



УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ ШТИП
ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ
ГРАДЕЖНО ИНЖЕНЕРСТВО - ГЕОМЕХАНИКА
Штип

МАРЈАН БОШКОВ

**ОПРЕДЕЛУВАЊЕ НА ПРИМЕНАТА И ЕФЕКТИВНОСТА НА
РЕФРАКТИВНИТЕ ПРОФИЛИ**

МАГИСТЕРСКИ ТРУД

Штип, јануари, 2016

Членови на комисија за оценка и одбрана

Претседател: **доц. д-р Благица Донева**

професор на факултетот за природни и технички науки при
универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Член: **проф. д-р Тодор Делипетров**

професор на факултетот за природни и технички науки при
универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Член: **проф. д-р Зоран Панов**

професор на факултетот за природни и технички науки при
универзитетот „Гоце Делчев“ – Штип

Датум на одбрана: _____

Датум на промоција: _____

БЛАГОДАРНОСТ

Магистерскиот труд е работен под менторство на проф. д-р Тодор Делипетров, професор на факултетот за природни и технички науки во Штип. Ја користам оваа можност да му се заблагодарам за безрезервната помош во текот на целата изработка на трудот, како и на асистент Владимир Маневски.

Посебна благодарност до членовите на комисијата.

Голема благодарност до моето семејство, за нивното трпение и разбирање коишто многу ми помогнаа на секаков можен начин.

ОБЈАВЕНИ ТРУДОВИ

- **Correlation of the seismic data with the geo – mechanical parameters obtained through the method of refraction**, Марјан Бошков, Крсто Блажев, Благој Делипетров, Трајан Шолдов, Горан Алексовски, (Balkan Mine 2015)
- **Correlation of the models obtained with the method of refraction and geo – electrical sounding**, Зоран Тошиќ, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Марјан Бошков, Трајан Шолдов, (Balkan Mine 2015)
- **Model of geo – electrical sounding based on geological investigations**, Горан Славковски, Благој Делипетров, Тодор Делипетров, Зоран Тошиќ, Марјан Бошков, (Balkan Mine 2015)
- **Geo – electrical sounding in function of defining the geological model of the environment**, Горан Славковски, Марјан Бошков, Марјан Делипетров, Владимир Маневски, Благој Делипетров, (Poveks Poveks)

РЕЦЕНЗИРАНИ ТРУДОВИ

- **Сеизмичко истражување на геолошка средина со рефракциона метода**, Марјан Бошков, К. Блажев, Б. Делипетров, Трајан Шолдов, Горан Алексовски (Природни ресурси и технологии, 2015)
- **Комплексна интерпретација помеѓу сеизмичка рефракција и гео – електрично сондирање**, Зоран Тошиќ, Благој Делипетров, Марјан Делипетров, Марјан Бошков, Трајан Шолдов (Природни ресурси и технологии, 2015)
- **Геофизичко истражување на геолошки комплекс со метода на гео – електрично сондирање**, Горан Славковски, Благој Делипетров, Благоица Донева, Зоран Тошиќ, Марјан Бошков (Природни ресурси и технологии, 2015)

Краток извадок

Во научниот труд се разработува примената и апликативноста на сеизмичките методи за геолошки испитани и релативно познати средини, со цел да се определи нивната прецизност и ефективност. Сеизмичките методи се користат за испитување на под површинската структура на истражниот простор преку определување на брзините на простирање на еластичните бранови низ геолошките структури.

Поради хоризонталната наслоеност (без појава на вертикални раседи) на геолошката структура во истражниот простор како и адекватните гео – механички карактеристики на геолошките средини (секој подлабок слој има поголема брзина на простирање на еластичните бранови од претходниот) во научниот труд е обработена постапката на примена и интерпретација на рефрактивната сеизмичка метода. Геолошкиот простор е истражуван до длабочина од 25m и е претставен во една профилна линија составена од вкупно 5 истражни бушотини со вкупна должина од 240m. Должината на рефрактивните профили, нивната бројка, како и начинот на преклопување на истражната средина зависи од наслоеноста на земјиштето, длабочината на испитување, како и гео - механичките карактеристики.

Длабочината на испитување зависи од оддалеченоста меѓу изворот и рецепторот на еластичните бранови и е еднаква на една половина од тоа растојание. Истражниот простор преку сеизмички испитувања се моделира до длабочина од 30m, па според тоа рефрактивните профили се со должина од по 60m. Со цел да се покрие целата должина на истражниот простор изработени се вкупно пет рефрактивни профили кои се преклопуваат на секои 50m. Гео – механичките карактеристики на геолошките средини се добиени преку директни лабораториски испитувања, а преку нив за секоја геолошка средина се определува брзината на простирање на P и S еластичните бранови. Поради недостаток на теренски испитувања рефрактивните профили се изработени синтетички врз основа на геолошките и гео – механичките податоци. Преку интерпретацијата на рефрактивните методи се определува бројот на различни геолошки средини, брзината на простирање на еластичните бранови, а преку t_0

методата и длабочината до секоја гранична површина која одделува две различни геолошки средини.

Клучни зборови: сеизмичко истражување, еластични бранови, сеизмичка рефракција

Abstract

In this paper is elaborated the usage and application of the seismic methods applied for geologically examined and relatively known environments, in order to determine their precision and efficiency. The seismic methods are used for researching the geological structure under the surface of the examined area, by determining the traveling speeds of the elastic waves through the different geological structures.

Because of the horizontally layered geological structure (without presence of vertical faults) of the examined environment as well as the adequate geo – mechanical characteristics of the geological environments (each deeper layer has higher speed of propagation of the elastic waves than the upper one) in this paper is elaborated the procedure of applying and interpretation of the refractive seismic method. The examined geological environment is presented as one profile line composed from two exploratory boreholes with a total length of 60m. The length of the refractive profiles, their number as well as the way of overlapping on the examined area depends of the geological structure, the depth of examination as well as the geo – mechanical characteristics.

The depth of examination depends on the distance between the source and the receptor of the elastic waves and equals to one half of that length. The investigated area is examined with maximal depth of 30m, therefore the length of the refractive profiles reaches value of 60m. A total of four refractive profiles are made in order to cover the full length of the investigated area. The refractive profiles are overlapping on every $\frac{3}{4}$ of their length on the investigated area. The geo – mechanical characteristics of the geological structures are obtained with laboratory trials and through them for each geological structure is determined the speed of propagation of P and S elastic waves. Due to a lack of field trials the refractive profiles are made synthetically based on the geological and geo – mechanical data. Through the process of interpretation on the refractive profiles is determined the number of different geological structures, the speed of propagation of the elastic waves, and with the t_0 method the depth to each boundary surface that separates two geologically different environments.

Keywords: *Seismic research, elastic waves, seismic refraction*

СОДРЖИНА:

1.	ВОВЕД	10
1.1	Досегашни истражувања	11
1.2	Гравиметрија	11
1.3	Геомагнетизам	12
1.4	Геоелектрика	12
1.5	Сеизмички методи	13
2.	ТЕОРИСКИ ОСНОВИ ЗА СЕИЗМИЧКИТЕ МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ	16
2.1	Основи на теорија на еластичност	16
2.1.1	Хуков (HOOK) закон (модул на еластичност)	16
2.1.2	Поасонов (POISSON) коефициент (модул на компресија)	18
2.1.3	Модул на лизгање (модул на смолкнување).....	19
2.1.4	Волуменски модул	21
2.1.5	Ламеови коефициенти.....	21
3.	ВИДОВИ И СВОЈСТВА НА СЕИЗМИЧКИТЕ БРАНОВИ.....	24
3.1.	Видови еластични сеизмички бранови.....	24
3.2.	Површински еластични бранови.....	27
3.3.	Дисперзија, фазна и групна брзина на простирање на бран и брзина на бранов фронт	30
3.4.	Геометрија на распространувањена сеизмичките бранови.....	32
3.5.	Енергија на сеизмичките бранови.....	32
3.6.	Принцип на мерење	37
3.7.	Обработка на податоците	37
4.	СЕИЗМИЧКА МЕТОДА НА РЕФРАКЦИЈА.....	39
4.1.	Пат на рефракционен бран кога граничната рамнина е паралелна со површината на теренот	40
4.2.	Двослоен случај, гранична рамнина паралелна со површината на земјата	42
4.3.	Определување критична длабочина x_c	44
4.4.	Определување длабочина на гранична рамнина врз основа на интерцепт на времето.....	45

4.5. Определување длабочина на гранична рамнина врз основа на времето t_2 , во било која точка на другата гранка на ходохронот	45
4.6. Определување длабочина на гранична рамнина преку времето на каснење	46
4.7. Повеќеслоен случај гранични рамнини паралелни меѓу себе и со површината на теренот	47
4.8. Метода на средно аритметичко време	49
5. МЕСТОПОЛОЖБА НА ИСТРАЖЕН ПРОСТОР	54
5.1. Топографија.....	54
5.2. Инженерско-геолошки карактеристики.....	54
5.3. Геологија на истражниот простор	57
6. ЛАБОРАТОРИСКИ ИСПИТУВАЊА	58
6.1. Теренски истражувања	59
6.2. Опит на стандардна динамичка пенетрација.....	60
7. СЕИЗМИЧКИ ИСТРАЖУВАЊА	63
7.1. Рефрактивна сеизмичка метода	63
7.2. Интерпретација на рефрактивна сеизмичка метода	65
7.2.1. Интерпретација на модел 1.....	66
7.2.2. Интерпретација на модел 2.....	72
7.2.3. Интерпретација на модел 3.....	76
7.2.4. Интерпретација на модел 4.....	81
7.2.5. Интерпретација на модел 5.....	86
8. РЕФРАКТИВЕН СЕИЗМИЧКИ ПРОФИЛ.....	92
ЗАКЛУЧОК.....	96
КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА (REFERENCES).....	97

1. **ВОВЕД**

Геофизиката е дисциплина која ги проучува физичките својства на земјашната внатрешност. Со геофизичките истражни методи преку индиректен пристап и пресметки се проучуваат физичките полиња на Земјата (гравитациско, магнетно, електрично) и нивната меѓусебна интеракција, како и физичките својства кои го условуваат движењето на сеизмичките бранови, движењето на електричната струја, формирање магнетно-телурско поле и така натаму. Применета геофизика е научна дисциплина која го проучува составот и структурната градба на земјашната кора заради пронајдоците од разни минерални сировини како што се лежиштата на нафта, јаглен, термални води и др. Геофизичарите се занимаваат со испитување на природни феномени и нивната поврзаност со земјашната внатрешност. Тие природни феномени се: земјашно магнетно поле, топлотни движења, ширење на сеизмичките бранови и гравитациски сили.

Оваа научна дисциплина подразбира и студија на космичките феномени кои влијаат на појавата на космичка и сончева радијација на Земјата.

Зависно од тоа кое физичко поле се изучува постојат геофизички методи:

- Сеизмички
- Геоелектрични
- Геомагнетски
- Гравиметриски
- Радиоактивни
- Геотермални и др.

Геофизичките истражни методи во принцип се применуваат на самиот терен, од мерење, обработка и интерпретација на податоците. Откако сето тоа додатно ќе се среди, се добива поквалитетна слика за градбата на подлото.

1.1 Досегашни истражувања

Првите податоци за магнетизмот датираат уште од 7 век пред нашата ера. В. Гилберт во 1600-та година во својата книга De Magnete, ги поврзува сознанијата за магнетизмот со Земјата. Фридрих Гаус е првиот научник кој математички докажал дека изворот на Земјиното магнетно поле е во внатрешноста на земјата. Тој извел формули на чија основа е можно да се пресметаат сите компоненти на магнетното поле на Земјата, на која било точка од нејзината површина. 1672 година, францускиот астроном Жан Рише дошол до откритие дека постои различна јачина на силата на Земјината тежа зависно од местата на Земјината површина. Додека пак, францускиот научник Пјер Буге воспоставил многу основни гравитациски релации, врзани за промената на гравитациското забрзување со надморската височина и географската ширина. Хенри Кавендиш е првиот научник кој ја употребил торзината вага како би ја потврдил силата на привлекување помеѓу две маси. Гравитациските методи почнуваат да се употребуваат за истражување на нафтата веќе во 1914 година. Гравиметријата е прва геофизичка метода која успешно е применета во истражувањето на лежиштата на нафта. Првите научни дознавања за земјотресите лежат во геофизичките мерења. Во поново време сведоци сме на брз развој на науката, особено дигиталната техника која овозможува развој и томографски приказ на резултатите од 2D и 3D графички системи на истражниот простор. Овој начин наоѓа широка примена во геотехниката. Методите можат да бидат геоелектрични и сеизмички. Магистерскиот труд целосно ќе се базира и ќе ја користи рефрактивната сеизмичка метода која е во корелација со геолошки лабораториски испитувања, практично на самиот истражен простор кој е лоциран во Скопската котлина.

1.2 Гравиметрија

Гравиметријата е дисциплина на геофизиката која се занимава со мерење и одредување величини врзани за гравитациското поле на Земјата. Ова мерење се однесува на забрзувањето на Земјината тежа или промената на тоа забрзување, хоризонтален градиент на забрзување на Земјината тежа (неговите промени на единица должина на хоризонтална права) и величини кои одредуваат закосеност на еквипотенцијалните површини на силите на

Земјината тежа. Методите за мерењето на забрзувањето на Земјината тежа се делат на динамички и статички: динамичките методи за одредување на тие величини користат движења кои се изведуваат под дејство на силата на тежата (слободен пад и сл.), а статичките методи претставуваат набљудување на рамнотежата помеѓу силата на тежата и некои еластични сили, при што се користат гравиметри. Самите мерења можат да бидат апсолутни и релативни - првите даваат забрзување на тежата на една точка (на основа на одредување на периодите на нишањето), а со помош на другите, во денешно време, се добива разлика во забрзувањето на тежата меѓу две точки (врз основа на мерење со гравиметар).

1.3 Геомагнетизам

Геомагнетизам е област од геофизиката чиј предмет на изучување е магнетното поле и феномените кои се во причинско-последична врска со него. Го опфаќа проучувањето на процесот на магнетизација на стените под дејство на геомагнетското поле, како и стабилноста на таквите видови магнетизација. Основата на современото проучување на геомагнетските феномени ја поставил Фридрих Гаус, кој исто така докажал дека геомагнетското поле може да се прикаже со полином, чии членови претставуваат поле на фиктивен дипол. Проучувањата во доменот на геомагнетизмот се изведуваат со терестрички, аеромагнетски или сателитски мерења на компонентите на геомагнетското поле, на чија основа се изготвуваат геомагнетски карти, додека транзитните феномени се регистрираат на геомагнетски опсерватории и секуларни станици.

1.4 Геоелектрика

Геоелектриката е дел од геофизиката која ги проучува електричните полиња на земјата. Ги користи физичките закони од областа на електромагнетизмот, различните електрични особини на карпестите маси како и различните електродинамички услови во подлабоките делови на земјата. Геоелектричните методи се засноваат на мерење на потенцијалот на електричното поле на Земјата, било природно или вештачки предизвикано и толкување на измерените вредносни разлики во отпорноста на деловите на полупросторот, со самото тоа и разликата во геолошката градба на

полупросторот. Постапките кои се применуваат во геоелектричната метода се делат врз основа на тоа дали се проучуваат на природно или вештачки предизвикано електрично поле. Постапките кои ја мерат јачината на телурските струи, со кои се мери односот на падот на потенцијалот или сопствениот електричен потенцијал, ја мерат и јачината на потенцијалот на природното електрично поле. Постапките кои користат вештачки предизвикано електрично поле, почесто се применуваат во истражувањата за геологијата. Геоелектрично сондирање, геоелектрично картирање и геоелектрично скенирање претставуваат основни методи на геоелектричното истражување на земјишната внатрешност.

1.5 Сеизмички методи

Сеизмиката е збир на геофизички методи кои се темелат на снимање по механички пат на вештачки предизвикани потресни бранови по нивното враќање од под површинските комплекси со цел истражување на геолошката градба на Земјата, но и други тела. Својствата на снимените сеизмички бранови се менуваат под влијание на еластичните својства на стените, а зависат од литолошкиот состав, порозноста, пропустливоста, како и содржината и видот на течноста во нив. Геофизичките испитувања на теренот со примена на сеизмичките методи главно се користат за истражување на лежиштата на нафта, потоа за потребите на инженерско-геолошките испитувања на теренот, како и при решавање на поединечни специфични проблеми од останатите области на геологијата. Посебно значење имаат при истражување на длабоките делови на Земјината кора и одредувањето на нејзината дебелина. Добиените резултати од сеизмичките испитувања првенствено се квантитативни и даваат најверодостојни податоци за градбата на Земјата. Сеизмичките испитувања се изведуваат на копно и на море.

Простирањето на сеизмичкиот бран низ Земјата е поврзано со деформациите кои се јавуваат на телото кога тоа ќе се извади од состојба на мирување со природни или вештачки сили. Значи Земјата се однесува како еластична средина. Поради тоа пред изучувањето на сеизмичките бранови неопходно е да се дефинира односот меѓу деформација, напон и параметарот на еластичност. Примената на сеизмичките методи се состои во имитација на импулс на сила во подземјето и регистрацијата под негово влијание на

настанатите рефлектирани и рефрактирани надојдувања, од подземните граници на низата приемници кои се распоредени на површината или близу неа. Под влијание на надворешниот импулс, силите на честичките на материјата во внатрешноста на подземјето се поместуваат од својата првобитна положба, меѓусебно се приближуваат и судруваат, така што на тој начин го пренесуваат механичкото движење од една до друга точка во подземјето. Со други зборови, под дејство на делувањето на импулсот сите честички од материјата во подземјето почнуваат да вибрираат долж правецот на кој се шири сеизмичкиот бран, ако се работи за лонгитудално или Р-бранови, односно вертикално на тој правец, ако се работи за трансверзални или S-бранови, притоа не менувајќи го своето место во средината низ која се движат еластичните бранови и ја пренесуваат енергијата од една во друга точка. За разлика од површинските бранови, кои се шират единствено по должината на површината, овие бранови се шират во внатрешноста, така што создаваат така наречени просторни бранови. На границите на геолошките слоеви тие се рефлектираат и кршат, ја менуваат насоката на ширење и се трансформираат од Р во S-бранови и обратно, за да бидат регистрирани на приемникот кој им одговара како евиденција на амплитудата на приемниот сигнал во текот на времето, односно како сеизмички траги. Успешната примена на сеизмичките бранови се темели на фактот дека подземните слоеви имаат различни еластични својства и густина кои директно зависат од нивниот литолошки состав. Анализата на својствата на сеизмичките бранови овозможува одредување на структурно-тектонската градба на подземјето, литолошкиот состав на подземните слоеви, а во поволни околности и директно лоцирање акумулации на нафта и плин. Времето поминато од емитирањето до приемот на сеизмичките бранови зависи од длабочината на истражувањето на објектите и брзината на ширење на сеизмичките бранови, долж патот на нивното ширење од изворот преку рефлектори (или рефректори) до приемникот. За иницирање механичка сила, односно вештачки предизвикани потресни бранови се користи експлозив во бушотини и уреди кои под дејство на удар по површината ја пренесуваат механичката сила во подземјето. Снимањето се врши со низа приемници – геофон на копно и хидрофон во водена средина. Изворниот сигнал, односно влезот во подземјето обично е пулсен притисок настанат под дејство на релативно остар импулс на

надворешна сила на површината на дното во нејзина непосредна близина. Под влијание на нелинеарните процеси во околината на изворот, релативно остар импулс од надворешната сила се деформира и проширува во осциларен овален облик. Притоа, дел од кинетичката енергија се троши на трајни деформации на околината во непосредна близина на изворот, а дел поради триење преоѓа во топлотна енергија, додека преостанатата енергија се шири во облик на еластични бранови. На сеизмичкиот бран делуваат нелинеарни (пластична деформација и триење) и линеарни процеси (еластични деформации предизвикани од преминот на кинетичка во потенцијална енергија на честичките и обратно), што конечно резултира со појава на сеизмички бран со помалку или повеќе карактеристики, кој се шири низ подземјето. Основните принципи на сеизмичките испитувања се базираат на генерирање еластични бранови во познат временски интервал, што резултира со простирање на сеизмичките бранови низ под површинската структура на истражниот простор каде преку процес на рефракција и рефлексција, повратните сигнали се регистрираат на површината на теренот на определено и познато растојание. Изминатото време регистрирано од генерирањето на еластичните бранови, па сè до првата регистрација на различните еластични бранови може да се искористи за определување на природата и геомеханичките карактеристики на под површинските геолошки средини. Преку познавање на физичките и геомеханичките карактеристики на геолошкиот материјал во испитуваната средина, со податоците добиени при сеизмичките испитувања се овозможува моделирање на под површинската структура во испитуваната средина. Во магистерскиот труд се разработува примената и апликативноста на сеизмичките методи за геолошки испитани и релативно познати средини, со цел да се определи нивната прецизност и ефективност. Сеизмичките методи се користат за испитување на под површинската структура на истражниот простор преку определување на брзините на простирање на еластичните бранови низ геолошките структури.

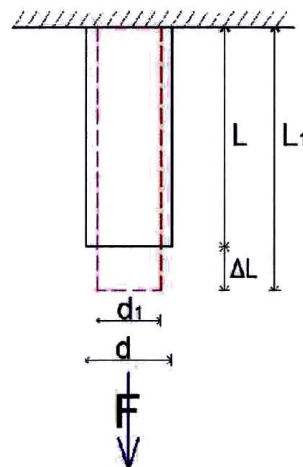
2. ТЕОРИСКИ ОСНОВИ ЗА СЕИЗМИЧКИТЕ МЕТОДИ НА ИСТРАЖУВАЊЕ

Познато е дека цврстите тела под дејство на сила го менуваат својот облик. Се вели дека телото е еластично ако настанатите деформации ги снеса кога ќе престане дејството на силите. Идеалните еластични тела во потполност го добиваат првобитниот облик кога ќе престанат дејствата на силите. Цврстите тела „се потпираат“ не само на собирање (компресија) и издолжување (дилатација), туку и на промената на формата. Гасовите, воздухот и течностите се карактеризираат само со волуменозна еластичност. Затоа во цврстите тела брановите се простираат по должината и напречно, а воздухот, течностите и гасовите само по должината.

2.1. Основи на теорија на еластичност

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

За да ја дефинираме врската меѓу силата (F) која дејствува на цврстата еластична средина и настанатата деформација која се јавува, ќе се послужиме со прачка со должина (l) и пречник (d) која на горниот крај е прицврстена, а на долниот оптеретена со сила (F).



Слика 1. Издолжување на прачката
Figure 1. Stretching rod

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

$$\sigma = \frac{F}{S} \quad (2.1)$$

Кога силата (F) заклопува агол (φ) со површината (S), нормалниот напон е даден со изразот:

$$\sigma_n = \frac{F}{S} \cdot \sin \varphi \quad (2.2)$$

Тангенцијалниот напон што дејствува во рамнината (S) е дефиниран со изразот :

$$\sigma_\tau = \frac{F}{S} \cdot \cos \varphi \quad (2.3)$$

Со дејството на нормалната сила (F) прачката се издолжува. Промената на должината како резултат на дејството на силата (F) изнесува:

$$\Delta l = l_1 - l$$

Издолжувањето на прачката е поголемо доколку напонот (σ) е поголем. Хуковиот закон гласи: Издолжувањето на прачката е пропорционално на напонот (σ). Колку шипката е подолга, (Δl) е поголемо. Издолжувањето на прачката е дадено со изразот:

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

Равенката ја дава врската меѓу деформацијата (Δl) и нормалниот напон (σ_n) за прачката со должина (l). Симболот (k) во равенката е коефициент на пропорционалност и истиот зависи од својствата на материјалот од кој е изработена прачката. Реципрочната вредност на коефициентот (k) се означува со симболот (E) па равенката добива облик:

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

Величината (E) се нарекува Јунгов модул и го дефинира еластичното својство на средината. Колку што Јунговиот модул е поголем, потребна е

поголема сила (F), односно напон (σ) за прачката да се издолжи за величината (Δl). Тоа произлегува од следната равенка:

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

Единица мерка на Јунговиот модул е сила на единица површина т.е. Paskal = $\mathbf{N/m^2}$.

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

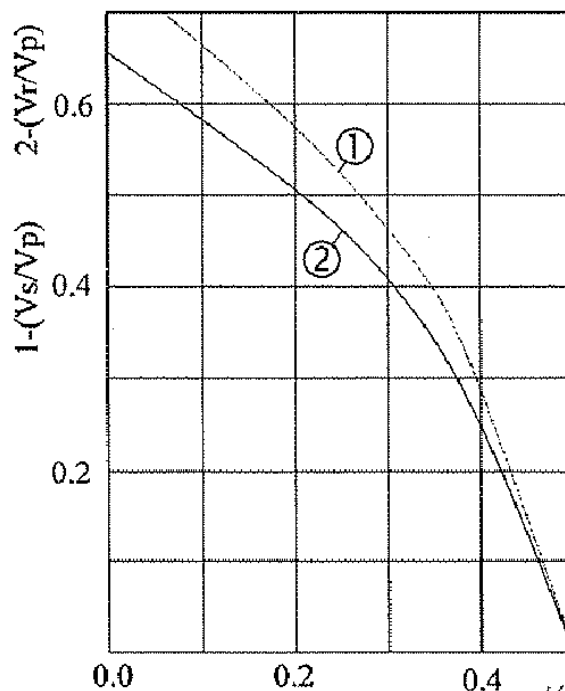
Силата (F) ја издолжува прачката, при што истовремено и се намалува пречникот, како и попречниот пресек (S). Пречникот на прачката до издолжувањето бил (d). Како резултат на дејството на силата (F) пречникот се намалува за (Δd). Односот меѓу релативното намалување на пречникот на прачката и издолжувањето за еден материјал е ист. Тој однос најчесто се означува со симболот (ν) и се нарекува модул на попречна компресија или Поасонов коефициент. Модулот на компресија е даден со следниот израз:

$$\nu = \frac{\Delta d}{d} \cdot \frac{l}{\Delta l} \quad (2.7)$$

Поасоновите коефициент (ν) најчесто варира во границите од 0.05 до 0.45. За варовник, гранит и бетон варира околу 0.25. Поасоновите коефициент не може да биде поголем од 0.5.

Динамичкиот Поасонов коефициент се одредува со пресметување преку брзината на простирање на еластичните бранови или преку Кнапов дијаграм прикажан на слика 2. Со теренските 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; V_r - брзина на простирање на површинскиот – Рејлиев (Rayleigh) бран.

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



Слика 2. Кнапов дијаграм
Figure 2. Diagram of Knap

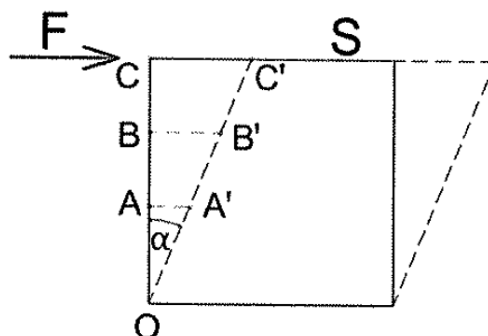
Поасоновитиот коефициент е неименувана величина. Јунговиот модул и Поасоновитиот коефициент доволно точно ги дефинираат еластичните својства на хомогена, изотропна и цврста средина.

2.1.3. Модул на лизгање (модул на смолкнување)

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

$$\overline{AA'}/\overline{OA} = \overline{BB'}/\overline{OB} = \overline{CC'}/\overline{OC} = \operatorname{tg} \alpha = k \quad (2.9)$$

Константата (k) се нарекува релативно лизгање и е еднакво на тангенсот на аголот на лизгање (α). Вредноста на (k) е константна за еден материјал доколку силата (F) е константна. Значи ако силата (F) дејствува во рамнината на горната паралелна плоча доаѓа до деформација на обликот без промена на волуменот.



Слика 3. Чисто смолкнување
Figure 3. Pure shear

Кај деформациите на издолжување и збивање е воведен поимот коефициент на пропорционалност (k) меѓу напонот (σ) и деформацијата. Исто е и кај лизгањето. Кога на цврстите тела во облик на коцка дејствува тангенцијален напон (τ) на рамнината (S) следствено на Хуковиот закон, односот меѓу тангенцијалниот напон и деформациите е даден со изразот:

$$\tau = \frac{F}{S} = G \cdot k \quad (2.10)$$

Ако односот F/S го означиме со симболот τ , следува: $\tau = G \cdot k$ каде G е коефициент на пропорционалност меѓу тангенцијалниот напон (τ) и релативното лизгање (k) предизвикано од тој напон.

Како и Јунговиот модул (E) и коефициент (G) зависи од физичките особини на средината, а не од нејзината величина и облик. Коефициентот (G) се нарекува модул на лизгање (смолкнување). Ако коефициентот на лизгање е поголем, потребна е поголема сила (F) за да предизвика лизгање со дадена величина. Модулот на лизгање (G) и Јунговиот модул (E) имаат иста единица мерка - сила на единица површина т.е. Paskal = N/m^2 . Од равенката произлегува правилото: ако коефициентот на смолкнување е поголем, потребно е поголема сила (F) за да се предизвика лизгање со дадена величина.

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

$$\mu = G = \frac{E}{2 \cdot (1 + \nu)} \quad (2.11)$$

2.1.4. Волуменски модул

Ако на цврсто тело со волумен (V) дејствува компресиона сила (хидростатски притисок) телото го намалува волуменот. Волуменскиот модул ја дефинира промената на волуменот на телото поради дејство на униформниот напон преку изразот:

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

Каде што:

v - волуменот на телото под дејство на силата (F)

Δv - промена на волуменот на телото поради дејство на силата (F)

Реципрочната вредност на k се нарекува компресибилитет. Единица мерка на волуменскиот модул е Paskal = N/m².

2.1.5. Ламеови коефициенти

Еластичните својства на цврсти, хомогени, изотропни средини можат да се дефинираат преку Ламеови коефициенти (λ , μ).

Особините на хомогени, изотропни еластични средини може да се дефинираат преку следните парови константи. Јунгов модул (E) и Поасоновиот коефициент (ν); волуменскиот модул (k) и модулот на лизгање (G); Ламеови коефициенти (λ , μ).

Уважувајќи ја зависноста меѓу напонот и деформацијата, односот меѓу брзина на простирање на бранот и параметарот на еластичноста се дадени со изразите:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.13)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.14)$$

Каде е:

V_p - брзина на простирање на надолжен еластичен бран

V_s – брзина на простирање на попречен еластичен бран

ρ – густина

Со замена на λ и μ од табела се добиваат следниве изрази за V_p и V_s :

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

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

Од равенките се гледа дека брзината на простирање на низдолжниот бран V_p е поголема од брзината на простирање на попречниот еластичен бран V_s . Затоа и низдолжните еластични бранови во сеизмологијата се нарекуваат примарни, а попречните секундарни бранови.

Од равенките се гледа дека брзината на простирање на еластични бранови зависи од еластичниот параметар на средина (λ , μ , E , ν) и густината (ρ).

Табела 2.1. Зависност меѓу различни параметри еластичност
Table 2.1. Dependencies between different parameters of elasticity

	E	ν	k	μ	λ
(E, ν)			$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2(1+\nu)}$	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$
(E, k)		$\frac{3k-E}{6k}$		$\frac{3kE}{9k-E}$	$\frac{3k(3k-E)}{9k-E}$
(E, μ)		$\frac{E-2\mu}{2\mu}$	$\frac{\mu E}{3(3\mu-E)}$		$\frac{\mu(E-2\mu)}{3\mu-E}$
(ν, k)	$3k(1-2\nu)$			$\frac{3k(1-2\nu)}{2(1+\nu)}$	$\frac{3k\nu}{1+\nu}$
(ν, μ)	$2\mu(1+\nu)$		$\frac{2\mu(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$		$\frac{\mu 2\nu}{1-2\nu}$
(ν, λ)	$\frac{\lambda(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$		$\frac{\lambda(1+\nu)}{3\nu}$	$\frac{\lambda(1-2\nu)}{2\nu}$	

Определување на примената и ефективноста на рефрактивните профили

(k, μ)	$\frac{9k\nu}{3k + \nu}$	$\frac{3k - 2\nu}{2(3k + \mu)}$			K - 2 μ /3
(k, λ)	$\frac{9k(k - \lambda)}{3k - \lambda}$	$\frac{\lambda}{3k - \lambda}$		3/2 (k - λ)	
(μ , λ)	$\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	$\lambda + (2/3\mu)$		

3. ВИДОВИ И СВОЈСТВА НА СЕИЗМИЧКИТЕ БРАНОВИ

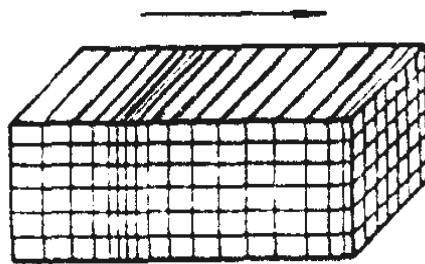
Сеизмичките бранови најчесто се споредуваат со брановите на површината на водата. Фрламе камен истиот создава бранови, брановите се движат во сите правци. Сеизмичките бранови се бранови на коишто енергијата се пренесува низ еластичната површина на земјата и низ внатрешноста. Сеизмичките бранови кои се предизвикани од надворешен фактор (експлозија, удар или контролирани вибрации), претставуваат еден од основните методи на геофизичките истражувања на тлото. Сеизмологијата со контролирани извори енергија се користи или претставува мапа за рудни ресурси, прекини, антиклинели, како и други геолошки аномалии во карпестите маси, геолошки прекини во карпестите маси.

3.1. Видови еластични сеизмички бранови

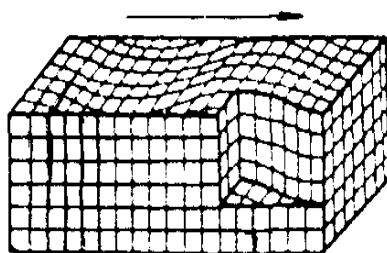
При појава на потрес предизвикан по природен или вештачки пат во земјата се иницираат бранови, движења – еластични сеизмички бранови кои може да се простираат на различни начини. Ако го разгледуваме начинот на движење разликуваме различни видови еластични сеизмички бранови.

1. Лонгитудални или Р-бранови – честичките вибрираат во правец на ширење на бранот
2. Трансверзални или S-бранови – честичките вибрираат вертикално на насоката на ширење на бранот
3. Површински бранови – Rayleighovi I Loveovi

Во цврстите средини, гасови и течности можат да се простираат надолжно примарни еластични бранови. Притоа во правецот на простирање на еластичниот бран осцилираат материјалните честички. Механизмот на создавање на низдолжни еластични бранови во цврстите тела не е различен од механизмот на создавање на брановите во течностите и гасовите.

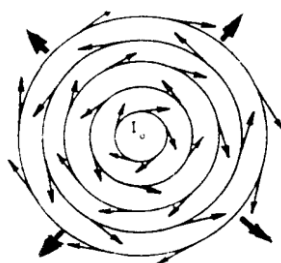


Слика 4. Деформација кај низдолжниот еластичен бран
Figure 4. Deformation in longitudinal elastic wave



Слика 5. Попречни кај (секундарни, трансверзални) еластични бранови
Figure 5. Deformation in transverse elastic waves

Секое цврсто тело дава отпор на промената на обликот. Ако на метална прачка удриме со чекан, но не по должината на оската, туку бочно, тогаш деформацијата ќе се пренесе на соседните честички. Создадениот бран ќе се пренесе низ должината на прачката, но правецот на осцилации на материјалните честички е нормален на правецот на простирањето на бранот. Деформациите на простирање на материјалните честички при простирање на попречните еластични бранови се прикажани на слика 3, додека пак правецот на простирање на попречните еластични бранови и деформации на материјалните честички при точкест извор на импулсот е прикажан на слика ?.



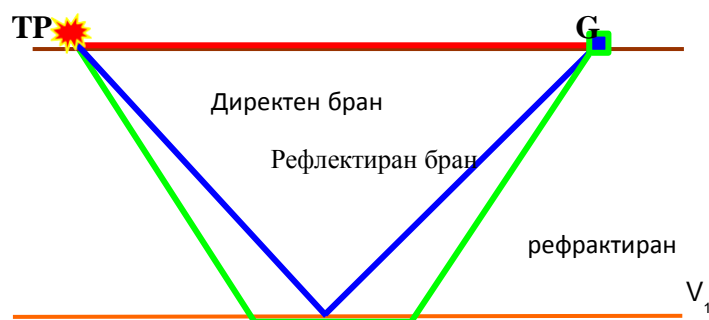
Слика 6. Деформација на честичката и правец на простирање на попречниот бран кај точкест извор на бранови.
Figure 6. Deformation of the particle and direction of propagation of transverse wave at point source of waves

За случај кога е Поасоновиот коефициент 0.25 следи дека:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = 0.63 \cdot \sqrt{\frac{E}{\rho}} \approx 0.63 \cdot V_p \quad (3.1)$$

Значи дека брзината на простирање на попречниот еластичен бран е за околу два пати полам од брзината на простирање на низдолжен еластичен бран.

Лонгитудалните бранови имаат најголема брзина на ширење, додека пак површинските се најбавни ($V_P > V_S$). Притисокот во точката на палење главно предизвикува радијална компресија, што значи дека во прв ред се генерираат Р-брановите. Исто така, стандардните геофони се осетливи само на вертикална компонента на вибрирање на дното, па записот на геизмограмот главно потекнува од Р-бранови или површински бранови. Ако сакаме S-брановите да дојдат повеќе до израз мораме на посебен начин да ги предизвикаме брановите и нивните регистрации, така што влијанието на Р-брановите ќе престане. За таа цел се користат геофони чувствителни на хоризонтална компонента.



Слика 7. Патека на сеизмички бранови
Figure 7. Trajectories of seismic waves

Патот на сеизмичкиот бран најчесто се гледа со помош на бран зраци, односно линии нормални на предниот дел на бранот. Бранот кој директно доаѓа од точката на палење до геофонот патувајќи по површината е **директен бран** (не е површински бран). Секој бран кој доаѓа до граница со слојот, со различна брзина, делумно се одбива (рефлектира), а делумно се крши (рефрактира). Овде можеме да го примениме Snellov-иот закон од оптиката, кој гласи:

$$\frac{\sin \Theta_1}{V_1} = \frac{\sin \Theta_2}{V_2} \quad (3.2)$$

За одбиен зрак аголот на инциденца е еднаков со надворешниот агол,
 $\theta_1 = \theta_2$

За рефракција на границата на слоевите од Snellov-иот закон следи:

$$\frac{\sin \Theta_1}{\sin \Theta_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.3)$$

Ако брзината е $V_2 > V_1$ зракот се крши од нормалата

Ако брзината е $V_2 < V_1$ зракот се крши кај нормалата

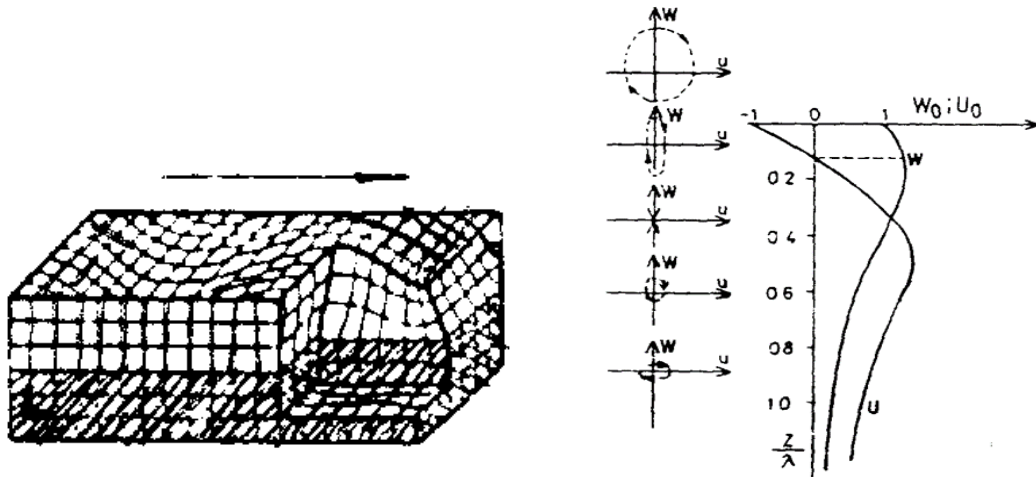
Рефракција може да се појави само ако брзината е поголема во подлабокиот слој, отколку во плиткиот, односно кога $V_2 > V_1$

Кога аголот на инциденца Θ_1 е таков така што аголот Θ_2 да достигне вредност до 90° доаѓа до појава наречена влечен бран кој се шири по горната граница на подлабокиот слој со брзина V_2 . Тој подоцна создава бран кој се шири со брзина V_1 низ плиткиот слој и се враќа на површината. Аголот на инциденца при кој доаѓа до рефракција се нарекува критичен агол и тој лесно се одредува од Snellov-иот закон.

Таков бран патува со брзина од V_2 по должина на границата на подлабокиот слој и излегува на површина под истиот агол Θ_c . Доаѓа до геофонот пред рефлектираниот бран, иако патот му е подолг. Минималната оддалеченост во која рефлектираниот бран стигнува до геофонот пред директниот бран, бидејќи го престигнува патувајќи долж границата со поголемата брзина V_2 се нарекува критична оддалеченост X_c или X_{crit} .

3.2 Површински бранови

Ако камен падне во вода, на површината се создаваат бранови. Кај тие бранови честичките осцилираат радијално, но по вертикална рамна површина. Аналогно на тоа, и во цврстите средини под специјални околности се појавуваат такви бранови и се наречени површински бранови. Реј Леј е првиот научник кој ја потврдил можноста за настанување на таквите бранови. Оттука потекнува и нивното име Реилеви бранови.



Слика 8. Деформации кај чисто површински бранови
Figure 8. Deformations in a purely surface waves

Траекториите на осцилирање на честичките се во вертикалната рамнина, а во правец на простирање на сеизмичките бранови. Траекториите на осцилирање на материјалните честички, како и односот меѓу хоризонталните (u) и вертикалните (W) компоненти на осцилирање значајно се менуваат со длабочината (Z). Односот на компонентите на осцилирање од површината на теренот по длабочината и вертикалните W/W и на хоризонталните u/u е. Од сликата се гледа дека промената е нагла на односот W/W односно u/u со длабочината еднаква на брановата должина (l) осцилирањето на материјалните честички е блиску до нулата. Не постои дисперзија од прв ред кај површинските бранови.

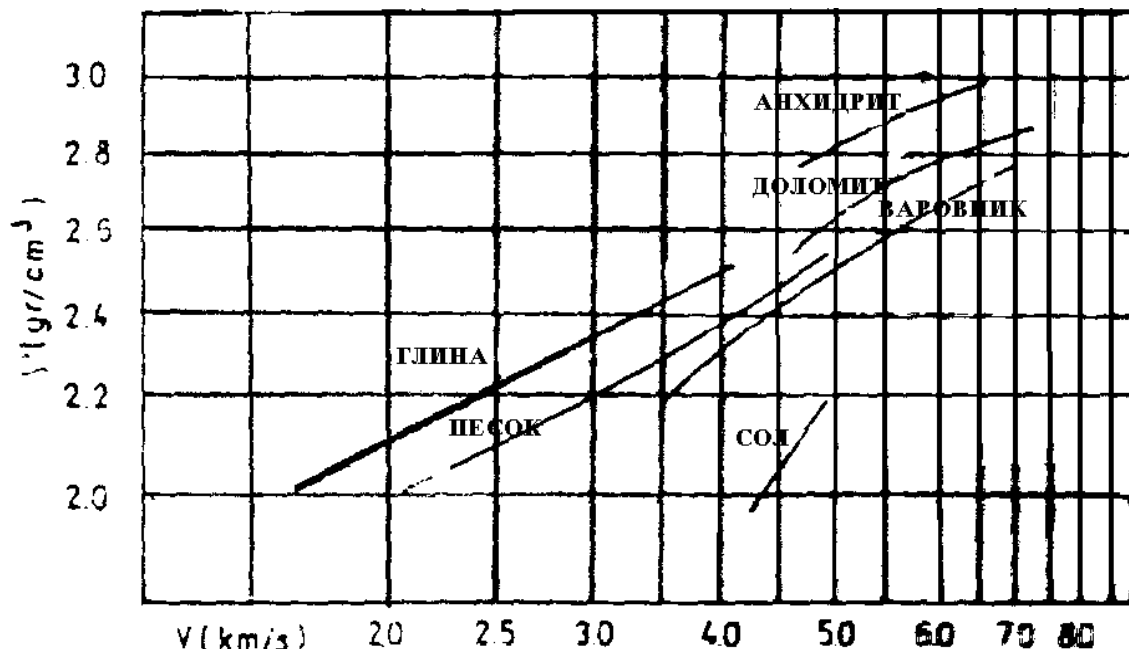
Постојат и чисто површински бранови кои се јавуваат единствено кога на помалата длабочина постои еластична средина со битно различни еластични особености од површинскиот слој. Овие чисто површински бранови се нарекуваат уште и Лавеови бранови. Брзината на простирање на овој тип бранови е нешто поголема од брзината на простирање на Рејлијовите бранови. Односот на брзините на простирање меѓу Рејлијовите и попречните бранови е даден со изразот:

$$V_R = \xi \cdot V \quad (3.4)$$

Каде што ξ е број кој зависи од односот V_p/V_s . При промена на Поасоновиот коефициент од 0 до 0.5 коефициентот ξ се менува од 0.874 до 0.955. Значи, ако $\nu=0.25$ брзината е:

$$V_R = 0.92 \cdot V_s \quad (3.5)$$

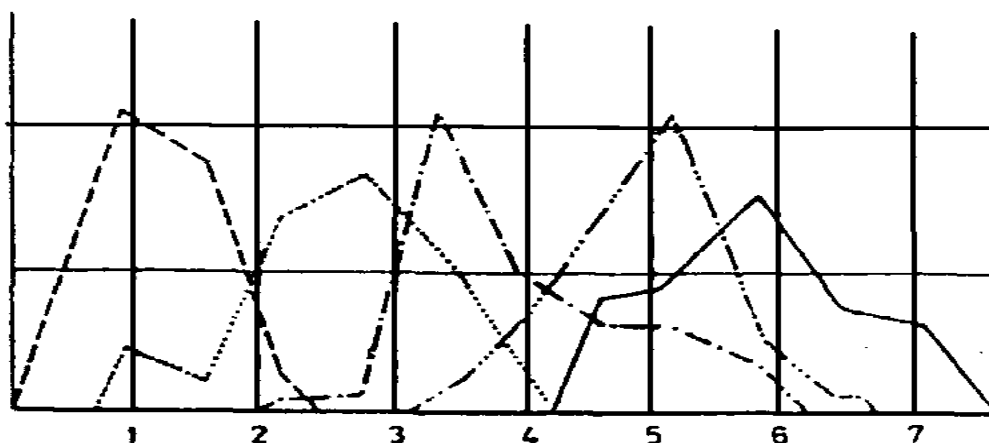
Значи брзината на простирање на површинските бранови е помала од брзината на простирање на попречните бранови.



Слика 9. Дијаграм на зависност на низдолжните еластични бранови за различни литолошки средини

Figure 9. Diagram of the dependence of longitudinal elastic waves for different lithological environments

Дијаграм на простирање на низдолжни еластични бранови (зависно од густината) за разни литолошки членови на сликата 9. Дијаграмот е даден на семи-log скала (по Гарднер од 1974 година).



Слика 10. Подрачја на промена на брзината на простирање на низдолжните еластични бранови по Birch (1966 год.)

Figure 10. Areas of change of the speed of propagation of longitudinal elastic waves according Birch (1966g)

На слика се дадени подрачјата на промената на брзината на простирањата на лонгитудалните еластични бранови за некои стенски маси. Од сликата се гледа дека брзините кај поедини карпести маси се поклопуваат. До тоа се доаѓа од една страна што карпестите маси се мешавина на различни минерали. Па, дури и кога се релативно хомогени, на пример варовници или пешчари, сепак доаѓа до промена на брзината на простирање на брановите во широко подрачје и редовно се пониски од брзината во самиот кварц или калцит. Брзината на простирање на брановите е условена и со текстура на карпестите маси, шуплините, пукнатините, карстификација, кои можат да бидат исполнети со различен материјал.

Табела 3.1. Брзина на простирање на лонгитудинални Р-бранови
Table 3.1. Speed of the propagation of the longitudinal P waves

Средина/environment	m/s	Средина/environment	m/s
Воздух/ air	315-360	Алувијални глечерски талози	500-1000
Вода/water	174	Глинести шкрилци/clay shale	2700-4800
Исплака	1640-17400	Кристалини	4000-6800
Мраз/ice	310-420	Гранити/granite	4000-5700
Лес	150-500	Базалт/basalt	4500-6000
Глина/clay	1200-2500	Анхидрит/anhydrite	3000-6000
Лапорец/quarry	200-1800	Варовник/limestone	2500-6000
Сув песок/dry sand	100-600	Нафта/oil	1300-1400
Влажен песок/wet sand	200-1800	Камен јаглен/ coal	1600-1900
Површински деградирани површини	100-500	Сол/salt	5000

3.3 Дисперзија, фазна и групна брзина на простирање на бран и брзина на бранов фронт

Кога својството на брзината на простирање на бранот зависи од фреквенцијата, се нарекува брзина на фаза. Всушност, тоа претставува брзина на монохроматски синусоидален бран со одредена амплитуда. Ако сигналот на

одредена фреквенција се суперпонира со некој друг сигнал кој има пониска фреквенција, се добиваат нови осцилации кои се состојат од две или повеќе групни бранови.

Ако средината низ која се простираат групните бранови нема дисперзионо својство сите фреквенции во сигналот се простираат со брзина која е еднаква на фазната брзина. Случајот се комплицира ако средината поседува дисперзиски својства, брзината на простирање на бранот тогаш е одредена со фреквенцијата на сунусоидалните бранови кои го сочинуваат групниот сигнал. Брзината на простирање на интерферентниот бран се нарекува групна брзина. Групната брзина може да биде помала или поголема од фазната брзина. Ако фреквенциите на елементарните бранови меѓусебно битно се разликуваат, пакетот група бранови брзо се растура така што групната брзина ја губи смислата. Брзина на брановиот фронт се нарекува брзината на почетната точка на импулсот. Групната брзина е одредена со изразот:

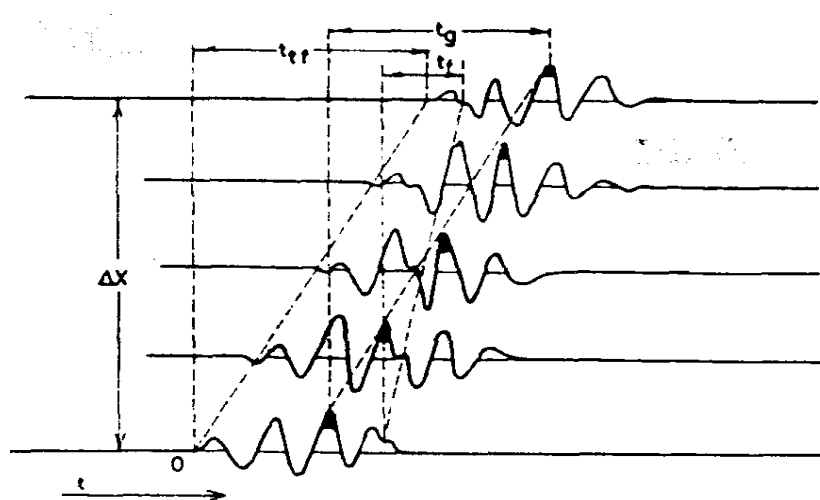
$$V_R = \Delta x / t_g \quad (3.6)$$

фазна:

$$V_f = \Delta x / t_f \quad (3.7)$$

а брановиот фронт:

$$V_{ff} = \Delta x / t_{ff} \quad (3.8)$$



Слика 11. Одредување групни, фазни брзини и брзини на брановиот фронт

Figure 11. Determining a group, the phase velocity and the speed of the waves front

3.4. Геометрија на распространување на сеизмичките бранови

Ако бесконечна или полубесконечна цврста, изотропна средина се побуди, доаѓа до напрегање во тлото или осцилирање на материјалните честички и ширење на деформациите во сите правци. Внатрешната рамнотежа најчесто се нарушува по пат на минирање во плитките дупнатини или удари на површината на Земјата. Својствата на сеизмичките бранови, од една страна, зависат од механизмот и потрошената енергија во жариштето, а од друга страна од еластичните својства на средината низ која се простираат брановите. Површината која го ограничува изворот ја менува својата положба и форма во функција на времето. Ако изворот е со точкест облик сменетата површина ќе има сферен облик и се нарекува сферен бранов фронт. Радиусот на сферата со времето се шири, а коефициентот на пропорционалност е брзината на простирање на бранот на дадениот тип. Фронтот ќе има сферен облик во случај кога се работи за бесконечна изотропна, хомогена средина. Геометриското место на точки до кои бранот допира во одреден момент се вика изохрона. Во идеално хомогена изотропна средина изохроните, исто така ќе имаат сферен облик. Во реална средина изохроните го менуваат својот облик зависно од градбата на теренот, анизотропија и друго. Радиусот на брановиот фронт се менува со времето и е еднаков на оддалеченоста на фронтот од изворот на побуда. На поголема оддалеченост брановиот фронт може да се смета за рамнински. Линиите кои поминуваат низ жариштето, а се нормални на брановиот фронт се нарекуваат сеизмички зраци.

3.5. Енергија на сеизмичките бранови

За да се побуди тлото, неопходно е да се потроши некоја енергија. Простирањето на еластичните бранови може да се набљудува како процес на простирање на енергијата од изворот на импулсот низ полубесконечната средина во сите правци. Енергијата ја пренесуваат еластични (сеизмички) бранови. Енергијата по должина на секој зрак е иста и во секој момент е дефинирана со изразот:

$$E = V \cdot \rho \cdot C^2 \quad (3.9)$$

каде што:

V – брзината на простирање на сеизмичкиот зрак од дадениот тип

ρ – густина на средината во која се простира сеизмичкиот бран

c – брзина на осцилирање на материјалните честички на тлото

Вкупната енергија која сеизмичките бранови ја пренесуваат до местото на запазување е дефинирана со изразот:

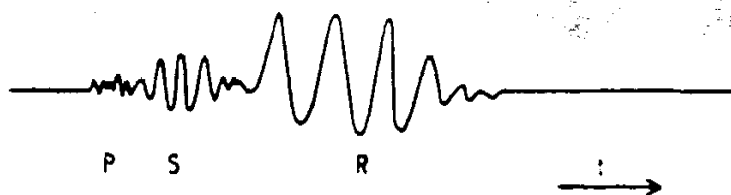
$$E = \frac{1}{2 \cdot \pi} \cdot V \cdot \rho \cdot \sum_{i=1}^{i=n} C^2 \cdot T_i \quad (3.10)$$

каде што:

T- период на осцилирање на бранот.

Иако во жариштето тлото се побудува моментално до местото на запазување, типовите сеизмички бранови пристигнуваат временски поместени со оглед на различните брзини на простирање на бранот.

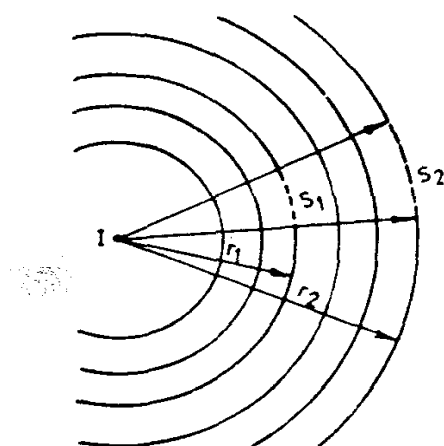
На слика 10 е илустрирана комплексна бранова слика на осцилирање на тлото на местото на запазување. Од сликата се гледа дека прво е регистрирано доаѓањето на низдолжникот (**P**), покасно попречникот (**S**) и на крај површинскиот (**R**) бран. До ова доаѓа од причина што различните типови бранови имаат различна брзина на простирање и пренесуваат различно количество енергија. Низдолжниот бран пренесува во просек најмал дел од енергијата, само околу 7%, попречните околу 26%, а површинските околу 67%.



Слика 12. Комплексна бранова слика на осцилирање на тлото, t-време
Figure 12. Complex waves picture of the ground oscillating , t-time

Поради рефлектирање, дифракција и прекршување на бранови, бидејќи тогаш упадната енергија се дели на повеќе типови бранови, односно на повеќе сеизмички зраци, доаѓа до расејување на енергијата. Кај сферните бранови до слабеење доаѓа поради делењето на енергијата на сè поголемата сфера. Имено, енергијата која минува низ сферата S е еднаква на енергијата која минува низ сферната површина S_2 – флуksот на енергијата е производ на интензитетот (I) и површината низ која енергијата минува:

$$I_1 \cdot S_1 = I_2 \cdot S_2 \quad (3.11)$$



Слика 13. Сферна дивергенција на бран
Figure 13. Spherical divergence of the wave

Бидејќи површините S_1 и S_2 се пропорционални на квадратите на нивните радиуси, следува:

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{S_1}{S_2} = \frac{r_1^2}{r_2^2} = \frac{E_2}{E_1}. \quad (3.12)$$

Значи односот на интензитетот, односно односот на флуksот е обратно пропорционален на квадратот од растојанието од изворот. Ако низдолжниот еластичен бран паѓа на граничната рамнина, која ги разделува двете различни еластични средини под агол од 90 степени, упадниот бран се разложува на два низдолжни бранови, така што дел од енергија во средината два се претвора во прекршен, а дел во рефлектен бран, но со спротивен правец од упадниот зрак. Енергијата на прекршениот бран е одредена со изразот:

$$E_2 = \frac{2 \cdot K}{1 + K} \cdot E \quad (3.13)$$

а одбиениот со изразот:

$$E_1 = \frac{(1 - K)^2}{(1 + K)^2} \cdot E \quad (3.14)$$

каде што:

E – упадна енергија;

E_1 – енергија на одбиениот бран;

E_2 – енергија на прекршениот бран;

Во овие две равенки (K) е односот на сеизмичките импеданси т.е.:

$$K = \frac{\rho_1 \cdot V_1}{\rho_2 \cdot V_2} \quad (3.15)$$

каде што:

V_1 – брзина на простирање на сеизмички бран во средина 1;

V_2 – брзина на простирање на сеизмички бран во средина 2;

ρ_1 – густина на средина 1;

ρ_2 – густина на средина 2;

Од претходните равенки следува дека: колку се сеизмичките импедански повеќе различни, толку поголемиот дел од упадната енергија се претвора во прекршни бранови. Кога $K=1$ нема воопшто рефлексивност, целата енергија се претвора во прекршен бран, т.е. $E_2 = E$. На слика 12 е дадена зависноста меѓу енергијата на упадниот (P) бран и одбиениот (P) и (S) бран во зависност од упадниот агол (α). Одбиените и прекршните сеизмички бранови по форма се слични на упадниот бран, амплитудата им е одредена со следната равенка:

$$A_1 = \frac{1 - K}{1 + K} \cdot A \quad (3.16)$$

односно:

$$A_2 = \frac{2}{1+K} \cdot A \quad (3.17)$$

каде што:

A – амплитуда на упадниот бран;

A₁ – амплитуда на одбиениот бран;

A₂ – амплитуда на прекршениот бран:

Во секоја средина низ која се простираат сеизмичките бранови доаѓа до пригушување. Тоа зависи од коефициентот на апсорбција (**a**) и специфичното пригушување **1/Q**.

Апсорбцијата е последица на непотполна еластична средина. Апсорбцијата зависи од фреквенцијата на бранот и дисперзиските својства во која се простира бранот.

Врската меѓу коефициентот на апсорбција (**a**) и амплитудата на осцилација е дадена со изразот:

$$A = A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad (3.18)$$

каде што:

A₀ – амплитуда на осцилирање во точката на изворот на импулсот;

A – амплитуда на осцилирање на оддалеченост **x**.

На растојание $x=1/a$ амплитудата на осцилирање се намалува за (e) пати. Апсорбцијата се мери со логаритамска скала и децибели на метар должен.

Коефициентот на апсорбција (**a**). Може да се дефинира преку изразот:

$$\alpha = \frac{1}{\Delta x} \cdot \ln \frac{A_1}{A_2} \quad (3.19)$$

каде што:

Δx – е растојание помеѓу точките 1 и 2, каде се одредени амплитудите на осцилирање: A_1 односно A_2 .

Специфичното пригушување е дадено со изразот:

$$Q = \frac{1}{1 - e^{-2\alpha v / f}} \quad (3.20)$$

3.6 Принцип на мерење

Мерењето на теренот се изведува главно по должината на профилот, така што постојано се поместува геофонскиот распоред и на тој начин се прекрива целиот профил.

Ако границите на слоевите се хоризонтално поставени со површината, палењето може да се изврши само од една страна на геофонскиот распоред. Ако границите се склони потребно е да се изведе повратно прекривање, односно палење од двете страни на геофонскиот распоред. Кај склоните граници добиваме очигледна брзина на бранот, а за одредување на вистинската брзина на бранот и длабочината на границата мораме да располагаме и со повратниот пат на бранот. Поради тоа што најчесто нам не ни е познато какви се границите во подземјето, мерењето главно се изведува со повратно прекривање (често се склони и неправилни).

По рефракцијата во внатрешноста на земјата, сигналот се регистрира на површината со помош на геофонот. Во геофоните, енергијата на вибрирање се претвора во електрична енергија на принцип на електромагнетска индукција.

Сигналите се примаат, појачуваат, филтрираат и складираат во сеизмографите. Сеизмографите се главно повеќеканални, можат да имаат 6, 12, 24 и повеќе канали. Но, за многу плитки истражувања (до неколку метри) се користат и едноканални.

3.7 Обработка на податоците

Како резултат на мерењето добиваме сеизмограм, на кој е испишано времето на првите надојдувања. На основа на податоците за геофонскиот распоред и првите надојдувања се изработува таблица. Се изработува така

што во првата колона се внесуваат положбите на геофоните (во метри), а во втората и третата колона се внесува припадничкото време на првото надојдување за секој геофон (во милисекунда). Во втората колона се внесуваат првите надојдувања кога точката на палење е во место **A**, а во третата колона се внесува времето на првите надојдувања кога точката на палење е во место **B**.

Оддалеченоста на првиот геофон од точката на палење е 5м и оддалеченоста на вториот геофон од првиот е 5м, а останатите оддалечувања меѓу геофоните се 10м. Потоа вредностите се внесуваат во дијаграм за оддалеченост – време на надојдување ($x - t$). На апсцисата (x) се нанесуваат оддалеченоста на геофоните од точката на палење $x(m)$, а на ординатата припадничкото време на надојдување за секој геофон $T(ms)$.

Се добиваат точки низ кои потоа се повлекуваат правци кои најдобро ги задоволуваат тие точки. Добиениот дијаграм понатаму се користи за интерпретација на податоците.

4. СЕИЗМИЧКА МЕТОДА НА РЕФРАКЦИЈА

Рефрактивните методи на испитување претставуваат геофизички методи кои се користат во корелација со геолошки и лабораториски испитувања. Еден простор да биде испитан преку метода на рефракција потребно е да биде испитан преку истражни дупнатини. Со геолошките испитувања се определуваат средините кои се застапени во испитуваната средина, нивната наслоеност, како и присуство на раседи. Методот на рефракција наоѓа широка примена при извршените тестови на испитувања во современото инженерство на: геотехника, механика на почви, механика на карпи, геологија, хидрогеологија и др. Доста успешно и со прецизности се определуваат: вертикални, хоризонтални и стрмни гранични површини. Потребно е брзината на простирање на сеизмичките бранови да е поголема во подлабокиот, за разлика од таа во поплаткиот слој. Кога овој услов не е запазен или кога разликата во еластичните својства не е изразен во различните еластични средини, методот на рефракција е несигурен. Големите длабочини, методот на рефракција го прават исто така несигурен.

Во овој труд е изработена процедурата на применување и користење на рефрактивната сеизмичка метода. Рефрактивните методи на испитувања претставуваат геофизички методи кои се користат во корелација со геолошки и лабораториски испитувања. Имено за една средина да може да биде испитана преку метода на рефракција потребно е испитуваниот простор до одредена длабочина да биде геолошки испитан најчесто преку истражни дупнатини. Преку геолошките испитувања се определуваат геолошките средини кои се застапени во испитуваната средина, нивната наслоеност како и присуството на раседи. Секој примерок земен како репрезентација за различните геолошки средини се испитува во лабораториски услови со цел да се утврдат адекватните параметри. Од причина што истражниот простор во овај труд се моделира со апликација на сеизмички методи преку лабораториските испитувања се определуваат гео – механичките карактеристики на геолошките средини. Врз основа на податоците добиени од геолошките и гео – механичките испитувања се определува и проценува ефективноста на најадекватната геофизичка метода. Хоризонталната наслоеност на рудното

тело во испитуваната средина без присуство на вертикални раседи и стрмно накосени гранични површини презентира поволни услови за примена на сеизмичките методи. Преку лабораториските испитувања се определуваат брзините на простирање на еластичните бранови низ геолошките средини. Со корелација на тие податоци и геолошките податоци се испитува дали е исполнет условот за примена на сеизмичката метода на рефракција (секоја подлабока геолошка средина да има поголема брзина на простирање на еластичните бранови од претходната). Истражниот простор е моделиран во една профилна линија со должина од 240м преку вкупно пет дупли рефракции. Моделирањето на средината се изведува преку податоци добиени од директна анализа на рефрактивните криви.

Кај рефракционата сеизмичка метода, се поставуваат геофони од точките на побуда на тлото на одредени растојанија долж посакуваниот правец (специјални сеизмографи) со помош на кабли кои се споени за сеизмички апарат, по што тлото се побудува (минирање, удари или вибрации) од овие точки во сите правци во тлото се продираат еластични бранови. Кога еластичниот бран ќе наиде на граница која раздвојува две средини, бранот од неа ќе се прекрши и ќе се врати на површината на теренот. На површината поставените геофони ги претвораат механичките осцилации на тлото во електрични импулси, кои се доведуваат во сеизмичкиот апарат. Тука се засилуваат, филтрираат и снимаат. На снимката се регистрира времето на повратниот бран до поединечни длабочини и моментот на побуда на тлото. Сеизмограмот може да конструира дијаграм кој дава зависност меѓу растојанието на геофонот од точката на побуда и времето на враќање на бранот до поединечни геофони, на основа на снимката. Таквите дијаграми се наречени ходохрони или дромохрони.

4.1. Пат на рефракциониот бран кога граничната рамнина е паралелна со површината на теренот

Под површината на теренот на длабочина (h) е граничната рамнина (MN) која е паралелна со површината на теренот. Над граничната рамнина се наоѓа еластичната средина (l) низ која низдолжните еластични бранови се простираат со брзина V_1 .

Под граничната линија се наоѓа еластичната средина низ која низдложните еластични бранови се простираат со брзина V_2 . Неопходен услов за примена на рефракционата метода е: $V_1 < V_2 < V_3 < \dots < V_n$. Секоја подлабока средина има поголема брзина на простирање на брановите од претходната. Ако тлото на површината се побуди во точката (O), настануваат сферни еластични бранови кои се простираат во сите правци. Кога сферниот бран пристигнува од точката (O) до граничната површина (MN) дел од енергијата продира во еластична средина (II), а дел од енергијата се прекршува и низ средина (I) враќа на површината на Земјата.

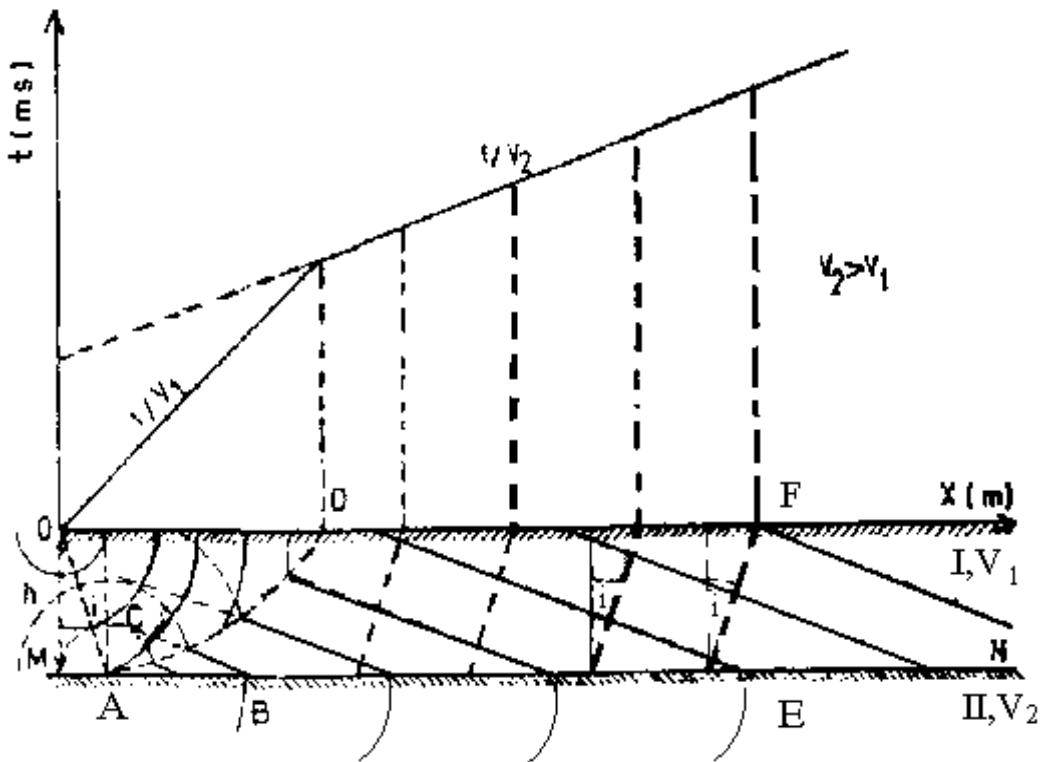
Сеизмичкиот зрак на сферниот бранов фронт кој под критичниот агол паѓа на граничната линија, се прекршува по Шнелиусовиот закон:

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2} \quad (4.1)$$

Поради тоа што според Хајгенсовиот принцип, секоја точка на брановиот фронт претставува извор на нов сферен бран, така и точката (A), каде што дошло до прекршување, претставува извор на нов бран. Брановите се шират по должина на граничната рамнина (MN) со брзина V_2 , во средина (I) со брзина V_1 , а во средина (II) со брзина V_2 . На сликата може да се забележи дека за време на сферниот бран од точката (A) дојде до сфера (C) во еластична средина (I), за исто време сеизмичкиот зрак по должина на граничната рамнина (MN) стигна до точка (B). Резултантниот бранов фронт во горната еластична средина (I) се движи како на површината на теренот долж брановиот фронт (CB). Тој е рамнински бранов фронт кој со граничната рамнина заклопува критични агли (i). Односно, односот (AC) кон (AB) е синусот на критичниот агол (i). Со оглед на тоа, сеизмичкиот зрак кој се рефрактира кон површината на земјата така што заклопува нормала на граничната рамнина на критичниот агол (i). Патот на сеизмичкиот зрак од точката (O) до точката (F) која се прекршува на граничната рамнина (MN) е дадена со должините: $\overline{OA}, \overline{AB}, \overline{BE}, \overline{EF}$. Од сликата може да се забележи дека до точката (D) директниот сферен бран пристигнува пред да пристигне рефрактивниот. После точката (D) прв ќе пристигне рефрактивниот бран. Точката (D) е наречена критична точка, а растојанието на точката (D) до изворот на импулсите т.е. точката (O) се

нарекува критична оддалеченост. Значи дека до геофоните кои се разместени меѓу точките на минарање (O) и критичната точка (D), сеизмичките зраци пристигнуваат со брзина V_1 , а на крај критичната точка со брзина V_2 . Од сликата се гледа дека до критичната точка ходохронот има една, а по критичната точка има други аголни наклони.

На сликата може исто така да се забележи дека во првата еластична средина (I), во подрачјето (AOD) се застапени сферните бранови V_1 , а по критичната точка (D) се рамнински, а во еластичната средина (II)-се сферни бранови.

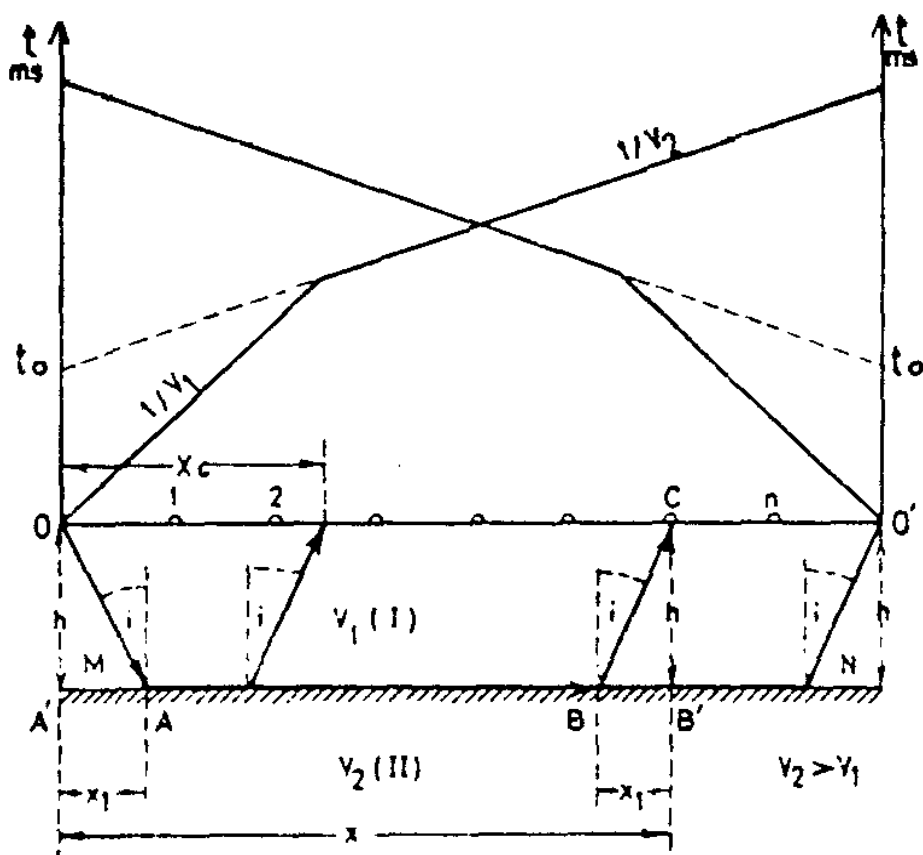


Слика 14. Двослоен хоризонтален случај ($V_1 < V_2$)
 Figure 14. Dual-layer horizontal case ($V_1 < V_2$)

4.2. Двослоен случај, гранична рамнина паралелна со површината на земјата

На слика 2 е прикажан двослоен случај кога граничната рамнина е паралелна со површината на теренот. Во горната средина (I) брзината на низдолжниот еластичен бран изнесува V_1 , а во долната еластична средина (II)-

V_2 . За случај да е граничната рамнина на длабочина (h) и да е брзината (V_2) поголема од брзината (V_1),



Слика 15. Двослоен хоризонтален случај
Figure 15. Dual-layer horizontal case

Времето на поминување на брановите е претставено со изразот:

$$t = \frac{\overline{OA}}{V_1} + \frac{\overline{AB}}{V_2} + \frac{\overline{BC}}{V_1} \quad (4.2)$$

Од сликата се гледа дека е: $\overline{OA} = \overline{BC}$ и да е $\overline{AB} = x - 2x_1$.

Од триаголникот OAA' односно BCB' следи:

$$\overline{OA} = \overline{BC} = \frac{h}{\cos i} \quad (4.3)$$

Односно да е: $x_1 = h \operatorname{tg} i$.

Замената $\overline{OA}, \overline{BC}$ и \overline{AB} , времето на простирање на сеизмичкиот бран од изворот до геофонот поставен на растојание (x) е претставено со изразот:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos i \quad (4.4)$$

Односно ако $\cos i$ се изрази преку брзината:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \quad (4.5)$$

Од првата гранка на ходохронот директно се одредува брзината на простирање на низдолжниот еластичен бран низ средината (I), а за другата брзина низ средината (II). За произволно растојание (x) со ходохронот лесно се отчитуваат одговарачкото време на патување на сеизмичкиот бран.

Длабочината (h) до граничната рамнина (MN), кога се работи за иста паралелна површина на теренот, може да се одреди преку ходохронот по должина на еластичните бранови на повеќе начини.

4.3. Определување критична длабочина x_c

Критичната длабочина е оддалечена од точката на изворот до точката каде се сечат две гранки од ходохронот, т.е. до точка која за исто време пристигнува директниот и рефрактираниот сеизмички бран. Тоа значи дека $x=x_c$ и тогаш времето е $t_1=t_2$ добива облик:

$$x_c \frac{1}{V_1} = \frac{x_c}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos i \quad (4.6)$$

Со решавање на оваа равенка по h и средување на истата конечно се добива:

$$h = \frac{x_c}{2 \cos i} (1 - \sin i) \quad (4.7)$$

Односно ако се изрази преку брзините се добива:

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (4.8)$$

4.4. Определување длабочина на гранична рамнина врз основа на интерцепт на времето

Ако другата гранка на ходохронот на слика 2 се продолжи до ординатата, отсечката на ординатната оска го дефинира времето (t_0) наречено интерцепт. Значи интерцепт претставува она време кога (x) е еднакво на нула. Со претставување преку равенката дека $x=0$ истата добива облик:

$$h = \frac{V_1}{2 \cos i} t_0 \quad (4.9)$$

Односно ако се изрази преку V :

$$h = \frac{V_1 \cdot V_2}{2} \cdot \frac{t_0}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (4.10)$$

4.5. Определување длабочина на гранична рамнина врз основа на времето t_2 во која било точка на другата гранка на ходохронот

Времето на патување на сеизмичкиот бран до која било друга точка на другата гранка од ходохронот, се дефинира со следната равенка. Со решавање на оваа равенка по h се добива следниот израз :

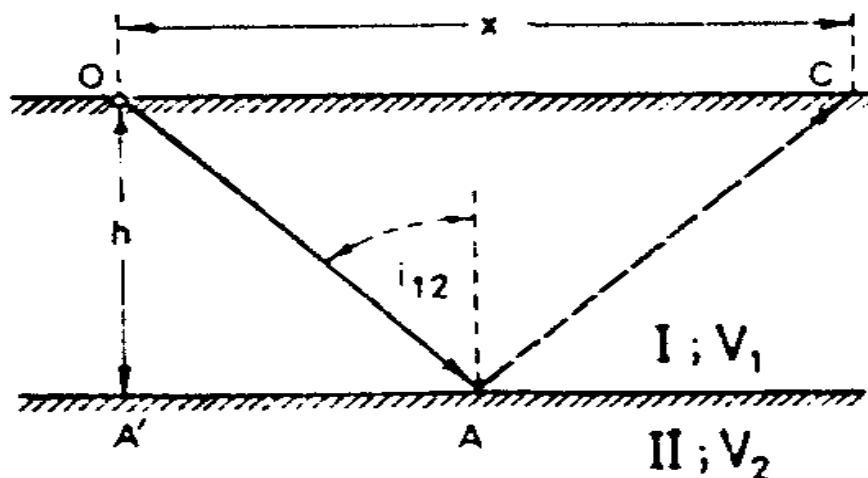
$$h = \frac{V_1}{2 \cos i} \cdot \left(t_2 - \frac{x}{V_2} \right) \quad (4.11)$$

Односно:

$$h = \frac{V_1 \cdot V_2}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \cdot \left(t_2 - \frac{x}{V_2} \right) \quad (4.12)$$

Поради тоа што на ходохронот се дефинирани брзините V_1 и V_2 , а со самото тоа и аголот (i), а познато е и времето на простирање за потребното растојание (x) лесно преку претходните две испишани равенки се дефинира длабочината (h) до граничната рамнина (MN).

4.6. Определување длабочина на гранична рамнина преку времето на каснење



Слика 16. Време на закаснување
Figure 16. Time delay

На слика 3 е прикажан патот на рефракциониот сеизмички зрак од изворот на импулсот до приемникот, за случај да е граничната рамнина хоризонтална и паралелна со површината на теренот. Времето кое му е потребно на сеизмичкиот бран да го помине патот (\overline{OA}) е дефинирано со изразот \overline{OA}/V_1 . Времето потребно за зракот да го помине патот ($\overline{AA'}$) се дефинира со решението: $\overline{AA'}/V_2$.

Разликата на овие две времиња т.е.:

$$D_{12} = \frac{\overline{OA}}{V_1} - \frac{\overline{AA'}}{V_2} \quad (4.13)$$

Се нарекува време на закаснување (delay time).

Ако од триаголникот OOA' преку h и аголот (i_{12}) се дефинираат величините (\overline{OA}) и ($\overline{AA'}$) и истите се ставени во претходната равенка се добива и закаснувањето:

$$D_{12} = \frac{h}{V_1} \cos i \quad (4.14)$$

Ако $\cos i$ се претстави преку брзината, се добива:

$$D_{12} = \frac{h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 \cdot V_2} \quad (4.15)$$

Времето кое е потребно за сеизмичкиот бран да стигне од точката (О) до точката (С) може да се искаже како збир на времето кое е потребно бранот да помине растојание од О до С т.е. растојанието (x) со брзина V_2 и две закаснувања D_{12} . Тогаш времето на патување се дефинира со равенката:

$$t_2 = \frac{x}{V_2} + 2D_{12} \quad (4.16)$$

Ако D_{12} се уфрли во равенката се добива:

$$t_2 = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos i \quad (4.17)$$

Односно:

$$t_2 = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1 V_2} \sqrt{V_2^2 - V_1^2} \quad (4.18)$$

Времето на закаснување ќе биде повеќепати користено кај случаите кога постојат повеќе гранични рамнини паралелни меѓусебно и со површината на теренот.

4.7. Повеќеслоен случај: гранични рамнини паралелни меѓу себе и со површината на теренот

На слика 4 е прикажана под површинската структура во четири слоеви паралелни меѓу себе и со површината на теренот. Брзината на низдолжниот еластичен бран во средина (I), непосредно под површината на теренот, изнесува V_1 , а во другата еластична средина V_2 , во третата V_3 , во четвртата V_4 . Брзините го задоволуваат условот да е $V_1 < V_2 < V_3 < V_4$. Дебелините на поединечните средини изнесуваат: средина (I) h_1 , средина (II) h_2 , средина (III) h_3 . Упадниот и прекршниот агол за разни гранични рамнини е даден со изразот $i_{mn} = V_m / V_n$. Времето на простирање на сеизмичкиот зрак од изворот на импулсот до приемникот кој се наоѓа на површината на теренот, на далечина (x) од изворот на импулсот, е даден со изразот:

$$t(OG)=t(OA)+t(AB)+t(BC)+t(CD)+t(DE)+t(EF)+t(FG) \quad (4.19)$$

Од триаголниците OAA' , ABB' , BCC' , EDD' , FEE' и GFF' , а преку брзините V_1, V_2, V_3 , како и длабочините h_1, h_2 и h_3 се дефинираат времињата $t(OA), t(AB), t(BC), t(CD), t(DE), t(EF)$ и $t(FG)$.

Времето $t(CD)$ се дефинира преку изразот: \overline{CD}/V_4 а од наведените триаголници x', x'' и x''' . Кога сите тие вредности ќе се заменат во равенката имајќи предвид дека:

$$\sin i_{mn} = \frac{V_m}{V_n} \quad (4.20)$$

Вкупното време на продирање на брановите е дадено со изразот:

$$t(OG) = \frac{x}{V_n} + \sum \frac{2h_m}{V_m} \cos i_{mn} \quad (4.21)$$

Времето на закаснување во општ облик гласи:

$$D_{mn} = \frac{h_{mn}}{V_m} \cos i_{mn} \quad (4.22)$$

Па следува:

$$t(OG) = \frac{x}{V_n} + 2D_{1n} + 2D_{2n} + \dots + 2D_{mn} \quad (4.23)$$

Од оваа равенка за двослоен случај следи дека:

$$i_{o2} = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} \cos i_{12} \quad (4.24)$$

За случај да е $x=0$ следи:

$$h_1 = \frac{V_1 t_{o2}}{2 \cos i_{12}} \quad (4.25)$$

За трислојни случаи равенката добива поинаков облик:

$$i_{o3} = \frac{x}{V_3} + \frac{2h_1}{V_1} \text{soci}_{13} + \frac{2h_2}{V_2} \text{soci}_{23} \quad (4.26)$$

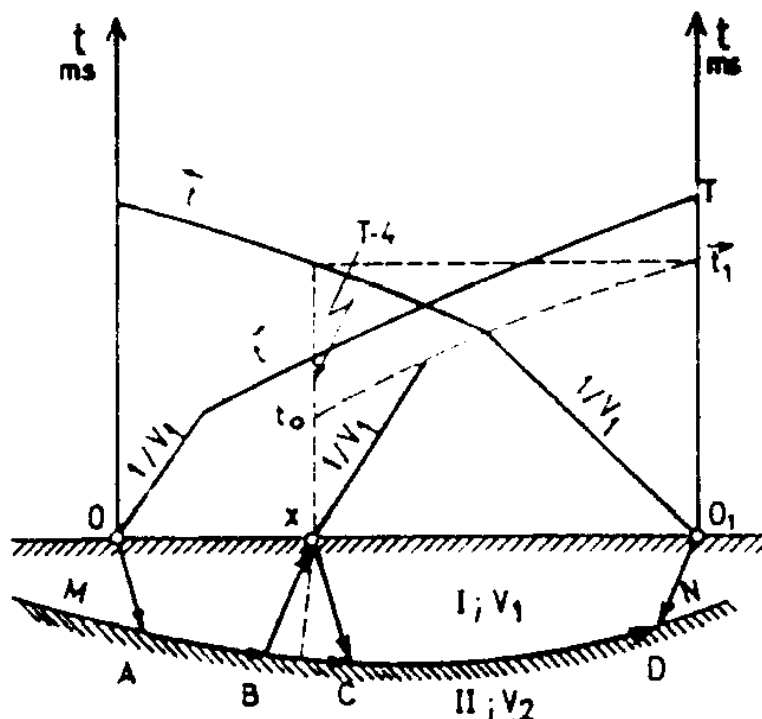
Ако се земе предвид дека $x=0$, заменувајќи ја вредноста h_1 и со решавање по h_2 се добива дека е:

$$h_2 = (t_{03} - t_{02}) \frac{V_2}{2 \cos i_{23}}. \quad (4.27)$$

Од горенаведеното, а со условот да е $V_1 < V_2 < V_3 < V_4$, а граничните рамнини меѓусебе и со површината на теренот паралелни, произлегува дека хододроните се низдолжни еластични бранови - прекршените линии. Бројот на гранките на ходохронот одговара на бројот на еластичните бранови. Со поединечните гранки на ходохронот се одредуваат брзините на простирање на низдолжните еластични бранови низ еластичната средина (I-IV), а преку зададените равенки и длабочината до поединечните гранични рамнини.

4.8. Метода на средно аритметичко време

Ако граничната рамнина (MN) има неправилен облик, тогаш ниту ходохронот нема да биде праволиниски. Меѓутоа, при интерпретација на таквите ходохрони се смета дека сеизмичките зраци се простираат по должина на граничната рамнина. Ова важи за конкавните гранични рамнини, додека пак за конвексната структура на обликот е само приближно точно. Степенот на приближување е толку поголем доколку граничната рамнина е поблиску до праволиниската рамнина. Колку што е профилот пократок, толку поголема е и веројатноста за сеизмичкиот бран да се распростира по должина на граничната рамнина. На слика 6 е даден вертикален пресек на теренот со два ходохрони. Ходохроната која се добива со минирање во точката (O) е означена со (t), ходохронот се добива со минирање во точката (O₁) означена со (t₁). Покрај ходохроните се земаат предвид и ходохроните точки означени со (x). Времето кое е потребно за рефракциониот сеизмички бран кој настанува во точката (O) допре до геофонот поставен во точката (x) изнесува (t), а рефракциониот бран кој настанува во точката (O₁) да допре до истиот геофон изнесува (t). Ако од точката (x) се конструира помошен ходохрон ориентиран како и ходохронот (t) таа ја сече ординатата (O₁) на висина (t₁) над точката (x).



Слика 17. Метода на средно аритметичко време
Figure 17. A method of mean arithmetic time

Првата и втората гранка на основниот ходохрон се паралелни со првата и втората гранка на ходохронот кој почнува од произволно избраната точка (x), односно помошниот ходохрон. Времето на патување од одредени точки на извор на импулси ќе изнесува:

$$\bar{t} = t(\overline{OAB}) + t(\overline{Bx}) ; \quad \bar{t} = t(\overline{O_1DC}) + t(\overline{Cx}) \quad (4.28)$$

Времето на патот на сеизмичкиот зрак од точка (O) до точка (O_1) или обратно изнесува:

$$\vec{T} = T(\overline{OAB}) + T(\overline{BC}) + T(\overline{CDO_1}) \quad (4.29)$$

Време t_{ox} према тоа е претставено со изразот:

$$t_{ox} = \bar{t} - (\vec{T} - \bar{t}) = \bar{t} + \bar{t} - \vec{T} \quad (4.30)$$

Под услови граничната рамнина меѓу точките (B) и (C) не отстапува од рамнината преку закаснувањето на времето може да се напише дека е:

$$t = \frac{x}{V_2} + 2D_{12} \quad (4.31)$$

Од триаголникот ВСХ следи дека е:

$$D_{12} = \frac{h_1}{V_2} \cos i_{12} \quad (4.32)$$

Ако D_{12} се замени во равенката, истата добива облик:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1}{V_1} \cos i_{12} \quad (4.33)$$

За случај да е $x=0$ т.е. да е $t=t_0$, следи дека е:

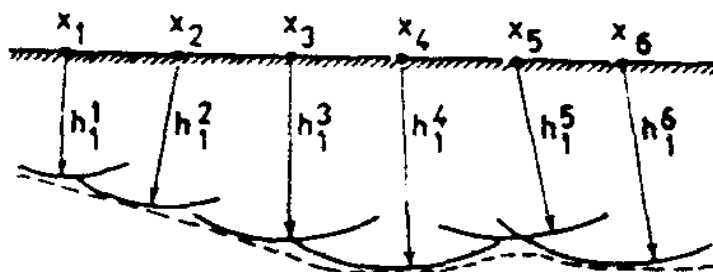
$$t_{ox} = \frac{2h_1 \cos i_{12}}{V_1} \quad \text{односно} \quad h_1 = \frac{V_1}{2 \cos i_{12}} t_{ox} \quad (4.34)$$

И конечно добива облик:

$$h_1 = \frac{V_1}{2 \cos i_{12}} (\bar{t} + \bar{t} - T) \quad (4.35)$$

Методата на средно аритметичко време може да се примени под следниве услови:

- прво, сеизмичкиот бран да се простира долж граничната рамнина, понатаму да не постои продирање на бранот;
- второ, брзината V_2 долж граничната рамнина да не се менува;
- трето, ако полупречникот на кривината на граничната рамнина е многу поголем од длабочината на која се наоѓа граничната рамнина.



Слика 18. Полупречник на кривините $h^1 \dots h^n$ на испитуваната траса
 Figure 18. radius of the curves $h^1 \dots h^n$ of the test route

Равенката може да се примени за сите точки кои се наоѓаат на другите гранки од ходохронот, но само во интервалите каде тие се поклопуваат, тој е така наречениот корисен интервал. За да можеме равенката да ја користиме долж целата испитувана траса, корисниот интервал се продолжува со минирање надвор од распонот, но во правец на профилот на испитуваната траса.

При конструкција на граничната рамнина (MN) се користат кругови со полупречник дефинирани со изразот Анвелопата на полукруговите повлечени од средината на траката (x) избрани долж испитуваната траса дефинираат гранична површина.

Равенката може да се напише и во следниот облик:

$$h_1 = \frac{K}{2}(\bar{t} + \bar{t} - T) = K\left(\tau - \frac{T}{2}\right) \quad (4.36)$$

Каде е:

$$K = \frac{V_1}{2 \cos i_{12}} \quad ; \quad \tau = \frac{1}{2}(\bar{t} + \bar{t}) \quad (4.37)$$

Постапката при интерпретација е следна:

- прво, вистинската брзина на низдолжниот еластичен бран низ првата еластична средина (I), т.е. се одредува директно од првата гранка на ходохронот;

- второ, вистинската брзина на втората еластична средина т.е. V_2 се одредува со помош на т.н. (θ) на ходохронот. Ходохронот (θ) е даден со равенката:

$$\theta_x = \bar{t} - \bar{t} + T \quad (4.38)$$

Коефициентот на правецот на тангентата на ходохронот (θ) е даден со изразот:

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = (\Delta\bar{t}/\Delta x) - (\Delta\bar{t}/\Delta x) \quad (4.39)$$

Ако е граничната површина без нагли вдлабнатини и испакнатини, ходохронот (θ) практично не отстапува од права. Значи дека ходохронот (θ) конструиран врз основа на податоците земени од ходохроните (\bar{t}^-) и (\bar{t}^+) е права линија со коефициент на правецот ($\Delta\theta/\Delta x$) даден со изразот:

$$\frac{1}{V_2} = \frac{\Delta\theta}{\Delta x} = (\Delta\bar{t}^-/\Delta x) - (\Delta\bar{t}^+/\Delta x) \quad (4.40)$$

Поради тоа што е:

$$\frac{1}{V_2^-} = \Delta\bar{t}^-/\Delta x ; \text{ односно } \frac{1}{V_2^+} = \Delta\bar{t}^+/\Delta x \quad (4.41)$$

и ако во добро познатата равенка:

$$\frac{1}{V_2} = \frac{(1/V_2^-) - (1/V_2^+)}{2 \cos \varphi} \quad (4.41)$$

$1/V_2^-$, $1/V_2^+$ се заменат во горниот израз и по што се смета дека е $\cos \varphi \approx 1$, предходната равенка добива облик:

$$V_2 = 2 \frac{\Delta x}{\Delta \theta} \quad (4.42)$$

Ходохронот (θ) служи и за контрола на повратниот рефракционен бран од првата и втората гранка на ходохронот. Таа исто така укажува дали граничната рамнина има разорувања и нагли испакнатини.

Методата средно аритметичко време може да се примени и трислоен случај. Тогаш е:

$$t_{02} = \bar{t}^- + \bar{t}^+ - T \quad (4.43)$$

t_{02} отсечка на ордината во точка (x) од третата гранка на ходохронот

5. Местоположба на истражниот простор

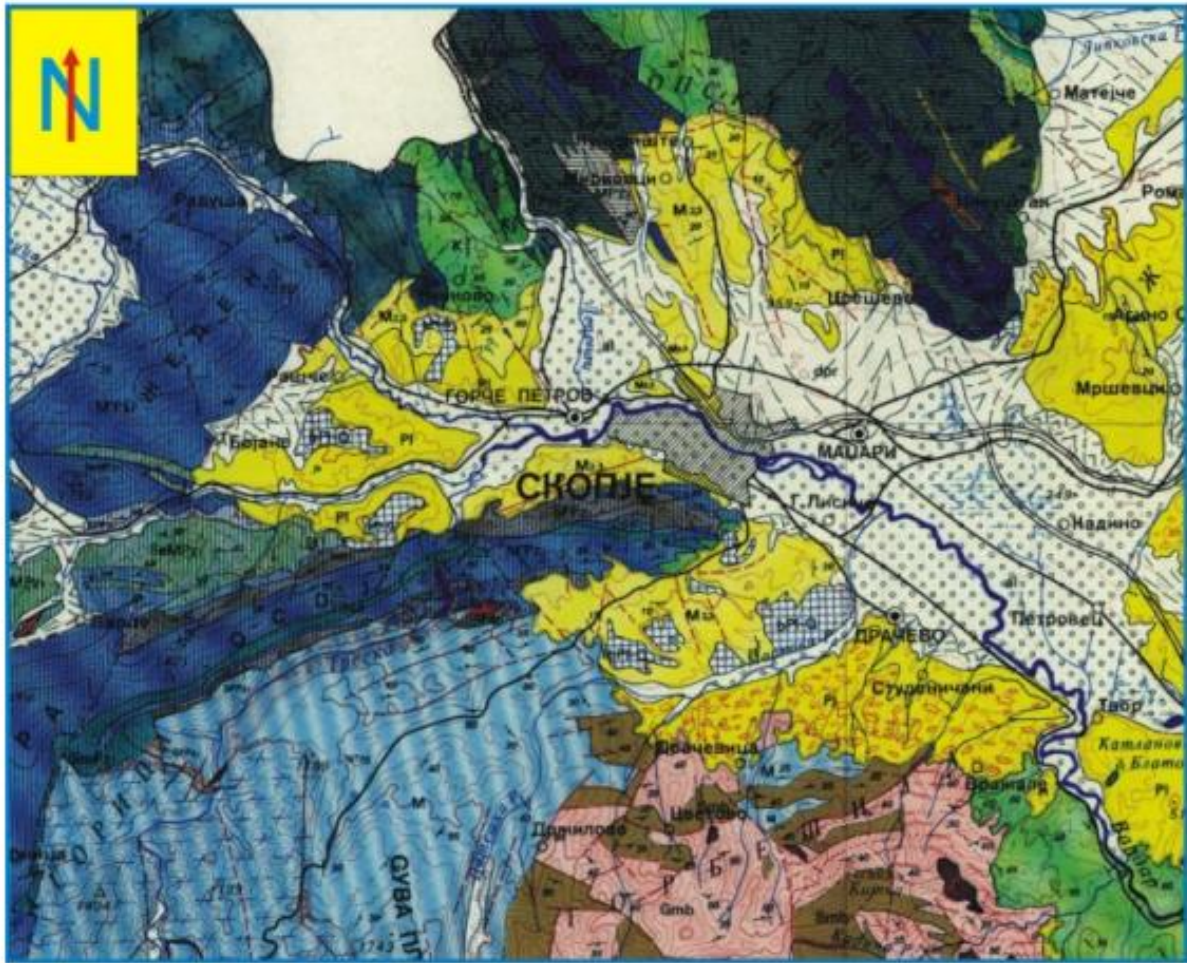
5.1. Топографија

Истражниот простор кој е тема на овој магистерски труд е лоциран во Скопската котлина. Скопската котлина се протега на растојание од 30км и од тектонски аспект и претставува депресија опколена со планини. Реката Вардар тече низ скопската долина, од северо-исток кон југо-запад. Во северо-источниот дел на скопската долина е сместена планината Скопска Црна Гора, чиј врв се наоѓа на 1.500м надморска височина. Масивот е поставен во насока северо-запад кон југо-исток. Спротивно од овој планински масив, во југо-западниот дел е сместен врвот Водно со 1.050м височина. Истражниот простор се наоѓа на 3,5км северозападно од центарот на Скопје и зафаќа простор од подножјето на Скопска Црна Гора.









5.2 Инженерско-геолошки карактеристики

Геолошката градба на карпестиот комплекс се дели на квартерни седименти и неогени седименти. Творбите од квартерната зона се развиваат на широк простор во скопската долина и се карактеризираат со присуство на различни наслаги. Длабочината на овие наслаги варира од неколку метри до неколку стотини метри. Наслагите се состојат од тресетно мочуриште и обично мочуриште, кои биле создадени во езерска средина. Поврзан и порозен травертин и туфи може да се најдат на неколку локации во скопската долина. Потеклото на овие наслаги се поврзува со геотермалните активности кои водат до таложење на CaCO_3 во езерото. Длабочината на туфите е нормално поголема од 20м. Обично кај туфите и травертинот се присутни остатоци од фосилна флора и фауна. Дилувиумските слоеви може да се најдат на северните делови на скопската долина и ретко во нејзините југо-источни делови. Најчестите локации се субстратумот на планината Скопска Црна Гора, но исто така во субстратумот на планините кои се наоѓаат околу Скопје. Овие слоеви се во зоната на транзиција од планинскиот масив до други квартерни делови. Пролувиумскиот материјал исто така е широко распространет во скопската долина. Алувиумски тераси може да се најдат по текот на големите реки кои се одлеваат во скопската долина. Тие се состојат од сите основни типови карпи кои се типични за масивот околу Скопје. Нивната длабочина

варира од 5 до 70 метри преку тековното ниво на реките. Помеѓу кварталните творби, алувиумските слоеви се најмногу хоризонтално протегнати. На истражниот простор кој е предмет на оваа тема на овој магистерски труд се извршени дупнатини со длабочина до 30м. Со картирање на дупнатините е утврдена инженерско-геолошка градба на подлото. Истражниот простор од теренот припаѓа на Алувијалните седименти, кои се дел од Скопската котлина. Тие се претставени со грубокластичен материјал, составен од песоци, чакали и глини на места со самци и валутови. Овие карпести маси во поширокиот простор се во контакт со делувијално-пролувијалните седименти. Од инженерско-геолошки аспект тоа се неврзани карпести маси во делот на песоците и чакалите и слабо врзани карпести маси во делот на глините. Од хидрогеолошки аспект станува збор за добро издишани терени, со слободно ниво на подземната вода и збиен тип на издани. Нивото на подземната вода е во горните делови од теренот и малку варира, зависно од литологијата и морфологијата на теренот. Според инженерско-геолошките карактеристики овие карпести маси припаѓаат во групата неврзани карпести маси во делот на Квартерните седименти представени од Алувијални седименти кои го изградуваат најголемиот дел од теренот и полуврзани карпести маси миоценски седименти составени од глиновото-лапоровите седименти.



ЛЕГЕНДА:

-  Алувиум
-  Делувиум-пролувиум
-  Изворски бигрови
-  Бигорливи варовници
-  а) Лапоровити глини
-  б) Песоци и чакали
-  Кварцити
-  Кварцно серицитски шкрилци и албитизирани биотитски шкрилци

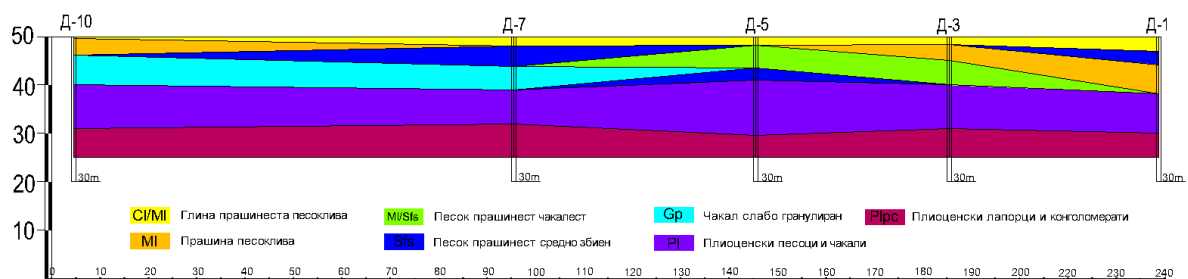
Слика 19. Геолошка карта на пошироката област Скопска котлина
Figure 19. Geological map of the general area Skopje Valley

5.3. Геологија на истражниот простор

Истражниот простор геолошки е испитан до длабочина од 25m со вкупно пет истражни картирани дупнатини. Од картираните дупнатини се определуваат геолошките средини и според тие податоци можеме да констатираме дека истражниот простор е составен од четири геолошки формации и тоа:

- Високопластична глина
- Прашинести и заглинети песоци и чакали
- Плиоценски песоци и чакали
- Плиоценски лапорци и конгломерати

Геолошката структура добиена од геолошките испитувања е претставена со геолошкиот профил претставен на сликата 1.



Слика 20. Геолошки профил составен од 5 истражни дупнатини, испитан до длабочина од 25m

Figure 20. Geological profile composed from 5 exploratory boreholes, examined to a depth of 25m

6. ЛАБОРАТОРИСКИ ИСПИТУВАЊА

Лабораториските испитувања изработени во овој труд се однесуваат на определување на гео-механичките карактеристики на геолошките средини утврдени преку геолошките испитувања. Во принцип сеизмичките бранови (кои се составени од пакети на еластична енергија) од сеизмичкиот извор се простираат со брзина определена преку еластичните модули и густината на геолошките средини низ кои поминуваат. Постојат два основни типови еластични бранови и тоа:

➤ P – брановите кои имаат најголемо значење во истражната сеизмологија претставуваат лонгитудинални или примарни еластични бранови. Брзината на простирање на лонгитудиналните еластични бранови е претставена како V_p .

➤ S – брановите претставуваат трансверзални или секундарни еластични бранови. Брзината на простирање на трансверзалните бранови е претставена како V_s .

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

$$V_p = \sqrt{\frac{K+4G/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\mu)E}{(1+\mu)(1-2\mu)\rho}}; \quad (6.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2*(1+\mu)}} \quad (6.2)$$

Модулите на еластичност за геолошките средини се добиени преку лабораториски испитувања и врз основа на добиените податоци, користејќи ги наведените формули се пресметуваат брзините на простирање на еластичните бранови за секоја средина. Во табелата 1 се претставени физичките и гео – механичките карактеристики на геолошките средини.

Табела 6.1. Гео – механички параметри на геолошките средини
Table 6.1. Geo – mechanical parameters of the geological environments

Параметар	Глина високопластична Пролувијални седименти (Q ₂ prsk)	Песоци и чакали прашности и заглинети, Пролувијални седименти (Q ₂ prsk)	Песоци, чакали, песоклива прашина заглинети, Пролувијални седименти (Q ₂ prsk)	Песоци и чакали и глиновити, песочници, лапорци и конгломерати, Плиоценски седименти (PL)
H (m)	1-3	2-5	8-12	25-60
V _p (m/s)	340-450	400-550	910-1360	1750-2750
V _s (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

6.1. Теренски истражувања

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

Табела.6.2. Преглед на истражни дупнатини
Table 6.2. Overview of investigation boreholes

Дупнатина	Длабочина [m]	Конечна длабочина [m]	П.П.В	Н.П.В	Земени примероци		
					○ - пореметени - полупореметени	■ - непореметени	
1	2	3	4	5	6	7	8
	4.90÷8.00				○		■
	8.00÷10.0				○		
	0.00÷0.80						

Д-4	0.80÷1.60	10.0	/	6.30	○		
	1.60÷3.60				○		
	3.60÷5.20				○		
	5.20÷10.0						■
Д-5	0.00÷0.80	10.0	/	8.30			■
	0.80÷1.80						■
	1.80÷6.50						■
	6.50÷9.30				○		
	9.30÷10.0				○		
Д-6	0.00÷0.70	10.0	/	6.30			
	0.70÷2.00				○		■
	2.00÷5.00				○		■
	5.00÷10.0				○		■
Д-7	0.00÷1.00	10.0	8.30	/			■
	1.00÷1.90						
	1.90÷6.20				○		
	6.20÷10.0						
Д-8	0.00÷1.30	10.0	8.30	/	○		■
	1.30÷2.60				○		
	2.60÷6.30				○		■
	6.30÷10.0				○		
Д-9	0.00÷0.50	10.0	/	/			
	0.50÷1.30				○		■
	1.30÷6.00						
	6.00÷10.0				○		
Д-10	0.00÷0.40	10.0	/	/			
	0.40÷3.80				○		
	3.80÷10.0				○		

6.2. Опит на стандардна динамичка пенетрација (SPT-тест)

Паралелно со истражното дупчење се вршени опити на стандардна динамичка пенетрација (SPT-тест), со цел оцена на квалитетот на под површината по однос на збиеноста. Опитите се наменети за ориентациско определување на механичките параметри на материјалите (ϕ , c и M_v) како компаративни показатели на лабораториските испитувања. Пенетрацијата е извршена со конус (или цилиндар), кој се набива со удари од тег од 0.635 kN со височина на паѓање од 76.30cm сè до продирање на конусот од 30.4 cm.

Во случај кога е применуван конус наместо цилиндар, бројот на ударите (N) се коригира со коефициент 0,7 така што:

$$N' = 0.7 * N \quad (6.3)$$

За случаите кога не е достигнато стандардно продирање од 30.4 cm, бројот на ударите се определува според изразот:

$$N_{kor} = 30.4 \cdot N' / e \quad (6.4)$$

e – длабочина на продирање на конусот (цилиндар)

Доколку коригираниот број на удари е $N' > 15$, сондирањето е под нивото на подземна вода и материјалот е ситнозрн песок, се извршува дополнителна корекција на бројот на удари по изразот на Terzaghi и Peck:

$$N'' = 15 + 0.5 \cdot (N' - 15) \quad (6.5)$$

Модулот на стисливост на некохерентните материјали е определен преку опитите на стандардна динамичка пенетрација (SPT).

Модулот на стисливост M_v е пресметан по изразот на Suklje:

$$M_v = (c_1 + c_2 \cdot N_{def}) \text{ (kN/m}^2\text{)} \quad (6.6)$$

а вредностите се во граници:

$2000 < C_1 < 3000$, $400 < C_2 < 600$ (за кохерентни почви)

$3000 < C_1 < 4000$, $600 < C_2 < 800$ (за некохерентни почви)

Податоците од извршените стандардни опити на динамичка пенетрација се прикажани табеларно.

Табела 6.3. Преглед на извршени SPT тестови
Table 6.3. Overview of performed SPT tests

Дупнатина / Vorehole	Длабочина / Depth	Продирање на конусот / cone penetration	Број на удари / hits number	Коригиран број на удари / corrected number of hits				Збиеност / конзистенција / compactness/consistency	Модул на стисливост / compressibility modulus	Агол на вн. триење / angle of internal friction
				N^I	N^{II}	N_{kor}	N_{def}			
	(m)	(cm)	N	N^I	N^{II}	N_{kor}	N_{def}	/	M_v (kPa)	ϕ (°)
Д-1	1.600÷1.904	30.4	29	20	/	/	20	цврста /solid	12500	/
	3.800÷3.900	10	30	21	/	64	64	многу збиена / very compact	48300	43
	7.700÷8.004	30.4	21	15	/	/	15	полуцврста / semisolid	10000	/
	1.700÷2.004	30.4	30	21	/	/	21	цврста /solid	13000	/

Определување на примената и ефективната на рефрактивните профили

Д-2	3.200÷3.330	13	30	21	/	49	49	збиена /compact	37800	40
	5.200÷5.504	30.4	14	10	/	/	10	полуцврста / semisolid	7500	/
	7.500÷7.804	30.4	17	12	/	/	12	полуцврста / semisolid	8500	/
Д-3	2.300÷2.450	15	30	21	/	43	43	збиена /compact	33600	39
	4.000÷4.210	21	30	21	/	30	30	среднозбиена / mediumcompact	24500	36
	6.200÷6.504	30.4	13	9	/	/	9	полуцврста / semisolid	7000	/
	8.500÷8.804	30.4	26	18	/	/	18	среднозбиена / mediumcompact	16100	33
Д-4	1.600÷1.904	30.4	27	19	/	/	19	цврста / solid	16800	/
	2.600÷2.770	17	30	21	/	38	38	збиена /compact	30100	38
	4.800÷5.104	30.4	11	8	/	/	8	мека /soft	6500	/
	7.000÷7.230	23	30	21	/	28	28	среднозбиена / mediumcompact	23100	36
	8.000÷8.210	21	30	21	/	30	30	среднозбиена / mediumcompact	24500	36
Д-5	2.200÷2.504	30.4	30	21	/	/	21	цврста / solid	13000	/
	5.000÷5.280	28	30	21	/	23	23	цврста / solid	14000	/
	7.800÷8.104	30.4	24	17	/	/	17	среднозбиена / mediumcompact	15400	32
Д-6	1.800÷2.104	30.4	22	15	/	/	15	полуцврста / semisolid	10000	/
	3.500÷3.804	30.4	24	17	/	/	17	полуцврста / semisolid	11000	/
	7.200÷7.504	30.4	20	14	/	/	14	полуцврста / semisolid	9500	/
Д-7	1.700÷2.004	30.4	30	21	/	/	21	цврста / solid	13000	/
	7.000÷7.240	24	30	21	/	27	27	среднозбиена / mediumcompact	22400	35
Д-8	1.600÷1.880	28	30	21	/	23	23	цврста / solid	14000	/
Д-9	1.500÷1.630	13	30	21	/	49	49	збиена /compact	37800	40
	5.600÷5.840	24	30	21	/	27	27	среднозбиена / mediumcompact	22400	35
Д-10	1.500÷1.804	30.4	13	9	/	/	9	полуцврста / semisolid	7000	/
	5.000÷5.304	30.4	15	11	/	/	11	полуцврста / semisolid	8000	/

7. СЕИЗМИЧКИ ИСПИТУВАЊА

7.1. Рефрактивна сеизмичка метода

Методите на рефракциската сеизмика се темелат на снимање на првите надојдувања на сеизмичката енергија. Кај сеизмичката метода на рефракција, од точката на побуда на тлото долж линијата на истражување се поставуваат приемници на определено растојание кои со помош на кабел се споени со сеизмичка мерна апаратура. Откако тлото ќе се побуди (со сила од надворешен причинител) од точката низ тлото се шират еластични бранови во сите насоки. Кога еластичниот бран ќе најде на граница помеѓу различни еластични средини, бранот се прекршува и се враќа кон површината на тлото. На површината поставените приемници ги претвараат механичките осцилации на тлото во електрични импулси и ги препраќаат до сеизмичката апаратура. Во апаратурата импулсите се појачуваат, филтрираат и снимаат, се регистрира моментот на побуда и времето на доаѓање на бранот. Врз основа на снимките од сеизмограмите може да се конструираат дијаграми кои ја дават зависноста помеѓу растојанието на приемниците од точката на побуда и времето на прием на брановите во приемниците. Ваквите дијаграми се нарекуваат ходохрони.

Сеизмичките методи на истражување се темелат на појавата на ширење на вештачки предизвикани еластични бранови низ стените. Во теоријата за ширење на бранови се претпоставува дека стената е хомогена и изотропна. Сеизмичките бранови се произведуваат во изворот на бранот (во така наречената точка на палење) на површината или во нејзина близина. Како извор на сеизмичките бранови често се користат удари со чекан врз метална плоча која се наоѓа на површината или експлозив кој се поставува во плитка бушотина.

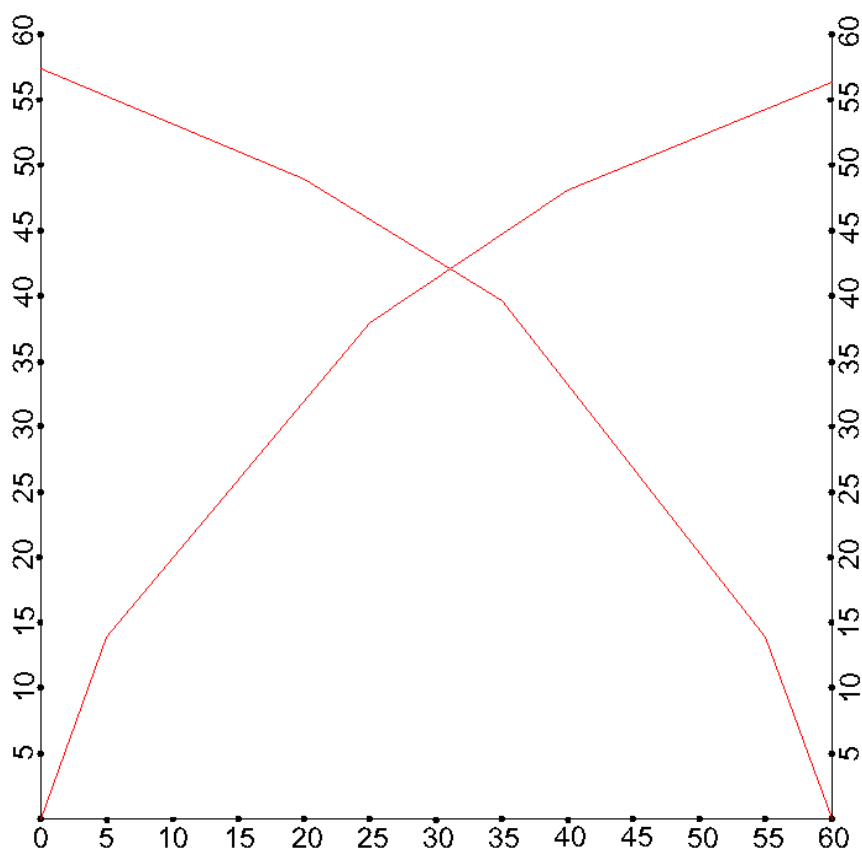
Сеизмичките бранови се шират низ стените предизвикувајќи еластични деформации и по одреденото време пристигнуваат до точката на површината каде што геофонот го детектира нивното надојдување. Со обработка на податоците за мерење на времето на патот на брановите од изворот до геофонот и оддалеченоста на геофонот до изворот се добива брзината на ширење на еластичните бранови низ стените. Подземјето не е хомогено, а

сеизмичката брзина зависи од градбата, литологијата и состојбата на наслaгите. Границите на промената на брзината обично се судруваат со геолошките граници, така што на основата на брзината може да се конструира геолошки модел на подземјето.

Рефрактивната сеизмичка метода се базира на основните сеизмички принципи и е составена од извор и приемник на еластични бранови. Преку временската разлика која се појавува помеѓу генерирањето и регистрирањето на еластичните бранови се определува брзината на простирање на еластичните бранови, додека пак преку растојанието помеѓу изворот и приемникот длабочината до која се простираат еластичните бранови низ под површинската структура која е еднаква на една половина од тоа растојание. Рефракцијата претставува процес на прекршување на еластичните бранови кога истите преминуваат од средина со помала во средина со поголема брзина на простирање. Аголот на прекршување директно зависи од брзините на простирање во двете средини и е дефиниран преку равенството:

$$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}} \quad (7.1)$$

Рефрактивните модели кои се обработени во научниот труд се со максимална должина од 60m, па според претходно наведените основи максималната длабочина на моделирање на испитуваниот простор изнесува 30m. Изработени се вкупно 4 рефрактивни модели кои целосно ја моделираат истражна површина (со должина од 210m) и се преклопуваат на секои 50m од профилната линија. Поради обемноста на испитувањата и во интерес на практичноста на трудот во елаборатот е претставен еден рефрактивен модел.



Слика 21. Модел на рефракција претставен преку две ходохрони
Figure 21. Model of refraction presented through two curves

7.2 Интерпретација на рефрактивна сеизмичка метода

Интерпретацијата на рефрактивните профили опфаќа неколку фази и процесот на интерпретација е постапен и поединечен за рефрактивното мерење изведено нанапред и рефрактивното мерење изведено наназад долж мерната површина. Најпрво се определуваат точките на прекршување на ходохроната, а преку тоа и гранките на простирање. Секое прекршување на ходохроната означува различна геолошка средина, а преку диференцијалот на должината Δx_n и времето Δt_n се пресметува брзината на простирање на еластичните бранови во испитуваната геолошка средина преку равенката:

$$V_n = \frac{\Delta x_n}{\Delta t_n} \text{ (m/s)} \quad (7.2)$$

Определувањето на длабочината до граничните површини кои ги одделуваат различните геолошки средини е изведено преку t_0 методата, односно преку пронаоѓање на интерсептот на времето за секоја гранка на прекршување на ходохороната. Длабочината до граничните површини се определува преку равенството:

$$z_n = \frac{1}{2} \frac{V_n * t_{0n}}{\cos i_n} \quad (7.3)$$

Каде што:

z_n – длабочина до n гранична површина;

V_n – брзина на простирање од површината на теренот до граничната површина

t_{0n} – интерсепт на времето t за n геолошката средина

$\cos i_n$ – агол на прекршување на рефрактираниот еластичен бран.

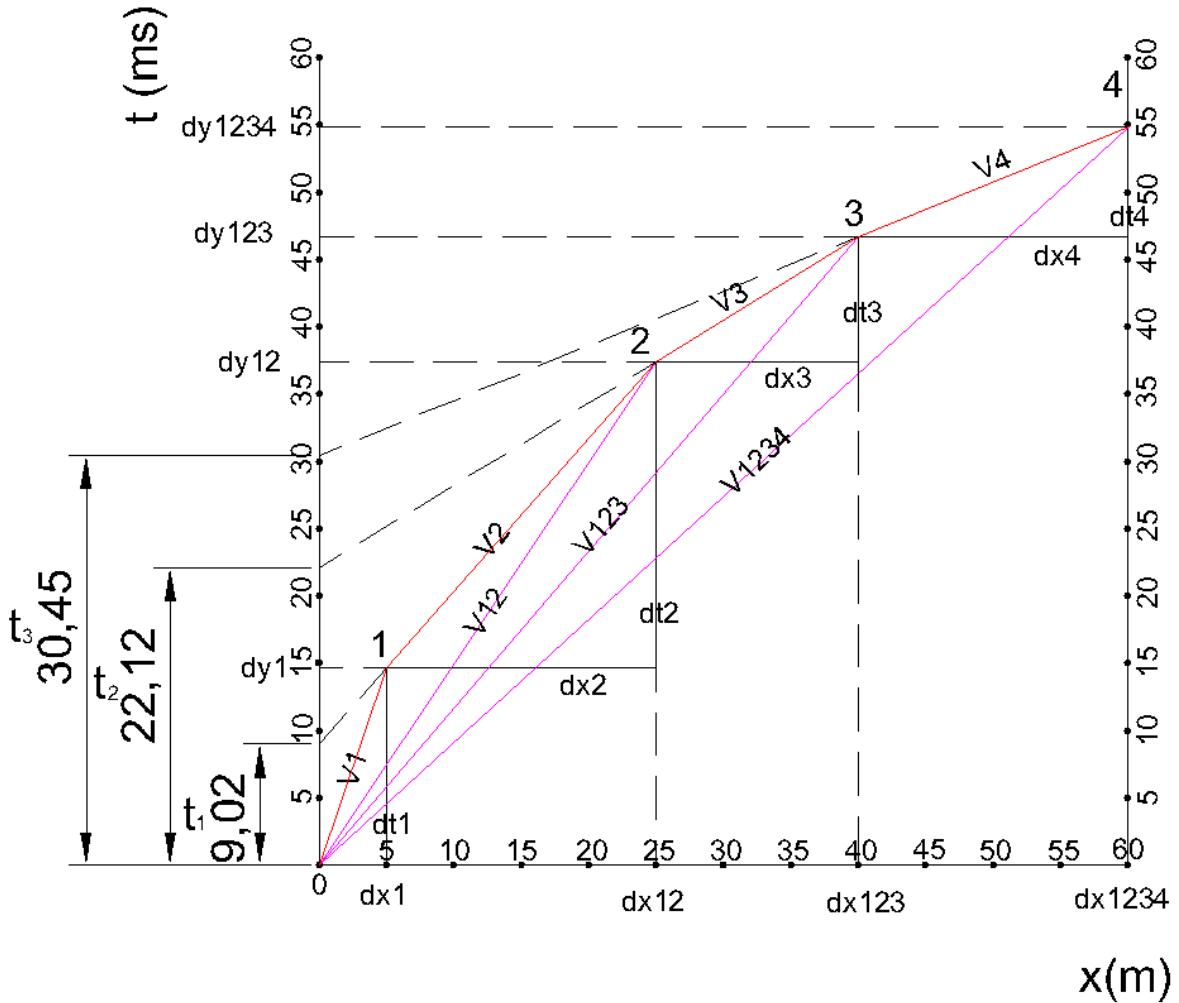
7.2.1 Интерпретација на модел 1

Моделите на рефракција претставуваат комбинирани модели изработени со техниката Напред-Назад. Интерпретацијата на секој модел се изведува постапно, односно независно се интерпретираат ходохороните добиени со мерење долж мерната линија Напред-Назад.

➤ Интерпретација НАПРЕД

Како почеток на постапката на интерпретацијата на кривата напред од моделот на рефракција претставува дефинирање на карактеристичните точки на прекршување. Откако ќе се дефинираат сите карактеристични точки во кои се прекршува кривата, се определуваат со нивните диференцијални вредности во однос на $X;Y$ оските. На сликата (од модел 1 напред) е претставена ходохороната регистрирана при мерење напред долж мерната точка со сите регистрирани прекршувања, мерни и димензионирани вредности.

При анализа на кривата се констатирани 4 прекршувања.



Слика 22. Модел 1 интерпретација напред
 Figure 22. Model 1 Interpretation forward

Вредностите на графиконот на X оската се претставени во метри и ја означуваат должината на мерната површина, додека пак на Y оската е претставено времето на регистрирање на еластичните осцилации во единица милисекунда. Со продолжување на втората гранка од ходохроната од точка на прекршување до пресек со ординатната Y оска се добива отсечок што го дефинира времето t_0 кое се нарекува интерсепт. На рефракциските профили се прикажани регистрираните криви-ходохрони, со интерсептите на времето t_0 , соодветно за секое прекршување. Од X,Y оските за сите прекршувања на кривата директно се отчитуваат вредностите за ΔX и ΔX_{nm} (преку X оска), а за Δt и ΔY_{nm} (преку Y оска). Отчитаните вредности од кривата се прикажани во табелата 7.1.

Табела 7.1. Отчитани вредности, модел 1 постапка напред
Table 7.1. Measure walues, model 1 action forward

Модел1/ model1		L=60m			
постапка		Напред/ action forward			
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	4,9921	14,6965	4,9921	14,6965	9,0200
2	19,9779	22,6726	24,9700	37,3691	22,1200
3	15,0000	9,3500	39,9700	46,7191	30,4500
4	20,0300	8,1683	60,0000	54,8874	60,0000

Врз основа на добиените вредности се определуваат карактеристиките на регистрираните средини. За определување на еластичните карактеристики на структурите по пат на математичко-аналитичка постапка се определуваат вредностите на брзините за тие средини. Брзината на простирање на еластичниот бран за дадена средина се определува според равенството (7.7.).

Збирната брзина на простирање на еластичниот бран низ две и повеќе средини се определува со изразот:

$$V_{nm} = \frac{dx_{nm}}{dt_{nm}} \quad (7.4)$$

Аголот на прекршување i_n , кога еластичниот бран преминува од една во друга средина се определува со модификација на законот на Снелиус.

$$\sin i_n = \frac{V_n}{V_{n+1}} \quad (7.5)$$

$i_n = \arcsin$

Од гранките на ходохроните се дефинирани брзините на простирање низ еластичните средини V_n , со самото тоа според равенството (7.3) и аголот на прекршување i_n . Од дијаграмот уште е познато времето на простирање на еластичните осцилации за определено растојание X . Со примена на добиените вредности, се пресметува длабочината на секоја гранична површина. Пресметаните параметри заедно со длабочините до граничните површини се поставени во табела 7.2.

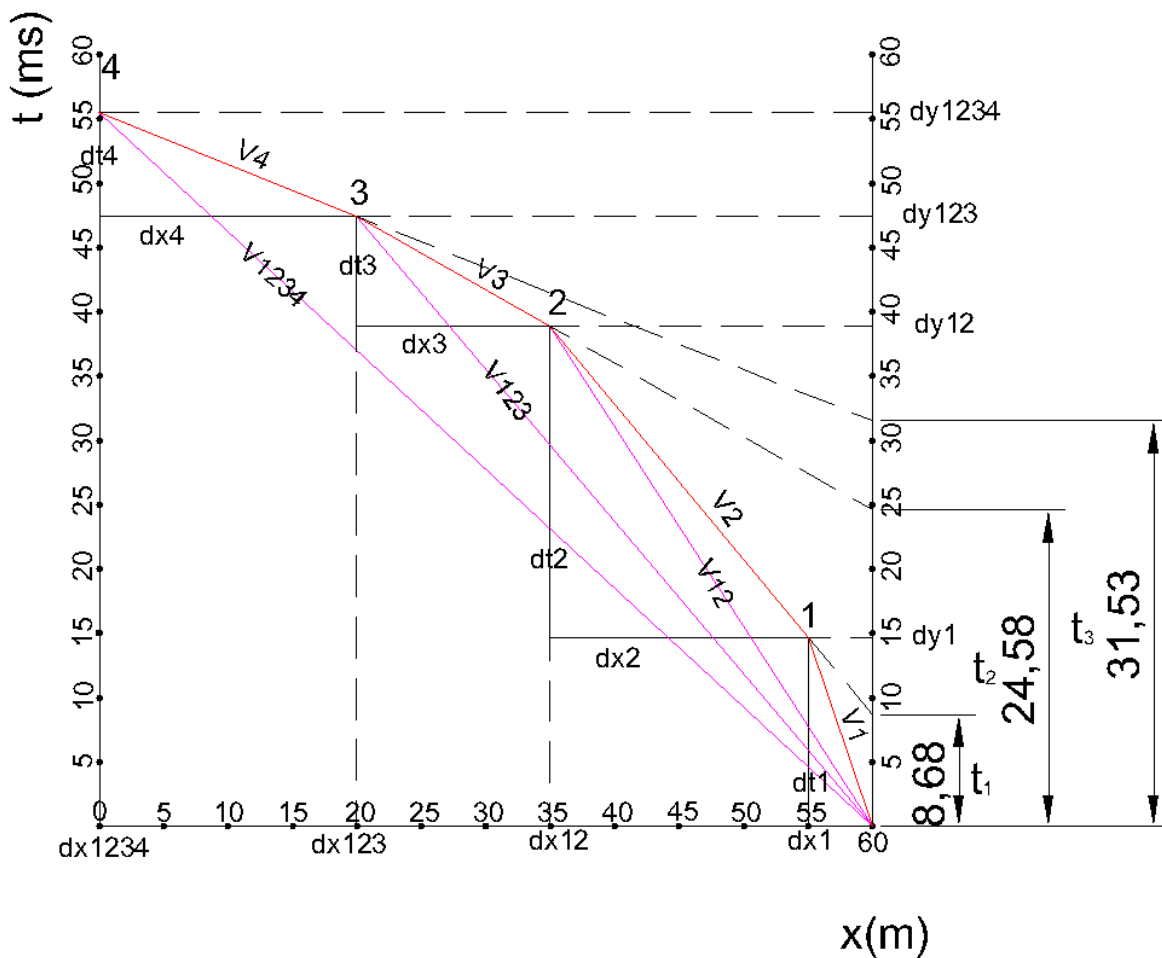
Табела 7.2. Пресметани вредности, модел 1 постапка напред.

Table 7.2. Calculated values, model 1 action forward

Модел1 / Model 1		L=60m			
постапка напред /		action forward			
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n \cdot V_n / \cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
339,68	339,68	0,38550	22,67459	0,92271	1,66
881,15	668,20	0,54925	33,31547	0,83566	8,84
1604,28	855,54	0,65423	40,86128	0,75630	17,22
2452,16	1093,15				

➤ Интерпретација НАЗАД

Претходно обработената процедура се изведува за ходохроната добиена при постапка назад долж мерната површина.



Слика 23. Модел 1 интерпретација назад
Figure 23. Model 1 interpretation backwards

На сликата е претставена димензионираната ходохрона со сите регистрирани прекршувања (слика модел 1 назад).

При анализа на дијаграмот се констатирани 4 различни еластични средини. Секоја гранка се продолжува спрема Y-оската за определување на вредностите за интерцептот на времето (t_0). Според димензионираните вредности, се определуваат диференцијалните податоци за времето на регистрирање и определеното растојание.

Табела 7.3. Отчитани вредности, модел 1 постапка назад
Table 7.3. Measure values, model 1 back procedure

модел1 / model1 L=60m					
постапка Назад /			back procedure		
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0000	14,7000	5,0000	14,7000	8,6800
2	20,0697	24,1764	25,0697	38,8764	24,5800
3	15,0000	8,5522	40,0697	47,4286	31,5300
4	19,9302	8,1136	59,9999	55,5422	60,0000

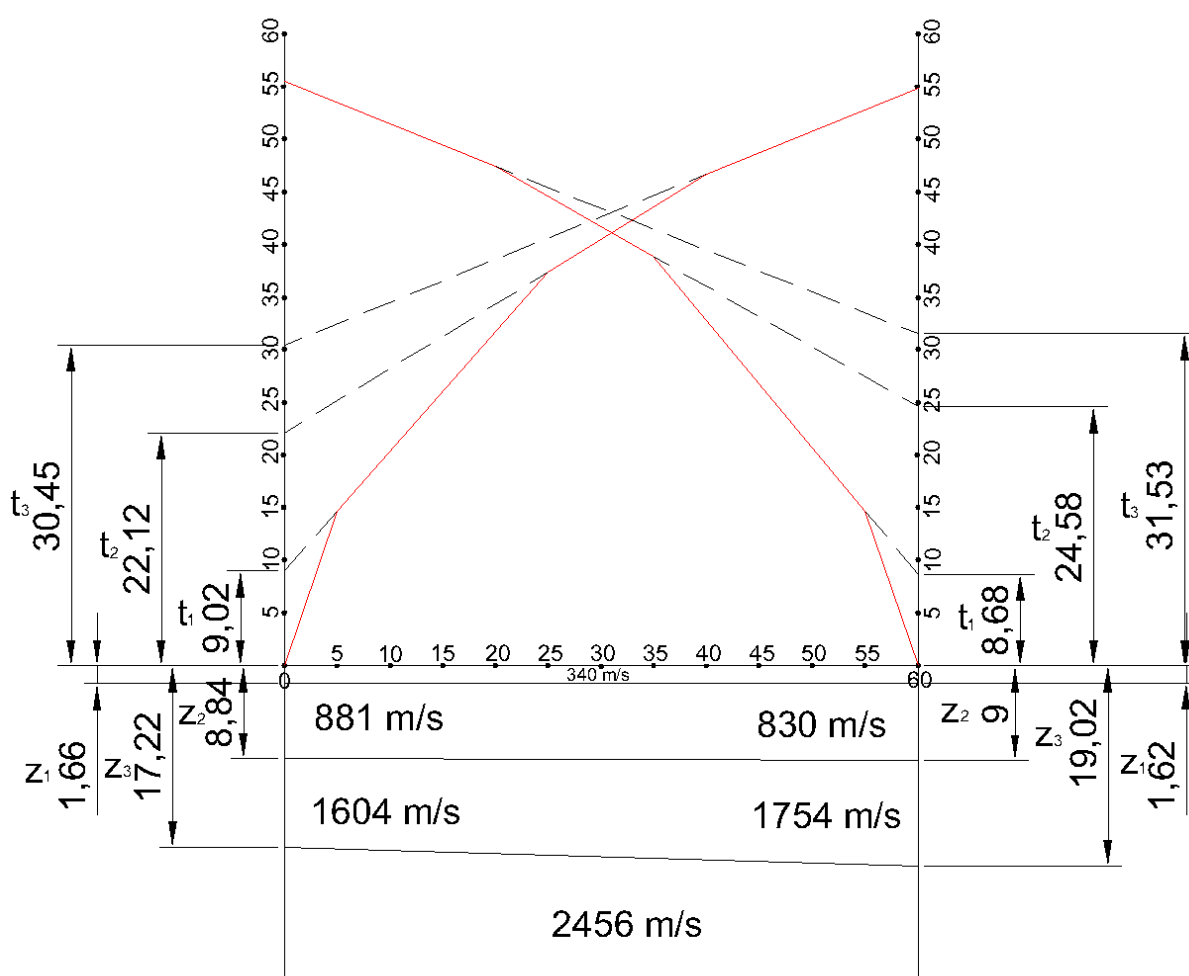
Во табелата 7.3. се претставени отчитаните вредности од прикажаниот дијаграм на претходната слика (слика, модел назад).

Според равенството (7.2) врз основа на податоците добиени од табелата за секоја еластична средина се определува брзината на простирање на сеизмичкиот бран. Аголот на прекршување меѓу секои 2 соседни средини се определува според равенството (7.5). Врз основа на сите пресметани параметри се пресметува длабочината на секоја гранична површина, според (7.3). Пресметаните параметри заедно со добиените длабочини се претставени во табела 7.4.

Табела 7.4. Пресметани вредности, модел 1 постапка назад
Table 7.4. Calculated values, model 1 back procedure

Модел1 / Model1 L=60m					
постапка назад /			back procedure		
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n \cdot V_n / \cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
340,14	340,14	0,40974	24,18821	0,91220	1,62
830,14	644,86	0,47330	28,24867	0,88090	9,00
1753,93	844,84	0,71403	45,56361	0,70012	19,02
2456,39	1080,26				

Добиените податоци за пресметаните длабочини ја дефинираат конечната интерпретирана форма на подповршинската структура која е истражена преку сеизмичкиот модел 1. Рефрактивните истражувања вертикално ја моделираат мерната точка, каде што е позициониран изворот на сеизмичките бранови. Според тоа преку техниката Напред-Назад не само што вертикално се моделираат две мерни точки, на почетокот и крајот на мерната површина, туку се определува и наклонот на секоја гранична површина. На сликата е претставена конечната интерпретација на сеизмичкиот модел 1 изработена според интерцептот на времето t_0 .



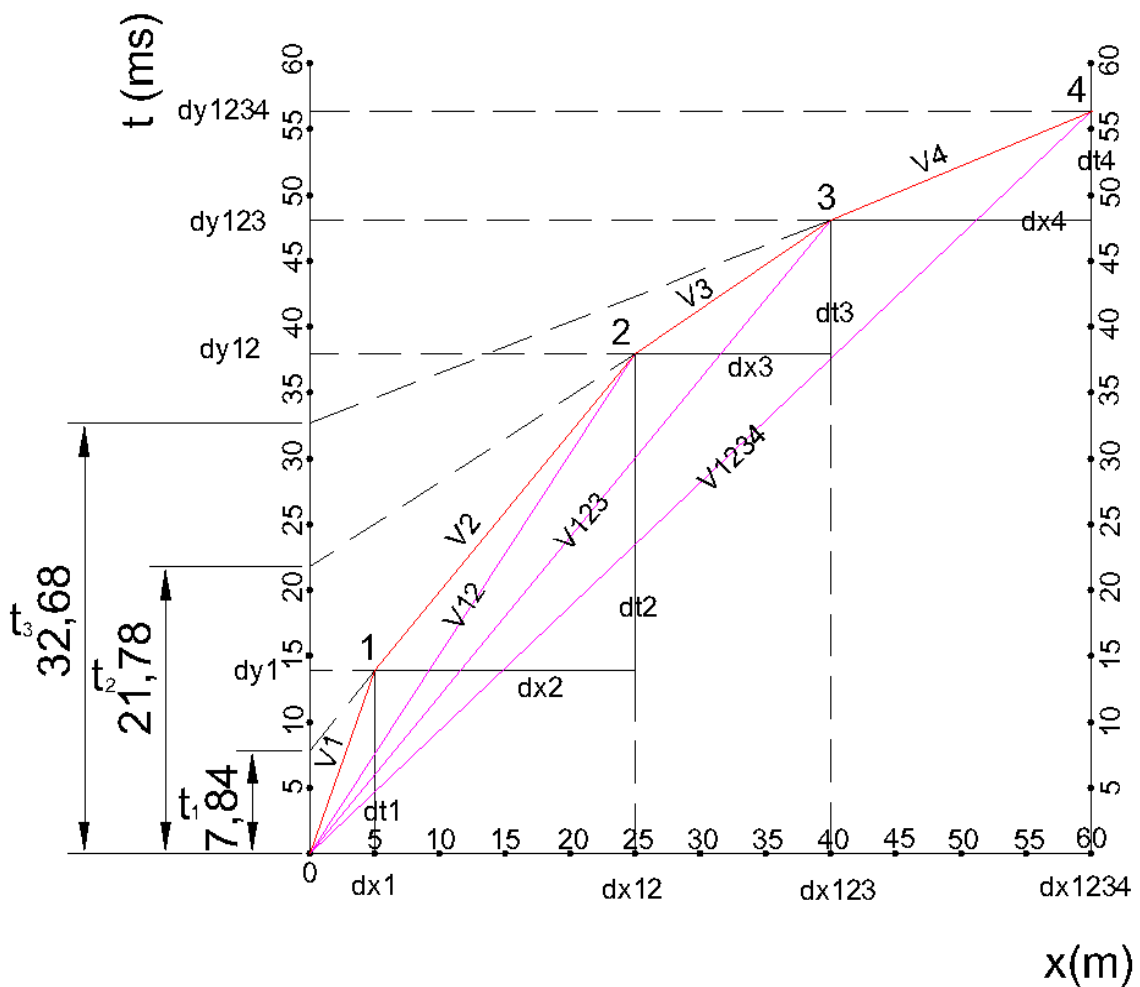
Слика 24. Интерпретиран сеизмички модел 1
Figure 24. Interpreted seismic model 1

7.2.2. Интерпретација на модел 2

Вториот сеизмички модел е позициониран меѓу дупнатините D7 и D5 и е со вкупна должина од 60m. Рефрактивниот модел е составен од две ходохрони изработени според техниката Напред-Назад. Интерпретацијата на моделот се изработува постапно, односно секоја ходохрона се интерпретира посебно.

➤ Интерпретација НАПРЕД

Прва фаза од интерпретацијата претставува обработката на ходохроната, регистрирана напред долж мерната површина. На сликата јасно се гледа кривата напред, димензионирана според сите прекршувања.



Слика 25. Модел 2 интерпретација напред
Figure 25. Model 2 interpretation forward

Од дијаграмот се определуваат сите точки на прекршување. Со продолжување на сите гранки кон Y-оската се определуваат податоците за интерцептот на времето t_0 . Од X;Y оските, директно се отчитуваат диференцијалните вредности на изминатото растојание во единица време за секоја гранка. Отчитаните податоци од дијаграмот се претставени во табелата 7.5.

Табела 7.5. Отчитани вредности, модел 2 постапка напред
Table 7.5. Measured values, model 2 action forward

Модел2/ Model2 L=60m					
постапка		Назад /	action forward		
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0079	13,8800	5,0079	13,8800	7,8400
2	19,9700	24,0788	24,9779	37,9588	21,7800
3	15,0000	10,1474	39,9779	48,1062	32,6800
	20,0655	8,2456	60,0434	56,3518	60,0000

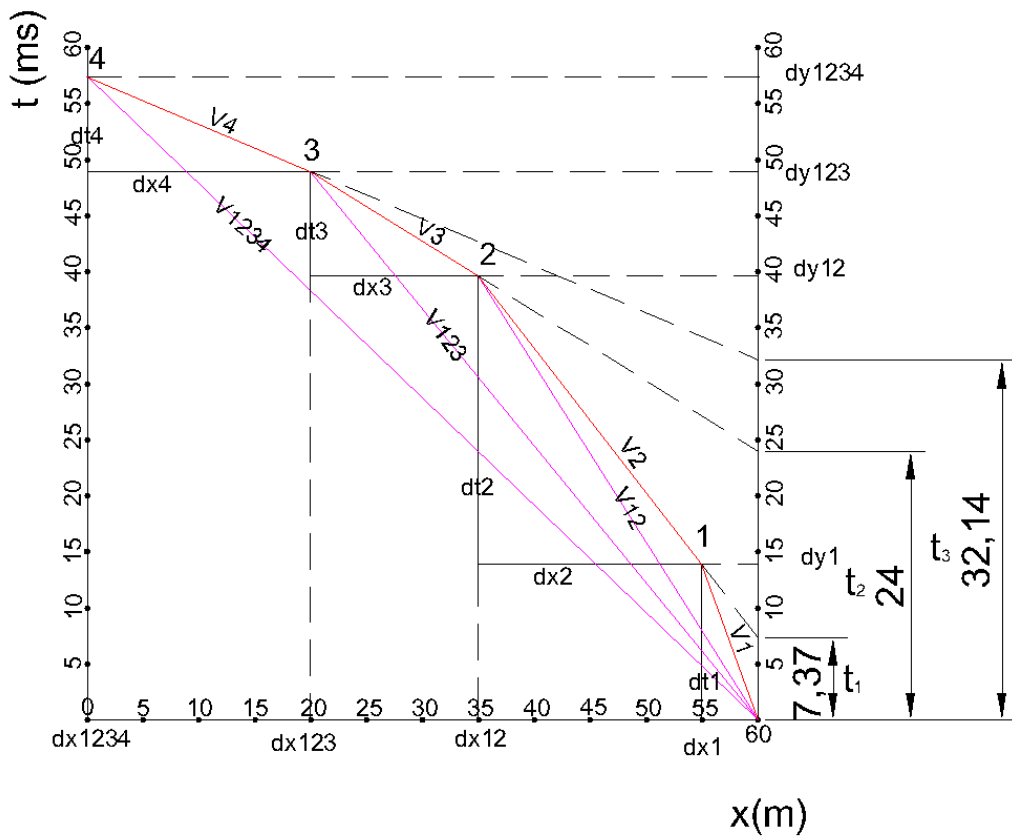
Брзините на простирање на сеизмичките осцилации низ регистрираните еластични средини се пресметуваат според равенството (7.2). Акумулираните вредности за брзина на простирање на еластичниот бран низ една или повеќе средини се определува според равенството (7.4). Аголот на прекршување i_n се определува според равенството (7.5). Врз основа на добиените податоци, користејќи ја равенката (7.3), се пресметуваат длабочините до граничните површини кои ги одделуваат различните еластични средини. Во табелата 7.6. се претставени пресметаните параметри со конечните вредности за добиените длабочини.

Табела 7.6. Пресметани вредности, модел 2 постапка напред
Table 7.6. Calculated values, model 2 action forward

Профил 2 L=60m					
постапка напред					
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n*V_n/\cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
360,80	360,80	0,43503	25,78744	0,90041	1,57
829,36	658,03	0,56106	34,12891	0,82778	8,66
1478,21	831,03	0,60745	37,40517	0,79436	17,09
2433,48	1065,51				

➤ Интерпретација Назад

Претходно обработената процедура се изведува за ходохроната добиена при постапка назад долж мерната површина.



Слика 26. Модел 2 интерпретација назад
Figure 26. Model 2 backwards interpretation

На сликата е претставена димензионираната ходохрона со сите регистрирани прекршувања (слика модел 2 назад).

При анализа на дијаграмот се констатирани 4 различни еластични средини. Секоја гранка се продолжува спрема Y-оската за определување на вредностите за интерцептот на времето (t_0). Според димензионираните вредности, се определуваат диференцијалните податоци за времето на регистрирање и определеното растојание. Во табелата 7.7. се претставени отчитаните вредности од прикажаниот дијаграм на претходната слика (слика, модел назад).

Табела 7.7. Отчитани вредности, модел 2 постапка назад
Table 7.7. Measured values, model 2 back procedure

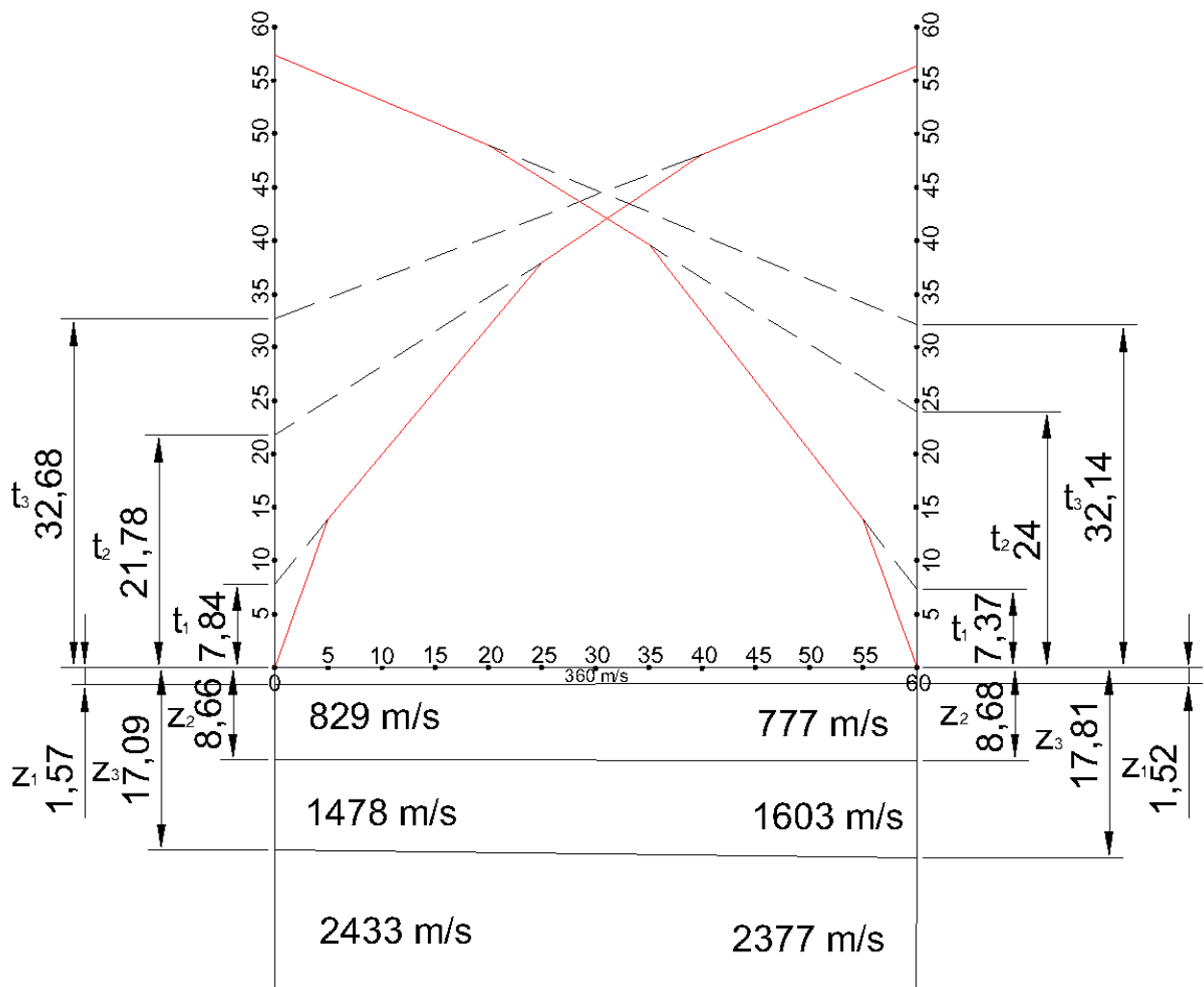
Модел2/ Модел2 L=60m					
постапка		Назад/ back procedure			
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0655	13,8800	5,0655	13,8800	7,3700
2	20,0000	25,7400	25,0655	39,6200	24,0000
3	15,0000	9,3540	40,0655	48,9740	32,1400
4	19,9779	8,4034	60,0434	57,3774	60,0000

Според равенството (7.2) врз основа на податоците добиени од табелата за секоја еластична средина се определува брзината на простирање на сеизмичкиот бран. Аголот на прекршување меѓу секои 2 соседни средини се определува според равенството (7.5). Врз основа на сите пресметани параметри се пресметува длабочината на секоја гранична површина, според (7.3). Пресметаните параметри заедно со добиените длабочини се претставени во табела 7.8.

Табела 7.8. Пресметани вредности за модел 2, постапка назад
Table 7.8. Calculated values, model 2 back procedure

Модел2 / Model2 L=60m					
постапка		назад / back procedure			
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n \cdot V_n / \cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
364,95	364,95	0,46969	28,01418	0,88283	1,52
777,00	632,65	0,48454	28,98219	0,87477	8,68
1603,59	818,10	0,67453	42,41740	0,73825	17,81
2377,36	1046,46				

Добиените податоци за пресметаните длабочини ја дефинираат конечната интерпретирана форма на подповршинската структура која е истражена преку сеизмичкиот модел 2. Рефрактивните истражувања вертикално ја моделираат мерната точка, каде што е позициониран изворот на сеизмичките бранови. Според тоа преку техниката Напред-Назад не само што вертикално се моделираат две мерни точки, на почетокот и крајот на мерната површина, туку се определува и наклонот на секоја гранична површина. На сликата е претставена конечната интерпретација на сеизмичкиот модел 2 изработена според интерцептот на времето t_0 .



Слика 27. Интерпретиран сеизмички модел 2
Figure 27. Interpreted seismic model 2

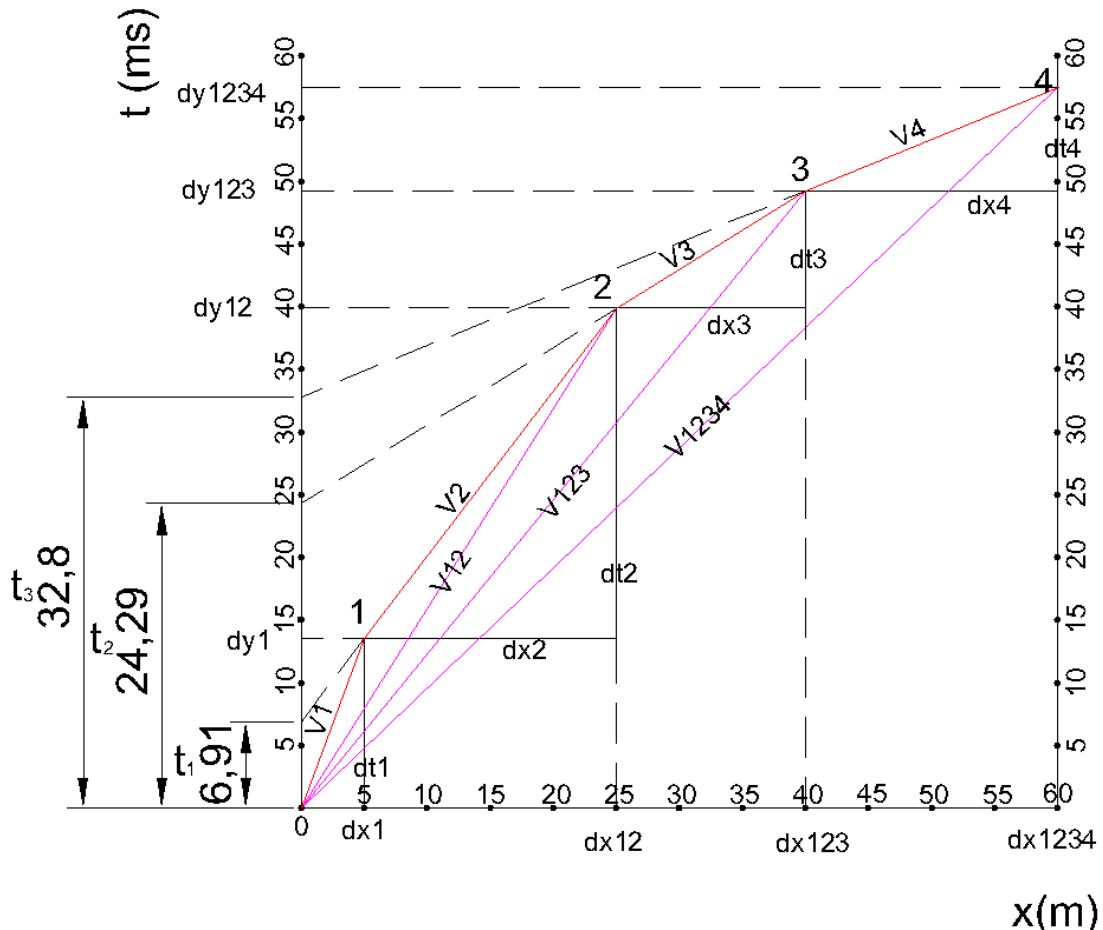
7.2.3 Интерпретација на модел 3

Третиот сеизмички модел е позициониран меѓу дупнатините D7 и D5 и е со вкупна должина од 60m. Рефрактивниот модел е составен од две ходохрони изработени според техниката Напред-Назад.

Интерпретацијата на моделот се изработува постапно, односно секоја ходохрона се интерпретира посебно. Конечниот интерпретиран сеизмички модел се изработува преку комплексна интерпретација на податоците добиени при поединечната анализа и обработка на двете ходохрони.

➤ Интерпретација НАПРЕД

Прва фаза од интерпретацијата претставува обработката на ходохроната, регистрирана напред долж мерната површина. На сликата јасно се гледа кривата напред, димензионирана според сите прекршувања.



Слика 28. Модел 3 интерпретација напред
Figure 28. Model 3 interpretation forward

Од дијаграмот се определуваат сите точки на прекршување. Со продолжување на сите гранки кон Y-оската се определуваат податоците за интерцептот на времето t_0 . Од X;Y оските, директно се отчитуваат диференцијалните вредности на изминатото растојание во единица време за секоја гранка. Отчитаните податоци кои се добиваат од дијаграмот преку негова директна анализа се претставени во табелата 7.9 и истите претставуваат базна основа за определување на еластичните карактеристики на сите различни идентификувани геолошки средини.

Табела 7.9. Отчитани вредности, модел 3 постапка напред
Table 7.9. Measured values, model 3 action forward

Модел3/ Model3 L=60m					
постапка		напред/		action forward	
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0018	13,5130	5,0018	13,5130	6,9100
2	19,9761	26,3570	24,9779	39,8700	24,2900
3	15,0000	9,3560	39,9779	49,2260	32,8000
4	19,9779	8,2620	59,9558	57,4880	60,0000

Брзините на простирање на сеизмичките осцилации низ регистрираните еластични средини се пресметуваат според равенството (7.2). Акумулираните вредности за брзина на простирање на еластичниот бран низ една или повеќе средини се определува според равенството (7.4). Аголот на прекршување i_n се определува според равенството (7.5). Врз основа на добиените податоци, користејќи ја равенката (7.3), се пресметуваат длабочините до граничните површини кои ги одделуваат различните еластични средини. Во табелата 7.10. се претставени пресметаните параметри со конечните вредности за добиените длабочини.

Табела 7.10. Пресметани вредности, модел 3 постапка напред
Table 7.10. Calculated values, model 3 action forward

Модел3/ Model3 L=60m					
постапка		напред /		action forward	
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n \cdot V_n/\cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
370,15	370,15	0,48838	29,23430	0,87263	1,47
757,90	626,48	0,47273	28,21169	0,88121	8,63
1603,25	812,13	0,66303	41,53175	0,74859	17,79
2418,05	1042,93				

➤ Интерпретација НАЗАД

Претходно обработената процедура се изведува за ходохроната добиена при постапка назад долж мерната површина.

На сликата е претставена димензионираната ходохрона со сите регистрирани прекршувања (слика модел 3 назад).

Табела 7.11. Отчитани вредности, модел 3 постапка назад
Table 7.11. Measured values, model 3 back procedure

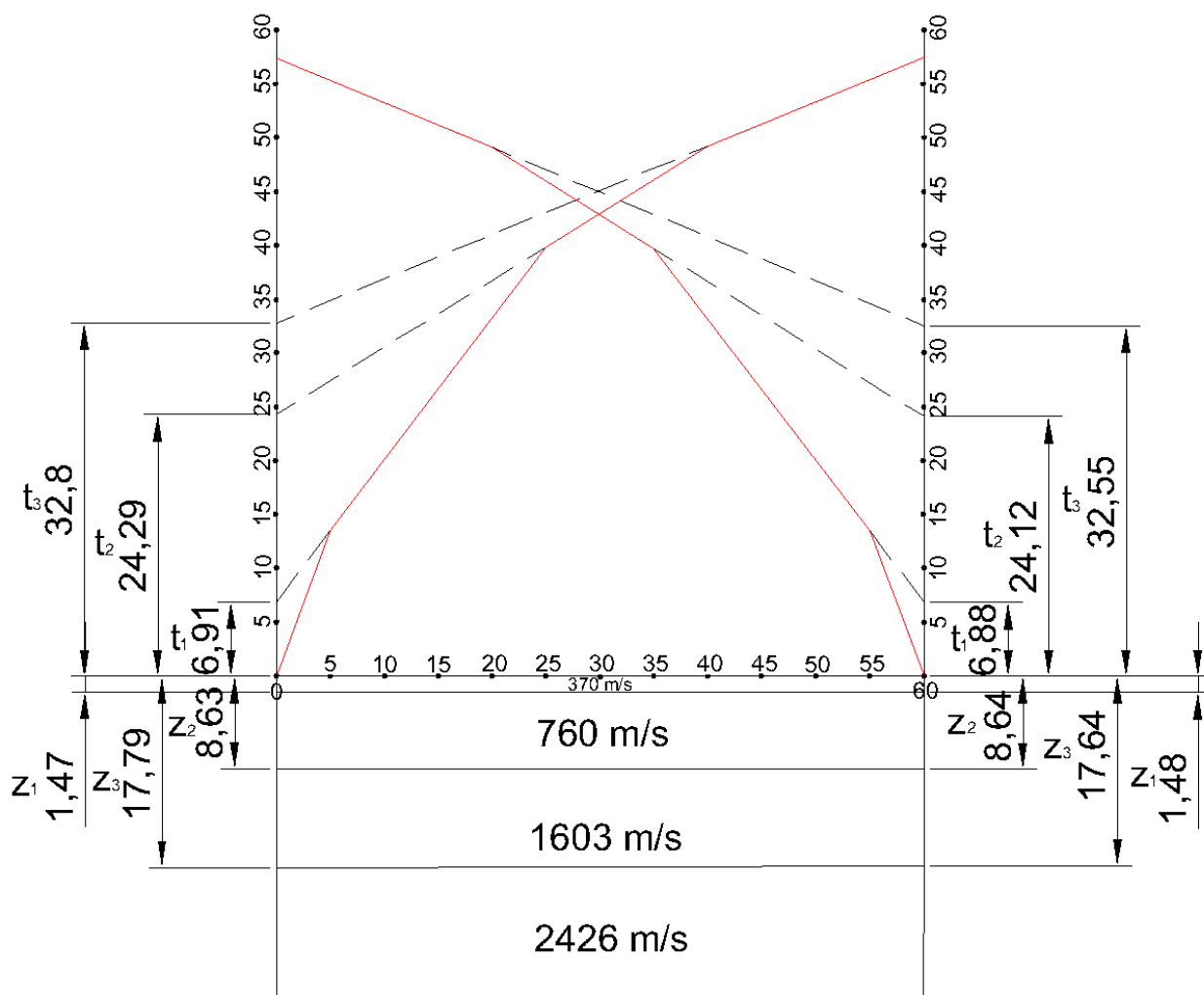
Модел3/ Model3 L=60m					
постапка		назад/ back procedure			
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0647	13,5130	5,0647	13,5130	6,8800
2	20,0000	26,2370	25,0647	39,7500	24,1200
3	15,0000	9,3570	40,0647	49,1070	32,5500
4	20,0655	8,2420	60,1302	57,3490	60,0000

Според равенството (7.2) врз основа на податоците добиени од табелата за секоја еластична средина се определува брзината на простирање на сеизмичкиот бран. Аголот на прекршување меѓу секои 2 соседни средини се определува според равенството (7.5). Врз основа на сите пресметани параметри се пресметува длабочината на секоја гранична површина, според (7.3). Пресметаните параметри заедно со добиените длабочини се претставени во табела 7.12.

Табела 7.12. Пресметани вредности за модел 3, постапка назад
Table 7.12. Calculated values, model 3 back procedure

Модел3/ Model3 L=60m					
постапка		назад / back procedure			
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n \cdot V_n / \cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
374,80	374,80	0,49168	29,45133	0,87077	1,48
762,28	630,56	0,47551	28,39267	0,87971	8,64
1603,08	815,87	0,65847	41,18344	0,75261	17,64
2434,54	1048,50				

Добиените податоци за пресметаните длабочини ја дефинираат конечната интерпретирана форма на подповршинската структура која е истражена преку сеизмичкиот модел 3. Рефрактивните истражувања вертикално ја моделираат мерната точка, каде што е позициониран изворот на сеизмичките бранови. Според тоа преку техниката Напред-Назад не само што вертикално се моделираат две мерни точки, на почетокот и крајот на мерната површина, туку се определува и наклонот на секоја гранична површина. На сликата е претставена конечната интерпретација на сеизмичкиот модел 3 изработена според интерцептот на времето t_0 .



Слика 30. Интерпретиран сеизмички модел 3
Figure 30. Interpreted seismic model 3

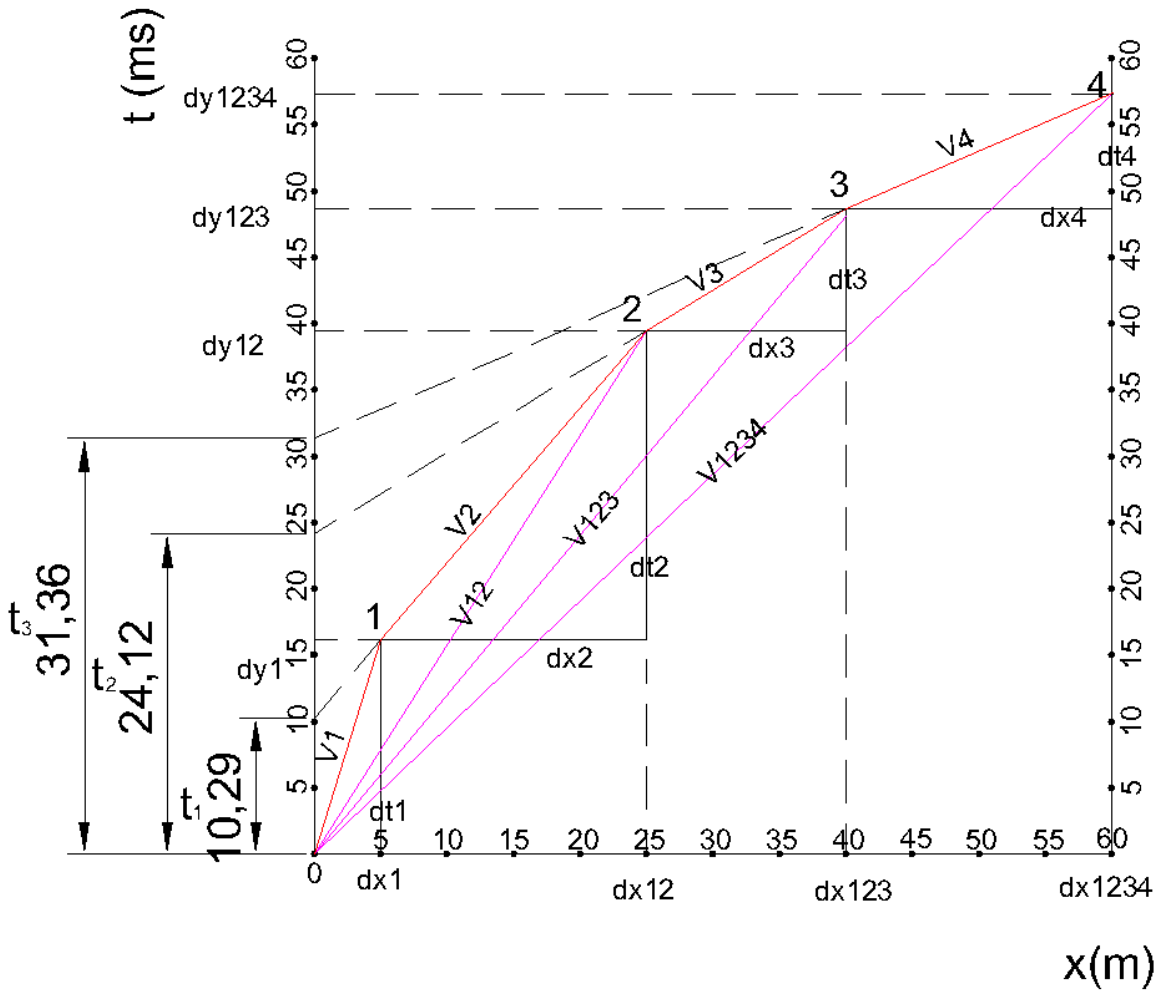
7.2.4 Интерпретација на модел 4

Четвртиот сеизмички модел е позициониран меѓу дупнатините D7 и D5 и е со вкупна должина од 60m. Рефрактивниот модел е составен од две ходохрони изработени според техниката Напред-Назад. Интерпретацијата на моделот се изработува постапно, односно секоја ходохрона се интерпретира посебно.

➤ Интерпретација НАПРЕД

Прва фаза од интерпретацијата претставува обработката на ходохроната, регистрирана напред долж мерната површина. На сликата јасно се гледа кривата напред, димензионирана според сите прекршувања.

Од дијаграмот се определуваат сите точки на прекршување. Со продолжување на сите гранки кон Y-оската се определуваат податоците за интерцептот на времето t_0 .



Од X;Y оските, директно се отчитуваат диференцијалните вредности на изминатото растојание во единица време за секоја гранка. Отчитаните податоци од дијаграмот се претставени во табелата 7.13.

Табела 7.13. Отчитани вредности, модел 4 постапка напред
Table 7.13. Measured values, model 4 action forward

Модел4/ Model4 L=60m					
постапка		напред/		action forward	
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0018	16,1290	5,0018	16,1290	10,2900
2	19,9761	23,3260	24,9779	39,4550	24,1200
3	15,0000	9,2087	39,9779	48,6637	31,3600
4	20,0655	8,6864	60,0434	57,3501	60,0000

Брзините на простирање на сеизмичките осцилации низ регистрираните еластични средини се пресметуваат според равенството (7.2). Акумулираните вредности за брзина на простирање на еластичниот бран низ една или повеќе средини се определува според равенството (7.4). Аголот на прекршување i_n се определува според равенството (7.5). Врз основа на добиените податоци, користејќи ја равенката (7.3), се пресметуваат длабочините до граничните површини кои ги одделуваат различните еластични средини

Во табелата 7.14 се претставени пресметаните параметри со конечните вредности за добиените длабочини.

Табела 7.14. Пресметани вредности, модел 4 постапка напред
Table 7.14. Calculated values, model 4 action forward

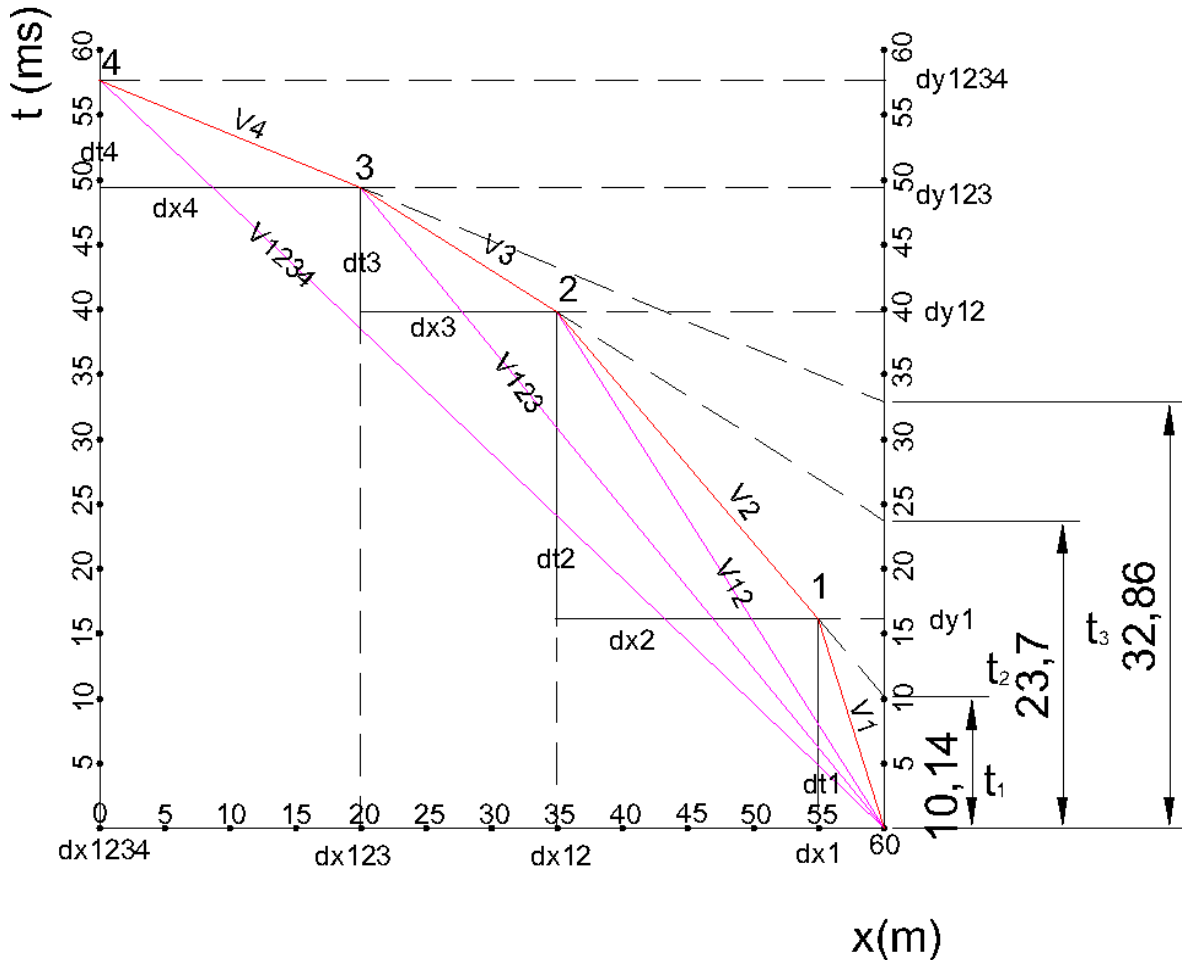
Модел4/ постапка		model4 напред /		L=60m action forward	
$V_n=dx_n/dt_n$ (ms)	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$ (ms)	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n \cdot V_n / \cos i_n)$ (m)
310,11	310,11	0,36212	21,23024	0,93213	1,71
856,39	633,07	0,52575	31,71860	0,85064	8,98
1628,89	821,51	0,70515	44,84183	0,70906	18,17
2309,99	1046,96				

➤ Интерпретација НАЗАД

Претходно обработената процедура се изведува за ходохроната добиена при постапка назад долж мерната површина.

На сликата е претставена димензионираната ходохрона со сите регистрирани прекршувања (слика модел 4 назад).

При анализа на дијаграмот се констатирани 4 различни еластични средини. Секоја гранка се продолжува спрема Y-оската за определување на вредностите за интерцептот на времето (t_0). Според димензионираните вредности, се определуваат диференцијалните податоци за времето на регистрирање и определеното растојание.



Слика 32. Модел 4 интерпретација назад
Figure 32. Model 4 back interpretation

На табелата 7.15 се претставени отчитаните вредности од прикажаниот дијаграм на претходната слика (слика, модел назад).

Табела 7.15. Отчитани вредности, модел 4 постапка назад
Table 7.15. Measured values, model 4 back procedure

Модел4/ Model4 L=60m					
постапка назад /			back procedure		
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0655	16,1290	5,0655	16,1290	10,1400
2	20,0000	23,6641	25,0655	39,7931	23,7000
3	15,0000	9,6351	40,0655	49,4282	32,8600
4	19,9700	8,2619	60,0355	57,6901	60,0000

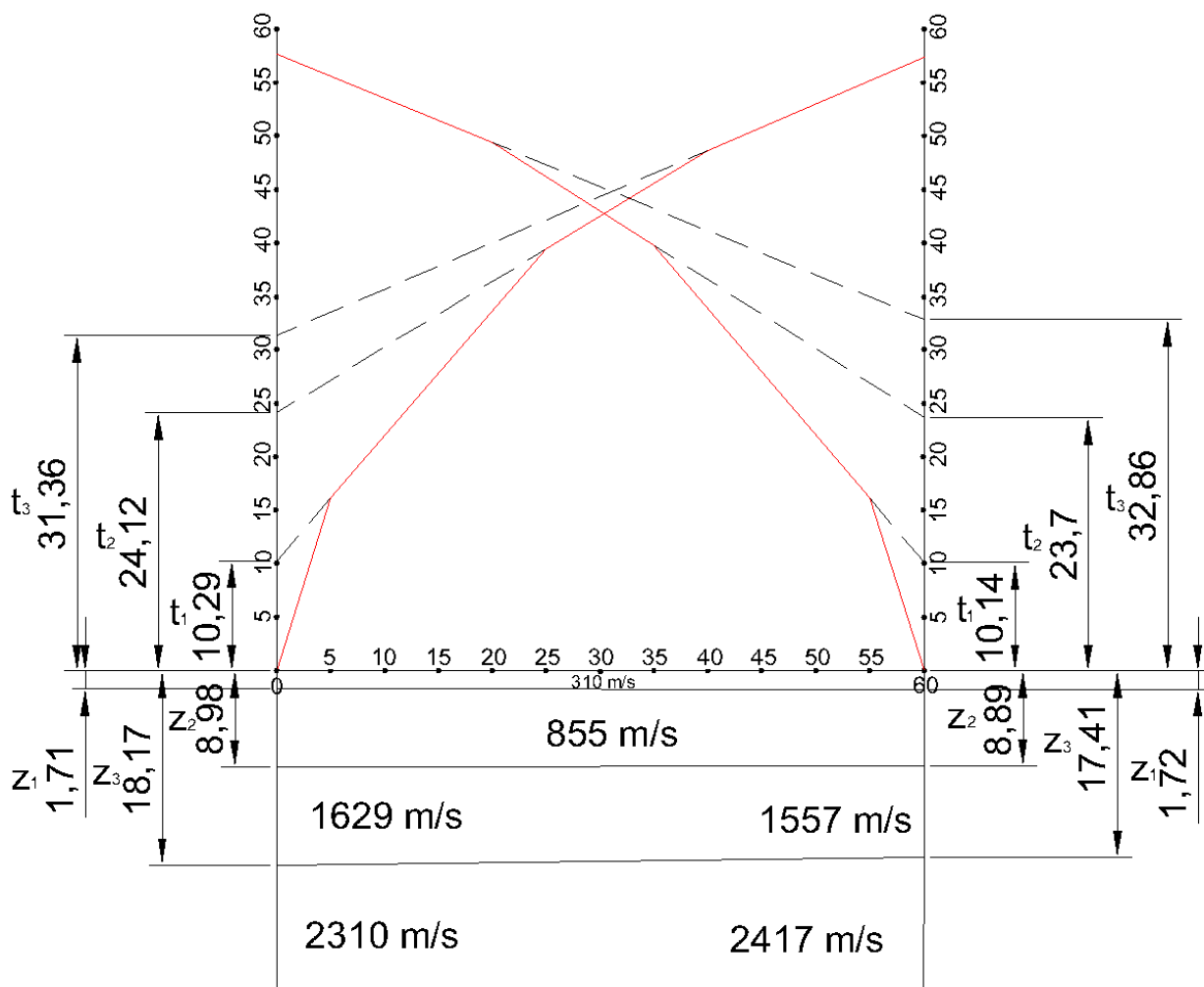
Според равенството (7.2) врз основа на податоците добиени од табелата за секоја еластична средина се определува брзината на простирање на сеизмичкиот бран. Аголот на прекршување меѓу секои 2 соседни средини се

определува според равенството (7.5). Врз основа на сите пресметани параметри се пресметува длабочината на секоја гранична површина, според (7.3). Пресметаните параметри заедно со добиените длабочини се претставени во табела 7.16.

Табела 7.16. Пресметани вредности, модел 4 постапка назад
Table 7.16. Calculated values, model 4 back procedure

Модел4 /		Model4		L=60m	
постапка		назад /		back procedure	
$V_n=dx_n/dt_n$	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n*V_n/\cos i_n)$
(ms)	(ms)				(m)
314,06	314,06	0,37160	21,81428	0,92839	1,72
845,16	629,90	0,54288	32,88001	0,83981	8,89
1556,81	810,58	0,64408	40,09641	0,76496	17,41
2417,12	1040,66				

Добиените податоци за пресметаните длабочини ја дефинираат конечната интерпретирана форма на подповршинската структура која е истражена преку сеизмичкиот модел 4. Рефрактивните истражувања вертикално ја моделираат мерната точка, каде што е позициониран изворот на сеизмичките бранови. Според тоа преку техниката Напред-Назад не само што вертикално се моделираат две мерни точки, на почетокот и крајот на мерната површина, туку се определува и наклонот на секоја гранична површина. На сликата е претставена конечната интерпретација на сеизмичкиот модел 4 изработена според интерцептот на времето t_0 .



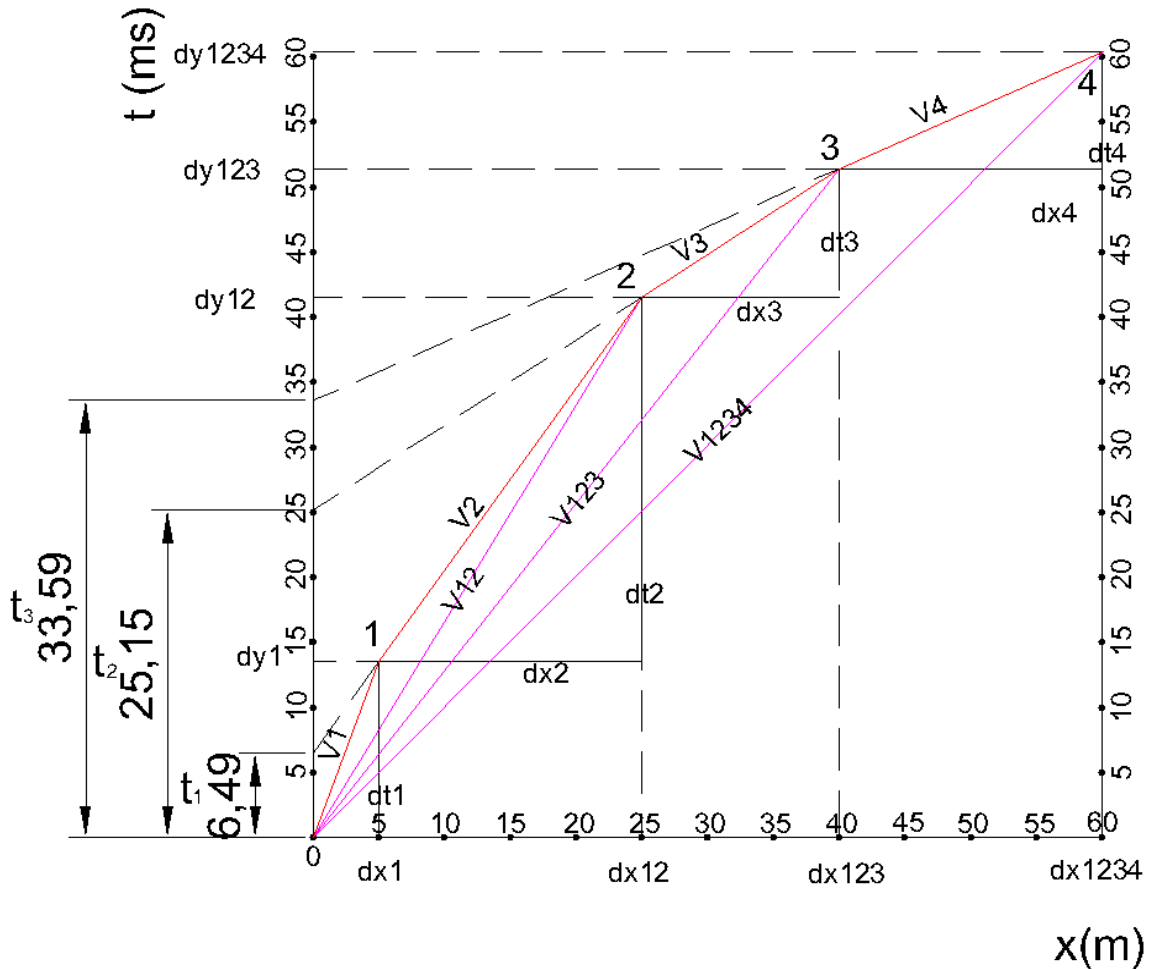
Слика 33. Интерпретиран сеизмички модел 4
Figure 33. Interpreted seismic model 4

7.2.5. Интерпретација на модел 5

Петтиот сеизмички модел е позициониран меѓу дупнатините D7 и D5 и е со вкупна должина од 60m. Рефрактивниот модел е составен од две ходохрони изработени според техниката Напред-Назад. Интерпретацијата на моделот се изработува постапно, односно секоја ходохрона се интерпретира посебно.

➤ Интерпретација НАПРЕД

Прва фаза од интерпретацијата претставува обработката на ходохроната, регистрирана напред долж мерната површина. На сликата јасно се гледа кривата напред, димензионирана според сите прекршувања.



Слика 34. Модел 5 интерпретација напред
Figure 34. Model 5 interpretation forward

Од дијаграмот се определуваат сите точки на прекршување. Со продолжување на сите гранки кон Y-оската се определуваат податоците за интерцептот на времето t_0 . Од X;Y оските, директно се отчитуваат диференцијалните вредности на изминатото растојание во единица време за секоја гранка. Отчитаните податоци од дијаграмот се претставени во табелата 7.17.

Табела 7.17. Отчитани вредности, модел 5 постапка напред
Table 7.17. Measured values, model 5 action forward

Модел5/ Model5 L=60m					
постапка напред/ action forward					
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0018	13,5100	5,0018	13,5100	6,4900
2	19,9761	28,0470	24,9779	41,5570	25,1500
3	15,0000	9,8530	39,9779	51,4100	33,5900
4	20,0655	8,9431	60,0434	60,3531	60,0000

Брзините на простирање на сеизмичките осцилации низ регистрираните еластични средини се пресметуваат според равенството (7.2). Акумулираните вредности за брзина на простирање на еластичниот бран низ една или повеќе средини се определува според равенството (7.4). Аголот на прекршување i_n се определува според равенството (7.5). Врз основа на добиените податоци, користејќи ја равенката (7.3), се пресметуваат длабочините до граничните површини кои ги одделуваат различните еластични средини. Во табелата 7.18 се претставени пресметаните параметри со конечните вредности за добиените длабочини.

Табела 7.18. Пресметани вредности, модел 5 постапка напред
Table 7.18. Calculated values, model 5 action forward

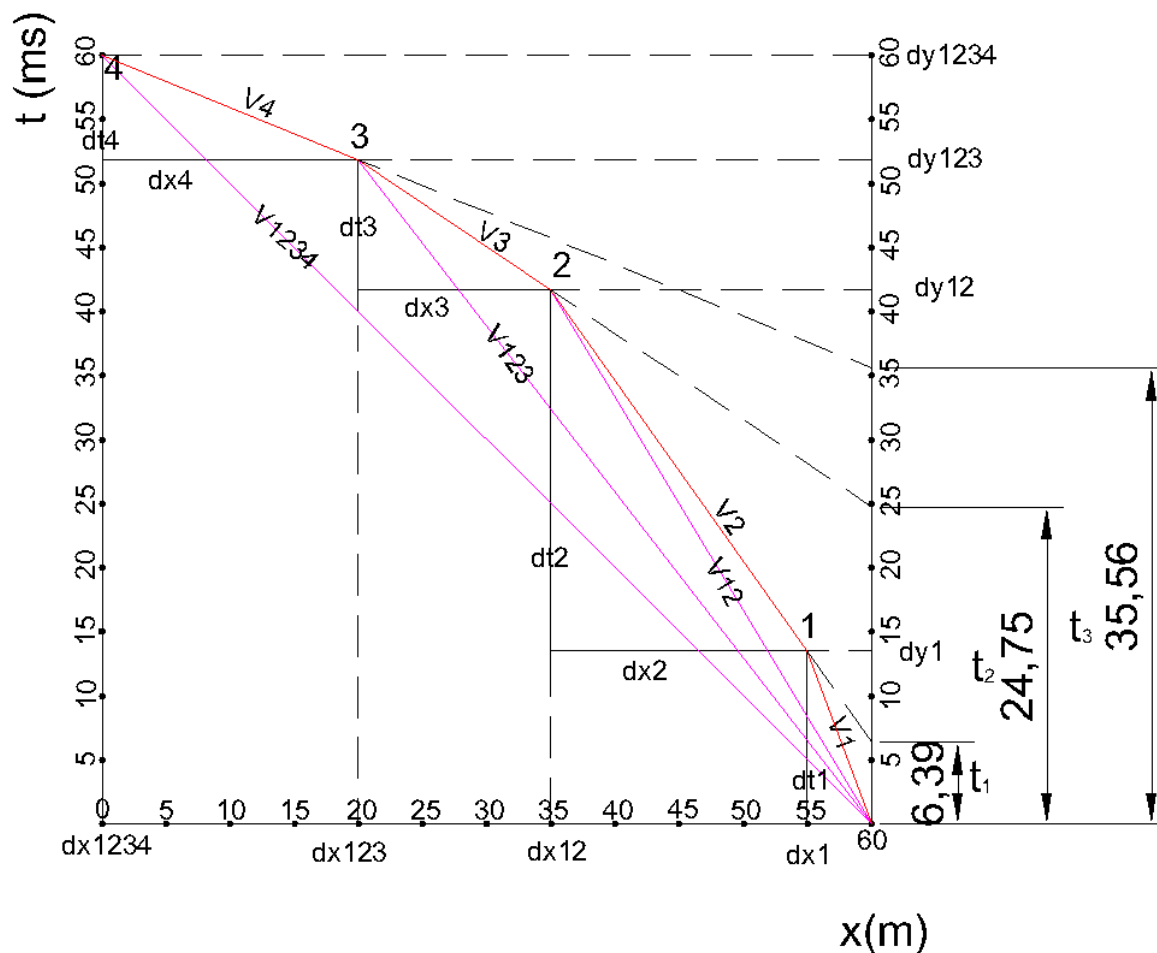
Модел5/ постапка		Model5 напред /		L=60m action forward	
$V_n=dx_n/dt_n$ (ms)	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$ (ms)	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	$\cos i_n$	$z_n=0.5(t_n*V_n/\cos i_n)$ (m)
370,23	370,23	0,51981	31,31967	0,85428	1,41
712,24	601,05	0,46784	27,89447	0,88381	8,55
1522,38	777,63	0,67852	42,72788	0,73458	17,78
2243,69	994,87				

➤ Интерпретација НАЗАД

Претходно обработената процедура се изведува за ходохроната добиена при постапка назад долж мерната површина.

На сликата е претставена димензионираната ходохрона со сите регистрирани прекршувања модел 5 назад.

При анализа на дијаграмот се констатирани 4 различни еластични средини. Секоја гранка се продолжува спрема Y-оската за определување на вредностите за интерцептот на времето (t_0).



Слика 35. Модел 5 постапка назад
Figure 35. Model 5 back procedure

Според димензионираните вредности, се определуваат диференцијалните податоци за времето на регистрирање и определеното растојание.

Табела 7.19. Отчитани вредности, модел 5 постапка назад
Table 7.19. Measured values, model 5 back procedure

Модел5/ Model 5 L=60m					
постапка назад / back procedure					
n	dx	dt	dx1n	dy1n	t0n
	(m)	(m)	(m)	(m)	(ms)
1	5,0655	13,5100	5,0655	13,5100	6,3900
2	20,0000	28,1874	25,0655	41,6974	24,7500
3	15,0000	10,1486	40,0655	51,8460	35,5600
4	19,9779	8,1245	60,0434	59,9705	60,0000

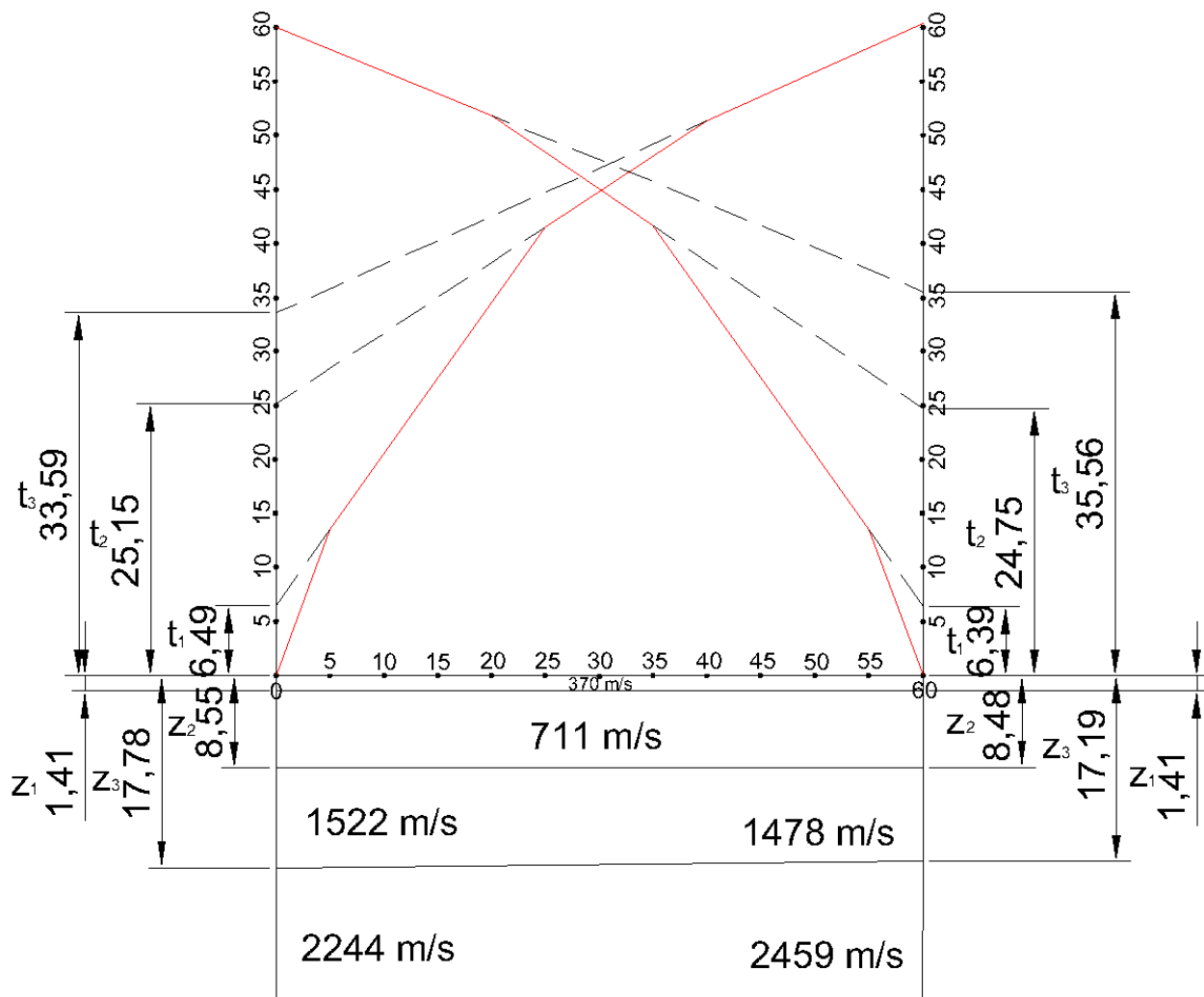
На табелата 7.19 се претставени отчитаните вредности од прикажаниот дијаграм на претходната слика (слика, модел назад).

Според равенството (7.2) врз основа на податоците добиени од табелата за секоја еластична средина се определува брзината на простирање на сеизмичкиот бран. Аголот на прекршување меѓу секои 2 соседни средини се определува според равенството (7.5). Врз основа на сите пресметани параметри се пресметува длабочината на секоја гранична површина, според (7.3). Пресметаните параметри заедно со добиените длабочини се претставени во табела 7.20.

Табела 7.20. Пресметани вредности, модел 5 постапка назад
Table 7.20. Calculated values, model 5 back procedure

Модел5/ постапка		Model 5 назад / back procedure			
$V_n=dx_n/dt_n$ (ms)	$V_{nm}=dx_{1n}/dy_{1n}$ (ms)	$\sin i_n=v_1/v_2$	$i_n=\arcsin i_n$	cosin	$z_n=0.5(t_n*V_n/\cos i_n)$ (m)
374,94	374,94	0,52844	31,89981	0,84897	1,41
709,54	601,13	0,48005	28,68891	0,87724	8,48
1478,04	772,78	0,60108	36,94725	0,79919	17,19
2458,97	1001,22				

Добиените податоци за пресметаните длабочини ја дефинираат конечната интерпретирана форма на подповршинската структура која е истражена преку сеизмичкиот модел 5. Рефрактивните истражувања вертикално ја моделираат мерната точка, каде што е позициониран изворот на сеизмичките бранови. Според тоа преку техниката Напред-Назад не само што вертикално се моделираат две мерни точки, на почетокот и крајот на мерната површина, туку се определува и наклонот на секоја гранична површина. На сликата е претставена конечната интерпретација на сеизмичкиот модел 5 изработена според интерцептот на времето to.



Слика 36. Интерпретиран сеизмички модел 5
 Figure 36. Interpreted seismic model 5

8. РЕФРАКТИВЕН СЕИЗМИЧКИ ПРОФИЛ

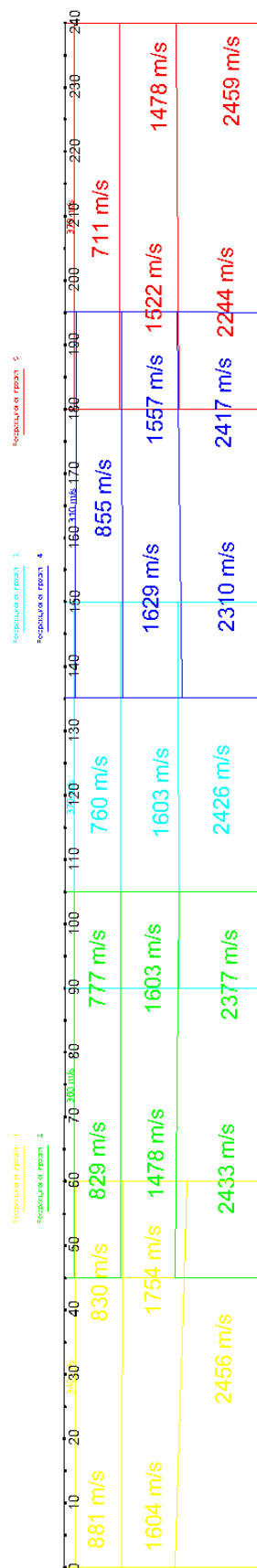
Рефрактивниот сеизмички профил се моделира со преклопување на рефрактивните модели долж испитуваната средина. Поради преклопувањето на сеизмичките модели на рефракција истражниот простор по хоризонтала се моделира низ 8 мерни точки во споредба со геолошкиот профил кој е изработен од податоците од петте картирани дупнатини. Аналогно на тоа може да се забележи дека сеизмичкиот модел е изработен со повеќе информации во однос на точките на моделирање, но во исто време битно е да се напомене дека прецизноста на сеизмичките испитувања зависи од гео-механичките параметри на геолошките структури и истата може да се определи преку споредување на сеизмичкиот модел со геолошките истражувања.

Поради преклопувањето на моделите во податоците на мерните точки се добиваат одредени разлики кои преку процес на интерполација ја моделираат конечната форма на под површинската структура добиена исклучиво преку сеизмички испитувања изведени со рефрактивната метода. Рефрактивниот профил е со иста должина, како и геолошкиот профил. При нивна споредба можеме да заклучиме дека постојат одредени геолошки средини со слични гео – механички карактеристики кои се губат, односно не можат да се детектираат при сеизмичките испитувања. Овие геолошки средини врз основа на нивните физички карактеристики можат да се идентификуваат со примена на додатни гео-физички испитувања базирани на други методи (гео – магнетизам, гео – електрика, гравиметрија итн.) кои ќе се земат како комплементарни методи на сеизмичките и конечната форма на гео-физичкиот модел на истражниот простор би се дефинирал преку процес на комплексна интерпретација на гео-физичките модели.

На сликата 37 е претставен преклопениот сеизмички модел без дополнителна интерполација на добиените податоци, додека пак на сликата 38 е претставен сеизмичкиот профил со интерполирани податоци меѓу моделите, а воедно и со интерпретираните геолошки средини кои се идентификуваат преку регистрираните брзини на простирање на еластичните бранови. На сликата 39 се претставени сеизмичкиот и геолошкиот профил за истражниот простор, со цел да се определи прецизноста и апликативноста на сеизмичките

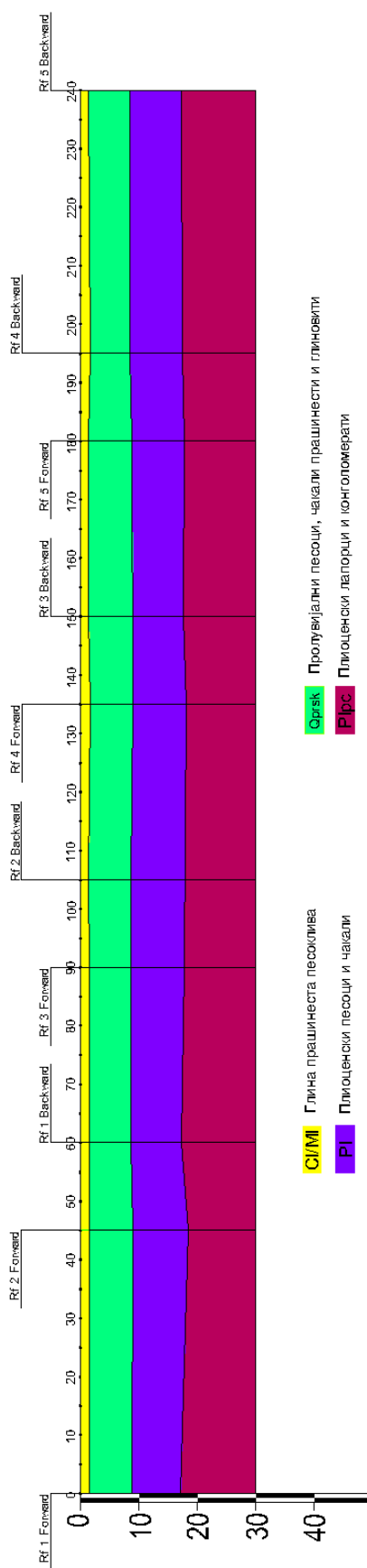
испитувања во геолошки испитан истражен простор со познати гео-механички карактеристики на застапените геолошки средини.

Профил Д-10 - Д-7 - Д-5 - Д-3 - Д-1 претставен преку 5 рефракции од 60m



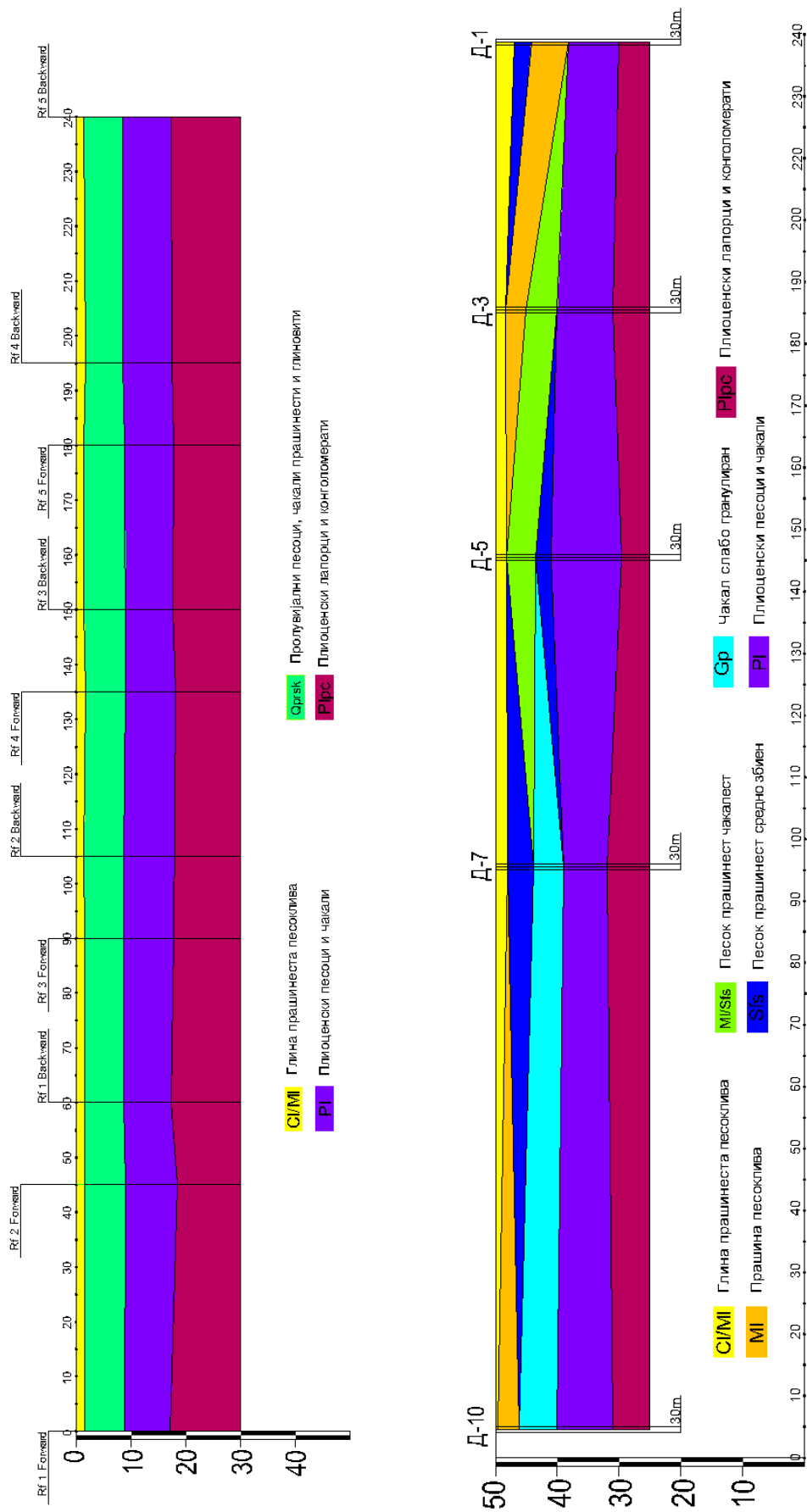
Слика 37. Рефрактивен профил составен од пет рефракции
Figure 37. Refractive profile composed from five refractions

Моделиран геолошки профил Д -10 - Д-7 - Д-5 - Д-3 - Д-1 претставен преку 5 рефракции од 60m



Слика 38. Рефрактивен сеизмички профил со интерпретирани геолошки средини
Figure 38. Refractive seismic profile line with interpreted geological environments

Моделиран геолошки профил Д -10 - Д-7 - Д-5 - Д-3 - Д-1 претставен преку 5 рефракции од 60m



Слика 39. Сеизмички и геолошки профил за истражниот простор
Figure 39. Seismic and geological profile line for the investigated area

Заклучок

Од податоците и моделите обработени во магистерскиот труд можеме да заклучиме дека примената на сеизмичките методи при испитувањето на под површинската структура резултира со добивање веродостојни и прецизни податоци при дефинирањето на различните геолошки средини. Битно е да се напомене дека процесот на примена и интерпретација на сеизмичките методи не е самостоен, односно е комплементарен процес на геолошките и гео – механичките испитувања. Високата прецизност на добиените податоци заклучена преку директна анализа на сеизмичкиот и геолошкиот профил ја потврдува ефикасноста на сеизмичките испитувања. Мрежата на рефрактивни модели обработени во научниот труд е релативно ретка, односно моделира приближно ист број на податоци колку што се моделираат и со истражните дупнатини, но битно е да се напомене дека испитувањата се изведени со цел да се утврди прецизноста и ефективноста на сеизмичките методи преку корелација на добиените податоци со геолошките испитувања. Со изработување на погуста мрежа истражниот простор може да се моделира во многу повеќе точки на површината на теренот и преку тој процес се определува вистинската вредност на гео-физичките испитувања, конкретно на сеизмичките методи. Примената на гео-физичките испитувања значително ги намалува трошоците и времето за изработување подетални геолошки профили со многу повеќе податоци во однос на геолошките испитувања изведени со изработување на истражни дупнатини.

КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА

1. Beyer F., Rolofs F.: Size distributions of Rock Blocs from measurement of Rock faces, Rock mechanics, Vol. 14, No.2, 198.
2. Делипетров Т., (2003): Основи на геофизика, Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
3. Думурџанов Н., Петров Г., (2002) Геолошко картирање , Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
4. Kujundzic B. (1977): Osnove mehanike stena, Gradjevinski calendar, SIT, Beograd, 1977.
5. Kujundzic B. (1973): Sadržina I metodika izrade inženerskogeoloških preseka, modela I geotehničkih modela, Saopštenja IX Kongresa Jugoslovenskog komiteta za visoke brane, Zlatibor, 1973.
6. John M. Reynolds – An Introduction to Applied and Environmental Geophysics, Reynolds Geo – Sciences Ltd, UK 1997;
7. Илијовски З., Јовановски М., Велевси А., (2004): Методогија на инженерско – геолошко моделирање на преградното место за брана „Св. Петка“. Прв национален конгрес на брани, Охрид.
8. Панов З. – Механика на карпи, Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ – Скопје, Рударско – геолошки факултет – Штип.
9. Prem V. Sharma – Environmental and engineering geophysics, Emeritus Professor, Niels Bohr Institute University of Copenhagen, 1997;
10. Tihomir Dragašević - Seizmička istraživanja, Geofizički institut, Beograd 1983;
11. J.J.Jakosky (1960) Geofizička Istraživanja.
12. Šandor Slimak (1996) Inženjerska geofizika.