



**УНИВЕРЗИТЕТ „ГОЦЕ ДЕЛЧЕВ“ - ШТИП**  
**ФАКУЛТЕТ ЗА ПРИРОДНИ И ТЕХНИЧКИ НАУКИ**  
**Инстиут за геологија - Катедра за геологија и геофизика**  
**Штип**

**м-р Благица И. Донева**

**ДЕФИНИРАЊЕ НА КОРЕЛАЦИОНАТА ЗАВИСНОСТ ПОМЕЃУ**  
**СЕИЗМИЧКОТО И МАГНЕТНОТО ПОЛЕ - МОДЕЛ ЗА РЕПУБЛИКА**  
**МАКЕДОНИЈА**

**- ДОКТОРСКА ДИСЕРТАЦИЈА -**

**Штип, 2014**

**Интерен ментор:** д-р Тодор Делипетров

Редовен професор, Факултет за природни и технички науки, Штип

**Екстерен ментор:** д-р Лазо Пекевски

Вонреден професор, Природно - математички факултет, Скопје

**Членови на комисија за оценка и одбрана**

**Претседател:** д-р Гоше Петров, редовен професор

**Член:** д-р Тодор Делипетров, редовен професор

**Член:** д-р Лазо Пекевски, вонреден професор

**Член:** д-р Крсто Блажев, вонреден професор

**Член:** д-р Зоран Панов, редовен професор

**Научно поле:** Техничко - технолошки науки

**Научна област:** Применета геофизика

**Датум на одбрана:**

**Датум на промоција:**

## **Благодарност**

*Докторската дисертација е работена под менторство на проф. д-р Тодор Делипетров, редовен професор на Факултетот за природни и технички науки - Штип и проф. д-р Лазо Пекевски, вонреден професор на Природно - математичкиот факултет во Скопје, во пензија. Ја користам оваа прилика да им се заблагодарам за безрезервната помош во текот на целата изработка, како и за големата морална поддршка.*

*Посебна благодарност до членовите на комисијата, проф. д-р. Гоше Петров, проф. д-р Крсто Блажев и проф. д-р Зоран Панов за нивната стручна помош, совети и сугестии за постигнување на подобри резултати.*

*Исто така, сакам да им се заблагодарам на сите мои колеги од Катедрите за геологија и геофизика и Површинска експлоатација за нивната морална поддршка и помош во текот на изработката на докторската дисертација.*

*Голема благодарност до моето семејство за нивното трпение, разбирање и поддршка за време на изработката на овој труд и прилагодување на нивното време на моите потреби.*

## СОДРЖИНА

АПСТРАКТ .....	4
ABSTRACT .....	5
ВОВЕД.....	6
1. ЦЕЛ НА ИСТРАЖУВАЊЕТО .....	8
2. ПРЕДМЕТ И МЕТОДОЛОГИЈА НА РАБОТА.....	9
3. СЕИЗМОЛОГИЈА .....	11
3.1. ТИПОВИ НА СЕИЗМИЧКИ БРАНОВИ.....	12
3.1.1. Просторни бранови.....	12
3.1.2. Површински бранови.....	15
3.2. ЗЕМЈОТРЕСИ И ТИПОВИ НА ЗЕМЈОТРЕСИ .....	18
3.2.1. Главни параметри на земјотресите .....	21
3.2.2. Одредување на енергијата на земјотресите .....	22
3.2.3. Регистрирање и мерење на интензитетот на земјотресите.....	24
3.2.4. Анализа на податоци и интерпретација на сеизмограм.....	28
3.2.5. Критериуми и параметри за рутинска анализа на сеизмограм .....	31
3.2.6. Критериуми за одредување на фаза .....	35
3.2.7. Рутинска обработка на сигнали од дигитални сеизмограми.....	37
3.3. СЕИЗМИЧНОСТ НА РЕПУБЛИКА МАКЕДОНИЈА.....	38
3.3.1. Тектоника и неотектоника на Република македонија .....	39
3.3.2. Основни карактеристики на сеизмичноста на територијата на Република Македонија .....	40
3.3.3. Карта на сеизмогени извори и сеизмоактивни раседни структури .....	44
4. ГЕОМАГНЕТИЗАМ.....	48
4.1. ГЕОМАГНЕТНО ПОЛЕ НА ЗЕМЈАТА И ЕЛЕМЕНТИ НА ГЕОМАГНЕТНО ПОЛЕ .....	49
4.2. ГЕОМАГНЕТНИ КАРТИ.....	54



4.3. ВАРИЈАЦИИ НА МАГНЕТНОТО ПОЛЕ НА ЗЕМЈАТА .....	62
4.3.1. Временски промени на магнетниот пол на Земјата.....	63
4.3.2. Вековни варијации .....	66
4.3.3. Брзи периодични варијации.....	68
4.3.4. Магнетни нарушувања .....	72
4.4. МАГНЕТНО ПОЛЕ НА ЈУГОИСТОЧНА ЕВРОПА .....	74
4.5. МАГНЕТНО ПОЛЕ НА ТЕРИТОРИЈАТА НА РЕПУБЛИКА МАКЕДОНИЈА... 76	
5. ВРСКА ПОМЕЃУ МЕХАНИЧКИТЕ И ЕЛЕКТРО - МАГНЕТНИТЕ ПОЈАВИ.....	82
5.1. МАГНЕТОСТРИКЦИЈА.....	82
5.2. ПИЕЗОЕЛЕКТРИЦИТЕТ.....	83
5.2.1. Механизам .....	83
5.3. ПИЕЗОМАГНЕТИЗАМ .....	86
5.3.1. Пермеабилност .....	87
6. СЕИЗМОМАГНЕТНИ ПОЈАВИ.....	91
6.1. ЕКСПЕРИМЕНТАЛНИ МЕРЕЊА НА СЕИЗМО - МАГНЕТНАТА КОНВЕРЗИЈА .....	91
6.1.1. Математички модел на Прајд (Pride).....	95
6.2. СЕИЗМОМАГНЕТНИ ПОЈАВИ ГЕНЕРИРАНИ ОД ЕЛАСТИЧНИ БРАНОВИ 97	
6.2.1. Индуктивен сеизмомагнетен ефект .....	98
6.2.2. Математички модел.....	100
6.2.3. Индуктивни сеизмомагнетски појави, предизвикани .....	105
од лонгитудинални бранови .....	105
6.2.4. Лонгитудинални бранови во проводлив полу-простор.....	114
6.3. Електромагнетни предзнаци на сеизмички бран .....	118
6.4. Варијации на геомагнетното поле, предизвикани.....	126
од површински бранови .....	126
6.4.1. Rayleigh - ев бран во идеално еластичен проводлив полу - простор. Квазихармоничен извор .....	127
6.4.2. Линеарни и точкасти извори на Rayleigh - еви бранови.....	132

6.5. ОСНОВНИ ПРИЧИНИ ЗА ПОЈАВАТА НА СЕИЗМО - ЕЛЕКТРОМАГНЕТНИТЕ ЕФЕКТИ ВО ЗЕМЈАТА.....	134
7. МЕРНИ ИНСТРУМЕНТИ .....	137
7.1. МАГНЕТОМЕТРИ.....	137
7.1.1. Типови на магнетометри.....	139
7.2. СЕИЗМОМЕТРИ.....	142
8. АНАЛИЗА И ОБРАБОТКА НА МАГНЕТНИТЕ И СЕИЗМИЧКИТЕ ПОДАТОЦИ	145
8.1. ЗЕМЈОТРЕС ВО СИЧУАН, КИНА - 31.10.2011 ГОДИНА.....	147
8.2. ЗЕМЈОТРЕС ВО ХАИТИ - 12.01.2010 ГОДИНА.....	152
8.3. ЗЕМЈОТРЕС НА КРИТ, ГРЦИЈА - 12.10.2013 ГОДИНА.....	158
8.4. ЗЕМЈОТРЕС ВО КЕФАЛОНИЈА, ГРЦИЈА - 03.02.2014 ГОДИНА .....	170
8.5. ЗЕМЈОТРЕС ВО ОХРИДСКО, МАКЕДОНИЈА - 07.07.2012 ГОДИНА.....	175
8.6. ЗЕМЈОТРЕС ВО РЕСЕНСКО, МАКЕДОНИЈА - 19.01.2013 ГОДИНА.....	184
8.7. ЗЕМЈОТРЕС ВО ВАЛАНДОВСКО, МАКЕДОНИЈА - 27.08.2012 ГОДИНА .	193
8.8. СИНТЕТИЧКИ МОДЕЛ НА ТЕКТОНСКИ ЗЕМЈОТРЕСИ КАРАКТЕРИСТИЧНИ ЗА РЕПУБЛИКА МАКЕДОНИЈА .....	203
ЗАКЛУЧОК.....	206
КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА.....	208

## АПСТРАКТ

Сеизмомагнетизмот е релативно нова наука со широко поле за нови истражувања. Најголем број на геомагнетни опсерватории, според процедурите за нивна работа, се прилагодени за мерење на геомагнетното поле и неговите промени кои во најголем дел се од надворешни влијанија или промени во нормалното поле на Земјата.

Во докторската дисертација се презентирани анализи на неколку земјотреси настанати во светски рамки. Исто така, прикажани се земјотреси настанати на територијата на Република Грција кои се одраз на сличната тектонска градба со Македонија. Од поголемиот број на анализирани земјотреси, прикажани се само три кои се случени на територијата на Република Македонија. Податоците за прикажаните земјотреси од Македонија и Грција се регистрирани во Сеизмолошката Опсерваторија во Скопје, како и геомагнетните станици на Плачковица и во Скопје.

Анализата на геомагнетните податоци е извршена во временски домен, а конверзијата е направена со програмскиот пакет TSoft.

**Клучни зборови:** сеизмичност, геомагнетно поле, корелација, анализа, временски домен

## ABSTRACT

Seismomagnetism is a relatively new science with a wide field for new researches. Most of geomagnetic observatories, according to the procedures for their work, are adapted to measure geomagnetic field and its changes mostly by external influences or changes in the normal field of the Earth.

The doctoral thesis presents the analysis of several earthquakes occurred worldwide. Also shown are earthquakes occurring in the territory of Greece that reflect similar tectonic structure with Macedonia. From the numerous analyzed earthquakes, here are shown only three that occurred in the Republic of Macedonia. The data for the presented earthquakes in Macedonia and Greece are registered in the Seismological Observatory in Skopje and on the geomagnetic station on Plackovica and in Skopje.

Analysis of geomagnetic data was made in time domain, and the conversion is done with the software TSoft.

**Key words:** seismicity, geomagnetic field, correlation, analyses, time domain

## ВОВЕД

Проблемот за врската помеѓу сеизмичкото и магнетното поле има научен и апликативен интерес. Научниот интерес е да се дефинираат физичките феномени кои ги поврзуваат овие две полиња и да се оцени степенот на нивната интеракција. Од тој аспект, во трудот се презентирани појавите на магнетострикција, пиезоелектрицитет, пиезомагнетизам и експериментално потврдените податоци за генерирање на електромагнетна појава во порозна средина исполнета со флуид под дејство на сеизмички бранови.

Апликативниот интерес, главно, се состои во откривање на прекурзори за претскажување на земјотреси, со цел да се минимализира деструктивното влијание врз инфраструктурните објекти и луѓето.

Во оваа дисертација се прикажани основите на сеизмичноста, со посебен осврт на сеизмичноста на територијата на Република Македонија. Потоа се дадени основи на геомагнетизмот, сè со цел да се даде еден комплексен, сеопфатен поглед на двете полиња чија интеракција е цел на истражувањата во докторската дисертација.

Накратко, од теориски аспект, се презентирани физичките појави кои ги поврзуваат овие две полиња.

Прикажани се инструментите за мерење на елементите на геомагнетното поле кои се извор на податоците за анализираните земјотреси.

Во трудот се презентирани анализи на неколку земјотреси настанати во светски рамки. Исто така, прикажани се земјотреси настанати на територијата на Република Грција кои се одраз на сличната тектонска градба со Македонија. Од поголемиот број на анализирани земјотреси, прикажани се само три кои се случени на територијата на Република Македонија. Податоците за прикажаните земјотреси од Македонија и Грција се регистрирани во Сеизмолошката Опсерваторија во Скопје, како и геомагнетните станици на Плачковица и во Скопје.

Анализата на геомагнетните податоци е извршена во временски домен, а конверзијата е направена со програмскиот пакет TSoft.

На временските домени на магнетограмите е означено времето на настанување на земјотресот, околу кое можат да се забележат изразени пертурбации на магнетното поле кои, најверојатно, се предизвикани од влијанието на земјотресот.

На база на теориските проучувања за взаемното дејство на механичкото (сеизмичкото) и електромагнетното поле, како и брзината на ширењето на сеизмичките бранови, изработен е модел на интеракција на сеизмичкото и магнетното поле во временски домен за тектонски земјотреси на територијата на Република Македонија.

Значењето на оваа докторска дисертација е од посебен интерес, имајќи предвид дека трудови со сличен карактер, дури и во светски размери, се од ограничен број.

## 1. ЦЕЛ НА ИСТРАЖУВАЊЕТО

Основна цел на истражувањето е да се направи обид за дефинирање на влијанието на земјотресите врз геомагнетното поле. За реализација на поставената задача неопходно е потребно продлабочени познавања за феноменот на земјотресот, односно жариштето и ширењето на сеизмичките (еластични) бранови во карпестите маси. Исто така, потребен е висок степен на знаење за својствата на геомагнетното поле.

Со цел да се најде теориска врска помеѓу механичката деформација на средината и појавата на електромагнетен бран, анализирани се физичките феномени од таа област.

Направен е избор на земјотреси и магнетограми регистрирани во различни опсерватории во светот; во овој случај се работи за силни земјотреси. Исто така, извршена е селекција на земјотреси од поширокиот регион, за кои е внимавано да има регистрации на сеимограми и магнетограми во нашите станици во Скопје и Плачковица.

За анализа на влијанието на земјотресите врз геомагнетното поле на Република Македонија се селектирани три земјотреси.

Анализата на магнетограмот е во временски домен. Цел на анализа е период во интервал од 24 часа, што е вкупно време на анализирање пред и по земјотресот.

Имајќи ги предвид сеизмичките феномени кои ги предизвикуваат промените во геомагнетното поле, направен е соодветен модел во временски домен.

## 2. ПРЕДМЕТ И МЕТОДОЛОГИЈА НА РАБОТА

За решавање на поставената задача „Дефинирање на корелационата зависност помеѓу сеизмичкото и магнетното поле - модел за Република Македонија“, односно проучување на сеизмичкото и геомагнетното поле и определување на нивна корелација, се користени изворни податоци од повеќе сеизмолошки и геомагнетни опсерватории во светот. Посебно треба да се нагласи дека за прв пат се користени податоци од геомагнетните станици лоцирани во Скопје (во близина на Сеизмолошката опсерваторија) и станицата на Плачковица (место одредено за воспоставување на Геомагнетна опсерваторија на Република Македонија). Влијанието на сеизмичноста врз геомагнетното поле и денес отвора многу прашања, како од теоретски, така и од инженерски аспект, односно можноста за регистрација на предизвиканите нарушувања во геомагнетното поле од страна на земјотресите.

Имајќи го предвид теорискиот аспект во дисертацијата, анализирани се физичките појави кои ги поврзуваат механичките со електромагнетните феномени.

При реализација на докторската дисертација се применети два методолошки аспекти:

- теориски и
- метода на анализа на магнетограмите во временски домен.

Детално е проучувано геомагнетното поле, неговите својства во регионални и локални размери, методите на неговото опсервирање и обработка на податоците.

Со големо внимание се проучувани теориските основи и модели за појавата на земјотресите и ширењето на сеизмичките бранови во средината.

Од теориски аспект, исто така, се анализирани појавите кои ги поврзуваат механичкото со електромагнетното поле.



Теориските проучувања се основа за спроведената научно - истражувачка работа на конкретни примери.

Анализирани се голем број на сеизмограми и магнетограми регистрирани во опсерватории низ целиот свет. Во дисертацијата се презентирани само мал дел од нив и тоа:

- два земјотреса случени во светот,
- два земјотреса случени во Европа и
- три земјотреси случени на територијата на Македонија.

Со помош на програмскиот пакет TSoft, магнетограмите се трансформирани во временски домен. Програмот TSoft, функцијата  $f(t)$  ја трансформира во  $df(t) / dt$ .

Имајќи ги предвид различните можни влијанија кои може да ги предизвика земјотресите и ширењето на сеизмичките бранови врз геомагнетното поле, направен е корелационен модел во просторот и времето на пристигнување на сеизмичкото влијание до магнетометарот.

Посебно треба да се истакне дека за реализација на поставената задача, за прв пат се користени регистрациите од сеизмичката и геомагнетната апаратура на станицата Плачковица.

### 3. СЕИЗМОЛОГИЈА

Сеизмологијата е наука за земјотресите, нивното жариште, распространување на сеизмичките бранови низ Земјината внатрешност и сите други појави поврзани со нив. Таа е поделена на повеќе гранки:

1. Инструментална сеизмологија која се занимава со конструкција на сеизмолошки инструменти, нивна инсталација и калибрација, потоа со техничките методи на архивирање и обработка на сеизмолошките податоци, како и со техниката на поврзување на сеизмолошките станици во мрежи за размена на овие податоци.
2. Ширење на земјотресните бранови - се занимава со проучување на земјотресот во неговото толкување како ширење на механички бранови низ Земјата; претставува решавање на директната задача на земјотресните бранови за конкретни физички модели на Земјата; овие теоретски резултати служат во структурната сеизмологија за споредба со регистрациите на земјотресите, од каде што се утврдуваат степените на веројатност на користените физички модели на Земјата, како и можностите за нивно варирање.
3. Осцилации на Земјата која се занимава со проучување на земјотресот во неговото толкување како присилни осцилации на целата Земја.
4. Структурна сеизмологија, област во којашто од споредбите на регистрациите на земјотресите и теоретските облици на решенијата за поместување на Земјината површина при земјотрес (толкуван како земјотресни бранови, или осцилации на Земјата, за одредени физички модели на Земјата), се одредуваат најверојатните рамнотежни распределби и промени на разни параметри на физичката состојба на Земјата; резултатите имаат базично значење во физиката на внатрешноста на Земјата.
5. Физика (или механика) на жариштето на тектонски земјотрес, се занимава со проучување на процесите околу земјотресното жариште како посебен вид на тектонско движење.
6. Вулканска сеизмологија, ги проучува земјотресите што настануваат при избивање на вулканите.

7. Макросеизмика, се занимава со проучување на ефектите на земјотресот врз луѓето, животните, објектите и природната околина.

8. Сеизмотектоника, ја проучува просторната распределба на жариштата на тектонските земјотреси во врска со тектонските структури и нивната активност.

Во поново време се издвојува и Сеизмомагнетизмот кој ја проучува поврзаноста на сеизмичките настани со промените на геомагнетното поле.

### **3.1. ТИПОВИ НА СЕИЗМИЧКИ БРАНОВИ**

Сеизмички бранови се оние од енергијата која патува низ јадрото на Земјата или други еластични тела генерирана од земјотрес, експлозија или некој друг процес кој дава нискофреквентна акустична енергија.

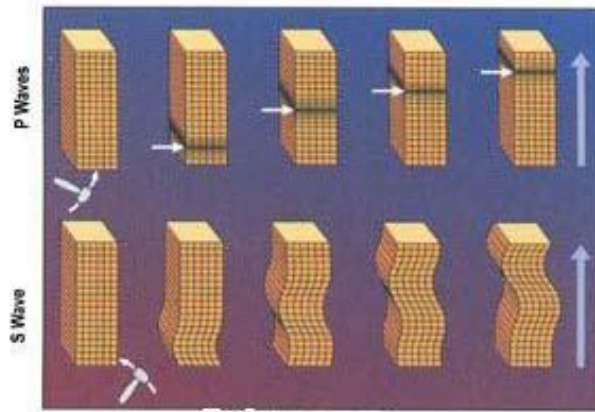
Брзината на ширење на брановите зависи од густината и еластичноста на средината. Брзината тежи да се зголемува со длабочината и е во опсег од 2 до 8 km/s во Земјината кора, до 13 km/s во длабоката мантија. Различни типови на бранови патуваат со различни брзини.

Рефрактивните и рефлективните сеизмички бранови се користат за истражување на земјината внатрешност, а вештачки предизвиканите вибрации се користат за истражување на подповршинските структури.

Сеизмичките бранови се познати уште од 19-ти век. Тие се слични со звучните бранови само што периодите на осцилациите се многу поголеми. Има два типа на сеизмички бранови и тоа: просторни и површински.

#### **3.1.1. Просторни бранови**

Просторните бранови патуваат низ внатрешноста на Земјата. Нивната патека на движење се следи рефрактирана од различната густина и модулот на еластичност на Земјината внатрешност. Густината и модулот на еластичност варираат со температурата, составот и фазите, слично на рефракцијата на светлинските бранови. Има два типа на просторни бранови: P – бранови и S – бранови (сл. 3.1).



Сл. 3.1. P и S бранови

Fig. 3.1. P and S waves

**P – брановите**, уште наречени примарни бранови, по природа се лонгитудинални или бранови на компресија. Тие се составени од наизменични компресии и истегнувања и можат да се движат низ секакви средини. Во цврста средина, овие бранови се скоро два пати побрзи од S – брановите, додека во воздух овие бранови имаат форма на звучни бранови и патуваат со брзина на звукот.

P – брановите се движат со брзини од приближно 6 km/s близу до површината до околу 10.4 km/s близу до Земјиното јадро, на длабочина од околу 2900 km.

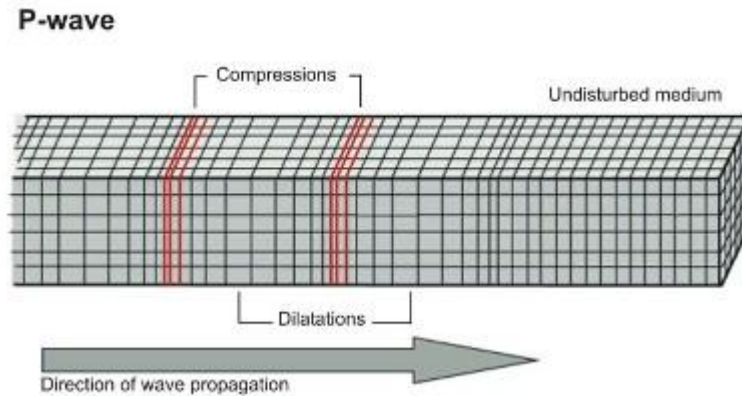
Брзината на простирање на надолжниот еластичен бран е дадена со равенката (3.1), односно (3.2).

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (3.1)$$

$$V_p = \sqrt{\frac{1}{\rho} \cdot \frac{E(1 - \nu)}{(1 + \nu) \cdot (1 + 2\nu)}} \quad (3.2)$$

Кога овие бранови ќе влезат во јадрото, брзината се намалува до околу 8 km/s и се зголемува до приближно 11 km/s близу до центарот. Ова е резултат на зголемениот хидростатички притисок, како и од промената на составот на карпите и фазата. Карпите низ кои се шират брановите

наизменично се компресираат и шират движејќи ги честичките напред – назад вдоль патеката на ширење на бранот (сл. 3.2).



Сл. 3.2. Ширење на P - бран

Fig. 3.2. Spreading of P - wave

Табела 3.1. Брзина на движење на лонгитудинални бранови низ различни геолошки средини

Table 3.1. Velocity of longitudinal waves through different geological media

Средина	m/s	Средина	m/s
Воздух	315 – 360	Алувијални глечерски талози	500 - 1000
Обична вода	1740	Глинени шкрилци	2700 – 4800
Исплака	1640 – 1740	Кристалини	4000 – 6800
Лед	310 – 420	Гранити	4000 – 5700
Лес	150 – 500	Базалт	4500 – 7000
Глина	1200 – 2500	Анхидрит (гипс)	3000 – 6000
Лапорец	200 – 3500	Варовник, доломит	2500 – 6000
Шљунак, сув песок	100 – 600	Нафта	1300 – 1400
Влажен песок	200 – 1800	Камен јаглен	1600 – 1900
Површински деградирана средина	100 - 500	Сол	5000

**S – брановите**, наречени и секундарни бранови, по природа се трансверзални бранови. За разлика од P – брановите, можат да се движат само низ цврста средина. Брзината на движење им е околу 3.4 km/s близу површината до приближно 7.2 km/s во близина на границата со течното

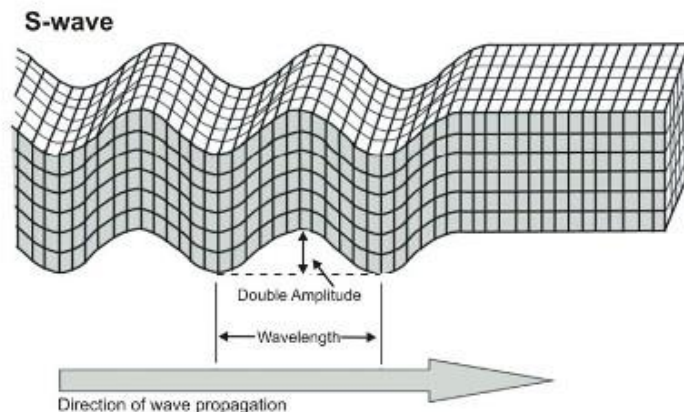
јадро (Гутенбергов дисконтинуитет). Исто така, овие бранови се движат со помала брзина, но со поголема амплитуда.

Брзината на простирање на попречниот еластичен бран е дадена со равенката (3.3) и (3.4).

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (3.3)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (3.4)$$

S – брановите се движат напречно на правецот на ширење и вклучуваат смолкнување на карпата низ која се движат, предизвикувајќи честичките на карпата да се движат напред – назад, нормално на правецот на ширење. Како што минуваат брановите, карпата се искривува прво на едната, па на другата страна (сл. 3.3).



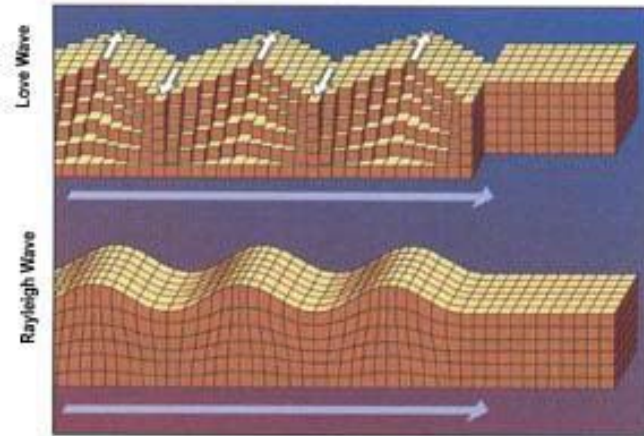
Сл. 3.3. Ширење на S - бран

Fig. 3.3. Spreading of S - wave

### 3.1.2. Површински бранови

Површинските бранови се движат само низ површината на Земјата. Тие се слични со водените бранови. Поради нивната ниска фреквенција, долготрајност и голема амплитуда, можат да бидат едни од најдеструктивните типови на сеизмички бранови. Тие следуваат после

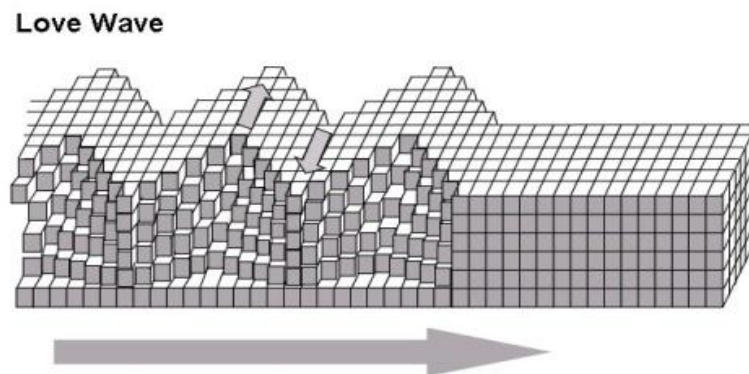
поминувањето на Р и S брановите. S брановите се дисперзираат во долги бранови возови и на значително растојание од изворот предизвикуваат најголем дел од потресите кои се чувствуваат за време на земјотресите. Има два типа на површински бранови: Рејлиеви и Ловеови бранови (сл. 3.4).



Сл. 3.4. Ловеови и Рејлиеви бранови

Fig. 3.4. Love and Rayleigh waves

**Ловеовите бранови** (сл. 3.5) се наречени по А. Е. Н. Love кој го претпоставил нивното постоење во 1911 година. Тие се движат со помали брзини во однос на Р и S брановите, но побрзо од Рејлиевите бранови. Се шират во површинскиот слој кој лежи врз цврст слој со различни еластични особини. Поместувањето на честичките во карпата е целосно нормално на правецот на ширење и нема вертикални или лонгитудинални компоненти.



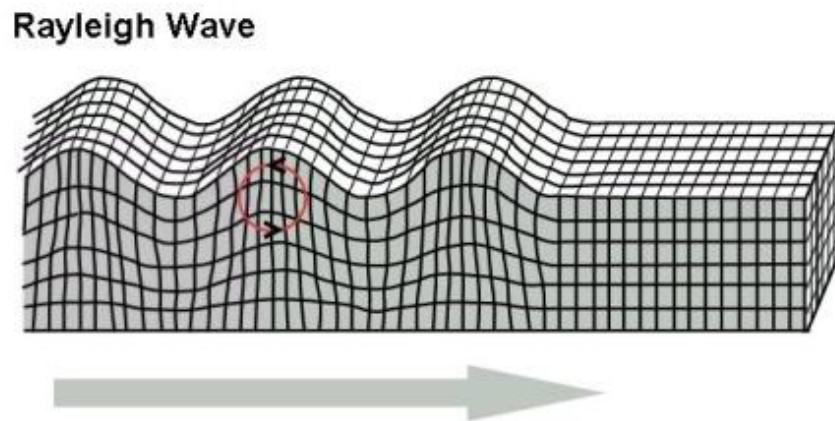
Сл. 3.5. Ширење на Ловеов бран

Fig. 3.5. Spreading of Love wave

Енергијата генерирана од Ловеовите бранови, од изворот, се шири во две насоки, наместо во три.

Овие бранови се забележуваат на сеизмографите, дури и кога потекнуваат од многу далеки земјотреси.

**Рејлиевите бранови** (сл. 3.6) се наречени според Lord Rayleigh кој го предвидел нивното постоење уште во 1885 година. Движењето на овие бранови е комбинација од лонгитудинално и вертикално вибрирање кое дава елиптично движење на карпестите честички. Рејлиевите бранови имаат најсилен ефект на сеизмографите.



Сл. 3.6. Ширење на Рејлиев бран

Fig. 3.6. Spreading of Rayleigh wave

Рејлиевите бранови се генерирани од интеракцијата на P и S брановите на површината на Земјата и се движат со брзина која е помала од онаа на P, S и Ловеовите бранови.

Односот на брзините на простирање помеѓу Рејлиевите и попречните бранови е даден со изразот:

$$V_R = \xi \cdot V \quad (3.5)$$

Интензитетот на потресите од Рејлиевите бранови на одредена локација зависи од неколку фактори:

- величината на земјотресот,



- растојанието до земјотресот,
- длабочината на земјотресот,
- геолошката структура на кората,
- фокалниот механизам на земјотресот,
- насоченоста на руптурите од земјотресот.

### 3.2. ЗЕМЈОТРЕСИ И ТИПОВИ НА ЗЕМЈОТРЕСИ

Земјотресот е природна појава, која настанува во земјината кора и подлабоко во внатрешноста на Земјата. Тие се резултат од движењето на поедини делови на земјината кора и процесите кои се одвиваат во тектоносферата, а кои се постојани и непрекинати во текот на развојот на Земјата. Сите овие движења кои ги условуваат земјотресите се познати како тектонски движења, односно поврзани се со тектонските сили кои непрекинато дејствуваат и условуваат различни деформации и движења меѓу кои се и земјотресите. Освен тоа, постојат земјотреси кои се предизвикани од активноста на човекот, како резултат на силни експлозии (каменоломи, руднички експлозии и експлозии на атомски бомби). Настанувањето на земјотресите е поврзано со движење на одделни блокови во земјината кора од дејството на тектонските сили, во различни насоки, еден во однос на друг и со различен интензитет. При тие движења настануваат еластични напрегања во средината, кои кога ќе се зголемат толку многу, да ја надминат еластичноста на материјата во таа средина, причинуваат нагло придвижување на блоковите во земјината кора еден во однос на друг, при што доаѓа до појава на земјотрес. Значи, земјотресот како појава настанува со нагло ослободување на енергија во внатрешноста на Земјата. Според причината на појавата на земјотреси тие се делат на три групи: тектонски, вулкански и денудациски (рушевински или урвински).

**Тектонските земјотреси** се поврзани со тектонските процеси кои се одвиваат во внатрешноста на Земјата и земјината кора, во тектонски многу активни појаси, каде лабилноста во земјината кора е многу изразена. Оваа група на земјотреси е најмногубројна и во неа влегуваат скоро 95 % од

сите земјотреси во Земјата. Современите сознанија укажуваат дека земјотресите се поврзани со крупни регионални раседи, кои се протегаат вдоль планинските венци на стотици километри, како на пример Сан Андреас, потоа раседите вдоль Андите, Анадолскиот расед во Турција и други. Сеизмичката активност е поврзана со зоните на субдукција, каде доаѓа до подвлекување на одделни плочи, една под друга. Со овие субдукциони зони, освен плитките земјотреси, се поврзани длабоки земјотреси (од 200 - 300 km длабочина) со кои е поврзан и млад вулканизам, а со тоа и појава на вулкански земјотреси.

Во континенталните делови доминираат сеизмогени активни зони поврзани со линиски регионални раседи. Тие претставуваат природни граници помеѓу одделни тектонски сегменти на земјината кора, вдоль кои се вршат поместувања од вертикален и хоризонтален тип. Покрај тоа, носители на силни земјотреси во континенталните делови се и тектонските јазли, каде се вкрстуваат раседи од регионално значење вдоль кои се вршат изразити диференцирани вертикални и хоризонтални движења.

**Вулкански земјотреси** се случуваат во подрачјата на современата вулканска активност. Бидејќи современите вулкани се поврзани со подрачјата на тектонска активност, нивното издвојување некогаш е отежнато. Затоа, како вулкански земјотреси се сметаат оние кои се во непосредна близина на активните вулкани. Тие се разликуваат по тоа што нивното распространување не е поголемо од 30 - 50 km, а изосеистите го обиколуваат вулканот и имаат форма на концентрични кругови. Епицентарот е во близина со кратерот на вулканот, а хипоцентарот е на незначителна длабочина.

Подземните удари при вулканските земјотреси се поврзани со движењето на магмата од нејзиното огниште низ каналот на вулканот, при што настануваат експлозии од гасовите и пареата при издигањето на лавата.

Современата активност на вулканите се следи со сеизмички инструменти, кои го следат движењето на магмата од нејзиното огниште и нејзиниот тек низ каналот сè до ерупцијата, заедно со појавата на вулканските земјотреси.

**Денудациско - урвински земјотреси** настануваат кога доаѓа до подземно одронување на големи карпести маси кои доведуваат до подземни удари. Тие обично се поврзани со различни денудациски процеси (како на пример во пештерите во карстните терени) и дејството на подземната вода. Овој тип на земјотреси преставуваат помалку од 1 % од сите земјотреси.

Денудациските земјотреси обично настануваат во терените кои се изградени од карбонатни карпи (варовници, доломити и други карпи) кои лесно се раствораат и во кои настануваат пештери со различна големина. Со зголемувањето на просторот на пештерите доаѓа до зарушување на таванот на истите и во зависност од големината на паднатите блокови ударот може да има различна јачина. Кога зарушувањето се развива и ја достигнува површината на Земјата, настануваат карстни провалии, инки и други форми.

**Вештачките земјотреси** се поврзани со активноста на човекот. Нивната сила е многу различна, бидејќи варира од многу слаби осцилации (движење на возови, камиони, тенкови и др.), до многу силни потреси (при експлозии со динамит во каменоломи и подземни атомски експлозии). Понекогаш слаби земјотреси се јавуваат при пополнување на акумулациите (индуктивна сеизмичност) на вештачките езера.

Над жариштата на вештачките земјотреси, кои настануваат за време на подземните експлозии од атомски или хидрогенски бомби, настануваат крупни деформации во епицентарот, со појава на вдлабнатини, провалии во форма на вулкански кратери и сл. Вештачките земјотреси се секојдневна појава при минирањето во рудниците.

**Земјотреси на морското дно** се оние чиј епицентар се наоѓа на морското дно или покрај самиот брег и се познати како морски потреси, односно морски земјотреси. Промените кои настануваат при земјотресите на копно се карактеристични и за измените на морското дно. Меѓутоа, на површината на морињата манифестациите се разликуваат, бидејќи земјотресите во морски услови доведуваат до формирање на големи бранови на водата, кои се познати као цунами.

### 3.2.1. Главни параметри на земјотресите

Бидејќи тектонските земјотреси се најзастапени и најсилни, тие ќе бидат детално објаснети со своите параметри, кои се аналогни и за останатите типови на земјотреси. Треба да се укаже дека и на нашите простори тектонските земјотреси се најмногу застапени.

Секој земјотрес се карактеризира со следните главни параметри: време на настанување, хипоцентар, епицентар, длабочина на хипоцентарот, епицентрално растојание и сила или енергија (сл. 3.7).



Сл. 3.7. Параметри на земјотрес

Fig. 3.7. Parameters of earthquake

**Хипоцентарот на земјотресот** е место во внатрешноста на Земјата каде почнува нагло ослободување на енергијата, односно настанува земјотресот. Епицентар на земјотресот е проекција (најблиска точка) на хипоцентарот до површината на Земјата. Во природата, епицентарот претставува поголема или помала површина наречена епицентрално подрачје на земјотресот. Растојанието помеѓу епицентарот и хипоцентарот претставува длабочина на земјотресот (сл. 3.7).

Силата на земјотресот, во општа смисла, не се одредува еднострано. Затоа, во зависност од примената, дефинирани се три големини со кои се

одредува таа сила. Тие се: енергија на земјотресот, магнитуда и интензитет.

**Енергија на земјотресот** го претставува вкупното количество на енергија, која се ослободува во жариштето при настанување на земјотресот. Тоа е објективна физичка мерка на силата на земјотресот. Меѓутоа, нејзиното одредување е мошне тешко и таа служи главно за научни истражувања во сеизмологијата.

**Интензитетот на земјотресот** е една од мерките за неговата сила, која е најстара и најдолго задржана во употреба, иако е субјективна и зависи од инструментите за мерење. Интензитетот претставува мерка за дејство на земјотресот на почвата, која се определува со степенот на оштетување на објектите, со карактерот на појавите на површината на Земјата и со чувството на луѓето и животните. Од сите тие податоци, описно, со помош на макросеизмичка скала, се врши оценка на степенот на интензитетот, обично во интервал од 1 до 12 степени (скала МСК - Медведев-Спонхауер-Карник). Таа оценка на интензитетот се однесува директно во точката на набљудување, а не во жариштето на земјотресот.

**Магнитуда** како мерка за силата на земјотресот е најблиска до неговата енергија и се однесува на жариштето на земјотресот. По дефиниција, магнитудата претставува логаритам на односот помеѓу максималната амплитуда и нејзиниот период. Се пресметува математички, од инструменталните регистрации на земјотресите и се изразува во бездимензионални бројки и според научникот Рихтер таа може да има вредности  $M < 9$ .

### 3.2.2. Одредување на енергијата на земјотресите

Практична и едноставена постапка за одредување на енергијата на јаките или слабите земјотреси на основа на регистрацијата од сеизмографите, предложил С. F. Richter во 1935 година. За таа цел тој ја вовел големината магнитуда на потресот, а таа непосредно зависи од енергијата на потресот. Основен податок за одредување на магнитудата е најголемото поместување  $A$  (изразено во микрометри) на записот за потреси добиен со

"секундарен" сеизмограф, кога тој сеизмограф се наоѓа на 100 km далеку од епицентарот. Тогаш, според дефиниција, магнитудата  $M$  на потресот е еднаква на логоритмот на амплитудата  $A$ , или:

$$M = \log A \quad (3.6)$$

Во практичната постапка потребно е магнитудата да се одредува на основа на записот од сеизмографот, без обзир на тоа за кој тип и колку далеку се наоѓа од епицентарот на потресот. Тоа е основната максимална амплитуда која претходно се сведува на "секундарниот" сеизмограф, а потоа на епицентралната оддалеченост од 100 km. На тој начин може за неколку минути да се одреди магнитудата на секој потрес.

Реидовата слика за механизмот на тектонскиот потрес наведува на заклучок дека во просторот на хипоцентарот не може да се наталожува енергија повеќе од дозволената енергија која тој простор може да ја депонира. Според тоа, постои горна граница на енергија на потресот, а со тоа постои и долна граница на магнитудата на потресот. Досега најголем износ на магнитудата на потресот е 8.9 (енергија  $5.6 \cdot 10^{17}$  J).

На сл. 3.8 е прикажана карта на глобалниот распоред на епицентрите на земјотресите на Земјата.



Сл. 3.8. Карта на глобалниот распоред на епицентрите на земјотресите

Fig. 3.8. Map of global distribution of the earthquake epicentres

Најслабите потреси кои човекот не може ни да ги осети, туку се забележуваат само со помош на сеизмографи, имаат магнитуда  $M < 2.0$ .

Погодноста на магнитудата за проучување на потресите произлегува од тоа што таа е во едноставна врска со енергијата на потресот.

Аналитичкиот израз гласи:

$$\log E = 4.4 + 1.5M \quad (3.7)$$

каде што енергијата  $E$  е изразена во џули [Ј].

Често пати магнитудата на потресот погрешно се заменува со микросеизмичкиот интензитет. Магнитудата на потресот може да се свати како мерка за количина на енергија која се ослободува во хипоцентарот, а макросеизмичкиот интензитет е мерка на влијание на таа енергија во поедини точки на површината на Земјата. Макросеизмичкиот интензитет зависи од магнитудата, длабочината на хипоцентарот, епицентралната оддалеченост, геолошките својства и структура на теренот низ кој поминуваат еластичните бранови и механизмот на придвижување во хипоцентарот.

### 3.2.3. Регистрирање и мерење на интензитетот на земјотресите

Инструментите што се користат во сеизмологијата, за следење на земјотресите, односно за мерење на големината на релативното поместување на тлото се викаат *сеизмометри*, а тие можат да бидат механички и електромагнетни, пасивни и активни. Сеизмичките инструменти кај кои само визуелно се следи промената на соодветниот параметар на поместувањето на тлото се наречени сеизмоскопи, а оние што се поврзани со уред за регистрација се наречени сеизмографи. Натомошната поделба на овие инструменти е според типот на уредот за регистрација, кој може да биде аналоген (бележи непрекинато во времето) и дигитален (бележи дискретни вредности, примероци на мерениот параметар земени со одредена фреквенција). Аналогниот регистратор се изведува како механички (перо што ги следи осцилациите на мерениот параметар врз хартија што се врти на тапан) или како електромагнетски

(со галванометар со огледалце што ги следи осцилации на мерениот параметар, а на којшто се упатува светлосен сноп, кој по одбивањето се фаќа на фотографска хартија). Дигиталното запишување скоро секогаш се изведува електронски, со електронски дигитализатор и електронско меморирање на дигиталните податоци.

Интензитетот на еден потрес на некои места не зависи само од неговата оддалеченост од епицентарот, туку и од видот на Земјината кора на тоа место. Така, оштетувањата на инфраструктурните објекти изградени на некомпактни и седиментни почви се значително поголеми од оштетувањата на објектите изградени на компактни карпи.

За оцена на сеизмичката активност (силата на земјотресите) се користат макросеизмички скали. До сега биле во употреба неколку макросеизмички скали: Рихтерова, Меркалиева (Mercalli-Cancani-Sieberg скала, MCS - скала) и Европска макросеизмичка скала која и денес е во употреба.

Табела 3.2. Рихтерова макросеизмичка скала

Table 3.2. Richter macroseismic scale

Рихтерова магнитуда	Опис	Ефекти на земјотресот
< 2,0	Микро	Микро-потреси, не се чувствуваат
2,0-2,9	Мали	Главно не се чувствуваат но се регистрираат
3,0-3,9	Мали	Се чувствуваат но не предизвикуваат штети
4,0-4,9	Слаби	Забележливо тресење на предметите, звуци на тресење. Ретки се значајни штети
5,0-5,9	Умерени	Можат да предизвикаат поголеми штети на слабо изградени згради и на помали региони. На добро конструирани објекти само мали оштетувања
6,0-6,9	Силни	Може да бидат уништувачки во области до 160 км во дијаметар во населени места
7,0-7,9	Големи	Можат да предизвикаат сериозни штети на големи пространства
8,0-8,9	Огромни	Можат да предизвикаат сериозни штети на стотици километри во дијаметар
9,0-9,9	Огромни	Разурнувачки во области на неколку илјади километри
10,0+		Никогаш не се забележани



Табела 3.3. Меркалиева (Mercalli-Cancani-Sieberg) MCS - скала

Table 3.3. Mercalli (Mercalli-Cancani-Sieberg) - MCS scale

Најголемо забрзување $m s^{-2}$	Степени	Последици од земјотресите
< 0.0025	I	Неосетлив земјотрес - го забележуваат само сеизмографи
0.0025 - 0.005	II	Многу лесен потрес - го чувствуваат многу осетливи лица и тоа во погорните катови од зградите
0.005 - 0.010	III	Лесен земјотрес - го чувствуваат многу луѓе во внатрешноста на куќите.
0.010 - 0.025	IV	Умерен земјотрес - Го чувствува поголем дел од населението, а на отворен простор само одредени луѓе. Се тресат вратите и прозорците стаклените предмети се тресат, како при поминување на тешки камиони
0.025 - 0.050	V	Прилично јак земјотрес - Се забележува и на отворен простор, предметите кои слободно висат се занишуваат, часовниците со клатна престануваат да работат, сликите по ѕидовите се нишат вратите и прозорците се отвараат и затвараат, поединци бегаат од домовите
0.050 - 0.100	VI	Јак земјотрес - Го забележуваат сите луѓе и бегаат од своите домови, сликите паѓаат од ѕидовите, многу предмети се рушат, помалите црквени ѕвона се нишат, на поедино добро градени куќи настануваат лесни штети
0.10 - 0.25	VII	Многу јак земјотрес - Се рушат и разоруваат станови, зазвонуваат и поголемите црквени ѕвона, се оштетуваат голем број на добро градени куќи, се кршат ќерамидите на покривите, се рушат многу оџаци
0.25 - 0.50	VIII	Разорен земјотрес - Силно се оштетуваат куќите, поедини куќи се рушат, а многу стануваат неподобни за живеење, на мокрыте делови од Земјата и на падините се појавуваат пукнатини
0.50 - 1.00	IX	Пустошен земјотрес - Околу 50 % од ѕиданите куќи значително се оштетуваат, многу се рушат, а поголем дел од нив се неподобни за живеење
1.0 - 2.5	X	Уништувачки земјотрес - Тешко се оштетуваат зградите, поголем дел од нив се рушат, на тлото настануваат пукнатини од кои извира вода, од ридовите се откинува земја, делови од пештерите паѓаат
2.5 - 5.0	XI	Катастрофален земјотрес - Се рушат сите ѕидани објекти, на тлото настануваат големи пукнатини, многу карпи се откинуваат
5 - 10	XII	Голема катастрофа - Ниедно човечко суштество не опстанува, тлото потполно го менува својот облик, езерата се затрупуваат, настануваат водопади, се менуваат коритата на реките

Табела 3.4. Европска макросеизмичка скала

Table 3.4. European macroseismic scale

Степени	Опис	Последици од земјотресите
I	Микро-земјотреси	<i>Неосетлив земјотрес</i> - го забележуваат само сеизмографи
II	Многу слаби	<i>Многу лесен потрес</i> - го чувствуваат многу осетливи лица и тоа во погорните катови од зградите
III	Слаби	<i>Лесен земјотрес</i> - го чувствуваат многу луѓе во внатрешноста на куќите
IV	Умерени	<i>Умерен земјотрес</i> - Го чувствува поголем дел од населението, а на отворен простор само одредени луѓе, се тресат вратите и прозорците стаклените предмети се тресат, како при поминување на тешки камиони
V	Силни	<i>Прилично јак земјотрес</i> - Се забележува и на отворен простор, предметите кои слободно висат се занишуваат, часовниците со клатна престануваат да работат, сликите по ѕидовите се нишат вратите и прозорците се отвараат и затвараат, поединци бегаат од домовите
VI	Слабо разрушувачки	<i>Јак земјотрес</i> - Го забележуваат сите луѓе и бегаат од своите домови, сликите паѓаат од ѕидовите, многу предмети се рушат, помалите црквени ѕвона се нишат, на поедино добро градени куќи настануваат лесни штети
VII	Разрушувачки	<i>Многу јак земјотрес</i> - Се рушат и разоруваат станови, зазвонуваат и поголемите црквени ѕвона, се оштетуваат голем број на добро градени куќи, се кршат ќерамидите на покривите, се рушат многу оџаци
VIII	Силно разрушувачки	<i>Разорен земјотрес</i> - Силно се оштетуваат куќите, поедини куќи се рушат, а многу стануваат неподобни за живеење, на мокрите делови од Земјата и на падините се појавуваат пукнатини
IX	Деструктивни	<i>Пустошен земјотрес</i> - Околу 50 % од ѕиданите куќи значително се оштетуваат, многу се рушат, а поголем дел од нив се неподобни за живеење
X	Уништувачки	<i>Уништувачки земјотрес</i> - Тешко се оштетуваат околу 3/4 од зградите, поголем дел од нив се рушат, на тлото настануваат пукнатини од кои извира вода, од ридовите се откинува земја, делови од пештерите паѓаат
XI	Катастрофални	<i>Катастрофален земјотрес</i> - Се рушат сите ѕидани објекти, на тлото настануваат големи пукнатини, многу карпи се откинуваат
XII	Целосно уништувачки	<i>Голема катастрофа</i> - Ниедно човечко суштество не опстанува, тлото потполно го менува својот облик, езерата се затрупуваат, настануваат водопади, се менуваат коритата на реките

### 3.2.4. Анализа на податоци и интерпретација на сеизмограм

Во овој дел е опишана анализата на сеизмограми и добивањето на вредноста на сеизмичките параметри. Објаснети се основните барања во аналогната и дигиталната пракса, односно:

- препознавање на појава на земјотрес во еден снимен сеизмограм;
- одредување и обележување на сеизмичките фази;
- точно одредување на почетното време и поларитетот;
- мерење на максималната амплитуда на тлото;
- пресметување на бавноста и азимутот;
- одредување на параметрите на изворот како што се хипоцентарот, почетното време, магнитудата, механизмот на изворот итн.

Сеизмограмите се основни информации за земјотресите, хемиски и нуклеарни експлозии, земјотреси индуцирани од минирање, кршење на карпите и други настани кои генерираат сеизмички бранови. Сеизмограмите го рефлектираат заедничкото влијание на сеизмичкиот извор, патеката на ширење на брановите, опсегот на фреквенцијата на уредот за снимање и амбиенталната врева во местото каде се снима. На сл. 3.9 се прикажани овие ефекти и нивната научна корисност. Сознанијата за сеизмичноста, земјината структура и различните типови на сеизмички извори се главниот резултат од анализата и интерпретацијата на сеизмограмите. Колку поцелосно се интерпретираат сеизмограмите, толку подобро ќе се разбере земјината структура, сеизмичките извори и основните процеси кои ги предизвикуваат.

Анализата на сеизмичките податоци за една станица, денес брзо се заменуваат со анализа на мрежа или низа од податоци. Техниките за процесирање на низа од податоци се развиени пред повеќе од 20 години. Мрежите и низите, спротивно на единечните станици, овозможуваат подобра детекција на сигналот и локација на изворот. Исто така, низите можат да се користат за пресметување на брзината и азимутот, што овозможува подобра идентификација на фазите. Понатаму, поточни вредности за магнитудите можат да се очекуваат при пресметување на

просечна големина од магнитудите на поединечните станици, а за оддалечени извори, кохеренцијата на сигналот може да се употреби за поточно одредување на почетните времиња.



Сл. 3.9. Различни фактори/суб-системи (без сеизмичка бучава) кои влијаат на сеизмичката снимка (жолти ќелии) и информацијата која може да се добие со анализа на снимката (сини ќелии)

Fig. 3.9. Different factors/sub-systems (without seismic noise) which influence a seismic record (yellow boxes) and the information that can be derived from record analysis (blue boxes)

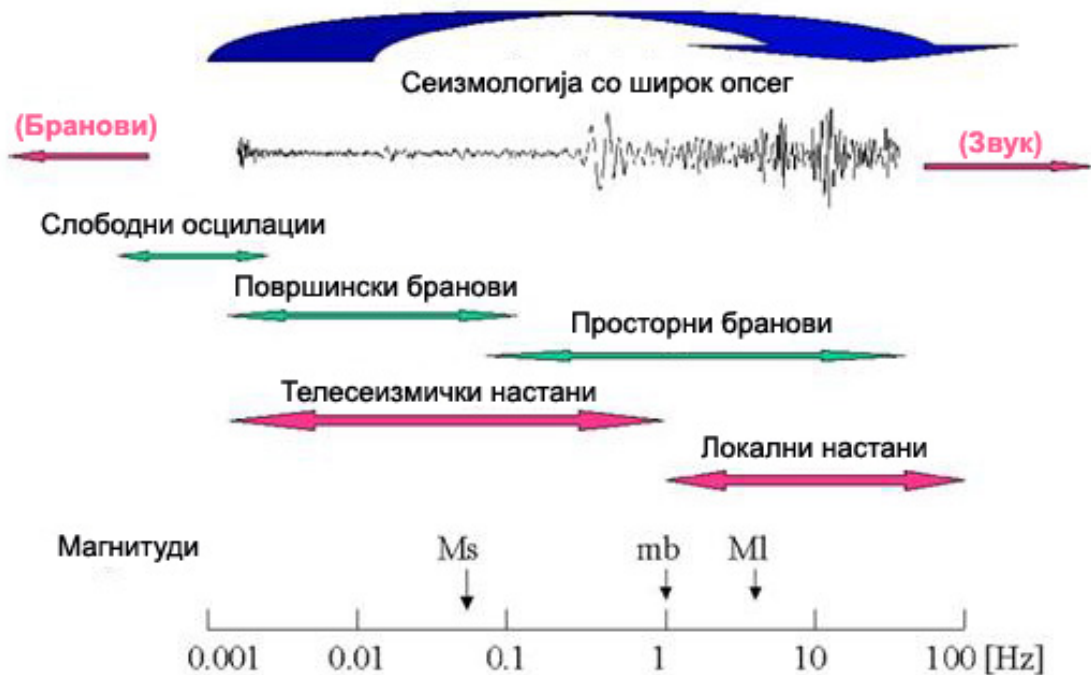
Во табела 3.5 се сумирани основните карактеристики на поединечните станици, мрежа од станици и низи. Во принцип, една низа може да се користи како мрежа и во посебни случаи, мрежата може да се користи како низа. Најважните разлики меѓу мрежи и низи се степенот на кохеренција на сигналот и користените техники за анализа на податоците.

Табела 3.5. Карактеристики на поединечни станици, мрежа од станици и низи од податоци

Table 3.5. Characteristics of single stations, station networks and data arrays

<b>Поединечна станица</b>	Класичен тип на сеизмичка станица со сопствена обработка на податоци. Локација на настанот е можна само со помош на трокомпонентално снимање
<b>Мрежа од станици</b>	Локална, регионална или глобална дистрибуција на станици кои се идентични (колку е можно) со заеднички центар на податоци. Локација на настанот е една од главните задачи.
<b>Сеизмичка низа</b>	Група од сеизмички станици со задничка временска референца и униформни инструменти. Станиците се лоцирани блиску една до друга, во просторот, за да може брановата форма на сигналот да се корелира помеѓу соседните сензори. Предностите се: <ul style="list-style-type: none"> <li>• издвојување на кохерентните сигнали од случајната бучава;</li> <li>• одредување на правецот на приближување на брановиот фронт (одредување на азимут на изворот);</li> <li>• определување на локалната забавеност и од тука епицентралното растојание од изворот.</li> </ul>

Како и поединечните станици, така и сеизмометрите кои имаат ограничени фреквенции на снимање, се надвор од употреба и имаат само ограничена дистрибуција и локална важност. Ваквите сеизмометри го филтрираат движењето на плото. Тие го нарушуваат сигналот и може да доведат до поместување на почетното време и реверсност на поларитетот. Најголем број од сеизмолошките опсерватории, денес, се опремени со сеизмометри со широк опсег кои можат да снимаат сигнали со фреквенции од 0.001 Hz до 50 Hz. Фреквенцијата и динамичкиот опсег на ваквите сеизмометри се прикажани на сл. 3.10.



Сл. 3.10. Опсег на фреквенции кои се од интерес во сеизмологијата

Fig. 3.10. Frequency range of seismological interest

### 3.2.5. Критериуми и параметри за рутинска анализа на сеизмограм

#### 3.2.5.1. Времетраење на снимањето и дисперзија

При анализа на сеизмичка снимка, најпрво, се оценува времетраењето на сигналот. Поради различната природа и брзина на ширење на сеизмичките бранови и различните патеки на ширење до една станица, разликите во времето на патување помеѓу главните бранови групи обично расте со растојанието. Соодветно, снимката се шири со времето. Различните групи на просторни бранови не покажуваат дисперзија, па нивните индивидуални времетраења остануваат, помалку или повеќе, константни, само временската разлика помеѓу нив се менува со растојанието. Временската разлика помеѓу главните просторни бранови е:

- < 3 минути за настани на растојание  $D < 10^\circ$ ,
- < 16 минути за настани на растојание  $D < 60^\circ$ ,
- < 30 минути за настани на растојание  $D < 100^\circ$
- < 45 минути за настани на растојание  $D < 180^\circ$ .

Спротивно на просторните бранови, брзината на површинските бранови зависи од фреквенцијата и затоа овие бранови се дисперзирани. Соодветно, зависно од структурата на земјината кора и мантијата вдоль патеката на ширење на бранот, времетраењето на Ловеовите и Рејлиевите бранови ќе се зголемува со растојанието. На растојание  $D > 100^\circ$ , сеизмограмите на површинските бранови може да траат еден час и повеќе, а за навистина силни земјотреси, кога површинските бранови може да ја заобиколат Земјата неколку пати, нивните осцилации на долготрајните (LP) или широкопојасните (BB) снимки можат да бидат препознатливи од 6 до 12 часа. Дури и за не многу силни регионални земјотреси, на пример  $M_s \ll 6$  и  $D \ll 10^\circ$ , осцилациите можат да траат до еден час, иако временската разлика меѓу P и S брановите е само околу 2 минути, а помеѓу P и максималната амплитуда на површинскиот бран само 5 - 6 минути.

И покрај соодветната дисперзија, расејувањето може да ја шири и брановата енергија. Ова е точно, особено при повисоки фреквенции на брановите кои се движат во хетерогената земјина кора. Ова ги зголемува бучавата генерирана од сигналот и кода брановите. Кода брановите ги следат главните генерирачки фази со експоненцијално опаѓачки амплитуди. Траењето на кода брановите зависи од магнитудата на земјотресот и сосема малку од епицентралното растојание. Од тука, времетраењето може да се искористи за пресметување на магнитудите на траење  $M_d$ .

Времетраењето на сигналот, временската разлика помеѓу максимумот на Рејлиевиот бран и пристигнувањето на првиот просторен бран и, особено, временскиот опсег помеѓу првиот и последниот препознат просторен бран пред пристигнувањето на површинскиот бран, овозможува прва груба проценка, без разлика дали се работи за локален, регионален или телесеизмички земјотрес. Оваа груба класификација е од голема помош при избор на соодветен пристап, критериуми и алатки за натамошни подетални анализи на сеизмограмот, локација на изворот и одредување на магнитудата.

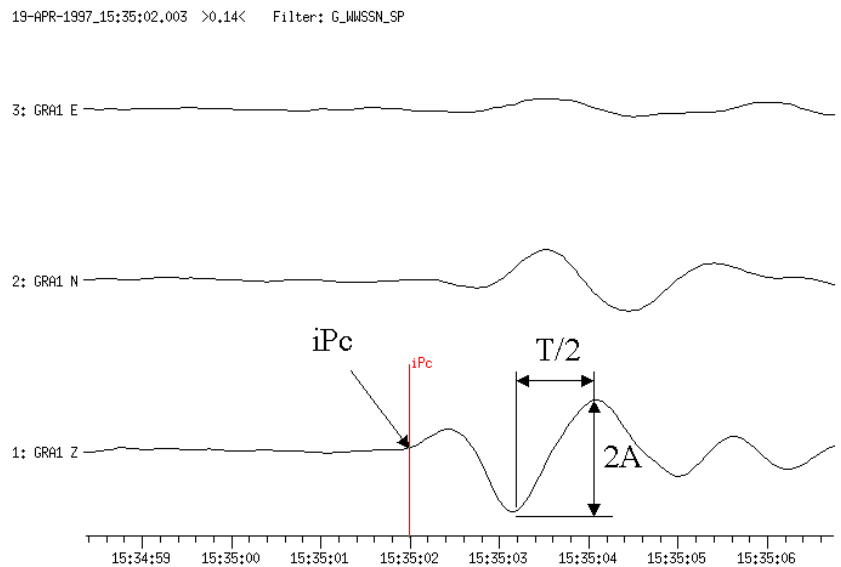
### 3.2.5.2. Клучни параметри: почетно време, амплитуда, период и поларитет

Почетните времиња на групите од сеизмички бранови, пристигнувањето на првиот и главен P - бран, кога ќе се одредат на повеќе сеизмички станици со различен азимут и на различно растојание, се клучните влезни параметри за локација на сеизмички настани. Времињата на патување се добиваат или од набљудувањата или од моделите за Земјата. Тие ја даваат, како функција од епицентралното растојание D и длабочината на хипоцентарот h, разликата помеѓу почетните времиња  $t_{0x}$  на соодветните сеизмички фази x и почетното време OT на сеизмичкиот извор. Почетните времиња го означуваат првото пристигнување на енергија од група на сеизмички бранови. Препознавањето на брановиот почеток зависи од спектралниот однос сигнал - шум (SNR) за дадена бранова форма во целост и наклонот и амплитудата на нејзиниот преден крај. И двете се контролираат со формата и ширината на сеизмографот за снимање или филтерот. Постои класична конвенција во сеизмолошката пракса за класифицирање на почетните времиња, како квалитативна мерка, или како импулсивни (i) или новонастанати (e). Малите букви се ставаат пред симболот за фазата. Генерално, полесно е да се препознае и прецизно да се избере најпрвото пристигнување, обично на P - бран, на сеизмограмот отколку покасните фази кои пристигнуваат во рамките на шумот генериран од сигналот на поранешните бранови.

Релативната точност со која се одредува почетното време зависи од факторите кои претходно беа опишани, но апсолутната точност на мерење на почетното време е контролирано од достапно референтно време. Фазите на сеизмичките просторни бранови патуваат брзо. Нивните привидни брзини на површината се рангираат помеѓу 3 km/s и 100 km/s (дијаметрално спротивно, брзината е бесконечна). Затоа, за процена на сигурните епицентри и одредување на добар модел на Земјата од податоците за времињата на патување, потребна е апсолутна точност на почетното време до помалку од секунда и идеално помалку од 0,1 секунда.



На слика 3.11 е прикажана дигитална снимка со временска скала експандирана до 12 mm/s. Почетното време може веродостојно да се избере со точност од неколку десетинки од секундата. Првото пристигнување на овој P - бран е класифициран како импулсивен (i) почеток. Но, со проширување на скалата на амплитудата, почетокот на пристигнувањето на бранот станува поостар, па затоа почетокот се појавува како импулсивен.



Сл. 3.11. Мерење на почетно времиња на првото движење, фаза и поларност (с - компресија, d - дилатација), максимална амплитуда  $A$  и периодот  $T$  за остар (i - импулсивен) почеток на P бран

Fig. 3.11. First motion onset times, phase and polarity readings (c - compression; d -dilatation), maximum amplitude  $A$  and period  $T$  measurements for a sharp (i - impulsive) onset of a P wave

Квалитетот, квантитетот и просторната дистрибуција на пиковите на времето го контролира прецизното одредување на локацијата на изворот, додека квалитетот и квантитетот на читањата на амплитудата за одредени специфични сеизмички фази ја одредува репрезентативноста на магнитудата, која обично се одредува од читањата за максимално

поместување на тлото и поврзаните периоди за површинските и просторните групи на бранови.

Максималните амплитуди на сеизмичките снимки треба да се корелираат за зголемувањето на сеизмографот, кое зависи од фреквенцијата, за да се одреди „вистинската“ амплитуда на поместување на тлото, обично дадена во нанометри ( $1 \text{ nm} = 10^{-9} \text{ m}$ ) или микрометри ( $1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ m}$ ), за даден период.

### **3.2.6. Критериуми за одредување на фаза**

#### *3.2.6.1 Време на патување и бавност*

Времињата на патување на одредени сеизмички бранови не се само клучна информација за локација на настанот, туку и за идентификација на пристигнување на сеизмички бранови и одредување на структурата на Земјата вдоль патеките на тие бранови.

Поради структурата на Земјата, разликите во времето на патување за различни бранови варираат со растојанието. Затоа, најдобар начин за одредување на сеизмичките бранови или снимка од една станица, е да се конструираат дијаграми, односно диференцијални криви на времето на патување на бранот во однос на првото пристигнување на Р - бранот или апсолутни криви на времето на патување на бранот во однос на почетното време. Добиените криви треба да имаат иста резолуција за времето како и на сниманите податоци за да може да се одредува совпаѓање на различни растојанија. На ваков начин, кривите за време дозволуваат одредување на фазите кои најдобро се совпаѓаат, а исто така и пресметување на растојанието на станицата од епицентарот на земјотресот.

Теоретските времиња на патување на главните сеизмички фази отстапуваат за помалку од 2 секунди од набљудуваните. Спротивно на ова, локалните и регионалните криви за времето на патување за фазите во земјината кора и горната мантија можат многу да варираат од еден до друг регион. Ова е поради изразената латерална варијација на дебелината на земјината кора, како и структурата, староста и брзините на сеизмичките бранови во континентални и океански области. Ова значи

дека криви за времето на патување треба да се добиваат за секој регион посебно со цел да се подобри идентификацијата на фазите и пресметката на растојанието до изворот и неговата длабочина.

### *3.2.6.2. Амплитуди, доминатни периоди и бранови форми*

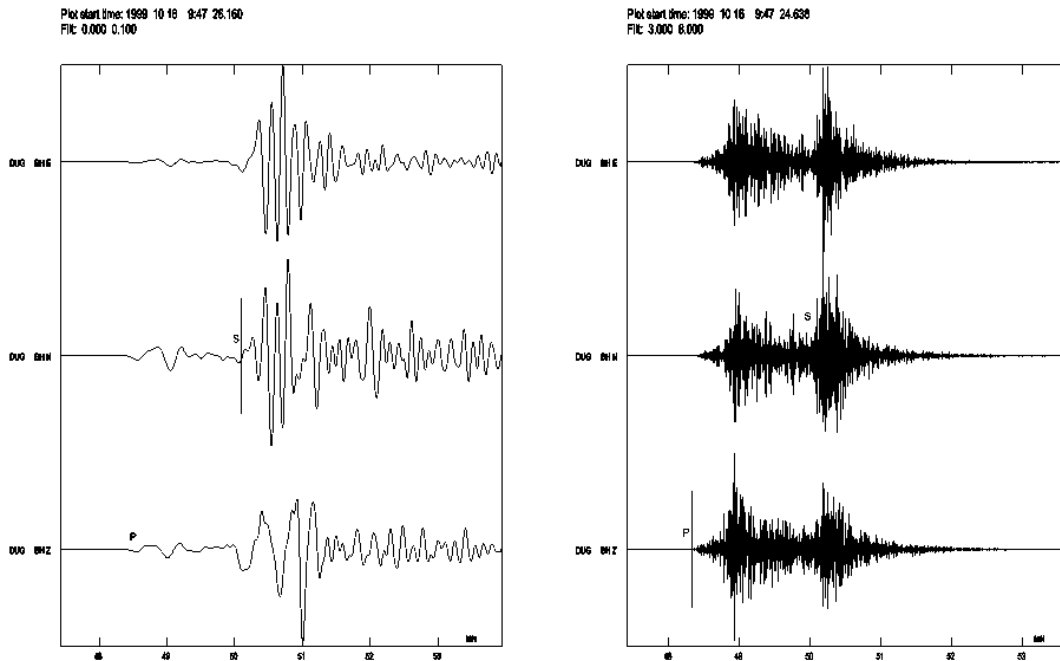
Амплитудите на сеизмичките бранови варираат со растојанието, поради геометриското ширење, фокусирање и дефокусирање предизвикано од варијациите во брзината на брановите и атенуацијата. За прецизно одредување на фазите на просторните бранови, треба да се прави разлика помеѓу групите на просторни и површински бранови, а потоа да се пресмета дали изворот е плиток, на средна длабочина или е многу длабок. Бидејќи површинските бранови имаат поголема бранова должина, имаат помала атенуација и влијанието на малите структурни нехомогености е помало отколку кај просторните бранови. Затоа на сеизмограмите на плитките земјотреси, амплитудите на површинските бранови доминираат во однос на амплитудите на просторните бранови.

Меѓутоа, со зголемување на длабочината на изворот, амплитудите на површинските бранови се намалуваат во однос на просторните бранови. Значи, површинските бранови од земјотреси на средни (> 70 km) или големи длабочини (> 300 km) можат да имаат помали амплитуди отколку просторните бранови и воопшто да не бидат забележани на сеизмограмите.

Друга особина која помага при идентификација на фазите е брановата форма. Најзабележителна е разликата меѓу брановите форми на површинските и просторните бранови. Дисперзијата на површинските бранови резултира со долги бранови со амплитуда која се зголемува па потоа опаѓа, додека недисперзните просторни бранови формираат краткотрајни бранчиња. Вообичаено, брановите со подолги периоди пристигнуваат први („нормална“ или „позитивна“ дисперзија).

За земјотрес со даден сеизмички момент, максималната амплитуда на S бранот е околу пет пати поголема во изворот, отколку истата на P - бранот. Ова е последица на различните брзини на ширење на P и S брановите.

Исто така, и спектарот е различен за секој тип на бранови. Така, спектарот на изворот на P - бранот има аголни фреквенции за околу  $\pi/3$  повисоки од оние на S - бранот. Во високо - фреквентни филтрирани снимки ова може да ги зголеми амплитудите на P - брановите во однос на S - брановите (сл. 3.12 десно).



Сл. 3.12. Сеизмограми: Лево - филтриран со ниско - пропустлив филтер ( $< 0.1$  Hz) и десно - филтриран со band-pass филтер (3.0-8.0 Hz)

Fig. 3.12. Left: Low-pass filtered ( $< 0.1$  Hz) and right: band-pass filtered (3.0-8.0 Hz) seismograms

### 3.2.7. Рутинска обработка на сигнали од дигитални сеизмограми

Стандардната анализа вклучува пред - обработка на сите податоци и постапки за обработка за интерпретација и инверзија на широкопојасните сеизмограми. Значајни процеси во доменот на времето се детекција на сигналот, филтрирање на сигналот, реституција и симулација, избирање на фаза, анализа на поларизацијата. Во фреквентниот домен, основни постапки се фреквентниот бранов број ( $f - k$ ) и спектралната анализа.

Прва задача во рутинската анализа на податоци е детекција на сеизмички сигнал. Сигналот се разликува од сеизмичката бучава или врз основа на

неговата поголема амплитуда или разликата во неговата форма и фреквенција. За детекција на сигналот се користат разни методи, а најчесто се применуваат детектори на праг и анализа на фреквентен бранов број за континуирана низа од податоци. Бидејќи прагот не е константен, туку варира со сезоната и времето од денот, затоа детекторите ја одредуваат само просечната јачина на сигналот.

Во пракса, снимките се филтрираат пред да се користат детектори. Најчесто се користат високо - пропустлив филтер со аголна фреквенција  $f_c > 0.5 \text{ Hz}$  или стандардни band-pass типови на филтри со централна фреквенција  $f = 1 \text{ Hz}$  за телесеизмички Р бранови и високо - пропустливи филтри со  $f_c > 1 \text{ Hz}$  за локални извори.

### 3.3. СЕИЗМИЧНОСТ НА РЕПУБЛИКА МАКЕДОНИЈА

Територијата на Република Македонија тектонски е поврзана со геодинамичките процеси кои се одвиваат на Балканскиот полуостров.

Во денешно време, просторот на Балканскиот полуостров се наоѓа во зоната на колизија помеѓу три големи плочи: Евроазиската, Африканската и Арапската кои се делат на помали плочи.

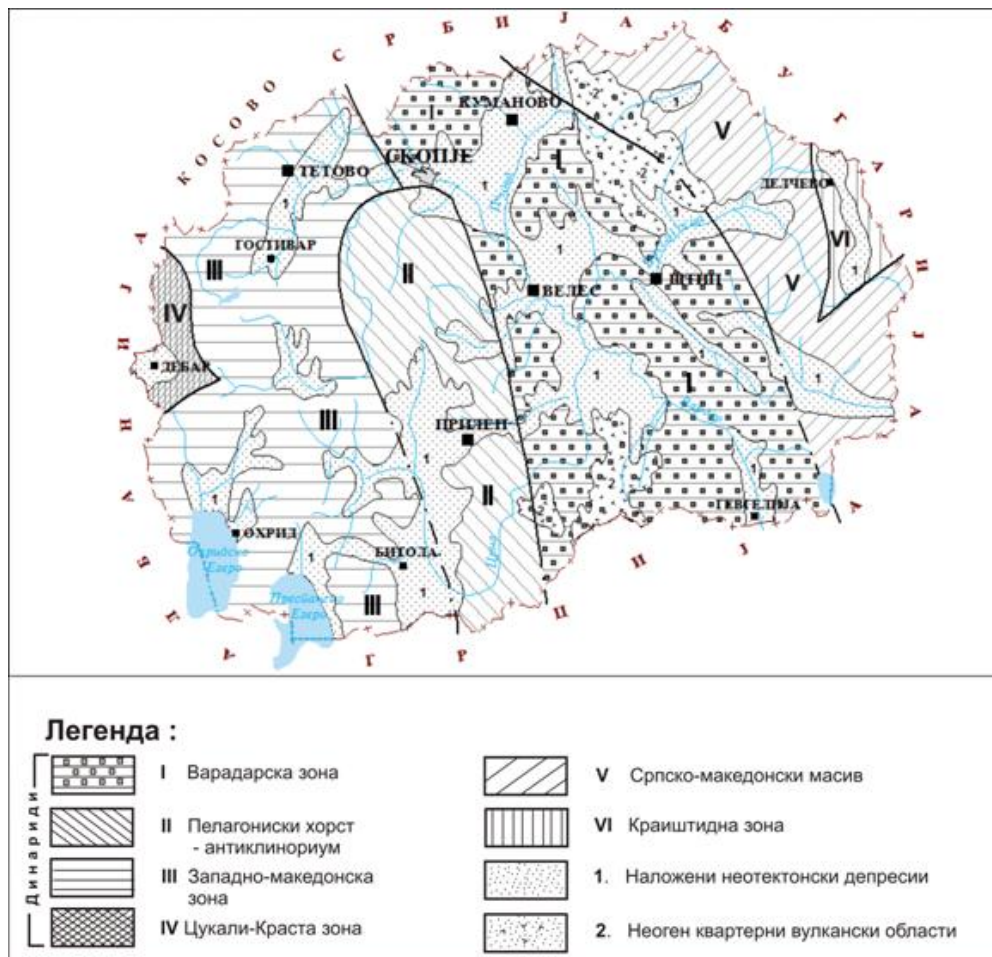
Сегашната геодинамика на Балканскиот регион е под контрола на активните тектонски процеси во Источниот Медитеран и тоа: субдукцијата на Јадранската микро плоча под Динаридите, субдукцијата на Јонската и Левантинската микро плоча под Хеленскиот рововски систем и колизијата помеѓу Евроазиската и Арапската плоча кои се во врска со Северно Анадолскиот расед.

Територијата на Република Македонија како дел од Балканскиот регион, тектонски припаѓа на Медитеранската орогена област на Алпско-Хималајскиот појас.

### 3.3.1. Тектоника и неотектоника на Република Македонија

Територијата на Република Македонија претставува дел од Балканскиот регион во која се вклучени неколку тектонски единици од прв (I) ред од Алпско-Хималајскиот појас.

Врз база на постојните принципи за тектонска реонизација, Западниот дел на територијата на Република Македонија, вклучувајќи го и Повардарието (како географски регион) припаѓа на Динаридите - Хеленидите. Територијата на Источна Македонија претставува дел од Српско-Македонскиот масив, додека по должината на границатата со Бугарија се издвојува посебна зона, Краиштинска, која припаѓа на Карпато - Балканидите (сл. 3.13).



Сл. 3.13. Карта на тектонска реонизација на Македонија, (Арсовски, 1997)

Fig. 3.13. Map of tectonic regionalization of the Republic of Macedonia

## Неотектонска реонизација на Република Македонија

Територијата на Република Македонија во целост влегува во медитеранската орогена област во која, кон крајот на палеоген и почетокот на неоген, завршуваат геосинклиналните услови на развој, по што настапува континенталниот развој.

Неотектонскиот вулканизам во Македонија е широко распространет и тоа во форма на големи вулкански маси во вид на мали вулкански пробои и изливи.

### 3.3.2. Основни карактеристики на сеизмичноста на територијата на Република Македонија

Територијата на Република Македонија, тектонски, припаѓа на Медитеранската орогена област на Алпско - Хималајскиот појас. Условена од ваквата тектонска припадност, сеизмичката активност на овој регион, според досегашните истражувања на Балканот (UNDP/UNESCO Survey of the Balkan Region, UNESCO, Скопје, 1974, и др.) е една од најсилните на копнениот дел на овој полуостров.

Во овој регион е честа појавата на катастрофални земјотреси што достигнуваат епицентрален интензитет до X според MSK-64 и магнитуда до 7.8 (која воедно е и највисока набљудувана магнитуда на Балканскиот полуостров, Пехчево-Кресненскиот земјотрес од 1904 год., со магнитуда  $M = 7.8$ ).

Епицентралните подрачја на територијата на Република Македонија се опфатени со три крупни сеизмогени зони: Западно - Македонска, Вардарска и Источно - Македонска сеизмогена зона.

**Западно - Македонска сеизмогена зона** - Кореспондира со две тектонски единици: Западно - Македонската зона со нејзините преодни делови кон Мирдитите во Република Албанија и Пелагонискиот хорст - антиклинориум. Во неа се издвоени неколку епицентрални подрачја: епицентрално подрачје Тетово - Гостивар, епицентрално подрачје Дебар,

епицентрално подрачје Кичево, епицентрално подрачје Пештани - Охрид - Струга, епицентралните подрачја Битола и Битола - Лерин.

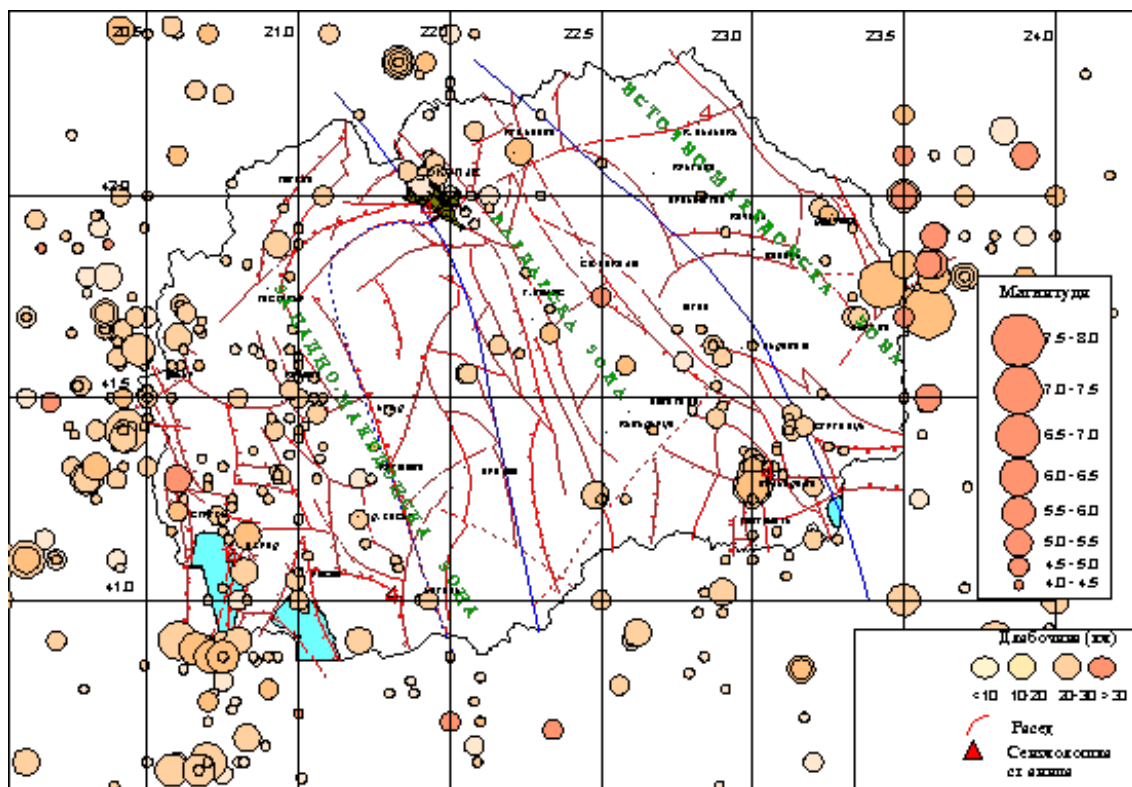
**Вардарска сеизмогена зона** - Оваа зона е дефинирана како најлабилна тектонска единица на Балканскиот полуостров, во која што алпските орогени процеси биле многу изразени и истите продолжуваат и во неотектонската етапа.

Сеизмичноста во оваа зона е особено изразена во подрачјата на вкрстување на реактивираниите стари раседи од Вардарска насока со неотектонските раседи кои доминантно се протегаат во напречен правец. епицентрални подрачја на силни земјотреси од оваа зона се: епицентрално подрачје Скопје, епицентрално подрачје Валандово, епицентрално подрачје Гевгелија, епицентрално подрачје Мрежичко.

**Источно - Македонска сеизмогена зона** - Најдоминантно влијание врз територијата на Република Македонија од сите епицентрални подрачја од оваа сеизмогена зона има епицентралното подрачје Пехчево - Кресна. Ова подрачје е главно поврзано со неотектонските деструктивни процеси во Краиштинската зона.

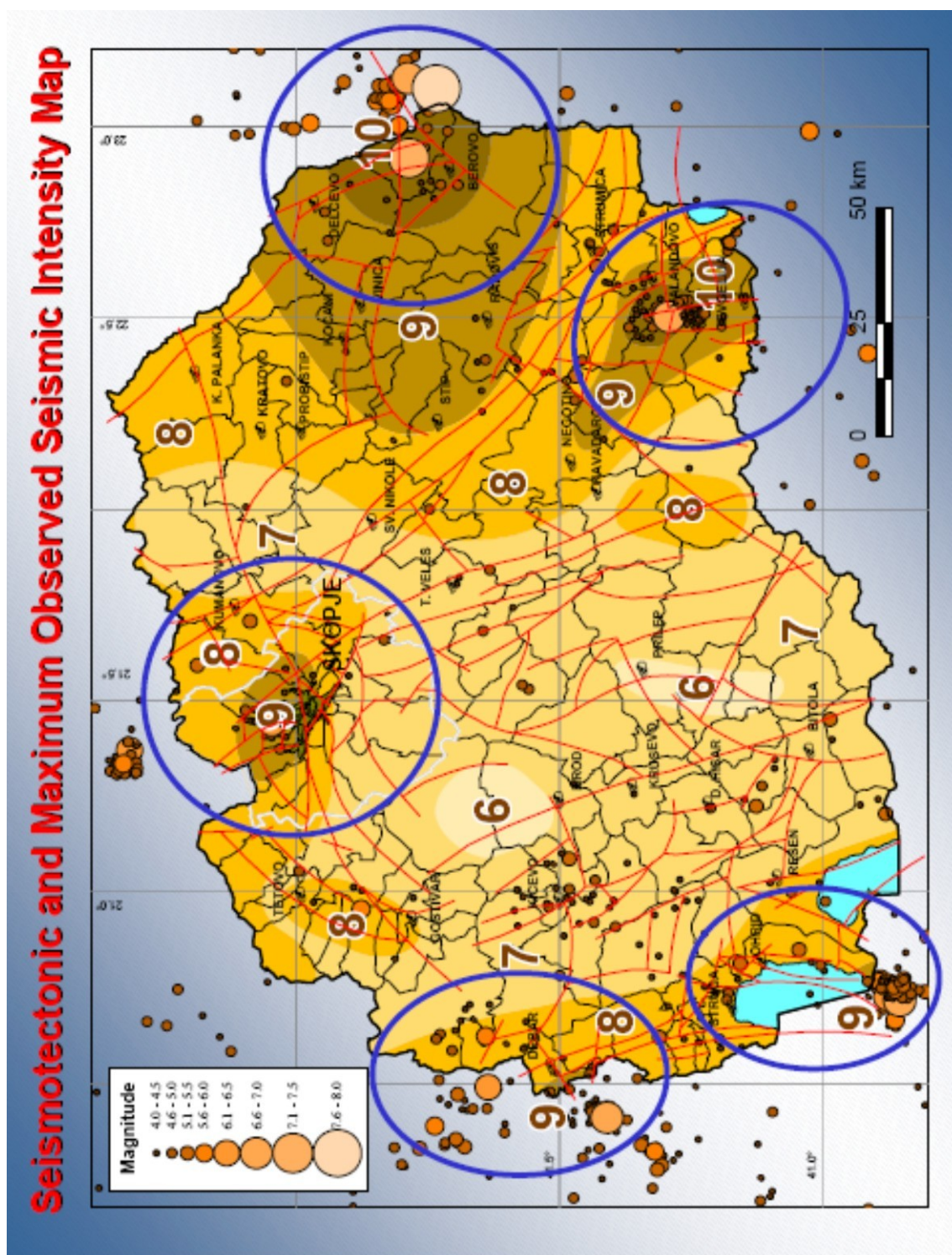
Раседните структури на територијата на Република Македонија и просторната распределба на епицентрите на земјотресите (сл. 3.14) со локална инструментална магнитуда  $M \geq 4.0$ , прикажани на една иста карта ја претставуваат Сеизмотектонската карта на Република Македонија (сл. 3.15).





Сл. 3.14. Карта на епицентри на земјотресите од Република Македонија и пограничните предели во периодот од 1900-2000 година,  $4.0 < M < 8.0$  (Сеизмолошка опсерваторија Скопје-ПМФ)

Fig. 3.14. Map of the earthquake's epicenters in the Republic Macedonia and surrounding recorded between 1900-2000 for  $4.0 < M < 8.0$



Сл. 3.15. Сеизмотектонска карта и максимален сеизмички интензитет во Република Македонија

Fig. 3.15. Seismotectonic and maximum seismic intensity map of the Republic of Macedonia

### 3.3.3. Сеизмогени извори и сеизмоактивни раседни структури

Одредувањето на сеизмогените извори во однос на максимално очекуваната магнитуда на земјотресите има посебна важност за оценката на сеизмичкиот hazard за соодветната територија. Примената само на сеизмолошките податоци не ги дава бараните резултати, па затоа се потребни и други, геолошки, геофизички, геодетски и други податоци.

Во смисла на геолошки критериуми за сеизмичноста, најголемо влијание е посветено на активноста на раседите и поместувањата вдоль нив, геолошкиот развој на одделни геолошки структури и блокови, како и времето на најинтезивна тектонска активност.

Во поранешните истражувања, кај нас, е развиена метода за одредување на максималната очекувана магнитуда ( $M_{max}$ ). Истата досега често е применувана за територијата на Република Македонија и пошироко (SAH). Од друга страна, одредувањето на ( $M_{max}$ ) за територијата на Македонија и пошироко, за Балканскиот регион, е вршено и според други методи (EMB), (PP), (EB), (SKA). Потребно е да се споредат вредностите за  $M_{max}$  за секое истражување и да се согледаат разликите.

Според тие истражувања, како и според сеизмолошките и сеизмотектонските истражувања извршено е просторно дефинирање на сеизмогените извори и пресматана е  $M_{max}$  за секој од нив.

Методата со која се одредени сеизмогените извори се базира на следните претпоставки:

- Потенцијалните сеизмогени извори се границите на тектонските блокови (раседите) активни за време на плиоцен - квартал
- Горната граница на магнитудата е пропорционална на димензиите на активните раседи и интензитетот на рецентните тектонски движења
- Во иднина земјотресите ќе се случуваат во подрачјата во кои досега се случувале

За пресметување на  $M_{max}$  земени се следните параметри:

- Геолошка трансформација
- Разлика на амплитуди на движење во плиоцен - квартал

- Надолжен расед
- Попречен расед
- Тектонски јазол

Овие претпоставки, параметри, сеизмолошки и сеизмотектонски податоци се синтетизирани во Карта на сеизмогени извори (за  $M_{max} \geq 6.0$ ) на територијата на Република Македонија претставена на слика 3.16. Според тоа, издвоени се десет сеизмогени извори кои главно ги опфаќаат епицентралните подрачја на силните земјотреси.

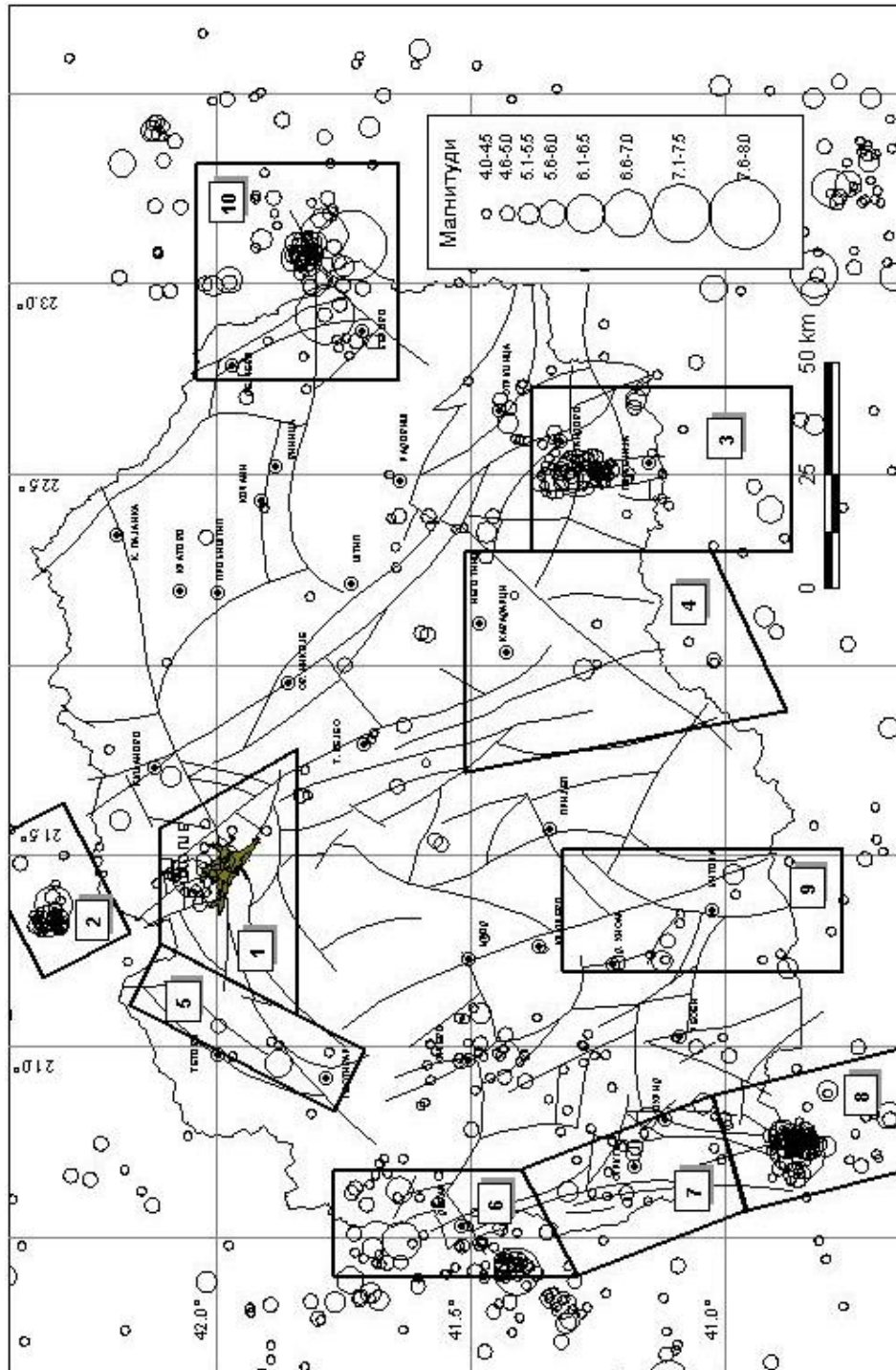
Од сеизмотектонската карта (сл. 3.15) и картата на сеизмогените извори (сл. 3.16), се гледа дека на територијата на Република Македонија сеизмичноста е распоредена во одделни епицентрални подрачја каде што современата тектонска активност е особено изразена. Тоа се пред сè тектонски јазли каде се вкрстуваат раседни дислокации од различен ред. Овие тектонски јазли се носители на земјотреси со магнитуда  $M > 6.0$ .

За класификација на сеизмоактивните раседни структури во предвид се земени повеќе фактори, од кои доминантни се параметрите на ориентација и степенот на делување на напрегањата, механизмот и изразеноста на тектонските процеси, како и манифестираната сеизмичка активност.

Врз основа на овие фактори, сеизмоактивните раседни структури се класифицирани како раседи со гравитациски, ретко хоризонтален и вертикален механизам на движење, додека од аспект на сеизмичноста (сл. 3.17) се класифицирани како:

- силно сеизмоактивни ( $M \geq 6.0$ ),
- средно сеизмоактивни ( $M = 5.0 - 6.0$ ),
- слабо сеизмоактивни ( $M = 4.5 - 5.0$ ),
- потенцијално сеизмоактивни ( $M = 4.0 - 4.5$ ) и
- слабо потенцијално сеизмоактивни ( $M \leq 4.0$ ).





Сл. 3.16. Карта на сеизмогени извори на територијата на Република Македонија за максимална очекувана магнитуда  $M \geq 6.0$  (1-Скопје; 2-Урошевац; 3-Валандово; 4-Мрежичко; 5-Тетово-Гостивар; 6-Дебар и Пешкопеја; 7-Пештани-Охрид-Струга; 8-Јужен дел на Охридско езеро; 9-Битола; 10-Пехчево-Кресна.)

Fig. 3.16. Map of the seismogenetic sources on the territory of Republic of Macedonia for maximal expected magnitude  $M \geq 6.0$



## 4. ГЕОМАГНЕТИЗАМ

Земјата го поседува своето магнетно поле од самиот почеток на нејзиното формирање како планета со своите геосфери. Со формирањето на карпите, благодарение на содржината на феромагнетични минерали, тие ја стекнувале и својата магнетна меморија. На тој начин, секоја карпа го памти карактерот на магнетното поле на Земјата на местото на кое е настаната карпата и во време во кое се формирала и се изладила. Врз основа на магнетната меморија на карпите, можно е да се одреди и положбата на континенталните маси во текот на последните 500 милиони години. Со проучувањето на магнетната меморија на карпите, реконструиран е процесот на формирање на континентите и нивното раздвојување и колизија.

Магнетното поле на Земјата се проучува со испитување на самата земја (терестрички), но и со испитувања од авиони и сателити. На тој начин е проучуван современиот карактер на магнетното поле на Земјата, на нејзината површина и во просторот околу Земјата, кој се дефинира како магнетосфера, неговите промени во текот на 24 часа, кои се нарекуваат дневни варијации, потоа промените кои се случуваат во текот на годината, а продолжуваат од година во година, па затоа се нарекуваат и секуларни или вековни варијации. Во периодот на време, кое се детерминира како геолошко време, магнетното поле на Земјата го менувало својот поларитет и тој феномен се нарекува реверзија на магнетното поле. Магнетитните карпи и рудните наоѓалишта богати со магнетични минерали го деформираат нормалното магнетно поле и на некои делови на Земјата се јавуваат аномалии на магнетното поле, врз чија основа може да се најдат рудните наоѓалишта и да се проучува взаемниот однос на карпите. Техниката на мерење на елементите на магнетното поле со инструменти поставени во сателитите, придонесува да се проучи магнетното поле и надвор од магнетосферата. На тој начин е утврдено дека Месечината нема свое магнетно поле. Кога од Месечината се донесени првите примероци на карпи, со нивното проучување е констатирано дека многу минерали се магнетични, но дека не поседуваат реманентна

магнетизација. Со тоа е докажано дека Месечината никогаш не поседувала сопствено магнетно поле.

Пореметувањето на магнетното поле на Земјата настанува од многу причини: поради процесите на Сонцето и ерупциите на сончевата плазма, поради што настануваат и магнетните бури, како интензивни нарушувања на магнетното поле. Меѓутоа, постојат и нарушувања на магнетното поле со послаб интензитет кои се нарекуваат пулсации или микропулсации.

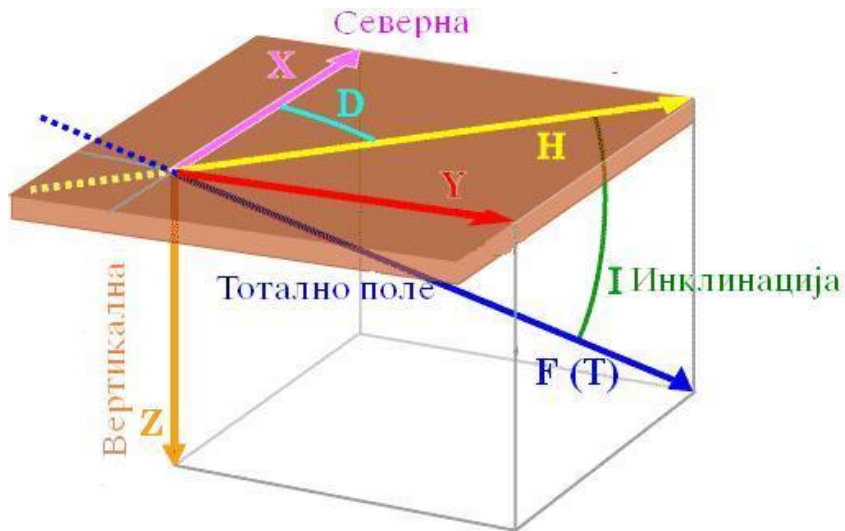
Многу човечки активности се следени со создавање на магнетни полиња со различен интензитет, кои се манифестираат на големи и на мали површини. Сите овие активности условуваат аномалии и промени на интензитетот на магнетното поле кои се суперпонираат. Целта на проучувањата на констатираните аномалии на магнетното поле е да се одредат просторите на кои се јавуваат тие и да се детерминираат причините за секои од нив.

#### **4.1. ГЕОМАГНЕТНО ПОЛЕ НА ЗЕМЈАТА И ЕЛЕМЕНТИ НА ГЕОМАГНЕТНО ПОЛЕ**

Геомагнетното поле на Земјата во било која нејзина точка или во доменот на магнетосферата може да се претстави со вектор кој е тангента на магнетните линии на силата во мерната точка. Вообичаена ознака за вектор на геомагнетното поле е  $\vec{T}$ , иако често се користи и ознака  $H_T$ . Модулот на векторот  $\vec{T}$  го дефинира интензитетот на геомагнетното поле во точката на набљудување. Вертикалната рамнина во која лежи векторот на геомагнетното поле се нарекува магнетски меридијан.

Ако во мерната точка се постави почетокот на правоаголниот координатен систем (сл.4.1), чија рамнина  $xOy$  е хоризонтална,  $z$  - оската е ориентирана надолу (кон центарот на Земјата), а при тоа  $x$  - оската се постави да лежи во рамнината на географскиот меридијан и да е насочена кон север, тогаш  $y$  - оската е ориентирана кон исток. Во таквиот координатен систем векторот на геомагнетното поле може да се разложи на компоненти, а неговата положба во просторот да се определи со аглие што ги зафаќа со неговите проекции во избраниот координатен систем.





Сл. 4.1. Скица на елементите на геомагнетното поле на Земјата

Fig. 4.1. Sketch of the Earth's geomagnetic field elements

Аголот  $D$ , кој рамнината на магнетниот меридијан  $H$  во точка  $O$  го заклопува со географскиот меридијан, се нарекува деклинација. Односно, тоа е агол што хоризонталната компонента  $X$ , на векторот на геомагнетното поле  $T$  го зафаќа со позитивниот дел на  $x$  - оската. Ако векторот  $\vec{X}$  е отклонет во правец на исток од позитивната  $x$  - оска, тогаш деклинацијата е позитивна или источна, а ако векторот  $\vec{X}$  е отклонет во правец на запад во однос на позитивната  $x$  - оска, тогаш деклинацијата е негативна или западна.

Хоризонталната компонента  $H$  на геомагнетното поле може да се разложи на две меѓусебно нормални компоненти, така што:

$$\vec{H} = \vec{X} + \vec{Y} \quad (4.1)$$

каде што:

- $\vec{X}$  - е проекција на  $H$ - компонентата на  $x$ -оската и се нарекува северна компонента;
- $\vec{Y}$  - е проекција на  $H$ - компонентата на  $y$ -оската и се нарекува источна компонента.

Бидејќи векторот  $\vec{T}$  со хоризонталната рамнина  $xOy$  зафаќа агол  $I$ , кој се нарекува инклинација на геомагнетното поле, тогаш:

$$\vec{H} = \vec{T} \cos I \quad (4.2)$$

на сличен начин:

$$\begin{aligned} \vec{X} &= \vec{H} \cos D \\ \vec{Y} &= \vec{H} \sin D \end{aligned} \quad (4.3)$$

Проекцијата на векторот  $\vec{T}$  на  $z$  - оската се нарекува вертикална  $Z$  - компонента на геомагнетното поле и таа е изразена со равенката:

$$\vec{Z} = \vec{T} \sin I \quad (4.4)$$

Деклинацијата  $D$ , инклинацијата  $I$ , хоризонталната  $H$ , источната  $Y$ , северната  $X$  и вертикалната  $Z$  компонента, како и векторот  $T$  на геомагнетното поле, се нарекуваат елементи на геомагнетното поле.

Некои од релациите помеѓу елементите на геомагнетното поле се:

$$\begin{aligned} \vec{T} &= \vec{H} + \vec{Z} \\ \operatorname{tg} D &= \frac{Y}{X} \\ \vec{Z} &= \vec{H} \operatorname{tg} I \end{aligned} \quad (4.5)$$

Интензитетот на елементите на геомагнетното поле се изразува во  $[nT]$  нанотесли во SI,  $[Oe]$  ерстеди во CGSM, односно  $[gami]$ , при што:

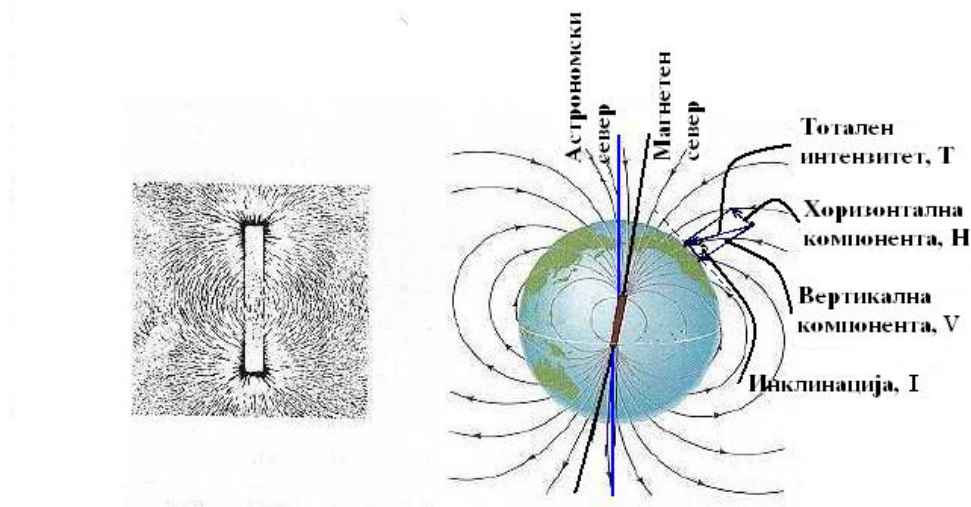
$$1 [gami] = 1 \cdot 10^{-5} [Oe] = 1 [nT]$$

Вредностите на деклинацијата  $D$  и инклинацијата  $I$  на геомагнетното поле се изразуваат во степени.

За дефинирање на векторот  $T$  на геомагнетното поле во просторот треба да се познаваат три меѓусебно независни големини и тоа:

- а) два агла и една компонента, пример  $D, I$  и  $Z$  или  $D, I$  и  $H$ ;
- б) две компоненти и еден агол, пример  $H, Z$  и  $D$  или  $X, Y$  и  $I$ ;
- в) три компоненти и тоа  $X, Y$  и  $Z$ .

Во сите случаи е потребно да се знае вредноста на делкинацијата  $D$ . Односно, класичната метода на одредување на ориентацијата на векторот  $T$  на геомагнетното поле се состои во мерење на апсолутните вредности на хоризонталната компонента  $H$ , деклинацијата  $D$  и инклинацијата  $I$ .



Сл.4. 2. Шематски приказ на магнетното поле предизвикано со имагинарен шипкаст магнет поставен во центарот на Земјата

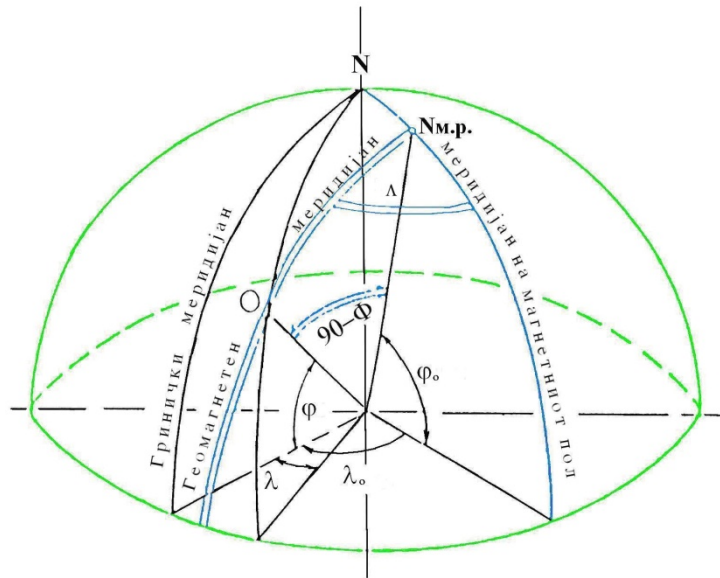
Fig. 4.2. Scheme of the magnetic field caused by the imaginary rod magnet placed in the center of the Earth

При одредувањето на геомагнетните феномени, а посебно при проучувањето на различните варијации на геомагнетното поле, поларната светлина, јоносферскиот феномен и други магнетни ефекти многу е корисно да се знае положбата на мерната точка во однос на положбата на геомагнетното поле. Поради тоа, корисно е воведувањето на геомагнетните координати: геомагнетната ширина  $\Phi$  и геомагнетната должина  $\Lambda$ .

Геомагнетната ширина  $\Phi$  е агол кој радиус - векторот на мерната точка на набљудување  $S$ , повлечен од центарот на Земјата, го зафаќа со

магнетниот вектор (сл. 4.3), додека геомагнетната должина  $\Lambda$  е агол кој магнетниот меридијан на мерната точка го зафаќа со меридијанот на рамнината која поминува низ северниот геомагнетен  $N_M$  и географски  $N_G$  пол.

Поради преминувањето од географски на геомагнетни координати, се користат формули од сферната тригонометрија.



Сл. 4. 3. Геомагнетни координати

Fig. 4.3. Geomagnetic coordinates

$$\sin \Phi = \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)$$

$$\sin \Lambda = \cos \varphi \frac{\sin(\lambda - \lambda_0)}{\cos \Phi} \quad (4.6)$$

каде што:

$\varphi$  и  $\lambda$  се географски координати на мерната точка;

$\varphi_0$  и  $\lambda_0$  се географски координати на геомагнетниот пол;

$\Phi$  и  $\Lambda$  се геомагнетни координати на мерната точка.

Во геофизичката литература често пати интензитетот на полето се изразува во гауси.

## 4.2. ГЕОМАГНЕТНИ КАРТИ

Врз основа на теренските мерења на елементите на геомагнетното поле се добиваат податоци за распределбата на магнетизацијата. За графичко претставување на карактерот на геомагнетното поле, се изработуваат различни карти, како по размер, така и по елементите кои се претставени на нив и таквите карти со општо име се нарекуваат магнетни карти. Во општ случај, карактерот на распределбата на одреден елемент се претставува на картата со изолинии на дадениот елемент, а зависно од тоа кој елемент или големина е прикажана на картата, таквата карта добива и посебно име и тоа:

- карта на изодинами, се претставува со распределба на интензитетот на векторот на геомагнетното поле или неговите компоненти;
- карта на изоклини, се претставува со вредности на инклинацијата на векторот на геомагнетното поле;
- карта на изогони, се претставува со големини на аглите на деклинација на геомагнетното поле.

Бидејќи елементите на геомагнетното поле се променливи и се менуваат во текот на времето, магнетните карти мора да се изработуваат така да се однесуваат на еден одреден временски момент. Вообичаено, картите се однесуваат на средина на некоја година, на пример  $0^h 0^m$  1 јули 2005 година и во тој случај се вели дека се однесува на епохата 2005. Во последно време се настојува, магнетните карти да се изработуваат за секоја петта епоха, т.е. 2000, 2005, 2010, 2015 итн.

Магнетните карти кои се изработуваат за целиот простор на Земјата се нарекуваат светски карти, но исто така се изработуваат и карти за помали територии, односно за териториите на секоја држава. За територијата на Македонија магнетните карти се изработени за епохата 1960. Магнетните карти за територијата на Европа заедно со коефициентите за сведување на саканата епоха може да се користат и за територијата на Македонија, а од голема корист може да бидат и податоците за нормалното геомагнетно

поле на Бугарија за епохата 1960,0. кои даваат податоци за елементите на геомагнетното поле на источниот дел на Македонија.

**Карти на изодинами.** Вообичаено е да се изработуваат карти на изодинами на вертикалната и хоризонталната компонента на геомагнетното поле, иако денес се среќаваат и карти на интензитетот на векторот на геомагнетното поле. Во општ случај, геомагнетното поле на површината на Земјата може да се претстави како векторска сума на повеќе различни магнетни полиња:

$$\vec{T} = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_a + \vec{T}_e + \delta\vec{T} \quad (4.7)$$

каде што е:

$\vec{T}_0$  - поле на хомогено намагнетизирана Земја, кое може да се претстави и како поле на диполен магнет чие средиште се наоѓа во центарот на Земјата, па таквото поле се нарекува и диполно поле;

$\vec{T}_m$  - поле предизвикано со нехомогености во подлабоките делови на Земјата, кое се нарекува и недиполно или поле на континентите;

$\vec{T}_a$  - поле предизвикано со магнетизацијата на горните делови на Земјината кора, кое се нарекува аномално поле;

$\vec{T}_e$  - поле кое е во тесна врска со надворешните феномени;

$\delta\vec{T}$  - поле на варијации.

Главното магнетно поле  $T$  се нарекува векторската сума на диполното  $T_0$  и недиполното  $T_m$  поле:

$$\vec{T} = T_0 + T_m \quad (4.8)$$

Нормално магнетско поле  $T_n$  се нарекува векторскиот збир на диполното  $T_0$ , недиполното  $T_m$  и надворешното  $T_e$  поле:

$$\vec{T}_n = \vec{T}_0 + \vec{T}_m + \vec{T}_e \quad (4.9)$$

Бидејќи интензитетот на надворешното поле  $T_e$  е многу мал (изнесува само неколку гами, односно нанотесли  $[nT]$ ), во споредба со главното магнетно поле, тоа се занемарува и при разгледување на главното магнетно поле може да се смета дека станува збор за нормално магнетно поле.

Аномалното поле  $T_a$  може да се разгледува и како збир на две полиња:

$$\vec{T}_a = \vec{T}_a^r + \vec{T}_a^l \quad (4.10)$$

каде што е:

$\vec{T}_a^r$  - поле предизвикано со влијание на магнетични слоеви и средина во длабоките делови на Земјината кора, кое се манифестира на поголеми пространства и се нарекува поле на регионални аномалии;

$\vec{T}_a^l$  - поле предизвикано со постоење на магнетична средина (карпа, рудни наоѓалишта, и др.), која се наоѓа близу до Земјината површина и чие влијание се манифестира на релативно мали пространства, па се нарекува поле на локални аномалии.

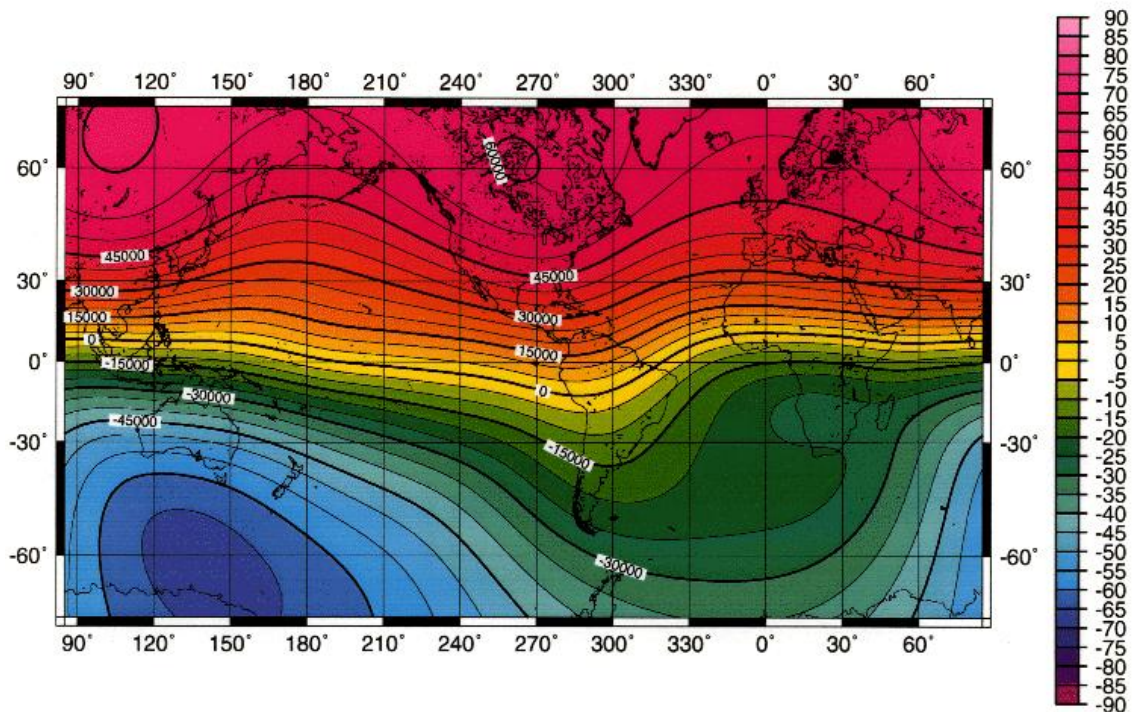
Ако се занемари полето на варијација  $\delta T$ , а во прилог на она што е речено досега за нормалното магнетно поле  $T_n$ , тогаш мерната вредност на магнетното поле може да се смета како сума од нормалното  $T_n$  и аномалното  $T_a$  поле:

$$\vec{T} = \vec{T}_n + \vec{T}_a \quad (4.11)$$

Ако во одредени случаи треба, врз основа на магнетните мерења, да се одреди само локалната аномалија  $\vec{T}_a^l$ , тогаш под поимот нормално поле мора да се подразбере векторскиот збир на нормалното поле  $T_n$  и полето на регионалните аномалии  $\vec{T}_a^r$ . Од друга страна, ако треба да се одреди само недиполното поле  $T_m$ , тогаш под поимот нормално поле мора да се подразбира само диполно поле  $T_o$ . Според ова, под поимот нормално поле може да се подразбира поле со различни структури, зависно од тоа каков дел на аномалното поле треба да се издвои од мерените вредности на магнетното поле.

При користењето на мали размери, кај изработката на магнетните карти, се губи особеноста на карактерот на магнетното поле на мали пространства, па таквите карти, како што се на пример светските магнетни карти, може да се набљудуваат како слика на некоја средна распределба на елементите на магнетното поле на Земјата.

Карта на изодинамите на вертикалната компонента на земјиното магнетно поле за епохата 1995 е прикажана на сл. 4.4. На картата лесно може да се види дека вредноста на интензитетот на вертикалната компонента се менува од нула, во екваторијалниот појас, до  $+60\,000$  [nT] на северната магнетна хемисфера, односно  $-70\,000$  [nT] на јужната магнетна хемисфера. Промената на знакот на вертикалната компонента е условена од инклинацијата на магнетното поле која е позитивна на северната, а негативна на јужната магнетна хемисфера. На местата каде инклинацијата е нула, вертикалната компонента исто така е нула и линијата која ги спојува таквите места на Земјата може да се смета за пресек на магнетниот екватор со површината на Земјата.



Сл. 4.4. Карта на вертикалната Z компонента за 1995 година

Fig. 4.4. Map of the vertical Z component for the epoch 1995

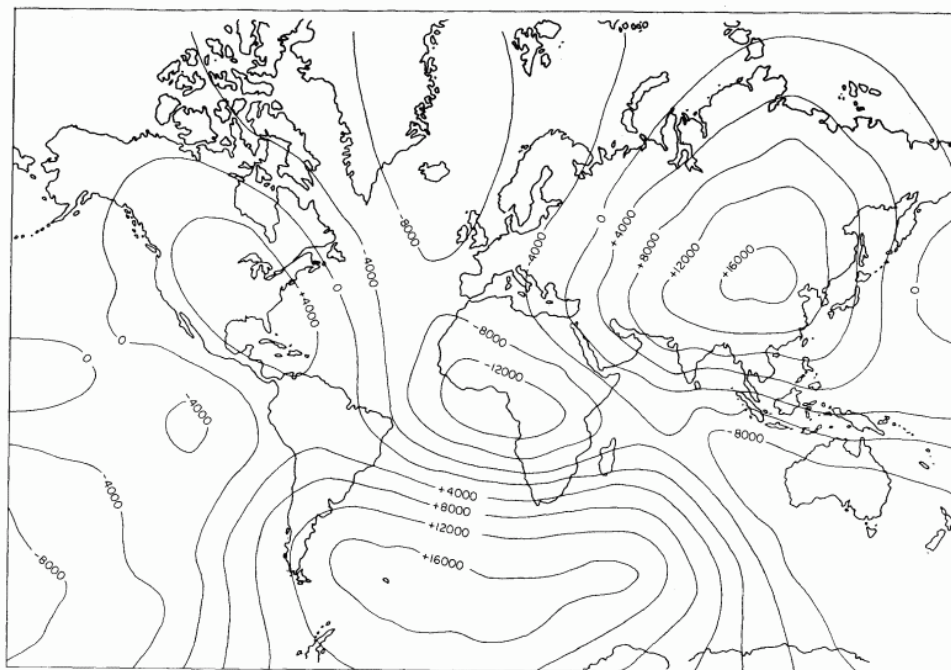


На картата се гледа правилна промена на интензитетот на  $Z$  - компонентата, одејќи од магнетниот екватор кон север односно југ. Очигледно е постоењето на два позитивни екстреми од кој еден е на територијата на Северна Америка во доменот на северниот магнетен пол, додека другиот е на територијата на Русија, како постоење на голема континентална аномалија.

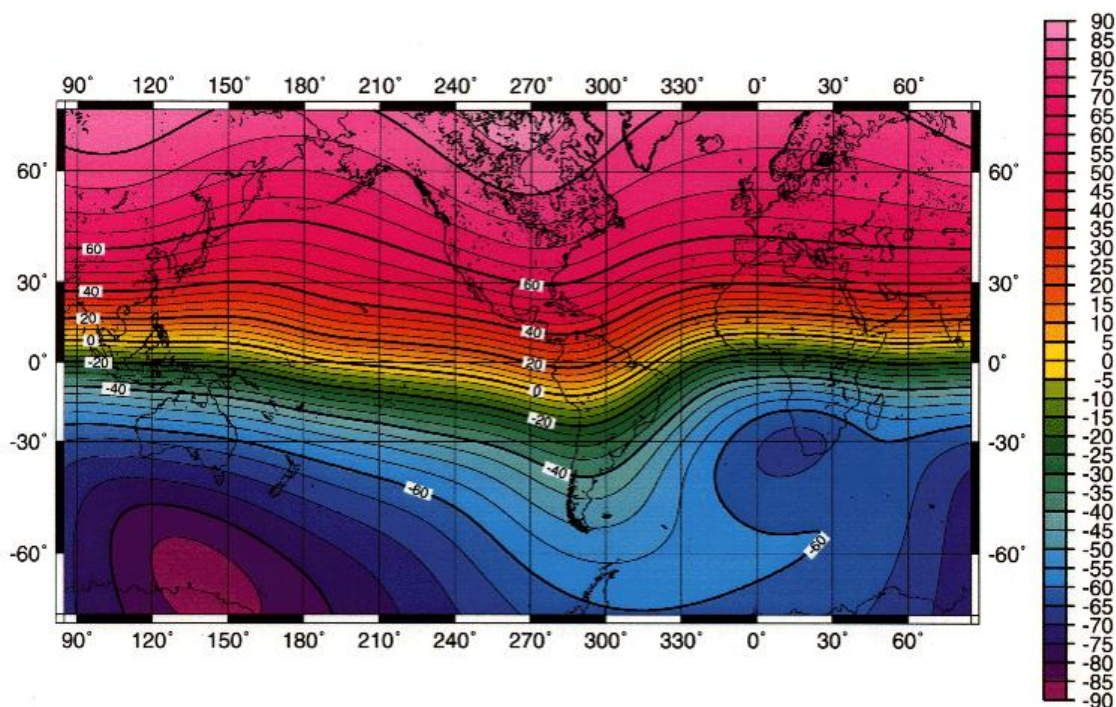
За да се добие претстава колкав дел од магнетното поле на Земјата може да се припише на влијанието на континенталните маси, ако нормалното поле одговара на магнетно поле на хомогено намагнетизирана сфера и тоа поле се одземе од магнетното поле на една епоха, се добива резидуално поле.

На сл. 4. 5 е прикажано такво резидуално поле на  $T$ - компонентата за епохата 1995 и таквото поле одговара на полето  $T_m$  на континентите. Името на полето доаѓа од тоа што на картата јасно се забележуваат шест аномалии кои одговараат на положбите на континентите. Најинтензивна од тие аномалии е источно - азиската континентална аномалија чиј максимум е во пределот на географските координати  $\varphi = 45^\circ$  и  $\lambda = 100^\circ$ , а за епохата 1950 изнесува  $Z=+27500$  [nT]. Таа аномалија зазема простор на целиот азиски и дел од европскиот континент, а максималната вредност на вертикалната компонента изнесува 30% од нормалното поле.

Картата на изоклини за епохата 1995 е прикажана на сл. 4.6, а изолиниите кои ги спојуваат местата каде инклинацијата е нула ја делат Земјата на северна и јужна магнетна хемисфера. Вредностите на инклинацијата се менуваат од нула до  $+90^\circ$ , односно  $-90^\circ$ . Во тие точки хоризонталната компонента  $H$  е нула и векторот на магнетното поле е нормален на хоризонталната рамнина. Тие места се нарекуваат магнетни полови на Земјата. На местата на магнетните полови магнетната игла слободно се движи во хоризонталната рамнина и може да се сопре во било кој правец, па според тоа и поимот за магнетен меридијан на половите нема своја смисла.



Сл. 4. 5. Недиполен дел на интензитетот на  
главното магнетно поле со контури на 4000 гама  
Fig. 4.5. Non-dipol part of the intensity of the main magnetic field  
with contours of 4000 gamma



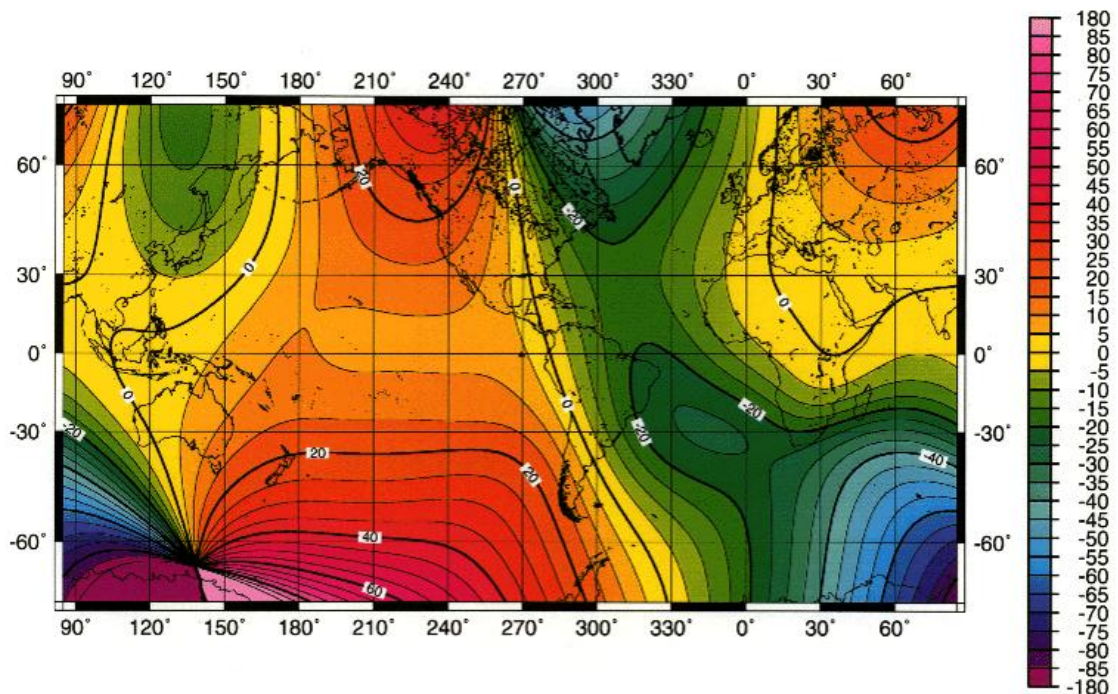
Сл. 4.6. Карта на инклинацијата I за 1995 година  
Fig. 4.6. Map of inclination I for epoch 1995

Положбата на половите се менува во текот на времето, а за епохата 1960. нивните координати биле:

Северен магнетен пол  $\varphi = 74,9^\circ$  и  $\lambda = -101,0^\circ$

Јужен магнетен пол  $\varphi = -67,1^\circ$  и  $\lambda = 142,7^\circ$

Картата на изогони е претставена на сл. 4.7. Линијата која ги спојува точките на Земјата во која деклинацијата е нула се нарекува агона. Интересно е да се спомене дека за епохата 1950. агоната поминува преку територијата на Балканот, делејќи го на источен дел каде деклинациите се позитивни и не поголеми од неколку степена и западен дел каде деклинациите се негативни.



Сл. 4.7. Карта на деклинацијата D за 1995 година

Fig. 4.7. Map of declination D for epoch 1995

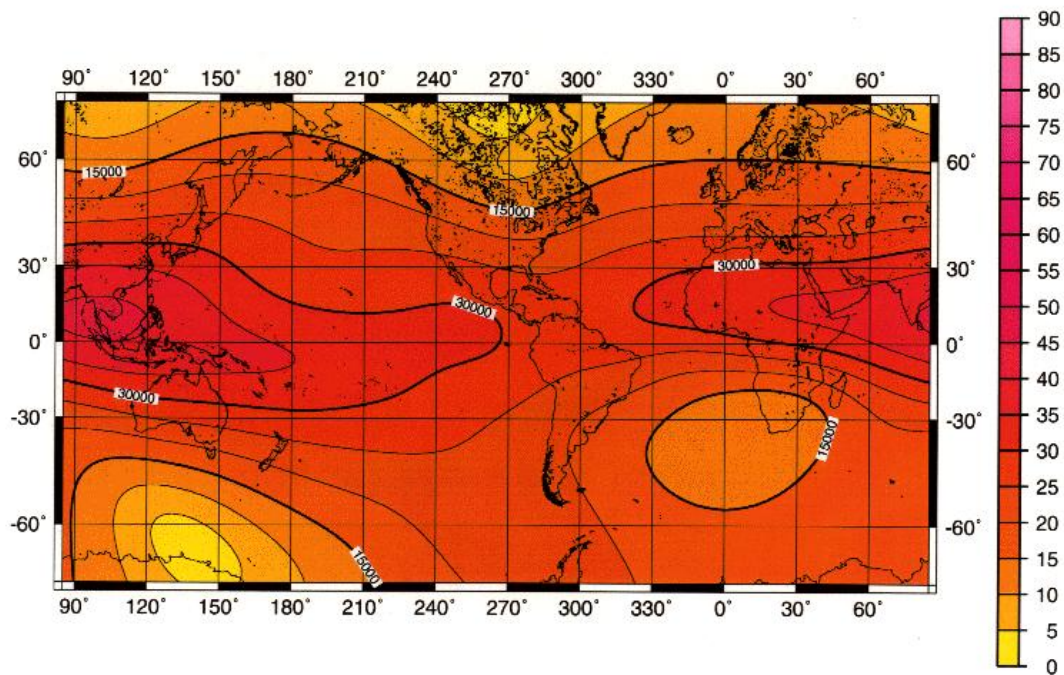
Многу лесно се забележува дека изогоните покажуваат извесна правилност со тоа што од една точка на југ (јужниот магнетен пол) одат до друга точка на север (северен магнетен пол), навестувајќи го изгледот на магнетните меридијани. Исклучок претставува источниот дел на азискиот континент на кој изогоните имаат затворен тек и со еден дел заокружуваат голем дел на просторот на кој деклинациите се негативни, иако тој простор



се наоѓа на исток. На светската магнетна карта изогоните на тој простор оставаат впечаток на аномалија, што во суштина и е, на картата на Русија и таквиот карактер на картата на изогоните претставуваат карта на нормалното поле.

Од картата на изогоните се добива впечаток дека сите изогони се вкрстуваат на местата на магнетните полови. Меѓутоа, ако се изработат карти на просторот внатре во северниот или јужниот поларен круг и на нив се прикажат изолиниите со еднакви деклинации, ќе се забележи дека изогоните се вкрстуваат во две точки на север и југ. Тие две точки се положби на северните, односно јужните магнетни и географски полови. Во доменот на географскиот пол географскиот меридијан го менува правецот од  $0^\circ$  до  $360^\circ$ , додека магнетниот меридијан е само еден, па со било кој од географските меридијани може да заклопи агол кој ќе дава деклинација од  $0^\circ$  до  $360^\circ$ . Во доменот на магнетниот пол случајот е обратен, па логично е изогоните да се вкрстуваат во четири точки, односно имаат четири пола: два на северната и два на јужната полутопка.

На сл. 4.8 е прикажана карта на изодинами на хоризонталната компонента  $H$  на магнетното поле на Земјата за епохата 1995.



Сл. 4.8. Карта на хоризонталната  $H$  компонента за 1995 година

Fig. 4.8. Map of horizontal  $H$  component for the epoch 1995

На картата се гледа дека интензитетот на хоризонталната компонента постепено расте одејќи од половите кон магнетниот екватор и во доменот на екваторот достигнува своја максимална вредност. Изодинамите на хоризонталната компонента со поголеми вредности од  $0,30 [Oe]$  се затвораат и на просторот на полуостровот Индокина хоризонталната компонента ја достигнува својата максимална вредност од околу  $0,4 [Oe]$ . Појавата на максимумот на светската магнетна карта на изодинамите на хоризонталната компонента  $H$  е од големо значење за понатамошната интерпретација на магнетното поле на Земјата и неговото прикажување како поле на диполен магнет.

#### 4.3. ВАРИЈАЦИИ НА МАГНЕТНОТО ПОЛЕ НА ЗЕМЈАТА

Земјината магнетосфера се простира околу Земјата како деформиран торус, а нејзиниот крај достигнува до самата Месечина. На таа оддалеченост интензитетот на магнетното поле на Земјата е од редот на  $[nT]$ . Под влијание на Сончевиот ветер, плазмата која ја емитира Сонцето, магнетосферата ја менува својата форма зависно од тоа која страна од Земјата е завртена кон Сонцето. Интеракцијата Земја - Сонце ја условува промената на магнетното поле на Земјата. Општо познати појави се магнетните бури, кои настапуваат кога активноста на Сонцето е најинтензивна и кога на Сонцето се појавуваат Сончеви дамки, односно зони во кои доаѓа до силни нуклеарни реакции, кои се манифестираат со силни ерупции во хемисферата на Сонцето. Во текот на ротацијата на Земјата околу својата оска и нејзината патека вдоль еклиптиката, се менува и нејзината положба и оддалеченост во однос на Сонцето, па сето тоа доведува и до промена на интензитетот на магнетното поле. Периодите на тие промени се движат во времетраење од  $[ms]$  до денови, а интензитетите од делови на  $[nT]$  до повеќе илјади  $[nT]$ .

Бидејќи причината за појава на магнетното поле на Земјата во нејзината внатрешна градба е врзана за процесите кои се одигруваат во нејзиното јадро, а се условени од ротацијата на Земјата околу сопствената оска, таквите процеси условуваат и промена на магнетното поле. Најзначајна од

тие промени е феноменот на промена на поларитетот на магнетното поле на Земјата, а после тоа доаѓаат промените со многу краток временски период. Промената на елементите на магнетното поле на Земјата кои се случуваат во текот на една година се нарекуваат секуларни промени или секуларни варијации. Промената на интензитетот на елементите на магнетното поле се изразуваат во  $[nT/година]$ , а промената на инклинацијата и деклинацијата се изразува во  $[минути на година]$ .

Со проучувањето на варијациите на магнетното поле на Земјата, се проучува и градбата на Земјата и активностите на процесите во нејзината внатрешност. Тие промени условуваат и електромагнетна индукција и имаат реперкусии на електрично поле во внатрешноста на Земјата.

#### 4.3.1. Временски промени на магнетниот пол на Земјата

Систематските проучувања на магнетното поле на Земјата, кои се извршуваат во магнетните опсерватории, како и на голем број специјално избрани точки на кои во интервал од 3 до 5 години се вршат мерења на апсолутни вредности на елементите на магнетното поле на Земјата, покажале дека магнетното поле на Земјата за доволно долг временски период, може да се покаже со релација:

$$T_t = T + \sum \delta T_i \sin\left(\frac{2\pi}{S_i} t + \varphi_i\right) \quad (4.12)$$

$T$ - главно магнетно поле на Земјата,

$\delta T_i$  - амплитуда  $i$  на хармониско променливо поле,

$S_i$  - хармониска периода  $i$ ,

$\varphi_i$  - хармониска фаза  $i$ ,

$t$  - време.

Според ова, магнетното поле на Земјата може да се сфати како сума на еден непроменлив  $T$  и променлив дел со различни амплитуди, фази и периоди.

Амплитудите на променливите полиња значително се менуваат од интензитетот на главното магнетно поле, а нивните периоди се движат од повеќе години или десетици години, до неколку десетици и стотици од секундата. Врз основа на хармониската анализа на спектарот на амплитудата на променливото поле, се забележува дека најзначајните (најголемите) амплитуди одговараат на периоди од  $10^4$  до  $10^2$  секунди, па и тие не преоѓаат вредности на еден стоти дел од интензитетот на главното магнетно поле. Амплитудите на променливите полиња, чии периоди се помали од  $10^2$  секунди, се големини од ред на величина нанотесли или делови на нанотесли и може да се регистрираат со осетливи инструменти.

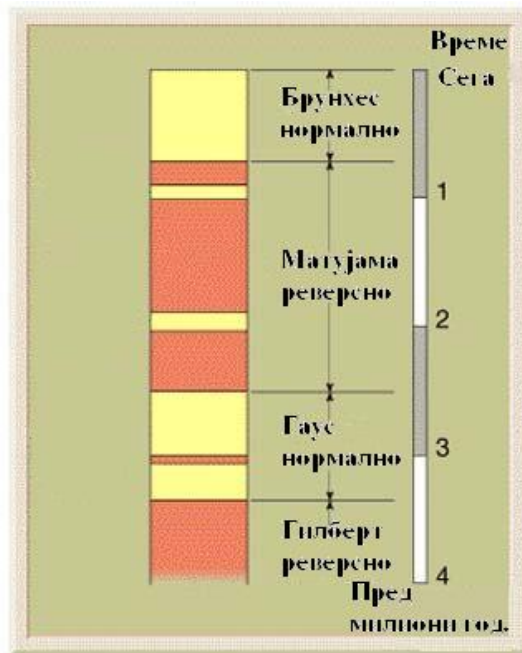
Зависно од нивната периода и карактерот на варијациите на магнетното поле тие може да се поделат во две групи:

- Бавни варијации, кои се нарекуваат вековни или секуларни. Тие се во тесна врска со причинителите кои се наоѓаат во внатрешноста на Земјата и се предизвикани од слични или исти причинители кои го предизвикуваат и главното магнетно поле на Земјата и
- Брзи варијации од периодичен тип чии причинители се во тесна врска со настаните во јоносферата.

Магнетни нарушувања се варијации на магнетното поле на Земјата кои немаат одредена природа и на прв поглед оставаат впечаток на варијации со произволна форма. Кога амплитудата на таквите варијации ќе достигне голема вредност, често пати повеќе стотици па и илјада нанотесли, се нарекуваат магнетни бури. Магнетните нарушувања се јавуваат многу често како општо планетарни нарушувања на магнетното поле и се регистрираат со различни интензитети на целата Земјина топка, иако постојат и такви нарушувања кои се регистрираат само на делови од Земјата.

Познавањето на карактерот на магнетното поле на Земјата, врз основа на систематските регистрирања во магнетните опсерватории и мерењата на површината на Земјата, се протега во време кое не е подолго од неколку векови. Во светлината на тие податоци и за тој временски период еден

дел од магнетното поле на Земјата, наречен главно магнетно поле на Земјата, се манифестира како непроменлив.



Сл. 4.9. Карактер на промена на поларитетот на главното диполно поле на Земјата врз основа на палеомагнетните испитувања и радиометриските мерења на апсолутната старост на карпите

Fig. 4.9. Character of polarity changing of the main dipole field of the Earth according paleomagnetic tests and radiometric measurements of the rocks absolute age

Развојот на методите за проучување на магнетизацијата, што карпите ја стекнуваат во текот на своето формирање, овозможило да се проучи и карактерот на магнетното поле на Земјата во текот на геолошкото време. Посебна гранка од геомагнетизмот која се занимава со тој вид проучувања е наречена археоманетизам, односно палеомагнетизам. Под поимот археоманетни проучувања се подразбираат испитувањата на магнетното поле на Земјата врз основа на проучувањата на реманентната магнетизираност на археолошкиот материјал, додека палеомагнетните проучувања се базираат на испитувањето на карпите. Врз основа на палеомагнетните испитувања на магматските и седиментните карпи забележано е дека само карпите чија старост не е поголема од околу половина милион години имаат реманентна магнетизација која одговара



на карактерот на современото магнетно поле на Земјата на местото на кое тие карпи настанале. Карпите кои настанале во постарите геолошки фази поседуваат магнетизација која одговара на такво поле, кое се дефинира како нормално поле, но и поле кое имало спротивен карактер (реверсна инклинација) и кое се дефинира како реверсно главно магнетно поле. Приближно половината од карпите поседуваат магнетичност која одговара на нормалната, а другата половина поседуваат магнетичност која одговара на реверсното магнетно поле.

#### **4.3.2. Вековни варијации**

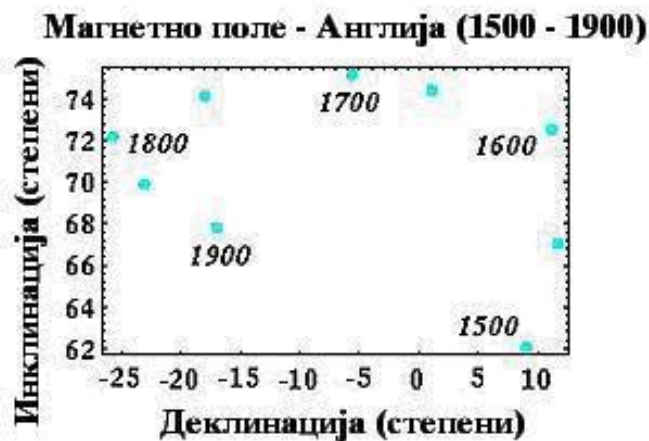
Со повторување на мерењата на апсолутните вредности на елементите на магнетното поле на Земјата на истите места после значителни временски интервали, е забележана варијација на тие вредности. Поимот на вековна промена, односно вековна или секуларна варијација, ја дефинира промената на средните годишни вредности на дадениот елемент во текот на годината и се изразува во гами на година или со минути. Вековните варијации најпрво се забележани во најстарите магнетни опсерватории (Лондон, Париз, Рим и др.), а за проучувањето на карактерот на вековните варијации и добивање на потполна слика за нив, во секоја земја, која се занимава со организирано проучување на геомагнетното поле на Земјата, одредени се определен број точки, наречени секуларни станици, на кои на регуларни интервали од 3 до 5 години се вршат повторни мерења. На територијата на Македонија такви секуларни станици постојат во близина на Струга и Струмица.

Со најновите истражувања на геомагнетното поле на Македонија (2001-2004) поставена е мрежа од 15 секуларни станици и дефинирана е локацијата Плачковица за воспоставување на геомагнетна опсерваторија во Македонија.

Карактерот на вековните варијации на деклинацијата и инклинацијата на магнетното поле најдолго се познати за геомагнетната опсерваторија близу Лондон (сл. 4.10) и го покриваат периодот од скоро половина милениум. Кривата на вековните варијации има елипсоидна форма и на

одреден начин укажува на периодичен карактер на вековните варијации. Големината на периодата не може да се одреди само врз основа на тие податоци, па заради тоа новите сознанија за периодичноста на вековните варијации може да се очекуваат од резултатите на археомагнетните испитувања.

Големината на вековните варијации не е иста во текот на времето. Така на пример, големината на вековните варијации за деклинацијата во Лондон била негативна во периодот од околу 1600 година до 1820 година, од кога таа е позитивна. По својата апсолутна вредност варираше од дел на минутата, па скоро до 15 минути во текот на една година. Сличен карактер на промена се гледа и кај другите елементи и големини кои може да бидат и до стотина гами во текот на една година, со позитивен или негативен знак.



Сл. 4.10. Вековна варијација на деклинација и инклинација близу Лондон (Гринич)

Fig. 4.10. Secular variation of declination and inclination near London (Greenwich)

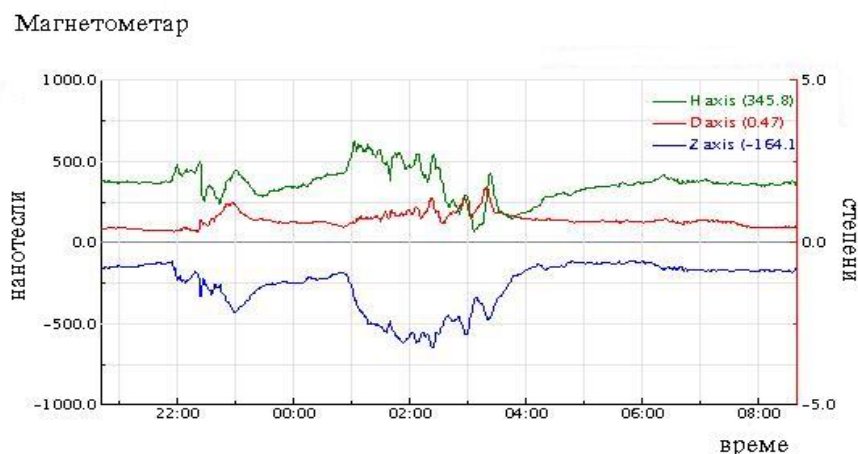
Додека за промената на инклинацијата и интензитетот на хоризонталната компонента може да се каже дека укажуваат на правилност при промените, тоа не може да се каже и за деклинацијата. Со извесно екстраполирање на податоците за вековните варијации на елементите на магнетното поле на територијата на Бугарија (Д. Зидарев и др., 1967) може да се смета дека за големини на секуларните промени во источниот дел на Балканот и Македонија деклинацијата изнесува +2 минути годишно,

интензитетот на хоризонталната компонента изнесува +10 гами годишно, а за вертикалната компонента +25 [nT] годишно.

Систематските проучувања на големините на вековните варијации на различни места на Земјата покажуваат дека тие се променливи и дека на светските магнетни карти најдобро може да се прикажат со линии кои ги спојуваат точките на кои големината на вековните варијации е иста. Таквата карта се нарекува карта на изопори и на неа лесно може да се видат простори каде вредностите на елементите на магнетното поле растат, како и простори каде тие опаѓаат. Местата каде тие промени се најизразени се нарекуваат фокуси на изопорите и за нив ќе стане збор подоцна.

### 4.3.3. Брзи периодични варијации

Дел од редовните секојдневни активности на секоја геомагнетна опсерваторија е регистрацијата на варијациите на елементите на магнетното поле на Земјата. Регистрирањето се врши со високо осетливи инструменти, наречени вариометри, кои по правило се сместени во посебно изградени немагнетични простории кои се нарекуваат варијациони куќички. Со регистрација се добиваат магнетограми на кои се регистрирани промените на големините на елементите на магнетното поле на Земјата во текот на 24 часа.



Сл. 4.11. Општ изглед на магнетограм

Fig. 4.11. A general view of the magnetogram

Со споредување на магнетограмите регистрирани во текот на подолг временски период, повеќе недели или еден месец, ќе се забележи дека, ако се занемарат деновите кога има појава на појаки нарушувања, магнетограмите, генерално, имаат голема сличност со јасно изразена тенденција на повторување на карактерот на промената на големината на регистрираните елементи.

Степенот на магнетната активност на секоја геомагнетна опсерваторија е различен од ден во ден. Во одделни денови се забележуваат и по два, три или четири елементи кои се регистрираат на магнетограмот, покажувајќи постепени и правилни промени, додека во други денови овие промени повеќе или помалку се нарушени. Деновите кога промените на елементите се постапни (правилни) се нарекуваат магнетни мирни денови, додека во другиот случај се нарекуваат магнетно немирни денови (нарушени) или активни денови. Може, исто така, да се забележи дека освен во деновите со многу големи нарушувања, за што ќе стане збор подоцна, магнетните нарушувања се суперпонираат на нормална дневна варијација која се нарекува уште и дневна сончева варијација за која важи симболот *S*. Таквата дневна (дваесет и четири часовна) варијација треба да се разликува од дневната варијација која зависи од Месечевото време и која се означува со симболот *L*. Општиот симбол за магнетното нарушување кој е регистриран на магнетограмот е одбележан со *D*. Според ова, промените (варијациите и нарушувањата) кои се означуваат со симболите *S*, *L* и *D* заедно со вековните промени, ги чинат најзначајните промени на магнетното поле на Земјата во текот на историското време. Бидејќи промените од типот на *S*, *L* и *D* не предизвикуваат големи и трајни промени на вредностите на дадениот елемент на магнетното поле на Земјата, тие варијации се нарекуваат преодни (транзитни) варијации.

Карактерот на дневната сончева варијација лесно може да се одреди на магнетограмот, што е, исто така, случај и со нарушувањата. Бидејќи големината на лунарната (месечевата) варијација е значително помала, а нејзината периода е еднаква на должината на лунарниот (месечевиот) ден, таа може да се одреди само со хармониска анализа на дневната варијација.

Изгледот на магнетограмите кои се регистрирани во различни геомагнетни опсерватории како и во различно време од годината се различни, па поради тоа и заради нивно меѓусебно споредување се воведува метода на класификација на варијациите и начин на нивната обработка.

Вообичаено е секоја геомагнетна опсерваторија да ги објавува средните часовни вредности за секој елемент. Врз основа на средните часовни вредности може да се пресметаат и средните месечеве, односно средните годишни вредности кои секоја опсерваторија редовно ги публикува. Многу опсерватории ги објавуваат и средните часовни вредности за пет интернационално мирни, односно пет интернационално активни денови во месецот и со тоа го покажуваат карактерот на полето на дадената опсерваторија.

Средните месечни вредности за секој елемент покажуваат многу мала систематска промена, ако се изостави промената поради вековните варијации, за период од година во година. Според тоа, елементите на магнетното поле, всушност и не покажуваат некаква годишна варијација, по што, имаат некоја сличност со средната годишна температура.

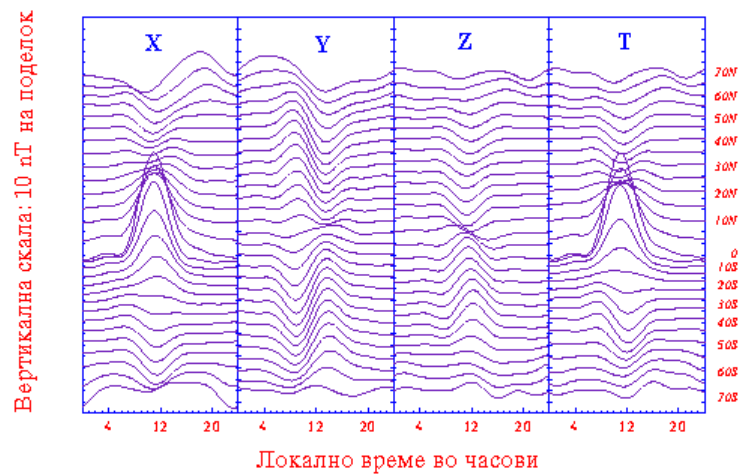
Анализите на дневните варијации покажуваат некои интересни параметри кои е корисно да се напоменат. Така, на пример, ако се изостават геомагнетните опсерватории кои се наоѓаат близу до поларните области и ако се занемарат периодите со изразито големи магнетни активности, се забележува дека средната дневна варијација  $S$ , пресметана врз основа на сите варијации регистрирани во текот на еден месец, не се разликуваат многу од дневните варијации  $S_q$  кои се пресметани врз основа на варијациите кои се регистрирани за време на магнетно мирните денови. И во случај кога дневната варијација се пресметува како средна дневна варијација  $S_d$ , од варијациите кои се регистрирани за време од пет најнемирни (најактивни) денови во месецот, за повеќе месеци во текот на годината, нема значајно да се разликува од  $S_q$  - варијациите. Сличноста помеѓу варијациите  $S_q$  и  $S$  или  $S_d$  имплицира просечниот ден или обично пореметениот (активен) ден да се разликува од магнетно мирниот ден само по неправилноста на варијациите кои не се забележуваат кога се набљудуваат средните вредности од повеќе денови.

Меѓутоа, треба да се нагласи дека секогаш останува извесна систематска разлика помеѓу  $S_q$  и  $S$  односно  $S_d$  и таа разлика може да се прикаже како низа од разлики на средната вредност. Тие низови може да се означат како:

$S - S_q$  кога средната часовна вредност на мирните денови ќе се одземат од средните часовни вредности на сите денови;

$S_d - S_q$  кога средните часовни вредности на мирните денови ќе се одземат од средните часовни вредности на немирните (активни) денови.

И двете разлики се условени од влијанијата на пореметувањето и логично е дека отстапувањата се поголеми во вториот случај. Тој вид на разлика често се нарекува дневна варијација на нарушувањето и се означува со симболот  $S_d$ . Просечните денови на варијациите  $S_q$  се комбинираат со варијациите  $S_d$  кои се со мал интензитет, што не е случај за време на активните денови.



Сл. 4.12. Дневни варијации на X, Y и Z компонентата и тоталниот вектор T

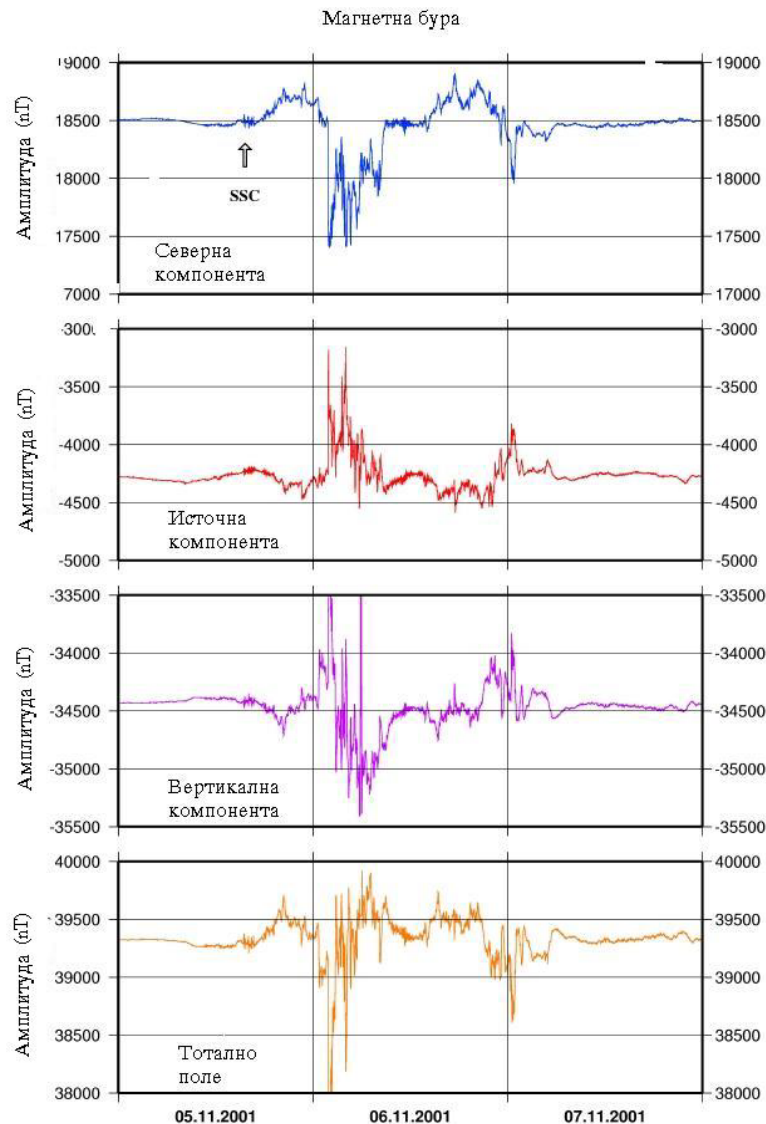
Fig. 4.12. Daily variations of X, Y and Z component and the total vector T

Со преглед на магнетограмите кои се регистрирани во различни геомагнетни опсерватории, се забележува дека дневните варијации, главно, зависат од локалното време и географската ширина (во поларните области на геомагнетната ширина), а не зависат од географската должина.

Може да се смета дека во геомагнетните опсерватории кои се наоѓаат на иста географската ширина, дневните варијации се разликуваат само по фаза, зависно од локалното време. Лесно може да се докаже дека дневните варијации зависат од положбата на Сонцето, односно од неговата положба во однос на локалниот меридијан. На сл. 4.12 е прикажан дијаграм на дневните варијации на станиците кои се наоѓаат на различни географски ширини. Од неа може да се заклучи дека карактерот на дневните варијации на  $X$  - компонентата е сличен на двете хемисфери, додека карактерот на дневните варијации на  $Y$  - компонентата даваат впечаток на однос на лик и слика во огледало, што е случај и со варијациите на  $Z$  - компонентата, па и тоталниот вектор на магнетното поле. Реверзија на карактерот на дневните варијации на  $X$  - компонентата се одвива на географската ширина од околу  $30^\circ$ , при што на таа ширина, таа е малку различна од нула. Прикажаниот дијаграм на дневните варијации се однесува на време на рамнодневница и може да се смета за типичен магнетен мирен ден. Што се однесува до неговиот карактер, тој останува непроменет во текот на цела година, но се менуваат интензитетите на варијациите зависно од годишните времиња, покажувајќи тенденција варијациите да бидат помали во текот на зимскиот отколку во летниот период.

#### **4.3.4. Магнетни нарушувања**

Варијациите кои немаат одредена периода и кои на прв поглед изгледаат сосема произволни се нарекуваат магнетни нарушувања, а кога нивниот интензитет е многу голем се нарекуваат магнетни бури (сл. 4.13). За време на магнетните бури отстапувањето од средната вредност на дадениот елемент може да изнесува и илјада гами.



Сл. 4.13. Изглед на магнетна бура

Fig. 4.13. Appearance of magnetic storm

Нарушувањата најчесто имаат глобален карактер, но деталните анализи на нарушувањата дозволуваат поделба на три групи:

- Синфазни варијации, *S*, кои имаат иста фаза на настапување,
- Локални варијации, *L*, кои се одвиваат на ограничен простор,
- Перманентни варијации, *P*, кои продолжуваат во текот на времето.

Покрај овие, постојат и нарушувања на магнетното поле кои се манифестираат со периодични промени со мали амплитуди (од редот на гама или помали од гама), чии периоди се од редот на минути до секунди или делови од секундата. Таквите промени се нарекуваат



краткопериодични варијации (или магнетни пулсации). Посебен вид нарушувања се промените и деформациите во текот на дневните варијации кои имаат, главно, нормален ток, но на кои се забележуваат нарушувања кои оставаат впечаток на залив, па таквите видови нарушувања се нарекуваат заливи.

#### **4.4. МАГНЕТНО ПОЛЕ НА ЈУГОИСТОЧНА ЕВРОПА**

Сложеноста на геолошките односи на просторот што, генерално, го опкружуваат Алпите, Карпато - Балканидите, Динаридите и Хеленидите се предмет на интересирање на многу геолози кои настојуваат да го спознаат геолошкиот развој на тој простор. Заедничкиот интерес на многу генерации геолози условило да се формира и една од најстарите геолошки асоцијации, Карпато - Балканската геолошка асоцијација, низ која се сублимира научната активност на геолозите од целиот свет. Комплексноста на геолошките односи се одразува и врз карактерот на геофизичките полиња на тој простор. Интерпретацијата на геофизичките полиња на целиот простор може да се осмисли и да се реализира само ако се земат во предвид интегрално геофизичките феномени и полиња.

На просторот на Југоисточна Европа геомагнетното поле го изучуваат многу геофизички организации. Посебна улога имаат геомагнетните опсерватории Гроцка (Србија), Тихани (Унгарија), Сурлари (Романија), Панаѓуриште (Бугарија) и други. Опсерваториите ги проучуваат промените на елементите на магнетното поле на своите локации, а на посебно избрани станици се следат секуларните промени.

За сите опсервирани територии се дефинирани равенки на нормалното магнетно поле. Со паралелни мерења на секуларните станици поставени од соседни опсерватории на просторот на Југоисточна Европа се врши корелација (поврзување) на магнетните полиња на одделните опсервирани територии.

Генерално, на територијата на Југоисточна Европа за епохата 1975 елементите на геомагнетното поле варираат:

- Деклинација од  $+3^\circ$  на брегот на Црно Море, до  $-1^\circ$  на брегот на Јадранско Море;
- Инклинација од  $+50^\circ$  на југ од Балканот, до  $+60^\circ$  на север на Панонската Низина;
- Интензитетот на вертикалната компонента на југ од Балканот е  $35\ 000\ [nT]$ , а на север во Панонската Низина е  $45\ 000\ [nT]$ ;
- Интензитетот на хоризонталната компонента на истите простори е  $27\ 000\ [nT]$  на крајниот југ, а  $20\ 000\ [nT]$  на крајниот север.

Посебно е значајна аномалијата која се протега вдоль Динаридите: од Истра на север, па до Црногорското приморје на југ. Ширината на аномалната зона е околу  $300\ [nT]$  и се наоѓа источно од Сплит. Појавата на аномалијата, која е наречена Јадранска магнетна аномалија не е условена со присуство на магнетични карпи во поптиткиот дел на Земјината кора, бидејќи таквите не се значително присутни. Повеќе автори, појавата на Јадранската магнетна аномалија ја поврзуваат со влијанието на магнетичните карпи во долниот дел на Земјината кора и дефинираат дека таквите карпи може да се наоѓаат на значителна длабочина.

Истакнатите зони на магнетните аномалии на просторот се вдоль зоните на внатрешните Динариди, поради значајното присуство на серпентинити и многу вариетети на базични карпи. Вдоль Карпато - Балканидите се јавуваат многу аномалии на магнетното поле, главно, условени со различни вариетети на дацито - андезити. Исклучок претставува присуството на маркантната аномалија во близина на селото Злот близу до Бор (Р. Србија). Аномалијата е предизвикана од многу висока реманентна магнетизација на хорнбленда, биотит и андезит, а неговите апикални делови се наоѓаат на длабочина од само неколку метри. Аномалијата се простира на релативно мал простор. Вкупната ширина на аномалната зона е само неколку стотици метри, а нејзиното простирање по должина е помало од еден километар.

На просторите на големите низини нема значајни аномалии. Меѓутоа, мерењето со високо осетливи магнетометри и аеромагнетните испитувања покажуваат на фина структура на магнетното поле. На така детерминирани аномалии доаѓа до израз градбата на палеорелјефот и

присуството на магматските и метаморфните карпи, што значително придонело во проучувањето на структурните односи и развојот на оваа депресија.

#### 4.5. МАГНЕТНО ПОЛЕ НА ТЕРИТОРИЈАТА НА РЕПУБЛИКА МАКЕДОНИЈА

Регионалните магнетни провинции претставуваат повеќе компонентни сложени аномални полиња кои се одраз на различните структури на различни длабочини кои ја изградуваат Земјината кора, односно магнетното поле треба да се сфати како интегрално влијание на површинските и длабоко залегнатите причинители.

а) Динарско-Алпска магнетна провинција - Оваа провинција претставува магнетски минимум која широко е распространета на територијата на Динаридите и може да се следи од Риека до Пеќ, па преку територијата на Албанија, нејзиното длабинско влијание повторно се манифестира во зоната на Кораб во западниот дел на Македонија (сл. 4.14).



Сл. 4.14. Шематски приказ на вертикалната компонента на аномалиите на магнетното поле на Македонија  
Fig. 4.14. Scheme of the vertical component of the anomalies of the magnetic field in Macedonia

б) Внатрешна магнетска провинција - Во склопот на оваа провинција на територијата на Македонија може да се издвојат следните основни елементи:

1. Вардарска зона,
2. Пелагониска зона,
3. Поречко-Демирхисарска зона,
4. Западно-Македонска зона и
5. Српско-Македонска зона.

Основните магнетни карактеристики за оваа провинција се јасно изразените низови на позитивни магнетни аномалии кои се сменуваат со меѓупростори со негативен знак. Една низа магнетни аномалии започнува во реонот на Кожуф и се продолжува во своето протегање кон Велес и поминува понатаму кај Гњилане на територијата на Србија. Друга низа магнетни аномалии влегува на територијата на Македонија од соседна Грција кај Гевгелија и го продолжува своето протегање кон северозапад преку Свети Николе, доаѓа јужно од Куманово каде овој низ се прекинува и транслаторно се придвижува за околу 20 km на запад, па од Скопје го продолжува своето протегање преку источните падини на Шар Планина, понатаму поминува на територијата на Србија и се спојува со познатата гравиметриска и магнетна аномалија на Метохиските ултрамафити кои од Албанија навлегуваат во нашиот простор. Прекинувањето и транслаторното придвижување на оваа низа на запад за околу 20 km во реонот на Куманово и Скопје, има причини да се поврзе со постоењето на регионален расед од трансверзален правец на Вардарската насока (Дебар - Маврово - Скопје - Куманово - Ќустендил), односно со донесените магмати вдолж тој простор.

Погоре се опишани две маркантни низи на магнетни аномалии кои делумно минуваат низ територијата на Македонија, а нивното протегање излегува надвор од разгледуваниот простор. На територијата на Македонија јужно од Куманово јасно се издвојува геомагнетна аномалија со Вардарски правец на протегање. Територијата која ја опфаќа оваа магнетна аномалија се совпаѓа со просторот на Вардарската зона. Причината на појавување на оваа аномалија може да се бара во некои

длабоки магнетични формации. Интерпретирана е и со континуирано постоење на базити под терциерни седименти или со комплексното влијание на длабоките причинители и магнетичните формации во подлогата на терциерот на базичните и ултрабазичните членови на јурскиот комплекс и на терциерните еруптиви, постојат најверојатно млади дацито-андезити. Овие карпи на откриените делови дале магнетни аномалии со висока вредност. Вредностите на вертикалната компонента на геомагнетното поле, односно на аномалното поле во оваа зона, зависат од материјалот на длабоките делови на земјината кора, имајќи во предвид дека Вардарската зона, како рифтова зона, е испресечена со длабински раседи вдоль кои дошло до пенетрирање на материјал од најдлабоките делови на земјината кора и горната мантија. Континуираната правилно издолжена форма на Вардарската аномална зона е извршено со методата на профилирање, при што се прескокнати некои појави на млади еруптиви.

Пелагониската магнетна зона во најголем дел просторно се поклопува со Пелагонискиот масив. Оваа зона се карактеризира со мирно магнетно поле, со  $Z$  - аномалии од мал интензитет и неправилна форма. Поле со вакви карактеристики укажува на постоење на хомогена средина. Исклучок претставуваат аномалиите на некои дацито - андезитски пробои и туфови. Опишаните карактеристики на магнетното поле на Пелагониската зона во чија градба учествуваат прекамбриски метаморфни карпи, гранитоиди и неоген - квартерни моласи во младите депресији може да се толкуваат со слабо изразен магматизам во спомнатите формации и веројатност дека Пелагонискиот масив е хомоген блок на земјината кора длабоко вкоренет во горната обвивка со значителна дебелина. Постоечките раседи во овој блок се плитки односно немаат длабински карактер.

Поречко - Демирхисарската зона се простира западно од Пелагониската зона каде се присутни доста изразени аномалии.

Геолошката градба на оваа зона е доста испресечена со раседи, меѓутоа магнетното поле се однесува доста хомогено, па неговиот интензитет не е во корелација со откриените геолошки структури. Најверојатно, тоа е преработен блок на Земјината кора во текот на терциер, одвоен со

длабински раседи од Пелагониската и Западно Македонската зона, во кого се втиснати гранитоиди со повеќе апикални делови кои имаат заедничка основа. Магнетните аномалии со висок интензитет корелираат со апикалните делови на гранитоидот. Постоенето на аномалиите на вертикалната компонента на геомагнетното поле може да доведе до заклучок дека главниот расед на западниот раб на Пелагониската депресија се протега во меридијален правец.

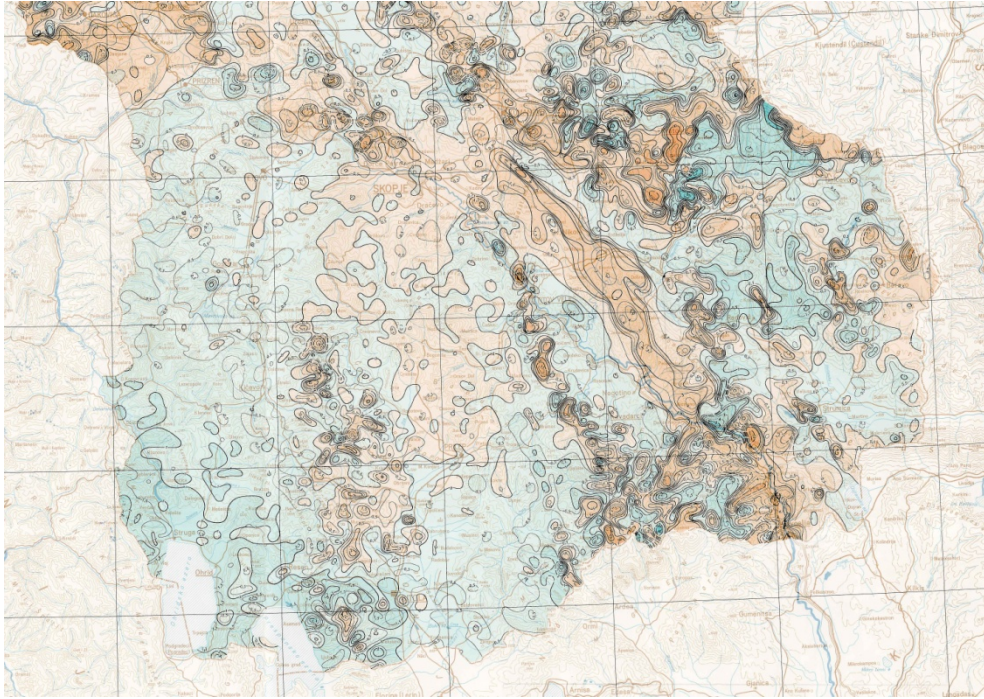
Западно - Македонската магнетна зона го опфаќа просторот од Поречко - Демирхисарската зона до албанската граница. Се карактеризира со магнетно поле со аномалии на вертикалната компонента со негативен знак. Од геолошки аспект, оваа зона ја изградуваат разновидни формации со различен состав и магнетичност. Регистрираните аномалии со приближно исти вредности за сите разновидни формации на овој простор отвораат можност за повеќе варијанти на нивна интерпретација. Меѓутоа, појавата на магнетни аномалии од иста вредност на немагнетните варовници на Галичица и на соседната дијабаз - рожњачка формација со нејзините базични и ултрабазични магмати, би можело да се протолкува со постоење навлака на споменатите варовници преку дијабаз - рожњачката формација на Јабланица, што останува како можност која бара проверка.

На територијата на Македонија може да се издвои и Српско - Македонската магнетна зона која од запад контактира со Вардарската зона, а на исток се протега до границата со Бугарија. Оваа зона, главно, се совпаѓа со Српско - Македонската маса издвоена како посебна геотектонска единица. Во градбата на овој масив учествуваат шкрилци со висок кристалинитет, амфиболи, гнајсеви и микашести, потоа зелени шкрилци, мермери и кварцити. Во шкрилците на места се втиснати гранити, па доаѓа до контактна метаморфоза на соседните гранито - гнајсеви. На некои места основната маса е пробиена со базични и ултрабазични карпи, како и со млади терциерни гранитски и гранодиоритски интрузии и дацити - андезити.

Српско - Македонскиот масив со неотектонски движења е раздробен и претворен во низа грабенски и хорстови структури. Грабените се исполнети со неогени наслаги, чија дебелина достигнува и до 3 km.

На просторот изграден од така разновидни формации, аномалиите и вертикалната компонента на геомагнетното поле се директно корелативни со геолошката структура. Кристалестите шкрилци, кои претставуваат хомогена целина, покажуваат релативно мирно и рамномерно поле. Интеркалациите на амфиболите предизвикуваат значително зголемување на интензитетот на Z - аномалиите. Други причинители на Z - аномалиите со висок интензитет кои отскокнуваат од магнетниот фон карактеристичен за кристалестиот фундамент и за старите гранито - гнајсеви јадра, редовно се врзани за помлади магматски феномени, видливи на површината на Земјата или во нејзината внатрешност. Карактеристично за аномалиите на вертикалната компонента, поврзано со појавата на помлади магматски карпи, се "роеви" со наизменичен знак и голем интензитет, што најверојатно е поврзано со количеството на магнетните минерали во карпите. Кај неогените депресији во Српско - Македонскиот масив аномалиите ја изразуваат магнетичноста на подлогата, а нивниот интензитет е во реципрочен однос со длабочината на депресијата.

Карактеристично за досега опишаните магнетни зони е нивната издолжена форма. Локалните аномални подрачја кои се издвојуваат од генералниот аномален модел се карактеризираат со брза промена на знакот и интензитетот на магнетното поле. Главни аномални зони се: прстенестата моделна структура која се издвојува во Вардарската зона и Српско - Македонската маса. Тоа се локалитети во реонот на Кожуф, Демир Капија, Бучим, Кратово и други. Може да се заклучи дека системот на напред опишаниот аномален магнетен модел го покрива просторот на Македонија зафатен со тектонско - магматска активизација во долг период од Херцинската вулканска фаза (перм - карбон) до најмладиот вулканизам.



Сл. 4.15. Магнетна карта на Македонија

Fig. 4.15. Magnetic map of Macedonia



## 5. ВРСКА ПОМЕЃУ МЕХАНИЧКИТЕ И ЕЛЕКТРО - МАГНЕТНИТЕ ПОЈАВИ

Во ова поглавје се презентирани механичките промени во средината кои предизвикуваат електромагнетни појави.

Материјата е изградена од атоми кои се структурирани во молекули, а кај тврдата фаза вообичаена е појавата на кристални решетки од атомски и молекуларен тип. Механичките напрегања кои се јавуваат во материјата се причина за појава на електромагнетни полиња.

### 5.1. МАГНЕТОСТРИКЦИЈА

**Магнетострикција** е особина на феромагнетичните материјали која предизвикува тие да ја менуваат својата форма или димензии при процесот на магнетизација. Варијацијата на магнетизацијата на материјалите под влијание на магнетно поле ја менува магнетострикциската деформација сè додека не ја достигне неговата вредност на заситување,  $\lambda$ . Овој ефект за прв пат е откриен од Џемс Џул во 1842 година, кога набљудувал примерок од железо. Овој ефект предизвикува загуби при фрикционо загревање во суцептибилни феромагнетни јадра. Ефектот, исто така, е одговорен за звукот на слабо зуење кој може да се слушне во близина на трансформаторите, на столбови кои пренесуваат наизменична струја.

Внатрешната структура на феромагнетните материјали е поделена во *домени*, кои претставуваат региони со униформна магнетна поларизација. Кога се дејствува со магнетно поле, границите помеѓу домените се поместуваат и домените ротираат; и двата ефекти доведуваат до промена на димензиите на материјалот.

Реципрочниот ефект, промената на суцептибилноста (одговор на влијание на полето) на одреден материјал кога е подложен на механичко напрегање, е наречен Вилариов (Villari) ефект. Други два ефекти кои се поврзани со магнетострикцијата се: Матеучиов (Matteucci) ефект (создавање на спирална анизотропија на суцептибилноста на

магнетостриктивниот материјал кога е подложен на вртење и Ваидманов (Wiedemann) ефект, што претставува извртување на овие материјали кога врз нив ќе дејствува спирално магнетно поле. Виларијева (Villari) реверсност е промена на знакот на магнетостриксијата на железо од позитивен во негативен, кога е изложено на магнетно поле од околу 40,000 A/m (500 ерстеда (oersteds)). При магнетизација, магнетичниот материјал претрпува мала промена на волуменот од ред  $10^{-6}$ .

## 5.2. ПИЕЗОЕЛЕКТРИЦИТЕТ

**Пиезоелектрицитет** е електричен полнеж кој се акумулра кај одредени цврсти материјали (кристали) кога се подложени на механички притисок.

Пиезоелектричниот ефект е опишан како линеарна електро - механичка интеркција помеѓу механичката и електричната состојба на кристалните материјали без инверзна симетрија. Пиезоелектричниот ефект е реверзибилен процес при кој материјалите кои се изложени на директен пиезоелектричен ефект (внатрешно генерирање на електричен полнеж како резултат на применета механичка сила) покажуваат и реверсен пиезоелектричен ефект (внатрешно генерирање на механички притисок под влијание на електрично поле).

### 5.2.1. Механизам на пиезоелектрицитет

Природата на пиезоелектричниот ефект е блиско поврзана со појавата на електричен диполен момент во цврстите тела. Тој може да се индуцира или за јони на кристалната решетка со асиметричен полнеж на опкружувањето или директно да бидат носени од молекуларни групи. Диполната густина или поларизација ( $[Cm/m^3]$ ) за кристали може лесно да се пресмета со собирање на диполни моменти на единица волумен од кристалографска ќелија. Бидејќи секој дипол е вектор, диполната густина  $P$  е векторско поле. Диполите кои се блиску едни до други имаат тенденција да бидат подредени во региони наречени Вајс домени. Домените, вообичаено, се случајно ориентирани.

Од одлучувачко значење за пиезоелектричниот ефект е промената на поларизацијата  $P$  кога се применува механички притисок. Ова може да е предизвикано или од реконфигурација на диполно индуцирана средина или со реориентација на молекуларните диполни моменти под дејство на надворешен притисок. Тогаш, пиезоелектрицитетот може да се манифестира во варијации на поларизационата сила, нејзиниот правец или и двете во зависност од: ориентацијата на  $P$  внатре во кристалот, кристалната симетрија и применетиот механички притисок. Промената на  $P$  се појавува како варијација на густината на површинската наелектризираност по кристалните површини, односно како варијација на електричното поле кое се протега помеѓу површините, бидејќи единиците за густина на површинска наелектризираност и поларизација се исти,  $[C/m^2] = [Cm/m^3]$ . Сепак, пиезоелектрицитетот не е предизвикан од промената на густината на наелектризираноста на површината, туку, во најголем дел, од диполната густина. На пример,  $1\text{ cm}^3$  коцка од кварц со правилно применета сила од  $2\text{ kN}$  може да создаде напон од  $12500\text{ V}$ .

Пиезоелектричните материјали покажуваат и спротивен ефект, наречен **обратен пиезоелектричен ефект**, кога под дејство на електрично поле се создава механичка деформација во кристалот.

Пиезоелектрицитетот е комбиниран ефект од електричното однесување на материјалот:

$$D = \epsilon E \quad (5.1)$$

каде:  $D$  е поместување на густината на електричниот полнеж (електрично поместување),  $\epsilon$  е диелектрична константа и  $E$  е јачина на електрично поле

и Хуковиот (Hooke) закон:

$$S = sT \quad (5.2)$$

каде:  $S$  е деформација,  $s$  е коефициент на еластичност и  $T$  е напрегање.

Овие изрази, можат да се комбинираат во таканаречени *двојни равенки*, па деформација - полнеж формата е:

$$\begin{aligned} \{S\} &= [s^E] \{T\} + [d] \{E\} \\ \{D\} &= [d^t] \{T\} + [\epsilon^T] \{E\} \end{aligned} \quad (5.3)$$

каде  $[d]$  е матрица за директен пиезоелектричен ефект, а  $[d^t]$  е матрица за обратен пиезоелектричен ефект. Индексот  $E$  покажува нула или константно електрично поле; индексот  $T$  покажува нула или константно поле на напрегање, а индексот  $t$  е за транспонирање на матрица.

Релацијата деформација - напрегање за материјал од кристална класа од 4 mm ( $C_{4v}$ ), како и за кристална класа од 6 mm може да се запише и како:

$$\begin{bmatrix} S_1 \\ S_2 \\ S_3 \\ S_4 \\ S_5 \\ S_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} S_{11}^E & S_{12}^E & S_{13}^E & 0 & 0 & 0 \\ S_{21}^E & S_{22}^E & S_{23}^E & 0 & 0 & 0 \\ S_{31}^E & S_{32}^E & S_{33}^E & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & S_{44}^E & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & S_{66}^E = 2(S_{11}^E - S_{12}^E) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \\ T_4 \\ T_5 \\ T_6 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 0 & d_{31} \\ 0 & 0 & d_{32} \\ 0 & 0 & d_{33} \\ 0 & d_{24} & 0 \\ d_{15} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_1 \\ E_2 \\ E_3 \end{bmatrix}$$

$$\begin{bmatrix} D_1 \\ D_2 \\ D_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & d_{15} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & d_{24} & 0 & 0 \\ d_{31} & d_{32} & d_{33} & 0 & 0 & d_{31} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \\ T_4 \\ T_5 \\ T_6 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_1 \\ E_2 \\ E_3 \end{bmatrix}$$

каде првата равенка ја претставува врската за обратен пиезоелектричен ефект, а втората равенка е за директен пиезоелектричен ефект.

Иако овие равенки се најкористени во литературата, некои забелешки се неопходни. Генерално,  $D$  и  $E$  се вектори, тоа е Картезиов тензор од прв ред, а диелектричната константа  $\varepsilon$  е Картезиов тензор од втор ред. Деформацијата и напрегањето се тензори од втор ред, исто така. Но, бидејќи деформацијата и напрегањето се симетрични тензори, индексот доле за деформација и напрегање може да се запише на следниот начин: 11  $\rightarrow$  1; 22  $\rightarrow$  2; 33  $\rightarrow$  3; 23  $\rightarrow$  4; 13  $\rightarrow$  5; 12  $\rightarrow$  6. Затоа  $S$  и  $T$  имаат „векторска форма“ од 6 компоненти. Соодветно,  $s$  е матрица 6x6, наместо тензор од 4 ред.

Вкупно, има четири пиезоелектрични коефициенти:  $d_{ij}$ ,  $e_{ij}$ ,  $g_{ij}$  и  $h_{ij}$  дефинирани на следниот начин:

$$d_{ij} = \left( \frac{\partial D_i}{\partial T_j} \right)^E = \left( \frac{\partial S_j}{\partial E_i} \right)^T \quad (5.4)$$

$$e_{ij} = \left( \frac{\partial D_i}{\partial S_j} \right)^E = - \left( \frac{\partial T_j}{\partial E_i} \right)^S$$

$$g_{ij} = - \left( \frac{\partial E_i}{\partial T_j} \right)^D = \left( \frac{\partial S_j}{\partial D_i} \right)^T$$

$$h_{ij} = - \left( \frac{\partial E_i}{\partial S_j} \right)^D = - \left( \frac{\partial T_j}{\partial D_i} \right)^S$$

каде првиот сет од 4 термини одговара на директен пиезоелектричен ефект, а вториот сет од 4 термини одговара на обратен пиезоелектричен ефект.

### 5.3. ПИЕЗОМАГНЕТИЗАМ

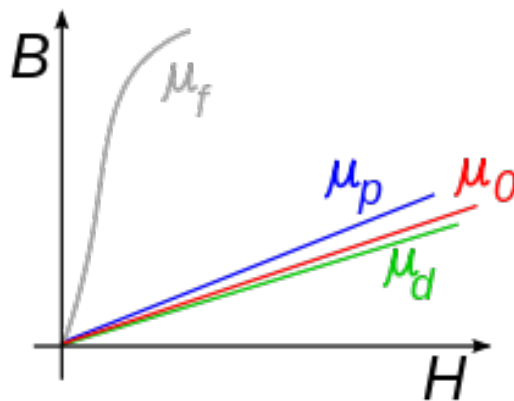
**Пиезомагнетизам** е појава која се набљудува во некои анти - ферромагнетични кристали. Се карактеризира со линеарно поврзување помеѓу магнетната поларизација на системот и механичката деформација. Кај еден пиезомагнетик, може да се индуцира спонтан магнетен момент под дејство на физичко напрегање, или физичка деформација под дејство на магнетно поле.

Пиезомагнетизмот се разликува од поврзаната особина магнетострикција; ако применетото магнетно поле е со спротивен правец, деформацијата доведува до промена на знаците. Исто така, не-нулти пиезомагнетен момент може да се создаде само од механичка деформација на нулто поле, што не е точно за магнетострикцијата. Според IEEE (Institute of Electrical and Electronics Engineers): "Пиезомагнетизмот е линеарен магнето - механички ефект, сличен на линеарниот електро - механички ефект на пиезоелектрицитет. Слично, магнетострикцијата и електроострикцијата се слични ефекти од втор ред. Овие ефекти од повисок ред можат да се прикажат како ефективни од прв ред, кога варијациите на параметрите на системот се мали во споредба со почетните вредности на параметрите.

Пиезомагнетниот ефект е овозможен од недостаток на некои елементи на симетрија во кристалната структура.

### 5.3.1. Пермеабилност

Во електромагнетизмот, пермеабилноста е мерка за способноста на материјалот да создаде во себе магнетно поле. Со други зборови, тоа е степен на магнетизација, кој материјалот го добива како резултат на дејство на магнетно поле. Магнетната пермеабилност се бележи со симболот  $\mu$ . Реципрочна на магнетната пермеабилност е **магнетна релуктивност** (мерка за отпорност на материјалот да воспостави магнетно поле во себе, еднакво на односот на интензитетот на магнетното поле и магнетната индукција на материјалот).



Сл. 5.1. Поедноставена споредба на пермеабилноста на: феромагнети ( $\mu_f$ ), парамагнети ( $\mu_p$ ), слободен простор ( $\mu_0$ ) и диамагнети ( $\mu_d$ )

Fig. 5.1. Simplified comparison of permeabilities for: ferromagnets ( $\mu_f$ ), paramagnets ( $\mu_p$ ), free space ( $\mu_0$ ) and diamagnets ( $\mu_d$ )

Во SI системот, пермеабилноста се мери во хенри на метар ( $H \cdot m^{-1}$ ), или њутн врз ампер на квадрат ( $N \cdot A^{-2}$ ). Пермеабилната константа ( $\mu_0$ ), позната и како магнетна константа или пермеабилност на слободен простор, е мерка за отпорност при формирање на магнетно поле во класичен вакуум. Магнетната константа има точно одредена (дефинирана) вредност:

$$\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H \cdot m^{-1} \approx 1.2566370614 \dots \times 10^{-6} H \cdot m^{-1} \text{ или } N \cdot A^{-2}$$

Блиска особина на материјалите е магнетната susceptibilност, што претставува мерка за магнетизација на материјалот како додаток на магнетизацијата на просторот кој го опфаќа материјалот.

Во електромагнетизмот, помошното магнетно поле  $\mathbf{H}$  покажува како магнетното поле  $\mathbf{B}$  влијае на организацијата на магнетните диполи во дадена средина, вклучувајќи диполна миграција и реориентација на магнетен дипол. Врската со пермеабилноста е:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (5.5)$$

каде, пермеабилноста  $\mu$ , е скалар ако средината е изотропна или тензор од втор ред за анизотропна средина.

Генерално, пермеабилноста не е константа, бидејќи може да варира со положбата во средината, фреквенцијата на применетото поле, влажноста, температурата и други параметри. Во нелинеарна средина, пермеабилноста може да зависи од јачината на магнетното поле. Пермеабилноста како функција од фреквенцијата може да се земе за реална или комплексна вредност. Во феромагнетни материјали, врската помеѓу  $\mathbf{B}$  и  $\mathbf{H}$  искажува и нелинеарност и хистерезис:  $\mathbf{B}$  не е едно - вредносна функција од  $\mathbf{H}$ , туку зависи и од историјата на материјалот. За вакви материјали понекогаш е корисно да се усвои *инкрементална пермеабилност* дефинирана со

$$\Delta \mathbf{B} = \mu_{\Delta} \Delta \mathbf{H} \quad (5.6)$$

Оваа дефиниција е корисна во локални линеаризации на нелинеарно однесување на материјалот.

Пермеабилноста е индуктивност на единица должина. Во SI системот, пермеабилноста се мери во хенри на метар ( $H \cdot m^{-1} = J / (A^2 \cdot m) = N A^{-2}$ ). Помошното магнетно поле  $\mathbf{H}$  се пресметува како јачина на струја на единица должина и се мери во единици ампер на метар ( $A m^{-1}$ ). Производот  $\mu \mathbf{H}$ , значи, се добива како индуктивност помножено со јачина на струја на единица површина ( $H \cdot A / m^2$ ). Индуктивноста е магнетен флукс на единица јачина на струја, така што производот има единици магнетен

флуks на единица површина. Ова е магнетното поле  $\mathbf{B}$ , што се мери во вебери (волт-секунди) на квадратен метар ( $V \cdot s/m^2$ ), или тесли (Т).

$\mathbf{B}$  е поврзано со Лоренцовата сила на подвижен полнеж  $q$ :

$$F = q(E + v \times B) \quad (5.7)$$

Полнежот  $q$  е даден во кулони (С), брзината  $v$  во метри во секунда (m/s), така што силата  $F$  е во њутни (N):

$$qv \times B = C \cdot \frac{m}{s} \cdot \frac{V \cdot s}{m^2} = \frac{C \cdot (J/C)}{m} = \frac{J}{m} = N$$

$\mathbf{H}$  е поврзано со густината на магнетниот дипол. Магнетен дипол претставува затворено електрично струјно коло. Диполниот момент има димензии јачина на струја помножено со површина, а единица мерка е Ампер по квадратен метар ( $A \cdot m^2$ ), а магнитудата е еднаква на јачината на струјата во струјното коло помножено со површината на струјното коло. Полето  $\mathbf{H}$  на одредено растојание од дипол има магнитуда која е пропорционална на диполниот момент поделена со растојанието на кубен метар, а димензиите се јачина на струја на единица должина.

### - Релативна пермеабилност и магнетен суспенцибилитет

Релативната пермеабилност, понекогаш обележано со симбол  $\mu_r$ , е однос на пермеабилноста на специфична средина со пермеабилноста на слободен простор,  $\mu_0$ :

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_0}$$

каде:  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} [N \cdot A^{-2}]$ . Во смисла на релативна пермеабилност, магнетниот суспенцибилитет е

$$\chi_m = \mu_r - 1$$

$\chi_m$  е бездимензионална величина, понекогаш наречена *волуметриски суспенцибилитет*, за да се разликува од  $\chi_p$  (*магнетна маса* или *специфичен суспенцибилитет*) и  $\chi_m$  (*суспенцибилитет на моларна маса*).

Пермеабилноста варира со магнетното поле.



## - Комплексна пермеабилност

Корисна алатка за работа со високо фреквентни магнетни ефекти е комплексната пермеабилност. На ниски фреквенции, во линеарен материјал, магнетното поле и помошното магнетно поле се пропорционални едно на друго, додека на високи фреквенции овие величини ќе реагираат една со друга со мало време на заостанување. Овие полиња можат да се запишат како фазори (линија која ротира и се користи за претставување на величина која варира во облик на синусоида; должината на линијата претставува магнитуда на величината, а нејзиниот агол со  $x$  - оската на било кое растојание претставува фаза).

$$H = H_0 e^{j\omega t} \quad B = B_0 e^{j(\omega t - \delta)} \quad (5.8)$$

каде  $\delta$  е фазно доцнење на  $B$  од  $H$ . Разбирањето на пермеабилноста како однос на магнетното поле и помошното магнетно поле, односот на фазорите може да се напише и поедностави како:

$$\mu = \frac{B}{H} = \frac{B_0 e^{j(\omega t - \delta)}}{H_0 e^{j\omega t}} = \frac{B_0}{H_0} e^{-j\delta} \quad (5.9)$$

така што пермеабилноста станува комплексен број. Со Ојлеровата формула, комплексната пермеабилност може да се транслира од поларна во правоаголна форма:

$$\mu = \frac{B_0}{H_0} \cos \delta - j \frac{B_0}{H_0} \sin \delta = \mu' - j\mu'' \quad (5.10)$$

Односот на имагинарниот и реалниот дел на комплексната пермеабилност е наречен тангента на загуба:

$$\tan \delta = \frac{\mu''}{\mu'}$$

која дава мерка за тоа колку енергија е изгубена во материјалот, наспроти колку е складирана.

## 6. СЕИЗМОМАГНЕТНИ ПОЈАВИ

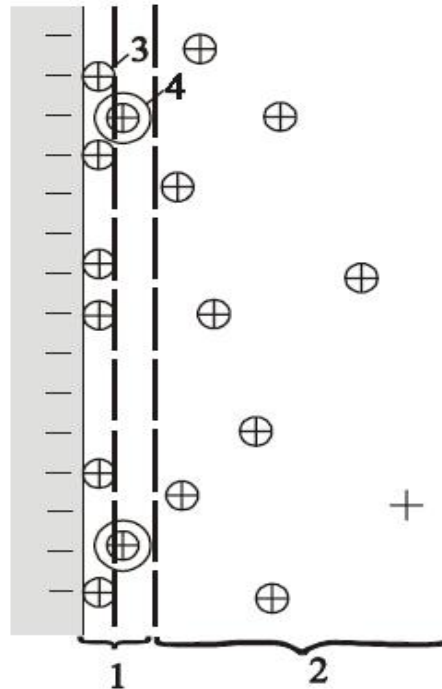
Во овој дел се прикажани експерименталните истражувања спроведени во подземната лабораторија Растрел во Франција, кои јасно укажуваат на постоење на феноменот на сеизмомagnetизам, како и комплексните повеќегодишни истражувања на овој ефект од голем број научници.

### 6.1. ЕКСПЕРИМЕНТАЛНИ МЕРЕЊА НА СЕИЗМО - МАГНЕТНАТА КОНВЕРЗИЈА

Ширењето на сеизмичките бранови во порозна средина исполнета со флуид генерира електромагнетна појава поради електрокинетичките спојувања во порниот простор. Овие конверзии се резултат на релативните движења на јоните на електролитот во однос на минералната површина (зрна). Потеклото на оваа појава, генерално, се припишува на електричен двоен или троен слој на врската карпа / електролит. Како резултат на ова, ширењето на сеизмички бран во порозна средина може да биде придружено од привремени електрични и магнетни полиња создадени во хомогената порозна средина. Постоечките истражувања на сеизмо - електромагнетните ефекти се однесуваат на два главни вида на електрикинетичка конверзија:

1. Во хомогена средина, порната течност ги влече јоните од електролитот предизвикувајќи електрична конвекциска струја. Оваа струја е природно урамнотежена со еднаква и спротивна кондуктивна струја која го воспоставува градиентот на електричниот потенцијал. Под влијание на осцилирачки извор на притисок, потенцијалот линеарно ќе се смени во амплитудата и знакот на притисокот. Овој електричен потенцијал ќе се види како бран кој патува со притисокот, но бидејќи вкупната струја е нула, ниту електрично, ниту магнетно поле ќе се забележат надвор од областа на нарушување. Оваа појава е косеизмичкиот дел од сеизмо - електромагнетниот феномен.
2. Од друга страна, кога сеизмичкиот бран ќе премине преку

интерфејс, може да се индуцира нерамнотежа на електричната струја како контраст на својствата на порозната средина. Ова дејствува како извор на електромагнетно нарушување, движејќи се со голема брзина и ширејќи се низ формацијата.



Сл. 6.1. Модел на површински слој во близина на капиларниот ѕид, исполнет со течност: 1 - Стернов слој, кој содржи два субслоеви; 2 - регион на мобилни јони; 3 - адсорбиран јон; 4 - хидриран јон

Fig. 6.1. Model of surface layer near the capillary wall, filled with fluid: 1 - Stern layer, contains two sublayers; 2 - region of mobile ions; 3 - adsorbed ion; 4 - hydrated ion

Сеизмо - електромагнетните ефекти се особено интересни за животната средина или истражување на нафта, бидејќи тие отвораат можност да го карактеризираат флуидот кој се содржи под површината или карпите - резервоари со резолуција на сеизмички методи. Вториот вид на сеизмо - електромагнетна конверзија се јавува како контраст на електрична импеданса. Поврзаноста меѓу пермеабилни или искршени зони може да се детектира со мерење на сеизмичка во електрична конверзија или електрична во сеизмичка конверзија. Но, бидејќи индуцираните сигнали се со мала амплитуда, овој метод може да не биде ефикасен да ги

карактеризира многу длабоките формации, освен во дупнатините или користејќи многу можни сеизмички извори.

Во минатите децении, биле спроведени теренски експерименти за да се карактеризираат овие сеизмо - електромагнетни феномени. Успешните теренски експерименти спроведени во последните години го зголемиле интересот за овој механизам. Како што е опишано од Прајд (Pride), аналитичката интерпретација за овие феномени треба да се поврзе со теоријата на Биот (Bio) за ширење на сеизмички бранови во двофазна средина со Максвеловите равенки, користејќи динамичко електрокинетичко спарување. Ваквите аналитички објаснувања отвораат можност за нумеричко симулирање на појавата на електрокинетичко спарување во хомогена или услоена заситена средина.

Некои лабораториски проучувања кои постојат за граница на нулта фреквенција, често се нарекуваат стриминг потенцијал (потенцијал на струење). Применувајќи синусоиден притисок на течност, некои автори ја проучувале зависноста на фреквенцијата од стриминг потенцијалот. Овие мерења на примероци од песок или јадро покажуваат дека електрокинетичкиот ефект е особено чувствителен на кондуктивноста на флуидот, на pH вредноста на флуидот и на состојбата на водозаситување. Сепак, неколку лабораториски експерименти биле изведени на динамички сеизмо - електрични конверзии, кои се фокусирале на лабораториски мерења во дупнатини. Неодамна, научниците потврдиле дека кога сеизмички бран помине низ интерфејс индуцира електромагнетно поле, со електрокинетичко потекло, мерејќи го поврзаното електрично поле.

Најголем дел од овие теренски и лабораториски проучувања се концентрирани на мерења на електричното поле, бидејќи бараат едноставна и ефтина опрема за мерење. На истражувањето на сеизмо - магнетните полиња се посветува помало внимание, главно, поради тоа што е потребна комплексна апаратура за мерење на ниските магнетни флукови. Како што е предложено од Pride & Haartsen, сеизмо - електричното поле  $E$  е поврзано со вкупното сеизмичко поле, додека сеизмо - магнетното поле  $B$  е поврзано со трансверзалните модови ( $S$  - бранови). До сега, ниту една студија не го потврдува теоретски

предвиденото сеизмо - магнетно поле: ниту неговото постоење, ниту неговата магнитуда. Во еден понов труд, Бордс и неговите соработници, објавиле дека сеизмо - магнетните спојувања биле мерливи при ниска магнетна бучава во животната средина и се во согласност со овие теоретски предвидувања. Во овј труд, сеизмичкото, сеизмо - електричното и сеизмо - магнетното поле се споредени, но овие прелиминарни резултати не се целосно интерпретирани и не се дадени сеизмо - магнетните амплитуди.

Понатаму, овој труд ја опишува во детали експерименталната апаратура и прикажува аргументи за да се дадат сеизмо - магнетните амплитуди. Овој експеримент е изведен во ултра - заштитна комора во Подземната Лабораторија за ниска бучава во Растрел (Франција) за мерење на сеизмо - електромагнетици од ко - сеизмички тип. Покажано е дека многу слабите резидуални вибрации можат да генерираат силни нарушувачки ко - сеизмички сигнали кои можат да бидат погрешно интерпретирани. Истакнато е дека уредите за мерења на сеизмо - магнетни спојувања треба да бидат дизајнирани многу внимателно и за експериментални мерења и за теренски истражувања.

Најголемата тешкотија која го блокира пристапот до сеизмо - магнетните амплитуди е поради магнетометрите кои се осетливи и на радијалната и на азимутната компонента на магнетното поле. Бидејќи оваа зависност силно се разликува поради компонентата ( $10 \text{ V/nT}$  за радијалната и  $10 \text{ mV/nT}$  за азимутната компонента), пристапот до реалните амплитуди може да биде тешка задача. Сепак, аналитичките развивања кои се прифатени во конфигурацијата на експериментот покажуваат дека радијалната компонента е занемарлива. Тоа овозможува да се направи пресметка за мерената амплитуда на сеизмо - магнетното поле околу  $0.035 \text{ nT}$  за  $1 \text{ m.s}^{-2}$  забрзување на сеизмичкиот извор.

### 6.1.1. Математички модел на Прајд (Pride)

Равенките кои го управуваат ширењето на споените сеизмички и електромагнетни бранови во порозна средина заситена со флуид биле развиени од Прајд (Pride, 1994). Во овј труд, авторт извел комплетен сет од девет макроскопски равенки, групирани во три поро-еластични равенки кои се поврзани од две транспортни релации (Pride, 1994):

$$J = \sigma(\omega)E + L(\omega)(-\nabla p + \omega^2 \rho_f u_s) \quad (6.1)$$

$$-i\omega w = L(\omega)E + \frac{k(\omega)}{\eta} (-\nabla p + \omega^2 \rho_f u_s) \quad (6.2)$$

Во равенката 6.1, макроскопската густина на електричната струја  $J$  е напишана како сума од просечните густини на кондуктивната стриминг струја. Слично, флуксот на флуидот  $w$  од равенката 6.2 е поделена во електрично и механички индуцирани придонеси. Овие електрични полиња и механички сили кои ги генерираат густината на струјата  $J$  и флуксот на флуидот  $w$ , соодветно, се  $E$  и  $(-\nabla p + i\omega^2 \rho_f u_s)$ , каде  $p$  е притисок на флуидот во порите,  $u_s$  е поместување на цврстиот дел, а  $E$  е електричното поле. Во горните равенки,  $\rho_f$  е густина на флуидот во порите,  $\eta$  е вискозноста на флуидот, а  $\omega$  е аголна фреквенција. Најважен параметар во равенките 6.1 и 6.2 е комплексниот и зависен од фреквенцијата, коефициент на електрокинетичко спарување  $L(\omega)$ , кој го опишува спарувањето помеѓу сеизмичките и електромагнетните полиња:

$$L(\omega) = L_0 \left[ 1 - i \frac{\omega}{\omega_c} \frac{m}{4} \left( 1 - 2 \frac{d}{\Lambda} \right)^2 \left( 1 - i^{3/2} d \sqrt{\frac{\omega \rho_f}{\eta}} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (6.3)$$

каде статичкото електрокинетичко спарување е дадено со:

$$L_0 = -\frac{\phi}{\alpha_\infty} \frac{\varepsilon_{rf} \zeta}{\eta} \left( 1 - 2 \frac{d}{\Lambda} \right) \quad (6.4)$$

каде:  $m$  и  $\Lambda$  се геометриски параметри на порите дадени во табела С,  $\phi$  е порозност,  $\alpha_\infty$  е извитканоста,  $d$  е Дебиева (Debye) должина и  $\epsilon_f$  диелектрична константа на флуидот. Критичната аголна фреквенција  $\omega_c$  дефинирана во теоријата на Биот ги раздвојува домените на вискозен и внатрешен ток. Неговата вредност зависи од пермеабилноста  $k_0$ :

$$\omega_c = \frac{\phi}{\alpha_\infty k_0} \frac{\eta}{\rho_f} \quad (6.5)$$

Останатите два коефициенти  $\sigma(\omega)$  и  $k(\omega)$  во равенките 1 и 2, соодветно, ги претставуваат електричниот кондуктивитет и динамичката пермеабилност на порозниот материјал. Највлијателен параметар на коефициентот на електрокинетичко спарување (рав. 6.3 и 6.4) е електричниот потенцијал на контактот карпа / флуид (наречен зета потенцијал), а тој самиот зависи од составот на флуидот,  $pH$  и факторот на формирање.

Во светлото на Прајдовата теорија, Garambois & Dietrich (2001) ги изразиле електричните и магнетните полиња  $E$  и  $H$  како функција од сеизмичкото поместување  $u$ . Во случај на ширење на рамнински бранови во хомогена средина на сеизмички фреквенции ( $\omega < \omega_c$ ), тие покажале:

$$E \simeq \frac{1}{\sigma_f} \frac{\epsilon_0 \rho_f \kappa_f \zeta}{\eta} \left( 1 - \frac{\rho}{\rho_f} \frac{C}{H} \right) \ddot{u} \quad (6.6)$$

за поместувања поврзани со лонгитудинални брзи (тип I) P - бранови, и

$$|H| \simeq \frac{\phi}{\alpha_\infty} \frac{\epsilon_0 \rho_f \kappa_f |\zeta|}{\eta} \sqrt{\frac{G}{\rho}} |\dot{u}| \quad (6.7)$$

за поместувања поврзани со трансверзални SH- и SV- бранови.

Се забележува дека сеизмо - магнетното поле е поврзано со трансверзалното ширење. Компонентата  $E$  од електричното поле која ги придружува компресионите бранови е приближно пропорционална со забрзувањето на зрната. Во изразите 6.6 и 6.7,  $\epsilon_0$  е диелектрична константа во вакуум, а  $\sigma_f$  претставува електричниот кондуктивитет на флуидот,  $G$  е модул на смолкнување,  $\phi$  е порозност и  $\rho$  е вкупната

густина. Извртеноста  $\alpha_{\infty}$ , претставува геометриски фактор зависен од порната структура и ориентацијата, а вообичаено се зема дека е еднаков на производот од порозноста и факторот на формирање. Дефинициите за модулите  $C$  и  $H$  се оние на Биот. Како и да е, граничните услови можат да произведат значајни ефекти на сеизмичкото ширење и треба да се земат во предвид при сеизмо - магнетна интерпретација.

Врз основа на спроведените експериментални истражувања во подземната лабораторија со слаба бучава Растрел, може да се заклучи дека сеизмо - електромагнетниот феномен во порозна средина произлегува од движењето на флуидот во порниот простор предизвикано од сеизмичките бранови, што ја нарушува рамнотежата на двојниот електричен слој. Сеизмичките пристигнувања снимани во примерокот покажуваат брзина од  $1200-1300 \text{ m.s}^{-1}$  и се поврзани со  $P$  - брановите и брановите на издолжување. Мерените сеизмо - магнетни пристигнувања покажуваат брзини од околу  $800 \text{ m.s}^{-1}$ , близу до пресметаната фазна брзина на  $S$  брановите. Затоа, покажано е дека сеизмо - магнетното поле е поврзано со трансверзалниот дел на ширење, како што е теоретски предвидено од Прајд (Pride, 1994), но никогаш до сега не се мерени. Комбинираниот експериментален и аналитички пристап води до заклучок дека мереното сеизмомагнетно поле, веројатно, е околу  $0.035 \text{ nT}$  за  $1 \text{ m.s}^{-2}$  забрзување на сеизмичкиот извор ( $0.1g$ ).

## **6.2. СЕИЗМОМАГНЕТНИ ПОЈАВИ ГЕНЕРИРАНИ ОД ЕЛАСТИЧНИ БРАНОВИ**

Сеизмичките бранови, кои се шират во земјината кора, доведуваат до појава на голем број електромагнетни ефекти. Една од таквите појави е поларизација на средината при ударен бран. Сепак, овој ефект има природа на праг и на голема оддалеченост од местото на експлозијата, кога амплитудата на бранот се намалува, почнуваат да доминираат други процеси, предизвикани од сеизмоелектрични појави или од нарушувања на терестричкото магнетно поле за време на движењето на кондуктивните слоеви на Земјата.



Изучувањето на варијациите на електромагнетното поле на Земјата, пренесени од еластичните бранови, даваат дополнителни информации за длабочината и енергијата на сеизмичкиот извор и параметрите на средината низ која се шират брановите. Оваа информација може да се користи при креирање на нови несеизмички методи за верификација на подземни нуклеарни експлозии и регистрација на земјотреси. Овој проблем е важен и за соодветна интерпретација на податоците (во опсег на ултра ниски или многу ниски фреквенции) од магнетосферските станици според знакот на потеклото на добиените сигнали (магнетосферски или литосферски).

### **6.2.1. Индуктивен сеизмомагнетен ефект**

Електромагнетните ефекти поврзани со брановите кои се шират во Земјата при експлозија, очигледно, за прв пат се забележани во работата на Иванов (1939; 1940). На оддалеченост до 120 метри од експлозијата во почвата (маса на експлозивно полнење околу 1,5 kg), доаѓа до појава на потенцијална разлика помеѓу потенцијалните (вземјените) електроди. Овој феномен бил наречен сеизмоелектричен ефект од втор ред, наспроти ефектот од прв ред, кој претставува промена на моменталната сила меѓу двете потенцијални електроди при минување на еластични бранови. Неговото објаснување (предложено во работата на Френкел, 1944), се базира на електрокинетичкиот ефект во течности кој ги исполнува капиларите и пукнатините во површинските слоеви на Земјата. Промената на електричните потенцијали во течноста и на сидовите на капиларите е поврзана со промената на капиларниот притисок при деформација на почвата во бранот. Доказ и мерни податоци за овој феномен се прикажани во поглавје 4.1. Сепак, квантитативната процена на овој ефект е отежната, поради неопределеноста на многу параметри: електрокинетичкиот потенцијал, специфичениот отпор на растворот, вискозност, порозност на средината итн.

Подоцна, вниманието на истражувачите било свртено кон ефектот на нарушување на терестричкото магнетно поле со сеизмички бранови. Оваа

појава е предизвикана од возбудувањето на струи во кондуктивните слоеви на Земјата, кои се движат во терестричкото магнетно поле. Исто така, се претпоставува можноста на возбудувањето од страна на сеизмичките бранови на магнетоелестичните бранови на границата на земјиното јадро. Појавата на поврзани магнетоелестични форми е предизвикана од фактот дека во близина на јадрото, магнетните и сеизмичките притисоци во бранот можат да имаат ист ред на магнитуда. Во последно време, најголем број на истражувања е посветен на сеизмомангнетните феномени во земјината кора, за кои е карактеристичен премногу мал магнетен притисок во споредба со еластичниот. Во овој случај акустичниот бран ја игра улогата на извор на пертурбација на терестричкото магнетно поле; меѓутоа, подоцна во овој случај, се покажа дека бранот нема никакво влијание. Возбудувањето од еластични бранови во кондуктивните слоеви на Земјата од струи и геомагнетни нарушувања, во геофизичките истражувања се нарекува индуктивен сеизмомангнетен ефект.

Во теоријата на магнетоелестични бранови во проводливи средини се истражуваат системи на равенки од електродинамика и механика на континуум. Овие студии покажале дека одредени магнетоеластични режими се појавуваат само во силни магнетни полиња, кога магнетни и еластичен притисоци имаат идентичен ред на магнитуда. Во слаби полиња, тип на терестричко магнетно поле, магнетниот притисок најчесто е многу понизок отколку еластичниот. Последователно, еластичните бранови може да се сметаат како независни извори на електромагнетни нарушувања. Оваа апроксимација овозможува поефикасно да се решаваат равенки. Карактеристичните фреквенции на набљудуваните земјотресни магнетни сигнали обично се 0,1 - 1 Hz или пониски, т.е. од редот на сеизмички фреквенции. Во еден случај, по силниот земјотрес во Чиле 1960 година се откриени флукуации на терестричкото магнетното поле на фреквенции на тороидални вибрации на Земјата.

Со индустриска експлозија во Хорезмскиот регион на оддалеченост од 1,5 до 5,5 km, истовремено настанале сеизмички и електромагнетни вибрации со генерално времетраење од 7 - 11 s. Амплитудата на варијации во

тензијата на електричното поле на Земјата е  $1 - 10 \text{ V/m}$ . Исто така, откриена е корелација на електричните и акустичните параметри во фреквенцијата. Аналогни ефекти биле забележани со ширење на бранот цунами во океанот. Магнетни сигнали од сеизмичка природа, се откриени во подземни нуклеарни експлозии (Sweeney, 1989). Сигнали со амплитуда која надминува стотици  $\mu\text{T}$  и десетици  $\text{mV/m}$  се појавуваат на магнетни контролери, поставени на растојанија од 5 и 10 km од точката на експлозија. На првата станица, сигналот се појавува 1,5 s по експлозијата, а на вториот после 3 s. Во делата на повеќе автори се зборува за набљудувањето на геомагнетни варијации, пренесени со сеизмички бранови на растојанија од илјадници километри од местото на земјотресот. Овие податоци ја покажуваат можноста за идентификација на земјотреси и подземни нуклеарни експлозии на големи растојанија со помош на несеизмички методи.

### 6.2.2. Математички модел

За теоретска анализа на индуктивен сеизмоманетен ефект, се испитува еластична проводлива средина со константна специфична проводливост  $\sigma$ , која се наоѓа во надворешното униформно магнетно поле со индукција  $B_0$ . Во средината се шири еластичен или слаб ударен бран, што предизвикува мали магнетни нарушувања  $\delta B = B$ , со  $B \ll B_0$ .

Претпоставувајќи дека еластичниот притисок на средината е многу поголем од магнетниот притисок, последниот го запоставуваме. Значи, магнетното поле нема влијание врз еластичниот бран, што е опишано со независни равеки. Во тој случај, полето на брзината зад фронтот на еластичниот бран  $v = v(r, t)$  е функција од координати  $r$  и времето  $t$  и овозможува решавање на проблемот за одредување на електромагнетното поле, кое е нарушено од движење во проводна средина. Имајќи во предвид дека брзините на еластичните бранови се мали во споредба со брзините на светлината, дадени се равенките за електромагнетно поле во квази-стационарна апроксимација:

$$\frac{\partial B}{\partial t} = D\Delta B + \nabla \times (v \times B_0), \quad D = \frac{1}{\mu_0 \sigma} \quad (6.8)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (6.9)$$

каде:  $D$  е коефициент на дифузија (магнетен вискозитет) на магнетните нарушувања. Оваа апроксимација се користи:  $v \times (B_0 + B) \approx v \times B_0$ .

Тензијата на електричното поле  $E$  и густината на полнежите  $\rho$  може да се најде од односите

$$E = D(\nabla \times B) - v \times B_0, \quad \rho = \varepsilon_0 \nabla \cdot (\varepsilon E) \quad (6.10)$$

каде:  $\varepsilon$  - диелектрична константа на супстанцијата. Ако равенките (6.8) - (6.10) се применуваат за Земјата, тогаш  $\sigma$  и  $\varepsilon$  се проводливост и диелектрична константа на земјината кора,  $B_0$  е интензитет на терестричкиот магнетизам на површината на Земјата.

Ако се запостави проводливоста на воздухот, за атмосферата се добива

$$\Delta B = 0 \quad (6.11)$$

$$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial t} \quad (6.12)$$

Најпрво се анализираат специфичните особини на сеизмоиндуктивните појави со помош на квалитативни методи на одредување. Типични извори на сеизмички бранови се подземните експлозии или земјотресите. Затоа, со  $R$  се означува радиусот на епицентарот на земјотресот или радиусот на отворот од експлозијата. Се претпоставува дека формата на сеизмичкиот бран е скоро сферна и нејзиниот радиус се зголемува со времето  $t$  според законот:  $R_l \approx R + C_l t$ , каде  $C_l$  е брзина на лонгитудиналниот бран.

По моментот на експлозија или земјотрес, фронтот на геомагнетните нарушувања, почетно се дистрибуира во мод на дифузија. Како што ќе се види од понатамошните пресметки, брзината на ширење на геомагнетните нарушувања во почетната фаза на процесот е поголема од брзината на сеизмичките бранови. Затоа, геомагнетните нарушувања се појавуваат пред бранот и пробиваат во регионот каде средината сеуште е во

мирување. Во овој регион,  $v = 0$ , па според тоа, членот  $\nabla \times (v \times B_0)$  во равенката (6.8) може да се изостави. Проценувајќи ги останатите членови во равенката (6.8) по ред на големина, се добива  $\delta B / t \sim D\delta B / r_d^2$ , каде што  $r_d$  е карактеристична големина на регионот, покриен со процеси на дифузија. Оттука се добива познатиот закон:  $r_d \sim (Dt)^{1/2}$ . Со поточни пресметки се добива равенството:

$$r_d \sim R + 2\sqrt{Dt} \quad (6.13)$$

Како што покажува една одредена анализа, за растојанија  $r \gg r_d$ , магнетното нарушување се претставува со експоненцијалниот закон пропорционално со  $\exp[-(r - R)^2 / (4Dt)]$ . Брзината на движење на дифузниот фронт  $dr_d / dt \sim (D/t)^{1/2}$  се намалува со текот на времето. Затоа, во одредено време  $t^*$  на растојание  $\lambda$ , сеизмичкиот бран го превзема дифузниот фронт. Овие вредности може да се добијат со израмнување на  $r_d$  со радиусот  $R$  на еластични бранови:

$$t^* \sim D/C_l^2, \quad \lambda \sim D/C_l \quad (6.14)$$

Кога  $t > t^*$  и  $r > \lambda$ , сеизмичкиот бран го надминува дифузниот фронт и продолжува напред. Од оваа точка понатаму, предоминатен станува друг - акустичен - режим на ширење на геомагнетни нарушувања. Во овој момент геомагнетните нарушувања, во суштина, се локализирани во близина на фронтот на сеизмичките бранови и се шират, заедно со бранот, со сеизмичка брзина. Пред бранот се формира регион на магнетни предвесници со значителни димензии (6.14), кои се шират заедно со бранот. Близу фронтот на бранот, каде брзината на движење е средна или максимална, се индуцираат струи и електромагнетни полиња. За пресметување на амплитудата на нарушувањата се зема во предвид равенката (6.8). Се воведува карактеристична величина (магнитуда) која ја одредува должината  $L$  на бранот и неговото времетраење  $T$ . Ако бранот е квази - хармоничен, тогаш како параметри ќе се земат неговата бранова должина и неговиот период. Се разгледува случај кога  $\partial B / \partial t \gg D\Delta B$ , што се појавува ако

$$L \gg D/C_l, \quad T \gg D/C_l^2 \quad (6.15)$$

Во близина на брановиот фронт, изразот  $\nabla \times (v \times B_0)$ , кој игра улога на извор на нарушување, не може да се изостави. Затоа, од равенката (6.8) следува

$$\frac{\delta B}{T} \sim \frac{v}{L} B_0$$

Користејќи ја оваа релација и равенката (6.12) се добива

$$\delta B \sim \frac{v}{C_l} B_0 \quad (6.16)$$

$$E \sim C_l \delta B \sim v B_0 \quad (6.17)$$

Податоците од овие релации покажуваат дека магнетното поле е практично замрзнато во проводните слоеви на Земјата. Во овој случај, дебелината на површинскиот слој  $\delta_s \approx (\mu_0 \sigma \omega)^{-1/2}$ , што одговара на ефективната фреквенција на бранот  $\omega \sim T^{-1}$ , ја задоволува равенката  $\delta_s^2 \ll L^2$ .

Во случај на обратно неравенство, т.е. во граници:

$$L \ll D/C_l, \quad T \ll D/C_l^2 \quad (6.18)$$

се добива следната релација:

$$D \frac{\delta B}{L^2} \sim \frac{v}{L} B_0$$

Користејќи ја оваа пресметка и равенката (6.12), се добива:

$$\delta B \sim \frac{v L B_0}{D} \sim v L \mu_0 \sigma B_0 \ll \frac{v}{C_l} B_0 \quad (6.19)$$

$$E \sim \mu_0 \sigma v C_l B_0 \ll v B_0 \quad (6.20)$$

Дадени се некои нумерички пресметки. Проводливоста на горните слоеви на Земјата обично е  $\sigma \approx 10^{-2} - 10^{-3} \text{ S/m}$ , брзината на лонгитудиналните бранови во земјината кора е  $C_l \approx 5 \text{ km/s}$ . Ако се земе дека  $\sigma \approx 10^{-2} \text{ S/m}$  и овие параметри се заменат во равенката 6.14, се добива дека акустичниот режим на ширење на геомагнетните нарушувања се реализира за време  $t \gg 3 \text{ s}$  на растојанија  $r \gg 16 \text{ km}$ . Условите во равенката (6.15) се задоволени кога  $L \gg 16 \text{ km}$  и  $T \gg 3 \text{ s}$ .

Се претпоставува дека брзината на сеизмичките бранови во средината е  $v = 2 \text{ cm/s}$ , а индукцијата на геомагнетното поле е  $B_0 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ T}$ . Тогаш од равенките 6.16 и 6.17 следува дека  $E \approx 1 \text{ mV/m}$ ,  $\delta B \approx 0,2 \text{ nT}$ . Но, ако е исполнет условот од равенката 6.18, тогаш за  $L = 3 \text{ km}$ , според равенките 6.19 и 6.20 се добива  $E \approx 0,1 \text{ mV/m}$ ,  $\delta B \approx 0,04 \text{ nT}$ . Ова покажува дека најголем ефект даваат долгите сеизмички бранови, за кои е исполнет условот „замрзнување“ на магнетното поле (6.18).

Горните равеки се добиени за фиксна референтна рамка  $K$ . Во лабораториски услови, за референтна рамка  $K'$ , движењето низ средината со брзина  $v$  се добива по формулата на Landau & Lifshitz (1982),  $v \ll c$ .

$$E' = E + v \times (B_0 + B) \quad (6.21)$$

каде  $E'$  е интензитет на електрично поле во системот  $K'$ . Последователно, во равенките 6.17 и 6.20 се додаваат параметри од редот  $vB_0$ . Значи, во лабораториска референтна рамка, наместо равенката 6.20, треба да се користи равенката 6.17, односно пресметката 6.17 за електрично поле е валидна во двата гранични случаи (6.15 и 6.18).

Равенките 6.16 и 6.19 за магнетното поле остануваат непроменети. Нивната форма е иста во  $K$  и  $K'$  референтна рамка.

Некои истражувачи ги мереле хоризонталните компоненти  $E_x$ ,  $E_y$  на нарушувањата на електричното поле на Земјата на растојанија 1,5 - 5,5 km од местото на една индустриска експлозија. Резултатите од мерењата биле 1 - 5 mV /m, што ја надминува теоретската пресметка 6.17 за два реда на магнитуда. Ако се искористи равенката 6.20 за лабораториска

референтна рамка, тогаш за  $v = 1 \text{ cm /s}$ , се добива  $E \cong 0,5 - 8 \text{ mV/m}$ , т.е. несовпаѓањето со теоријата останува.

Истражувачите забележале дека амплитудата на  $E_x$  практично не се намалува, додека на  $E_y$  се зголемува дури и со растојанието. Овој факт индиректно го покажува влијанието на мерните инструменти врз мерните резултати.

Се забележува дека резултатите од експериментот може да имаат влијание на ефектот на микрофонија (вибрации на транзистори, феритни јадра, промена во ефективни капацитет и индуктивност на електрични кола, опрема за снимање, итн.) Овој ефект (микрофонија - феномен кога одредени компоненти во електричните уреди ги трансформираат механичките вибрации во непожелни електрични сигнали - бучава) е особено значаен во случај на цврсто прикачени сензори на површината на Земјата, како бетонирање на карпа. Исто така, во голем број на други експерименти, е можно преовладување на ефектите од локален карактер, на пример, сеизмоелектричен ефект од втор вид во влажна површина.

Прашањето за квантитативен договор помеѓу теоријата и експериментот за сеизмоиндуктивниот ефект останува отворено, поради недостатокот од мерни техники. Од тука, овој проблем бара понатамошно истражување.

### **6.2.3. Индуктивни сеизмомагнетски појави, предизвикани од лонгитудинални бранови**

Во овој дел е дадена теоријата за индуктивниот сеизмомагнетен ефект кој се шири во хомогема средина. Специфичните особини на овој феномен, поврзани со ширењето на трансверзални бранови се разработени од Guglielmi, 1992.



## Лонгитудинални сферно - симетрични бранови во хомогена средина

Се зема за пример сферно - симетричен лонгитудинален бран од центарот во бескрајна хомогена проводлива средина, која почетно се наоѓа во магнетно поле со униформна сила  $B_0$ . Се користи сферен координатен систем  $r, \theta, \varphi$  со поларна оска насочена по должината на векторот  $B_0$ . Почетокот на координатите е поставен во центарот на симетријата на сеизмичкиот извор. Брзината на бранот  $v = v(r, t)e_r$  во средината е позната функција. Векторот  $B_0$  и магнетните нарушувања  $\delta B \equiv B$  се разложуваат на единечни вектори во сферен координатен систем

$$B_0 = B_0 (\cos\theta e_r - \sin\theta e_\theta); \quad B = B_1(r, t)\cos\theta e_r - B_2(r, t)\sin\theta e_\theta \quad (6.22)$$

каде  $B_1$  и  $B_2$  се непознати функции. Со замена на равенката (6.22) во (6.8) и (6.9), се добива

$$\frac{\partial B_1}{\partial t} = D \left[ B_1'' + \frac{2B_1'}{r} - \frac{4(B_1 - B_2)}{r^2} \right] - \frac{2B_0 v}{r} \quad (6.23)$$

$$\frac{\partial B_2}{\partial t} = D \left[ B_2'' + \frac{2B_2'}{r} + \frac{2(B_1 - B_2)}{r^2} \right] - B_0 \left( \frac{\partial v}{\partial r} + \frac{v}{r} \right) \quad (6.24)$$

$$B_1' + 2(B_1 - B_2) / r = 0 \quad (6.25)$$

каде знакот ' (прима) означува диференцирање по  $r$ .

Во почетно време  $t = 0$  во средината има хомогено магнетно поле  $B_0$ . Па, почетните и граничните услови на имаат форма:  $B_1(r, 0) = B_2(r, 0) = 0$ ;  $B_1$  и  $B_2 \rightarrow 0$  при  $r \rightarrow \infty$ . Исто така, потребно е ограничување на функциите  $B_1$  и  $B_2$  при  $r \rightarrow 0$ .

За олеснување, се воведуваат бездимензионални функции  $u = (B_1 - B_2) / B_0$  и  $w_2 = (B_1 + 2B_2) / B_0$ . Потоа, со додавање и одземање на (6.23), (6.24) и трансформирање на (6.25), се добива систем на равенки:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = D \left( u'' + \frac{2u'}{r} - \frac{6u}{r^2} \right) + \frac{\partial v}{\partial r} - \frac{v}{r} \quad (6.26)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = D \left( w_2'' + \frac{2w_2'}{r} \right) - 2 \left( \frac{\partial v}{\partial r} + 2 \frac{v}{r} \right) \quad (6.27)$$

$$2u' + w_2' + 6u/r = 0 \quad (6.28)$$

Со интегрирање на равенката (6.28) по  $r$  се добива:

$$u(r, t) = -\frac{1}{2r^3} \int_0^r r'^3 \frac{\partial}{\partial r'} w_2(r', t) dr' \quad (6.29)$$

Ако се знае решението на  $w_2$  од равенката (6.27), а потоа се замени во (6.29), ќе се добие решението за  $u$ . Се покажува дека оваа функција  $u$ , исто така, ја задоволува равенката (6.26). Диференцирајќи ја равенката (6.29) по  $t$  и заменувајќи го  $\partial w_2 / \partial t$  од (6.27), се добива:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{2r^3} \int_0^r r'^3 \frac{\partial}{\partial r'} \left[ D \left( \frac{\partial^2 w_2}{\partial r'^2} + \frac{2}{r'} \frac{\partial w_2}{\partial r'} \right) - 2 \left( \frac{\partial v}{\partial r'} + 2 \frac{v}{r'} \right) \right] dr' \quad (6.30)$$

Интегрирањето на равенката (6.30) парцијално и земајќи во предвид дека  $v$  и  $\partial v / \partial r$  е нула кога  $R = 0$ , се доаѓа до равенката (6.26).

Така, со решавање на равенката (6.27) и користејќи ја (6.29), може да се пресметаат компонентите на магнетното поле. Решавањето на равенката (6.27) со гранични и почетни услови еднакви на нула и користејќи ја равенката (6.10), се добива општото решение на проблемот во форма

$$\begin{aligned} B_r &= B_0 w_1(r, t) \cos \theta; & B_\theta &= B_0 (w_1(r, t) - w_2(r, t)) \sin \theta / 2; \\ E_\varphi &= B_0 \left( v(r, t) - \frac{D}{2} \frac{\partial w_2(r, t)}{\partial t} \right) \sin \theta \end{aligned} \quad (6.31)$$

каде се користат следните симболи:

$$w_2 = \frac{2}{r\sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{dt'}{\alpha} \int_0^\infty \left[ \exp\left(-\frac{(r-r')^2}{\alpha^2}\right) - \exp\left(-\frac{(r+r')^2}{\alpha^2}\right) \right] r' g(r', t') dr'$$

$$w_1 = \frac{1}{r^3} \int_0^r r'^2 w_2(r', t) dr'; \quad \alpha = 2\sqrt{D(t-t')}; \quad g = -\left(\frac{\partial v}{\partial r} + 2\frac{v}{r}\right)$$

При подземни експлозии, се појавуваат еластични бранови со оштетување на брановиот фронт, што може да се земе како ефикасен извор на лонгитудиналните бранови. Кога има земјотреси, изворот на зрачење на бранови е во длабочини од десетици километри, а неговата големина се одредува од карактеристичниот размер на изворот на земјотресот. Се претпоставува дека еластичните движење во средината се појавуваат во сферна површина со радиус  $R$  и потоа се шири со брзина на лонгитудинален бран  $C_l$ . Брзината на радијалното движење во средината  $R < r < R_l = R + C_l t$  може да се изрази во смисла на намалување на потенцијалните еластична преместувања  $f(\xi)$ , на следниов начин:

$$v = C_l \frac{R}{r} \left( \ddot{f} + \frac{R}{r} \dot{f} \right); \quad \xi = \frac{C_l t - r}{R} + 1 \quad (6.32)$$

каде точките означуваат диференцирање по  $\xi$ .

Функцијата  $f$  е одредена експериментално или теоретски од граничните услови на еластичната површина на изворот и фронтот на лонгитудиналниот бран. Распределбата на брзината во областа  $r < R$  се определува од процесот на деструкција и појавата на нееластични деформации во карпите. За да се поедностави анализата, се занемарува движењето на средината во оваа зона, претпоставувајќи дека  $v = 0$ . Од понатамошните пресметки ќе се покаже дека оваа апроксимација е оправдана кога се претпоставува дека има нарушувања во близина на фронтот на еластичните бранови.

Заменувајќи ја равенката (6.32) во (6.31) и менување на редот на интеграција, се добива:

$$w_2 = \frac{C_1 R}{r \sqrt{\pi D}} \int_0^{C_1 t / R} \ddot{f}(\xi) d\xi \int_{R\xi/C_1}^t \left[ \exp\left(-\frac{(r+R(\xi-1)-C_1 t')^2}{4D(t-t')}\right) - \exp\left(-\frac{(r-R(\xi-1)-C_1 t')^2}{4D(t-t')}\right) \right] \frac{dt'}{\sqrt{t-t'}} \quad (6.33)$$

Внатрешниот интеграл во равенка (6.33) со супституција  $t - t' = y^2$ , каде што  $y$  е нова променлива, се сведува на табличен облик (Prudnikov et al, 1981). Како резултат на тоа, се добива:

$$w_2 = \frac{1}{x} \int_0^\theta [g_{\pm} + \gamma_{\pm} + \gamma_{\pm} - 2(1 - \exp(-\xi_0/\beta))] \eta(\xi_0) \ddot{f}(\xi) d\xi \quad (6.34)$$

каде се користат следните симболи:

$$g_{\pm} = \operatorname{erf} \frac{x+1}{2a} \pm \operatorname{erf} \frac{x-1}{2a}; \quad \gamma_{\pm} = \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{\theta - \xi}{\beta}} + \frac{1 \pm x}{2a} \right); \quad (6.35)$$

$$\xi_0 = x - \theta + \xi - 1; \quad a = \sqrt{\beta(\theta - \xi)}$$

$\eta$  - единица функција;  $\operatorname{erf}(y)$  - интеграл на веројатност;  $\operatorname{erfc}(y) = 1 - \operatorname{erf}(y)$ . Исто така се воведува бездимензионално: време  $\theta = C_1 t / R$ , растојание  $x = r / R$  и бездимензионален параметар  $\beta = D / (RC_1) = \lambda / R$ .

Теоретски, формата на функцијата на изворот  $f(\xi)$  на акустични бранови се определува со решавање на брановата равенката за еластична средина со соодветни гранични услови со радиус  $R$  и во бесконечност. Во работата на Surkov (1989) се зема случај кога радиусот  $R$  е поставен со притисокот во форма на правоаголен импулс:  $P(t) = P_* \eta(t - t_0)$ , каде што  $P_*$  - амплитуда и  $t_0$  - времетраење на оптоварувањето. Решение на соодветниот проблем од теорија на еластичност е дадено

$$\ddot{f}(\xi) = (P_*/K) [\delta(\xi) - \delta(\xi - \theta)]$$

каде:  $\Theta_0 = Ct / R$ ,  $K$  - вкупен модул на материјата,  $\delta$  - ја означува делта функцијата на Дирак. Интегралот (6.34) е пресметан елементарно, а изразот за  $w_1$  во (6.31), по интегрирањето добива форма:

$$w_1 = \Psi_0(\Theta) - \Psi(\Theta - \Theta_0)\eta(\Theta - \Theta_0) \quad (6.36)$$

каде се користат следните симболи:

$$\begin{aligned} \Psi_0 = & \frac{P}{Kx^3} \left( \left[ \frac{x^2 - 1}{2} - \beta(\Theta + \beta + 1) \right] \left[ \operatorname{erf} \frac{x-1}{a_0} + \operatorname{erf} \frac{x+1}{a_0} \right] \right. \\ & + \beta \left[ (x + \beta) \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{\Theta}{\beta}} - \frac{x-1}{a_0} \right) \exp \frac{\Theta + 1 - x}{\beta} \right. \\ & \left. \left. + (x - \beta) \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{\Theta}{\beta}} + \frac{x+1}{a_0} \right) \exp \frac{\Theta + 1 + x}{\beta} \right] \right. \\ & + \sqrt{\frac{\beta\Theta}{\pi}} \left[ (x - 1 - 2\beta) \exp \left\{ -\frac{(x+1)^2}{a_0^2} \right\} + (x + 1 + 2\beta) \right. \\ & \left. \times \exp \left\{ -\frac{(x-1)^2}{a_0^2} \right\} \right] \\ & + \eta(x - \Theta - 1) \left\{ (\Theta + 1)^2 - x^2 \right. \\ & \left. \left. + 2\beta \left[ \Theta + 1 + \beta - (x + \beta) \exp \frac{\Theta + 1 - x}{\beta} \right] \right\} \right) \end{aligned}$$

$$a_0 = 2\sqrt{\beta\Theta}$$

Асимптотските изрази (6.34), (6.35) и (6.36) зависат од односите помеѓу параметрите  $x$ ,  $\Theta$  и  $\beta$ . Ако  $\Theta \gg \beta$ , тогаш аргументите за интеграл на веројатност зависат главно од параметрите  $(x \pm 1) / (2[Dt]^{1/2})$ . Ова е случај кога  $t < t^*$ . На мали растојанија од изворот на акустични бранови, кога односот  $|x \pm 1| \ll 2(\beta\Theta)^{1/2}$ , важи:

$$|r \pm R| \ll 2\sqrt{Dt} \quad (6.37)$$

Формулите се поедноставени во форма:

$$w_2 = w_0(\theta) - w_0(\theta - \theta_0)\eta(\theta - \theta_0)$$

$$w_0 = \frac{2P_*}{\beta K} \left[ 1 - \frac{2\theta + 1}{\sqrt{\pi\beta\theta}} + \eta(\theta - x - 1) \frac{\theta - x - 1}{x} \right] \quad (6.38)$$

$$\Psi_0 = -\frac{P_*}{Kx^2} \left[ 4 \sqrt{\frac{\beta}{\pi\theta}} + \eta(\theta - x - 1) \frac{(\theta - x - 1)^2 (\theta + 1 + 2x)}{3\beta x} \right]$$

Од равенката (6.37) се гледа дека равенката (6.38) може да се користи на мали растојанија,  $r < r_*$  и во кратко време  $t < t_*$ , односно кога фронтот на дифузија е пред еластичните бранови. Условите содржани во единица функција "се вклучени" во моментот на доаѓање на дадена точка  $x$  од еластичниот бран.

Ако  $\theta \ll \beta$  и  $x \gg 2(Dt)^{1/2}$ , тогаш аргументите на експоненцијалите и интегралите на веројатност во (6.36) се големи во споредба со единица. Затоа, во опсег на растојанија  $2(Dt)^{1/2} + R \ll r \ll 2D/C_1$  има остро експоненцијално намалување на полето. Оваа особина на ширење на нарушувањата е карактеристика на дифузниот процес.

Кога  $x \cong \theta \cong \beta$ , што значи дека еластичниот бран го превзема дифузниот фронт, аргументите на сите функции во (6.36) се блиску до единица. Во иднина, при долги времиња, максималните магнетни нарушувања, како што пресметките покажуваат, се наоѓаат близу до фронтот на еластичните бранови. Во граници кога  $x - 1 \sim \theta \gg 2(\beta\theta)^{1/2}$  или кога  $r - R \sim Ct \gg 2(Dt)^{1/2}$  тогаш:

$$\Psi_0 = \frac{P_*}{Kx^3} (x^2 - 1 - 2\beta(\theta + \beta + 1)), \quad w_0 = \frac{2P_*}{Kx}; \quad (x \leq \theta + 1)$$

$$\Psi_0 = \frac{P_*}{Kx^3} \left[ \theta^2 + 2\theta - 2\beta(x + \beta) \exp \frac{\theta + 1 - x}{\beta} \right], \quad (x > \theta + 1) \quad (6.39)$$

$$w_0 = \frac{2P_*}{Kx} \exp \frac{\Theta + 1 - x}{\beta}$$

Користејќи ги равенките (6.31) и (6.39) се добиваат радијалната  $B_r$  и тангенцијалната  $B_\theta$  компонента на магнетните нарушувања. Во областа на звучниот имимимпулс:  $\Theta - \Theta_0 + 1 \leq x \leq \Theta + 1$ , решението може да се запише како:

$$B_r = \frac{B_0 P_* \cos \theta}{K x^3} [x^2 - 1 - 2\beta(\Theta + \beta + 1) - (\Theta - \Theta_0)^2 - 2(\Theta - \Theta_0) + 2\beta(x + \beta) \exp \left( \frac{\Theta - \Theta_0 + 1 - x}{\beta} \right)]$$

$$B_\theta = - \frac{B_0 P_* \sin \theta}{2Kx} \left[ 1 - 2 \left( 1 + \frac{\beta(x + \beta)}{x^2} \right) \exp \left( \frac{\Theta - \Theta_0 + 1 - x}{\beta} \right) + \frac{1 + 2\beta(\Theta + \beta + 1) + (\Theta - \Theta_0)^2 + 2(\Theta - \Theta_0)}{x^2} \right] \quad (6.40)$$

На задниот фронт на акустичниот бран при  $x = \Theta - \Theta_0 + 1$ , магнетните нарушувања (6.40) во димензионални променливи изгледа:

$$B_\theta = - \frac{B_0 P_* R D t_0 \sin \theta}{K r^3}; \quad B_r = 2ctg\theta B_\theta; \quad r = R + C_l(t - t_0) \quad (6.41)$$

На предниот фронт, при  $x = \Theta + 1$  има

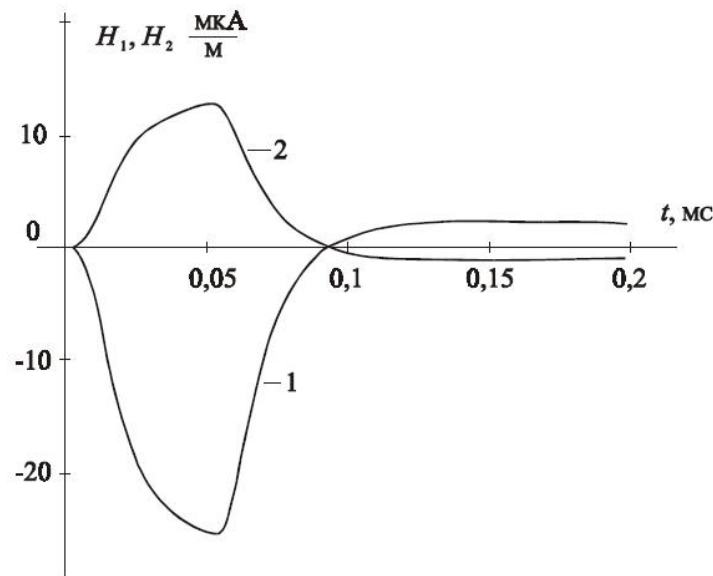
$$B_r = \frac{B_0 P_* R \cos \theta}{K r^3} \left[ C_l t_0 (2r - C_l t_0) - \frac{2D}{C_l} \left( r + \frac{D}{C_l} \right) \left( 1 - \exp \left( - \frac{C_l^2 t_0}{D} \right) \right) \right]$$

$$B_\theta = \frac{B_0 P_* R \sin \theta}{2Kr} \left[ 2 + \frac{(r C_l + D)}{D C_l^2 r^2} \left( 1 - \exp \left( - \frac{C_l^2 t_0}{D} \right) \right) - \frac{C_l t_0 (2r - C_l t_0)}{r^2} \right] \quad (6.42)$$

Од равенката (6.42) следува дека магнетните нарушувања локализирани во близина на фронтот на еластичниот бран се намалува со оддалеченоста пропорционално со  $r^{-1}$ . На задниот фронт на еластичниот бран, магнетно поле (6.41) се намалува значително побрзо, пропорционално со  $r^{-3}$ .

Равенката (6.39), исто така, покажува дека еластичниот бран постои како магнетен предвесник.

За да се илустрираат моделите добиени на сл. 6.2 и 6.3, потребни се пресметки на магнетните сигнали за случај на извор на акустични бранови од мал размер со следните параметри:  $R = 5 \text{ cm}$ ,  $t_0 = 50 \text{ s}$ ,  $C_l = 5 \text{ km/s}$ ,  $P_v/K = 5 \cdot 10^{-3}$ ,  $\sigma = 10^2 \text{ S/m}$ . За пресметка на избраните растојанија  $R = 100 \text{ m}$  (сл. 6.2) и  $700 \text{ m}$ , броевите 1 и 2 ги означуваат величините  $H_1 = B_1/\mu_0$  и  $H_2 = B_0/\mu_0$ , соодветно.

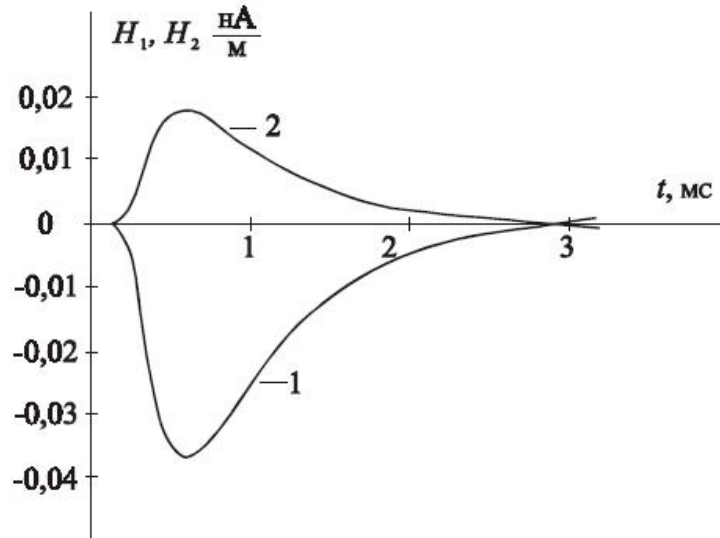


Сл. 6.2. Геомагнетни нарушувања на растојание од 100 метри од акустичен извор на лонгитудинални бранови со радиус од 5 cm, лоцирана во проводлива средина (Surkov, 1992)

Fig. 6.2. Geomagnetic disturbances at a distance of 100 m from acoustic source of longitudinal waves with radius of 5 cm, located in conductive medium

Како што може да се види од сликите, со зголемување на растојанието од 7 пати, амплитудата на сигналот се намалува за 6 реда на магнитуда, а ширината на импулсот се зголемува за 30 пати. Ваквата природа на зависноста се должи на фактот што во овој случај доминира дифузен режим на ширење на магнетните нарушувања ( $r < \lambda$ ), со кој се јавува силна дисперзија и слабеење на сигналите.





Сл. 6.3. Геомагнетни нарушувања на растојание од 700 метри од акустичен извор на лонгитудинални бранови со радиус од 5 см, лоцирана во проводлива средина (Surkov, 1992)

Fig. 6.3. Geomagnetic disturbances at a distance of 700 m from acoustic source of longitudinal waves with radius of 5 cm, located in conductive medium

#### 6.2.4. Лонгитудинални бранови во проводлив полу-простор

Магнетните станици и уредите кои ги регистрираат варијациите на геомагнетното поле, обично се поставуваат на површината на Земјата. Проводливоста на атмосферата во близина на Земјата е околу  $10^{-13}$  S/m, односно за многу магнитуди пониска од проводливоста на горните слоеви на Земјата. Затоа е важно да се земе во предвид нејзиното влијание. За случај на вертикално магнетно поле, овој проблем е решен во работата на Surkov (1989), каде што е истражуван лонгитудинален бран кој се шири од сферен подземен извор. Во оваа студија, се истражувани геомагнетни нарушувања генерирани од главниот сеизмички бран. Брановото поле рефлектирано од слободната површина не е земено во предвид.

Како и во случај на хомогена средина, решението на овој проблем покажува постоење на два режима на ширење на геомагнетните нарушувања: дифузија на кратки растојанија и акустични на далечни. Кога растојанието од изворот ја надминува типичната оддалеченост, определен придонес во геомагнетните нарушувања ќе има електромагнетен

латерален (страничен) бран кој се шири во атмосферата по површината на Земјата. Меѓутоа, во опсег на VLF (Very low frequencies - многу ниски фреквенции), оваа појава не може да се земе во предвид, запоставувајќи ги струите на поместување во атмосферата.

Еве еден пример на нумерички пресметки на геомагнетни нарушувања иницирани од подземна експлозија. Полето на брзините е дадено со релацијата (6.32). Ефективниот извор на сеизмички бранови при подземни експлозии е ограничен од големината на фрактурната зона. На границата на фрактурната зона со околината, радијалната компонента  $\sigma_{rr}$  на тензорот на механичкиот притисок на средината е даден во форма:

$$\sigma_{rr} = -(P_0 + (P^* - P_0) \exp(-t/\tau_b))$$

Овде,  $P^*$  е амплитуда на еластичниот притисок (ред на големина на границата на деструкција на карпите),  $P_0$  е константа приближно еднаква на литостстичкиот притисок на длабочина на експлозијата,  $\tau_b$  - карактеристично време на развивање на експлозијата.

Решението на соодветните проблеми од теоријата на еластичност, во услови како кај фронталниот бран:  $f(0) = 0$ ,  $df/dt(0) = 0$ , овозможува да се најде изразот за потенцијалот на еластично поместување:

$$f(\xi) = a + b \exp(-\chi\xi) - ((a + a_0) \cos(\xi\delta) + \{2\gamma(a + a_0) - \xi a_0\} \delta^{-1} \sin(\xi\delta)) \exp(-2\gamma\xi)$$

$$\delta = 2\sqrt{\gamma(1-\gamma)}; \quad a = \frac{P_0}{4\gamma\rho C_t^2}; \quad a_0 = \frac{P - P_0}{\rho C_t^2(\chi^2 - 4\gamma\chi + 4\gamma)}; \quad (6.43)$$

$$\gamma = \frac{C_t^2}{C_l^2}; \quad \chi = \frac{R}{C_l\tau_b}$$

каде:  $\rho$  е густина на средината,  $C_t$  е брзината на трансверзалните еластични бранови.

Вертикалната компонента на геомагнетните нарушувања за функцијата (6.43) има форма:

$$B_z = \frac{B_0 r}{\rho} \left\{ \chi^2 a_0 \left[ \sqrt{\frac{\chi}{\chi + C_l R / D}} - 1 \right] \exp(-\gamma \xi) + \operatorname{Re} \left[ \frac{(\delta - 2i\gamma)}{\exp\{\xi(2\gamma + i\delta)\}} \right] \right. \\ \left. \times \left( \sqrt{\frac{\delta - 2i\gamma}{\delta - i(2\gamma + C_l R / D)}} - 1 \right) (2\gamma[2(a + a_0) - \chi a_0] \delta^{-1} - i\chi a_0) \right\} \quad (6.44)$$

каде:  $i$  - имагинарна единица, со поларен радиус  $\rho$  многу поголем од длабочината на експлозија. Изразот (6.44) е коректен за акустична фаза на ширење на геомагнетните нарушувања ( $r \gg \lambda$ ). Тоа може да се поедностави, ако  $C_l R / D \gg \chi, 2\gamma$ .

$$B_z = -B_0 R f(\xi) / \rho \quad (6.45)$$

Во случај кога  $C_l R / D \ll \chi, 2\gamma$  се добива:

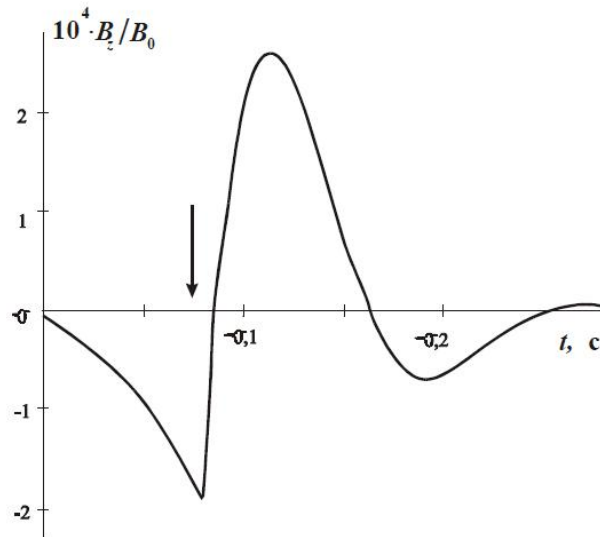
$$B_z = -B_0 R C_l^2 f(\xi) / (2\rho D) \quad (6.46)$$

И во двата изрази  $f(x)$  е определено со формулата (6.43).

Равенката (6.45) се согласува со пресметката (6.16) добиена за случај на терен со висока проводливост, кога геомагнетното поле е замрзнато. Формулата (6.46) е од ист ред на магнитуда како пресметката (6.19), што одговара на ниска проводливост на Земјата. Така, релацијата (6.44), која опишува општ случај е во согласност со едноставните пресметки направени порано.

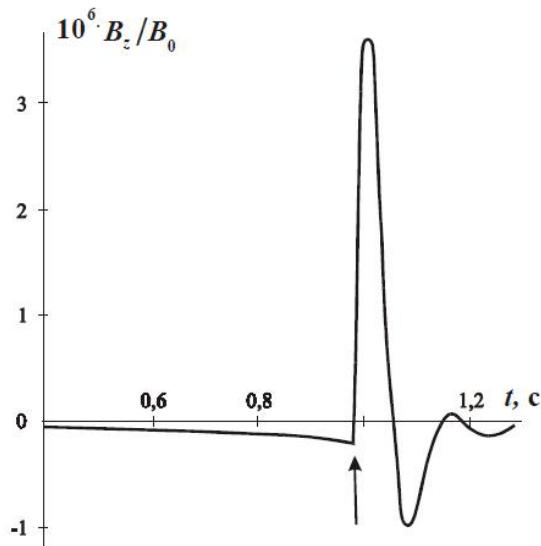
За нумерички пресметки на намалениот капацитет на еластичните поместувања се користени параметрите:  $P^* = 5 \cdot 10^8 \text{ Pa}$ ,  $P_0 = 1,5 \cdot 10^8 \text{ Pa}$ ,  $\tau_b = 0,3 \text{ s}$ ,  $\rho C_l^2 = 5 \cdot 10^{10} \text{ Pa}$ ,  $C_l = 5 \text{ km/s}$ ,  $R = 100 \text{ m}$ ,  $\gamma = 0,2$ .

На сл. 6.4 е покажано развивање на  $H_z$  сигнал во времето на растојание  $\rho = 500 \text{ m}$  од местото на експлозијата, за средина со проводливост  $\sigma = 1 \text{ Sm/m}$  (горниот влажен слој на седиментна карпа).



Сл. 6.4. Пресметка на вертикалната компонента на геомагнетните нарушувања возбудени од страна на главниот сеизмички бран на растојание  $\rho = 500$  m од експлозијата во средина со електропроводливост  $\sigma = 1$  Sm/m (Surkov, 1989)

Fig. 6.4. Calculation of the vertical component of the geomagnetic disturbances excited by the main seismic wave at a distance  $\rho = 500$  m from the explosion in the medium with electric conductivity  $\sigma = 1$  Sm/m



Сл. 6.5. Пресметка на вертикалната компонента на геомагнетните нарушувања возбудени од страна на главниот сеизмички бран на растојание  $\rho = 5$  km од експлозијата во средина со електропроводливост  $\sigma = 1$  Sm/m (Surkov, 1989)

Fig. 6.5. Calculation of the vertical component of the geomagnetic disturbances excited by the main seismic wave at a distance  $\rho = 5$  km from the explosion in the medium with electric conductivity  $\sigma = 1$  Sm/m

Сл. 6.5 ја покажува истата зависност за  $\rho = 5 \text{ km}$ , а  $\sigma = 0,1 \text{ Sm/m}$ . Кога геомагнетното поле е  $H_0 = 40 \text{ A/m}$  (средни ширини), амплитудите на сигналот на графикот се  $10^{-2}$  и  $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ A/m}$ , соодветно. Пиковите на графикот одговараат приближно на времето на влегување на еластичниот бран (обележано со стрелки на графикот) на местото на регистрација. Значи, има промена на поларитетот на сигналите. Исто така, карактеристично е присуство на електромагнетни прекурзори во еластичниот бран.

Така, во акустичен режим, амплитудата на електромагнетните нарушувања се намалува со оддалеченоста, како  $r^{-1}$ , односно според законот со кој се контролираат акустичните параметри. Овој тип на нарушувања може да се движат заедно со еластичните бранови на долги растојанија. Затоа, геомагнетните нарушувања од сеизмичка природа може да се користат за верификација на подземни експлозии со цел да се контролираат подземните испитувања на експлозивни. За разлика од сеизмичките вибрации, електромагнетната фаза зависи од ориентацијата на индукцијата на локалното геомагнетно поле и електричната проводливост на Земјата. За жал, овој факт обично не се зема во предвид при толкување на податоците од мерните уреди.

### 6.3. Електромагнетни предзнаци на сеизмички бран

Голем број на експериментални студии покажуваат набљудување на ниско фреквентни пертурбации (нарушувања) на електромагнетно поле на Земјата, неколку секунди или минути пред појавата на регистрација на сеизмички бран. Како можни причини за овој феномен се наведува хипотезата за побудување во Е - слој на јоносферата при земјотрес со ниска фреквенција, кој се шири хоризонтално со брзина од  $20 \text{ km/s}$  или побавно,  $10 \text{ km/s}$  и помалку.

Геомагнетните нарушувања, кои ги претекнуваат сеизмичките бранови, наречени се електромагнетни предвесници на сеизмичките бранови. Предвесниците се интерпретирани како аналогни на зрачењето во спроводлива средина. Но, ќе се покаже дека овој феномен е опишан со

небранови равенки кои не дозволуваат таква интерпретација. Во овој дел се изведени едноставни закони кои ја одредуваат просторната величина, карактеристично времетраење и амплитудата на електромагнетните предвесници на сеизмичките бранови, покажувајќи дека предвесникот има дифузен карактер.

Се зема спроводлива хомогена средина со постојан коефициент на електрична спроводливост  $\sigma$ , во униформно магнетно поле. Во средината се шири сферно симетричен акустичен лонгитудинален (надолжен) бран, за кој се користи равенката (6.31). Во сферен координатен систем  $r, \theta, \varphi$  со почеток во центарот на симетрија на изворот на бранови, различни од нула се само трите компоненти на нарушување на полето  $B_r, B_\theta, E_\varphi$ , во зависност од променливите  $r, \theta, t$ .

Брзината на движење на средината  $v(r, t)$  во еластичен бран е изразена преку намалување на потенцијалот на еластични преместувања  $f(\xi)$  со користење на (6.32). Радиусот  $R$  на сферниот емитер дозволува да се избере карактеристична големина на фокусот на земјотресот или радиусот на зоната на деструкција во случај на подземна експлозија. Во опсег на полето  $r \leq R$ , се дефинира функцијата  $v(r, t)$ , на следниов начин:

$$v = \frac{rC_l}{R} \left( \ddot{f}(\zeta) + \dot{f}(\zeta) \right); \quad \zeta = \frac{C_l t}{R} \quad (6.47)$$

каде точките означуваат диференцирање по  $\zeta$ . Се забележува дека типот на дистрибуција на брзината (6.47) не е толку значаен за анализа на електромагнетните предвесници на сеизмичките бранови на големи растојанија. Заменувајќи ги (6.47) и (6.32) во (6.31) и пресметувајќи ги интегралите се добива:

$$\begin{aligned}
 w_1 = & \frac{R^2}{C_l r^3} \int_0^t \left\{ \left( \left[ \frac{r^2 - R^2}{2} - \lambda(C_l t_1 + \lambda + R) \right] g_+ \right. \right. \\
 & + \lambda[(r + \lambda)\gamma_- + (r - \lambda)\gamma_+] + \sqrt{\frac{\lambda C_l t_1}{\pi}} [rh_+ - (2\lambda + R)h_-] \\
 & + \eta(r - R - C_l t_1) \left\{ (C_l t_1 + R)^2 - r^2 \right. \\
 & \left. \left. + 2\lambda \left[ C_l t_1 + R + \lambda - (r + \lambda) \exp \frac{C_l t_1 + R - r}{\lambda} \right] \right\} \frac{R}{C_l} \ddot{f}(t') \right. \\
 & + \left[ \frac{\alpha}{R\sqrt{\pi}} \left\{ rRh_+ - \left( r^2 + R^2 - \frac{\alpha^2}{2} \right) h_- \right\} - r^3 g_- \right. \\
 & \left. \left. - R^3 g_+ \right] \left( \ddot{f}(t') + \frac{C_l}{R} \dot{f}(t') \right) \right\} dt'; \tag{6.48}
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 w_2 = & \frac{R^2}{C_l} \int_0^t \left\{ \left[ g_+ + \gamma_+ - \gamma_- - 2\eta(r - R - C_l t_1) \left( 1 - \exp \frac{C_l t_1 - r + R}{\lambda} \right) \right] \right. \\
 & \left. \times \frac{R\ddot{f}(t')}{C_l r} - \frac{3}{R} \left( \frac{\alpha h_-}{r\sqrt{\pi}} + g_- \right) \left( \dot{f}(t') + \frac{C_l}{R} f(t') \right) \right\} dt'
 \end{aligned}$$

каде:

$$\begin{aligned}
 g_{\pm} = & \operatorname{erf} \frac{r - R}{\alpha}; \quad \gamma_+ \operatorname{erfc} \left( \sqrt{\frac{C_l t_1}{\lambda} + \frac{R \pm r}{\alpha}} \right) \exp \frac{C_l t_1 \pm r - R}{\lambda}; \\
 h_{\pm} = & \exp \left[ - \left( \frac{r + R}{\alpha} \right)^2 \right] \pm \exp \left[ - \left( \frac{r - R}{\alpha} \right)^2 \right]; \quad t_1 = t - t'; \quad \lambda = \frac{D}{C_l} \tag{6.49}
 \end{aligned}$$

а точката означува диференцирање по  $t'$ .

Природата на зависностите добиени од односот меѓу големината на просторот, опфатен со процес на дифузија,  $r_d \sim (Dt)^{1/2}$  и растојанието  $R_l = C_l t$ , на поминатиот еластичен бран. Се бара решението за големи растојанија ( $r \gg R$  и  $R_l \gg r_d \gg \lambda$ ) и времето  $t \gg t_* = D / C_l^2$ . Под овие услови,  $r \gg \alpha$ . Затоа, аргументите на функциите  $g_{\pm}$ ,  $h_{\pm}$ ,  $\gamma_+$  се големи.

Користејќи асимптотски интегрални на веројатноста за големите вредности на аргументот, со точност до експоненцијално мали термини (ред на  $\exp(-r^2 / (4Dt))$ ) се добиваат следните односи:  $g_+ \approx 2$ ,  $g_- \approx 0$ ,  $\gamma_+ \approx 0$ ,  $h_{\pm} \approx 0$ . Однесувањето на функцијата зависи од  $\gamma$  - знакот на нејзиниот аргумент. Се анализира решението на равенките (6.48) и (6.49) во околината на фронтот на еластичниот бран при  $r \sim C_l t$ . Нека  $\tau$  е време на емисија на акустични бранови. Тогаш функцијата за изворот е нула за  $t' \geq \tau$ . Се зема време  $t \gg \tau$ , кога интегралите (6.48) се најзначајна област на варијација на  $t' \ll t$ . Нека  $\varepsilon = r - C_l t - R$ . Потоа, ако  $|\varepsilon| \ll C_l t$ , тогаш  $\gamma_{\pm} \approx 0$ , бидејќи аргументот на функцијата е многу поголем од единица. Решението (6.31) за областа пред бранот ( $\varepsilon \geq 0$ ) е поедноставена до форма (Surkov, 1997)

$$\begin{aligned} B_r &= -\frac{2\lambda G}{r} \left(1 + \frac{\lambda}{r}\right) \cos\theta; & B_\theta &= -G \left(1 + \frac{\lambda}{r} + \frac{\lambda^2}{r^2}\right) \sin\theta; \\ E_\varphi &= C_l G \left(1 + \frac{\lambda}{r}\right) \sin\theta; & G &= \frac{B_0 R}{r} \exp\left(-\frac{\varepsilon}{\lambda}\right) \int_0^t \exp\left(-\frac{t'}{t_*}\right) \ddot{f}(t') dt' \end{aligned} \quad (6.50)$$

Зад брановиот фронт ( $\varepsilon < 0$ ) решението има форма:

$$\begin{aligned} B_r &= -\frac{2\lambda}{r} \left\{ \left(1 + \frac{\lambda}{r}\right) G_1(t, \varepsilon) + \ddot{f}\left(-\frac{\varepsilon}{C_l}\right) + \frac{C_l}{\lambda} G_2(\varepsilon, r) \right\} \cos\theta; \\ B_\theta &= -\left\{ \left(1 + \frac{\lambda}{r} + \frac{\lambda^2}{r^2}\right) G_1(t, \varepsilon) + \left(1 + \frac{\lambda}{r}\right) \ddot{f}\left(-\frac{\varepsilon}{C_l}\right) + \frac{C_l}{\lambda} G_2(\varepsilon, r) \right\} \sin\theta; \\ E_\varphi &= C_l \left\{ \left(1 + \frac{\lambda}{r}\right) \left[ \dot{f}\left(-\frac{\varepsilon}{C_l}\right) + G_1(t, \varepsilon) \right] + \frac{C_l}{r} \dot{f}\left(-\frac{\varepsilon}{C_l}\right) \right\} \sin\theta; \\ G_1 &= \frac{B_0 R}{r} \exp\left(-\frac{\varepsilon}{\lambda}\right) \int_{-\varepsilon/C_l}^t \exp\left(-\frac{t'}{t_*}\right) \ddot{f}(t') dt'; \\ G_2 &= \frac{B_0 R}{r} \left[ \dot{f}\left(-\frac{\varepsilon}{C_l}\right) + \frac{C_l}{r} f\left(-\frac{\varepsilon}{C_l}\right) \right] \end{aligned} \quad (6.51)$$

Формулите (6.50) се однесуваат на сеизмичката зона, за разлика од формулите (6.51), кои ја опишуваат структурата на електромагнетниот предвесник на сеизмичкиот бран. Од равенката (6.51) следува дека полето



на предвесници се намалува експоненцијално со карактеристичен размер  $\lambda$ . Овој резултат може да се објасни на следниов начин. Бидејќи предвесникот има дифузен карактер, тогаш во рамнотежна положба, карактеристичната брзина на ширење на дифузијата  $dr_a/dt \sim (D/t)^{1/2}$  треба да биде од ред на брзината на движење на "изворот на геомагнетни нарушувања", односно ред на брзината на лонгитудиналниот бран  $C_l$ . Оттука, се добива карактеристичното времетраење  $t^* \sim D/C_l^2$  и просторниот размер  $\lambda \sim C_l t^* \sim dC_l^{-1}$  на електромагнетниот предвесник на сеизмичкиот бран.

Се забележува дека на големи растојанија, каде  $\varepsilon \geq C_l t$ , погоре дадените апроксимации не се применливи. Во овој случај, законот за атенуација (6.50) се заменува со друг: полето се намалува пропорционално до  $\exp(-r^2 / (4Dt))$ .

Се илустрираат добиените закономерности со едноставен пример на еден краток импулс на компресија. На големи растојанија ( $r \gg R$ ), сферен лонгитудинален бран има универзална форма, која се состои од два полу-бранови: компресија и дилатација. Со испуштање на вториот член во равенката (6.32) и земајќи во предвид дека во графикот  $v(t)$ , површините под кривата за позитивни и негативни фази треба да се еднакви по големина, приближната функција  $\ddot{f}(t)$  е следната:

$$\ddot{f} = \begin{cases} v_1; & 0 < t < \tau_1 \\ -v_2; & \tau_1 < t < \tau_1 + \tau_2 \\ 0; & t < 0; \quad t > \tau_1 + \tau_2 \end{cases} \quad (6.52)$$

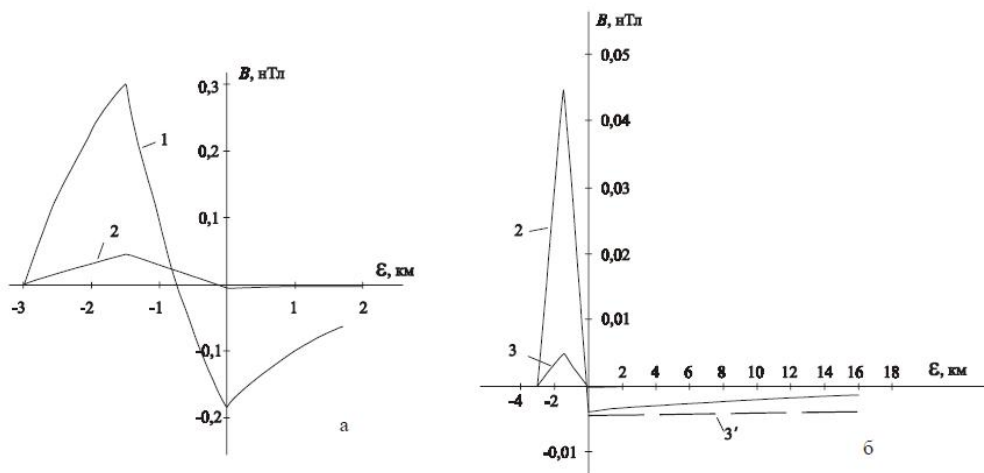
каде  $v_1\tau_1 = v_2\tau_2$ . Потоа, користејќи ја  $\delta$ -функцијата, се добива:

$$\ddot{f}(t) = v_1\delta(0) - (v_1 + v_2)\delta(\tau_1) + v_2\delta(\tau_1 + \tau_2) \quad (6.53)$$

Со замена на (6.52) и (6.53) во (6.51) и занемарувајќи ги членовите од редот  $\lambda/r$ , се добива трансверзалната компонента на магнетната индукција:

$$\frac{B_\theta}{A} = \begin{cases} \exp\left(-\frac{\varepsilon}{\lambda}\right) \left[ v_1 - (v_1 + v_2) \exp\left(-\frac{\tau_1}{t_*}\right) + v_2 \exp\left(-\frac{\tau_1 + \tau_2}{t_*}\right) \right]; & \varepsilon \geq 0; \\ \exp\left(-\frac{\varepsilon}{\lambda}\right) \left[ v_2 \exp\left(-\frac{\tau_1 + \tau_2}{t_*}\right) - (v_1 + v_2) \exp\left(-\frac{\tau_1}{t_*}\right) \right] + v_1; & 0 > \varepsilon \geq -C_l \tau_1 \\ v_2 \left[ \exp\left(-\frac{\varepsilon}{\lambda} - \frac{\tau_1 + \tau_2}{t_*}\right) - 1 \right]; & -C_l \tau_1 > \varepsilon \end{cases} \quad (6.54)$$

Зависноста (6.54) е прикажана на сл. 6.6 а, б. Користени се следните параметри:  $C_l = 5 \text{ km/s}$ ;  $\tau_1 = \tau_2 = 0,3 \text{ s}$ ;  $v_1 = v_2 = 1 \text{ m/s}$ ;  $B_0 = 10^{-5} \text{ T}$ ;  $\theta = \pi/2$ ;  $R = 5 \text{ km}$ ;  $r = 20 \text{ km}$ ;  $\sigma = 10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3} \text{ S/m}$ .



Сл. 6.6. Тангенцијална компонента на магнетните нарушувања, во зависност од променливата  $\varepsilon = r - C_l t - R$ . Кривите 1, 2, 3 кореспондираат со вредностите  $\sigma = 10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3} \text{ S/m}$ . Кривата 3' е дел од кривата 3, со вертикална скала зголемена 100 пати (Surkov, 1997)

Fig. 6.6. Tangential component of the magnetic disturbance, depending on the variable  $\varepsilon = r - C_l t - R$ . Curves 1, 2, 3 correspond to the values of  $\sigma = 10^{-1}, 10^{-2}, 10^{-3} \text{ S/m}$ .

The curve 3' is part of the curve 3, with the vertical scale enlarged 100 times

Да се пресмета амплитудата на  $B_*$  за електромагнетни предзнаци на сеизмички бран за големи растојанија. Ако е задоволен условот  $\tau_1 + \tau_2 \ll t_*$  (односно, акустичниот сигнал со кратка или средна спроводливост е доволно мал), тогаш (6.54) може да користи сериска експанзија во параметарот  $\mu_0 \sigma C_l^2 (\tau_1 + \tau_2) \ll 1$ . Со поедноставување, се добива:

$$B_* = -B_\theta(0) = B_0 R \mu_0^2 \sigma^2 C_l^3 v_1 \tau_1 (\tau_1 + \tau_2) \sin\theta / (2r) \quad (6.55)$$

Анализата (6.54) покажува дека при премин од предвесник ( $\varepsilon > 0$ ) во сеизмичка зона ( $\varepsilon < 0$ ),  $B_\theta$  го менува знакот. Највисоката вредност на  $B_m$  е достигнат при  $\varepsilon = -C_l \tau_1$ :

$$B_m = B_\theta(-C_l \tau_1) = B_0 R \mu_0 \sigma C_l v_2 \tau_2 \sin\theta / r \quad (6.56)$$

Изразот (6.56) е амплитудата на основниот сигнал, кој се појавува после пристигнувањето на сеизмичкиот бран, т.е. амплитуда на индуктивниот сеизмоген ефект. Со споредување на (6.55) и (6.56), се добива:

$$\frac{B_*}{B_m} = \frac{\mu_0 \sigma C_l^2 v_1 \tau_1 (\tau_1 + \tau_2)}{2 v_2 \tau_2} \sim \frac{l}{\lambda} = \frac{\tau_1 + \tau_2}{t_*} \ll 1 \quad (6.57)$$

каде  $l = C_l (\tau_1 + \tau_2)$  е должина на акустичниот бран, а  $\lambda$  е должина на електромагнетните предзнаци на сеизмичкиот бран.

Така, магнетните нарушувања како предвесник и главниот сигнал во максимумите имаат спротивен поларитет, амплитудата на првиот е многу помала. Горенаведените случај е реализиран со параметри кои одговараат на кривата 3 на сл. 6.6 б. Делот од графикот, кој е поврзан со предвесникот е зголемен за 100 пати и е означен со 3'.

Со зголемување на спроводливоста на средината  $\sigma$ , амплитудата на предвесникот  $B_*$  се зголемува и должината  $\lambda = D/C_l = (\mu_0 \sigma C_l)^{-1}$  се намалува, додека при мали вредности на  $\sigma$ , вредноста на  $B_* \lambda^2$  е приближно константна.

Во границите  $\sigma \rightarrow \infty$ , се добива следното:

$$B_* = \frac{B_0 R v_1}{r C_l} \sin\theta \sim B_0 \frac{v(r)}{C_l} \quad (6.58)$$

каде  $v(r) \sim R v_1 / r$  ја означува амплитудата на брзината. Од (6.58) следува дека  $B_*$  не зависи  $\sigma$ . Во овој случај  $\lambda \rightarrow 0$ , поради тоа што магнетното поле

е замрзнато во средината. За сеизмичкото поле, во оваа граница, се добива:

$$B_m = \frac{B_0 R v_2}{r C_l} \sin\theta \quad (6.59)$$

Бидејќи  $B_r/B_m = v_1/v_2$ , тогаш амплитудата (6.58) и (6.59) е приближно од иста магнитуда. Но, сигналите се сеуште, со спротивен знак. Наведените особини се видливи и на сл. 6.4 и 6.5, каде што предвесникот и главниот сигнал имаат спротивен поларитет.

Следува објаснување на добиените резултати. Сеизмички бранови се генерирани од надворешни струи со густина  $j_e = \sigma (v \times B_0)$ . Може да се покаже дека ефективниот магнетен момент  $p_m$ , поврзан со струите  $j_e$ , е со спротивен правец на полето  $B_0$ . Формулата (6.50) го дава полето на овој момент. Навистина, со земање дека  $\sigma \rightarrow 0$  во (6.50), тогаш:

$$B_r = -\frac{2G_3\lambda^2}{r^3} \cos\theta; \quad B_\theta = -\frac{G_3\lambda^2}{r^3} \sin\theta; \quad G_3 = \frac{B_0 R}{C_l} \ddot{f}(t)$$

од каде се гледа дека  $p_m = -4\pi G_3 \lambda^2 B_0 / (B_0 \mu_0)$ . Знакот минус во овој израз се должи на диамагнетичниот ефект на подвижна проводлива средина. Последователно, проекциите на магнетните нарушувања на големи растојанија се негативни. Од иста причина, негативен е и сигналот на електромагнетните предзнаци на сеизмичкиот бран.

Посебна карактеристика на предвесникот е зголемување на нарушувањата со нивно приближување кон фронтот на акустичниот бран (сл. 6.6 а, б, 6.4, 6.5). Затоа, поединечните електромагнетни импулси, претекнувајќи ги секундните или минутните бранови, тешко можат да се толкуваат како електромагнетни предзнаци на сеизмички бран. Потеклото на овие сигнали, се чини, има различна природа. И покрај фактот дека постоењето на електромагнетни предзнаци на сеизмички бран се покажало теоретски, експерименталните податоци за неговата опсервација се неверодостојни. Анализата покажала дека пред фронтот на сеизмичките бранови во спроводлива средина, појавувањето на електромагнетен предвесник,

експоненцијално се намалува со растојанието. Карактеристичната должина на предвесникот е  $\lambda = (\mu_0 \sigma C)^{-1}$ . За горниот слој на седиментна карпа  $\lambda$  е 1 - 100 km, па предвесникот може да го премине еластичниот бран не повеќе од неколку секунди. Во случај на единечен импулс, сигналот на компресија на предвесникот е негативен. Неговата вредност се зголемува со текот на времето до пристигнувањето на сеизмичките бранови. На растојание од неколку десетици километри од епицентарот на земјотресот или експлозијата, амплитудата на предвесникот може да достигне вредности од неколку  $pT$  до  $nT$  за магнетните нарушувања, како и неколку  $nV/m$  до  $\mu V/m$  за електричните компоненти, во зависност од спроводливоста на средината и на параметрите на сеизмичките бранови. Со зголемување на спроводливост на средината, амплитудата на предвесникот се зголемува, а големината на  $\lambda$  се намалува. Ефектите од ваквите истражувања се од општа природа и може да се забележат не само во Земјата, туку и во морска вода, како што е ширењето на цунами бранови.

#### **6.4. Варијации на геомагнетното поле, предизвикани од површински бранови**

Режимот на површински бран во цврсти тела е важен предмет на истражување во геофизиката, микроелектрониката и други науки. Од сите видови на сеизмички бранови, површинските имаат најголема амплитуда на големи растојанија и најјасно се истакнати на сеизмограф. Во сеизмологијата, Rayleigh - евите и Love - овите бранови даваат најкорисни информации за енергијата и длабочината на изворот. Малата геометриска дивергенција на површинските бранови и можноста да се локализираат во површинскиот слој, се користат за да се создадат компактни акустично - електронски уреди.

Сеизмоиндуктивниот ефект, што се појавува со ширење на површинскиот бран во Земјата, бил истражуван од многу научници. Неколку теориски студии, поврзани со употребата на акустично - електронските уреди, се користат во магнетните полиња.

### 6.4.1. Rayleigh - ев бран во идеално еластичен проводлив полу - простор. Квазихармоничен извор

Во овој дел е прикажано изучувањето на електромагнетните нарушувања генерирани од површински Rayleigh - ев бран кој се шири во проводливо тело. Се истражува хомоген еластичен полу - простор ( $z > 0$ ) во непосредна близина до атмосферата или вакуум ( $z < 0$ ). Се претпоставува дека во средината, во позитивна насока на  $x$  - оската, се шири квазихармоничен Rayleigh - ев бран со фреквенција  $\omega$ . Честичките во средината, во таков бран, се движат по елиптични траектории во вертикална рамнина  $z, x$ . Компонентите на брзината на средината имаат форма:

$$v_x = \frac{v_0}{s_1} \left( \exp(-ks_1z) - \frac{2s_1s_2}{1+s_2^2} \exp(-ks_2z) \right) \exp(i\Psi), \quad \Psi = kx - \omega t,$$

$$v_z = iv_0 \left( \exp(-ks_1z) - \frac{2}{1+s_2^2} \exp(-ks_2z) \right) \exp(i\Psi), \quad (6.60)$$

$$s_1 = \sqrt{1 - C_R^2/C_t^2}; \quad s_2 = \sqrt{1 - C_R^2/C_R^2};$$

каде:  $k = \omega/C_R$ ;  $C_R, C_t, C_l$  - брзини на Rayleigh - евиот, лонгитудиналниот и трансферзалниот бран,  $v_0$  - амплитуда на брзината на компонентата  $v_z$ .

Со замена на равенката (6.60) во Максвеловите равенки (6.8) - (6.10), се добива решение во форма:

$$B = B_0 + b(z)\exp(i\Psi), \quad E = E(z)\exp(i\Psi) \quad (6.61)$$

Имајќи во предвид дека сите вредности не зависат од  $y$  - координатата, се добива следниот систем од равенки ( $z > 0$ ):

$$\begin{aligned} \frac{d^2 b_x}{dx^2} - \alpha^2 b_x &= \frac{v_0 k}{D} \left[ (iB_{0z} - s_2 B_{0z}) \frac{2s_2}{1+s_2^2} \exp(-ks_2 z) + (B_{0z} - isB_{0x}) \exp(-ks_1 z) \right] \\ \frac{d^2 b_y}{dy^2} - \alpha^2 b_y &= \frac{iv_0 k(1-s_1^2)}{s_1 D} B_{0y} \exp(-ks_1 z), \quad \alpha = \sqrt{k^2 - i\omega/D}; \\ \frac{d^2 b_z}{dz^2} - \alpha^2 b_z &= \frac{v_0 k}{s_1 D} \left[ -(is_2 B_{0z} + B_{0x}) \frac{2s_2}{1+s_2^2} \exp(-ks_2 z) + (s_1 B_{0x} - iB_{0z}) \exp(-ks_1 z) \right] \end{aligned} \quad (6.62)$$

$$B_{0x} = B_0 \sin\theta \cos\varphi, \quad B_{0y} = B_0 \sin\theta \sin\varphi, \quad B_{0z} = B_0 \cos\theta$$

каде: ( $\text{Re } \alpha > 0$ ),  $\theta$  и  $\varphi$  – поларен агол и азимут, кои ја дефинираат ориентацијата на векторот  $B_0$ . Кога  $z \rightarrow \infty$ , решението на равенката (6.62) е:

$$\begin{aligned} b_x &= \frac{v_0 k}{D} (c_1 \exp(-\alpha z) + p_1 \exp(-ks_1 z) + p_2 \exp(-ks_2 z)); \\ b_y &= \frac{iv_0 k(1-s_1^2)}{s_1 D} (c_2 \exp(-\alpha z) - p_3 \exp(-ks_1 z)); \\ b_z &= \frac{v_0 k}{D} \left( c_3 \exp(-\alpha z) + \frac{ip_1}{s_1} \exp(-ks_1 z) + \frac{ip_2}{s_2} \exp(-ks_2 z) \right); \end{aligned} \quad (6.63)$$

$$\begin{aligned} p_1 &= \frac{DC_t^2 (is_1 B_{0x} - B_{0z})}{D\omega^2 - i\omega C_t^2}; & p_2 &= \frac{2DC_t^2 s_2 (s_2 B_{0z} - iB_{0x})}{D\omega^2 - i\omega C_t^2}; \\ p_3 &= \frac{DC_t^2 B_{0y}}{D\omega^2 - i\omega C_t^2} \end{aligned}$$

Овде,  $c_1, c_2, c_3$  – произволни константи. Аналогно, се добива решението на равенките (6.11), (6.12) за атмосфера ( $z < 0$ ):

$$b_x = d_1 \exp(kz); \quad b_y = d_2 \exp(kz); \quad b_z = d_3 \exp(kz); \quad (6.64)$$

каде:  $d_1, d_2, d_3$  – произволни константи. На површината на полу - просторот  $z = 0$ , сите  $\mathbf{B}$  компоненти се континуирани, а нормалната компонента на густината на струите при  $z = 0+$ , станува нула. Од овие гранични услови и равенката (6.9) се добиваат непознатите коефициенти:

$$\begin{aligned}
 c_1 &= -\frac{\alpha}{k + \alpha} \left( \frac{1 + s_1}{s_1} p_1 + \frac{1 + s_2}{s_2} p_2 \right), & c_2 &= p_3, & c_3 &= \frac{ik}{\alpha} c_1, \\
 d_1 &= \frac{v_0 k}{D(k + \alpha)} \left( \frac{ks_1 - \alpha}{s_1} p_1 + \frac{ks_2 - \alpha}{s_2} p_2 \right), & d_2 &= 0, & d_3 &= -id_1
 \end{aligned} \tag{6.65}$$

Од равенката (6.65) се гледа дека во вакуум секогаш  $b_y = 0$ . Со замена на решенијата (6.63) и (6.64) со коефициентите (6.65) во равенката (6.10), се добива електричното поле на средината:

$$\begin{aligned}
 E_x &= -\frac{v_0 B_{0y} A}{s_1} \left( \frac{\omega D \exp(-\alpha z)}{\omega D - iC_l^2} + is_1 \left[ \frac{iC_l^2 \exp(-ks_1 z)}{\omega D - iC_l^2} + \frac{2 \exp(-ks_2 z)}{1 + s_2^2} \right] \right) \\
 E_y &= C_R b_z A, & A &= \exp(i\Psi), \\
 E_z &= \frac{v_0 B_{0y} A}{s_1} \left( -\frac{\omega D \exp(-\alpha z)}{\omega D - iC_l^2} + \frac{iC_l^2 \exp(-ks_1 z)}{\omega D - iC_l^2} - \frac{2s_1 s_2 \exp(-ks_2 z)}{1 + s_2^2} \right)
 \end{aligned} \tag{6.66}$$

и во атмосферата:

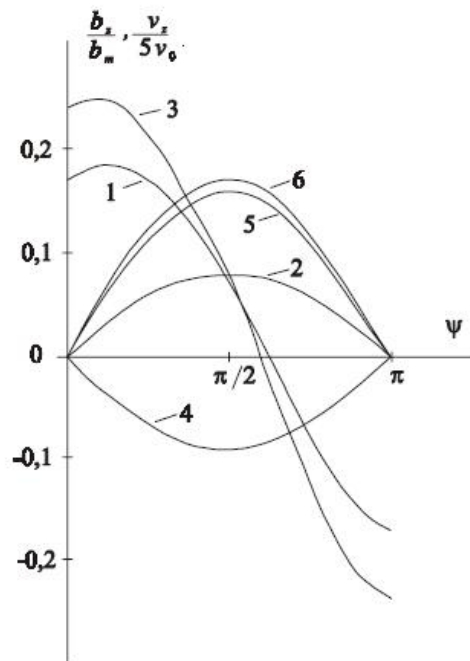
$$\begin{aligned}
 E_x &= (d_4 C_l / C_R) \exp(kz + i\Psi); & E_y &= -iC_R \mu_0 s_1 d_4 \exp(kz + i\Psi); \\
 E_z &= -id_4 \exp(kz + i\Psi); & d_4 &= \frac{iB_{0y} v_0}{s_1} \left[ \frac{\alpha \omega D - iks_1 C_l^2}{k(\omega D - iC_l^2)} + \frac{2s_1}{1 + s_2^2} \right].
 \end{aligned} \tag{6.67}$$

Од добиеното решение се гледа дека компонентите на електромагнетните нарушувања се со различна фаза во однос на компонентите на векторот на брзината на средината, а оваа разлика зависи од ориентацијата на локалното геомагнетно поле во однос на правецот на ширење на бранот и длабочината  $z$ , кои се евидентирани сигнали. На пример, ако векторот на интензитетот на геомагнетното поле лежи во рамнината на движење на честичките во средината, тогаш само три компоненти се различни од нула  $b_x$ ,  $b_z$ ,  $E_y$ , а струите се насочени нормално на правецот на движење на бранот по должината на  $y$ -оската. Ако е  $B_{0y} \neq 0$ , тогаш компонентата на густината на струите е нормална на површината на Земјата.

На сл. 6.7, 6.8 се прикажани реални делови од бездимензионалните величини  $b_z/b_m = E_y/E_m$  (криви 1 - 4) и  $v_z/(5v_0)$  (криви 5, 6), во зависност од



фазата  $\Psi$ . Овде,  $b_m = v_0 B_0 / (kD)$  и  $E_m = C_R b_m$ . Користени вредности се  $s_1 = 0,87$ ;  $s_2 = 0,34$  (Поасоновият коефициент е еднаков на 0,3). Кривите 1, 2, 5 го задоволуваат  $z = 0$ , кривите 3, 4, 6 го задоволуваат  $zk = 0,5$ . Ориентацијата на геомагнетното поле е определена од аглиите  $\theta = \varphi = \pi/6$  во случај на зависност криви 1 и 3, а за кривите 2, 4, тогаш  $\theta = 0$ . На сл. 6.7 кривите 2 и 4 практично се совпаѓаат, но се со спротивен знак. Компонентата  $b_x$ , не е прикажана во цртежите и е поместена во однос на  $b_z$  за фаза  $\pi/2$ . Кривите 1 и 3 ја илустрираат зависноста од фазната промена помеѓу акустичните и електромагнетните величини во насока на  $B_0$  и длабочината  $z$ .



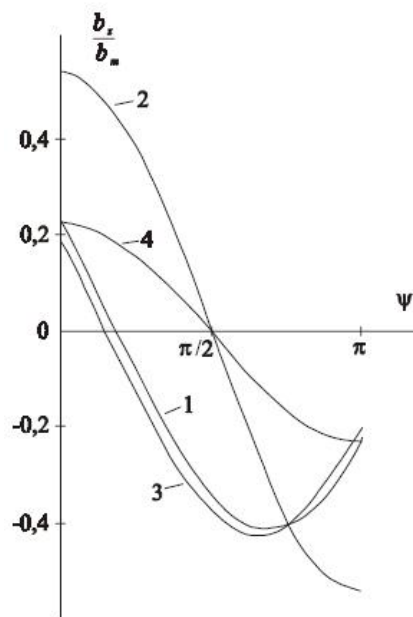
Сл. 6.7. Реални делови на вертикалните компоненти на магнетните нарушувања  $b_z/b_m$  (криви 1 – 4) и брзината на средината  $v_z/(5v_0)$  (криви 5, 6) во зависност од фазата  $\Psi$  на квазихармоничниот Rayleigh - ев бран во случај кога  $\delta s \gg L$ .

Зависноста 4 ја покажува зависноста со спротивен знак (Горбачев и Сурков, 1987)

Fig. 6.7. Real parts of the vertical components of magnetic disturbances  $b_z / b_m$  (curves 1-4) and speed of the medium  $v_z / (5v_0)$  (curves 5, 6) depending on the phase  $\Psi$  of quasi - harmonic Rayleigh wave in case when  $\delta s \gg L$ . Dependence 4 shows the dependence with opposite sign (Gorbachev & Surkov, 1987)

Амплитудата и атенуацијата (слабеење) на полето со длабочината, зависи од односот помеѓу дебелината на скин - слојот  $\delta_s \sim (\mu_0 \sigma \omega)^{-1/2} = (D/\omega)^{1/2}$  и бранова должина на Rayleigh - евиот бран  $L = 2\pi/k$ . Во услови кога  $\delta_s \gg L$ , соодветно и  $\omega \gg C_R^2/D$ , карактеристична скала на атенуација на полето до длабочина од  $\sim L$  (слика 6.7). Пресметките (6.19) и (6.20), за овој случај се во согласност со (6.63) - (6.67). Во обратен сооднос,  $\delta_s \ll L$  (види слика 6.8), длабочината на продирање на полето е од редот на дебелината на скин - слојот за соодветна фреквенција на бранот, а амплитудата на геомагнетните нарушувања се пресметува со користење на формулите (6.19) и (6.20), што одговара на случај на замрзнато поле во проводлива средина.

Во работата на некои научници за детекција на електромагнетни ефекти предизвикани од ширењето на сеизмичките бранови, метод на поларизација, кој се базира на анализа на врската на амплитудите и фазите на компонентите на електромагнетни нарушувања.



Сл. 6.8. Реални делови на вертикалните компоненти на магнетните нарушувања  $b_z/b_m$  во зависност од фазата  $\Psi$  на квазихармоничниот Rayleigh - ев бран во случај кога  $\delta_s \ll L$ . (Горбачев и Сурков, 1987)

Fig. 6.8. Real parts of the vertical components of magnetic disturbances  $b_z / b_m$  depending on the phase  $\Psi$  of quasi - harmonic Rayleigh wave in case when  $\delta_s \ll L$

Така, геомагнетните нарушувања, иницирани од Rayleigh - ев бран, се локализирани во површинскиот слој. Во насока на атмосферата полето се намалува експоненцијално со размер  $L$ , додека во длабочина во Земјата, соодветната должина на атенуација е еднаква на максимумот на двете вредности:  $L$  и  $\delta_s$ .

#### 6.4.2. Линеарни и точкасти извори на Rayleigh - еви бранови

Во работата на повеќе научници бил испитуван Рејлиевит бран во проводничка средина, екситиран од линеарни и бесконечни извори. Во првиот случај, рамнината  $z = 0$  е дефинирана со линеарно распоредена нормална сила која дејствува вдолж оската  $z$ . Решението на овој проблем има решение во форма

$$B = B_0 + \delta B_0; \quad \delta B_0 = \text{Im} \int_0^{\infty} S(t') dt' \int_0^{\infty} b(z, k) \exp(ik\xi') dk \quad (6.68)$$

$$\xi' = x - C_R(t - t')$$

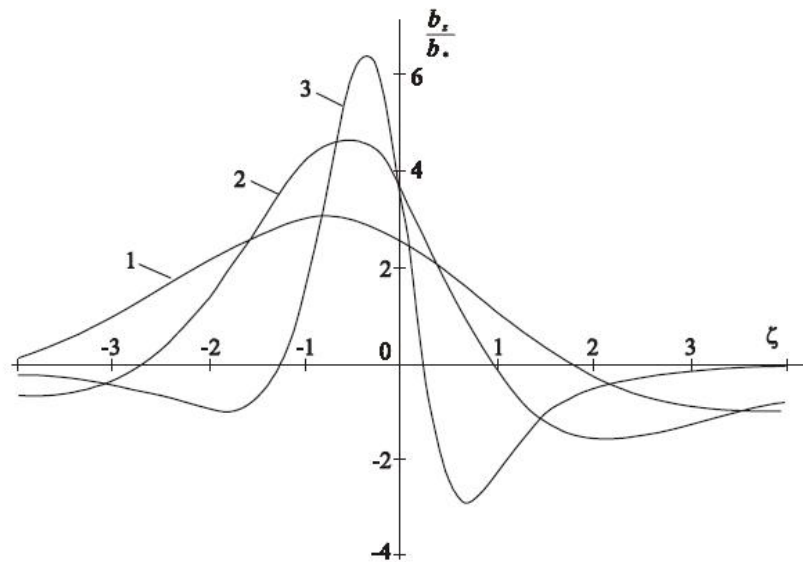
каде:  $S(t)$  е функција од даден извор, а  $b(z, k)$  се вектори чии компоненти се одредени со формулите (6.63) - (6.65). Во вториот случај е испитуван точкаст извор на притисок, лоциран на длабочина  $l$ . Решението е најдено во квадратурите во форма на Фурие - Беселови интегрални. На сл. 6.9 е прикажана пресметаната форма на магнетните сигнали во близина на земјината површина. Бездимензионалната величина  $B_z/B_*$  е нанесена вдолж вертикалната оска, каде

$$B_* = \frac{3 \cdot 10^3 B_0 W C_l^4 C_R^{5/2}}{64 \pi G n C_l^2 D^{7/2} \sqrt{2} \rho} \left[ \frac{s_1}{s_2} + \frac{s_2}{s_1} \left( \frac{C_t}{C_l} \right)^2 - s_2^2 - 1 \right]^{-1}$$

Овде,  $G$  е модул на еластично поместување,  $\rho$  – поларен радиус кој се мери на вертикалната оска,  $W = PVT$  каде  $P$ ,  $V$  и  $T$  се карактеристичен притисок, волумен и времетраење на дејството на изворот, соодветно. Параметрите се користени за пресметките:  $z = 10^{-2} D/C_R$ ,  $\theta = \varphi = \pi/6$ . Кривите 1 – 3 одговараат на бездимензионални длабочини  $C_R/D = 0,05$ ;

0,03; 0,01 и факторите  $n = 1; 0,4; 0,04$  соодветно. Проучувањата покажале дека амплитудата на електромагнетните нарушувања се намалува со длабочината на изворот  $l$  пропорционално за  $l^{-5/2}$ . Амплитудата се намалува со растојанието  $\rho$  со  $\rho^{-1/2}$ . Пригушувањето на површинските еластични бранови е подредено на истите законитости. Значи, акустичните и електромагнетните полиња еднакво зависат и од растојанието од изворот и од длабочината на неговата локација.

На големи растојанија, геомагнетните нарушувања поврзани со површинските бранови, покажуваат повеќе сигнали отколку оние поврзани со главниот сеизмички бран, бидејќи последните се намалуваат со  $\rho^{-1}$ . Слабото пригушување на геомагнетните нарушувања може да се искористи за идентификација на подземни нуклеарни експлозии.



Сл. 6.9. Магнетни нарушувања во средината кои се појавуваат со ширење на Рејлеев бран, побуден од длабински точкаст извор на притисок. Броевите 1 - 3 одговараат на длабочини  $IC_R/D = 0,05; 0,03; 0,01$  и фактори  $n = 1; 0,4; 0,04$ , соодветно (Gorbachev & Surkov, 1987)

Fig. 6.9. Magnetic disturbances in the medium that appear with the propagation of Rayleigh wave, re-reported from deep point source of pressure. Numbers 1-3 correspond to depths  $ICR / D = 0,05; 0,03; 0,01$  and factors  $n = 1, 0.4, 0.04$ , respectively

## 6.5. ОСНОВНИ ПРИЧИНИ ЗА ПОЈАВАТА НА СЕИЗМО - ЕЛЕКТРОМАГНЕТНИТЕ ЕФЕКТИ ВО ЗЕМЈАТА

Електромагнетните ефекти кои се појавуваат при ширење на сеизмички бранови во Земјата, се поради две причини и тоа: сеизмо - електрични појави во Земјата и нарушување на земјиното магнетно поле поради движење на кондуктивни слоеви од земјиштето позади брановиот фронт. Сеизмичките и електромагнетните вибрации се појавуваат истовремено (симултано) што може да се припишат на косеизмичките појави. Исто така, пронајдена е корелација меѓу параметрите на електричната и акустичната фреквенција. Постојат индикации дека почетокот на електромагнетните нарушувања може да биде пред почетокот на сеизмичките вибрации, но не повеќе од неколку секунди.

Во случај на силни површински или подземни експлозии, варијацијата на амплитудата на електричното поле во Земјата е околу  $1 - 10 \text{ V/m}$  на растојание од неколку километри од експлозијата. При нуклеарни експлозии, сигналот на амплитудата може да достигне десетици  $\text{mV/m}$ . Нарушувањето на магнетните компоненти варира во опсег од  $0,1 - 1 \text{ nT}$ .

Механизмот на нарушување на магнетното поле, иницирано од сеизмички бран, е детално истражувано теоретски. Извор на нарушување се надворешните струи кои се генерираат како резултат на движењето на спроводливата средина во надворешното магнетно поле.

Утврдено е дека кондукцијата на струи и нарушувањето на надворешното магнетно поле може да се шири во два режими: дифузен и акустички мод. Во почетните моменти од времето, веднаш после формирањето на акустичен бран, напред доаѓаат електромагнетните нарушувања и струите. Фронтот на нарушениот регион се зголемува со текот на времето според законот за дифузија, т.е. пропорционален е со квадратниот корен од времето. Во определен момент од времето и на одредено растојание од изворот сеизмичкиот бран го презема дифузниот фронт и оди напред. На наредното, т.н. акустично ниво, електромагнетните нарушувања се локализирани во средината на акустичниот бран и се шират заедно со брзината на звукот.

Теоријата предвидува дека во акустичниот режим, пред фронтот на еластичниот бран се формира квази - стационарен електромагнетен прекурзор  $\lambda = (\mu_0 \sigma C_l)^{-1}$ , што зависи од електричната проводливост на средината  $\sigma$  и брзината на бранот  $C_l$ . За горниот седиментен слој,  $\lambda = 1 - 100 \text{ km}$ , па прекурзорот на еластичниот бран може да биде пред еластичниот бран не повеќе од неколку секунди. Во случај на единечен пулс на компресија, сигналот на прекурзорот ќе биде негативен. Неговата вредност се зголемува со текот на времето до пристигнувањето на сеизмичкиот бран. На растојание од десетици километри од епицентарот на земјотресот, амплитудата на прекурзорот може да достигне вредности од неколку  $pT$  до  $nT$  магнетно нарушување. Со зголемување на кондуктивитетот на средината, се зголемува и амплитудата на прекурзорот, а  $\lambda$  се намалува.

Во дифузен режим, амплитудата на електромагнетните нарушувања брзо се намалува со растојанието како резултат на дисперзните процеси во кондуктивната средина. Нарушувањата, локализирани во средината на фронтот на еластичниот бран, се намалуваат со растојанието, но многу побавно.

Геомагнетните нарушувања од сеизмичка природа можат да се користат за верификација на подземните експлозии за да се контролира спроведувањето на подземни тестови за експлозиви. Слично на сеизмичките осцилации, електромагнетната фаза зависи од ориентацијата на векторот на локалното магнетно поле и електропроводливоста на Земјата. За жал, овој факт не се зема во предвид при интерпретација на податоците од мерните инструменти.

Интересно е тоа што дисперзивно - дисипативните особини на реалните геолошки средини, условени од вискозноста, хетерогеноста итн., различно влијаат на сеизмичките и електромагнетните параметри. Така на пример, ако амплитудата на акустичните вредности во површински бран се намалува како  $r^{-n}$ , тогаш магнетните вредности се намалуваат како  $r^{-n+1/2}$ , т.е. побавно. Во исто време, ширината на акустичниот бран во дисипативна средина и значајните димензии на регионот на

електромагнетни нарушувања се зголемува пропорционално  $r^{1/2}$ , т.е. еднакво.

Сеизмоелектричните појави се предизвикани од електрокинетички ефект во порозна водозаситена средина. Деформацијата на порозната карпа во сеизмичкиот бран создава градиент на притисокот во течноста која ги исполнува порите. Ова создава услови за појава на електрокинетичка струја. Ова е косеизмички ефект, кој се манифестира скоро симултано со сеизмичките вибрации.

Сеизмоелектричните појави можат да се објаснат експериментално од набљудуваните сигнали на електричните сигнали. Но, потеклото на магнетните нарушувања во рамките на овој механизам не можат да се објаснат. Можно е, оваа појава да има комбинирана природа, т.е. во магнетното поле доминира индуктивниот сеизмомагнетен ефект, а во електричното преовладува сеизмоелектричниот ефект или и двете појави имаат свој придонес. Крајниот заклучок ќе биде направен кога реално ќе бидат утврдени електрокинетичките параметри на средината, неговата содржина на влага и порозност на големи длабочини.

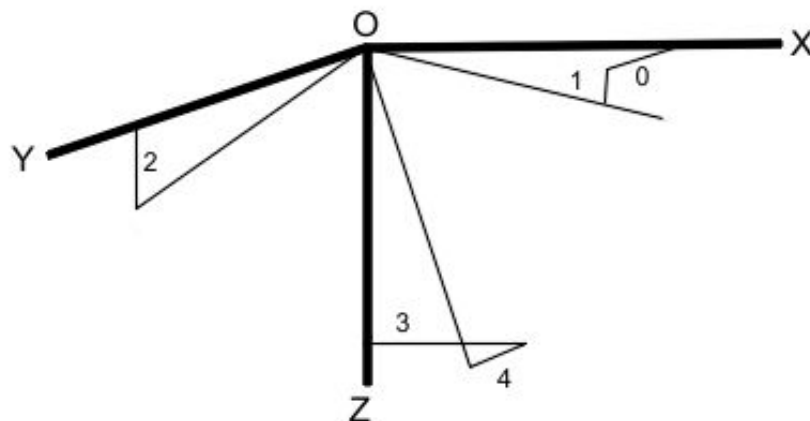
## 7. МЕРНИ ИНСТРУМЕНТИ

### 7.1. МАГНЕТОМЕТРИ

Флуксгејт (fluxgate) магнетометрите се триаксијални магнетометри кои се базираат на комерцијално достапни флуксгејт сензори. Со цел да се подобри долготрајната стабилност, како и температурната стабилност, овие сензори се обезбедени со компензациски калеми намотани на кварцни цевки со цел да се добие помало отстапување од неколку nT годишно и температурен коефициент од 0.25 nT/°C или помал, што го прави магнетометарот многу погоден за користење во магнетни опсерватории.

Нормален тип на магнетометар е оној во кој трите флуксгејт сензори се монтирани на мермерна коцка со димензии 12x12x12 cm која е поставена на триножна алуминиумска основа. Секој сензор е калибриран за да се одреди неговата осетливост и неизрамнетоста на сензорите.

Како референтна рамка за овие калибрации се користи ортогонален координатен систем X, Y, Z каде Y - оската е хоризонтална и лежи во иста вертикална рамнина како магнетната оска на Y (D) - сензорот. X - оската е, исто така, хоризонтална и нормална на Y. Z - оската е насочена надолу.



Сл. 7.1. Отстапување на оската на сензорот од референтната рамка x, y, z

Fig. 7.1. Deviation of sensor axis from the frame of reference x, y, z



На слика 7.1. е прикажана референтната рамка и петте агли на неизрамнетост (0 - 4). Во стандардните инструменти, овие агли се помали од 2 mrad или 7 лачни минути.

Користејќи ги овое неизрамнетости, добиени се изрази за излезите (outputs) на магнетометарот  $V_x$ ,  $V_y$  и  $V_z$ :

$$S^* V_x = O_x + B_x + \varepsilon_0 B_y + \varepsilon_1 B_z - X_{BIAS}$$

$$S^* V_y = O_y + B_y + \varepsilon_2 B_z - Y_{BIAS}$$

$$S^* V_z = O_z + B_z + \varepsilon_3 B_x + \varepsilon_4 B_y - Z_{BIAS}$$

каде  $S$  е осетливоста на инструментот во nT/V,  $O$  се компензациите на инструментот во nT,  $B_x$ ,  $B_y$  и  $B_z$  се компонентите на магнетното поле во должиските на референтниот координатен систем и  $\varepsilon$  е агол на неизрамнетост. Компензацијата и неизрамнетоста се многу мали величини и најчесто можат да бидат вклучени во терминот BIAS. Па, горните изрази можат да се редуцираат како:

$$S^* V_x = B_x - X_{BIAS}$$

$$S^* V_y = B_y - Y_{BIAS}$$

$$S^* V_z = B_z - Z_{BIAS}$$

Осетливоста на инструментот е одредена од осетливоста на сензорот и отпорниците за скалирање во електрониката.

$$S = \frac{T_X}{R_X} = \frac{T_Y}{R_Y} = \frac{T_Z}{R_Z}$$

каде:  $R$  се трите отпорници во електрониската кутија кои ја подесуваат осетливоста на инструментот и  $T$  се осетливостите на сензорот (nT/mA) кои се дадени во сертификатот за калибрација.

Дадените формули се корисни ако треба да се смени осетливоста на инструментот.

Електрониката е направена од високо квалитетни и високо прецизни компоненти, така што, виртуелно, не се потребни подесувања. Всушност, само трите отпорници кои ја одредуваат осетливоста (опсегот) на трите компоненти на полето, треба да се подесат за секој инструмент. Бидејќи

осетливоста на секој сензор е дадена во сертификатот за калибрација, опсегот на вредностите на инструментите може да се манува со подесување на отпорниците за скалирање. Истото се прави и во случај на менување на електронската кутија. Сè што треба да се направи е подесување на трите отпорници за скалирање со помош на прецизен ом-метар.

Ако е потребна XYZ - ориентација, може да се користи Y - излезот за да се одреди точната ориентација. За да се направи ова, треба да се знае вредноста на Y - компонентата на столбот каде ќе се монтира сензорот. Ако Y - компонентата е поголема од динамичкиот опсег на магнетометарот и треба да се користат прекинувачи за компензација (офсет - прекинувачи) за оваа компонента, Y - компонентата може да се пресмета од:

$$Y = Y_{analog} + (N_{coarse} * 16 + N_{fine}) * 0.003922 * S_y$$

каде:  $Y_{analog}$  е аналоген излез на Y - копонентата во nT,  $N_{coarse}$  и  $N_{fine}$  се подесувањата на офсет прекинувачите и  $S_y$  е константа на намотката во nT/mA. Овој израз ја дава вредноста на Y - компонентата со точност од 0,5 %. Користејќи ја оваа ориентација на сензорот, со апсолутни мерења, на пример, на D, I и F ќе се одредат вредностите на трите базни линии (X-BIAS, Y-BIAS и Z - BIAS).

### 7.1.1. Типови на магнетометри

Во изработката на докторската дисертација се користени два типа на магнетометри (вариометри). На станицата Плачковица е поставен вариометар од типот Fluxgate magnetometer Lemi 008 (сл. 7.2) произведен во Националната академија на науките, Украина - Центар на Институтот за вселенски истражувања во Лвов. На станицата во Скопје, во близина на Сеизмолошката опсерваторија, е поставен вариометар од типот Fluxgate magnetometer FGE (сл. 7.3) произведен во Данскиот Метеоролошки Институт.



Сл. 7.2. Флуксгејт магнетометар Lemmi 008

Fig. 7.2. Fluxgate magnetometer Lemmi 008

### Технички параметри на Lemmi 008

Мерен опсег на варијации*: Опсег I Опсег II	$\pm 100\,000\text{ nT}$ $\pm 3\,200.0\text{ nT}$
Резолуција: Опсег I Опсег II	10 nT 0.1 nT
Дигитален излез	RS-232
Фактор на трансформација на аналоген излез	2 mV/nT
Шум на аналоген излез на 1 Hz	$< 10\text{ pT}/\sqrt{\text{Hz}}\text{ rms}$
Грешка на ортогоналност на компонентите	$< 30\text{ min of arc}$
Време на опробување	1s, 2s, 5s, 10 s, 60 s
Големина на внатрешна меморија	8 MB
GPS време и одредување на координатите	
Опсег на температура на работа	- 5 to +40° C
Фактор за трансформација на температурниот сензор	7,6 mV/° C
Напојување, батерија	12 V, 0.2 A
Тежина: сензор со електронска единица	3.0 kg 3.5 kg
Должина на кабелот за конекција	10 m

\* резултатите на дисплејот се прикажани во микротесли



Сл. 7.3. Флуксгејт магнетометар FGE

Fig. 7.3. Fluxgate magnetometer FGE

### Технички параметри на Fluxgate magnetometer FGE

Аналоген излез	$\pm 10 \text{ V}$
Динамички опсег	Се одредува од корисникот
Резолуција	0.1 nT
Опсег на биасот	65000 nT или 75000 nT
Чекор на биасот	130 nT или 150 nT (не се калибрирани)
Неизрамнетост на сензорите	$< 2 \text{ mrad}$ (7 min of arc)
Долготрајно отстапување	$< 3 \text{ nT / год.}$
Температурен коефициент	$< 0.25 \text{ nT / } ^\circ\text{C}$
Band pass	DC до 1 Hz
Излез на температурниот сензор	$5 \text{ mV / } ^\circ\text{K}$

## Општи информации

Големина на сензор	19 x 19 x 19 cm <sup>3</sup> , 9 kg
Големина на електрониката	16 x 40 x 10 cm <sup>3</sup> , 2 kg
Напојување	230 VAC, 2 W
Додатно DC - напојување	10 - 30 VDC, 1.5 W
Работна температура	0 до +40 °C

## 7.2. СЕИЗМОМЕТРИ

Сеизмометрите (сл. 7.4) се инструменти кои ги мерат движењата на тлото, вклучувајќи ги и сеизмичките бранови генерирани од земјотреси, вулкански ерупции и други сеизмички извори. Снимките на сеизмичките бранови им овозможуваат на сеизмолозите да ја картираат внатрешноста на Земјата и да ги лоцираат и мерат димензиите на различни извори. Тие овозможуваат континуирано снимање на движењата на тлото.



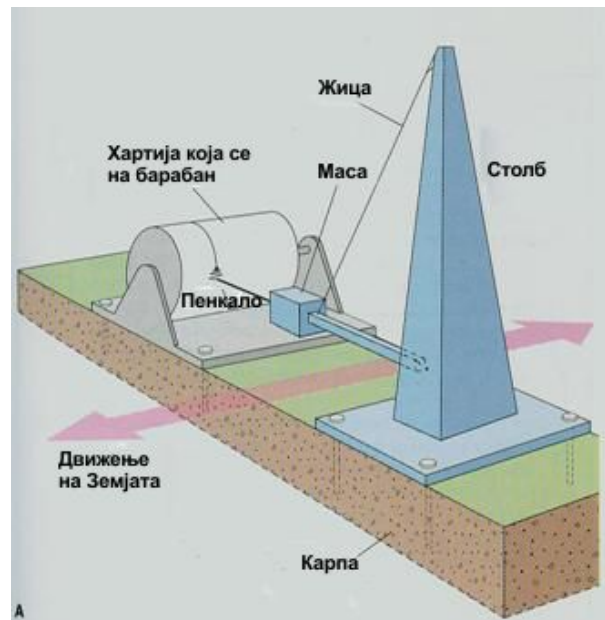
Сл. 7.5. Сеизмометар

Fig. 7.5. Seismometer

Сеизмограф (сл. 7.5) е друг израз за сеизмометар, иако е посоодветен на постарите инструменти во кои мерењето и запишувањето на земјиното движење се комбинирани, додека во новите инструменти овие две функции се одвоени. Двата типа на инструменти обезбедуваат

континуирани записи на движењето на тлото. Инерцијалните сеизмометри се состојат од:

- Маса наречена инерцијална маса, која може да се движи во однос на рамката на инструментот, но е закачена за инструментот (со федер) така што таа се држи до рамката кога нема движење.
- Средство за запишување на движењето во однос на рамката, или на силата потребна да ја држи во мирување. Било кое движење на тлото ја придвижува рамката. Масата има тенденција да не се придвижи поради инерцијата и мерејќи го релативното поместување помеѓу рамката и масата, се определува поместувањето на тлото иако масата не се движи.



Сл. 7.5. Скица на сеизмограф

Fig. 7.5. Sketch of seismograph

## Основни принципи

Едноставен сеизмометар кој е осетлив на движењата горе - долу на Земјата може да се разбере со визуелизација на маса која виси на пружина. Пружината и масата се отстранети од рамката која се движи заедно со површината на Земјата. Како што се движи тлото, релативното движење меѓу масата и Земјата дава мерка за вертикалното движење на

тлото. Ако има инсталиран систем за снимање, како што е ротирачки барабан прикачен на рамката и пенкало прикачено на масата, релативното движење меѓу масата и Земјата се снима и се создава дијаграм за движењето на тлото, наречен сеизмограм.

Било какво движење на тлото ја придвижува рамката. Масата тежи да не се движи поради својата инерција, а од мерењето на движењето меѓу рамката и масата може да се одреди движењето на тлото.

Професионалните сеизмолошки опсерватории, вообичаено, имаат инструменти кои ги мерат трите оски: север - југ, исток - запад и вертикалната оска. Ако може да се мери само една оска, тогаш најдобро е тоа да е вертикалната, бидејќи има помалку шум и дава подобра снимка на сеизмичките бранови.

## 8. АНАЛИЗА И ОБРАБОТКА НА МАГНЕТНИТЕ И СЕИЗМИЧКИТЕ ПОДАТОЦИ

Во поглавјата 5 и 6 детално се презентирани интеракциите меѓу електромагнетните и механичките (сеизмичките) полиња. Во овој труд се направени напори за анализа на врската помеѓу двете полиња, односно настанатите промени во геомагнетното поле за време на настанување на земјотресот. Од тој аспект, анализирани се магнетограмите во краток временски интервал (24 ч), со централно време на настанување на земјотресот.

Отворено е прашањето за промените на магнетното поле и времетраењето на подготовката на земјотресот. Времето на подготовка на еден земјотрес, односно натрупувањето на потенцијална енергија, поради тектонските процеси во Земјата, трае повеќе десетици па и стотици години, односно тие процеси се релативно бавни. За да се истражуваат, односно да се дефинираат промени во магнетното поле кои би биле претскажувачи на идните земјотреси, потребно е да се набљудуваат магнетограмите во долги серии, најмалку помеѓу два случени земјотреси од исто жариште.

Во докторската дисертација, за прв пат, се користени и анализирани податоците од геомагнетната станица на Плачковица, како и податоците од геомагнетната станица Скопје, кои егзистираат релативно кратко време. Од поголем број на земјотреси, направен е избор на земјотреси на поголема далечина од Македонија и со поголема магнитуда на територијата на Кина и Хаити. Прикажана е и анализа на земјотреси во непосредна близина, односно на територијата на Грција, како и три земјотреси од Македонија.

Овие три земјотреси се избрани според припадноста на одредена геотектонска единица. Охридскиот земјотрес припаѓа на Западно - Македонската зона и е од посебен интерес според познатите геолошки параметри (мофетата во с. Косел). Исто така, истражувањата на длабочината на Мохо дисконтинуитетот (Т. Делипетров, 1991) покажуваат изразита аномалија во овој простор. Земјотресот во Ресен, исто така,



припаѓа во Западно - Македонската зона. Третиот анализиран земјотрес е во Валандовското сеизмогено подрачје кое досега генерирало најголем број на силни земјотреси на територијата на Република Македонија. Од тектонски аспект, ова подрачје се наоѓа на длабинскиот расед помеѓу Вардарската зона и Источно - Македонската зона.

Прикажани се сеизмограмите за дадените земјотреси и, соодветно, магнетограмите на трите компоненти X, Y и Z, во интервал од  $\pm 12$  ч од настанувањето на земјотресот.

Магнетограмите се обработени со програмскиот пакет TSoft, кој ги дава промените на магнетограмот во временски домен, односно брзината на промена на соодветната компонента.

Магнетограмот е претставен со трите компоненти: X - северна компонента, Y - источна компонента и Z - вертикална компонента. Со помош на програмот TSoft е пресметано:  $\frac{\partial X}{\partial t}, \frac{\partial Y}{\partial t}, \frac{\partial Z}{\partial t}$  кои претставуваат промена на компонентите во единица време.

Анализираните дијаграми на компонентите X, Y и Z, како и  $\frac{\partial X}{\partial t}, \frac{\partial Y}{\partial t}, \frac{\partial Z}{\partial t}$  јасно укажуваат дека промените на вредностите на геомагнетните компоненти се појасни во временски домен.

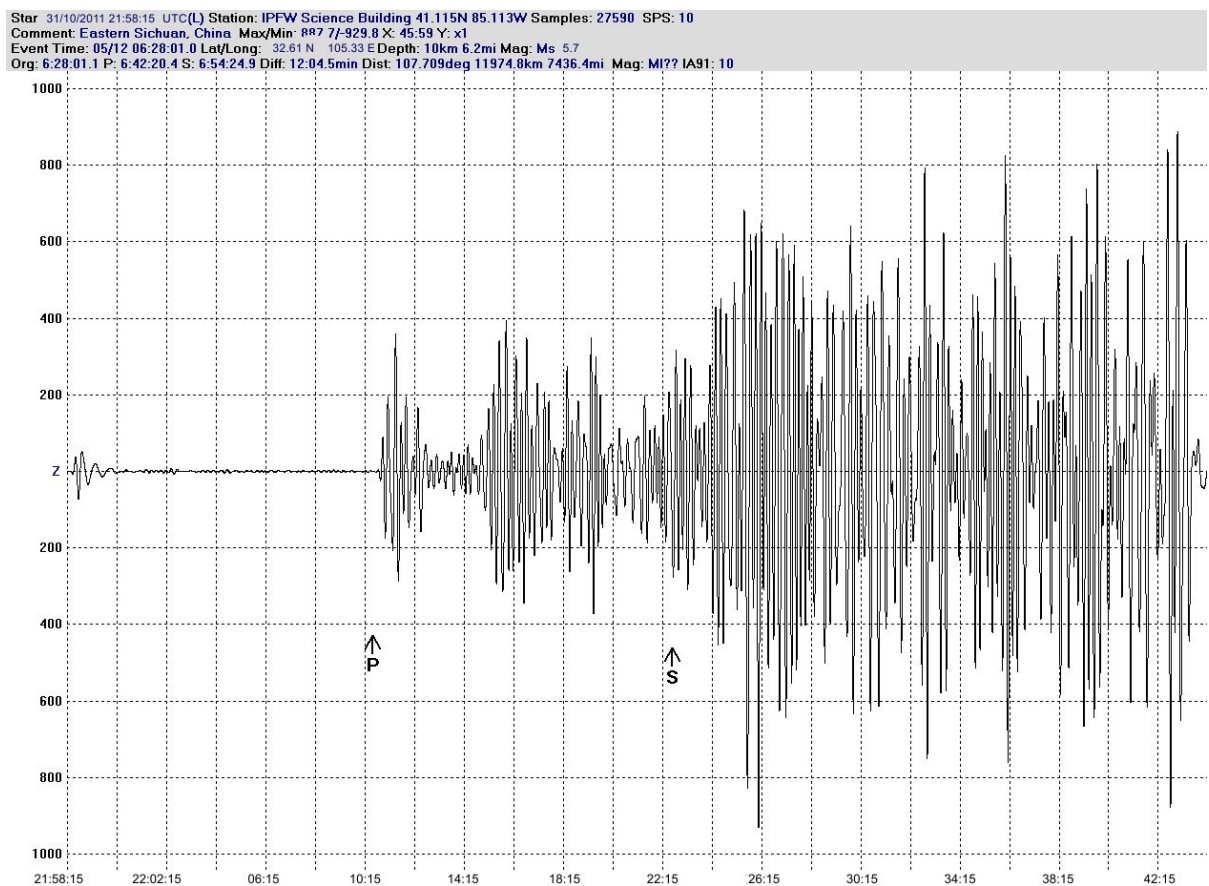
Од поголемиот број анализирани земјотреси и соодветно на нив магнетограми, овде се презентирани: земјотресот во Кина од 31.10.2011 година, на Хаити од 12.01.2010 година, на Крит од 12.10.2013 година и Кефалонија од 03.02.2014 година во Грција и земјотресите регистрирани на територијата на Македонија: Охридско од 07.07.2012 година, Ресен од 19.01.2013 година и Валандовско од 27.08.2012 година.

Сите земјотреси се регистрирани во Сеизмолошката опсерваторија во Скопје и геомагнетните станици на Плачковица и во Скопје, освен далеките земјотреси во Кина и Хаити.

## 8.1. ЗЕМЈОТРЕС ВО СИЧУАН, КИНА - 31.10.2011 ГОДИНА

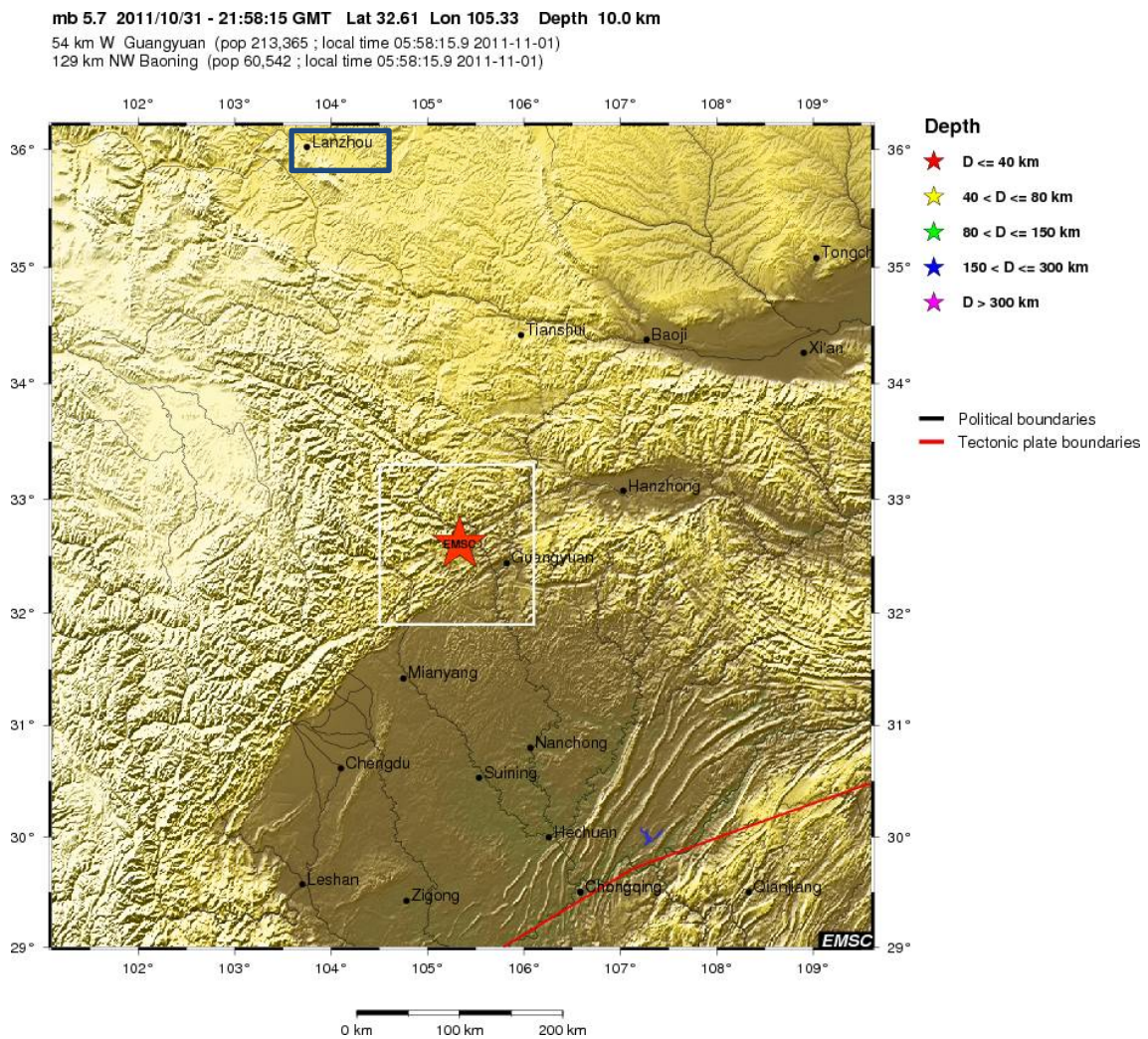
### Податоци за земјотресот

Магнитуда             $M = 5.7$   
Регион                Сичуан, Кина  
Дата, време          2011-10-31;    21:58:15.0 UTC  
Локација             32.61 N; 105.33 E  
Длабочина            10 km



Сл. 8.1. Сеизмограм на земјотресот во Сичуан, Кина, 31.10.2011

Fig. 8.1. Seismogram of the earthquake in Sichuan, China 31.10.2011



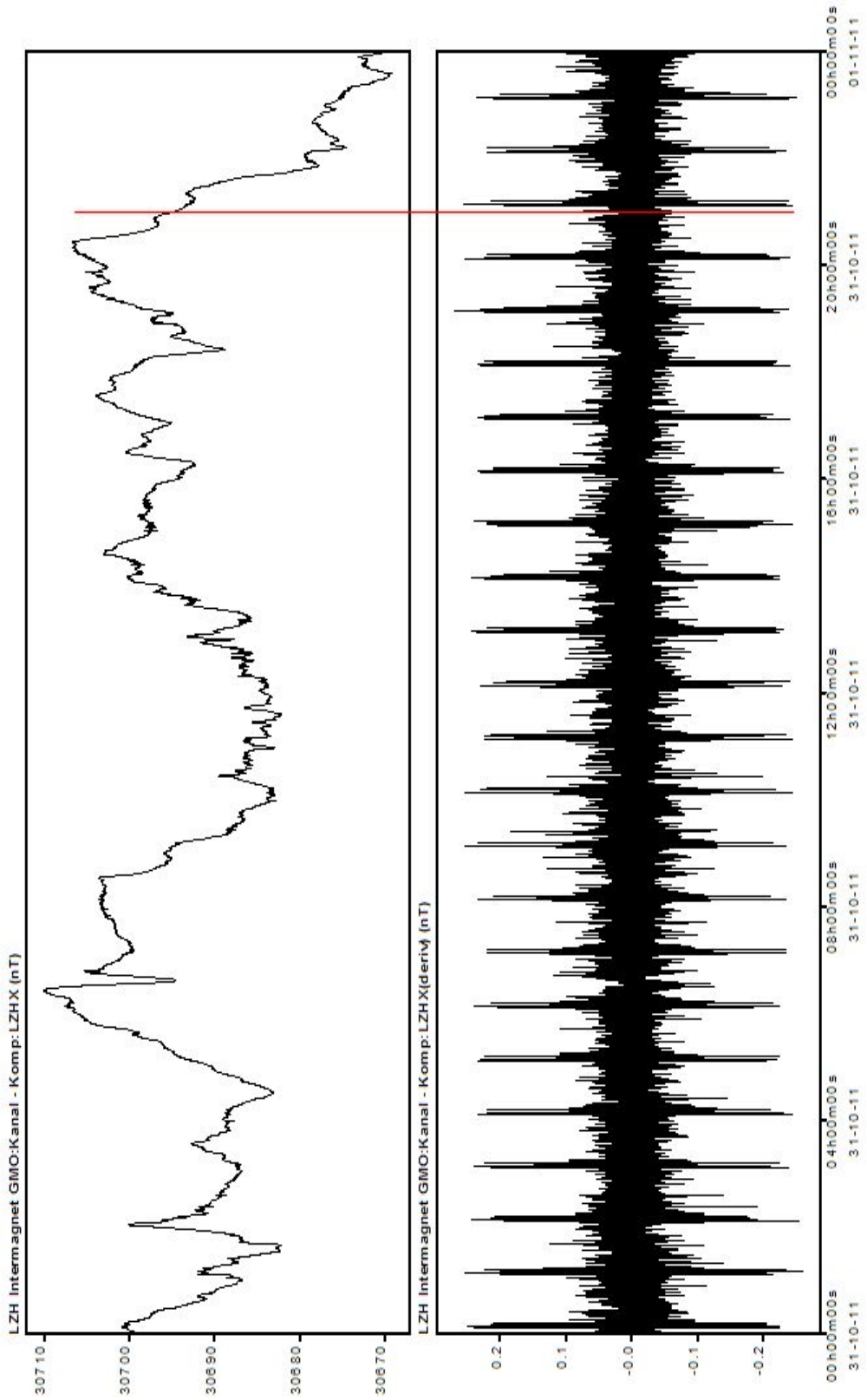
Сл. 8.2. Локација на земјотресот (црвена ѕвезда) и локација на геомагнетната опсерваторија Ланжу (сина рамка)

Fig. 8.2. Earthquake location (red star) and location of geomagnetic observatory Lanzhou (blue frame)

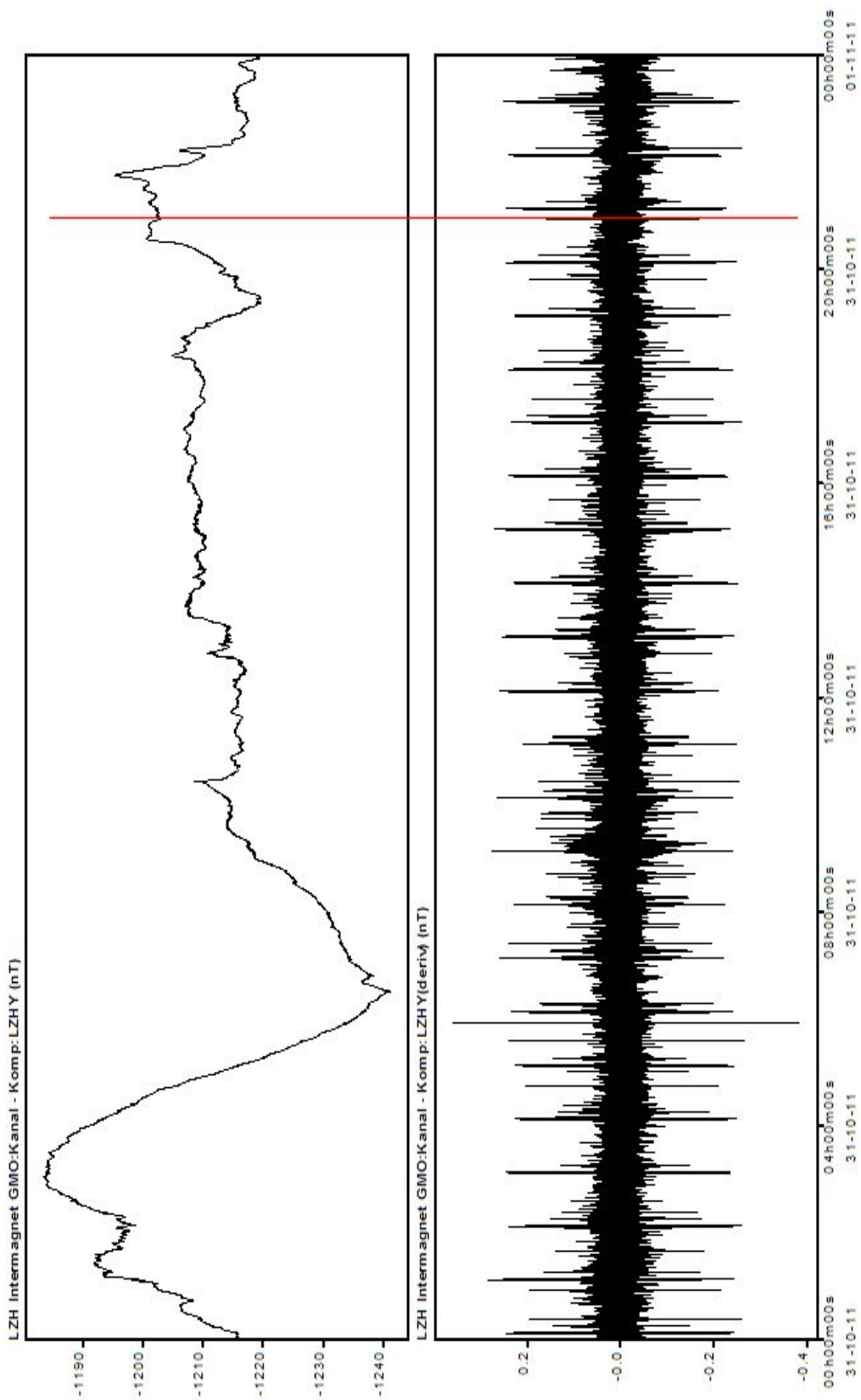
Податоците за геомагнетните компоненти се преземени од веб - страната на ИНТЕРМАГНЕТ, а се мерени во геомагнетната опсерваторија Ланжу во Кина.

Со црвена линија е означено времето на регистрацијата на земјотресот.

## X - компонента од опсерваторијата Ланжу - Кина

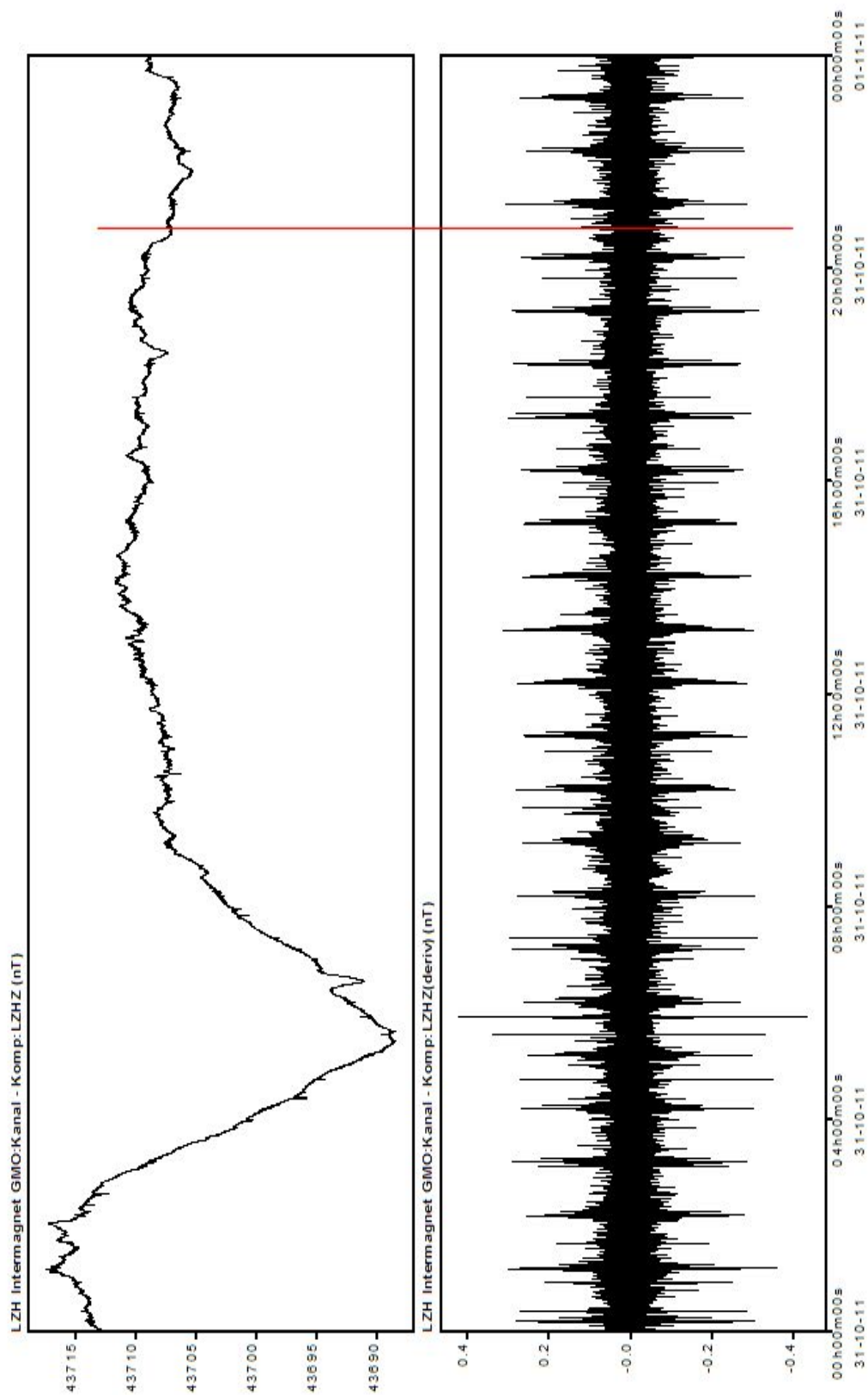


# Y – компонентенета од опсерваторијата Ланжу – Кина





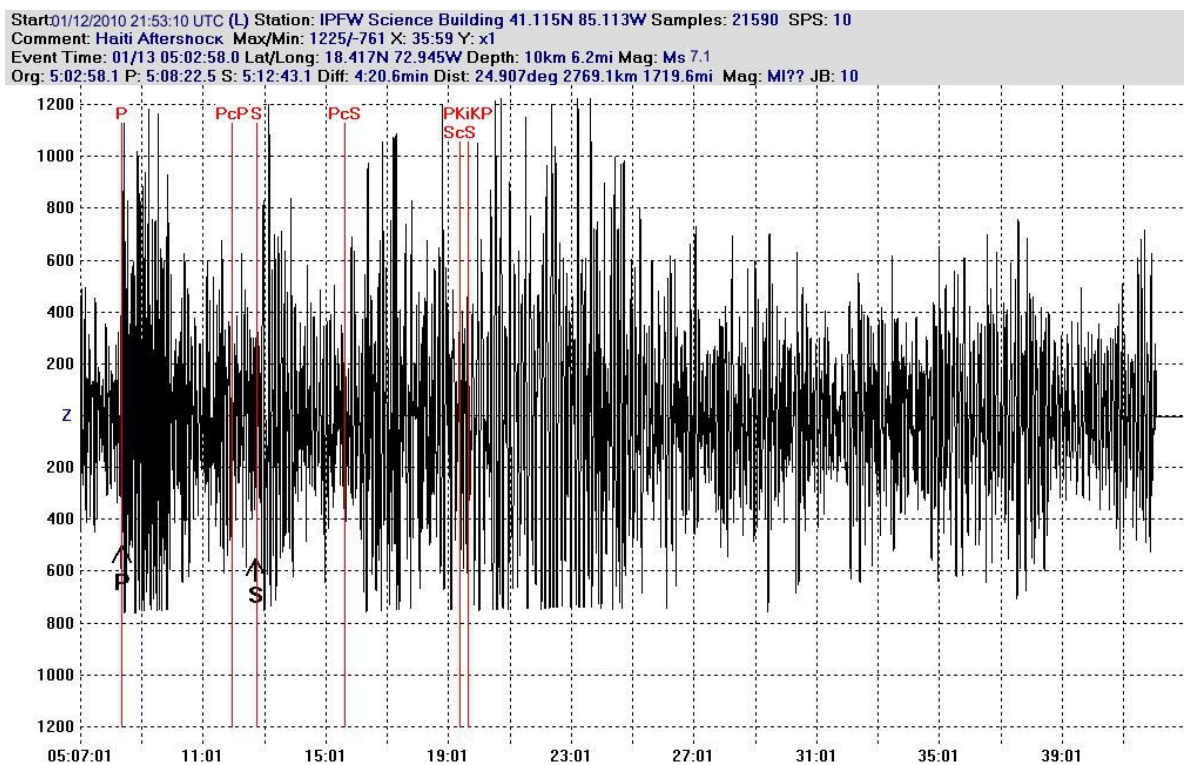
## Z - компонента од опсерваторијата Ланжу - Кина



## 8.2. ЗЕМЈОТРЕС ВО ХАИТИ - 12.01.2010 ГОДИНА

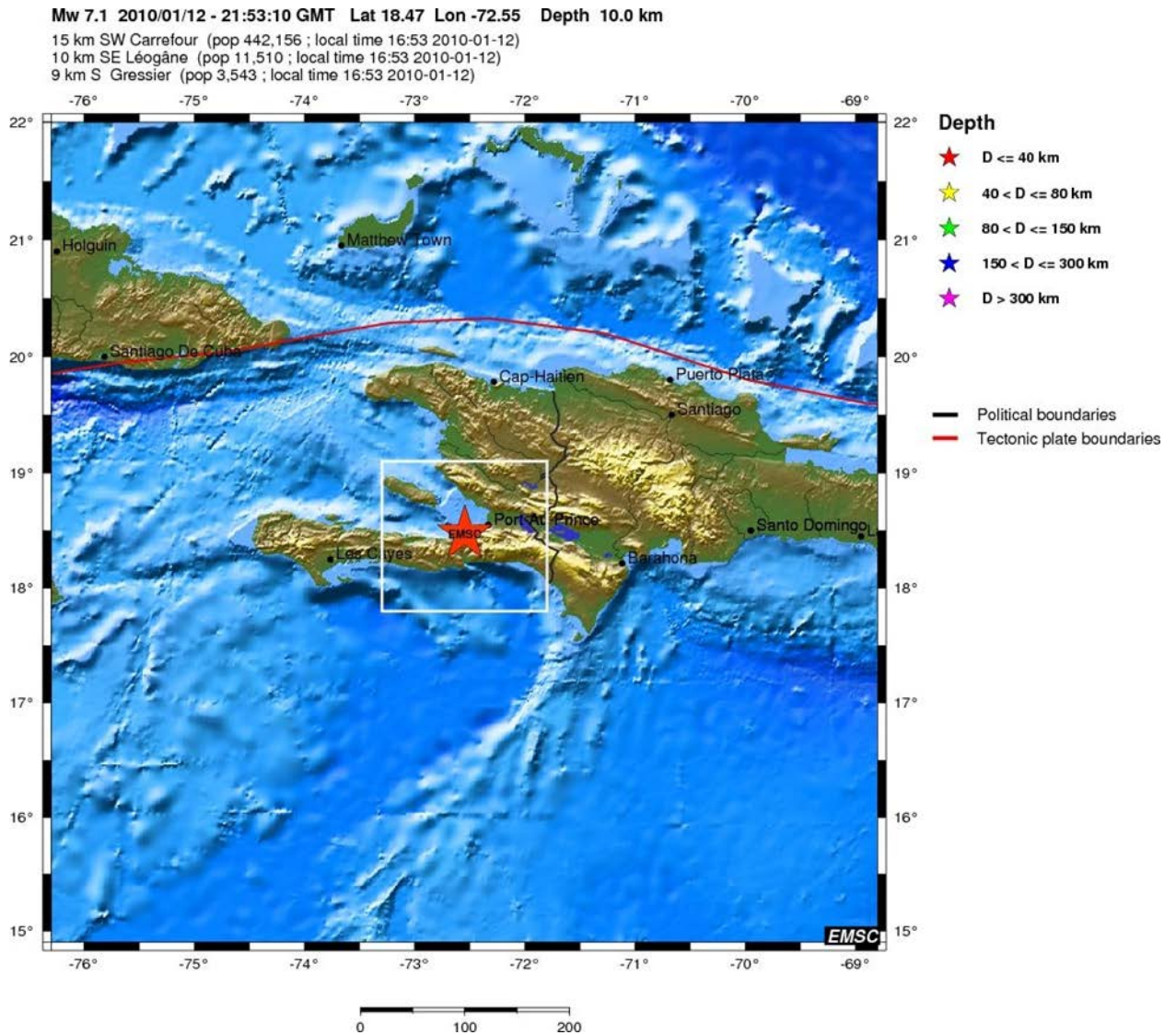
### Податоци за земјотрес

Магнитуда  $M = 7.1$   
Регион Хаити  
Дата, време 2010-01-12; 21:53:10.3 UTC  
Локација 18.47 N ; 72.55 W  
Длабочина 10 km



Сл. 8.3. Сеизмограм на земјотресот во Хаити, 12.01.2010 г.

Fig. 8.3. Seismogram of the earthquake in Haiti region, 12.01.2010



Сл. 8.4. Локација на земјотресот (црвена ѕвезда)

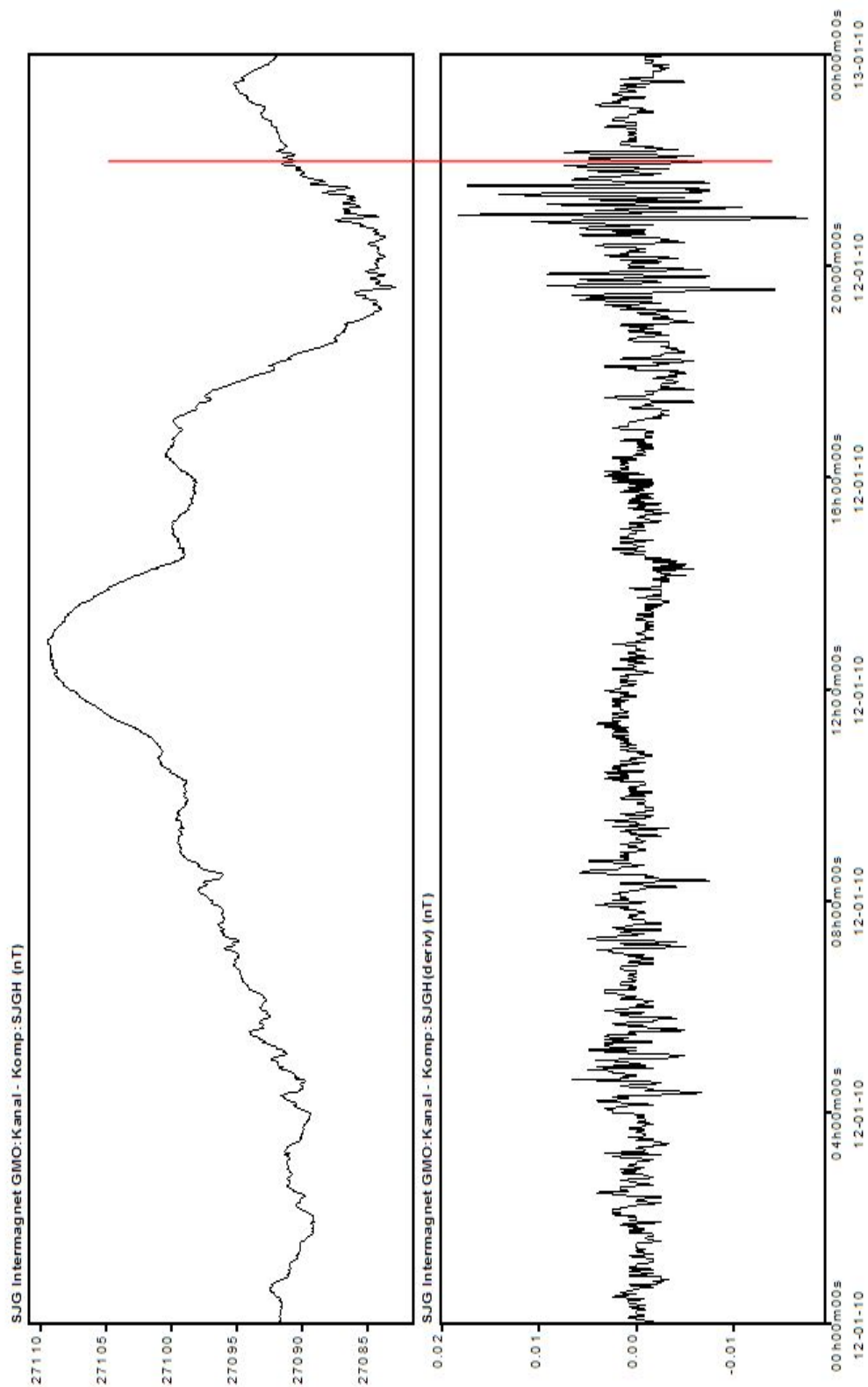
Fig. 8.4. Location of earthquake (red star)

Геоманетните податоци се преземени од веб страницата на ИНТЕРМАГНЕТ, а мерени се во геоманетната опсерваторија Сан Хуан (San Juan) која се наоѓа на оддалеченост поголема од 800 km, на островот Порторико.

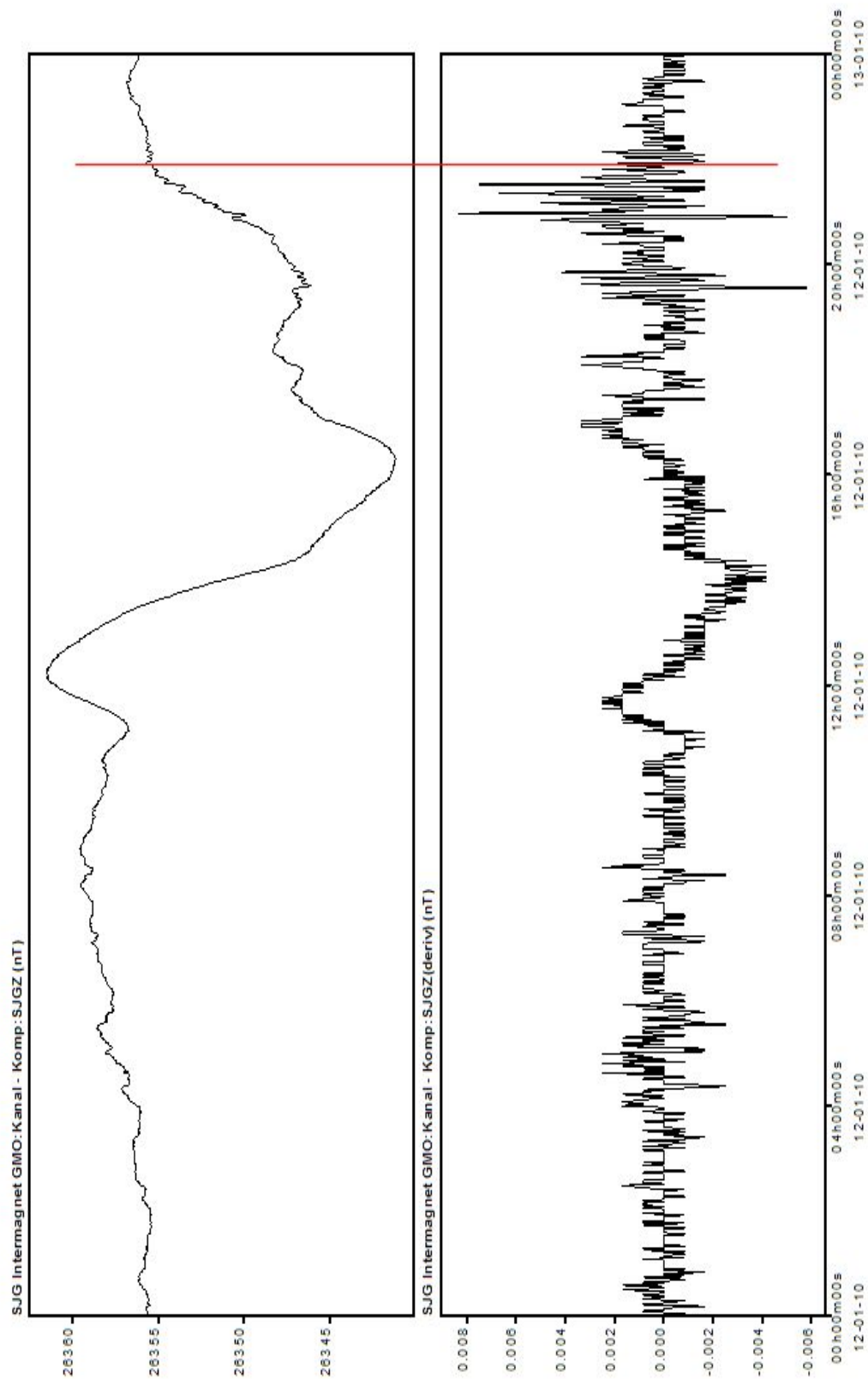
Со црвена линија е означено времето на регистрација на земјотресот.



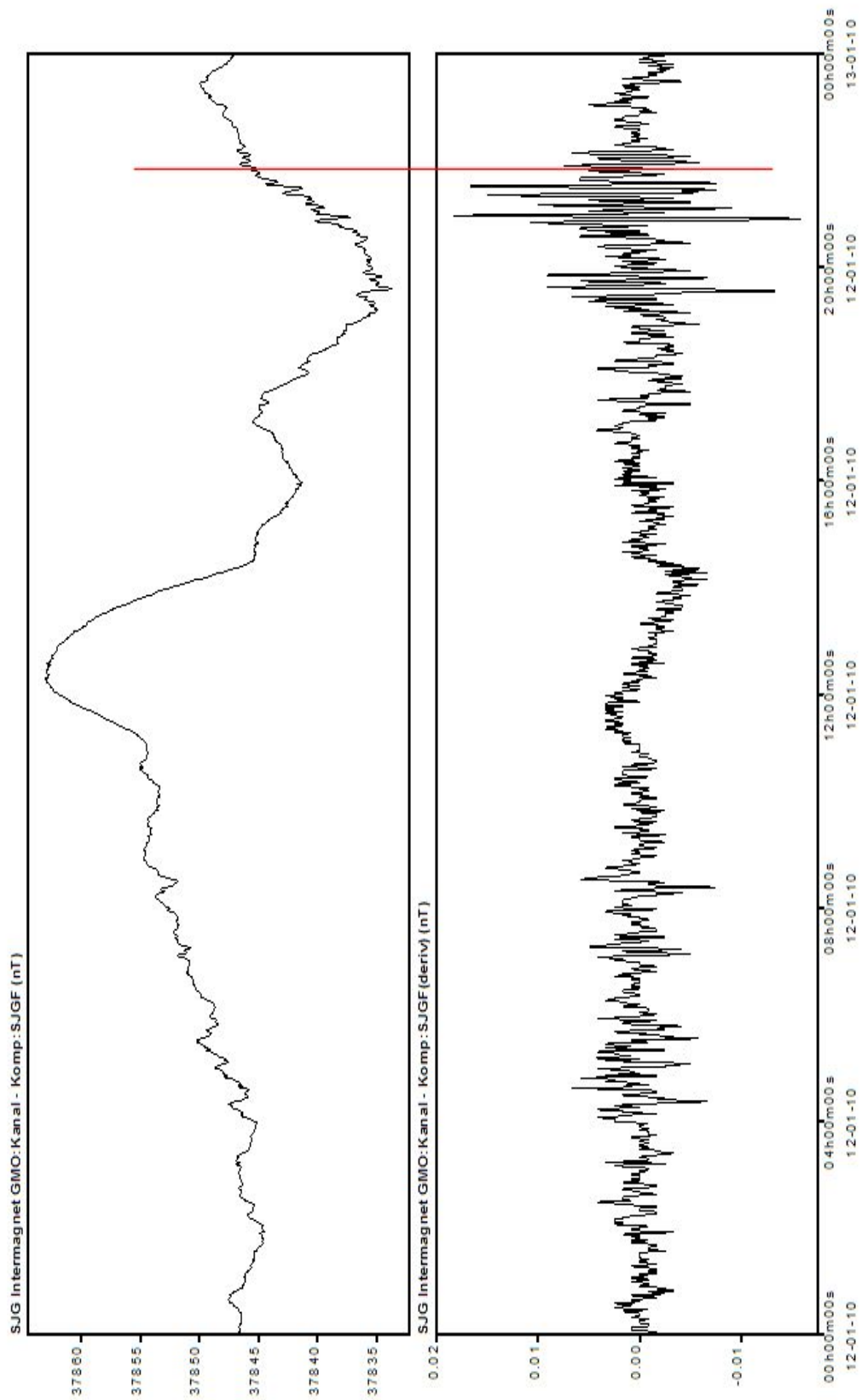
## Н - компонента



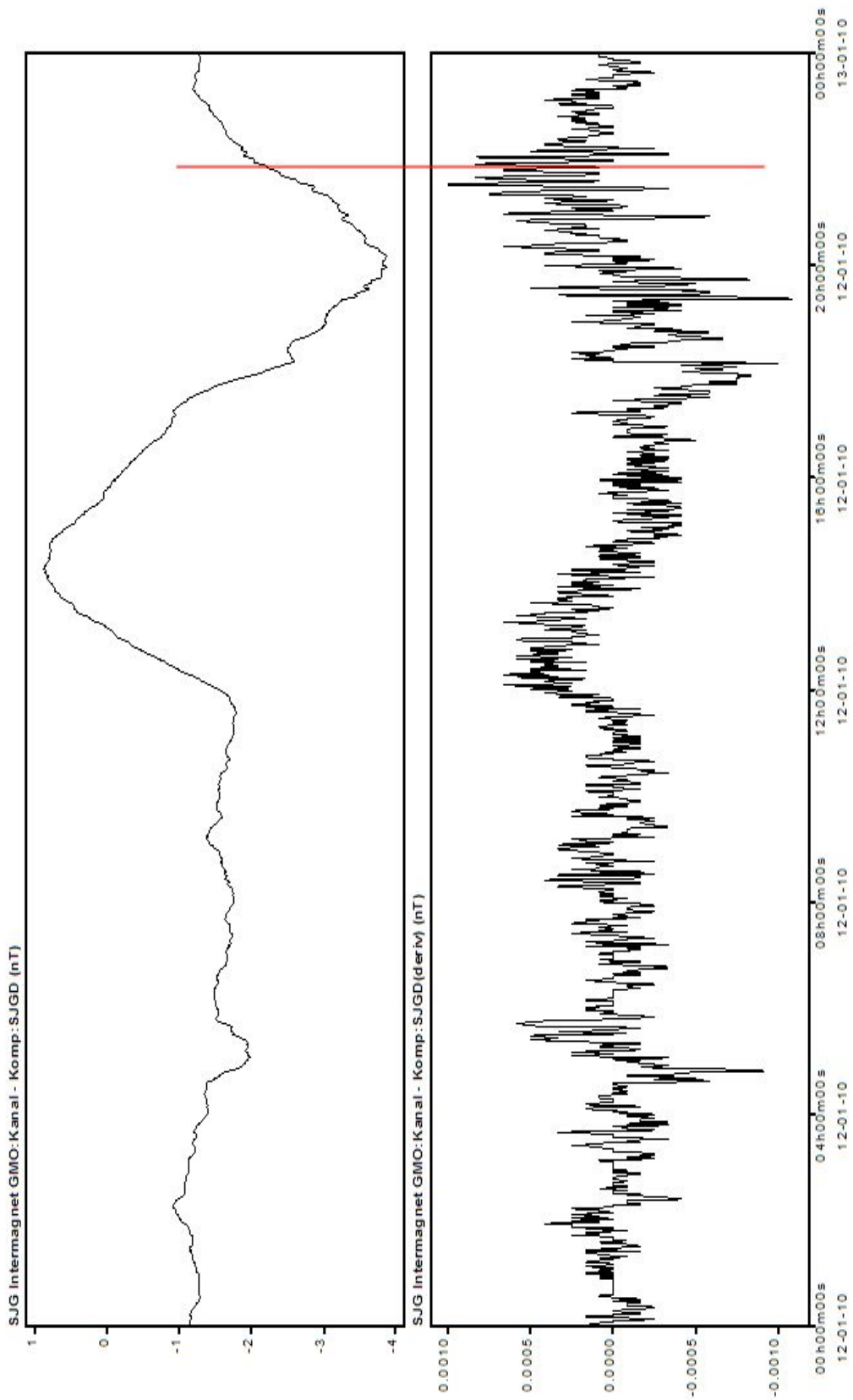
## Z - КОМПОНЕНТА



## F - КОМПОНЕНТА



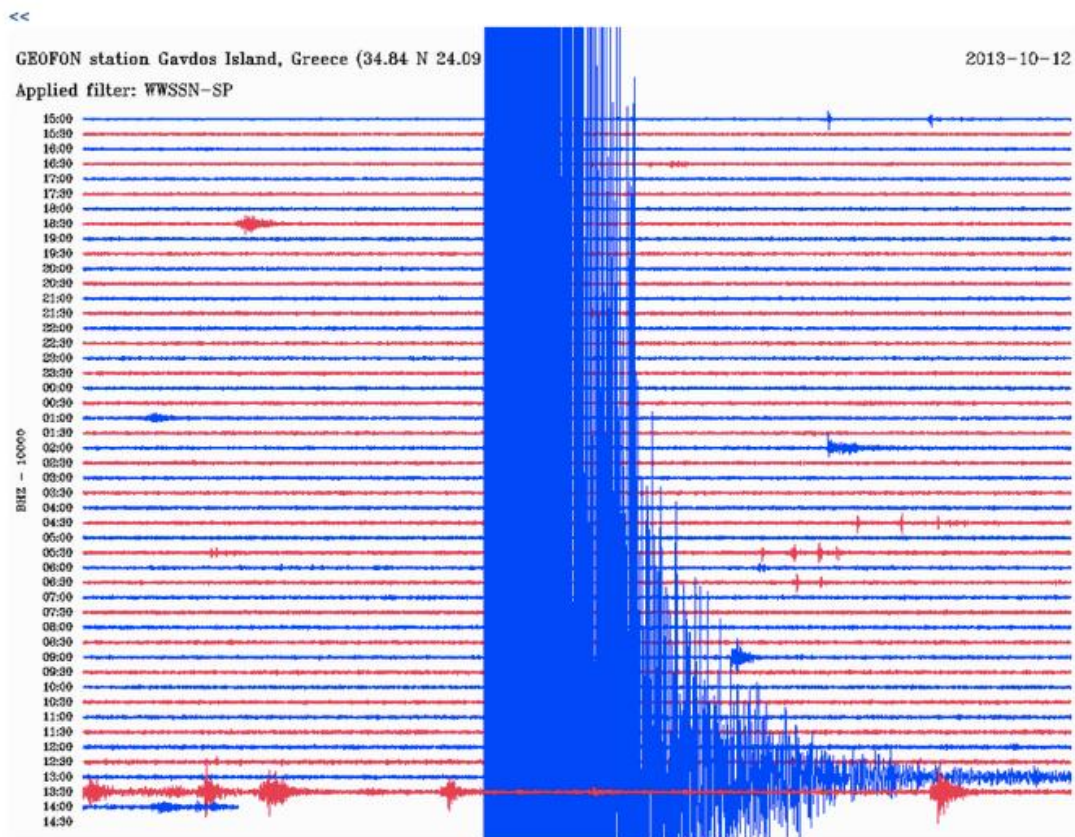
## D - КОМПОНЕНЕТА



### 8.3. ЗЕМЈОТРЕС НА КРИТ, ГРЦИЈА - 12.10.2013 ГОДИНА

#### Податоци за земјотресот

Магнитуда       $M = 6.4$   
Регион          КРИТ, ГРЦИЈА  
Дата, време     2013-10-12; 13:11:54.0 UTC  
Локација        35.56 N ; 23.31 E  
Длабочина      47 km



Сл. 8.5. Сеизмограм на земјотресот на Крит, Грција, 12.10.2013 г.  
Fig. 8.5. Seismogram of the earthquake on Crete, Greece, 12.10.2013



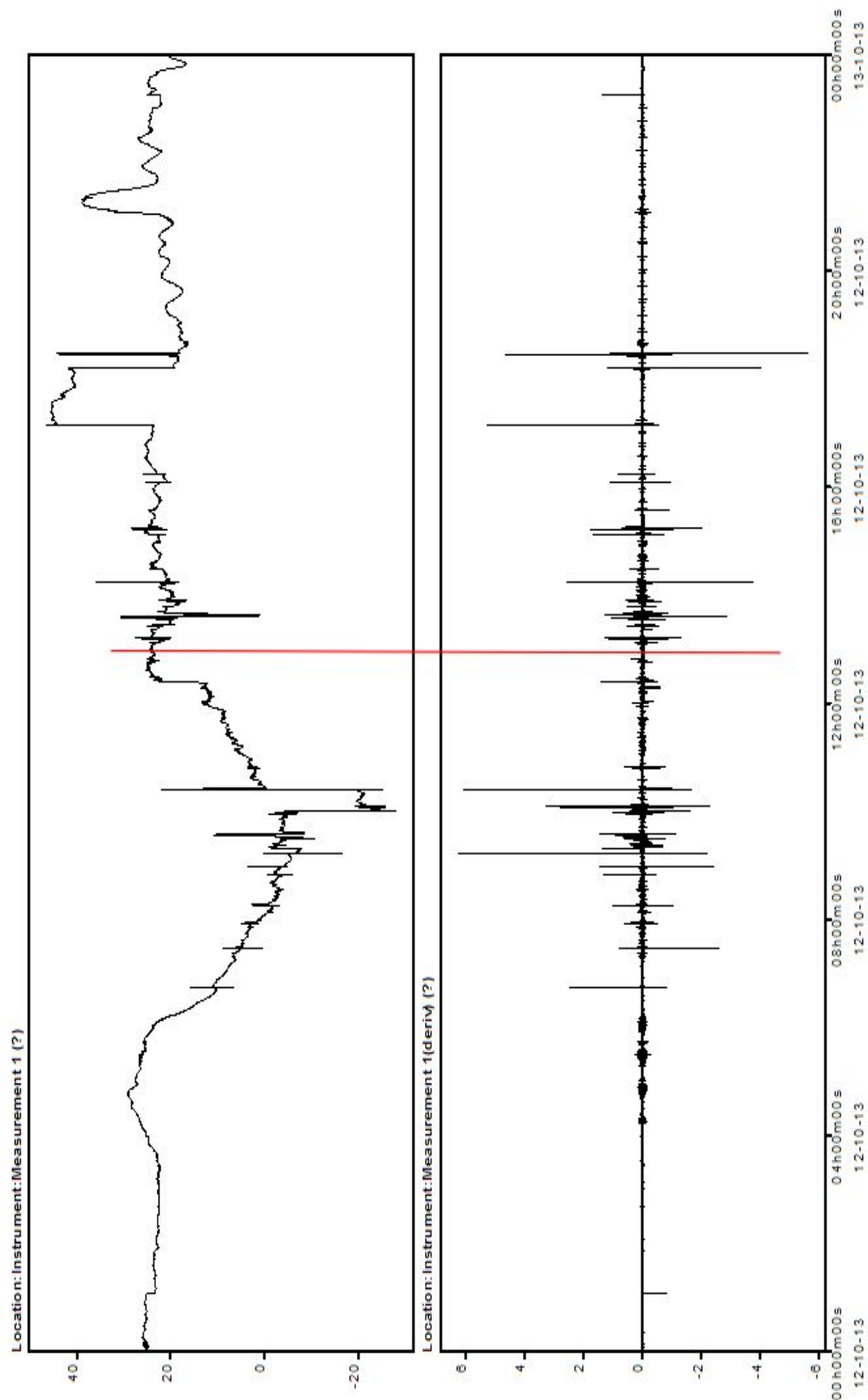


Сл. 8.6. Локација на земјотресот (жолта ѕвезда) и локација на геомагнетната опсерваторија Педели (сина рамка)

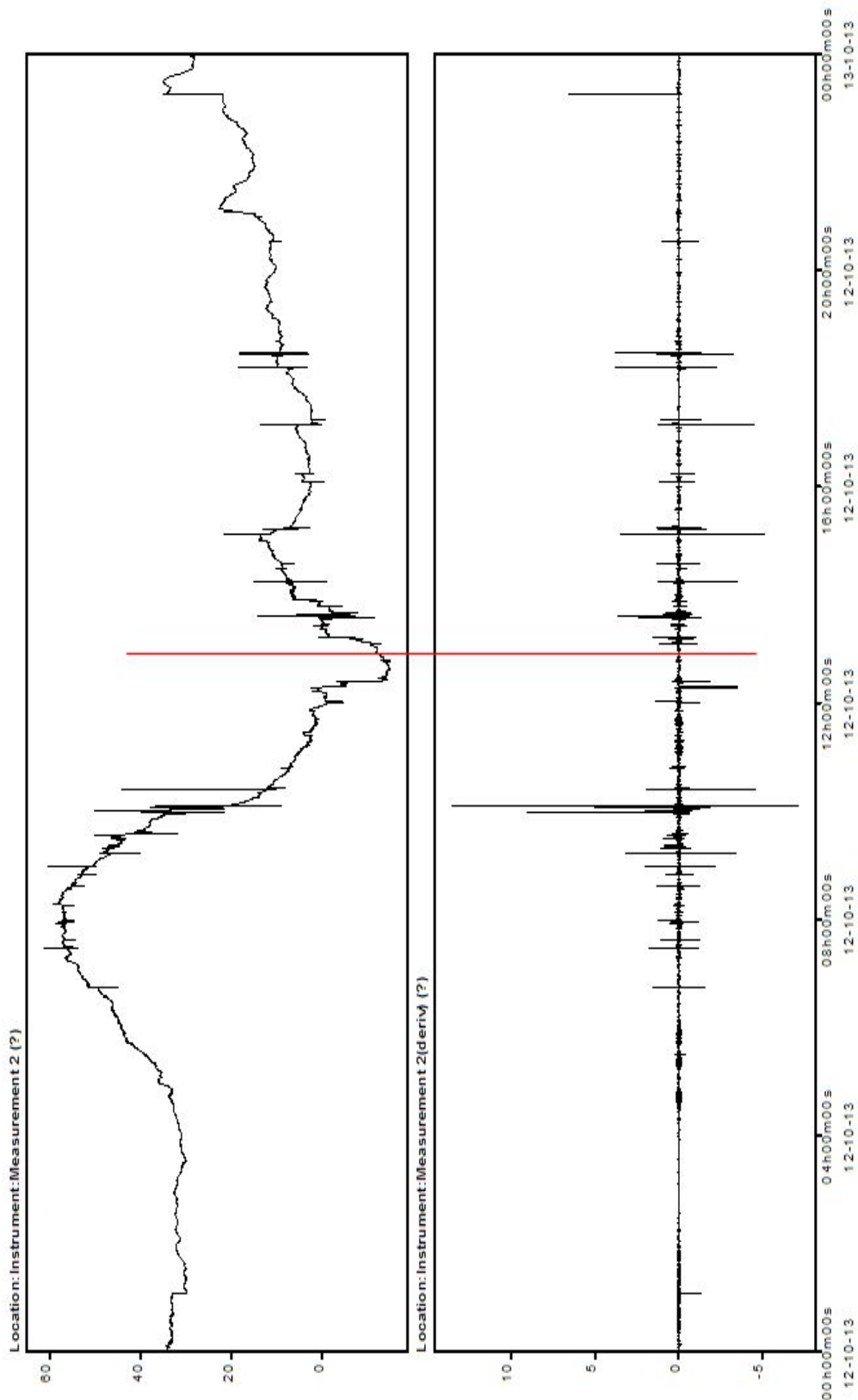
Fig. 8.6. Earthquake location (yellow star) and location of geomagnetic observatory Pedeli (blue frame)

Податоците за геомагнетните компоненти се преземени од веб - страната на ИНТЕРМАГНЕТ, а се мерени во геомагнетната опсерваторија Педели во Грција. Исто така, прикажани се и дијаграмите на геомагнетните компоненти регистрирани на геомагнетните станици Плачковица и Скопје. Со црвена линија е означено времето на регистрацијата на земјотресот.

## X - компонента од станицата Плачковица

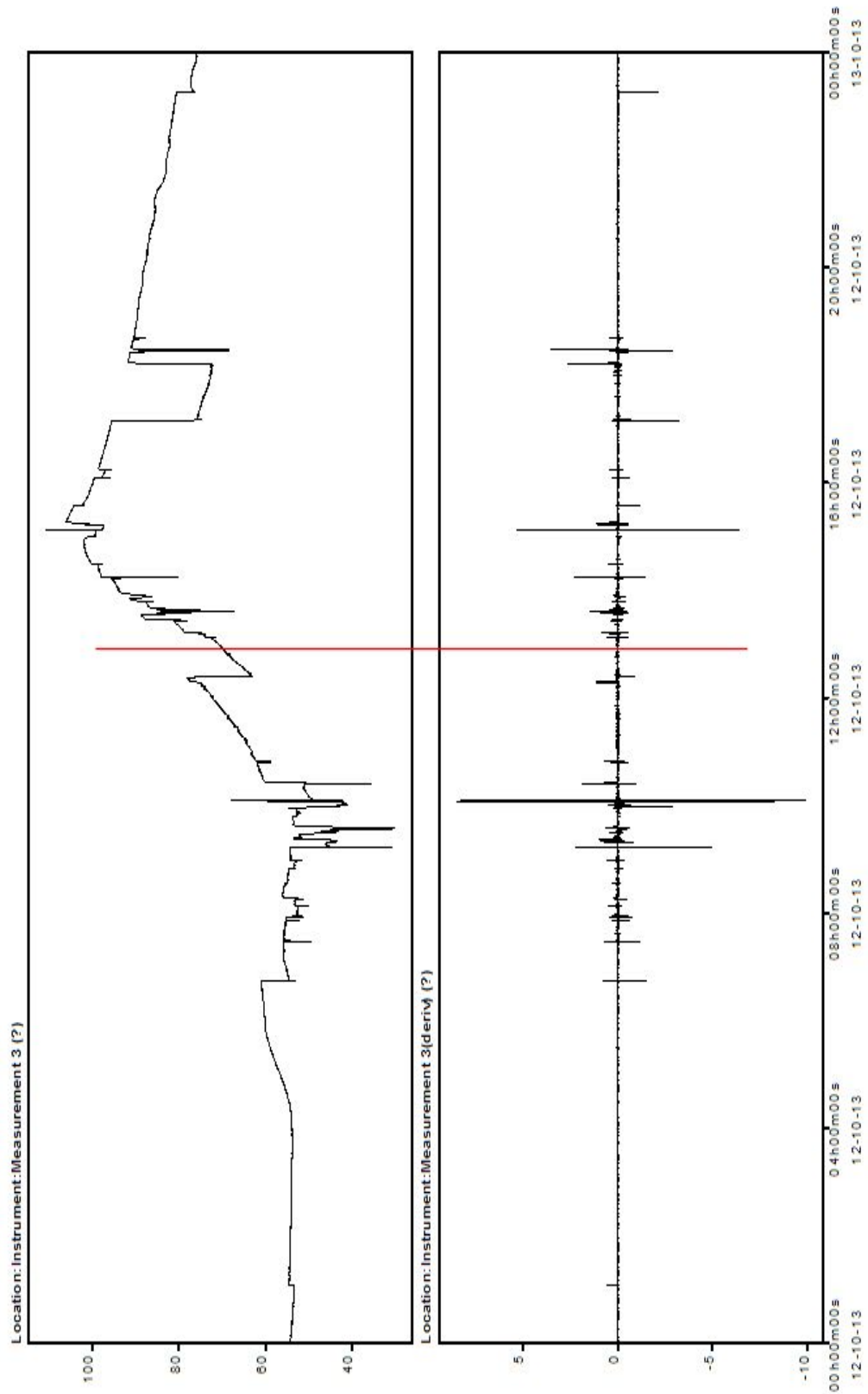


## Y - компонента од станицата Плачковица

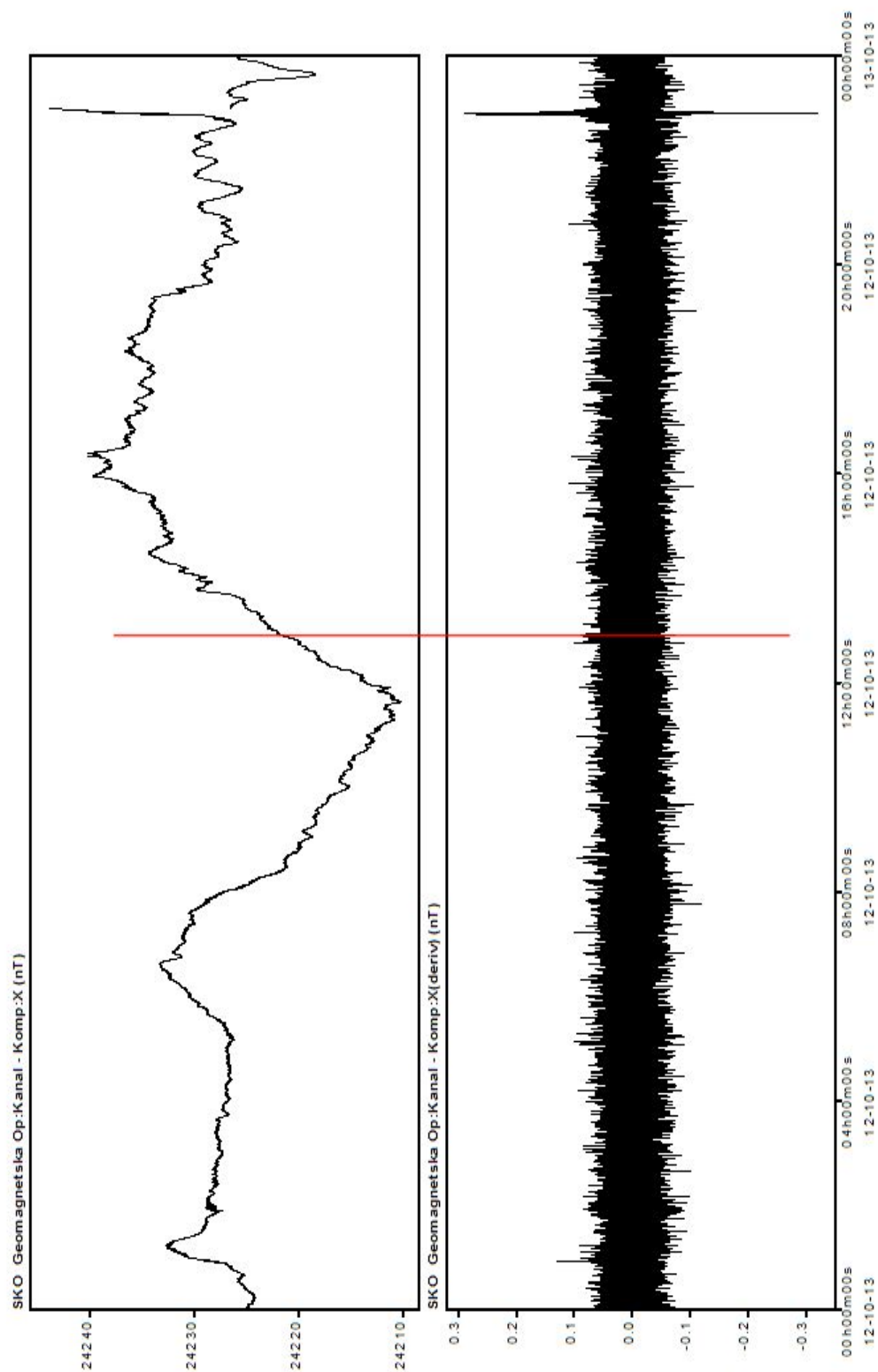




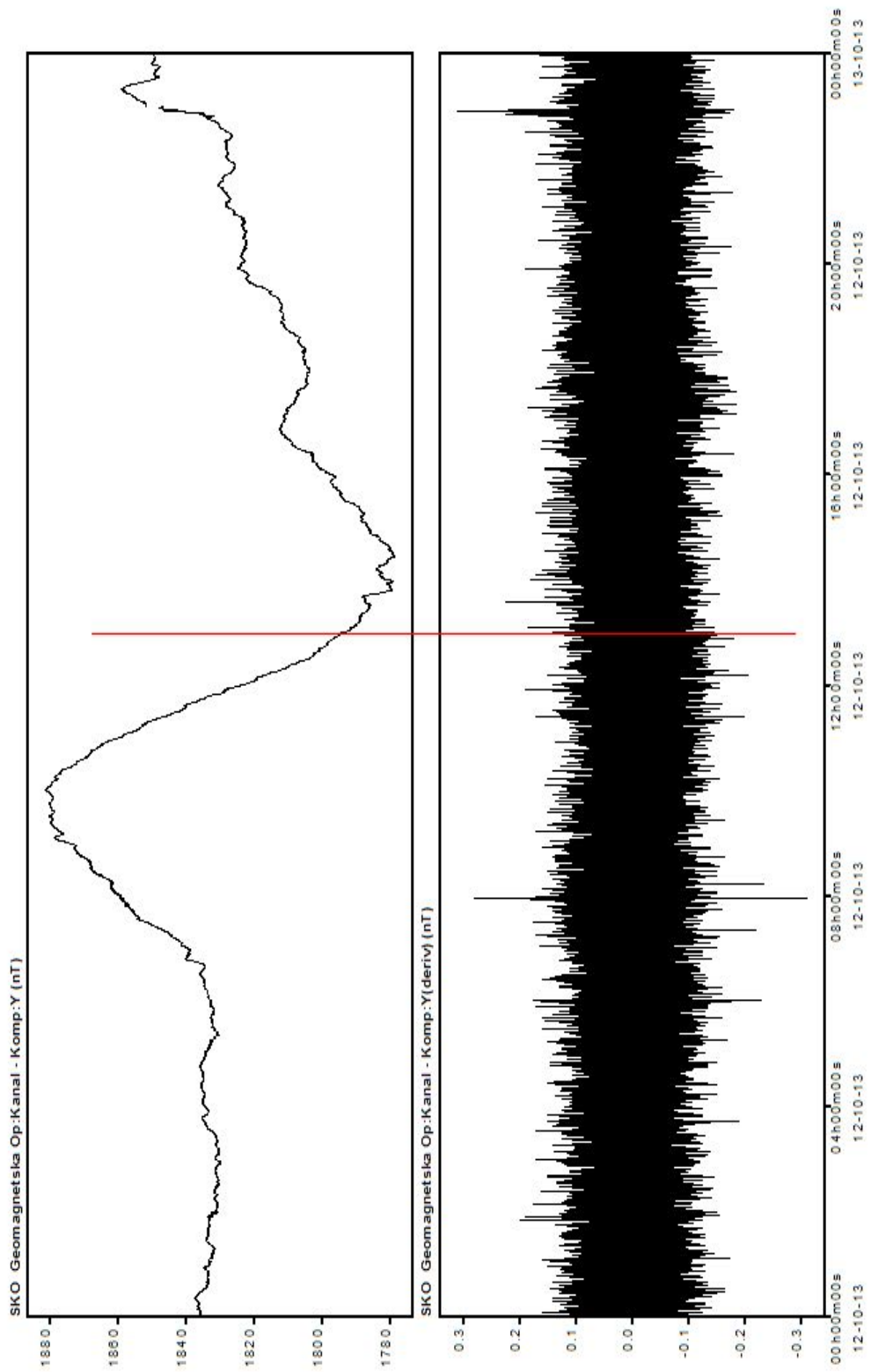
## Z - компонента од станицата Плачковица



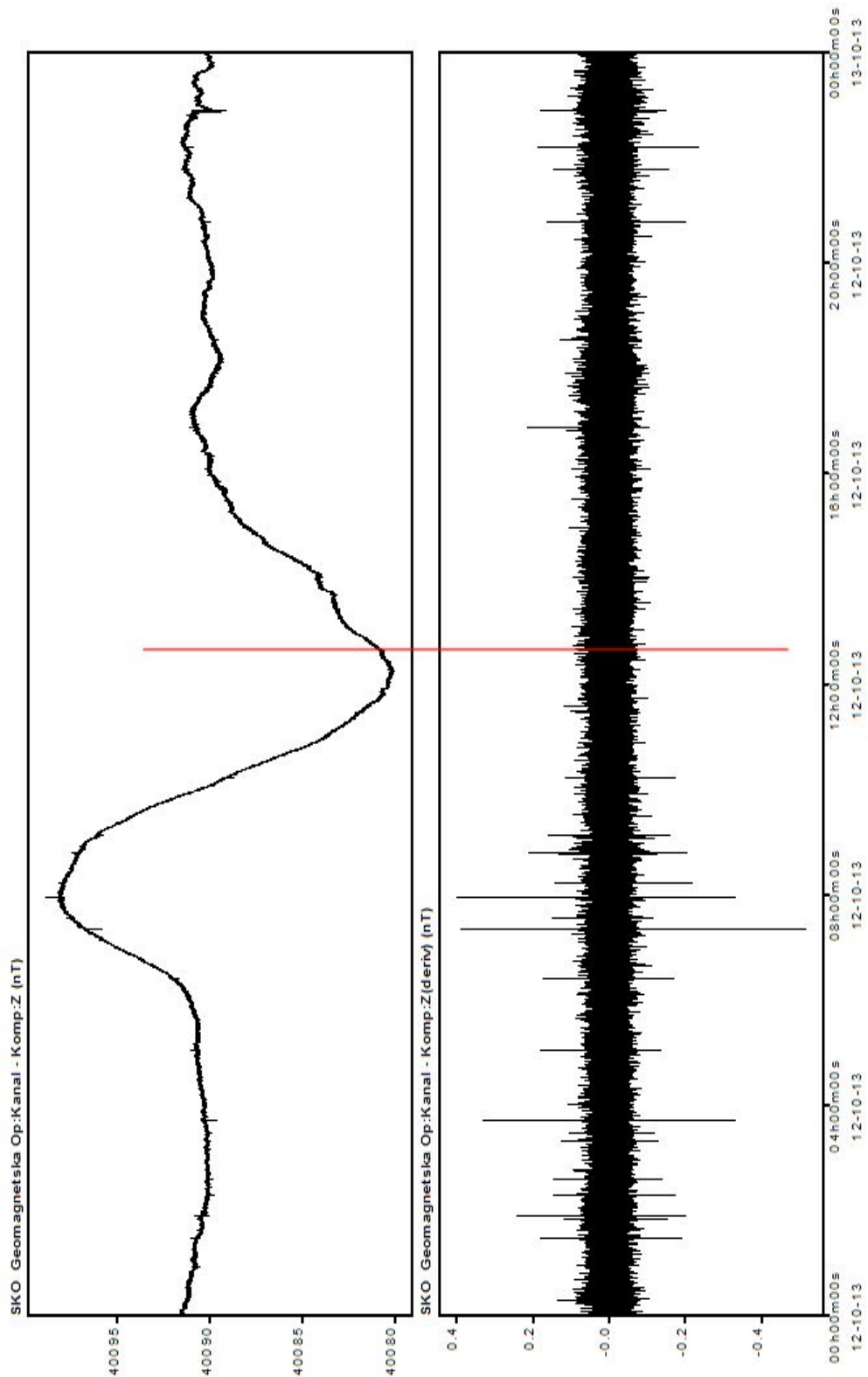
## X - компонента од станицата Скопје



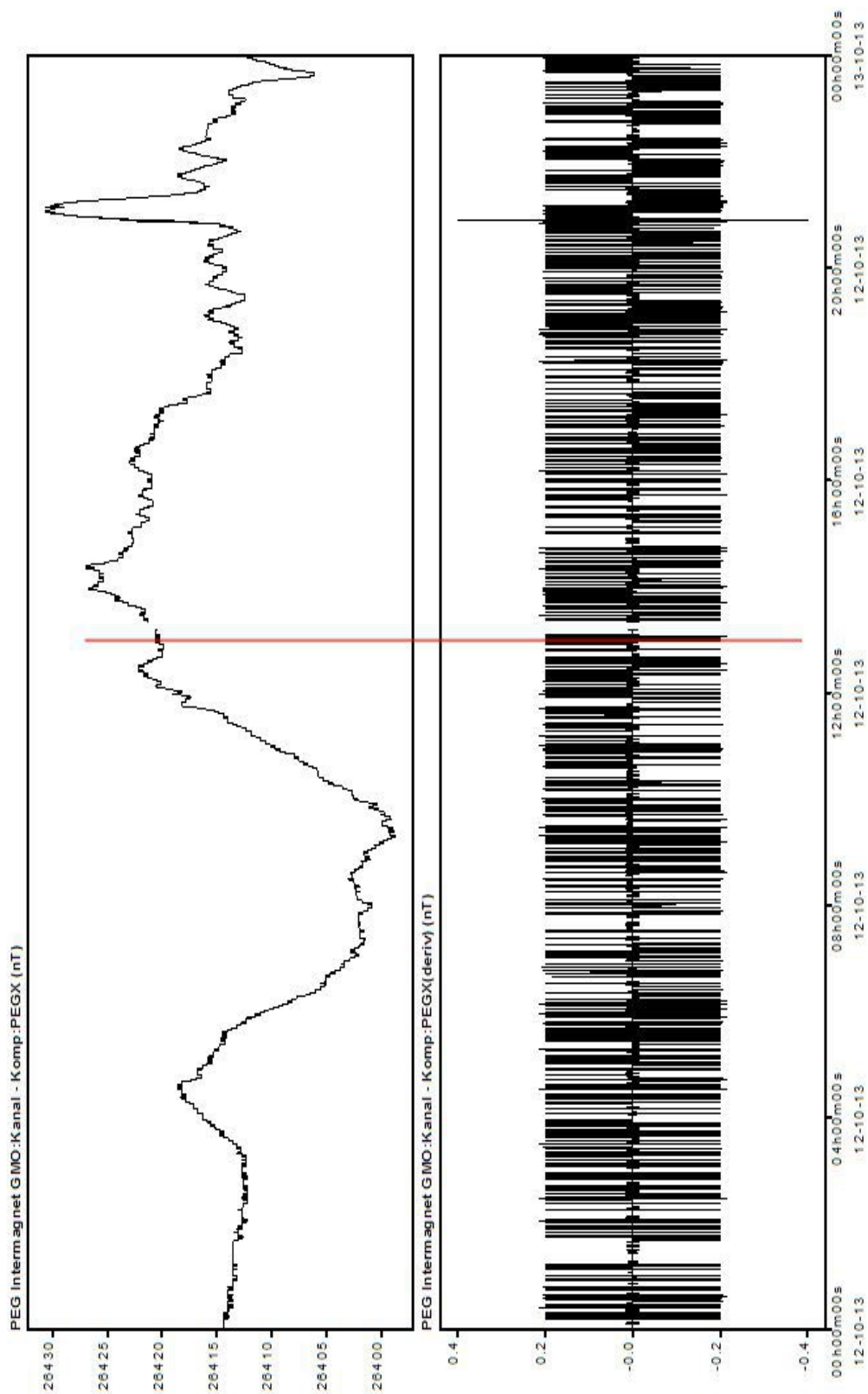
## Y - компонента од станицата Скопје



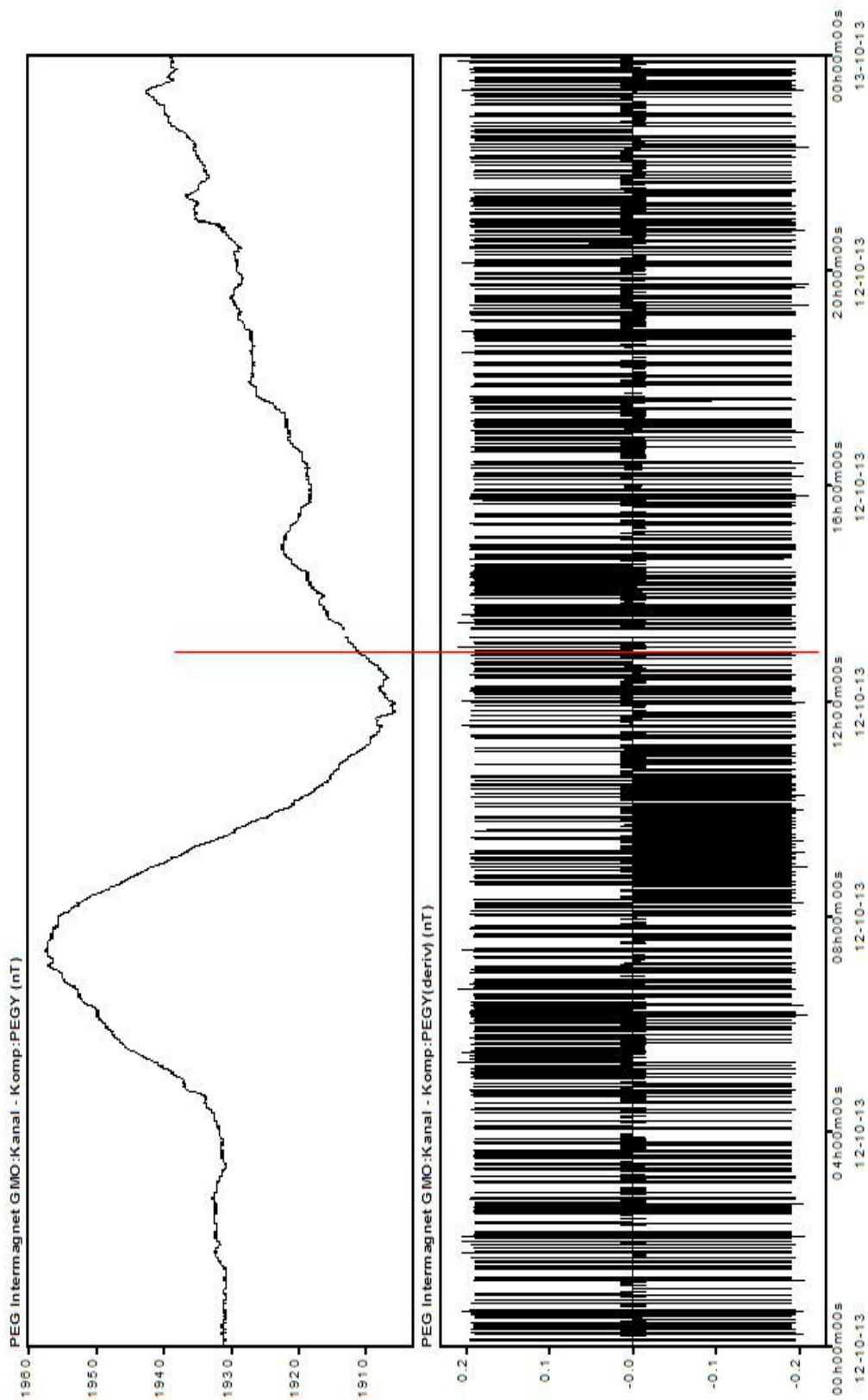
## Z - компонента од станицата Скопје



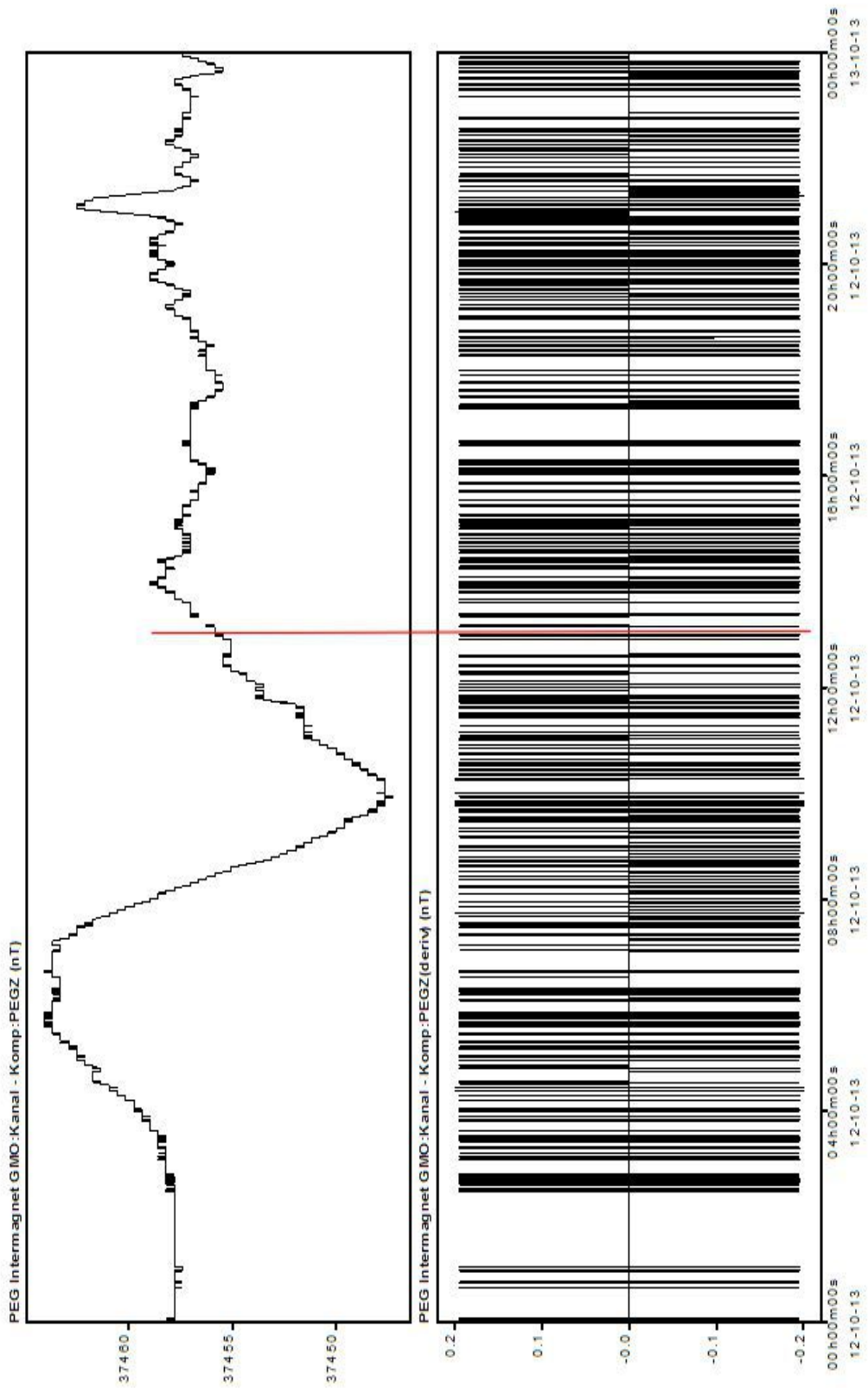
## X - компонентата од опсерваторијата Педели - Грција



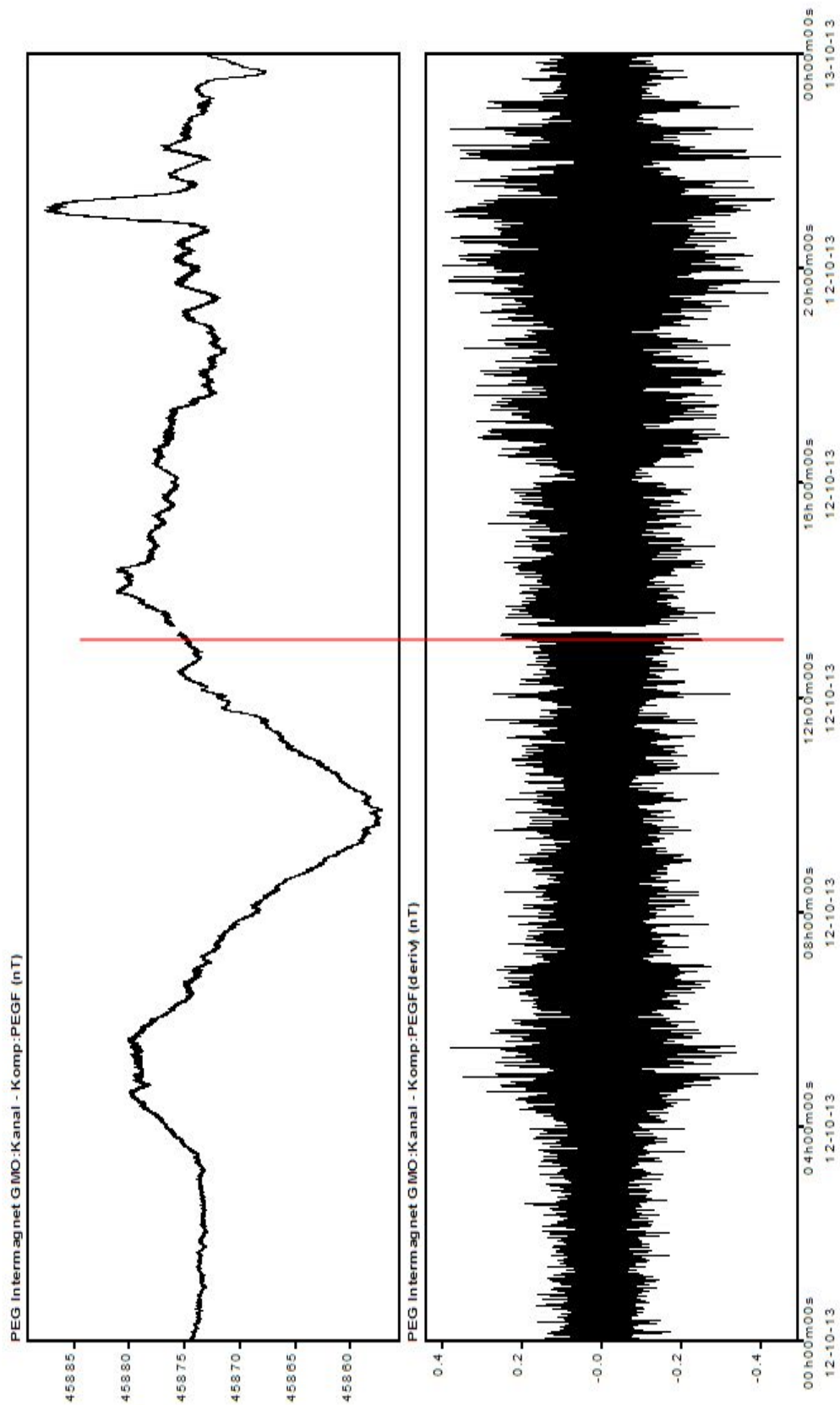
## Y – компонента од опсерваторијата Педели - Грција



## Z - компонента од опсерваторијата Педели - Грција



## F - компонента од опсерваторијата Педели - Грција

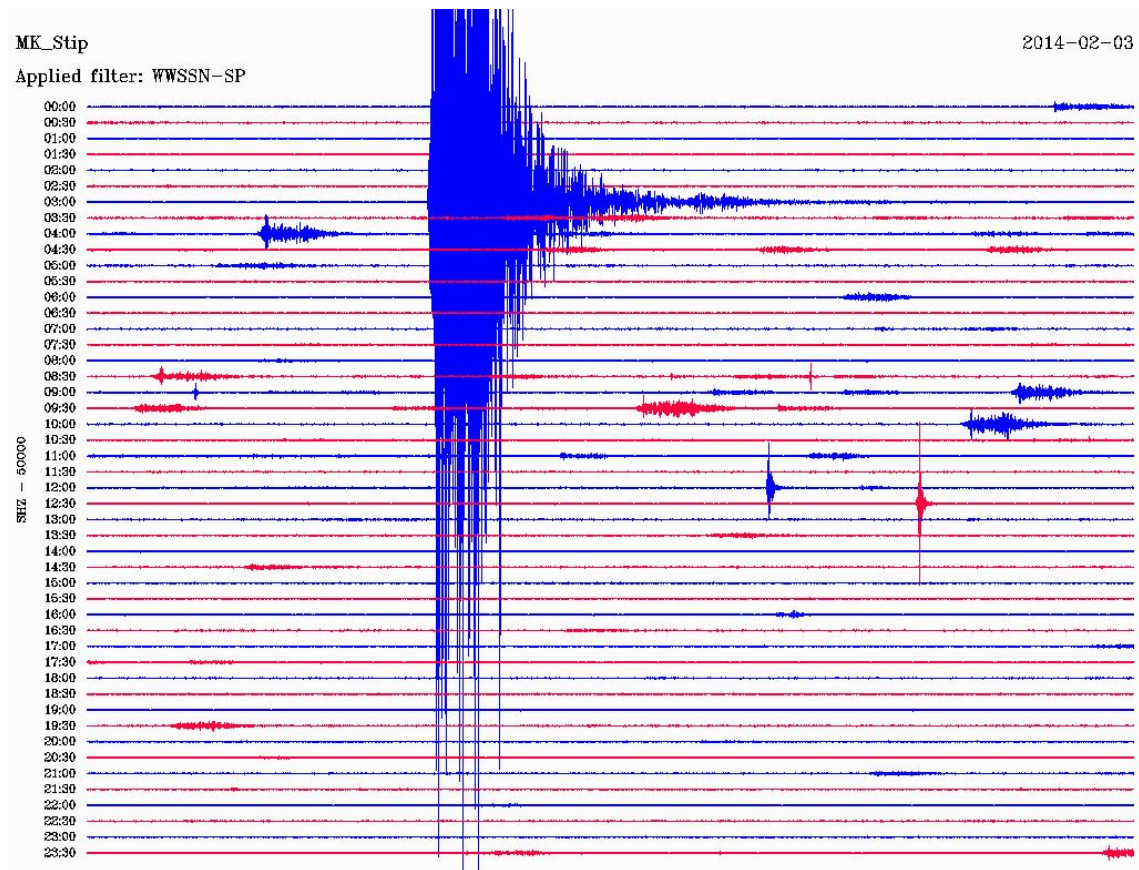




## 8.4. ЗЕМЈОТРЕС ВО КЕФАЛОНИЈА, ГРЦИЈА - 03.02.2014 ГОДИНА

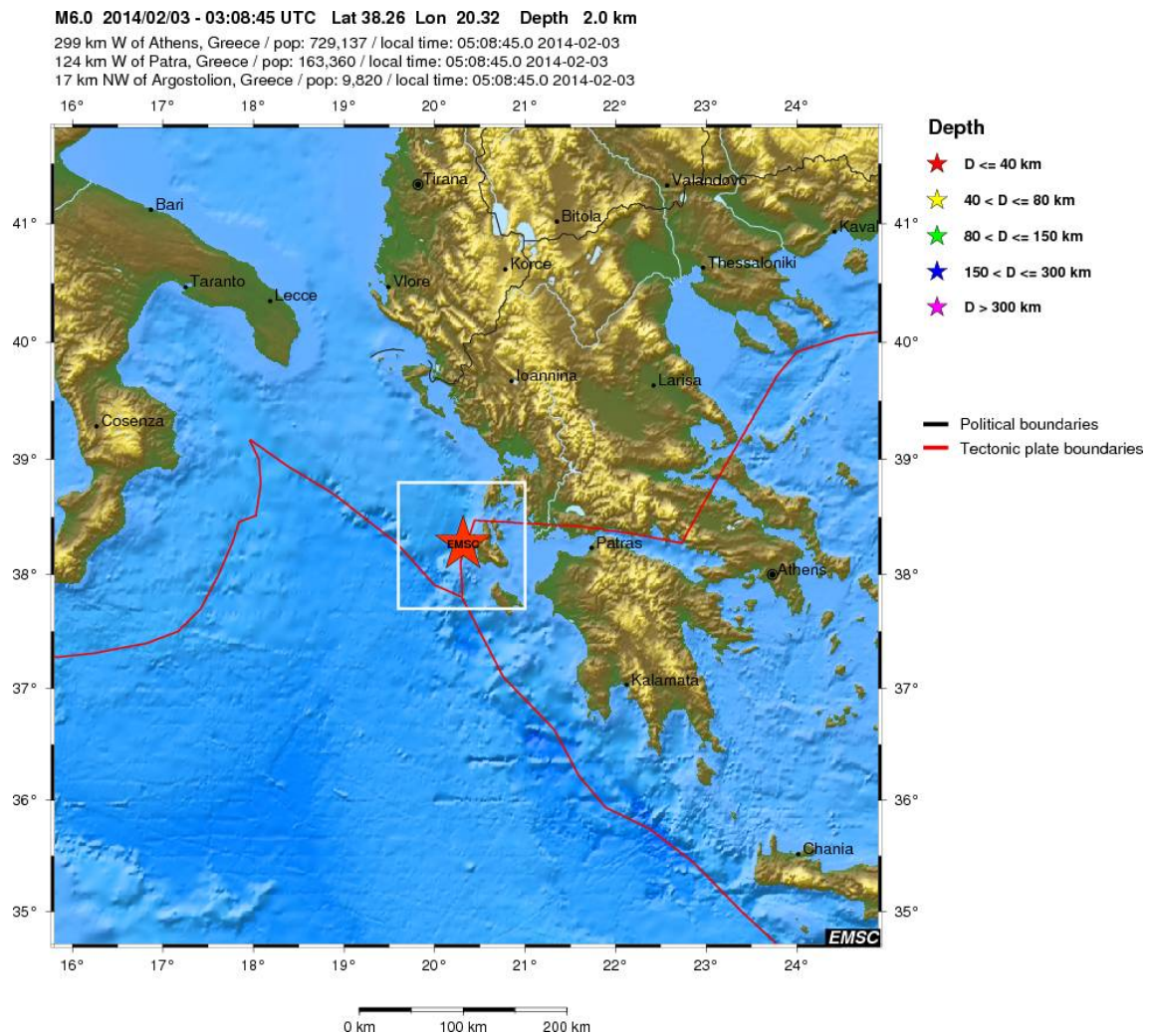
### Податоци за земјотресот

Магнитуда	M = 6.0
Регион	Кефалонија, Грција
Дата, време	2014-02-03; 03:08:45.0 UTC
Локација	38.26 N ; 20.32 E
Длабочина	2 km



Сл. 8.7. Сеизмограм на земјотресот на Кефалонија, Грција регистриран на сеизмичката станица на Плачковица

Fig. 8.7. Seismogram of the earthquake in Cephalonia, Greece registered on the seismic station on Plackovica

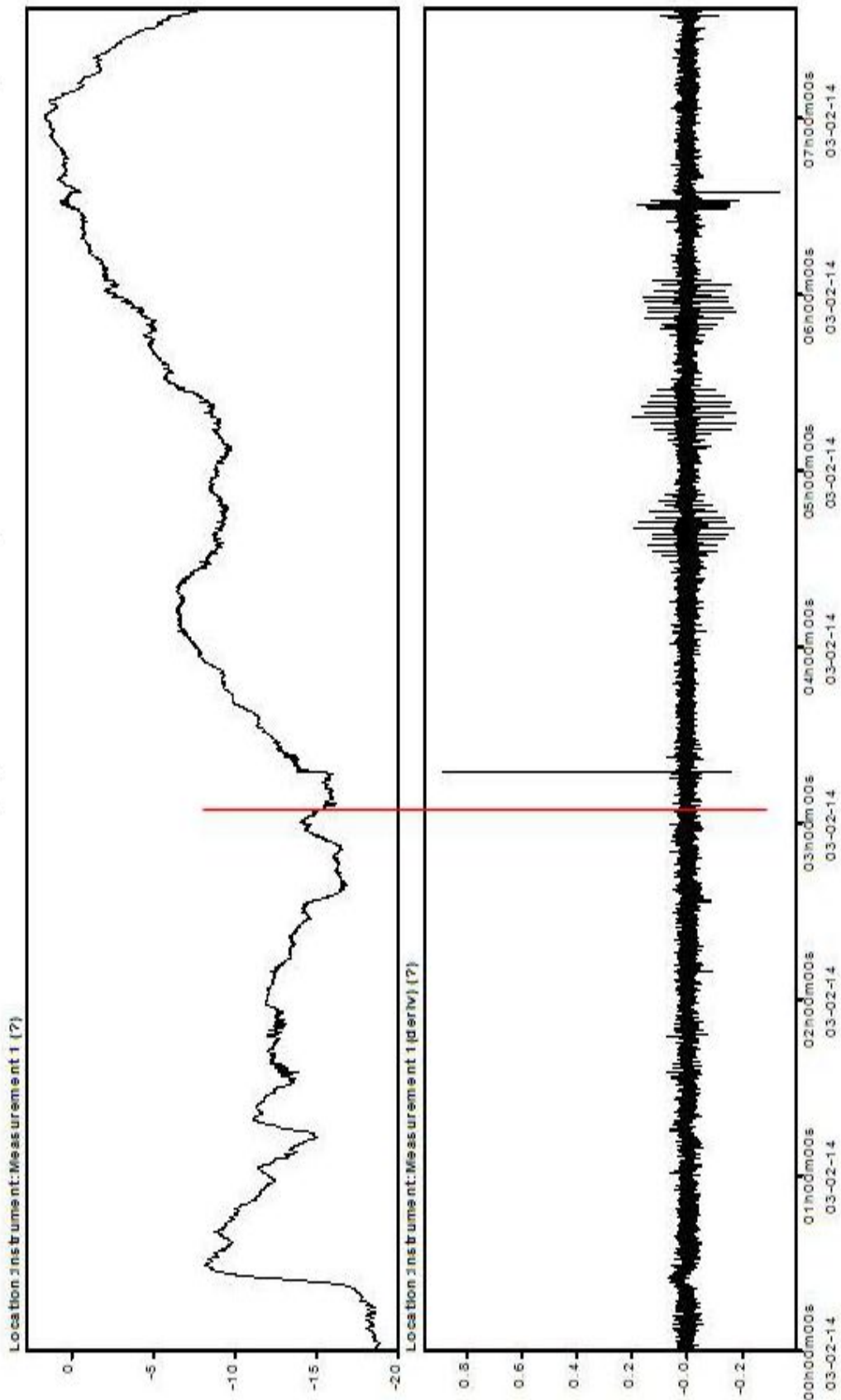


Сл. 8.8. Локација на земјотресот (црвена ѕвезда)

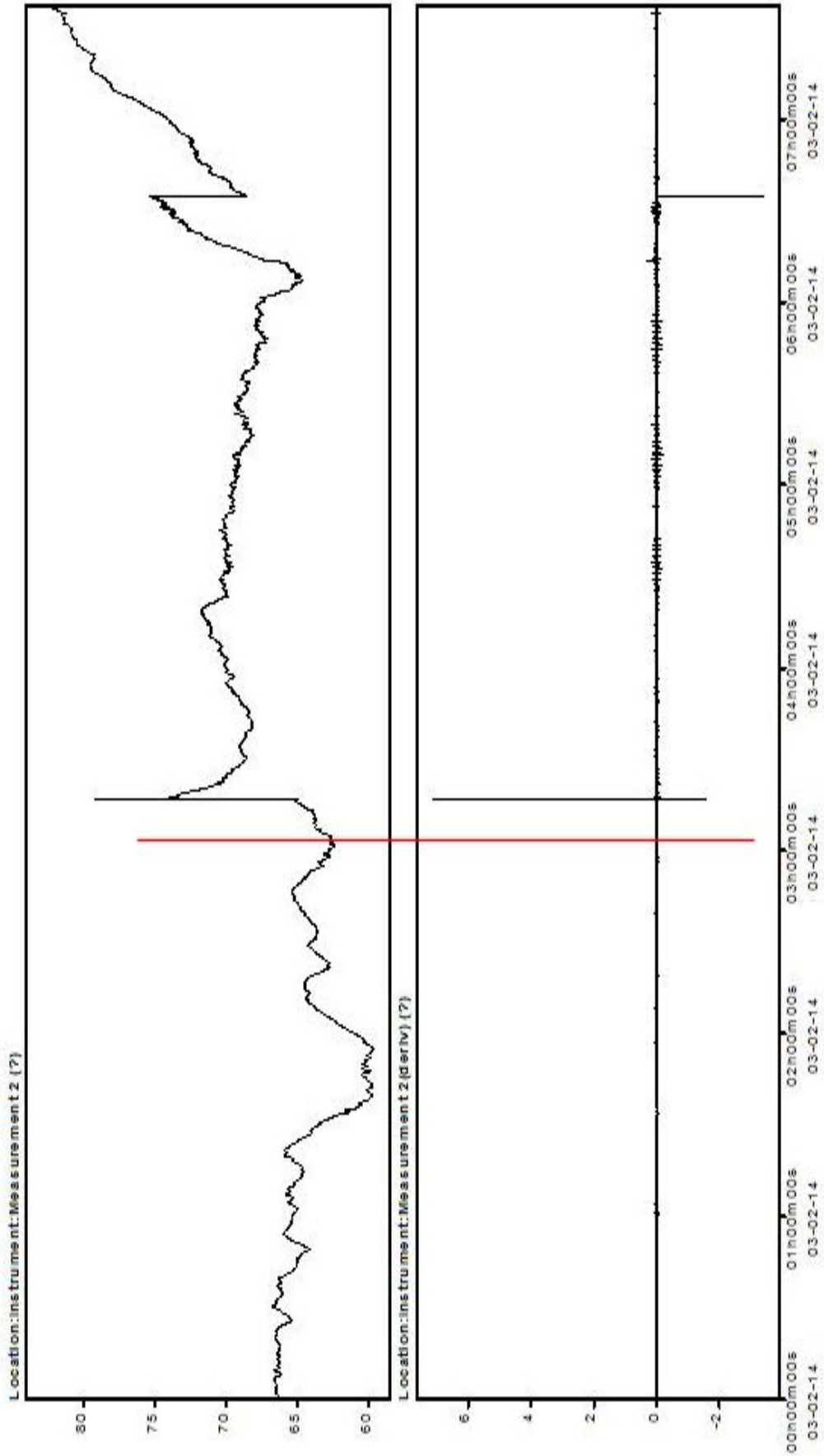
Fig. 8.8. Location of the earthquake (red star)

Геоманетните податоци за овој земјотрес се преземени од геоманетната станица Плачковица.

# X - компонента од станицата Плачковица

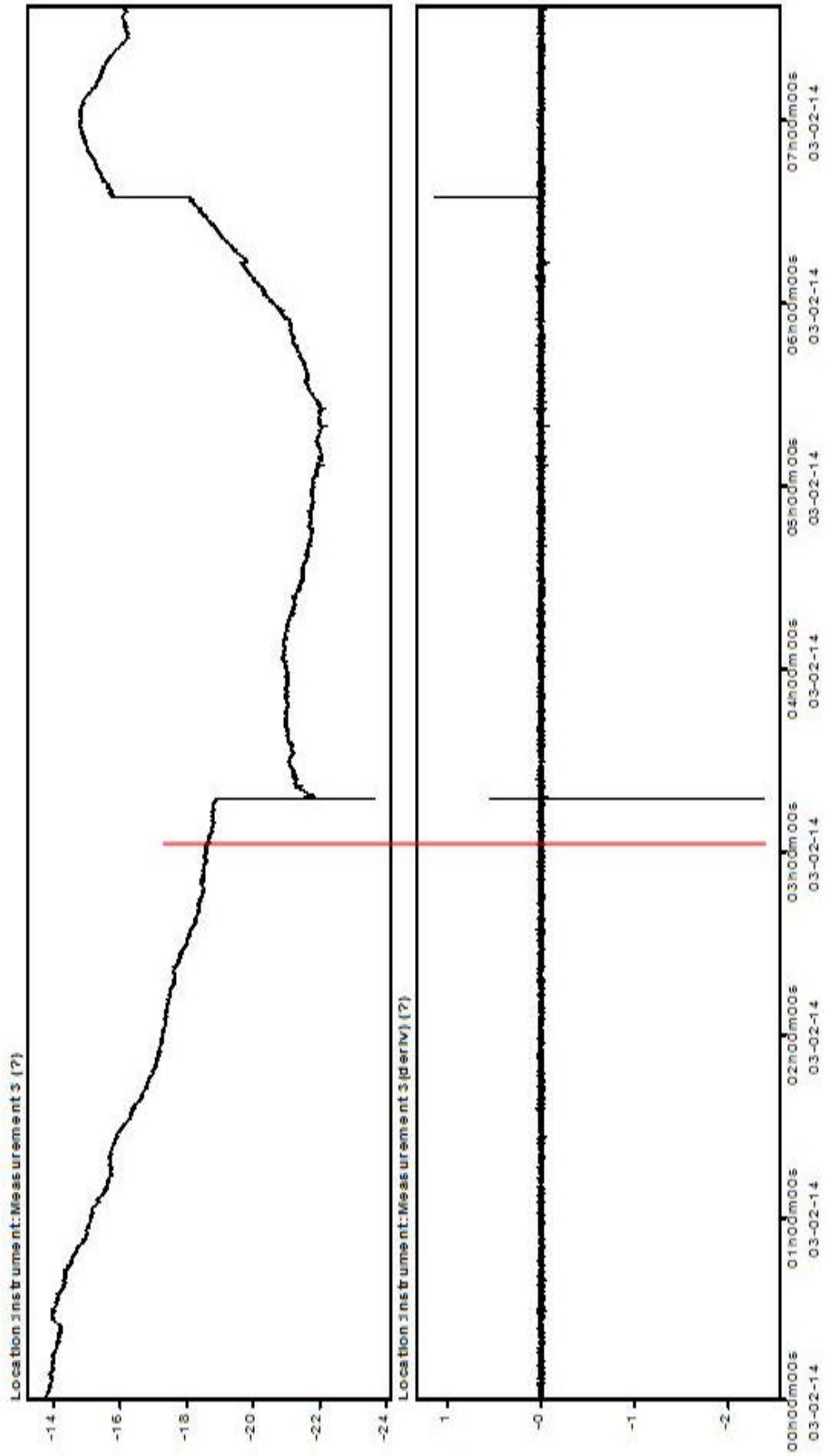


# Y - компонента од станицата Плачковица





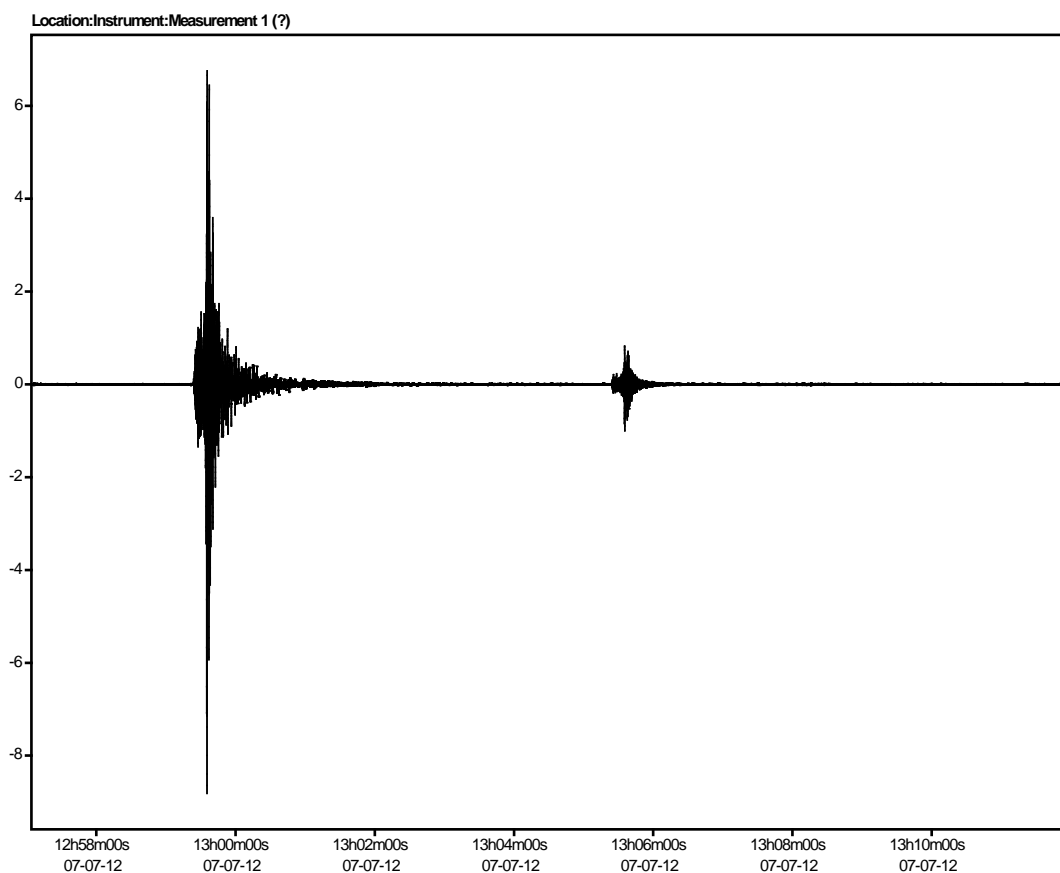
## Z - компонента од станицата Плачковица



## 8.5. ЗЕМЈОТРЕС ВО ОХРИДСКО, МАКЕДОНИЈА - 07.07.2012 ГОДИНА

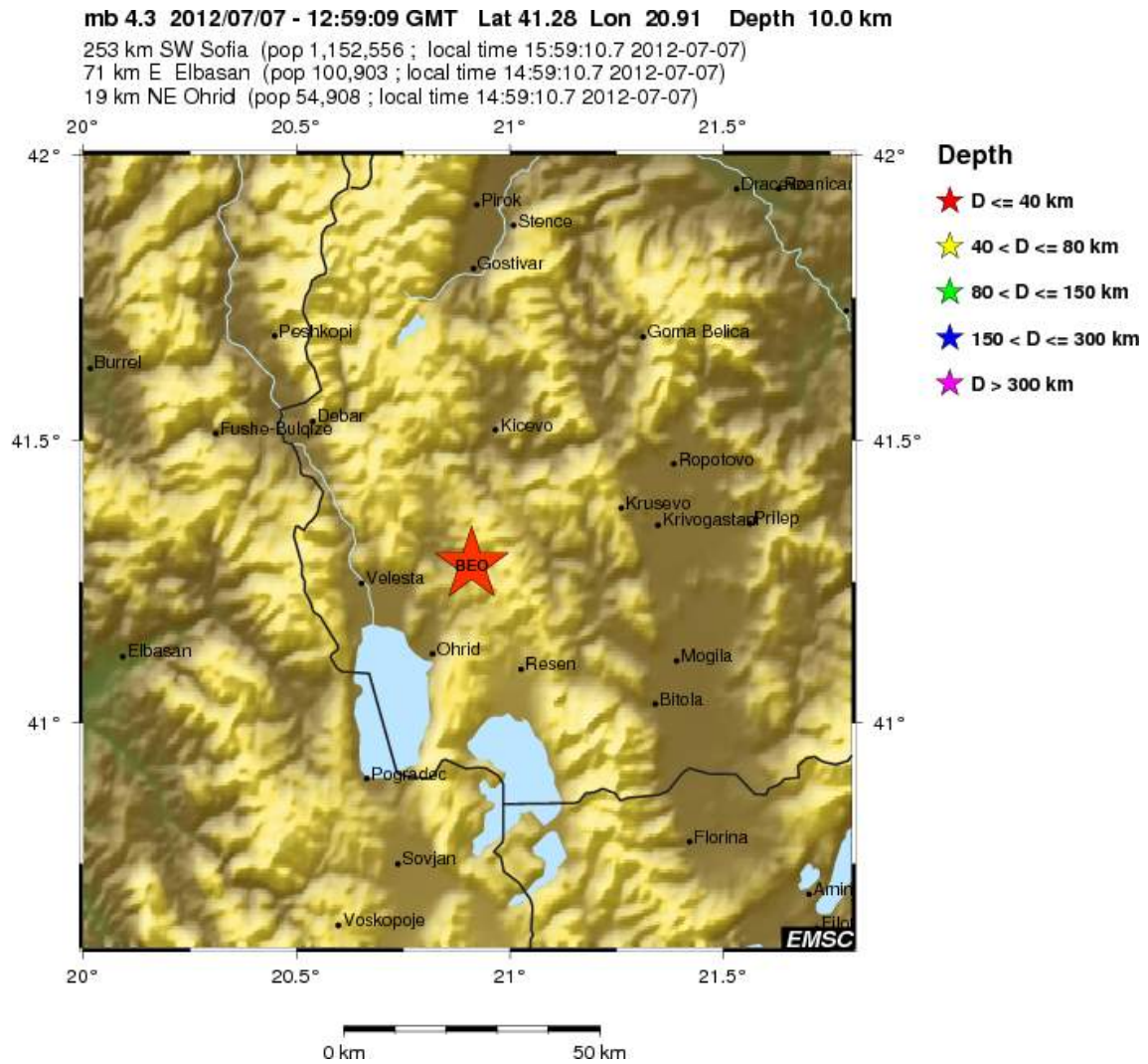
### Податоци за земјотресот

Магнитуда	M =4.3
Регион	Охрид, Македонија
Дата, време	2012-07-07; 12:59:10.0 UTC
Локација	41.28 N ; 20.91 E
Длабочина	10 km
Растојание	19 km североисточно од Охрид



Сл. 8.9. Сеизмограм на земјотресот во Охрид, регистриран во Сеизмолошката опсерваторија во Скопје

Fig. 8.9. Seismogram of the earthquake in Ohrid, registered in Seismological observatory in Skopje

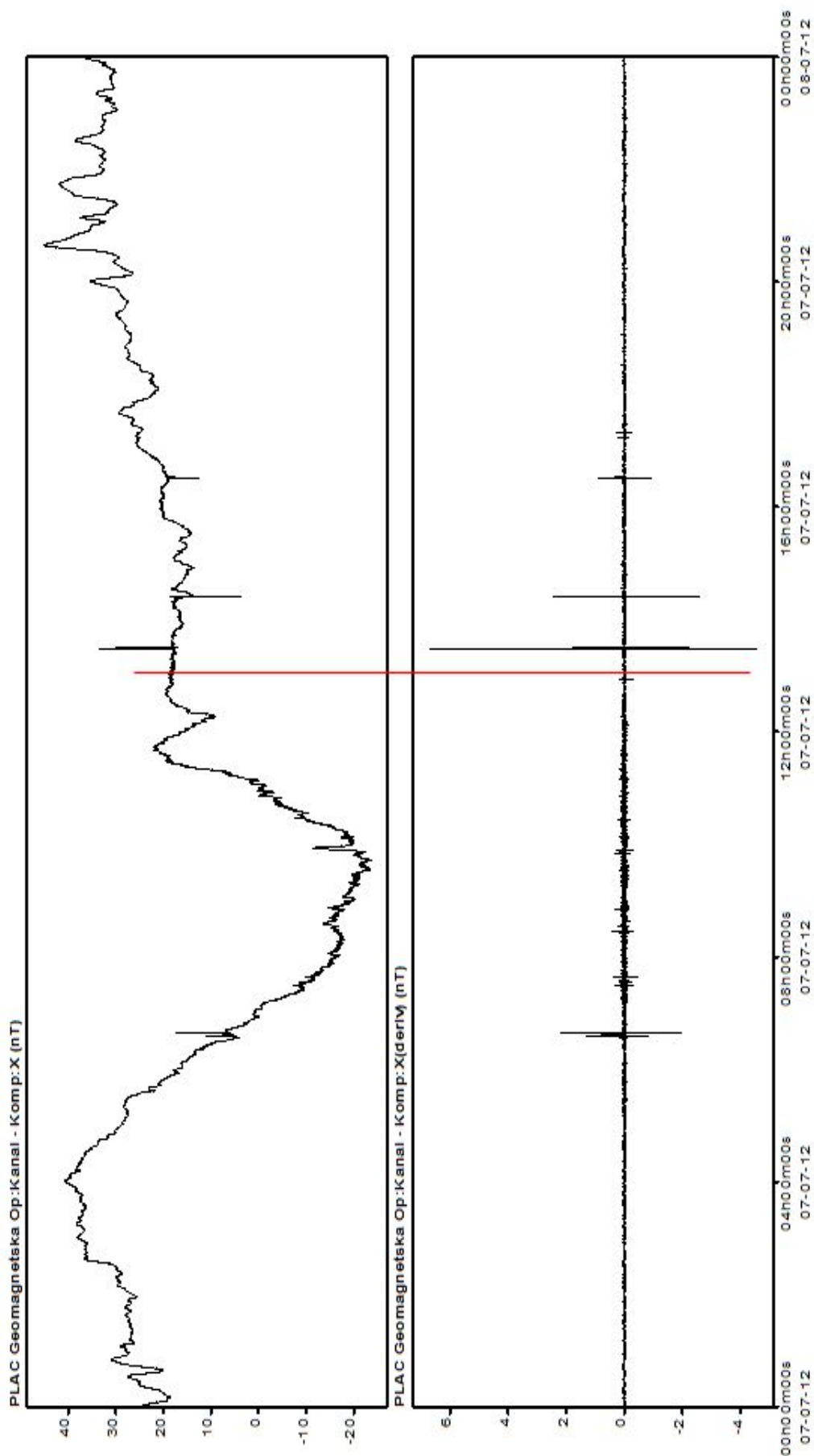


Сл. 8.10. Локација на земјотресот (црвена ѕвезда)

Fig. 8.10. Location of earthquake (red star)

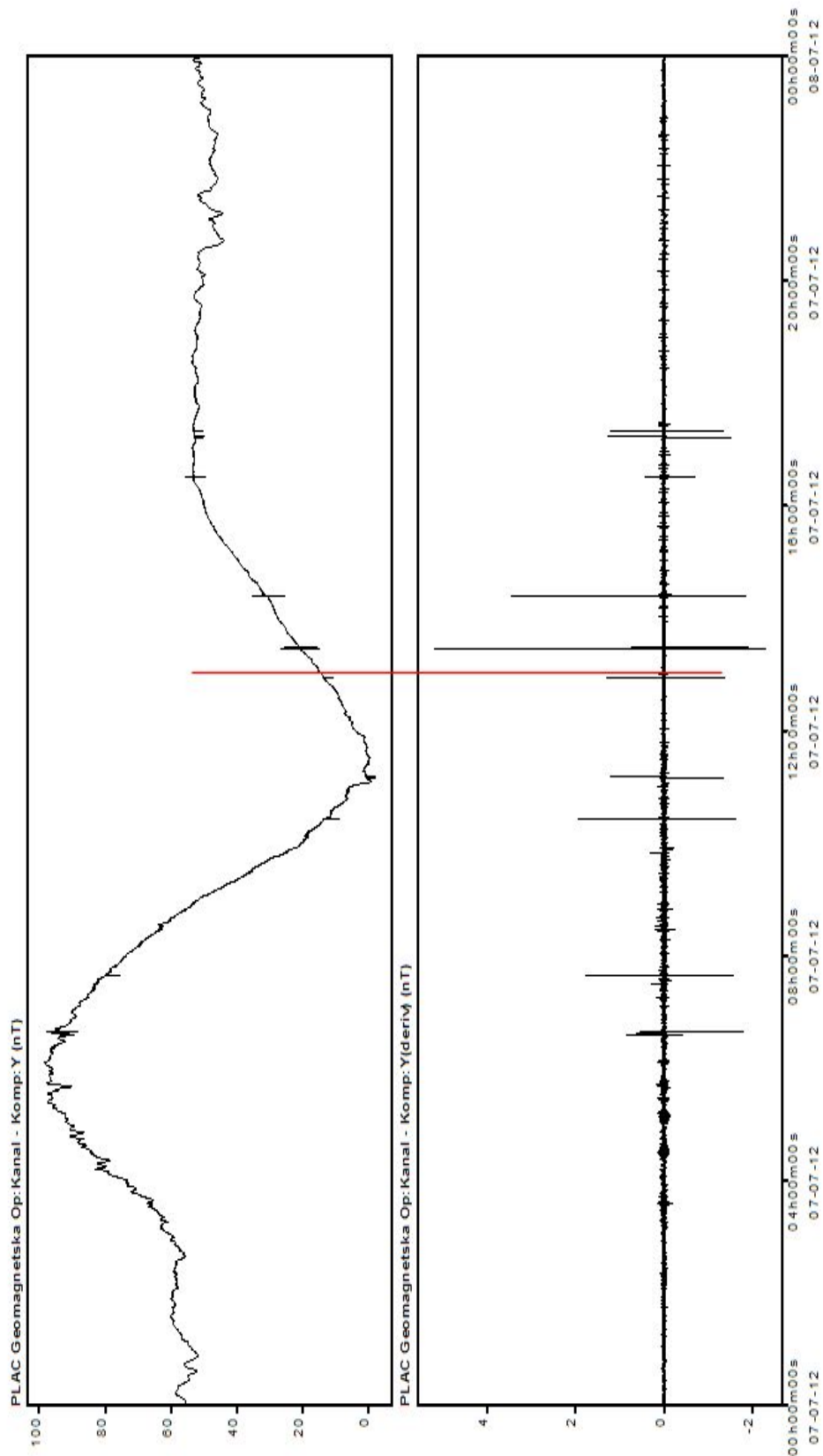
Геоманетните податоци за овој земјотрес се земени од геоманетните станици на Плачковица и во Скопје.

## X - компонента од Станицата Плачковица

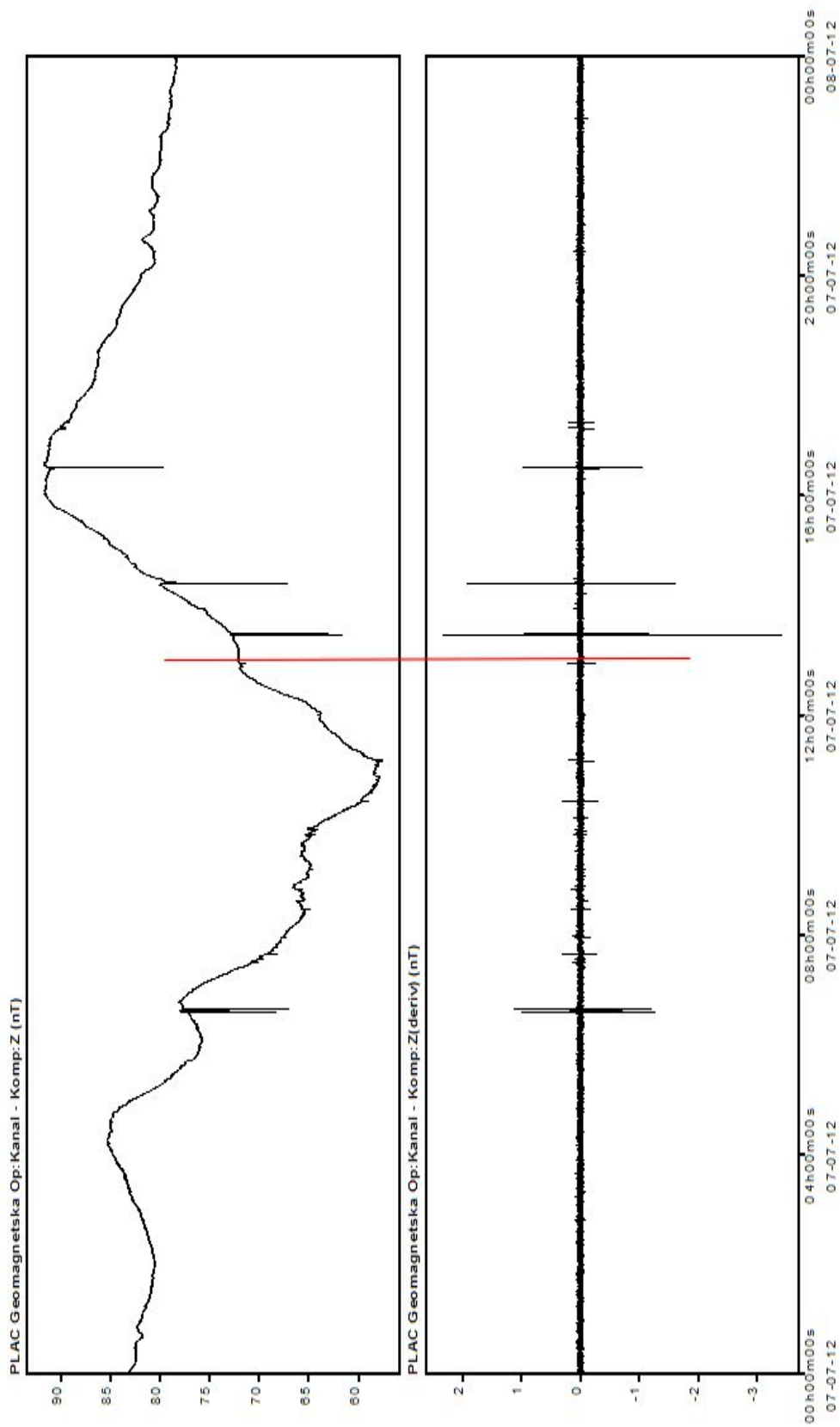




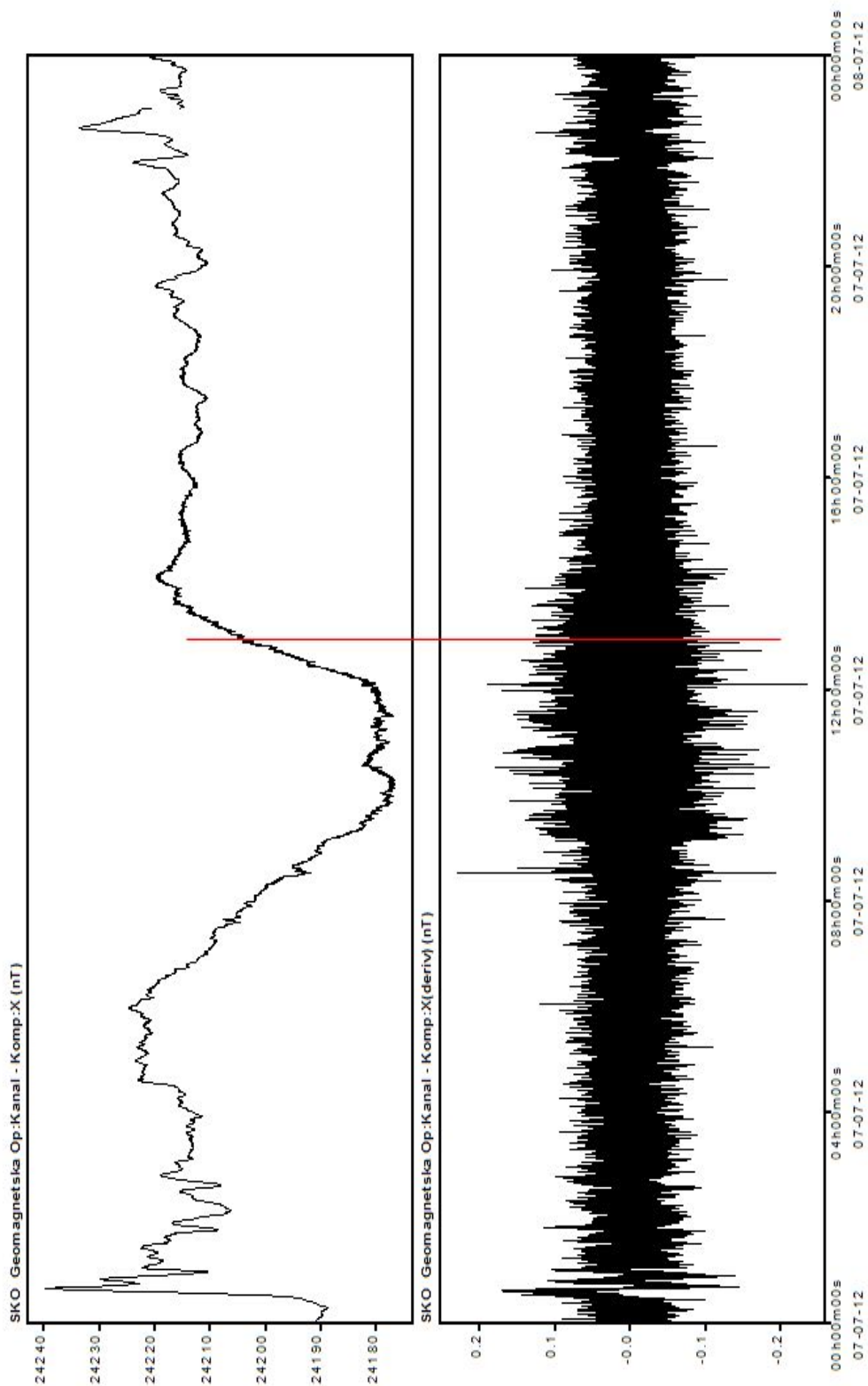
## Y - компонентенета од станицата Плачковица



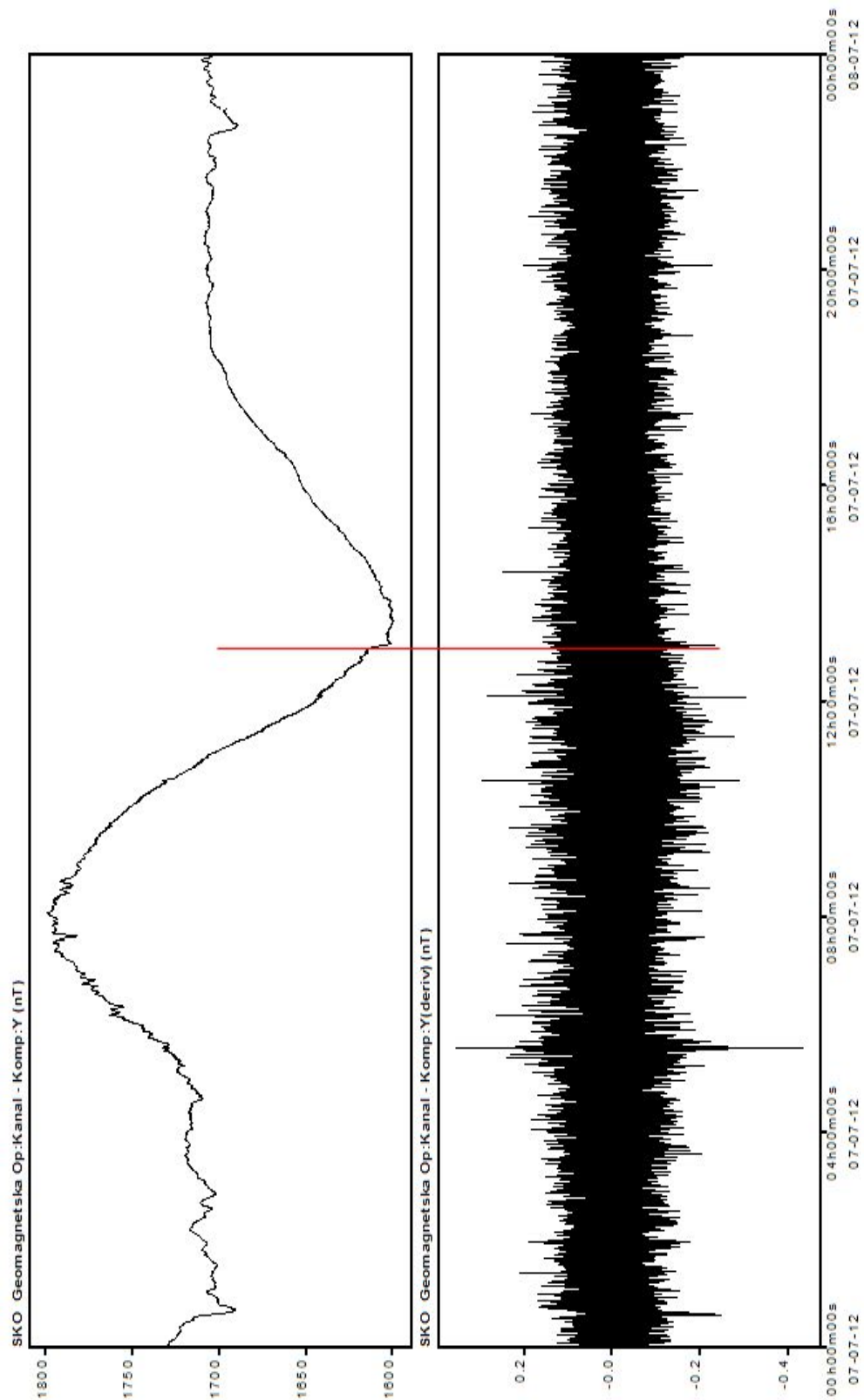
## Z - компонента од станицата Плачковица



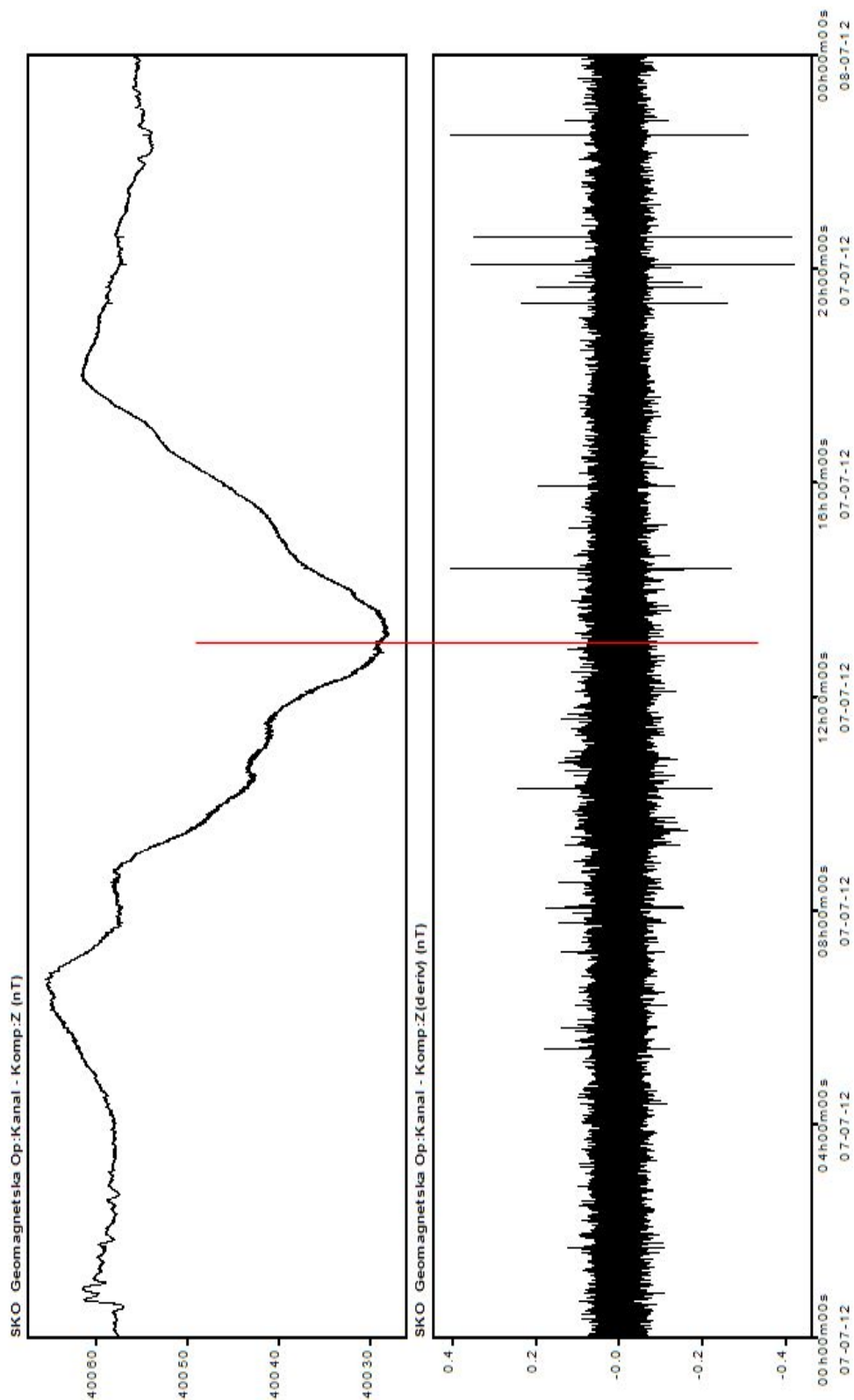
## X - компонента од станицата Скопје



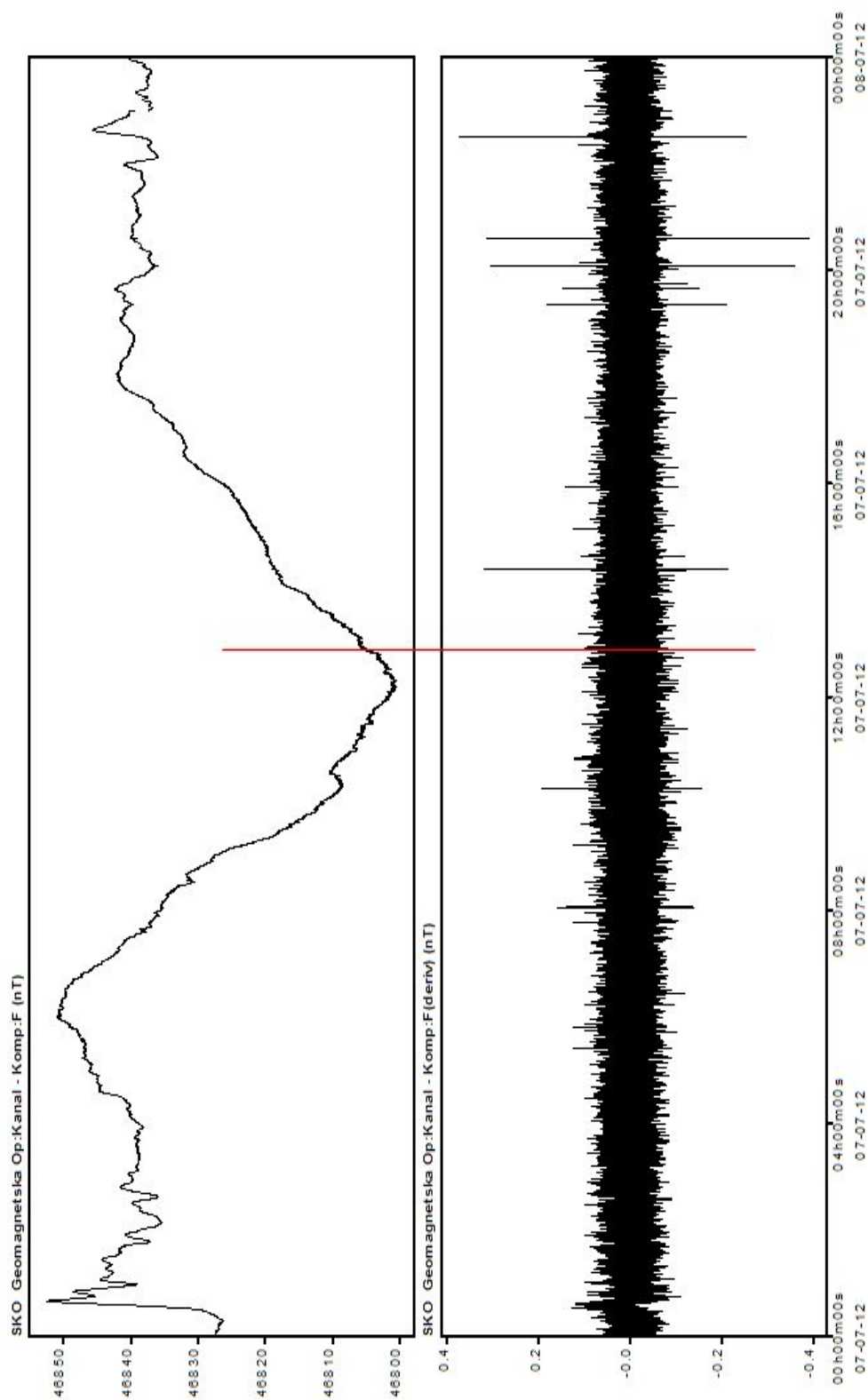
## Y – компонента од станицата Скопје



## Z - компонента од станицата Скопје



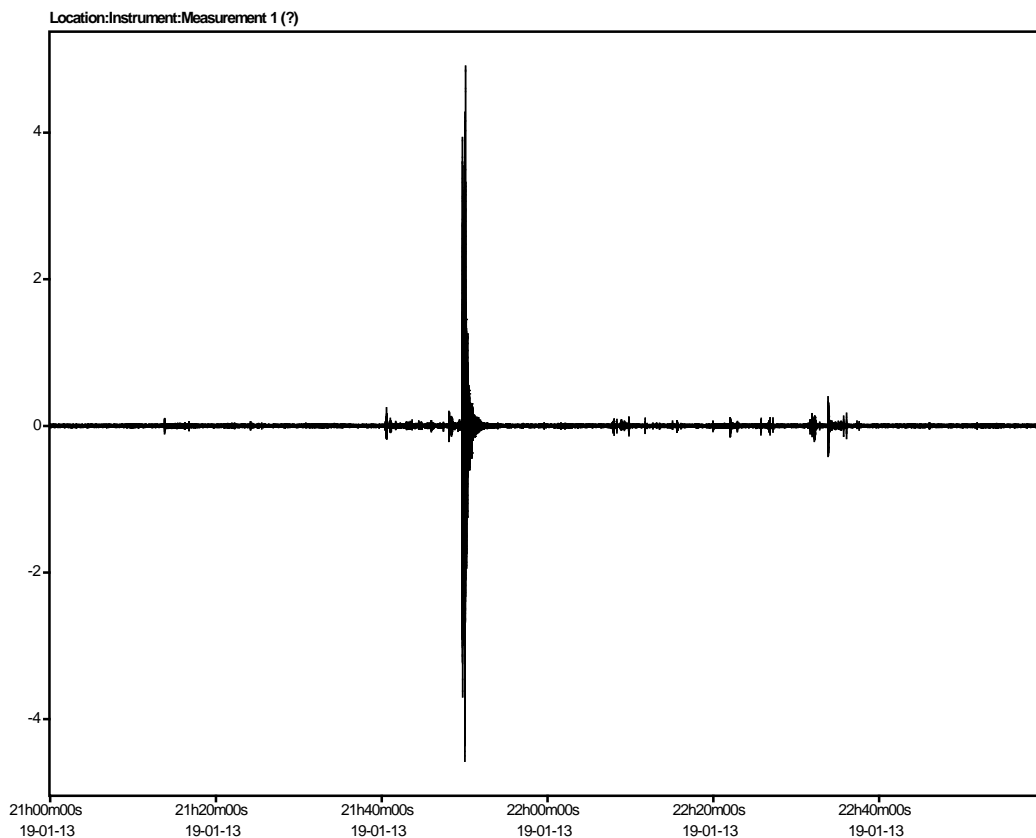
## F - компонента од станицата Скопје



## 8.6. ЗЕМЈОТРЕС ВО РЕСЕНСКО, МАКЕДОНИЈА - 19.01.2013 ГОДИНА

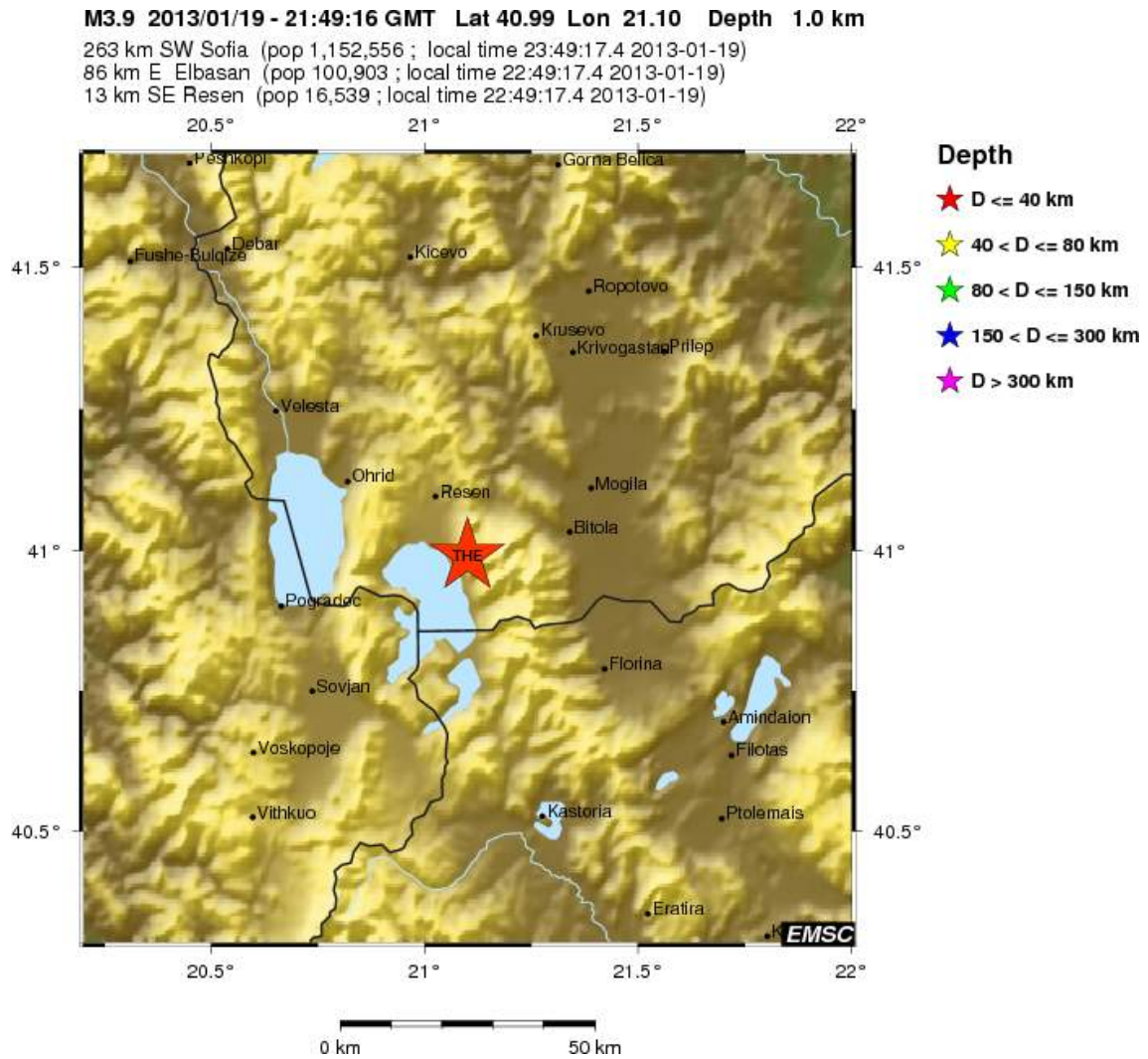
### Податоци за земјотресот

Магнитуда	M = 3.9
Регион	Ресенско, Македонија
Дата, време	2013-01-19 21:49:17.0 UTC
Локација	40.99 N ; 21.10 E
Длабочина	2 km
Растојание	13 km југоисточно од Ресен



Сл. 8.11. Сеизмограм на земјотресот во Ресен, регистриран во Сеизмолошката опсерваторија во Скопје

Fig. 8.11. Seismogram of the earthquake in Resen, registered in Seismological observatory in Skopje



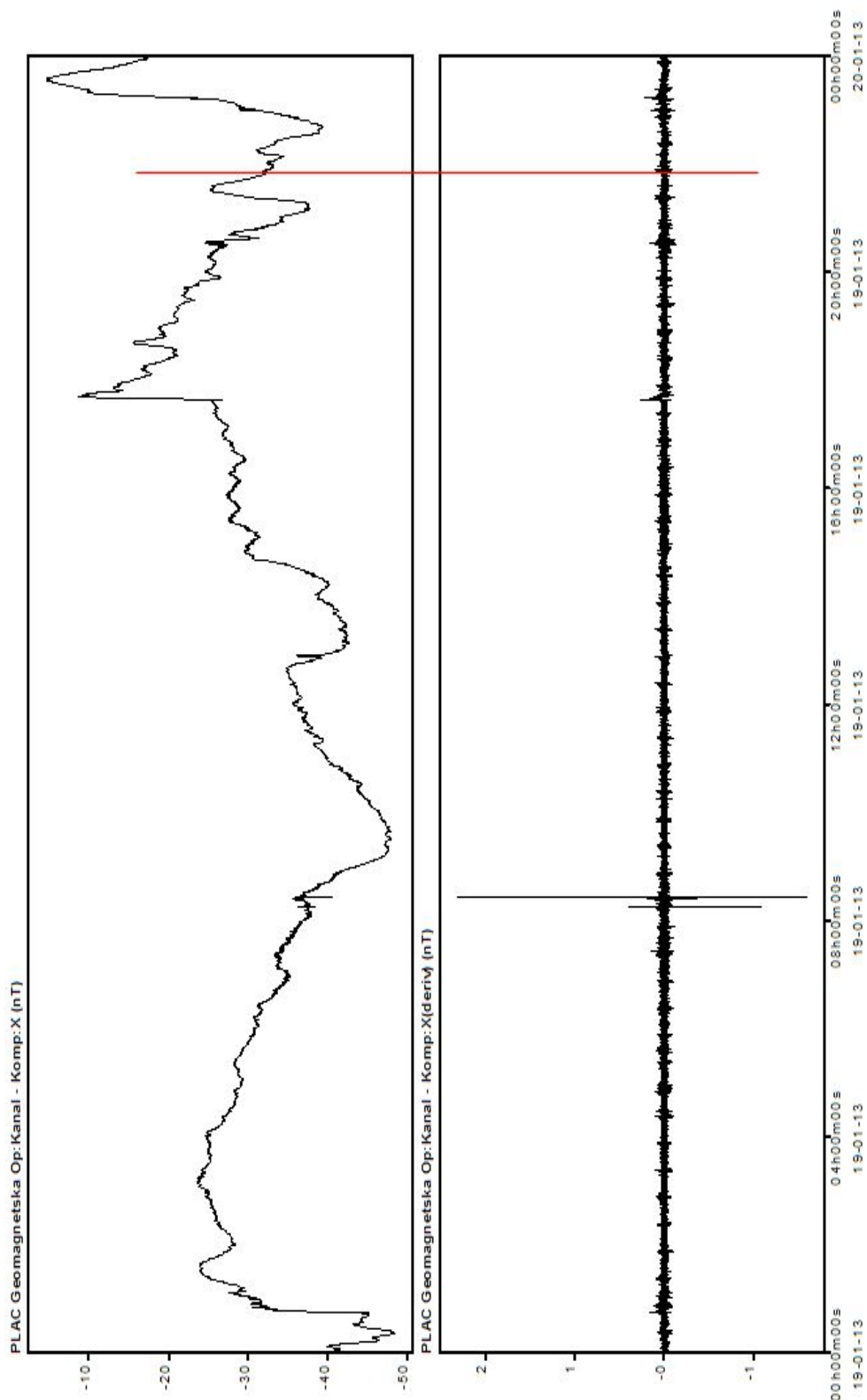
Сл. 8.12. Локација на земјотресот (црвена ѕвезда)

Fig. 8.12. Location of earthquake (red star)

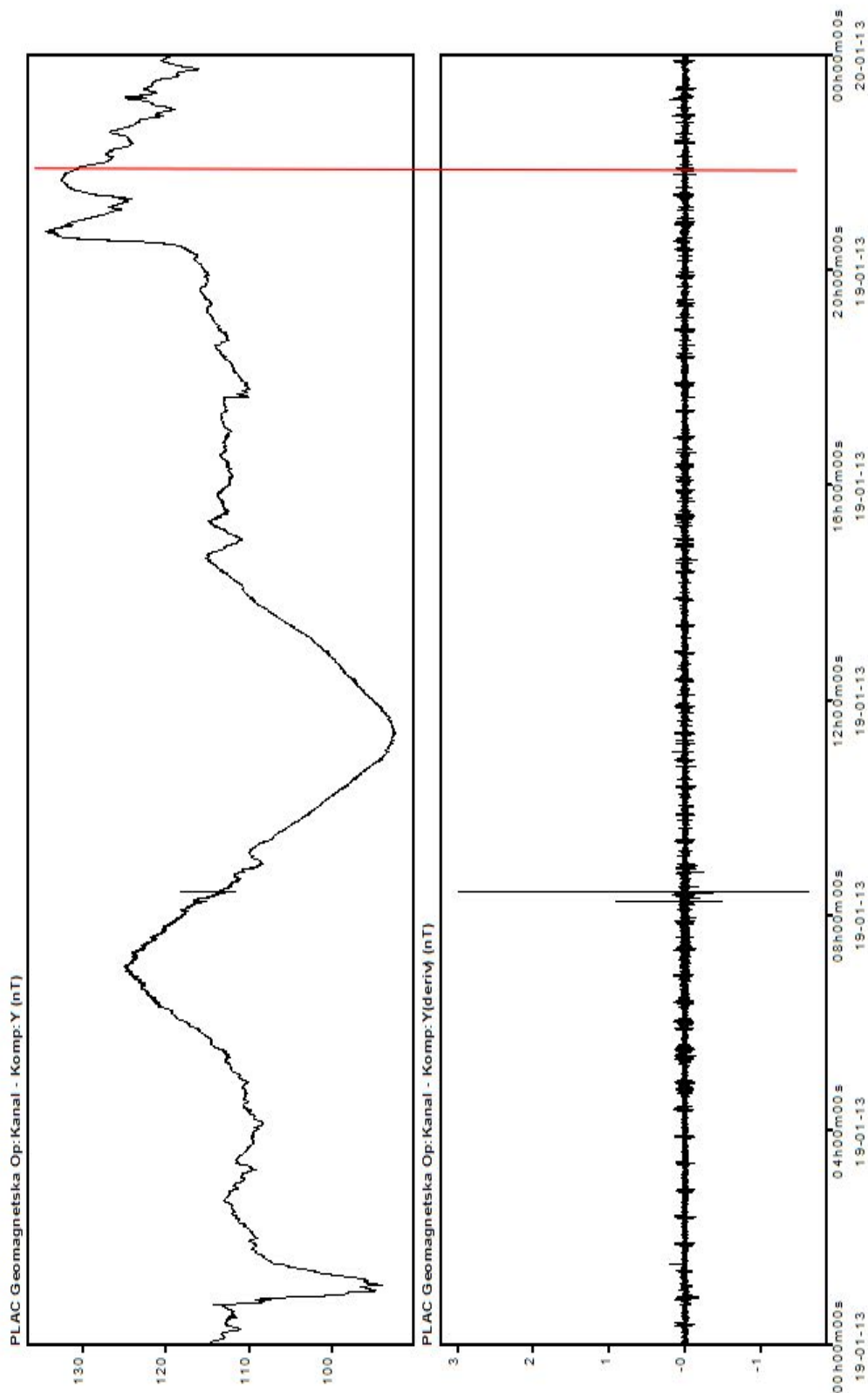
Податоците за елементите на геомагнетното поле се преземени од геомагнетните станици на Плачковица и во Скопје.



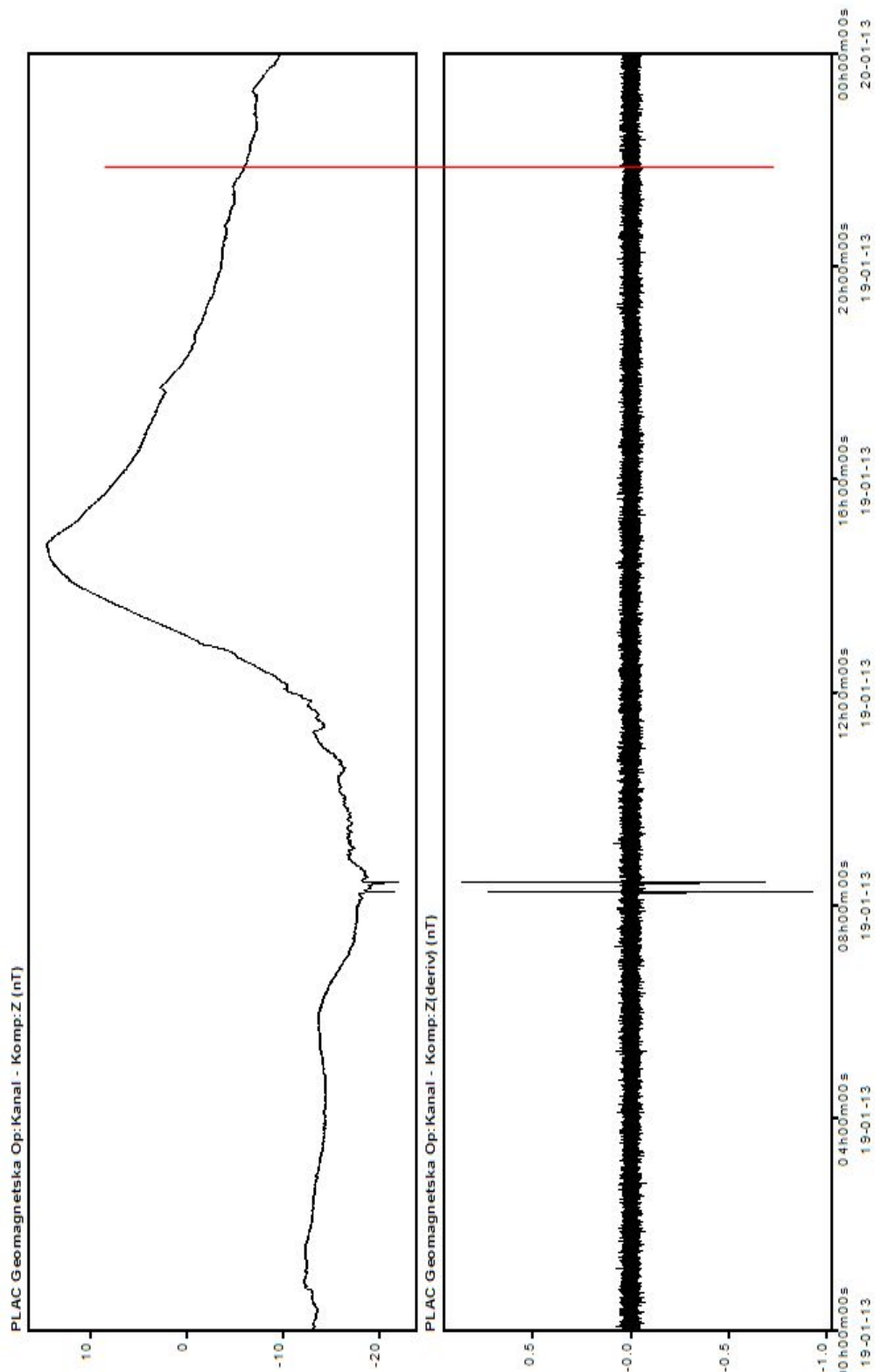
## X - компонента од станицата Плачковица



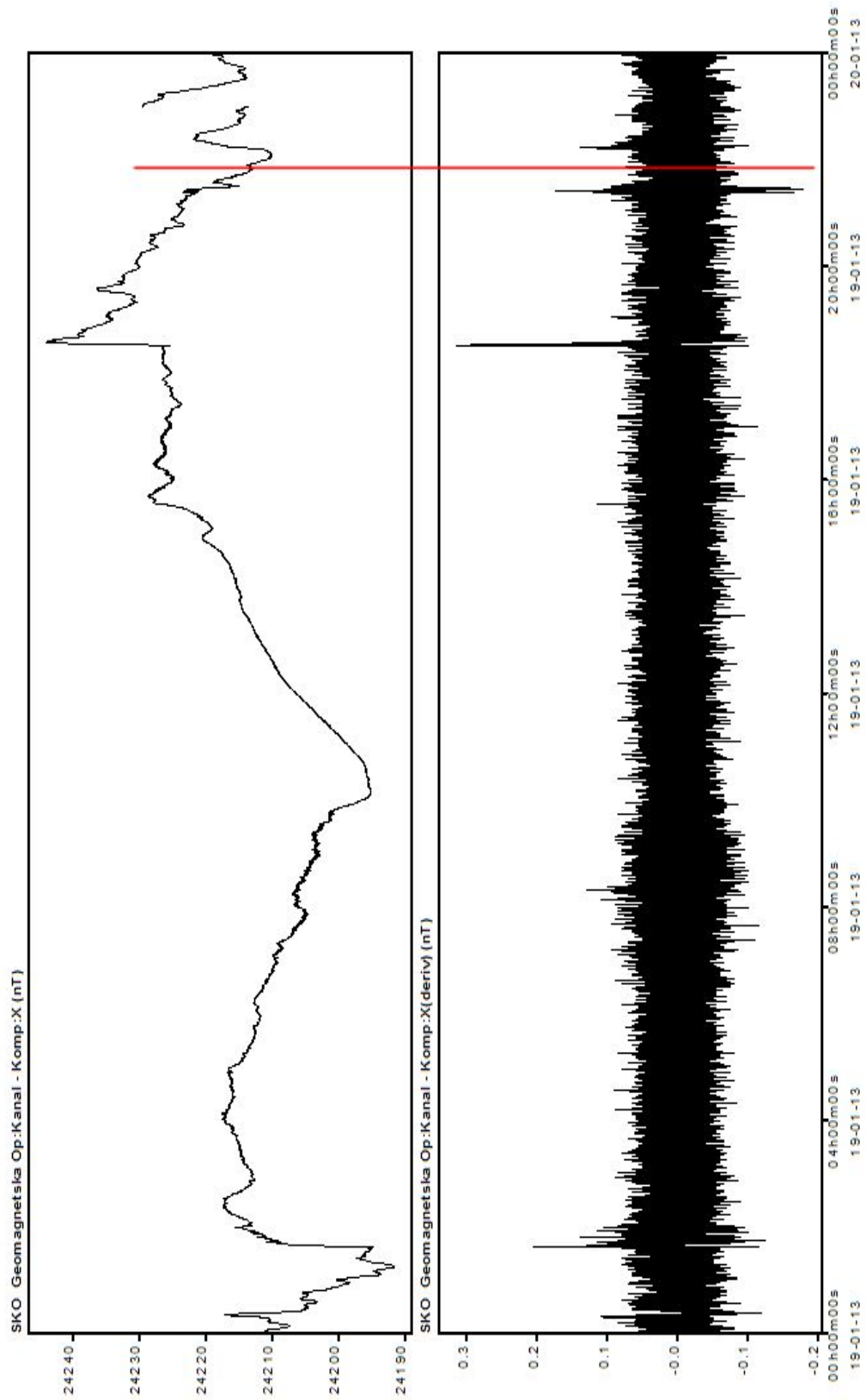
## Y - компонента од станицата Плачковица



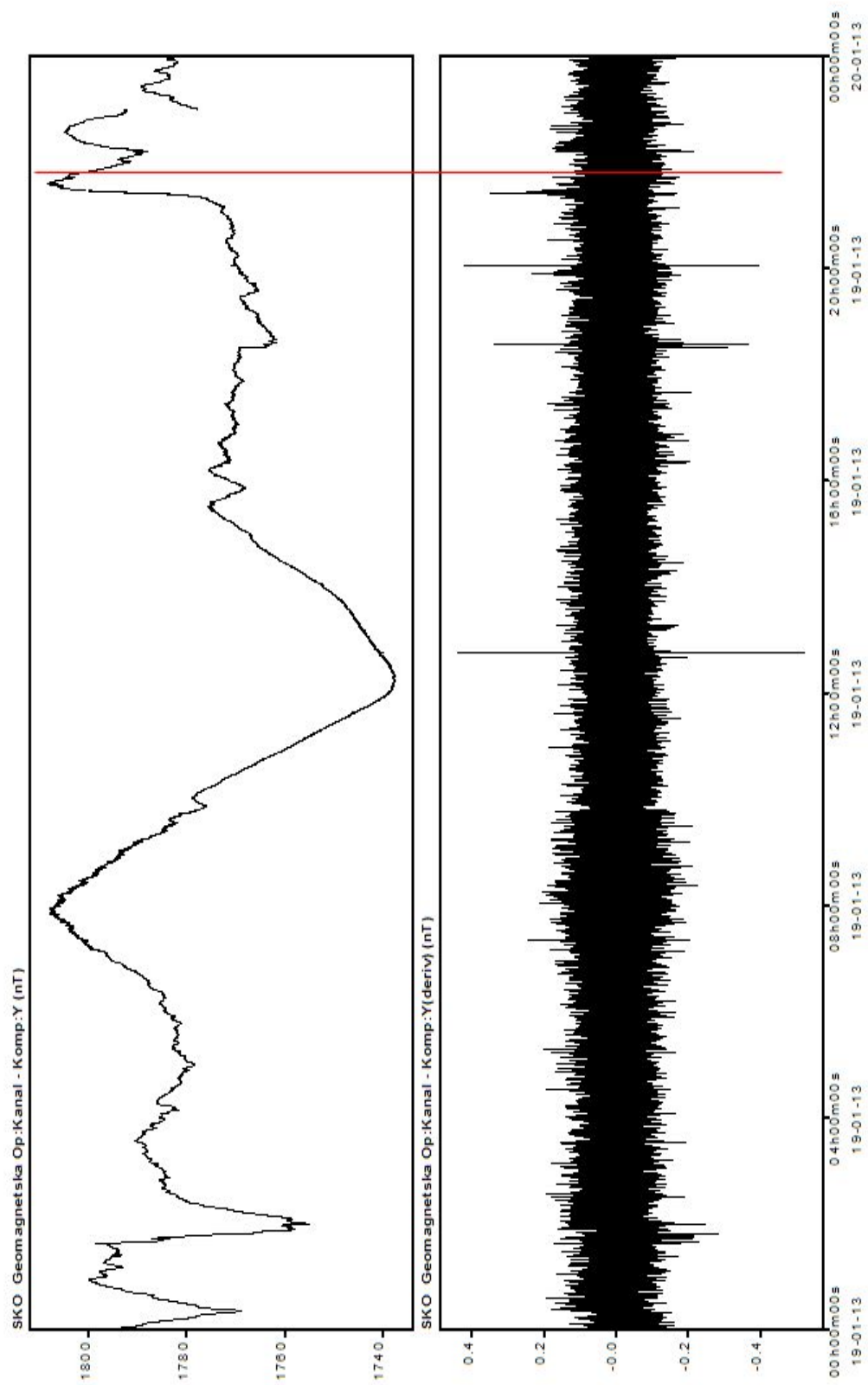
## Z - компонента од станицата Плачковица



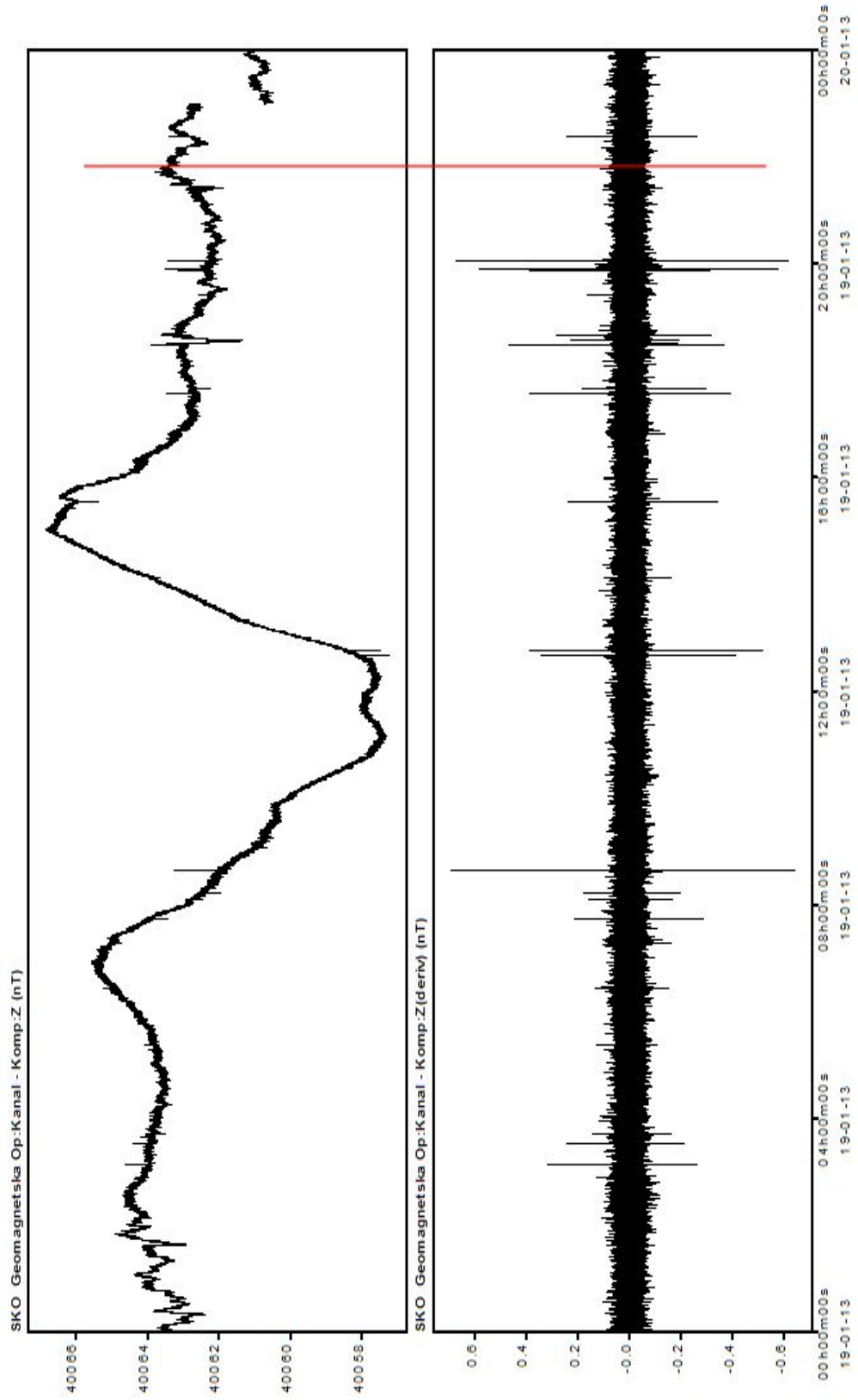
## X - компонента од станицата Скопје



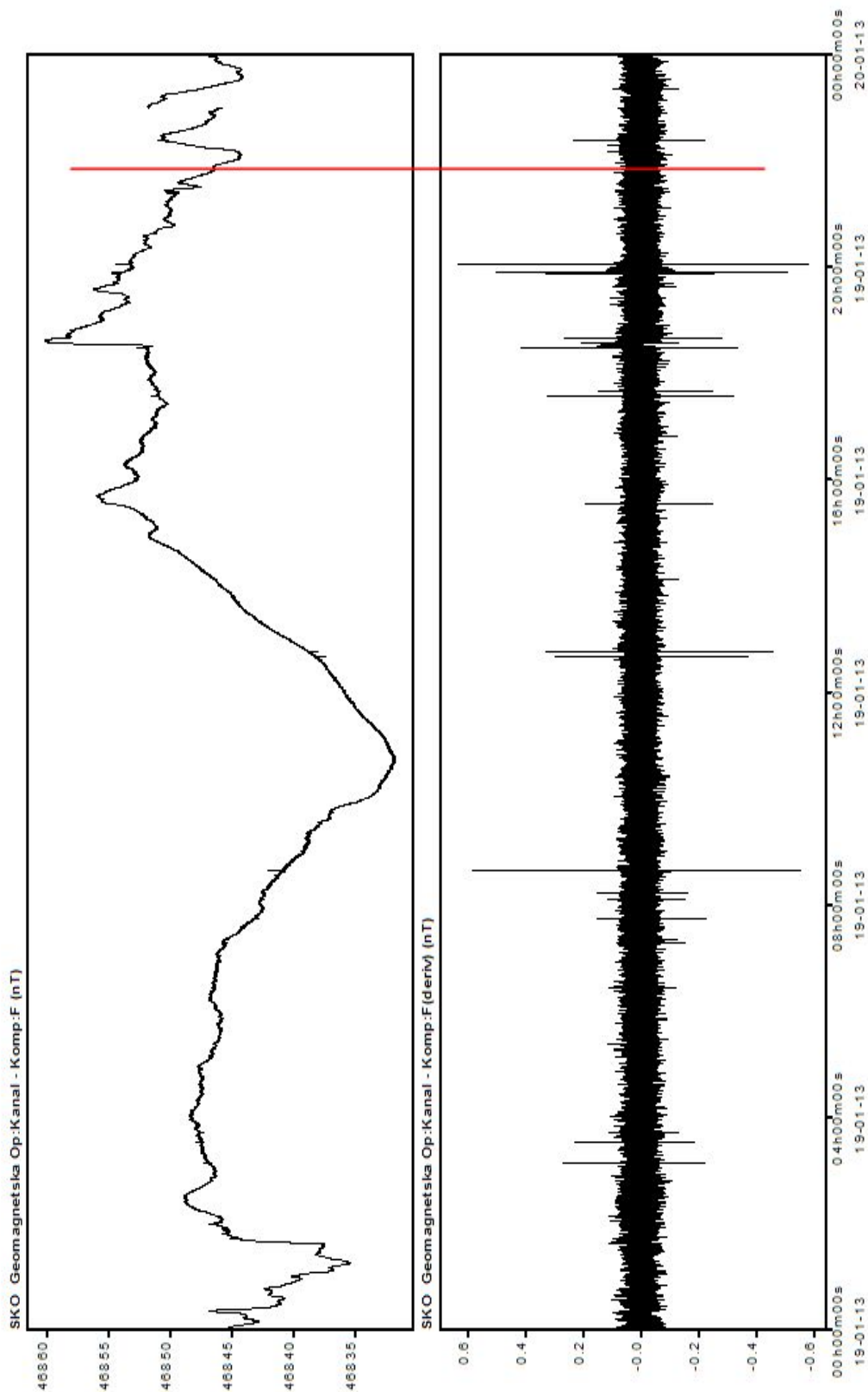
## Y - компонента од станицата Скопје



## Z - компонента од станицата Скопје



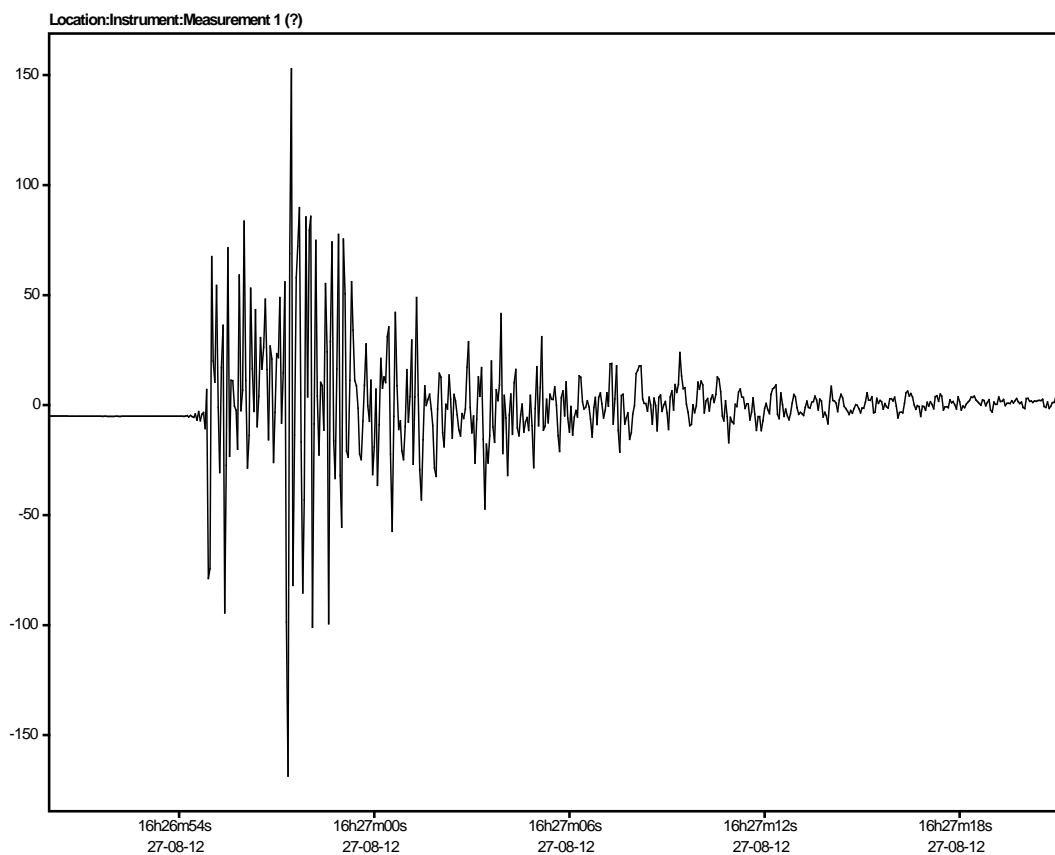
## F - компонента од станица Скопје



## 8.7. ЗЕМЈОТРЕС ВО ВАЛАНДОВСКО, МАКЕДОНИЈА - 27.08.2012 ГОДИНА

### Податоци за земјотресот

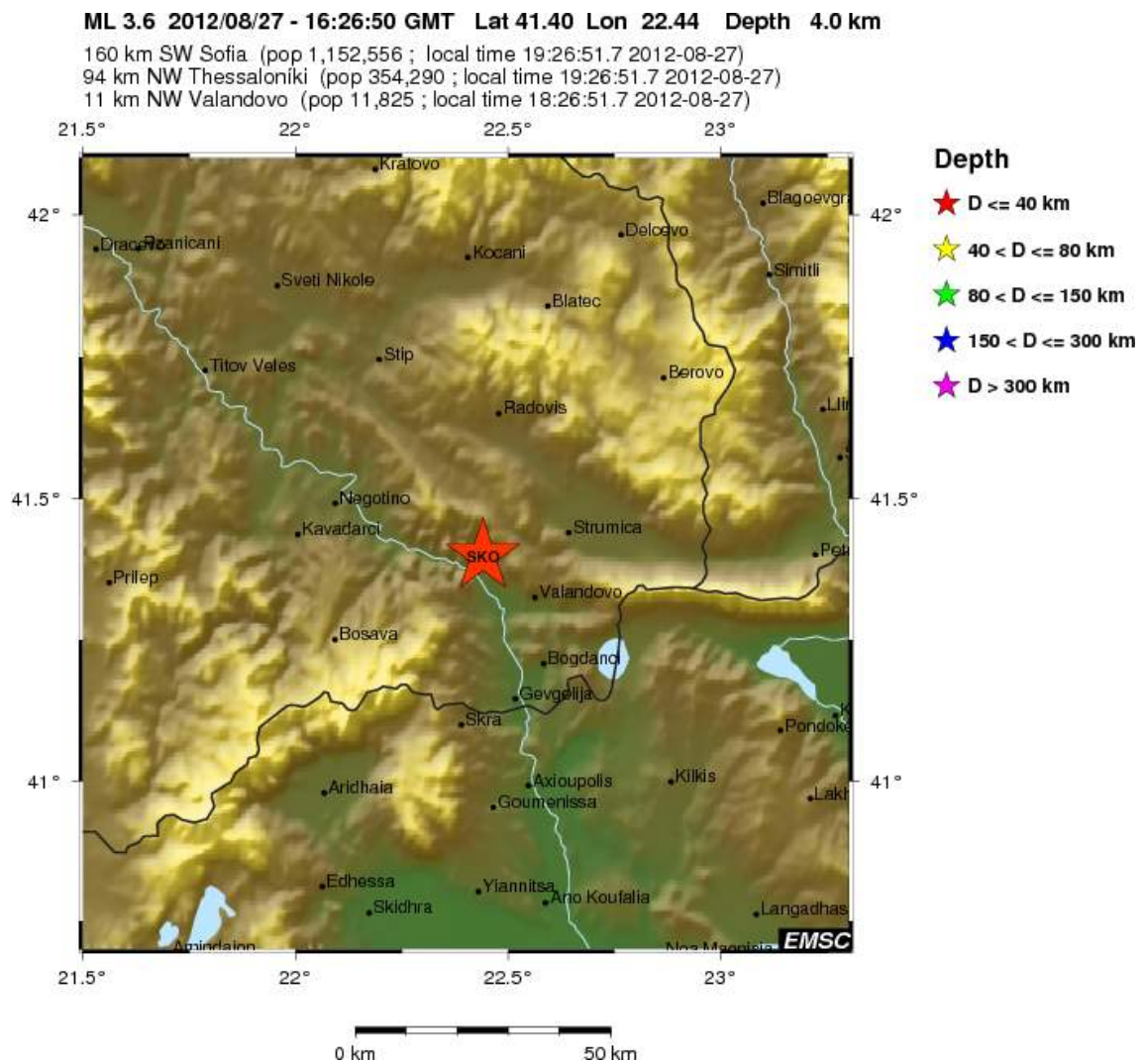
Магнитуда	M = 3.6
Регион	Валандовско, Македонија
Дата, време	2012-08-27; 16:26:51.0 UTC
Локација	41.40 N ; 22.44 E
Длабочина	4 km
Растојание	11 km северозападно од Валандово



Сл. 8.13. Сеизмограм на земјотресот во Валандово, регистриран во  
Сеизмолошката станица во Валандово



Fig. 8.13. Seismogram of the earthquake in Valandovo, registered in Seismological station in Valandovo

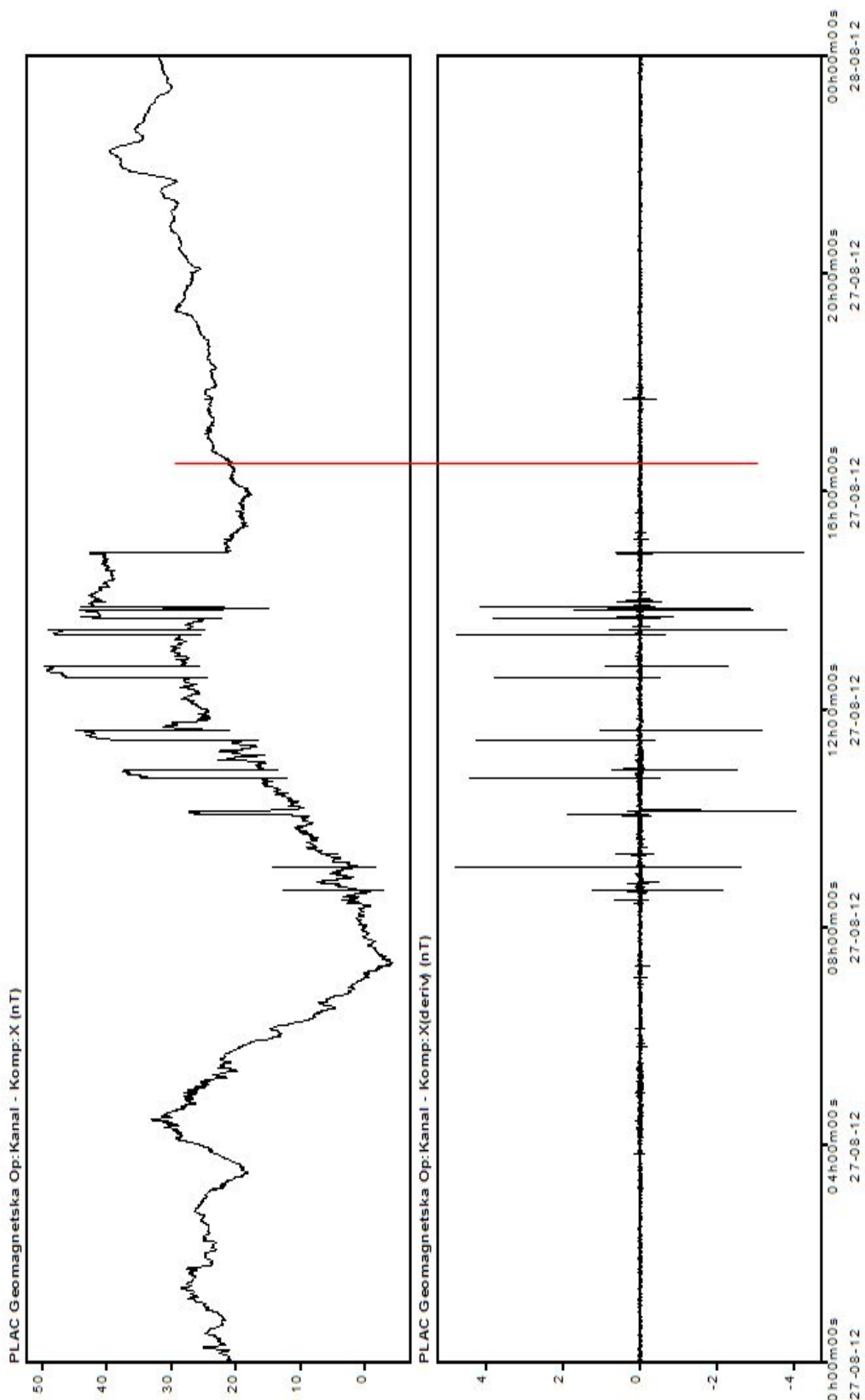


Сл. 8.14. Локација на земјотресот (црвена ѕвезда)

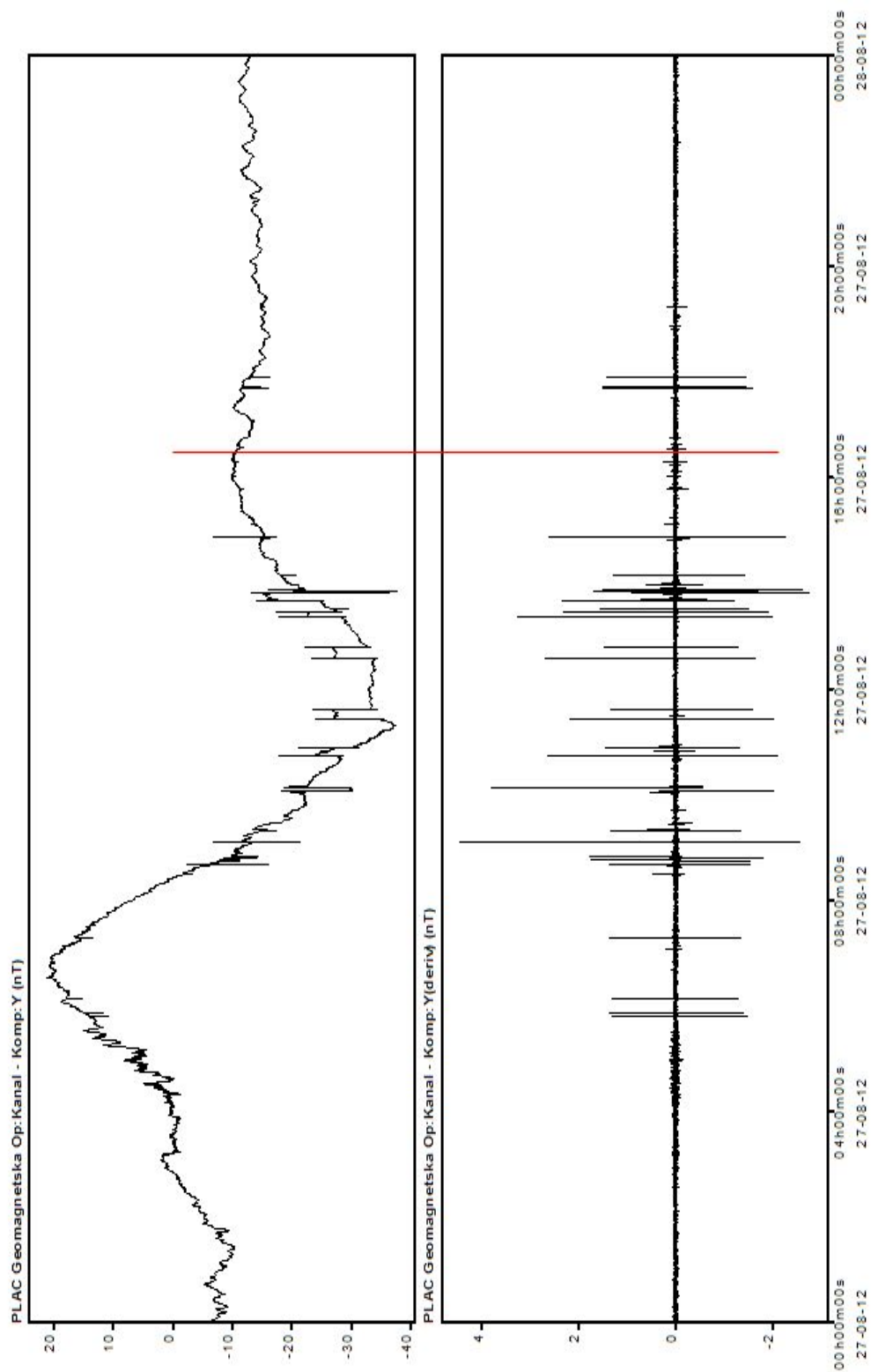
Fig. 8.14. Location of earthquake (red star)

Податоците за елементите на геомагнетното поле се преземени од геомагнетните станици на Плачковица и во Скопје.

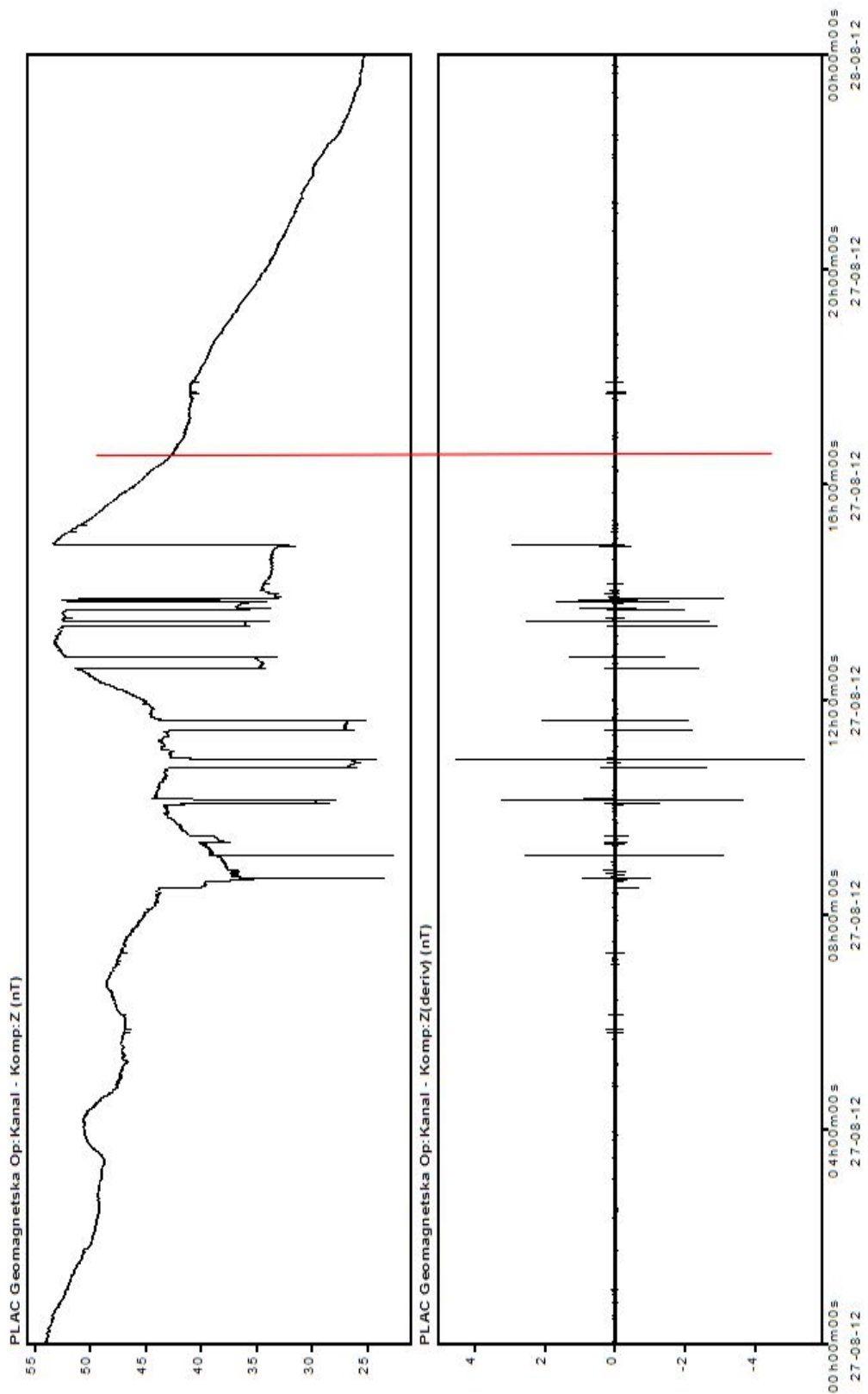
## X - компонента од станицата Плачковица



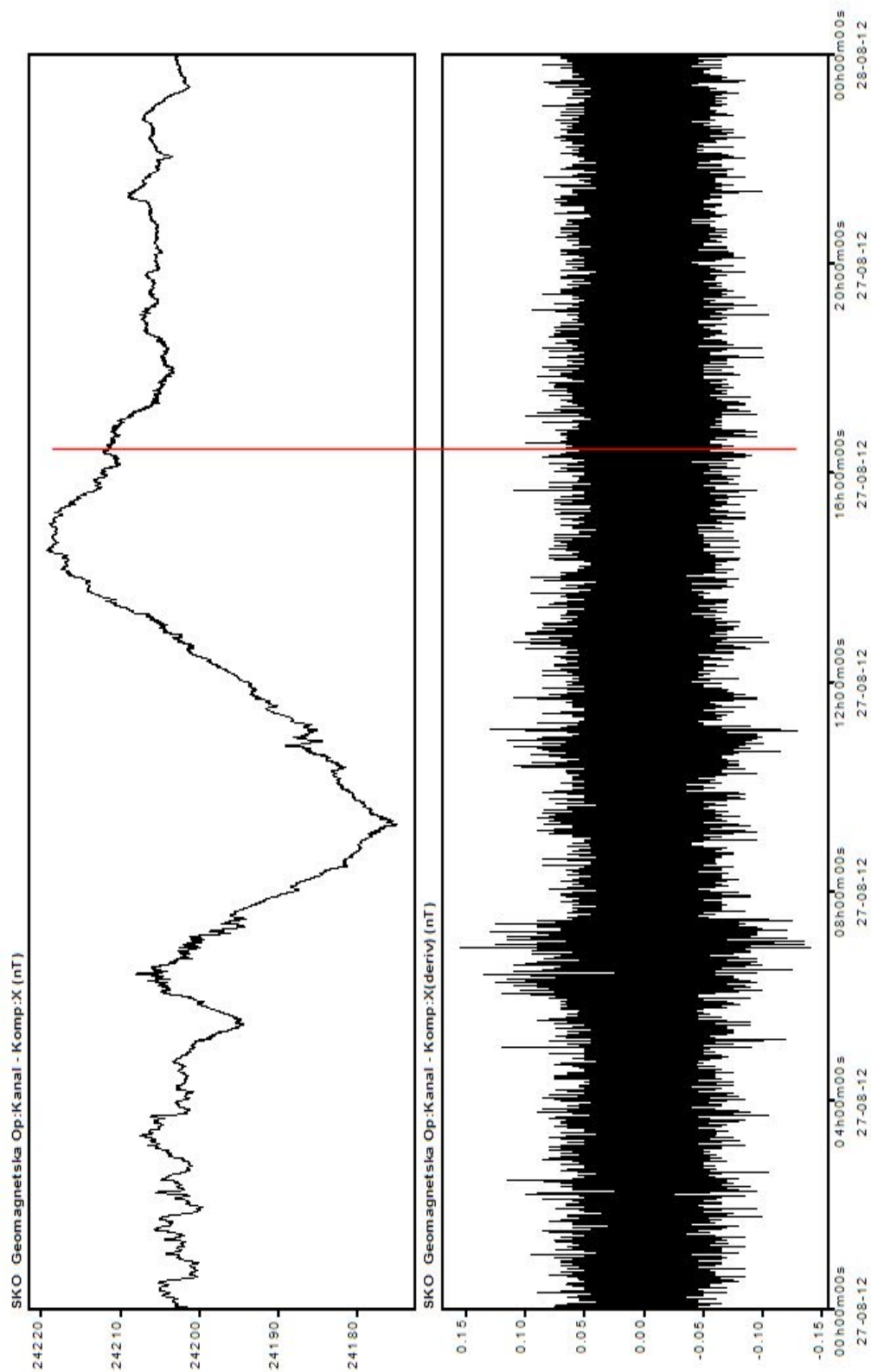
## Y - компонента од станицата Плачковица



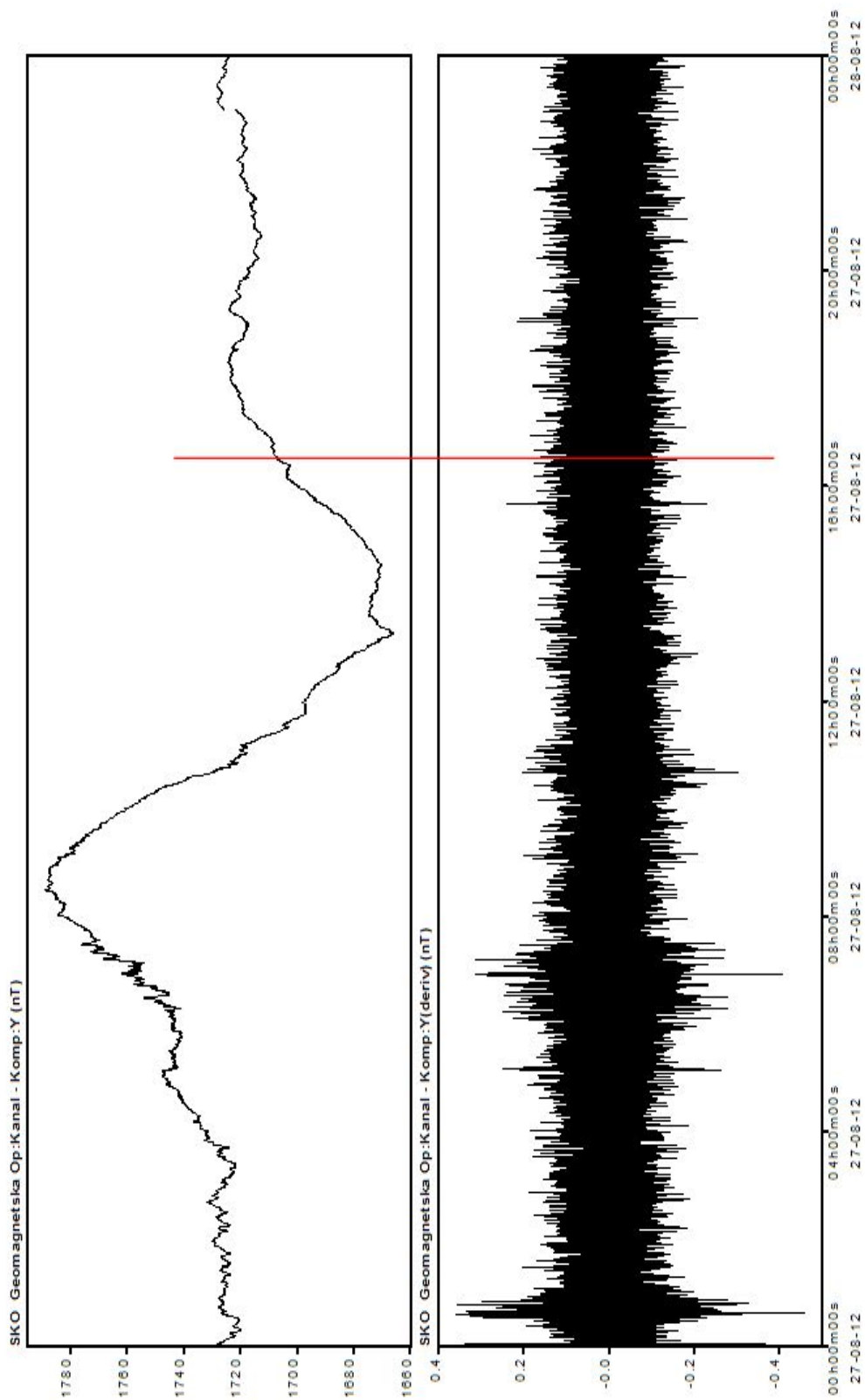
## Z - КОМПОНЕНТА ОД СТАНИЦА ПЛАЧКОВИЦА



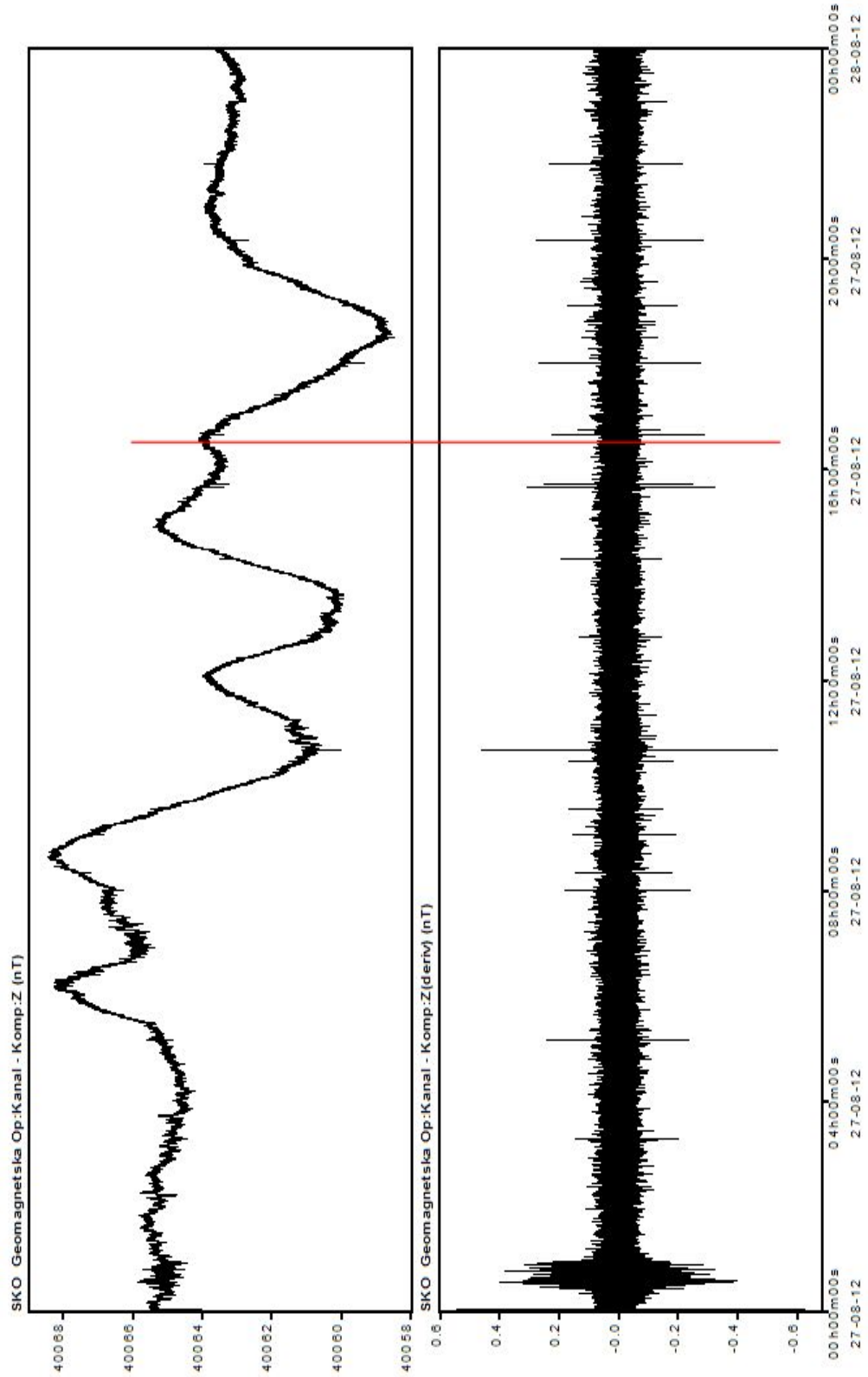
## X - компонента од станицата Скопје



## Y - компонента од станицата Скопје

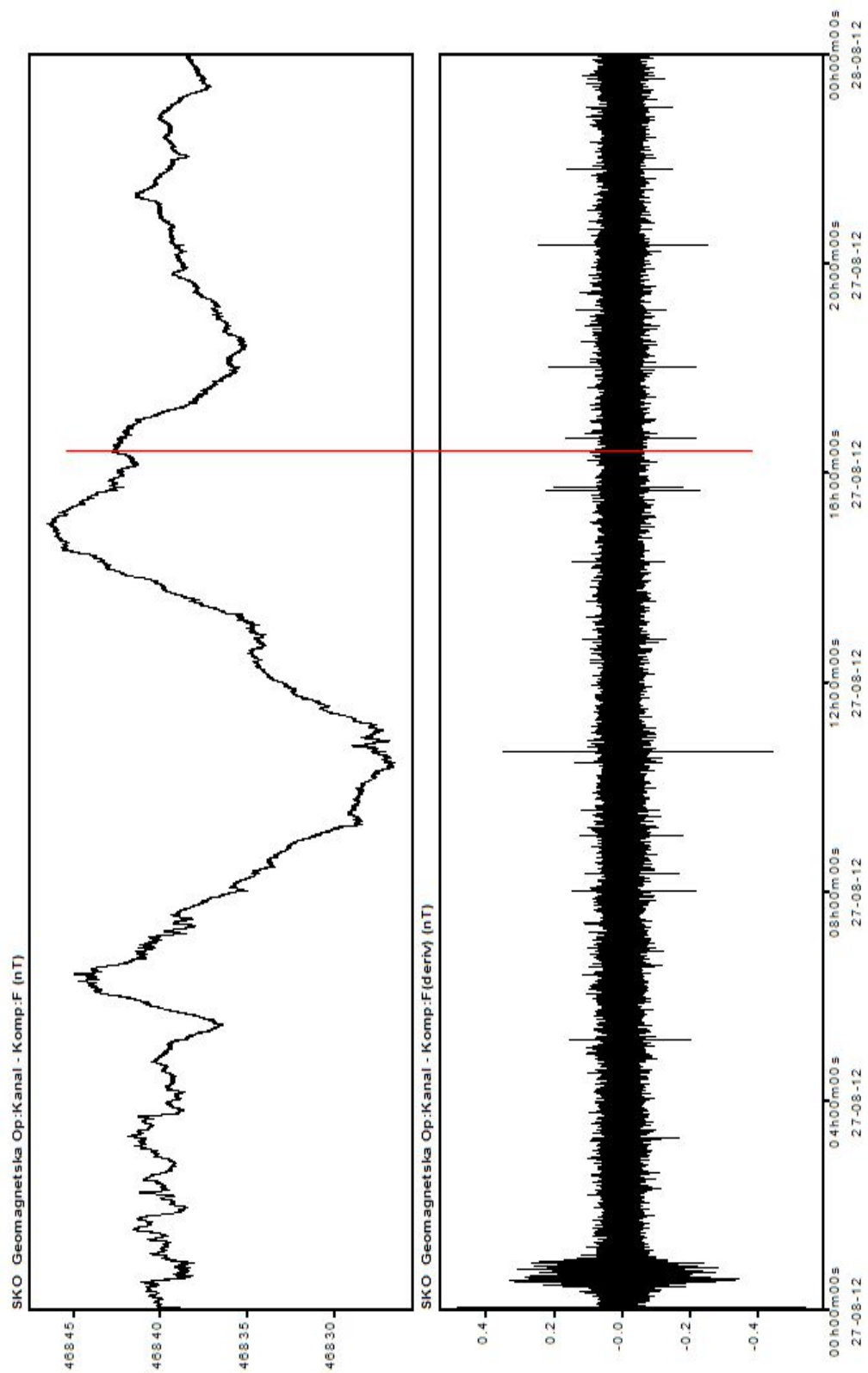


## Z - компонента од станицата Скопје





## F - компонента од станицата Скопје





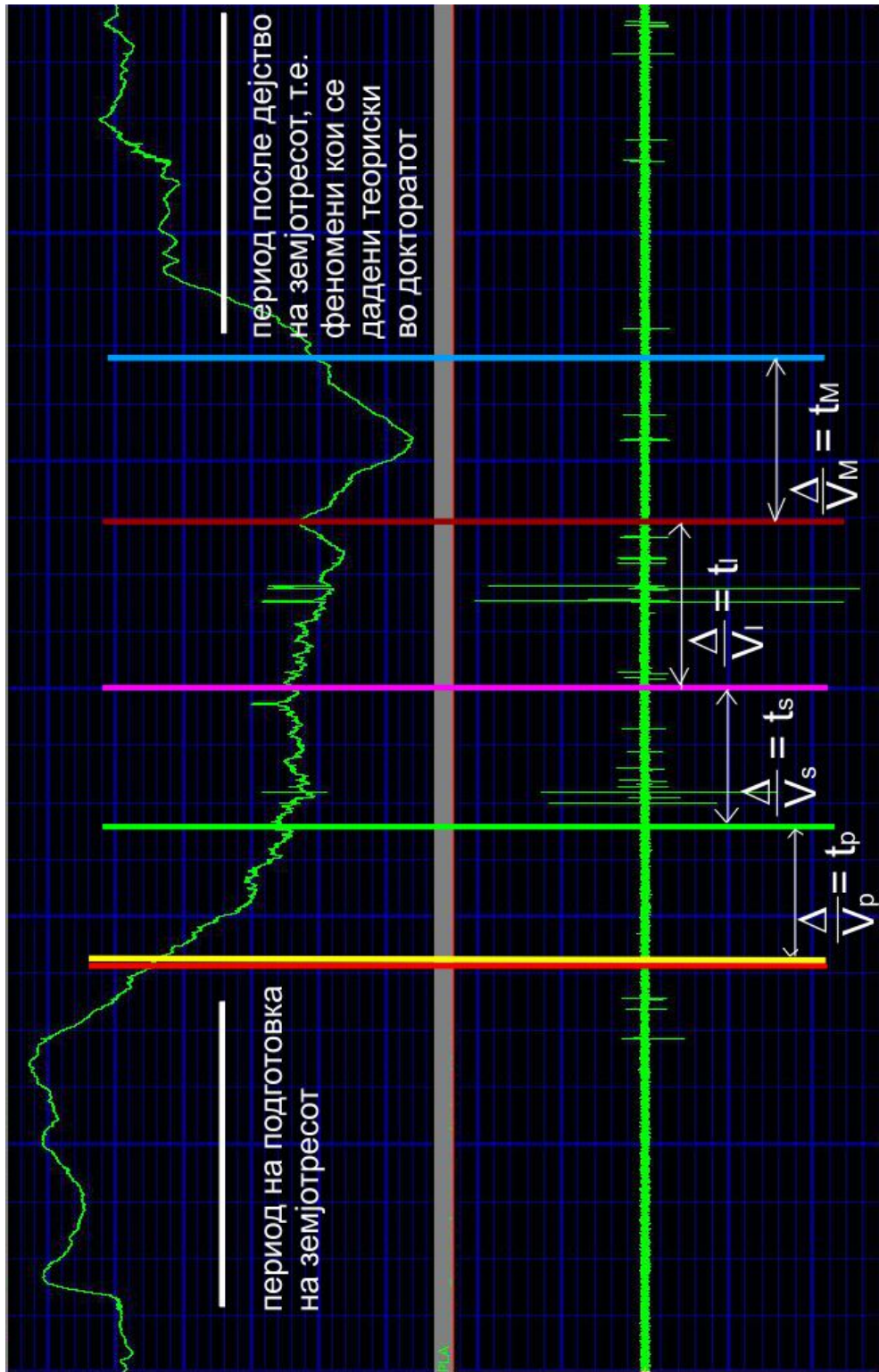
Анализираните магнетограми во временски домен покажуваат промени кои настанале во временски период пред појавата на земјотресот и промени во магнетното поле кои настануваат после настанувањето на земјотресот. Промените кои се појавуваат во временската анализа на магнетограмот после настанувањето на земјотресот, теориски се презентирани во поглавјата 5 и 6, односно тоа се пертурбации во геомагнетното поле поради ширење на електромагнетниот бран низ карпестата маса и појава на електромагнетен бран поради осцилации на флуидот во порниот простор предизвикани од земјотресот.

Промените кои се појавуваат во временскиот домен на магнетограмот пред појавата на земјотресот во поширок временски интервал, можно е да се поврзат со процеси во жариштето пред настанувањето на земјотресот, односно форшокова активност.

Користените податоци се од различни геомагнетни опсерватории кои не се сите на исто опсерваториско ниво. Исто така, треба да се потенцира дека податоците користени за земјотресите во Република Македонија се од нашите геомагнетни станици (Плачковица и Скопје) на кои им недостасува повисок степен на ниво на опсерваторија.

Треба да се каже дека геомагнетното поле е променливо, не само во просторот, туку и во времето и постојат голем број причинители кои можат да предизвикаат промени во самото поле. Овие причинители претставуваат проблем при одвојувањето на промените во геомагнетното поле предизвикани од влијанието на земјотресот, односно времето на неговата блиска подготовка, времето на самиот земјотрес и периодот на консолидација, т.е. афтершоковата активност.







## 8.8. СИНТЕТИЧКИ МОДЕЛ НА ТЕКТОНСКИ ЗЕМЈОТРЕСИ КАРАКТЕРИСТИЧНИ ЗА РЕПУБЛИКА МАКЕДОНИЈА



Сл. 8.15. Синтетички дијаграм на тектонски земјотрес

Fig. 8.15. Synthetic diagram of tectonic earthquake

### Легенда на дијаграмот

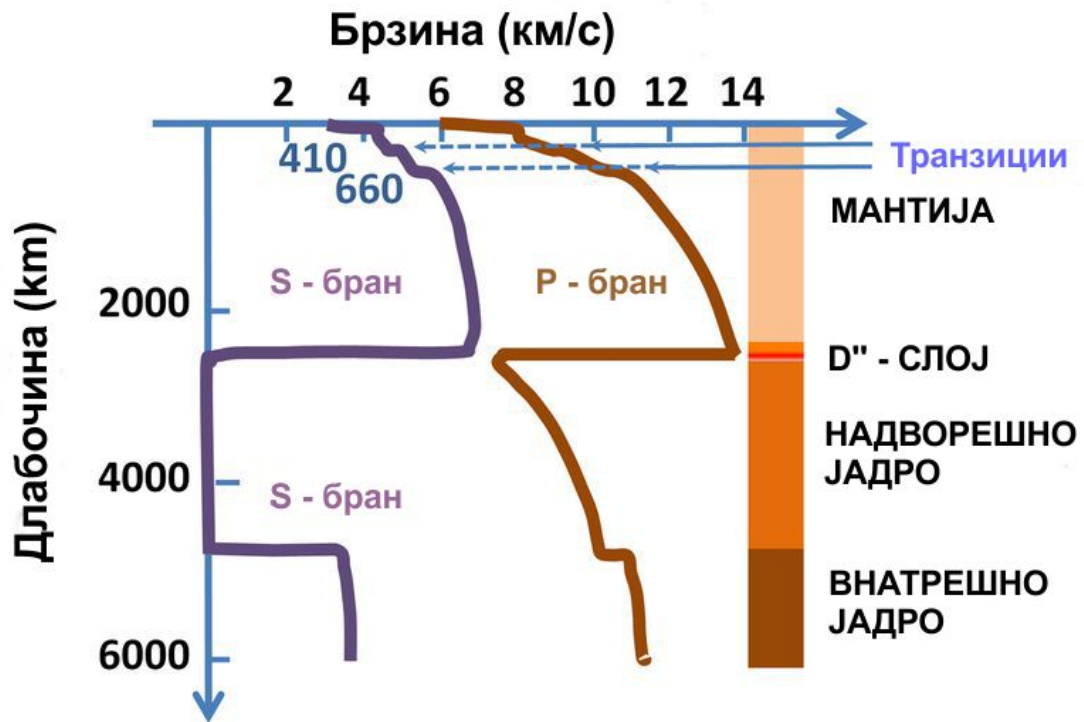
	Време на настанување на земјотресот
	Можни пертурбации на магнетното поле предизвикани од ширење на електромагнетен бран (брзината на ширење е приближна на $c$ - брзина на светлината)
	Време на регистрација на $p$ - бранот ( $t_p$ ) во сеизмолошката станица
	Време на регистрација на $s$ - бранот ( $t_s$ ) во сеизмолошката станица
	Време на регистрација на $l$ - бранот ( $t_l$ ) во сеизмолошката станица
	Време на регистрација на максимална амплитуда на брановите ( $t_M$ ) во сеизмолошката станица
$\Delta$	Растојание од жариштето до сеизмолошката и геомагнетната станица

Наидувањето на прикажаните сеизмички бранови предизвикува различни осцилации на порната вода, односно се генерираат електромагнетни импулси кои предизвикуваат нарушување на геомагнетното поле на Земјата. Прикажаниот дијаграм претпоставува дека сеизмолошката и геомагнетната опсерваторија се на иста локација.

Синтетичкиот дијаграм се темели на анализа на ширењето на сеизмичките бранови и разликата во нивните брзини (сл. 8.16).

На територијата на Република Македонија, брзините на сеизмичките бранови во консолидираниот дел на карпестиот комплекс на земјината кора варира во интервалот од 5.3 – 6.6 km/s. Ваквата варијација на брзината на брановите е одраз на нејзиниот сложен состав од карпи со различни физички особини. Во Западно - Македонската зона брзината на сеизмичките бранови е  $V = 6.4 - 6.6$  km/s. На просторот на Пелагонотискиот хорст - антиклинориум брзината е  $V = 6.6$  km/s. Во делот на Вардарската зона брзината се движи во интервалот  $V = 5.3 - 5.7$  km/s.

Во Српско – Македонскиот масив брзината изнесува  $V = 6.4 \text{ km/s}$ . Во подрачјето на Мохо дисконтинуитетот, брзината на сеизмичките бранови е во интервалот  $V = 8.1 - 8.2 \text{ km/s}$ .



Сл. 8.16. Брзина на сеизмичките бранови низ Земјата

Fig. 8.16. Speed of seismic waves through the Earth

## ЗАКЛУЧОК

Во однос на истражувањата во оваа докторска дисертација „Дефинирање на корелационата зависност помеѓу сеизмичкото и магнетното поле - модел за Република Македонија“, може да се заклучи следното:

- Анализата во временскиот домен на магнетограмите во интервал од  $\pm 12$  часа околу настанувањето на земјотресот има јасни промени, како пред појавата на земјотресот, така и после неговото дејство.
- За прв пат се користени магнетограмите од геомагнетната станица Плачковица, како и магнетограмите од скопската станица.
- Анализирани се и магнетограми од светските опсерватории на посебни земјотреси во временски домен. Овие магнетограми имаат висок шум и нема јасно изразени аномалии.
- Регистрациите од геомагнетната станица Плачковица се со ултранизок шум, додека регистрациите од скопската станица се со повисок шум.
- Теориските проучувања на феномените кои се поврзано со взаемното дејство на механичките (сеизмичките) полиња со магнетното поле, како и спроведените лабораториски проучувања, укажуваат на релативно ниски вредности на амплитудите на предизвиканите влијанија на земјотресите во магнетното поле.
- Изборот на земјотреси на територијата на Република Македонија е врз основа на неотектонската реонизација.
- Сеизмомагнетизмот е релативно нова наука со широко поле за нови истражувања. Најголем број на геомагнетни опсерватории, според процедурите за нивна работа, се прилагодени за мерење на геомагнетното поле и неговите промени кои во најголем дел се од надворешни влијанија или промени во нормалното поле на Земјата.
- За истражување на феномените кои имаат влијание на геомагнетното поле од внатрешноста на Земјата, меѓу кои се и земјотресите, потребни се долги временски низи на набљудување и инструменти со поголема прецизност.

- Во докторската дисертација, врз основа на ширењето на сеизмичките бранови, прикажан е синтетички модел на временски домен на магнетограм и можните дисторзии предизвикани од наидувањето на сеизмичките бранови во средината.

### **Препораки за идни истражувања**

- Во овој труд се извршени анализи на геомагнетното поле во временски домен. Од интерес би било да се направи фреквентна анализа, со цел да се истражи влијанието на земјотресот во фреквентниот домен на магнетограмот.
- За Република Македонија, за продлабочување на истражувањата од овој тип, од доминантно значење е формирањето на Геомагнетната Опсерваторија на Плачковица, како и воспоставување на перманентни геомагнетни станици во посебните геотектонски единици.
- За да се дефинира влијанието на земјотресот на магнетното поле, неопходно е дефинирање на модел на жариште, односно процесот на подготовка на земјотресот, времето на настанување на самиот земјотрес и процесот на релаксација, т.е. да се одреди форшоковата, земјотресната и афтершоковата активност.
- Потребен е развој на моделот за сеизмомагнетизмот, односно за корелација на сеизмичкото со геомагнетното поле.

## КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА

1. Aki, K. and P.G. Richards (1980) - *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, Vol. I and II, W.H. Freeman, San Francisco.
2. Aki, K. and P.G. Richards (2002) - *Quantitative Seismology*, University Science Books, Sausalito, CA.
3. Арсовски, М. (1996) *Тектоника на Македонија*, Рударско - геолошки факултет - Штип
4. Bolt, B.A. (1999) *Earthquakes*, W.H. Freeman, San Francisco.
5. Bolt, B.A. (1993) - *Earthquakes and Geological Discovery*, Scientific American Library, New York.
6. Блажев, К., Арсовски, М. (2001) - *Општа геологија*, Рударско - геолошки факултет - Штип
7. Bormann, P. (2002) - *New Manual of Seismological Observatory Practice*, GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany
8. Bracewell, R. (1999) *The Fourier Transform and its Applications*, McGraw-Hill.
9. Bullen, K.E. and B.A. Bolt (1985) - *Introduction to the Theory of Seismology*, Cambridge University Press.
10. Cerveny, V. (2001) - *Seismic Ray Theory*, Cambridge University Press.
11. Claerbout, J. (1976) - *Fundamentals of Geophysical Data Processing*, McGraw-Hill.
12. Claerbout, J. (1985) - *Seismic Imaging of the Earth*, Blackwell, Oxford.
13. Dahlen, F.A. and J. Tromp (1998) - *Theoretical Global Seismology*, Princeton University Press.
14. Делипетрев, М. (2011) - *Структура на геомагнетното поле на територијата на Македонија*, докторска дисертација, Природно - математички факултет, Скопје
15. Делипетров, Т. (2003) - *Основи на геофизика*, Рударско - геолошки факултет - Штип
16. Делипетров, Т. (1991) - *Врската помеѓу коровите и подкоровите структури на територијата на Македонија и сеизмичноста*, докторска дисертација, Рударско - геолошки факултет - Штип

17. Fowler, C.M.R. (1990) - *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*, Cambridge Press.
18. Grant, F.S. and G.F West (1965) - *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, McGraw-Hill.
19. Gubbins, D. (1990) - *Seismology and Plate Tectonics*, Cambridge Press.
20. Hough, S.E. (2002) - *Earth Shaking Science*, Princeton University Press.
21. Hudson, J.A. (1980) - *The Excitation and Propagation of Elastic Waves*, Cambridge Press.
22. Honkura, Y., Matsushima, M., Oshiman, N., Tuncer, M. K., Baris, S., Ito, A., Iio, Y., Isikara, A. M. (2002) - *Small electric and magnetic signals observed before the arrival of seismic wave*, Earth Planets Space, 54, e9–e12
23. Kasahara, K. (1981) - *Earthquake Mechanics*, Cambridge University Press.
24. Kennett, B.L.N. (2002) - *The Seismic Wavefield Vol. II: Interpretation of Seismograms on Regional and Global Scales*, Cambridge University Press.
25. Kennett, B.L.N. (2001) - *The Seismic Wavefield Vol. I: Introduction and Theoretical Development*, Cambridge University Press.
26. Kolar, P. (2010) - *Some possible correlations between electro-magnetic emission and seismic activity during West Bohemia 2008 earthquake swarm*, Solid Earth, 1, 93 - 98
27. Korepanov, V., Dudkin, F., Marusenkov, A. (2010) - *Measurement technology for seismomagnetic signals*, EGU General Assembly 2010, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12
28. Kostrov, B.V. and S. Das (1988) - *Principles of Earthquake Source Mechanics*, Cambridge University Press.
29. Lay, T. and T.C. Wallace (1995) - *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego.
30. Lee, W.H.K., H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger (2002) - *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Academic Press, San Diego.



31. Liu, J.Y., Chen, C.H., Chen, Y.I., Yen, H.Y., Hattori, K., Yumoto, K. (2006) - *Seismo-geomagnetic anomalies and  $M \geq 5.0$  earthquakes observed in Taiwan during 1988–2001*, Physics and Chemistry of the Earth 31, Elsevier
32. Lowrie, W. (1997) - *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press.
33. Mavrodiev, S.Cht., Pekevski, L., (2011) - *On reliability of the geomagnetic quake as regional imminent earthquake precursor*, BlackSeaHazNet methodological - Coordination Workshop, EU FP7 IRSES 2011 Project, 2 - 5 May, Ohrid, Macedonia
34. Mavrodiev, S.Cht., Thanassoulas, C. (2001) - *Possible correlation between electromagnetic earth fields and future earthquakes*, Seminar proceedings, 23- 27 July, INRNE-BAS, Sofia, Bulgaria
35. Menahem, A. and S. Singh (1981) - *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.
36. Park, S. K., (1996) - *Precursors to earthquakes: seismoelectromagnetic signals*, Surveys in Geophysics 17, 493 - 516
37. Sasai, Y., Ishikawa, Y., (1997) - *Seismomagnetic models for earthquakes in the eastern part of Izu Peninsula, Central Japan*, Annali di Geofisica, Vol. XL, No. 2
38. Scholz, C.H. (2002) - *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge Press.
39. Shearer, P.M. (1999) - *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press.
40. Sheriff, R.E. and L.P. Geldart (1995) - *Exploration Seismology*, Cambridge University Press.
41. Simon, R.B. (1981) - *Earthquake Interpretations*, William Kaufmann Inc.
42. Sleep, N.H. and K. Fujita (1997) *Principles of Geophysics*, Blackwell, Oxford.
43. Srebrov, B., Botev E., (2011) - *Some correlations between geomagnetic field disturbances and earthquakes in Bulgaria*, BlackSeaHazNet methodological - Coordination Workshop, EU FP7 IRSES 2011 Project, 2 - 5 May, Ohrid, Macedonia

44. Stein, S. and M. Wysession (2003) - *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell, Malden, MA.
45. Telford, W.M., L.P. Geldart, and R.E. Sheriff (1990) - *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.
46. Ujihara, N., Honkura, Y., Ogawa, Y. (2004) - *Electric and magnetic field variations from the seismic dynamo effect for aftershocks of the M7.1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture, NE Japan*, Earth Planets Space, 56, 115–123
47. Walker, B. (1982) - *Earthquake*, Time Life Books.
48. Yeats, R.S., K. Sieh, and C.R. Allen (1997) - *The Geology of Earthquakes*, Oxford University Press.
49. Yilmaz, O. (2001) - *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

**м-р Благица И. Донева**

**Дефинирање на корелационата зависност помеѓу сеизмичкото и  
магнетното поле - модел за Република Македонија**

**Универзитет „Гоце Делчев“ - Штип**