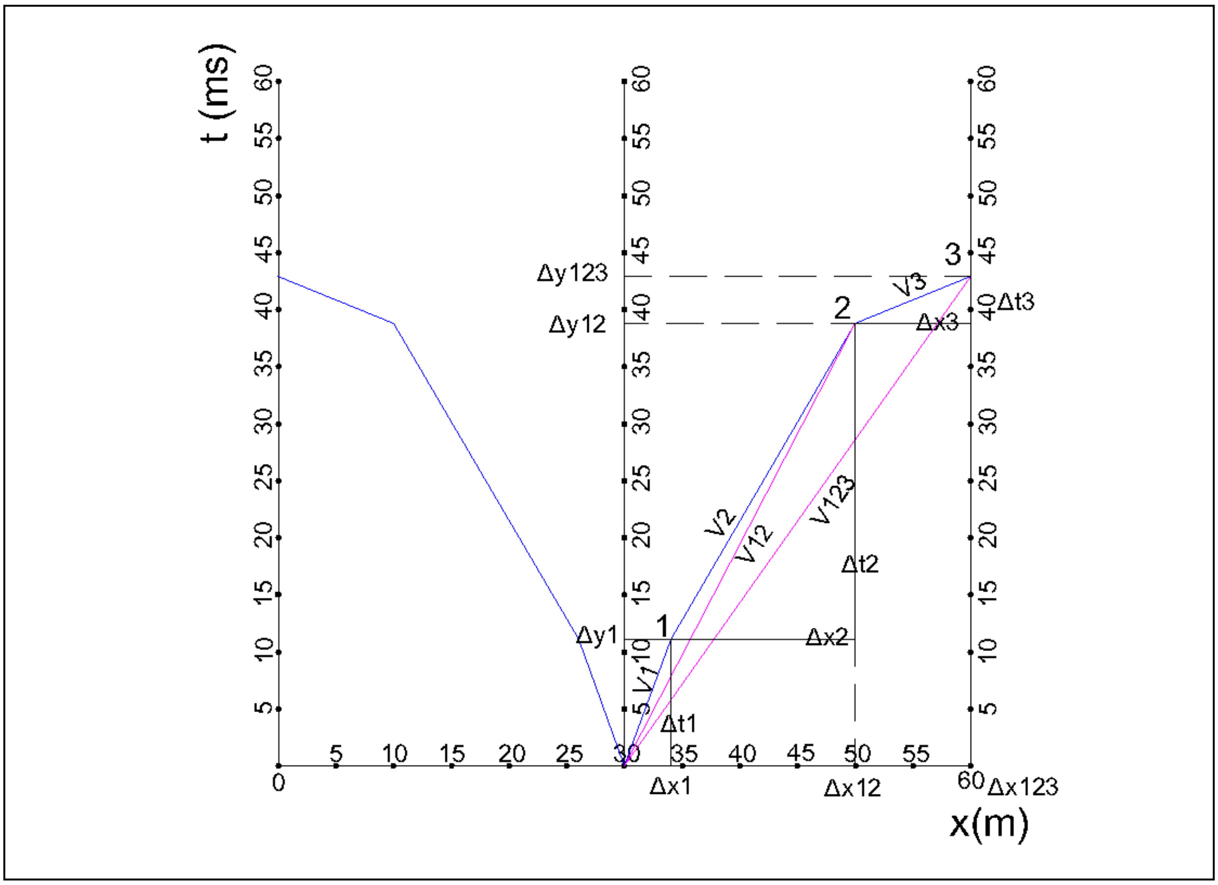


Слика 29. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција за рефрактивен профил 4 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 29. Interpreted seismic model of refraction for refractive profile 4 dimensioned acording to the t_0 method

7.2. Интерпретиран сеизмички модел на рефлексија

Како почеток на постапката за интерпретација на моделот на рефлексија е дефинирањето на карактеристичните точки на прекршување на кривите. При нивна анализа се констатирани три прекршувања (1, 2 и 3) дадени на сликат 30. Овие прекршни точки ги претставуваат граничните површини помеѓу средините со различна густина. Прекршувањата на кривите зависат пред сѐ од бројот на слоевите во потповршинската структура на истражниот простор. При идеални услови, доколку сите слоеви се со доволно голема дебелина или доволно големи разлики во густините за да бидат забележани прекршувањата, кривите би се прекршиле онолку пати колку што има слоеви во геолошкиот комплекс. Во случаи кога дебелината или густината се со мали вредности за да се регистрираат, тогаш таквите слоеви нема да се регистрираат, односно ќе бидат изгубени при моделирањето.



Слика 30. Криви на рефлексија за рефлективен профил 1 со означени растојанија Δx и времето Δt

Figure 30. curves of reflection fop reflective profile 1 with marked distances Δx and time Δt

По дефинирање на сите карактеристични точки во кои се прекршува кривата, се димензионирани, односно се определени нивните вредности во согласност со x и y оските. Со поврзување на вторите гранки од ходохроните, од точката на прекршување со крива до пресекот со ординатната оска y се добива отсечок што го дефинира времето (t_0) кое се нарекува интерцепт. На сликата 31 е претставен сеизмички модел на рефлексија за рефлективен профил 1 со прикажани регистрирани криви – ходохрони, со интерцептите на времето t_0, соодветно за секое прекршување.

Од оските за кривите директно се отчитани вредностите за Δx и Δx_{nm} (преку x оска), а за Δt и Δy_{nm} (преку y оска). Отчитаните вредности се прикажани во табела 7.11.

Табела 7.11. Отчитувања за рефлективен профил 1
Table 7.11. Measures for reflective profile 1

Профил 0 -	1 60	L=60m			
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	4,0000	11,1245	4,0000	11,1245	8,5800
2	15,9473	27,7000	19,9473	38,8245	35,7900
3	10,0618	4,1008	30,0091	42,9253	42,9253

Врз основа на отчитаните вредности подоцна се определуваат карактеристиките на конкретните слоеви.

За да се определи геолошката структура на слоевите, по пат на математичко-аналитичка постапка се определени вредностите на брзините за тие средини. Брзината на простирање на еластичниот бран низ една средина (V_n) е определена според равенството (7.1) страница 71.

Збирната брзина на простирање на еластичниот бран низ две и повеќе средини (V_{nm}) е пресметана со изразот (7.2) страница 74.

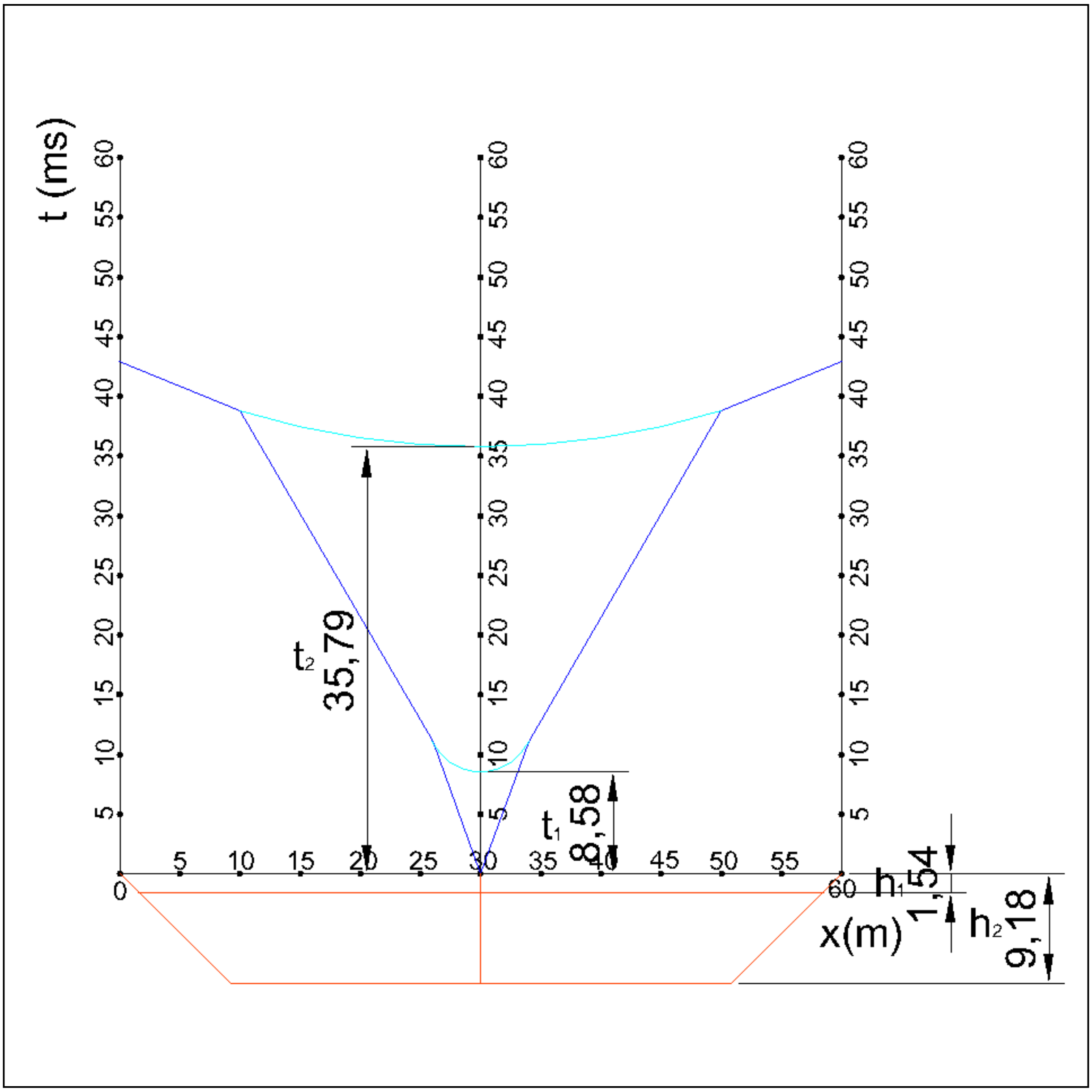
Со ходохроните се дефинирани брзините (V_n), а со тоа е познато и времето на простирање за определено растојание x. Со примена на равенката (3.19) страница 42, пресметана е длабочината (h_n) до граничните површини.

Потребните вредности при пресметувањето се преземени од табела 7.11 и по пат на математичко-аналитичка постапка се пресметани вредностите на брзините за тие средини согласно со равенките (7.1), (7.2), и (3.19), со што се определени длабочините (h_n) до граничните површини. Пресметаните вредности се прикажани во табела 7.12.

Табела 7.12. Пресметки за рефлективен профил 1
Table 7.12. Calculations for reflective profile 1

Профил 0 -	1 L=60m 60	
$V_n = \dfrac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \dfrac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$h_n = \dfrac{1}{2} \cdot V_n \cdot t_{0n}$
(ms)	(ms)	(m)
359,57	359,57	1,54
575,71	513,78	9,19
2453,62	699,10	15,00

По завршеното пресметување, добиените вредности за длабочините (h_n) се нанесени на интерпретираниот сеизмички модел на рефлексија за рефлективен профил 1 со што се моделира потповршинската структура на геолошкиот комплекс, прикажано на слика 31.



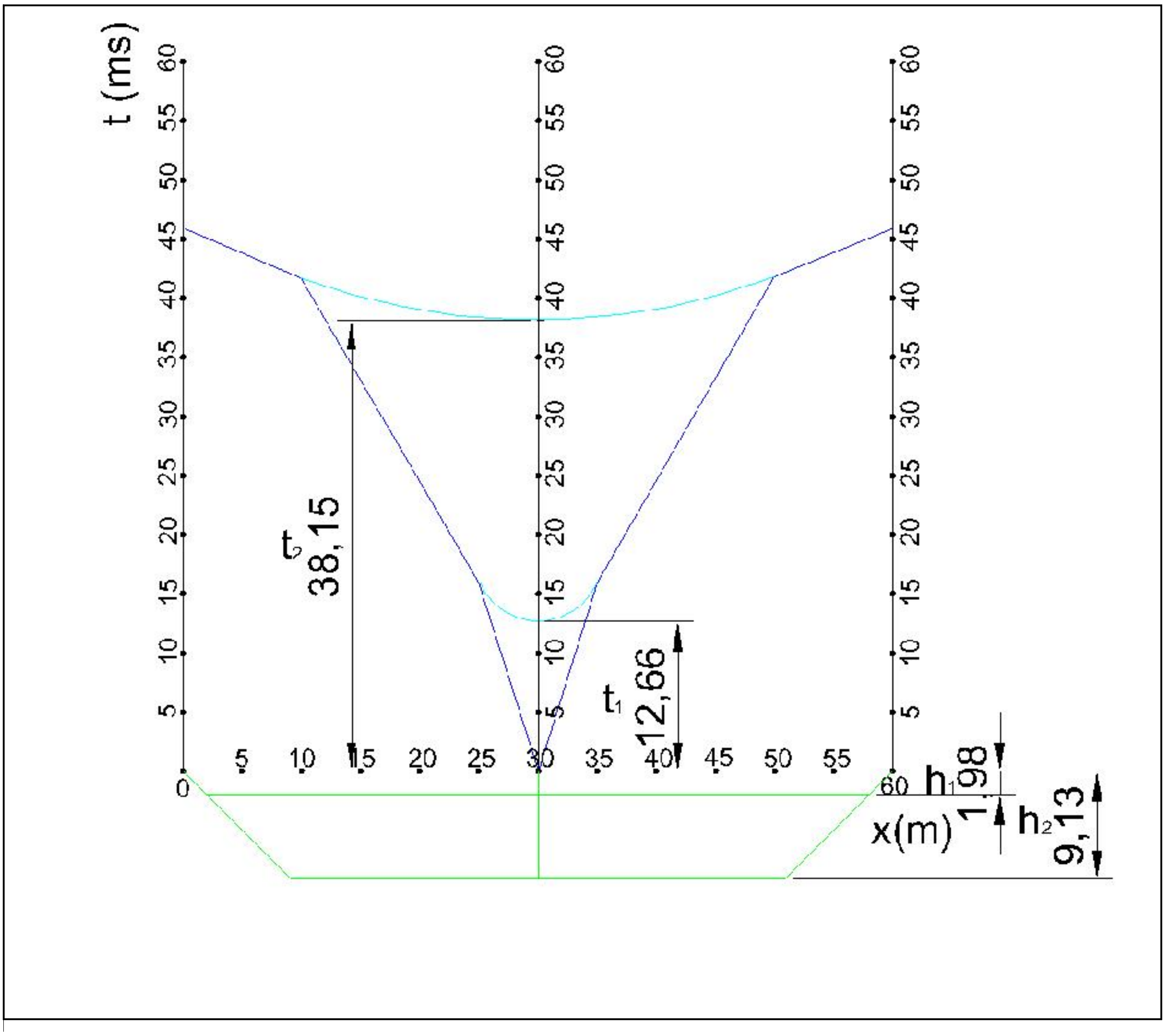
Слика 31. Интерпретиран сеизмички модел на рефлексија за рефлективен профил 1 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 31. Interpreted seismic model of reflection for reflective profile 1 dimensioned acording to the t_0 method

Претходно образложената интерпретација се однесува за рефлективен профил 1, а пресметувањата се применети и за сите следни рефлективни профили: профил 2, профил 3 и профил 4. Во следните табели се прикажани, а на сликите се претставени интерпретираните сеизмички модели за останатите три рефлективни профили што се составени од криви на рефлексија (од средината од мерната линија).

Табела 7.13. Отчитувања и пресметки за рефлективен профил 2
Table 7.13. Measures and calculations for reflective profile 2

Профил 2 50 - 110	L=60m							
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$h_n = \frac{V_n t_{0n}}{2}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)	(m)
1	5,0000	15,9974	5,0000	15,9974	12,6600	312,55	312,55	1,98
2	15,0000	25,7900	20,0000	41,7874	38,1700	581,62	478,61	9,13
3	10,0503	4,0944	30,0503	45,8818	45,8818	2454,65	654,95	15,03

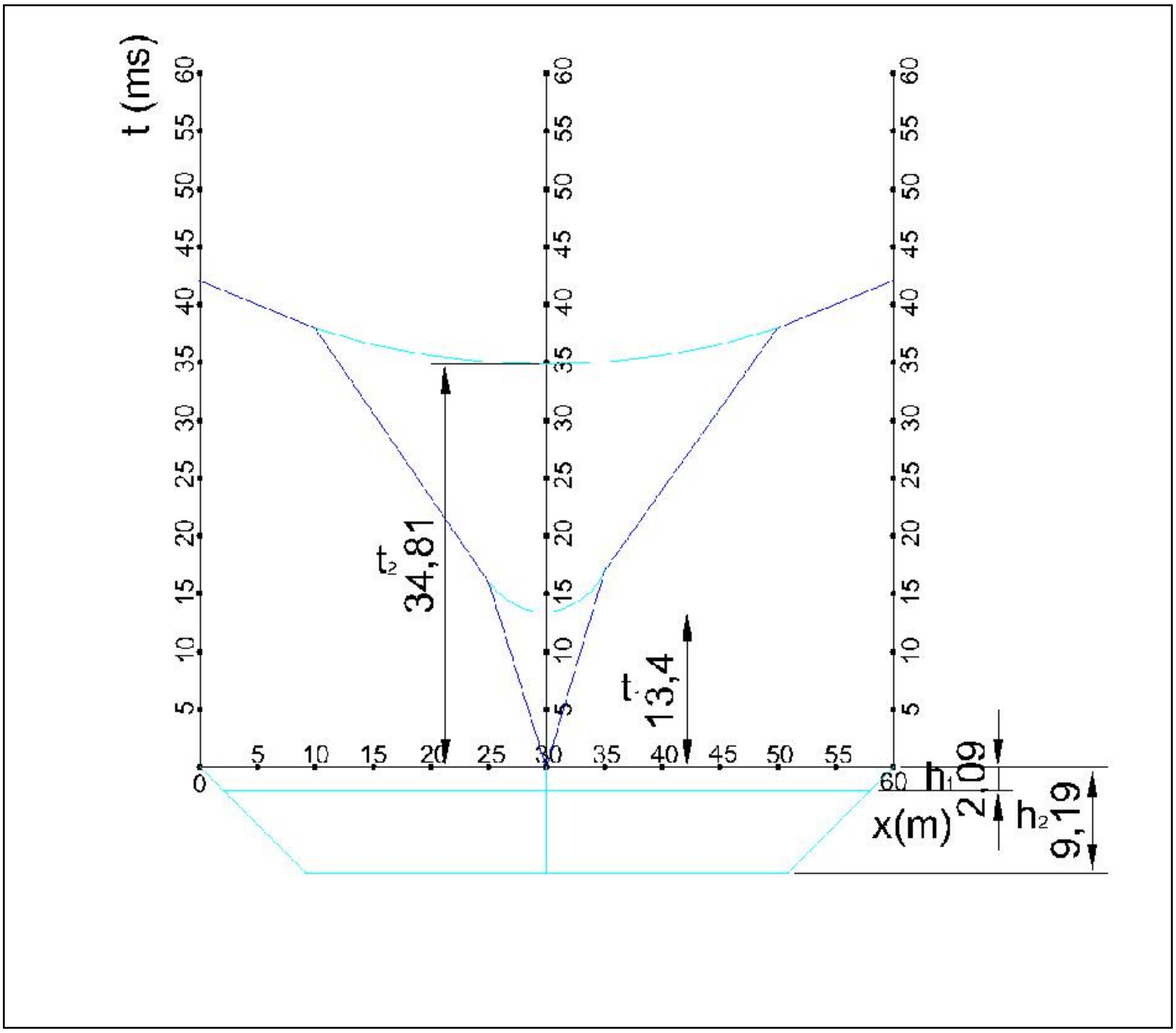


Слика 32. Интерпретиран сеизмички модел на рефлексија за рефлективен профил 2 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 32. Interpreted seismic model of reflection for reflective profile 2 dimensioned acording to the t_0 method

Табела 7.14. Отчитувања и пресметки за рефлективен профил 3
Table 7.14. Measures and calculations for reflective profile 3

Профил 3 100 - 160			L=60m					
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$h_n = \frac{V_n t_{0n}}{2}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)	(m)
1	4,9730	15,9430	4,9730	15,9430	13,4000	311,92	311,92	2,09
2	15,0527	21,9815	20,0257	37,9245	34,8100	684,79	528,04	9,19
3	9,9660	4,1646	29,9917	42,0891	42,0891	2393,03	712,58	15,00

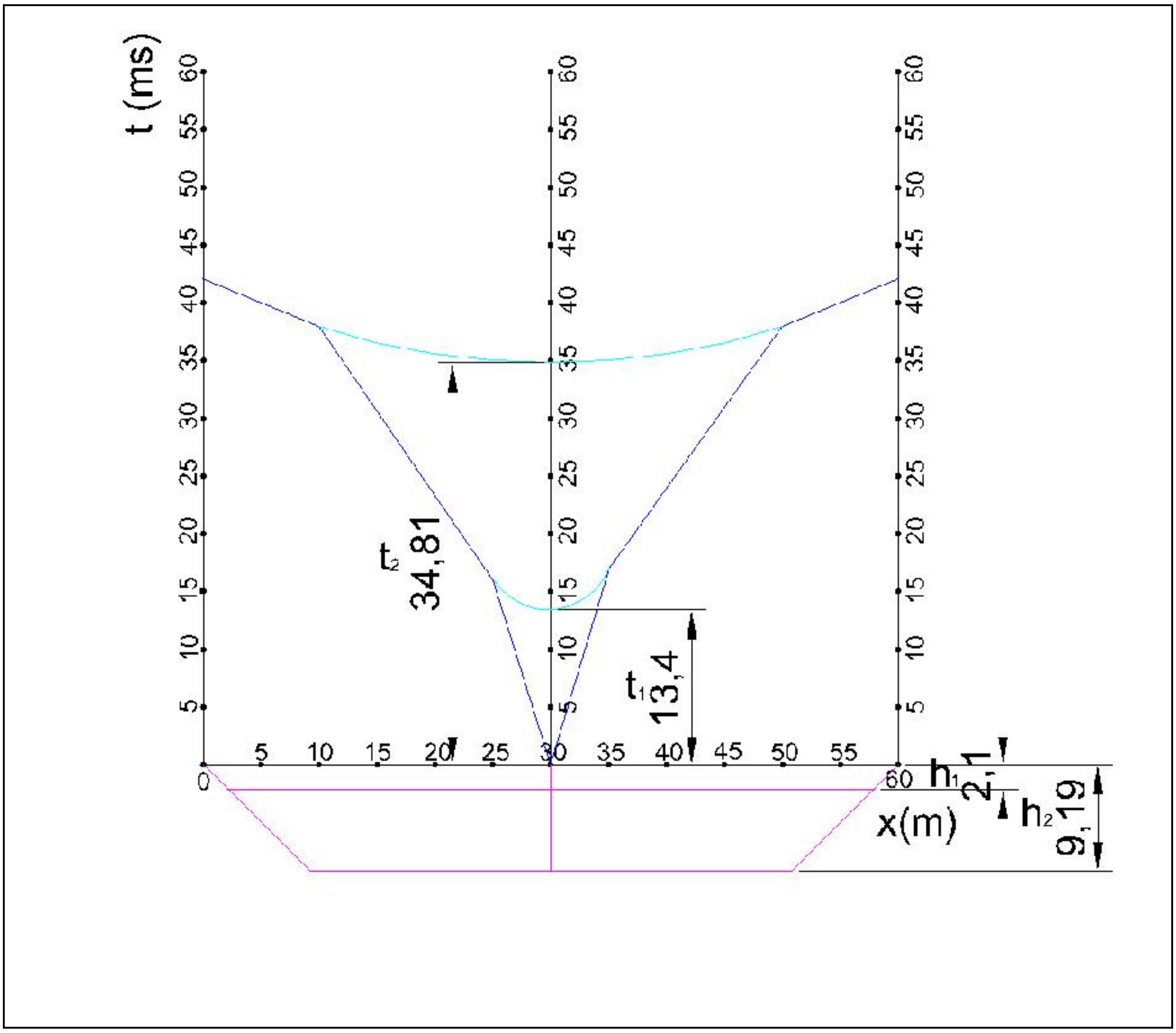


Слика 33. Интерпретиран сеизмички модел на рефлексија за рефлективен профил 3 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 33. Interpreted seismic model of reflection for reflective profile 3 dimensioned acording to the t_0 method

Табела 7.15. Отчитувања и пресметки за рефлективен профил 4
Table 7.15. Measures and calculations for reflective profile 4

Профил 150 -	4 210		L=60m					
n	Δx	Δt	Δx_{nm}	Δy_{nm}	t_{0n}	$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n}$	$V_{nm} = \frac{\Delta x_{nm}}{\Delta y_{nm}}$	$h_n = \frac{V_n t_{0n}}{2}$
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)	(ms)	(ms)	(m)
1	5,0016	15,9430	5,0016	15,9430	13,4000	313,72	313,72	2,10
2	15,0527	21,9815	20,0543	37,9245	34,8100	684,79	528,80	9,20
3	9,9473	4,1646	30,0016	42,0891	42,0891	2388,54	712,81	15,00

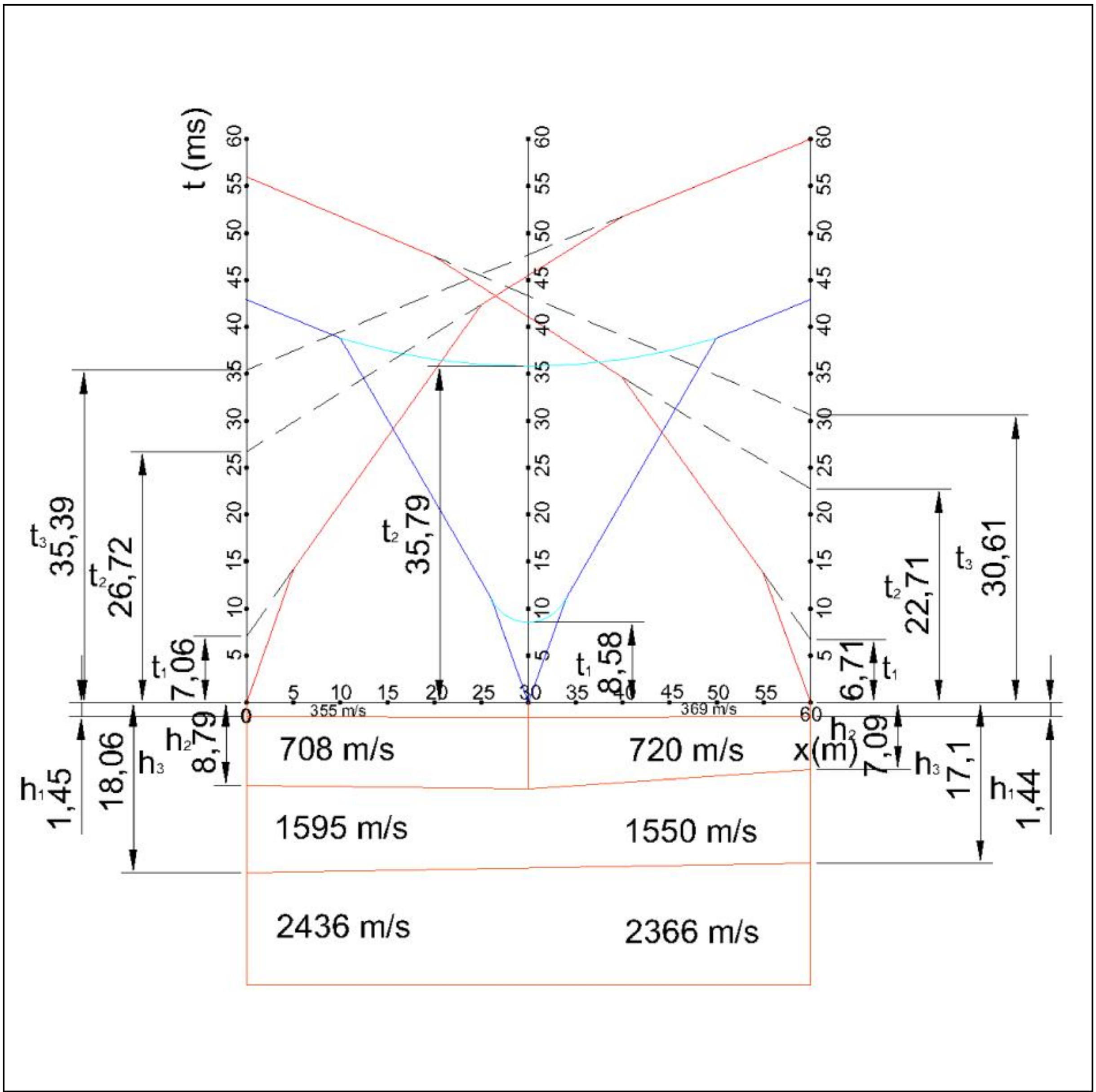


Слика 34. Интерпретиран сеизмички модел на рефлексија за рефлективен профил 4 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 34. Interpreted seismic model of reflection for reflective profile 4 dimensioned acording to the t_0 method

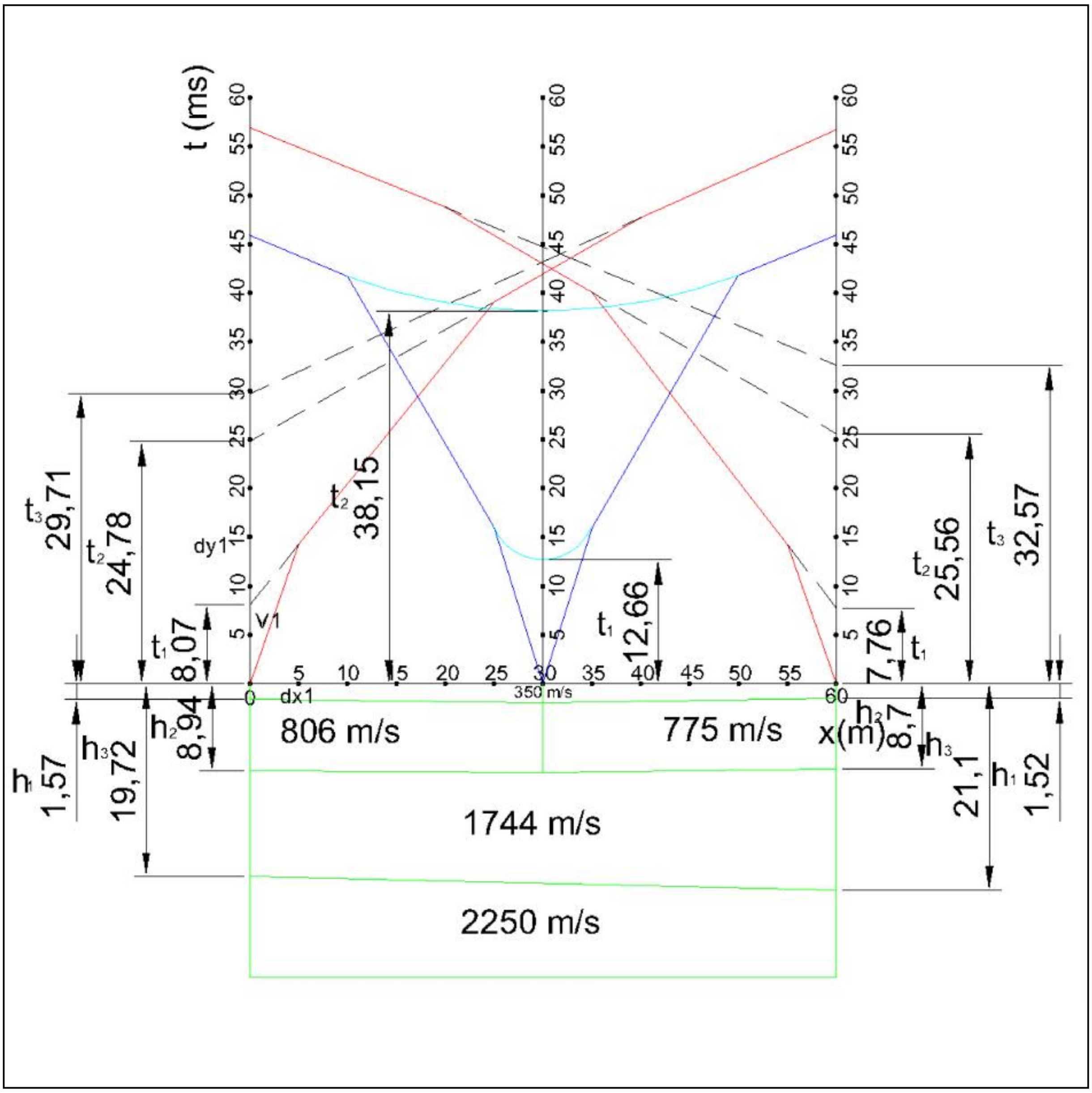
7.3. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција и рефлексија

Како следователна постапка при интерпретацијата е преклопување на интерпретираните сеизмички модели на рефракција и интерпретираните сеизмички модели на рефлексија при што се добива интерпретиран сеизмички модел на рефракција и рефлексија. На следните слики се претставени интерпретирани модели на рефракција и рефлексија за четирите профили.



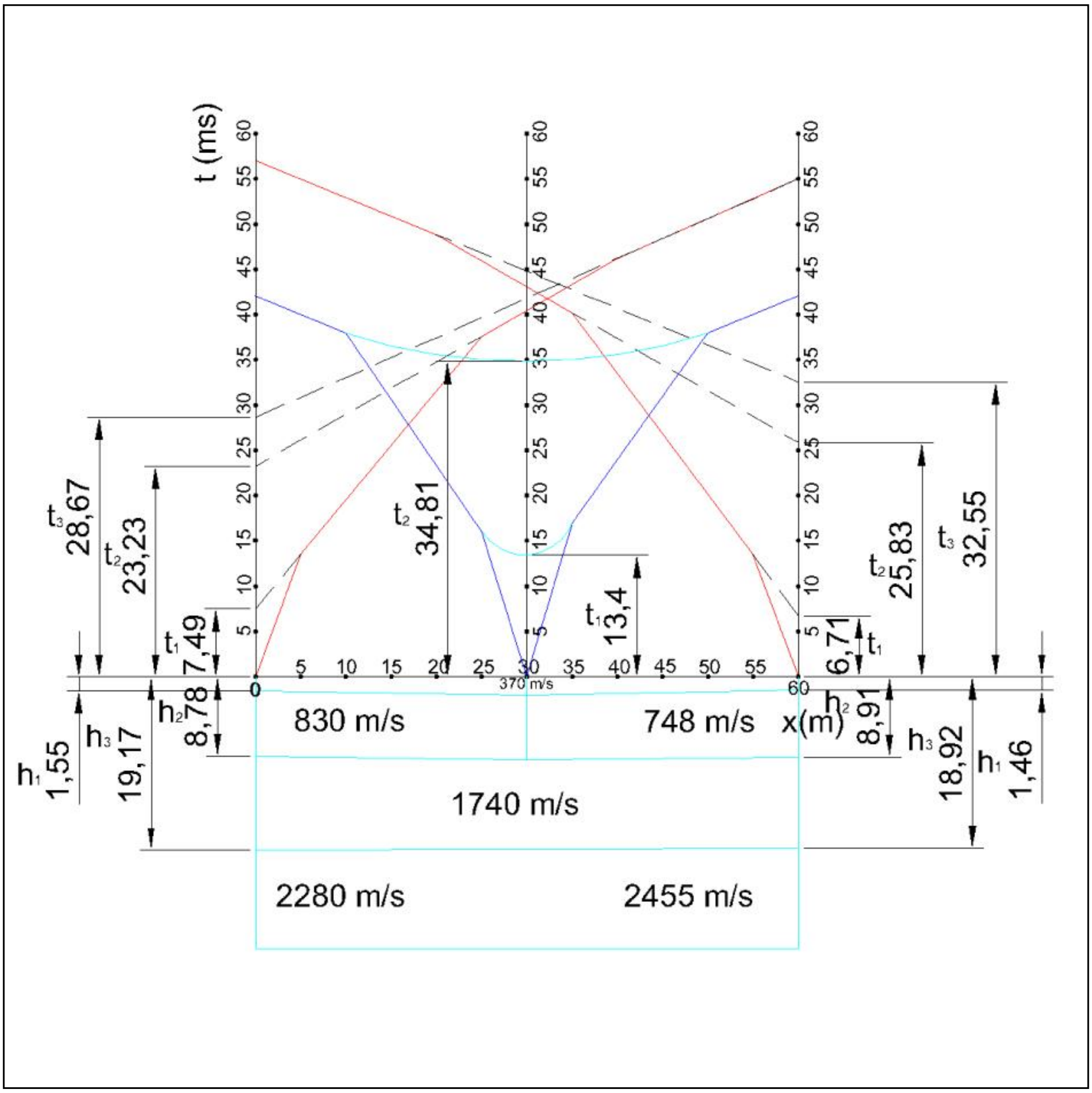
Слика 35. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 1 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 35. Interpreted seismic model of refraction and reflection for profile 1 dimensioned acording to the t_0 method



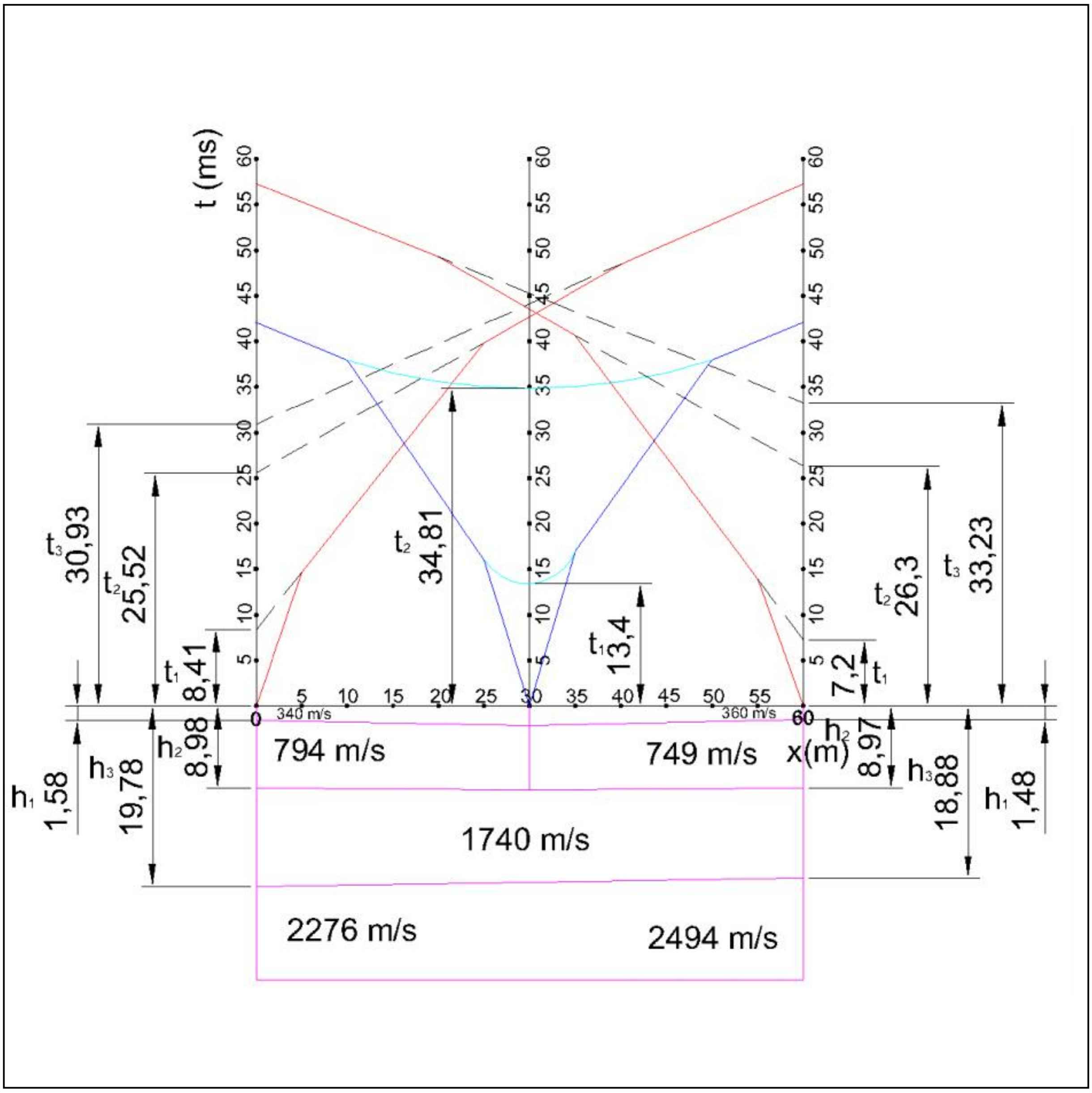
Слика 36. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 2 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 36. Interpreted seismic model of refraction and reflection for profile 2 dimensioned acording to the t_0 method



Слика 37. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 3 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 37. Interpreted seismic model of refraction and reflection for profile 3 dimensioned acording to the t_0 method



Слика 38. Интерпретиран сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 4 димензиониран спрема t_0 метода

Figure 38. Interpreted seismic model of refraction and reflection for profile 4 dimensioned acording to the t_0 method

7.4. Комплексна интерпретација на сеизмичките модели

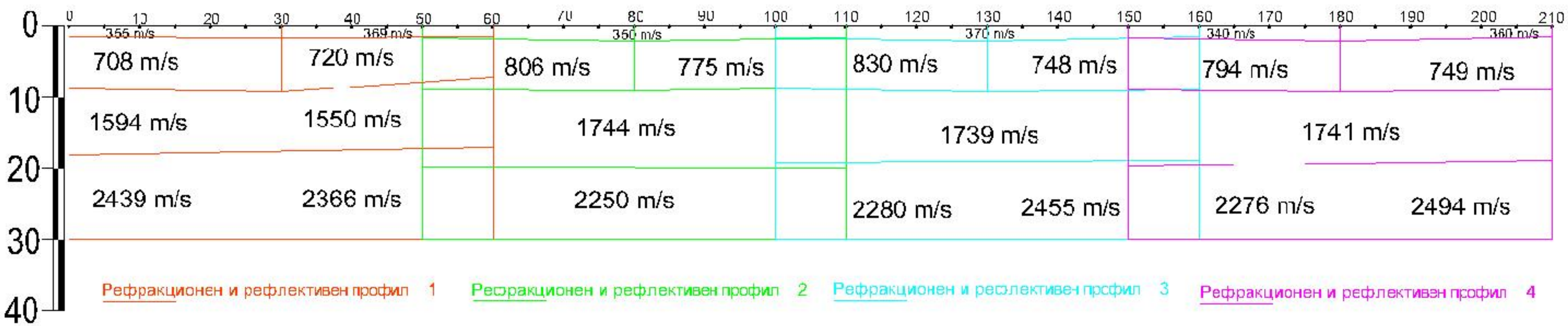
Сеизмичкиот профил се моделира преку податоците добиени при интерпретација на сеизмичките модели на рефракција и рефлексија. Ова моделирање претставува краен резултат на целокупната постапка на комплексната интерпретација. Со помош на податоците што се добиени од интерпретираните сеизмички модели на рефракција и рефлексија, се пристапува кон моделирање на сеизмичкиот профил на геолошкиот комплекс по должината на профилната линија на испитуваната средина.

Моделираниот сеизмички профил се изработува со поврзување - преклопување на четирите интерпретирани сеизмичките модели на рефракција и рефлексија при што се опфаќа вкупната должина на профилната линија. При преклопувањето на интерпретираните моделите се добиваат одредени разлики во податоците, а кои преку процес на интерполација ја моделираат конечната форма на потповршинската структура добиена преку сеизмичките испитувања. Сеизмичкиот профил ја има иста должина како и геолошкиот профил, но се разликува со тоа што моделирањето е извршено во многу повеќе точки и врз основа на поголем број податоци. Се напомнува дека сеизмичкиот профил добиен според интерпретираните податоци не може да ја прикаже состојбата на геолошките средини во целост и со иста прецизност како и геолошкиот профил.

Моделирањето на сеизмичкиот профил започнува со интерпретираниот сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 1 што ги опфаќа дупнатините Д-8 и Д-9. Кривите на граничните површини меѓу различните геолошки средини се претставени со портокалови линии. Интерпретираниот сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 2 ја опфаќа дупнатината Д-6. Кривите на граничните површини меѓу различните геолошки средини се претставени со зелени линии. Интерпретираниот сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 3 ја опфаќа дупнатината Д-4. Кривите на граничните површини меѓу различните геолошки средини се претставени со сини линии. Интерпретираниот сеизмички модел на рефракција и рефлексија за профил 4 ја опфаќа дупнатината Д-2. Кривите на граничните површини меѓу различните геолошки средини се претставени со црвени линии.

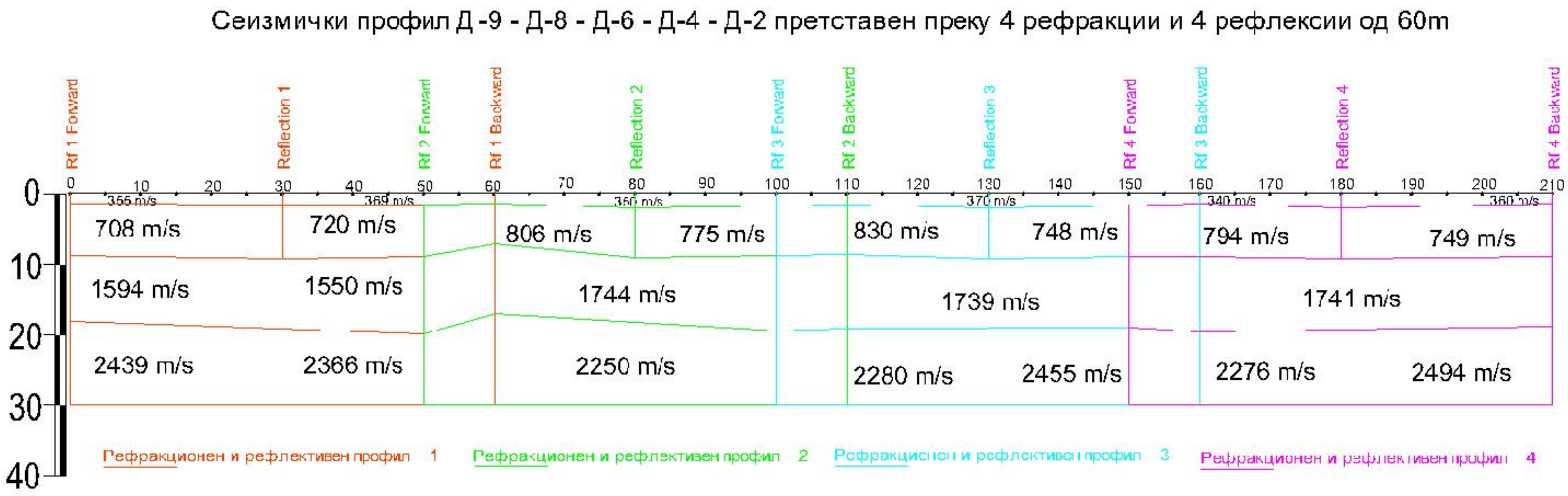
На слика 39 е претставен сеизмички профил добиен преку комплексна интерпретација на податоците добиени при сеизмички испитувања на рефлексија и рефракција.

Сеизмички профил Д -9 - Д-8 - Д-6 - Д-4 - Д-2 претставен преку 4 рефракции и 4 рефлексии од 60m



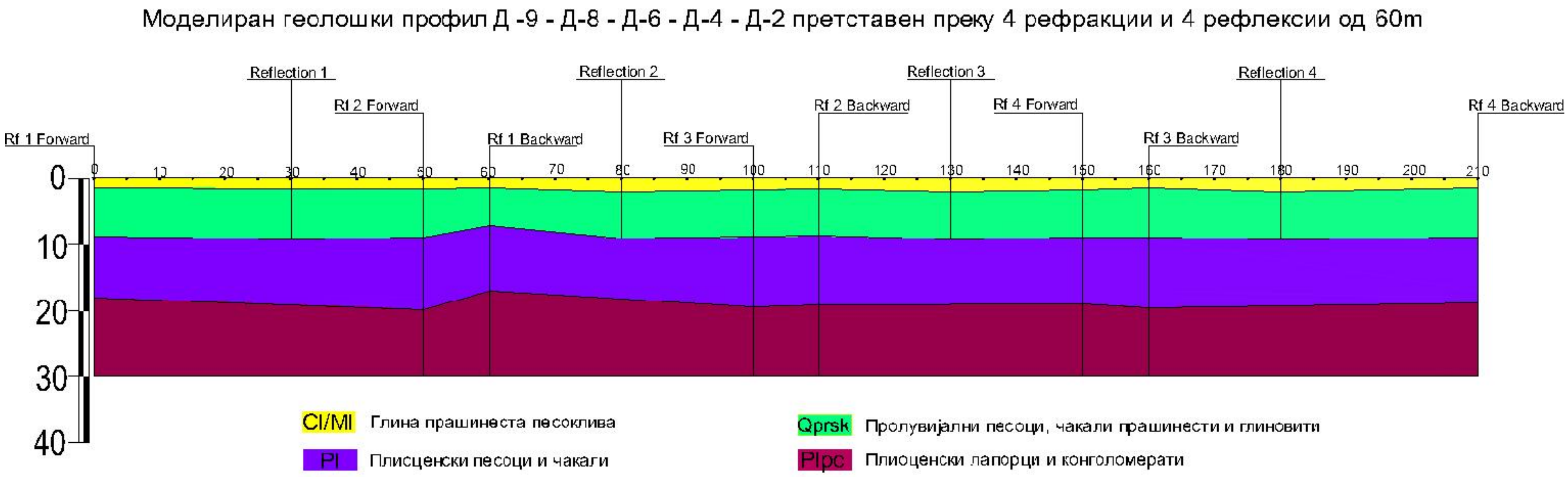
Слика 39. Сеизмички профил за истражниот простор
Figure 39. Seismic profile of the investigated area

На слика 40 е прикажан интерполиран сеизмички профил добиен со корекција на комплексната интерпретација на податоците добиени при сеизмички испитувања на рефлексија и рефракција.



Слика 40. Коригиран сеизмички профил за истражниот простор
Figure 40. Corrected seismic profile of the investigated area

На слика 41 е претставен моделиран геолошки профил добиен преку комплексна интерпретација на податоците добиени при сеизмички испитувања на рефлексија и рефракција.



Слика 41. Моделиран геолошки профил за истражниот простор
Figure 41. Modeled geological profile of the investigated area

При споредување на моделираниот геолошки профил добиен преку податоците од интерпретираните сеизмички модели со геолошкиот профил добиен од теренските истражувања може да се заклучи дека постојат одредени геолошки слоеви кои се изгубени, односно не се прикажани во моделираниот геолошки профил. Геолошките средини кои се губат, односно не можат да се детектираат, се слоеви со многу мала дебелина или со слични геомеханички карактеристики или со многу мала разлика во густината со блиските слоеви. Овие геолошки средини врз основа на нивните физички карактеристики можат да се идентификуваат со примена на дополнителни геофизички испитувања базирани на други методи (геомагнетизам, геоелектрика, гравиметрија итн.), преку процес на комплексна интерпретација на геофизичките модели.

ЗАКЛУЧОК

При комплексна интерпретација на податоците добиени од двете различни сеизмички методи на испитувања обработени во овој научен труд, можат да се откријат разликите во однос на ефикасноста и прецизноста на двете методи при испитувањето на потповршинската структура на геолошкиот комплекс во истражниот простор. Кога ќе се споредат добиените податоци и резултати со геолошките испитувања, можеме да заклучиме дека длабочините до граничните површини попрецизно се определуваат преку сеизмичката метода на рефлексија. Интерпретираните податоци се од исклучителна важност за определување на оптималната мрежа на сеизмички модели (рефрактивни и рефлексивни), и тоа за најпрецизно, најбрзо и за најекономично моделирање на истражниот простор. Сеизмичката мрежа со која е испитан истражниот простор е релативно ретка, поради тоа што истражувањата се изведуваат за да се утврдат придобивките и загубите на секоја метода. За подетаљно сеизмичко испитување на истражниот простор, потребно е имплементирање на многу повеќе рефлексивни модели (на секои 5 до 10 m) по должината на профилната линија на истражниот простор. Со зголемување на бројот на рефлексивни модели, истражниот простор се моделира низ многу повеќе точки по должината на профилната линија што ќе резултира со сеизмички модел што ќе содржи поголем број податоци.

Според тоа, рефракциските модели би се користеле за утврдување на различните геолошки структури и нивните еластични карактеристики, а пак рефлективните модели би се користеле за погусто и попрецизно определување на длабочините до граничните површини.

Длабочината на испитување на рефлективните модели пред сѐ зависи од целта на испитувања и не мора секогаш да испитува иста длабочина како и кај рефракциските модели.

КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА

1. Tihomir Dragašević (1983). Seizmićka istraživanja. Geofizićki institut – Beograd.
2. John, M. Reynolds (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geo – Sciences Ltd, UK.
3. Prem, V. Sharma (2004). Environmental and engineering geophysics, Emeritus Professor, Niels Bohr Institute University of Copenhagen.
4. Боев, Б. и Стојанов, Р. (1994). Петрографија. Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
5. Делипетров, Т. (2003). Основи на геофизика. Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
6. Думурџанов, Н. Петров, Г. (2002). Геолошко картирање. Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
7. Јовановски, М. (2001). Инженерска геологија. Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Градежен факултет – Скопје.
8. Јовановски, М. (2001). Прилог кон методологија на истражување на карпестите маси како работна средина. Докторска дисертација. Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Градежен факултет – Скопје.
9. John, M. Reynolds (1997). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Reynolds Geo – Sciences Ltd, UK.
10. Панов, З. (2011) Механика на карпи. Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
11. J.J.Jakosky (1960) Geofizička Istraživanja.
12. Šandor Slimak (1996) Inzenjerska geofizika.
13. Kujundzic B. (1977) Osnove mehanike stena.

Лектура:

Македонка Бубевска