

Modeliranje atenuacije makroseizmičkog intenziteta

Sović, Ivica

Doctoral thesis / Disertacija

2018

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Science / Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: <https://um.nsk.hr/um:nbn:hr:217:340155>

Rights / Prava: [In copyright](#)/[Zaštićeno autorskim pravom.](#)

Download date / Datum preuzimanja: **2024-07-17**



Repository / Repozitorij:

[Repository of the Faculty of Science - University of Zagreb](#)





Sveučilište u Zagrebu

PRIRODOSLOVNO-MATEMATIČKI FAKULTET

GEOFIZIČKI ODSJEK

Ivica Sović

**Modeliranje atenuacije makroseizmičkog
intenziteta**

DOKTORSKI RAD

Mentor: Izv.prof. dr. sc. Snježana Markušić

Zagreb, 2018.



Sveučilište u Zagrebu

FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF GEOPHYSICS

Ivica Sović

**Macroseismic intensity attenuation
modelling**

DOCTORAL THESIS

Supervisor: Assoc. Prof. Snježana Markušić

Zagreb, 2018.

Ovaj doktorski rad je izrađen na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu Sveučilišta u Zagrebu pod vodstvom izv. prof. dr. sc. Snježane Markušić u sklopu Sveučilišnog poslijediplomskog doktorskog studija Fizike, smjer: Geofizika pri Geofizičkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu.

Izv. prof. dr. sc. Snježana Markušić radi na Geofizičkom odsjeku Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu. Diplomirala je 1987. godine, magistrirala 1991., a doktorirala 1997. godine. Nositeljica je kolegija Geofizika, Osnove geofizike, Fizika unutrašnjosti Zemlje, Račun izjednačenja i Teža i oblik Zemlje na sveučilišnim preddiplomskim, diplomskim i integriranim studijima na PMF-u. Do sada je objavila 34 znanstvena rada. Među njima je 18 radova koje navodi Current Contents (CC), četiri rada koji se navode u WoS (SCIE) bazi, devet radova u ostalim časopisima s međunarodnom recenzijom te tri rada u časopisima s domaćom recenzijom. Također je objavila četiri znanstvena rada (s međunarodnom recenzijom) u zbornicima međunarodnih skupova te sedam poglavlja u knjigama. U koautorstvu ima 17 priopćenja sa znanstvenih skupova.

Ovaj rad manje ili više obuhvaća mnoga znanstvena područja, od eksperimentalne fizike, optike i geologije, do seizmologije. Zato i ne bi bio napisan da nije bilo obilne pomoći mnogih ljudi, a budući da su mnogi, najbolje im se zahvaliti abecednim redom:

Zahvaljujem se pokojnom dr. sc. Miroslavu Andriću na konstruktivnim primjedbama u vezi strukture rasjeda, stijenja u Dinaridima i, općenito, u vezi geologije. Dr. sc. Đuro Drobac sa Instituta za fiziku izradio je termo parove i sudjelovao u preliminarnim pokusima koji, doduše, nisu opisani u ovom radu ali su mi pomogli u razvoju koncepta disipacije energije na pukotini. Bez mentorice dr. sc. Snježane Markušić ovaj rad bi bio puno nečitkiji i nerazumljiviji pa joj stoga svesrdno zahvaljujem. Dr. sc. Kristina Šariri mi je neizmjereno pomogla svojim programima za prepoznavanje slika. I na kraju, zahvalio bih se i mr. sc. Mladenu Živčiću na izuzetno konstruktivnim primjedbama i savjetima.

Sadržaj:

Sažetak	1
Extended abstract	3
1. Uvod	6
2. Geološke značajke Dinarida	12
2.1. O nastanku Dinarida	12
2.2. Općenito o strukturi rasjeda	16
3. Makroseizmičko polje	22
3.1. Izotropno makroseizmičko polje	25
3.2. Anizotropno makroseizmičko polje	29
3.2.1. Utjecaj dimenzija izvora i mehanizma u žarištu na polje	29
3.2.2. Utjecaj lokalnih geoloških struktura na polje – faktor podloge	32
3.2.3. Utjecaj regionalnih geoloških sustava na polje – rasjedne zone	33
3.2.4. Makroseizmičko polje eliptičkog oblika	34
3.1. Anizotropnost makroseizmičkog polja u Dinaridima	38
4. Teorija prigušenja valova	40
4.1. Harmonički oscilator	42
4.2. Intrinzično prigušenje energije valova	48
4.3. Disipacija energije na rasjedu	50
4.3.1. Disipacija energije na suhoj pukotini	51
4.3.2. Prigušenje na sustavu pukotina ispunjenih tekućinom	56
4.4. Gubitak energije drobljenjem materijala	58
4.5. Preraspodjela energije reflektiranjem vala	59

5. Modeliranje makroseizmičkog polja uz prigušenje na rasjedima	65
5.1. Atenuacijska funkcija modeliranog polja	69
5.2. Granice parametara modela	74
5.3. Ulazni podaci	76
5.3.1. Kriterij za odabir podataka	79
5.4. Parametri modela	84
5.4.1. Koeficijent apsorpcije	84
5.4.2. Makroseizmičke dubine žarišta	86
5.4.3. Širine rasjednih zona	88
5.4.4. Intenzitetni prag	90
5.4.5. Granična dubina	91
6. Rezultati i diskusija	93
6.1. Usporedba modela s empirijskim intenzitetima	94
6.1.1. Svojstva F-testa s obzirom na makroseizmičko polje	94
6.1.2. Usporedba polja metodom momenata slike	97
6.1.3. Primjeri primjene modela	101
7. Zaključak	109
8. Literatura	111
Prilog: Prigušenje valova u matrici ispunjenoj fluidom	121
Životopis	127
Popis radova	130

Sažetak

Izoseiste potresa koji su se dogodili u središnjem dijelu Vanjskih Dinarida izdužene su u smjeru pružanja ovog planinskog lanca. Odstupanje od kružnog oblika izoseista je uobičajeno i u drugim područjima, no u slučaju dinaridskih potresa omjer duljina i širina izoseista iznosi i do 4:1. Tako velika razlika duljine i širine izoseista ukazuje ili na veliki prirast intenziteta u smjeru pružanja ili na snažno prigušenje normalno na pravac pružanja orogenskog pojasa. S obzirom da su Dinaridi krško područje gdje se tradicionalno gradilo na stijenvitoj podlozi, anizotropija makroseizmičkog polja vjerojatno nije posljedica prirasta intenziteta zbog uvjeta tla jer skoro sve točke intenziteta imaju u pravilu vrlo sličnu dolomitnu ili vapnenačku podlogu. Osim toga, u radu je pokazano da potresi s različitim mehanizmima pomaka u žarištu, i oni koji su se dogodili na rasjedima uzdužnim na dinaridskipravac pružanja kao i oni koji su nastali na poprečnim rasjedima, imaju sličan oblik izoseista što isključuje emisiju izvora kao važan faktor u oblikovanju makroseizmičkog polja. U ovom je radu, stoga, pretpostavljeno da rasjedne zone koje se pružaju uzdužno Dinaridima, jače prigušuju valove koji kroz njih rasprostiru te tako umanjuju intenzitet što ima za posljedicu karakteristično spljoštene izoseiste.

Anizotropija makroseizmičkog intenziteta je do sada uglavnom razmatrana kao intrinzično svojstvo valnog sredstva šireg područja uzrokovano usmjeravanjem kristala i pukotina pod djelovanjem tektonskih sila (Bottari i sur., 1984; Ko i Jung, 2015). U ovom se radu pristupilo anizotropiji makroseizmičkog intenziteta kao posljedici prigušenja i preraspodjele energije valova na uskim, širine usporedive s valnom duljinom valova koje prigušuju, rasjednim zonama.

Rasjedi su sekundarne geološke strukture (Davis i sur., 2011), pukotine u stijenama Zemljine kore po kojima je došlo do pomaka jedne strane u odnosu na drugu stranu pukotine, odnosno, jednog krila rasjeda u odnosu na drugo. Definicija rasjedne zone se razlikuje kod raznih autora, no sve one opisuju zonu koja ima ista fizikalna svojstva za rasprostiranje valova. Davis i suradnici definiraju rasjednu zonu kao mnoštvo blizih rasjednih ploha odvojenih razlomljenim stijenama, odnosno, kao skup subparalelnih rasjeda (Davis i sur., 2011). Billi i suradnici pak definiraju rasjednu zonu kao područje rasjedne jezgre koja obuhvaća glavni rasjed te prijelazne i razlomljene zone na oba krila rasjeda, pri čemu se jezgra razlikuje od razlomljene zone po pojavi kataklazita karakterističnog za jezgru (Billi i sur., 2003). Pukotine

u stijenama se nikad ne pojavljuju same već u skupinama (Pollard i Aydin, 1988), a njihova međusobna udaljenost ovisi o fizikalnim svojstvima stijene. U sedimentima, od kojih su građeni i Dinaridi, udaljenost između pukotina je proporcionalna debljini slojeva te drugom korijenu Youngovog modula elastičnosti i modula smicanja (Lachenbacher, 1961; Hobbs, 1967; Ladeira i Price, 1981). Ponekad nekoliko paralelnih rasjednih zona mogu doseći širinu i od nekoliko kilometara. U krškim predjelima su rasjedne zone vrlo često saturirane vodom što efikasnije prigušuje valove potresa zbog čega takve strukture efikasnije disipiraju energiju valova. Osnovna pretpostavka modela prikazanog u ovom radu je da pri nailasku elastičkog vala izazvanog potresom na rasjednu zonu od razlomljenog, nekonsolidiranog materijala koji može biti saturiran podzemnom vodom, makroseizmički intenzitet bitno jače atenuira nego pri prolasku elastičkog vala kroz kompaktnu stijenu.

U okviru ovog rada je napravljen je numerički model makroseizmičkog polja za središnji dio Vanjskih Dinarida. Modelirana je vrijednost makroseizmičkih intenziteta u čvorovima mreže gustoće $0.1 \times 0.1^\circ$. Model radi tako da umanjuje intenzitete izotropnog polja izračunatog Koevesligethyevom atenuacijska jednadžbom ako zraka vala koji putuje iz izvora do čvora mreže prolazi kroz rasjednu zonu. Intenzitet se umanjuje tako da se u trećem članu Koevesligethyeve jednadžbe hipocentralnoj udaljenosti doda umnožak broja prolazaka zrake vala kroz rasjedne zone, srednje širine rasjedne zone i omjera koeficijenata apsorpcije unutar i izvan rasjedne zone.

Model je validiran tako da su za testni set od 10 potresa izračunata makroseizmička polja modelom opisanim u ovom radu i izotropnim modelom. Usporedbu modela nije bilo moguće provesti analizom varijance zbog svostva makroseizmičke ljestvice da se ponaša kao grubo trobitni analogno-digitalni pretvornik (Sović i Šariri, 2016). Zbog toga su uspoređivane modelirane i empirijske izoseiste novom metodom usporedbe pomoću afinih invarijanti slike. Korišteno je šest afinih invarijanti momenata slike a mjerilo sličnosti je bila euklidska udaljenost u 6D prostoru invarijanti.

Extended abstract

In this work a simple model of anisotropic macroseismic field (SAF model) is presented. It is known that macroseismic field could be modulated by the source mechanism, regional and local geological structures. The main assumption of the SAF model is that basically isotropic field is modulated only by regional geology because influence of source mechanism and local geology can be neglected under some conditions.

Influence of the rupture size and orientation could be neglected for small and moderate earthquakes because rupture is long only several km, comparable with the earthquake depth. The wave front become spherical in distance larger than 1.5 length of rupture according to Gusev (1983).

Local geological structures, like water saturated stratified media, may increase intensity level by multiple reflections, constructive interference and resonant effects, but inelastic attenuation, significantly stronger in water saturated soils, as well as destructive interference, may decrease intensities.

Large geological structures like fault zones decrease intensities due to energy redistribution and inelastic attenuation. This model has been developed for the Karst region of the Outer Dinarides where site effects may be neglected because most of a buildings are founded on a rock. Neglecting of site effects simplifies the model, so the only one modulator of macroseismic field remaind fault systems. According to this asumprion, the shape of macroseismic field depends on spatial distribution of faults and parameters of the earthquake (coordinates of the epicenter, depth and intensity at the epicenter).

Contrary to the methods which treat anisotropy as an azimuthal property of elastic medium, it have been supposed that attenuation is uniform and isotropic except at a limited number of narrow fault zones. Intensity is diminished gradually each time a ray crosses the fault zone in the first five km of depth. After several crosses, the value of the attenuation function is numerically equal to the value of attenuation function for much larger epicentral distance when related to ray paths that do not cross fault zones (Figure I).

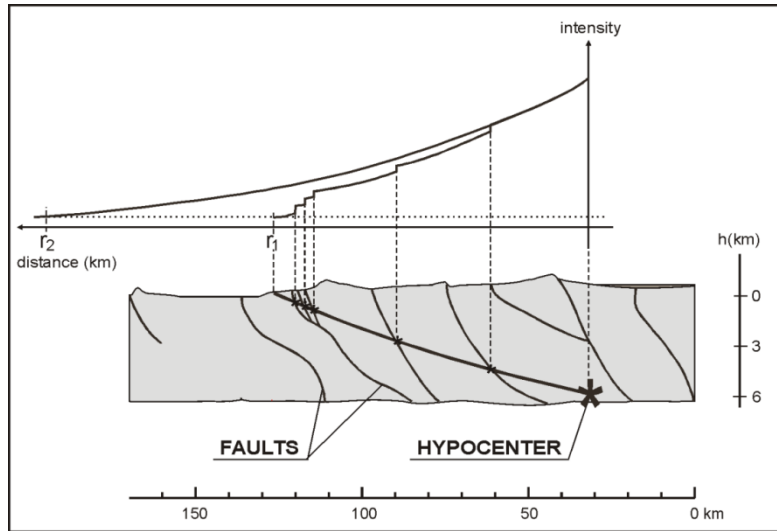


Figure I. Geological cross section, ray path and graphs of attenuation function modulated by fault zones versus unmodulated function.

Enhanced attenuation of fault zones is introduced in Koevesligethy's attenuation function as an "additional distance" $m\Delta r$ in the third term (α_i is intrinsic α and m is the number of fault zones crossed by the S-waves):

$$I = I_o - 3 \log\left(\frac{r}{h}\right) - 3\mu\alpha_i(r + m\Delta r - h),$$

where

$$\Delta r = w_f \frac{\alpha_f}{\alpha_i}$$

(α_f is the attenuation coefficient and w_f is the average width of fault zones). Number of crosses m has been calculated using map of the faults, so the additional distances have introduced spatial distribution of the faults in attenuation function. In order to demonstrate how the model works macroseismic field has been calculated for set of earthquakes which occurred in the central part of Outer Dinarides. Modelled macroseismic field and empirical isoseismals for 25th of November 1986 $M=5.5$ earthquake are shown in Figure II as an example of the results. Grid of the model has been 0.1×0.1 deg. Computed values have been presented in figures as grey scale areas.

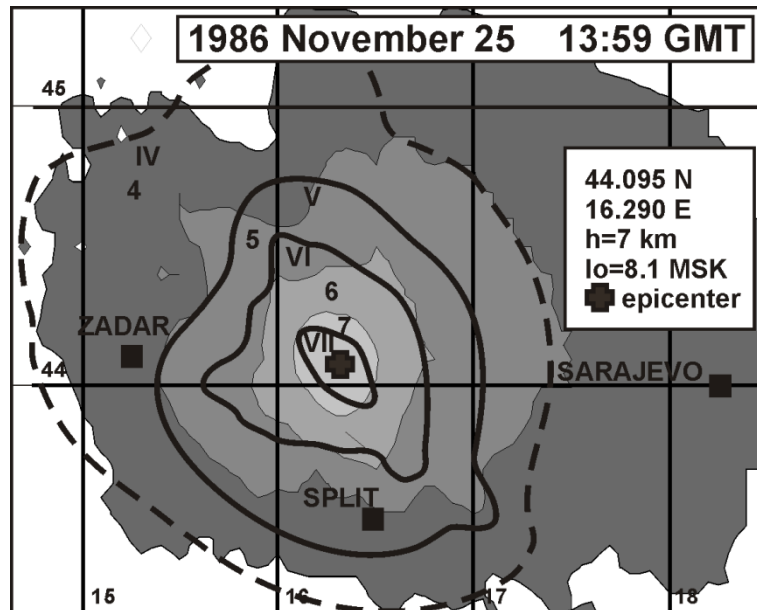


Figure II. Model (shaded areas and Arabic numerals) and empirical (dashed lines and Roman numerals) isoseismals 25th of November 1986 $M=5.5$ earthquake with epicenter near Knin. The results for all grid points are shown, although the macroseismic field for the sea area does not exist. Coast line and islands are not displayed.

On the first sight computed macroseismic field is quite similar to empirical but visual method is not good for fields comparison. On the other hand, standard statistical tests like T and F test are not sensitive enough for such rough data as intensities. In order to demonstrate how good the model is, the new method of comparison isoseismal maps was introduced. This method compares two isoseismal maps by using affine transformations of the isoseismals. Ten isoseismal maps obtained by the SAF model and by isotropic circular model were compared with empirical ones. It was find out that the SAF isoseismals are 31.4% more similar to the empirical ones than the isoseismals obtained by isotropic circular model.

The model does not take into account site effects and source mechanisms, so it is limited to the small and moderate earthquakes and Karst or similar areas with uniform local geology. In spite of those deficiencies, the model is simple, easy to use and gives satisfactory results. It could be useful first step in developing more complex model which will include site effects and source parameters.

1. Uvod

Intrinzična atenuacija elastičkih valova, pa posljedično i makroseizmičkog intenziteta, je posljedica trenja zbog neidealne elastičnosti valnog sredstva (Mavko, 1979). U prvoj aproksimaciji je atenuacija intenziteta izotropna (Kövesligethy, 1907) a izolinije intenziteta (izoseiste) su kružnice. Postoje područja na Zemlji, jedno od njih su Vanjski Dinaridi, u kojima su izoseiste izdužene i bitno odstupaju od kružnica. Takav oblik izoseista je posljedica djelovanja fizikalnih mehanizama različitih od intrinzičnog izotropnog trenja u valnom sredstvu. Mehanizmi koji deformiraju izotropno makroseizmičko polje mogu biti razni, na primjer, interferencijski (faktor podloge), fokusiranje i raspršenje valova, usmjeravanje energije valovodima itd. Svrha ovog rada je objasniti jedan od tih mehanizama, prigušenje valova u rasjednim zonama, i da se primjenom tog mehanizma napravi numerički model koji bolje opisuje empirijsko makroseizmičko polje od postojećeg izotropnog modela. U radu su korišteni podaci o potresima koji su se dogodili u Vanjskim Dinaridima, budući da je izduženost izoseista najjače izražena u tom području.

Potresi su jedna od najdestruktivnijih prirodnih pojava. Mogu biti vrlo opasni jer rušenjem građevina izazivaju materijalnu štetu i mnoge ljudske žrtve. Znanost koja se bavi potresima je seizmologija, a ona, osim što pruža uvid u sastav i građu planeta na kojem živimo, ima i praktičnu važnost. Na primjer, moguće je na temelju dogođenih potresa izračunati seizmički hazard, vjerojatnost vrijednosti nekih parametara gibanja tla u određenom vremenu na određenom prostoru. Seizmički hazard je bitan u mnogim područjima ljudskog djelovanja, od građevine do ekonomije i osiguranja od šteta. Jedan od ulaznih parametara za računanje hazarda je makroseizmički intenzitet i atenuacijska funkcija intenziteta.

Modeliranje makroseizmičkog polja nije važno samo za računanje seizmičkog hazarda, već i za sustav uzbunjivanja i civilnu zaštitu. Zbog toga je razvijen numerički model makroseizmičkog polja (NMMP) kojim se može računati prostorna razdioba intenziteta samo na temelju brzo dostupnih seizmoloških instrumentalnih (koordinate epicentra, dubina žarišta i magnituda) i geoloških podataka.

Vrlo često jaki potresi uništavaju komunikacijsku infrastrukturu, pa su podaci s terena neko vrijeme nedostupni. Informacije o mogućim štetama su bitne zbog planiranja i provođenja pravovremene pomoći i spašavanja. U situaciji kad je svaka minuta dragocjena moguće je

izračunati teorijske izoseiste i dati preliminarne podatke nadležnim službama o mogućem stanju na terenu. Teorijske se izoseiste računaju na temelju parametara izračunatih iz instrumentalnih podataka, intenziteta u epicentru izračunatog iz magnitude, dubine žarišta i atenuacijske funkcije intenziteta.

U ovom se radu koriste pojmovi uobičajeni u seizmologiji, no nije na odmet ponovo ih definirati.

Makroseizmički intenzitet je skup učinaka potresa zamjetnih bez uporabe instrumenata, a koji su se dogodili istovremeno na istom mjestu. Pojam "isto mjesto" ne podrazumijeva materijalnu točku, već šire područje kao što je selo, manji grad ili dio većeg grada. Takvom skupu učinaka, koji je podskup skupa svih mogućih učinaka, pridjeljuje se stupanj intenziteta koji se obično označava rimskim znamenkama. Često se, zbog jezične ekonomičnosti, stupanj intenziteta zove samo intenzitet, tako da će se u ovom radu pod pojmom intenzitet podrazumijevati stupanj intenziteta. Intenzitet je u stvari ime podskupa, no budući da su svi učinci iz podskupa uzrokovani silom određenog iznosa, intenzitetu se može pridijeliti akceleracija.

Prostorna razdioba intenziteta jednog potresa naziva se makroseizmičko polje. Intenzitet potresa nelinearno opada s udaljenosti od epicentra te bi izoseiste trebale biti kružnice, no kao što je opisano u ovom radu, stvarne izoseiste potresa u području središnjeg dijela Vanjskih Dinarida su u pravilu deformirane elipse.

Učinci potresa se razvrstavaju u podskupove pomoću makroseizmičkih ljestvica. Makroseizmička ljestvica je skup odredbenica (opisa učinaka) koje moraju biti zadovoljene da bi se nekom mjestu pridijelio odgovarajući intenzitet.

Kroz povijest je bilo mnogo pokušaja kvantiziranja jačine potresa svrstavanjem učinaka u podskupove. Neki od prvih važnijih primjera su pokušaji Nausea iz 1532. godine, Fritschiusa iz 1555. godine i Sleidanusa iz 1556. godine (Gruental, 2004). Prvu modernu makroseizmičku ljestvicu s pet stupnjeva primijenio je Egen na potres koji se dogodio 1828. u dolini Rajne (Egen, 1828; Muson i sur., 2010). Unatoč Egenovom radu, makroseizmologija je zaživjela u obliku koji danas poznajemo tek pedesetak godina kasnije s pojavom Rossi–Forelove ljestvice. Neovisno jedan od drugoga, ali skoro istovremeno (Rossi 1874. godine, a Forel 1881.), napravili su ljestvice koje su 1883. ujedinjene u zajedničku deset-stupanjsku Rossi-Forelovu ljestvicu. Makroseizmičku ljestvicu s 12 stupnjeva objavio je 1900. Mercalli, dok je

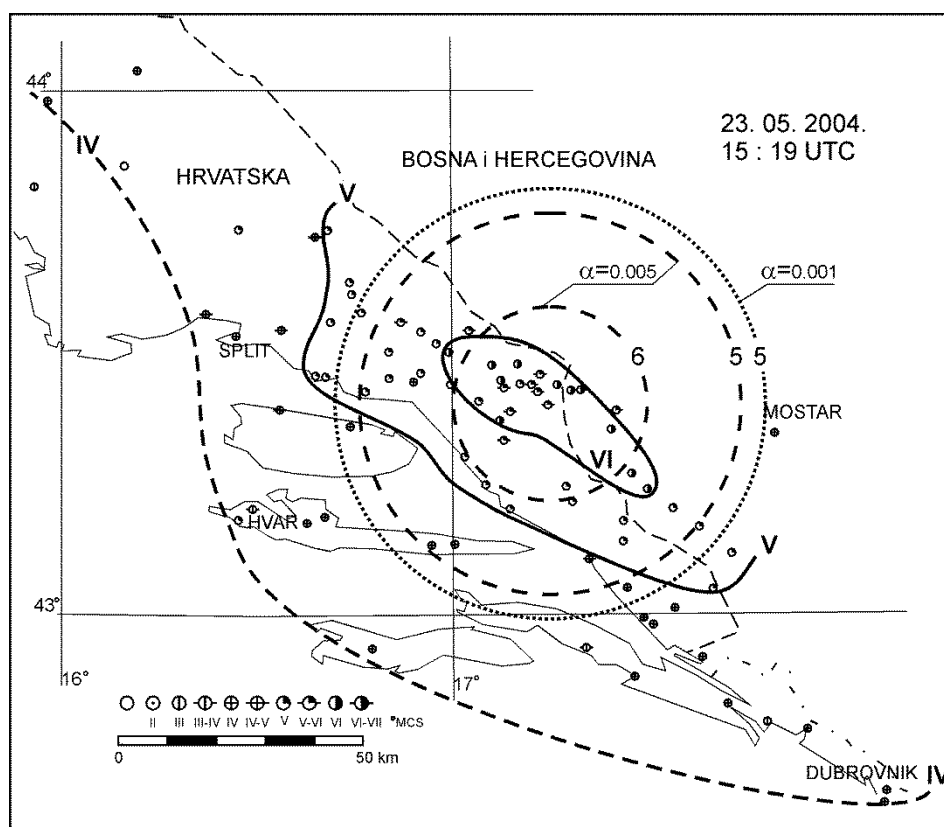
tri godine kasnije Cancani objavio svoju ljestvicu. Prvu modernu ljestvicu objavio je 1917. Sieberg dopunivši opise učinaka potresa iz Mercallijeve i Cancanijeve ljetvice te je tako nastala Mercalli-Cancani-Siebergova (MCS) ljestvica, koja se još uvijek koristi u nekim zemljama. Razvoj MCS ljestvice tekao je u dva pravca. U Americi je poslužila kao osnova za razvoj modificirane Mercallijeve (MM) ljestvice, dok je u SSSR-u na temelju nje razvijena Seizmička ljestvica Instituta fizike Zemlje. Ujedinjavanjem modificiranih MCS ljestvicama nastala je 1964. godine Medvedev-Sponheuer-Karnikova (MSK-64) ljestvica. To je ljestvica od 12 stupnjeva u kojoj se razlikuju količine (poneki, mnogi, većina...), tri tipa građevina (A, B, C) i u kojoj su klasificirana oštećenja u pet stupnjeva. I ta je ljestvica doživjela niz usavršavanja tako da se u Hrvatskoj dugo vremena koristila MSK-78 ljestvica, verzija iz 1978. godine s dopunama iz 1980. godine u prijevodu Mladena Živčića (Živčić, 1986). MSK ljestvica je poslužila kao temelj za razvoj Europske Makroseizmičke Ljestvice (EMS) koja je objavljena 1998. (Gruenthal, 1998). Bitna razlika ove u odnosu na prethodne ljestvice je u tome što tipovi građevina i oštećenja nisu samo opisani, već su prikazani i skicama i fotografijama. Sve ljestvice koje vode porijeklo od MCS ljestvice koncipirane su tako da omjer akceleracija koje uzrokuju učinke dvaju uzastopnih stupnjeva iznosi dva, a akceleracije tvore geometrijski niz.

U seizmologiji je od presudne važnosti imati što je moguće dulji vremenski niz podataka o potresima. Što je niz dulji i katalog potpuniji to su rezultati istraživanja točniji. Instrumentalna seizmologija se počela razvijati tek krajem 19. stoljeća, pa su stoga podaci dobiveni makroseizmičkim metodama od neizmjerne vrijednosti. Makroseizmički podaci prikupljaju se na razne načine. U Hrvatskoj je sustavno prikupljanje podataka o potresima počelo nakon velikog Zagrebačkog potresa 9. studenog 1880. godine. Makroseizmički podaci za taj potres su se prikupljali obilaskom terena te putem pisama, običnih poštanskih i posebnih dopisnica namijenjenih meteorološkim opažanjima. Tada je u organizaciji Akademije osnovan Potresni odbor Jugoslavenske akademije znanosti i umjetnosti (drugi takav u svijetu nakon japanskog!). Predsjednik mu je bio Josip Torbar, brojio je sedam članova, a Mijo Kišpatić, koji je bio zadužen za prikupljanje i obradu podataka, gotovo je čitav posao obavljao sam sve do 1906. godine. Tada posao oko izdavanja Potresnih izvješća preuzima Meteorološki opservatorij pod upravom Andrije Mohorovičića, koji je prikupljanje podataka podigao na novu razinu uvođenjem upitnica, obrazaca s pitanjima o potresima usklađenim s Mercallijevom makroseizmičkom ljestvicom (Sović, 1999; Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a u Zagrebu). Podaci za sve starije potrese su iz, manje ili više, nepouzdanih povijesnih izvora.

Hrvatski katalog sadrži podatke o potresima od 373 godine prije Krista do danas. Od tako dugog niza potresa postoje instrumentalni zapisi samo za potrese koji su se dogodili nakon što je Andrija Mohorovičić 1908. godine pustio u rad prvi Wiechertov seizmograf s mirenjem na zagrebačkom seizmološkom opservatoriju.

U Hrvatskoj ne postoji tako izražena anizotropija makroseizmičkog polja kao u Dinaridima u području između Velebita na sjeverozapadu i granice s Crnom Gorom na jugoistoku (Sović, 1999; Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a u Zagrebu). Izozeiste svih jačih potresa s epicentrima južno od Splita izrazito su izdužene uzdužno pružanju Dinarida, a omjer velike i male osi im je i do 4:1 (Slika 1.1). Potresima koji su se dogodili na području od Trilja do Obrovca makroseizmički intenzitet ne opada tako izrazito u smjeru poprečno na glavnu os izoseista, ali je i kod njih jasno vidljiva izduženost po pružanju SZ-JI (Sović, 1999; Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a u Zagrebu). Tako veliko prigušenje makroseizmičkog intenziteta poprečno na pružanje Dinarida moglo bi se objasniti pomoću tri uzroka: 1) mehanizmom pomaka u žarištu potresa, 2) povećanjem intenziteta zbog uvjeta tla te 3) prostornom razdiobom rasjeda koji prigušuju makroseizmički intenzitet neelastičkim prigušenjem i raspršuju energiju reflektiranjem.

Izvor potresa zrači energiju različito u raznim smjerovima. Osim toga, i duljina aktivnog dijela rasjeda utječe na oblik pleistoseiste (Shebalin, 1972; Bottari i sur., 1984), no na hipocentralnim udaljenostima većim od 1.5 duljina aktivnog dijela rasjeda izvor možemo aproksimirati točkom koja zrači izotropno (Gusev i Shumilina, 2000). Akceleracija tla nije direktno proporcionalna makroseizmičkom intenzitetu, ali je jedna od varijabli o kojoj ovisi, te bi na većim udaljenostima izoseiste potresa trebale biti kružnice bez preferiranih smjerova jačeg intenziteta. Zanimljivo djelovanje mehanizma pomaka u žarištu, čak i na malim epicentralnim udaljenostima, na oblik makroseizmičkog polja potvrđuju i empirijski podaci što je detaljnije objašnjeno u poglavlju 3.2.1. Razdioba intenziteta u pleistoseističkom području ni za jedan potres obrađen u ovom radu ne pokazuje oblike koji bi se mogli očekivati za slučaj da na njega utječe anizotropna emisija iz žarišta. Naime, svi potresi, i oni koji su se dogodili na rasjedima paralelnim pružanju Dinarida, kao i na poprečnim rasjedima, imaju slično izdužene izoseiste. Nesumnjivo je da izvor zrači različito u različitim smjerovima, no isto tako Huygensov princip (Supek, 1951) kaže da je svaka točka valne fronte novi izvor kuglastog vala što izgladuje valnu frontu te se na udaljenosti od 1.5 duljinu aktivnog dijela rasjeda (Gusev, 1983; Gusev i Shumilina, 2000) konačna valna fronta može opisati kuglom.



Slika 1.1. Karta izoseista potresa od 23. 5. 2004. godine, s epicentrom kod Imotskog. Vidljiv je tipičan oblik izoseista izduženih po pružanju Dinarida. Ucrtane su i izoseiste teorijskog izotropnog polja označene arapskim znamenkama za koeficijente apsorpcije $\alpha = 0.005$ (crtkano) i $\alpha = 0.001$ (točkasto). Dubina žarišta potresa je bila $h=7.7$ km, a lokalna magnituda $M_L=5.3$. Intenzitet u epicentru izračunat iz magnitude iznosi $I_o = 7.3$. Nije prikazana izoseista 6 za oba koeficijenta apsorpcije, jer se preklapaju.

Odavno je uočeno da se trešnja pri potresu jače osjeti na mekim tlima nego na okolnim stijenama. Pojačana trešnja objašnjena je lokalnim uvjetima tla (Seed i Schnabel, 1972). Tom se efektu pripisivala presudna važnost u rušenju nekih kapitalnih objekata (Hough i sur., 1990). Korigiranjem izotropno-radijalnog modela makroseizmičkog polja prirastom intenziteta zbog uvjeta tla dobivaju se rezultati usporedivi s empirijskim, no ta se metoda može primijeniti samo ako su faktori podloge različiti za naselja u kojima se ocjenjuje intenzitet (Gutscher i sur., 2006). Skoro sva mjesta u Vanjskim Dinaridima, s izuzetkom rijetkih novih naselja i većih gradova koji su se širili u polja, građena su na vapnenačkoj ili dolomitnoj podlozi, praktički na osnovnoj stijeni. Sela su tradicionalno građena na obroncima

brda jer se obradiva zemlja koristila za poljoprivredu. Zbog toga nema bitne razlike u podlozi koja bi mogla objasniti razdiobu intenziteta.

Godine 1907. je Koevesligethy (Koevesligethy, 1907) objavio jednadžbu opadanja makroseizmičkog intenziteta s udaljenošću od epicentra. Makroseizmičko polje opisano tom i njoj sličnim jednadžbama raznih autora je radijalno i izotropno. No, u stvarnosti izoseiste potresa nisu koncentrične kružnice. Bottari i suradnici (1984) su pokušali povezati oblike izoseista i geološku strukturu područja u kontekstu nove tektonike (*...in the context of "new basement tectonics"...*). Zaključili su da intenziteti izvan blizog polja uglavnom ovise o pružanju lineamenta (*eng. lineaments*) bez objašnjenja kako djeluju na distribuciju energije u prostoru. U ovom je radu pretpostavljeno da rasjedne zone umanjuju makroseizmički intenzitet apsorpcijom i raspršenjem reflektiranih valova. Apsorpcija valova, pri čemu se elastički valovi koji prolaze kroz prepreku prigušuju zagrijavajući prepreku, vrlo je dobro poznata pojava u akustici i to ne samo u teoriji već se i svakodnevno primjenjuje u praksi. Na primjer pri izradi gluhih komora, gdje barijere debljine nekoliko centimetara apsorbiraju valove metarskih duljina (Morse i Ingard, 1986).

Unutar rasjedne zone može doći do tri vrste gibanja: koseizmičkog gibanje pri čemu nastaju potresi, puzanja rasjeda i prisilnog harmoničkog osciliranje pri nailasku seizmičkog vala kojem je izvor neki drugi rasjed. Za vrijeme koseizmičkog pomaka rasjedna krila se brzo pomiču pri čemu nastaju potresi i emitiraju se valovi koji titraju česti tla u blizom polju najvećom procijenjenom brzinom od 1 m/s i akceleracijom od 20 ms^{-2} za frekvenciju 10 Hz (Brune, 1970). Brzina pucanja rasjeda je približno 3 kms^{-1} (Bollinger, 1970), a zbog trenja temperatura rasjedne jezgre može doseći i 1400 K te se može rastaliti i kvarc (McKenzie i Brune, 1972). Aseizmički pomak je puzanje rasjeda brzinom od 10^{-3} do 10^{-2} m/godišnje (Sibson, 1977). Slučaj nailaska vala na rasjed nije istraživani, no razmatran je nailazak vala na pukotinu uz pretpostavke idealne elastičnosti i jediničnog zbroja koeficijenata refleksije i transmisije (Pyrak-Nolte i sur., 1990a, 1990b; Zhao i sur., 2006). Nedvojbeno je da seizmički val uzrokuje pomake na udaljenom rasjedu, jer u protivnom ne bi bilo ni šteta od potresa na objektima izvan epicentralnog područja. Stoga bi, najvjerojatnije, trebalo Sibsonovu izjavu (Sibson, 1977) da su mehanizmi disipacije energije na rasjedu vjerojatno isti za seizmičko i aseizmičko rasjedanje poopćiti na sve relativne pomake unutar rasjedne zone bez obzira na uzrok. To bi uključilo i oscilatorne pomake razlomljenih stijena unutar rasjednih zona koje uzrokuje udaljeni potres.

2. Geološke značajke Dinarida

2.1. O nastanku Dinarida

Dinaridi su planinski lanac koji se proteže od Alpa na sjeverozapadu do Albanida i Helenida na jugoistoku. Tipičan su episubdukcijski planinski sustav (Bognar, 2008) od dvije izražene morfostrukturnalne zone: Unutrašnjih i Vanjskih Dinarida. Nastali su subdukcijom i kolizijom Jadranske mikroploče i Euroazijske ploče (Pamić i sur., 1998; Pavelić, 2002; Šumanovac i sur., 2009; Korbar, 2009). Glavna deformacijska faza Dinarida, koja je rezultirala recentnim pružanje po smjeru SZ-JI, dogodila se u srednjem eocenu–oligocenu (Tomljenović i sur., 2008).



Slika 2.1. Karta glavnih tektonskih jedinica Dinarida (prema Schmid i sur., 2008). Poligon (zelena crta) obuhvaća područje u kojem epicentri potresa iz parametarskog i testnog seta. Crvena crta je granica Unutrašnjih i Vanjskih Dinarida.

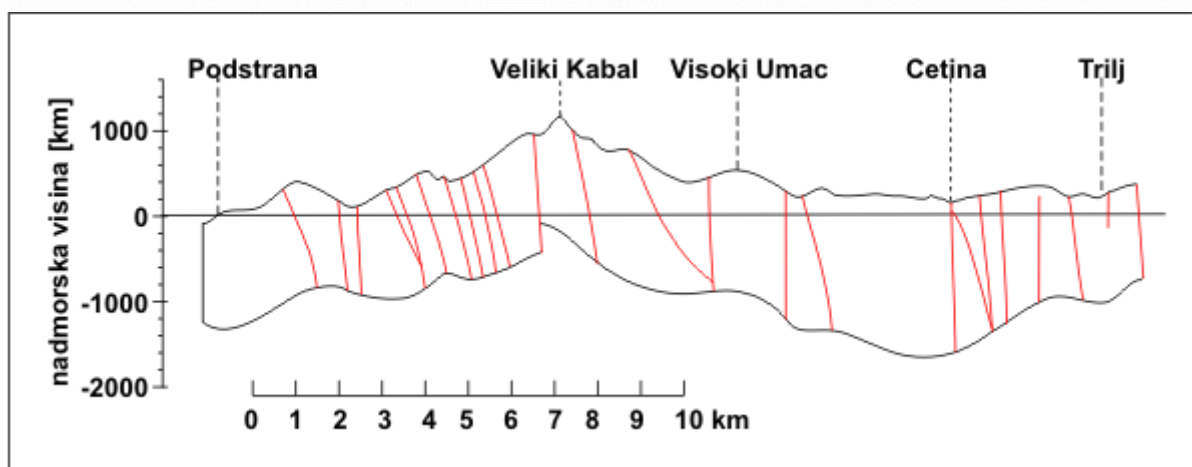
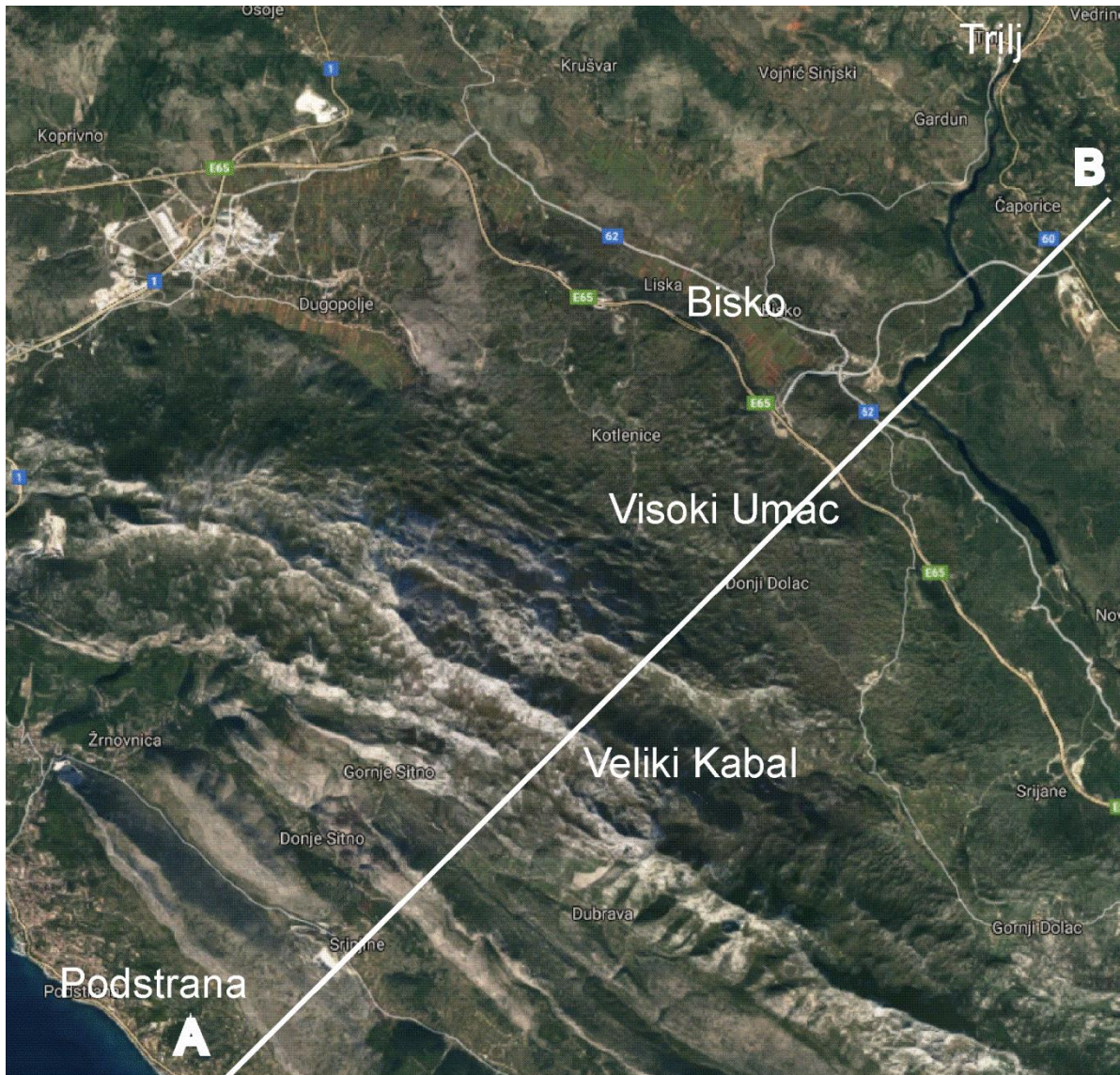
Vanjski Dinaridi se najvećim dijelom sastoje od tektonskih jedinica nastalih od mezozoičkih i tercijskih morskih depozita (Vlahović i sur., 2005). Borano-navlačni pojas Vanjskih Dinarida u kojima se dogodi većina potresa u Hrvatskoj, nastali su tijekom kenozoika navlačnom tektonikom (Korbar, 2009). Do navlačenja vršnog dijela kore uzduž istočnog ruba Jadranske mikroploče, čime su formirani Vanjski Dinaridi, došlo je zbog konvergencija Afričke, Jadranske i Europske ploče (Channell i Hotvath, 1976) koja je započela sredinom jure što je rezultiralo i zatvaranjem dijela Neotethys oceana duž Savske suturne zone (Schmid i sur., 2008; Korbar, 2009). Zatvaranje Neotethysa duž Savske suturne zone završeno je krajem krede i početkom paleogena (Schmit i sur., 2008).

Prema GPS mjerenjima, Jadranska se mikroploča pomiče prema sjeveru brzinom od 3 do 4.5 mm godišnje, brže na jugu a sporije na sjeveru (Grenerczy i sur., 2005) i rotira u smjeru suprotnom od kazaljke na satu oko osi rotacije u zapadnim Alpama kutnom brzinom 0.341° u milijun godina. (Weber i sur., 2010). Slično se gibala i u prošlosti o čemu svjedoče podaci paleomagnetnih mjerenja (Marton i sur., 2002). Translacija Jadranske mikroploče prema sjeveru i subdukcija njenog istočnog dijela građenih od stijena oceanske kore pod Euroazijsku ploču započelo je u srednjoj juri dinarskog dijela Neotethys oceana (Pamić i sur., 1998).

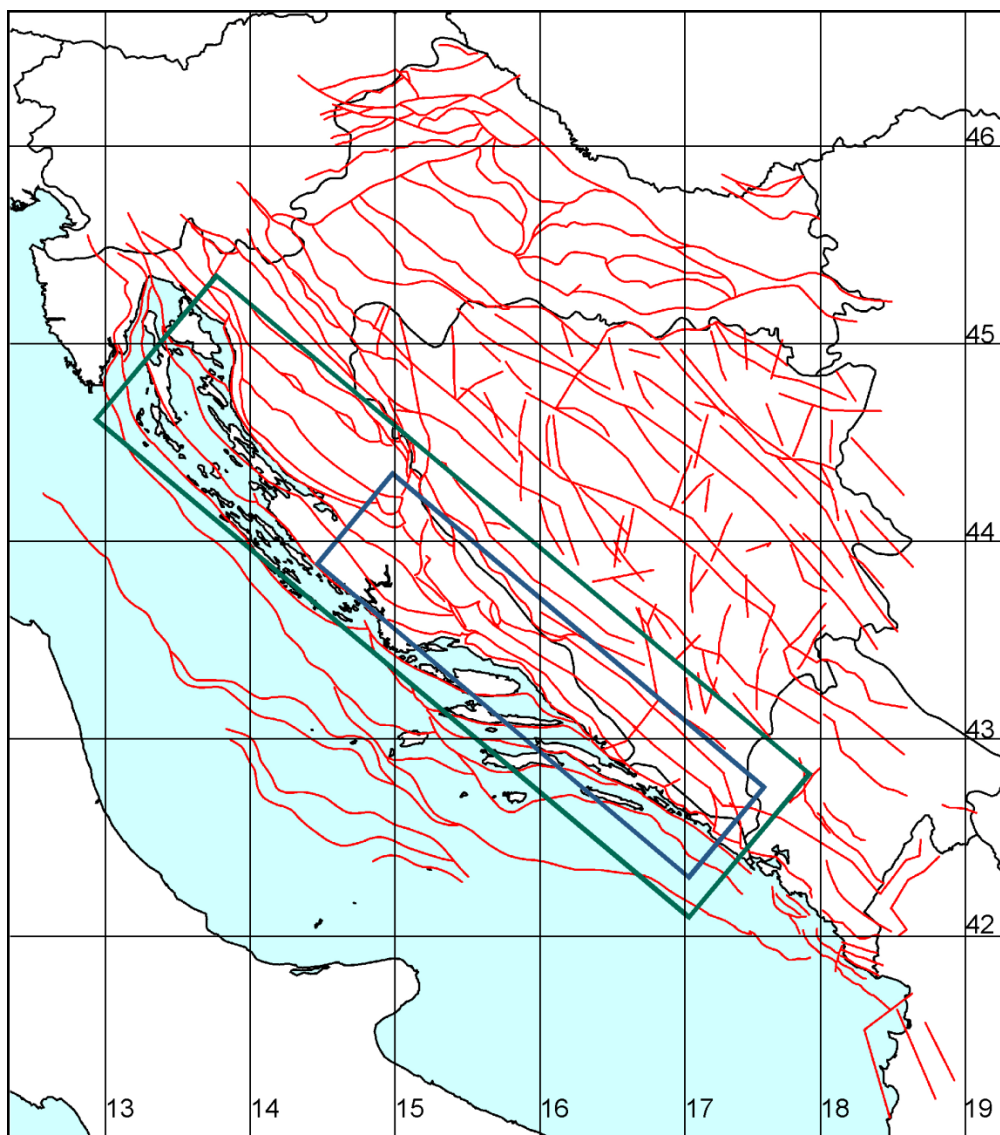
U središnjem dijelu Vanjskih Dinarida razdioba velikih tektonostratigrafskih jedinica pokazuje pravilan uzorak (Pamić i sur., 1998). Planine, koje se protežu u smjeru sjeverozapad-jugoistok, odvojene su dolinama i rasjednim sustavima (slika 2.2) širine i do 5 km (Kuk i sur., 2000) što je naročito uočljivo na slici 2.3, karti rasjeda na području Hrvatske (Prelogović i sur., 2006).

Vapnenački sedimenti koji tvore Dinaride na pojedinim su mjestima, na primjer na području Dinare i Kamešnice, debeli i više od 13 km (Aljinović, 1984). Prema najnovijim istraživanjima, u području Konavala dosežu do 11 km (Stipčević i sur., 2011).

Geotermalni je gradijent u Dinaridima izuzetno malen i za područje planine Dinare iznosi svega $10^\circ\text{C}/\text{km}$ (Spaić, 2012). U cijelom području Vanjskih Dinarida ne prelazi vrijednost od $17^\circ\text{C}/\text{km}$, osim u moru južno od Dubrovnika gdje doseže vrijednosti od $27^\circ\text{C}/\text{km}$ (Grandić i sur., 2010).



Slika 2.2. Poprečni presjek središnjih Vanjskih Dinarida (A Podstrana – B Trilj) do 2000 m dubine. Uočavaju se rasjedi (crveno), koji su u kvaziparalelni smjeru pružanja planina. Nacrtano prema inženjersko-geološkoj karti SFRJ (Čubrilović i sur., 1967).



Slika 2.3. Karta rasjeda na području Hrvatske (Prelogović i sur., 2006) i Bosne i Hercegovine (Čubrilović i sur., 1967). Rasjedi su prikazani crveno. Plavi poligon označava područje epicentara parametrizacijskih potresa, a zeleni područje epicentara potresa za provjeru modela.

2.2. Općenito o strukturi rasjeda

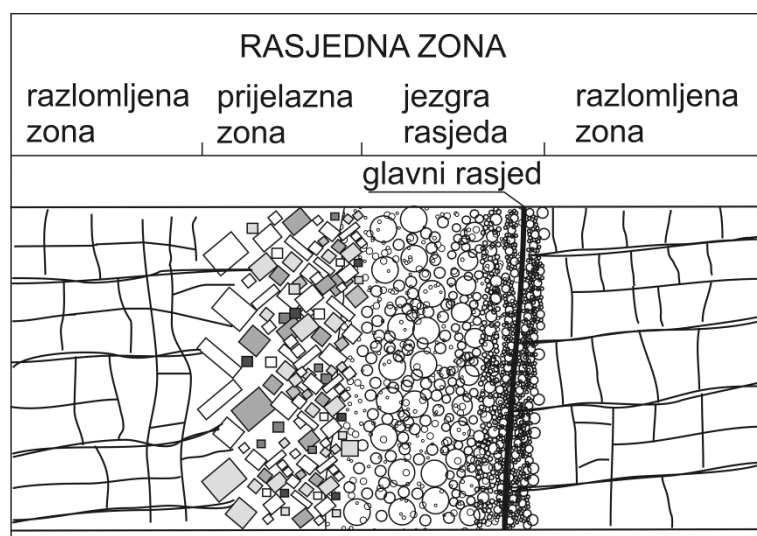
Pukotine u stijeni nastale kao posljedica posmičnog pomaka većeg od centimetra nazivamo rasjedima. Ako je pomak manji od centimetra govorimo o mikrorasjedima ili jednostavno posmičnim pukotinama. U prvoj aproksimaciji rasjed možemo shvatiti kao dvodimenzionalnu rasjednu plohu, paraklazu, u trodimenzionalnom prostoru. Presjek ravnine u kojoj leži rasjedna ploha i horizontalne ravnine je pravac čiji azimut je smjer pružanja rasjeda. Stijene s obje strane rasjedne plohe nazivaju se su krila rasjeda, a relativni pomak krila rasjeda je opisan vektorom pomaka. Krilo koje nadvisuje rasjednu plohu je krovinsko, dok je ono drugo podinsko krilo. Osnovnu podjelu rasjeda moguće je napraviti prema vektoru pomaka. Vektor pomaka može ležati u pravcu pružanja rasjeda, normalno na pravac pružanja ili biti linearna kombinacija tih dvaju komponenata. Ako vektor pomaka leži u pravcu pružanja rasjeda tada se radi o rasjedima s pomakom po pružanju (*engl. strike-slip*). Takvi rasjedi mogu biti lijevi ili desni, s obzirom na smjer vektora pomaka u odnosu na motritelja. Rasjedi s pomakom okomitim na smjer pružanja mogu biti normalni ili reversni, ovisno o tome spušta li se krovinsko krilo u odnosu na podinsko ili se podiže. Vektor pomaka dijagonalnih rasjeda je linearna kombinacija komponenata vektora pomaka u smjeru i normalno na pravac pružanja rasjeda. Dijagonalni rasjed može biti normalni-desni ili normalni-lijevi i reversni-desni ili reversni-lijevi.

Rasjed nastaje kad smične sile koje djeluju na stijenu nadjačaju njenu posmičnu čvrstoću, te se napetosti relaksiraju na račun rada utrošenog na relativni pomak krila rasjeda za iznos i u smjeru vektora pomaka. Ako je relativni pomak krila rasjeda reda veličine 10^{-3} - 10^{-2} m godišnje, takvi pomaci se nazivaju puzanje pri čemu se energija ne akumulira u elastički deformiranim stijenama već se disipira u obliku topline, dok se dio troši na mehanički rad drobljenja i usitnjavanja stijena. Pomaci krila rasjeda od 0.1 do 1 m/s (Sibson, 1977) nastaju pri brzom oslobađanju potencijalne energije nagomilane u deformiranim stijenama pri čemu se jedan dio energije oslobodi i u obliku elastičkih valova, dok se drugi dio energije troši na savladavanje sile trenja. Dio energije koji se oslobađa u obliku u elastičkih valova je između 3% (Pittarello i sur., 2008) i 70% (Venkataraman i Kanamori, 2004). Toplina koja se oslobađa trenjem ponekad je dovoljna da temperatura naraste na 1450 K i da se rastali kvarc (Kanamori i Heaton, 2000; Di Toro i sur., 2006). Taljevina ima važnu ulogu u dinamici žarišta potresa jer

djeluje kao mazivo (Bowden i Hughes, 1939) smanjujući koeficijent trenja i umanjujući tlak potreban za razvoj pukotine (Kanamori i sur., 1998).

Rasjedi su sekundarne geološke strukture (Davis i sur., 2011), pukotine u stijinama Zemljine kore po kojima je došlo do pomaka jednog krila rasjeda u odnosu na drugo. U prvoj aproksimaciji rasjedi su planarne pukotine, no rasjedi su složene strukture koje obuhvaćaju rasjedne zone, području razlomljenih stijena, širine do nekoliko stotina metara i uske jezgre uže od metra u kojoj je koncentrirano od 60% do 85% ukupne deformacije (slika 2.4.) (Prentice i Ponti, 1997).

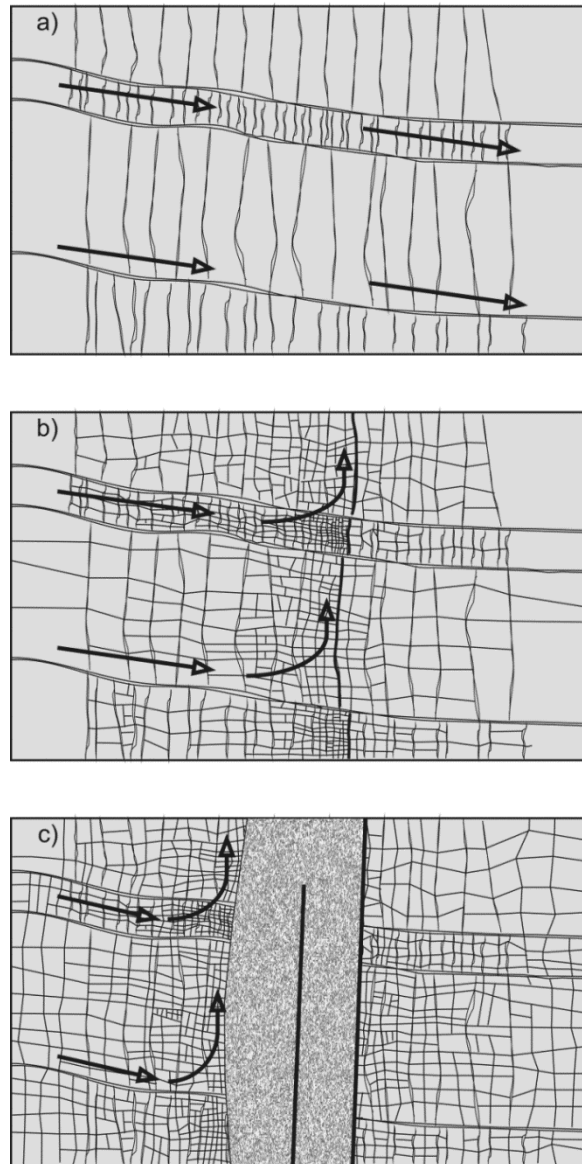
Definicija rasjedne zone su različite, ovisno o autorima, no sve one definiraju strukturu koja ima ista fizikalna svojstva za rasprostiranje valova. Davis i suradnici definiraju rasjednu zonu kao mnoštvo blizih rasjednih ploha odvojenih razlomljenim stijinama, odnosno, kao skup subparalelnih rasjeda kada se rasjedanje ponavlja ili je stijena posebno slaba (Davis i sur., 2011). Billi i suradnici pak definiraju rasjednu zonu kao područje rasjedne jezgre koja obuhvaća glavni rasjed te prijelazne i razlomljene zone na oba krila rasjeda. Rasjedna jezgra se razlikuje od razlomljenih zona po pojavi kataklazita karakterističnog za jezgru (Billi i sur., 2003). S obje strane rasjedne jezgre pojavljuju se pukotine u stijinama. Nikad ne pojavljuju same već u skupinama (Pollard i Aydin, 1988), a njihova međusobna udaljenost ovisi o fizikalnim svojstvima stijene. U sedimentima, od kojih su građeni i Dinaridi, udaljenost između pukotina je proporcionalna debljini slojeva te drugom korijenu Youngovog modula elastičnosti i modula smicanja (Lachenbacher, 1961; Hobbs, 1967; Ladeira i Price, 1981). Rasjedne zone nastaju zbog lokalne koncentracije deformacije. To ne znači da su područja s puno rasjeda izložena većim tlakovima od okolnih područja, već da imaju manji otpor na smicanje. Razvoj rasjeda počinje drobljenjem stijena u onome što će kasnije postati razlomljena zona rasjeda. S vremenom se kameni ulomci vežu u rasjednu breču geokemijskim procesima (Billi i sur., 2003; Davis i sur., 2011). Drobljenjem se povećava propusnost stijena za vodu te dolazi do saturacije pukotina i vertikalnog transporta fluida (Vermilye i Scholz, 1998; Billi i sur., 2003) (slika 2.5). Prisutnost fluida umanjuje koeficijent trenja, pospješuje gibanje i fragmentaciju materijala (Hausegger i sur., 2010). Kad fragmenti dosegnu centimetarske dimenzije započinje rotacijsko gibanje ulomaka u prisustvu fluida, čime se povećava udio sitnozrnatih ulomaka klasta čijim se vezivanjem stvara kataklazit (Sibson, 1977; Billi i sur., 2003). Ukoliko su stijene karbonatne, ugljična kiselina (voda i otopljeni ugljikov (IV) oksid) otapa karbonat, a iz zaostalih netopivih silikata nastaje glina i započinje formiranje jezgre rasjeda.



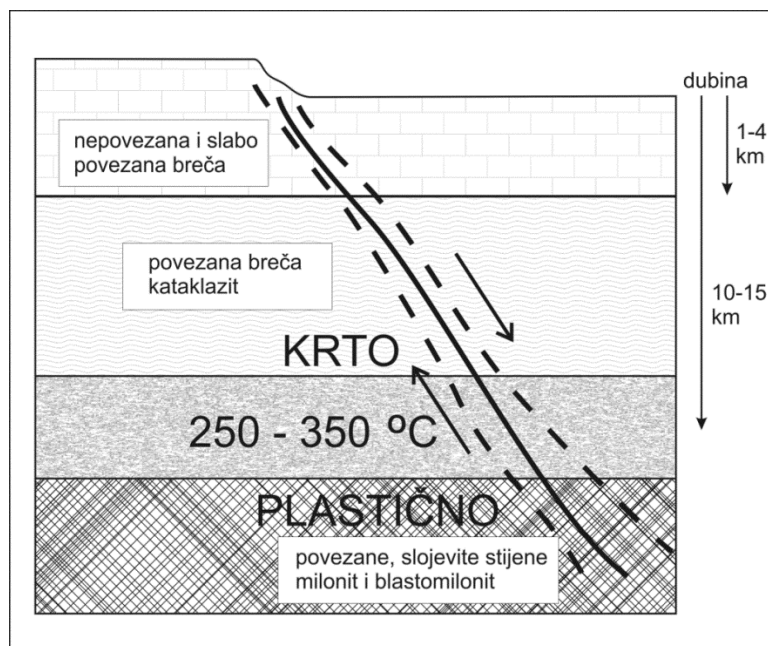
Slika 2.4. Poprečni presjek rasjedne zone (prema Billi i sur., 2003). Strukture unutar zone nisu prikazane u mjerilu. Glavni rasjed, pukotina, širine je reda veličine centimetra, jezgra reda veličine metra, prijelazna zona širine od 1 do 2 metra, a cijela rasjedna zona može biti široka do nekoliko stotina metara.

Iz fraktalnog gledišta, centimetarska dimenzija drobljenog materijala je granica samosličnosti u procesu fragmentacije (Sammis i Biegel, 1989) i mogla bi biti dimenzija hrapavosti (*asperity size*) rasjeda. Kataklazit i glina u jezgri bitno smanjuju propusnost za tekućinu, jezgra rasjeda počinje ometati transport fluida te se, u pojedinim slučajevima, pretvara u barijeru. Na kraju se rasjedna zona sastoji od vodom zasićenih nekonsolidiranih razlomljenih stijena u razlomljenoj zoni, te od rasjedne breče i vodonepropusne jezgre od kataklazita i gline (Mooney i Ginzburg, 1986).

Razvoj rasjeda pokazuje svojstva samoregulirajućeg procesa, kojeg u prvom dijelu prisutnost fluida ubrzava, da bi ga u nastavku usporila. Ukupna širina rasjedne zone je funkcija vrste rasjedanja, svojstava stijena i sila koje djeluju na rasjed (Sibson, 1977; Davis i sur, 2011). Rasjed nije u svim dubinama jednak i može ga se prikazati dvoslojnim krto-plastičnim modelom (slika 2.6.) (Sibson, 1977). Na njegova svojstva i dimenzije djeluje mnogo parametara, no najvažniji su vrsta materijala, tlak i temperatura.



Slika 2.5. Razvoj rasjedne zone (prema Billi i sur., 2003). Strelice pokazuju tok podzemne vode. a) Kroz postojeće pukotine u stijeni cirkulira tekućina. Zbog sila smicanja stijena na najslabijem mjestu puca, te se pukotine pune vodom. b) Pukotine su u području buduće jezgre rasjeda dovoljno guste da omogućuju vertikalni transport fluida. Zbog smanjenog trenja fragmentacija se ubrzava do centimetarskih dimenzija ulomaka. c) Kameni ulomci centimetarskih dimenzija se drobe u još sitnije te se formira kataklazitna jezgra rasjeda. Taloži se glina iz sitno drobljenih silikata i silikatnih zaostataka otopljenih karbonata i zaprečuje prolazak tekućini.



Slika 2.6. Dvoslojni krto-plastični model rasjeda prema Sibsonu (1977). Iznad dubine izoterme od približno 300 °C kvarcno feldspatske stijene se ponašaju krto. Pomaci na rasjedu proizvode rasjednu breču i kataklazit čija povezanost i sadržaj fluida ovise o tlaku i stupnju razlomljenosti. U dubinama u kojima se stijene ponašaju plastično rasjed prelazi u širu smičnu zoni s plastičnom deformacijom stijena i u aseizmičkim uvjetima proizvodi milonit i blastomilonit. Puna crta je rasjedna jezgra, dok su isprekidane crte rubovi rasjedne zone.

Do dubine od 4-5 km dominiraju procesi fragmentacije trenjem u prisustvu fluida, a litostatski tlak je dovoljno malen da se rasjed ne ponaša kao kompaktna stijena. U razlomljenoj zoni su nepovezani ulomci stijena, a u jezgri se formira slabo povezana rasjedna breča i rasjedna glina. Na većim dubinama breča je povezanija, a glavni proizvod elastofrikcijских procesa su kataklazitne stijene male poroznosti (Sibson, 1977, Hausegger i sur., 2010) .

Ako su stijene kvarcno feldspatske, na temperaturi od približno 300 °C počinju se ponašati plastično (Sibson, 1977; Davis i sur, 2011). Dubina na kojoj se mijenja svojstvo stijena od krtog u plastično ovisi o nekoliko faktora od kojih su najvažniji sastav stijena, temperaturni gradijent i prisutnost fluida. No u prvoj približnosti tu je dubinu lako izračunati iz geotermalnog gradijenta. U uvjetima normalnog geotermalnog gradijenta od 25-30 °C prijelaz s krtog na plastično ponašanje stijena se događa na dubinama od 10 do 15 km. Na dubinama većim od 15 km formiraju se milonit i blastomilonit (Sibson, 1977).

U gornjem dijelu rasjedne zone, u kojem prevladavaju razlomljene stijene, nekonsolidirana rasjedna breča zasićene vodom, izmjerene su manje brzine seizmičkih valova nego izvan rasjeda. Zato se ti dijelovi rasjednih zona nazivaju zone male brzine (Yang i sur., 2011). U

San Andreas rasjednoj zoni je brzina transverzalnih valova umanjena u odnosu na okolne stijene od 30 do 40%, a faktor dobrote Q^l je približno 30 za frekvencije manje od 5 Hz (Li i sur., 2004). Takve strukture kod kojih je izduženo područje malih brzina omeđeno blokovima u kojima su brzine znatno veće mogu formirati valovode (Wust-Bloch, 2002; Ben-Zion i sur., 2003; Li, 2004; Lewis i sur., 2005; Yang i sur., 2011), ako je geometrija sustava povoljna. Tipične širine valovoda su nekoliko stotina metara, a dubine od 3 do 5 km (Ben-Zion i sur., 2003; Lewis i sur., 2005). U odnosu na valovode u zonama San Andreas rasjeda, San Jacinto i Calico u Kaliforniji i Karaderc-Duzce u Turskoj, valovod u dolini Mrtvog mora je znatno većih dimenzija, širine 10 km i dubine 10 km, što, najvjerojatnije, ukazuje na starost rasjednog sustava (Wust-Bloch, 2002).

Stvarnu veličinu rasjednih zona je teško utvrditi, no moguće je seizmičkim i geodetskim metodama (Yang i sur., 2011) izmjeriti dimenzije valovoda, pa na temelju tih mjerenja zaključivati o rasjednim zonama. Da bi neka struktura bila valovod nužno je da je unutar nje brzina valova manja nego u okolini, a brzina je manja zbog razlomljenosti i prisustva gline i fluida. Zbog toga su valovodi područja u kojima je faktor dobrote Q barem za red veličine manji nego u okolnim stijenama. To znači da jedan kilometar rasjedne zone atenuira upadni val barem kao 10 km okolne stijene. Zone male brzine i valovodi su jasan indikator da zone fluidom natopljenih razlomljenih stijena uz rasjed mogu bitno umanjiti makroseizmički intenzitet smanjivanjem amplitude vala, a time i učinaka koje taj val proizvodi. Građevine u istraživanom području su većinom kuće prizemnice ili niske katnice vlastite frekvencije u rasponu 4-7 Hz zbog čega na njih najjače djeluju transverzalni valovi iz tog raspona frekvencija (Chernov i Sokolov, 1999). Valne duljine tih valova nisu veće od 750 m (valna brzina $v_s = 3000$ m/s, frekvencija $\omega = 4$ Hz), usporedive su s širinom rasjednih zona, što znači da za njih rasjedne zone nisu zanemariva prepreka.

¹Faktor dobrote Q je faktor prigušenja vala. Radi se o veličini koja je proporcionalna omjeru ukupne energije i izgubljene energije vala u jednom titraju zbog neelastičnosti valnog sredstva. Q faktor je disperzivan, jer prigušenje raste s frekvencijom vala.

3. Makroseizmičko polje

Potres djeluje silom na objekte i bića na površini Zemlje i pritom uzrokuje određene učinke. Skupina takvih učinaka koji se istodobno javljaju na istom mjestu određuje razinu makroseizmičkog intenziteta. Makroseizmički intenzitet je indeks skupa učinaka potresa koji su se dogodili istovremeno u ograničenom prostoru. Pojave na temelju kojih je definiran intenzitet nazivaju se odredbenice i osnovni su dijelovi makroseizmičkih ljestvica. Sve ljestvice koje vode porijeklo od Mercalli-Cancani-Siebergove (MCS) ljestvice definiraju stupnjeve intenziteta tako da akceleracije tla koje odgovaraju pojedinim intenzitetima tvore geometrijski niz. U Hrvatskoj je dugo bila u uporabi Medvedev-Sponheuer-Karnikova MSK-78 ljestvica, verzija iz 1978. s dopunama iz 1980. godine u prijevodu Mladena Živčića (Živčić, 1986). Danas se uz tu ljestvicu paralelno koristi i Europska makroseizmička ljestvica iz 1998. godine (EMS-98) (Gruenthal, 1998). Iako su ljestvice koncipirane tako da se stupnjevi podudaraju (npr. V stupanj MSK jednak je V stupnju EMS ljestvice) rabe se obje zbog homogenosti niza.

Razdioba intenziteta na površini Zemlje naziva se makroseizmičko polje. Upišu li se intenziteti na zemljopisnu kartu, mjesta istih intenziteta moguće je okružiti izolinijama – izoseistama. Izoseista najvećeg intenziteta naziva se pleistoseista. U njenom središtu se nalazi makroseizmički epicentar.

Intenzitet potresa je, strogo gledano, indeks podskupa skupa učinaka potresa te, budući da je indeks, može biti samo cijeli broj. Označava se rimskim brojevima. Podskupovi učinaka potresa nisu disjunktni već podskup većeg intenziteta sadrži sve podskupove manjih intenziteta. Ponekad nije moguće razlučiti pripadaju li učinci potresa podskupu većeg ili manjeg intenziteta, te je uobičajeno u takvim slučajevima pisati oba intenziteta razdvojena crticom, na primjer III-IV (tri do četiri). Često se zanemaruje prava definicija intenziteta te se vrijednostima „III-IV“ ne pridjeljuje pravo značenje „III ili IV“ već „3.5“, vrijednost realnog broja proporcionalnog akceleraciji koja je te učinke izazvala. Ta veličina, 3.5, nije ni intenzitet niti akceleracija već pseudointenzitet (Peruzza, 1996). Pseudointenzitet često može biti koristan za računanje jer intenzitetu kao parametaru kvantizacije potresa daje fizikalno značenje. Iako se intenzitet i pseudointenzitet međusobno bitno razlikuju čest je slučaj da se te dvije veličine, zbog jezične ekonomičnosti, jednako zovu. Zbog toga se u daljnjem tekstu neće praviti razlika između naziva intenzitet i pseudointenzitet. Razlika će biti vidljiva samo u

načinu pisanja, budući da se iznos intenziteta piše rimskim, a pseudointenziteta arapskim znamenkama.

Klasični pristup razmatranju intenziteta potresa je da je intenzitet direktna je posljedica sile, pa je prema drugom Newtonovom zakonu proporcionalan akceleraciji koja djeluje na objekt (Kövesligethy, 1907). Takav pristup bi vrijedio samo u slučaju impulsnog djelovanja na objekt. S obzirom da na objekt djeluje harmonička sila akceleracija nije nužno akceleracija česti tla, već ovisi o efikasnosti prijenosa gibanja s tla na objekt, o prijenosnoj funkciji. S obzirom da je sila na objekt uzrokovana nailaskom harmoničkog vala, prijenosna funkcija ovisi o rezonantnim efektima, odnosno o frekvenciji vala i vlastitim frekvencijama zgrada i namještaja (Chernov i Sokolov, 1999) te o nizu drugih nefizikalnih parametara. Budući je akceleracija druga vremenska derivacija pomaka česti tla, proporcionalna je amplitudi pomaka u žarištu umanjenoj zbog neelastičnog prigušenja valnog sredstva i geometrijskog rasprostiranja gustoće energije.

Promatra li se malo šire područje ali ipak dovoljno malo da na njega djeluje val iste amplitude i frekvencije, može se dogoditi da u jednoj točki intenzitet bude bitno različit od intenziteta u susjednoj. To je posljedica lokalnih uvjeta tla koji mogu povećati amplitudu vala ili ju prigušiti. Povećanje amplitude pomaka nastaje zbog superpozicije višestrukih refleksija kad val nailazi na površinski sloj u kojem su brzine bitno manje nego u osnovnoj stijeni. Kako je to rezonantni efekt, na taj se način pojačavaju samo valovi određenih frekvencija i njihovi viši harmonici.

Izvor potresa nije jedna točka već dio ravnine i ne zrači energiju u svim smjerovima jednako, stoga niti intenzitet u blizom polju nije za sve smjerove jednak (Kanamori, 1970). Daleko polje počinje već na udaljenosti od 1.5 duljine aktivne dionice rasjeda pa je tada moguće izvor aproksimirati točkom (Gusev i Shumilina, 2000). To znači da je za većinu slabih i umjerenih potresa koji se događaju u Dinaridima na površini zamjetno samo daleko polje s obzirom da je dubina žarišta višestruko veća od duljine aktivnog dijela rasjeda. Za jače potrese kojima je hipocentralna dubina usporediva s duljinom aktivnog dijela rasjeda može se iz oblika pleistoseiste procijeniti dimenzija rasjeda (Shebalin, 1972).

Osim fizikalnih parametara, na ocjenu intenziteta do šestog stupnja MCS (MSK i EMS-98) ljestvice djeluju psihološki i fiziološki faktori, jer neke odredbenice uzimaju u obzir stanja kao što su strah i panika.

Iz ovog kratkog prikaza se vidi da je intenzitet potresa funkcija mnogo varijabli, no zbog njihovog nepoznavanja uobičajeno je da se prikazuje kao funkcija intenziteta u epicentru, neelastičkog prigušenja i hipocentralne udaljenosti (Kövesligethy, 1907).

Na objekt djeluju longitudinalni i transverzalni val, no transverzalni nosi sedam do osam puta više energije od longitudinalnog (Hennino i sur., 2001). Zbog toga se učinak longitudinalnog vala praktički može zanemariti te se sve učinke potresa može pridijeliti transverzalnom valu. Ovisno o dubini žarišta i lokalnoj geologiji, na epicentralnim udaljenostima od nekoliko desetaka kilometara površinski valovi mogu, uz prostorne, pridonijeti učincima potresa. U Italiji se to događa na udaljenostima većim od 45 km (Gasperini, 2001), dok je za Grčku ta udaljenost približno 100 km (Papazachos, 1992). Ako su površinski valovi još i kratkoperiodički, u rasponu frekvencija 4-7 Hz, što su vlastite frekvencije manjih zgrada i obiteljskih kuća (Chernov i Sokolov, 1999), mogu, zbog rezonantnih efekata, postati glavni uzroci učinaka potresa.

U ovom se radu računa sintetičko makroseizmičko polje za Dinaride uz pretpostavku da su glavni uzročnici učinaka potresa direktni prostorni transverzalni S valovi. Iako i površinski valovi mogu uzrokovati štete, nisu pretpostavljeni kao glavni nosioc energije zato što se modeliraju polja za slabe i umjerene potrese, većinom do magnitude 5.0. Takvi se potresi osjete na relativno maloj udaljenosti, uglavnom do 100 km. Ako se primijene grčka iskustva, površinski valovi se mogu zanemariti jer ne pridonose bitno intenzitetu do udaljenosti od stotinjak kilometara.

Vrlo je realna i pretpostavka da su skoro sva sela i većina gradova na području Dinarida građeni na sličnoj podlozi. To znači da je faktor podloge za većinu mjesta isti ili vrlo sličan pa se može zanemariti.

Većina potresa koji su modelirani u ovom radu imaju magnitude do 5.0. Duljina aktivnog dijela rasjeda im je uglavnom manja od 10 km, a najčešće reda veličine kilometra (Wells i Coppersmith, 1994; Hanks i Bakun, 2002; Leonard, 2010). Potres momentne magnitude $M_0=5$ prema Hanksu i Bakunu (2002) i Leonardu (2010) ima aktivnu duljinu rasjeda od približno tri kilometra što je tri puta manje od najčešća dubina žarišta potresa u Hrvatskoj koja je približno 10 km, pa se može zanemariti duljina izvora i promatrati ga kao točkasti izvor (Gusev i Shumilina, 2000).

3.1. Izotropno makroseizmičko polje

Pretpostavimo točkasti monokromatski izvor, pravocrtno rasprostiranje vala i ravno valno sredstvo. Ovisnost makroseizmičkog intenziteta I o hipocentralnoj udaljenosti r

$$r = \sqrt{\Delta^2 + h^2} \quad (3.1)$$

gdje je Δ epicentralna udaljenost, a h žarišna dubina, možemo prikazati izrazom:

$$I = k_1 + k_2 \log(r) + k_3 r \quad (3.2)$$

Parametri k_1 , k_2 i k_3 ovise o intenzitetu u epicentru, dubini žarišta i opadanju energije vala s udaljenošću od izvora. Intenzitet je povezan s akceleracijom na način (Koevesligethy, 1907):

$$I = k_4 + k_5 \log(a) \quad (3.3)$$

gdje je a akceleracija, a k_4 i k_5 parametri ovisni o makroseizmičkoj ljestvici. Seizmička energija oslobođena u žarištu (E_0) opada s udaljenošću zbog geometrijskog rasapa i prigušenja uzrokovanog neelastičnošću valnog sredstva, te vrijedi (Sponheuer, 1937):

$$E = E_0 r^{-n} e^{-\gamma r} \quad (3.4)$$

Parametar n je konstanta geometrijskog rasapa, a γ konstanta apsorpcije. Akceleracija tla je proporcionalna drugom korijenu seizmičke energije, te iz (3.4) slijedi:

$$a = a_0 k_6 r^{-\frac{n}{2}} e^{-\frac{\gamma}{2} r} \quad (3.5)$$

gdje je k_6 faktor proporcionalnosti između akceleracije i energije.

Uvrštavanjem (3.5) u (3.3) dobije se:

$$I = k_4 + k_5 \log(k_6 a_0) - k_5 \frac{n}{2} \log(r) - k_5 \mu \frac{\gamma}{2} r, \quad (3.6)$$

gdje je $\mu = \log(e) = 0.4343$ (e je Eulerov broj, $e = 2.718$). U epicentru potresa ($r = h$, $I = I_0$) jednačba (3.6) prelazi u:

$$I_0 = k_4 + k_5 \log(k_6 a_0) - k_5 \frac{n}{2} \log(h) - k_5 \mu \frac{\gamma}{2} h \quad (3.7)$$

Oduzimanjem izraza (3.7) od (3.6) slijedi:

$$I = I_o - k_5 \frac{n}{2} \log\left(\frac{r}{h}\right) - k_5 \mu \frac{\gamma}{2} (r - h) \quad (3.8)$$

U jednadžbi (3.8), uz konstante geometrijskog rasapa i prigušenja valnog sredstva, ostala su samo dva nepoznata koeficijenta: intenzitet u epicentru I_o i k_5 .

Jednadžbe (3.3) za dva uzastopna intenziteta I_j i I_{j+1} glase:

$$I_j = k_4 + k_5 \log(a_j)$$

$$I_{j+1} = k_4 + k_5 \log(a_{j+1})$$

Razlika dvaju uzastopnih intenziteta je 1, pa iz gornjeg proizlazi:

$$I_{j+1} - I_j = 1 = k_5 (\log(a_{j+1}) - \log(a_j)) \quad (3.9)$$

odnosno, koeficijent k_5 je:

$$k_5 = \frac{1}{\log\left(\frac{a_{j+1}}{a_j}\right)} \quad (3.10)$$

Prema definiciji MCS, MSK i EMS-98 ljestvice (Musson, 2010) omjer akceleracija uzastopnih stupnjeva intenziteta je 2 te je iznos koeficijenta k_5 :

$$k_5 = \frac{1}{\log(2)} = 3.322 \quad (3.11)$$

Kövesligethy je 1907. u jednadžbu oblika (3.8) uvrstio vrijednosti:

$$k_5 \frac{n}{2} = 3$$

$$k_5 \frac{\gamma}{2} = 3\alpha$$

te dobio izraz

$$I = I_o - 3 \log\left(\frac{r}{h}\right) - 3\mu\alpha(r - h) \quad (3.12)$$

U jednadžbi (3.12) je Kövesligethy pretpostavio da glavninu energije nose prostorni valovi potresa jer je za njih konstanta prostornog rasapa $n = 2$. Prigušenje valova zbog neelastičnosti

sredstva sadržano je u koeficijentu apsorpcije makroseizmičkog intenziteta α , koji je približno jednak koeficijentu apsorpcije akceleracije $\gamma/2$ iz jednadžbe (3.5). Koeficijent apsorpcije α je proporcionalan umnošku frekvencije vala f i recipročne vrijednosti faktora dobrote Q i brzine transverzalnih S valova v_s prema relaciji (Hashida, 1987):

$$\alpha = \frac{\pi f}{Q v_s} \quad (3.13)$$

Blake je 1941. godine krenuo drugim putem. Zaključio je da u relacijama koje su izveli Koevesligethy (Koevesligethy, 1907), i Gassmann (Blake, 1941) ima previše nepoznanica koje je teško odrediti iz empirijskih izoseista i da je za mnoge potrebe dovoljno izvesti empirijsku relaciju. Zaključio je da se apsorpcija značajno smanjuje s dubinom (Birch i Bancroft, 1938) i da je pretpostavka o pravocrtnom rasprostiranju energije nerealna jer slojevite strukture pri površini lome zrake valova. Budući da nisu postojali podaci za površinske strukture iz kojih bi se mogla izvesti opća atenuacijska jednadžba uveo je empirijsku relaciju (3.14) u kojoj su nepoznanice intenzitet u epicentru I_o , atenuacijski parametar z i hipocentralna dubina h :

$$I = I_o - z \log\left(\frac{r}{h}\right) \quad (3.14)$$

Parametar z objedinjuje geometrijski rasap i neelastičko prigušenje a određuje se iz empirijskih podataka.

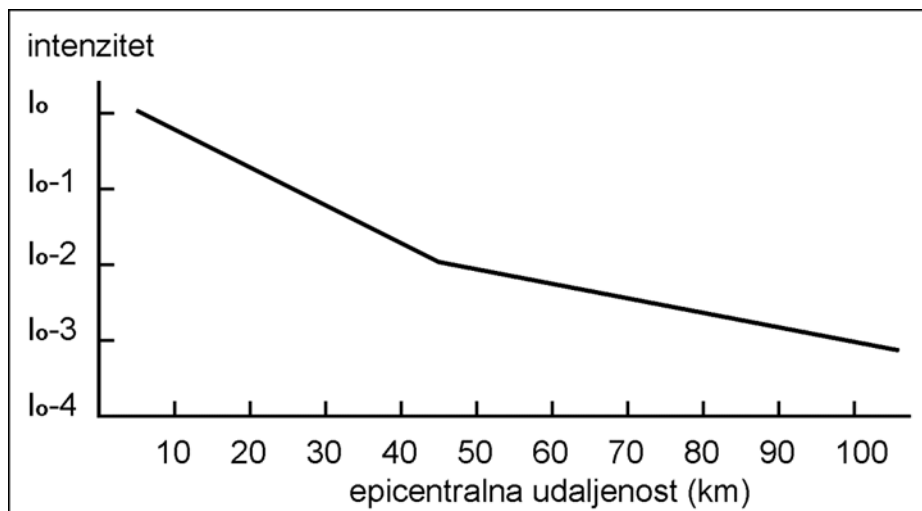
Osim Kövesligethyja i Blakea i drugi su autori (Karnik, 1969; Gupta i Nuttli, 1976) koristili atenuacijske funkcije tipa:

$$I = I_0 + a + b \log(r) + cr \quad (3.15)$$

izvedene na istim fizikalnim osnovama.

Zanemarujući prethodno navedene fizikalne osnove i pokušavajući umanjiti razliku teorijskih i empirijskih intenziteta za područje Italije, Gasperini je 2001. objavio bilinearnu atenuacijsku funkciju (slika 3.1.) kojom je izrazio ovisnost intenziteta o epicentralnoj udaljenosti. Prema Gasperiniju, makroseizmički intenzitet opada linearno jedan stupanj na 20 km za epicentralne udaljenosti manje od 45 km. Za veće udaljenosti intenzitet opada približno jedan stupanj na 50 km. Promjena nagiba pravca na epicentralnoj udaljenosti od približno 45 km nije posljedica nelinearnosti makroseizmičkih ljestvica, već svojstvo rasprostiranja seizmičke

energije kroz koru i litosferu. Ispod Apenina, u kojima se događa većina talijanskih potresa, litosferne strukture su takve da na udaljenostima većim od 45 km glavninu seizmičke energije nose površinski valovi. Do te udaljenosti glavnina učinaka potresa uzrokovana je prostornim valovima, poglavito transverzalnim. Intrinzično prigušenje oba tipa valova je podjednako, no geometrijski rasap površinskih valova (Červený i sur., 1974) je bitno manji od rasapa prostornih budući da putuju u dvije dimenzije, a ne u tri (Doyle, 1995).



Slika 3.1. Bilinearna atenuacijska funkcija makroseizmičkog intenziteta prema Gasperiniju (2001) za područje Italije. Na apscisi su hipocentralne udaljenosti, a na ordinati intenzitet izražen preko intenziteta u epicentru . Do udaljenosti od približno 45 km intenzitet se smanjuje jedan stupanj na 20 km, dok se za veće udaljenosti smanjuje jedan stupanj na 50 km.

3.2. Anizotropno makroseizmičko polje

Davno je uočeno da oblik izoseista ne odgovara idealnim kružnicama, već više ili manje deformiranim elipsama. U praksi su, da bi se mogle primijeniti relacije za izotropni model, izoseiste aproksimirane kružnicama jednake površine. Na taj se način olakšava računanje, ali i gubi informacija o stvarnom makroseizmičkom polju.

Odstupanje oblika izoseista od idealnog oblika kružnica uglavnom se događa zbog nekoliko razloga: većih geoloških struktura koje prigušuju, raspršuju i vode valove (Bottari i sur., 1984; Ben-Zion i sur., 2003; Fohrmann i sur., 2004), prirasta intenziteta zbog lokalnih uvjeta tla (Campbell i Duke, 1974; Joyner i sur., 1981; Hough i sur., 1990; Aki, 1993), dimenzija i mehanizma u žarišta (Shebalin, 1972).

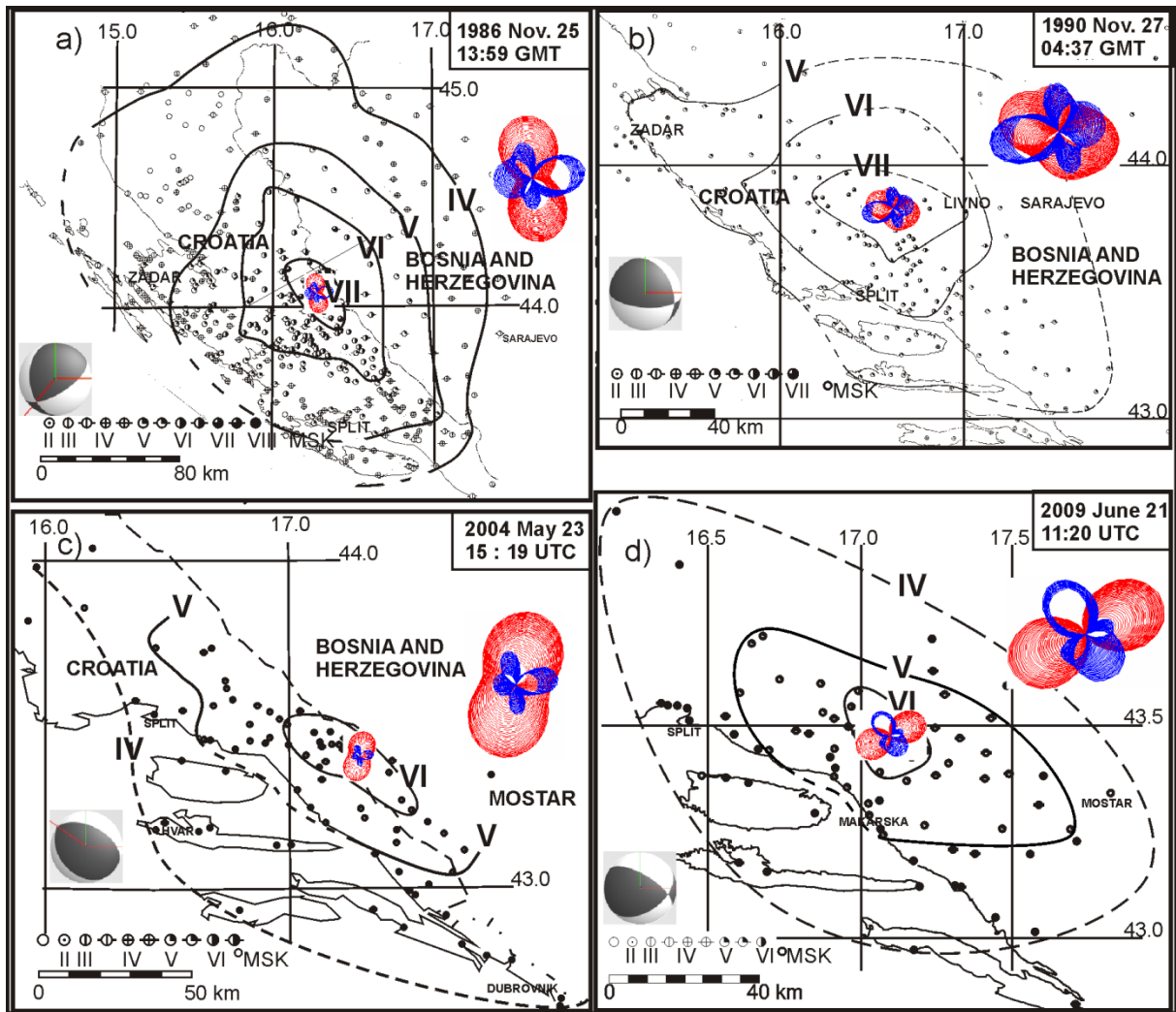
3.2.1. Utjecaj dimenzija izvora i mehanizma u žarištu na makroseizmičko polje

Izvor potresa nije, kako se u većini slučajeva pojednostavljuje, matematička točka već dio rasjedne plohe nezanemarivih dimenzija. U slučaju potresa magnitude $M = 6$, koja je relativno česta u Dinaridima, duljina aktivnog dijela rasjedne plohe je reda veličine 10 km (Wells i Coppersmith, 1994; Hanks i Bakun, 2002; Leonard, 2010). Projekcija aktivnog dijela rasjeda na površinu Zemlje je, u prvoj aproksimaciji, dužina koja leži unutar pleistoseiste. Shebalin je 1972. predložio da se eliptičnost pleistoseiste koristi za procjenu horizontalne dimenzije žarišta potresa. Na temelju njegova rada i razvijenih modela žarišta koji daju anizotropno polje emitirane energije (Gusev, 1983) razni autori su računali akceleracije i intenzitete u blizom polju (Vaccari i sur., 1993; Gusev i Shumalina, 2000; Molchan i sur., 2004). Svi su kao rezultat dobili deformirano polje akceleracija u blizini hipocentra, koje na većim udaljenostima prelazi u kružni oblik. Potresi u Dinaridima, o kojima je riječ u ovome radu, su većinom magnituda do $M = 6$, što znači da su im najveće duljine izvora (aktivnog dijela rasjeda) desetak kilometara. Budući su im izoseiste eliptične i u dalekom polju na udaljenostima većim od 30 km (Gusev i Shumalina, 2000), jasno je da mehanizam i dimenzije izvora potresa bitnije ne oblikuju makroseizmičko polje u Dinaridima.

Da parametri izvora bitno ne djeluju na oblik izoseista u Dinaridima vidi se i iz primjera četiriju potresa čiji su osnovni parametri dani u tablici 3.1. (Herak i sur., 1995; Herak osobno priopćenje, 2014). Sva četiri potresa imaju izoseiste izdužene po pružanju Dinarida iako je kod nekih od njih najjača emisija S-valova poprijeko na Dinaride, dok se jedan dogodio na poprečnom rasjedu. Na slici 3.2 prikazane su karte izoseista, mehanizmi u žarištu i polare zračenja S valova. Zbog različitih mehanizama rasjedanja izvori potresa zrače valove različitih amplituda u različitim smjerovima što dolazi do izražaja u blizom polju. Budući da su za model važni transverzalni valovi, prikazani su dijagrami zračenja u polarnom koordinatnom sustavu (polare) samo za horizontalno (SH) i vertikalno (SV) polarizirane S valove. Na dijagramima zračenja se vidi da su različito polarizirani S valovi emitirani u različitim smjerovima, ne nužno paralelno Dinaridima, dok sve izoseiste prate pružanje planina. Treba uzeti u obzir da u kriterij za razlikovanje blizog i dalekog polja ulazi hipocentralna, a ne epicentralna udaljenost.

Tablica 3.1. Mehanizam u žarištu, magnituda (M), duljina aktivnog dijela rasjeda (L_r) i najveća duljina pleistoseiste (L_p).

Potres	Strike	Dip	Rake	h (km)	M	L_r (km)	L_p (km)
1986. 11. 25.	58	60	119.7	8.0	5.96	10.2	41
1990. 11. 27.	323	42	118.4	7.9	5.86	8.9	67
2004. 05. 23.	297	53	77.0	7.7	5.68	7.0	54
2009. 06. 21.	302	67	133.0	2.8	5.30	4.2	27



Slika 3.2. Karte izoseista za potrese navedene u tablici 3.1. i dijagrami zračenja (u polarnom koordinatnom sustavu) za dvije polarizacijske ravnine transverzalnih SV (crveno) i SH (plavo) valova.

3.2.2. Utjecaj lokalnih geoloških struktura na makroseizmičko polje – faktor podloge

Geološka struktura lokalnog područja, dimenzija reda veličine valne duljine seizmičkog vala, može pojačati učinke potresa i tako povećati intenzitet. Efekt je uočen već u prvoj polovici dvadesetog stoljeća i objašnjen slobodnim oscilacijama površinskog sloja rezonantno pobuđenog slabim oscilacijama koje dolaze iz dubine (Imamura, 1929; Sezawa, 1930; Kanai, 1950). Takvo pojačanje učinaka se često naziva i efekt tla ili faktor podloge i nije zanemarivo. Na primjer, Joyner i suradnici (1981) su izmjerili povećanja akceleracije dva i brzine tri puta zbog efekta tla dok su Campbell i Duke (1974) izračunali faktor pojačanja 1.8 za raspucalu kristaliničnu stijenu, 3.63 za sedimentnu stijenu, 3.74 za plitke i 5.12 za duboke aluvijalne slojeve u odnosu na neraspucalu kristaliničnu stijenu.

Od 2005. godine je u zemljama EU na snazi standard EUROCODE 8 (European committee for standardization, 2004) po kojem je tlo razvrstano u sedam klasa u skladu s brzinom S-valova na dubini od 30 m ($v_{s,30}$). Ponašanje tla za vrijeme potresa se računa iz spektara elastičkog odziva tla. Za prvih pet klasa dani su faktori tla, granični periodi za ravni dio spektra i granični period na kojem počinje konstantan odziv na pomak. Ti se parametri koriste pri definiranju spektara elastičkog odgovora tla (*engl. elastic response spectrum*). EUROCODE 8 daje dva tipa spektara koji se koriste ovisno o magnitudi izračunatoj iz površinskih valova potresa (M_s), a koji najviše doprinose određivanju hazarda za lokaciju. Ako magnituda M_s nije veća od 5.5 preporučuje se korištenje spektra tipa 2, dok se za veće magnitude preporučuje tip 1. Osim pet vrsta tala u EUROCOD-u 8 su opisana i dva posebna tipa tala, S_1 i S_2 , za koje se moraju raditi posebne studije ako se želi znati njihovo ponašanje u slučaju potresa. Ta dva tipa tla, S_1 i S_2 , imaju vrlo malu brzinu i prigušenje S valova i nenormalno veliko područje linearnog ponašanja te mogu vrlo jako pojačati seizmičke valove.

Pojačanje učinaka zbog lokalne geologije je vrlo često na sedimentnim tlama. Bitno je izraženije na mlađim sedimentima, nego na starijim, bolje konsolidiranim (Aki, 1993). S obzirom da se radi o rezonantnom procesu, pojačanje ovisi o debljini slojeva, brzinama transverzalnih valova u slojevima, gustoći slojeva i pobudi. Kod snažne pobude transverzalnim valovima može doći do popuštanja čvrstoće tla, posebno ako je zasićeno vodom, i naglog smanjenja brzine S-valova, a što rezultira nelinearnošću procesa (Abrahamson i Silva, 1997) te može dovesti i do snažne deamplifikacije.

Kao najpoznatije primjere djelovanja lokalne geološke građe i tipa tala na razinu šteta uzrokovanih potresom mogu se navesti rušenje Mexico Cityja tijekom potresa magnitude $M =$

8.1 od 17. 10. 1985. (Seed i sur., 1988) i urušavanje autoceste u Kaliforniji za vrijeme $M = 7.1$ Loma Prieta potresa od 19. 9. 1989. (Hough i sur., 1990).

Koliko god pojačanje učinaka potresa zbog lokalnog tla bilo destruktivno, ono zbog specifičnosti krškog tla ne dolazi do većeg izražaja kod potresa u Dinaridima. Dinaridi su krško područje pretežito građeno od vapnenačkih stijena i tek lokalno izgrađeno od tala u dolinama ispunjenim zemljom. Plodno tlo je oduvijek bilo dragocjeno tako da su skoro sva naselja, uz vrlo rijetke izuzetke, građena na obroncima planina. Kuće su temeljene na stijeni, praktički sve na jednakoj podlozi. Odstupanja od tog pravila postoje uglavnom u većim gradovima koji su se počeli širiti preko plodnih polja, kao i u priobalnim gradovima koji su djelomično građeni na nasutim obalama. Najzorniji primjeri takvih lokacija su ulica Stradun u Dubrovniku koja je sagrađena na nasutom kanalu između kopna i otoka te grad Ston. Iako su na tim lokacijama štete uzrokovane potresima bile znatno veće nego u okolnim mjestima, ipak se radi o izuzetcima.

3.2.3. Utjecaj regionalnih geoloških sustava na makroseizmičko polje– rasjedne zone

Odavno je uočeno da oblik izoseista ovisi o oblicima reljefa. Sbar i DuBois (1984) su za oblik izoseista potresa iz 1887. godine u sjevernoj Sonori utvrdili da ih je u neposrednoj blizini epicentra oblikovala dolina San Bernardino. Izoseiste su na jugu komprimirane pri nailasku na zapadni dio planinskog masiva Sierra Madre, a na sjeveru kod ruba visoravni Colorado. Bottari i suradnici (1984) su zamijetili sužavanje izoseista normalno na lineamente, uske i izdužene doline gorskih ili planinskih područja koji ukazuju na pružanje regionalnih geoloških struktura. Između ostalog, lineamenti su često i rasjedne zone kao i sustavi rasjednih zona. Nakon što je ukazano na vezu između oblika makroseizmičkog polja i lineamenata, ta veza je i dokazana (Scalera i sur., 1993), ali nije objašnjeno na koji način lineamenti djeluju na prostornu razdiobu makroseizmičkog intenziteta. Jedno od mogućih objašnjenja kako lineamenti djeluju na makroseizmičko polje prikazano je u ovom radu. Pretpostavljene su rasjedne zone i rasjedni sustavi od nekoliko rasjednih zona područja u kojima je atenuacija seizmičkih valova bitno jača nego u okolnim stijenama što za posljedicu ima smanjivanje makroseizmičkog intenziteta ako valovi prolaze kroz rasjedne zone.

Rasjedne zone su područja rasjeda i okolnih razlomljenih stijena, koje su vrlo često ispunjene fluidom, najčešće vodom. Zbog toga su u njima brzine seizmičkih valova manje od brzina u susjednom materijalu te se pri nailasku na njih valovi lome i reflektiraju. Pri tome ne bi trebalo doći do gubitka energije, ako se na problem gleda u okviru teorije idealno elastičnog valnog sredstva. Zbroj energija reflektiranog i transmitiranog vala trebao bi biti jednak energiji upadnog vala (Pyrak-Nolte i Mayer, 1990). No rasjedne zone su disipativno sredstvo za koje ne vrijedi teorija idealne elastičnosti, pa dolazi do pretvorbe energije vala u toplinu.

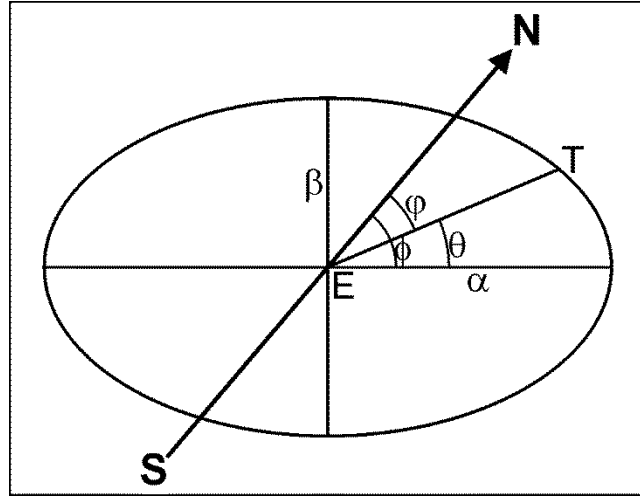
3.2.4. Makroseizmičko polje eliptičnog oblika

Bilo je pokušaja da se makroseizmičko polje eliptičnih izoseista prikaže jednadžbama Kövesligethyeva (3.12) ili Blakeova oblika (3.14) uz azimutalno ovisnu apsorpciju i promjenjivi geometrijski rasap ovisan o udaljenosti (Papazachos, 1992; Giammarinaro i Micciancio, 1992; Padovan, 1999; Sabolović, 1999). Na taj se način u obzir uzima usrednjeno neelastičko prigušenje svih rasjeda koje presijeca zraka vala, kao i prijelaz sa S-valova na Lg valove kao glavne uzročnike makroseizmičkih učinaka. Lg valovi su kratkoperiodički kanalni valovi. Prvi su ih uočili Press i Ewing (1952) i, budući da se površinski valovi rasprostiru kroz sloj iznad poluprostora, pretpostavili su da se formiraju u plitkim slojevima. Kasnije se pokazalo da se radi o višim modovima Loveovih valova za čije su postojanje nužne zone u kojima su brzine valova manje nego u okolnim stijenama, to jest valovodi (Knopf i sur., 1973). Lg faze su najistaknutije faze koje generiraju plitki potresi (Kennett, 1986) i ukoliko postoje uvjeti za njihovo formiranje, mogu povećati stupanj makroseizmičkog intenziteta.

Papazachos (1992) u svom pristupu polazi od Kövesligethyeve jednadžbe reducirane u blizom polju na Blakeovu. Eliptičnu izoseistu promatra u polarnom koordinatnom sustavu. Udaljenost Δ točke T na elipsastoj izoseisti od središta elipse, koje je ujedno i epicentar E, može se izraziti na sljedeći način:

$$\Delta^2(1 - \epsilon^2 \cos^2(\theta)) = \beta^2 \quad (3.16)$$

gdje je ϵ numerički ekscentricitet elipse, α i β su duljine duže i kraće poluosi, a θ kut između spojnice točaka T i E te dulje poluosi. Odnosi osi elipse i kutevi su prikazani na slici 3.3.



Slika 3.3. Eliptična izoseista i odgovarajući kutevi prema Papazachosu (1992).

Označimo li azimut velike poluosi s ϕ , a azimut točke T oznakom φ , tada je epicentralna udaljenost Δ dana izrazom:

$$\Delta = \sqrt{\frac{\beta^2}{(1 - \epsilon^2 \cos^2(\phi - \varphi))}} = \sqrt{\frac{\beta^2}{S}} \quad (3.17)$$

Uvrštavanjem (3.17) u atenuacijsku jednadžbu Blakeova tipa (3.14) slijedi:

$$I = I_o(\varphi) - \frac{z}{2} \log \left(1 + \frac{\beta^2}{Sh^2} \right) \quad (3.18)$$

gdje, budući da je numerički ekscentricitet uvijek manji od jedan, vrijedi:

$$S = (1 - \epsilon^2 \cos^2(\phi - \varphi)), \quad 0 < S \leq 1 \quad (3.19)$$

Jednadžbom (3.18) Papazachos je uveo azimutalno ovisni intenzitet u epicentru koji je najmanji za smjer male poluosi ϕ_m . Ako se jednadžba (3.18) raspiše za malu poluos, gdje je $I_{o_{min}}$ intenzitet u epicentru u smjeru male poluosi, a $\phi_m = \phi + \pi/2$, tada vrijedi da je parametar $S = 1$, jer je $\cos(\pi/2)=0$, te jednadžba (3.18) prelazi u:

$$I = I_{o_{min}} - \frac{z}{2} \log \left(1 + \frac{\beta^2}{h^2} \right) \quad (3.20)$$

Izraz (3.20) se može napisati kao:

$$I = I_{o_{min}} - \frac{z}{2} \log\left(\frac{S}{1 - H_\beta}\right) \quad (3.21)$$

gdje je:

$$H_\beta = \left[\frac{h^2}{h^2 + \beta^2} \right] (\epsilon^2 \cos^2(\phi - \varphi)) \quad (3.22)$$

U jednadžbi (3.18) intenzitet u epicentru $I_o(\varphi)$ nije ovisan samo o parametrima potresa već i o geometriji izoseista, a uključuje i anizotropno zračenje žarišta u pojednostavljenom obliku. Zbog toga je postupak primjenjiv na grupu izoseista epicentralnih udaljenosti za koje vrijedi $h^2 + \beta^2 \gg h^2$, te je $H_\beta \approx 0$. Uz te uvjete (3.21) prelazi u:

$$I = I_{o_{min}} - \frac{z}{2} \log(S) \quad (3.23)$$

Isti se postupak može primijeniti i na Kövesligethyevu jednadžbu (3.12), te se dobiva jednadžba (3.24), gdje je azimutalna ovisnost sadržana u faktoru S :

$$I = I_o - \frac{z}{2} \log\left(S \frac{h^2 + \Delta^2}{h^2}\right) - 3\mu\alpha c (\sqrt{\Delta^2 + h^2} - h) \quad (3.24)$$

Za razliku od Papazachosova pristupa, Giammarinaro i Micciancio (1993) su pretpostavili azimutalnu i radijalnu ovisnost parametra $z = z(r, \theta)$ u Blakeovoj jednadžbi (3.14). Prvi korak je usrednjavanje z po udaljenostima tako da $z(r, \theta)$ prelazi u $z(\theta)$. Na taj način $z(\theta)$ postaje periodička funkcija i može se razviti u Fourierov red:

$$z(\theta) = z_0 + \sum_n z_n \cos(n\theta + \phi_n) \quad (3.25)$$

gdje je z_0 isti kao z u jednadžbi (3.14). Uz ovako prikazan parametar z Blakeova jednadžba prelazi u oblik

$$I = I_o - \left[z_0 + \sum_n z_n \cos(n\theta + \phi_n) \right] \log\left(\frac{\Delta}{h}\right) \quad (3.26)$$

u kojem viši članovi Fourierova reda unose odstupanje oblika izoseista od kružnica. Broj viših članova reda koji se uzimaju u obzir i parametri z_n i ϕ_n određuju se empirijski i mijenjaju se od područja do područja.

Padovan (1999) i Sabolović (1999) su za područje Dalmacije i sjeverozapadnu Hrvatsku primijenili drugačiju metodu računanja makroseizmičkog polja. Atenuacijsku funkciju autori nisu računali s izoseistama kao ulaznim podacima, već s točkama intenziteta. Za svaku seizmogenu zonu grupirali su točke intenziteta u klase po azimutima širine 30° i za njih računali Kövesligethyeve koeficijente apsorpcije α uz uvjet da suma kvadrata odstupanja izračunatog i stvarnog intenziteta bude minimalna. Padovan je za područje vanjskih Dinarida izračunao vrijednost koeficijenta apsorpcije od $\alpha = 0.004 \text{ km}^{-1}$ za azimut 120° , a vrijednost $\alpha = 0.009 \text{ km}^{-1}$ normalno na taj smjer, odnosno za azimut 30° .

3.3. Anizotropnost makroseizmičkog polja u Dinaridima

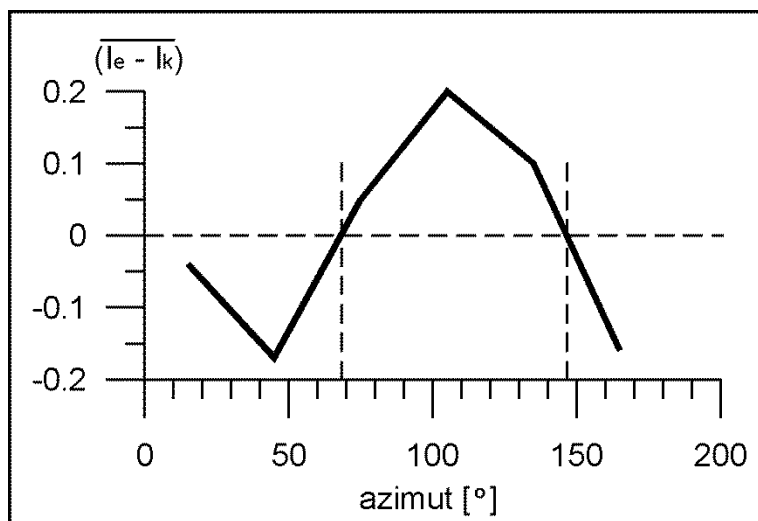
Postojanje anizotropnog makroseizmičkog polja u Dinaridima vidi se iz karata izoseista, no anizotropnost tog područja potrebno je provjeriti i egzaktno. Zbog toga su u ovom radu računane razlike između empirijskih intenziteta i intenziteta izračunatih izotropnim modelom u ovisnosti o azimutima. Intenziteti izotropnog polja računati su korištenjem Kövesligethyeve jednadžbe (3.12) uz koeficijent apsorpcije $\alpha = 0.005 \text{ km}^{-1}$ i za hipocentralne dubine iz Kataloga potresa (Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a u Zagrebu). Korišteno je 1157 podataka od 18 potresa navedenih u tablici 5.1. (poglavlje 5.3) grupiranih u klase širine 30° azimuta. Da bi se dobio dovoljan broj podataka u svim klasama, spajane su klase s azimutalnim pomakom od 180° (npr. klasi 0° - 30° dodani su podaci za klasu 180° - 210°). Za svaku su klasu izračunati srednjaci i standardne devijacije razlika što je prikazano utablici 3.2.

Tablica 3.2. Azimutalna razdioba razlika empirijskog i računatog intenziteta za izotropno teorijsko polje ($I_e - I_k$). Podaci su grupirani u klase širine 30° .

azimut [$^\circ$]	broj podataka	$I_e - I_k$	standardna devijacija
15	79	-0.04	0.6700
45	122	-0.17	0.6934
75	193	0.05	0.7018
105	414	0.20	0.7039
135	247	0.10	0.7222
165	102	-0.16	0.7958

Ako se podaci iz tablice 3.2. prikažu grafički (slika 3.3.) lako se uočava promjena predznaka razlika iz negativnih u pozitivne za azimute od približno 58 do 147 stupnjeva. Krivulja na slici 3.3. ima minimum za azimut 45° , a maksimum za 105° .

Koliko god je anizotropnost uočljiva na slici 3.4, potrebno je provjeriti signifikantnost razlika statističkim testom. U ovom je slučaju korišten Studentov t-test. Vrijednosti su računane pomoću slobodno dostupnog mrežnog t-test kalkulatora koji se nalazi na web stranici <http://www.evanmiller.org/ab-testing/t-test.html>. Pokazalo se da su vrijednosti srednjih razlika za azimute 45° i 105° međusobno različite uz razinu signifikantnosti 0.02.



Slika 3.4. Azimutalna ovisnost srednjih razlika empirijskih intenziteta i intenziteta izračunatih za izotropni model. Vrijednosti su računane za klase širine 30° .

Na grafu prikazanom na slici 3.4 izračunate vrijednosti za klasu pridijeljene su srednjem azimutu klase, na promjer, vrijednosti za klasu 0° - 30° pridijeljene su azimutu 15° . Azimuti od 105° i 45° su vrlo blizu azimutu pružanja Dinarida, odnosno normalni na Dinaride, no ipak 105° odstupa od azimuta pružanja Dinarida što je, najvjerojatnije, posljedica širokog raspona azimuta od čak 30° koji su tvorili klase. Za uže klase nije bilo dovoljno podataka. Budući da je smjer pružanja Dinarida od 120° točno u sredini između klasa 105° i 135° , a klasa 135° ima manju vrijednost srednjih razlika, t-testom je provjerena sličnost vrijednosti za azimute 45° i 135° . Na taj je način testirana nepovoljnija varijanta što umanjuje mogućnost greške. T-test je pokazao da su razlike značajne uz razinu signifikantnosti 0.02.

Iz rezultata testiranja može se zaključiti da empirijski intenziteti po pružanju Dinarida slabije opadaju s udaljenošću od intenziteta normalno na Dinaride, odnosno, da evidentno postoji anizotropija makroseimičkog polja u Dinaridima.

4. Teorija prigušenje valova

Osnovna pretpostavka modela koji se opisuje u ovom radu je da rasjedne zone disipiraju znatno više energije od okolnih stijana. Ta tvrdnja može biti točna onda i samo onda ako postoje fizikalni mehanizmi koji mogu znatnu količinu seizmičke energije pretvoriti u toplinu ili mehanički rad. Zbog toga će biti prikazan kratak pregled fizikalnih procesa koji se mogu dogoditi unutar rasjedne zone.

Stijene su agregati raznih minerala i svako se mineralno zrno ponaša kao harmonički oscilator koji trenjem gubi energiju. Količina disipirane energije proporcionalna je frekvenciji i površini zrna (Carpinteri i sur., 2004) te zbog toga materijal sitnijeg zrna jače prigušuje elastičke valove. Čak i u slučaju monokristalnog valnog sredstva energija se gubi na defektima unutar kristala, a ako tih defekata nema, na vibracijama atoma unutar kristalne rešetke. U stvarnim uvjetima je gubitak energije zbog neelastičnosti sredstva zanemariv samo za deformacije manje od 10^{-6} m (Mavko, 1979). Osim disipativnih svojstva valnog sredstva, smanjivanje amplitude vala uzrokuje i geometrija sustava.

Za geometrijski rasap nije svejedno nose li glavninu energije prostorni ili površinski valovi. Prostorni se valovi rasprostiru u tri dimenzije. Valna fronta im je kugla te se gustoća energije smanjuje kako se povećava površina kugle. Za razliku od prostornih, površinski se valovi rasprostiru u dvije dimenzije. Zato im gustoća energije sporije opada s udaljenošću.

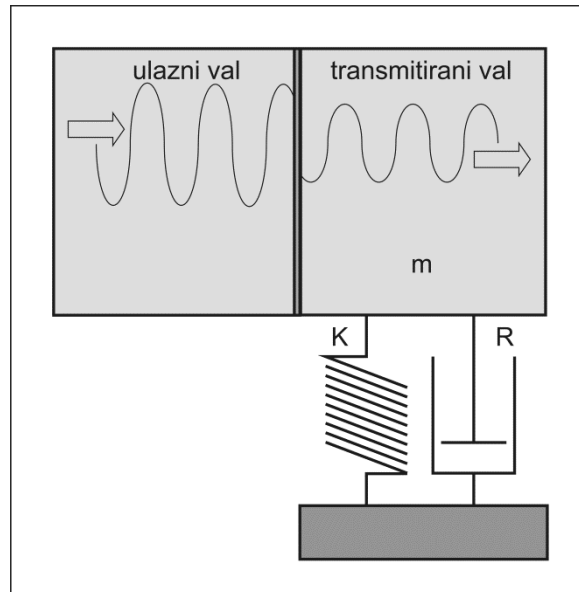
Jedan od važnijih elemenata prigušenja elastičkih valova u stijenama je prisilni prigušeni harmonički oscilator. Dimenzije tih oscilatora mogu biti različite, od atoma u kristalnoj rešetci, zrna minerala u stijeni, drobljenih stijena u rasjednoj zoni do cijelih, relativno kompaktnih, kamenih blokova (Samis i Biegel, 1989; Turcotte, 1989). Osim harmoničkog oscilatora i uz njega povezanog suhog i viskoznog trenja, dio energije vala koji dolazi na rasjed troši se i na drobljenje stijena u cijeloj rasjednoj zoni (Alonso-Marroquin i Herrmann, 2004). Ti efekti nisu tako izraženi kad se krila rasjeda međusobno gibaju zbog nailaska valova potresa kao pri puzanju rasjeda ili koseizmičkom pomaku (Walsh, 1966), no nisu ni zanemarivi zbog golemih volumena rasjednih zona koje okružuju epicentar (Kuk i sur., 2000; Faulkner i sur., 2003) .

Osim neelastičkim prigušenjem, rasjedi mogu umanjiti makroseizmički intenzitet i preraspodjelom energije. Do preraspodjele dolazi zbog refleksije na rasjedima, zbog čega u

točku u kojoj promatramo intenzitet ne dolaze samo direktni, već i reflektirani valovi. Na taj se način energija valova raspršuje, što produljuje trajanje potresa u točki u kojoj se ocjenjuje intenzitet. Zbog relativno male reflektirane energije, koja je posljedica slabe refleksivnosti rasjeda, nije moguće uočiti povećanje intenzita potresa što je detaljnije objašnjeno u poglavlju 4.5, a zorno je prikazano na slikama 4.2, 4.3 i 4.4.

4.1. Harmonički oscilator

Sinusoidalni val amplitude A_I i frekvencije ω dolazi na rasjed aproksimiran pukotinom. Energija vala se s jednog bloka prenosi trenjem na drugi blok, koji se ponaša kao prisilni prigušeni harmonički oscilator krutosti opruge K i trenja R pri čemu se dio energije pretvara u toplinu (slika 4.1.).



Slika 4.1. Shematski prikaz prijenosa energije s jednog harmoničkog oscilatora na drugi. Zbog trenja u sustavu dio energije vala se pretvara u toplinu.

Jednadžba gibanja takvog harmoničkog oscilatora je

$$\frac{d^2x(t)}{dt^2} + 2k \frac{dx(t)}{dt} + \omega_0^2 x(t) = a e^{-i\omega t} \quad (4.1)$$

$$a = \frac{F}{m}; \quad k = \frac{R}{2m}; \quad \omega = \frac{2\pi}{T}; \quad \omega_0 = \sqrt{\frac{K}{m}}$$

gdje je F sila pobude ulaznog vala, T period ulaznog vala, K krutost opruge, R trenje, a m masa oscilatora. Rješenje jednadžbe (4.1) su slobodne oscilacije i prisilno gibanje:

$$x(t) = C e^{-(kt+i\omega_f t)} + D e^{-i\omega t} \quad (4.2)$$

gdje je frekvencija slobodnih oscilacija ω_f dana izrazom:

$$\omega_f = \omega_0 \sqrt{1 - \frac{k^2}{\omega_0^2}} \quad (4.3)$$

Uvrštavanjem (4.2) u (4.1) gubi se član sa slobodnim oscilacijama i ostaje samo dio koji opisuje prisilno gibanje. Konstanta D tada je:

$$(-m\omega^2 - iR\omega + K)De^{-i\omega t} = Fe^{-i\omega t} \quad (4.4)$$

odnosno,

$$D = \frac{F}{-i\omega Z} \quad (4.5)$$

gdje je Z impedancija:

$$Z = R - i\left(\omega m - \frac{K}{\omega}\right) = |Z|e^{i\varphi} \quad (4.6)$$

Tangens kuta φ je omjer imaginarne i realne komponente impedancije Z :

$$\text{tg } \varphi = \frac{m(\omega^2 - \omega_0^2)}{\omega R} \quad (4.7)$$

Nakon pobude slobodne oscilacije trnu i tada je pomak:

$$x(t) = De^{-i\omega t} = \frac{F}{-i\omega Z} e^{-i\omega t} \quad (4.8)$$

Budući da je brzina $v(t)$ dana s:

$$v(t) = \frac{dx(t)}{dt} = -i\omega De^{-i\omega t} = \frac{F}{Z} e^{-i\omega t} = \frac{F}{|Z|} e^{-i(\omega t + \varphi)} \quad (4.9)$$

to je impedancija Z omjer sile i brzine pri stacionarnom osciliranju. Iz relacija (4.8) i (4.9) se vidi da su i pomak i brzina proporcionalni sili pobude i obrnuto proporcionalni impedanciji. Impedancija je funkcija frekvencije, te za frekvenciju pobude blisku vlastitoj frekvenciji oscilatora postaje vrlo mala. Za različite frekvencije pobude oscilator dolazi pod dominantni utjecaj krutosti opruge, otpora ili mase, pa možemo reći da ga taj parametar kontrolira.

Možemo razmotriti tri slučaja:

- Ako je frekvencija ω puno manja od korijena omjera krutosti K i mase m te omjera krutosti K i otpora R , tada krutost K dominira oscilatorom. Tada su približne vrijednosti impedancije Z i pomaka $x(t)$:

$$Z \cong i \frac{K}{\omega}, \quad x(t) \cong \frac{F}{K} e^{-i\omega t} \quad (4.10)$$

uz uvjet:

$$\omega \ll \sqrt{\frac{K}{m}}, \quad \omega \ll \frac{K}{R} \quad (4.11)$$

- U slučaju kad je frekvencija pobude bliska vlastitoj frekvenciji oscilatora, otpor trenja R postaje dominantna veličina, a impedancija i brzina su:

$$Z \cong R, \quad \frac{dx(t)}{dt} \cong \frac{F}{R} e^{-i\omega t} \quad (4.12)$$

Navedeno vrijedi za frekvencije u rasponu:

$$\frac{K}{R} < \omega \ll \frac{R}{m} \quad (4.13)$$

- U slučaju visokih frekvencija pobude, masa kontrolira ponašanje oscilatora, a impedancija i akceleracija su:

$$Z \cong -2i\omega m, \quad \frac{d^2x(t)}{dt^2} \cong \frac{F}{m} e^{-i\omega t} \quad (4.14)$$

uz uvjet na frekvenciju:

$$\omega \gg \sqrt{\frac{K}{m}}, \quad \omega \gg \frac{R}{m} \quad (4.15)$$

Iz relacija (4.11), (4.13) i (4.15) se vidi da je svaki prisilni prigušeni harmonički oscilator kontroliran različitim mehanizmima u pojedinim rasponima frekvencija pobude. Na vrlo niskim frekvencijama dominantno svojstvo je krutost. U području frekvencija bliskih

rezonantnoj frekvenciji na gibanje oscilatora najviše djeluje trenje, dok je na vrlo visokim frekvencijama oscilator kontroliran masom.

Ukupna energija (zbroj kinetičke i potencijalne energije) nemirenog oscilatora mase m , koeficijenta opruge K iznosi:

$$E(t) = \frac{1}{2}mv^2 + \frac{1}{2}Kx^2 \quad (4.16)$$

Ako je pomak oscilatora uzrokovan harmoničkom silom i iznosi $x(t)=A(t) \cos(\omega t-\varphi)$, tada (4.16) prelazi u:

$$E(t) = \frac{1}{2}m\omega^2 A(t)^2 - \frac{dA(t)}{dt} m\omega A(t) \sin(\omega t - \varphi) \cos(\omega t - \varphi) + \left(\frac{dA(t)}{dt}\right)^2 \frac{1}{2}m \cos(\omega t - \varphi)^2 \quad (4.17)$$

Budući da nema mirenja, vremenska promjena amplitude je nula, i ako se izraz (4.17) usrednji u vremenu dobivamo:

$$E(t) = \frac{1}{2}m\omega^2 A(t)^2 = \frac{1}{2}mU(t)^2 \quad (4.18)$$

gdje je $U(t)$ brzina. Ukupna energije u jednom titraju je proporcionalna kvadratu brzine mase oscilatora. U slučaju mirenog oscilatora amplituda eksponencijalno trne te se može izraziti s: $A(t) = A_0 e^{-kt}$ gdje je k faktor prigušenja koji kaže da se amplituda vala smanji za $1/e$ ($e = 2.718$) u vremenu $1/k$. Za faktor k vrijedi izraz iz jednadžbe (4.1). Tako energija (4.18) prelazi u oblik:

$$E(t) = \frac{1}{2}m\omega^2 A_0^2 e^{-2kt} \quad (4.19)$$

Energija je integral sile po putu, što za konstantnu silu prelazi u umnožak sile i puta. Budući da je brzina vremenska promjena položaja, gubitak energije zbog djelovanja sile je proporcionalan umnošku sile trenja R i brzine, te je gubitak energije u vremenu derivacija jednadžbe (4.19):

$$\frac{dE}{dt} = \frac{1}{2}m\omega^2 A_0^2 (-2k) e^{-2kt} \quad (4.20)$$

Budući da je $k = R/2m$ (jednadžba (4.1)), gubitak energije uz aproksimaciju malog pomaka je:

$$-\frac{dE}{dt} \cong \frac{1}{2} \omega^2 R A_0^2 e^{-2kt} = \frac{1}{2} R U(t)^2 \quad (4.21)$$

gdje je $U(t)$ brzina. Za prisilni prigušeni harmonički oscilator impedancija je omjer sile i brzine. Od tuda slijedi da (4.21) možemo pisati u obliku:

$$-\frac{dE}{dt} = \frac{1}{2} R \left(\frac{F}{|Z|} \right)^2 \quad (4.22)$$

Iz izraza (4.22) se vidi da je gubitak energije proporcionalan trenju, ali da raste s kvadratom sile pobude i opada s kvadratom seizmičke impedancije.

Da bi prisilni prigušeni oscilator uz silu pobude $F = F_0 \cos(\omega t)$ titrao stalnom amplitudom potrebno je dovoditi energiju:

$$\begin{aligned} \frac{dE}{dt} &= v F_0 \cos(\omega t) = \frac{F_0 \cos(\omega t - \varphi)}{|Z|} F_0 \cos(\omega t) = \frac{F_0^2}{|Z|} \cos(\omega t) \cos(\omega t - \varphi) = \\ &= \frac{F_0^2}{|Z|} \cos(\omega t) [\cos \varphi \cos(\omega t) + \sin \varphi \sin(\omega t)] \end{aligned} \quad (4.23)$$

Usrednjenjem po jednom periodu jednadžba (4.23) prelazi u

$$\frac{dE}{dt} = \frac{1}{2} \frac{F_0^2}{|Z|} \cos(\varphi) = \frac{1}{2} R \left(\frac{F_0}{|Z|} \right)^2 \quad (4.24)$$

jer je

$$\langle \cos(\omega t) \rangle = 0; \quad \langle (\cos(\omega t))^2 \rangle = \frac{1}{2}; \quad \cos(\varphi) = \frac{R}{|Z|} \quad (4.25)$$

Ako prisilno prigušeni harmonički oscilator titra stalnom amplitudom, tada su amplituda i faza tako usklađeni da je pogonska energija jednaka utrošku energije na trenje. Budući da je definicija faktora prigušenja k da se amplituda smanji za faktor $1/e$ u vremenu $1/k$, a faktor dobrote Q je broj perioda u kojima se amplituda smanji za $1/e$, vrijedi $k = \omega/2Q$, te se za prigušeno osciliranje bez sile pobude može prikazati faktor dobrote Q kao funkcija mase i trenja:

$$Q = \frac{m\omega}{R} \quad (4.26)$$

budući je $k = R/(2m)$, kao što je već navedeno te što se vidi iz jednadžbe (4.1).

Faktor dobrote Q je pogodan parametar za opisivanje prigušenja sustava. Proporcionalan je masi oscilatora, a obrnuto proporcionalan trenju. Iz toga slijedi da će oscilatori male mase i velikog trenja imati mali Q , a što potvrđuju i rezultati mjerenja u rasjedima gdje su oscilatori relativno mali komadi lomljene stijene, sve do dimenzija milimetra.

4.2. Intrinzično prigušenje energije vala

Geometrijsko smanjenje gustoće energije elastičkog vala je direktna posljedica povećanja površine valne fronte s udaljenošću od seizmičkog izvora. Određivanje geometrijskog rasapa za model homogenog, izotropnog i ravnog poluprostora je jednostavan problem, te se energija E na nekoj udaljenosti r od žarišta potresa može se opisati izrazom:

$$E = E_0 r^{-n} \quad (4.27)$$

gdje je E_0 emitirana energija u žarištu, a n konstanta geometrijskog rasapa, koja ovisi o tome jesu li valovi prostorni ili površinski.

Sredstvo u kojem se valovi rasprostiru nije idealno elastično zbog čega Hookeov zakon vrijedi u ograničenim uvjetima reverzibilne deformacije. Deformacija ε proporcionalna je napetosti σ , a faktor proporcionalnosti je modul elastičnosti M :

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{M} \quad (4.28)$$

U slučaju idealno elastičnog sredstva, s prestankom djelovanja napetosti σ sva bi se pohranjena energija deformacije ε morala osloboditi u obliku elastičkog vala. Budući ništa nije savršeno, a vrijedi i treći zakon termodinamike, uvijek se dio energije pohranjen u elastičkoj deformaciji ireverzibilno gubi toplinom, povećavajući entropiju sustava. Zbog toga se amplituda elastičkog vala A eksponencijalno smanjuje s udaljenošću od žarišta r :

$$A = A_0 e^{-\gamma r} \quad (4.29)$$

gdje je A_0 amplituda polaznog vala u žarištu, a γ je koeficijent apsorpcije. Energija vala je proporcionalna kvadratu amplitude te je:

$$E \sim A_0^2 e^{-2\gamma r} = E_0 e^{-2\gamma r} \quad (4.30)$$

Ako se uzmu u obzir geometrijski rasap i neelastičko prigušenje, tada za energiju vala na udaljenosti r od žarišta vrijedi izraz:

$$E = E_0 r^{-n} e^{-2\gamma r} \quad (4.31)$$

Smanjenje energije valova potresa s porastom udaljenosti od izvora, opisano relacijom (4.31), nastaje zbog geometrijskog raspršenja i trenja na deformacijama unutar kristalne rešetke i granicama zrna kristala, koji se ponašaju kao prisilni prigušeni harmonički oscilatori. Takvo se prigušenje naziva intrinzičnim.

4.3. Disipacija energije na rasjedu

Intrinzično prigušenje se zbog izotropnosti ne može koristiti za objašnjenje izduženosti izoseista u Dinaridima. Pretpostavka je da rasjedne zone disipiraju energiju valova efikasnije od okolnih stijena. Ako je ta pretpostavka točna, moraju postojati fizikalni mehanizmi koji omogućuju relativno veliki gubitak energije na kratkom dijelu staze. U ovom će poglavlju biti prikazani fizikalni procesi koji bi mogli omogućiti takvo ponašanje rasjednih zona.

Rasjedna ploha je, zbog postojanja rasjedne zone u kojoj su brzine valova manje od brzina u rasjednim krilima, zapravo diskontinuitet brzine (Krebes, 1987; Carcione i sur., 2012) te postoji fazni pomak izlaznog vala u odnosu na ulazni. Mehanizmi koji bi najbolje mogli opisati gubitak energije unutar rasjedne zone su suho i viskozno trenje (Pyrak-Nolte i sur., 1990, Carpinteri i sur., 2004), drobljenja ulomaka stijena (Jaeger i sur., 1986), te plastična deformacija (Monzawa i Otsuki, 2003).

Prigušenje elastičkih valova ovisi o frekvenciji i amplitudi. Granica deformacije iznad koje prigušenje postaje znatno amplitudno ovisno je jako mala i iznosi svega 10^{-6} m (Mavko, 1979), a što znači da je za sve stvarne potrese elastično sredstvo veliko pojednostavljenje i da su nelinearni procesi bitni.

4.3.1. Disipacija energije na suhoj pukotini

Razmotrimo slučaj nailaska transverzalnog vala normalno na rasjed koji možemo aproksimirati pukotinom. Do gubitka energije trenjem i do relativnog pomaka krila rasjeda ne dolazi samo u slučaju kad transmitirani i upadni val imaju jednake amplitude i faze. Budući da je rasjed diskontinuitet za pomak i brzinu, transmitirani val preko pukotine uvijek ima manju amplitudu A_T od amplitude ulaznog vala i u odnosu na njega pomaknut je u fazi za φ_T . Relativni pomak elementa površine dodirujućih rasjednih ploha ΔA je funkcija faznog pomaka φ_T i razlike amplitude ulaznog i prolaznog vala. Zbog principa superpozicije možemo pisati razliku valova kao novi val amplitude ΔA i faze φ_R :

$$A_I \sin(\omega t) - A_T \sin(\omega t + \varphi_T) = \Delta A \sin(\omega t + \varphi_R) \quad (4.32)$$

gdje su:

$$\Delta A = \sqrt{A_I^2 + A_T^2 - 2A_I A_T \cos \varphi_T} \quad (4.33)$$

$$\operatorname{tg} \varphi_R = \frac{A_T \sin \varphi_T}{A_T + A_I \cos \varphi_T} \quad (4.34)$$

Amplituda transmitiranog vala jednaka je umnošku amplitude ulaznog vala i koeficijenta transmisije:

$$A_T = A_I T_S(\omega) \quad (4.35)$$

gdje je koeficijent transmisije izračunat iz koeficijenta refleksije R_S uz pretpostavku idealne elastičnosti, što znači da nema gubitka energije, pa vrijedi:

$$T_S(\omega) = 1 - R_S(\omega) \quad (4.36)$$

Bitno je napomenuti da je pretpostavljena idealna elastičnost, jer će transmitirani val u stvarnosti imati manju amplitudu od one definirane relacijom (4.35) zbog trenja unutar rasjedne zone.

Uvrštavanjem (4.35) u (4.33) dobije se izraz za relativni pomak ploha pukotine što bi odgovaralo pomaku krila rasjeda. Relativni pomak ΔA je funkcija amplitude ulaznog vala A_I i koeficijenta transmisije $T_S(\omega)$:

$$\Delta A = A_I \sqrt{1 + T_S^2(\omega) - 2T_S(\omega) \cos \varphi_T} \quad (4.37)$$

Koeficijent transmisije $T_S(\omega)$ transverznog vala za suhu pukotinu je (Pyrak-Nolte i sur., 1990) definiran sljedećim izrazom:

$$T_S(\omega) = \frac{\frac{2\kappa}{Z_S}}{\frac{2\kappa}{Z_S} - i\omega} \quad (4.38)$$

gdje je κ krutost pukotine, a Z_S seizmička impedancija, koja je definirana kao umnožak gustoće i brzine transverzalnih valova v_S :

$$Z_S = \rho v_S \quad (4.39)$$

Krutost pukotine je definirana kao omjer tlaka na plohe pukotine p i njihove udaljenosti d :

$$\kappa = \frac{p}{d} \quad (4.40)$$

odnosno, omjer tlaka i deformacije uzrokovane tlakom.

Fazni pomak vala iz izraza (4.32) je (Pyrak-Nolte i sur., 1990):

$$\text{tg } \varphi_T = \frac{\omega Z_S}{2\kappa} \quad (4.41)$$

Pukotina je aproksimacija jezgre rasjeda na kojoj dolazi do pomaka. Jezgra rasjeda je sloj debljine često manje od 0.1 m u dubini od nekoliko kilometara, dok na površini može biti široka i do 1 m (Sibson, 2003). Ispunjena je drobljenim materijalom, kataklazitom i glinom (Sibson, 2003).

Energija koja se oslobađa trenjem u jednom periodu vala iznosi:

$$\Delta E = \mu \int_{-\Delta A}^{+\Delta A} F_n dy \quad (4.42)$$

gdje je μ koeficijent trenja, a F_n sila normalna na plohu. Ukoliko se sila ne mijenja po putu y , energija koja se oslobodi trenjem je:

$$\Delta E = \mu F_n \int_{-\Delta A}^{+\Delta A} dy = \mu F_n 2\Delta A \quad (4.43)$$

gdje je ΔA amplituda razlike ulaznog i transmitiranog vala. Potresi traju dovoljno kratko da je odvođenje topline s pukotine zanemarivo. Zbog toga proces grijanja možemo smatrati adijabatskim. Energija potrebna da se adijabatski podigne temperatura tijela mase m i toplinskog kapaciteta c_p za iznos ΔT je:

$$\Delta E = mc_p \Delta T \quad (4.44)$$

odnosno, izraženo preko volumena V tog tijela i njegove gustoće ρ :

$$\Delta E = \rho V c_p \Delta T \quad (4.45)$$

Ako volumen V raspišemo kao umnožak debljine glavne rasjedne zone d i površine rasjeda P_{ov} , tada je energija (4.45):

$$\Delta E = \rho d c_p P_{ov} \Delta T \quad (4.46)$$

Iz energije oslobođene trenjem (4.43) i jednadžbe (4.46) može se izračunati promjena temperature rasjeda po jednom periodu:

$$\Delta T = \frac{\mu F_n \Delta A}{\rho d c_p P_{ov}} \quad (4.47)$$

Sila normalno na rasjednu plohu F_n je umnožak površine rasjeda P_{ov} i tlaka p , te izraz (4.47) prelazi u:

$$\Delta T = \frac{\mu p \Delta A}{\rho d c_p} \quad (4.48)$$

Jednadžba (4.48) daje porast temperature rasjednih ploha u jednom titraju, ako su se relativno pomakle za ΔA . Integriranjem tog izraza po ukupnom broju oscilacija dobije se porast temperature rasjeda tijekom potresa. Do sada se pretpostavljalo da je pukotina u stvari jezgra rasjeda na koji nailazi val. No s obzirom da u prirodi energiju valova pretvaraju u toplinu cijele rasjedne zone koje zbog razlomljene strukture imaju veliki broj manjih pukotina, vrlo

mala promjena temperature može značiti veliku disipiranu energiju. Ako se zna volumen (rasjedne zone na koju je val naišao) koji je sudjelovao u disipaciji može se izračunati ukupna disipirana energija uvrštavanjem temperature u (4.44):

$$\Delta E = \frac{\mu p \Delta A}{d} = \mu \kappa A_I \sqrt{1 + T_S^2(\omega) - 2T_S(\omega) \cos \varphi_T} \quad (4.49)$$

Iz relacije (4.49) se vidi da je energija koja se disipira kroz suho trenje direktno proporcionalna amplitudi ulaznog vala te će suho trenje biti jače izraženo u blizini žarišta potresa nego na većim udaljenostima.

Energija vala je dana relacijom (4.18), te se za val amplitude A_I na ulaznoj strani rasjeda može pisati:

$$E = \frac{1}{2} m \omega^2 A_I^2 = C A_I^2 \quad (4.50)$$

Faktor dobrote Q je omjer disipirane i dolazne energije u jednom titraju:

$$Q^{-1} = \frac{\Delta E}{2\pi E} = \frac{\mu \kappa}{2\pi C A_I} \sqrt{1 + T_S^2(\omega) - 2T_S(\omega) \cos \varphi_T} \quad (4.51)$$

gdje je C faktor proporcionalnost energije i kvadrata amplitude.

Količina energije koju disipira rasjed suhim trenjem može se izračunati iz realnih pretpostavki pomaka pri nailasku vala, širine rasjedne jezgre, litostatskog tlaka i koeficijenta trenja i transmisije koristeći jednadžbu (4.49).

Razmotrimo slučaj disipacije energije kad val nailazi na rasjed na koji djeluje samo litostatski tlak na dubini od 1 km. Primjer je pojednostavljen jer nije uzet u obzir stvarni tlak na navedenoj dubini, ali je dovoljno dobar za procjenu reda veličine disipirane energije zbog suhog trenja.

Prema definiciji MSK-78 ljestvice (Medvedev i sur., 1965; Živčić, 1986), pri intenzitetu $I = V^\circ$ val frekvencije 8 Hz (Chernov i Sokolov, 1999) uzrokuje pomak objekta amplitude $A_I = 1.25 \cdot 10^{-3}$ m. Valna duljina je 440 m, ako brzina iznosi 3500 m/s, ili je manja za manje brzine pri površini. Nađe li val na rasjed debljine jezgre 0.1 m na dubini 10^3 m u vapnencu gustoće $2.7 \cdot 10^3$ kg/m³ na čiju jezgru djeluje samo litostatski tlak, uz koeficijent trenja $\mu = 0.6$ (Byerle, 1978) i koeficijent transmisije $T_s = 0.9$, disipirat će se 152.5 J/m² u jednom titraju,

odnosno, u desetak titraja (koliko se može očekivati kod potresa), disipirat će se samo suhim trenjem više od 1.5 kJ/m^2 . Uz toplinski kapacitet od 0.71 kJ/kgK ta bi energija podigla temperaturu jednog kilograma vapnenca za $2.09 \text{ }^\circ\text{C}$, odnosno, jedan dm^3 vapnenca (sloj debljine 1mm i površine 1m^2) bi se zagrijao za $0.77 \text{ }^\circ\text{C}$.

4.3.2. Prigušenje na sustavu pukotina ispunjenih tekućinom

Jezgru rasjeda moguće je aproksimirati plohom zanemarive širine u odnosu na duljinu i visinu, no razlomljena zona je znatno šira, ponegdje i više od kilometra. Kao što joj i samo ime kaže, radi se o zoni čija je glavna osobina razlomljenost stijena, a često i sposobnost zadržavanja tekućina i plinova. Zbog toga je faktor dobrote Q unutar rasjedne zone do dva reda veličine manji nego u okolnim stijenama (Berryman, 1988; Ben-Zion i Aki, 1990; Ben-Zion i sur., 2003). Na takvo značajno prigušenje valova osim suhog trenja bitno utječe i viskozno trenje tekućina sadržanih u razlomljenoj stijeni.

Do sada je ponuđeno nekoliko mehanizama disipacije energije trenjem između tekućine i stijene, no niti jedna ne daje dovoljno veliko prigušenje koje bi objasnilo laboratorijska mjerenja (Murphy, 1982; Mochizuki, 1982). Biot je 1956. iznio teoriju po kojoj je prigušenje elastičkih valova u krutom poroznom sredstvu, odnosno matrici ispunjenoj tekućinom posljedica trenja između matrice i fluida (Biot, 1956; 1962a; 1962b). Prema Biotu, val u prolasku stvara mali gradijent tlaka zbog čega tekućina prisilno cirkulira međusobno odvojenim pukotinama unutar matrice. Problem modela je što je izračunato prigušenje reda veličine manje od laboratorijski izmjerenih vrijednosti. Zbog toga su drugi autori pokušali prilagoditi model mjerenim podacima. Mavko i Nur (1975) su predložili pretakanje fluida iz jedne u drugu mikroskopsku pukotinu. Snažno prigušenje se pokušalo objasniti i makroskopskim pretakanjem fluida iz područja zasićenog kapljevinom u područje zasićeno plinom (White, 1975; White i sur., 1975; Dutta i Ode, 1979; Dutta i Seriff, 1979). Niti jedan od ponuđenih mehanizama nije mogao predvidjeti stvarni red veličine prigušenja bez uvođenja fenomenoloških parametara, a koji se ne mogu mjeriti neovisno. U svakom slučaju, snažno je prigušenje, najvjerojatnije, posljedica promjene toka fluida na lokalnom nivou.

Svi navedeni radovi o prigušenju valova u poroznom mediju ispunjenom tekućinom polaze od Biotovog rada iz 1956. godine (Biot, 1956; izvod u prilogu). Prema Biotu, koeficijent prigušenja amplituda valova proporcionalan je omjeru referentne valne duljine l_r i valne duljine u uvjetima viskoznog trenja l_a :

$$\frac{l_r}{l_a} = \frac{\sqrt{2} f_c}{2 f} \frac{1}{\sqrt{\sqrt{(G_r^2 + G_i^2)} - G_r}} \quad (4.52)$$

gdje su frekvencija vala f i karakteristična frekvencija sustava f_c dani izrazima:

$$f = \frac{\omega}{2\pi}$$

$$f_c = \frac{b}{2\pi\rho_2} = \frac{b}{2\pi\rho(\gamma_{12} + \gamma_{22})} \quad (4.53)$$

Veličine γ_{ij} su elementi tenzora napetosti, a G_r i G_i su realni i imaginarni dijelovi umnoška modula smicanja i kvadrata valnog broja dijeljenog s umnoškom gustoće i kvadrata kutne frekvencije:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\mu k^2}{\rho\omega^2} &= G_r + iG_i \\ G_r &= \frac{1 + \gamma \frac{\gamma_{11}\gamma_{22} - \gamma_{12}^2}{(\gamma_{12} + \gamma_{22})^2} \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{N} \\ G_i &= \frac{f}{f_c} \frac{\gamma_{12} + \gamma_{22}}{N} \end{aligned} \right\} \quad (4.54)$$

Ako je frekvencija dolaznog vala bitno manja od karakteristične frekvencije sustava, odnosno ako je omjer frekvencija f/f_c manji od 0.15 (Biot, 1956) izraz (4.52) se može razviti u red oko f/f_c . Tada je približno rješenje koeficijenta prigušenja:

$$\frac{l_r}{l_a} = \frac{1}{2}(\gamma_{12} + \gamma_{22}) \left(\frac{f}{f_c}\right)^2 \quad (4.55)$$

Prigušenje valova u sredstvu zasićenom tekućinom računato na ovaj način je za red veličine manje od laboratorijski mjerenih, što znači da teorija ne uključuje sve mehanizme prigušavanja. Zbog toga se pristup razvijao, te se razmatralo pretakanje tekućine iz jedne pukotine u drugu, djelomično ispunjene pukotine, kapljevину s plinskim mjehurićima i lokalnu permeabilnost koja bi mogla dati bolje rezultate (Berryman, 1988).

4.4. Gubitak energije drobljenjem materijala

Jedno od glavnih svojstava rasjedne zone je razlomljenost. Stijene se pod djelovanjem sile lome na slabim mjestima koja su nastala pri njihovom formiranju ili nakon njega. Dimenzije ulomaka u rasjednoj zoni u odnosu na njihov broj (Wilson i sur., 2005) mogu se opisati funkcijom potencija, te se rasjedna zona može smatrati fraktalnom strukturom (Samis, 1989; Turcotte, 1989). Ulomci su raznih veličina sve do veličine kristala (Turcotte, 1989), a broj ulomaka N iste veličine r zadovoljava jednadžbu:

$$N = \frac{C}{r^D} \quad (4.56)$$

pri čemu je C faktor proporcionalnosti a D fraktalna dimanzija (Turcotte, 1989). Fraktalna dimenzija jezgara rasjeda u karbonatima iznosi od 2.6 do 2.7 osim uskog sloja u kojem se formiraju sitne čestice te vrijednost D doseže i do 3 (Storti i sur., 2003).

Neka je L karakteristična dimenzija čestica koje se drobe. Gustoća energije ϕ koja se troši na trenje između čestica i njihovo drobljenje može se izračunati integriranjem napetosti σ po deformaciji ε :

$$\phi = \int \sigma d\varepsilon \quad (4.57)$$

i proporcionalna je karakterističnoj dimenziji (Carpinteri i sur., 2004):

$$\phi \propto L^{D-3} \quad (4.58)$$

što potvrđuju eksperimentalni rezultati (Carpinteri i sur., 2004). Za lom kristala kvarca uzduž romboedarskih osi teorijski je potrebna energija od 2 J/m^2 (Ball i Payne, 1976), dok su eksperimentalno utvrđeni iznosi od 1 do 10 J/m^2 (Davies i sur., 2012). Za formiranje novog rasjeda u kvarcnoj stijeni potrebno je od 0.2 do 0.36 MJ/m^2 , dok se na usitnjavanje materijala u već formiranom rasjedu troši između 0.2 i 0.3% energije koja dođe do rasjeda (Wilson i sur., 2005).

4.5. Preraspodjela energije reflektiranjem vala

Makroseizmički intenzitet se može umanjiti i preraspodjelom seizmičke energije. Rasjed se u prvoj aproksimaciji može shvatiti kao loše, razlomljeno zrcalo. Loše je zbog toga što reflektira relativno malo energije. Uz pretpostavku, koja je u suglasju s mjerenjima na terenu (Ben-Zion i sur., 2003; Yang i sur., 2011), da je brzina izvan rasjeda duplo veća od brzine unutar rasjeda i za upadne kutove manje od 78° , reflektira se uglavnom do 10% upadnog vala (slika 4.2). Za manje brzinske kontraste koeficijent refleksije je manji što se vidi iz Fresnelove jednadžbe (4.59). Rasjedi i rasjedne zone se mogu usporediti s razlomljenim zrcalom jer su fraktalne prirode (Turcotte, 1989; Sammis i Biegel, 1989; Billi i sur., 2003; Kim i sur., 2004), odnosno, sastoje se od sve manjih i manjih dijelova. Pri nailasku vala na rasjed dio energije se reflektira i ta je energija sačuvana u obliku vala, ali je izgubljena promatra li se s makroseizmičkog gledišta. Amplituda reflektiranog vala je mala, a vrijeme putovanja mu je dulje od vremena putovanja direktnog vala. Da bi reflektirani val povećao intenzitet za jedan stupanj mora superpozicijom s direktnim valom povećati amplitudu za duplo. To je vrlo malo vjerojatno s obzirom na mali koeficijent refleksije i dulje vrijeme putovanja reflektiranog vala u odnosu na direktni val. Refleksije samo produljuju trajanje signala formirajući "rep", koji je uglavnom nevidljiv za makroseizmičku ljestvicu. Čak i da val krene iz izvora kao longitudinalni P val te se pri reflektiranju konvertira u transversalni S val te stigne u točku promatranja istovremeno kad i direktni S val, superpozicija s direktnim valom ne doprinosi makroseizmičkom intenzitetu, jer P valovi nose približno sedam puta manje energije od S valova (Shapiro i sur., 2000; Hennino i sur., 2001), a koeficijent refleksije reflektiranog vala je do 0.35 (Gutenberg, 1944). Takav val nosi svega 5% energije direktnog vala.

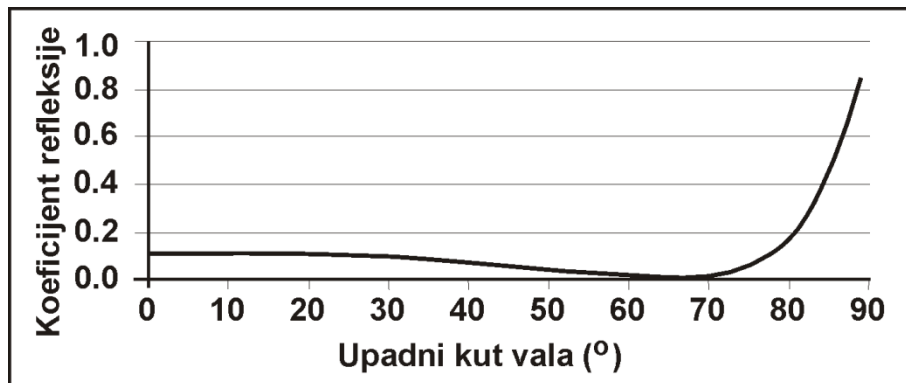
Koeficijent refleksije se može izračunati iz Fresnelove jednadžbe:

$$R_s = \left[\frac{n_1 \cos(\varphi_1) - n_2 \cos(\varphi_2)}{n_1 \cos(\varphi_1) + n_2 \cos(\varphi_2)} \right]^2 \quad (4.59)$$

gdje su $n_{1,2}$ indeksi loma, a $\varphi_{1,2}$ upadni kut i kut loma vala. Ako pretpostavimo da je brzina S vala unutar rasjedne zone upola manja od brzine u okolnim stijenama (Ben-Zion i Sammis, 2003; Ben-Zion i sur., 2003; Yang i sur., 2011), prethodnu jednadžbu možemo pisati kao:

$$R_s(\varphi_1) = \left[\frac{\cos(\varphi_1) - \frac{1}{2} \sqrt{1 - \frac{1}{4} \sin^2(\varphi_1)}}{\cos(\varphi_1) + \frac{1}{2} \sqrt{1 - \frac{1}{4} \sin^2(\varphi_1)}} \right]^2 \quad (4.60)$$

Iz grafa funkcije (4.60) (slika 4.2) je vidljivo da se rasjed, unatoč velikom brzinskom kontrastu, ponaša kao loše zrcalo sve do velikih upadnih kuteva kad dolazi do totalne refleksije. Za kutove blizu Brewsterovog kuta (približno 63°) rasjed je transparentan.



Slika 4.2. Graf funkcije (4.60). Koeficijent refleksije je za kutove upada do približno 78° manji od 12%.

Ako pretpostavimo elastičko ponašanje rasjeda, koeficijent transmisije $T_s(\varphi)$ je dan s (4.36):

$$T_s(\varphi) = 1 - R_s(\varphi).$$

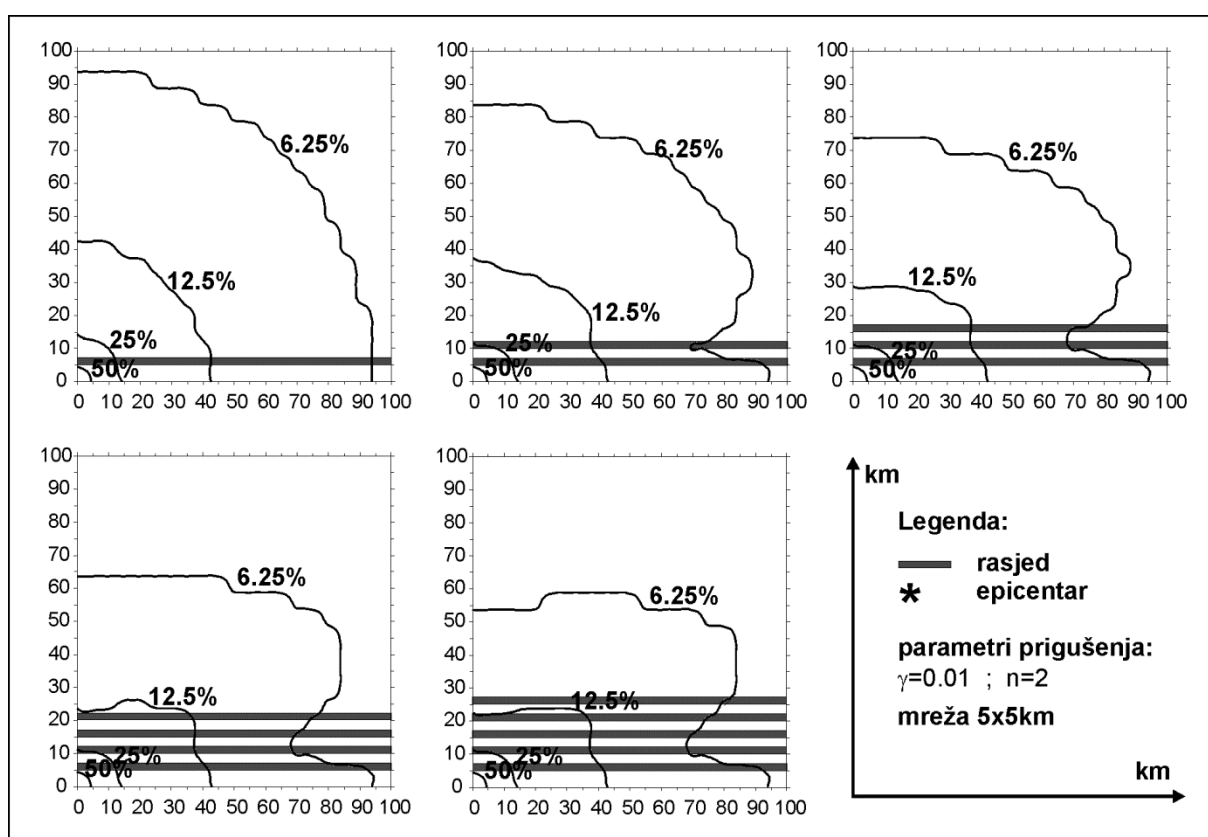
Na nekoj udaljenosti r amplituda vala je:

$$A(r) = A_0 r^{-n} e^{-\gamma r} \quad (4.61)$$

gdje je γ faktor intrinzičnog prigušenja, n koeficijent geometrijskog rasapa i A_0 amplituda u žarištu. Pri svakom prolasku zrake vala kroz rasjednu plohu dio se reflektira, i nakon m prolazaka amplituda vala je:

$$A(r, \varphi) = A_0 T_s(\varphi)^m r^{-n} e^{-\gamma r} \quad (4.62)$$

Izraz (4.62) je jednadžba polja amplituda vala. Budući je koeficijent transmisije manji od jedan, amplituda vala se smanjuje svakim novim prolazom kroz rasjed. Nacrtaju li se izolinijske polja (4.62) (slike 4.3 i 4.4) uočava se transparentnost rasjeda za kutove bliske Brewsterovom kutu. Niti za pet paralelnih rasjeda pretpostavka o refleksiji kao jedinom bitnom mehanizmu atenuacije na izlaznoj strani i prirasta intenziteta na ulaznoj strani sustava rasjeda ne može objasniti omjer velike i male osi elipsa izoseista od 4:1 koji se vidi na empirijskim kartama. Dapače, povećanjem broja rasjeda krivulje postaju sve sličnije deformiranom pravokutniku (slika 4.4).

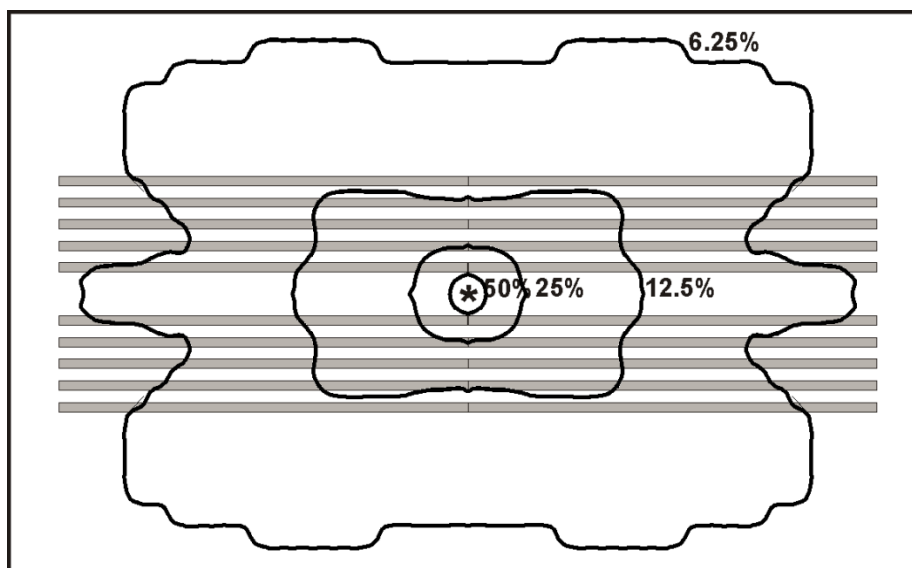


Slika 4.3. Izolinije amplitude (samo jedan kvadrant) transmitiranog vala kao funkcije broja paralelnih rasjeda i upadnog kuta izračunate pomoću Fresnelove jednadžbe (4.59) uz brzinski kontrast 2:1. Epicentar je u donjem lijevom uglu svake od slika i ima koordinate (0,0). Broj rasjeda raste od (a) 1 do (e) 5. Označene su izolinijske krivulje koje tvore geometrijski niz tako da 50% od A_0 odgovara intenzitetu $I = I_0 - 1$, 25% odgovara $I_0 - 2$, 12.5% je $I_0 - 3$, a 6.25% $I_0 - 4$. I_0 je intenzitet u epicentru.

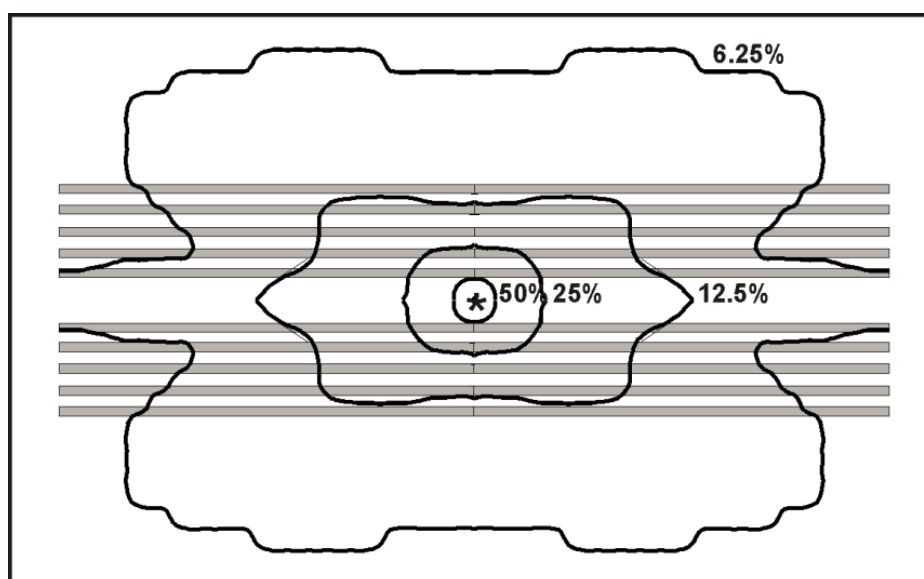
Većina potresa koji su korišteni u ovom radu imaju magnitude manje ili jednake $M \leq 6$. S obzirom na magnitudu, duljine izvora, to jest aktivne dionice rasjeda, su im od jednog do desetak kilometara. U ekstremnom slučaju kad je duljina izvora 10 km, a brzina propagacije pukotine iznosi pola brzine transverzalnih valova $v_r = 0.5v_s = 1.75$ km/s (Ben-Zion i Aki, 1990), izvor zrači kraće od 6 s. To znači da razlike putova direktnog i reflektiranog vala ne smiju biti veće od 30 km da bi se refleksija superponirala na direktni val. Čak i u slučaju da se reflektirani valovi superponiraju na direktni val jednakog vremena putovanja, slika polja amplituda pomaka se bitnije mijenja samo u uskom području uz prvi rasjed (slike 4.5 i 4.6). Takvo polje ne sličići empirijskom makroseizmičkom polju jer se u smjeru pružanja rasjeda izdužuje u šiljak što je posljedica vrlo velikog koeficijenta refleksije za kuteve veće od 78° . Uz razlike brzina koje su izmjerene u rasjednim zonama i okolnim stijinama prigušenje normalno na rasjede nije dovoljno veliko da izolirane amplitude vala budu slične empirijskim izoseistama. Sličnost bi se postigla uz brzinski omjer 1:10 što je nerealno jer su izmjerena usporenja valova od najviše 40-50%. Za Brewsterov kut od 63° rasjedi su transparentni što daje izoliranim "pravokutni" oblik.

Na slikama 4.3 i 4.5 prikazane su izolirane u samo prvom kvadrantu, dok su na slikama 4.4 i 4.6 prikazane sva četiri kvadranta za slučaj da se sa svake strane žarišta nalazi po pet paralelnih rasjednih zona. Izolirane amplitude su identične teorijskim izoseistama do na konstantu što znači da bi teorijske izoseiste izračunate na opisani način imale isti oblik.

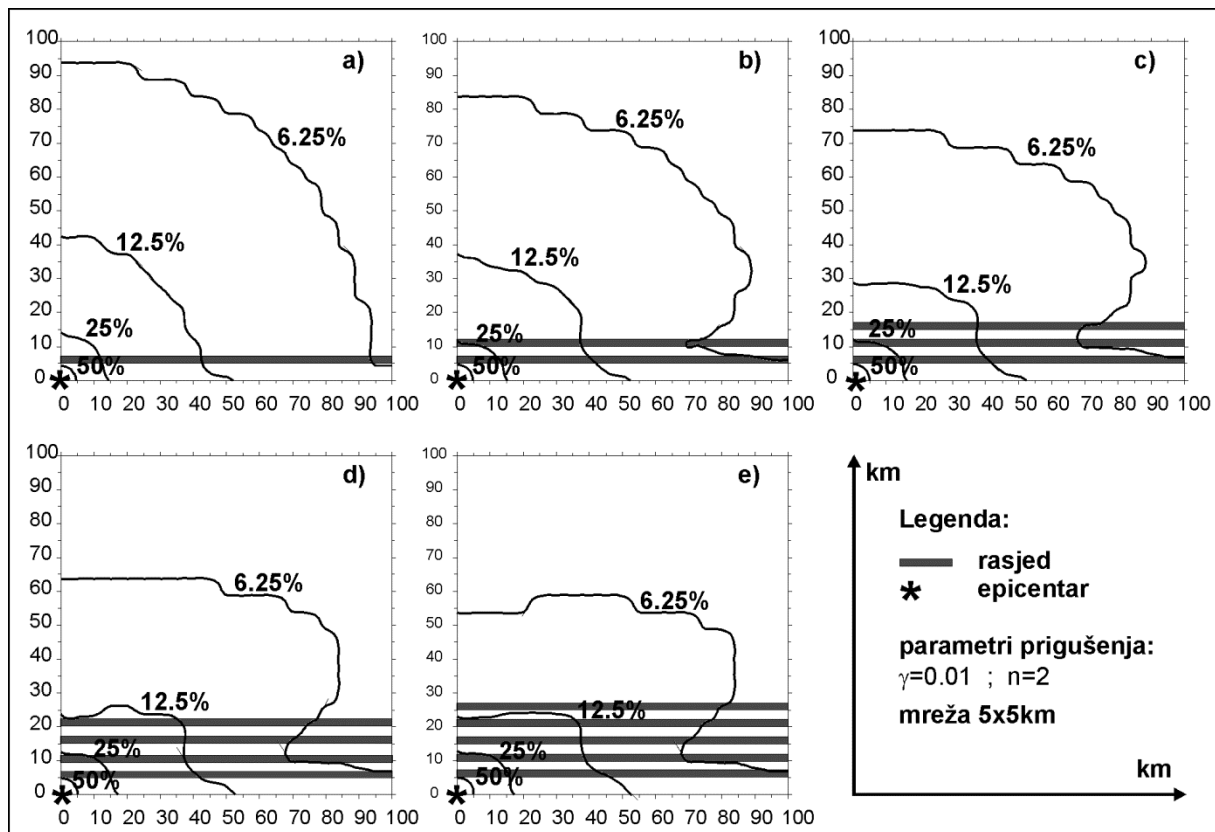
Karta rasjeda korištena u ovom radu je takva da zrake potresa u većini slučajeva presijecaju do tri rasjedne zone. To znači da bi u modelu refleksija mogla modulirati intenzitet kao u slučajevima (a), (b) i (c) prikazanim na slikama 4.3 i 4.5. Čak i u slučaju (e) amplitude valova okomito na rasjede su manje samo za 37%. Zbog toga je jasno da refleksija i transmisija valova kroz rasjedne zone može biti samo sekundarni mehanizam oblikovanja makroseizmičkog polja.



Slika 4.4. Izolinije amplitude vala u postocima amplitude u žarištu za slučaj od pet paralelnih rasjednih zona (sive crte) sa svake strane žarišta. Reflektirani i direktni valovi se ne superponiraju. Nije prikazan rasjed na kojem se dogodio potres. Parametri kao na slici 4.3.



Slika 4.5. Izolinije amplitude vala u postocima amplitude u žarištu za slučaj pet paralelnih rasjednih zona (sive crte) sa svake strane izvora. Epicentar je označen zvjezdicom. Reflektirani i direktni valovi se superponiraju. Izduženje izolinije 6.25% je posljedica velikog koeficijenta refleksije za kutove veće od 78° . Parametri kao na slici 4.3.



Slika 4.6. Izolinije amplitude (samo prvi kvadrant) superpozicije transmitiranog vala i valova reflektiranih na svim rasjedima kao funkcije broja paralelnih rasjeda i upadnog kuta. Broj rasjeda raste od (a) 1 do (e) 5. Označene su izolinije koje tvore geometrijski niz tako da 50% od A_o odgovara intenzitetu $I = I_o - 1$, 25% odgovara $I_o - 2$, 12.5% je $I_o - 3$, a 6.25% $I_o - 4$. I_o je intenzitet u epicentru.

5. Modeliranje makroseizmičkog polja uz prigušenje na rasjedima

Osnovne pretpostavke na kojima je temeljen model prikazan u ovom radu su da se glavina energije prenosi prostornim transverzalnim (S) valovima i da je elipsoidalni oblik izoseista u Dinaridima posljedica snažne atenuacije intenziteta u relativno uskim područjima kvaziparalelnih rasjednih zona. Takvom atenuacijom se izvorno izotropno polje oblikuje u anizotropno. Osim toga, pretpostavljeni su točkasti izvor i pravocrtno rasprostiranje valova. Model računa s rasjedima prikazanim na karti kao da su vertikalni, no nije nužno da stvarni rasjedi budu vertikalni niti da S valovi budu polarizirani, bilo horizontalno ili vertikalno, što će biti detaljno objašnjeno u poglavlju 5.1. Intenzitet se u nekoj točki računa kao intenzitet izotropnog polja umanjen za prigušenje rasjednih zona. Za računanje izotropnog polja korištena je Koevesligethyjeva jednadžba jer je u njoj jasno odvojen geometrijski rasap od neelastičkog prigušenja.

Uz kartu rasjeda model ima četiri parametara koji se određuju na temelju makroseizmičkih podataka, a ako to nije moguće uzimaju se vrijednosti iz literature. To su: koeficijent atenuacije α_i za zrake koje ne presijecaju rasjede, korigiranu širinu rasjeda d (umnožak prosječne širine rasjednih zona prikazanih na karti rasjeda i prosječnog koeficijenta atenuacije za rasjedne zone α_r), najmanji intenzitet pri kojem rasjedna zona zamjetno prigušuje intenzitet i graničnu dubinu ispod koje više ne prigušuje valove.

Izotropno makroseizmičko polje ovisi o epicentralnoj udaljenosti r , dubini žarišta h , koeficijentu apsorpcije α_i i intenzitetu u epicentru I_0 . Dubina žarišta i intenzitet u epicentru su parametri svakog pojedinog potresa, dok su epicentralne udaljenosti funkcije položaja točaka intenziteta i epicentra. Koeficijent apsorpcije α_i je svojstvo šireg prostora i konstanta je u vremenu. U ovom se se radu za računanje koeficijenta α_i koristile samo točke intenziteta čije spojnice s epicentrom potresa nisu presijecale niti jednu rasjednu zonu prikazanu na karti rasjeda.

Koeficijent atenuacije rasjedne zone α_r nije moguće izračunati iz makroseizmičkih podataka, no moguće je izračunati omjer α_r/α_i koristeći podatke iz literature za faktore dobrote Q i brzine S valova unutar i izvan rasjedne zone. Budući da je (Hashida, 1987; Aki i Richards, 2002):

$$\alpha = \frac{\pi f}{Q v_s}$$

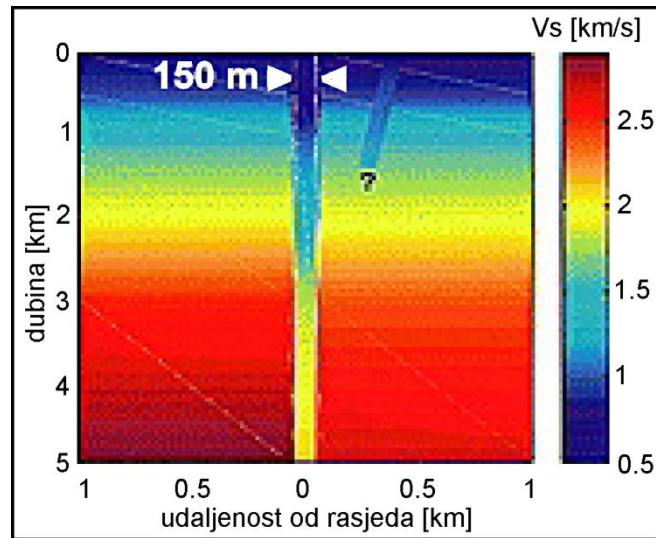
gdje je v_s brzina a f frekvencija valova, omjer koeficijenata atenuacije se izračuna kao:

$$\frac{\alpha_r}{\alpha_i} = \frac{\frac{\pi f}{Q_r v_{sr}}}{\frac{\pi f}{Q_i v_{si}}} = \frac{Q_i v_{si}}{Q_r v_{sr}}$$

gdje su v_{si} i v_{sr} brzine S valova, a Q_i i Q_r faktori dobrote izvan i unutar rasjedne zone. Koeficijent prigušenja izvan rasjedne zone α_i moguće je izmjeriti, što će biti opisano u sljedećim poglavljima te se na taj način može dobiti i α_r . Iz tako procijenjenog koeficijenta α_r i makroseizmičkih podataka može se izračunati srednja širina rasjednih zona i zbog provjere usporediti s podacima iz literature.

Rasjedna zona se ne ponaša na svim dubinama jednako. To se vidi iz dimenzija valovoda koje rasjedne zone ponekad mogu formirati pod povoljnim geometrijskim uvjetima (Ben-Zion i sur., 2003; Lewis i sur., 2005). Valovodne strukture su direktno povezane sa zonama male brzine, *engl.* low velocity zones (LVZ) jer je, zbog Snellovog zakona, nužan uvjet da valovi unutar valovoda imaju manju brzinu od valova izvan njega. Smanjena brzina u tim strukturama je posljedica razlomljenosti stijena rasjedne zone koje mogu biti saturirane fluidom. Budući da su sve navedene pojave (LVZ, valovod, pojačana makroseizmička atenuacija) manifestacije raznih svojstava rasjednih zona, moguće je koristiti podatke za LVZ i valovode da bi se procijenila dubina do koje rasjedne zone bitno prigušuju valove.

Tipične dubine valovoda su 3-5 km (Li i sur., 1999), no ponekad mogu doseći dubinu i do 10 km (Wust-Bloch, 2002). Te dubine odgovaraju dubinama u kojima je litostatski tlak dovoljno malen da postoje otvorene pukotine ispunjene tekućinom. Različite dubine valovoda su najvjerojatnije posljedice lokalnih geoloških uvjeta i ovisne o području u kojem su brzine mjerene. Presjek valovoda u rasjednoj zoni San Andreas i odgovarajuće brzine prikazane su na slici 5.1. Budući da ne postoje podaci za dubinu LVZ u Dinaridima realno je pretpostaviti da im se dubine, ukoliko takve strukture uopće postoje u Dinaridima, bitno ne razlikuju od dubina u drugim rasjednim zonama i da podatak o dubini LVZ-a može poslužiti kao prva aproksimacija granične dubine ispod koje rasjedne zone više ne prigušuju valove bitno jače od okolnog tla.



Slika 5.1. Valovod i brzine transverzalnih valova unutar San Andreas rasjeda u Kaliforniji. Prema (Li i sur., 2004).

Pomak česti tla uzrokovan nailaskom vala moguće je povezati s intenzitetom potresa preko definicije makroseizmičke MSK ljestvice (Medvedev i sur., 1965; Živčić, 1986). Zbog toga je realna pretpostavka da gubitak energije postaje zamjetan u makroseizmičkom smislu tek kad amplituda vala postane dovoljno velika, odnosno, da vjerojatno postoji amplitudni prag iznad kojeg rasjed atenuira valove bitno jače od okolnih stijena. Ukoliko postoji amplitudni prag, moralo bi ga se moći izračunati iz empirijskih podataka i primijeniti kao jedan od parametara modela što je u ovom radu i napravljeno.

Pretpostavke modela su S valovi kao glavni nosioci energije, točkasti izvor, pravocrtno rasprostiranje valova i veća atenuacija u rasjednim zonama od one u okolnim stijenama. Budući da je model napravljen tako da može dati brzu procjenu intenziteta na terenu za potrebe civilne zaštite, ulazni podaci su oni koji se mogu dobiti instrumentalno (na osnovi zapisa seizmografa): izračunate koordinate epicentra, dubina žarišta i magnituda. Iako su u modelu rasjedi vertikalni, to u stvarnosti nije nužno. Zbog manje brzine valova u rasjednoj zoni valovi se lome k okomici i smanjuje se greška zbog puta kroz rasjednu zonu, što će biti detaljno objašnjeno u poglavlju 5.1.

Pri modeliranju se računa probodišta kroz rasjednu plohu na temelju karte rasjeda. Budući da u Dinaridima većina rasjeda nije vertikalna, stvarni nagib rasjeda može unijeti pogrešku u račun zbog pogrešnog lociranja presjecišta zrake vala i rasjeda. Zato se može dogoditi da zraka u stvarnosti prolazi kroz rasjed, a da to model ne može izračunati ili da model izračuna nepostojeće probodište kroz rasjednu plohu. Zbog toga su parametri modela prilagođeni toj i samo toj karti rasjeda te ako se model koristi s nekom drugom kartom rasjeda mora se ponoviti postupak parametrizacije. Pretpostavke modela su i da rasjedna zona atenuira bitno jače od okolnih stijena samo do neke granične dubine kao i da seizmički val mora imati dovoljno energije pri ulasku u rasjednu zonu da bi prigušenje bilo uočljivo u makroseizmičkim podacima. Granična dubina je dubina do koje su rasjedne breče nepovezane i mogu atenuirati seizmičke valove jače od okolnih stijena (Sibson, 1977). Zato probodišta zrake vala kroz rasjednu zonu ulaze u račun samo ako imaju manju dubinu od granične dubine i ako je intenzitet na probodištu veći od intenzitetnog praga.

U prvom je koraku parametrizacije modela računat koeficijent intrinzične atenuacije. Brzine i faktori dobrote u i izvan rasjednih zona koji su korišteni za računanje omjera koeficijenata atenuacije preuzeti su iz literature (Ben-Zion i sur., 2003; Yang i sur., 2011; Gentili i Franceschina 2011; Dasović, 2013). U drugom se koraku na temelju omjera koeficijenata atenuacije računa širina rasjednih zona, dubina žarišta, intenzitet u epicentru, granična dubina i granični intenzitet. Izračunata je i srednja makroseizmička dubina za potrese iz parametarskog skupa koja se pri modeliranju koristi za korekciju ulazne instrumentalno izračunate dubine žarišta. Postupak računanja i vrijednosti parametara detaljnije su obrađeni u poglavlju 5.4.

Za računanje parametara modela izdvojeni su potresi iz hrvatske makroseizmičke baze u poseban podskup. Parametri modela se računaju direktno iz točaka intenziteta (ne koriste se izoseiste) i karte rasjeda. Koeficijent intrinzične atenuacije i srednja širina rasjednih zona su izračunati kao aritmetičke sredine tih parametara za pojedine potrese parametarskog skupa.

Nakon provedene parametrizacije, model je provjeren na testnom skupu potresa. Modelom su izračunati intenziteti u čvorovima mreže gustoće $0.1 \times 0.1^\circ$ za ulazne instrumentalne podatke testne skupine potresa. Na temelju intenziteta u čvorovima mreže crtane su karte sintetičkih izoseista pomoću programa Grapher kriging metodom. Sintetičke izoseiste su uspoređivane s empirijskim za tu svrhu do sada još ne korištenom metodom momenata slike.

5.1. Atenuacijska funkcija modeliranog polja

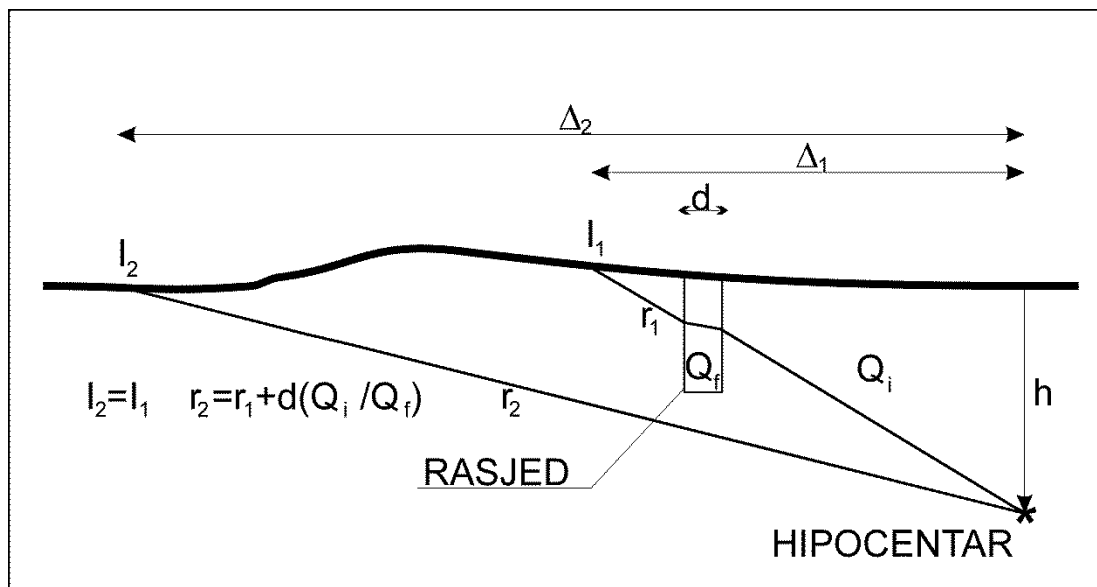
Pretpostavka je modela makroseizmičkog polja opisanog u ovom radu je da je u osnovi izotropno makroseizmičko polje modulirano snažnom atenuacijom intenziteta u rasjednim zonama. Atenuacijska funkcija koja je primijenjena u modelu za izotropno polje je jednačba Kövesligethyeva tipa (jednačba 3.12). Povezanost polja i geoloških struktura uvodi se u dio jednačbe koji opisuje neelastičko prigušenje kao novi član ovisan o širini rasjedne zone, omjeru koeficijentata atenuacije i broja probodišta kroz rasjedne zone.

Jednačba za izotropno polje glasi (3.12):

$$I = I_0 - 3 \log\left(\frac{r}{h}\right) - 3\mu\alpha(r - h)$$

gdje je I_0 intenzitet u epicentru, h dubina žarišta, r hipocentralna udaljenost, α koeficijent apsorpcije a $\mu = \log(e) = 0.4343$.

Mogući je slučaj da staza vala koja prolazi kroz područje snažnog prigušenja bude ekvivalentna duljoj stazi kroz okolnu stijenu (slika 5.2).



Slika 5.2. Na kraćoj stazi kroz rasjednu zonu valovi su jednako prigušeni kao na dužem putu kroz okolno kompaktno stijenje.

Jače prigušenje intenziteta u rasjednim zonama nego u okolnim stijinama može se prikazati u jednadžbi izotropnog polja kao dodatna udaljenost Δr . Dodatna udaljenost ulazi u član koji opisuje neelastičko prigušenje, dok se član s geometrijskim rasapom ne mijenja, te jednadžba za izotropno polje (3.12) prelazi u:

$$I = I_o - 3 \log\left(\frac{r}{h}\right) - 3\mu\alpha(r + \Delta r - h) \quad (5.1)$$

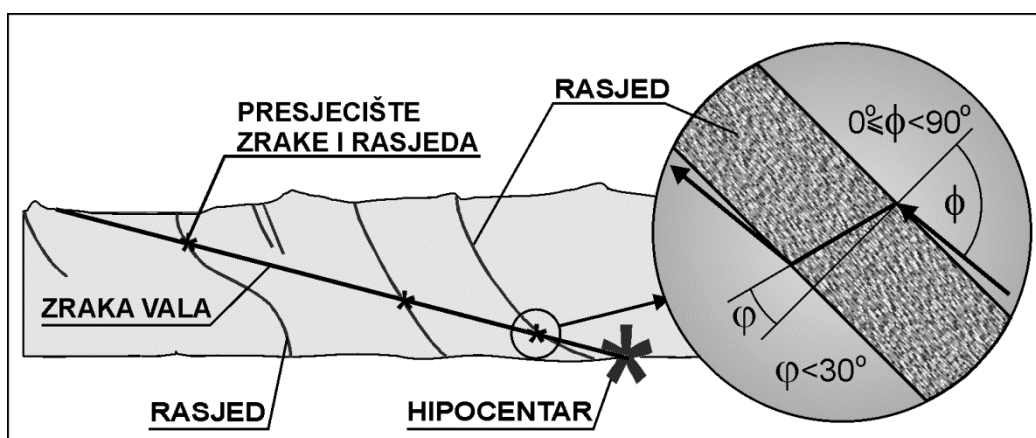
Dodatna udaljenost Δr je broj presjeka staze vala i rasjeda koje ta staza presijeca pomnožen srednjom širinom rasjednih zona i omjerom intrinzičnog faktora dobrote Q_i i faktora dobrote rasjedne zone Q_r . Iako su faktori dobrote Q veličine različite od koeficijenta atenuacije α , s obzirom da su ovisni o istim fizikalnim procesima u valnom sredstvu, pretpostavljamo da im je omjer približno isti, te je dodatna udaljenost:

$$\Delta r = nd \frac{Q_i v_i}{Q_r v_r} = nd \frac{\alpha_r}{\alpha_i} \quad (5.2)$$

gdje su v_i i v_r brzine transverzalnih valova u nedirnutoj stijeni i rasjednoj zoni, n je broj presjeka staze vala i rasjednih zona koje ta staza presijeca, a d srednja širina rasjednih zona prikazanih na karti rasjeda. Zbog jednostavnosti računa, rasjedne zone su aproksimirane vertikalnim ravninama koje sijeku površinu terena u rasjedima prikazanim na slici 5.2. U Dinaridima su rasjedi nagiba od 77° na sjeverozapadu do 43° na jugoistoku (Kastelic i Carafa, 2012), no pretpostavka o vertikalnim rasjedima je dovoljno dobra za potrebe ovog rada.

Nagib rasjeda može na model djelovati dvojako: duljim putem kroz rasjednu zonu od stvarne širine rasjedne zone i pogrešnim lociranjem presjecišta na karti rasjeda. U najgorem mogućem slučaju, kad val dolazi skoro paralelno rasjedu, put kroz rasjednu zonu može biti dulji samo do 15.5 % zbog nagiba rasjeda. Naime, zbog brzina transverzalnih valova u rasjednim zonama koje su upola manje od brzina u okolnim stijinama (Yang i sur., 2011; Ben-Zion i sur., 2003), kut loma zrake za granični slučaj kuta upada od 90° iznosi 30° (slika 5.3). Staza vala d' kroz rasjednu zonu u najgorem mogućem slučaju, kad je upadni kut vala tek nešto manji od 90° u odnosu na normalu, je 15.5% dulja od stvarne fizičke širine rasjedne zone d . Budući da valovi upadaju na rasjed i pod kutevima manjim od 90° u odnosu na normalu, duljina puta vala kroz rasjednu zonu je u stvarnosti manje podcijenjena. Za kut upada od 45° uz odnos brzina unutar (v_r) i izvan (v_i) rasjedne zone $v_r = 0.5v_i$ (Yang i sur., 2011; Ben-Zion i sur., 2003), kut loma iznosi 20.7° od normale, te je stvarna duljina staze $d' = 1.07 d$ što znači da je širina zone podcijenjena samo 7%.

Budući da je većina seizmogenih rasjeda u Dinaridima pod kutom nagiba od 77° do 43° (Kastelic i Carafa, 2012), a rasjedne zone atenuiraju valove do granične dubine koja prema Sibsonu (1977) nije veća od 5 km, projekcija na površinu probodišta zrake kroz rasjed nije udaljenija od rasjeda na karti više od 5 km. U stvarnosti je ta udaljenost manja i iznosi 4.3 km, jer se rasjedi nagiba 43° nalaze u Južnim Dinaridima, dok su nagibi rasjeda u Središnjim Dinaridima približno 60° . Dakako, ako je probodište zrake vala kroz rasjednu zonu pliće i projekcija probodišta na površinu je bliže rasjedu na karti te je pogreška zbog nagnutosti rasjeda manja.



Slika 5.3. Vertikalni presjek rasjedne zone. U najgorem mogućem slučaju kad zraka vala upada skoro paralelno s rasjednom plovom lomi se pod kutem od 30° . Staza vala unutar rasjedne zone je dulja od širine zone za manje od 16%.

Za svaku točku intenziteta računa se staza direktnog vala i presjecišta staze i rasjednih zona. Na temelju dosadašnjih radova realno je pretpostaviti da je omjer faktora dobrote izvan i unutar rasjednih zona barem 10:1 (Yang i sur., 2011; Gentili i Franceschina 2011). Uz omjer brzina unutar i izvan rasjedne zone $v_r = 0.5v_i$ (Yang i sur., 2011; Ben-Zion i sur., 2003), izraz (5.2) se može pisati:

$$\Delta r = 20nd \quad (5.3)$$

te jednadžba (5.1) prelazi u

$$I = I_o - 3 \log \left(\frac{r}{h} \right) - 3\mu\alpha(r + 20nd - h) \quad (5.4)$$

Jednadžba (5.4) se razlikuje od polazne jednadžbe za izotropno polje (3.12) za dodatnu udaljenost u članu ovisnom o neelastičkom prigušenju. Dodatna udaljenost je proporcionalna umnošku širine rasjedne zone, broja probodišta zrake vala i rasjednih ploha, koje se nalaze između točke intenziteta i hipocentra, te omjera umnoška faktora dobrote i brzine izvan i unutar rasjedne zone. Broj presjecišta na dubinama manjim od granične dubine računa se iz geometrijskih odnosa rasjeda i hipocentra. Parametri jednadžbe (5.4) su računati na temelju empirijskih podataka, razdiobe točaka intenziteta i karte rasjeda.

U prvom se koraku za svaki potres iz parametarskog skupa računaju osnovni parametri atenuacijske funkcije za izotropno polje (3.12) na temelju podataka o intenzitetima, koje sadrži Hrvatska baza makroseizmičkih podataka (Sović, 1999). Računaju se intenzitet u epicentru I_0 , dubina žarišta h i koeficijent apsorpcije α . Potres mora imati barem 10 azimutalno jednoliko raspoređenih točaka intenziteta. Parametri se računaju pretraživanjem prostora parametara (*eng. GridSearch*) i traži se trojka (I_0, h, α) za koju je standardna pogreška najmanja. Broj ponavljanja i korak u petljama određen je rasponom i korakom pojedinih parametara što je opisano u poglavlju 5.2. Računa se vrijednost teorijskog intenziteta u točki za koju postoji empirijski intenzitet. Iz razlike empirijskog i teorijskog intenziteta računa se standardna pogreška

$$\sigma = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N (Ie_i - It_i)^2} \quad (5.5)$$

gdje je N broj točaka intenziteta pojedinog potresa, Ie_i empirijski intenzitet u i -toj točki, It_i teorijski intenzitet izračunat u i -toj točki jednadžbom (3.12). Sumira se po svim točkama intenziteta različitog od "nije se osjetio". Trojka s najmanjom standardnom pogreškom je najvjerojatniji skup parametara za određeni potres. Granice intervala parametara, kao i korak pretraživanja za pojedini parametar, određuju se na temelju empirijskih podataka i ekonomičnosti računanja, jer se smanjenjem koraka vrijeme računanja produžuje. Zbog toga su rasponi parametara procijenjeni tako da budu što je moguće manji, a koraci tako da budu što je moguće veći, ali da imaju fizikalnog smisla. Na primjer, nema smisla intenzitet u epicentru računati na manje od desetinke stupnja zbog grubosti makroseizmičke ljestvice ili dubinu žarišta na manju točnost od kilometra s obzirom da je mikrozeizmička dubina koordinata koju je teško pouzdano izračunati, jer je vrlo podložna pogreškama brzinskog modela i očitavanja faza.

Za intenzitet u epicentru I_o se pretpostavilo da može biti pogrešno ocijenjen do na pola stupnja. Zato je tražen u intervalu $[I_o' - 0.5, I_o' + 0.5]$ gdje je I_o' intenzitet u epicentru zabilježen u Hrvatskom katalogu potresa (Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a). U slučaju da je postojao samo podatak za maksimalni intenzitet I_{max} , intenzitet u epicentru je tražen u intervalu $[I_{max}, I_{max} + 1]$. Korak pretraživanja prostora po intenzitetu u epicentru je 0.1. Pri parametrizaciji nije računat intenzitet u epicentru iz magnitude kao što se to može raditi u primjeni modela.

Dubina žarišta h tražena je u intervalu od 1 do 20 km uz korak od 1 km. Budući da u Hrvatskom katalogu potresa nisu postojali podaci o makroseizmičkim dubinama žarišta, raspon u kojem su tražene dubine određen je iz mikroseizmičkih podataka. Niti jedan potres ni u parametarskom, a niti u testnom skupu potresa nije imao dubinu hipocentra veću od 20 km. Zato je dubina tražena u rasponu od 1 do 20 km..

Padovan (1999) je izračunao koeficijente apsorpcije za područje Dinare. Za azimut od 120° , što odgovara pružanju Dinarida, dobio je vrijednost koeficijenta apsorpcije $\alpha = 0.0056^\circ/\text{km}$, dok je normalno na taj pravac izračunao $\alpha = 0.0146^\circ/\text{km}$, što je 2.6 puta jače prigušenje. Taj raspon vrijednosti je poslužio kao orjentir za postavljanje granica unutar kojih je tražen koeficijent apsorpcije α , pa je definiran interval $[0.001, 0.1]$ uz korak $0.0001^\circ/\text{km}$.

5.2. Granice parametara modela

Nakon što su izračunati parametri izotropnog polja, u drugom koraku je istom GridSearch metodom računata srednja širina rasjednih zona d koja množena s omjerom koeficijenata atenuacije α_r/α_i i brojem probodišta kroz rasjedne plohe n daje dodatnu udaljenost Δr . Istovremeno je provjereno postoji li granična dubina h_g , i granični intenzitet I_g tako da su se relacijom (5.4) ponovo računali intenziteti u točkama s empirijskim intenzitetom ali se postupak ponavljao u dvije petlje uz promjenu granične dubine i graničnog intenziteta. Probodišta koja su bila dublja od granične dubine ili na kojima je intenzitet bio manji od graničnog nisu se pribrajala broju n . Izračunate su vrijednosti polja uspoređivale s empirijskim računanjem standardne pogreške (5.5), a najvjerojatnija vrijednost granične dubine i graničnog intenziteta je bila ona s najmanjom standardnom pogreškom. Postojanje ovih dviju veličina, graničnog intenziteta i dubine, je pretpostavljeno na temelju činjenice da s dubinom raste litostatski tlak koji zatvara pukotine u rasjednoj zoni i da je neelastičko prigušenje eksponencijalna funkcija amplitude vala.

Granična dubina

U manjim dubinama rasjed pretvara kinetičku energiju valova u toplinu kroz mehanizme opisane u prethodnim poglavljima. Porastom dubine raste i litostatski tlak, tako da na dubini od nekoliko kilometara postaje dovoljno velik da zatvori pukotine (Sibson, 1977). No uzrok tlaka na rasjednu zonu nije samo težina stijena, već se litostatskom tlaku mora dodati i tlak uzrokovan tektonikom. Zbog razlike u gustoći stijena i različite tektonike, dubina na kojoj je rasjedna breča dovoljno kompaktna da slabije atenuira seizmičke valove je različita za različita područja. Prema Sibsonu (1977) rasjedne breče dosežu u prosjeku do dubine od 4-5 km. Ta dubina se u ovom radu naziva graničnom dubinom h_g te je jedan od parametara modela. S obzirom da se za Dinaride ne zna dubina do koje dosežu rasjedne breče, dubina do koje se traži granična dubina procijenjena je na 10 km. Ta je dubina dvostruko veća od najveće Sibsonove procjene i sigurno uključuje i stvarnu graničnu dubinu. Pri računanju granična dubina h_g je tražena u intervalu od 1 do 10 km uz korak od 1 km.

Granični intenzitet

Neelastičko prigušenje raste eksponencijalno s amplitudom pomaka za pomake valnog sredstva veće od 10^{-6} m (Mavko, 1979). Budući da je prigušenje nelinearna funkcija amplitude, a makroseizmička se ljestvica ponaša kao analogno-digitalni pretvornik, pretpostavljeno je postojanje graničnog pomaka nakon kojeg rasjed atenuira dovoljno energije da to bude zamjetno u makroseizmičkim podacima. Stupnjevi intenziteta po MSK ljestvici su definirani tako da akceleracije koje su izazvale odgovarajuće učinke tvore geometrijski niz. U definiciju ljestvice su uključene i vrijednosti maksimalnih brzina i pomaka za određene stupnjeve intenziteta, te bi trebalo biti moguće na temelju intenziteta zaključiti o pomaku i umjesto graničnog pomaka uvesti granični intenzitet I_g . Granični intenzitet nije najmanji ocijenjeni intenzitet nekog potresa već najmanji intenzitet koji aktivira rasjed i tražen je u rasponu [1, 5], uz jedinični korak.

Širina rasjedne zone

Širina rasjeda d nije stvarna širina rasjedne zone, jer je ovisna o odabranom omjeru koeficijenata atenuacije (jednadžba 5.2). Odabere li se omjer koeficijenata atenuacije što bliži stvarnom omjeru, širina d se približava stvarnoj širini rasjednih zona koja u Dinaridima varira od desetak metara pa do nekoliko kilometara (Kuk i sur., 2000). Zbog toga je d tražen u intervalu od 10 do 15000 m, uz korak od 10 m. Slično kao i u prvom koraku, i u drugom, u kojem se računaju parametri modela koji moduliraju makroseizmičko polje u skladu s prostornom razdiobom rasjeda, se traži minimalna vrijednost srednje pogreške razlike empirijskog i teorijski izračunatog intenziteta pretražujući prostor varijabli. No, račun koji se pritom mora provesti je vremenski znatno zahtjevniji, te nije bilo moguće istovremeno pretraživati cijeli prostor, već se pretraživanju pristupilo hijerarhijski.

Prvo je računata širina rasjednih zona uz uvjet da je izračunati intenzitet na rasjedu veći od jedan i da je dubina probodišta zrake vala (granična dubina) kroz rasjednu plohu manja ili jednaka pet kilometara. Potom je izračunata širina rasjedne zone bila ulazni parametar za račun u kojem je tražen granični intenzitet ispod kojeg rasjed ne atenuira makroseizmički zamjetne količine energije. I taj je račun proveden uz uvjet da je granična dubina pet kilometara. Naposljetku je varirana granična dubina uz poznate vrijednosti širine rasjedne zone i intenzitetnog praga.

5.3. Ulazni podaci

Parametri modela računati su na temelju točaka intenziteta potresa iz Hrvatske makroseizmičke baze podataka (Sović, 1999). Od svih potresa koje sadrži baza odabran je podskup potresa, tzv. parametarski podskup, u koji je ušlo 15 potresa. Drugi potresi koji su se dogodili u području istraživanja odbačeni su jer nisu zadovoljavali određene zahtjeve: nisu uzeti potresi s manje od 10 točaka intenziteta, potresi s neravnomjernom azimutalnom razdiobom točaka intenziteta i oni potresi čiji je mikrozeizmički epicentar bio izvan pleistoseiste. Uvjet da mikrozeizmički epicentar bude unutar pleistoseista postavljen je iz dva razloga. Prvi je da se izbjegnu makroseizmički podaci koji su nepotpuni i loše prostorno raspoređeni zbog državne granice ili zato što je epicentar u moru. Drugi razlog je taj što se u modelu umjesto makroseizmičkog epicentra kao ulazni podaci koriste instrumentalno računane koordinate epicentra. Na taj način je model postao uporabljiviji državnim službama za zaštitu i spašavanje jer mogu brzo procijeniti stanje na terenu neposredno nakon potresa kad se raspolože samo mikrozeizmičkim podacima. Potresi koji su ušli u parametarski podskup prikazani su u tablici 5.1.

Tablica 5.1. Parametarski podskup potresa – podaci iz Hrvatskog kataloga potresa (Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a): vrijeme, mikrozeizmičke koordinate žarišta, magnituda, najveći intenziteti i epicentralno područje.

Datum	Vrijeme (h:m:s)	Širina (°N)	Duljina (°E)	h (km)	M	I_{max}	Epicentralno područje
14.02.1927.	03:43:22.0	42.940	18.120	19.0	6.2	8.5	Bileća
13.01.1977.	09:19:06.0	43.550	17.244	9.8	4.6	6.0	Imotski
04.07.1979.	06:52:44.2	44.021	16.698	11.1	4.8	6.5	Dinara
13.05.1984.	12:45:54.6	42.970	17.808	13.4	5.4	7.0	Hutovo blato
12.12.1985.	05:25:49.7	43.570	17.077	5.7	3.7	7.0	Imotski
25.11.1986.	13:59:40.7	44.077	16.345	8.0	5.5	7.5	Kamešnica
27.11.1986	12:10:32.4	44.053	16.340	14.6	4.4	6.0	Knin
28.11.1986	20:16:38.7	44.103	15.363	10.3	4.1	7.0	Zadar
08.01.1987.	01:59:15.9	43.662	16.922	5.3	4.2	6.5	Cista Provo
06.12.1989.	05:33:12.4	43.661	16.965	9.1	4.8	7.0	Tijarica
06.12.1989.	13:55:41.4	43.669	16.937	10.4	4.3	6.5	Buško blato
03.04.1990.	22:02:37.2	43.379	17.412	6.9	5.0	6.5	Imotski
27.08.1990.	13:48:40.1	43.372	17.412	7.3	4.6	7.0	Tijarica
27.11.1990.	04:37:57.7	43.833	16.635	7.9	5.6	8.0	Dinara
19.05.1992.	10:52:13.6	43.665	16.937	18.1	4.7	6.0	Tijarica
25.02.1994.	16:03:05.9	43.654	16.679	10.6	4.8	7.0	Sinj
05.09.1996.	20:44:09.0	42.755	17.898	10.5	6.0	8.0	Slano-Ston
23.05.2004.	15:19:06.6	43.395	17.389	7.7	5.3	6.5	Imotski

Model je provjeren na probnom podskupu od 10 potresa od kojih je jedan bio i u parametarskom podskupu. Odabrani su oni potresi koji su imali dobre karte izoseista u skladu s kriterijima koji će biti navedeni u poglavlju 5.3.1. Samo se manji broj potresa iz probnog podskupa dogodio u istom području u kojem su se dogodili parametarski potresi, što se dobro vidi na karti epicentara (slika 5.4).

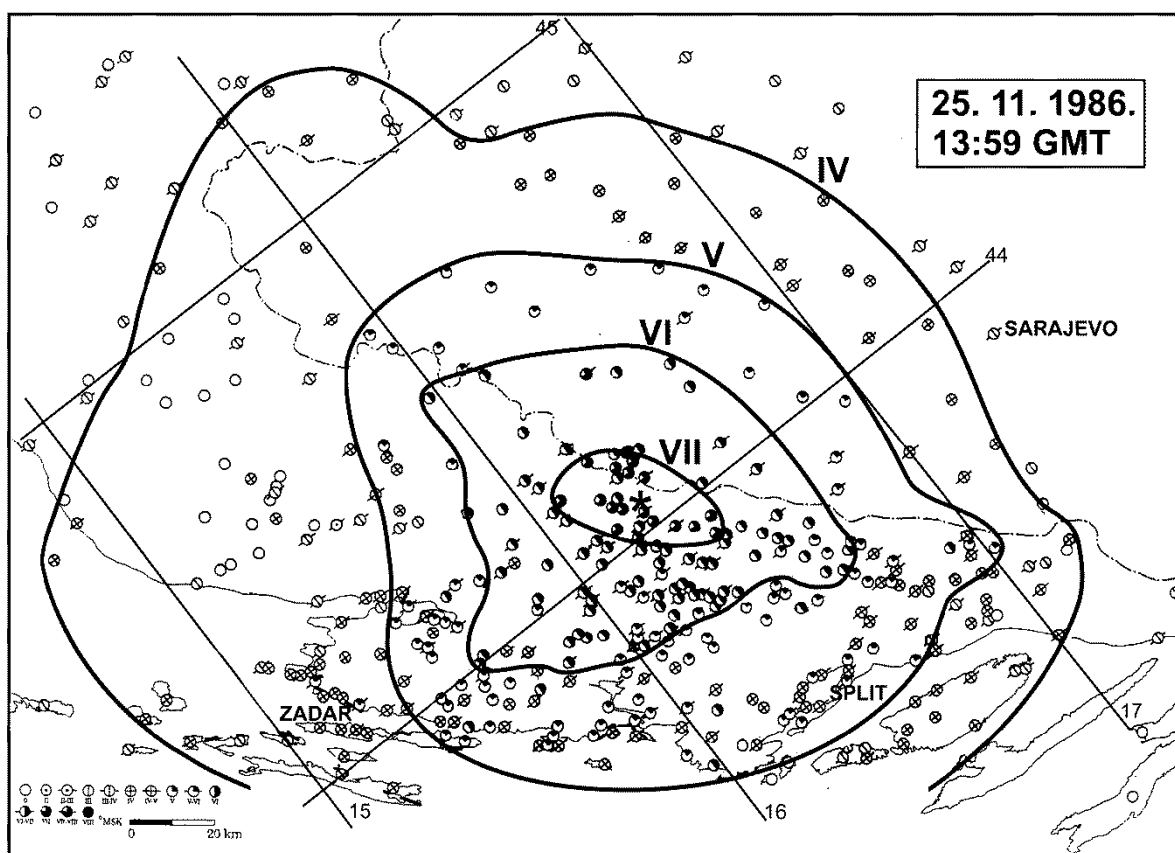


Slika 5.4. Epicentri potresa iz parametarskog i probnog podskupa.

Skoro svi potresi korišteni za parametrizaciju modela dogodili su se u graničnom području Hrvatske i Bosne i Hercegovine. To otežava istraživanje zato što su makroseizmički podaci za Bosnu i Hercegovinu prikupljeni prostorno rjeđe nego u Hrvatskoj. Osim toga nije moguće doći do primarnih podataka, upitnica i zapisnika s obilaska terena, da se usklade načini ocjenjivanja intenziteta. Naime, iako su makroseizmičke ljestvice napravljene tako da se izbjegne subjektivnost i razvijaju se procedure uniformne ocjene intenziteta, svaki seizmolog ima svoj način ocjenjivanja. Osim toga, ako se pri radu sa starim potresima ne kreće od primarnih podataka već od karte intenziteta ili, još gore, samo od karte izoseista, postoji i

problem različite ljestvice. Unatoč tomu su podaci iz susjedne države od izuzetne vrijednosti za istraživanje jer omogućuju zatvaranje izoseista u cijelom kontinentalnom području (slika 5.5).

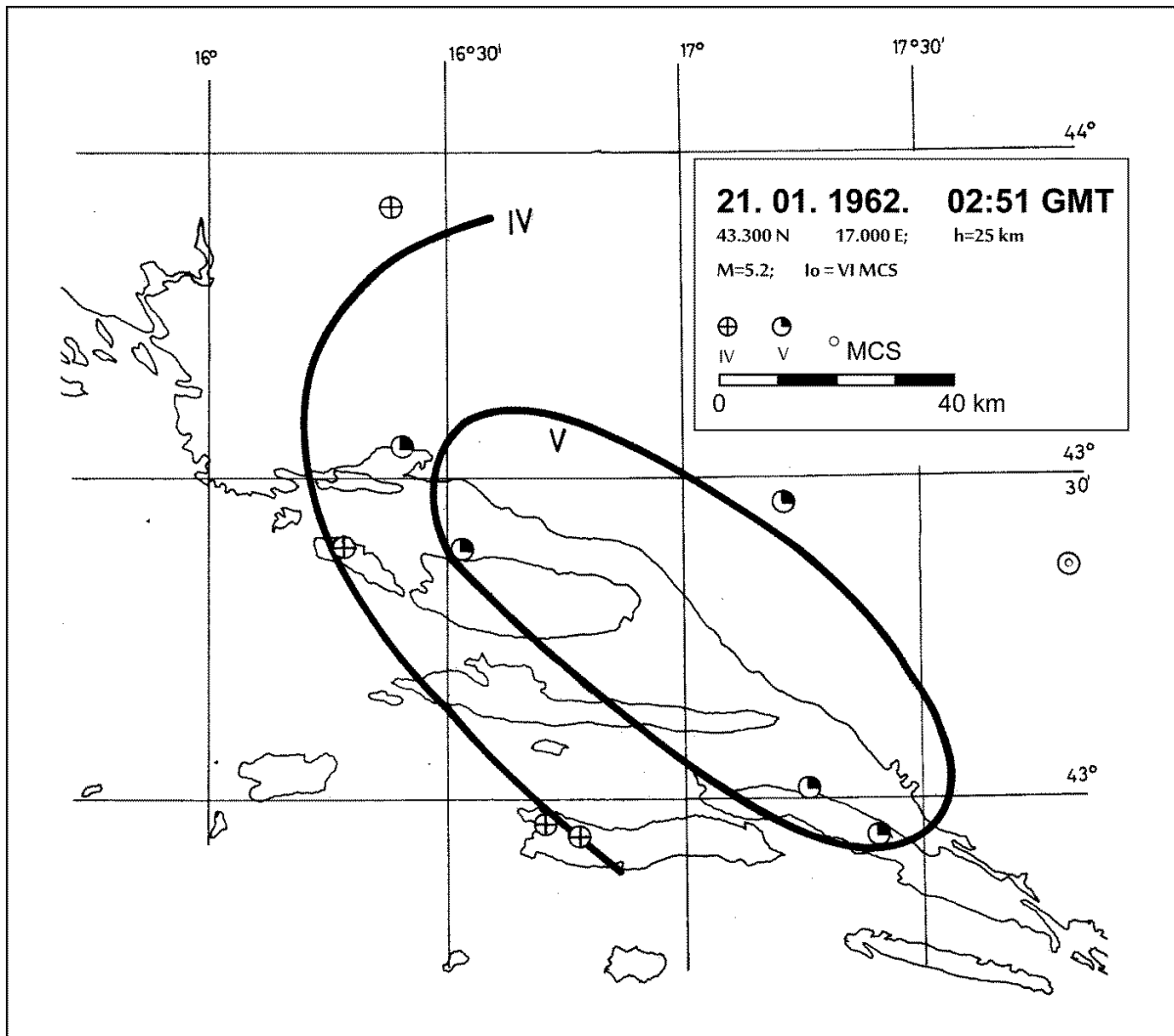
Za vrijeme Domovinskog rata, od 1990. do 1995, bilo je otežano prikupljanje podataka i s hrvatskog teritorija, dok je na području susjedne države bilo posve onemogućeno. Od 1996. do danas, u Hrvatskoj bazi makroseizmičkih podataka postoje podaci i za neke dijelove BiH, poglavito za zapadnu Hercegovinu. Od 2005. situacija s prikupljanjem makroseizmičkih podataka se bitno popravila jer je u radu sustav on-line upitnica na stranici Geofizičkog odsjeka PMF-a na koji šalju podatke i opažači iz susjednih zemalja.



Slika 5.5. Karta izoseista potresa od 25. 11. 1986. s epicentrom na Kamešnici.

5.3.1 Kriterij za odabir podataka

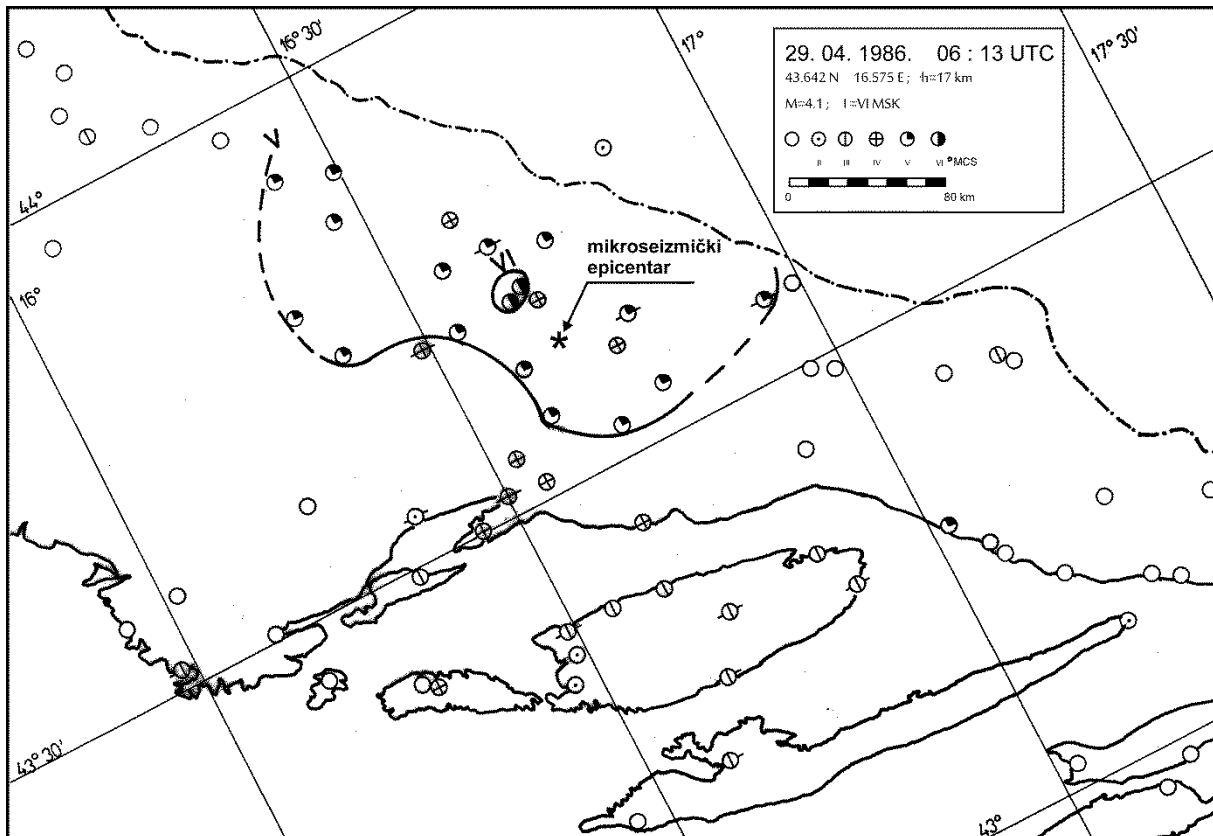
Rasjedne zone su relativno uske, širine do nekoliko stotina metara. Toče u kojima je ocijenjen makroseizmički intenzitet, točke intenziteta, obično su međusobno udaljene više od pet pa do dvadesetak kilometara. Za računanje parametara tako uskih rasjednih zona potrebna je velika gustoća točaka intenziteta. Idealna gustoća je jedna točka na svakih pet kilometara što je približna udaljenost dva susjedna sela u ruralnim krajevima. Vrlo često su udaljenosti između točaka intenziteta znatno veće od idealne zbog rjeđe naseljenosti, posebno u šumskim i planinskim krajevima. Karte izoseista s manjom gustoćom točaka se mogu koristiti, no ipak mora biti dovoljno točaka intenziteta da se izračuna standardna pogreška. Zato su korišteni samo potresi s više od 10 točaka intenziteta. Neki od potresa koji su zadovoljili taj uvjet imaju točke intenziteta raspoređene na vrlo širokom području. Za takve potrese nije moguće nacrtati detaljne izoseiste, pa prema tome niti koristiti intenzitete za računanje promjena na uskim strukturama, kao što su rasjedne zone te su stoga morali biti odbačeni. Kao primjer može poslužiti potres od 21. 1. 1962. s epicentrom kod Makarske. Kod tog su potresa točke intenziteta vrlo rijetke u epicentralnom, kao i u širem području, iako je bio relativno velike magnitude $M = 5.2$ (slika 5.6).



Slika 5.6. Karta izoseista potresa koji se dogodio 21. 1. 1962. s epicentrom kod Makarske.

Zbog sužavanja teritorija Republike Hrvatske od Dubrovačkog primorja na jug, za potrese koji su se dogodili u tom području točke intenziteta su praktički kolinearno raspoređene što nije dobro za računanje, pa su i takvi slučajevi morali biti odbačeni. Problem je vidljiv na karti izoseista potresa od 28. 9. 1995. (slika 5.7). Jugoistočno od Pelješca postoje makroseizmički podaci uglavnom za priobalna mjesta. Hrvatski državni teritorij je na tom području širok svega desetak kilometara, te zbog državne granice i administrativnih zapreka nedostaju podaci iz Bosne i Hercegovine.

točku razumno je pretpostaviti da su dovoljno bliski, naročito za slabije potrese kod kojih su aktivni dijelovi rasjeda relativno kratki. Kad su te dvije točke previše udaljene tako da je mikrosezmički epicentar izvan pleistoseiste, kao na primjeru potresa od 29. 4. 1986. s epicentrom kod Sinja (slika 5.9), nije moguće izračunati atenuacijsku funkciju, pa su takvi potresi izostavljeni iz računa. Naime, u takvim slučajevima intenzitet u epicentru bi trebao biti manji od maksimalnog intenziteta, jer epicentar nije unutar pleistoseiste, pa bi za točke s maksimalnim intenzitetom intenzitet rastao s udaljenošću što je nemoguće. Na primjer, sjeverno od mikrosezmičkog epicentra, na primjeru prikazanom na slici 5.9, koji je okružen mjestima u kojima je intenzitet V nalazi se mjesto u kojem je intenzitet IV, pa zatim mjesto s intenzitetom VI i nakon toga V-VI.



Slika 5.9. Karta izoseista potresa od 29. 4. 1986. s epicentrom kod Sinja. Primjer potresa kod kojeg je mikrosezmički epicentar izvan pleistoseiste.

5.4. Parametri modela

Parametrizacijom modela nisu nađene samo konstante s kojima će model računati, već i raspon vrijednosti u kojima se neki ulazni podaci mogu nalaziti.

5.4.1. Koeficijent apsorpcije

Za svaki pojedini potres iz parametarskog podskupa simultano su računati koeficijenti apsorpcije, dubina žarišta i intenzitet u epicentru, uz uvjet da zraka ne presijeca niti jedan rasjed prikazan na karti rasjeda. U stvarnosti svaka zraka presijeca rasjede koji nisu ucrtani na kartu, no budući da su na karti prikazani glavni rasjedi većih dimenzija realno je pretpostaviti da su rasjedi kojih nema na karti zanemarivi u odnosu na one ucrtane. Kao najvjerojatnija vrijednost trojke je uzeta ona za koju je standardna pogreška (jednadžba 5.5) bila minimalna. Izračunati koeficijenti apsorpcije dani su u tablici 5.2.

Tablica 5.2. Potresi iz parametarskog skupa i pripadajući koeficijenti apsorpcije α .

Datum	Vrijeme h:m:s	α_i °/km
14.02.1927.	03:43:22.0	0.0030
13.01.1977.	09:19:06.0	0.0005
04.07.1979.	06:52:44.2	0.0013
13.05.1984.	12:45:54.6	0.0002
12.12.1985.	05:25:49.7	0.0009
25.11.1986.	13:59:40.7	0.0005
27.11.1986.	12:10:32.4	0.0019
28.11.1986.	20:16:38.7	0.0006
08.01.1987.	01:59:15.9	0.0007
06.12.1989.	05:33:12.4	0.0015
06.12.1989.	13:55:41.4	0.0008
03.04.1990.	22:02:37.2	0.0013
27.08.1990.	13:48:40.1	0.0036
27.11.1990.	04:37:57.7	0.0009
19.05.1992.	10:52:13.6	0.0014
25.02.1994.	16:03:05.9	0.0063
05.09.1996.	20:44:09.0	0.0012
23.05.2004.	15:19:06.6	0.0011

Budući da je intrinzično prigušenje svojstvo šireg područja, koeficijent za Dinaride je računat kao srednjak koeficijenata pojedinih potresa

$$\alpha = 0.0015 \pm 0.0003 \text{ } ^\circ/\text{km}$$

Ukupni koeficijent apsorpcije je četiri puta manji od onoga kojeg je izračunao Padovan (1999) za pružanje Dinarida. Najvjerojatniji razlog tako velike razlike je taj što je Padovan (1999) računao sa svim raspoloživim točkama intenziteta dok je u ovom radu α računat uz uvjet da zraka ne presijeca rasjed. Faktor dobrote izračunat iz koeficijenta α po relaciji (3.13) za frekvenciju 1Hz tri puta je veći od Q faktora kojeg su izračunali Dasović i suradnici (2012) iz koda valova te iznosi

$$Q = 598$$

Trostruku razliku bi se moglo objasniti činjenicom da je Q iz koda valova u stvari računat za dubinu od 100-160 km (Dasović i sur., 2012), dok je koeficijent atenuacije α posljedica procesa u bitno plićim slojevima.

Za makroseizmologiju su važni valovi frekvencija bliskih rezonantnim frekvencijama zgrada, a za manje intenzitete i objekata unutar zgrada. Intenziteti imaju karakteristične frekvencije od 3 do 7 Hz (Chernov i Sokolov, 1999). Niži intenziteti odgovaraju učincima potresa koji su vidljivi na objektima viših vlastitih frekvencija (prozorska stakla, boce, čaše, knjige...), dok štete na građevinama čine valovi frekvencija blizih vlastitim frekvencijama građevina. To znači da bi Q uz izračunati $\alpha = 0.0015$ mogao biti u rasponu $1794 < Q < 4186$. Tako veliki faktor dobrote moguće je naći i u literaturi (Gentili i Franceschina, 2011). Godine 2011. su Gentili i Franceschina izračunali Q za područje jugoistočnih Alpa i sjevernih Dinarida na temelju akcelerograma. Dobili su iznos frekvencijski neovisnog faktora dobrote od $Q = 2140$, što je unutar raspona vrijednosti faktora dobrote izračunatih iz koeficijenta apsorpcije $\alpha = 0.0015$. Općenito, faktori dobrote izračunati iz koda valova nisu isti kao oni izračunati na druge načine pa se ne mogu međusobno uspoređivati ali mogu poslužiti kao orijentir za procjenu reda veličine.

5.4.2. Makroseizmičke dubine žarišta

Iako dubina žarišta nije konstanta modela makroseizmičkog polja, već ulazna varijabla, poželjno je znati vrijednosti koje najčešće poprima u realnim uvjetima. U slučaju potresa, kad je potrebno brzo dati preliminarne podatke o intenzitetima, instrumentalni podaci, koji su dostupni u razumno kratkom vremenu, mogu poslužiti kao ulazni parametri modela. Budući da je mikroseizmičko žarište točka u kojoj je počela pucati rasjedna ploha, a ono makroseizmičko točka koja je dala najveći doprinos učincima potresa, to se te dvije točke razlikuju, pa tako i njihove koordinate. Zato je poželjno znati odnos između makroseizmičkih i mikroseizmičkih dubina. Većina mikroseizmički izračunatih dubina hipocentara potresa nalazi se u intervalu od pet do deset km, dok su makroseizmičke dubine uglavnom između tri i sedam kilometara (tablica 5.3 i slika 5.10). Kao što je već rečeno u prethodnom poglavlju, simultano su računata tri parametra: koeficijenti apsorpcije, dubina žarišta i intenzitet u epicentru. Kao najvjerojatnija vrijednost dubine uzeta je dubina iz trojke s najmanjom standardnom pogreškom.

U tablici 5.3. prikazane su instrumentalno izračunate dubine žarišta i dubine izračunate na temelju makroseizmičkih podataka. Skoro sva makroseizmička žarišta su plića, osim u slučaju potresa od 14. veljače 1927. i 27. studenoga 1990.

Kod dva su potresa razlike dubina bile veće od 10 km i iznosile su 11.6 i 14.1 km. Žarišta tih potresa s velikim razlikama dubina instrumentalno su locirana na dubinama većim od 14 km. S obzirom da su sedimenti u Dinaridima debeli do 13 km (Aljinović 1983, Stipčević i sur., 2011), ti potresi imaju žarišta u granitnom sloju zbog čega za njih ne vrijede pretpostavke Kövesligethyjeve jednadžbe o pravocrtnom rasprostiranju valova.

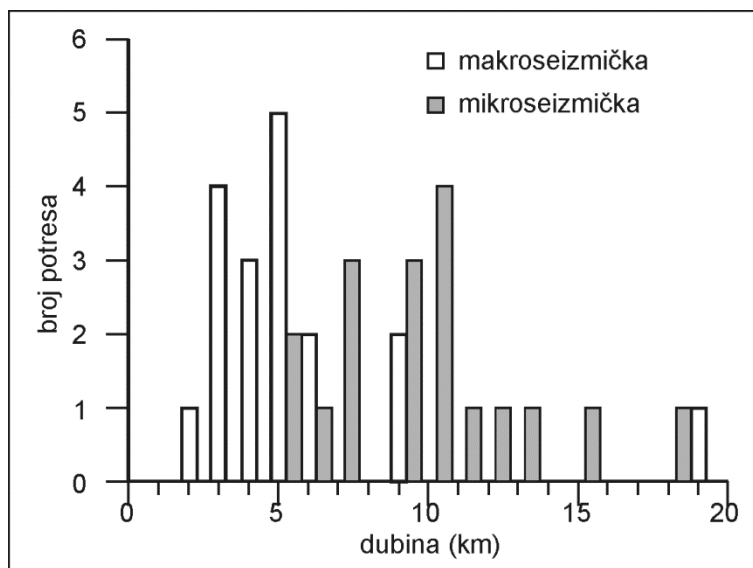
Srednja vrijednost i standardna devijacija instrumentalno izračunatih dubina iz tablice 5.3 je:

$$10.2 \pm 3.3 \text{ km,}$$

dok je srednja vrijednost makroseizmičke dubine:

$$5.6 \pm 3.9 \text{ km.}$$

Razlika srednjaka mikroseizmičke i makroseizmičke dubine iznosi 4.6 km.



Slika 5.10. Histogram broja potresa u ovisnosti o dubini makroseizmičkih i mikroseizmičkih žarišta.

Tablica 5.3. Dubine žarišta potresa iz parametarskog podskupa izračunate na temelju mikroseizmičkih i makroseizmičkih podataka.

Datum	Vrijeme h:m:s	h_{mikro} [km]	h_{makro} [km]
14.02.1927.	03:43:22.0	13.0	19.0
13.01.1977.	09:19:06.0	9.8	5.0
04.07.1979.	06:52:44.2	11.1	5.0
13.05.1984.	12:45:54.6	13.4	9.0
12.12.1985.	05:25:49.7	5.7	4.0
25.11.1986.	13:59:40.7	9.4	4.0
27.11.1986.	12:10:32.4	15.7	3.0
28.11.1986.	20:16:38.7	10.3	3.0
08.01.1987.	01:59:15.9	5.3	5.0
06.12.1989.	05:33:12.4	9.1	6.0
06.12.1989.	13:55:41.4	10.4	6.0
03.04.1990.	22:02:37.2	6.9	5.0
27.08.1990.	13:48:40.1	7.3	4.0
27.11.1990.	04:37:57.7	7.9	9.0
19.05.1992.	10:52:13.6	18.1	3.0
25.02.1994.	16:03:05.9	10.6	2.0
05.09.1996.	20:44:09.0	10.5	3.0
23.05.2004.	15:19:06.6	7.7	5.0

5.4.3. Širina rasjednih zona

Širina rasjednih zona d računata je za svaki od 18 potresa iz parametarskog skupa. Osim točaka intenziteta iz Hrvatske baze makroseizmičkih podataka korištene su, kao što je već navedeno, koordinate epicentara i dubina žarišta iz Hrvatskog kataloga potresa (Arhiv Geofizičkog odsjeka PMF-a), koji su izračunati na temelju instrumentalnih podataka. Intenzitet u epicentru je računat iz magnitude seizmološke postaje Zagreb i dubine žarišta prema jednadžbi (Herak, 1989):

$$I_0 = 1.14M - 2.11 \log(h) + 3.63 \quad (5.6)$$

Računate su standardne pogreške za vrijednosti širine rasjedne zone u granicama od 10 do 1500 m uz korak od 10 m, a za najvjerojatniju vrijednost je uzeta ona koja je imala najmanju pogrešku (tablica 5.4). Budući da su širine računate za svaki potres posebno, na kraju je izračunata srednja vrijednost koja se dalje koristi za modeliranje. Širina rasjedne zone izračunata na ovaj način nije stvarna širina već ovisi o dvije pretpostavke.

Prva je pretpostavka da je karta rasjeda konzistentna u smislu da prikazuje rasjede sličnih dimenzija budući da se računa srednja vrijednost svih širina. S obzirom da je srednja širina rasjednih zona izračunata samo za jednu određenu kartu, različita je za rasjede prikazane na nekoj drugoj, detaljnijoj ili grubljoj karti, te ju je potrebno ponovo računati ako se koristi druga karta rasjeda.

Druga je pretpostavka da je omjer koeficijenata atenuacije unutar i izvan rasjedne zone $\alpha_r/\alpha_i = 20$, to jest da je Q faktor 10 puta manji unutar zone od faktora dobrote okolnog područja, i da je unutar rasjedne zone brzina transverzalnih valova upola manja od brzine izvan zone (Ben-Zion i sur., 2003; Yang i sur., 2011; Gentili i Franceschina, 2011), kao što je opisano u poglavlju 5.1.

Širina rasjedne zone ovisi o vrsti rasjeda (Billi i sur., 2003) i raste s njihovom starosti (Yang i sur., 2011). U literaturi se navodi da rasjedne zone mogu biti široke od par desetaka metara (Mooney i Ginzburg, 1986; Ben-Zion i sur., 2003; Fondriest i sur., 2012) do nekoliko kilometara (Kuk i sur., 2000).

U jednadžbu (5.1) ulazi umnožak širine rasjedne zone i omjera koeficijenta apsorpcije. Ta veličina je u stvari efektivna širina zone d_{ef} , dodatna udaljenost koja se množi sa svakim prolaskom kroz rasjednu zonu:

$$d_{ef} = d \frac{Q_i v_i}{Q_r v_r} = d \frac{\alpha_r}{\alpha_i} \quad (5.7)$$

Tablica 5.4. Efektivne (d_{ef}) i geometrijske širine rasjednih zona (d) za potrese u Dinaridima.

Datum	Vrijeme h:m:s	d_{ef} [km]	d [km]
14.02.1927.	03:43:22.0	10	0.5
13.01.1977.	09:19:06.0	20	1.0
04.07.1979.	06:52:44.2	20	1.0
13.05.1984.	12:45:54.6	50	2.5
12.12.1985.	05:25:49.7	90	4.5
25.11.1986.	13:59:40.7	30	1.5
27.11.1986.	12:10:32.4	80	4.0
28.11.1986.	20:16:38.7	90	4.5
08.01.1987.	01:59:15.9	50	2.5
06.12.1989.	05:33:12.4	30	1.5
06.12.1989.	13:55:41.4	50	2.5
03.04.1990.	22:02:37.2	30	1.5
27.08.1990.	13:48:40.1	130	6.5
27.11.1990.	04:37:57.7	10	0.5
19.05.1992.	10:52:13.6	80	4.0
25.02.1994.	16:03:05.9	50	2.5
05.09.1996.	20:44:09.0	70	3.5
23.05.2004.	15:19:06.6	30	1.5

Širine zone su u rasponu od 0.5 do 4.5 km s jednom iznimkom od 6.5 km. Iznimka je potres s najvećim brojem točaka intenziteta koje su raspoređene na puno većem području nego što je slučaj s drugim potresima iz seta. Srednjak i standardna devijacija geometrijske širine su:

$$d = 2.6 \pm 1.6 \text{ km}$$

Budući da se u modelu ne koristi srednja geometrijska širina rasjedne zone već njen umnožak s omjerom koeficijenta apsorpcije, izračunat je srednjak efektivne širine rasjedne zone i standardna devijacija koji iznose:

$$d_{ef} = 52 \pm 32 \text{ km.}$$

5.4.4. Intenzitetni prag

Jedna od pretpostavki je da val dovoljno male amplitude ne može biti makroseizmički uočljivo prigušen pri prolazu kroz rasjednu zonu. Iz definicije MSK makroseizmičke ljestvice (Medvedev i sur., 1965; Živčić, 1986) se vidi da je za smanjenje makroseizmičkog intenziteta od jednog stupnja potrebno umanjiti amplitudu pomaka na pola. To vrijedi za sve intenzitete po definiciji. S obzirom da neelastičko prigušenje u valnom sredstvu raste eksponencijalno s porastom amplitude vala (Sibson, 1977; 2003) za male amplitude bi ono moglo biti praktički nezamjetno

Amplitudni prag je računat tako da se u jednadžbi (5.2) uzimao u račun ili izbacivao prolazak kroz rasjednu zonu n ovisno o izračunatom intenzitetu u probodištu. Ukoliko je intenzitet u probodištu bio veći od graničnog intenziteta I_g , povećan je broj prolazaka kroz rasjednu zonu za tu zraku. Granični intenzitet, odnosno intenzitetni prag, je variran od 1 do 5 i tražila se vrijednost s minimalnom standardnom pogreškom.

Program nije niti u jednom slučaju ograničio atenuaciju zbog premalog intenziteta u probodištu zrake kroz rasjed. Razlog može biti taj što su potresi proizveli intenzitet na rasjedu veći od mogućeg praga. Svi potresi iz parametarskog skupa imali su intenzitet u epicentru veći od 6.5. Učinak rasjeda je promatran do udaljenosti od 90 km, jer za veće udaljenosti ne dolazi samo direktni logitudinalni val (Pg faza) već i refraktirani (Pn faza), pa nije zadovoljen uvjet da učinke uzrokuje direktni val. Uz koeficijent intrinzične apsorpcije $\alpha = 0.0015$ °/km, na udaljenosti od 90 km intenzitet je manji od intenziteta u epicentru za 3.0, što znači da za istraživane potrese intenzitet na rasjedu nije manji od 3.5, odnosno, da je prag ispod intenziteta 3.5.

5.4.5. Granična dubina

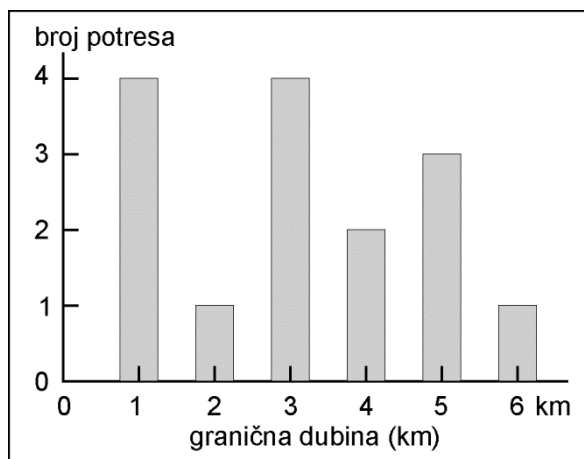
Po Sibsonovom (1977) krto-plastičnom modelu kore (slika 2.4) rasjedna zona se sastoji od razlomljenih stijena te slabo povezane i nepovezane breče, koja bi uz rasjednu jezgru trebala biti glavni prigušnik valova do dubine od približno četiri do pet kilometra. Pukotine mogu biti ispunjene fluidom i glinom što cijelom sustavu bitno smanjuje modul smicanja. U većim dubinama breča postaje povezanija zbog djelovanja tlaka. Da se provjeri dubina do koje bi takav model prigušenja mogao djelovati u dinarskom vapnenačkom kršu, čije je jedno od glavnih obilježja razlomljenost, granična dubina je računata tako da je u jednadžbi (5.4) broj probodišta zrake vala kroz rasjednu plohu umanjen za ona probodišta koja su bila na dubini većoj od granične dubine h_g , a koja je varirana od 1 do 10 km uz korak od 1 km.

Treba napomenuti da izračunata granična dubina ovisi o dubini žarišta. To je razumljivo jer uz pretpostavku direktnih transverzalnih (Sg) valova, kao glavnih nositelja energije, ne postoji probodište zrake i rasjedne plohe dublje od žarišta.

Najveća granična dubina raste s dubinom žarišta i zaustavlja se na šest kilometara, što je za jedan kilometar više od najveće dubine koju pretpostavlja Sibson (1977). Granična se dubina može odrediti samo ako postoje probodišta zrake vala kroz rasjednu plohu na dubinama većim od granične dubine. Tek tada se može uočiti razlika u standardnoj pogrešci kad se takva probodišta ne priboje n -u. Da bi zraka direktnog vala presjekla rasjed u većoj dubini od granične, nužno je da hipocentar bude dublji od granične dubine. Na žalost u setu podataka je bio veći broj plitkih potresa dubine manje od 6 km, no postupak je proveden i za pet potresa dubina žarišta od 6 od 19 km i niti jedan nije dao veću graničnu dubinu od 6 km.

Velik broj graničnih dubina od 1 i 3 kilometra su, najvjerojatnije, posljedica toga što je od 18 potresa, čak njih 13 imalo dubinu žarišta manju od 6 a njih 8 manju od 5 kilometara. Od tih 8 potresa 5 ih je imalo žarište na dubini manjoj od 3 km. Za pet najplićih potresa izračunata je granična dubina manja ili jednaka 2 km (slika 5.11).

Srednja vrijednost granične dubine do koje rasjedna zona bitno prigušuje valove iznosi 3.1 ± 0.4 km, dok je najveća granična dubina 6 km. Granična dubina od 6 km izračunata je samo za jedan potres, dok su tri potresa imala graničnu dubinu od 5, a dva od 4 km.



Slika 5.11. Broj potresa u ovisnosti o graničnoj dubini.

Budući da bi za točniji izračun granične dubine trebalo mnogo više uporabljivih potresa makroseizmičkih žarišta dubljih od 7 km, jedino ispravno što se može napraviti je pretpostaviti da Sibsonov model vrijedi i u Dinaridima te računati s graničnom dubinom od 5 km u skladu sa slikom 5.11.

6. Rezultati i diskusija

U ovom je radu izračunato da su u dinarskom kršu rasjedne zone koje snažno prigušuju makroseizmički intenzitet široke u prosjeku 2600 metara i duboke pet kilometara uz pretpostavku da prigušuju makroseizmičke intenzitete 20 puta jače od okolnih stijena. Te vrijednosti su uzete kao ulazni parametri makroseizmičkog modela. Atenuacijska funkcija modela je Kövesligethyeva modificirana jednadžba (5.4). Intenziteti su računati u području od 42.0 do 46.5 °N zemljopisne širine i od 13.5 do 19.5 °E zemljopisne dužine uz gustoću mreže od 0.1x0.1°. Čvorovi mreže u kojima su računati intenziteti su prilično rijetki, približno 8x11 km, no u tako velikom području gušća bi mreža mogla podatke učiniti nepreglednim.

Karta rasjeda na temelju koje se broje probodišta zrake kroz rasjedne zone je ista karta koja je u prvom dijelu korištena za računanje širine rasjeda i granične dubine, a prikazana je na slici 2.3..

Ne računaju se upadni kutovi zraka i stvarne duljine staza unutar rasjednih zona, jer je na temelju podataka o brzini transverzalnih S valova unutar i izvan zona (Ben-Zion i sur., 2003; Yang i sur., 2011) pokazano kako je najveća moguća pogreška pri određivanju širine rasjedne zone manja od 16%. Iz istog su razloga i svi rasjedi aproksimirani vertikalnim rasjedima.

Efektivna širina rasjedne zone nije stvarna širina, već je funkcija omjera prigušenja unutar i izvan zone i geometrijske širine rasjednih zona dobivene na osnovi karte rasjeda. Postupkom opisanim u prethodnim poglavljima računa se širina rasjednih zona samo onih rasjeda prikazanih na karti, a što ne mora biti stvarno stanje. Zato je bitno da je parametar širine rasjedne zone izračunat pomoću iste karte koja se koristi za modeliranje samog polja.

6.1. Usporedba modela s empirijskim intenzitetima

6.1.1. Svojstva F testa s obzirom na makroseizmičko polje

Standardni način usporedbe dvaju modela bila bi primjena nekog statističkog testa za usporedbu varijanci. U ovom slučaju je primijenjen F -test, no svi pokušaji analize varijance pokazali su nesigifikantne razlike, uz razinu sigifikantnosti 0.1, između kružnog modela i modela opisanog u ovom radu. Zbog toga se postavilo pitanje je li F -test pogodan za usporedbu kad je empirijsko polje tako grubo digitalizirano kao što je slučaj kod makroseizmičkog polja, gdje su sve, po definiciji, empirijske vrijednosti zaokružene na cijeli broj. Da bi se to provjerilo izračunata su tri sintetička polja, od kojih je jedno bilo referentno, i međusobno su uspoređivani reziduali druga dva polja i referentnog polja. Referentno polje je bilo eliptično sa zaokruženim vrijednostima na cijeli broj, što mu je dalo svojstva empirijskog makroseizmičkog polja. Drugo polje je bilo isto to eliptično polje, ali s vrijednostima zaokruženim na drugu decimalu. Treće polje je bilo kružno i, isto kao i kod drugog, vrijednosti su mu zaokružene na drugu decimalu. Osnova za računanje svih triju polja je bila Kövesligethyjeva jednadžba 3.12. Eliptična polja su računata iz kružnog množenjem radijusom

$$r = \frac{a^2 b^2}{a^2 (\sin AZ)^2 + b^2 (\cos AZ)^2} \quad (6.1)$$

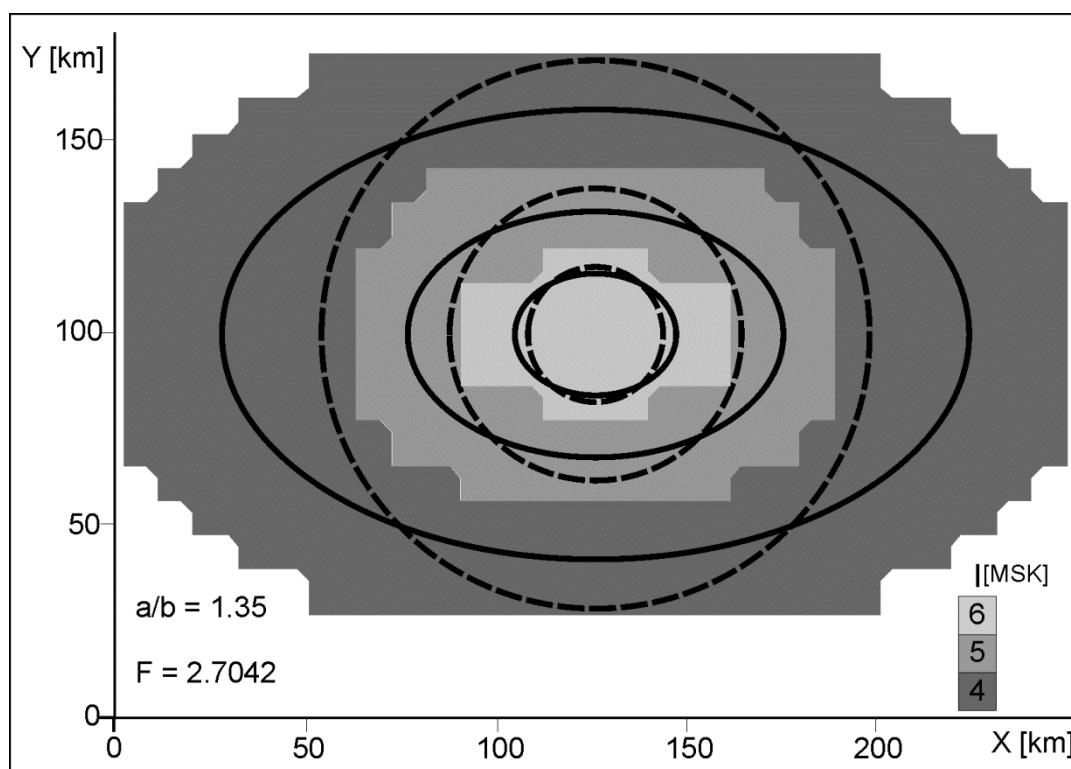
gdje su a i b duljine velike i male poluosi, a AZ azimut točke mreže. Velika i mala poluos su birane tako da njihov srednjak bude jednak radijusu jedinične kružnice:

$$\frac{a + b}{2} = 1 \quad (6.2)$$

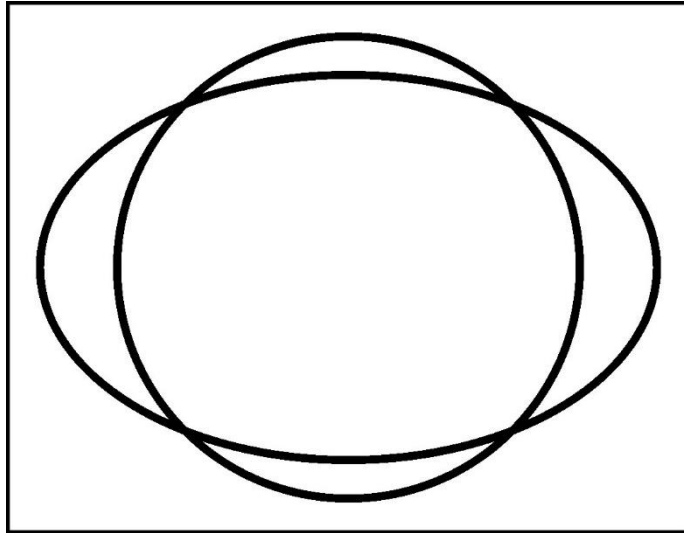
Izračunata su sva tri polja u 1276 čvorova mreže, dimenzija 29x44 (325x325 km u desetinkama stupnja zemljopisne duljine i širine), kao i razlike vrijednosti referentnog i eliptičnog polja zaokruženih vrijednosti na drugu decimalu te kružnog polja. Izračunata je F vrijednost i uspoređivana s kritičnom vrijednosti koja za 1000 stupnjeva slobode i razinu sigifikantnosti 0.1 iznosi $F_{kr} = 2.7055$. Namjera je bila provjeriti valjanost F -testa pod najpovoljnijim uvjetima za test te se zato koristila kritična vrijednost F_{kr} velikog broja stupnjeva slobode kad je kritična vrijednost F_{kr} minimalna pa F -test može pokazati sigifikantnu razliku za manji omjer duljina poluosi elipse. Postupak je ponavljan za različite omjere velike i male poluosi te se tražio omjer kod kojeg F vrijednost postaje veća od

kritične. Omjer duljina poluosi za koju je F vrijednost vrlo blizu kritičnoj iznosila je $a/b = 1.35$. To je omjer kod kojeg je eliptični oblik vrlo naglašen (slika 6.1), iako nije tako velik kao kod ekstremnog slučaja omjera $a/b = 4$, koji se spominje u Uvodu. Većina izoseista potresa u Dinaridima je oblika deformirane elipse manjih omjera duljina poluosi (empirijske izoseiste na slici 6.3) i mogle bi se usporediti s elipsama na slici 6.1. Na slici 6.2. prikazan je izdvojeni slučaj kružnice i elipse koje za F -test nisu signifikantno različite kad referentno polje ima svojstva makroseizmičkog intenziteta.

Budući da se F -testom ne mogu razlučiti kružnica i elipsa do omjera duljina poluosi $a/b = 1.35$ opravdano je pitati se je li analiza varijance pogodna metoda za primjenu u makroseizmologiji. Zbog toga je uveden novi način komparacije makroseizmičkih polja usporedbom izoseista metodom momenata slike.



Slika 6.1. Izoseiste referentnog eliptičnog polja zaokruženog na cijeli broj (sive plohe) te istog eliptičnog polja zaokruženog na drugu decimalu (puna crta) i kružnog polja (crtkano) za omjer duljina poluosi elipse kad je F vrijednost vrlo bliska kritičnoj.



Slika 6.2. Elipsa i kružnica koje F-test ne razlikuje uz razinu signifikantnosti 0.1, ako je referentno polje zaokruženo na cijeli broj.

6.1.2. Usporedba polja metodom momenata slike

Kvalitativna analiza se može provesti usporedbom empirijskih karata izoseista sa sintetičkim kartama objektivnom metodom prepoznavanja slika (Reiss, 1993; Flusser, 2006). Metoda je razvijana od kraja prošlog stoljeća, a primjenjivana je u raznim područjima, od botanike (Wang i sur., 2008.) do geologije (Zitova i Flusser, 1999), seizmologije (Sović i sur., 2013) i meteorologije (Poljak i sur., 2017). Od mnogih momenata i invarijanti koji se koriste pri usporedbi slika, za usporedbu izoseista su najbolje afine invarijante zbog jedinstvenih svojstava kojima razlikuju skaliranje i rotaciju izoseista (Sović i sur., 2016).

Afine deformacije slike su linearne transformacije koje uključuju translaciju, rotaciju, promjenu veličine, savijanje i rastezanje, kao i njihove linearne kombinacije. Afine invarijante su izveli Flusser i Suk (1993) iz geometrijskih momenata slike koji su definirani jednadžbom (Hu, 1962):

$$m_{pq} = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} x^p y^q f(x, y) dx dy \quad (6.3)$$

Centralizirani momenti invarijantni na translaciju u domeni objekata O dani su izrazom:

$$m'_{pq} = \iint_O (x - x_c)^p (y - y_c)^q f(x, y) dx dy \quad (6.4)$$

gdje su koordinate centroida slike:

$$(x_c, y_c) = \left(\frac{m_{10}}{m_{00}}, \frac{m_{01}}{m_{00}} \right) \quad (6.5)$$

U računu se koristi šest afinih invarijanti izvedenih iz momenata:

$$I_1 = \frac{[m'_{20}m'_{02} - m'_{11}]^2}{m_{00}^4} \quad (6.6)$$

$$I_2 = \frac{[m'_{30}m'_{03} - 6m'_{30}m'_{21}m'_{12}m'_{03} + 4m'_{30}m'_{12}^3 + 4m'_{30}m'_{21}^3 - 3m'_{12}^2m'_{21}^2]}{m_{00}^{10}} \quad (6.7)$$

$$I_3 = \frac{[m'_{20}(m'_{21}m'_{03} - m'_{12}^2) - m'_{11}(m'_{30}m'_{03} - m'_{12}m'_{21}) + m'_{02}(m'_{30}m'_{30}m'_{12} - m'_{21}^2)]^2}{m_{00}^7} \quad (6.8)$$

$$\begin{aligned}
I_4 = & [m'_{20}{}^2 (6m'_{21}m'_{03}m'_{12}m'_{30} - 3m'_{02}m'_{12} - m'_{03}m'_{20}) \\
& - 6m'_{20}m'_{11}{}^2(m'_{12}{}^2 - m'_{03}m'_{21}) + 3m'_{20}m'_{02}m'_{21}(4m'_{11}m'_{12} - m'_{02}m'_{21}) \\
& + 2m'_{11}{}^2(m'_{11}m'_{30}m'_{03} + 3m'_{11}m'_{12}m'_{21} - 3m'_{30}m'_{02}m'_{12} - 3m'_{02}m'_{21}{}^2) \\
& + m'_{02}m'_{30}(6m'_{11}m'_{02}m'_{21} - m'_{02}m'_{30})] / m'_{00}{}^{11}
\end{aligned} \tag{6.9}$$

$$I_5 = \frac{[m'_{40}m'_{04} - 4m'_{31}m'_{13}m'_{12}m'_{03} + 3m'_{22}]}{m'_{00}{}^6} \tag{6.10}$$

$$I_6 = \frac{[m'_{40}m'_{04}m'_{22} + 2m'_{31}m'_{22}m'_{13} - m'_{40}m'_{13} - m'_{40}m'_{13}{}^2 - m'_{04}m'_{31}{}^2 - 3m'_{22}{}^3]}{m'_{00}{}^{10}} \tag{6.11}$$

Općenito, sličnost dviju slika I_i i I_j je obrnuto proporcionalna njihovoj euklidskoj udaljenosti u višedimenzionalnom prostoru momenata slike. U ovom je slučaju različitost slika proporcionalna euklidskoj udaljenosti u 6D prostoru afinih invarijanti koja je dana izrazom:

$$D_{i,j} = \sqrt{\sum_{p=1}^6 ((I_p)_i - (I_p)_j)^2} \tag{6.12}$$

gdje su i, j indeksi slika, m affine invarijante, a p i q indeksi afinih invarijanti.

Sličnost empirijskih i sintetičkih izoseista provjerena je na skupu od 10 potresa (tablica 6.1). Za te su potrese nacrtane sintetičke izoseiste modelom opisanim u ovom radu i Kövesligethyjevim izotropnim modelom (slika 6.3). Za izotropni model je korišten koeficijent atenuacije $\alpha = 0.005$ °/km. Većina se potresa iz tablice 6.1 dogodila ili u graničnom području Hrvatske i Bosne i Hercegovine ili u priobalju, tako da empirijske izoseiste često nisu zatvorene, a zbog čega su i modelirane izoseiste takvih potresa izrezane. Polje modela opisanog u ovom je računato u čvorovima mreže 0.1×0.1 stupanj, dok su izoseiste interpolirane krigingom (Matheron, 1963) i nacrtane programom Surfer 8.

Euklidska udaljenost (6.12) kružnih izoseista od empirijskih uvijek je bila veća od udaljenosti modeliranih izoseista. Zbog toga su udaljenosti modeliranih izoseista u prostoru afinih invarijanti normirane na udaljenost izotropnog modela. Rezultati su prikazani u tablici 6.1.

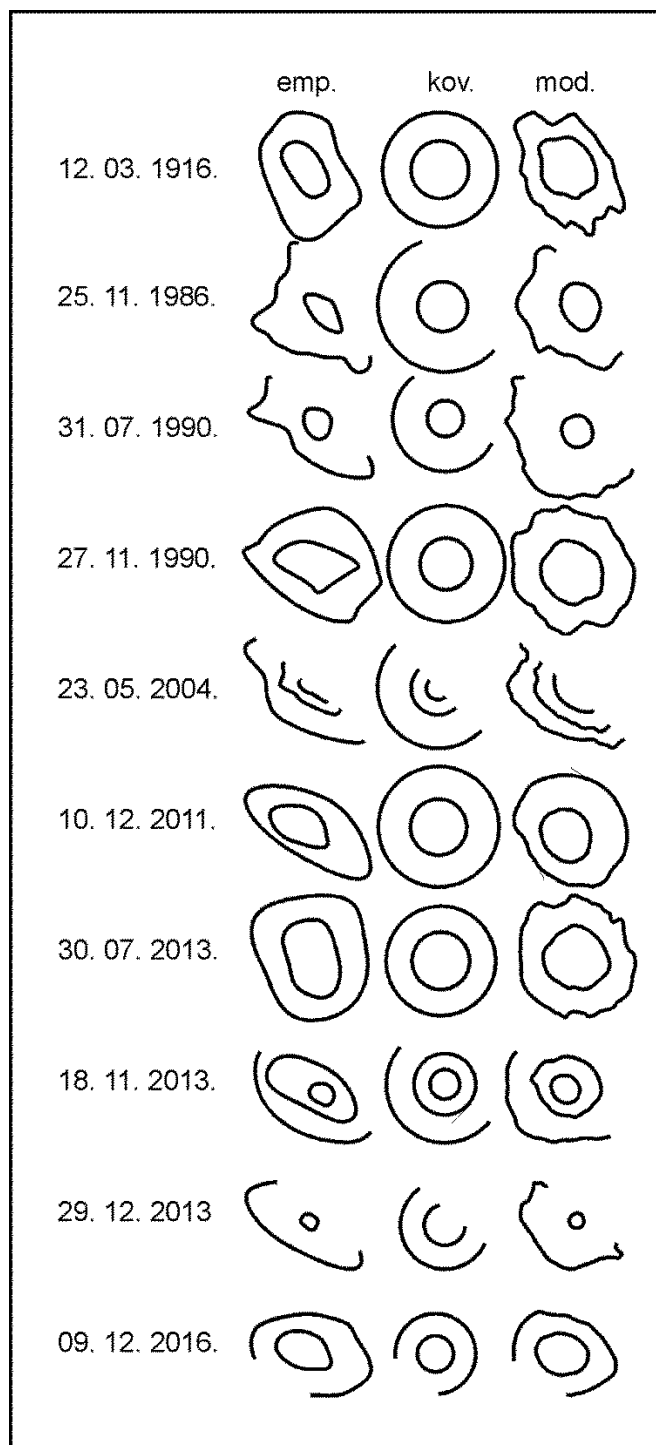
Tablica 6.1. Euklidske udaljenosti D_{e-m} sintetičkih izoseista od empirijskih izoseista u 6D prostoru afinih invarijanti i osnovni parametri potresa. Udaljenosti su normirane na udaljenosti kružnog modela.

datum	h : m	geogr. širina	geogr. duljina	h [km]	M	I_{max} [°MSK]	D_{e-m}
12. 03. 1916.	03:23	45.140	14.920	10.0	5.80	8.0	0.872
25. 11. 1986.	13:59	44.063	16.308	8.0	5.50	7.5	0.899
31. 07. 1990.	15:50	42.993	17.780	6.4	4.90	7.0	0.387
27. 11. 1990.	04:37	43.833	16.635	7.9	5.60	7.0	0.716
23. 05. 2004.	15:19	43.395	17.389	7.7	5.29	6.5	0.953
10. 12. 2011.	17:17	43.748	16.790	1.7	3.70	5.5	0.319
30. 07. 2013.	12:58	45.068	15.030	18.3	4.78	6.0	0.945
18. 11. 2013.	07:58	43.695	16.848	7.9	4.73	6.5	0.378
29. 12. 2013.	06:54	43.084	17.266	6.8	4.49	5.0	0.929
09. 12. 2016.	12:56	43.452	16.324	9.8	4.48	6.0	0.466

Srednja udaljenost i standardna devijacija su:

$$D_{e-m} = 0.686 \quad \sigma = 0.314$$

što znači da su izoseiste izračunate modelom opisanim u ovom radu 31.4% sličnije empirijskim izoseistama od kružnih izoseista.



Slika 6.3. Ulazni podaci za računanje udaljenosti u prostoru afinih invarijanti su slike empirijskih (emp.) i sintetičkih (kov. – Kövesliethyjev izotropni model; mod. – model opisan u ovom radu) izoseista.

6.1.3. *Primjeri primjene modela*

Glavni motiv za razvoj ovog modela je mogućnost brze procjene učinaka potresa na temelju instrumentalnih zapisa. No, osim toga, model može biti koristan i za bolji uvid u ono što se događalo na terenu u slučaju kad su makroseizmički podaci prikupljeni, ali su manjkavi iz bilo kog razloga, kao i u računanju seizmičkog hazarda. Da bi se pokazale prednosti i mane modela odabrana su četiri potresa i za njih izračunati modelirani intenziteti. Odabrani su tako da jedan ima pravilno raspoređene točke intenziteta ocijenjene iz dobrih podatke, drugi ima dobre podatke ali je prostorna razdioba točaka intenziteta nejednolika, treći ima malo točaka intenziteta grupiranih vrlo blizu epicentra, dok je četvrti dobro obrađeni povijesni potres. Komentirani su oblici računatog polja i slučajevi odstupanja od ograničenja modela kad se modelirano polje bitno razlikuje od empirijskog.

U ovom će se poglavlju modelirani intenziteti označavati arapskim znamenkama, dok će se za empirijske intenzitete koristiti rimske znamenka.

Potres od 21. 6. 2009.

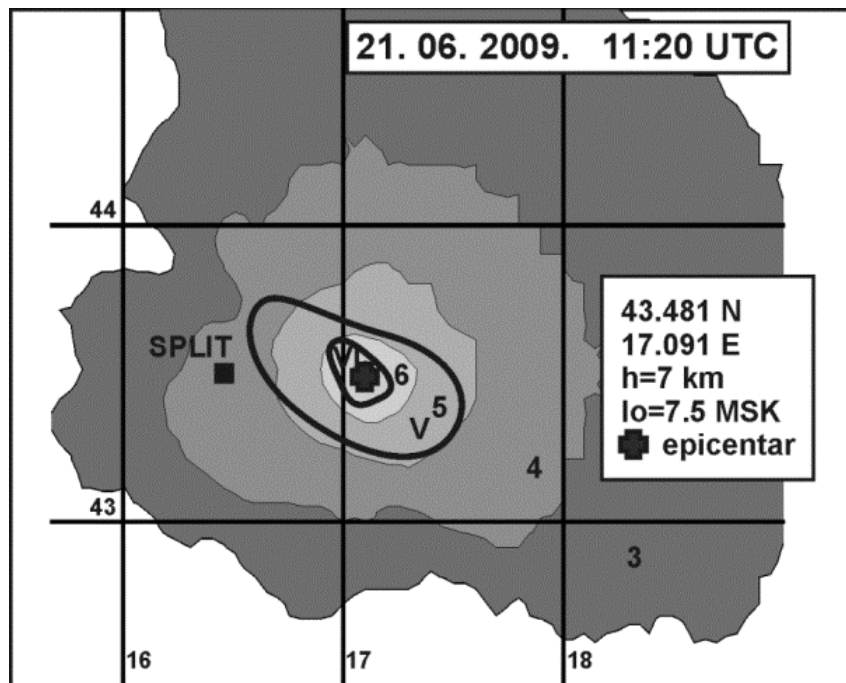
Prvi potres koji je poslužio za usporedbu modela i empirijskih podataka dogodio se 21. lipnja 2009. u 11 sati i 20 minuta (UTC) nedaleko Imotskog. Epicentar (43.481 °N, 17.091 °E) mu se nalazio u neposrednoj blizini epicentra katastrofalnog potresa iz 1942., koji će također biti prikazan kao jedan od primjera u ovom poglavlju. Magnituda mu je iznosila $M = 4.9$ a najveći ocijenjeni intenzitet bio je $I_{max} = VII$ °MSK ljestvice. Intenzitet u epicentru izračunat je iz magnitude i iznosio je $I_o = 7.5$ °MSK. Iako se potres dogodio u graničnom području između Hrvatske i Bosne i Hercegovine dobro je dokumentiran s obje strane granice, no ipak nisu prikupljeni podaci za mjesta dublje u teritoriju bosanske strane. Svi dostupni podaci su analizirani na jednak način.

Na slici 6.4 su prikazane empirijske izoseiste i modelirano polje. Područje intenziteta 6, koje daje model je nešto veće od područja obuhvaćenog izoseistom VI i to za desetak kilometara jugoistočno i približno 6 km južno i jugozapadno od epicentra. To je rijetko naseljeno područje bez podataka, tako da možda model daje bolje rezultate od empirije.

Izoseista petog stupnja skoro savršeno prati rub područja računatog intenziteta 5 osim sjeveroistočno od epicentra. U ovom je slučaju empirijska izoseista obuhvatila i grad Sinj te se stoga razlikuje od izračunate. Sinj je specifičan zato jer je to grad srednje veličine od 25000

stanovnika, koji se s obronaka Svilaje proširio na rubni dio Sinjskog polja. Jedna od pretpostavki modela je da su kuće građene na istoj ili vrlo sličnoj podlozi po geomehaničkim svojstvima. U Dinaridima bi to u većini slučajeva bile karbonatne stijene, no veća mjesta su se proširila i na polja Za točke intenziteta koje su na tlima koja mogu povećati učinak potresa trebalo bi izračunati intenzitet uvećati za učinak tla.

Zahvaljujući upitnici dostupnoj na internetskoj stranici Geofizičkog odsjeka PMF-a u Zagrebu, za ovaj su potres prikupljeni podaci i iz Bosne i Hercegovine. Podaci su vrlo kvalitetni, ali nisu prikupljeni s cijelog područja susjedne republike, kao što je ranije navedeno. Peta izoseista je sjeveroistočno od epicentra zatvorena bez podataka o učincima potresa u području između Livna i Bugojna, što je najvjerojatniji razlog odstupanja modela od empirije.



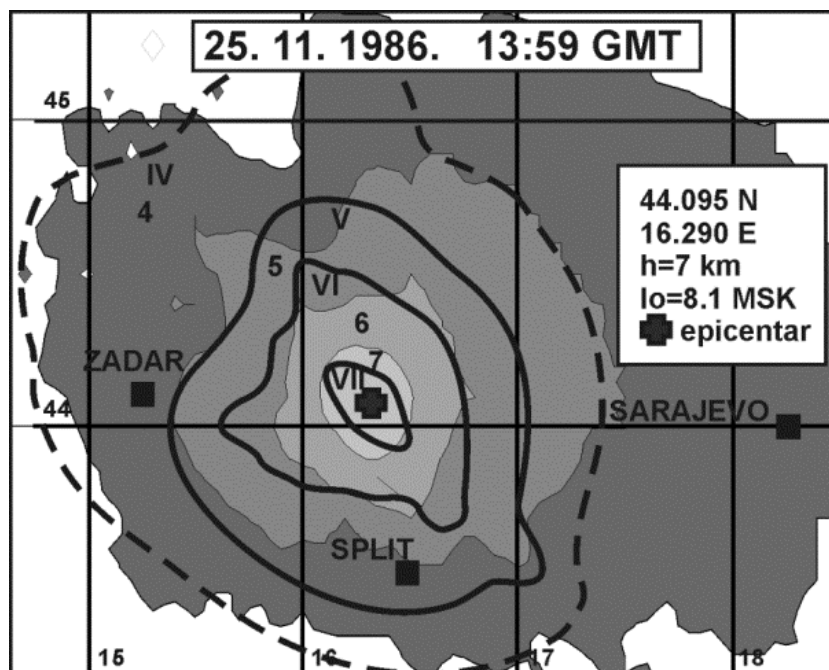
Slika 6.4. Modelirane i empirijske izoseiste potresa od 21. 6. 2009. s epicentrom kod Imotskog. Prikazani su rezultati za sve točke mreže iako makroseizmičko polje u moru ne postoji. Obala i otoci nisu prikazani.

Potres od 25. 11. 1986.

Krajem 1986. godine, 25. studenoga, dogodio se jak potres na planini Dinari nedaleko Knina. Potres se u epicentralnom području osjetio najvećim intenzitetom VII °MSK ljestvice. Magnituda potresa iznosila je $M = 5.5$, mikro seizmička dubina žarišta 9.4 km, a koordinate epicentra 44.095 °N, 16.290 °E. Model je računat za intenzitet u epicentru $I_o = 8.1$ °MSK i makroseizmičku dubinu $h = 7$ km.

Ovaj je potres odabran kao primjer zato što je empirijska karta izoseista napravljena na temelju velikog broja točaka intenziteta i s hrvatske i s bosansko-hercegovačke strane, no točke intenziteta nisu ravnomjerno raspoređene a intenziteti nisu homogeni. Na području Bosne i Hercegovine prikupljeni su makroseizmički podaci za znatno manje mjesta nego na području Hrvatske. Osim toga su intenziteti za područje Bosne i Hercegovine ocjenjivani u Sarajevu nepoznatom metodom. Naime, nije svejedno ocjenjuju li se intenziteti tako da budu zadovoljene sve, većina ili samo neke odredbenice iz ljestvice, te koja se uopće ljestvica ili verzija ljestvice koristi. Razlike u načinu ocjenjivanja naročito dolaze do izražaja kod intenziteta slabijih od VI °MSK ljestvice kad uglavnom nema oštećenje građevina i drugih vidljivih učinaka.

Model se prilično dobro slaže s empirijskim izoseistama VII i VI stupnja (slika 6.5) iako podcjenjuje područje intenziteta 6 zapadno-jugozapadno od epicentra. Najvjerojatniji razlog je taj što su u tom području ocijenjeni visoki intenziteti za priobalna mjesta u kojima su luke, pa čak i neke kuće građene na nasutom morskome dnu zbog čega dolazi do amplifikacije i nisu u potpunosti zadovoljeni uvjeti modela. U istom smjeru izoseista V stupnja obuhvaća Ravne kotare i Bukovicu, gdje se vrlo dobro poklapa s rubom područja izračunatog intenziteta 5. Južno od epicentra model precijenjuje intenzitete petog stupnja, vjerojatno iz istog razloga zašto podcjenjuje izoseistu VI stupnja zapadno od epicentra: zbog amplifikacije na nasutim područjima uz more. U Bosni i Hercegovini, sjeveroistočno od epicentra, se empirijska izoseista IV vrlo dobro podudara s modeliranim intenzitetom 5. To je moguće ili ako model precijenjuje, ili ako je intenzitet podcijenjen pri ocjenjivanju što je vjerojatnije s obzirom na nehomogenost podataka.



Slika 6.5. Modelirane i empirijske izoseiste potresa od 25. 11. 1986. s epicentrom na Dinari. Prikazani su rezultati za sve točke mreže iako makroseizmičko polje u moru ne postoji. Obala i otoci nisu prikazani.

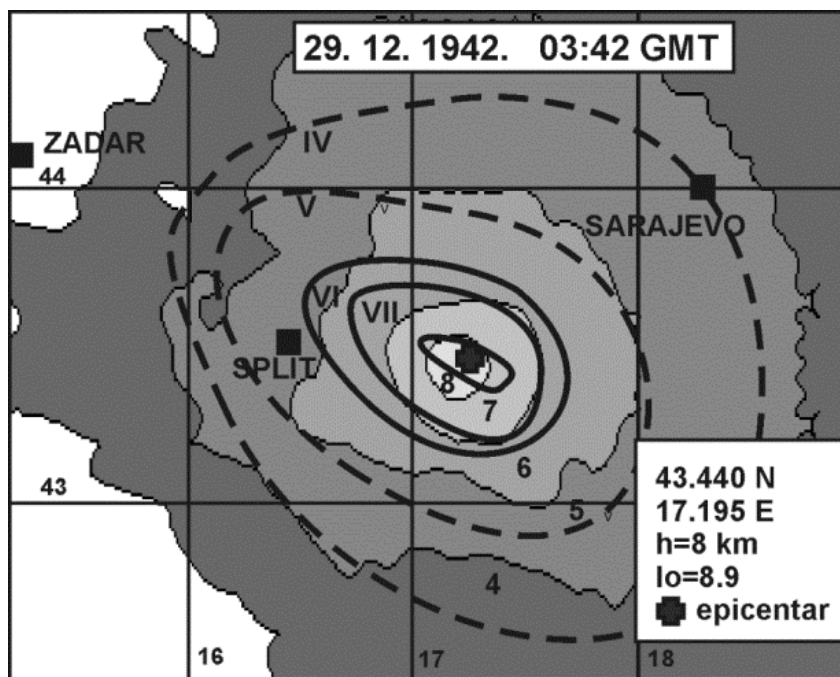
Potres od 29. 12. 1942.

Najjači potres ikad zabilježen u okolici Imotskog dogodio se 29. prosinca 1942. Magnituda mu je iznosila $M = 6.3$, a najveći intenzitet VIII-IX °MSK. Intenzitet u epicentru izračunat iz magnitude iznosi $I_o = 8.9$. Dubina žarišta je izračunata na temelju instrumentalnih podataka i iznosi $h = 8$ km, a koordinate žarišta su 43.440 °N i 17.195 °E. Od potresa je poginulo najmanje 17 ljudi, mnoge je ozlijedio te je pričinio golemu materijalnu štetu. To je jedan od najrazornijih potresa koji je pogodio šire područje Imotskog u 20. stoljeću.

Potres se dogodio tijekom Drugog svjetskog rata, no unatoč tome prikupljeni su makroseizmički podaci za čak 29 točaka. Na žalost, 14 točaka intenziteta nalaze se u pleistoseističkom području tako da je karta izoseista u stvari nacrtana na temelju malog broja podataka. Naročilo je loše to što nema podataka za priobalne gradove Split, Šibenik i Zadar, kao ni za otoke, jer je to područje bilo pod talijanskom okupacijom. Zbog toga ovaj potres može poslužiti kao primjer gdje se rijetki empirijski podaci nadopunjuju modeliranim vrijednostima.

Na slici 6.6 se vidi da model malo precijenjuje područje intenziteta VIII u smjeru jugozapada, a podcijenjuje u Imotskom polju jugoistočno od epicentra. To je možda posljedica učinka podloge koji je zbog jednostavnosti zanemaren, ali bi moglo biti i posljedica dimenzija aktivnog dijela rasjeda s obzirom da se radi o izuzetno jakom potresu.

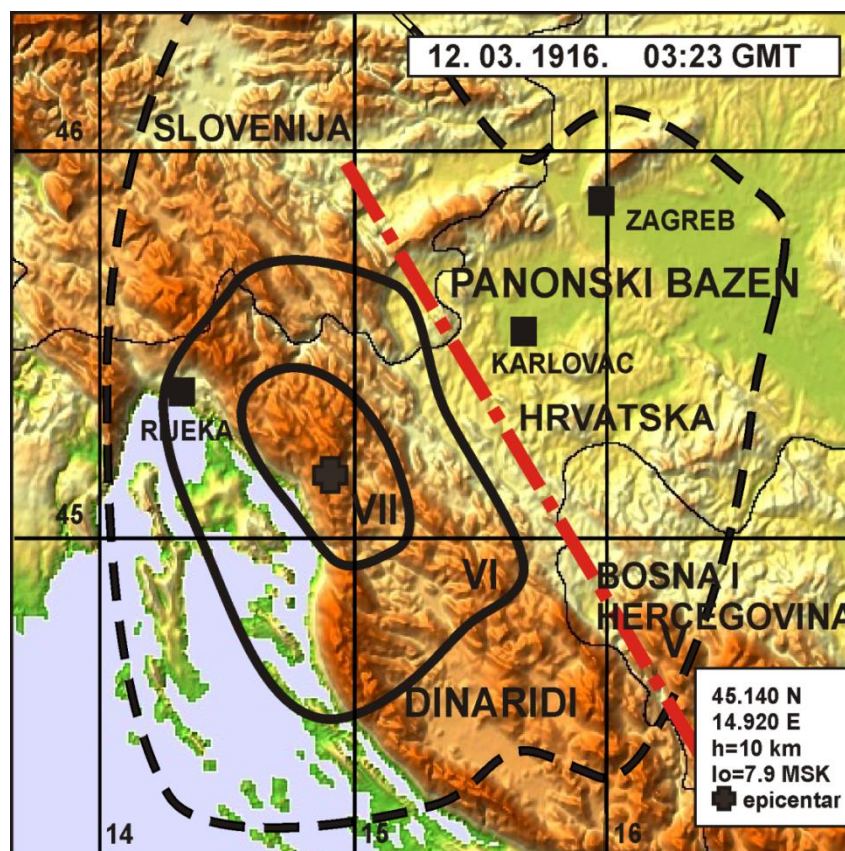
Empirijska izoseista VII je skoro 20 km duža po dinarskom pružanju od izračunate, zato jer je u Trilju intenzitet bio ocijenjen kao VII stupanj. Tako visoki intenzitet je vjerojatno posljedica prirasta intenziteta zbog učinka tla jer Trilj nije tipično naselje u razmatranom području. Riječ je o gradiću uz samu rijeku Cetinu građenom većim dijelom na aluviju rubnog dijela Sinjskog polja i nasutom zemljištu uz rijeku.



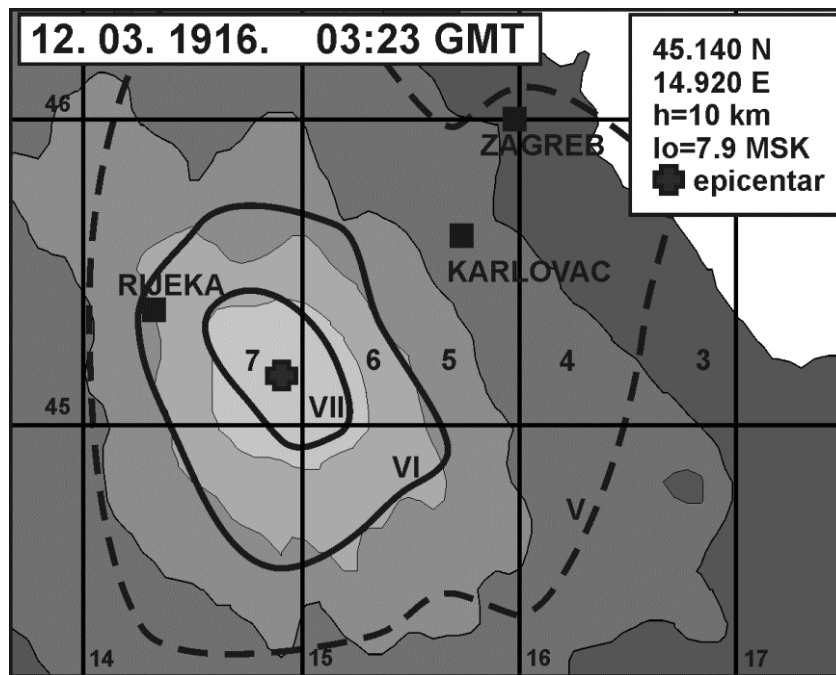
Slika 6.6. Modelirane i empirijske izoseiste potresa od 29. 12. 1942. s epicentrom kod Imotskog. Prikazani su rezultati za sve točke mreže iako makroseizmičko polje u moru ne postoji. Obala i otoci nisu prikazani.

Potres od 12. 3 1916.

Potres magnitude $M = 5.8$ koji je ošteti većinu kuća u Vinodolu, a posebno u Grižanama, dogodio se 12. ožujka 1916. godine u 3 sata i 23 minute (GMT). Iako se potres dogodio usred Prvog svjetskog rata, prikupljena je velika količina makroseizmičkih podataka, tako da je nacrtana vrlo dobra karta izoseista (slika 6.7). Potres je bio toliko snažan da se osjetio daleko izvan područja Dinarida tako da je idealan za demonstriranje djelovanja modela u području koje ne zadovoljava uvjet da nema prirasta intenziteta zbog djelovanja uslojenog tla.



Slika 6.7. Izoseiste potresa od 12. 3. 1916 kod Grižana. Podloga je fizička karta. Crvena isprekidana linija je približna granica područja gdje amplifikacija podloge bitno utječe na intenzitet.



Slika 6.8. Modelirane i empirijske izoseiste potresa od 12. 3. 1916. s epicentrom kod Grižana. Prikazani su rezultati za sve točke mreže iako makroseizmičko polje u moru ne postoji. Obala i otoci nisu prikazani.

Empirijske izoseiste sedmog i šestog stupnja se vrlo dobro slažu s modeliranim poljem (slika 6.8), no empirijska izoseista petog stupnja obuhvaća puno veće područje u sjevernom i sjeveroistočnom smjeru nego što to model predviđa. I sjeverno od epicentra, u području Ljubljanske kotline, intenzitet je bio znatno veći nego što to predviđa model. To je područje Ljubljanskog Barja i riječnih nanosa Ljubljanice i Save pa je najvjerojatniji razlog je neočekivano velikog intenziteta prirast intenziteta zbog lokalnih uvjeta tla. Zbog sličnog razloga je i intenzitet sjeveroistočno od epicentra veći od modeliranog. Sjeverno i istočno od Karlovca tlo više nije stjenovito i pretpostavka o gradnji zgrada na osnovnoj stijeni više ne vrijedi. To naročito dolazi do izražaja u dolinama Kupe i Save, gdje su nanosi debeli i do nekoliko stotina metara.

7. Zaključak

U ovom je radu predstavljen numerički model makroseizmičkog polja (NMMP) kod kojeg polje oblikuje prostorna razdioba rasjednih zona. Osim toga, primijenjena je i nova metoda za usporedbu NMMP i izotropnog modela s empirijskim izoseistama pomoću afinih invarijanti momenata slike koja do sad nije primijenjivana u tu svrhu.

Osnovna pretpostavka NMMP modela je da rasjedne zone atenuiraju makroseizmički intenzitet bitno jače od okolnog tla. Pretpostavka je potvrđena usporedbom sintetičkih izoseista izračunatih NMMP modelom i izoseista izračunatih izotropnim modelom s empirijskim izoseistama. NMMP model daje 31.4% sličnije izoseiste empirijskim od izotropnog modela.

Model računa intenzitete na osnovnoj stijeni i ne uključuje faktor podloge. Zbog toga su za razvoj modela su odabrani potresi iz Vanjskih Dinarida. To je seizmički najaktivnije područje Hrvatske koje pretežno čini dolomitno-karbonatni krš u kojem se tradicionalno gradilo na stijeni tako da se u većini slučajeva može zanemariti prirast intenziteta zbog faktora tla. Područje je karakterizirano sustavom kvaziparalelnih rasjednih zona koje imaju povoljnu geometrijsku razdiobu za provjeru modela.

Postoji nekoliko mehanizama kojim rasjedna zona može prigušiti intenzitet potresa. To su: suho i mokro trenje, drobljenje stijena te djelomično reflektiranje vala. Teško je razlučiti koliki je doprinos pojedinog mehanizma ukupnom prigušenju rasjedne zone, no to nije toliko bitno jer model uzima u obzir njihov kumulativni učinak.

Koeficijent apsorpcije intenziteta po pružanju planina izračunat je iz empirijskih podataka i iznosi $\alpha = 0.0015$ °/km što odgovara faktoru dobrote $Q = 654$ za 1Hz. Prigušenje rasjednih zona je procijenjeno na temelju podataka iz literature na $20 < Q < 30$ (Ben-Zion i sur., 2003; Yang i sur., 2011). Za modeliranje se najboljim pokazao omjer prigušenja $Q_i/Q_r = 20$. Uz taj omer izračunata je prosječna širina rasjednih zona od 2600 m prikazanih na karti rasjeda. Dubina makroseizmičkih žarišta potresa je bila u prosjeku 4.6 km manja od dubine izračunate na temelju instrumentalnih podataka. Zbog premalo uporabljivih potresa izračunate vrijednosti dubine do koje rasjedna zona značajno prigušuje makroseizmički intenzitet nisu pouzdane te se modeliralo uz pretpostavku da se rasjedna zona sastoji od nepovezane i slabo povezane breče koja može akumulirati znatne količine fluida do dubine od

5 km (Sibson, 1977). Na temelju raspoloživih podataka nije bilo moguće potvrditi pretpostavku o intenzitetnom pragu ispod kojeg rasjedna zona ne atenuira intenzitet bitno jače od okolnog tla.

Razvijena je nova metoda usporedbe sintetičkih izoseista s empirijskim pomoću afinih invarijanti slike. Tom je metodom izračunato da su izoseiste izračunate modelom opisanim u ovom radu 31.4% sličnije empirijskim izoseistama od izoseista izotropnog modela te se može zaključiti da bolje opisuje empirijsko makroseizmičko polje.

Opisani NMMP model daje rezultate uz pretpostavku da su sve točke intenziteta na sličnoj podlozi i ograničen je na relativno slabe potrese, do magnitude $M = 6.0$. Unatoč tim ograničenjima dobro je polazište za razvoj složenijeg modela koji će uvažavati faktor podloge te dimenzije i orijentaciju seizmičkog izvora te biti primjenjiv i za druga područja.

8. Literatura

- Abrahamson, N., A., W. J. Silva (1997). Empirical Response Spectral Attenuation Relations for Shallow Crustal Earthquakes. *Seis. Res. Letters*, 68, 94-127.
- Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*, 218, 93-111.
- Aki, K., P. G. Richards (2002). *Quantitative seismology*, Secon edition, University Science Books, Suasalito CA.
- Aljinović, B. (1983). Najdublji seizmički horizonti sjeveroistočnog Jadrana. Doktorska disertacija. Prirodoslovno – matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu.
- Alonso-Marroquin, F., H. J. Herrmann (2004). Ratcheting of granular materials. *Phys. Rev. Lett*, 92, DOI:<https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.92.054301>.
- Alonso-Marroquin, F., I. Vardoulakis, H. J. Herrmann, D. Weatherley, P. Mora (2006). Effect of rolling on dissipation in fault gouge. *Phys. Rev. E*, 73. DOI :<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.74.031306>
- Ball, A., B. W. Payne (1976). The tensile fracture of quartz crystals. *Journal of Meterials Science*, 11, 731-740
- Ben-Zion, Y., K. Aki (1990). Seismic radiation from an SH line source in laterally heterogeneous planar fault zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 971-994.
- Ben-Zion Y., Z. Peng, D. Okaya, L. Seeber, J. G. Armbruster, N. Ozer, A. J. Michael, S. Baris, M. Aktar (2003). A shallow fault-zone structure illuminated by trapped waves in the Karadere-Duzce branch of North Anatolian Fault, western Turkey, *Geophys. J. Int.*, 152, 699-717.
- Ben-Zion Y., C. G. Sammis (2003). Characterization of Fault Zone, *Pure appl. geophys*, 160, 677-715.
- Berryman, J. G. (1988). Seismic wave attenuation in fluid-saturated porous media. *PAGEOPH*, 128, 423-432.
- Billi, A., F. Salvini, F. Storti (2003). The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology*, 25, 1779-1794.
- Biot, M. A. (1956). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. low-frequency range. *Journal of the Acoustical Society of America*, 28, 168-178.
- Biot, M. A. (1962). Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media. *Journal of the Acoustic Society of America*, 34, 1254-1264.
- Biot, M. A. (1962). Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *Journal of Applied Physics*, 33, 1482-1498.
- Birch, F., D. Bancroft (1938). The effect of pressure on the rigidity of rocks. *Jour. Geol.*, 46, 59-141.

- Bizzarri A. (2011). Temperature variations of constitutive parameters can significantly affect the fault dynamics, *Earth and Planetary Science Letters*, 306, 272-278.
- Blake, A. (1941). On the estimation of focal depth from macroseismic data. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 31, 225-231.
- Bognar, A. (2008). Basic geomorphological characteristic of the Dinarides Mountain System. *Acta GGM Debrecina*, 3, 121-125.
- Bottari, A., B. Federico, E. Lo Giudice (1984). The correlation between the macroseismic attenuation trend and the geo-structural framework; The Calabro-peloritan Arc an example, *Tectonophysics*, 108, 33-49.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75, 26, 4997-5009.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rock. *Pageoph*, 116, 615-626.
- Campbell, K. W., C. M. Duke (1974). Bedrock intensity attenuation and site factors from San Fernando earthquake records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64, 173-185.
- Carcione, J. M, J. E. Santos, S Picotti (2012). Fracture-induced anisotropic attenuation. *Rock Mech Rock Eng.* 45, 5, 929-942.
- Cardwell, R. K., D. S. Chinn, G. F. Moore, D. L. Turcotte (1978). Frictional heating on a fault zone with finite thickness. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 52, 525-530.
- Carpinteri, A., G. Lacidogna, N. Pugno (2004). Scaling of energy dissipation in crushing and fragmentation: a fractal and statistical analysis based on particle size distribution. *International Journal Of Fracture*, 129, 131-139.
- Chernov, Yu. K., V.Yu. Sokolov (1999). Correlation of seismic intensity with Fourier acceleration spectra. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24, 523-528.
- Cho W-J, S. Kwon (2010). Estimation of thermal properties for partially saturated granite, *Engineering Geology*, 115, 132-138.
- Červený, V., J. Langer, I. Pšenčík (1974). Computation of geometric spreading of seismic body waves in laterally inhomogeneous media with curved interfaces. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 38, 9-19.
- Čubrilović, P., Lj. Palavestrić, T. Nikolić (1967). *Inženjerskogeološka karta SFR Jugoslavije*, Savezni geološki zavod, Beograd.
- Dasović, I., M. Herak, D. Herak (2012). Attenuation of coda waves in the contact zone between the Dinarides and Adriatic Microplate. *Stud. Geophys. Geod.* 56, 231-247.
- Davies, T. R. H., M. J. McSaveney, C. J. Boulton (2012). Elastic strain energy released from fragmenting grains: Effects on fault rupture. *Journal of Structural Geology*, 38, 265-277.
- Davis, G. H., S. J Reynolds, C. F. Kluth (2011). *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley and sons. Inc. 3th edition.

- Di Toro, G., T. Hirose, S. Nielsen, G. Pennacchioni, T. Shimamoto (2006). Natural and experimental evidence of melt lubrication of faults during earthquakes. *Nature*, 311, 647-649.
- Doyle, H. (1995). *Seismology*. John Willey and Sons, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Dutta, N. C., H. Ode (1979). Attenuation and dispersion of compressional waves in fluid-filled porous rocks with partial gas saturation (White model) – Part I. Biot theory. *Geophysics*, 44, 1777-1788.
- Dutta, N. C., A. J. Sheriff (1979). On White's model of attenuation in rocks with partial gas saturation. *Geophysics*, 44, 1806-1812.
- Egen, P. N. C. (1828), Ueber das Erdbeben in den Rhein und Niederlanden von 23. Februar, 1828. *Ann Phys* 13, 153-163.
- European committee for standardization, (2004) Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part1: General rules, seismic action and rules for buildings. Brussels.
- Faulkner, D. R., A. C. Lewis, E. H. Rutter (2003). On the internal structure and mechanisms of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 367, 235-251.
- Flusser, J., T. Suk (1993). Pattern recognition by affine moment invariants. *Pattern Recognition*, 26, 1, 167-174.
- Flusser, J. (2006). Moment invariants in image analysis, *Trans. on Eng. Comput. Technol.* 11, 196 – 201.
- Fohrmann M., H. Igel, G. Janke, Y. Ben-Zion (2004). Guided Waves from Sources Outside Faults: An Indication for Shallow Fault Zone Structure? *Pure appl. geophys.*, 161, 2125-2137.
- Fondriest, M., S. A. F. Smith, G. Di Toro, D. Zampieri, S. Mittempergher (2012). Fault zone and seismic slip localization in dolostones, and example from the Southern Alps, Italy. *Journal of Structural Geology*, 1-16.
- Gallipoli, M.R.; M. Mucciarelli, B. Šket-Motnikar, P. Zupančič, A. Gosar, S. Prevolnik, M. Herak, J. Stipčević, D. Herak, Z. Milutinović, T. Olumčeva (2010). Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European buildings. *Bulletin of earthquake engineering*. 8, 3, 593-607.
- Gasperini P.(2001). The attenuation of seismic intensity in Italy: A bilinear shape indicates the dominance of deep phases at epicentral distance longer than 45 km. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 826-841
- Gentili, S., G. Franceschina (2011). High frequency attenuation of share waves in the southeastern Alps and northern Dinarides. *Geophys. J. Int.* 185, 3, 1393-1416.
- Giammarinaro M. S., S. Micciancio (1993). An algorithm for the parametrization of real macroseismic fields. *Computers and Geoscience*, 19, 75-80.

- Grandić, S., I. Kratković, I. Rusan (2010). Hydrocarbon potential assesment of the slope deposits along the SW Dinarides carbonate platform edge. *Nafta*, 61, 325-338.
- Grenerczy, G., G. Sella, S. Stein, A. Kenyeres (2005). Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region. *Geophysical Research Letters*, 32, L16311, <https://doi.org/10.1029/2005GL022947>.
- Gruental, G. (Ed) (1998). *European Macroseismic Scale 1998*, Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie, 15, Conseil de l'Europe, Luxembourg, 99pp.
- Gueguen Y. and V. Palciauskas (1994). *Introduction to the Physics of Rocks*, Princeton Univ. Press.
- Gupta, I. N., O. W. Nuttli (1976). Spatial attenuation of intensities for central U.S. earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 66, 743-751.
- Gusev, A. A. (1983). Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short-period strong motion. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 74, 787-808.
- Gusev, A., L. S. Shumilina (2000). Modeling the intensity-magnitude-distance relation based on the concept of an incoherent extended earthquake source. *Volc. Seis.* 21, 443-463.
- Gutenberg, B. (1944). Energy ratio of reflected and refracted seismic waves. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85-102.
- Gutscher, M., -A., M. A. Baptista, J. M. Miranda (2006). The Gibraltar Arc seismogenic zone (part2): Constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provide by tsunami modeling ans seismic intensity, *Tectonophysics* 426, 153-166.
- Hanks, T. C., W. H. Bakun (2002). A Bilinear Source-Scaling Model for M–log A Observations of Continental Earthquakes. *Bul. Seis. Soc. Am.* Vol 92 (5), 1841-1846.
- Hashida, T. (1987). Determination of three-dimensional attenuation structure and source acceleration by inversion of seismic intensity data: Japanese islands. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokio*, 62, 247-287.
- Hausegger, S., W. Kurz, R. Rabitsch, E. Kiechl, F-J. Brosch (2010). Analysis of the internal structure of a carbonate damage zone: Implications for the mechanisms of fault breccia formation and fluid flow. *J. of Structural Geology*, 32, 1349-1362.
- Hennino, R., N. Trégourès, N. M. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. A. van Tiggelen, R. L. Weaver (2001). Observation of equipartition of seismic waves. *Phys. Rev. Lett.* 86, 3447-3450.
- Herak, M. (1989). The magnitude-intensity-focal depth relation for the earthquakes in the wider Dinara region. *Geofizika*, 6, 13-21.
- Herak, M., D. Herak, S. Markušić (1995). Fault-plane solutions for earthquakes (1956-1995) in Croatia and neighbouring regions. *Geofizika*, 12, 43-56.
- Hobbs (1967). The formation of tension joint in sedimentary rocks: An explanation. *Geological Magazine*, Vol. 104, 550-556.

- Hough, S., E., P. A. Friberg, R. Busby, E. F. Field, K. H. Jacob, R. D. Borchardt (1990). Sediment-induced amplification and the collapse of the Nimitz Freeway, *Nature*, Vol. 344, 26, 853-855.
- Hu, M. K. (1952). Visual pattern recognition by moment invariants. *IRE Trans. Inf. Theory*, IT-8, 179-187.
- Imamura, A. (1929): On the Earth-vibrations Induced in some Localities at the Arrival of Seismic Waves. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 7, 480-494.
- Jaeger, Z., Y. Englman, Y. Gur, A. Sprecher (1986). Internal damage in fragments. *Journal of materials science letters*, 5, 577-579.
- Joyner, W. B., R. E. Warrick, T. E. Fumal (1981). The effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1333-1349.
- Kanai, K. (1950). The Effect of Soil Viscosity of Surface Layer on the Earthquake Movements. *Bulletine of Earthquake Research Institute*, 31-35.
- Kanamori, H., D. L. Anderson, T. H. Heaton (1998). Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake. *Science*, Vol. 279, 839-842
- Kanamori, H. (1970). The Alaska earthquake of 1964: Radiation of long-period surface waves and source mechanism. *Journal of Geophysical Research*, 75, 5029-5040.
- Kanamori, H., T. H. Heaton (2000.). Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. *GeoComplexity and the physics of earthquakes*, Geophysical monograph 120, 147-163.
- Karnik V. (1969). *Seismicity of the European area/I*. Reidel Publ. Co. Dordrecht.
- Kastelic, V., M. M. C. Carafa (2012). Fault slip rates for the External Dinarides thrust-and-fold belt. *Tectonophysics*, 31, TC3019, <https://doi.org/10.1029/2011TC003022>.
- Kennett (1986). Lg waves and structural boundaries. *Bull. seism. Soc. Am.*, 76, 4, 1133-1141
- Kim, Y-S., D. C. P. Peacock, D. J. Sanderson (2004.). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26, 503-517.
- Knopoff, L., F. Schwab, E. Kausel (1973). Interpretation of Lg. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 33, 389-404.
- Korbar, Ti (2009). Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region: a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogen carbonates. *Earth – Science Review*, 96, 296-312.
- Kövesligethy von R. Seismischer (1907). *Stärkegrad und Intensität der Beben*, *Gerlands Beiträge zur Geophysik*; VIII, Leipzig.
- Krebes, E. S. (1987). Reflection and transmission at plane boundaries in nonwelded contact. *Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists*, 23, 66-72.
- Kuk, V., E. Prelogović, I. Dragičević (2000). Seismotectonical active zones in the Dinarides. *Geol. Croat.*, 53, 295-303.

- Lachenbruch, A. H., (1961). Depth and spacing of tension cracks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 66, 4273-4292.
- Ladeira, F. L., N. J. Price (1981). Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal of Structural Geology*, Vol. 3, 179-183.
- Leonard, M (2010). Earthquake Fault Scaling: Self-Consistent Relating of Rupture Length, Width, Average Displacement, and Moment Release. *Bul. Seis. Soc. Am.*, Vol 100 (5A), 1971-1988, doi: 10.1785/0120090189
- Lewis, M. A., Z. Peng, Y. Ben-Zion, F. L. Vernon (2005). Shallow seismic trapping structure in the San Jacinto fault zone near Anza, California. *Geophys. J. Int.* 162, 867-881.
- Li, Y-G., J. E. Vidale, E. S. Cochran (2004). Low-velocity damaged structure of the San Andreas Fault at Parkfield from fault zone trapped waves. *Geophysical Research Letters* 31, 12, <https://doi.org/10.1029/2003GL019044>.
- Marton, E., D. Pavelić, B. Tomljenović, R. Avdić, J. Pamić, P. Marton (2002). In the wake of a counterclockwise rotating Adriatic microplate: Neogene paleomagnetic results from northern Croatia. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 91, 541-523.
- Matheron, G. (1963). Principles of geostatistics. *Economic Geology*, 58, 1246-1266.
- Mavko, G., A. Nur (1975). Melt squirt in the asthenosphere. *Journal of the Geophysical Research*, 80, 1444-1448.
- Mavko, G. M. (1979). Frictional attenuation: an inherent amplitude dependence. *Journal of Geophysical Research*, 84, 4769-4775.
- McKenzie, D., J. N. Brune (1972). Melting on Fault Planes During Large Earthquakes. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 29, 65-78.
- Medvedev, S. W., W. Sponheuer, V. Karnik (1965). Seismic intensity scale version 1964. U. N. Working group on seismicity and seismo-tectonics.
- Mochizuki, S. (1982). Attenuation in partially saturated rocks. *Journal of Geophysical Research*, 87, 8598-8604.
- Molchan, G. M., T. L. Kronrod, G. F. Panza (2004). Shape of empirical and synthetic isoseismals: Comparison for Italian $M \leq 6$ earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 1725-1747.
- Monzawa, N., K. Otsuki (2003). Comminution and fluidization of granular fault materials: implications for fault slip behavior. *Tectonophysics* 367, 127-143.
- Mooney, W. D., A. Ginzburg (1986). Seismic measurements of the internal properties of fault zones. *PAGEOPH*, 124, 142-157.
- Morse, P. M., K. U. Ingard (1986). *Theoretical acoustics*, Princeton Univ. press.
- Murphy, W. F. (1982). Effects of partial water saturation on attenuation in Massillon sandstone and Vycor porous glass. *J. acoust. Soc. Am.*, 71, 1458-1468.
- Musson, R. M. W. (2000). Intensity-based seismic risk assessment, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 29, 353-360.

- Musson, R. (2010.). The comparison of macroseismic intensity scales. *J. Seismol*, 14, 413-428.
- Otsuki K., N. Monzawa (2003) Fluidization and melting of fault gouge during seismic slip: Identification in the Nojima fault zone and implications for focal earthquake mechanisms. *J. of Geoph. Res.* Vol. 198 (B4), 2192-2210, doi:10.1029/2001JB001711.
- Padovan, B. (1999). Anizotropija polja makroseizmičkog intenziteta za područje južne Hrvatske. Diplomski rad, Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno-matematički fakultet, Zagreb.
- Pamić, J., I. Gušić, V. Jelaska (1998). Geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics*, 297, 251-268.
- Pasolini, C. (2008). The attenuation of seismic intensity, Ph. thesis, Settore scientifico disciplinare: GEO/10, Bologna.
- Papazachos, C. B. (1992). Anisotropic radiation modeling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece, *PAGEOPH*, 138, 445-469.
- Pavelić, D. (2002). The south-western boundary of Central Paratethys. *Geologia Croatica*, 55, 83-92.
- Peruzza, L. (1996). Attenuating intensities. *Annali di Geofisica*, 39, 1079-1093
- Pittarello, L., G. Di Toro, A. Bizzarri, G. Pennacchioni, J. Hadizadeh, M. Cocco (2008). Energy partition during seismic slip in pseudotachylyte-bearing faults (Gole Larghe Fault, Adamello, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 269, 131-139.
- Poljak, G., M. Telišman Prtenjak, M. Kvakić, K. Šariri, Ž. Večenaj (2017). Interaction of sea breeze and deep convection over the northeastern Adriatic coast: an analysis of sensitivity experiments using a high-resolution mesoscale model. *Pure and Applied Geophysics*. DOI : 10.1007/s00024-017-1607-x.
- Pollard, D. D., A. Aydin (1988). Progress in understanding jointing over the oast century. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 100, 1181-1204.
- Prelogović, E., B. Aljinović, S. Bahun (1995). New data on structural relationship in the North Dalmatian Dinaride area. *Geol. Croat.* 48, 167-176.
- Prelogović E., B. Tomljenović, M. Herak, D. Herak (2006). Karta aktivnih rasjeda za područje Hrvatske. Faults, project COST-625 (Croatian contribution), neobjavljeno.
- Prentice, C. S., D. J. Ponti (1997). Coseismic deformation of the Wrights tunnel during the 1906 San Francisco earthquake: A key to understanding 1906 fault slip and 1989 surface ruptures in the southern Santa Cruz Mountains, California. *Journal of Geophysical Research*, 102, 635-648.
- Press, F., M. Ewing (1952). Two slow surface waves across North America. *Bull. seism. Soc. Am.*, 42, 219-228.
- Pyrak-Nolte, L. J., L. R. Myer, N. G. W. Cook (1990). Transmission of seismic waves across single natural fracture. *Journal of geophysical research*, 95, B7, pp 8617-8638.

- Pyrak-Nolte, L. J., L. R. Myer, N. G. W. Cook (1990). Anisotropy in seismic velocities and amplitudes from multiple parallel fractures. *Journal of geophysical research*, 95, B7, 11345-11358.
- Reiss, T. H. (1993). Object recognition using algebraic and differential invariants, *Signal Process.* 32, 367 – 395.
- Sabolović, S. (1999). Azimutalna razdioba koeficijenata atenuacije makroseizmičkog intenziteta za područje zapadne Hrvatske. *Diplomski rad*. Zagreb.
- Sammis, G. C, R. L. Biegel (1989). Fractals, fault-gouge and friction. *PAGEOPH*, 131, 255-271.
- Sbar, M. L., S. M. DuBois (1984). Attenuation of intensity for the 1887 Northern Sonora Mexico earthquake. *BSSA*, Vol. 74, No.6, 2613-26228.
- Scalera, G., P. Favali, G. Smiriglio, F. Frugoni, L. Vinci (1993). Seismic hazard in Irpinia and considerations about the seismogenic area. *Annali di geofisica*, 36, 1, 337-343.
- Schmid, S. M., D. Bernoulli, B. Fugenschuh, L. Matence, S. Schefer, R. Schuster, M. Tischler, K. Ustaszewski, (2008). The Alpine-Carpatian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.* DOI 10.1007/s00015-008-1247-3
- Seed, H. B., P. B. Schnabel (1972). Soil and Geological Effects on Site Response During Earthquakes. *Proc. of First International Conf. on Microzonation for Safer Construction – Research and Application*, vol. I, 61-74.
- Seed, H. B., M. P. Romo, J. I. Sun, A. Jaime, J. Lysmer (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 – relationships between soil conditions and earthquake ground motions. *Earthquake Spectra*, 4, 687-729.
- Sezawa K. (1930). Possibility of the Free-oscillations of the Surface-layer excited by the Seismic waves. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 7, 1-11.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Margerin, S. K. Singh, V. Kostoglodov, J. Pacheco (2000). The energy partition and the diffusive character of the seismic coda. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 655-665.
- Shebalin, N. V. (1972). Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 6, 316–323.
- Sibson, R. H. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *Jl Geol. Soc. Lond.* 133, 191-213.
- Sibson, R. H. (2003). Thickness of the seismic slip zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93, 3, 1169-1178.
- Sović, I. (1999). Croatia Macroseismic Database, *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 24, 501-503.
- Sović, I., K. Šariri, M. Živčić (2013). High frequency microseismic noise as possible earthquake precursor, *Research in Geophysics*, 3, 1, DOI: <http://dx.doi.org/104081/rg.2013. e2>.

- Sović, I., K. Šariri (2016). Explaining anisotropic macroseismic fields in terms of fault zone attenuation—A simple model. *Tectonophysics*, 680, 113–121.
- Sović, I., K. Šariri, T. Tasić (2016). Image processing in macroseismology: use of the image moments analysis for the comparison of isoseismal maps // 35th General Assembly of the ESC - Book of Abstracts / Marco Mucciarelli (ur.). Trieste : ESC - OGS, 395 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Spaić, V. (2012). Oil and gas bearingsness and structural elements of Adriatic islands and peninsulas (Outher Dinarides) with special review of anhydrite – carbonate Mesozoic complex and diapirc belt. *Nafta*, 63, 29-37.
- Sponheuer, W. (1937). Ueber die makroseismischen Verfahren zur Bestimmung der Herdtiefe und ihre Anwendung bei Lockerboeden. *Zeitschrift fuer Geophysik*, XIII, 301-311.
- Stipčević, J., H. Tkalčić, M. Herak, S. Markušić, D. Herak (2011). Crustal and uppermost mantle structure beneath the External Dinarides, Croatia, determined from teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 185, 1103-1119.
- Storti, F., A. Billi, F. Salvini (2003). Particle size distribution in natural carbonate fault rocks: insights for non-self-similar cataclasis. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 173-186.
- Supek, I. (1951). *Teorijska fizika i struktura materije (prvi dio)*, Školska knjiga, Zagreb.
- Šumanovac, F., J. Orešković, M. Grad (2009). ALP2002 Working Group. Crustal structure at the contact of the Dinarides and Panonian basen on 2-D seismic and gravity interpretation of the Alp07 profile in the ALP 2002 experiment. *Geophysical Journal Interior*, 179, 615-633.
- Tari, V., J. Pamić (1998). Geodynamic evolution of the northern Dinarides and the southern part of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 297, 269-281.
- Tomljenović, B., L. Csontos, E. Marton, P. Marton (2008). Tectonic evolution of the northwestern Internal Dinarides as constrained by structures and rotation of Medvednica Mountains, North Croatia. From: Siegesmund, S., B. Fuegenschuh, N. Froitzheim (eds) *Tectonic Aspects of Alpine-Dinaride-Carpatian System*. Geol. Soc., London, Special Publications, 298, 145-167. DOI: 10.1144/SP298.8
- Turcotte, D. L. (1989). Fractal in geology and geophysics. *PAGEOPH*, 131, 171-196.
- Vaccari F., P. Harabaglia, P. Suhadolc, G. F. Panza (1993). The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: waveform modelling of accelerometric data and macroseismic considerations. *Anali di Geofisica*, 36, 93-108.
- Venkataraman, A., H. Kanamori (2004). Observational constrains on the fracture energy of subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 109, <https://doi.org/10.1029/2003JB002549>.
- Vermilye J. M., C. H. Scholz (1998). The process zone: A microstructural view of fault growth. *J. of Geophysical Res.* Vol. 103 (B6), 12223-12237.

- Vlahović, I., J. Tišljarić, I. Velić, D. Matičec (2005). Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Paleogeography, main events and depositional dynamics. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 220, 333-360.
- Walsh, J. B. (1966). Seismic wave attenuation in rock due to friction. *Journal of Geophysical Research*, 71, 10, 2591-2599.
- Wang, X. - F., D. - S. Huang, J. - X. Du, H. Hu, L. Heutte (2008). Classification of plant leaf images with complicated background, *Appl. Math. Comput.* 205, 916 – 926.
- Weber, J., M. Vrabec, P. Pavlovčič-Prešeren, T. Dixon, Y. Jiang, B. Stopar (2010). GPS-derived motion of the Adriatic microplate from Istria Peninsula and Po Plain sites, and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 483, 214-222.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 4, 974-1002.
- White, J. E. (1975). Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation. *Geophysics*, 40, 224-232.
- White, J. E., N. G. Mikhaylova, F. M. Lyakhovitsiy (1975). Low-frequency seismic waves in fluid-saturated layered rocks. *Izviyestya Earth Physics*, 10, 44-52.
- Wilson, B., T. Dewers, Z. Reches, J. Brune (2005). Particle size and energetics of gouge from earthquake rupture zones. *Nature*, 434, 749-752.
- Wust-Bloch G. H. (2002). The active Dead Sea Rift fault zone: a seismic wave guide. EGU Stephen Mueller Special Publication Series, 2, 11-20.
- Zhao, J., X. B. Zhao, J. G. Cai (2006). A further study of P-wave attenuation across parallel fractures with linear deformational behaviour. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 43, pp 776-788.
- Zitová, B., J. Flusser (1999). Landmark recognition using invariant features, *Pattern Recogn. Lett.* 20, 541 – 547.
- Živčić, M. (1986). Određivanje parametara makroseizmičkog polja. Magistarski rad, Sveučilište u Zagrebu, Prirodoslovno – matematički fakultet, Zagreb.
- Yang, H., L. Zhu, E. S. (2011). Cochran. Seismic structures of the Calico fault zone inferred from local earthquake travel time modelling. *Geophysical Journal Interior*, 186, 760-770.

Prilog: Prigušenje valova u matrici ispunjenom fluidom

U ovom se prilogu objašnjava modela prigušenja amplitude pomaka seizmičkih valova u matrici ispunjenoj fluidom prema Biotu (1956).

Razmotrimo jedinični volumen porozne stijenske matrice ispunjene tekućinom. Pretpostavimo ravnomjernu razdiobu pukotina unutar matrice. Također pretpostavimo da su pukotine kružnog presjeka i puno duže od radijusa. Tada je gibanje newtonovske tekućine hagen–poiseuilleskog tipa, te tlak pada od stijenke prema osi cijevi. Neka su u_x, u_y, u_z komponente srednjeg vektora pomaka matrice, a U_x, U_y, U_z komponente srednjeg vektora pomaka tekućine do kojih dolazi pri prolasku elastičkog vala. Tensor napetosti na matricu jediničnog volumena je:

$$F_M = \begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_z & \tau_y \\ \tau_z & \sigma_y & \tau_x \\ \tau_y & \tau_x & \sigma_z \end{bmatrix} \quad (\text{P. 1})$$

a na tekućinu u pukotinama

$$F_T = \begin{bmatrix} s & 0 & 0 \\ 0 & s & 0 \\ 0 & 0 & s \end{bmatrix} \quad (\text{P. 2})$$

Skalar s je proporcionalan tlaku tekućine p

$$s = -\beta p \quad (\text{P. 3})$$

Parametar β je poroznost, omjer površina pukotina i suhe stijene na presjeku matrice. Materijal kroz koji se rasprostiru valovi je porozan ili zrnate strukture tako da je na presjeku površina pukotina bitno manja od površine matrice. Sila na sustav se može prikazati gradijentom napetosti u matrici F_M i tekućini F_T .

$$\begin{aligned} \vec{q} &= \vec{\nabla} F_M \\ \vec{Q} &= \vec{\nabla} F_T \end{aligned} \quad (\text{P. 4})$$

Tenzor deformacije matrice je

$$\begin{bmatrix} e_x & \frac{1}{2}\gamma_z & \frac{1}{2}\gamma_y \\ \frac{1}{2}\gamma_z & e_y & \frac{1}{2}\gamma_x \\ \frac{1}{2}\gamma_y & \frac{1}{2}\gamma_x & e_z \end{bmatrix} \quad (\text{P. 5})$$

gdje su

$$e_x = \frac{\partial u_x}{\partial x}, e_y = \frac{\partial u_y}{\partial y}, e_z = \frac{\partial u_z}{\partial z}$$

$$\gamma_x = \frac{\partial u_y}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial y}, \gamma_y = \frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z}, \gamma_z = \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \quad (\text{P. 6})$$

a ukupna je deformacija

$$e = e_x + e_y + e_z \quad (\text{P. 7})$$

Deformacija u tekućini je određena dilatacijom

$$\epsilon = \frac{\partial U_x}{\partial x} + \frac{\partial U_y}{\partial y} + \frac{\partial U_z}{\partial z} \quad (\text{P. 8})$$

Potencijalna energija sustava je

$$W = \frac{1}{2} (\sigma_x e_x + \sigma_y e_y + \sigma_z e_z + \tau_x \gamma_x + \tau_y \gamma_y + \tau_z \gamma_z) \quad (\text{P. 9})$$

Uz pretpostavku izotropnosti odnos napetosti i deformacije se može prikazati pomoću sedam jednadžbi:

$$\sigma_i = \frac{\partial W}{\partial e_i} = 2\mu e_i + Ae + P\epsilon, \quad i \in (x, y, z)$$

$$\tau_i = \mu \gamma_i, \quad i \in (x, y, z)$$

$$s = Pe + R\epsilon \quad (\text{P. 10})$$

Koeficijent A i μ odgovaraju Laméovim konstantama i uvijek su pozitivni. Kinetička energija jediničnog volumena matrice i tekućine je

$$T = \frac{1}{2} \left\{ \rho_{11} \left[\left(\frac{\partial u_x}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial u_y}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial u_z}{\partial t} \right)^2 \right] + 2\rho_{12} \left[\frac{\partial u_x}{\partial t} \frac{\partial U_x}{\partial t} + \frac{\partial u_y}{\partial t} \frac{\partial U_y}{\partial t} + \frac{\partial u_z}{\partial t} \frac{\partial U_z}{\partial t} \right] + \rho_{22} \left[\left(\frac{\partial U_x}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial U_y}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial U_z}{\partial t} \right)^2 \right] \right\} \quad (\text{P. 11})$$

Koeficijenti ρ_{11} , ρ_{12} , ρ_{22} su maseni koeficijenti

$$\begin{aligned} \rho_{11} &= \rho_1 + \rho_a \\ \rho_{22} &= \rho_2 + \rho_a \\ \rho_{12} &= -\rho_a \end{aligned} \quad (\text{P. 12})$$

koji ovise o gustoćama suhe matrice ρ_m i tekućine ρ_t množene sa masenim udjelom i članu ρ_a koji uključuje dinamičku međuovisnost matrice i fluida:

$$\begin{aligned} \rho_1 &= (1 - \beta)\rho_m \\ \rho_2 &= \beta\rho_t \\ \rho &= \rho_1 + \rho_2 = \rho_m + \beta(\rho_t - \rho_m) \end{aligned} \quad (\text{P. 13})$$

Ukoliko postoji relativno gibanje između matrice i tekućine dolazi do trenja i disipacije energije. Disipacijska jednadžba tada je

$$D = \frac{1}{2} b \left[\left(\frac{\partial u_x}{\partial t} - \frac{\partial U_x}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial u_y}{\partial t} - \frac{\partial U_y}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial u_z}{\partial t} - \frac{\partial U_z}{\partial t} \right)^2 \right] \quad (\text{P. 14})$$

Za val u x smjeru Lagrangeova jednadžba sustava je

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial \dot{u}_x} \right) + \frac{\partial D}{\partial \dot{u}_x} &= \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_z}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \\ \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial T}{\partial \dot{U}_x} \right) + \frac{\partial D}{\partial \dot{U}_x} &= \frac{\partial s}{\partial x} \end{aligned} \quad (\text{P. 15})$$

odnosno,

$$\frac{d^2}{dt^2} (\rho_{11} u_x + \rho_{12} U_x) + b \frac{d}{dt} (u_x - U_x) = \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_z}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z}$$

$$\frac{d^2}{dt^2}(\rho_{12}u_x + \rho_{22}U_x) - b \frac{d}{dt}(u_x - U_x) = \frac{\partial s}{\partial x} \quad (\text{P. 16})$$

U vektorskom zapisu jednažba prelazi u oblik

$$\begin{aligned} \mu \nabla^2 \vec{u} + \vec{\nabla}[(A + \mu)e + P\epsilon] &= \frac{d^2}{dt^2}(\rho_{11}\vec{u} + \rho_{12}\vec{U}) + b \frac{d}{dt}(\vec{u} - \vec{U}) \\ \vec{\nabla}[Pe + R\epsilon] &= \frac{d^2}{dt^2}(\rho_{12}\vec{u} + \rho_{22}\vec{U}) - b \frac{d}{dt}(\vec{u} - \vec{U}) \end{aligned} \quad (\text{P. 17})$$

gdje je parametar b u vezi sa koeficijentom permeabilnosti K , poroznosti β i viskoznosti η

$$b = \frac{\eta\beta^2}{K} \quad (\text{P. 18})$$

Transverzalni valovi nose glavninu energije, te će se računati prigušenje samo za rotacijske komponente jednažbi (P.17). Primijenimo li operator rotacije, za val koji se rasprostire u x smjeru slijedi

$$\begin{aligned} \frac{d^2}{dt^2}(\rho_{11}\vec{\nabla} \times \vec{u}) + \rho_{12}\vec{\nabla} \times \vec{U} + b \frac{d}{dt}(\vec{\nabla} \times \vec{u} - \vec{\nabla} \times \vec{U}) \\ = \mu \nabla^2(\vec{\nabla} \times \vec{u}) \frac{d^2}{dt^2}(\rho_{12}\vec{\nabla} \times \vec{u}) + \rho_{22}\vec{\nabla} \times \vec{U} - b \frac{d}{dt}(\vec{\nabla} \times \vec{u} - \vec{\nabla} \times \vec{U}) = 0 \end{aligned} \quad (\text{P. 19})$$

Dok se val rasprostire u x smjeru čest valnog sredstva oscilira u z smjeru. Pretpostavimo da iznos rotacije pomaka za matricu i tekućinu eksponencijalno opada s udaljenošću

$$\begin{aligned} |\vec{\nabla} \times \vec{u}| &= C_1 e^{i(kx + \omega t)} \\ |\vec{\nabla} \times \vec{U}| &= C_2 e^{i(kx + \omega t)} \end{aligned} \quad (\text{P. 20})$$

i neka su frekvencija vala f i karakteristična frekvencija f_c

$$\begin{aligned} f &= \frac{\omega}{2\pi} \\ f_c &= \frac{b}{2\pi\rho_2} = \frac{b}{2\pi\rho(\gamma_{12} + \gamma_{22})} \end{aligned} \quad (\text{P. 21})$$

gdje su

$$\gamma_{11} = \frac{\rho_{11}}{\rho} \quad \gamma_{12} = \frac{\rho_{12}}{\rho} \quad \gamma_{22} = \frac{\rho_{22}}{\rho} \quad (\text{P. 22})$$

Uvrštavanjem (P.20) u (P.19) i eliminacijom parametara C_1 i C_2 , slijedi

$$\frac{\mu k^2}{\rho \omega^2} = G_r + i G_i \quad (\text{P. 23})$$

gdje su realni i imaginarni dio

$$G_r = \frac{1 + \gamma \frac{\gamma_{11}\gamma_{22} - \gamma_{12}^2}{(\gamma_{12} + \gamma_{22})^2} \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}{N}$$

$$G_i = \frac{f}{f_c} \frac{\gamma_{12} + \gamma_{22}}{N}$$

$$N = 1 + \gamma \frac{\gamma_{22}^2}{(\gamma_{12} + \gamma_{22})^2} \left(\frac{f}{f_c}\right)^2 \quad (\text{P. 24})$$

Budući su μ , ρ i ω realni, valni broj k iz izraza (P. 23) mora biti kompleksan broj

$$k = k_R + i k_I \quad (\text{P. 25})$$

Fazna brzina je

$$v = \frac{\omega}{|k|} \quad (\text{P. 26})$$

a referentna brzina, brzina u slučaju da nema relativnog gibanja matrice i fluida

$$v_r = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{P. 27})$$

Omjer fazne i referentne brzine

$$\frac{v}{v_r} = \frac{f}{f_c} \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\sqrt{G_r^2 + G_i^2} + G_r}} \quad (\text{P. 28})$$

ovisi o omjeru frekvencija i dinamičkim parametrima γ_{ij} . Prigušenje transversalnih valova određeno je iznosom imaginarnog dijela k_i valnog broja k iz izraza (P.25). Neka je referenta valna duljina bez relativnog pomaka tekućine i matrice

$$l_r = \frac{v_r}{2\pi f_c} \quad (\text{P. 29})$$

Udaljenost l_a koja je jednaka recipročnoj apsolutnoj vrijednosti imaginarnog dijela valnog broja je valna duljina u uvjetima viskoznog prigušenja.

$$l_a = \frac{1}{|k_i|} \quad (\text{P. 30})$$

Amplitudu vala na udaljenosti x u matrici ispunjenoj tekućinom eksponencijalno opada s eksponentom $(-x/l_a)$, dok je u matrici bez fluida eksponent $(-x/l_r)$. Omjer l_r/l_a je koeficijent prigušenja vala u matrici koja sadrži tekućinu u odnosu na suhu matricu i iznosi

$$\frac{l_r}{l_a} = \frac{\sqrt{2} f_c}{2 f} \frac{1}{\sqrt{\sqrt{(G_r^2 + G_i^2)} - G_r}} \quad (\text{P. 31})$$

Ako je frekvencija dolaznog vala bitno manja od karakteristične frekvencije sustava, odnosno ako je omjer frekvencija f/f_c manji od 0.15 (Biot, 1956) izraz se (P. 31) može razviti u red oko f/f_c . Tada je približno rješenje koeficijenta prigušenja:

$$\frac{l_r}{l_a} = \frac{1}{2} (\gamma_{12} + \gamma_{22}) \left(\frac{f}{f_c}\right)^2 \quad (\text{P. 32})$$

Životopis

Ivica Sović se rodio 20. studenog 1959. u Zagrebu. Nakon završene XV gimnazije upisao je 1978. studij fizike na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu u Zagrebu, te 1983. diplomirao na Geofizičkom odsjeku PMF-a. Godine 1993. magistrirao je na poslijediplomskom studiju fizike-geofizike PMF-a magistrarskim radom pod naslovom "Interferometarski pretvornik relativnog pomaka njihala seizmometra". Od 1982. radi na Geofizičkom zavodu PMF-a, prvo kao tehničar, a nakon diplomiranja na radnom mjestu fizičara seizmologa u Seizmološkoj službi. Od 2001. do 2012. radio je i kao vanjski suradnik Instituta za fiziku u Laboratoriju za koherentnu optiku. Godine 2009. izabran je u naslovno zvanje višeg predavača u području prirodnih znanosti, polje: fizika, grana: geofizika s meteorologijom na PMF-u. Objavio je 18 znanstvenih radova u časopisima s međunarodnom recenzijom, dva rada u zbornicima skupova s međunarodnom recenzijom. Sudjelovao je na 15 međunarodnih stručnih radionica i skupova.

Datum i mjesto rođenja: 20. 11. 1959., Zagreb, Hrvatska

Mjesto zaposlenja: Prirodoslovno-matematički fakultet Sveučilišta u Zagrebu, Geofizički odsjek, Seizmološka služba, Horvatovac 95, 10000 Zagreb

e-mail: sovic@irb.hr

Školovanje:

1966. - 1974. Osnovna škola

1974. - 1978. XV gimnazija

1978. - 1983. Studij geofizike na Prirodoslovno-matematičkom fakultetu u Zagrebu

1983. - 1993. Poslijediplomski studij fizike-geofizike, Prirodoslovno-matematički fakultet, Sveučilište u Zagrebu.

Diplomski rad: Metode lociranja potresa na osnovi razlike nastupnih vremena P valova (1983).

Magistarski rad: Interferometarski pretvornik relativnog pomaka njihala seizmometra (1993).

Izbori u zvanje: Viši predavač u području prirodnih znanosti, polje: fizika, grana: geofizika s meteorologijom na PMF-u.

Sudjelovanje na međunarodnim skupovima:

1989. - The 1st AB Workshop on Macroseismic Methods, Poljče, Slovenija

1990. - The 2nd AB Workshop on Macroseismic Methods, Poljče, Slovenija

1992. - The 3rd AB Workshop on Macroseismic Methods, Poljče, Slovenija

1995. - European Seismological Commission, WG "Historical Earthquake Data", WG "Macroseismology", Poljče, Slovenia.

1998. - European Geophysical Society, XXIII General Assembly. Nica, Francuska.

2001. - Workshop of the ESC Working Group "Historical Seismology", Beč, Austrija.

2003. - 4. znanstveni sastanak HFD-a, Zagreb, Hrvatska

2006. - Workshop "Recent developments in low dimensional charge density wave conductors", Skradin, Hrvatska.

2008. - SPIE Photonics Europe, Strasbourg, Francuska

2011. - Geofizički izazovi 21. stoljeća, Zagreb, Hrvatska

2011. - 45th Meeting of CED IADR, Budimpešta, Mađarska

2012. - European Seismological Commission, 33rd General Assembly. Moskva, Rusija.

2015. - XXI IMEKO World Congress, Prag, Češka

2016. - European Seismological Commission, 35rd General Assembly. Trst, Italija.

Popis radova

- Markušić, S., I. Sović, D. Herak (1990). Seismicity of Croatia and the surrounding areas in 1988. *Geofizika*, Vol.: 7, 121-134
- Herak, D., M. Herak, I. Sović, S. Markusic (1993). Seismicity of Croatia in 1989 and the Kamesnica Mt. earthquake. *Geofizika*, Vol.: 8, 83-9
- Markušić, S., D. Herak, I. Sović, M. Herak (1993). Seismicity of Croatia in the period 1990-1992. *Geofizika*, Vol. 10, 19-34
- Markušić, S., D. Herak, I. Ivančić, I. Sović, M. Herak, E. Prelogović (1998). Seismicity of Croatia in the period 1993-1996 and the Ston-Slano earthquake of 1996. *Geofizika*, Vol.: 15, 83-102
- Sović, I. (1999). Croatia Macroseismic Database. *Physics and Chemistry of the Earth Part A-solid Earth and Geodesy*. Vol.: 24 (6), 501-503
- Kuk, V., E. Prelogović, I. Sović, K. Kuk, K. Šariri (2000). Seismological and seismotectonical properties of the wider Zagreb area. *Gradevinar*, Vol. 52 (11), 647-653
- Ivančić, I., D. Herak, S. Markušić, I. Sović, M. Herak (2001). Seismicity of Croatia in the period 1997-2001 *Geofizika*, Vol.: 18-19, 17-29
- Demoli, N., J. Mestrovic, I. Sović (2003). Subtraction digital holography. *Applied Optics* Vol. 42 (5), 798-804
- Ivančić, I., D. Herak, S. Markušić, I. Sović, M. Herak (2006). Seismicity of Croatia in the period 2002-2005. *Geofizika*, Vol. 23 (2), 87-103
- Demoli, N., K. Šariri, I. Sović, M. Torzynski, H. Halaq, D. Vukičević (2008). Sensitivity increase in digital holographic interferometry. *Proc. of SPIE*, Vol. 6995699502-1, doi: 10.1117/12.781532
- Knežević, A., K. Šariri, I. Sović, N. Demoli, Z. Tarle (2010). Shrinkage evaluation of composite polymerized with LED units using laser interferometry. *Quintessence International*, Vol. 41 (5), 417-425
- Sović, I., K. Šariri, M. Živčić (2013). High frequency microseismic noise as possible earthquake precursor. *Research in geophysics*, 3, 1, 2013, doi :<http://dx.doi.org/10.4081/rg.2013.e2>
- Sović, I., K. Šariri (2016). Explaining anisotropic macroseismic fields in terms of fault zone attenuation—A simple model. *Tectonophysics*, 680, 113–121.
- Markušić, S., I. Ivančić, I. Sović (2017). The 1667 Dubrovnik earthquake – some new insights . *Stud. Geophys. Geod*, doi:10.1007/s11200-016-1065-4.
- Herak D, I. Sović, I. Cecić, M. Živčić, I. Dasović, M. Herak (2017). Historical seismicity of the Rijeka region (NW External Dinarides, Croatia) – Part I: Earthquakes of 1750, 1838 and 1904 in the Bakar epicentral area. *Seis. Res. Lett.*, Vol. 88 (3). DOI: 10.1785/0220170014. 904-915.

Herak D., I Sović, I Cecić, M Živčić, I Dasović, M Herak (2017). Reply to “Comment on ‘Historical Seismicity of the Rijeka Region (Northwest External Dinarides, Croatia)—Part I: Earthquakes of 1750, 1838, and 1904 in the Bakar Epicentral Area’ Seis. Res. Lett., 88 (6). DOI: <https://doi.org/10.1785/0220170120>. 1537-1538.

Herak M., M. Živčić, I. Sović, I. Cecić, I. Dasović, J. Stipčević, D. Herak (2018). Historical seismicity of the Rijeka region (NW External Dinarides, Croatia) – Part II: The Klana earthquakes of 1870. Seis. Res. Lett. <https://doi.org/10.1785/0220180064>

Ivančić, I., D. Herak, M. Herak, I. Allegretti, T. Fiket, K. Kuk, S. Markušić, S. Prevolnik, I. Sović, I. Dasović, J. Stipčević (2018). Seismicity of Croatia in the period 2006–2015. Geofizika (prihvaćeno za objavljivanje)

Radovi u postupku objavljivanja:

Sović, I., K. Šariri. Application of the image moments analysis for comparison of the empirical and synthetic isoseismal maps.

Znanstveni radovi u zbornicima skupova s međunarodnom recenzijom:

Drobac, Đ.; I. Sović, K. Šariri, D. Šestan, D. Zvizdić. Laboratory measurement of energy dissipation of the seismic soliton wave at fracture // XXI IMEKO World Congress - Full Papers / Holub, Jan (ur.). Prag : Czech Technical University of Prague, Faculty of Electrical Engineering, 2015. 1820-1822.

Halaq, H.; N. Demoli, I. Sović, K. Šariri, M. Torzynski, D. Vukičević. Undersampled digital holographic interferometry // Optical Micro- and Nanometrology in Microsystems Technology II / Gorecki, Christophe, Asundi, Anand, Osten, Wolfgang (ur.). Washington: SPIE, 2008. 699504-1-699504-5

Sažeci u zbornicima skupova:

Cecić, I.; G. Gruenthal, D. Kaiser, R. Meurers, I. Sović, A. Tertulliani (2016). 6 May 1976 Friuli earthquake - Re-evaluation of macroseismic data, a new map and comparison with old intensity estimates // Proc. of the 35th General Assembly of the ESC / Marco Mucciarelli (ur.). Trst : ESC - OGS. (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).

Cecić, I.; R. Meurers, A. Tertulliani, G. Gruenthal, D. Kaiser, I. Sović (2016). 6 May 1976 Friuli Earthquake - Re-evaluation of macroseismic data // Proc. of the 35th General Assembly of the ESC / Marco Mucciarelli (ur.). Trst : ESC - OGS, (predavanje, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).

Herak, D., I. Sović, M. Herak (2016). Reassessment of macroseismic data for eight historical earthquakes in the region of Hrvatsko primorje and Mt. Velebit // Book of Abstracts. Trst. ESC2016-612-ESC2016-612 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).

- Sović, I., K. Šariri, T. Tasić (2016). Image processing in macroseismology: use of the image moments analysis for the comparison of isoseismal maps // 35th General Assembly of the ESC - Book of Abstracts / Marco Mucciarelli (ur.). Trieste : ESC - OGS. 395 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Sović, I., Đ. Drobac (2012). Gradual decrease of the intensity attenuation function // European Seismological Commission 33rd General Assembly - Book of Abstracts / Alexey Zavyalov (ur.). Moskva. 339-339 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Šariri, K., I. Sović (2012). Application of image moment analysis on the microseismic noise spectra // European Seismological Commission 33rd General Assembly - Book of Abstracts / Alexey Zavyalov (ur.). Moskva. 180-180 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Tarle, Z., V. Pandurić, M. Mrakužić, D. Marović, K. Šariri, N. Demoli, I. Sović (2012). Dimensional Changes of Methacrylate/Silorane-based Composites Measured by Laser Interferometry // Journal of Dental Research, Vol. 91, Special Issue C. 520 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni). URL link to work
- Matošević, D., Z. Tarle, K. Šariri, I. Sović, N. Demoli, D. Škrtić, G. Schmalz (2011). Evaluation of polymerization contraction of experimental composites using laser interferometry // CED IADR 2011 Abstract book. (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Pandurić, V., M. Mrakužić, K. Šariri, I. Sović, N. Demoli, Z. Tarle (2011). Does "soft-start" curing mode really make a difference? // CED IADR 2011 Abstract Book. (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Herak, M., I. Allegretti, D. Herak, I. Ivančić, K. Kuk, K. Marić, S. Markušić, I. Sović (2011). Seismic hazard maps of Croatia // Geophysical Challenges of the 21st Century. Zagreb. 43-43 (poster, sažetak, znanstveni). URL link to work
- Sović, I., K. Šariri (2011). Comparing microseismic noise spectra by the image moments // Geofizički izazovi 21. stoljeća - Knjiga sažetaka. Zagreb. 44-44 (poster, sažetak, znanstveni).
- Sović, I., N. Demoli, K. Šariri (2003). Mjerenje pomaka digitalnim interferometrom // Knjiga sažetaka 4. znanstvenog sastanka HFD-a / Kumerički, Krešimir (ur.). Zagreb : HFD. 69 (poster, sažetak, znanstveni).
- Šariri K., N. Demoli, I. Sović (2003). Dinamička digitalna holografija // Knjiga sažetaka 4. znanstvenog sastanka HFD-a / Kumerički, Krešimir (ur.). Zagreb : HFD, 2003. 70 (poster, sažetak, znanstveni).
- Sović, I., K. Šariri (2001). The Mystery of Dragon's Eye // ESC Workshop on Historical Seismology Proceedings / Hammerl, Christa ; Stucchi, Massimiliano (ur.). Beč : ZAMG. 2-2 (predavanje, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni).
- Cecić, I., I. Sović, M. Živčić (1998). The Zagreb 1502 earthquake - doubtful or even fake? // Annales Geophysicae / EGS (ur.). Aberystwyth: Cambrian Press. C136 (poster, međunarodna recenzija, sažetak, znanstveni)