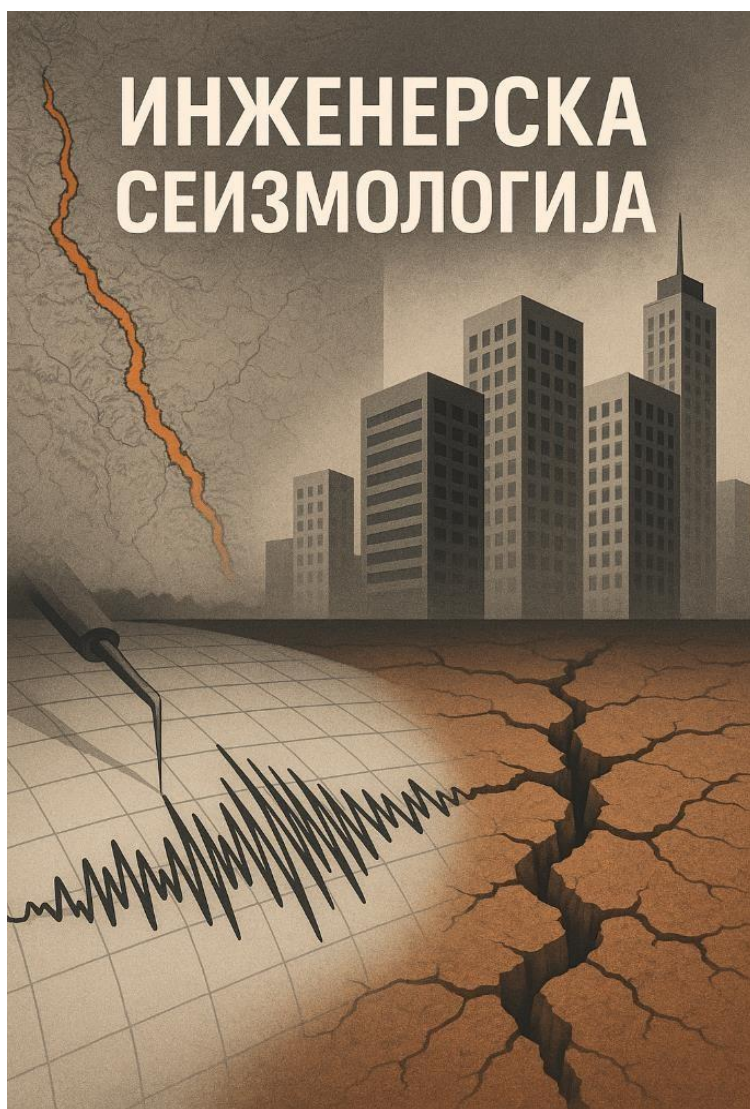




УНИВЕРЗИТЕТ „КИРИЛ И МЕТОДИЈ“ ВО СКОПЈЕ



**Проф. д-р. Марта Стојмановска
Доц. д-р. Марина Попоска**

Скопје, 2026

Издавач:

Универзитет „Св. Кирил и Методиј“ во Скопје
Бул. „Гоце Делчев“ бр. 9, 1000 Скопје
www.ukim.edu.mk

Уредник за издавачка дејност на УКИМ:

проф. д-р Биљана Ангелова, ректор

Уредник на публикацијата:

проф.д-р Марта Стојмановска, доц.д-р Марина Попоска
Институт за земјотресно инженерство и инженерска сеизмологија – Скопје

Рецензенти:

1. проф. д-р. Драги Дојчиновски
2. проф. д-р. Радмила Шалиќ Макреска

Техничка обработка:

Марина Попоска

Лектура на македонски јазик:

Соња Попоска

CIP - Каталогизација во публикација
Национална и универзитетска библиотека „Св. Климент Охридски“, Скопје

550.34-027.22(075.8)

СТОЈМАНОВСКА, Марта

Инженерска сеизмологија [Електронски извор] / Марта Стојмановска,
Марина Попоска. - Скопје : Универзитет "Св. Кирил и Методиј", 2026

Начин на пристапување (URL): <https://ukim.edu.mk/e-book/00155>. - Текст
во PDF формат, содржи V, 94 стр., илустр. - Наслов преземен од екранот.
- Опис на изворот на ден 30.12.2025. - Библиографија: стр. 94

ISBN 978-9989-43-540-9

1. Попоска, Марина [автор]

а) Инженерска сеизмологија -- Високошколски учебници

COBISS.MK-ID 67854341

"Engineering is the art of directing the great source of power in nature for the use and convenience of man."

Thomas Tredgol

СОДРЖИНА

СОДРЖИНА	ii
ПРЕДГОВОР	iv
1. ГРАДБА НА ЗЕМЈАТА	1
1.1 Земјино јадро: структура и магнетизам	2
1.2 Обвивка (мантија)	3
1.3 Земјина кора	3
1.4 Транзитни зони – дисконтинуитети	4
2. ТЕОРИЈА НА ТЕКТОНСКИ ПЛОЧИ	6
2.1 Континенталното движење: Почетоците на идејата	6
2.2 Откритија на океанското дно и развој на теоријата за ширење на морското дно	8
2.3 Движење на тектонските плочи и геолошки процеси	10
2.3.1 Типови на граници меѓу тектонските плочи и нивното значење	10
3. ЗЕМЈОТРЕСНИ ПРОЦЕСИ И РАСЕДИ	22
3.1 Теоријата за еластично обновување (Elastic rebound theory)	22
3.2 Видови земјотреси	23
3.3 Предземјотреси (foreshocks), главен земјотрес (mainshock) и последователни земјотреси (aftershocks)	24
3.4 Раседи	25
4. СЕИЗМИЧКИ БРАНОВИ – ОСНОВНИ ТИПОВИ	28
4.1 Просторни бранови – Р и S	29
4.2 Површински сеизмички бранови	31
5. ПАРАМЕТРИ НА ЗЕМЈОТРЕСОТ	34
5.1 Енергетски параметри	35
5.1.1 Магнитуда на земјотресот	35
5.1.2 Интензитет на земјотрес	41
5.2 Главни карактеристики на движењата на тлото	45
5.2.1 Максимално забрзување на тлото (Peak Ground Acceleration)	46
5.2.2 Фреквентен состав	46
5.2.3 Времетраење	47
5.3 Фактори кои влијаат на движењето на тлото	47
6. ОСНОВНИ ВИДОВИ НА СЕИЗМОЛОШКИ ИНСТРУМЕНТИ	49
6.1 Сеизмограф	49
6.2 Сеизмоскоп	51

6.2.1 Типови акцелерограми.....	54
6.2.2 Примена и употреба на акцелерограмите.....	55
7. СЕИЗМИЧКИ ХАЗАРД	57
7.1 Методологија за анализа на сеизмички хазард	58
7.1.1 Релации за повторливост на земјотреси.....	60
8. СЕИЗМИЧКО РЕОНИРАЊЕ И МИКРОРЕОНИРАЊЕ	75
9. ЕФЕКТИ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ НА ИЗГРАДЕНАТА СРЕДИНА И НИВНИ ПРЕКУРСОРИ ...	78
9.1 Деструктивност на земјотресите	78
9.2 Дали може да се предвидат земјотресите?.....	80
10. МРЕЖА ЗА РЕГИСТРАЦИЈА НА СИЛНИ ЗЕМЈОТРЕСИ (STRONG GROUND MOTION NETWORK)	84
10.1 Мрежа за регистрација на силни земјотреси УКИМ-ИЗИИС	87
10.1.1 Сеизмичност на територијата на Македонија.....	89
10.1.2 Проектирање на мрежата и дистрибуција на инструменти	90
10.1.3 Обработка на добиените податоци.....	91
11. КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА.....	94

ПРЕДГОВОР

Инженерска сеизмологија е гранка на сеизмологијата која се однесува на инженерството. Таа вклучува разбирање на изворот, јачината и механизмите на земјотресите, како и начинот на кој се пренесува сеизмичкото движење од изворот до локацијата од инженерско значење, карактеристиките на сеизмичкото движење на таа локација и како тоа се проценува за потребите на асеизмичкото проектирање и изградба. Оваа дисциплина е поврзана со сеизмичкиот hazard, а сеизмичкиот hazard на одредена локација не може да се контролира —може само да се процени.

Во истиот контекст, земјотресното инженерство се однесува на анализа и проектирање на конструкции кои ќе можат да ги издржат напрегањата предизвикани од сеизмичко дејство. Отпорност на овие напрегања значи или издржување на конструкцијата без оштетување, или контролирано попуштање без колапс. Оваа дисциплина е поврзана со повредливоста на изградените конструкции на сеизмичко дејство. Оттука може да кажеме дека проценката на сеизмичкиот ризик зависи од сеизмичкиот hazard и повредливоста.

Овој учебник има за цел да понуди систематски преглед на основните поими, појави и процеси поврзани со инженерската сеизмологија како клучна врска меѓу природните науки и инженерството. Наменет е пред сè за студентите од втор и третиот циклус на студии при Институтот за земјотресно инженерство и инженерска сеизмологија (УКИМ-ИЗИИС), Скопје, но и за сите млади истражувачи, инженери и професионалци кои се занимаваат со анализа, проектирање и градба на конструкции изложени на сеизмички дејства.

Содржината е распоредена низ десет тематски целини кои го следат природниот редослед на запознавање со внатрешната градба на Земјата, движењето на тектонските плочи и појавата на земјотреси, па сè до конкретни инженерски и инструментални аспекти на сеизмичката анализа и мерење.

Во **првото поглавје** претставени се главните елементи на внатрешната структура на Земјата и нивната меѓусебна интеракција, со цел да се опише физичкиот механизам кој ги активира земјотресите.

Теоријата на тектонските плочи која ја објаснува движечката природа на плочите и силите што дејствуваат меѓу нив е претставена во **второто поглавје**. Што се случува во моментот на настанувањето на земјотресот, типовите на земјотреси, нивната поврзаност со глобалното движење на плочите и соодветните стилови на раседување се објаснети во **третото поглавје**.

Детален опис на сеизмичките бранови, типови, карактеристики и распространување е даден во **поглавје четири**. **Поглавје пет** ги обработува главните карактеристики на движењето на тлото и енергетските параметри на земјотресот како и различните магнитудни скали за определување на јачината на земјотресите.

Инструменталните методи за регистрирање на земјотресите се прикажани во **поглавје шест** заедно со карактеристиките на акцелерограмите, кои главно се користат за пресметување на параметрите за интензитет на движење на тлото во инженерските анализи.

Поглавје седум на читателот му се овозможува да се запознае со современите методи за проценка на сеизмички хазард – и детерминистичките и пробабилистичките пристапи – кои претставуваат основа за дефинирање на сеизмички сили при проектирање на објекти.

Сеизмичкото реонирање и микрореонирање, анализа на локални геолошки услови се претставени во **поглавје осум**, додека **поглавје 9** дава краток преглед на влијанието од земјотресното тресење врз изградената и геотехничката средина, со цел да се потенцира обемот на проблемите поврзани со земјотресите и широкиот спектар на технички области кои треба да бидат во фокусот на инженерите. Дополнително во ова поглавје дискутирани се и можностите за прогноза на земјотресите и различните параметри поврзани со истите.

Поглавје 10 е посветено на националната мрежа за регистрација на силни земјотреси, каде е прикажана структурата, дистрибуцијата и обработката на добиените податоци од мрежата на УКИМ-ИЗИИС.

На крајот е приложена листа на користена референтна литература.

Целта на овој ракопис не е само пренесување на теоретски знаења, туку и поттикнување на критичко размислување и примена на научните принципи во практичната инженерска работа. Веруваме дека учебникот ќе претставува вреден извор за изучување и примена на инженерската сеизмологија, како и поттик за понатамошно истражување и унапредување на сеизмичката безбедност.

Авторите се благодарни за сите коментари, предлози и забелешки кои ќе придонесат за подобрување на ова издание во иднина.

Скопје, април, 2025 година.

Авторите

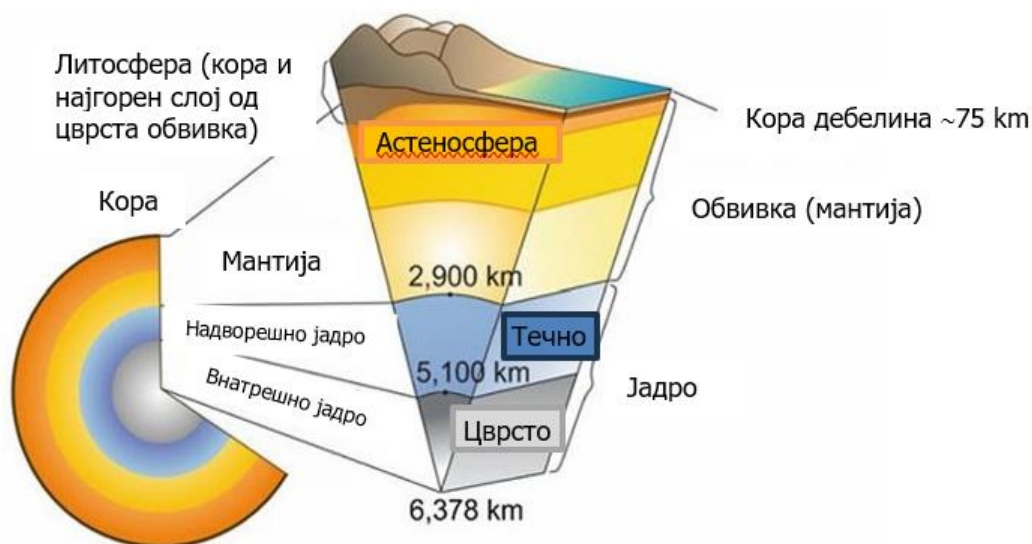
1. ГРАДБА НА ЗЕМЈАТА

Земјата е стара приближно 4.6 милијарди години. Нејзиното формирање се поврзува со процесите на кондензација и акумулација на материјалите во рамките на примарниот соларен облак од прашина и гас, кој постепено се ладел, згуснувал и трансформирал во компактно небесно тело - денешната планета Земја.

Со постепено ладеење на Земјата дошло до гравитациска диференцијација на материјалите. Потешките елементи, како железото и никелот, се насобрале во нејзиното средиште, формирајќи го јадрото, додека полесните силикатни и карпести материјали се издигнале кон површината. Како резултат на овие процеси, внатрешноста на Земјата се организирила во повеќе структурни слоеви, меѓусебно разделени со транзитни зони, познати како дисконтинуитети.

Современото разбирање на внатрешната структура на Земјата упатува на постоење на три главни структурни слоеви, почнувајќи од центарот: јадро (внатрешно јадро обвиено со надворешно јадро), обвивка (мантија) и кора. Секој од овие слоеви (Слика 1.1) се карактеризира со специфичен хемиски состав, густина и физички својства:

- Кората претставува цврста силикатна обвивка со релативно мала дебелина;
- Обвивката (мантијата) се состои од вискозен, делумно стопен карпест материјал кој овозможува пластични деформации;
- Надворешното јадро е претежно течна, густа метална маса;
- Внатрешното јадро е цврста, екстремно густа структура составена главно од железо и никел.



Слика 1.1 Внатрешност на Земјата
(преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S., 2014)

Современите сознанија за составот и структурата на Земјината внатрешност произлегуваат од геолошки, геохемиски и геофизички истражувања на нејзината површина, како и од сеизмолошки анализи на брзините и патеките на движењето на сеизмичките бранови предизвикани од природни земјотреси.

Во следните под глави подетално се разгледуваат поединечните структурни слоеви на Земјата и карактеристичните транзитни зони (дисконтинуитети) што ги одделуваат.

1.1 Земјино јадро: структура и магнетизам

Јадрото на Земјата го претставува централниот и највнатрешен дел од планетата, структурирано во два основни слоја: внатрешно јадро, кое е во цврста агрегатна состојба и надворешно јадро, кое се наоѓа во течна агрегатна состојба. Хемискиот состав на јадрото доминантно се состои од железо, со присуство на никел и траги од други тешки елементи. Овој дел од Земјата зафаќа приближно 16% од вкупниот волумен на планетата.

Металното јадро игра клучна улога во генерирањето на геомагнетното поле на Земјата. Планетата се однесува како да има диполен магнет сместен во нејзиниот центар, при што „јужниот“ магнетен пол е лоциран под територијата на Канада, а „северниот“ се наоѓа на спротивната хемисфера. Овие магнетни полиња не се совпаѓаат целосно со географските, што резултира со магнетна деклинација – феномен од суштинско значење за навигацијата.

Насоката на магнетната игла на компасот кон географскиот север укажува дека магнетниот пол во Арктикот е всушност магнетно „јужен“. Оваа појава се должи на електромагнетната индукција, предизвикана од конвективните движења на стопените метали (главно железо) во надворешното јадро, во комбинација со ротацијата на Земјата.

Геомагнетното поле не претставува статичен феномен, неговата јачина и ориентација варираат со текот на времето. Геолошките записи покажуваат дека на интервали од приближно 500.000 години се случуваат целосни обрнувања на магнетната поларност (магнетни инверзии), при што северниот и јужниот магнетен пол ги заменуваат своите позиции. Таквите настани имаат значителни импликации за биосферата, радијационата заштита и навигационите системи.

Најсилните докази за овие магнетни промени потекнуваат од анализата на карпести формации. При формирањето на магматските карпи, минералите како магнетитот, се ориентираат според моменталното магнетно поле на Земјата. Како што карпите се ладат и зацврстуваат, магнетната ориентација на честичките се фиксира. Со палеомагнетни студии, преку прецизно датирање на карпите и анализа на нивната магнетна насока, научниците можат да го реконструираат геомагнетното минато на Земјата, вклучувајќи ја јачината и ориентацијата на магнетното поле во различни геолошки епохи.

1.2 Обвивка (мантија)

Мантијата или обвивката го претставува најмасивниот слој на Земјата, зафаќајќи приближно 83% од нејзиниот вкупен волумен. Се протега од основата на кората до границата со јадрото, на длабочина од околу 2900 километри. Хемиски, обвивката е составено претежно од перидотит – темна, густа, магматска карпа богата со железо (Fe) и магнезиум (Mg).

Се дели на три изразено различни слоја:

Долен слој од обвивката кој се протега помеѓу 670 km и 2890 km под површината и е во цврста агрегатна состојба, со голем притисок и висока температура (~3000°C). Се состои од железо, кислород, силикон, магнезиум и алуминиум.

Астеносфера – слој кој се наоѓа веднаш под литосферата, делумно стопен слој со пластично однесување, кој овозможува бавно течење на материјата.

Горен слој од обвивката – цврст слој кој заедно со кората ја формира **литосферата**.

Во астеносферата се јавува делумно топење, што резултира со создавање на магма – стопена карпа која, поради својата помала густина, има тенденција да се издигнува кон површината. Литосферата, составена од горниот дел од обвивката и кората е распарчена на тектонски плочи. Овие плочи се движат по астеносферата, а нивната меѓусебна интеракција е одговорна за голем дел од геодинамичките процеси, вклучувајќи земјотреси, вулкански ерупции, како и формирање на планински венци и океански басени.

Подетална елаборација за овие процеси е дадена во делот посветен на теоријата на тектонските плочи.

1.3 Земјина кора

Земјината кора го претставува најнадворешниот слој на планетата и е составена главно од силициум (Si) и алуминиум (Al). Се разликуваат два основни типа на кора:

Континентална кора – нејзината дебелина варира од 20 до 90 километри, зависно од геолошката структура: околу 30 km каде што континентите се растegnати и над 60 km во планинските појаси каде што континентите се збиени едни со други. Главно се состои од гранит.

Океанска кора – значително е потенка, со дебелина од 5 до 10 километри, но има поголема густина од континенталната кора. Таа е релативно униформна од место до место, со исклучок на подрачјата околку средноокеанските гребени. Главно се состои од базалт.

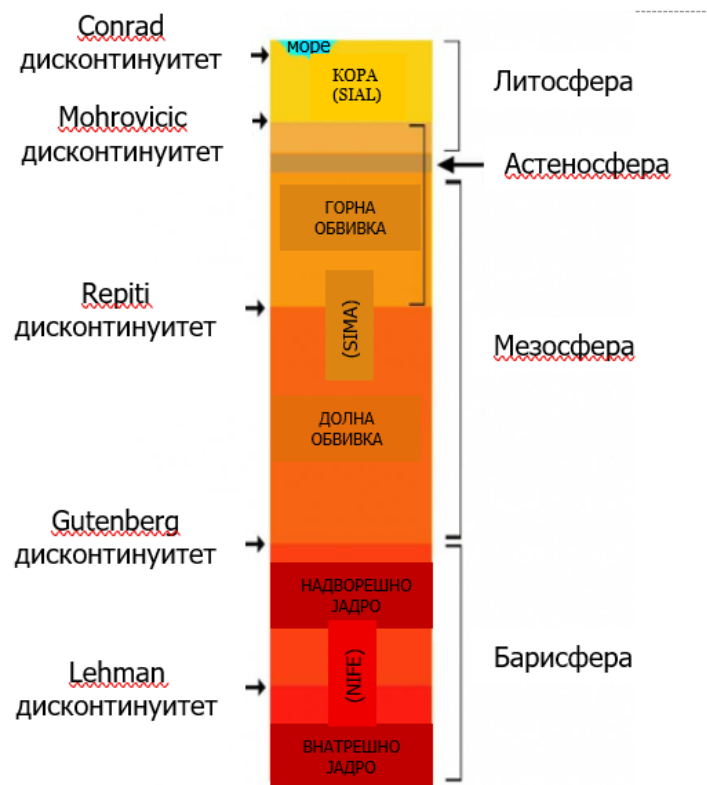
Овој контраст во густината и дебелината меѓу двата вида на кора е од суштинско значење за разбирање на тектонските движења и нивното влијание врз површината на Земјата.

1.4 Транзитни зони – дисконтинуитети

Постојат пет дисконтинуитети во внатрешноста на Земјата: Conrad дисконтинуитет, Mohrović дисконтинуитет, Repiti дисконтинуитет, Gutenberg дисконтинуитет, Lehman дисконтинуитет и истите се прикажани на Слика 1.2.

Conrad дисконтинуитет - транзитна зона помеѓу горната континентална кора и долната кора (името го добила од сеизмологот Victor Conrad). Овој дисконтинуитет одговара на под хориозонталната граница на континенталната кора на која се зголемува брзината на сеизмичките бранови на неkontинуиран начин. Границата е забележана на различни континентални региони на длабочина од 15 до 20 km, но не е забележана во океанските региони. Брзината на лонгитудиналните сеизмички бранови кога поминуваат низ овој дисконтинуитет се зголемуваат нагло од 6 до 6.5 km/s.

Mohrović дисконтинуитет - транзитна зона помеѓу кората и мантијата; Хрватскиот научник Андрија Мохоровиќ ја открил границата, на релативно плитка длабочина од околу 40 km под Европскиот континент, подоцна именувана како Мохоровиќева дисконтинуитетна површина, или скратено „Мохо“, која ја дели земјината кора составена од силикати со ниска густина, од мантијата односно обвивката, која е изградена од силикати со повисока густина, богати со магнезиум и железо. Оваа граница е значително поплатка под океаните отколку под континентите. Најголемата длабочина на „Мохо“ е веројатно под Тибетската висорамнина (Tibetan Plateau), каде што достигнува длабочина од приближно 67 km.



Слика 1.2 Внатрешност на Земјата, транзитни зони (преземено од интернет)

Gutenberg дисконтинуитет - транзитна зона помеѓу мантијата и јадрото. Во 1912 година Weicht Gutenberg ја открил оваа транзитна зона на длабочина од 2900 km под површината на Земјата. Во оваа зона, брзината на сеизмичките бранови се менува одеднаш. Брзината на компресивните P-бранови опаѓа, додека трансверзалните S бранови целосно исчезнуваат на оваа длабочина.

Repiti дисконтинуитет ја претставува транзитната зона помеѓу внатрешна и надворешна мантија.

Lehman дисконтинуитетот ја претставува транзитната зона помеѓу надворешно и внатрешно јадро. Се карактеризира со нагло зголемување на брзините на компресивните (P-бранови) и смолкнувачките (S-бранови) на длабочина од 220 km. Се појавува под континентите, но не често под океаните.

1.5 Температурна градација во внатрешноста на Земјата и механизми на пренос на топлина

Температурата на материјалот во внатрешните слоеви на Земјата расте со зголемување на длабочината, во согласност со геотермалните податоци. Преносот на топлина од внатрешноста кон површината се одвива преку два основни механизми: спроведување (кондукција) и струење (конвекција).

Кондукцијата (спроведување) претставува директен пренос на енергија од честички на материјата (цврста или течна) со повисоко енергетско ниво на честички со пониско енергетско ниво, како резултат на нивната меѓусебна интеракција. Овој процес се одвива без физичко движење на самата материја. На пример, топлината се пренесува низ карпите на литосферата слично како што се пренесува топлина низ метална прачка, доколку еден нејзин крај е изложен на пламен.

Конвекцијата (струење) претставува пренос на енергија преку движење на течен или гасовит материјал. Варијациите во температурата предизвикуваат разлики во густината на флуидот, што доведува до движење на молекулите - топлите, полесни делови се искачуваат, а студените, потешки делови се спуштаат. Овие движења создаваат температурен баланс. Во контекст на Земјата, конвекцијата се манифестира како движење на стопената магла од подлабоките кон повисоките слоеви и е карактеристична за течните делови на внатрешноста, особено во астеносферата и надворешното јадро.

Овие два механизми се клучни за разбирање на геотермалната енергија, движењата во обвивката и појавата на геолошки феномени како што се вулканите и тектониката на плочите.

2. ТЕОРИЈА НА ТЕКТОНСКИ ПЛОЧИ

Во текот на 1960-тите години се случува голема револуција во сфаќањето на геолошките процеси, која темелно го промени светот на геологијата. Речиси два века, научниците развиваат различни теории за тектониката (од грчкиот збор *τέκτων*, што значи „градител“), термин што ги опфаќа процесите на создавање планини, вулкани и други облици на моделирање на Земјината површина. Меѓутоа, дури со откритието на теоријата за тектонските плочи се појавува сеопфатно објаснување кое го обедини целокупниот спектар на геолошки процеси. Основните идеи за тектонските плочи беа обединети во единствена теорија на геологијата пред околу 40 години. Сепак, научната синтеза што доведе до формулирање на теоријата за тектонските плочи започнува многу порано, во текот на првата половина на дваесеттиот век, со препознавањето на доказите за континенталното движење.

2.1 Континенталното движење: Почетоците на идејата

Идејата за континентално движење, односно движење на континентите на големи растојанија низ површината на Земјата постои веќе долго време. Кон крајот на шеснаесеттиот и во седумнаесеттиот век, европските научници забележале дека бреговите од двете страни на Атлантскиот Океан се вклопуваат како парчиња сложувалка, што навестувало дека Северна и Јужна Америка, Европа и Африка некогаш биле дел од еден заеднички континент кој подоцна се раздвоил.

До крајот на деветнаесеттиот век, австрискиот геолог Едуард Зис успеал да ги состави некои од овие „парчиња“. Тој предложил дека денешните јужни континенти некогаш формирале еден единствен, огромен континент наречен Гондваналенд (или Гондвана).

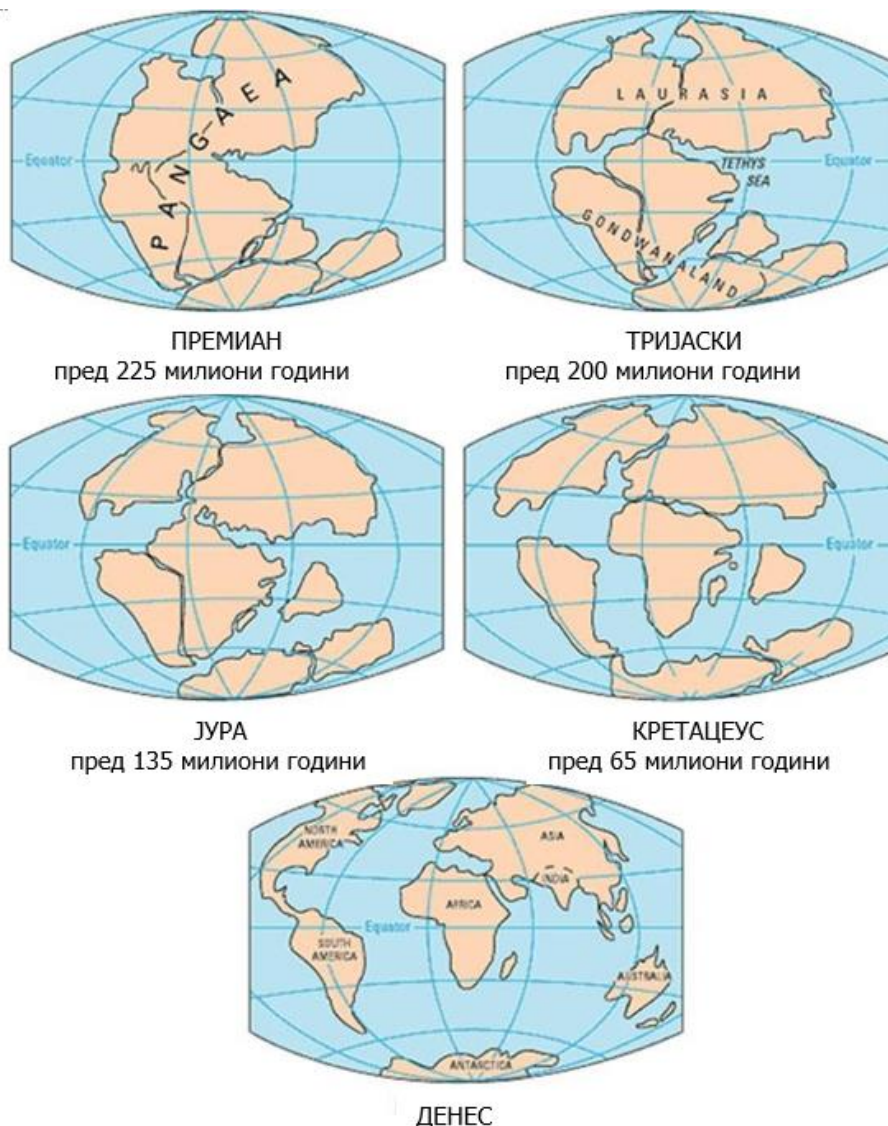
Во 1915 година, германскиот метеоролог Алфред Вегенер, додека се опоравувал од рани здобиени за време на Првата светска војна, ја објавил својата книга за распаѓањето и движењето на континентите. Во неа Вегенер ги изложил забележителните сличности на карпи, геолошки структури и фосили на спротивните страни на Атлантикот.

Во следните години, Вегенер ја предложил теоријата за постоењето на суперконтинент кој го нарекол Пангеа (од грчкиот јазик „сите земји“), кој подоцна се распаднал на континентите што ги познаваме денес (Слика 2.1).

Иако Вегенер бил во право тврдејќи дека континентите навистина се одвоиле и се придвижиле, неговите хипотези за брзината на нивното движење и за силите што ги придвижувале преку површината на Земјата се покажале како неточни. Ова сериозно ја намалило неговата веродостојност кај останатите научници. По околу една деценија на интензивна дебата, физичарите успеале да ги убедат геолозите дека надворешните слоеви на Земјата се премногу крути за да овозможат континентално движење. Како резултат на тоа, Вегенеровите идеи биле отфрлени од научната заедница, со исклучок на неколкумина геолози кои сè уште ги поддржувале.

Пресвртниот момент се случил кога научниците сфатиле дека процесот на конвекција, односно конвекциските струи во Земјината обвивка може да ги туркаат и

влечат континентите, создавајќи нова океанска кора преку процесот на ширење на океанското дно



Слика 2.1. Движење на континентите во последните 225 милиони години (преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S.,2014)

Конвекциски струи настануваат кога топлиот материјал од длабочините на Земјата се искачува кон површината, каде што постепено се лади и по губењето на топлината, повторно се спушта во внатрешноста. Топлиот материјал се искачува бидејќи има помала густина (помала маса по единица волумен) во однос на поладниот материјал. Овој процес претставува континуиран циклус на искачување и спуштање, при што се формираат петелки на движење во внатрешноста на Земјата. Насоката на врвот на конвекциската струја ја определува насоката на движење на тектонските плочи (Слика 2.2).



Слика 2.2. Механизам на топлотна конвекција
(преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S., 2014)

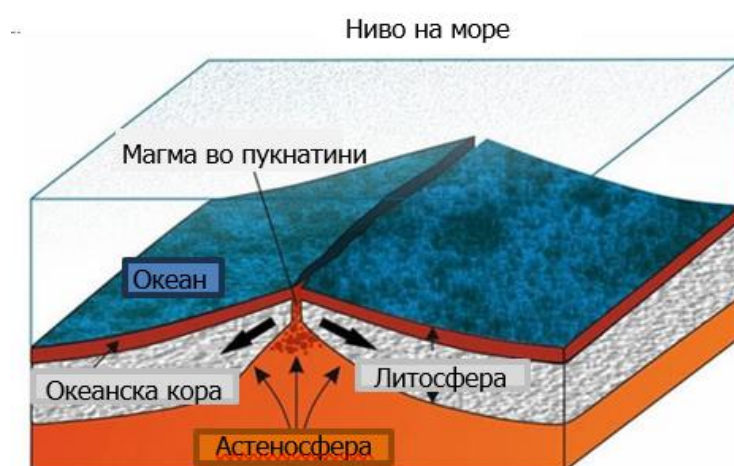
2.2 Откритија на океанското дно и развој на теоријата за ширење на морското дно

Убедливи докази за континенталното движење се појавиле по обемото истражување на океанското дно по Втората светска војна. Картографирањето на подводниот Средноатлантски гребен и откритието на длабока пукнатина во неговиот центар, позната како раседна долина (rift valley), предизвикале големи шпекулации (Слика 2.3). Геолозите откриле дека речиси сите земјотреси во Атлантскиот Океан се случуваат во близина на оваа раседна долина. Бидејќи најголемиот дел од земјотресите се резултат на тектонско раседување, овие резултати укажале дека оваа пукнатина е тектонски активна структура. Слични средноокеански гребени со активност на земјотреси биле откриени и во Пацификот и Индискиот Океан.

Во раните 1960-ти години, Хари Хес од Принстон Универзитетот и Роберт Диетц од Институтот за океанографија „Скрипс“ предложиле дека океанската кора се раздвојува долж раседните долини на средноокеанските гребени и дека ново морско дно се создава со издигнување на врела, млада кора низ овие пукнатини. Новото морско дно, всушност врвот на новоформираната литосфера се шири странично од раседната долина, постојано заменувано со уште понова кора во континуиран процес на создавање на тектонските плочи (Слика 2.4).



Слика 2.3. Средноокеански гребени на морското дно на Атлантскиот Океан (преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S.,2014)



Слика 2.4. Основен механизам на ширење на морското дно: магмата што се крева од обвивката ги турка двете страни на гребенот, се одвојуваат, се лади на време и ја формира новата океанска плоча (преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S.,2014)

Според теоријата за тектонските плочи, литосферата е поделена на околу дузина крути делови, познати како „плочи“, кои се движат над астеносферата, дел од Земјината обвивка што се однесува пластично и тече многу бавно. Овие движења на плочите се основа за бројни геолошки процеси, како што се формирањето на планински масиви, земјотреси и вулканска активност.

2.3 Движење на тектонските плочи и геолошки процеси

Тектонските плочи се крути структури кои не се деформираат значително во нивната внатрешност при движење, туку се деформираат претежно долж нивните рабови. Поради тоа, најголемиот дел од земјотресите и активните вулкани на светот се лоцирани токму долж границите на плочите, каде што се формираат и многу од планинските појаси.

Движењето на плочите е резултат на загревање на обвивката (мантијата) предизвикано од радиоактивниот распад на елементите во внатрешноста на Земјата. Во многу аспекти овој процес може да се спореди со слоеви мраз што пловат на површината од езеро за време на пролетното топење. Таму каде што мразот се раздвојува, нова вода се издигнува за да ја пополни празнината, додека на спојувањето на слоевите, рабовите се деформираат. Во други случаи, мразот едноставно се лизга покрај соседните слоеви.

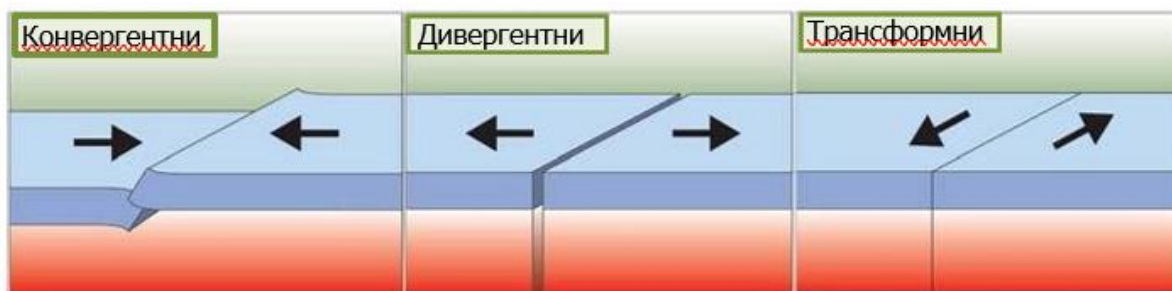
Слично на тоа, кога плочите се судираат, се случуваат земјотреси и се формираат планини, а кога се раздвојуваат, настануваат нови океански басени. Бидејќи плочите не се деформираат внатрешно, најголемиот дел од земјотресите, раседите, преклопувањето и вулканската активност се јавуваат долж нивните рабови. Геометриски, постојат три основни типа на граници меѓу плочите.

2.3.1 Типови на граници меѓу тектонските плочи и нивното значење

Дивергентни граници се оние каде што две плочи се оддалечуваат една од друга, создавајќи празнина што обично се исполнува со нова океанска кора која се издигнува од длабочините за да ја пополни настаната празнина. Овој процес резултира со создавање на ново морско дно и проширување на океанските басени.

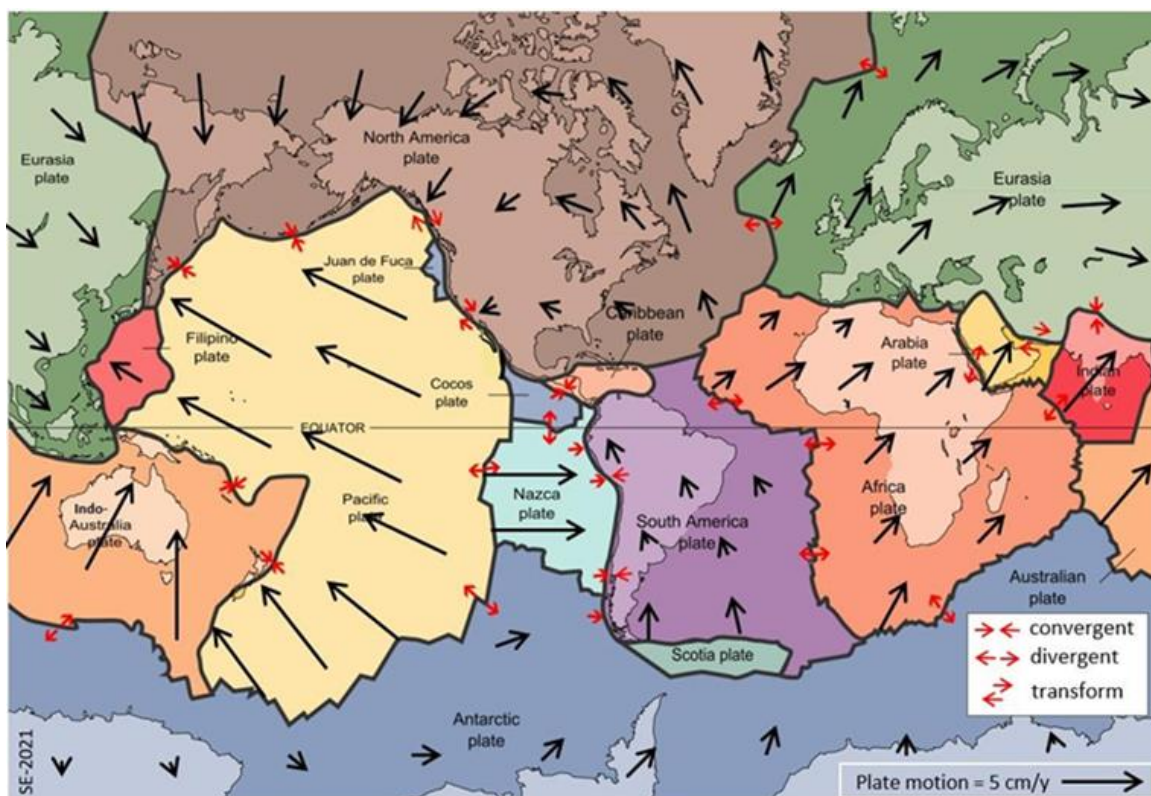
Конвергентни граници се формираат таму каде што две плочи се движат една кон друга. Кога е вклучена густа океанска плоча, таа се вовлекува (субдицира) под другата плоча, при што се создава субдукциона зона. Ако пак се судираат две континентални плочи, наместо вовлекување доаѓа до судир и голема деформација на земјината кора. Овие типови граници се поврзани со најсилните земјотреси и со формирање на планински венци како Хималаите.

Трансформни граници се создаваат таму каде што две плочи се лизгаат една покрај друга во спротивни насоки. Типичен пример за ваков тип е раседот Сан Андреас во Калифорнија. Иако таму не се создава ниту уништува кора, овие граници се карактеризираат со значителна сеизмичка активност и можат да предизвикаат многу силни земјотреси (Слика 2.5).



Слика 2.5. Видови граници меѓу тектонските плочи
(преземено од интернет)

Сите тектонски плочи се движат една во однос на друга, па површината на Земјата е составена од мозаик на различни граници помеѓу плочите. Ова им овозможува на геолозите да проучуваат голема разновидност на геолошки средини. Секое движење на една плоча предизвикува приспособување на останатите плочи, создавајќи постојано променлива слика на распоредот на плочите (Слика 2.6). Оваа динамична активност предизвикува земјотреси, вулкански ерупции, издигнување на планински масиви и влијае врз глобалните атмосферски шеми. Затоа, распоредот на плочите одредува каде ќе се појават монсунски поплави, каде ќе има земјотреси и кои области ќе бидат геолошки стабилни.



Слика 2.6. Правци на движење на тектонските плочи
(преземено од интернет)

Таму каде што плочите се раздвојуваат, процесот на ширење на морското дно создава нова океанска кора. Базалтна лава истекува од внатрешноста на Земјата и ги пополнува празнините создадени со движењето на плочите. Пример за оваа појава на површината е Исланд, долж Рејкјанескиот гребен (повеќе детали се дадени во делот за дивергентни граници). Под Рејкјанес и другите океански гребени, магмата се издигнува од мантијата и формира магматски комори веднаш под врвовите на гребените. Магмата од овие комори излегува низ пукнатини и создава обемни лавини текови на површината. Како што плочите од двете страни на магматската комора се оддалечуваат, овие лавини текови постојано ја пополнуваат празнината, создавајќи нова океанска кора.

Океанската литосфера се уништува преку **процесот на субдукција**, при што таа се повлекува и тоне назад во обвивката на Земјата долж длабоките океански ровови. Како што океанските плочи тонат, зголемените температури и притисоци предизвикуваат делумно топење на карпите, при што се создава магма. Оваа магма се издигнува кон површината и навлегува во субдуцираната океанска плоча.

Бидејќи субдукциските зони претставуваат долги и тесни појаси во кои големи тектонски плочи навлегуваат во обвивката, процесите на топење доведуваат до формирање на долг синцир од вулкани, познат како вулкански лак. Вулканските лакови можат да се развијат како на континентална, така и на океанска плоча.

Теоријата за тектонските плочи и границите меѓу нив се од исклучително значење за разбирање на геолошките процеси, бидејќи најголемиот дел од земјотресите, вулканските ерупции и други природни катастрофи се директно поврзани со интеракцијата меѓу плочите. Исто така, концентрацијата на економски важни минерали (вклучително и нафта) е контролирана од тектонското опкружување. Затоа, разбирањето на тектонските процеси е суштинско за планирање за справување со геолошки опасности и за пронаоѓање на стратешки минерални ресурси.

Дивергентни граници: раздвојување на океанските и континенталните плочи

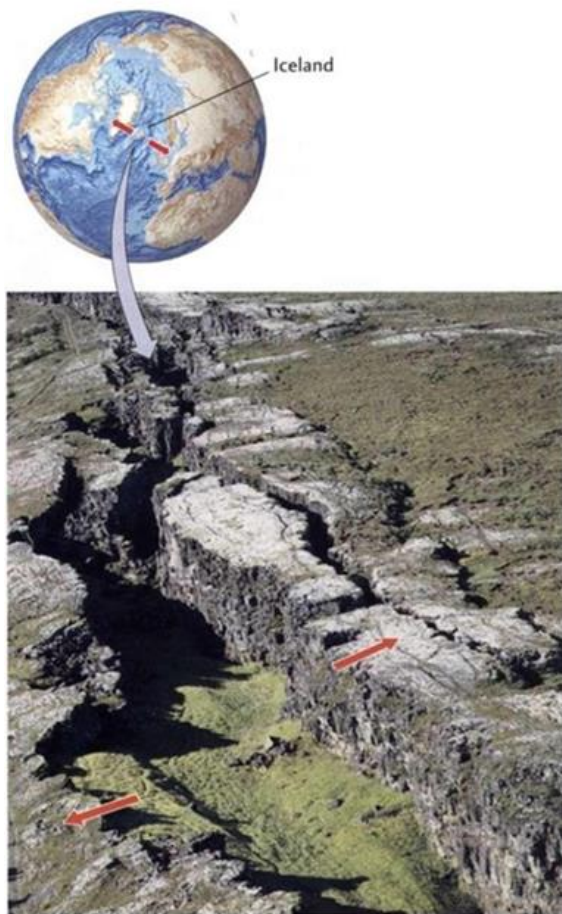
Дивергентните граници се места каде што две плочи, континентална и океанска или океанска и океанска или континентална и континентална, се одвојуваат, разидуваат, се оддалечуваат и хоризонтално се шират во однос на својата граница.

Во океанските подрачја, со разминување на две океански плочи се создаваат средноокеански гребен и рифт, кои најчесто се паралелни со рабовите на плочите. Во континенталните подрачја, каде што се раздвојуваат две континентални плочи, настанува континентален рифт.

Раздвојување на океанските плочи

Дивергентните граници во океанските подрачја настануваат со раздвојување, односно оддалечување на океанските и континенталните плочи, кога меѓу нив, на океанското дно, се формира средноокеански рифт и се излеваат базалтни магми, создавајќи нова океанска кора која прогресивно се развива. Во литературата дивергентните граници, односно средноокеанските рифтови, често се нарекуваат само рифтови или рифтни зони. Примери на дивергенција на плочите, се Пацифичкиот рифт, како и Средноатлантскиот рифт, каде се одвива ширење на морското дно додека Северноамериканската и Евроазиската плоча се раздвојуваат, а новото атлантско морско дно се создава со издигнување на материјал од обвивката. Островот Исланд

претставува надморски сегмент од инаку потопениот Средноатлантски гребен, овозможувајќи им на геолозите директно да го набљудуваат процесот на раздвојување на плочите и ширење на морското дно (Слика 2.7).



Слика 2.7 Изложен сегмент на потопениот Средноатлантски гребен на островот Исланд (Understanding Earth. 5th Edition Grotzinger, 2006)

Средноатлантскиот гребен продолжува во Арктичкиот Океан северно од Исланд и е поврзан со скоро глобален систем на средноокеански гребени што се протега низ Индискиот и Пацифичкиот Океан, завршувајќи долж западниот брег на Северна Америка. Овие центри за ширење создадоа милиони квадратни километри океанска кора што денес го покриваат морското дно на светот.

Настанувањето на океански рифт започнува со пукање на континенталната или океанската плоча како резултат на интензивни тектонски движења, при што доминираат системи на паралелни нормални раседи со должина и до неколку илјади километри, а ширина до неколку десетици километри, како и „плитки“ земјотреси со епицентар на мали длабочини, до 10 km.

Бројните истражувања покажале дека во просторот на дивергенција се намалува притисокот и се зголемува температурата, која предизвикува парцијално топење и создавање магми во горната мантија.

Поголемиот дел од океанските рифтови настанале во подоцнежната фаза на разделување на континенталните плочи - кога внатрешниот притисок на магмата што се наоѓа во астеносферата ќе го надмине надворешниот, литостатички притисок, во континенталната плоча, долж тензиските пукнатини и раседи создадени при разделувањето, се излева базалтна лава, која го создава континенталниот рифт.

Поради малата густина и губењето на притисокот, базалтните магми обично се излеваат како перничести (pillow) лави. Се смета дека процесот на излевање на лавите е периодичен, бидејќи е потребно време плочите да се раздвојат, да се создаде и да се акумулира доволно магма во резервоарите под литосферата и на крај, со тектонски процеси, лавата да избие на површината.

Новите излевања на базалт ја туркаат постојната, млада, океанска кора на двете страни од оската на рифтот и непрекинато се надоврзуваат, создавајќи нова океанска кора. Притоа настанува и средноокеански гребен, а топлотниот тек е најголем во оската на гребенот, односно рифтната зона и се намалува со зголемување на оддалеченоста. Бидејќи најголемиот дел од океанската литосфера се создава и расте долж дивергентните граници на плочите, тие се нарекуваат и конструктивни граници на плочите.

Океанскиот рифт може да настане и директно, со разделување на океанската плоча. Процесот е идентичен како и претходниот, но без создавање континентален рифт, бидејќи се одвива во океански простор, односно во океанската плоча.

Формирањето на океанската кора и литосфера подразбира дека нивната старост се зголемува од оската на рифтот во правец на ширењето. Кората создадена во одреден временски период има својствен нормален магнетен поларитет, кој е симетрично поделен на две страни во однос на рифтот. При следното излевање се создава нова кора со поинаков магнетен поларитет. Со повторување на процесот на излевање настанува океанска кора со т.н појаси на линеарни магнетни аномалии со наизменичен нормален и обратен магнетизам, чија старост систематски се зголемува од оската на рифтот.

Бидејќи големината на Земјата останува иста, нова кора во средноокеанскиот рифт може да настане само ако истата количина карпи, долж зоните на подвлекување – субдукција, се врати во внатрешноста на Земјата. Во текот на геолошкото време, поединечни океански рифтови повеќепати се отворале и затворале. Сегашната динамика на движење на континентите започнала пред околу 200 милиони години со отворањето на Атлантскиот и Индискиот Океан, кои сè уште се зголемуваат, при истовремено намалување на Пацифичкиот Океан.

Океанскиот рифт всушност претставува граница меѓу плочите, приближно нормална на правецот на нивното разделување, но постојат и коси рифтови под агол, особено на границите на помалите плочи. Рифтот е значително помал, потесен, во однос на големината на плочите што дивергираат.

Морфологијата на рифтот зависи од условите на неговото создавање односно конвекциско струење, степен на парцијално топење, состав на магмата итн. Понатаму од брзината на ширење на плочите, која овозможува поголем прилив на базалтна магма, како и од длабочината и обликот на просторот што е создаден со разделувањето на плочите.

Долж оската на рифтот, навлегуваат и се излеваат базалти кои ја потиснуваат постарата кора настрана, при што таа се додава приближно во еднакви количини на двете дивергентни плочи. Се создава нова океанска кора, која на гребените е млада, топла и со помала густина (полесна), бидејќи потекнува од жешкиот дел од горната мантија, астеносферата. Постарата кора се оддалечува од рифтот поради разделување на плочите, станува подебела и погуста, поради што се компресира и тоне, ублажувајќи

и израмнувајќи го просторот подалеку од местото на разминување. Со овој механизам се објаснува и морфологијата на гребените. Поради малата дебелина на напонските сили се создаваат плитки земјотреси.

Големината, положбата и морфологијата на средноокеанските рифтови зависат од брзината на разделување на плочите. **Брзоширечки рифтови** се создаваат кога ширењето на плочите, изнесува десетина и повеќе сантиметри годишно. Класични примери се Источнопацифичкиот рифт и Галапагос. Морфолошки тие се рамни и немаат средишна долина. Во нив постои висок топлотен тек и ниска гравитација, што укажува на присуство на поголема количина магма на мали длабочини, поради што има изразена вулканска активност и плитки земјотреси. Со сеизмички истражувања е докажано присуство на магматски резервоари под рифтовите, но малку се знае за нивната големина и облик, кои зависат и од брзината на разминување на плочите.

Во Источнопацифичкиот гребен, малите брзини на сеизмичките бранови под рифтната зона укажуваат на присуство на течни фази, кои најверојатно претставуваат магматски резервоари. Под рифтовите со брзо разминување на плочите веројатно постојат големи магматски резервоари, во кои магмата започнува да кристализира во горниот дел на резервоарот, потоа по рабовите и на дното, односно таму каде што ладењето е најбрзо.

Излевањата на базалтни лави често формираат тенки плочи или вулкански езера. Поради поголемата брзина на разделување на плочите и присуството на големи магматски резервоари, вулканската активност во Источнопацифичкиот рифт е поинтензивна отколку во Атлантскиот рифт.

Бавноширечките рифтови имаат разделување на плочите до неколку сантиметри годишно (Средноатлантскиот рифт). Топографијата на рифтот е робусна, тесна, со голем број раседи кои градат благи падини на централниот дел од гребенот, со изразена морфологија. Се создаваат подводни планински венци и чести се појавите на вулкани. Магмата акумулирана под гребенот формира мали, главно неповрзани комори долж оската на гребенот, во кои магмата само делумно кристализира. Овие рифтови најчесто имаат големи, широки рифтни долини со ширина од 10 до 20 km. Вулканизмот е дисконтинуиран, односно повремен. Тука не се забележува забавување на сеизмичките бранови, најверојатно поради отсуство на поголеми магматски резервоари. Се смета дека под оската на главниот рифт, кој настанал со бавно ширење на плочите, не постои постојан магматски резервоар, туку само мали, меѓусебно неповрзани резервоари, во кои не доаѓа до позначајна фракционизација на магмите. Се претпоставува дека постојани магматски резервоари не можат да постојат под рифтот доколку брзината на разминување на плочите е помала од 0,5–1 cm годишно.

Океански острови

Околу 90% од активните вулкани се поврзани со зоните на дивергенција или конвергенција на плочите, но постојат и бројни вулкански острови, подводни планини и платоа во океаните кои се појавуваат далеку од границите на плочите.

Океанските острови се подводни вулкани, кои можат да достигнат височина и до 10.000 m над океанското дно, па дури и да бидат повисоки од највисоките планини на копно. Понекогаш тие се над морската површина, формирајќи прекрасни вулкански купи (пример се Хавајските Острови). Сепак, постојат многу малку податоци за нивната структура и состав. Поголемиот дел од океанските острови имаат повеќе вулкански

центри, кои се распоредени еден врз друг поради миграцијата на жариштето на вулканската активност. Тие се присутни во речиси сите океански басени, најмногу во Пацификот, особено во неговиот североисточен дел. Настанокот на океанските острови се поврзува со создавање на бројни фрактури во рамките на океанската литосфера, далеку од границите на плочите, при нејзино приспособување на обликот на Земјината површина. Создадените раседни зони претставуваат главни доводни канали за магмите од мантијата, кои со излевање на океанското дно формираат океански острови и платоа.

Раздвојување на континентални плочи

Континентален рифт настанува како резултат на силна тектонска активност во внатрешноста на континентите, односно во континенталната литосфера, кога доаѓа до нејзино цепање и разделување.

Во горниот, постуден дел на континенталната литосфера се создаваат крти, нормални раседи, додека во подлабокиот, потопол дел се јавуваат дуктилни деформации. Со овие процеси се формира континентален рифт, кој морфолошки одговара на грабен, односно депресија со издигнати крила од страните, изградена од серии раседи. Долж нив, поради издигнување на астеносферата доаѓа до парцијално топење и излевање на базалтна лава.

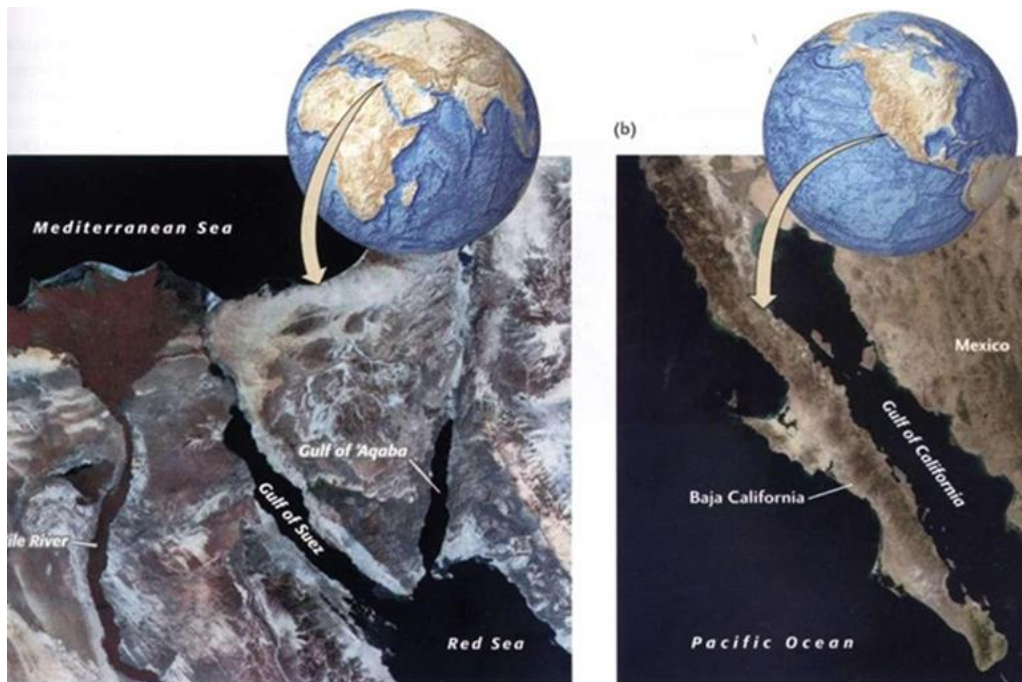
Во континенталните рифтови се присутни големи издигнувања и спуштања на блоковите и висок топлотен тек, а појавите на магматизам укажуваат на зони на истенчување на литосферата. Примери на континентални рифтови се Источноафриканскиот рифт и рифтот Рио Гранде во Соединетите Американски Држави, како и Мртвото Море на Блискиот Исток.

Со создавањето на континентален рифт се менува и топографијата на теренот, што влијае и врз хидрологијата, климата, екологијата итн. Доколку процесот на ширење продолжи до крај, се формираат нови океански басени, а континентот се дели на два дела. Најновиот пример се случил пред околу 5 милиони години, кога Арапскиот Полуостров се одвоил од остатокот од Африка и настанало Црвеното Море (Слика 2.8).

Во овој случај, континентите се раздвоиле доволно за да се формира ново морско дно долж оската на ширење, при што океанските води ги поплавиле раседните долини. Постари примери го вклучуваат одвојувањето на Индија од Африка, создавањето на Индискиот Океан и одвојувањето на Северна Америка од Африка, при што настанал Атлантскиот Океан итн.

Во континенталните рифтови честа е и обемна вулканска активност, која обично започнува во рана фаза на развојот. Источноафриканскиот рифт зафаќа површина поголема од 500.000 km² и во најголем дел е покриен со вулкански карпи. Таму се наоѓаат и познатите вулкански планини: Ол Доињо Ленгаи, Килиманџаро итн.

Хемизмот на вулканските карпи во континенталните рифтови е специфичен и карактеристичен поради високиот содржај на „нестабилни“ соединенија (особено јаглерод-диоксид и халогени), при што се создаваат различни видови вулкански карпи: базалти, трахити, туфови, карбонатити итн.



Слика 2.8 Црвеното Море и Заливот на Калифорнија - примери на раседи на подоцнежна фаза на ширење (Understanding Earth. 5th Edition Grotzinger, 2006)

Континенталните рифтови најчесто се асиметрични, а главните движења на магмите се долж нормалните раседи. Магматската активност во најголем дел е периодична. Со издигнување на мантијата долж ослабените зони (раседи) се излева базалтна магма и се формираат вулкански купи или вулкански плочи (платоа). Континенталните рифтови можат да бидат долги и повеќе стотици километри, а широки неколку десетици километри.

При настанувањето на рифтовите можни се два крајни случаи:

- **активно рифтување**, кога со издигнување на магмата од мантијата и со истенчување на континенталната литосфера се создава континентален рифт придружен со вулканска активност (Источноафрикански рифт), и
- **пасивно рифтување**, кога поради истегнување се намалува дебелината на континенталната литосфера, без или со многу мал вулканизам. Во ваквите рифтови се создаваат само рифтни долини (грабени). Во пасивни рифтови спаѓаат рифтот Рио Гранде, Рајнскиот грабен итн.

Постои и поделба на рифтови со низок вулканизам и рифтови со висок вулканизам, кои се разликуваат според генезата и видот на карпите што се јавуваат во нив. Рифтовите со низок вулканизам имаат мало ширење на континенталната литосфера и дисконтинуирана вулканска активност. Доминираат алкални и со силициум незаситени базични карпи. Примери се западниот крак на Источноафриканскиот рифт, Рајнскиот грабен и Бајкалскиот рифт.

Рифтовите со висок вулканизам имаат интензивно ширење на континенталната литосфера и бимодален магматизам, односно асоцијација на базични и кисели магми кои истовремено се излеваат во рифтот.

Конвергентни граници

Тектонските плочи ја покриваат целата површина на Земјата, па затоа, доколку плочите се раздвојуваат на едно место, тие се приближуваат и судираат на друго, за да се одржи константна површината на планетата. Местата каде што плочите се судираат се нарекуваат **конвергентни граници**, зони на подвлекување, или субдукциони зони. Тоа се места каде што две плочи се движат една кон друга, доаѓа до меѓусебно подвлекување, субдукција и создавање на длабок океански ров. Поради сложената динамика на судирите, конвергентните граници се карактеризираат со најголем број и најразновидни геолошки процеси и појави, што ги прави најкомплексен тип на тектонски граници.

Се смета дека плочите се субдуцираат и над 670 km длабочина (границата меѓу горната и долната мантија) до надворешното јадро, каде што се парцијално топат, односно рециклираат.

Аголот на субдукција се менува со длабочина, најверојатно поради кинење или деформација на субдуцираната плоча. Според денешните брзини на субдукција, се смета дека површина еднаква на целата површина на Земјата би се потрошила за околу 160 милиони години.

Во субдукционите зони се јавуваат силни земјотреси (сезмичка зона на Бениоф), кои започнуваат во океанскиот ров и продолжуваат долж субдукционата зона длабоко во мантијата. Постојат два основни случаи на субдукција:

- Океанска плоча се подвлекува под друга океанска плоча и се создава **островски лак**, и
- Океанска плоча се подвлекува под континентална и се создава **вулкански или магматски лак**.

Во завршната фаза на подвлекување, плочите може да се судрат, најчесто континентална со континентална, создавајќи **сутур зони** (пример Хималаи).

Кога ќе започне субдукцијата, тонењето на погустата и потешка океанска плоча од карпите на горната мантија, пред сè од астеносферата, го обезбедува поголемиот дел од движечките сили потребни за подвлекување, а истовремено го присилува ширењето и дивергенцијата на плочите од другата страна, каде што се излева лава.

Се смета дека субдуцираната плоча може да премине во долната мантија и да се спушти до границата со надворешното јадро, каде што се загрева и создава плума, која потоа се враќа кон површината.

Во субдукционите зони океанската кора, исчезнува, за да ослободи простор за нова кора и литосфера, кои се создаваат со разделување на плочите во рифтните зони. Субдукционите зони се најголемите системи за „рециклирање“ на планетата. Поради ова, субдукционите зони често се нарекуваат и деструктивни граници на плочите. На овој начин се постигнува материјална рамнотежа во системите на субдукција и дивергенција на плочите.

Граница на плочите, зоната на субдукција, е означена со длабок ров. Океанската литосфера со субдукцијата се свиткува, формирајќи испакнатина долга неколку

десетици километри пред да влезе во ровот. Надворешниот наклон на субдуцираната плоча најчесто е обележан со низ редови раседи.

Конвергентните движења во зоната на субдукција опфаќаат сложени структурни, магматски, метаморфни и седиментни процеси, зависно од положбата во субдукционата зона, при што се создаваат одредени видови магматски и метаморфни карпи. За време на подвлекувањето, можни се промени во условите за создавање и сместување на карпите, понекогаш и „брз“ премин од еден во друг режим, зависно од аголот и брзината на субдукцијата, времетраењето на процесот, степенот на парцијално топење итн.

Различните агли на подвлекување (субдукција) ја определуваат структурата на лакот; некои се екстензиони со голем лак, додека други имаат едноставни или сложени структурни системи со соодветни геолошки процеси.

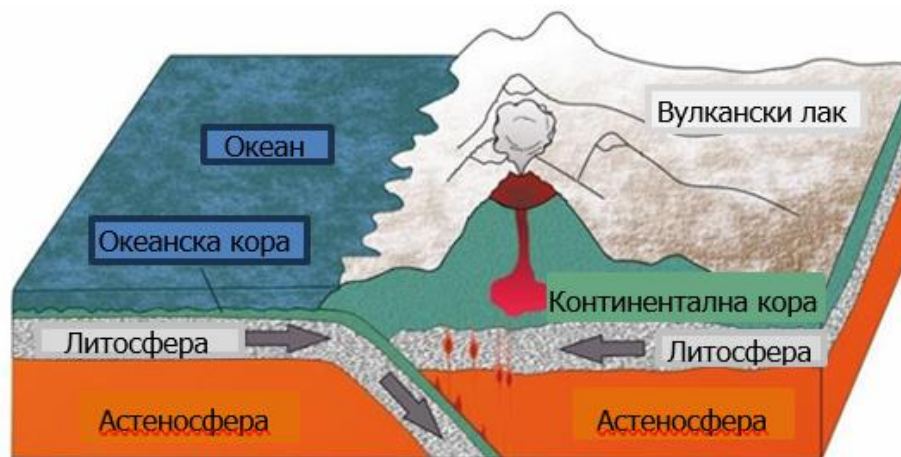
За време на субдукцијата, плочата се напрегнува, се деформира и со ослободување на енергијата создава земјотреси, кои се јавуваат во тесен појас што ја следи положбата на плочата. Тие се исто така еден од доказите за постоењето на тектониката на плочи. Треба да се напомене дека некои од најголемите светски земјотреси се поврзани со субдукционите зони. Всушност, околу 90% од енергијата на земјотресите се ослободува во зоните на субдукција, па нивните локации се добро познати врз основа на сеизмолошки студии.

Во субдукционите зони се наоѓа и зоната на Бениоф, подрачје на сеизмичка активност. Таа започнува блиску до површината во ровот и се протега прогресивно, според некои автори, и до 660 km, до границата со долната мантија. Името го добила по американскиот сеизмолог Хју Бениоф (Hugo Beniof, 1899–1968), кој ги мапирал овие зони во 40-тите и 50-тите години на 20 век.

Конвергентни граници кај океански плочи

Кога двете плочи што учествуваат во судирот се океански, едната плоча се спушта под другата во процес наречен субдукција (Слика 2.9). Океанската литосфера на субдукционата плоча тоне во астеносферата и со тек на време се рециклира преку системот на термална конвекција. Ова тонење создава долг и тесен длабокоморски ров. Во Маријанскиот ров, во западниот дел на Пацификот, океанот ја достигнува својата најголема длабочина (приближно 11 km) што е поголема од височината на Монт Еверест.

Како што оладената литосферна плоча тоне, притисокот се зголемува. Водата заробена во карпите се ослободува и се издигнува кон астеносферата над плочата. Оваа течност предизвикува топење на обвивката, при што на морското дно, зад ровот се формира синџир од вулкани, познат како вулкански лак.



Слика 2.9 Механизам на субдукција. Релативно помладата и погуста океанска кора се подредува под континенталната кора. Вулканска активност често се забележува долж активните marginи на зоните на субдукција (преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S.,2014)

Субдукцијата на Пацифичката плоча ги создала вулкански активните Алеутски Острови западно од Алјаска, како и бројните островски лакови во западниот Пацифик. Ладните литосферни плочи што тонат во мантијата предизвикуваат земјотреси на длабочина до 690 km под овие вулкански лакови.

Конвергентни граници океан-континент

Ако едната од судирните плочи има континентален раб, тогаш таа ја надминува океанската плоча, бидејќи континенталната кора е полесна и многу потешко се субдуцира во споредба со океанската кора. При тоа, континенталниот раб се нагмечува и се издигнува, формирајќи планински венец кој приближно се протега паралелно со длабокоморскиот ров. Огромните сили што се јавуваат при судирот и субдукцијата предизвикуваат силни земјотреси долж субдукциската граница.

Со текот на времето, материјали од субдуцираната плоча се излуштуваат и се инкорпорираат во соседните планини, оставајќи сложен и често тешко разбирлив геолошки запис за процесите на субдукција. Како и кај конвергенцијата меѓу океанска и океанска плоча, водата што ја носи субдуцирачката океанска плоча предизвикува топење на обвивката, што резултира со формирање на вулкани во планинските венци зад ровот.

Западниот брег на Јужна Америка претставува класичен пример за ваква субдукциска зона, каде што Јужноамериканската плоча се судира со океанската плоча Наска. Големiot планински венец на Андите се издига на континенталната страна од судирната граница, додека длабокоморски ров се протега непосредно покрај брегот. Вулканите во овој регион се активни и потенцијално опасни. Еден од нив, Невадо дел Руис во Колумбија, однесе околу 25.000 животи за време на ерупцијата во 1985 година. Некои од најсилните земјотреси во светот се регистрирани токму долж оваа тектонска граница.

Друг пример е областа каде што малата плоча Хуан де Фука се субдуцира под Северноамериканската плоча, долж западниот брег на Северна Америка. Оваа конвергентна граница го формира вулканскиот венец Каскади, кој претставува значајна

вулканска опасност. Во овој венец се наоѓа и планината Сент Хеленс, која доживеа голема ерупција во 1980 година и помала ерупција во 2004 година.

Конвергентни граници континент - континент

Кога конвергенцијата на плочите вклучува два континента субдукција од океански тип не може да се случи. Геолошките последици од ваков судир се навистина впечатливи. Најдобар пример е судирот помеѓу Индиската и Евроазиската плоча, двете со континентална кора на нивните водечки рабови. Евроазиската плоча ја надминува Индиската плоча, но Индија и Азија остануваат „пловни“ на површината. Овој судир создава двојна дебелина на кората, формирајќи го највисокиот планински венец во светот — Хималаите, како и обемната висорамнина на Тибет.

Во нагмечената кора на оваа и на други зони на континент-континент судири се јавуваат силни земјотреси. Геолозите успеале да докажат дека многу епизоди на формирање планински венци низ историјата на Земјата биле резултат на судири меѓу континенти. Пример за тоа се Апалачките Планини што се протегаат долж источниот брег на Северна Америка. Овој планински венец бил издигнат кога Северна Америка, Евроазија и Африка се судриле за да го формираат суперконтинентот Пангеа пред околу 300 милиони години.

Трансформни граници

На граници каде што плочите се лизгаат една покрај друга, литосферата ниту се создава ниту се уништува. Таквите граници се нарекуваат трансформни раседи: фрактури долж кои се одвива релативно поместување преку хоризонтално лизгање помеѓу соседните блокови. Трансформните граници најчесто се среќаваат долж средноокеанските гребени, каде што континуитетот на дивергентната граница е прекинат и границата е изместена во форма на „чекорест“ образец.

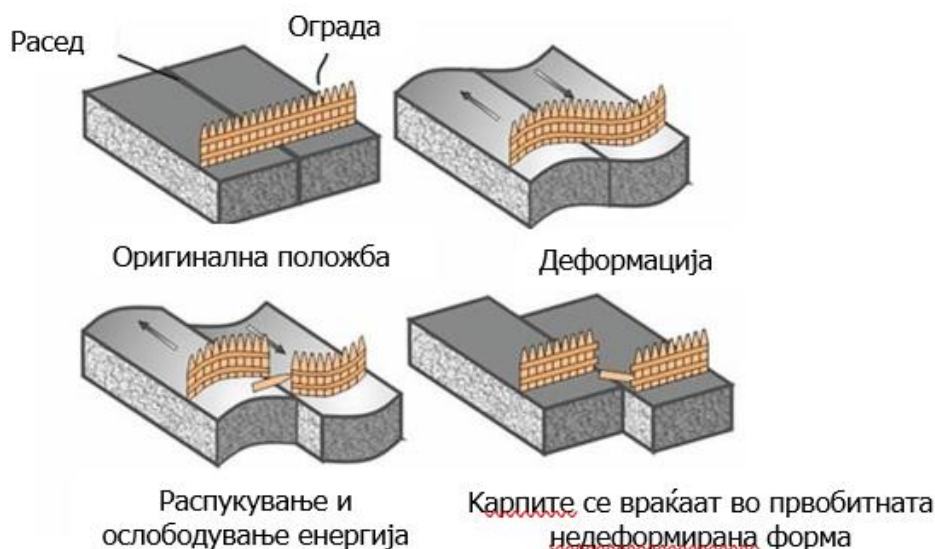
Раседот Сан Андреас во Калифорнија, каде што Пацифичката плоча се лизга покрај Северноамериканската плоча е еден од најпознатите примери за трансформен расед на копно. Бидејќи плочите се лизгаат една покрај друга веќе милиони години, карпите на двете страни од раседот се од различен тип и возраст. Големи земјотреси, како оној што го разурна Сан Франциско во 1906 година, можат да се случат на трансформни граници.

Трансформните раседи можат да поврзуваат дивергентни граници со конвергентни граници или конвергентни граници една со друга.

3. ЗЕМЈОТРЕСНИ ПРОЦЕСИ И РАСЕДИ

3.1 Теоријата за еластично обновување (Elastic rebound theory)

Сеизмологијата се занимава со процесот на генерирање и ширење на сеизмичките бранови. Земјотресите речиси секогаш се случуваат по должина на раседите, површини на Земјата на кои едната страна се движи во однос на другата. Вистинскиот механизам на земјотресите може да се објасни со теоријата за еластично обновување (elastic rebound theory), прикажана на Слика 3.1 која била воведена по земјотресот во Сан Франциско во 1906 година од страна на Рид (Reid, 1911). Теоријата за еластично обновување се смета за главен концептуален пробив, бидејќи раседите на површината на земјата се сметале за несакан ефект предизвикан од земјотресот, а не како негова причина. Оваа теорија е развиена пред современата теорија за тектонските плочи и претставува првата физички оправдана концепција што го поврзува процесот на настанување земјотреси со геолошките раседи.



Слика 3.1 Шематски приказ на теоријата за еластично обновување - elastic rebound theory (преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S., 2014)

Бочните притисоци во Земјината кора, создадени како резултат на движењето на тектонските плочи, се концентрираат во форма на напрегања во карпите долж линиите на нивни судир и во нивната непосредна околина.

Иако тектонските плочи се движат со релативно мала брзина, во просек приближно еден сантиметар годишно, тие претставуваат огромни карпести маси со волумен од милиони кубни километри, па затоа нивната кинетичка енергија е исклучително голема.

При судир на две тектонски плочи, нивната кинетичка енергија се трансформира во механичка енергија, која преку притисоци се концентрира во карпите во зоната на судир. Акумулацијата на овие притисоци (и нивните последици – напрегањата) продолжува сè додека не ја достигнат границата на механичката цврстина на карпата. Во тој момент, по должина на површината на максимална концентрација на напрегања

доаѓа до механичко кршење на карпата и дислокација на карпестите маси долж раседната површина (види Слика 3.1).

На овој начин се постигнува растеретување на напрегањата во карпите и привремено се воспоставува нова стабилна состојба, при што карпата повторно станува способна да акумулира нови напрегања.

Теоријата за еластично обновување е прва теорија што го опишува раседнувањето како извор на силните движења на тлото. Со исклучок на вулканските земјотреси, кои настануваат како резултат на нагли и масовни движења на магмата, сите останати земјотреси се предизвикани од распакување по геолошки раседи.

3.2 Видови земјотреси

Според начинот на нивно настанување, земјотресите можат да се класифицираат во две основни групи: природни и вештачки (или антропогени) земјотреси, односно оние кои се предизвикани од човековата активност.

Природни земјотреси

Разликуваме три главни типа на природни земјотреси:

Тектонските земјотреси претставуваат најзначаен и апсолутно доминантниот тип, како по бројност, така и по количината енергија која што ја ослободуваат. Овој тип е карактеристичен и за Балканскиот Полуостров. Тектонските земјотреси настануваат како резултат на изненаден лом на карпести маси под дејство на долготрајно акумулирани напонски сили во литосферата.

Урвински земјотреси настануваат при обрушување на подземни шуплини (каверни), канали и пештери во површинските делови на Земјината кора. Овој процес обично е резултат на ерозивното дејство на подземните води и е карактеристичен за терени каде што доминира растворливиот карбонатен карпест материјал.

Вулканските земјотреси се поврзани со вулканската активност, со движењето на магмата низ подземните канали, како и со самите вулкански ерупции. Иако на територијата на централниот Балкан денес нема активни вулкани, овој тип земјотреси е чест во европските региони како што се Сицилија (вулканот Етна), Италија (вулканот Везув) и други активни вулкански појаси низ светот.

Вештачки (антропогени) земјотреси

Вештачките земјотреси се резултат на директно или индиректно влијание на човекот врз природната средина. Најчесто настануваат како последица на експлозии (рударски, воени, индустриски), но се јавуваат и т.н. индуцирани земјотреси, кои се поврзани со зоните околу вештачки акумулациони езера. По изградбата на вакви акумулации, се јавуваат промени во напонското поле на дното и страните на базенот, предизвикани од зголемување на хидростатичкиот притисок од водениот столб, флукуации на нивото на водата и порастот на порниот притисок што резултира со намалување на механичката отпорност на карпите. Овој тип земјотреси најчесто се јавува во почетната фаза на полнење и експлоатација на акумулацијата.

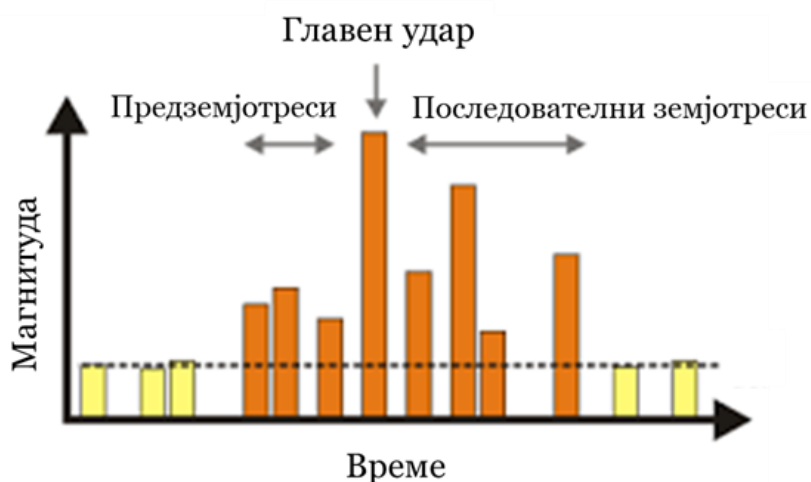
3.3 Предземјотреси (foreshocks), главен земјотрес (mainshock) и последователни земјотреси (aftershocks)

Процесите што му претходат на еден главен земјотрес обично се придружени со појава на помали земјотреси, кои настануваат како резултат на присуството на локални нехомогености во карпестата маса во зоната на жариштето. Овие нееднаквости предизвикуваат локални ломови и дислокации, при што се јавуваат серија мали потреси пред самиот главен земјотрес.

Овие претходни потреси се нарекуваат *предземјотреси (foreshocks)* и се карактеризираат со значително помал интензитет во споредба со главниот земјотрес. Иако можат да претставуваат индикатори за претстојна сеизмичка активност, тие не се појавуваат пред секој главен земјотрес.

По појавата на главниот земјотрес, како дел од процесот на прилагодување и воспоставување нова рамнотежа во жаришната зона, се јавуваат низа помали земјотреси кои се нарекуваат *последователни земјотреси (aftershocks)*.

Емпириски е утврдено дека вкупниот број и интензитет на предземјотресите и последователните потреси се приближно пропорционални на јачината на главниот земјотрес (Слика 3.2). Катастрофални земјотреси со висок интензитет најчесто се проследени со долготрајна сеизмичка активност, која во одредени случаи може да трае повеќе од една година.



Слика 3.2 Шематски приказ на распределба и јачина на предземјотреси, главен земјотрес и последователни земјотреси (преземено од интернет)

Разбирањето на појавата на предземјотреси и последователни потреси има суштинско значење за проценката на сеизмичката опасност, особено во критичниот период по главниот земјотрес, кога теренот и објектите сè уште се подложни на дополнителни оштетувања.

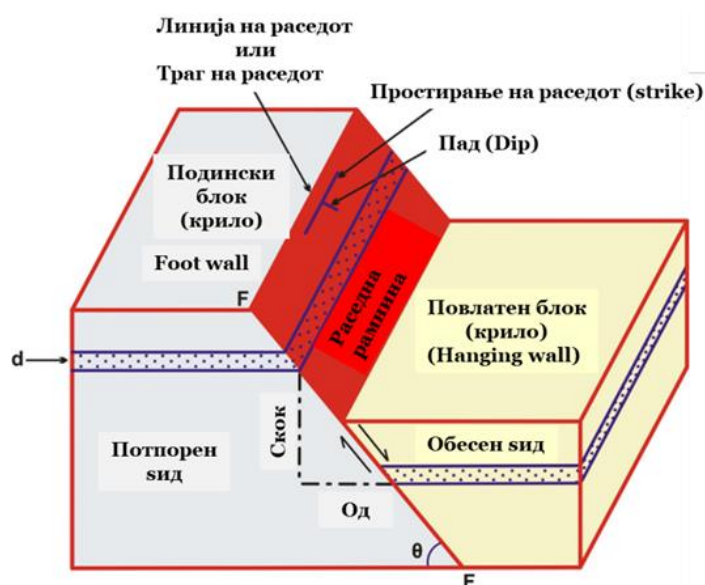
3.4 Раседи

Раседите претставуваат основни геолошки структури што геолозите ги набљудуваат и картографираат со цел подобро да го разберат процесот на деформирање на Земјината кора. За нивна анализа се применуваат едноставни геометриски концепти и богат стручен вокабулар, со што овие структури се класифицираат во различни типови на деформациски обрасци.

Расед претставува пукнатина или зона на пукнатини помеѓу два болка карпести маси кои се движат релативно еден во однос на друг. Раседите може да имаат должина од неколку милиметри до илјадници километри. Повеќето раседи создаваат повторени поместувања во текот на геолошкото време.

Раседната површина (рамнина) е површината по која се извршило релативно движење на делови од карпестите маси. Раседната рамнина може да биде вертикална, хориознтална или наклонета под одреден агол.

Геометријата на раседите се опишува преку ориентацијата на раседната рамнина и насоката на лизгање по неа. Иако раседните структури често се многу комплексни, нивната вкупна геометриска форма може да се идеализира преку модел на правоаголни блокови, со цел појасно да се прикаже нивното однесување (Слика 3.3).



Слика 3.3 Елементи на расед (преземено од интернет)

Линија на раседот се нарекува пресекот на раседната рамнина со површината на Земјата. Овој поим е познат и како *траг на раседот*.

Блокови или крила на раседот претставуваат прекинати делови од теренот кои се наоѓаат од двете страни на раседната рамнина. Блокот што се наоѓа над раседната рамнина се нарекува *повлатен блок (крило)* или *обесен сид (hanging wall)*. Блокот кој се наоѓа под раседната површина се нарекува *потпорен сид (footwall)*.

Аголот меѓу раседната површина и хоризонталната Земјина површина се нарекува *агол на падина (dip angle)* и го означуваме со d . Тој се мери надолу од хоризонталната површина и може да има вредности помеѓу 0° и 90° .

Агол на простирање (strike angle) претставува агол измерен во насока на стрелките на часовникот во однос на географскиот Север и варира помеѓу 0° и 360° . Тој ја покажува насоката на простирање на раседот, која е дефинирана како линија на пресек помеѓу раседната површина и земјината површина. Простирањето на раседот се дефинира така што обесениот сид (hanging wall) секогаш се наоѓа од десната страна, а потпорниот сид (footwall) од левата страна во однос на насоката на простирање.

Движењето на едната страна на раседот во однос на другата се опишува преку насоката на лизгање и вкупното поместување. Кај помали раседи, вкупното поместување може да биде само неколку сантиметри, додека кај големи трансформни раседи, може да достигне до неколку километри.

Вертикално растојание меѓу двата раседнати блока се вика *скок на раседот*, додека хоризонтално растојание меѓу двата раседнати блока се вика *од* или *бочно поместување* на раседот. Кога со раседнување е зафатен поширок дел од теренот, станува збор за *раседна зона*.

Раседите се класифицираат според насоката на релативното движење помеѓу раседните блокови, што е поврзано со видот на напрегање што го предизвикува раседот.

Разликуваме:

Потонувачки (dip-slip) раседи се раседи кај кои релативното движење на блоковите е вертикално, односно нагоре или надолу по падината на раседната површина. Dip-slip раседите се резултат на компресивни или сили на затегнување. Потонувачките раседи можат да бидат *нормални (normal)* или *обратни (reverse)*.

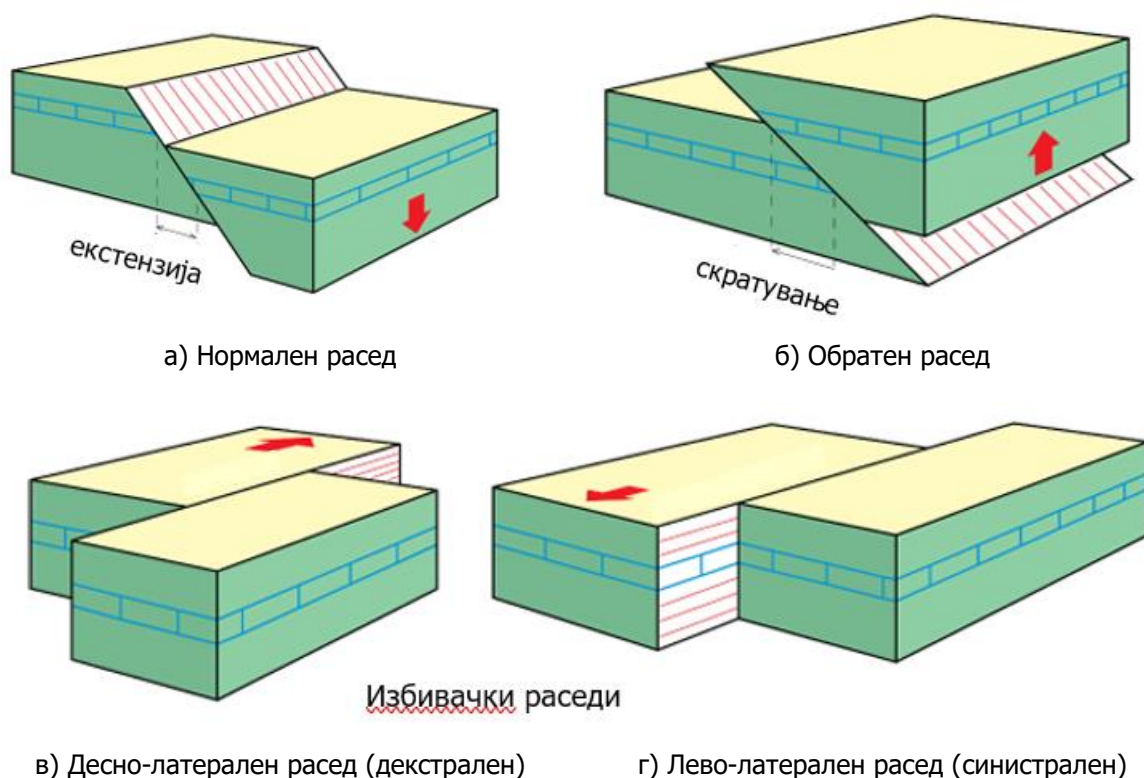
Нормален расед се јавува кога блокот над раседната површина (обесен сид) се движи надолу во однос на блокот под раседната површина (потпорен сид), што предизвикува проширување на кората во хоризонтален правец. Нормалниот расед ги носи помладите карпи над постарите. Овој тип на раседи се јавуваат кога две тектонски плочи дивергираат. Резултат се на тектонска екстензија, односно карактеристични се во зони со сили на затегнување (Слика 3.4 а)).

Обратен расед се јавува кога блокот над раседната површина се поместува нагоре во однос на блокот под раседната површина, што предизвикува собирање на кората. Како резултат на тоа, старите карпи лежат врз помладите. Овој тип на раседи се јавуваат кога две тектонски плочи конвергираат, односно карактеристични се во зони со сили на компресија (Слика 3.3 б)).

Избивачки (strike-slip) раседи се раседи кај кои движењето е хоризонтално, паралелно со насоката на простирање на раседната површина. Овој тип на расед обично се јавува во зони каде тектонските плочи паралелно се поместуваат една со друга, односно во трансформни граници. Настануваат како резултат на силите на смолкнување (Слика 3.4 в,г)).

Раседите понатаму се класификуваат според насоката на хоризонталното движење, кое може да биде десно или лево во однос на набљудувачот:

- *Десно-латерален расед (декстрален)*: Овој тип на расед се јавува кога набљудувач од едната страна на раседот го гледа блокот на спротивната страна како се движи на десно. Пример за ваков тип е раседот Сан Андреас (Слика 3.4 в)).
- *Лево-латерален расед (синистрален)*: Се јавува кога блокот на спротивната страна од раседот се движи на лево во однос на набљудувачот (Слика 3.4 г)).



Слика 3.4 Типови на расед (преземено интернет од ETH Zurich)

Во реалноста, правецот на поместување на раседите често има и хоризонтални и вертикални компоненти. Таквите раседи се познати како комбинирани или како oblique-slip раседи и се класифицираат според доминантниот правец на поместување.

4. СЕИЗМИЧКИ БРАНОВИ – ОСНОВНИ ТИПОВИ

Кога напрегањето акумулирано во карпестите маси ќе го надмине нивниот еластичен праг, доаѓа до распукување по должина на раседот. Во тој момент, деловите на карпата нагло се поместуваат, а од зоната на раседот започнува емисија на сеизмички бранови.

Како што се шири распукнувањето по должината на раседната рамнина, постепено се ослободува акумулираната енергија од внатрешноста на Земјата.

Секој сегмент од активираниот дел на раседот придонесува кон вкупната форма на сеизмичките бранови, но со мало временско задоцнување, кое произлегува од ограничената брзина на ширење на распукнувањето. Овие индивидуални придонеси се преклопуваат и создаваат комплексен бранов пакет, кој станува сè посложен со зголемување на оддалеченоста од изворот на земјотресот.

Постојат два главни типа на сеизмички бранови:

1. **Внатрешни (просторни) бранови**, кои се шират низ внатрешноста на Земјата;
2. **Површински бранови**, кои се движат по слободната површина на Земјата или долж други гранични дисконтинуитети во нејзината структура.

Внатрешните бранови се емитуваат директно од изворот и се шират во сите насоки (т.н. слободни бранови). Тие пристигнуваат први на сеизмограмот и обично се делат на два типа:

- *Лонгитудални или Р-бранови (Primary waves)* - се движат со компресија и дилатација во насока на ширење;
- *Трансверзални или S-бранови (Secondary waves)* - се шират попречно на насоката на движење и пристигнуваат по Р-брановите.

Површинските бранови се формираат како резултат на меѓусебната интеракција на различните типови внатрешни бранови долж површината на Земјата или долж други дисконтинуитети во нејзината структура. Тие носат значителен дел од сеизмичката енергија, особено кај плитките земјотреси, и претставуваат главен извор на разорни ефекти.

Разликуваме два типа површински бранови:

- *Rayleigh бранови* - се движи по површината на Земјата слично како бранот што се движи по површина на езеро или океан;
- *Love бранови* - предизвикуваат хоризонтално смолкнување на површината на Земјата.

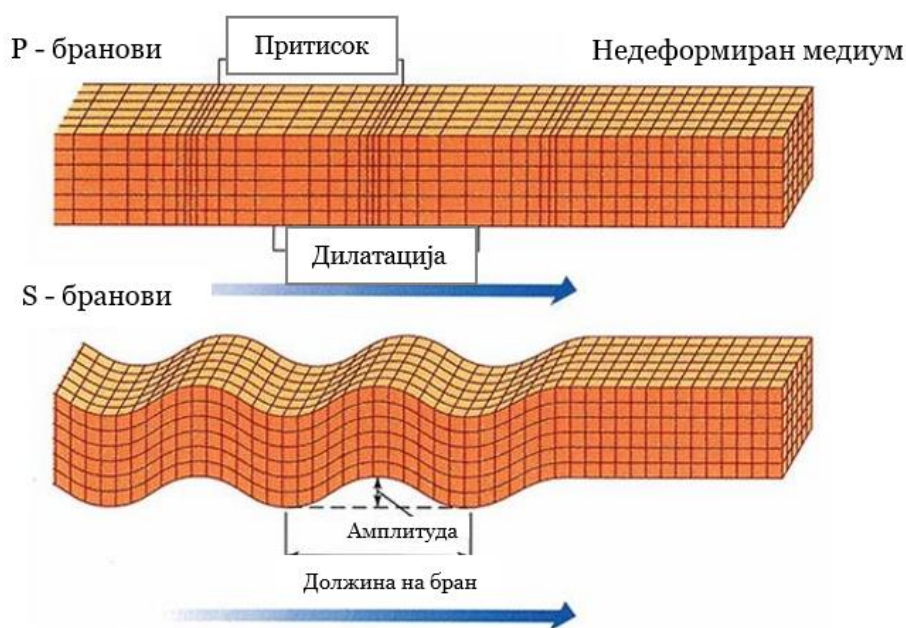
Поради нивната природа, површинските бранови се концентрираат во непосредна близина на граничните површини, па затоа често се нарекуваат ограничени или водени бранови. Во хомогени медиуми, односно во средини без изразени дисконтинуитети, површинските бранови не се создаваат.

4.1 Просторни бранови – P и S

Идејата дека еластично тело може да пренесува два различни типа на внатрешни (просторни) бранови за првпат била предложена од С. Д. Поасон уште во 1829 година. Брзината со која се шират овие бранови на која било точка во телото зависи од густината и модулите на еластичност на материјалот во таа точка.

Лонгитудиналните или брановите на компресија се движат приближно 1.7 пати побрзо од трансверзалните и често се нарекуваат P-бранови или примарни бранови (од латински *undae primae*).

Трансверзалните бранови, пак се познати како S-бранови или секундарни бранови (од латински *undae secundae*). Ширењето на овие два типа на бранови е прикажано на Слика 4.1.



Слика 4.1 Ширење на P и S брановите (преземени слики од интернет)

P-брановите секогаш се првите што пристигнуваат до сеизмичката станица при земјотрес. Овие бранови се лонгитудинални, односно предизвикуваат поместување на честичките во средината во иста или спротивна насока од насоката на ширење на бранот, слично како што се однесуваат звучните бранови. P-брановите се компресивни бранови, затоа што при движењето создаваат компресија (стеснување) и разредчување (разредување) на материјалот. Создаваат разлики во густината на материјалот, што води до стиснување и истегнување на средината при нивното ширење.

S-брановите се побавни од P-брановите и затоа се регистрираат по нив на сеизмограмот. Тие се трансверзални бранови кои предизвикуваат движење на честичките во рамнини нормални на насоката на ширење на брановите, што е аналогно на движењето кај светлинските или електромагнетните бранови. Исто така, се нарекуваат и смолкнувачки бранови, затоа што при движењето создаваат смолкнување на материјалот. S-брановите не ја менуваат густината на материјалот, туку предизвикуваат деформации на обликот, со вертикални или хоризонтални осцилации додека се шират низ средината. Не можат да се шират низ флуиди (течности и гасови), а нивната брзина варира во зависност од локалните почвени услови, односно од смолкнувачката цврстина на подлогата низ која се движат.

Сепак, за разлика од звукот или светлината, земјотресите истовремено генерираат и Р и S бранови, поради што анализата на сеизмичките записи е далеку посложена.

Присуството на Р и S брановите било потврдено на реални сеизмички записи уште кон крајот на XIX век, што претставува значајна пресвртница во развојот на сеизмологијата. Поради нивните различни брзини на ширење, овие бранови пристигнуваат на сеизмограмот со временска разлика и се регистрираат во следниот редослед: најпрво Р-брановите, а потоа S-брановите.

Р-брановите се шират радијално од изворот на ослободување на енергијата, а нивната брзина се изразува со:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (4.1)$$

каде што:

E - Јунговиот модул на еластичност,

ν - Поасонов коефициент (вообичаено 0.25 за карпести материјали),

ρ - густина на медиумот.

Брзината на S-брановите се пресметува со следната равенка:

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} = \frac{G}{\rho} \quad (4.2)$$

Каде што модулот на смолкнување G се пресметува како:

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (4.3)$$

Процесот на распукнување (раседнување) обично трае само неколку секунди, бидејќи брзината на ширење на фронтот на распукнување по раседната рамнина најчесто изнесува помеѓу 2 и 4 km/s. Оваа брзина е значително помала од брзината на лонгитудиналните, односно Р-бранови. Поради тоа, првите сеизмички бранови што пристигнуваат до сеизмолошките станици се токму Р-брановите, кои претставуваат директна последица од почетното активирање на раседот.

Овие бранови содржат значајни информации за состојбата на напрегање во моментот на иницијалното пукање на карпестата маса во хипоцентарот на земјотресот. Анализата и споредбата на регистрираните податоци од повеќе сеизмолошки станици

овозможува прецизно определување на параметрите на механизмот на жариштето, односно карактерот и ориентацијата на раседот во кој е генериран земјотресот.

4.2 Површински сеизмички бранови

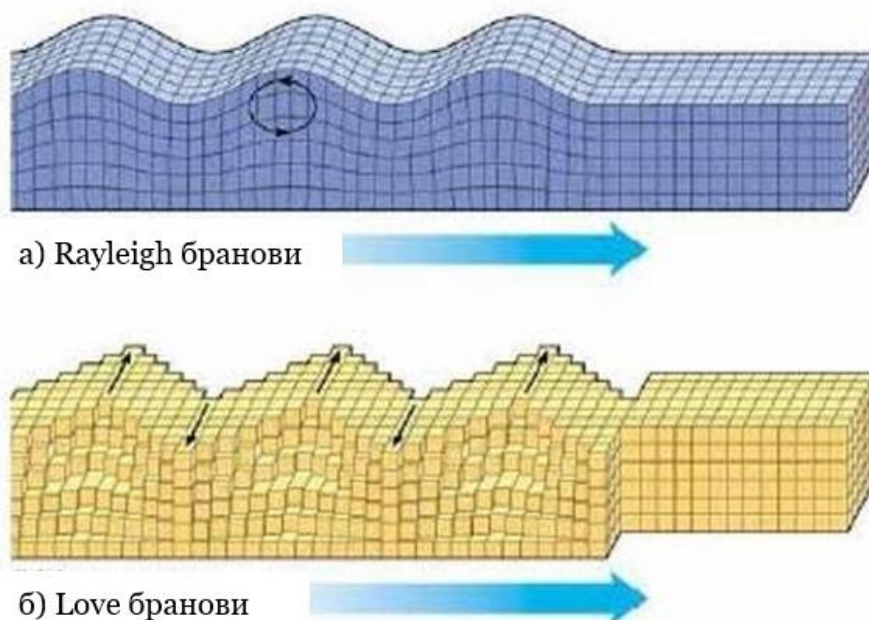
Брановите кои се шират низ површината на Земјата се површински бранови. Ги има два вида, а нивните брзини на ширење зависат од еластични својства на медиумот и нивните периоди. Тие ги предизвикуваат најголемите оштетувања.

Двата основни типа: *Love бранови* и *Rayleigh бранови* (Слика 4.2) често доминираат на реалните сеизмограми. Вообичаено, Love брановите се означуваат како LQ, а Rayleigh брановите како LR, при што:

L означува long waves (долги бранови),

Q потекнува од германскиот израз Querwellen (трансверзални бранови),

R е за Rayleigh бранови.



Слика 4.2 Ширење на површинските брановите (преземени слики од интернет)

Брановите LR и LQ се шират долж слободната површина на Земјата или во слоеви ограничени со дисконтинуитети во брзината, низ Земјината кора и горниот дел од обвивката. Нивните амплитуди се најголеми на или во близина на површината и експоненцијално опаѓаат со длабочината.

Поради тоа што се „заробени“ во рамките на гранични слоеви, површинските бранови можат да патуваат на многу големи растојанија долж површината на Земјата. Тие имаат подолги бранови должини и подолги периоди во споредба со внатрешните (просторни) бранови, а нивната брзина зависи од еластичните својства на средината низ која се движат, како и од нивниот период.

Следствено, плитките земјотреси генерираат силни површински бранови, додека со зголемување на хипоцентралната длабочина тие стануваат сè послаби. Кај плитките земјотреси, површинските бранови често доминираат на сеизмограмот, додека кај подлабоките ($h > 100 \text{ km}$) нивното влијание е речиси занемарливо. Ова својство им овозможува на сеизмолозите брзо и сигурно да разликуваат плиткы од длабоки земјотреси, дури и при прв поглед на сеизмограмот.

Слика 4.3 го илустрира опишаното однесување на просторните и површинските бранови. Се забележува јасен почеток на Р-брановите, по кои следат S-брановите по околу три и пол минути. Приближно две минути по S-брановите, започнува постепено зголемување на амплитудата поради пристигнување на LR-брановите (вертикална компонента на сеизмограмот).



Слика 4.3 Сеизмограм од земјотрес и сеизмичките бранови
(преземени слики од интернет)

Бидејќи различните типови сеизмички бранови се шират со различни брзини, тие пристигнуваат на сеизмолошките станици во различни времиња, што теоретски овозможува релативно едноставна идентификација на нивните фази. Сепак, во практични услови ова често е отежнато поради присуство на шум во записите, особено кај послаби или подалечни земјотреси.

Во примерот прикажан на сликата, нивото на шум е многу ниско, што овозможува јасно препознавање и прецизно мерење на пристигнувањата на Р- и S-брановите, како и идентификација на површинските фази.

Доколку земјотресот е доволно силен (над одредена магнитуда), неговите сеизмички бранови можат да бидат регистрирани од чувствителни сеизмографи поставени на големи растојанија од сеизмичкиот извор.

Со зголемување на растојанието од хипоцентарот, амплитудите на сеизмичките бранови постепено се намалуваат, односно атенуираат, како резултат на неколку физички механизми.

- *геометриско ширење* - површината на брановниот фронт расте со растојанието, а енергијата се распоредува на поголема површина на брановиот фронт;
- *расејување на сеизмичката енергија* - се јавува како резултат на присуство на хетерогенности во почвениот медиум. Кога сеизмичкиот бран се сретнува со овие хетерогенности, настануваат повеќекратни рефлексии и расејувања, што доведува до прераспределба на енергијата и нејзино постепено опаѓање;
- *нееластичност (анеластичност) на почвениот медиум* низ кој се шират брановите. Аinelастична атенуација се должи на нееластичната природа на почвениот материјал, при што дел од енергијата на бранот се претвара во топлина.

На прв поглед може да изгледа парадоксално што процесот на распукнување, кој трае од дел од секунда до неколку минути, резултира со сеизмограм чија должина кај силни и далечни земјотреси достигнува неколку минути. Сепак, времетраењето на сеизмограмот не е директно поврзано со времетраењето на самиот изворен процес, туку претежно е последица на сложените ефекти на ширењето на сеизмичките бранови низ Земјата, како што се рефлексивната, рефрактивната, конверзивната и дисперзивната.

5. ПАРАМЕТРИ НА ЗЕМЈОТРЕСОТ

Во сеизмологијата, земјотресите најчесто се опишуваат преку следните главни параметри: време на настанување, хипоцентар или жариште (географска ширина, должина и длабочина), епицентар, ослободена енергија, магнитуда и интензитет.

Ако на овие информации се додадат и механизмот на генерирање на земјотресот во сеизмичкиот извор и карактеристиките на сеизмичките бранови, се добива комплетен збир од параметри кои претставуваат основа за сите понатамошни истражувања поврзани со сеизмичноста, земјотресното инженерство, физиката на внатрешноста на Земјата и други сродни области.



Слика 5.1 Основни параметри на земјотресот (преземена слика од интернет)

Хипоцентарот (или жариште) претставува точката во внатрешноста на Земјата каде што започнува нагло ослободување на енергија. Во природни услови, ова не е точка, туку зона со определена димензија и се нарекува жариште на земјотресот (Слика 5.1).

Вертикалната проекцијата на хипоцентарот на површината на Земјата се нарекува *епицентар*. Во реалноста и епицентарот не е идеализирана точка, туку површина со поголема или помала димензија и се нарекува епицентрална зона.

Овие два параметри се прикажуваат како точки на епицентрални (географски) мапи, со прецизно одредени географски координати, иако како што беше наведено, тие реално не се точки.

Растојанието помеѓу хипоцентарот и епицентарот се нарекува *хипоцентрална длабочина*, а растојание помеѓу епицентарот и точката на набљудување на површината на Земјата се нарекува епицентрално растојание.

На местото што се наоѓа најблиску до жариштето, разурнувањата се најсилни, а со зголемување на растојанието, интензитетот на разорност опаѓа.

5.1 Енергетски параметри

По определувањето на локацијата на земјотресот, сеизмолозите имаат потреба квантитативно да ја оценат неговата големина за да можат да ги анализираат ефектите од јачината на случениот земјотрес врз општеството, дополнително и за научни цели.

Интензитетот на земјотресот е најстарата мерка за јачина на земјотрес и се базира на проценка и класификација на штетите од движењето на тлото и човечките перцепции за тресењето и е зависен од растојанието, додека првата воведена мерка за јачина на земјотрес е *магнитудата*, која се базира врз инструментални мерења на движењето на тлото (амплитудата на регистрираните сеизмички бранови на сеизмограмите) прилагодени за епицентралното растојание и длабочината на изворот. Концептот се заснова на тоа дека амплитудата на брановите ја одразува големината (јачината) на земјотресот, по корекција на нејзиното опаѓање со зголемување на растојанието поради атенуацијата на сеизмичките бранови.

Најраната магнитудна скала ја вовел Чарлс Рихтер (Charles Richter) во 1935 година за земјотресите во Јужна Калифорнија. Тоа е локалната магнитуда (M_L), а уште позната и како „Рихтерова скала“. Со оваа дефиниција била овозможена пресметка на релативната јачина на земјотресот како функција од максималната регистрирана амплитуда на сеизмичкиот бран и епицентралното растојание.

Оваа дефиниција на локална магнитуда е задржана и денес и претставува основа во многу оперативни сеизмолошки анализи. За подетално и попрецизно опишување на динамичките и енергетските карактеристики на земјотресот во неговото жариште, подоцна е воведен поимот сеизмички момент (M_0).

Скалите на магнитуда се логаритамски, па зголемувањето од една единица (на пример од магнитуда 5 до 6) укажува на десеткратно зголемување на амплитудата на сеизмичкиот бран.

5.1.1 Магнитуда на земјотресот

Локална магнитуда (M_L)

Локалната магнитуда (M_L) е определена од амплитудата измерена на специфичен сеизмограф Вуд–Андерсон (Wood-Anderson) - инструмент со сопствена периода од 0.8 секунди (прикажан на Слика 5.2).

При графичка и нумеричка обработка на податоци од серија земјотреси во Калифорнија, регистрирани на сеизмограф Вуд–Андерсон, Чарлс Рихтер забележал голема корелација помеѓу максималните амплитуди на трансверзалните сеизмички бранови регистрирани кај различни земјотреси и на тој начин ја дефинирал т.н. локална магнитуда (M_L) на земјотресите, првенствено за локални и блиски земјотреси, преку следната зависност:

$$M_L = \log(A) - \log(A_0) \quad (5.1)$$

каде што:

A е максималната амплитуда на сеизмичкиот бран, регистрирана на Вуд-Андерсонов сеизмограф,

A_0 е нормализирана (калибрациона) амплитуда, што би ја предизвикал земјотрес со нула магнитуда ($M_L = 0$) на истото епицентрално растојание.



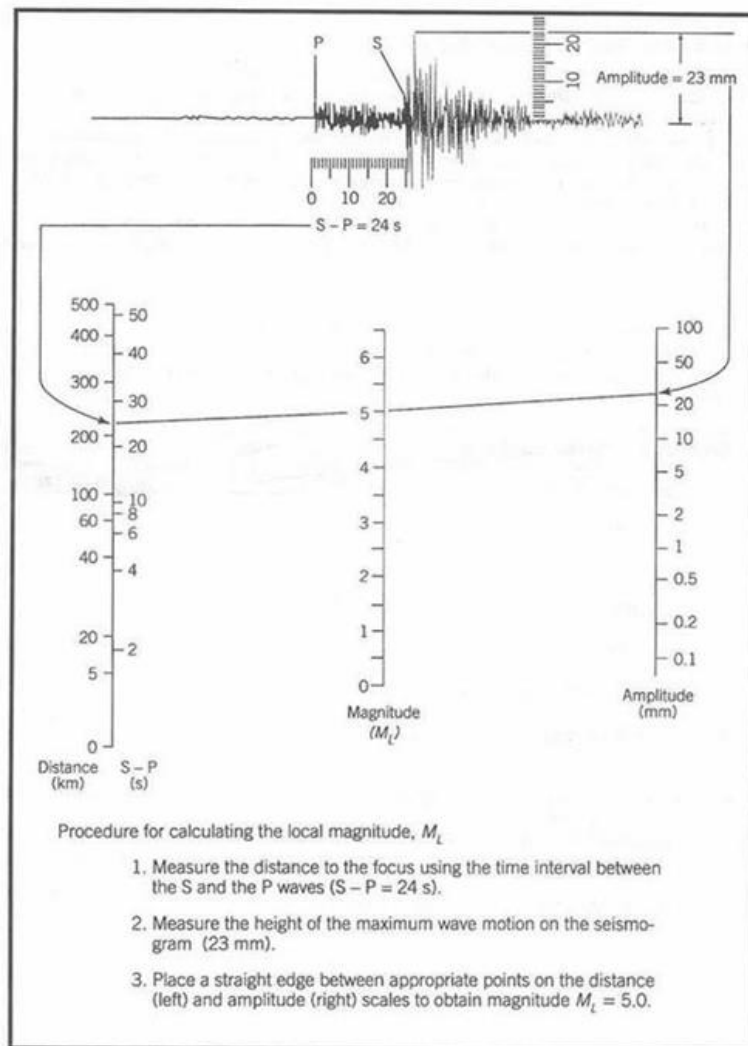
Слика 5.2 Вуд-Андерсонов сеизмограф (преземена слика од интернет)

Односно овој параметар се однесува на амплитудата на еден референтен земјотрес, кој би предизвикал максимална трага од 0.001 mm на сеизмограф од типот Вуд-Андерсон, поставен на епицентрално растојание од 100 km. Рихтер ги определил калибрационите вредности ($\log(A_0)$) за епицентрални растојанија до 1000 km, врз основа на просечните геолошки и атенуациони услови во Јужна Калифорнија.

Пресметката на локалната магнитуда M_L може да се изврши и со помош на номограм, дијаграм што ги обединува S-P интервалот, амплитудата и Рихтеровата скала (Слика 5.3). Номограмот користи временска разлика помеѓу пристигнувањето на P и S-брановите и максималната амплитуда регистрирана со Вуд-Андерсоновиот сеизмограф, при што калибрацијата преку базната амплитуда A_0 е веќе вградена во графикот.

На пример, ако временската разлика помеѓу P и S-брановите изнесува 24 секунди, а максималната амплитуда е 23 mm, тогаш од номограмот се отчитува $M_L \approx 5$ (Слика 5.3).

На Рихтеровата скала, магнитудата се изразува во цели броеви и децимални вредности. На пример, земјотрес со магнитуда 5.3 се смета за умерен, додека магнитуда 6.3 означува силен земјотрес. Земјотреси со магнитуда околу 2.0 или помала се нарекуваат микроземјотреси, тие најчесто не се чувствуваат од луѓето и се евидентираат само со локални сеизмографи. Настани со магнитуда околу 4.5 или поголема од кои има неколку илјади годишно, се доволно силни за да бидат регистрирани од чувствителни сеизмографи низ целиот свет. Големите земјотреси, како оној во Алјаска во 1964 година, имаат магнитуди од 8.0 или повисоки.



Слика 5.3 Графичка пресметка на M_L (Lay and Wallace, 1995)

Како што е спомнато, секое зголемување од 1.0 единица магнитуда претставува десеткратно зголемување на амплитудата и приближно 32-кратно зголемување на ослободената енергија во споредба со претходната магнитуда. Ова значи дека дури и мали разлики во магнитудата претставуваат драматични разлики во енергијата што ја ослободува земјотресот, факт од особено значење при оценување на неговото потенцијално влијание.

Дефинираната Рихтерова магнитуда (M_L) има одредени ограничувања во својата примена. Бидејќи дефиницијата на M_L се базира на амплитудите на сеизмичките бранови регистрирани со Вуд-Андерсонов сеизмограф, при користење други видови инструменти неопходно е да се направат соодветни корекции за разликите во нивните карактеристики. Дополнително, оригиналната калибрација на Рихтер важи само за тектонските и геолошките услови на Јужна Калифорнија.

Со цел да се проучуваат земјотреси надвор од Јужна Калифорнија, Рихтер ги проширува концептите на својата скала за локална магнитуда (M_L) за глобална примена. Во периодот од 1930-тите до 1950-тите, во соработка со Бено Гутенберг, тие развиле скали за магнитуда кои овозможуваат усогласени вредности, без разлика дали

земјотресот е забележан локално или на голема оддалеченост. Со тоа се овозможило директно споредување на сеизмичката активност меѓу различни региони на Земјата.

Сепак, проширувањето на методите за пресметка на локалната магнитуда е сложена задача, бидејќи типот на бран што предизвикува најсилни вибрации и нивната фреквенција (или времетраење на осцилациите) се менуваат со растојанието од хипоцентарот. Во близина на жариштето, најголемите амплитуди ги создаваат S-бранови со пониска периода и повисока фреквенција, додека на поголеми растојанија доминираат површинските бранови со повисока периода и пониска фреквенција.

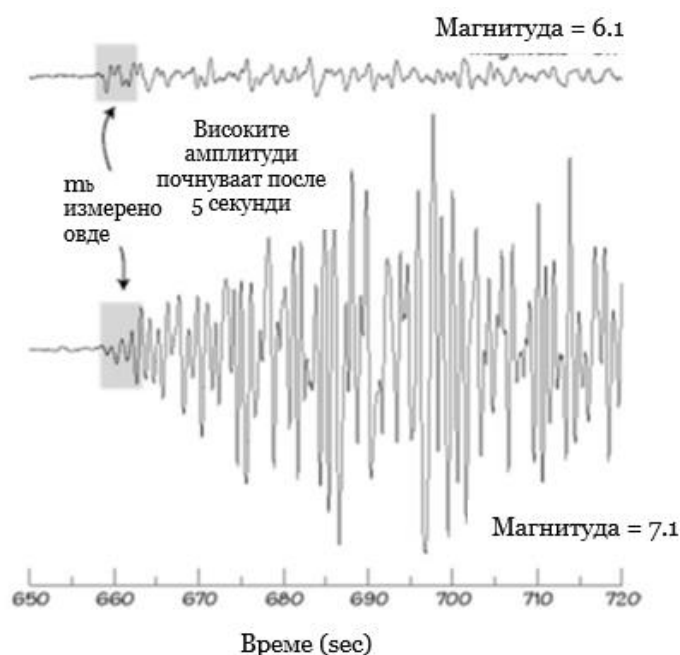
Телесеизмички магнитудни скали

За да се искористи најдобро регистрираниот сигнал (најголема амплитуда), биле развиени скали за магнитуда на телесеизмички (далечински) набљудувања, кои користат P-бранови или Рејлиеви бранови. Со текот на времето, скалата базирана на телесеизмичките P-бранови станала позната како магнитуда на просторни бранови (m_b), а онаа базирана на Рејлиевите бранови како магнитуда на површински бранови (M_s).

Магнитудата на површински бранови обично се мери од Рејлиеви бранови во опсег од 20 секунди, кои се многу ефикасни при пренос долж површината на Земјата и затоа често се добро регистрирани. Магнитудата пак на просторните бранови се базира на максималната амплитуда во првите 5 секунди од P бранот.

Постојат неколку проблеми поврзани со користењето на магнитудата како мерка за јачината за земјотресите, кои произлегуваат од обидот да се сумира комплексен процес како земјотрес во единствен број. Секој регион се карактеризира со различна геолошка структура и согласно со тоа и различна дефиниција на локалната магнитуда (M_L). Бидејќи на различни растојанија се користат различни типови на бранови за мерење на магнитудата, проценките не секогаш се совпаѓаат прецизно. Дополнително, длабоките земјотреси не создаваат површински бранови исто толку ефикасно како плитките, па магнитудата базирана на површински бранови може да биде потценета за длабоки настани.

Понатаму, магнитудите што се темелат на максималното движење на тлото не го земаат предвид времетраењето на тоа движење, што е клучна карактеристика кај големите земјотреси. На пример, на Слика 5.4 се прикажани P-бранови од два земјотреси во Камчатка со магнитуди 6.1 и 7.7. Иако нивната магнитуда на просторни бранови (m_b) е слична, бидејќи се заснова на максималната амплитуда во првите 5 секунди од движењето, значајната разлика во времетраењето на движењето на тлото што следува потоа укажува на многу поголема ослободена енергија кај посилниот земјотрес.



Слика 5.4 Телесеизмички (далечни) Р-бранови генерирани од два земјотреси во Камчатка и снимено на станицата CCM, Cathedral Caves, MO, US.

Како што расте големината на земјотресите, тие создаваат бранови со многу долги периоди, кои подобро ја одразуваат вкупната сеизмичка енергија ослободена долж раседот. Меѓутоа, амплитудите на овие долгопериодични бранови не можат прецизно да се измерат со сеизмографите кои се користат за пресметка на магнитуда на просторни бранови (m_b) и магнитуда на површински бранови (M_s).

Поради тоа, ниту една од овие скали не може правилно да ја одрази вистинската големина на силните земјотреси. Имено, кај многу силни земјотреси, зголемувањето на нивната реална енергија не е пропорционално прикажано преку m_b или M_s , бидејќи овие скали се заситуваат (сатуираат), односно престануваат да растат иако земјотресот станува сè посилен, што ја оневозможува разликата меѓу најсилните настани.

Заситувањето е присутно и кај локалната магнитуда M_L , бидејќи основната периода на Wood–Anderson сеизмографот е приближно 1.25 секунди, што не е доволно за точно детектирање на долгопериодичните сеизмички бранови кои ги создаваат големите земјотреси.

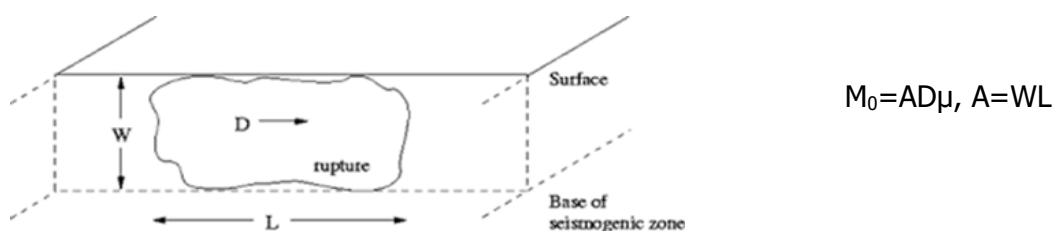
За да се надминат овие ограничувања, воведен е сеизмичкиот момент (M_0), параметар кој не се заситува и е директно пропорционален на површината на раседот и на просечното лизгање помеѓу движечките блокови.

За време на големите земјотреси, делот од раседот кој распукува може да биде стотици километри долг и десетици километри длабок, додека помалите земјотреси зафаќаат многу помали сегменти. Колку е поголем земјотресот, толку е поголема површината што се лизга, па така површината на раседот претставува директен индикатор за големината на земјотресот.

Најголемите земјотреси обично го вклучуваат целосниот вертикален профил на раседот, при што раседнувањето се простира по целата длабочина каде што физичките услови тоа го дозволуваат. Оваа максимална длабочина е ограничена од температурата во внатрешноста на Земјата, бидејќи со нејзино зголемување, карпите стануваат пластични и повеќе не можат да складираат еластична енергија потребна за ненадејно

ослободување. Површината на раседот најчесто се проценува според локациите на последователните земјотреси (афтершоковите), бидејќи тие се случуваат долж и околу раседната зона. Меѓутоа, ако се располага со квалитетни сеизмички записи, раседната површина која се поместила може да се процени и директно од сеизмограмите.

Сеизмичкиот момент M_0 ја опишува вкупната сила потребна за да се создадат забележаните сеизмички бранови и е поврзан со вкупната ослободена енергија. Тој во себе ги обединува раседната површина која се поместила за време на земјотресот (A), релативното поместување помеѓу двете страни на раседот (D) и модулот на смолкнување на карпата (μ) (Слика 5.5).

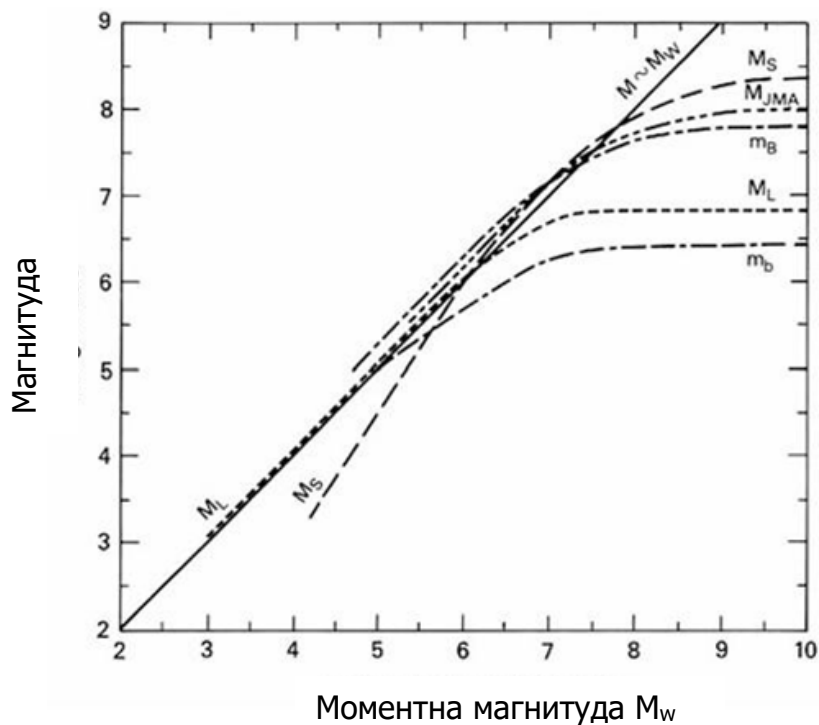


Слика 5.5 Пресметка на сеизмичкиот момент (преземено од интернет)

Од M_0 се изведува моментната магнитуда (M_w), предложена од Hanks и Kanamori (1979), која не се заситува и овозможува пообјективна и конзистентна проценка на јачината на големите земјотреси. Емпириската релација што ја поврзува моментната магнитуда M_w со сеизмичкиот момент M_0 е:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 6 \quad (5.2)$$

Слика 5.6 го прикажува феноменот на заситување на магнитудата кај повеќе типови на магнитуди: локална магнитуда (M_L), магнитуда на просторен бран (m_b) и магнитуда на површински бран (M_s).



Слика 5.6 Споредба на различни магнитудни скали (Reiter, 1990)

Овие магнитудни скали не успеваат да ја разликуваат големината на земјотресите над одредена граница, бидејќи долопериодичните сеизмичките бранови кои ги создаваат големите земјотреси, не се регистрираат прецизно од стандардните сеизмографи. Заситувањето кај магнитудата на површинските бранови M_s се јавува на релативно повисоки магнитуди, бидејќи при нејзиното пресметување се користат сеизмографи со подолги основни периоди.

Може да забележиме дека единствено моментната магнитуда (M_w) не се заситува, бидејќи истата не се базира на максималната амплитуда на сеизмичките бранови, туку на сеизмичкиот момент, кој зависи од вкупната енергија што се ослободува при раседнувањето.

5.1.2 Интензитет на земјотрес

Методите што се применуваат во сеизмологијата најопшто се делат во две групи: макросеизмички и микросеизмички. Микросеизмичките или уште познати како инструментални се воведени значително подоцна од макросеизмичките.

Во населените места каде што често се случувале земјотреси, било забележано дека објектите изградени на меко тло, при исти други услови, претрпувале поголеми оштетувања од оние изградени на цврсто и компактно тло. Ова укажува на фактот дека локалниот интензитетот на земјотресот на одредена локација не зависи само од неговата јачина и епицентрална оддалеченост, туку и од карактеристиките на тлото. Овие набљудувања биле поттик за развој на макросеизмичките истражувања.

Главните податоци за примена на макросеизмичките методи се добиваат преку набљудување на ефектите што ги предизвикува земјотресот врз површината на Земјата: тресење на куќи и објекти, реакција на луѓе и животни, оштетувања на градби и слично.

Интензитетот на земјотресот е најстарата мерка за јачина на земјотрес и претставува степен на разурнување и последици што ги предизвикува земјотресот на одредено место. Со други зборови, тој е мерка за јачината на движењето на тлото и придружните оштетувања. Оваа мерка е во одреден степен емпириска, бидејќи оштетувањата зависат од многу фактори, меѓу кои се: оддалеченост од епицентарот, компактноста и тип на тлото, вид и квалитет на конструкцијата, магнитуда на земјотресот, времетраење на движењето на тлото, длабочина на хипоцентарот.

Сеизмичката скала за интензитет се заснова на серија од типични реакции, како што се будење на луѓе, поместување на мебел, оштетување на оџаци и во краен случај, целосно уништување на објекти.

Во текот на последните неколку векови, развиени се повеќе макросеизмички скали. Првата макросеизмичка скала што се користела на меѓународно ниво била Роси-Форел (Rossi-Forel) скалата со 10 степени, воведена во 1883 година. Иако таа била прва официјално призната, поедноставени описи на штети започнале да се применуваат и порано од страна на Шкианторели (Schiantorelli, 1783) и Саркони (Sarconi, 1784), како одговор на силниот земјотрес во Калабрија (Италија).

Модерните скали за сеизмички интензитет се базираат на дванаесетстепената скала на Зиберг (Sieberg), развиена во 1912 и 1923 година, чишто подоцнежни верзии се познати како MCS скала (Mercalli-Cancani-Sieberg) од 1932 година. Во 1931 година, Вуд (Wood) и Нојман (Neumann) ја превеле Зиберговата верзија од 1923 на англиски јазик и ја прилагодиле во форма позната како Модификувана Меркалиева скала (Modified Mercalli Scale – MM).

Оваа верзија целосно ја преработил Чарлс Рихтер во 1956 година, по што била наречена Модификувана Меркалиева скала од 1956 година (MM56).

Во 1964 година, Медведев, Шпонхауер и Карник ја објавиле скалата MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik), која се базирала врз MCS, MM56 и претходната работа на Медведев во Русија. Оваа скала била широко користена во Европа, сè до објавувањето на Европската макросеизмичка скала (EMS) во 1998 година (Гронтал - Grünthal, 1998).

EMS-98 е првата скала што во себе интегрира и инженерски критериуми за оштетувања на објектите. Се состои од 12 степени, означени со римски броеви од I (непочувстван) до XII (целосно уништување). Европската макросеизмичка скала (EMS-98) е многу подетално структурирана од претходните скали бидејќи ги дели ефектите според три категории:

- (а) Влијание врз луѓето,
- (б) Влијание врз предмети и природата, и
- (в) Влијание врз градби (оштетувања).

Дополнително воведува шест класи на повредливост на градби (vulnerability classes), означени од А до F во зависност од: типот на конструкција (тула, камен, армиран бетон и сл.), квалитет на изведба и материјали и конструктивна состојба.

Дефинира 5 степени на оштетувања (damage grades) прикажани со илустрации на Слика 5.7:

- DG1 - Занемарувачки до мали (negligible to slight)
- DG2 - Умерени (moderate)

DG3 - Големи до тешки (substantial to heavy)

DG4 - Многу тешки (very heavy)

DG5 - Разурнување (destruction)

Овие степени се прикажани и со три различни бои: зелена – употребливи по земјотресот, жолта – привремено неупотребливи и црвена – неупотребливи.

Grade	Masonry buildings		RC buildings	
	Sketch	Detailed description	Sketch	Detailed description
I		Negligible to slight damage - negligible structural damage, - slight non-structural damage Hair-line cracks in some walls. Detachment of small pieces of plaster. Very rare cases of detachment of individual loose parts of walls.		Negligible to slight damage - negligible structural damage, - slight non-structural damage Fine cracks in plaster over frame elements or in ground floor walls. Fine cracks in partition and infill walls.
II		Moderate damage - slight structural damage, - moderate non-structural damage. Cracks in many walls. Detachment of larger pieces of plaster. Partial failure of chimneys.		Moderate damage - slight structural damage, - moderate non-structural damage. Cracks in columns, beams or load-bearing walls. Cracks in partition and infill walls. Detachment of brittle cladding and plaster. Detachment of mortar from joints of non-structural walls.
III		Substantial to heavy damage - moderate structural damage, - heavy non-structural damage. Large and extensive cracks in most walls. Detachment of roof tiles. Failure of chimneys at roof level. Failure of individual non-structural elements (partition walls, gable walls).		Substantial to heavy damage - moderate structural damage, - heavy non-structural damage. Cracks at frame connections at the base and at joints of coupled walls. Spalling of concrete cover. Buckling of reinforcing bars. Large cracks in partition walls and infill, and failure of individual infill panels.
IV		Very heavy damage - heavy structural damage, - very heavy non-structural damage. Extensive failure of walls. Partial failure of roof structures and floor structures.		Very heavy damage - heavy structural damage, - very heavy non-structural damage. Large cracks in structural elements with compression failure of concrete. Fracture and bond failure of reinforcing bars. Tilting of columns, failure of some columns and of a single upper storey.
V		Collapse - very heavy structural damage. Total or near total collapse.		Collapse - very severe structural damage. Collapse of ground storey or of parts of the building.

Слика 5.7 Степени на оштетување за сидани и армирано-бетонски објекти EMS-98

За голем број силни земјотреси што се случиле на одредено подрачје се спроведуваат детални истражувања на макросеизмичките ефекти врз градбите и тлото. Врз основа на добиените резултати, се врши нивно картографирање во форма на карти на изосеисти. Изосеистите претставуваат зони или површини (не само линии) кои при даден земјотрес се карактеризираат со ист степен на интензитет на тресење (Слика 5.8).

Во идеален случај, доколку условите на подлогата од изворот до набљудуваните локации се хомогени, а енергијата ослободена од земјотресот се шири рамномерно во сите правци, тогаш изосеистите би имале кружна форма.



Слика 5.8 Карта на изосеисти на земјотресот од 15 април 1979 година (заснована на прелиминарната изосеизмичка карта од земјотресот од 15.04.1979 г. елаборирана и објавена од Југословенското здружение за сеизмологија)

Сепак, тоа ретко се случува во реалноста, поради повеќе причини:

- Интензитетот на земјотресот претставува степен на почувствуваното тресење, а не претставува вистинска мерка на ослободената енергија. Тој се проценува врз основа на оштетувањата на објектите, кои зависат од густината на населението, како и бројот и типот на градбите во засегнатиот регион;
- Ослободувањето на енергијата и нејзината распределба често не се рамномерни во сите насоки;
- Изворот на енергија не е точкаст, ниту сферичен, туку најчесто има рамнинска или неправилна форма што дополнително ја менува распределбата на енергијата;

- Карпестата маса не ја пренесува сеизмичката енергија со еднаков интензитет насекаде. Компактните карпи се подобри проводници од растреситите седименти, па интензитетот зависи и од типот и распоредот на карпите меѓу жариштеот и местото на набљудување;
- Понекогаш, резонантниот ефект може да го зголеми оштетувањето, особено кога основната периода на објектите се совпаѓа со доминантната периода на сеизмичките бранови;
- Геолошки бариери (карпи, раседи, итн.) на патот на брановите може да предизвика сенчести зони, што значително ја изобличува формата на изосеистите.

Изосеистите овозможуваат непосреден увид во тоа каде движењата на тлото биле доволно силни за да предизвикаат оштетувања, како и во колкава област движењето на тлото било почувствувано. Тие обично се концентрични околу раседот што го предизвикал земјотресот, а епицентарот обично се наоѓа во рамките или во непосредна близина на зоната со највисок интензитет.

Распоредот на изосеистите, особено растојанијата меѓу нив, најмногу зависат од магнитудата и длабочината на жариштето. Кај плитките земјотреси, изосеистите се погусты и поблиску поставени, додека кај подлабоките земјотреси, особено во субдукционите зони, се добиваат пониски вредности на интензитет, но со изосеисти што опфаќаат многу поголеми површини.

5.2 Главни карактеристики на движењата на тлото

Движењата на тлото се резултат на земјотресите кои што се создаваат со ослободување на акумулираната енергија во внатрешноста на Земјата поради придвижување на тектонските плочи. Ослободената енергија се трансформира во сеизмички бранови кои патуваат од внатрешноста на Земјата до површината.

Кога одредена конструкција е изложена на дејство на земјотрес, еластични бранови патуваат низ конструкцијата и таа почнува да вибрира при различни фреквенции, зависно од нејзината крутост и форма. Земјотресите предизвикуваат движења на тлото во различен фреквентен опсег. Конструкциите се најосетливи на движења на тлото со фреквенции блиски до нивната резонантна фреквенција. Оттука, оштетувањата на конструкцијата зависат од нејзините карактеристики, како и од карактеристиките на движењето на тлото предизвикано од самиот земјотрес.

Главни карактеристики на движењата на тлото се:

- 1) Максимално движење на тлото изразено преку максимално забрзување, максимална брзина и максимално поместување на тлото (PGA, PGV, PGD);
- 2) Времетраење на движењето на тлото;
- 3) Фреквентен состав.

Секој од овие параметри влијае врз одговорот на конструкцијата, односно потенцијалниот ефект на движењето на тлото врз конструкцијата е сложена функција од максималното движење на тлото, неговото времетраење и фреквентниот состав. Поголемо максимално забрзување на тлото, значи дека конструкцијата ќе биде изложена на поголеми амплитуди на вибрација, што води кон поголеми оштетувања.

Од друга страна пак, подолго времетраење на движењето на тлото, значи дека конструкцијата ќе биде изложена на неколку циклуси на повратни сили, што значи и потешки оштетувања. Доколку пак, како што е погоре спомнато, фреквентниот состав на движењето на тлото се совпаѓа со основните фреквенции на вибрација на конструкцијата доаѓа до состојба на резонанса и уште поголеми оштетувања. Движење на тлото со средно максимално забрзување и со долго времетраење може да предизвика поголеми оштетувања отколку движење на тлото со големо максимално забрзување, а пократко времетраење.

5.2.1 Максимално забрзување на тлото (Peak Ground Acceleration)

Максимално забрзување на тлото или Peak Ground Acceleration (PGA) ја претставува највисоката (апсолутна) вредност од записот на регистрираниот земјотрес и има две компоненти, една хоризонтална и една вертикална. PGA има важна улога во проценката на потенцијалните оштетувања предизвикани од движењето на тлото. Записи со високи вредности за PGA се директно поврзани со високи фреквенции, па затоа и често се употребувани за проектирање на многу крути конструкции.

Максималната брзина на тлото или PGV (Peak Ground Velocity) е најголемата апсолутна вредност од временските истории на брзината. Помалку осетлива е на високи фреквенции, па затоа се користи за проектирање на конструкции со среден опсег на фреквенции, односно високи, флексибилни конструкции.

Максималното поместување на тлото или Peak Ground Displacement (PGD) е поврзано со ниски фреквенции на движење на тлото и неговата точна пресметка е многу тешка, бидејќи грешките во процесирањето на сигналите и нумеричката интеграција, во голема мера влијаат на определувањето на амплитудата од временската историја на поместувањето.

Овие параметри, иако имаат честа примена во голем број аспекти од инженерската пракса, не обезбедуваат информации во однос на фреквентниот состав и за истиот се потребни дополнителни информации.

5.2.2 Фреквентен состав

Фреквентниот состав опишува како амплитудата на движењето на тлото се дистрибуира на различни фреквенции. Фреквентниот состав може да биде определен со употреба на неколку типа на спектри: Фуриев спектар (Fourier Spectrum), Енергетски спектар (Power Spectrum) и спектар на одговор (Response Spectrum).

Фуриевиот спектар не ги вклучува ефектите од придушувањето, основна величина за одговорот на земјотресот (Jennings 1974), а како најрепрезентативен се смета спектарот на одговор кој има директна примена при проектирањето на конструкции.

5.2.3 Времетраење

Времетраењето на движењето на тлото може значително да ги зголеми оштетувањата на конструкциите при дејство на земјотрес. Многу физички процеси кои се осетливи на бројот на товари и промена на напонската состојба за време на земјотресот, можат да доведат до деградација на крутоста и носивоста. Како што расте магнитудата, така расте и времетраењето на движењето на тлото.

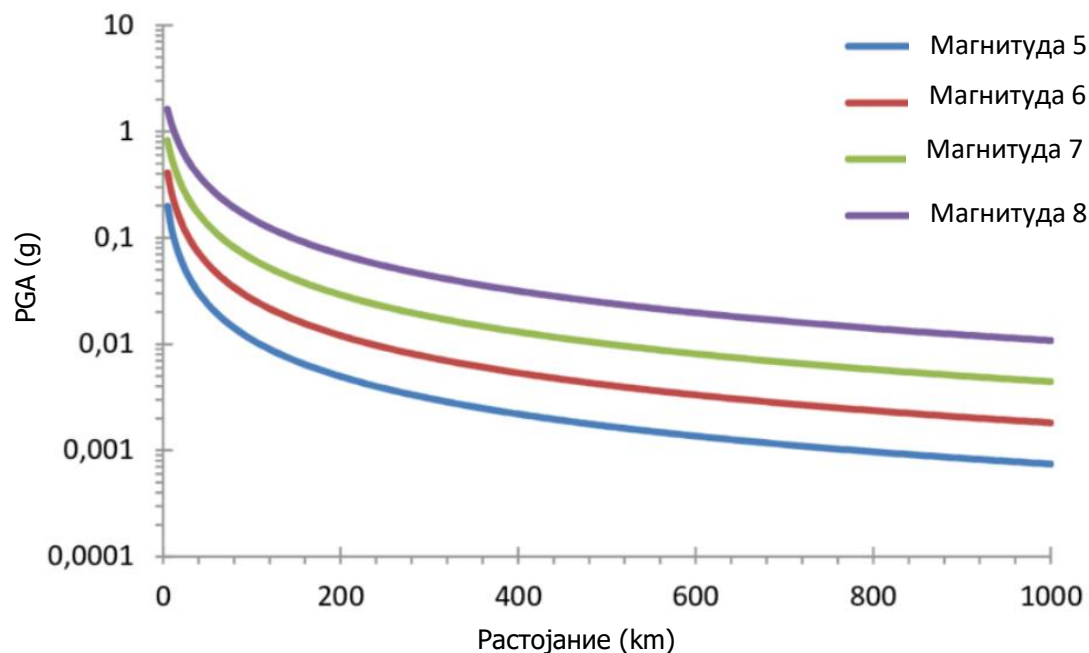
5.3 Фактори кои влијаат на движењето на тлото

Повеќе фактори влијаат на движењето на тлото од земјотрес и неговото времетраење, како што се: магнитудата на земјотресот, растојанието од изворот на ослободената енергија (епицентрално растојание или хипоцентрално растојание од активниот расед), локалните почвени услови, варијациите во геологијата и пропагацијата и брзината на ширење на сеизмичките бранови, како и условите и механизмот на изворот на земјотресот.

Првите три од набројаните фактори се прилично добро истражени, додека влијанијата од механизмот на раседот и механизмот на изворот на земјотресот се доста комплексни и се уште нецелосно разјаснети. Треба да се нагласи дека некои од овие влијанија се поврзани, така што е тешко да се коментираат одделно без да се комбинираат со другите.

Магнитудата на земјотресот

Земјотреси со високи магнитуди резултираат со високи максимални забрзувања, брзини и поместувања. За дадено растојание, почвени услови и механизам на расед, колку е повисока магнитудата на земјотресот, толку се поголеми вредностите на максималното забрзување на тлото. (Слика 5.9).



Слика 5. 9 Влијание на магнитудата на земјотресите врз максималното забрзување на тлото

Растојание од сеизмичкиот извор

Промената (варијацијата) на движењето на тлото како функција од растојанието од изворот е проучувано од многу истражувачи. Овој параметар води до развивање на атенуациони равенки, односно равенки за предвидување на движењето на тлото (Ground Motion Prediction Equations (GMPEs)) кои се базираат врз регресиони анализи на податоците од силни земјотреси. Од досегашните истражувања заклучено е дека PGA се намалува со зголемување на растојанието од сеизмичкиот извор.

Геологија на локацијата

Карактеристиките на почвата влијаат врз движењето на тлото, како и на неговата атенуација. Во неодамнешните истражувања на различни истражувачи, типот на почвата има изразено влијание врз брзините и поместувањата. Според овие истражувачи, поголеми максимални хоризонтални брзини се очекуваат на карактеристично тло (мека подлога), отколку на карпест терен.

Механизам на раседот

Механизмот на раседот исто така влијае врз движењата на тлото. Фактори како типот на механизам на раседот, длабочината и времето на повторување се предложени од повеќе истражувачи како важни за определување на амплитудите на движење на тлото, поради нивната релација со состојбата на напони во изворот или со промената на напоните со земјотресот.

Врз основа на состојбата на напрегања во околината на раседот, повеќето истражувачи сметаат дека посилните земјотреси се поврзани со т.н. потонувачки (dip-slip) реверсни раседи, додека послабите земјотреси се поврзани со т.н. избивачки (strike – slip) раседи.

6. ОСНОВНИ ВИДОВИ НА СЕИЗМОЛОШКИ ИНСТРУМЕНТИ

Сеизмолошките инструменти се користат за да се мерат и регистрираат движењата на тлото предизвикани од земјотрес. Овие инструменти можат да бидат поставени на самата површина на Земјата, во бушотини, на океанското дно или на објекти.

Првите обиди за регистрација на земјотресите датираат од далечната 132 година во Кина. Првиот инструмент бил сеизмоскоп - измислен од Chang Heng, математичар и научник од Династијата Хан.

Оригиналниот инструмент бил изгубен, но за среќа неговиот опис е зачуван. Истиот бил леан бронзен сад со куполен капак, кој личел на вински сад. Работната внатрешност на „забени машини и генијални конструкции“ била сокриена. Површината на садот била украсена со мотиви на планини, желки, птици, животни и антички ракописи. Околу садот имало осум змејови чии усти држеле топка. Околу основата на садот седеле осум жаби соодветно со отворени усти, гледајќи нагоре. При појава на земјотрес, зависно од насоката на движењето на тлото, една од осумте усти на змеј ја ослободувал топка во отворената уста на жабата. Се смета дека со овој инструмент е детектиран земјотрес оддалечен четиристотини милји, а кој не бил почувствуван на локацијата на сеизмоскопот.

Конструкцијата на првите современи сеизмолошки инструменти е временски поврзана со крајот на XIX век, кога бил развиен првиот тип сеизмограф. Овој уред е наменет за графичко регистрирање на сеизмичките бранови предизвикани од земјотреси.

Од тој период до денес, низ целиот свет се развиени бројни и разновидни инструменти за регистрација на различни параметри на земјотресите. Технолошкиот напредок овозможува значајно усовршување на методите за мерење, прецизноста и брзината на обработка на податоци.

Во рамките на инструменталната сеизмологија, денес се издвојуваат три основни типа на инструменти: сеизмографи, акцелерографи, сеизмоскопи.

Нивната улога и основни карактеристики ќе бидат накратко опишани во продолжение.

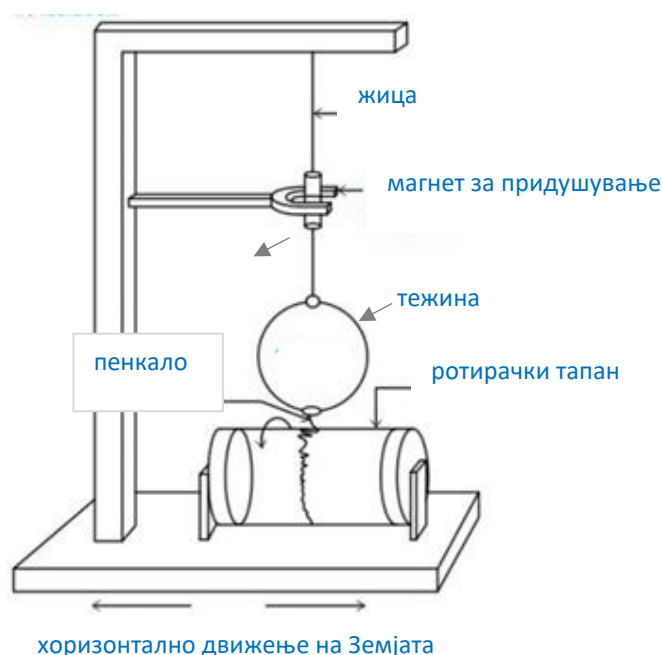
6.1 Сеизмограф

Сеизмографите претставуваат фундаментални инструменти во сеизмолошката пракса, чија основна улога е регистрација и анализа на сеизмичките бранови. Нивната примарна функција е да го претворат механичкиот ефект на движењата на Земјата, предизвикани од земјотреси или други вибрации, во електричен сигнал што може да се снима, обработи и анализира.

Секој сеизмограф се состои од три основни компоненти: сензор (сеизмометар) кој ги детектира вибрациите, рекордер кој го снима сигналот и тајмер кој овозможува прецизна временска синхронизација на податоците.

Принципот на работа на сеизмографот може лесно да се разбере преку примерот на раните механички уреди. Сеизмографите работат на принципот на инерција - стационарните објекти, како што е тежината на Слика 6.1, остануваат стационарни освен ако врз нив не се примени сила. Така, тежината има тенденција да остане стационарна додека рамката и ротирачкиот тапан се движат. Пенкалото прикачено на врвот на едноставно осцилаторно нишало ги бележи осцилациите на хартија прицврстена на тапан што ротира со константна брзина. За да се ограничи амплитудата на осцилациите и да се постигне стабилност на системот, околу нишката се поставува придушувач (магнет во конкретниот случај) што го намалува влијанието на несаканите вибрации.

Современите сеизмографи се базирани на истите физички принципи, но користат електронски сензори и дигитална обработка на сигналите, што овозможува висока чувствителност, автоматска анализа и пренос на податоците во реално време.



Слика 6.1 Елементи на сеизмографот

Покрај механичките сеизмографи, постојат и електромагнетни сеизмографи, кај кои механичката енергија од вибрациите на тлото се претвора во електрична енергија преку електромагнетна индукција. Индуцираниот напон потоа електронски се засилува и се регистрира на соодветен медиум: како аналоген графички запис, магнетен запис или, најчесто денес во дигитален запис, погоден за автоматска компјутерска обработка.

Во зависност од начинот на кој се трансформираат вибрациите на тлото во електричен сигнал, сеизмографите можат да регистрираат поместување на тлото или брзина на неговото осцилирање, при што вториот пристап е најчест кај современите сензори.

Сеизмометрите се ориентирани инструменти со точно дефинирани фреквентни карактеристики. Тоа значи дека нивната конструкција овозможува масата на клатното да осцилира само долж една оската, при што се регистрираат само транслаторни движења на тлото во таа насока. Сите останати движења, ротациони или транслаторни движења

во други правци се придушуваат. Според насоката на поларизација, се разликуваат вертикални и хоризонтални сеизмометри.

Покрај електромагнетските, во некои случаи сè уште се користат и механички сеизмографи, кај кои движењето на тлото преку механички засилувач се пренесува до пенкало што ја запишува траекторијата на хартија. Во минатото биле употребувани и капацитативни сеизмометри, кои функционираат според принципот на промена на капацитетот кај плочест кондензатор – растојанието меѓу плочите се менува под дејство на сеизмичките бранови.

Во современата практика сè поголема примена имаат пиезоелектричните сеизмометри, особено при регистрирање микросеизмичка активност и локални земјотреси. Кај овие инструменти, механичкото дејство на сеизмичките бранови врз кварцен кристал создава пиезоелектричен напон, кој е пропорционален на брзината на осцилација на тлото.

Поради конструктивните карактеристики, секој сеизмограф неизбежно врши трансформација на спектралниот состав на регистрираните сеизмички бранови во однос на реалната побуда. Овие филтерски својства имаат особено значење при обработката на сигналите, бидејќи овозможуваат издвојување на одредени групи бранови.

Регистрацијата на сеизмограмот, кој претставува збир од брановни форми на еден земјотрес (фреквентно модифицирани според карактеристиките на системот сеизмометар - засилувач - регистратор), се врши во сеизмолошки станици. Таа може да биде во аналогна форма (на хартија, филм, фотохартија или магнетна лента) или, денес најчесто во дигитална форма (на магнетна лента, диск, флеш меморија и сл).

Паралелно со регистрирањето на сеизмичките бранови, се врши и прецизно мерење на тековното време (со точност подобра од 1/1000 секунда) за точно определување на моментот на пристигнување на поединечни фази на сеизмичките бранови. Поради тоа, сеизмографите се опремени со високопрецизни часовници кои се синхронизираат со светското време (GMT – Greenwich Mean Time).

Синхронизацијата се изведува преку радио-приемници на временски код, кои постојано емитуваат бројни радио-станции низ светот (на пр. DCF, WWV, WWVH, Москва итн. на 77,5 kHz, како и на 2,5, 5, 10, 15, 20 и 25 MHz). Денес, најчест метод е автоматската GPS-синхронизација преку сателитски временски бази. Во сеизмолошката практика исклучиво се користи GMT време, за да се избегне забуна при размена на податоци меѓу различни сеизмолошки центри.

6.2 Сеизмоскоп

Сеизмоскопот претставува инструмент кој по својата природа служи како детектор на сеизмички настани, а не како класичен рекордер за детално снимање на вибрациите. Тој детектира движење на тлото над одреден праг и ја покажува насоката од која дошла сеизмичката енергија. За разлика од сеизмометрите, сеизмоскопите не ги снимаат целосните временски истории, не мери амплитуда, времетраење на вибрациите, ниту детална фреквентна содржина. Не создава сеизмограм, туку само индикација дека имало настан.

Поради нивната ниска цена, во сеизмички активните подрачја се поставува густа мрежа од сеизмоскопи на различни локации, со разновидни геолошки и геотехнички услови.

Овие инструменти претставуваат предходници на современите сеизмометри и сеизмографи.

6.3 Други типови сеизмолошки инструменти

Други видови инструменти што се користат во сеизмолошката пракса се наменети за директно мерење на специфични феномени поврзани со земјотресите. Меѓу нив спаѓаат:

- **Тилтметри (наклонометри)** – инструменти кои мерат многу мали и бавни промени во наклонот на блоковите долж раседи. Користени за следење процеси пред и по земјотрес.
- **Нанонометри** – уреди што регистрираат промени во напонската состојба (напрегање) во зони со потенцијални жаришта. Помагаат во разбирање на акумулацијата на енергија.
- **Екстензиометри** – инструменти за мерење на хоризонтални деформации (екстензија/дилатација) помеѓу две точки на Земјата. Клучни за следење на постепени тектонски движења.

6.4 Акцелерографи

Акцелерограф е специјален инженерско-сеизмолошки инструмент, кој според своите конструктивни принципи е многу сличен на сеизмографите. Основната разлика се состои во видот на податоците кои се регистрираат, како и во нивните фреквентни карактеристики.

Акцелерографите обично се поставуваат во близина на активни сеизмички извори, во слободни услови (free-field), со цел да се регистрира силното тресење на тлото, што е од значење за инженерските анализи. Вообичаено регистрираат три меѓусебно нормални компоненти на движење, една вертикална и две ортогонални хоризонтални компоненти.

Акцелерографите можат да бидат аналогни или дигитални. Аналогните акцелерографи се инструменти од првата генерација и снимаат на фотосензитивни филмски ленти (Слика 6.2а). Тие работат во т.н. режим на активирање (trigger mode), кој бара праг на забрзување за да започне снимањето на сеизмичките бранови. Поради овој начин на работа, ако амплитудите на сеизмичките бранови се под прагот, инструментот може да не ги регистрира првите доаѓања на брановите, што води до нејаснотии при пресметките на брзината и поместувањето на тлото врз основа на аналогните записи. Дополнително, бидејќи се снимаат на филм, квалитетот на брановите е ограничен, а за да се користат за инженерски или сеизмолошки анализи мора да се дигитализираат, што дополнително внесува шум и ја намалува точноста на записите.

Употребата на дигиталните акцелерографи започнува речиси 50 години подоцна од аналогните и се исклучително технолошки понапредни (Слика 6.2б). Тие работат континуирано, користат т.н меморија пред настанот (pre- event memory) и снимаат со повисока резолуција и со значително пониско ниво на шум, благодарение на нивниот

поширок динамички опсег. Бидејќи ги снимаат податоците во дигитален формат, нема потреба од дигитализација со што се задржува оригиналната прецизност.



а) SMA-1 Kinematics, САД

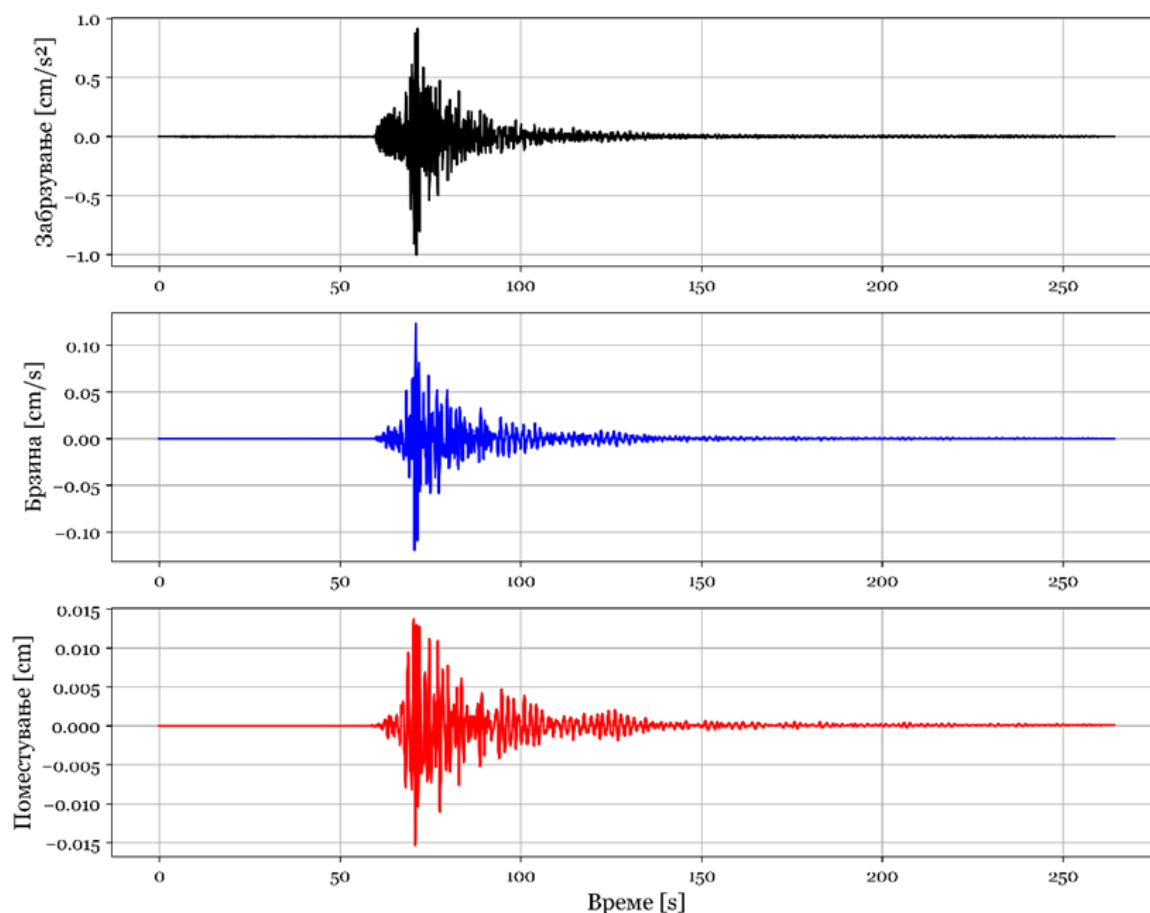


б) Дигитален Obsidian Kinematics, САД

Слика 6.2 Пример од аналоген и дигитален акцелерограф

Регистрираните записи на акцелерографот се нарекуваат акцелерограми (временски истории на забрзување на тлото).

Со интегрирање на акцелерограмите (преку специјална обработка на податоците) се добиваат временските истории на брзината и поместувањето. Слика 6.3 го прикажува добиеното забрзување, брзина и поместување од запис регистриран на акцелерограф инсталиран во Охрид од земјотресот што се случи на 11.11.2020 год во Маврово, во 03:54 ч, $M_L=5.0$.



Слика 6.3 Запис од земјотресот случен на 11.11.2020 год во Маврово, во 03:54ч, $M_L=5.0$

6.2.1 Типови акцелерограми

Постојат три типови на акцелерограми: реални, синтетички и вештачки.

Реални (вистински) акцелерограми

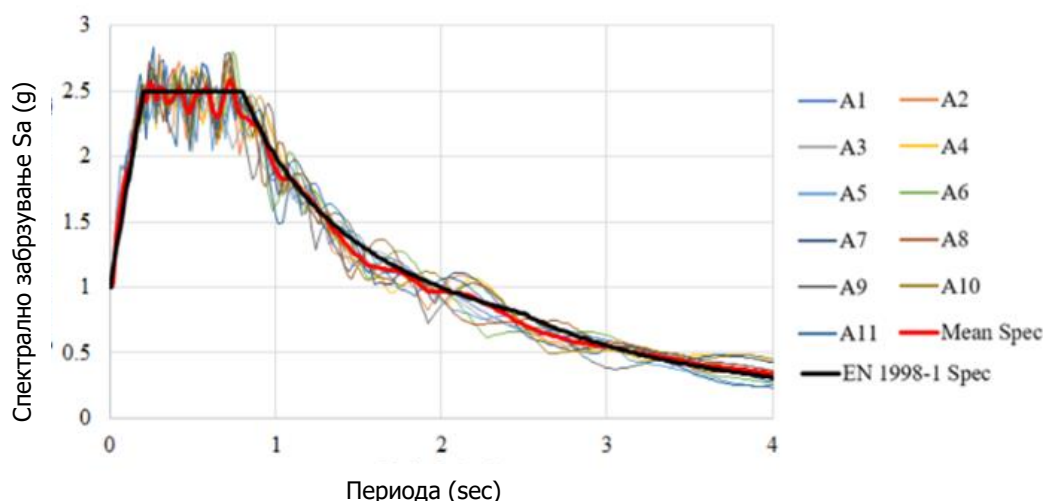
Реални акцелерограми се регистрирани временски истории од веќе случени земјотреси (Слика 6.3). Тие ги содржат сите карактеристики на движење на тлото (максимална амплитуда, фреквентен и енергетски состав, времетраење и фазни карактеристики) и ги вклучуваат сите фактори кои влијаат врз забрзувањето на тлото (карактеристики на изворот, патеката на движење на сеизмичките бранови и локалните почвени услови). Недостатокот на реалните акцелерограми е тоа што нема доволно регистрирани записи со кои би можело да се земат во предвид сите комбинации за магнитуда - растојание - почва.

Вештачки генерирани акцелерограми

Вештачките земјотреси се генерираат за да се усогласат со посакуваниот спектар на одговор за определена конструкција и дадена локација. Постојат различни методи, а некои од нив генерираат вештачки записи кои воопшто не го имаат изгледот на акцелерограмите добиени од реални земјотреси, со нереално голем број на циклуси на движење. Ова се должи на фактот дека спектарот на кодот е униформен спектар на хазард (UHS) кој е анVELOпа на спектрите кои одговараат на земјотреси од различни

сеизмички извори, а конзервативното сценарио за земјотреси кои што се случуваат во различни сеизмички извори истовремено е земено предвид. Вештачките записи се проблематични затоа што тие треба да се усогласат со униформниот спектар на одговор за сите периоди на одговор.

Дополнително, за да се дефинираат останатите карактеристиките на вештачки компатибилни записи, како што е времетраење, потребно е да се обезбедат дополнителни информации за очекуваното земјотресно движење, одделно од спектарот на одговор.



Слика 6.4 Вештачки акцелерограми со различни времетраења компатибилни со спектар

Синтетички акцелерограми

Во минатото, поради недостаток на реални акцелерограми неопходно било генерирање на синтетички земјотреси. Дури и денес, после големиот број на регистрирани записи во последните децении, се уште е проблематично да се одбере акцелерограм којшто ќе ги исполни критериумите за одредени магнитуди и растојанија, посебно за високи магнитуди и блиски растојанија.

Генерирањето на синтетички акцелерограми главно се прави или со детерминистички или со стохастички методи на моделирање на движењето на тлото. Долгопериодични движења најчесто се однесуваат детерминистички, додека краткопериодичните движења се однесуваат стохастички. Периодата на транзицијата од детерминистичко во стохастичко однесување е неизвесна, но често се зема околу $T \sim 1$ sec (Stewart, et. Al. 2001).

6.2.2 Примена и употреба на акцелерограмите

Акцелерограмите претставуваат основни записи на забрзувањето на тлото при земјотреси и се едни од најважните податоци во инженерската сеизмологија и земјотресното инженерство. Тие ги опишуваат амплитудата, фреквенциските карактеристики и времетраењето на движењето на тлото, овозможувајќи детално

проучување на варијабилноста на земјотресното тресење и на однесувањето на конструкциите под динамичко оптоварување.

Во земјотресното инженерство, акцелерограмите се користат како влезни податоци за динамички нумерички анализи, за симулирање на реални земјотреси врз математички модели, како и за експерименти на вибро платформи (shake-table) со физички модели на конструкции. Преку овие анализи се оценуваат сеизмичката отпорност, нелинеарното однесување на материјалите и развојот на оштетувања. Записите овозможуваат пресметување на параметрите што го опишуваат интензитетот на движењето на тлото, како максимално забрзување (PGA), брзина (PGV) и поместување (PGD). Овие параметри се суштински за инженерското проектирање на асеизмички конструкции, за процена на штетите и за развој на модели на сеизмички ризик. Од акцелерограмите зависи и точната процена на загубите и оштетувањата при реални земјотреси.

Акцелерограмите ја одразуваат и физиката на изворот, вклучувајќи го времетраењето и големината на распукувањето на раседната површина. Поголемите земјотреси произведуваат подолги записи. Во близина на раседот често се јавуваат ефекти на насоченост: ако распукувањето се движи кон станицата, се регистрираат високи амплитуди и карактеристични пулсови; ако се оддалечува, амплитудите се пониски, а записот има поголемо времетраење.

Движењето на брановите од изворот до станицата е под влијание на атенуација, при што амплитудата опаѓа со растојанието. Дополнително, локалните почвени услови можат значително да го изменат движењето на тлото: меките почви често го засилуваат тресењето, додека карпестите подлоги го редуцираат. Затоа акцелерограмите се неопходни за карактеризација на локацијата, за сеизмичка микрозонација и за точно инженерско проектирање на сеизмички отпорни конструкции. Во целина, акцелерограмите се темел за разбирање на земјотресното движење и за развој на безбедни конструктивни решенија. Тие претставуваат клучен мост меѓу сеизмологијата и практичната инженерска примена.

7. СЕИЗМИЧКИ ХАЗАРД

Во литературата од областа на инженерската сеизмологија и земјотресното инженерство постои извесна нејасност и преклопување во употребата на термините сеизмички hazard и сеизмички ризик. Овие поими понекогаш се користат неспецифично или дури и синонимно, што може да доведе до погрешни толкувања, особено при интердисциплинарни анализи.

За правилно разбирање и примена, важно е да се прави јасна разлика помеѓу термините за hazard (опасност) и ризик. Hazard претставува природна или вештачки предизвикана појава која има потенцијал да предизвика штета (односно негативни социјални или економски последици). На пример, урагани, земјотреси, торнада и поплави се природни опасности, додека сообраќајни несреќи, хемиски истекувања, излетувања на возови од шините и терористички напади се опасности создадени од човекот. Ризикот претставува веројатност за штета доколку некој или нешто е изложено на опасност (hazard). Слично на тоа, сеизмичката опасност и сеизмичкиот ризик се суштински различни.

Сеизмичкиот hazard претставува природен потенцијал за појава на неповолен сеизмички настан во одреден регион, како што се тресење на земјата, раседување или ликвидација на почвата.

Сеизмичкиот ризик ги опфаќа очекуваните последици од таков настан, како човечки жртви, економски и материјални штети, но и пошироки општествено-економски влијанија. Ризикот произлегува од интеракцијата меѓу сеизмичката опасност и повредливоста на населението и инфраструктурата.

Може да се заклучи дека сеизмичкиот hazard го претставува „ударот на природата“, додека сеизмичкиот ризик ја претставува интеракцијата меѓу тој природен „удар“ и човековото присуство или активност. Бидејќи и hazardот и ризикот се однесуваат на идни појави и содржат значителна неизвесност, нивната анализа се потпира на принципите на веројатносно предвидување и донесување одлуки базирани на статистичка и инженерска процена.

Според општоприфатената дефиниција, сеизмичкиот hazard претставува веројатност за појава на земјотрес со одредени карактеристики во определен временски период и на определено место. Попрецизно, суштината на сеизмичкиот hazard може да се опише како веројатност амплитудата на одреден параметар на осцилација на тлото при дејство на земјотрес да достигне (но да не надмине) зададено ниво во рамки на одреден повратен период.

Трите главни елементи што го дефинираат сеизмичкиот hazard за одредена локација се:

- очекуваната јачина на движењето на тлото и придружните ефекти;
- повратен временски период,
- веројатноста овие настани да се случат во определен временски период.

Затоа, при проучување на сеизмичкиот hazard неопходно е да се прикажат сите три негови елементи. Можно е експлицитно да се изрази кој било од нив како функција на преостанатите два. Најчест пример е одредување на максималниот очекуван интензитет на земјотрес во рамки на определен повратен период, при зададено ниво на веројатност за неговата реализација.

Параметрите на сеизмичкиот hazard често условно се нарекуваат и сеизмички параметри на основната карпа. Под основна карпа се подразбира карпа со високи еластични својства (односно висока брзина на трансверзални бранови). Нејзината дефиниција зависи од геолошките и геофизичките карактеристики на доминантните карпи во поширокиот регион.

7.1 Методологија за анализа на сеизмички hazard

За квантитативно изразување на сеизмичкиот hazard се користи голем број нумерички методи со различни пристапи и предуслови за нивна примена (на пр. Dossokey 1984, Anderson 1980, Giorgetti 1980, Smith 1978, UNESCO 1975, Lomnitz 1976, Milne 1959, Cornell 1968 и др.). Изборот на конкретна методологија зависи пред сè од карактеристиките на влезните податоци, кои ги опфаќаат релевантните елементи на регистрираната и очекуваната сеизмичност во истражуваниот регион, а кои се прогнозираат врз основа на утврдениот сеизмички режим.

Овие податоци најчесто се прикажуваат на сеизмотектонски карти, карти на сеизмогени зони и карти на очекувани максимални сеизмички дејства. Примената на кој било од наведените методи се заснова на соодветен математички модел на сеизмичноста на регионот, кој ги опишува сеизмичките карактеристики за секоја сеизмогена зона поединечно, како и нејзината геометрија (просторна положба и димензии).

Кога се располага со податоци за сеизмичноста на регионот и со емпириски релации што ја изразуваат зависноста на одреден сеизмички параметар од епицентралното растојание и магнитудата, можно е математички да се симулира земјотрес во било која точка на било која сеизмогена зона и да се пресметаат неговите ефекти во произволна точка од регионот.

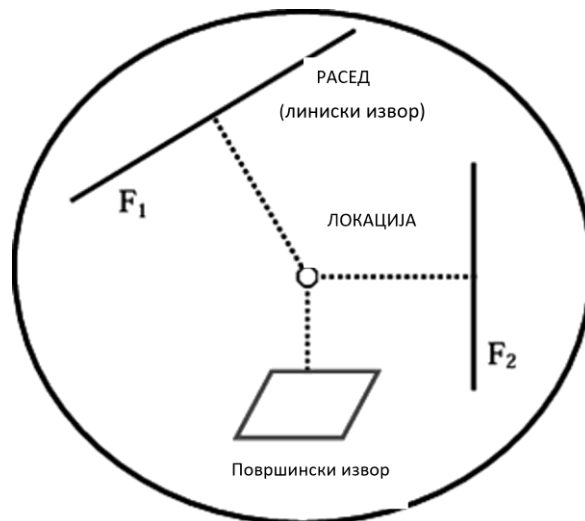
Процедурата за пресметка на параметрите на сеизмичкиот hazard се заснова токму на ваква систематска симулација: во секој елемент од секоја сеизмогена зона се „генерираат“ можни земјотреси, а во мрежа на точки се пресметуваат нивните ефекти. Потоа, се врши статистичко групирање на кумулативните ефекти и анализа на добиената распределба со примена на соодветен статистички модел. Овозможената статистичка прогноза ја дава очекуваната големина на максималните ефекти од земјотресите (на пример, максимално забрзување на тлото или максимален интензитет) во било која точка од регионот, што всушност ги претставува елементите на сеизмичкиот hazard.

Сумарно, современата инженерска пракса за определување на сеизмички hazard на одредена локација најчесто се спроведува преку четири основни чекори:

1. Моделирање на сеизмички извори
2. Собирање информации за сеизмичка активност на изворите
3. Предвидување на повторување на настаните
4. Атенуација на сеизмичкиот сигнал од извор до локација

1. Моделирање на сеизмички извори

Со користење на геолошки докази, геотектонски податоци, историја на сеизмички настани, геоморфолошки истражувања и други субјективни или објективни информации, се идентификуваат активните сеизмички извори. Потоа тие се моделираат како линеарни, површински, точкasti или волуменски извори. Овој чекор вклучува геометриско моделирање на познатата тектонска средина на регионот.



Слика 7.1 Видови сеизмички извори

Површински извори: претставуваат локации/региони во кои дистрибуцијата на карактеристиките на земјотресите и ослободената енергија не варираат значајно во простор и време.

Линиски извори: претставуваат раседи или раседни зони, се сретнуваат во вид на индивидуални раседи, но многу често и како зони кои опфаќаат повеќе раседи или раседни структури.

Точкаст извор: кога сеизмичкото жариште е со многу мали димензии, односно кога епицентрите се концентрирани на многу мала територија.

Волуменски извор: во регионите со изразено комплексни раседни структури и недефинирани земјотресни механизми.

2. Собирање информации за сеизмичка активност на изворите

Сеизмичката активност на секој моделиран извор се определува врз основа на историјата на случените земјотреси. Се утврдува т.н. релација на повторување, која ги поврзува големините на минатите земјотреси со нивната зачестеност. Таа обично има логаритамско-линеарна форма, но може да биде и линеарна или билинеарна (на полулогаритамска скала).

За секој извор се определува максималниот веродостоен земјотрес (MCE), на детерминистички или веројатносен начин. Понекогаш се применува и субјективно тежинско вреднување на релацијата, при што се зема предвид тектонската активност на подолг геолошки временски интервал.

3. Предвидување на повторување на настаните

Најчесто се користи Поасонов хомоген модел, кој претпоставува дека појавата на земјотреси е случаен процес со независни интервали. За пореално моделирање на сеизмичката активност се применуваат и други модели:

- *Нехомогени Поасоновы модели*, каде што просечната стапка зависи од времето;
- *Баесовы модели*, со Поасонова распределба за појави и Бернулиева за големини;
- *Маркови модели*, кои ја земаат предвид „меморијата“ на процесот, односно зависноста од претходните настани.

4. Атенуација на сеизмичкиот сигнал од извор до локација

Се користат голем број емпириски формули и трансфер-функции кои го поврзуваат амплитудниот одговор на земјиштето на локацијата со карактеристиките на изворот (тип, големина), оддалеченоста од изворот до локацијата, геолошките и геотехничките својства на медиумот низ кој се шири брановата енергија, како и со локалните услови на почвата.

Крајниот резултат од анализа на сеизмичкиот hazard може да биде:

- определување на временска историја на земјотресот за потреби на проектирање, или
- пик вредности на сеизмички параметри заедно со нивната фреквентна содржина (преку Фуриевиот спектар или спектри на одговор).

Во сите горенаведени чекори, применетата методологија може да биде *детерминистичка* или *веројатносна (пробабилистичка)*.

7.1.1 Релации за повторливост на земјотреси

Релациите за повторливост се формули што ја поврзуваат зачестеноста на појава на сеизмички настан со параметарот на јачина на сеизмичкиот настан, при што најчесто користена мерка за јачина е Рихтеровата магнитуда. Овие релации се добиваат емпириски, врз основа на податоци од минати земјотреси, со примена на регресиона анализа или апроксимирање со криви.

Релациите за повторливост се изведуваат поединечно за секој сеизмички извор. Така, за подрачје кое се разгледува како сеизмички површински извор, се користат историските податоци за целото подрачје за да се добие соодветната релација. Ако

изворот е расед со должина L , тогаш релацијата за повторливост се добива преку анализа на сите земјотреси што се случиле долж таа конкретна должина L на раседот.

Во основа, релацијата за повторливост се изразува со функционална форма, дадена со следната равенка:

$$N(M) = (M, A, T) \quad (7.1)$$

каде што:

M — Рихтерова магнитуда како мерка за јачината на сеизмичкиот настан.

A — Површина на сеизмичкиот извор кој се разгледува. Доколку изворот е линеарен (на пр., расед), тогаш наместо површина се користи должината L на изворот.

T — Временски период за кој се собрани историските податоци, изразен најчесто во години.

$N(M)$ — Број на земјотреси со Рихтерова магнитуда поголема од M , што се случиле во временскиот период T и на просторот дефиниран со A или L .

Значи за одредена магнитуда (m^*), од моделот на повторување на земјотреси го добиваме просечниот годишен број на земјотреси што ја надминуваат магнитудата m^* .

Гутенберг и Рихтер (1944) ја даваат наједноставната релација за повторување на земјотресите.

$$\log_{10}(v_m) = a - bm \quad (7.2)$$

Моделот на повторување на земјотресите, Гутенберг и Рихтер го изведуваат со составување на каталогот на земјотреси во Јужна Калифорнија и нивно сортирање според вкупниот број на земјотреси што надминуваат различни магнитуди (M).

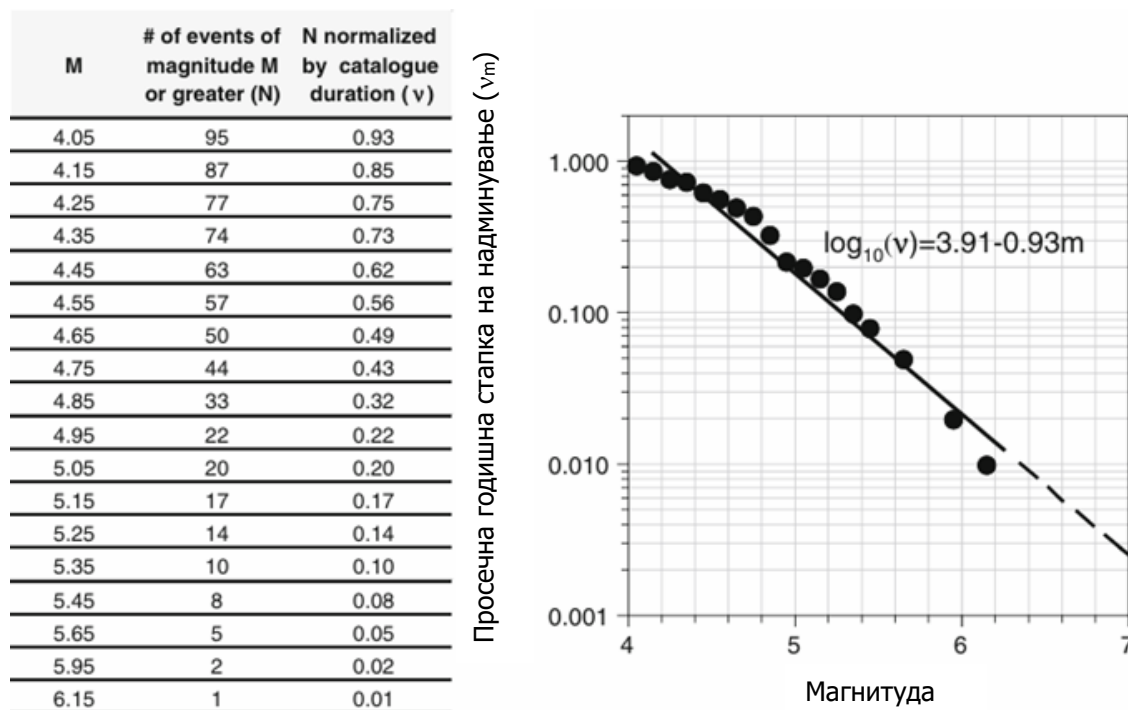
Каталогот на земјотреси е систематизирана, хронолошка листа на сите земјотреси над одредена магнитуда, кои се случиле во истражуваниот регион, во одреден временски период. Податоците систематизирани во каталогот за земјотреси се користат за проучување на сеизмичкиот режим на регионот што всушност претставува примена на статистички методи за обработка на сеизмолошките податоци и утврдување на нумеричките карактеристики на режимот на генерирање на земјотреси во регионот.

Вкупниот број на земјотреси што ја надминуваат секоја магнитуда се нормализира според вкупниот временски период опфатен во каталогот на земјотреси, за да се опише **просечната годишна стапка на надминување v_m , на земјотрес со магнитуда m^* .**

Во равенката (7.1) a , b се емпириски константи. Параметарот a ја претставува сеизмичката активност на одредена област, поголема вредност на a означува повисока сеизмичка активност. Параметарот b ја дефинира врската помеѓу малите и големите земјотреси. Голем наклон значи доминација на земјотреси со помали магнитуди во однос на оние со поголеми магнитуди. Следствено помали вредности на b укажуваат на

поголем придонес на земјотреси со големи магнитуди во сеизмичката активност на разгледуваниот сеизмички извор. Вредноста на b изнесува приближно 1 кога станува збор за сеизмички активни региони, а обично варира во границите (0.5 – 1.5).

Пресметката на моделот на повторување на земјотреси според предлогот на Гутенберг и Рихтер претставува релативно едноставна постапка (Слика 7.2).



Слика 7.2 Примена на моделот на повторување на земјотресот Гутенберг-Рихтер на вистински сет на податоци (преземено од книга Sucuoglu H, Akkar S., 2014)

За соодветниот сеизмички извор од интерес се составува каталогот на земјотреси, се отстрануваат форшоковите и афтершоковите (претходни и последователни потреси, соодветно) за да се обезбеди независност меѓу сеизмичките настани и податоците за земјотресите се подредуваат по растечки редослед на магнитуда.

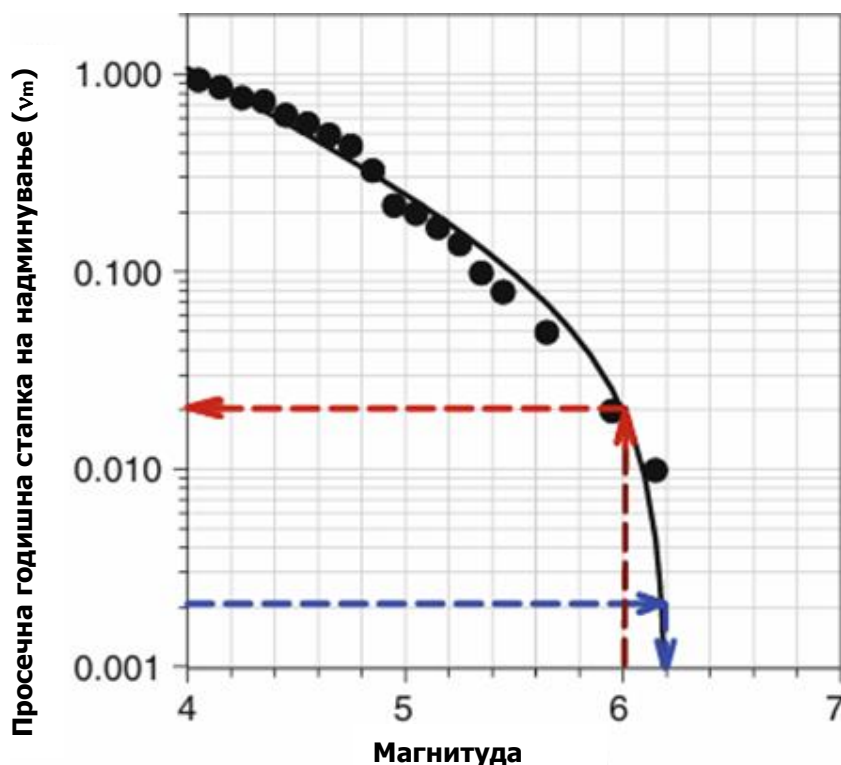
Потоа се пресметува кумулативниот број на земјотреси со магнитуда m^* или поголема и се нормализира според временскиот период опфатен во каталогот за да се добие **просечната годишна стапка на надминување (v_m)**. За конкретниот пример од Слика 7.2, вкупното времетраење на каталогот е 102 години. Црните кругови на графиконот ги претставуваат просечните годишни стапки на надминување како функција од M . Линеарното прилагодување на овие точки ја дава релацијата на Гутенберг-Рихтер за повторување на земјотреси.

Од примерот може да се забележи дека просечната годишна стапка на надминување на земјотреси со $M \approx 6$ изнесува 0.02, за земјотреси со $M \approx 5$ изнесува приближно 0.2, што е очекувано однесување на моделите за повторување на земјотреси: просечната годишна стапка на надминување за мали магнитуди е поголема отколку за големи магнитуди.

Ако внимателното го разгледаме графикот на Слика 7.2 може да се забележи отстапување на правата линија од вистинската распределба на податоците (црните кругови) на крајот со поголеми магнитуди, односно податоците имаат тенденција на отсекување при поголеми магнитуди. Оваа појава може да се објасни со физичките ограничувања на сеизмичките извори во генерирањето земјотреси над одредена магнитуда (т.е. сеизмичкиот извор не може да генерира бесконечно голем земјотрес).

Како што е прикажано на Слика 7.2 најголемиот забележан земјотрес од разгледуваниот сеизмички извор има магнитуда $M=6.2$. Поради својата природа, линеарниот модел не може да ја ограничи максималната магнитуда ($m_{\max}$) и би дал нереални (или физички неоправдани) проценки за просечните годишни стапки на надминување за магнитуди што не се веројатни за разгледуваниот сеизмички извор, што е прикажано со испрекинатата линија која проценува просечни годишни стапки на надминување за магнитуди поголеми од максималната, иако е речиси невозможно тие да се случат на овој извор.

Со цел коригирање на ваквите недоследности, развиен е ограничениот Гутенберг-Рихтер модел за повторување на земјотреси кој ја ограничува годишната фреквенција на земјотреси за дадена максимална магнитуда ($m_{\max}$), Слика 7.3, односно бара информации за $m_{\max}$ за да ја опише максималната магнитуда на земјотрес што може да биде генерирана од разгледуваниот сеизмички извор.



Слика 7.3 Ограничен Гутенберг-Рихтер модел за повторување на земјотреси, базиран на податоците дадени во Слика 7.1 (кој ги коригира нереалните предвидувања на линеарниот модел за големи магнитуди)

Вредноста на $m_{\max}$ се одредува или од собраниот каталог на податоци или преку емпириски равенки кои ја проценуваат $m_{\max}$ врз основа на димензиите на раседот (Wells и Coppersmith, 1994; Leonard, 2010). Првиот пристап е особено релевантен доколку имаме површински сеизмички извори, но може да се користи и за линиски.

Ако за $m_{\max}$ се користат информации од каталогот, се зема предвид најголемата забележана магнитуда во каталогот на земјотреси со дополнителен прираст (на пр. 0.5 магнитудни единици) кој ја зема предвид неизвесноста во врска со најголемиот можен иден земјотрес. Важно е да се напомене дека емпириските релации се базираат на регресија на ограничени сетови на податоци и произведуваат очекувана вредност за магнитудата, која е поврзана со стандардна девијација.

Затоа, при користење на емпириски равенки за одредување на $m_{\max}$, треба да се земат предвид нивните стандардни девијации за да се утврди горната граница на $m_{\max}$ како показател за неизвесноста во најголемата можна идна магнитуда.

Реципроцитет на просечната годишна стапка на надминување во моделите на повторливост го дава интервалот на повторување на настаните или **повратен период на земјотресите**. На пример, од Слика 7.3 повратен период на земјотрес со магнитуда $M=6.0$ изнесува 50 години ($T=1/0.02$).

7.1.2 Поасонов модел на појава на земјотреси

Гутенберг-Рихтер релацијата за повторување на земјотресите дава статистички опис на сеизмичката активност во одреден сеизмички извор, прикажувајќи го просечниот број на настани по единица време и должина или површина на изворот. За да се прошири или екстраполира оваа историска информација во прогноза за идни настани, потребна е примена на стохастички модели.

Еден од тие модели е **Поасонов модел**, кој ја изразува веројатноста за појава на одреден број земјотреси во иден временски интервал како функција од просечната стапка на нивно појавување. Ако просечната стапка на појавување е константна во времето, процесот се нарекува *хомоген Поасонов процес*. Доколку пак стапката се менува со времето, моделот станува *нехомоген Поасонов процес*.

За земјотресите да можат да се моделираат со Поасонов процес, мора да се исполнети следните претпоставки:

- *Просторна независност* - појавата на земјотрес на едно место не влијае врз веројатноста за појава на земјотрес на друго место. Со други зборови, појавата на земјотрес во една област нема да „предизвика“ или „спречи“ земјотрес во друга област. Местоположбите се независни една од друга;
- *Временска независност* - земјотресите не се зависни по редослед во времето. Појавата на еден земјотрес не ја зголемува и не ја намалува веројатноста да се појави следниот. Нема меморија во системот - минатите настани не влијаат на идните (ова е ограничување, бидејќи во реалност афтершоковите ја нарушуваат оваа претпоставка);

- *Нема истовремени настани* - веројатноста два земјотреси да се случат во исто време и на исто место е практично нула. Затоа, настаните се дискретни, односно секој земјотрес се третира како посебен настан;
- *Константна стапка на појавување* (за хомоген Поасонов процес) - просечната годишна стапка на земјотреси не се менува со времето. На пример, ако во една област просечно се случуваат 2 земјотреси годишно, моделот претпоставува дека тој број е ист и следната година и по 10 години. Ако стапката не е константна → процесот станува нехомоген.

И покрај бројните ограничувања на моделот во поглед на физичката интерпретација и усогласеноста со реалните сеизмолошки податоци, Поасоновитеот модел е најчесто користениот пристап во литературата за моделирање на сеизмичката активност.

Во пробабилистичката анализа за сеизмички хазард, случајниот процес го претставува механизмот на појавување земјотреси, а средната стапка на надминување на настани со магнитуда поголема од m^* , $v_m(M \geq m^*)$, се пресметува од моделите за повторување на земјотреси (види претходен пасус).

Ако се вратиме на примерот на Слика 7.2 и 7.3, средната стапка на надминување на земјотреси со магнитуда поголема од 5 изнесува 0.225.

Според теоријата на еластично ослободување (elastic rebound theory), во даден регион појавата на земјотреси не е независна од претходните настани, односно сеизмичката активност не е независна од минатите земјотреси. Напрегањата ослободени во еден сегмент на раседот при појава на земјотрес ја намалуваат веројатноста за следен земјотрес со приближно иста големина на истиот сегмент.

Од овој аспект, Поасоновитеот процес, кој е временски стационарен и без „меморија“ за претходните земјотреси, не го претставува целосно реалниот механизам на појавување земјотреси. Сепак, земјотресите можат да се сметаат за случајни и независни настани во времето, доколку претходните потреси (foreshocks) и последователните потреси (aftershocks) се отстранат од каталогот.

Временскиот интервал t во Поасоновитеот процес се нарекува време на изложеност и обично се зема како реалниот експлоатационен век на конструкциите, на пример 50 години. За Поасонов процес на земјотреси со средна стапка на надминување на настани со магнитуди поголеми од m^* , $v_m(M \geq m^*)$, веројатноста за појава на n настани со $M \geq m^*$ во временски интервал t е дадена со:

$$P(M > m^*) = \frac{\exp(-t * v_m(M > m^*)) (t * v_m(M > m^*))^n}{n!} \quad (7.2)$$

Пробабилистичката анализа на сеизмички хазард не се занимава со веројатноста за последователна појава на n земјотреси со $M \geq m^*$, туку се фокусира на веројатноста за појава на најмалку еден настан со $M \geq m^*$ во временски интервал t . Оваа веројатност се нарекува **веројатност за надминување**. Таа се пресметува така што од единица

се одзема веројатноста да не се случи ниту еден земјотрес во временскиот интервал (односно случајот $n = 0$ во равенката 7.2).

Равенка за веројатноста за надминување:

$$P(M > m^*) = 1 - \exp(-t * v_m(M > m^*)) \quad (7.3)$$

Врската помеѓу веројатноста за надминување на земјотрес со магнитуда поголема од m^* и соодветната средна годишна стапка на надминување за временски интервал t се изразува со равенката 7.4:

$$v_m(M > m^*) = - \frac{\ln(1 - P(M > m^*))}{t} \quad (7.4)$$

Според оваа равенка, за временски интервал $t = 50$ години и за 10% веројатност за надминување на настани со магнитуда поголема од m^* (т.е. $P(M \geq m^*) = 0.1$), средната годишна стапка на надминување изнесува приближно 2.1×10^{-3} .

Ако оваа пресметана средна годишна стапка на надминување се употреби како влезен параметар во моделот за повторување на земјотресите прикажан на Слика 7.3, соодветната магнитуда изнесува приближно $m^* = 6.2$ (види сините непрекинати линии).

Оваа пресметка покажува дека за временски период од 50 години веројатноста за појава на барем еден земјотрес со $M \geq 6.2$ во разгледуваната област е приближно 10%.

7.1.3 Атенуација на сеизмичките бранови

Кога се случува распакување по раседната рамнина, се создаваат вибрации кои се шират од изворот во форма на просторни и површински сеизмички бранови. Како што овие бранови се оддалечуваат од изворот, нивното дејство постепено се намалува, односно атенуираат. Видот и големината на атенуацијата зависат од повеќе фактори, како што се: големината на настанот, механизмот на раседнување, патеката на движење на сеизмичките брановите, фреквенциската содржина од интерес и оддалеченоста од изворот.

Сите овие параметри треба да се земат предвид при процена на сеизмичкото движење на тлото што може да се јави на одредена локација како резултат на иден земјотрес. Современите методи за процена на земјотресното движење генерално се делат во две групи:

- Методи засновани на теориите за ширење на бранови низ еластични и нееластични медиуми со карактеристики на пригушување;
- Емпириски методи засновани на податоци од минати настани.

Кај првата група методи, во последниве години различни истражувачи развиле модели за анализа на формите на брановите на поместување (или друг параметар на земјотресното движење) како функција од видот на настанот и оддалеченоста од

изворот. Особено, моделите за процена на површинските бранови се покажале како доста прецизни и добро се совпаѓаат со реалните податоци.

Постои и широка група модели што ја анализираат атенуацијата на Фуриевите спектри со оддалеченоста, земајќи ги предвид пригушувањето на преносниот медиум, фреквенцискиот опсег од интерес и растојанието. Слични модели постојат и за просторните бранови.

Сепак, во инженерската пракса и во анализата на сеизмички hazard и ризик, најчесто користени се емпириските методи. Понатаму во текстот следува краток опис на овие техники.

Општо е прифатено меѓу сеизмолозите и геофизичарите дека видот, големината и геометријата на површината на распукување значително влијаат врз амплитудата и фреквентната содржина на движењето во близина на изворот. Други фактори што влијаат врз карактеристиките на движењето во изворната зона се: брзината на распукување, наглиот пораст на напрегањата и физичките својства на материјалот низ кој се шири распукувањето.

Поголема површина на распукување, доведува до поголемо сеизмичко движење на тлото. Сепак, површината на распукување и генерираното движење имаат дефинирани горни граници. Брановите што се генерираат во изворот се шират во сите насоки како сложена комбинација на различни типови бранови. Регионите низ кои тие патуваат претставуваат патека на пренос, а забележано е дека таа патека има значително влијание врз атенуацијата и во амплитудната и во фреквенциската област.

Намалувањето на амплитудата со оддалеченоста се нарекува атенуација. Во фреквенциската област, високофреквентните компоненти постепено се филтрираат (ослабуваат) со зголемувањето на растојанието од изворот до локацијата.

Како што беше наведено претходно, во литературата постојат бројни емпириски релации кои ја опишуваат врската меѓу големината на настанот, оддалеченоста од изворот и параметарот на сеизмичкото движење од интерес.

Атенуациони (GMPE) зависности

Зависностите за атенуација на земјотресното дејство се емпириски релации со кои се предвидува параметарот од интерес на движење на тлото. Овие параметри се добиваат преку статистички регресиони анализи врз сет од инструментални податоци. Атенуационите релации преставуваат функции од магнитудата, растојанието од локацијата до изворот, типот на изворот, типот на почвата и непоузданоста во определувањето на самите параметри. Во најгенерална форма истите се запишуваат како:

$$Y = f(M, R, F, S, \varepsilon) \quad (7.5)$$

во развиен облик

$$\ln(Y) = c_1 - c_2 - c_3 \ln(R) - c_4 R + c_5 F + c_6 S + \varepsilon \quad (7.6)$$

каде:

Y – амплитуда на параметарот на земјотресното дејство (забрзување, спектрално забрзување, интензитет, времетраење на дејството и сл.)

M – магнитуда на земјотрес

R – најкратко растојание од изворот до локацијата

F – коефициент кој зависи од типот на раседување

S – коефициент кој зависи од локалните почвени услови

ε – случајна грешка со нула средна вредност и стандардна девијација $\sigma_{in}(y)$, која има две компоненти: епистематска и алеаторска

$c_1, \dots, c_6$ – коефициенти кои зависат од тектонските карактеристики на локацијата

Алеаторската (случајна) непоузданост се должи на непредвидливата природа на земјотресите. Таа е поврзана со карактеристиките на сеизмичкото жариште, патот на пропагација на сеизмичките бранови, самото движење на тлото и локацијата од интерес. Овие аспекти не можат прецизно да се квантифицираат пред настанувањето на земјотресот и претставуваат внатрешна карактеристика на секој усвоен модел.

Епистематската (статистичка) непоузданост произлегува од недоволната информираност за моделот или неговите параметри, како што се димензиите на сеизмичките жаришта, дистрибуцијата на сеизмичките параметри и други фактори. Во анализите на сеизмички хазард, оваа непоузданост се третира преку алтернативни хипотези што инкорпорираат различни сетови параметри со различни нумерички вредности и различни модели.

7.2 Детерминистички анализи на сеизмички хазард DSHA

Детерминистичкиот пристап за анализа на сеизмичкиот хазард (DSHA) потекнува од нуклеарната индустрија и се применува за оцена и дефинирање на „максимални сеизмички влијанија“ при проектирање на значајни објекти, како што се нуклеарни електрани, големи брани, мостови и други критични инфраструктури.

DSHA методологијата ги користи познатите сеизмички извори што се наоѓаат доволно блиску до локацијата од интерес, како и достапните историски или моделирани сеизмолошки и геолошки податоци, за да генерира дискретни сценарија (модел) за пресметка на движењето на тлото.

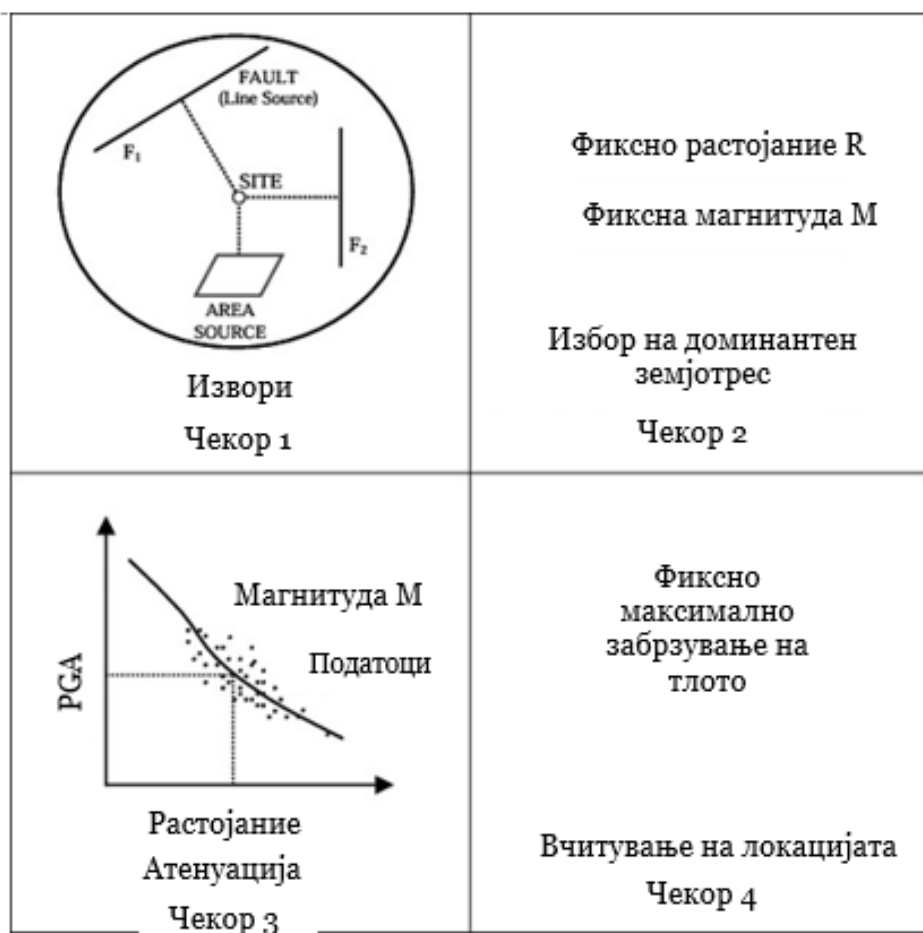
Фокусот на DSHA е насочен кон максималното ниво на сеизмички движења што може да се генерира од идентификуваните сеизмички извори во разгледуваното подрачје. Земјотресот што произведува најсилно сеизмичко движење е т.н. *контролен земјотрес*, кој ја определува сеизмичката опасност на локацијата на проектот.

Параметарот на интензитет на движењата на тлото (забрзување, брзина итн.) пресметан од сценариото на контролниот земјотрес се користи во проектирањето или при процена на сеизмичките перформанси на конструкциите.

Бидејќи DSHA се заснова исклучиво на сценариото на контролен земјотрес, во резултатите не се вклучува концепт на повратен период, односно не се добива информација за веројатноста за појава на земјотресот. Методот секогаш се фокусира на најлошото можно сценарио, без квантифицирање на неговата веројатност за време на работниот век на конструкцијата.

Меѓутоа, изборот на најлошото сценарио е до одреден степен субјективен, бидејќи селекцијата на контролниот земјотрес зависи од експертската процена на лицето што ја спроведува анализата. Како резултат, контролниот земјотрес определен со DSHA не секогаш мора да го претставува „вистинското“ најлошо сценарио, бидејќи секогаш постои можност за појава на уште посилен земјотрес или поинтензивно движење на тлото.

Слика 7.4 ги прикажува основните чекори на детерминистичкиот пристап за анализа на сеизмичкиот hazard.



Слика 7.4 Основни чекори во DSHA

Основни чекори во DSHA:

1) Дефинирање на сеизмичките извори

Идентификација на сите сеизмички извори со потенцијал да предизвикаат значителни движења на тлото на локацијата од интерес. Овој чекор опфаќа:

- дефинирање на геометријата и потенцијалот за генерирање земјотреси,
- претпоставка за униформен сеизмички потенцијал во рамките на дефинираната зона,
- определување на најкраткото растојание извор–локација,
- карактеризација на локалните почвени услови преку теренски и геотехнички истражувања.

2) Проценка на максимално можните магнитуди

Определување на магнитудите на најголемите можни земјотреси ($M_{\max}$) што може да се појават на идентификуваните сеизмички извори. За таа цел се користат:

- геолошки податоци и емпириски релации (на пр. Wells & Coppersmith, 1994),
- статистичко-веројатносни методи,
- традиционалната инженерска практика („ $M_{\max} + 0.3-0.5$ ”), каде $M_{\max}$ претставува најголемата историски позната магнитуда.

3) Избор на соодветна равенка за предвидување на движењата на тлото (GMPE)

Се избира GMPE релација со цел да се процени параметарот од интерес за сеизмичките движења, користејќи ги достапните вредности за:

- магнитудата на земјотресот,
- растојанието извор–локација,
- локалната класа на почва,
- стилот на раседнување.

4) Споредување и избор на максималната вредност на параметар од интерес

Параметарот на интерес пресметан за секој извор се споредува, а највисоката вредност се користи при:

- проектирање на конструкциите или
- процена на нивната сеизмичка изведба.

Сценариото што резултира со најголемо ниво на сеизмичко движење претставува контролен земјотрес, специфичен за разгледуваниот случај.

7.3 Веројатносен пристап во анализите на сеизмички hazard PSHA

Веројатносната анализа на сеизмичкиот hazard (PSHA) ги зема предвид сите можни сценарија на земјотреси и нивоа на земјотресно движење кои можат да се појават на сеизмичките извори што влијаат врз локацијата од интерес (Cornell, 1968).

Со други зборови, PSHA ги разгледува сите можни комбинации на магнитуда, растојание и други параметри кои може да се генерираат од сеизмичките извори. Методологијата ја пресметува просечната годишна стапка на надминување на одредено ниво на параметарот на интензитетот на движењето на тлото (на пример, PGA).

Оваа просечна годишна стапка може да се претвори во веројатност за надминување за определен временски период, под претпоставка дека интензитетот на движењето на тлото исто така ја следи Поасоновата распределба.

Најчесто користени мерки за квантитативна оценка на интензитетот на движењето на тлото вклучуваат: максимално забрзување на тлото (PGA), максимална брзина на тлото (PGV), како и спектрални забрзувања (SA) за различни периоди.

За даден сеизмички извор, пресметката на просечната годишна стапка (γ) за параметарот на интензитет на движењето на тлото Y кој го надминува прагот y може да се изрази со следниот интеграл:

$$\gamma(Y > y) = v_m(M > m_{min}) \int_{m_{min}}^{m_{max}} \int_0^{r_{max}} f_M(m) f_R(r) P(Y > y | m, r) dm dr \quad (7.7)$$

каде $v_m(M > m_{min})$ е просечната годишна стапка на надминување за земјотреси со магнитуда поголема од m_{min} за анализираниот сеизмички извор. Функциите $f_M(m)$ и $f_R(r)$ се функции на густина на веројатност за распределбата на магнитудите и растојанијата, соодветно.

Се претпоставува дека земјотресите се рамномерно распределени во сеизмичкиот извор. Функцијата на густината на веројатноста, $f_R(r)$, ја трансформира оваа претпоставка во неизвесноста во растојанието од изворот до локацијата во зависност од геометријата на сеизмичкиот извор. $P(Y > y | m, r)$ ја изразува варијабилноста во параметарот на интензитетот на земјотресното движење кој е од интерес.

Дополнителна претпоставка е дека условите на тлото на локацијата на проектот и механизмот на раседнување на сеизмичкиот извор се познати и се задржуваат фиксни во пресметките. $P(Y > y | m, r)$ се определува од избраниот модел за предвидување на земјотресно движење. Избраниот GMPE треба да ги земе предвид општите сеизмотектонски карактеристики на сеизмичкиот извор (механизам на раседнување, плитки во споредба со длабоки земјотреси, итн.) и треба правилно да ги одразува условите на тлото на локацијата.

Условите на тлото можат да се класифицираат според општите класи на почви како што се карпа, цврсти или меки почви кои се компатибилни со одредбите на сеизмичкиот код. Условите на тлото можат да се утврдат и во однос на просечна брзина

на трансверзалниот S бран (V_{S30}) во горните 30 m од профилот на почвата, пресметана преку ин-ситу геофизичка анализа на локацијата на проектот. Многу стандарди за сеизмичко проектирање ги класифицираат условите на тлото користејќи различни V_{S30} интервали.

Равенката (7.7) го обединува знаењето за стапките на годишно надминување на земјотресите, можните опсези на големини и растојанија од извор до локација за тие земјотреси и распределбата на Y во пресметката на просечната годишна стапка на Y која го надминува одреденото ниво на праг, y . Ако се земат предвид сите неизвесности во компонентите на интегралот тогаш нејзиното аналитичкото решение е речиси невозможно. Затоа, пресметките генерално се базирани на дискретизација на опсезите на големината и растојанието во m и r сегменти, соодветно и на тој начин се доаѓа до следната равенка, која исто така го зема предвид постоењето на повеќе (n_s) сеизмички извори кои имаат потенцијал да влијаат на локацијата од интерес:

$$\gamma(Y > y) = \sum_{i=1}^{n_s} v_{mi}(M_i > m_{min}) \sum_{j=1}^{n_s} \sum_{k=1}^{n_r} P(Y > y | m_j, r_k) P(M = m_j) P(R = r_k) \quad (7.8)$$

Во оваа равенка, $P(M=m_j)$ и $P(R=r_k)$ ги заменуваат функциите f_m и f_r од континуалниот модел.

Сумирано низ чекори изгледа вака:

1) Развивање на сет од сценарија за земјотреси

Се дефинира опсег на магнитуди од m_{min} до m_{max} кои ги претставуваат сите земјотреси што може да се појават на изворот(ите).

- m_{min} : најмала инженерски релевантна магнитуда
- m_{max} : максимално можен земјотрес, врз основа на геолошки и историски податоци
-

Веројатностите $P(M=m_j)$, се пресметуваат од функцијата на густината на веројатноста, $f_m(m)$, на моделот за повторливост на магнитудите изведени за сеизмичкиот извори.

2) Определување на распределбата на растојанијата

За секое магнитудно сценарио се проценува должината на пукнатината (l_{rup}) со емпириски релации. Во рамките на изворот се дефинираат n_r можни позиции на пукнатината при претпоставка за рамномерна распределба. Така се добиваат $P(R=r_k)$. Пресметката мора да биде доследна со метриката на растојание во GMPE моделот (епицентрално, хипоцентрално, Joyner-Boore и сл.).

3) Сумирање на придонесите од сите комбинации на магнитуда и растојание

За секој извор i :

$$\gamma_i(Y > y) = v_{mi}(M_i > m_{min}) \sum_{j=1}^{n_m} \sum_{k=1}^{n_r} P(Y > y | m_j, r_k) P(M = m_j) P(R = r_k) \quad (7.9)$$

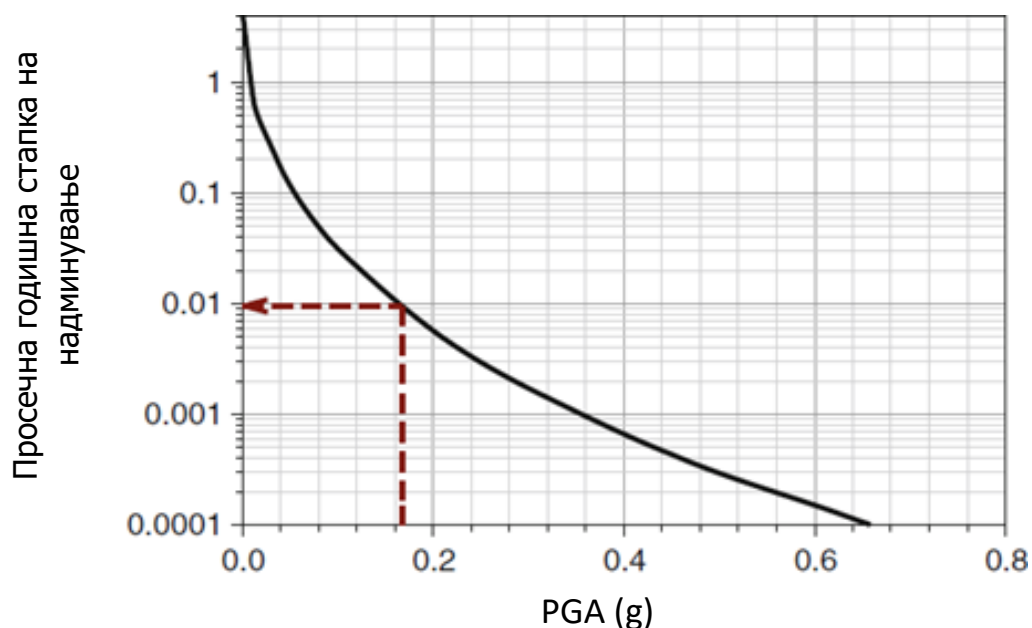
Потоа придонесите од сите извори се собираат:

$$\gamma(Y > y) = \sum_{i=1}^{n_s} \gamma_i(Y > y) \quad (7.10)$$

4) Конструирање на криви на сеизмички hazard

Процесот се повторува за различни прагови y , со што се добива hazard крива, која го изразува нивото на параметарот Y за различни годишни стапки на надминување.

Овие криви се од суштинска важност при проектирање, бидејќи овозможуваат избор на ниво на земјотресно движење со одредена веројатност, односно соодветен повратен период.



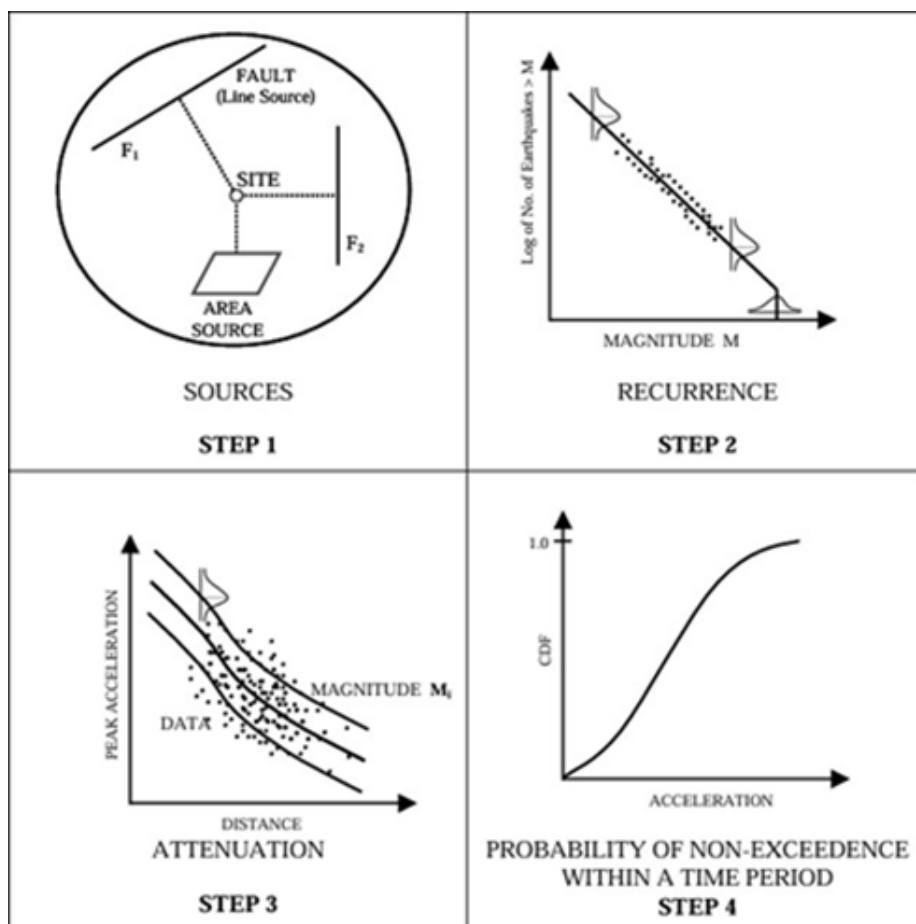
Слика 7.5 Криви на сеизмички hazard

Со други зборови, PSHA е пробабилистички процес кој создава криви на hazard за да ги информира инженерите за просечните годишни стапки на надминување на параметрите на земјотресно движење над одреден праг.

Пресметките се базираат на сет од можни сценарија на земјотреси и ги земаат предвид неизвесностите поврзани со:

- повторливоста на земјотресите,
- големината и локацијата на пукнатините,
- ширењето на сеизмичките бранови,
- локалните почвени услови.

Слика 7.6 ги прикажува основните чекори на PSHA.



Слика 7.6 Основни чекори во PSHA

8. СЕИЗМИЧКО РЕОНИРАЊЕ И МИКРОРЕОНИРАЊЕ

Сеизмичкото реонирање подразбира дефинирање и примена на сеизмолошки, геолошки и геофизички критериуми за оценка на сеизмичката опасност на одредено подрачје, како и низа постапки за негова поделба на зони со различни сеизмички карактеристики. Во зависност од потребите и видот на истражувањата, разликуваме постапки и методи на сеизмичка регионализација или реонизација и сеизмичка микрореонизација.

За изработка на квалитетна сеизмичка регионализација (или реонизација) на одредено подрачје и добивање на соодветна карта на сеизмичка реонизација, потребно е претходно да се спроведат детални сеизмички истражувања на тој регион, како на пример изработка на каталог на случени земјотреси во регионот и соседните сеизмички влијателни зони за што подолг временски период (обично неколку стотици години наназад), изработка на карта на епицентри на земјотреси, карта на максимално регистрирани или очекувани забрзувања на тлото, анализа на механизми на жаришта на посилни земјотреси во регионот, изработка на сеизмотектониска карта, неотектонска карта и др.

Често во пракса постапката на сеизмичка регионализација се нарекува дефинирање на сеизмички параметри на основна карпа, во регионален контекст.

Фреквенцијата на појава на земјотреси во одреден регион и големината на нивните магнитуди зависат од сеизмогените карактеристики на жаришните зони. Поради тоа, со проучување на законитостите на појава на земјотреси во одредени сеизмички региони, преку примена на статистички методи за анализа на податоци, индиректно можат да се истражуваат сеизмогените карактеристики на поединечни сеизмоактивни зони.

Сеизмичко микрореонирање

Покрај регионалните сеизмички карактеристики на теренот, кои се добиваат со сеизмичка реонизација за утврдување на вкупната сеизмичка опасност на одредена локација, неопходно е да се утврди и нумерички да се изрази влијанието на локалните сеизмогеолошки карактеристики на теренот на локацијата при дејство на земјотрес.

Имено, познато е дека локалните промени во еластичните својства на тлото значајно влијаат на модификацијата на амплитудно-фреквентниот состав на сеизмичките бранови кои се регистрирани во услови на локална геотехничка средина, во споредба со основната карпа на локацијата. Поради тоа, во инженерско-сеизмолошката практика се посветува посебно внимание на истражувањето на сеизмогеолошките карактеристики на локацијата.

Врз основа на теренски мерења на брзината на ширење на сеизмичките бранови, резултатите од истражните бушења и лабораториските геомеханички испитувања, се изработува репрезентативен 1D или 2D геодинамички модел на локацијата, како репрезентативен модел од аспект на динамичките својства на поединечните слоеви во моделот. Овој модел потоа се користи за анализа на влијанието на локалната геотехничка средина врз амплитудниот и фреквентниот состав на сеизмичките бранови кои ќе бидат генерирани од некој иден земјотрес, чиите карактеристики веќе се изразени преку регионалните параметри на сеизмичност.

Анализа на влијанието на локалното тло

При истражувањето на сеизмичките ефекти од локалната геотехничка средина на одредена локација, со теренски испитувања е неопходно да се утврдат релевантните параметри на геодинамичкиот модел на локацијата, што всушност ги опфаќа: геометријата на моделот (положбата на границите на слоевите во моделот), брзините на трансверзалните сеизмички бранови во секој слој и волуменските тежини на тлото во сите слоеви.

Во инженерско-сеизмолошката практика, за овие цели се користат исклучиво трансверзални сеизмички бранови, поради фактот што тие пренесуваат најголем дел од сеизмичката енергија на земјотресот. Исто така, поради нивната доминантна хоризонтална осцилација, нивниот ефект врз градежните објекти е значајно поголем во однос на другите видови сеизмички бранови.

Современите методи за анализа на одговор на геодинамичкиот модел на тлото на сеизмичка побуда на основната карпа на локацијата користат одредени нумерички решенија на системи диференцијални равенки за дистрибуција на сеизмичките бранови низ геодинамичкиот модел на тлото.

Нумеричките решенија на овие равенки во слоевите на моделот се применуваат заедно со репрезентативни акцелерограми на земјотреси, регистрирани во соодветни услови што се компатибилни со положбата на локацијата во однос на највлијателните сеизмогени зони, односно сеизмичките жаришта кои, преку анализа на сеизмичкиот хазард, се оценети како носители на највисока сеизмичка опасност.

Со оглед на тоа што реалните регистрирани акцелерограми се исто така амплитудно-фреквентно модифицирани во согласност со геодинамичките карактеристики на тлото на локацијата каде што се снимени (освен оние снимени на основна карпа), потребно е тие акцелерограми претходно да се деконволуираат (се врши *deconvolution*), односно нумерички да се сведат на ниво на основна карпа. На тој начин се добива акцелерограм каков што би бил регистриран на основната карпа на самата локација.

Со примена на нумеричките решенија на брановата равенка за утврдениот геодинамички модел на локацијата врз повеќе деконволуирани акцелерограми, преку процесот на нумеричка конволуција на тие акцелерограми со параметрите на геодинамичкиот модел, се дефинира одзивот на моделот, т.е. се добива синтетички акцелерограм на површината на теренот, односно на нивото на темелот на објектот на локацијата, кој би бил регистриран при дејство на некој иден типичен земјотрес, во согласност со параметрите на сеизмичкиот режим на највлијателните сеизмогени жаришта.

Односот меѓу максималното забрзување добиено на површината на теренот (на темелот на објектот) и максималното забрзување на основната карпа на локацијата го определува т.н. динамички фактор на амплификација на локацијата (често означен со *G* или *DAF*) односно на геодинамичкиот модел. *DAF* зависи и од резонантната фреквенција на локацијата, која е поврзана со дебелината и еластичноста на слоевите.

Динамичкиот фактор на амплификација најчесто се утврдува како средна вредност од повеќе вакви пресметки (обично повеќе од 10 акцелерограми). Така, фактор

на амплификација $DAF = 2$ значи дека максималната амплитуда на акцелерограмот на површината е двојно поголема од онаа на ниво на основна карпа.

Вообичаени вредности на факторот на амплификација се движат во границите од 1.2 до 1.8, додека на локации со дебели наслаги од многу меки, со вода заситени почви, се можни и вредности над 3.

Врз основа на дефинираниот динамички фактор на амплификација за испитуваната локација и утврдените параметри на сеизмичкиот hazard, односно сеизмичките параметри на основната карпа, за определени повратни временски периоди (што е утврдено во рамките на сеизмичката регионализација), може да се пресметаат очекуваните максимални забрзувања на нивото на темелот на објектот, односно на површината на теренот – со едноставно множење на очекуваните максимални параметри на основната карпа со утврдената средна вредност на динамичкиот фактор на амплификација на моделот на локацијата.

Доколку станува збор за поголема област, која не може да се опфати со единствен геодинамички модел, тогаш е потребно да се формираат повеќе репрезентативни геодинамички модели и за секој поединечно да се изврши определување на коефициентот на сеизмички интензитет.

На пример, за подрачје на еден град, врз основа на извршените пресметки на низа карактеристични локации, на карта со соодветен размер се врши исцртување на зони со исти вредности на коефициентот на сеизмичност.

На тој начин се дефинираат изосеисти или изолинии со исти вредности на амплификација или сеизмички интензитет, со што всушност се реализира постапката на сеизмичка микрорегионализација, односно издвојување на микролокации со исти или приближно исти вредности на коефициентот на сеизмички интензитет, чиј резултат е карта на сеизмичка микрореонализација.

9. ЕФЕКТИ НА ЗЕМЈОТРЕСИТЕ НА ИЗГРАДЕНАТА СРЕДИНА И НИВНИ ПРЕКУРСОРИ

9.1 Деструктивност на земјотресите

Земјотресите се природни појави со исклучително голем деструктивен потенцијал, бидејќи во многу краток временски интервал може да ослободат огромна количина енергија. Оштетувањата што ги предизвикуваат се резултат на комплексни природни процеси, кои обично се одвиваат во синџир: примарните ефекти го активираат настанувањето на секундарни, а понекогаш и терцијарни геодинамички појави. Поради тоа, последиците од еден силен земјотрес можат да бидат многу пошироки од почетниот потрес.

Примарните ефекти започнуваат со раседување на земјината кора. Кога енергијата што се акумулира во раседните зони ќе ги надмине силите на триење, доаѓа до ненадејно поместување на блоковите карпи, при што се формираат сеизмички бранови. Ако раседот излезе на површината, се јавуваат површински пукнатини кои можат да ги пресечат патиштата, мостовите, цевководите и другата инфраструктура. Покрај тоа, се јавуваат долготрајни вертикални и хоризонтални поместувања на теренот, со што се менува топографијата на одредени региони.

Најзначаен примарен ефект е тресењето на тлото. Сеизмичките бранови, особено S-брановите и Love-брановите, можат силно да ги разлишаат градежните елементи. Нивната амплитуда и фреквентен состав директно влијаат врз однесувањето на конструкциите: објектите со резонантни фреквенции блиски до фреквенциите на тлото се изложени на најголема опасност. Затоа, современото градежништво применува сеизмичко димензионирање, кое има цел да ја намали веројатноста од колапс при силни земјотреси.

Колапсот на згради е најчестата причина за човечки жртви, бидејќи најголем дел од луѓето се повредени или загинати од пад на сидови, плочи, фасади и други структурни елементи. Но, дури и конструкции кои не се уриваат може да претрпат значителни оштетувања што бараат скапи санации или нивно целосно отстранување.

Тресењето на тлото создава услови за развој на бројни секундарни геодинамички појави. На стрмни терени често се активираат одрони и лизгања, кои можат да затрупаат населени места, патишта и долови. Во рамничарските и крајбрежните подрачја, особено во седименти заситени со вода, може да се јави ликвидација – појава при која почвата ја губи својата носивост и се однесува како течност. Ова резултира со слегување, навалување или пропаѓање на конструкции. Ликвидацијата е добро документирана во бројни силни земјотреси, како што се оние во Алјаска (1964), Нигата, Јапонија (1964) и Кобе (1995).



Слика 9.1 Губење на носивост на темелите поради ликвидација по земјотресот во Нигата во 1964 година

Дополнителна опасност претставуваат пожари, кои често се појавуваат по силни земјотреси. Причините можат да бидат прекинати електрични водови, пробиеени гасоводи или оштетени грејни системи. Пожарите можат да се шират брзо, особено ако истовремено е оштетена противпожарната инфраструктура, како што се водоводните системи или патиштата за пристап на пожарникарските возила. Историски забележан пример е земјотресот во Сан Франциско од 1906 година, каде што пожарите предизвикаа поголема разорност отколку самиот потрес.

Цунами брановите се меѓу најкатастрофалните секундарни ефекти на земјотреси со жаришта под морското дно, особено во зоните на субдукција каде што се јавуваат силни вертикални поместувања на морското дно. Моќните водени бранови можат да преминат илјадници километри со брзина на авион, а нивната висина драматично се зголемува кога ќе навлезат во плитко крајбрежје. Цунами може да уништи цели населби, пристаништа, индустриски зони и критична инфраструктура.

Пример за тоа е катастрофалниот цунами од 2004 година во Индискиот океан, кој предизвика огромни човечки загуби и материјални разорувања. Со цел да се намалат штетите, денес постојат регионални и глобални системи за рано предупредување за цунами, кои ги анализираат подводните земјотреси, нивната длабочина, локација, типот на раседување и брзината на вертикалното поместување на морското дно.



Слика 9.2 Цунами се најсмртоносните и најразорните опасности поврзани со силни земјотреси во зоните на субдукција

9.2 Дали може да се предвидат земјотресите?

Поголемиот дел од силните земјотреси се проследени со претходна појава на специфични природни физички феномени, т.н. прекурсори на земјотреси. Овие феномени често се манифестираат непосредно пред појавата на главниот (најсилен) земјотрес во серијата – обично неколку часа, но и значително порано – неколку дена, па и месеци. Прекурсорите на земјотреси најчесто се најизразени во епицентралната област на главниот земјотрес, но понекогаш и на многу поголеми оддалечености од жариштето на земјотресот во фазата на неговата подготовка.

Подготовка на земјотресот трае доста долго, а зависи од јачината на земјотресот кој ќе биде генериран. Така на пример, земјотрес со магнитуда 7 ќе биде проследен со појава на различни феномени, односно предзнаци на земјотресот, во период од неколку години пред неговото настанување. Истовремено, пропратните феномени, се бројни, но, за жал, не се манифестираат според некој стандарден образец и во некои случаи се многу изразени, додека во други нивната појава е минорна или целосно изостанува.

Ваквото променлива појава на прекурсорите на силните земјотреси ги обврзува истражувачите истовремено да набљудуваат што поголем број од овие феномени и од нивната манифестација во текот на времето, да се обидат да изведат краткорочна прогноза за следен силен земјотрес во регионот. Причините за манифестацијата на различни геофизички и геолошки феномени во фазата на подготовка на земјотресот се поврзани со процесот на акумулирање на напрежното поле, најчесто како последица на странични тектонски притисоци во Земјината кора.

Прекурсорите на земјотреси можат да се поделат во две основни групи: сеизмички феномени и феномени на промена на физички полиња (геофизички и геолошки).

Сеизмички прекурсори

Меѓу најзначајните сеизмички прекурсори се издвојуваат два типа:

Појавата на „рој“ слаби земјотреси - како индикатор за настанување на силен земјотрес, речиси редовно се бележи појава на низа од помали земјотреси („рој“), чии фреквенции растат со приближувањето на главниот земјотрес. Често е карактеристично и кратко „затишје“ – отсуство на мали потреси непосредно пред главниот настан. По главниот земјотрес следи нов „рој“ на слаби потреси, при што нивниот број, времетраење и магнитуди се пропорционални на магнитудата на главниот земјотрес.

Промени во брзините на просторните сеизмички бранови - во зоните каде се акумулира напрегање пред голем земјотрес, се забележуваат промени во односот на брзините на надолжни (V_p) и трансверзални (V_s) бранови. Тој однос опаѓа до минимум непосредно пред земјотресот, по што нагло се зголемува и се стабилизира. Оваа појава се објаснува преку промени во Поасоновиот коефициент на еластичност бидејќи според теоријата на еластичност, овие параметри се меѓусебно поврзани.

За идеално еластични карпи, Поасоновиот коефициент на еластичност изнесува 0.25, и односот V_p/V_s има вредност ~ 1.73 , додека во реалноста тој се движи меѓу 1.75 и 1.85. Пример за ова е регионот Гарма во Русија, каде во месеците пред неколку земјотреси со магнитуда над 4.2, се регистрирало намалување на V_p/V_s , што потоа се нормализирало по настанувањето на земјотресот.

Прекурсори на промена на физички полиња

Варијации во геомагнетното и гравитациското поле - пред силни земјотреси често се регистрираат значајни варијации на геомагнетното и гравитациското поле во поширокиот епицентрален регион. Овие промени се поврзуваат со зголемени тектонски напрегања и промени во густината на карпите.

Телурски струи (природни електрични струи во подземјето) - со мерење на електричниот потенцијал помеѓу неполаризирачки електроди (на растојание 100–200 m), се регистрираат импулсивни промени на електричниот потенцијал непосредно пред поголеми земјотреси. Овој ефект не е ограничен само на епицентарот, туку може да се забележи и на значително растојание од жариштето.

Електромагнетно зрачење - интензивните напрегања на карпите во зоната на подготовка на земјотрес понекогаш доведуваат до емисија на електромагнетни бранови од различни должини. Регистрирани се повеќе случаи на силни емисии на радио-бранови од средновален опсег, неколку часа пред главниот земјотрес.

Други природни феномени поврзани со подготовката на земјотреси

Меѓу природните појави што се поврзуваат со феноменот на земјотреси, често се забележуваат случаи на слабо празнење на статички електрицитет од подземјето, кој се акумулира во процесот на подготовка, најчесто на мошне силни земјотреси. Овој феномен се манифестира преку појава на слаба светлина во приземните слоеви на атмосферата, видлива ноќе. Таа појава се објаснува преку пиезоелектричен ефект во карпите изложени на притисок и често се евидентира во метеоролошките станици како т.н. „оган на св. Елмо“.

Промените во напрегнатоста на карпите во фазата на подготовка на земјотресот, исто така предизвикуваат зголемена еманација на радон (и некои други инертни гасови) од почвата и подземните води. Во доцните 1960-ти и раните 1970-ти години, извештаи претежно од Русија и Кина укажуваа дека концентрациите на радон гас во подземјето се менувале пред појавата на блиски земјотреси (Lomnitz, 1994). Ова поттична бројни експерименти во други делови на светот за долгорочно набљудување на подземниот радон и утврдување на поврзаноста на неговите флукуации со земјотреси.

Бидејќи радонот е радиоактивен гас, неговото инструментално следење е релативно едноставно и евтино, а краткиот полуживот (3.8 дена) овозможува мониторинг со висока временска резолуција, односно можност за евидентирање на краткорочни промени во неговата концентрација во тлото.

Иако во истражувањата се разгледувани и други гасови како потенцијални прекурсори на земјотреси, најголемиот број експериментални студии објавени во научната литература се фокусирани токму на радонот.

Понатаму, осцилации на нивото на подземната вода, промени во хемискиот состав на водата, флукуации на издашноста на извори и други појави поврзани со режимот на подземните води се исто така познати како прекурсори на земјотреси, регистрирани уште пред неколку стотини години.

Сите овие прекурсори, заедно со други феномени, се проучуваат во корелација со резултатите од прецизни континуирани мерења на ефектите од напрегнувањето на карпите во подрачјата на раседи за кои се претпоставува дека се потенцијални генератори на идни силни земјотреси.

Големата комплексност на процесите на подготовка и реализација на земјотреси налага потреба од мултидисциплинарен научен пристап при нивното проучување – особено со цел за развој на успешни прогностички методи. Со оваа проблематика денес се занимаваат илјадници научници ширум светот, а иако досегашниот успех е сè уште скромн и спорадичен, тој сепак дава основа за оптимизам дека во блиска иднина ќе биде развиен сигурен метод за краткорочно предвидување на појавата на силни земјотреси.

Кога зборуваме за краткорочната прогноза, времето на појава на земјотресот треба да биде определено со точност од приближно еден ден. Досега, единствениот пример на успешно краткорочно предвиден катастрофален земјотрес (по интензитет, но не и по ефекти) е т.н. земјотрес Хајченг (Haicheng) во Кина (Adams, 1976), кој се случил на 4 февруари 1975 година во провинцијата Лиаонинг, со магнитуда 7.3 и површински интензитет од IX–X степени според Макросеизмичката скала на Меркали (MCS). Благодарение на успешната и навремена прогноза од страна на кинеските експерти, со евакуација на целиот регион биле спасени над 100.000 човечки животи (според некои извештаи, дури околу 400.000).

Сепак, веќе следната година (1976) во соседната провинција Тангшан се случи уште поразорен земјотрес со магнитуда 7.6, без никакво предупредување, при што животот го загубиле над 250.000 луѓе (според некои извештаи и до 600.000). Овој настан дополнително ја нагласува комплексноста и одговорноста на задачата за прогнозирање на земјотреси.

Покрај краткорочната, постојат и долгорочна и среднорочна прогноза на земјотреси:

- **Долгорочната прогноза** се однесува на идентификација на потенцијално сеизмички активни региони и повратниот период (статистички период на повторување) на посилни, разорни и катастрофални земјотреси. Таа најчесто се изразува преку сеизмолошки карти што прикажуваат зони со различен степен на сеизмички ризик, за нареден временски период (обично 50, 100 или повеќе години), со одредена веројатност на остварување (најчесто околу 70%). Вакви карти биле подготвени и за територијата на Србија и Црна Гора во 1986 година.
- **Среднорочната прогноза** се однесува на помали територии, како што се зони на тектонски раседи, каде се очекува појава на силен земјотрес. Во овој случај, временската точност на прогнозата е од редот на година или деценија.

Сите форми на прогноза на земјотреси подразбираат комплексни мултидисциплинарни истражувања, поради што овој вид активности е и многу скап.

За да биде краткорочната прогноза научно заснована и применлива, неопходно е најпрво да се изврши долгорочна прогноза за поширока област, потоа да се идентификува сеизмички најризичниот регион, да се утврдат релевантните тектонски структури како потенцијални генератори на следниот силен земјотрес, и на крај да се спроведат детални теренски истражувања и мониторинг насочени токму кон таа област.

Современи насоки

Во последните децении, истражувачите користат напредни методи како:

- GPS и InSAR за прецизно следење на деформациите на земјината површина,
- сателитско следење на зрачењето и електромагнетни вознемирувања,
- анализа на големи податоци (AI модели) за откривање статистички обрасци во сеизмичката активност,
- рани предупредувачки системи (Earthquake Early Warning – EEW), кои не го предвидуваат земјотресот однапред, но детектираат први бранови и даваат неколку секунди до десетици секунди предупредување пред најсилното тресење.

10. МРЕЖА ЗА РЕГИСТРАЦИЈА НА СИЛНИ ЗЕМЈОТРЕСИ (STRONG GROUND MOTION NETWORK)

Земјотресите претставуваат природни појави со изразено комплексни ефекти врз конструкциите и инфраструктурата. За време на силни земјотреси, тлото може да се движи со значителни забрзувања, брзини и поместувања, кои директно влијаат на динамичкиот одговор на градежните објекти. Сепак, ова однесување многу често се реконструира само врз основа на инженерски проценки, затоа што во многу сеизмички активни региони недостасуваат реални записи на силни земјотреси. Токму овој недостаток на инструментални податоци претставува еден од најголемите проблеми во сеизмичкото инженерство.

Без соодветни записи не е можно да се направи реална споредба помеѓу предвиденото динамичко однесување од проектната документација и вистинските услови што ги искусуваат конструкциите за време на земјотреси. Ова значи дека и сеизмичките кодови и инженерските модели, како и методите за анализа често се темелат на претпоставки, а не на реални податоци. Поради случајната природа на земјотресите и нивниот релативно долг повратен период, особено за силни настани, не може да се очекува дека податоци за конкретен потрес ќе бидат добиени токму во моментот кога се потребни. Ова ја потенцира неопходноста од постојано поставена, добро организирана мрежа за регистрација на силни земјотреси.

Потреба и цели на мрежите за регистрација на силни земјотреси

Инсталирањето на мрежа за регистрација на силни земјотреси има фундаментално значење за разбирањето на сеизмичките процеси и нивното влијание врз изградената средина. Основната цел е да се обезбедат прецизни инструментални записи на движењето на тлото во најкритичните моменти - моментите кога земјотресот произведува најголеми забрзувања и најсилни динамички ефекти.

Овие податоци претставуваат основа за сите подоцнежни анализи: од процена на сеизмичкиот ризик, до подготовка на сценарија за очекувано оштетување, димензионирање на конструктивните елементи, развој на нови сеизмички кодови и подобрување на постојните практики во сеизмичкото инженерство. Преку нив се утврдува спектралната содржина на движењето на тлото, времетраењето на силните фази на тресењето, ефектите од локалните почвени услови, присуството на топографски амплификации, како и реакцијата на различни типови конструкции кога се изложени на екстремни оптоварувања.

Така, мрежите за силни земјотреси не се само инструментални системи – тие се основа на современите методологии за современо, базирано на докази, сеизмичко инженерство. Денес тие имаат клучна улога во развојот на стратегии за намалување на сеизмичкиот ризик, во подобрување на урбанистичките политики и во обезбедување посигурно планирање и проектирање на инфраструктурата. Истовремено, преку реални записи, многу земји можат да ги ревидираат своите процени за очекувано сеизмичко оптоварување и да донесат подобри мерки за заштита.

Историски развој на мрежите за регистрација на силни земјотреси

Потребата од вакви системи е препознаена уште во текот на 1960-тите и 1970-тите години, кога првите земји како САД, Јапонија, Италија, поранешна Југославија, Мексико и Турција започнаа со инсталации на акцелерографи во сеизмогени зони. Овие иницијални мрежи беа аналогни и ограничени по капацитет – снимаа на филмска лента и бараа рачна обработка на податоците.

Но токму записите од неколку катастрофални земјотреси ги поттикнаа научните и инженерските заедници да го забрзаат развојот на модерните системи. Земјотресот во Црна Гора (1979), катастрофалниот земјотрес во Мексико Сити (1985), Ландерс (1992), Нортриџ (1994) и Кобе (1995) дадоа огромна количина драгоцен записи кои доведоа до револуција во стандардите за проектирање и анализи. Особено во Мексико Сити беше увидено колку локалните почвени услови можат да го засилат движењето на тлото, а записите од Ландерс и Кобе го открија значењето на блискиот ефект („near-fault pulses“) и едноосните силни забрзувања.

Со постепено воведување на дигитални системи во 1990-тите и 2000-тите години, мрежите станаа софистицирани, автоматизирани и способни за пренос и обработка на податоците во реално време. Денес, глобалната тенденција е кон интегрирани системи кои комбинираат акцелерометри, велосиметри, GPS уреди и рапидна телеметрија.

Процес на планирање на мрежата за регистрација на силни земјотреси

Планирањето на мрежата претставува комплексен процес кој започнува со дефинирање на целите на системот. Дали системот треба да служи за научни потреби, за мониторинг на критични конструкции, за национално предупредување или за комбинација од сите цели? Одговорот на ова прашање го дефинира бројот, типот и распределбата на инструментите.

Прво се идентификуваат најактивните сеизмогени подрачја, главните раседни структури, урбаните центри со висок ризик и инфраструктурните системи од критично значење. Во рамките на секој регион се анализираат локалните геолошки и геотехнички услови, бидејќи тие имаат директно влијание врз амплификацијата на земјотресните бранови. Ако мрежата треба да ги следи и конструкциите, тогаш се врши детална процена на дистрибуцијата на сензори во самите објекти.

Важен дел од планирањето е и определување на типот на сензори. Денес најчесто се користат дигитални force-balance акцелерометри, кои овозможуваат широк динамички опсег и висока стабилност. За истражувачки цели често се комбинираат со велосиметри кои овозможуваат регистрација на нискофреквентни компоненти. Кај конструкциите се користат дополнителни сензори за релативни поместувања и деформации, а кај инфраструктурните објекти честопати се инсталираат и GPS уреди за следење на големи поместувања.

Избор на локации и предуслови за инсталација

Од изборот на локацијата зависат квалитетот и употребливоста на добиените записи. Локациите мора да обезбедат ниски нивоа на шум, стабилна подлога и добра инфраструктурна достапност. Во урбаните средини честопати се користат подземни простории, подруми и специјално изработени бетонски плочи, за да се добие подобра стабилност на сензорот.

Во руралните подрачја или во планински региони многу важно е да се има пристап до електрична енергија и комуникации. Во некои случаи, особено во тешко достапни области, се користат сончеви панели и сателитска телеметрија за да се обезбеди автономно функционирање на станицата.

При изборот на локации во сами конструкции, мора да се процени нивната динамичка структура и да се избере соодветна позиција – најчесто во подрумот, на меѓукатни нивоа и на покривот, со што се следи вертикалната распределба на реакцијата на објектот.

Инсталација, тестирање и калибрација на инструментите

Инсталацијата е мошне чувствителна фаза која опфаќа повеќе технички процедури. Сензорот мора да се постави на рамна, цврста и вибрационо стабилна основа, со точна ориентација на неговите координатни оски. Каблирањето треба да биде заштитено од влага, механички дефекти и електромагнетни пречки.

По поставувањето следи тестирање на функционалноста на уредот од страна на техничари и инженери. Проверува се чувствителноста, шумот на сензорот, точноста на GPS синхронизацијата, како и комуникацискиот линк со главниот сервер.

Калибрацијата е неопходен дел од долгорочното одржување. Со редовна проверка се осигурува дека инструментите остануваат точни и стабилни со текот на времето. Повеќето современи уреди имаат можности за автоматска или полуавтоматска калибрација, но најважните проверки сепак се вршат рачно.

Собирање, обработка и архивирање на податоците

Модерните силни земјотресни мрежи овозможуваат автоматско прибирање на податоците во реално време. При земјотрес сензорот веднаш детектира надминување на прагот и започнува снимање со висока резолуција. Записите најчесто се испраќаат на централен сервер преку интернет, LTE, радио-телеметрија или сателитски линк.

Обработката започнува со корекција на основната линија и филтрирање на податоците. Следи пресметка на забрзувања, брзини и поместувања, PSA спектри, максимални вредности и други параметри од интерес. Записите се подложени на строга контрола на квалитет, за да се избегнат грешки како заситување на инструментот или електрични пречки.

Архивирањето е подеднакво важно. Секој запис мора да биде придружен со податоци за случениот земјотрес (metadata): точна локација, тип на сензор, геолошки услови, ориентација, датум и време. Многу земји одржуваат национални архиви, но сè повеќе податоци денес се споделуваат и на меѓународно ниво преку репозиториуми како ORFEUS, EIDA, CESMD и други.

Одржување на мрежата и нејзини долгорочни предизвици

За разлика од многу инженерски системи, мрежата за силни земјотреси мора да функционира непрекинато, 24 часа дневно, можеби и со години без одржување во

оддалечени станици. Ова бара редовни технички проверки, замена на батерии, ревизија на софтверот и проверка на квалитетот на комуникациските врски.

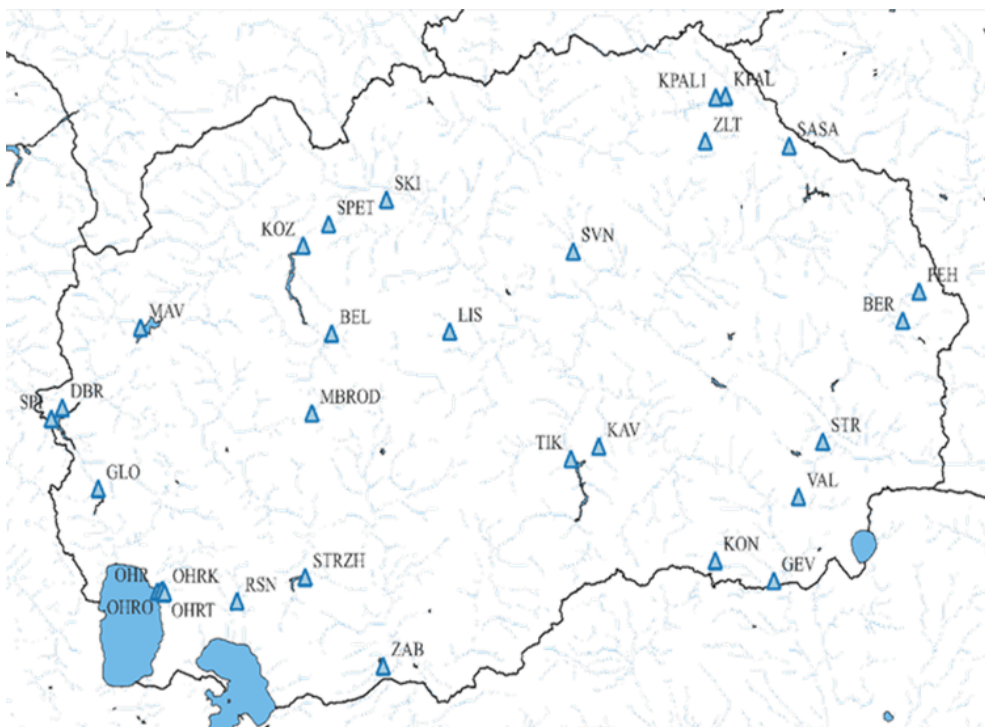
Мрежата старее: сензорите колку и да се квалитетни, постепено ја губат прецизноста, а електронските компоненти со време деградираат. Одржувањето затоа не е само техничка процедура, туку долгорочна стратегија која мора да биде предвидена уште во фазата на планирање. Покрај тоа, мрежата треба постојано да се надградува со нови технологии, подобри сензори, понапредни дигитални системи и посигурни telemetries.

10.1 Мрежа за регистрација на силни земјотреси УКИМ-ИЗИИС

Лабораторијата за силни земјотреси при ИЗИИС е формирана уште во 1972 година, во период кога интересот за инструментално следење на сеизмичките процеси во поранешна Југославија доживуваше значителен подем. Токму во тој период започна и инсталирањето на Југословенската мрежа за силни земјотреси, реализирана во рамките на проект финансиран и поддржан од USAID, Националната фондација за наука на САД, Федералната канцеларија за меѓународна културно-образовна, научна и техничка соработка, како и Канцеларијата на Република Македонија за техничка соработка (Mihailov et al., 1975, 1977). Овој проект го означи почетокот на систематското прибирање на податоци за силни подземни движења на поширокиот балкански простор и претставува значајна основа за понатамошниот развој на инженерската сеизмологија во регионот.

Капацитетот на мрежата на ИЗИИС е значително проширен во периодот 2007–2015 година, кога во рамките на двата NATO SpS проекти за хармонизација на картите на сеизмички хазард во земјите од Западниот Балкан (NATO SpS-983054 и NATO SpS-984374) беа обезбедени 17 нови дигитални акцелерометарски станици. Со нивното поставување, мрежата доби модерни и чувствителни инструменти кои овозможуваат регистрирање на силни земјотреси со висока прецизност, а истовремено и подобра просторна покриеност. Ова дополнување беше од клучно значење за модернизирање на националната инфраструктура за мониторинг и обезбедување податоци неопходни за научни истражувања и инженерски анализи.

Моментално активни се седумнаесет дигитални акцелерографи од типот KMI EpiSensor EST, Guralp GTD-5 и KMI Etna-2, распоредени на територијата на државата. На Слика 10.1 прикажани се нивните локации, како и имињата на станиците од кои има достапни регистрирани податоци, вклучувајќи ги и активните и неактивните станици. Сите инструменти имаат семплинг рејт од 200 Hz, што овозможува регистрирање на широк спектар на фреквенции и детално анализа на високофреквентните елементи од сигналот, особено важни за инженерско-сеизмолошките параметри како што се параметарот (κ) и ефектите на локалната геологија.



Слика 10.1 Дистрибуција на дигитални инструменти (оперативни и неоперативни)

Улога и значење на мрежата за силни земјотреси

Основната концепција на мрежата има за цел да обезбеди стандардизирани, валидни и детални податоци за движењата на тлото предизвикани од земјотреси. Овие податоци се неопходни за:

- предвидување на динамичкиот одговор на различни типови конструкции,
- подобрување и ревизија на стандардите за асеизмичко проектирање,
- разбирање на ефектите на амплификација на тлото,
- анализа на последиците од силни земјотреси со инженерска и научна цел,
- развој на понапредни модели за сеизмички hazard и ризик.

Фактот што голем дел од Македонија, каде се наоѓаат најзначајните културни, индустриски и инфраструктурни центри, е сместен во сеизмички активни региони, дополнително ја истакнува неопходноста од постојано, систематско и сигурно функционирање на ваквата мрежа. Нејзиното одржување е не само научна туку и општествена и економска потреба.

Заради таа цел, мрежата е дизајнирана со погуста поставеност во најактивните сеизмички региони (Охридско–преспанскиот регион, Скопската котлина, Брегалничкиот регион), а со поретка поставеност во области со помал ризик. Со тоа се овозможува квалитетно покривање на различните сеизмолошки и инженерско-сеизмолошки аспекти, како што се:

- механизмот на изворот на земјотресот (source mechanism),
- патеката на ширење на брановите (path effects),

- ефектите на локалната топографија,
- одговорот на слободната површина при различни почвени услови,
- факторите на локално засилување,
- одговорот на различни конструктивни системи,
- интеракцијата почва–конструкција.

Особено значајни се подрачјата со потенцијално нестабилни почви, каде записите од силни подземни движења можат да помогнат во идентификација на карактеристики што укажуваат на можни лизгања, слегнувања, пропаѓања или течење на почвата, односно информации кои се важни за геотехнички и урбанистички анализи.

Организацијата на програмата за регистрација на силни земјотреси

Програмата за регистрација и управување со мрежата опфаќа комплексен систем на активности кои се реализираат континуирано и вклучуваат:

- 1) Проектирање на мрежата – избор на локации, анализа на покриеност, инженерско планирање.
- 2) Функционирање на мрежата – тековен мониторинг, комуникација со станиците и проверка на стабилноста на системот.
- 3) Обработка на податоци – филтрирање, проверка на квалитет, параметризација на записите, извлекување на инженерски параметри.
- 4) Управување со мрежата – одржување, сервисирање, надградба на опрема, архивирање на податоци и документација.
- 5) Истражување и примена – научни анализи, инженерски модели, студии за сеизмички hazard, развој на методологија.

Овој системски пристап овозможува долгорочно, сигурно и валидно функционирање на мрежата и дава суштински придонес кон развојот на инженерската сеизмологија во Македонија.

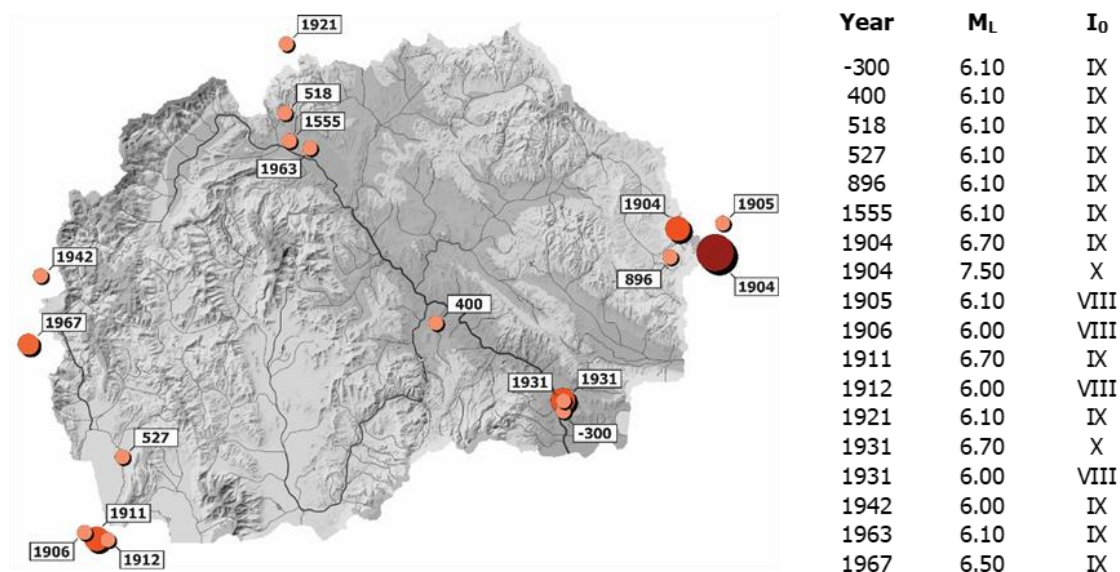
10.1.1 Сеизмичност на територијата на Македонија

Територијата на Република Македонија, како и регионите во соседните земји, припаѓа на медитеранската орогена зона на Алпско-Хималајскиот појас – еден од најдинамичните тектонски системи во Европа. Оваа геотектонска поставеност е причина за изразената сеизмичка активност, која ја вбројува Македонија меѓу најактивните подрачја во внатрешноста на Балканскиот Полуостров.

Историските извори, заедно со инструменталните податоци, сведочат за бројни силни земјотреси кои предизвикале значителни штети, па дури и целосни разурнувања на населени места. Во последниот век, особено значајни се земјотресот во Пехчево (1904, $M=7.5$), Валандово (1931, $M=6.7$), разорниот земјотрес во Скопје (1963, $M=6.1$) и Дебар (1967, $M=6.5$).

Најновиот официјален каталог (Sejkovska et al., 2016) опфаќа 1.756 земјотреси со локална магнитуда M_L од 3.0 до 7.5, регистрирани на територијата ограничена со

координати 40.60–42.40° северна ширина и 20.30–23.20° источна должина, за временски опсег од околу 2.300 години. Податоците потврдуваат континуирано присуство на силна сеизмичност, при што само во последните 100 години се случиле 12 земјотреси со магнитуда $M_L \geq 6.0$ (Слика 10.2).



Слика 10.2 – Епицентри на силни земјотреси во С. Македонија и соседните региони ($M_L \geq 6.0$)

Тектонските истражувања (Dumurdzanov et al., 2016) упатуваат дека поголемиот дел од епицентрите се групираат долж системи на преклопени раседи со ориентација исток-запад и североисток-југозапад. Овие раседи се активни резултат на постојаните екстензиони процеси во земјината кора.

Регистрираните податоци покажуваат дека земјотресите во Македонија претежно имаат плитка хипоцентарска длабочина ($h < 60$ km), со највисока зачестеност помеѓу 20 и 40 km - длабочини карактеристични за активни континентални раседи.

10.1.2 Проектирање на мрежата и дистрибуција на инструменти

Врз основа на постоечките податоци за сеизмичноста и геолошко-тектонската структура на тогашна Р.Македонија, било заклучено дека основната мрежа од инструменти за регистрирање на силни земјотреси треба да содржи 30 акцелерографи и 36 сеизмоскопи, бројка што подоцна се зголемила на 106 акцелерографи и 54 сеизмоскопи.

При дистрибуцијата на инструментите посебно внимание било посветено на значењето од поставување инструменти во познатите сеизмички зони, во рамките на достапниот број инструменти, за да се постигне најоптимална распределба на инструменталната мрежа.

Изборот на прецизни локации за поставување на инструментите направен бил со цел добивање записи:

- 1) на карпеста подлога,

2) на површини со карактеристични почви (алувијални и делувијални седименти),

3) на конструкции (високатни згради, брани, мостови и сл.).

На овој начин, проектираната мрежа овозможува добивање на податоци од следниов тип: мерење на обликот на радијација на сеизмичките бранови, мерење на ефектот од условите на почвата и од мерење на реакцијата на конструкциите.

Мерење на обликот на радијација на сеизмичките бранови

Познато е дека механизмот на ширење на сеизмичките бранови варира од една зона до друга поради локалниот состав на Земјината кора. Според видот и распоредот на оштетувањата на објектите, се добива претстава за просторната распределба на сеизмичката енергија. Сепак, на тој начин не можат да се добијат квантитативни податоци за времето на развојот на процесот, апсорпцијата на енергијата и структурниот спектарот на сеизмичките бранови. Овие податоци можат да се добијат само преку инструментални мерења.

За таа цел, потребно е поставување на инструменти за регистрација на силни земјотреси на основна стена и истите се поставувани на локации на постојните сеизмолошки станици бидејќи тие се наоѓаат во сеизмички активни зони, а се лоцирани на основна стена.

Мерење на ефектите од почвените услови

Еден од главните проблеми што може да се реши со сеизмичката реонизација е определувањето на основните промени на сеизмичкиот интензитет поради локалните геолошки почвени услови (литолошка структура, ниво на подземни води, дебелина и положба на слоевите, густина на материјалот итн.). За да се постигне ова, потребно е паралелно снимање со исти инструменти на различни геолошки формации и почвени типови. Од добиените записи може да се забележи влијанието на локалните почвените услови врз сеизмичкиот интензитетот на земјотресот.

Реакција на конструкции

Со поставување на инструментите за регистрација на силни земјотреси на конструкциите се овозможува добивање на основни информации за динамичкото однесување на разни типови конструкции, податоци за целосна проверка на сеизмичката стабилност на конструкциите, а, што е од особена важност, можност за прецизна проценка на состојбата на градежните конструкции и донесување одлука за нивна употреба или пак престанок на функционалноста веднаш по случен земјотрес.

10.1.3 Обработка на добиените податоци

Обработката на податоци претставува централна активност на целиот програм за регистрација на силни земјотреси и вклучува архивирање на записите, обработка на податоците и нивна дистрибуција до корисничката заедница. Во фазата на архивирање, сите записи се складираат по станици и се каталогизираат и по настан и по станица.

Трите компоненти што ги бележи акцелерографот го претставуваат одговор на инструментот на движењето на тлото при земјотрес. Поради ограничените способности на инструментите, овој одговор ја дава точната акцелерација на тлото само во многу тесен фреквентен опсег. Од друга страна, за пресметување на голем број проблеми од областа на земјотресното инженерство и инженерската сеизмологија, потребни се точни функции на акцелерација, брзина и поместување на тлото во поширок фреквентен опсег, односно спектри на одговор, Фуриерови спектри и други информации за движењето на тлото. Одредувањето на сите овие карактеристики на движењето на тлото бара детална обработка на снимените акцелерограми.

Најсериозниот проблем при обработката на податоците од инструментите за регистрација на силни земјотреси е определувањето на точната функција на акцелерацијата на тлото, т.н. коригирани податоци за акцелерација во поширок фреквентен опсег. Во минатото, овие податоци се добивале со примена на неколку различни методологии. Во поново време, со цел да се добијат попрецизни информации од акцелерограмите, многу автори работат на развој и стандардизација на унифицирана постапка за обработка на податоци од силни движења.

Записите од акцелерометри при дејство на силни земјотреси често содржат различни видови шум, инструментални поместувања и други несакани компоненти, па затоа е потребна нивна внимателна обработка.

Вообичаено, обработката вклучува корекција на основната линија (baseline correction), примена на фреквенциски филтри – нископропусните филтри ги отстрануваат сите фреквенции под 0.1Hz, високопропусни филтри ги отстрануваат сите фреквенции над 25Hz, band pass ги отстранува и ниските и високите фреквенции, а Butterworth филтерот е често избран поради неговиот рамномерен фреквентен одзив во обработка на сеизмички записи поради неговиот рамномерен одзив во пропусниот опсег, без остри транзиции кои би можеле да внесат дополнителни изобличувања; понатаму интеграција на акцелерацијата за добивање брзина и поместување, како и проверка на физичката реалност и конзистентност на обработениот сигнал.

Со ваквиот процес се добиваат прочистени временски записи, подготвени за инженерски и научни анализи кои се применуваат при анализи на сеизмички одговор на објекти, оценка на оштетувања, калибрација на нумерички модели и развој на дизајнерски сеизмички сценарија.

Со ваквата обработка се добива прочистен сигнал што точно ја претставува реалната реакција при дејство на земјотрес, и може да се користи за анализа на одговор на конструкции, процена на оштетувања и моделирање на динамичко однесување.

Записите добиени на инструментите за регистрација на силни земјотреси на УКИМ-ИЗИИС се обработуваат со компјутерски програм ја следи процедурата развиена во ИЗИИС според стандардна метода која се базира на концепт општо прифатен во светот.

Постапката опфаќа:

- Конверзија на снимениот запис од *.gcf фајл во соодветен *.ASCII фајл и графички приказ на некорегиранот запис.

- Корекција на основната линија на акцелерограмот односно отстранување на сите долгопериодични компоненти кои се присутни во некорегираниот акцелерограм.
- Филтрирање на временската историја на забрзување со претходно дефинирани параметри на филтерот, со цел отстранување на шумовите. Применет е Butterworth филтер од четврти ред, со гранична фреквенција од 0.1Hz за високопропусен филтер и гранична фреквенција од 25Hz за нископропусен филтер.
- Добивање на корегирани временски истории на акцелерации, брзини и поместувања. Брзината се добива со интеграција на забрзувањето, а поместувањето со интеграција на брзината.
- Пресметка на Power Spectral Amplitude како $\text{FourierAmpl}^2 / (\pi \times \text{duration} \times \text{RmsAcc}^2)$, каде duration е времетраењето на записот, а RmsAcc е вредност на некорегираното забрзување, и π е 3.14159
- Пресметка на спектрите на одговор, кои претставуваат најважна информација за асеизмичко проектирање во инженерската пракса. Тие прикажуваат максимална вредност на одговорот на систем со еден степен на слобода за однапред дефинирана периода и пригушување, при што за влезна побуда се користи забрзувањето пресметано во претходната фаза. Се пресметуваат следните спектри на одговор: спектар на одговор на забрзување, брзина и поместување на компонента, за пригушување 2% и 5% и псеудо спектар на одговор на забрзување, брзина и поместување на компонента, за пригушување 2% и 5%.

Крајниот резултат е прочистен, стабилен и физички реален сигнал, погоден за инженерско-сеизмолошки анализи, моделирање, сценарија на земјотреси и научни истражувања.

11. КОРИСТЕНА ЛИТЕРАТУРА

- [1] Anderson, J. G. (1980). A disaggregation of seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(3), 731–742.
- [2] Bommer, J. J., & Acevedo, A. B. (2004). The use of real accelerograms as input to dynamic analysis. *Journal of Earthquake Engineering*, 8(1), 43–91.
- [3] Bormann, P. (Ed.) (2012): *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2) Volume 2*, Potsdam: Deutsches GeoForschungszentrum GFZ; IASPEI. <https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2>.
- [4] Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(5), 1583–1606.
- [5] Danciu, L., & Tselentis, G.-A. (2007). Engineering ground motion parameters attenuation relationships for Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 1–22.
- [6] Dojcinovski, D. (2008). *Engineering seismology (Lecture notes)*. February 2008.
- [7] Douglas, J. (2001). *A critical reappraisal of some problems in engineering seismology (PhD dissertation)*.
- [8] Dossokey, M. M. (1984). Seismic hazard assessment: Deterministic and probabilistic approaches. *Natural Hazards*, 1, 29–48.
- [9] Giorgetti, F. (1980). Probabilistic seismic hazard analysis and seismic zoning. *Annali di Geofisica*, 33, 1–20.
- [10] Godinho, J. (2007). Probabilistic seismic hazard analysis – An introduction to theoretical bases and applied methodology. University of Patras, Greece.
- [11] Grotzinger, J., & Jordan, T. H. (2014). *Understanding Earth (7th ed.)*. W.H. Freeman and Company.
- [12] Havskov, J., & Ottemöller, L. (2010). *Routine data processing in earthquake seismology*. Springer.
- [13] Lomnitz, C. (1976). *Global tectonics and earthquake risk*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- [14] McGuire, R. K. (2004). *Seismic hazard and risk analysis*. Earthquake Engineering Research Institute Monograph MNO-10, Oakland, CA.
- [15] Milne, J. (1959). *Seismology*. International Geophysical Series, Vol. 1, Academic Press, New York.
- [16] Milutinovic, Z., Salic, R., Dumurdzanov, N., Cejkovska, V., Pekevski, L., & Tomic, D. (2016). Seismic zoning maps for Republic of Macedonia according to the requirements of MKS-EN 1998-1:2004 – Eurocode 8. IZIIS Report 2016-26, Skopje.
- [17] Smith, W. D. (1978). The evaluation of earthquake risk. *Tectonophysics*, 48, 89–99.
- [18] Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Science/Wiley.
- [19] Sucuoglu, H., & Akkar, S. (2014). *Basic earthquake engineering*. Springer International Publishing.
- [20] UNESCO. (1975). *Seismic zoning maps and associated documents*. UNESCO, Paris.
- [21] Главатовиќ, Б. (2007). *Инжињерска сеизмологија (скрипта)*.
- [22] Паскалов, Т. (2001). *Земјотреси, сеизмичка опасност и основни принципи на земјотресно инженерство*. Скопје.
- [23] Попоска, М. (2019). *Избор на временски истории врз основа на динамички одговор на конструкции (магистерска теза)*.
- [24] *Просторен план на Република Македонија – услови за појава и заштита од сеизмички катастрофи*. (1998). Извештај ИЗИИС 98-29, Скопје, Мај 1998.
- [25] Шалиќ, Р. (2015). *Современ пристап за определување на сеизмичкиот hazard во Република Македонија (докторска дисертација)*.

Ниту еден дел од оваа публикација не смее да биде репродуциран на било кој начин без претходна писмена согласност на авторот

Е-издание: <https://ukim.edu.mk/e-book/00155>