



UNIVERSITETI POLITEKNIK I TIRANËS
FAKULTETI I INXHINIERISË MATEMATIKE DHE INXHINIERISË FIZIKE
DEPARTAMENTI I INXHINIERISË FIZIKE

DISERTACION
NË MBROJTJE TË GRADËS
“DOKTOR I SHKENCAVE”

**PËRCAKTIMI I KARAKTERISTIKAVE FIZIKE TË
THYERJEVE SIZMO - AKTIVE NË TERRITORIN E
SHQIPËRISË, NËPËRMJET STUDIMIT TË TËRMETEVE
TË MODERUAR**

Disertanti
MSc. Besian RAMA

Udhëheqës shkencor
Prof. Dr. Partizan MALKAJ

Copyright
I
Besian Rama
2021

Udhëheqësi i Besian Rama vërteton se ky është versioni i miratuar i disertacionit të mëposhtëm:

**PËRCAKTIMI I KARAKTERISTIKAVE FIZIKE TË
THYERJEVE SIZMO - AKTIVE NË TERRITORIN E
SHQIPËRISË, NËPËRMJET STUDIMIT TË TËRMETEVE
TË MODERUAR**

Prof. Dr. Partizan Malkaj

**PËRCAKTIMI I KARAKTERISTIKAVE FIZIKE TË
THYERJEVE SIZMO - AKTIVE NË TERRITORIN E
SHQIPËRISË, NËPËRMJET STUDIMIT TË TËRMETEVE
TË MODERUAR**

Përgatitur nga MSc. Besian Rama

**Disertacion i paraqitur në
Fakulteti i Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike
Universiteti Politeknik i Tiranës
Në përputhje të plotë
Me kërkesat
Për gradën Doktor**

**Universiteti Politeknik i Tiranës
Qershor, 2021**

Mirënjohje!

Studimi për gradën Doktor ka qenë një rrugë e gjatë dhe plot periudha dhe eksperiencë sa të bukura aq dhe të lodhshme. Gjatë kësaj rruge u hap një dritare sa intriguese, tërheqëse dhe plot aventura në botën e sizmologjisë, me të gjithë kompleksitetin dhe impaktin e saj në botë, por dhe në njerëzit që merren me të.

Por në këtë rrugëtim nuk kam qenë vetëm dhe është më e pakta falënderimi dhe mirënjohja për këta njerëz që më kanë ndihmuar në këtë rrugëtim.

Dua të falënderoj udhëheqësin tim, Prof. Dr. Partizan Malkaj për udhëheqjen, drejtimin dhe mbështetjen pa kriter jo vetëm në këtë rrugë që bëme bashkë por dhe në udhëheqjen dhe mbështetjen që me ka dhënë në integrimin në jetën akademike.

Dua të falënderoj Prof. Llambro Duni për këshillat, ekspertizën dhe mbështetjen që më ka dhënë gjatë gjithë kësaj kohe.

Nuk mund të lë kurrsesi pa përmendur Prof. Ylber Muceku që ka qenë një mbështetës dhe shtytës i madh që në ditët e para pranë Institutit të Gjeoshkencave Energjisë Ujërave dhe Mjedisit, që kjo punë të arrinte këtë ditë përfundimtare.

Dua të falënderoj kolegun dhe mikun, Dr. Edmond Dushi, për ekspertizën, mbështetjen dhe ndihmën, pa limit e orar, në çdo hap të këtij punimi. Gjithashtu dua ta falënderoj për pasionin për sizmologjinë që shtyu dhe ushquu te unë.

Për më tepër dua të falënderoj familjen time, bashkëshorten, prindërit dhe dy yjet e mi të vegjël, që më kanë duruar dhe mbështetur për çdo hap gjatë kësaj rruge. Bashkë me ta nuk mund të lë veç motrën dhe vëllain që gjithmonë kanë qenë krah e familjes. Veç falënderimit dua dhe tu kërkoj ndjesë për kohën që nuk u kam kushtuar në këtë përpjekje të gjatë për këtë arritje të sotme.

Nuk mund të lë pa falënderuar kolegët në Departamentin e Sizmologjisë në Institutin e Gjeoshkencave Energjisë Ujërave dhe Mjedisit për mbështetjen morale, ndihmën dhe për çdo gjë që u ka dhënë përpjekja ime për të përfunduar këtë temë disertacioni.

Kolegët, shokët dhe miqtë e Departamentit të Inxhinierisë Fizike në Fakultetin e Inxhinierisë Matematike dhe Inxhinierisë Fizike me të cilët u rrita si njeri dhe si profesionist në botën e vështirë dhe plot sfida akademike.

Gjithashtu dua falënderoj Dekanin, Prof. Selfo Uruçi, Zv. Dekanin, Dr. Isidor Kokalari, bashkë me kolegët e Departamentit të Matematikës Informatikës dhe Fizikës, në Fakultetin e Shkencave të Natyrës të Universitetit “Eqrem Çabej” Gjirokastër për mbështetjen e tyre në këtë përpjekje tërë këto vite.

Të gjithë juve, atyre që nuk përmenda dot, dhe Zotit,

Faleminderit!

PASQYRA E LËNDËS

i.	Lista e figurave	
ii.	Lista e tabelave	
iii.	Hyrje	
iv.	Qëllimi dhe objektivat e disertacionit	
1.	Vështrim teorik mbi fizikën e thyerjeve tektonike dhe karakteristikat e tyre në territorin shqiptar	1
1.1.	<i>Thyerjet tektonike dhe mekanizmi i lindjes dhe përhapjes së valëve sizmike</i>	1
1.1.1.	<i>Sforcimet dhe deformimi tektonik.....</i>	2
1.1.1.1.	<i>Tensioni maksimal prerës dhe shkëputja.....</i>	6
1.1.1.2.	<i>Deformimet vatrore.....</i>	9
1.1.1.3.	<i>Ekuacionet themelore.....</i>	11
1.1.2.	<i>Gjeometria dhe mekanizmi vatrore.....</i>	14
1.1.3.	<i>Metodologjitë e inversionit të sforcimit.....</i>	18
1.1.3.1.	<i>Marrëdhëniet e sforcimit dhe deformimit.....</i>	19
1.1.4.	<i>Dinamika dhe kinematika e burimeve sizmike.....</i>	20
1.1.4.1.	<i>Dinamika.....</i>	20
1.1.4.2.	<i>Kinematika.....</i>	23
1.1.5.	<i>Valët sizmike dhe përhapja e tyre.....</i>	26
1.1.5.1.	<i>Valët sizmike volumore.....</i>	26
1.1.5.2.	<i>Valët sizmike sipërfaqësore.....</i>	32
1.1.5.3.	<i>Karakteristika e rrezatimit të valëve sizmike.....</i>	34
1.1.6.	<i>Energjia sizmike e rrezatuar nga thyerjet tektonike.....</i>	36
1.1.6.1.	<i>Efekt i drejtueshmërisë në rrezatimin e energjisë sizmike.....</i>	39
1.1.7.	<i>Modeli i shkëputjes rrethore.....</i>	39
1.1.7.1.	<i>Modeli i çarjes prerëse rrethore.....</i>	39
1.1.7.2.	<i>Shkëputja rrethore, modeli Brune.....</i>	40
1.1.7.3.	<i>Relacioni i energjisë.....</i>	41
1.1.7.4.	<i>Zhvendosjet e fushës së largët së një shkëputjeje dinamike rrethore.....</i>	41
1.2.	<i>Thyerjet tektonike, në territorin shqiptar, zonat sizmogjene dhe sizmiciteti</i>	44
1.2.1.	<i>Zonat e thyerjeve tektonike</i>	44
1.2.2.	<i>Zonat sizmogjene dhe sizmiciteti.....</i>	45
1.2.2.1.	<i>Aktiviteti sizmik dhe tipologjia e tërmeteve.....</i>	47
1.2.2.2.	<i>Aktiviteti sizmik para instrumental.....</i>	50
1.2.2.3.	<i>Aktiviteti sizmik instrumental.....</i>	52
2.	<i>Të dhënat dhe metoda.....</i>	54
2.1.	<i>Të dhënat dhe përgatitja e bazës së të dhënave për përpunim.....</i>	54
2.2.	<i>Zonat e thyerjeve tektonike të konsideruara.....</i>	57
2.2.1.	<i>Zona e shkëputjeve sizmoaktive Joniko – Adriatike.....</i>	57
2.2.2.	<i>Zona e shkëputjeve të Drinit.....</i>	59
2.3.	<i>Evidentimi i shkëputjeve “target”.....</i>	60

2.3.1.	<i>Të dhënat për analizën spektrale.....</i>	65
2.3.2.	<i>Të dhënat për analizën parametrike.....</i>	70
2.3.3.	<i>Të dhënat për analizën e fushës së sforcimeve tektonike.....</i>	84
2.4.	Metoda dhe analiza e të dhënave.....	88
2.4.1.	<i>Përshkrimi i metodës dhe hapat e ndjekur për aplikimin e saj.....</i>	88
2.4.2.	<i>Kalibrimi i relacioneve parametrik për madhësitë spektrale te tërmeteve lokal.....</i>	93
2.4.3.	<i>Mekanizmi vatorr dhe analiza e fushës së sforcimeve.....</i>	101
2.4.3.1.	<i>Metoda e Optimizimit me rrotullim.....</i>	103
3.	Rezultatet e përftuara dhe analiza e tyre.....	106
3.1.	<i>Rezultatet e përftuara nga analiza spektrale.....</i>	106
3.2.	<i>Rezultatet e përftuara nga analiza parametrike.....</i>	110
3.3.	<i>Analiza e mekanizmit te vatrës dhe sforcimeve tektonike.....</i>	121
3.3.1.	<i>Zona e thyerjeve sizmoaktive të Durrësit.....</i>	121
3.3.2.	<i>Zona e thyerjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlorë.....</i>	125
3.3.3.	<i>Zona e thyerjeve tektonike të Korçës (Moravës).....</i>	129
4.	Konkluzionet	
5.	Referencat	

i. Lista e Figurave:

Figura 1.1. Forca sipërfaqësore mbi një element me vëllim V	2
Figura 1.2. Vektorët e forcës së kontaktit mbi faqet e një elementi vëllimor.....	3
Figura 1.3. Drejtimi i përbërëseve pozitive të tensionit.....	4
Figura 1.4. Momentet rrotulluese orare dhe antiorare.....	5
Figura 1.5. Vektori i tërheqjes T që vepron mbi sipërfaqen dS	6
Figura 1.6. Fushat e tensionit të shoqëruara me tre tipet e thyerjeve.....	7
Figura 1.7. Gjeometria që tregon sesi lind deformimi.....	9
Figura 1.8. Disa deformime të mundshme për një element dy përmasor.....	10
Figura 1.9. Ndryshimi në vëllim i një blloku të vogël materiali.....	11
Figura 1.10. Një shkëputje plane dhe pjesët përbërëse të tij.....	15
Figura 1.11. Shkëputje anësore të djathta dhe të majta.....	16
Figura 1.12. Modeli i rrezatimit për fushën e largët.....	17
Figura 1.13. Shembuj të sferave vatrorë dhe gjeometritë e tyre përkatëse.....	18
Figura 1.14. Balanca energjetike.....	23
Figura 1.15. Historia e rrëshqitjes në një pikë P	24
Figura 1.16. Historiku i tensioneve gjatë këputjeve.....	25
Figura 1.17. Përhapja e një plasaritje të Modelit të dytë.....	26
Figura 1.18. Zhvendosja e prodhuar nga valët plane ngjeshëse ose prerëse.....	28
Figura 1.19. Fushat e zhvendosjes për valët plane P dhe S	29
Figura 1.20. Sizmograma për një tërmet të thellë.....	31
Figura 1.21. Diagramat e lëvizjes së grimcës për dy segmente kohorë.....	31
Figura 1.22. Modelet e zhvendosjes të shkaktuara nga valët sipërfaqësore.....	33
Figura 1.23. Shuma e dy valëve me frekuencë pak të ndryshme.....	33
Figura 1.24. Kurbat e dispersionit për valët themelore Love dhe Relej.....	34
Figura 1.25. Vala parësore P e vëzhguar nga drejtime të ndryshme.....	35
Figura 1.26. Modeli i rrezatimit nga një çift i dyfishtë.....	36
Figura 1.27. Tipet e çifteve të forcave qetë gjenerojnë zhvendosjet e fushës së largët.....	36
Figura 1.28. Zgjidhja numerike për rrëshqitjen.....	42
Figura 1.29. Rrezatimi i fushës së largët nga një çarje prerëse rrethore.....	42
Figura 1.30. Spektri në fushë të largët i valëve prerëse nga një çarje rrethore prerëse.....	43
Figura 1.31. Harta e shkëputjeve aktive në Shqipëri.....	45
Figura 1.32. Harta e epiqendrave të tërmeteve historik.....	50
Figura 2.1. Stacionet sizmik përkatësisht të ASN, AUTH dhe INGV.....	54
Figura 2.2. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmeteve 2008-2021.....	56
Figura 2.3. Harta e sizmicitetit të Shqipërisë dhe rajonit 1980-2021 ($M > 4.0$).....	61
Figura 2.4. Shpërndarja në diagramën roze në zonën e shkëputjeve të Durrësit.....	62
Figura 2.5. Mekanizmi vatror i tërmeteve të Shqipërisë e rajonit.....	63
Figura 2.6. Shpërndarja në diagramën roze në zonën e shkëputjeve të Vlorës.....	64
Figura 2.7. Shpërndarja në diagramën roze në zonën e shkëputjeve të Korçës.....	65
Figura 2.8. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmeteve lokal.....	69
Figura 2.9. Shpërndarja e hipoqendrave për zonën e thyerjeve sizmoaktive të Durrësit.....	76

Figura 2.10. Shpërndarja e hipoqendrave për zonën e thyerjeve sizmoaktive te Korçës.....	80
Figura 2.11. Shpërndarja e hipoqendrave për zonën e thyerjeve sizmoaktive Vlorë	83
Figura 2.12. Shpërndarja e mekanizmave për zonat e thyerjeve të “target”.....	86
Figura 2.13. Regjistrimet valore nga tërmeti i forte i 21 Shtatorit 2019.....	90
Figura 2.14. Grupi valor S i regjistruar nga stacionet BPA1, BPA2, KBN, TIR....	90
Figura 2.15. Spektrat e vrojtuar, dhe te analizuar me ane te analizës spektrale.....	91
Figura 2.16. Relacioni i kalibrimit ndërmjet energjisë sizmike kundrejt M_w	94
Figure 2.17. Krahasimi statistikor midis modelit referues dhe atij te gjeneruar.....	95
Figura 2.18. Relacioni i kalibrimit ndërmjet frekuencës vetjake dhe M_0	96
Figura 2.19. Vlerat e rënies së sforcimit përkundrejt M_0 dhe f_c	96
Figura 2.20. Relacioni i kalibrimit ndërmjet f_c dhe M_w	97
Figura 2.21. Marrëdhënia e kalibrimit ndërmjet $M_L - M_0$	98
Figure 2.22. Shkallëzimi midis $M_w - M_L$, nëpërmjet regresit ortogonal.....	100
Figure 2.23. $M_w - M_w$ -regresi ortogonal.....	100
Figura 2.24. Skema e aplikimit te metodës “Right Dihedron”.....	102
Figura 2.25. Pasiguria në përcaktimin e boshteve me metodën Right Dihedron....	103
Figura 2.26. Ilustrim i parimit te optimizmit rrotullues 4D.....	105
Figura 3.1. Varësia e frekuencës karakteristike, te spektrit sizmik.....	109
Figura 3.2. Shpërndarje e vlerave për rënien e sforcimit (bar) për zonat e përzgjedhura.....	120
Figura 3.3. Momenti kumulativ i zonave të shkëputjeve të marra në shqyrtim.....	121
Figura 3.4. Energjia Kumulative për zonat sizmogjene të marra në studim.....	122
Figura 3.5. Shpërndarja e mekanizmave për zonën e thyerjeve të Durrësit.....	123
Figura 3.6. Projektionet ne hemisferën e poshtme fokale, te rrjetës se Shmidit te zonës se Durrësit	124
Figura 3.7. Paraqitja e mekanizmave te vatrës se tërmeteve te zonës se Durrësit....	125
Figura 3.8. Rezultatet e përfuara me metodën grafike te “Right Dihedron” për Durrësin.....	125
Figura 3.9. Rezultatet e përfuara me metodën e optimizmit me rrotullim për Durrësin.....	126
Figure 3.10. Kurbat e rrotullimit për tenzorin e sforcimeve te shprehur ne hapësirën S_1, S_2, S_3 dhe R'	126
Figura 3.11. Paraqitja e projeksioneve ne hemisferën e poshtme fokale, te Dhermi-Vlores.....	127
Figura 3.12. Paraqitja e mekanizmave te vatrës se tërmeteve te zonës se Dhermi-Vlores.....	128
Figura 3.13. Paraqitja e shtrirjes dhe zhytjes se planeve ne zonën Dhërmi-Vlore...	128
Figura 3.14. Rezultatet e përfuara me metodën grafike te “Right Dihedron” te zonës se Vlores.....	129
Figura 3.15. Rezultatet e përfuara me metodën iterative te optimizmit me rrotullim për zonën e Vlores.....	129
Figure 3.16. Kurbat e rrotullimit për tenzorin e sforcimeve te zonës se Vlorës.....	130
Figura 3.17. Shpërndarja e mekanizmave për zonën e thyerjeve të Dhërmi-Vlorës.	131
Figura 3.18. Paraqitja e projektionit ne hemisferën e poshtme fokale te rrjetës se Shmidit ne zonën e Moraves.....	132

Figura 3.19. Paraqitja e mekanizmave te vatrës se tërmeteve te zonës se Moravës..	132
Figura 3.20. Paraqitja e shtrirjes dhe zhytjes se planeve te zonës se Moravës.....	133
Figura 3.21. Rezultatet e përfuara me metodën grafike te “Right Dihedron” te zonës se Korçës.....	133
Figura 3.22. Rezultatet e përfuara me metodën iterative te optimizmit me rrotullim për zonën e Korçës.....	134
Figura 3.23. Kurbat e rrotullimit për tenzorin e sforcimeve për zonën e Korçës....	134
Figura 3.24. Shpërndarja e mekanizmave për zonën e thyerjeve të Moravës.....	135
Figure 3.25. Orientimi i fushës se sforcimeve tektonike, ne tre zonat e thyerjeve sizmoaktive “target”	136

ii. Lista e tabelave

Tabela 2.1. Të dhënat e tërmeteve te analizuar.....	66
Tabela 2.2. Tërmetet e zonës së thyerjeve të Durrësit.....	70
Tabela 3.3. Tërmetet e zonës së thyerjeve të Moravës.....	77
Tabela 2.4. Tërmetet e zonës së thyerjeve të Dhërmi - Vlorë.....	80
Tabela 2.5. Të dhënat për zonën e Durrësit për fushën e sforcimeve.....	84
Tabela 2.6. Të dhënat për zonën e Vlorë – Borsh për fushën e sforcimeve.....	84
Tabela 2.7. Të dhënat për zonën e Moravës për fushën e sforcimeve.....	87
Tabela 2.8. Parametrat e modelit te përftuara për lidhjen M_L - $\text{Log}_{10}(M_0)$	97
Tabela 2.9. Parametrat e modelit te përftuara për lidhjen M_L - M_W	99
Tabela 3.1. Rezultatet e analizës spektrale.....	106
Tabela 3.2. Tabela e të dhënave parametrike për zonën e Durrësit.....	110
Tabela 3.3. Tabela e të dhënave parametrike për zonën e Vlorës.....	116
Tabela 3.4. Tabela e të dhënave parametrike për zonën e Moravës.....	118

iii. Hyrje

Për njohjen e një dukurie gjeologjike kaq komplekse si tërmeti, nevojitet një vlerësim gjithëpërfshirës i karakteristikave sasiore e fizike, duke nisur me studimin e burimit sizmik ose thyerjeve tektonike sizmike aktive, rrugës që përshkojnë valët mekanike në brendësi të mjedisit gjeologjik heterogjen, reagimit dhe ndikimit të truallit në pikën ku valët regjistrohen, etj. Energjia sizmike, që çlirohet nga çdo tërmet dhe përhapet me valët volumore dhe/ose sipërfaqësore, mbart në vetvete një informacion të rëndësishëm. Ky informacion përfshinë madhësi themelore për analizën e shumë karakteristikave fizike që lidhen me gjeometrinë dhe veprimin e thyerjeve tektonike si burime përgjegjëse të valëve tërmetore. Vetë energjia sizmike e rrezatuar, si parametër fizik, mundëson analizën e shumë procese që shoqërojnë tërmetin dhe marrin pjesë në zhvillimin e thyerjeve tektonike përgjegjëse, si dhe në mënyrën e përhapjes së valëve sizmike, shuarjen e tyre përmes Tokës, etj. Energjia sizmike dhe parametrat e tjerë vatrorë, janë tregues të rëndësishëm se si kushtet lokale ndikojnë mbi valët sizmike.

Një nga mënyrat më të avancuara në vlerësimin e parametrave fizik të thyerjeve tektonike është analiza spektrale e fushës valore të regjistruar instrumentalisht. Kjo metodë u kthye në një mjet të rëndësishëm për studimin e fizikës së tërmeteve, me modernizimin sizmologjik instrumental, riorganizimin dhe ngritjen e rrjetit sizmologjik mbarë botërorë, falë edhe zhvillimeve të mëtejshme në teknologjinë shifrore të regjistrimit, transmetimit dhe ruajtjes së informacionit sizmik.

Mënyra e re e regjistrimit instrumental të tërmeteve në mbarë botën futi një koncept të avancuar edhe në mënyrën e studimit të fizikës së burimit sizmik.

Që në vitet 70-të, por sidomos pas viteve 80-të, u ndërморën një numër studimesh në këtë fushë.

Përpunimi numerik i regjistrimeve digjitale lokale, regjionale apo globale bazuar në metoda korrigjuese të zhvilluara në mënyrë specifike për secilin rast, përbën aktualisht bazën e vlerësimit të energjisë sizmike dhe parametrave të tjerë vatror, (Newman & Okal, 1998) (Shi, 2000) (Pérez-Campos & Beroza, 2001)(Prejean & Ellsworth, 2001); (Ide, 2002)(Prieto, Thomson, Vernon, Shearer, & Parker, 2007).

Vlerësimi i parametrave vatror të tërmeteve të Shqipërisë, nga regjistrimi instrumental të tyre, ka nisur me ngritjen e stacionit të parë sizmologjik në Shqipëri në 1968 dhe vazhdoi më intensivisht pas konfigurimit të plotë të rrjetit sizmologjik lokal më 1974. Deri në fillim të dhjetëvjeçarit të fundit regjistrimi sizmologjik ishte analog dhe vlerësimi i parametrave vatrorë në përgjithësi, në praktikën rutinë të përpunimit si dhe në studimet e thelluara, ka qenë empirik.

Analiza spektrale nuk ka mundur të aplikohet për më shumë se 20 vjet monitorim sizmik instrumental, megjithëse tashmë aplikohet gjerësisht në sizmologji. Teknologjia digjitale padyshim që realizoi kthesën e madhe edhe sa i përket përpunimit spektral të formave valore, e vlerësimin e drejtpërdrejt të parametrave të burimeve sizmike. Kalimi në këtë mënyrë instrumentimi ka qenë në fakt i vështirë dhe gradual. Nga ana tjetër përdorimi i sensorëve aktiv e bandëgjërë të përshtatshëm për këtë qëllim, u bë i mundur relativisht vonë. Përfundimisht, problemin e analizës spektrale duke përmbushur kushtin më të domosdoshëm për një vlerësim spektral të parametrave vatrorë dhe për aplikimin e metodave bashkohore të studimit të burimeve sizmike, tashmë përbëjnë bazën e studimit të parametrave fizik në Departamentin e Sizmologjisë në IGJEUM. Aktualisht

instrumentimi për këtë qëllim realizohet nga 10 stacione modern e të pajisur me sensorë aktivë e bandëgjërë.

Nga viti 2003 deri më tani, modernizimi i stacioneve të Rrjetit Sizmologjik Shqiptar, mundësoi regjistrimin e të gjithë tërmeteve me magnitudë $M > 1.5$.

Kalimi nga regjistrimi analog në atë digjital e bandëgjërë shtroi domosdoshmërinë për njohjen dhe aplikimin e metodologjisë spektrale bashkohore për njohjen më të thellë, shumë plafeshe dhe përgjithësimin e karakteristikave të sizmicitetit të Shqipërisë. Nga ana tjetër, për shkak të specifikës që kanë metodat spektrale, kohës që konsumojnë, kufizimeve të imponuara nga vetë madhësia dhe karakteristikat e tërmeteve që popullojnë territorin e vendit tonë, si dhe rritjes së ndjeshme edhe të informacionit parametrik të raportuar nga agjencitë e tjera homologe, ka qenë dhe është konsideruar si i tillë dhe po aq i rëndësishëm edhe përdorimi i të dhënave jo valore për kalibrimin e relacioneve empirik lokal. Këto relacione mundësojnë padyshim një aplikim rutinë e me saktësi të rezultateve të përftuara mbi parametrat fizik vatrorë.

Sa më sipër është subjekt i punës kërkimore që paraqitet nga disertanti në këtë punim modest, rëndësia e të cilit qëndron, përveç faktit që është një ndër të paktat punë me këtë fokus që nga futja e regjistrimit digjital e bandëgjërë në monitorimin sizmologjik në Shqipëri, edhe në përdorimin e një sasi të konsiderueshme të dhënash origjinale. Është treguar që duke u nisur nga një vlerësim direkt i parametrave spektral mund të arrihet në kalibrimin e shkallëve lokale që lidhin këto parametra me karakteristikat si madhësia e tërmeteve apo sforcimi, momenti sizmik, etj. Këto lidhje janë shumë të rëndësishme për një vlerësim cilësor dhe sasior të informacionit sizmologjik, dhe kërkojnë një kalibrim në vazhdimësi, në përputhje me rritjen e sasisë së këtij informacioni. Në këtë këndvështrim, disertacioni që paraqitet do të shërbejë gjithashtu si bazë për një punë që do të thellohet më tej në të ardhmen, në drejtim të përpunimit të informacionit valor për tërmetet e Shqipërisë.

iv. Qëllimi dhe objektivat e disertacionit

Qëllimi kryesor i këtij disertacioni është aplikimi i avancuar dhe gjithëpërfshirës i metodologjisë dhe analizës spektrale për përpunimin e regjistrimeve valore digjitale, kryesisht të regjistruara me anë të rrjetit kombëtar të lëkundjeve të dobëta, për: gjenerimin e spektrave të korrigjuar të zhvendosjes, korrigjimin për ndikimin lokal që modifikon përmbajtjen valore të këtyre spektrave si edhe vlerësimi i parametrave fizik vatror, që karakterizojnë thyerjet tektonike sizmologjike dhe mund të shërbejnë për studimin dhe përgjithësimin e tyre; Një nga objektivat kryesor është kalibrimi i relacioneve parametrike që shkallëzojnë në mënyrë të kalibruar lidhjet ndërmjet parametrave të ndryshëm fizik që karakterizojnë thyerjet tektonike gjeneruese të tërmeteve në Shqipëri; Një objektivi tjetër i rëndësishëm konsiderohet edhe karakterizimi i zonave të thyerjeve tektonike sizmologjike, të konsideruara si “target”, për këtë studim, në mënyrë gjithëpërfshirëse dhe thellësisht sasimore, bazuar në vlerat spektrale dhe ato të përftuara nga relacionet lokale të shkallëzimit të përftuara për këtë qëllim dhe shtjelluar në detaje ë pjesën speciale të këtij punimi. Për të realizuar qëllimin dhe objektivat e mësipërm u përzgjedhën një numër tërmetesh përfaqësues për një periudhe kohore gati 10 vjeçare, duke përfshirë këtu edhe tërmetin e fortë të 26 Nëntorit 2019 ($M_w 6.4$), që pavarësisht ndikimit katastrofik socio-ekonomik, ka një rëndësi të veçantë në aspektin

shkencor si i pari tërmet i fortë i regjistruar instrumentalisht në trajtë digjitale jo vetëm nga Rrjeti Sizmologjik Kombëtar.

1. VËSHTRIM TEORIK MBI FIZIKËN E THYERJEVE TEKTONIKE DHE KARAKTERISTIKAT E TYRE NE TERRITORIN SHQIPTAR

1.1. Thyerjet tektonike dhe mekanizmi i lindjes dhe përhapjes së valëve sizmike.

Thyerjet tektonike janë zona të dobësuar në koren e Tokës të cilat akomodojnë akumulimin e vazhdueshëm të sforcimeve tektonike si rezultat i gjeodinamikës globale. Kur ato janë sizmoaktive ndryshe konsiderohen si burime sizmike, dhe shkaktare të tërmeteve korrespondues. Tërmetet përfaqësojnë një proces shkatërrimi në koren e Tokës. Nga një këndvështrim i përgjithshëm, ata ndodhin kryesisht si rrjedhojë e lëvizjes globale të pllakave tektonike, të cilat ndërtojnë koren e saj. Ato kryejnë lëvizje përkundrejt njëra-tjetrës, herë në mënyrë graduale e të ngadaltë të karakterizuar nga deformime që absorbohen brenda volumit të Tokës, nga vetë materiali gjeologjik që ndërton koren dhe mantelin e saj të sipërm, dhe herë në mënyrë të vrullshme me deformime të cilat tejkalojnë kufirin e qëndrueshmërisë së lëndës duke çliruar energji të konsiderueshme në mënyrë të menjëhershme, gjatë atij procesi që emërtohet tërmet. Metoda më e zhvilluar deri më tani, për të përcaktuar madhësinë e tërmeteve, është matja e fushës elastike valore që lind nga zhvendosja e çastit përgjatë planit të thyerjes aktive. Për të karakterizuar nga pikëpamja sasiore tërmetin është e domosdoshme të analizohet lidhja që ekziston ndërmjet amplitudës dhe frekuencës së valëve sizmike me vetitë e tjera fizike. Vetitë fizike të tërmeteve përshkruhen nga parametrat vatrore të cilët vlerësohen nëpërmjet analizës së fushës valore. Këta parametra klasifikohen nga pikëpamja e përshkrimit dinamik të ecurisë së proceseve në burimin sizmik. Ata mund të shkallëzohen duke bërë të mundur studimin e ndikimit të njërit parametër tek tjetri dhe ndryshimit të këtyre parametrave fizik në lidhje me madhësinë dhe karakteristikat vatrore të vetë tërmetit. Për një proces afatshkurtër si në rastin e një tërmeti pranohet që mjedisi do të reagojë në mënyrë elastike. Si rezultat, tërmeti do të perturbonte fushën e sforcimeve tektonike duke shkaktuar relaksim të tyre në volumin e dhënë shkëmbor S, të kufizuar brenda këtij mjedisi elastik. Përpara ndodhjes së një tërmeti, korja e tokës ndodhet në ekuilibër, që do të përcaktohet nga kushtet kufitare ku përfshihen një zhvendosje fillestare $\vec{u}_0(\vec{r})$ si edhe një shpërndarje fillestare e sforcimit $\sigma_0(\vec{r})$, ku \vec{r} paraqet vektorin e pozicionit të çdo pike brenda volumit. Energjia e plotë potenciale, që përbëhet nga energjia gravitacionale dhe ajo elastike për sistemin në një pikë të zonës S, është W_0 . Në përgjithësi, zhvendosja pranohet të marrë vlera të vogla në mënyrë që të ketë vend aplikimi i teorisë lineare të elasticitetit. Në momentin e lindjes së tërmetit, në çastin t_0 , ndodh shkatërrimi i materialit brenda mjedisit gjeologjik në pikën e dhënë ose në hipoqendrën e tërmetit. Menjëherë kjo zhvendosje do të përhapet në mënyrë kalimtare duke mbartur energjinë elastike sizmike. Thyerja fillestare do të përhapej brenda një volumi shkëmbor të kufizuar që përfaqëson zonën e thyerjes sizmike për tërmetin. Pasi procesi ndalet dhe thyerja nuk është më aktive, vlerat e zhvendosjes dhe sforcimit ndryshojnë në $\vec{u}_1(\vec{r})$ dhe $\sigma_1(\vec{r})$, respektivisht. Energjia e plotë potenciale në këtë pikë do të marrë vlerën W_1 . Kështu, fusha që shkaktonte ndryshimin e energjisë së plotë të mjedisit, pra fusha sizmike është në thelbin e vetë një fushë potenciale pasi ajo do të varet vetëm

nga vlerat e zhvendosjes dhe sforcimit në pikën fillestare dhe në atë përfundimtare (Scholz, 2019).

1.1.1. Sforcimi dhe deformimet tektonike

Lindja dhe përhapja e valëve sizmike në një mjedis heterogjen është një dukuri komplekse. Për të përafëruar sa më mirë konditat reale nevojitet të konsiderohen në mënyrën më të përshtatshme karakteristika fizike si trashësia e shtesave, dendësia dhe veçoritë elastike të modeleve përafëruese, të konsideruar në mënyrë të thjeshtuar si shtresore. Supozimi më i rëndësishëm në lidhje me burimet sizmike dhe lindjen e përhapjen e një ngacmimi sizmik është përdorimi i konceptit të deformimeve elastike për mjedisin gjeologjik kuazi-elastik. Në mjedisin gjeologjik janë pikërisht kontaktet tektonike të ashtuquajtura thyerje tektonike, përgjatë të cilave çlirohet energjia e akumuluar nga lëvizja gjeodinamike globale. Në burimin sizmik dhe në hapësirën e afërt me të, supozimi i deformimit elastik bie, pasi mjedisi pëson deformime mbetëse duke u shkatërruar gjatë tërmetit. Në hapësirën e largët nga burimi sizmik, ose thyerjes përgjegjëse sizmo-aktive, amplituda e valëve sizmike të rrezatuara, zvogëlohet ndjeshëm dhe plotësohet kondita që mjedisi gjeologjik të pësojë deformime elastike, që bëjnë të mundur përhapjen në largësi të energjisë sizmike përmes valëve mekanike tërmetore. Në këtë interval distancash, grimcat e materialit shkëmbor kryejnë lëkundje të thjeshta harmonike, dhe energjia sizmike transmetohet si një tërësi komplekse lëkundjesh valore (Stein dhe Wysseison, 2003).

Valët sizmike lindin dhe përhapen në mënyrë të ngjashme me valëve në një kordë, si rrjedhojë e deformimeve në volumnin e ngurtë të kores dhe mantelit të Tokës, për shkak të veprimt të sforcimeve tektonike. Forcat që veprojnë mbi një trup janë *forcat volumore*, që veprojnë kudo brenda volumnit të trupit, duke rezultuar në një forcë rezultante proporcionale me vëllimin e objektit, dhe *forcat sipërfaqësore*, të cilat veprojnë mbi sipërfaqen e tij, duke ushtruar një forcë rezultante proporcionale me sipërfaqen e trupit. Në këtë rast, në çdo pikë të sipërfaqes, sforcimi është i drejtuar sipas normales mbi sipërfaqen (Figura 1.1). Për rrjedhojë forcat sipërfaqësore, do të veprojnë sipas drejtimeve të ndryshme, (Stein & Wysseison, 2003).

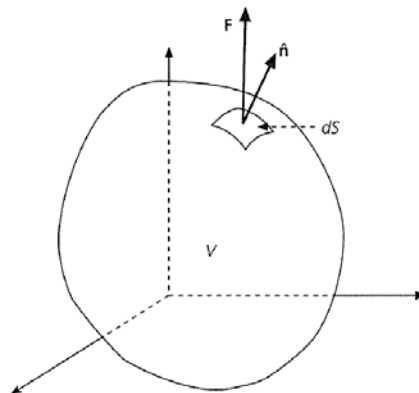


Figura 1.1. Forca sipërfaqësore mbi një element me vëllim V brenda materialit të vazhduar. Forca sipërfaqësore F për shkak të materialit jashtë V vepron mbi çdo element të sipërfaqes dS , e cila ka një vektor njësi normal më drejtim dalës \hat{n} sipas (Stein & Wysseison, 2009).

Forcat sipërfaqësore \mathbf{F} veprojnë mbi çdo element dS të sipërfaqes, vektori njësi normal i të cilit është $\hat{\mathbf{n}}$. Vektorin i forcës së kontaktit \mathbf{T} , i përkufizuar si limiti i raportit të forcës sipërfaqësore me sipërfaqen në çdo pikë të saj, kur sipërfaqja elementare dS tenton drejt zero, ka trajtën (1.1):

$$T(\hat{\mathbf{n}}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{F}{dS} \quad (1.1)$$

\mathbf{T} ka të njëjtin orientim si edhe forca, dhe është funksion i vektorit njësi normal $\hat{\mathbf{n}}$, sepse varet nga orientimi i vetë sipërfaqes (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

Tërësia e forcave sipërfaqësore që veprojnë mbi sipërfaqen që kufizojnë vëllimin përshkruhet nga tre vektorë, që veprojnë secili mbi një sipërfaqe pingul me një nga boshtet koordinative (Fig. 1.2), dhe për pasojë është paralel me planin e kufizuar nga dy boshtet e tjerë. Vektori $\mathbf{T}^{(j)}$ vepron mbi sipërfaqen, normalja e të cilës shtrihet në drejtimin pozitiv $\hat{\mathbf{e}}_j$. Përbërëset e vektorëve të forcës së kontaktit janë $T_i^{(j)}$, ku indeksi i sipërm (j) tregon sipërfaqen dhe indeksi i poshtëm (i) tregon përbërësen.

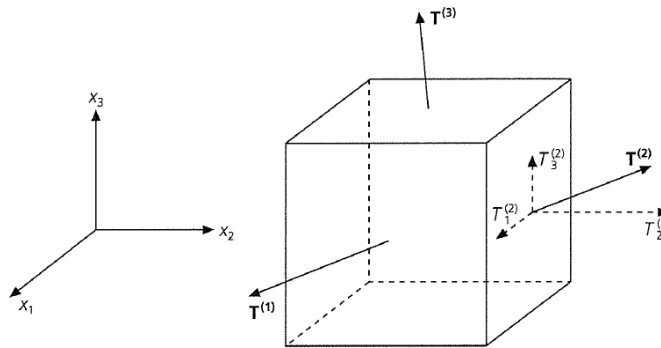


Figura 1.2. Vektorët e forcës së kontaktit që veprojnë mbi faqet e një elementi vëllimor që janë pingul me boshtet koordinative sipas (Stein & Wysseison, 2003). Indeksi sipër T tregon drejtimin ndaj faqes mbi të cilën vepron T . Janë shfaqur tre përbërëset $T_i^{(2)}$.

Ky komplet prej nëntë termash që përshkruan forcat sipërfaqësore mund të grupohet në *tenzorin e tensionit* σ_{ji} . Rreshtat e tenzorit janë tre vektorët e forcës së kontaktit (Stein & Wysseison, 2003):

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T^{(1)} \\ T^{(2)} \\ T^{(3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{pmatrix} \quad (1.2)$$

$$\sigma_{ji} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (1.3)$$

Tenzori i tensionit paraqet vektorin \mathbf{T} që vepron mbi çdo sipërfaqe brenda mjedisit. Ky tenzor lidhet me tërheqjen dhe vektorët normal sipas relacionit

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ji} n_j = \sigma_{ji} n_j \quad (1.4)$$

ku forma e fundit përdor marrëveshjen e indekseve që indeksi i përsëritur nënkupton shumë. Meqë ky ekuacion jep tërheqjen mbi një sipërfaqe të çfarëdoshme, tenzori i tensionit përshkruan forcat sipërfaqësore që veprojnë mbi çdo vëllim brenda materialit (Stein & Wysseison, 2003).

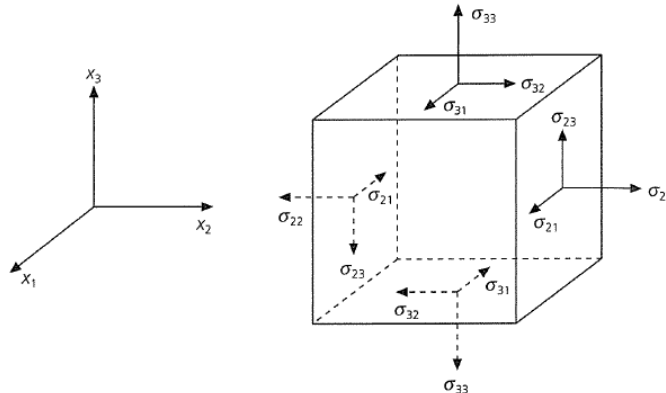


Figura 1.3. Drejtimi i përbërësve pozitivë të tensionit për një vëllim me faqe pingul me boshtet koordinative sipas (Stein & Wysession, 2009). σ_{ji} është përbërësja e tensionit që vepron në drejtimin \hat{e}_i mbi faqen me normale të drejtuara jashtë në drejtimin \hat{e}_j .

Tre përbërëset diagonale të tenzorit të tensionit, σ_{11} , σ_{22} , dhe σ_{33} , njihen si tensionet normale dhe gjashtë përbërëset jashtë diagonales quhen tensionet e rrëshqitjes. Përbërëset korresponduese të vektorit të forcave të kontaktit quhen komponente normale dhe të rrëshqitjes. Figura 1.3 tregon se tensionet normale pozitive tentojnë të zgjerojnë vëllimin, ndërsa tensionet normale negative e zvogëlojnë atë. Në këtë mënyrë vlerat pozitive të komponentëve normale i korrespondojnë *tensionimit*, ndërsa vlerat negative i korrespondojnë *ngjeshjes*. Në shumicën e pikave brenda tokës, për shkak se materiali është nën ngjeshje nga pesha e mbivendosur, përbërëset normale të tensionit janë negative. Si rrjedhim zakonisht flitet për “tensionin maksimal të ngjeshjes”, vlera më e madhe negative në vlerë absolute, dhe për “tensionin minimal të ngjeshjes”, më pak negative dhe në vlerë absolute më të vogël (Stein & Wysseison, 2003). Një karakteristikë e rëndësishme e tenzorit të tensionit është se ai është simetrik,

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}. \quad (1.5)$$

Konsiderojmë momentin e përdredhjes τ_3 sipër boshtit x_3 mbi një material drejtkëndësh me faqe dx_1 , dx_2 , përgjatë boshteve koordinative (figura 1.4). Nëse moment përdredhës është zero, moment këndor i bllokut mbetet konstant, pra blloku nuk do të fillojë të rrotullohet (Stein & Wysseison, 2003).

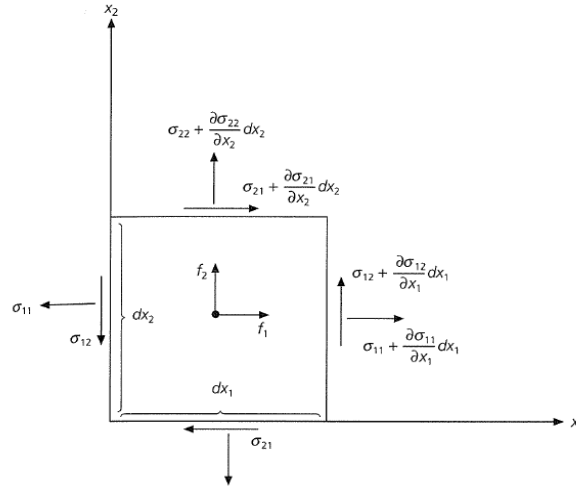


Figura 1.4. Momentet rrotulluese orare dhe antiorare rreth boshtit x_3 mbi një katror për shkak të përbërëseve të tensionit dhe forcave volumore. Nëse tenzori i tensionit nuk do të ishte simetrik, $\sigma_{12} = \sigma_{21}$, do të kishim lindjen e një force neto marrë nga (Stein & Wysseison, 2003).

Mungesa e momentit të përdredhjes $\sigma_{12} = \sigma_{21}$. I njëjti argument përdoret për momentin e përdredhjes edhe për dy boshtet e tjera ku $\sigma_{13} = \sigma_{31}$ dhe $\sigma_{23} = \sigma_{32}$. Si rrjedhim, dhe pse tenzori i tensionit ka nëntë përbërëse, vetëm tre normalët dhe tre nga gjashtë komponente e rrëshqitëset janë të pavarura (Stein & Wysseison, 2003). Meqenëse tenzori i tensionit është simetrik ne zakonisht e shkruajmë ekuacionin 1.4 si

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ij} n_j = \sigma_{ij} n_i \quad (1.6)$$

ose në terma vektorësh dhe jo përbërësesh,

$$T = \sigma \hat{n} \quad (1.7)$$

Tenzori i sforcimeve përshkruan marrëdhënien midis vektorëve të tërthor dhe vektorëve normal, dhe është një operator me dy indekse që ka karakteristika të ngjashme me ato të vektorëve. Vektorët janë operatorë që janë të pavarur nga sistemi koordinativ, kështu që ligjet fizike të shkruajtura duke përdorur vektorë nuk varen nga sistemi koordinativ dhe mund të analizohen duke përdorur çdo sistem koordinativ të përshtatshëm. Tenzorët janë operatorë të ngjashëm (Stein & Wysseison, 2003).

Për të gjetur tensionet kryesore ne përdorim konceptet e vlerave vetjake dhe vektorëve vetjak. Përbërëset prerëse të tërheqjes do të jenë zero nëse vektorët tërheqës dhe normal janë paralel, në mënyrë që ata të ndryshojnë vetëm me një konstante shumëfishimi λ .

$$T_i = \sigma_{ij} n_j = \lambda n_i \quad (1.8)$$

Rrënjët λ të janë vlerat e veta ose tensionet kryesore, të shënuara σ_m , që zakonisht renditen në rend zbritës $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. Në gjeologji, atje ku tensionet janë të gjitha negative (ngjeshëse), ne zakonisht i rendisim tensionet kryesore nga magnituda, pra $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| \geq |\sigma_3|$. Çdo vlerë e vetë me pas zëvendësohet në ekuacionin 1.14 për të gjetur përbërëset e vektorit

të vetë të lidhur $\hat{n}^{(m)}$. Për shkak se tenzori i tensionit është simetrik, tre vektorët e vetë janë automatikisht ortogonale nëse rrënjët janë të ndryshme, pra ka tre sipërfaqe përkatësisht pingule mbi të cilat nuk ka tërheqje tangjenciale. Edhe nëse ka rrënjë të shumëfishta, ka gjithmonë mundësi për të gjetur vektorin ortogonal $\hat{n}^{(m)}$ (Stein & Wysseison, 2003).

Boshtet kryesore të tensioneve janë pingul dhe mund të përdoren si vektorë bazë për një sistem koordinativ të dobishëm në të cilin tenzori i tensionit është diagonal. Për të transformuar vektorët në këtë sistem të ri koordinativ, përdorim një matricë rrotullimi rreshtat e të cilës janë përbërëset e vektorëve bazë të sistemit të ri koordinativ të shkruajtura sipas sistemit të vjetër koordinativ. Dhe ky tenzor tani, si dhe tenzori i tensionit në sistemin e ri koordinativ tashmë është diagonal,

$$\sigma' = A\sigma A^T = \Lambda, \quad \sigma'_{ij} = \sigma_i \delta_{ij}, \quad (1.9)$$

ku shuma sipas i nuk është e përfshirë (Stein & Wysseison, 2003).

1.1.1.1. Tensioni maksimal prerës dhe shkëputja

Një aplikim i rëndësishëm sizmologjik i tensioneve kryesore është që teoria më e thjeshtë mbi frakturën e shkëmbit parashikon që thyerja do të ndodhë në planin në të cilin tensioni prerës është më i lartë. Dhe pse kjo nuk është plotësisht e vërtetë, ajo jep njohuri të thella në lidhjen midis orientimit të thyerjes dhe tektonikës rajonale. Planin me tension prerës maksimal gjendet duke përdorur tenzorin e tensionit të diagonalizuar. Magnituda në katror e tërheqjes normale mbi sipërfaqen është $(\mathbf{T} \cdot \hat{\mathbf{n}})^2 = (T_i n_i)^2$, pra duke përdorur gjeometrinë trekëndore (Figura 1.5), magnituda në katror e τ , tërheqja tangjenciale përgjatë sipërfaqes mund të shkruhet si funksion i përbërëseve të vektorit normal (Stein & Wysseison, 2003)

$$\begin{aligned} \tau^2(n_1, n_2, n_3) &= T_i T_i - (T_i n_i)^2 \\ &= (\sigma_1 n_1)^2 + (\sigma_2 n_2)^2 + (\sigma_3 n_3)^2 - (\sigma_1 n_1^2 + \sigma_2 n_2^2 + \sigma_3 n_3^2). \end{aligned} \quad (1.10)$$

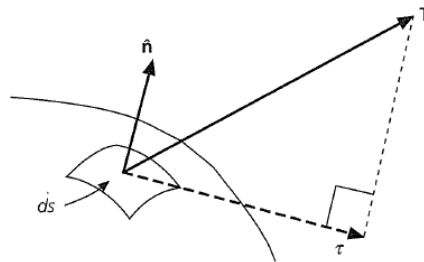


Figura 1.5. Vektori i tërheqjes T që vepron mbi sipërfaqen dS , i shpërbërë në dy përbërëse. Tërheqja normale është paralel me normalen $\hat{\mathbf{n}}$, ndërsa τ është tërheqja tangjenciale paralel me sipërfaqen marrë nga (Stein & Wysession, 2009).

Kjo shprehje na lejon neve të gjejmë plane të karakterizuar nga vektorët e tyre normalë $\hat{\mathbf{n}}$ në të cilët τ^2 ka maksimum. Në maksimumin e τ^2 , derivatet e tij në lidhje me n_1 dhe n_2 janë zero dhe duke marrë vlerat për $n_1 = 0$, në këtë rast $n_2^2 = 1/2$ kënaq ekuacionin e dytë sepse termi në kllapa është zero. Për këto vlera $n_3^2 = 1/2$, gjendet një plan me vektor normal $\hat{\mathbf{n}} = (0, 1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2})$. Një plan i dytë gjendet duke caktuar $n_2 = 0$,

kështu që marrim $\hat{n} = (1/\sqrt{2}, 0, 1/\sqrt{2})$. Duke eliminuar n_1 nga ekuacioni 1.9 duke përdorur metodën e përdorur për n_3 gjenden dy zgjidhje të ngjashme që mund të zgjidhen për zgjedhjen e tretë $\hat{n} = (1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}, 0)$.

Secili prej këtyre planeve ndan më dysh këndin 90° ndërmjet një çifti boshtesh kryesore të tension. Për shkak se dy plane të tillë mund të përcaktohen për secilin çift boshtesh, ka edhe zgjidhje të tjera.

Për të gjetur vlerën e τ^2 si një funksion i \hat{n} rishkruhet ekuacioni 1.9

$$\tau^2(n_1, n_2, n_3) = n_1^2 n_2^2 (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + n_2^2 n_3^2 (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + n_1^2 n_3^2 (\sigma_1 - \sigma_3)^2. \quad (1.11)$$

Ky ekuacion tregon se nga tre maksimumet lokale të mundshme të tërheqjes tangjenciale, vlera më e madhe është $\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$, edhe pse planet e maksimumeve të tensionit prerës janë ndërmjet boshteve të tensionit kryesor maksimal $(1,0,0)$ dhe minimal $(0,0,1)$, dhe përmbajnë boshtin kryesor të tensionit të ndërmjetëm. Derivatet janë gjithashtu zero në minimume lokale, duke i korresponduar boshteve kryesore të tensionit ku $\tau^2 = 0$.

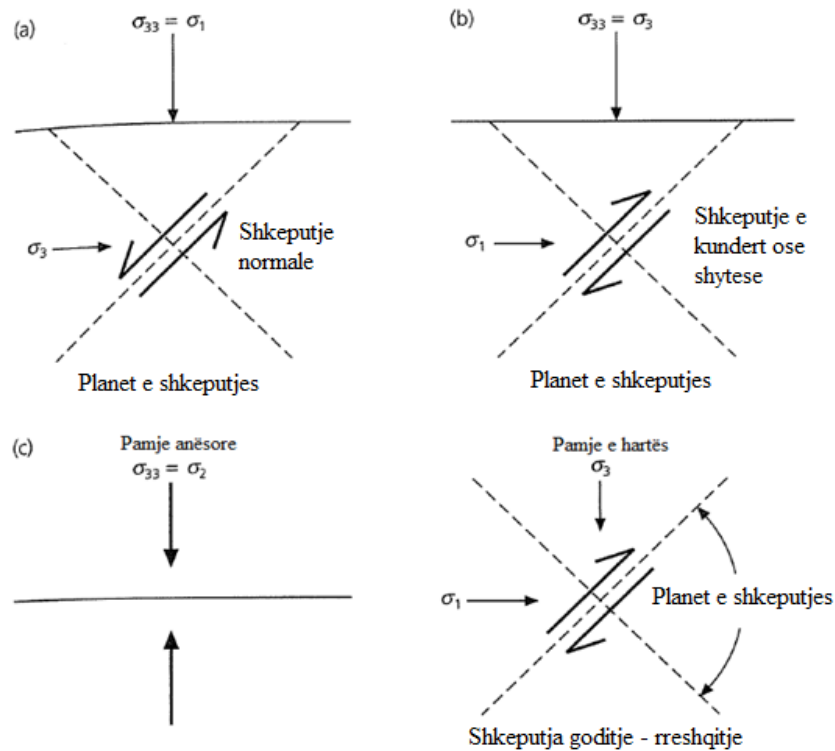


Figura 1.6. Fushat e tensionit të shoqëruara me tre tipet e thyerjeve, duke supozuar se tërmetet ndodhin në një plan tensioni maksimal prerës. Shkëputjet (a) normale, (b) të kundërta, dhe (c) goditje – rrëshqitje, përfshijnë orientime të ndryshme të tensioneve kryesore sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 2009).

Eksperimentet mbështesin idenë se thyerja kontrollohet nga tensioni prerës, por në një mënyrë më të ndërlikuar në mënyrë të tillë që plani i thyerjes është shpesh rreth 25° , dhe jo 45° , nga drejtimi i tensionit kryesor maksimal (Stein & Wysseison, 2003).

Tre gjeometritë bazë të thyerjes – goditje – rrëshqitje, normale, dhe shtyrje – lidhen me boshtet e tensionit. Nëse boshti kryesor vertikal është boshti më ngjeshës thyerja zhytet në 45° dhe ndodh thyerja normale. Por nëse boshti kryesor vertikal është më pak ngjeshës gjeometria e thyerjes është e njëjtë por ndodh thyerja *e kundërt* ose *shtytëse*. Kur tensioni kryesor vertikal është tensioni kryesor i ndërmjetëm ndodh lëvizja goditje – rrëshqitje në një plan thyerje 45° nga tensioni kryesor maksimal. Kështu gjeometria e thyerjeve mund të hartohet gjeologjikisht ose mund të nxirret nga sizmogramat e tërmeteve, mund të përdoret për të studiuar orientimet e tensionit. Ky model ka kufizime, veçanërisht sepse tërmetet shpesh ndodhin në thyerje ekzistuese. Megjithatë, ky trajtim është i dobishëm, veçanërisht kur integrohet me metoda të tjera të vlerësimit të drejtimit të tensionit (Shearer, Introduction to Seismology, 2009).

Tensione të mëdha ngjeshëse ndodhin në thellësi të tokës për shkak të peshës së shkëmbit që ndodhet sipër. Është e leverdishme në shumë aplikime të heqësh efektin e tensionit të përgjithshëm ngjeshës dhe të konsiderojmë vetëm deviacionet nga ai. Kështu ne llogarisim *tensionin mesatar* si 1/3 e shumës së tensionit normal, gjurmës së tenzorit të tensionit. Tensionin mesatar mund të lidhet me tensionet kryesore për shkak se gjurma e tenzorit të tensionit është i pavarur nga sistemi koordinativ.

Tensionin mesatar kështu mund të shkruhet në terma të gjurmës së diagonalizuar të tenzorit të tensionit

$$M = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3 \quad (1.12)$$

si 1/3 e shumës së tensioneve kryesore. Tenzori i tensionit devijues përcaktohet duke hequr efektin e tensionit mesatar

$$D_{ij} = \sigma_{ij} - M\delta_{ij}$$

$$D = \begin{pmatrix} \sigma_{11} - M & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - M & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - M \end{pmatrix} \quad (1.13)$$

Kështu kur tensionet kryesore janë të mëdhenj dhe pothuaj të barabartë tenzori i tensionit devijues heq efektin e tyre dhe tregon gjendjen e tensionit mbetës. Tenzori i tensionit devijues mund të diagonalizohet dhe ka boshte të njëjta kryesore si tenzori i tensionit (Stein & Wysseison, 2003).

Ky koncept është i rëndësishëm në diskutimin e proceseve në tokë sepse tensionet devijuese rezultojnë nga forcat tektonike dhe shkaktojnë shkarje nga tërmetet dhe efekte të përhapjes së valëve si anizotropia. Në thellësi më të mëdha se disa kilometra ne shpesh ekziston një gjendje *litostatike* e tensionit ku tensionet normale janë pothuaj sa shtypja e materialit që ndodhet sipër dhe tensionet devijuese janë zero. Shtypja shkakton ngjeshje dhe kështu vlera negative të tensioneve kryesore. Nëse gjendja e tensionit në thellësi është litostatike, tensionin mesatar është i barabartë me shtypjen negative. Për shkak se ekziston tensioni devijues, kjo marrëdhënie është e përafërt por gjithsesi e dobishme sepse tensionin mesatar zakonisht mendohet se është shumë më i madh se tensionin devijues (Stein & Wysseison, 2003).

1.1.1.2. Deformimet vatrore

Nëse tensionet aplikohen mbi një trup që nuk është i ngurtë, pika brenda tij lëvizin në lidhje me njëra tjetrën, që rezultojnë në deformim. *Tenzori i sforcimit* përshkruan deformimin që vjen nga lëvizja diferenciale brenda trupit (Stein & Wysseison, 2003).

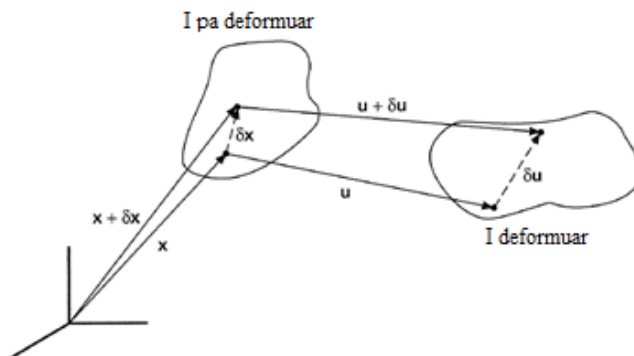


Figura 1.7. Gjeometria që tregon sesi lind deformimi nga zhvendosja relative δu ndërmjet dy pika që në fillim ishin ndarë me distancën δx nga (Stein & Wysseison, 2003).

Marrim në konsideratë një element të një materiali të ngurtë brenda të cilit kanë ndodhur zhvendosjet $\mathbf{u}(\mathbf{x})$. Nëse një pikë, fillimisht në \mathbf{x} , zhvendoset me \mathbf{u} (Figura 1.7), ne e përshkruajmë zhvendosjen e një pike afër saj që në fillim ishte në $\mathbf{x} + \delta \mathbf{x}$ duke shpalosur përbërësit e vektorit të zhvendosjes në një seri të Tejlorit, Edhe pse ne jemi të interesuar për deformimin që shtrembëron trupin, gjithashtu mund të ndodhë një rrëshqitje e trupit të ngurtë ose rrotullim i trupit të ngurtë, dhe secila prej tyre nuk prodhon deformim. Për të dalluar këto efekte ne i shtojmë dhe i zbresim $\partial u_j / \partial x_i$ derivatit të zhvendosjes dhe pastaj e ndajmë në dy pjesë

$$\delta u_i = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_j + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_j = (e_{ij} + \omega_{ij}) \delta x_j. \quad (1.13)$$

Termi ω_{ij} i korrespondon rrotullimit të trupit pa deformim.

Termi tjetër në ekuacionin 1.13, e_{ij} , është tenzori i deformimit, një tenzor simetrik që përshkruan deformimin e brendshëm. Përbërësit e tenzorit të tij

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{pmatrix} \quad (1.14)$$

janë derivate hapësinore të fushës së zhvendosjes $\mathbf{u}(\mathbf{x})$, Nëse fusha e zhvendosjes nuk ndryshon, derivatet e tij janë zero, pra nuk ka deformim, thjesht një rrëshqitje e trupit të ngurtë (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

Përbërësit e tenzorit të deformimit janë pa përmasa sepse ato kanë njësi të gjatësisë pjesëtuar me gjatësi. Përbërësit janë dy llojesh. Përbërësit diagonale tregojnë sesi

ndryshon zhvendosja në drejtimin e boshtit koordinativ përgjatë atij boshti. Për shembull, nëse zhvendosja ndodh vetëm në drejtimin x_1 ($u_2 = 0, u_3 = 0$) dhe u_1 ndryshon vetëm në atë drejtim, atëherë termi jo zero në tenzor është e_{11} . Zgjatimet ndodhin përgjatë boshtit x_1 nëse $\partial u_1 / \partial x_1 > 0$ (figura 8a), ndërsa tkurrje ndodh kur ai raport është negativ (figura 1.8b). Nëse e_{11} do të ishte konstant brenda materialit, do të barazonte ndryshimin në gjatësi për njësi të gjatësisë përgjatë boshtit x_1 . Termat e tjerë diagonalë, e_{22} dhe e_{33} , përfaqësojnë sforcime të ngjashme përgjatë boshteve të tyre koordinative. Përbërësit jashtë diagonales përshkruajnë ndryshimet përgjatë një boshti koordinativ zhvendosjeje në një drejtim tjetër. Një rast i thjeshtë (figura 8c) ndodh kur $u_1 \neq 0$, por u_1 ndryshon vetëm përgjatë boshtit x_2 , ndaj e_{12} dhe e_{21} janë jo zero. Në varësi të vlerave relative të derivateve, përbërësit e sforcimit përshkruajnë deformime të ndryshme (Stein & Wyssession, 2003).

Tenzori i deformimit mund të karakterizohet nga vektorët e vetë, boshtet kryesore të sforcimit, dhe vlerat e veta shoqëruese, deformimet kryesore. Tenzori i deformimit është diagonal kur shprehet në një sistem koordinativ vektorët bazë e të cilit janë boshtet kryesore të sforcimit. Gjurma ose shumta e termave diagonalë të tenzorit të sforcimit,

$$\theta = e_{11} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = \nabla \cdot \mathbf{u}, \quad (1.15)$$

njohur si *zgjjerimi*, barazon divergjencën e fushës së zhvendosjes $\mathbf{u}(\mathbf{x})$ (Stein & Wyssession, 2003).

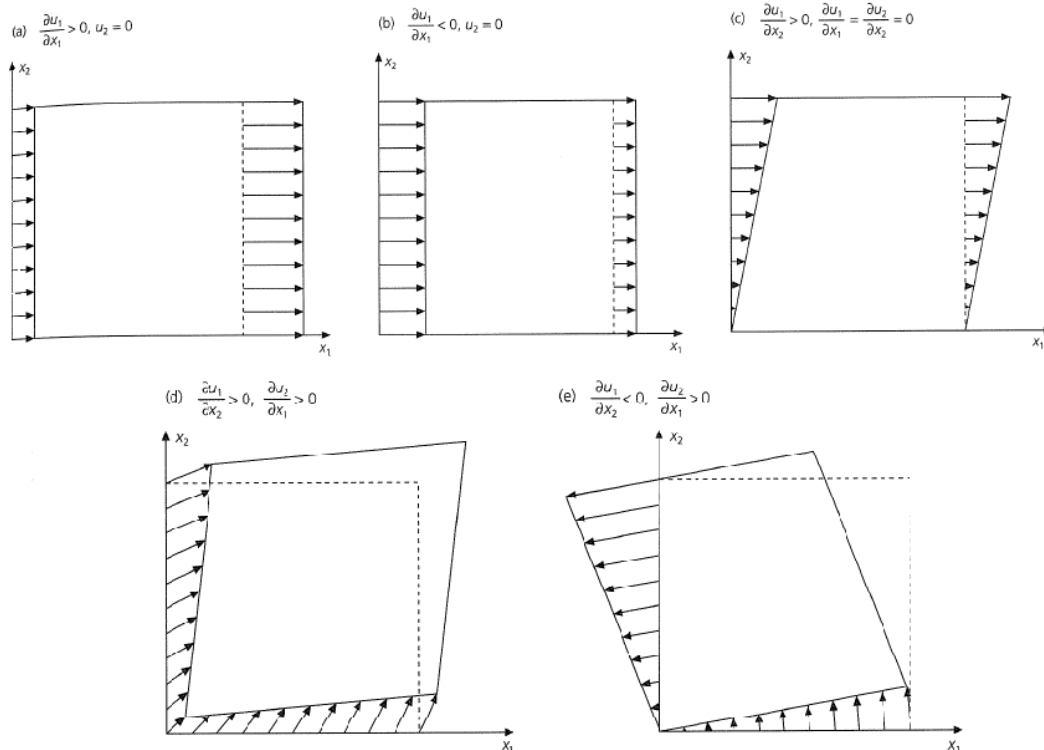


Figura 1.8. Disa deformime të mundshme për një element dy përmasor sipas (Stein & Wyssession, 2009).

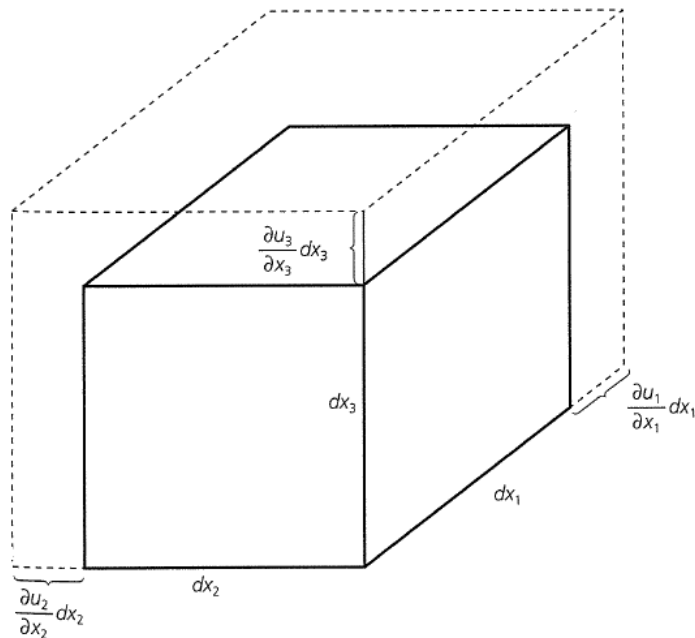


Figura 1.9. Ndryshimi në vëllim i një blloku të vogël materiali me faqe pingul me boshtet koordinative, për shkak të sforcimeve kryesore. Ndryshimi i pjesshëm në vëllim është zgjerimi, shuma e sforcimeve kryesore nga (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

Zgjerimi ka një domethënie fizike sepse jep ndryshimin e vëllimit në njësi të vëllimit të shoqëruar me deformimin. Kështu, nëse përcaktojmë vëllimin fillestar si $V = dx_1 dx_2 dx_3$,

$$V + \Delta V = (1 + \theta)V, \quad \text{pra } \theta = \Delta V/V, \quad (1.16)$$

dhe zgjerimi është ndryshimi i vëllimit në njësi të vëllimit (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

Ia vlen të shënohet se tenzorin e sforcimit këtu është në koordinata Karteziane. Ky tenzor është më i ndërlikuar kur formulohet në sisteme të tjera koordinative sepse përfshin derivatet hapësinore të vektorëve bazë.

1.1.1.3. Ekuacionet themelore

Materiale të ndryshme reagojnë ndryshe ndaj një tensioni të aplikuar. Për një tension të dhënë, një material më i ngurtë përgjigjet me sforcime më të vogla sesa ato që ndodhin në një material më pak të ngurtë. Lidhja ndërmjet tensionit dhe sforcimit jepet nga ekuacionet themelore të materialit.

Tipet më të thjeshta të materialeve janë materialet *linearisht elastike*, kështu që ka një lidhje lineare ndërmjet tenzorëve të tensionit dhe të sforcimit. ne do të shohim se kur toka silltet si linearisht elastike ajo çon në lindjen e valëve sizmike. Elasticiteti linear është i vlefshëm për hapësirën e shkurtër kohore të përfshirë në përhapjen e valëve sizmike, por jo për hapësira më të gjata kohore. Në hapësira kohore prej mijëra vitesh ose më të gjata, toka rrjedh si një lëng i trashë.

Duke supozuar se materiali është elastik, ne gjithashtu supozojmë se zhvendosjet nga një gjendje fillestare e vetvetishme janë të vogla. Ky supozim, i njohur si *teoria e sforcimit pambarimisht të vogël*, është përgjithësisht e vlefshme për valët sizmike. Për shembull, një valë trupore mund të ketë një zhvendosje të rendit të 10 mikronëve, dhe një gjatësi vale të rendit të 10 kilometrave. Duke shprehur të gjitha sasi të metra, sforcimi rezultat është rreth $(10^{-5}/10^4) = 10^{-9}$, sigurisht mjaft e vogël që teoria pambarimisht e vogël të jetë e vlefshme. Gjithsesi, për sforcime më të mëdha se rreth 10^{-4} , marrëdhënia lineare ndërmjet tensionit dhe sforcimit dështon. Kjo ndodh në rajone të mantelit të tokës nën presione shumë të larta, ose kur shkëmbinjtë thyhen gjatë një tërmeti (Stein & Wysseison, 2003).

Tensioni dhe sforcimi për një material linearisht elastik lidhen nga një ekuacion themelor i quajtur *ligji i Hukut* (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl}, \quad (1.17)$$

i shkruajtur këtu duke përdorur marrëveshjen e shumë orëve. Konstantet c_{ijkl} , *moduli i elasticitetit*, përshkruan karakteristikat e materialit. Për të kuptuar sesi moduli i elasticitetit ndikon ekuacionin e lëvizjes shkruajmë këtë ekuacion duke përdorur faktin se sforcimet janë derivate të zhvendosjes dhe nxjerrim ekuacionin e lëvizjes në terma të zhvendosjes,

$$\sigma_{ij,j}(x, t) + f_i(x, t) = (c_{ijkl}u_{k,l})_j(x, t) + f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (1.18)$$

Kështu moduli i elasticitetit kontrollon sesi zhvendosja zhvillohet me kohën dhe hapësirën në përgjigje të një force të aplikuar, dhe kështu përcakton shpejtësinë e valëve sizmike.

Moduli i elasticitetit c_{ijkl} formon një tenzor shumë të komplikuar. Ai ka katër indekse dhe lidh tenzorët e tensionit dhe të sforcimit, secili prej të cilëve ka dy indekse. Kjo është analoge me mënyrën sesi tenzori i tensionit, me dy indekse, lidhet me vektorët normalë dhe të tërheqjes, secili me nga një indeks. Për shkak se secili prej indekseve kanë një rang nga 1 në 3, c_{ijkl} ka 3^4 , pra 81, përbërëse. Fatmirësisht, numri i përbërëseve të pavarura reduktohet nga konsideratat e simetrisë. Bazuar në idenë energjisë së sforcimit redukton numrin e përbërëseve të pavarura që e karakterizojnë një mjedis të përgjithshëm elastik në 21 (Stein & Wysseison, 2003).

Materiali brenda tokës ka të njëjtat karakteristika fizike pavarësisht orientimit, që njihet si *izotropi*. Për një material izotrop, c_{ijkl} ka simetri të mëtejshme, kështu që ka vetëm dy module elasticiteti të pavarura që mund të përkufizohen në mënyra të ndryshme. Një çift i dobishëm janë konstantet Lamé λ dhe μ , që përkufizohen në mënyrë të tillë që

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}). \quad (1.19)$$

Në terma të konstanteve Lamé, ekuacioni themelor (ekuacioni 1.17) për një material izotrop shkruhet

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk} \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (1.20)$$

ku θ është zgjerimi. Kështu për shembull $\sigma_{11} = \lambda \theta + 2\mu e_{11}$, dhe $\sigma_{12} = 2\mu e_{12}$. Ne do të përdorim këtë relacion themelor për të studiuar valët sizmike më tej. Gjithashtu do të

shohim se shpejtësitë e valëve sizmike varen nga moduli i elasticitetit, kështu që në një material izotrop shpejtësitë e valëve sizmike nuk varen nga drejtimi në të cilin ato përhapen. Devijimi nga izotropia ndodhin në shume pjesë të tokës, në mënyrë të ndjeshme në litosferën oqeanike dhe në bazën e mantelit të tokës (Stein & Wysseison, 2003) .

Edhe pse c_{ijkl} përshkruan në mënyrë të plotë sjelljen e një materiali elastik ajo është e vështirë të përfytyrohet. Kjo është gjithashtu e vërtetë për konstanten Lamé λ . Në dallim, konstantja μ , e quajtur *fortësia* ose *moduli prerës*, ka një interpretim të thjeshtë fizik. Marrim në konsideratë përgjigjen e një trupi elastik izotropik ndaj një tensioni prerës të aplikuar σ_{12} . Në këtë rast rezulton vetëm një sforcim prerës $e_{12} = \sigma_{12}/2\mu$. Kështu përgjigja ndaj prerjes përshkruhet nga fortësia. μ duhet të jetë e ndryshme nga zero kështu që kuptimi i sforcimit të jetë i qëndrueshëm me tensionin e aplikuar (si në 1.8c). Një material me një μ të madhe është goxha i fortë dhe i përgjigjet një tensioni të dhënë me një sforcim të vogël. Në kundërshtim të kësaj, një tension prerës i dhënë prodhon një sforcim më të madh në një material me fortësi më të vogël. Një material në të cilin μ është zero nuk mund të durojë tensionet prerëse dhe i korrespondon një lëngu perfekt, me viskozitet zero. Në një lëng të tillë, tenzori i tensionit është diagonal në çdo sistem koordinativ dhe presioni barazon tensionin mesatar negativ. Dhe pse lëngjet perfekte nuk ekzistojnë, oqeani përgjithësisht mund të konsiderohet i tillë për valët sizmike që bien mbi dyshemenë e oqeanit. Në mënyrë akoma më të habitshme, lëngu i hekurit të nxehtë që mendohet se vesh bërthamën e jashtme të tokës mund të përshkruhet si një lëng ideal për qëllime sizmologjike (Shearer, Introduction to Seismology, 1999) .

Konstantet e tjera elastike që mund të përkufizohen në terma të eksperimenteve të thjeshta janë shpesh të dobishme. *Pangjeshmëria*, ose *moduli i korpusit*, K . Moduli i korpusit kështu është raporti i presionit të aplikuar fraksionit të ndryshimit të vëllimit që rezulton:

$$K = -\frac{dP}{d\theta} = \lambda + \frac{2}{3}\mu. \quad (1.21)$$

Termi *pangjeshmëri* është me vend sepse sa më e madhe vlera e K , aq më e vogël është ndryshimi i vëllimit i prodhuar nga një presion i dhënë. K është më e madhe sesa zero, sepse përndryshe objektet do të zgjeroheshin kur ngjeshen. Në një lëng ideal, $K = \lambda$, kështu që në këtë rast λ ka një interpretim të thjeshtë fizik (Stein & Wysseison, 2003) .

Dy konstante të tjera elastike përkufizohen duke tërhequr materialin përgjatë vetëm një boshti, duke e çuar në një gjendje tensioni të quajtur *tension njëboshtor*. Nëse tensioni aplikohet përgjatë boshtit x_1 , atëherë sipas ekuacionit 1.38,

$$\begin{aligned} \sigma_{11} &= (\lambda + 2\mu)e_{11} + \lambda e_{22} + \lambda e_{33} \\ \sigma_{22} &= 0 = \lambda e_{11} + (\lambda + 2\mu)e_{22} + \lambda e_{33} \\ \sigma_{33} &= 0 = \lambda e_{11} + \lambda e_{22} + (\lambda + 2\mu)e_{33} \end{aligned} \quad (1.22)$$

Duke zbritur dy ekuacionet e fundit tregohet se $e_{22} = e_{33}$, kështu që

$$e_{22} = e_{33} = -\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}e_{11} = -\nu e_{11} \quad (1.23)$$

ku ν , përkufizuar si *raporti i Puasonit*, jep raportin e tkurrjes përgjatë dy boshteve të tjera në lidhje me zgjatimin përgjatë boshtit ku u aplikua tensioni. Duke zëvendësuar në rreshtin e parë në ekuacionin 1.23 marrim

$$\frac{\sigma_{11}}{e_{11}} = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} = E \quad (1.24)$$

ku E quhet *moduli i Jungut*, raporti i tensionit tërheqës ndaj sforcimit zgjatës (Shearer, Introduction to Seismology, 2009).

Konstantet E , ν , dhe K përdoren shpesh në inxhinieri sepse ato maten lehtë me eksperimente të thjeshta. Gjithsesi, për një përhapje sizmike, λ , μ , dhe ndonjëherë K janë konstante më natyrore. Shumë probleme sizmologjike thjeshtësohen duke supozuar se $\lambda = \mu$. Një material i tillë, i quajtur i *ngurti i Puasonit*, shpesh është një përafrim i mirë për tokën. Në këtë rast, raporti i Puasonit është 0.25, moduli i Jungut $e = (5/2)\mu$, dhe moduli i korpusit $K = (5/3)\mu$ (Stein & Wysseison, 2003).

1.1.2. Gjeometria dhe mekanizmi i burimeve sizmike

Tërmetet mund të idealizohen si lëvizje përgjatë një shkëputjeje plane me një orientim të dhënë. Plani i shkëputjes përkufizohet nga goditja e tij (φ , azimuti nga veriu ku ai pret një sipërfaqe horizontale) dhe nga zhytja (δ , këndi nga horizonti). Për thyerje jo vertikale, blloku i poshtëm quhet "muri i poshtëm" kurse blloku i sipërm është "muri i sipërm". Vektori i rrëshqitjes përkufizohet nga lëvizja e murit të sipërm në lidhje me murin e poshtëm. Këndi i rrëshqitjes¹ λ , është këndi ndërmjet vektorit të rrëshqitjes dhe goditjes. Lëvizja sipër e murit të sipërm quhet shkëputje e kundërt ndërsa lëvizja e tij për poshtë quhet shkëputje normale. Shkëputja e kundërt në shkëputje me kënde zhytjeje më të vegjël se 45° quhet shkëputje shtytëse. Në përgjithësi, shkëputjet e kundërta përfshijnë ngjeshje horizontale në drejtimin vertikal me goditjen e shkëputjes ndërsa shkëputjet normale përfshijnë zgjatim horizontal. Lëvizja horizontale ndërmjet sipërfaqeve të shkëputjes quhet goditje – rrëshqitje (strike – slip) dhe lëvizja vertikale quhet zhytje – rrëshqitje (dip – slip). Për të përkufizuar rrëshqitjen për një shkëputje vertikale, muri i sipërm supozohet të jetë në të djathtë për

¹ Më poshtë këndit të rrëshqitjes do i referohemi vetëm si rrëshqitje

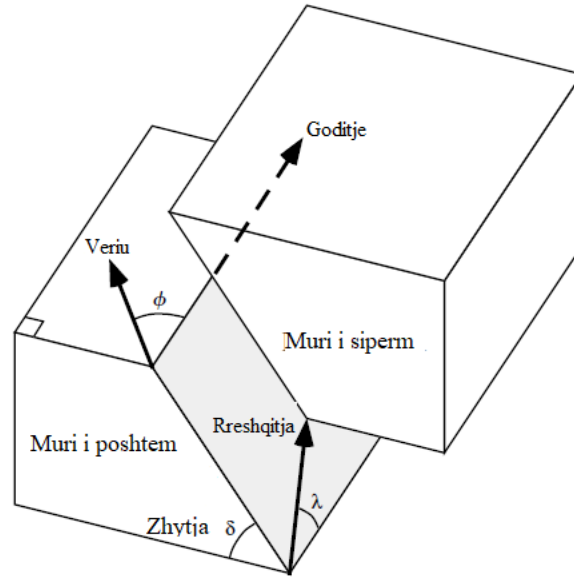


Figura 1.10. Një shkëputje plane përcaktohet nga goditja dhe zhytja e sipërfaqes së shkëputjes dhe nga drejtimi i vektorit të rrëshqitjes sipas (Lay & Wallace TC., 1995).

një vëzhgues që shikon në drejtimin e goditjes. Në këtë rast $\lambda = 0^\circ$ për një thyerje anësore të majtë dhe $\lambda = 180^\circ$ për një shkëputje anësore të majtë.

Goditja ($0 \leq \phi < 360^\circ$), zhytja ($0 \leq \delta \leq 90^\circ$), rrëshqitja ($0 \leq \lambda < 360^\circ$) dhe magnituda e vektorit të rrëshqitjes D , përcaktojnë modelin bazë të shkëputjes ose mekanizmin vatrore të ngjarjes. Kjo mund të tregohet se energjia sizmike e rrezatuar nga një shkëputje e tillë mund të modelohet me një burim me çiftim të dyfishtë, që është përfaqësimi i forcës volumore i fushës së zhvendosjes. Një lëvizje e djathtë në një shkëputje vertikale e orientuar në drejtimin x_1 i korrespondon një momenti tenzori

$$M = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (1.25)$$

ku M_0 quhet momenti skalar sizmik² dhe jepet me

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (1.26)$$

ku μ është moduli prerës, \bar{D} është zhvendosja mesatare e shkëputjes, dhe A është sipërfaqja e shkëputjes. Momenti sizmik i përcaktuar nga (Aki, 1967) është parametri më bazik dhe më i përdorur për të matur forcën e një tërmeti.

Lidhja ndërmjet momentit sizmik dhe përbërësve të momentit të tenzorit lidh një karakteristikë fizike të burimit të tërmetit me modelin e çifteve të dyfishtë, pra me vëzhgimet sizmike. Nga orientimet e çifteve të ndryshme të forcave mund të shohim sesi mund të përfaqësohet me një moment tenzori çdo thyerje në të cilën goditja, zhytja dhe rrëshqitja janë shumëfisha të 90° . Një plan shkëputjeje dhe rrëshqitjeje në çdo drejtim mund

² Më tej do i referohemi vetëm si moment sizmik

të përshkruhet me një rrotullim të përshtatshëm të momentit të tenzorit. Duke marrë dy përbërëse të momentit të tenzorit $M_{ij}=M_{ji}$ kemi dy plane shkëputjeje që i korrespondojnë modelit me çifte të dyfishtë. Të dy këto shkëputje kanë të njëjtin përfaqësim të momentit

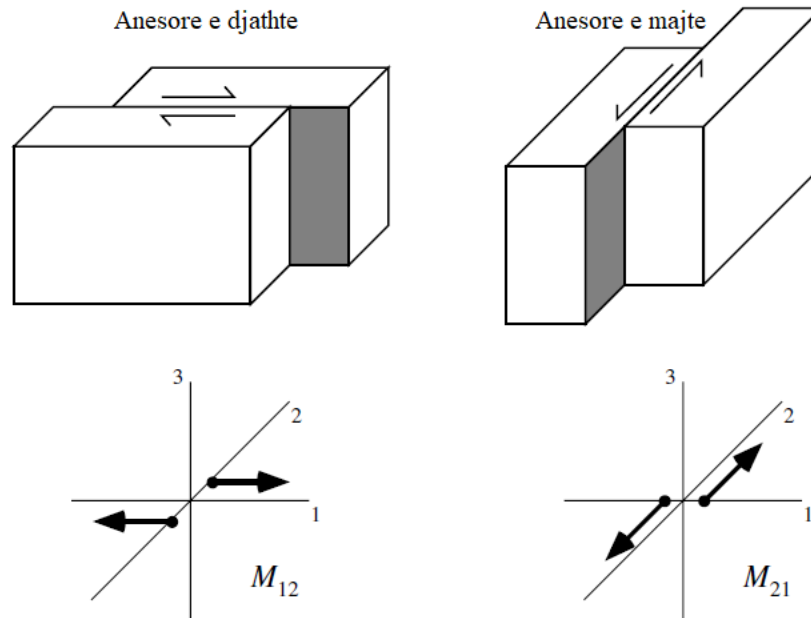


Figura 1.11. Për shkak të simetrisë së momentit të tenzorit këto shkëputje anësorë të djathta dhe të majta kanë të njëjtin përfaqësim të momentit të tenzorit dhe të njëjtin model të rrezatimit sizmik nga (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

të tenzorit. Në përgjithësi janë dy plane shkëputjes që janë të qëndrueshëm me vëzhgimet e largëta sizmike në modelin e çifteve të dyfishta. Plani real quhet plani kryesor i thyerjes kurse plani tjetër quhet plani ndihmës i shkëputjes. Kjo dykuptimësi nuk ndikon në modelin e çiftit të dyfishtë por paraqit faktin që të dy shkëputjet prodhojnë të njëjtat zhvendosje sizmike në fushën e largët.

Duke qenë se momenti i tenzorit është simetrik ai mund të diagonalizohet duke llogaritur vlerat e veta dhe vektorët e vetë dhe të rrotullohet në një sistem të ri koordinatash. Kjo na bën të mundur të rrotullojmë momentin e tenzorit sipas koordinatave x_1' dhe x_2' me kënd 45° me boshtet kryesore dhe kështu mund të kalojmë nga boshtet nga boshtet kryesore në boshtet e tensionit T dhe boshtet e presionit P.

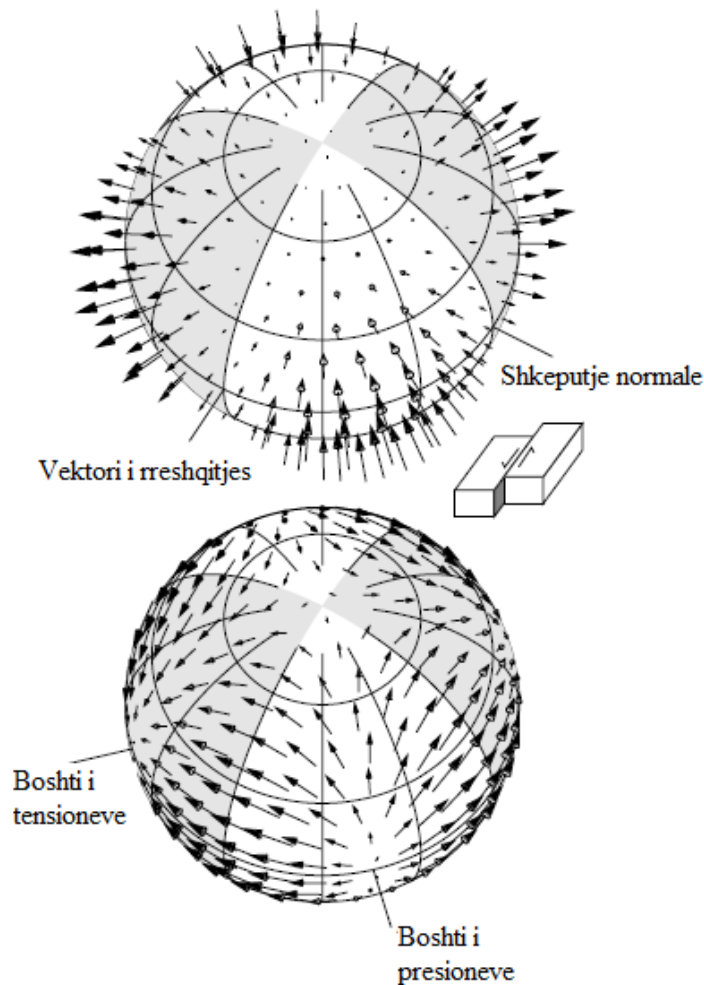


Figura 1.12. Modeli i rrezatimit për fushën e largët për valët P lart dhe për valët S poshtë, për një burim me çiftim të dyfishtë sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 2009). Orientimi i shigjetave të vogla tregon drejtimin e lëvizjes së parë dhe gjatësia e tyre është proporcional me amplitudën. Planet kryesore dhe ndihmëse janë paraqitur me vija të theksuara. Lëvizjet e para të valës S janë përgjithësisht duke iu larguar boshtit të presionit dhe duke shkuar drejt boshtit të tensionit. Për valën S janë 6 pika nyje dhe asnjë vijë nyje.

Plani i shkëputjes dhe plani ndihmës i shkëputjes formojnë vija nyje me lëvizje zero që ndajnë polaritetet e valës P në katër kuadratë. Vektorët që dalin paraqesin zhvendosje dalëse të valës P në fushën e largët dhe quhet kuadrati i ngjeshjes. Vektorët që hyjnë ndodhin në kuadratin e zgjerimit. Boshti i tensionit T është në mes të kuadratis ngjeshës ndërsa boshti i presionit P është në mes të kuadratis të zgjerimit. Pra boshti i tensionit është në qendër të kuadratis ngjeshës sepse i referohet drejtimit dalës të valës së parë P.

Valët P janë përdorur prej kohësh për të përcaktuar mekanizmin vatror sepse nevojitet vetëm përbërësja vertikale dhe kahu i valës së parë P mund të vihet re lehtësisht në sizmograma sapo të evidentohet dhe koha e mbërritjes së saj. Lëvizja fillestare e valës P përcakton nëse rrezja largohet nga burimi nga një kuadrat ngjeshës apo zgjerues

pavarësisht nga tipi i sensorit. Rezultatet nga burime të ndryshme projektohen në një sferë virtuale vatrore që rrethon burimin dhe që paraqit këndet dalëse të rrezeve.

Nëse shënohen mjaftueshëm polaritete është e mundur të ndahet sfera vatrore në kuadratë ngjeshjeje dhe zgjerimi. Kështu mekanizmi vatror përcaktohet duke gjetur dy plane ortogonale dhe projektionet e rrathëve të tyre të mëdhenj mbi sferën vatrore që ndan këto kuadrate. Në këtë mënyre nuk ka asnjë mënyrë për të përcaktuar se cili prej këtyre planeve është plani real i shkëputjes dhe cili është plani ndihmës.

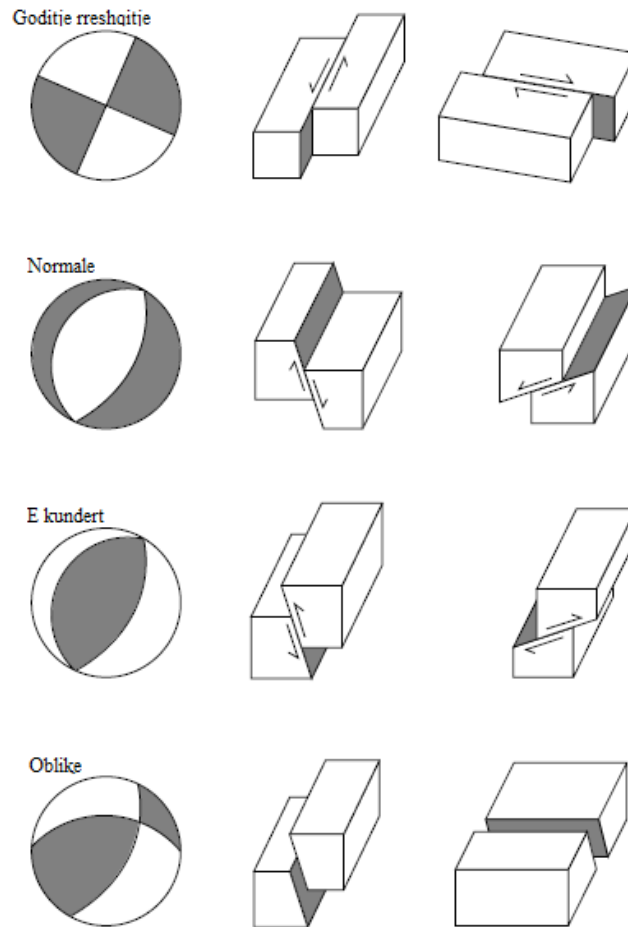


Figura 1.13. Shembuj të sferave vatrore dhe gjeometritë e tyre përkatëse. Gjysma e poshtme e sferës vatrore është në të majtë ku kuadratët e hijezuar janë ata ngjeshës. Diagramat e blloqeve në të djathtë paraqet dy gjeometritë që mund të kenë prodhuar modelin e rrezatimit të vëzhguar sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 1999).

1.1.3. Metodologjitë e inversionit të stresit

Analiza e stresit merr në konsideratë një vëllim të caktuar shkëmbinjsh, mjaftueshëm të mëdhenj për të marrë mostra të konsiderueshme të dhënash të seteve të shkarjeve përgjatë një varieteti të sipërfaqeve të ndryshme. Përmasat e vëllimit të marrë në konsideratë, duhet të jetë shumë më i madh se dimensionin e strukturës së shkarjes. Për indikacionet gjeologjike, vëllime relativisht të vogla ose shkëmbore (100-1000 m³) është e

nevojshme të merren mostra të mjaftueshme të dhënash shkëputje - rrëshqitje, ndërkohë që për mekanizmin vatrorë të tërmeteve lokale, vëllimet duhet të jenë të rendit 1000-10000 km³.

Procedurat e stresit të invertuar mbështeten në supozimin e Bott (Bott, 1959) që rrëshqitja në një plan ndodh në drejtim të aplikimit të maksimumit të stresit prerës. Anasjelltas, stresi i aplikuar që krijon mikrostrukturat e çarjeve të vogla mund të rindërtohet duke ditur drejtimin dhe ndjeshmërinë e rrëshqitjes në plane të ndryshme të shkarjes tektonike. Drejtimi i rrëshqitjes në planin e shkarjes ndikohet nga gjurmët e fërkimit ose slickenlines. Të dhënat e përdorura për inversionin jenë goditja dhe zhytja e planit të shkarjes, orientimi i linjës së rrëshqitjes dhe ndjeshmëria e prerjes në planin e shkarjes. Ato njihen të grupuara si të dhënat shkëputje - rrëshqitje. Mekanizmat vatrorë të tërmeteve jenë përdorur gjithashtu në stresin e invertuar. Inversioni i të dhënave shkëputje - rrëshqitjes jep katër parametrat e tensorit të reduktuar të stresit: akset e stresit primar σ_1 (shtypja maksimale), σ_2 (shtypja mesatare) dhe σ_3 (shtypja minimale) dhe raporti i stresit $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Dy parametrat shtesë të tensorit të stresit të plotë është raporti i magnitudave të stresit primar (σ_3 / σ_1) dhe ngarkesës litostatike, por këta të dy nuk mund të përcaktohen vetëm nga të dhënat e planit të shkarjes.

Mikrostrukturat e brishta (shkëputje dhe thyerje) jenë përdorur në rindërtimet e paleostresit si indikator kinematik. Ne do të konsiderojmë këtu tensorin e stresit të përfutur nga inversioni i indikatorëve kinematikë si funksion që modelon shpërndarjet e rrëshqitjes në çdo plan shkarje. Për këtë, ka vetëm një tensor ideal të stresit, por ky në konsideratë është aktiv vetëm gjatë inicimit të shkëputjes. Pasi shkarjet jenë iniciuar, një varietet i madh tensorësh të stresit indukojnë riaktivizim të shkëputje - rrëshqitjes.

1.1.3.1. Marrëdhëniet e sforcimit dhe deformimit

Në analizën e shkëputje - rrëshqitjes dhe në inversionin e paleostresit, përgjithësisht do të konsiderojmë aktivizimin e planeve të brishta ekzistente si shkarje tektonike (shkëputje). Planet e brishta mund të shfaqen nga një fabrikim i sedimenteve si planet bedding, ose nga ngjarje të mëparshme tektonike. Një plan i brishtë mund të prodhohet gjithashtu gjatë të njëjtit aktiviteti tektonik, menjëherë përpara akumulimit të rrëshqitjes mbi të, ashtu kur një shkarje tektonike është neformuar në një masë të pa dëmtuar shkëmbi. Plani i brishtë i aktivizuar F mund të përshkruhet nga një vektor njësi \mathbf{n} pingul me F (errësimi përdoret për të evidentuar vektorët). Vektori i stresit σ që vepron në planin e brishtë F ka dy komponente: stresin normal në drejtimin e \mathbf{n} dhe stresin prerës τ , paralel me F . Këto dy komponentet e stresit janë pingule me njëra tjetrën dhe lidhen me njëra tjetrën me lidhjen:

$$\sigma = \nu + \tau. \tag{1.27}$$

Vektori i sforcimit σ , përfaqëson gjendjen e stresit në shkëmb dhe ka σ_1 , σ_2 dhe σ_3 si akset primare të stresit, duke përcaktuar stresin elipsoid. Stresi normal ν , indukon një komponente të shkurtimeve ose hapjes në planin e brishtë në funksion të kësaj shënje. Drejtimi i rrëshqitjes \mathbf{d} në një plan supozohet përgjithësisht të jetë paralel me komponenten e stresit prerës τ të vektorit të stresit σ që vepron në planin në shqyrtim.

është e mundur të tregohet që drejtimi i rrëshqitjes \mathbf{d} mbi F varet nga orientimi i tri akseve primare të stresit, raportit të stresit $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, si dhe orientimit të planit të brishtë \mathbf{n} (Angelier, 1989).

Aftësia e planit për t'u ri/aktivizuar varet nga marrëdhënia midis stresit normal dhe komponentet e stresit prerës mbi plan, i cili shprehet nga koeficienti i fërkimit:

$$\varphi = a \tan (|\tau| / |\nu|) \quad (1.28)$$

Nëse këndi karakteristik i fërkimit φ i planit të brishtë F, me vektorin e stresit σ që vepron mbi të e tejkalon vijën e inicimit të fërkimit, plani i brishtë do të aktivizohet si një shkarje tektonike (Delvaux & Sperner, 2003). Në të kundërt, asnjë lëvizje nuk do të ndodh mbi të. Kjo vijë përcaktohet nga faktori i kohezionit dhe këndi i inicimit të fërkimit φ_0 .

1.1.4. Dinamika dhe kinematika e burimeve sizmike

1.1.4.1. Dinamika

Një tërmet mund të konsiderohet si një çarje prerëse dinamike në lëvizje. Për të bërë balancën energjetike për këtë proces përfshijmë termat e energjisë kinetike dhe punën e forcave të fërkimit që kryhen në sipërfaqen e çarjes pas kreut.

Një tërmet prodhon një rrëshqitje të menjëhershme me vlerë mesatare \bar{D} mbi një sipërfaqe të thyerjes A. Kjo sjell një rënie të tensionit nga σ_1 në σ_2 ku madhësia $\Delta\sigma_s = (\sigma_1 - \sigma_2)$ quhet rënia statike e tensionit dhe $(\sigma_1 + \sigma_2)/2 = \sigma_m$ është tensioni mesatar. Këto madhësi janë të ndryshueshme përgjatë sipërfaqes së thyerjes ndaj këto quhen mesatare hapësinore (Scholz, 2019).

Masa lineare e një tërmeti është momenti sizmik,

$$M_0 = \mu \bar{D} A M_0 = \mu \Delta \bar{u} A \quad (1.29a)$$

Kjo është madhësia skalare e tenzorit të momentit sizmik

$$M_{0ij} = \mu (D_i n_j D_j n_i) A M_{0ij} = \mu (\Delta u_i n_j \Delta u_j n_i) A \quad (1.29b)$$

ku Δu_i është vektori mesatar i rrëshqitjes i mesatarizuar mbi sipërfaqen e thyerjes A vektori njësi pingul n_i (Kanamori, 1977). Në këtë rast përdorim μ për të përdorur modulën prerës dhe jo koeficientin e fërkimit. M_0 zakonisht matet nga rrezatimi sizmik ose të dhënat gjeodezike dhe madhësia e tërmetit raportohet duke përdorur një shkallë magnitudë që bazohet mbi momentin sizmik,

$$M_W = \frac{\log_{10} M_0}{1.5} - 6.07 \quad (M_0 \text{ në Nm}) \quad (1.30)$$

Sipërfaqja e thyerjes A mund të vlerësohet në mënyra të ndryshme: me inversione të të dhënave gjeodezike, zona e pasgoditjeve për tërmete të mëdhenj, frekuenca këndore

e spektrit të valës volumore për tërmete më të vegjël, ose gjatësia e thyerjes për tërmete të mëdhenj kontinentalë (Scholz, 2019). Rënia e tensionit lidhet me rënien e sforcimit

$$\Delta\sigma_S = C\mu \frac{\bar{D}}{\tilde{L}} \Delta\sigma_S = C\mu \frac{\Delta\bar{u}}{\tilde{L}} \quad (1.31)$$

ku C është konstante gjeometrike e rendit të parë dhe \tilde{L} është një shkallë gjatësia karakteristike e thyerjes. Duke matur A dhe M_0 , \bar{D} e llogarisim. \tilde{L} mund të përafrohet në $A^{1/2}$ dhe kështu llogarisim $\Delta\sigma_S$. Në këtë mënyrë ne mund të shprehim $\Delta\sigma_S$ si

$$\Delta\sigma_S = CM_0 A^{-3/2} = CM_0 \tilde{L}^{-3} \quad (1.32)$$

Balanca energjetike dinamike është

$$W_F = E_R + E_F + E_G \quad (1.33)$$

ku puna e thyerjes $W_F = \sigma_m \bar{D} A$ është rënia neto e energjisë potenciale (kjo neglizhon punën gravitacionale që mund të jetë e rëndësishme në thyerjet zhytje – rrëshqitje). Puna e forcave të fërkimit $E_F = \sigma_F \bar{D} A$, ku σ_F është tensionit mesatar i fërkimit që i reziston rrëshqitjes. E_R është energjia e rrezatuar nga valët sizmike dhe E_G është energjia sipërfaqësore në humbjen e energjisë që vjen nga tipe të tjera të dëmtimeve të përhershme gjatë formimit të thyerjes. E_R mund të vlerësohet nga valët sizmike ose nga një lidhje empirike me momentin (Scholz, 2019).

Puna e thyerjes mund të shprehet sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 2009)

$$W_F = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \bar{D} A = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \bar{D} A + \sigma_2 \bar{D} A W_F = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \Delta\bar{u} A = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \Delta\bar{u} A + \sigma_2 \Delta\bar{u} A \quad (1.34)$$

Valët sizmike janë përgjegjëse për dëmin e shkaktuar nga tërmetet dhe kështu është me rëndësi parësore të karakterizojmë rëndësinë relative të E_R me parametrat e tjerë (Scholz, 2019). Kjo quhet efikasitet sizmike

$$\eta = \frac{E_R}{W_F} \quad (1.35)$$

që nuk mund të përcaktohet sepse W_F varet nga vlera absolute e tensionit. gjithashtu mund të përkufizojmë

$$\zeta = \frac{E_R}{M_0} = \frac{1}{\mu} \frac{E_R}{\Delta\bar{u} A} \quad (1.36)$$

që jep raportin e energjisë për njësi të rrëshqitjes dhe të sipërfaqes. Efikasiteti e rrezatimit η_R përkufizohet si

$$\eta_R = \frac{E_R}{E_R + E_S} \quad (1.37)$$

Madhësia $\sigma_A = \eta\zeta = \sigma_m\eta$ quhet tensioni i dukshëm. Duke neglizhuar humbjet e energjisë sipërfaqësore se

$$\sigma_A = \sigma_m - \sigma_F = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} - (\sigma_F - \sigma_2) \quad (1.38)$$

dhe për shkak se ne supozojmë se fërkimi ndalon rrëshqitjen e thyerjes, $\sigma_F > \sigma_2$ (Scholz, 2019).

Vlera minimale ndodh kur $(\sigma_1 - \sigma_2) = 2(\sigma_1 - \sigma_F)$ dhe $E_R = 0$. Në ekstremin tjetër $\sigma_2 = \sigma_F$. Kjo përfaqëson shuarjen e plotë të rrezatimit dhe jep E_R maksimale. Në këtë mënyrë tensioni i dukshëm shihet si një masë e rezistencës së rrezatimit. Në rastin maksimal tensioni drejtues nuk mbetet pas nivelit të fërkimit që tenton të ndalojë rrëshqitjen. Duke futur këtë rezultat në balancën energjetike gjejmë një version të thjeshtuar

$$E_R = \frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} \overline{DA} - E_G \quad (1.39)$$

Tensioni i dukshëm është gjithmonë më pak se gjysma e rënies së tensionit. Në një model dinamik të një çarjeje rrethore me fërkim është gjetur se tensioni udhëheqës e tejkalon tensionin fërkues me 20%.

Meqë ekuacioni i mësipërm pasqyron vlerën maksimale të E_R , sipas (Scholz, 2019) efiçenca e rrezatimit është

$$\mu_R < \frac{\frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} \overline{DA} - E_G}{\frac{(\sigma_1 - \sigma_2)}{2} \overline{DA}} \quad (1.40)$$

Vlera relative e E_G , e vlerësuar gjatë analizimit të gdhendjes së thyerjes, variojnë nga të neglizhueshme në përbërësve kryesore në punën e fërkimit.

Në modele ilustrative shpesh supozohet për thjeshtësi se $\sigma_2 = \sigma_F$ pavarësisht probleme që ngre kjo. Një model i thjeshtë i këtij tipi paraqitet në figurën 14, që paraqit një pikë çfarëdo thyerjes së tërmetit. Tensioni që ngrihet nga përqendrimi i tensionit i frontit të thyerjes në afrim rritet në një vlerë σ_y , mbi vlerën fillestare σ_1 . Tensioni rezistent ndaj fërkimit në thyerje ndjek rrugën në kurbë rënëse të nga σ_y në B, ku arrin vlerën $\mu_D \sigma_n = \sigma_2$. Zona e hijezuar nën atë kurbë paraqet E_G që përfshin energjinë sipërfaqësore si edhe proceset e tjera të deformimeve të përhershme. Balanca energjetike dikton se kjo lidhet me sipërfaqen e thyerjes, kështu që duhet të përmbajë deformime të përhershme që ndodhin gjatë rrëshqitjes, siç janë deformimi plastik në shkallë kontakti, reaksionet kimike, dhe dëmtimet në sipërfaqen e thyerjes (lodhja) (Scholz, 2019).

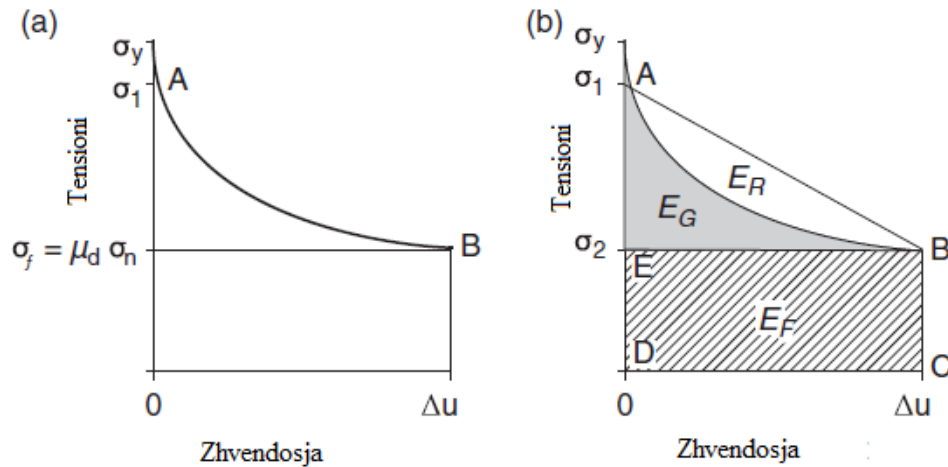


Figura 1.14. Një diagramë që paraqet balancën energjetike për një rast të thjeshtë ilustrativ. (a): një model me rrëshqitje rënëse në të cilin fërkimi ndjek rrugën AFB. (b): një diagramë që paraqet balancën energjetike për një ngjarje rrëshqitjeje me fërkim dobësimi të rrëshqitjes sipas (Scholz, 2019).

Diagrama për një ngjarje rrëshqitjeje paraqitet në figurën 1.14b. Sipërfaqja e të tërës figurës, ABCDA është W_F . Tensioni i aplikuar ndjek vijën elastike të shkarkimit AB. ABE është termi i parë në ekuacionin (1.34) dhe përbëhet nga $E_G + E_R$ siç tregohet në ekuacionin (1.39). Drejtkëndëshi EBCDE është termi i dytë në ekuacionin (1.34) dhe paraqet punën e fërkimit që humbet si nxehtësi.

1.1.4.2. Kinematika

Tërmetet shpesh modelohen me modele kinematike, në të cilat historia e zhvendosjes së lëvizjes përshkruhet me disa parametra të përshtatshëm. Modelet e shpesh-përdorura të këtij lloji janë modelet e ndrydhjes që përhapet të Haskell (1964) dhe modeli Brune (Brune, 1970), ku ky i fundit, megjithëse përdor një shpejtësi këputjeje të pafundme, ka avantazhin e racionalizimit në aspektin e vetive dinamike të burimit. Ndërkohe që modelet tilla mund të japin përshkrime mjaft të detajuara të tërmetejeve, ata nuk lejojnë një pasqyrim fizik të vete procesit të shkëputjes, i cili është shqetësimi kryesor këtu. Për këtë qëllim, ne duhet të shqyrtojmë disa nga rezultatet e modeleve dinamike, me anë të të cilave nënkuptohen modele që plotësojnë ekuacionet dinamike të elasticitetit me të vetmin parakusht që është kriteri i frakturës. Ne diskutojmë vetëm për disa rezultate përkatëse nga modelet më të thjeshta të këtij lloji.

Mekanizmi i këputjes në rrëshqitje të paqëndrueshme përshkruhet në dy mënyra të ndryshme: si frakturë e brishtë dhe si një paqëndrueshmëri e fërkimit të rrëshqitje - ngjitje. Të dyja janë matematikisht të barabartë kur lidhin lëvizjen me mjedis me rënie e tensionit prerës në sipërfaqen e thyerjes, por kanë ndryshuar tradicionalisht në mënyrën sesi konsiderohet procesi i shkëputjes. Në mekanikën teorike të thyerjeve supozohet se është e nevojshme një energji karakteristike e thyerjes për njësi të sipërfaqes që të përhapet plasaritja. Kurse në modelin rrëshqitje – ngjitje, këputje supozohet të ndodhë kur tensioni në thyerje arrin vlerën statike të fërkimit dhe ekziston kushti i paqëndrueshmërisë

dinamike. Në modelin e thyerjes, tensionet në majën e plasaritjes mund të jenë arbitrarisht të larta, por në modelin rrëshqitje – ngjitje nuk shpërndahej aspak energji në majën e plasaritjes dhe tensionet atje duhet të mbeten të fundme. Historikisht këto dallime janë shfaqur kryesisht prej idealizimeve të përfshira në dy qasjet. Studimet eksperimentale tregojnë se këputja në fërkimin e rrëshqitje – ngjitjes përhapet në të njëjtën mënyrë si një çarje elastike (Scholz, 2019).

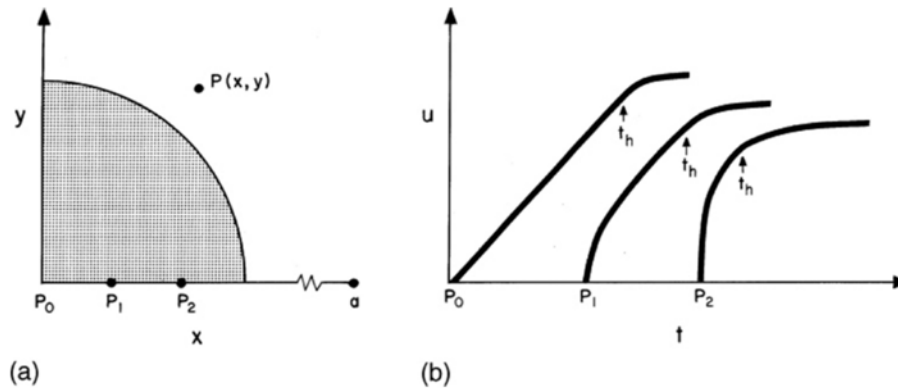


Figura 1.15. Historia e rrëshqitjes në një pikë P: a) Plasaritja afrohet pikës P. b) Historia e rrëshqitjes në tre pika P_0 , P_1 , dhe P_2 në një distancë në distancë progresive rritëse nga pika e fillimit të plasaritjes. T_H shënon mbërritjen e një valë shëruese që përhapet mbrapsht nga perimetri përfundimtar i thyerjes sipas (Scholz, 2019).

Këputja fillon kur tensioni i aplikuar arrin fortësinë e dhënë σ_Y në një pikë të caktuar në sipërfaqen e thyerjes të quajtur hipoqendër. Atëherë maja e shkëputjes përhapet jashtë me një shpejtësi shkëputje V_R . Në të gjitha pikat e tjera fortësia e dhënë është më e madhe se tensioni i aplikuar, por mund të tejkalohet nga përqendrimi i stresit në majën e këputjes, e cila rritet me gjatësinë e thyerjes X sipas faktorit të intensitetit të tensionit $K = \Delta\sigma_D X^{1/2}$, ku $\Delta\sigma_D = \sigma_1 - \sigma_F$. Në një pikë në distancë P_1 nga hipoqendra, siç tregohet në figurën 1.15, rrëshqitja fillon me një shpejtësi të lartë grimcash $v_{max} \propto K$, e cila zvogëlohet shpejt me K (meqë maja e këputje tërhiqet nga pika) deri në një vlerë asimptotik proporcionale me $\Delta\sigma_D$. Në një model plasaritjeje, kur çarja ndalon së përhapuri në pikën e fundit të perimetrit të çarjes, informacioni mbi fundësinë e çarjes përhapet mbrapsht në brendësinë e çarjes në një fazë shëruese. Kur ky informacion mbërrin në çdo pikë në kohë t_h , rrëshqitja në atë kohë fillon të ngadalësohet drejt prehjes. Historia e tensionit e kësaj pike të veçantë paraqitet në figurën 1.16 a. Sjellja e paraqitur në figurën 16 a mund të konsiderohet tipike për një pikë ku fërkimi është dobësues shpejtësie (Scholz, 2019).

Sjellja e paraqitur në figurën 1.16 b ndodh kur çarja ndesh në një pikë të karakterizuar nga fortësia e shpejtësisë. Tensioni do të rritej pasi të fillonte rrëshqitja dhe do të kishim një rënie negative të tensionit. Kjo do të prodhonte një grupë energjetike që do të tentojë të pengojë përhapjen e mëtejshme të çarjes. Pas ndalimit të rrëshqitjes, tensioni do të jetë më i lartë sesa në fillim, dhe rikuperimi pothuaj statik do të ndodhë në formën e një pasrrëshqitjeje.

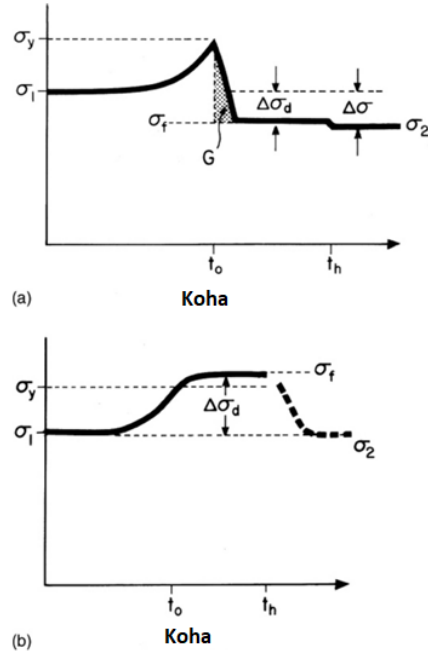


Figura 1.16. Historiku i tensioneve gjatë këputjeve në pikat që shfaqin: a) dobësim shpejtësie, b) fortësim shpejtësie. Kurba me vija të ndërprera është relaksimi post sizmik sipas (Scholz, 2019).

Shpejtësia e çarjes V_R varet nga energjia e harxhuar gjatë përhapjes së plasaritjes. Në rastin më të thjeshtë të prerjes së pastër marrim

$$\eta_R \propto \frac{V_R^2}{\beta^2} \quad (1.41)$$

Në mënyrë që V_R ti afrohet vlerës limit të shpejtësisë prerëse β ndërsa E_G i afrohet zeros. Një rritje në vlerën relative të E_G rezulton në një shpejtësi më të ulët të thyerjes. Një vlerë tipike për tërmetet është $\approx 0.75\beta$ (Scholz, 2019).

Shpejtësia e plasaritjes është e kufizuar nga shpejtësia e përhapjes së tensioneve, të cilat në rastin kur tensionet e majës se plasaritjes janë vetëm prerëse, që është β , shpejtësia e valës prerëse, meqë përhapja është përgjatë sipërfaqeve ekzistuese, është C_R , që është shpejtësia e valës Relej. Mund të kemi tensione normale në fushën e tensioneve të majës së plasaritjes. Në rastet nuk rezistenca ndaj këputjes, e përcaktuar si një fortësi pa përmasa

$$S = \frac{(\sigma_y - \sigma_1)}{(\sigma_1 - \sigma_f)} \quad (1.42)$$

është më e vogël sesa 1.2, rrëshqitja mund niset nga këto tensione duke na dhënë një shpejtësi të këputjes të afërt me shpejtësinë e zërit të ndërmjetme midis β dhe shpejtësisë së valës P α (Scholz, 2019).

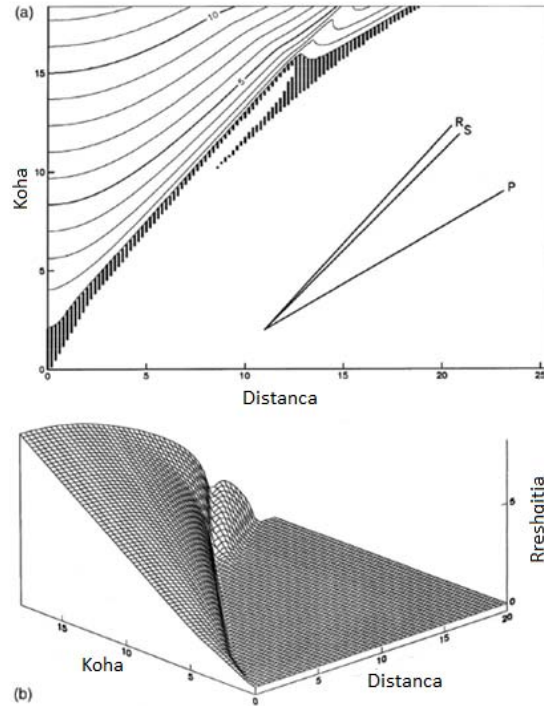


Figura 1.17. Përhapja e një plasaritje të Modelit të dytë me dobësim të rrëshqitjes dhe me rezistencë të ulët të këputjes sipas (Scholz, 2019). a) Konturet e rrëshqitjes së rrëshqitjes pa përmasa gjatë përhapjes së plasaritjes. Zona e hijezuar tregon zonën e dobësuar në të cilën rrëshqitja është më e vogël se d_0 . Vijat tregojnë shpejtësitë P, S dhe Relej. b) Këndvështrimi në një rrjetë të rrëshqitjes pa përmasë në të njëjtat koordinata. Azimuti i vështrimit është në drejtimin e valës Relej.

Në figurën 1.17 paraqitet një shembull nga një model numerik. Vëmë re thepishjen e frontit të këputjes me kohën për shkak të tkurrjes së Lorencit të fushës së tensioneve. Këputja përhapet me shpejtësi Relej deri kur faktori i intensiteti të tensionit bëhet mjaftueshëm i madh sa tensionet normale mund të nisnin rrëshqitjen, ku kjo prodhon një pararendës që përhapet me shpejtësinë e valës P. shpejtësitë e këputjes të afërta me shpejtësinë e zërit janë vëzhguar në eksperimente laboratorike dhe në tërmete. Kjo përhapje e tërmetit e quajtur “super prerëse” duket se kufizohet në tërmete të mëdhenj goditje – rrëshqitje, në seksione thyerje relativisht të buta dhe të drejta (Scholz, 2019).

1.1.5. Valët sizmike dhe përhapja e tyre

1.1.5.1. Valët sizmike volumore

Ekuacioni i lëvizjes ka zgjidhje që përshkruajnë dy tipet e valëve sizmike përhapëse, valët ngjeshëse dhe prerëse. Këto tipe valësh përhapen në mënyrë të ndryshme, me shpejtësi që varen në mënyra të ndryshme nga karakteristikat elastike të materialit. Ekuacionet e elasticitetit japin zgjidhje që janë valë përhapëse të ngjashme me mënyrën sesi fizika e kordës lind valë përhapëse.

Ekuacioni i lëvizjes mund të shkruhet dhe zgjidhet plotësisht në terma të zhvendosjes, sepse tensioni lidhet me sforcimin, që formohet nga derivatet e zhvendosjes.

Tensioni dhe sforcimi janë të lidhur nga lidhja themelore, e cila karakterizon materialin. Kështu, edhe pse ekuacioni i lëvizjes nuk varet nga konstantet elastike, zgjidhja varet nga to. Gjithashtu, ekuacioni i lëvizjes lidh derivatet hapësinore të tenzorit të tensionit me derivatet në lidhje me kohën të vektorit të zhvendosjes. Zgjidhjet që rezultojnë japin vektorin e zhvendosjes dhe kështu tenzorët e tensionit dhe sforcimit si funksione të hapësirës dhe kohës. Në vend që të zgjidhim ekuacionin e lëvizjes për një mjedis elastik izotropik në mënyrë të drejtpërdrejtë, shprehim fushën e zhvendosjes në terma të dy funksioneve të tjera, φ dhe γ , që njihen si potenciale;

$$u(x, t) = \nabla\varphi(x, t) + \nabla \times \gamma(x, t) \quad (1.43)$$

Zhvendosja është shuma e gradientit të një *potenciali skalar* $\varphi(x, t)$, dhe përdredhja e një *potenciali vektorial*, $\gamma(x, t)$, ku të dyja janë funksione të hapësirës dhe kohës. Edhe pse ky zberthim qartëson problemin për shkak se identiteti i vektorit

$$\nabla \times (\nabla\varphi) = 0 \quad \nabla \cdot (\nabla \times \gamma) = 0 \quad (1.44)$$

ndan fushën e zhvendosjes në dy pjesë. Pjesa që lidhet me potencialin skalar nuk ka përdredhje apo rrotullim dhe jep valë ngjeshëse. Anasjelltas, pjesa e lidhur me potencialin vektorial nuk ka divergjencë, nuk shkakton ndryshim në vëllim, dhe i korrespondon valëve prerëse. Për shkak se marrja e përdredhjes largon çdo pjesë të potencialit vektorial që do të jepte një divergjencë jo zero, duhet që potenciali vektorial të plotësojë kushtin që $\nabla \cdot \gamma(x, t) = 0$ (Stein & Wysseison, 2003).

Duke zëvendësuar potencialet në dhe duke ri organizuar termat duke përdorur ekuacionin 1.44 dhe për shkak se divergjencia e përdredhjes është zero marrim:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu)\nabla^2\varphi(x, t) - \rho \frac{\partial^2\varphi(x, t)}{\partial t^2} \right] = -\nabla \times \left[\mu\nabla^2 \gamma(x, t) - \rho \frac{\partial^2 \gamma(x, t)}{\partial t^2} \right] \quad (1.45)$$

për shkak se konstantet elastike nuk ndryshojnë me pozicionin, dhe rendi i diferencimit nuk ka efekt (Stein & Wysseison, 2003).

Një zgjidhje e ekuacionit mund të gjendet nëse të dy termat në kllapa janë zero. Në këtë rast, ne kemi dy ekuacione valore, një për secilin potencial. Potentiali skalar plotëson kushtin

$$\nabla^2\varphi(x, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\varphi(x, t)}{\partial t^2}, \quad (1.46)$$

me shpejtësi

$$\alpha = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2}. \quad (1.47)$$

Kjo zgjidhje i korrespondon valëve P, ose valëve ngjeshëse. Në mënyrë të ngjashme, potenciali vektorial plotëson kushtin

$$\nabla^2 \gamma(x, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \gamma(x, t)}{\partial t^2}, \quad (1.48)$$

me shpejtësi

$$\beta = (\mu/\rho)^{1/2}, \quad (1.49)$$

Dhe i korrespondon valëve S, ose prerëse (Stein & Wysseison, 2003) .

Potenciali skalar për një valë plane harmonike P që kënaq ekuacionin 1.46 jep që zhvendosja rezultante është gradienti i cili ka një përbërëse jo zero vetëm përgjatë drejtimit të përhapjes z (figura 10). Zgjerimi korrespondues është jo zero,

$$\nabla u(z, t) = -k^2 A \exp(i(\omega t - kz)) \quad (1.50)$$

kështu që ndodh një ndryshim në vëllim. Ndërsa vala përhapet, zhvendosjet në drejtimin e përhapjes e bëjnë materialin që të ngjishet dhe zgjerohet në mënyrë alternative. Prandaj vala P e gjeneruar nga potenciali skalar quhet valë ngjeshëse (Shearer, Introduction to Seismology, 2009) .

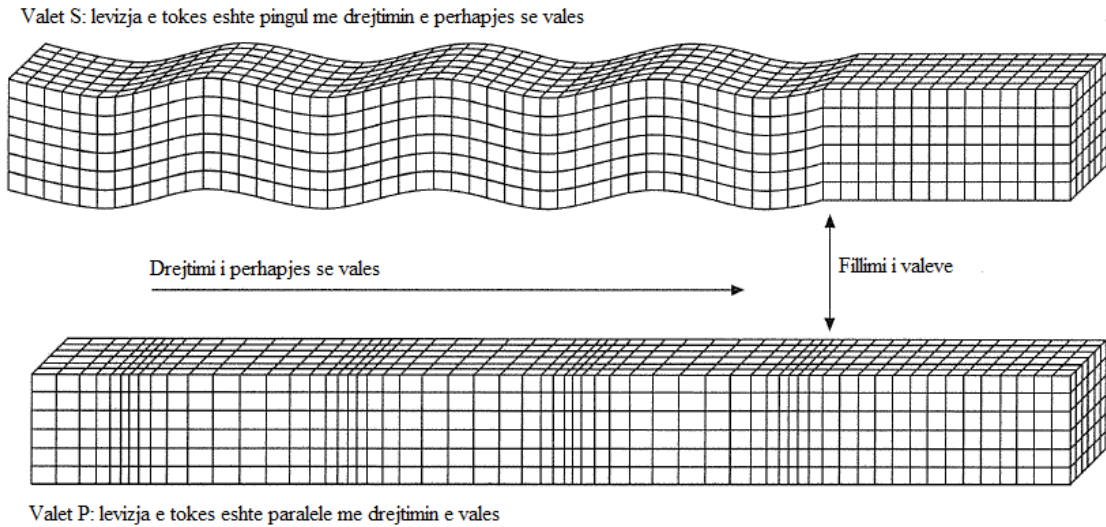


Figura 1.18. Zhvendosja e prodhuar nga valët plane ngjeshëse ose prerëse, të paraqitura nga një “fotografi e çastit” në kohë. Valët P prodhojnë zhvendosje në drejtimin e përhapjes së valës dhe një ndryshim në vëllim sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 1999). Valët S prodhojnë zhvendosje pingul me drejtimin e përhapjes së valës dhe shtrembërojnë materialin pa ndryshim në vëllim.

Në krahasim, për valën S, ose valën prerëse, të përshkruar nga potenciali vektorial (z, t) fusha rezultante e zhvendosjes jepet nga përdredhja

$$u(z, t) = \nabla \times (z, t) = (ikA_x, -ikA_y, 0) \exp(i(\omega t - kz)), \quad (1.51)$$

përbërësja e të cilës përgjatë drejtimit të përhapjes z është zero (Figura 18). Prandaj zhvendosja e vetme e lidhur me një valë prerëse është pingul me drejtimin e përhapjes së valës. Një valë prerëse nuk shkakton ndryshim në vëllim sepse zgjerimi është zero (Shearer, Introduction to Seismology, 1999) .

Krahasimi i zhvendosjeve për valët P dhe S tregon se një valë karakterizohet nga dy drejtime. Njëri është drejtimi përgjatë të cilit përhapet vala; tjetri është drejtimi në të cilin ndryshon fusha që përhapet. Një valë ngjeshëse është shembulli i një vale gjatësore,

sepse fusha përhapëse e zhvendosjes ndryshon në drejtimin e përhapjes. Një shembull i njohur do të ishte vala zanore në ajër, e cila mund të përshkruhet si një valë ngjeshëse (elastike) në një lëng ideal. Në krahasim, një valë prerëse është shembulli i një vale tërthore, sepse fusha përhapëse e zhvendosjes ndryshon me kënd të drejtë me drejtimin e përhapjes së valës. Valët në kordë janë tërthore sepse valët lëvizin përgjatë kordës por zhvendosja e tyre është pingul me kordën. Valët elektromagnetike janë një shembull tjetër i njohur i valëve tërthore.

Përbërësja e $Y(z,t)$ në drejtimin e përhapjes së valës (A_z) nuk ka efekt në fushën e zhvendosjes sepse përdredhja e heq atë. Prandaj, përcaktimi i z_z si zero për të kënaqur kërkesat që $\nabla \cdot (z, t) = 0$ nuk imponon kufizime shtesë mbi zhvendosjen. Vetëm A_x dhe A_y kontribuojnë në zhvendosje. Për shkak se secili përbërës i zhvendosjes varet vetëm nga një prej këtyre termave, mund të gjenden dy fusha valësh prerëse të pavarura. Për shembull, nëse A_x ose A_y është zero, do të ketë vetëm një përbërëse y ose x e zhvendosjes. Prandaj, valët prerëse mund të kenë dy polarizime të pavarura, si në rastin e valëve të tërthorta, siç është drita (Stein & Wysseison, 2003).

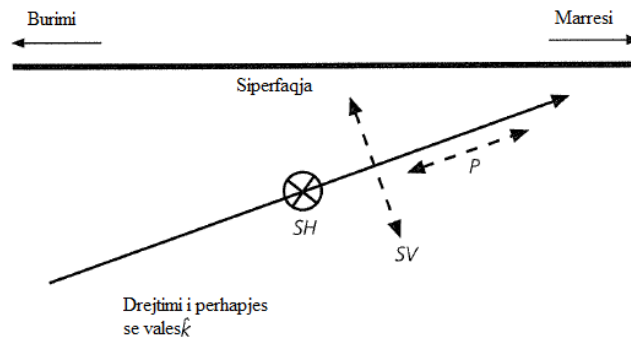


Figura 1.19. Fushat e zhvendosjes për valët plane P dhe S që përhapen në planin $x - z$ që përmbajnë një burim dhe një marrës, ku boshti z është vertikal sipas (Stein & Wysseison, 2003). Zhvendosja e valës P është përgjatë vektorit valor k . Vala S mund të shpërbëhet në dy polarizime, SV dhe SH, pingul me vektorin valor. Zhvendosja SH është plotësisht horizontale (në drejtimin y , duke dalë nga fleta) ndërsa zhvendosja SV është në planin $x - z$.

Boshtin z përkufizohet si drejtimi vertikal dhe orientojmë planin $x - z$ përgjatë rrethit të madh që bashkon burimin sizmik dhe marrësin. Kështu valët plane që udhëtojnë në rrugën e drejtpërdrejtë ndërmjet burimit dhe marrësit përhapen në planin $x - z$. Drejtimet e polarizimit të valës prerëse shënohen si SV, për valët prerëse me zhvendosje në planin vertikal ($x - z$), dhe SH, për valët prerëse të polarizuara horizontalisht me zhvendosje në drejtimin y , paralel me sipërfaqen e tokës. Të dyja kanë zhvendosje pingul me drejtimin e përhapjes dhe me polarizimin tjetër (Figura 1.19). Edhe pse ne mund të kishim përdorur çdo dy polarizime të tjera ortogonale në planin e zhvendosjeve të valëve prerëse, përdorimi i SV dhe SH është veçanërisht e leverdishme. Ne do të shohim se valët P dhe SV çiftohen me njëra tjetrën kur ato bashkëveprojnë me kufijtë horizontalë, ndërsa valët SH mbeten të veçuara (Stein & Wysseison, 2003).

Sizmetrat regjistrojnë lëvizje horizontale në drejtimet veri – jug dhe lindje – perëndim, që rrallë korrespondojnë saktësisht me polarizimet SH dhe SV. Si rezultat, të dhënat nga përbërëset horizontale të sizmetrave shpesh rrotullohen. Drejtimi që bashkon burimin më marrësin, që i korrespondon zhvendosjeve SV, quhet drejtimi radial,

prandaj një sizmogramë e rrotulluar në këtë drejtim quhet përbërëse radiale. Në mënyrë të ngjashme, drejtimi ortogonal që i korrespondon zhvendosjeve SH quhet drejtimi tërthor, ndaj një sizmogramë e rrotulluar në këtë drejtim quhet përbërëse transversale (Stein & Wysseison, 2003).

Për arsye se sizmogramat regjistrojnë përbërëset e vektorit të zhvendosjes, ato mund të rrotullohen duke u dhënë përbërëseve të tyre një sistem të ri koordinativ. Nëse drejtimi i kundërt azimut nga marrësi te burimi është ζ' , në rrotullojmë përbërëset veri – jug dhe lindje – perëndim në përbërëset radiale (R) dhe transversale (T) duke përdorur

$$\begin{pmatrix} u_R \\ u_T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{EW} \\ u_{NS} \end{pmatrix} \quad (1.52)$$

me $\theta = 3\pi/2 - \zeta'$. Figura 1.20 tregon sizmograma të regjistruara në një distancë këndore prej 110° nga një tërmet i thellë, ku tre gjurmët e sipërme janë përbërëset e regjistruara në stacion, dhe dy të poshtmet janë përbërëset radiale dhe transversale. Mund të shihen faza të ndryshme P dhe S, që i korrespondojnë rrugëve të ndryshme të rrezes ndërmjet burimit dhe sizmometrit. Për shkak se azimuti i kundërt është 323° , energjia e SH dhe SV është e shpërndarë në mënyrë të barabartë ndërmjet përbërëseve veri – jug dhe lindje – perëndim, kështu që fazat e valës S janë goxha të ngjashme në të dy përbërëset. Gjithsesi kur rrotullohen, faza si SKS, SKKS, dhe PS që përfshijnë konvertime nga valët p në valët SV shfaqen kryesisht në përbërësen rrezore. Anasjelltas, faza si S_{diff} që përfshijnë kryesisht energji SH janë më të mëdha në përbërësen tërthore (Stein & Wysseison, 2003).

Amplitudat relative në përbërëset rrezore dhe tërthore shfaqen nga *grafiku i lëvizjes se grimcës* i amplitudës si funksion i kohës (figura 1.21). Siç shfaqet për dy segmentet nga figura 1.20, valët SKS dhe SKKS janë kryesisht në përbërësen rrezore ose SV, ndërsa S_{diff} është kryesisht në përbërësen tërthore ose SH.

Përkufizimet e shpejtësisë së valës P, të shënuara α ose v_p ,

$$\alpha = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2} = [(K + 4\mu/3)/\rho]^{1/2}, \quad (1.53)$$

dhe shpejtësia e valës S, e shënuar β ose v_s ,

$$\beta = (\mu/\rho)^{1/2} \quad (1.54)$$

tregojnë se shpejtësitë sizmike varen në mënyra të ndryshme nga konstantet elastike të materialit. Për shkak se ngurtësia μ dhe moduli trupor K janë pozitive, valët P udhëtojnë më shpejt sesa valët S. Prandaj vala e parë që arrin nga një tërmet është gjithmonë një valë ngjeshëse. Si rezultat, emërtimi P në fillim shënonte valën që mbërrinte e para, valën “parësore”, ndërsa S shënonte valën sekondare, “dytësore” (Stein & Wysseison, 2003).

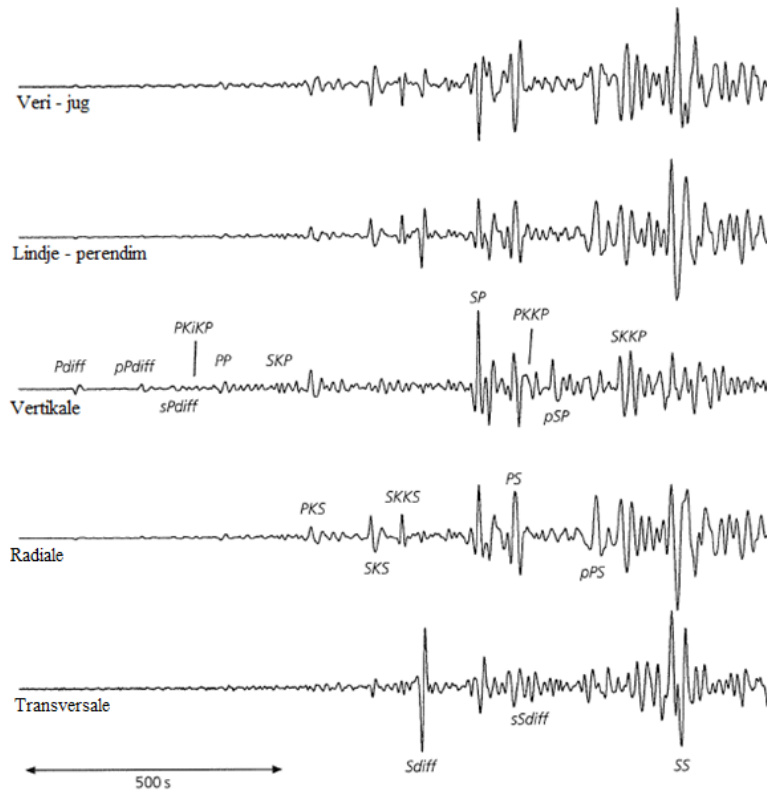


Figura 1.20. Sizmograma për një tërmet të thellë (579 Km) në 23 Gusht 1995, në kanalën Mariana, regjistruar 110° larg në Harvard, Masaçusets. Fazat e valës P duken më qartë në përbërësen vertikale, fazat e valës SV duken më mirë në përbërësen rrezore, dhe fazat e valës SH duken më mirë në përbërësen tërthore sipas (Stein & Wysession, 2009).

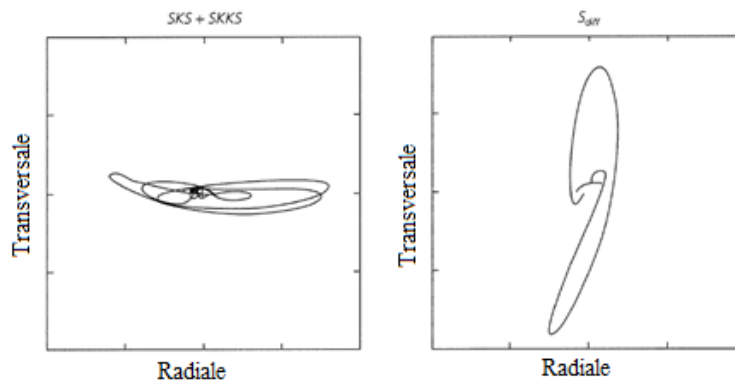


Figura 1.21. Diagramat e lëvizjes së grimcës për dy segmente kohorë të përbërësve radiale dhe transversale të paraqitur në figurën 20 sipas (Stein & Wysession, 2009). SKS dhe SKKS, që janë kryesisht valë SV, janë më të forta në përbërësen rrezore (majtas), ndërsa S_{diff} është kryesisht një valë SH, dhe kështu është më e fortë në përbërësen tërthore (djathtas).

Shpejtësia prerëse nuk varet nga moduli trupor. Edhe pse të dyja shpejtësitë varen nga ngurtësia, shpejtësia prerëse nuk varet nga moduli trupor K , sepse këto valë nuk përfshijnë ndryshim të vëllimit. Për shkak se shpejtësia prerëse është proporcionale me rrënjën katrore të ngurtësisë, valët prerëse nuk mund të përhapen nëpër një lëng ideal ($\mu = 0$). Gjithsesi, valët ngjeshëse përhapen në një lëng ideal me një shpejtësi në përpjesëtim me

$K^{1/2}$. Kështu vetëm valët ngjeshëse mund të udhëtojnë nëpër koren e jashtme të tokës ose nëpër oqean.

1.1.5.2. Valët Sipërfaqësore

Zgjidhjet e ekuacionit të valës sizmike për valët volumore kërkojnë ekzistencën e mjedisit elastik. Nëse marrim parasysh sipërfaqen e lirë, siç është Toka, ekzistojnë dhe zgjidhje të tjera të këtij ekuacioni që quhen valë sipërfaqësore. Valët sipërfaqësore janë dy lloje, valë Relej dhe valë Love. Valët Relej (valë LR ose R) ekzistojnë në çdo sipërfaqe të lirë kurse valët Love (valë LQ ose G) kërkojnë një lloj udhëzues valës pranë sipërfaqësore siç mund të jetë një gradient shpejtësie që rritet me thellësinë. Të dyja këto kushte plotësohen në Tokën reale ndaj këto valë ekzistojnë plotësisht në kushtet reale.

Meqë valët SH pasqyrohen plotësisht nga sipërfaqja e lirë kemi krijimin e valëve Love nga interferenca konstruktive e pasqyrimeve të njëpasnjëshme të katër valëve në sipërfaqen e lirë. Valët Love mund të krijohen dhe ndërmjet valëve SH që pasqyrohen tej këndit kritik brenda një shtrese homogjene të mbivendosur një gjysmë hapësire me shpejtësi më të lartë. Ky është rasti i shtresave të kores të mbivendosura mantelit të sipërm me një rritje domethënëse të shpejtësisë në bazën e kores.

Kur një valë P (ose SV) mbërrin në sipërfaqe, vala e pasqyruar përmban dhe valë P dhe valë SV. Në vitin 1887 Lord Relej tregoi se ekziston një zgjidhje e ekuacionit të valës për dy valë të çiftuara P dhe SV jo homogjene që përhapen përgjatë sipërfaqes së një gjysmë hapësire (Bormann, 2012). Valët jo homogjene karakterizohen nga një shpejtësi e fazës që është më e vogël sesa shpejtësia e valës volumore që shtrihet nën të dhe nga amplituda që rriten ose shuhet eksponencialisht në drejtimin e fazës konstante. Valët P kthehen në valë jo homogjene nëse përbërësja e thellësisë në thellësinë e tyre s është imagjinare. Në mënyrë të ngjashme dhe valët S formojnë një valë jo homogjene kur parametri valor $p = \sin i/v > 1/v_s$. Atëherë këndi i rënies i nuk është më real dhe nuk është më e qartë se cili është këndi i rënies së valës. Me rritjen e mëtejshme të i_{sv} dhe për pasojë të ngadalësisë p_{sv} këndi i_p nuk mund të rritet më tej, ajo bëhet imagjinare dhe zhvendosja fizike tregon një zhvendosje në fazë prej ϕ , ku ϕ është e barabartë me fazën e SP për përbërësen horizontale dhe e barabartë me fazën e SP + $\pi/2$ për përbërësen vertikale, duke na dhënë një valë jo homogjene me një lëvizje eliptike prapavepruese të grimcës. Më tej, nëse në sipërfaqen e lirë të gjysmë hapësirës qëndron ende kushti që $1/v_p < 1/v_s < P$ atëherë dhe valët P dhe VS bëhen jo homogjene. Ky çift valësh jo homogjene formon valët Relej.

Edhe pse valët Relej nuk shfaqin dispersion në një gjysmë hapësire homogjene, ato janë gjithmonë disperse në mjedis të shtresëzuar dhe me gradientë shpejtësie siç ndodh në Tokën reale. Valët Relej udhëtojnë me një shpejtësi faze prej $c = \sqrt{2 - 2/\sqrt{3}} v_s \approx 0.92 v_s$, pak më të ulët sesa vala Love dhe pse me ngadalësi më të madhe që plotëson kushtin $1/v_p < 1/v_s < P$ (Bormann, 2012).

Meqë valët Relej burojnë nga valë jo homogjene të çiftuara p dhe SV, ato janë të polarizuara në planin vertikal të përhapjes dhe për shkak të diferencës së fazave ndërmjet P dhe SV, lëvizja e grimcës në sipërfaqe është eliptike dhe antiorare. Gjithsesi, nën një

thellësi të caktuar, që varet nga frekuenca, lëvizja e grimcës dominohet nga përbërësja SV dhe bëhet eliptike orare.

Kur përbërëse me frekuencë të ndryshme udhëtojnë me shpejtësi fazash të ndryshme format e pulseve nuk qëndrojnë të njëjta por do të shpërhapen gjatë rrugës së tyre ndërsa frekuencat ndahen. Kjo na jep efekte të interferencës që shuajnë energjinë e valës përveçse në raste të veçanta të përcaktuara nga shpejtësia e grupit të valës. Nëse marrim shumën e dy valëve harmonike me frekuencë disi më të ndryshme, forma valore rezultante do të përmbajë një sinjal me frekuencën mesatare, amplituda e të cilës modulohet nga një valë me periudë më të gjatë.

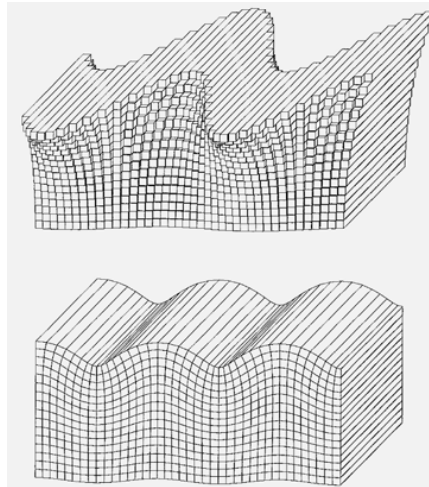


Figura 1.22. Modelet e zhvendosjes të shkaktuara nga valët Love që përhapen horizontalisht (sipër) dhe valët Relej (poshtë). Në të dy rastet, amplitudat e valëve zvogëlohen eksponencialisht me thellësinë. (Shearer, Introduction to Seismology, 1999)

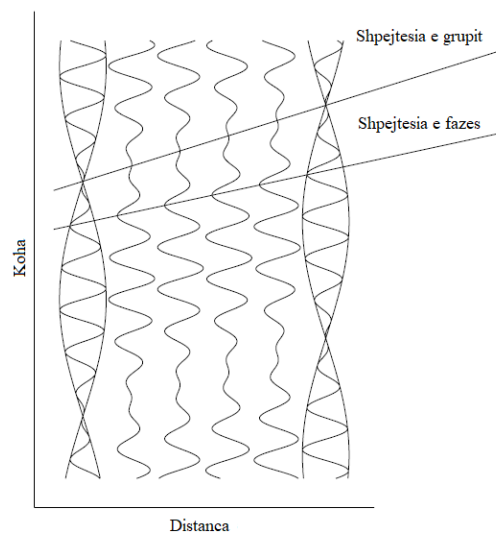


Figura 1.23. Shuma e dy valëve me frekuencë pak të ndryshme na jep një valë të moduluar (Shearer, Introduction to Seismology, 1999). Shpejtësia e grupit është shpejtësia e paketave valore kurse shpejtësia e fazës është shpejtësia e maksimumeve individuale.

Duke përdorur marrëdhënien ndërmjet parametrave të valës harmonike ne mund të nxjerrim shpejtësinë e grupit si (Shearer, Introduction to Seismology, 2009)

$$U = \frac{d\omega}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} = c \left(1 - k \frac{dc}{d\omega}\right)^{-1} \quad (1.55)$$

Shpejtësia e valës c për Tokën, për të dy valët, Relej dhe Love, përgjithësisht rritet me periodën. Kjo sjell që $dc/d\omega$ të jetë negative dhe për pasojë shpejtësia e grupit është më e vogël sesa shpejtësia e fazës ($U < c$). Figura 24 jep kurbat e dispersionit për valët Love dhe Relej, të llogaritura nga modeli PREM (Modeli Paraprak Referencë i Tokës). Pika maksimale ose minimale e kurbës së dispersionit të shpejtësisë së grupit do të na japë energji nga një sërë periodash që mbërrijnë pothuaj në të njëjtën kohë. Kjo quhet fazë Ajrore dhe ndodh në Tokë për valët Relej në perioda 50 dhe 240 sekonda.

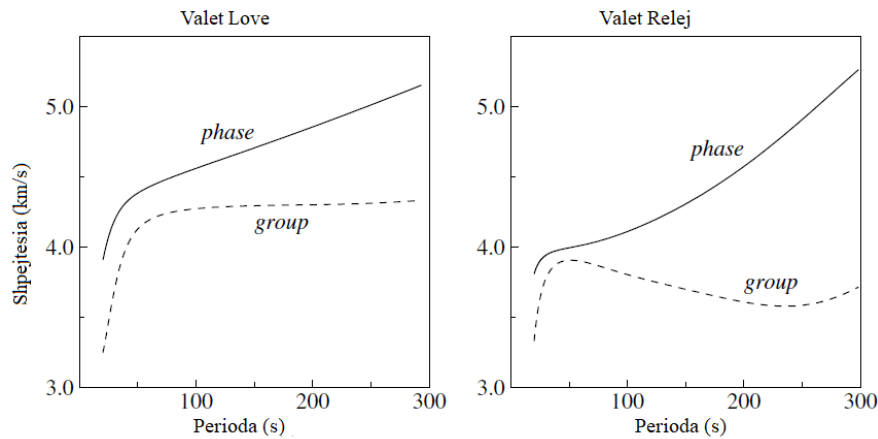


Figura 1.24. Kurbat e dispersionit për valët themelore Love dhe Relej, të llogaritura nga modeli izotropik PREM sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 2009).

1.1.5.3. Karakteristikat e rrezatimit të valëve sizmike

Kur kemi rrëshqitje të thyerjes kemi lëvizjen e dy anëve të thyerjes në drejtime të kundërta, gjë që krijon valë parësore P me polaritete të ndryshme në drejtime të ndryshme. Nëse faqet e thyerjes lëvizin drejt stacionit, lëvizja e parë quhet ngjeshje (C) dhe nëse lëviz duke iu larguar stacionit quhet zgjerim (D). Kjo na shfaqet si një lëvizje lart ose poshtë në një sensor me përbërëse vertikale. Nëse do të kishim vëzhgime nga shume stacione të shpërndarë në mënyrë uniforme ne do të mund të përcaktonim në mënyrë të saktë orientimin e dy planeve duke ndarë sipërfaqen në 4 kuadratë me polaritete të ndryshme. Por gjithsesi do të kishim nevojë për më shumë informacion për të përcaktuar planin e thyerjes. Për tërmetet e mëdhenj kjo mund të bëhet duke përdorur gjeologjinë, drejtimin e thyerjes si duket nga modeli i valëve dhe orientimi i pasgoditjeve. Por në parim ka një mënyrë më praktik për të përcaktuar zgjidhjen e planit të thyerjes.

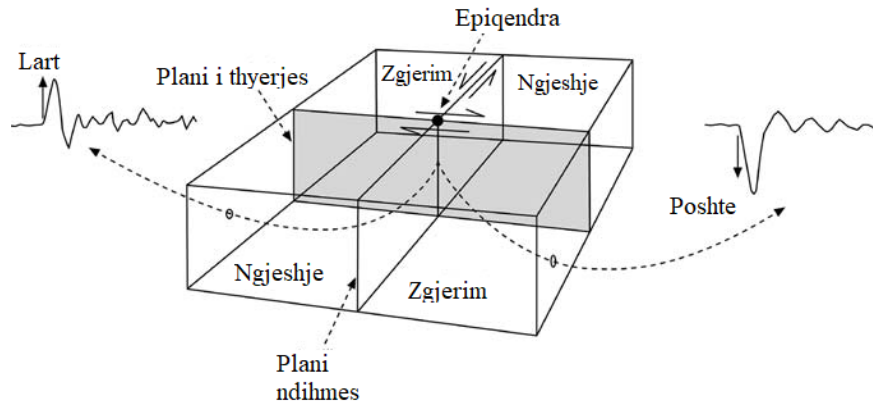


Figura 1.25. Vala parësore P e vëzhguar nga drejtime të ndryshme respektivisht me planin e thyerjes për një thyerje goditje – rrëshqitje sipas (Havskov J. O., 2010). Shigjetat në planin ndihmës tregojnë lëvizjen që do të jepte të njëjtën sizmogramë. Këto shigjeta mund të konsiderohen forcat që bëjnë të mundur lëvizjen.

Në figurën e mësipërm paraqitet lëvizja e thyerjes me anën e shigjetave, në planin e thyerjes ose në atë ndihmës. Rrezatimi që vjen nga forcat që veprojnë nën të mund të përshkruhen me një çift forcash si në figurën 1.25. Meqë rrëshqitja në planin e thyerjes dhe në planin ndihmës jep të njëjtin polaritet, dhe në planin ndihmës ekziston një çift forcash me moment në anën tjetër që do të shkaktonte të njëjtat polaritete. Kështu që mund të themi që se amplitudat e valëve që rrezatojnë nga një thyerje mund të përshkruhen matematikisht si rrezatimi nga dy çifte forcash të quajtura çift i dyfishtë. Çifti i dytë siguron që të mos kemi rrotullim të sistemit të thyerjes. Nëse marrim një plan thyerje në planin $x_1 - x_2$, planin ndihmës në planin $x_2 - x_3$ dhe një lëvizje anësore majtas, mund të shprehim variacionin e amplitudës së valës P të normalizuar u_r në një sistem koordinatash sferike dhe në një distancë konstante si (Havskov J. O., 2010):

$$u_r = \frac{\sin 2\theta \cos \varphi}{4\pi\rho v_p^3} \quad (1.56)$$

ρ është densiteti dhe v_p është shpejtësia e valës P. Për valët SH kjo shprehje jepet si:

$$u_\theta = \frac{\cos 2\theta \sin \varphi}{4\pi\rho v_s^3} \quad (1.57)$$

dhe për valët SH

$$u_\theta = \frac{-\cos \theta \sin \varphi}{4\pi\rho v_s^3} \quad (1.58)$$

ku v_s është shpejtësia e valës S. Këto ekuacione mund të përdoren për të gjeneruar modelet e rrezatimit në figurën 1.26. Duket që raporti ndërmjet amplitudës S dhe amplitudës P është teorikisht $(v_p/v_s)^3 \approx 5$, gjë që bie në dakordësi dhe me vëzhgimet praktike ku amplituda e valës S janë më të mëdha se amplitudat e valës P.

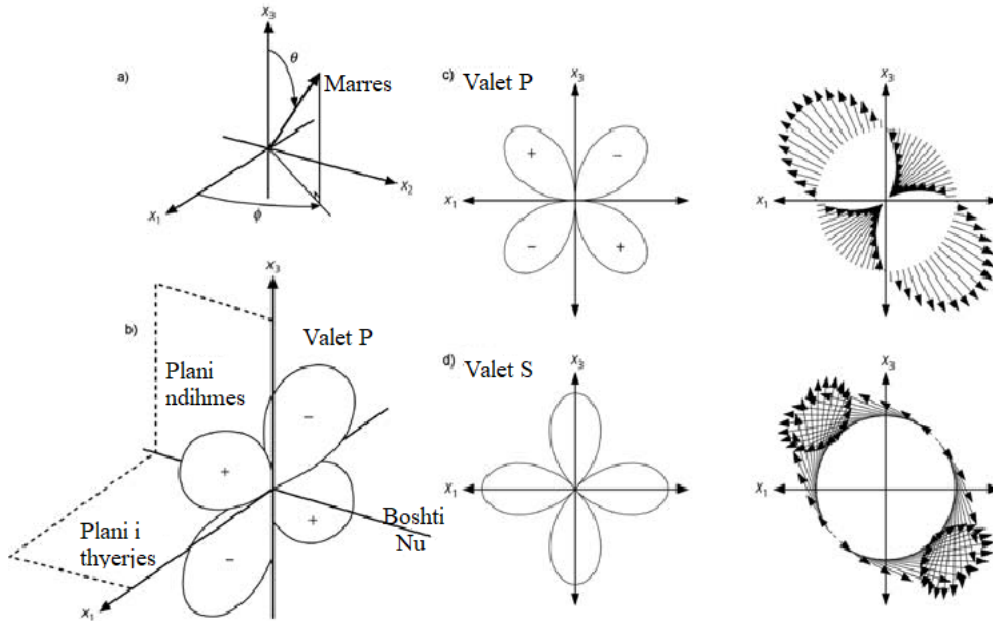


Figura 1.26. Modeli i rrezatimit nga një çift i dyfishtë në planin $x_1 - x_2$. a) sistemi koordinativ sferik sipas (Bormann, 2012), b) dhe c): Modelin e rrezatimit të valës P, (d) modeli i rrezatimit të valës S. Figura b dhe dy figurat në mes tregojnë amplitudën dhe figurat në të djathtë tregojnë drejtimin e lëvizjes. Amplituda është 0 në planin e thyerjes dhe në planin ndihmës për valën P. Këto quhen plane nyje. Valët S nuk kanë plane nyje por amplituda është 0 përgjatë boshtit x_2 .

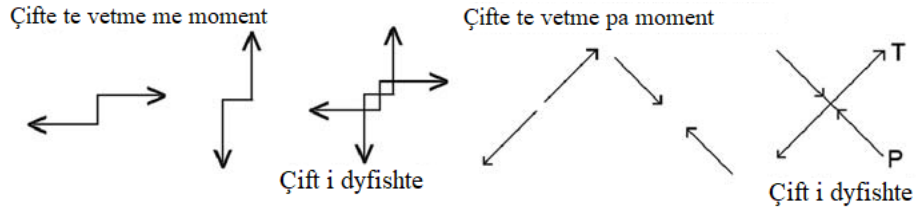


Figura 1.27. Tipet e çifteve te forcave që mund të gjenerojnë zhvendosjet e fushës së largët të vëzhguara nga rrëshqitja e thyerjes sipas (Shearer, Introduction to Seismology, 1999). Çiftet e forcave pa moment quhen ndryshe dhe dipole s. Dy çiftet e dyfishtë gjenerojnë të njëjtat zhvendosje të fushës së largët dhe të dyja mund të përdoren për të përshkruar lëvizjen e thyerjes. Tensionet maksimale dhe minimale ngjeshëse P dhe T janë në drejtim 45° me planin e thyerjes dhe në të njëjtin drejtim me çiftet e vetme pa moment.

Një mekanizëm i rëndësishëm i mekanizmit vatror është gjetja e orientimit të sforcimit në tokë. Në një mjedis të pa sforcuar kemi drejtimin e ngjeshjes P dhe drejtimin e tensionit T kurse brendësia e Tokës është gjithmonë në ngjeshje kështu që ne marrim drejtimin e sforcimeve maksimale dhe minimale ngjeshëse që sërish i shënojmë P dhe T. Planet e thyerjeve të reja janë të orientuara në 45° nga tensionet ngjeshëse maksimale dhe minimale.

1.1.6. Energjia e mbartur nga valët sizmike

Si valët në një kordë, valët sizmike transportojnë si energji kinetike ashtu edhe sforcim, ose energji potenciale. Për të gjetur këtë energji konsiderojmë valët plane

harmonike S dhe P që udhëtojnë në drejtimin z. Një valë SH me zhvendosje në drejtimin y është

$$u_y(z, T = B \cos(\omega t - kz), \quad (1.59)$$

ku kjo shprehje shkruhet drejtpërdrejtë në terma të zhvendosjes dhe jo në terma potencialë. Kjo është një qasje e dobishme për valët SH (Stein & Wysseison, 2003).

Energjia kinetike në një vëllim V është integrali i shumës së energjisë kinetike të lidhur me secilin përbërës të zhvendosjes

$$KE = \frac{1}{2} \int_V \rho \left(\frac{\partial u_i}{\partial t} \right)^2 dV, \quad (1.60)$$

sepse masa është $m = \rho dV$ (Stein & Wysseison, 2003). Kështu për valën plane energjia kinetike për njësi të ballit valor i mesatarizuar sipas gjatësisë së valës λ është

$$KE = \frac{1}{2\lambda} \rho B^2 \omega^2 \int_0^\lambda \sin^2(\omega t - kz) dz = \frac{1}{2\lambda} \rho B^2 \omega^2 \frac{\lambda}{2} = \frac{\rho B^2 \omega^2}{4} \quad (1.61)$$

Energjia e sforcimit është

$$W = \frac{1}{2} \int_V \sigma_{ij} e_{ij} dV \quad (1.62)$$

Për shkak se përbërëset e vetme jo zero të sforcimit janë

$$e_{32} = e_{23} = \frac{1}{2} \frac{\partial u_y}{\partial z} = \frac{Bk \sin(\omega t - kz)}{2}, \quad (1.63)$$

Përbërëset e vetme jo zero të tensionit janë

$$\sigma_{32} = \sigma_{23} = \mu Bk \sin(\omega t - kz), \quad (1.64)$$

dhe energjia e sforcimit për njësi të sipërfaqes të ballit valor e mesatarizuar sipas gjatësisë valore në drejtimin e përhapjes është

$$W = \frac{1}{2\lambda} \int_0^\lambda \mu B^2 k^2 \sin^2(\omega t - kz) dz = \frac{\mu B^2 k^2}{4} = \frac{\rho B^2 \omega^2}{4}, \quad (1.65)$$

ku shprehja e fundit përdor faktin se $\mu = \beta^2 \rho$ dhe $\beta k = \omega$. Kështu energjia e sforcimit dhe energjia kinetike e mesatarizuar sipas gjatësisë së valës janë të barabarta. Prandaj energjia e plotë e mesatarizuar sipas gjatësisë së valës është

$$E = KE + W = \rho B^2 \omega^2 / 2 \quad (1.66)$$

kurse fluksi mesatar i energjisë në drejtimin e përhapjes gjendet duke shumëzuar energjinë me shpejtësinë

$$E = \rho B^2 \omega^2 \beta / 2 \quad (1.67)$$

Energjia e plotë dhe fluksi janë të përpjesshme me katrorin e amplitudës dhe frekuencës, kështu që për valët me amplitudë të njëjtë, valët me frekuencë më të lartë transportojnë më shumë energji (Stein & Wysseison, 2003).

Në mënyrë të ngjashme, një valë plane P që përhapet në drejtimin z, energjia kinetike për njësi të ballit valor e mesatarizuar sipas gjatësisë së valës është

$$KE = \frac{1}{2\lambda} \rho A^2 k^2 \omega^2 \int_0^\lambda \cos^2(\omega t - kz) dz = \frac{\rho A^2 k^2 \omega^2}{4}. \quad (1.68)$$

Për të gjetur energjinë e sforcimit shënojmë sesa përbërësja e vetme jo zero është

$$\sigma_{zz} = (\lambda + 2\mu) e_{zz} = \rho \alpha^2 e_{zz}, \quad (1.69)$$

ku termi i fundit eliminon konstanten Lamé λ dhe na lejon të ruajmë simbolin λ për gjatësinë valore. Kështu që energjia e sforcimit për njësi të ballit valor e mesatarizuar sipas gjatësisë valore është

$$W = \frac{1}{2\lambda} \int_0^\lambda \rho \alpha^2 A^2 k^2 \cos^2(\omega t - kz) dz = \omega^2 A^2 k^2 \rho / 4, \quad (1.70)$$

që është e barabartë me energjinë kinetike. Kështu që energjia totale e mesatarizuar sipas gjatësisë valore është

$$E = KE + W = A^2 \omega^2 k^2 \rho / 2 \quad (1.71)$$

dhe fluksi mesatar i energjisë në drejtimin e përhapjes gjendet duke shumëzuar me shpejtësinë P

$$E = A^2 \omega^2 k^2 \rho \alpha / 2. \quad (1.72)$$

Këto shprehje ndryshojnë nga ato për energjinë e valës SH me një faktor k^2 sepse A është amplituda e potencialit, ndërsa në ekuacionet 1.68 dhe 1.69 B është amplituda e zhvendosjes (Stein & Wysseison, 2003). Nëse ne do të përdornim amplitudën e potencialit për një valë prerëse, do të nevojitej faktori k^2 .

Fluksi i energjisë jep njohuri mbi mënyrën sesi sillen valët kur ato ndryshojnë mjedis. Për shembull, ndërsa valët ujore udhëtojnë në ujëra më të cekët, shpejtësitë e tyre zvogëlohen, kështu që amplitudat e tyre rriten për të ruajtur energjinë. Përfundimisht amplitudat kalojnë një nivel kritik dhe vala thyhet. Në mënyrë të ngjashme, kur valët sizmike kalojnë nga një shtrat shkëmbor në tokë të butë me shpejtësi dhe densitet më të ulët, amplitudat e tyre rriten.

1.1.6.1. Drejtueshmëria në rrezatimin e energjisë sizmike

Në rastin e një thyerje që lëviz në drejtimin horizontal, raporti i amplitudave të dy përbërëseve që lëvizin në drejtime të kundërta nuk varen as nga spektri i burimit as nga shtresat por varet nga zgjatimi horizontal i burimit, shpejtësia e këputjes, dhe nga goditja e thyerjes përkundrejt vijës që bashkon stacionin me epiqendrën fillestare. Ky funksion quhet drejtueshmëri dhe jepet me (Ben-Menahem, 1961)

$$D = \left| \frac{\left(\frac{C}{\vartheta} + \cos\theta_0\right) \sin \frac{\pi b}{\lambda} \left(\frac{C}{\vartheta} - \cos\theta_0\right)}{\left(\frac{C}{\vartheta} - \cos\theta_0\right) \sin \frac{\pi b}{\lambda} \left(\frac{C}{\vartheta} + \cos\theta_0\right)} \right| \quad (1.73)$$

ku C është shpejtësia e valës që po studiohet, Relej apo Love. Në rast se valët që udhëtojnë në drejtime të kundërta nuk përshkojnë të njëjtën rrugë ato duhet të barazohen në mënyrë që drejtueshmëria të normalizohet meqë kjo e fundit është e përkufizuar për rrugë sizmike të barabarta.

Drejtueshmëria mund të përkufizohet për dy stacione të ndryshme në pozicione në anë të kundërta të thyerjes ose për valë sipërfaqësore të rendeve të ndryshme në të njëjtin stacion. Si shembull mund të merren valët Relej, ose valët G, të cilat nisin nga thyerja në të dy drejtimet e thyerjes dhe në drejtime të kundërta dhe arrijnë stacionin nga dy drejtime të ndryshme. Drejtueshmëria nuk varet nga drejtimi i mbërritjes së valës në instrument edhe pse orientimi i instrumentit mund të ndikojë amplitudën e regjistruar. Ky argument bie për vlera shumë të ulëta të frekuencës.

Pas marrjes së fazave nga sizmogramat dhe pasi u bëhet një transformim Furie llogarisim raportin e amplitudave për një grup frekuencash të përzgjedhura dhe këto rezultate krahasohen me raportin teorik të ekuacionit (1.73). Amplitudat e korrektuara për absorbim në rrugë të ndryshme hidhen në grafikë në varësi të periodës dhe krahasohen me kurbat teorike. Këto kurba mund të vizatohen duke llogaritur zerot dhe infinitet teorikë të ekuacionit (1.73). Për të siguruar rezultate të mira për tre parametrat e panjohur; D, v dhe b nevojitet një spektër mjaftueshëm i gjerë, (100-400 sekonda). Gjithashtu është e nevojshme të dihen dhe varësia e shpejtësisë së fazës dhe i koeficientit të shuarjes me periodën. Në këtë mënyrë mund të vlerësojmë parametrat e burimit v dhe b.

1.1.7. Modeli i shkëputjes rrethore

1.1.7.1. Modeli i çarjes prerëse rrethore

Modeli i çarjes prerëse rrethore i prezantuar prej Kostrov (Kostrov, 1966) konsiderohet si përpjekja e parë për të ndërtuar një model të një burimi tërmeti bazuar në konceptet e reja për atë kohë të thyerjeve dinamike. Puna fillestare për modelin e shkëputjeve me prerje statike korresponduese është kryer nga Eshelby (Eshelby, 1957) dhe Keilis-Borok (Borok, 1959). Le të shqyrtojmë problemin e një shkëputjeje rrethore me rreze a . Tensioni prerës larg prej shkëputjes ka një vlerë konstante σ_0 dhe është zero brenda shkëputjes. Në këto kushte, një zgjidhje për rrëshqitjen në shkëputje ($r < a$) për raportin e Puasonit 0.25, mund të shkruhet si:

$$\Delta u(r) = \frac{24}{7\pi} \frac{\Delta\sigma}{\mu} \sqrt{a^2 - r^2} \quad (1.74)$$

ku r është rrezja dhe $\Delta\sigma$ është rënia e sforcimit. Për modelin e çarjes rrethore, momenti sizmik në termat e rënies së sforcimit jepet nga:

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} S = \frac{16}{7} \Delta \sigma a^3 \quad (1.75)$$

Shpërndarja e rrëshqitjes zbatohet gjithashtu në situatat në të cilat tensioni brenda çarjes nuk bie në zero gjatë rrëshqitjes. Kjo ndodh kur shkëputja ndodhet nën fërkim, situata më e zakonshme në dinamikën e tërmetit. Në këtë rast, rënia e sforcimit është diferenca midis tensionit fillestar (σ_0) dhe tensionit përfundimtar (σ_f) nën fërkim.

Tensioni jashtë çarjes rrethore ($r > a$) mund të llogaritet duke përdorur metodën e propozuar nga Eshelby (Eshelby J. D., 1959). Fusha e sforcimeve përreth një çarjeje rrethore nuk është cilindrikisht simetrike në lidhje me boshtin e çarjes. Arsyeja është se nën tension prerës, çarja është në modën e thyerjes II në drejtimin e aplikimit të tensionit dhe në modën III në drejtimin transversal me tensionin fillestar. Nëse marrim tension fillestar të orientuar përgjatë boshtit x dhe normalen me shkëputjen si boshtin z , Fusha e sforcimeve i çarjes rrethore paraqet veçantitë e tipit të rrenjës katrore të anasjelltë përgjatë perimetrit të çarjes. Rrëshqitja është maksimal në qendër të shkarjes dhe ka një formë elipsoidale që zvogëlohet në zero pranë skajeve të shkarjes. Në lidhje me këtë zvogëlim në rrëshqitje, veçantitë e inversit të rrenjës katrore shfaqen në skajet e shkarjes ($r = a$).

1.1.7.2. Shkëputja rrethore, modeli Brune.

Modeli më i zakonshëm për një shkëputje rrethore me përmasa të fundme është propozuar nga Brune (Brune, 1970). Ky model u nxorr nga supozimi se shkëputjet ndodhin në mënyrë të menjëhershme në një thyerje rrethore të sheshtë. Brune propozoi zhvendosjen në fushë të largët të valëve S në distancë r nga thyerja në formën

$$u(t) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} R^3 \omega_c^2 \beta \left(t - \frac{r}{\beta}\right) e^{-\omega_c \left(t - \frac{r}{\beta}\right)} H\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \quad (1.76)$$

ku R^3 është modeli i rrezatimit i valës S dhe ρ dhe β janë respektivisht shpejtësitë e valëve të densitetit dhe prerëse të mjedisit elastik. H është shpërndarja Heaviside dhe ω_c është frekuenca rrethore. Amplituda e spektrit Furie jepet me

$$|U(\omega)| = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} R^3 M_0 \frac{1}{1 + \omega^2 / \omega_c^2} \quad (1.77)$$

Ky spektër Furie ka formën e zakonshme të modelit Brune të inversit të katrorit ω . Ky spektër është i sheshtë në frekuenca të ulëta, më të vogla sesa frekuenca rrethore ω_c dhe zvogëlohet si inversi i rrenjës katrore i frekuencës ω për frekuenca të larta. Brune propozoi që frekuenca rrethore lidhet me rrezën e shkëputjes me relacionin

$$\omega_c = 2.34 \frac{\beta}{a} \quad (1.78)$$

Frekuenca rrethore ω_c është në proporcion të zhdrejtë me rrezën a. ky relacion përdoret gjerësisht në sizmologji dhe në inxhinierinë e tërmeteve për të përcaktuar rrezene shkëputjes nga frekuenca rrethore e spektrit të valës S.

1.1.7.3. Relacioni i energjisë

Nëse ndjekim modelin e thyerjes prerëse rrethore mund të vëzhgojmë se energjia e sforcimit ndryshon gjatë një tërmeti në rendin e $\Delta U \sim \Delta \sigma^2 a^3$ kurse momenti në rendin $M_0 \sim \Delta \sigma a^3$. Pra shohim dy parametra që kanë të njëjtat njësi por që lidhen në rende të ndryshme me rënien e sforcimit. Gjithashtu mund të përmëndim dhe relacionin e energjisë së rrezatuar që është sërish në rendin $E_s \sim \Delta \sigma^2 a^3$. Këto diferenca në raportet e energjisë dhe momentit me rënien e sforcimit nuk janë gjithmonë të dukshme sepse është supozuar se $\Delta \sigma$ është e njëjtë për të gjithë tërmetet. Kështu mund të nxjerrim një lidhje të energjisë de momentit për modelin Brune të bazuar mbi shprehjen e energjisë dhe duke vendosur si rreze ekuacionin e saj duke marrë lidhjen e energjisë në termat e frekuencës rrethore:

$$E_s = 0.00796 \frac{M_0^2 \omega_c^3}{\mu \beta^3} = 1.9739 \frac{M_0^2 f_c^3}{\mu \beta^3} \quad (1.79)$$

ku $\omega_c = 2\pi f_c$. Vëmë re se dhe pse koeficienti numerik u llogarit për modelin Brune, ai mund të përdoret për çdo model kinematik apo dinamik të rrezatimit sizmik. Ky relacion tregon gjithashtu se energjia e rrezatuar nuk është proporcionale me momentin por me katrorin e tij.

1.1.7.4. Zhvendosjet e fushës së largët së një shkëputjeje dinamike rrethore

Zhvendosjet e fushës së largët të valës P ose S të prodhuara nga çarja rrethore në një mjedis homogjen mund të llogaritet nga shpërndarja e shpejtësisë së rrëshqitjes Δu . Për një çarje prerëse rrethore, valët S të fushës së largët jepen me

$$u^{P,S}(r, \theta, \varphi, t) = \frac{\mu}{4\pi\rho c^3} \frac{1}{r} R_c \int_{\Sigma} \Delta u \left(r', \varphi, t - \frac{r}{c} + \frac{r' \sin \theta}{c} \right) dS' \quad (1.80)$$

ku P,S tregon nëse po modelohet një valë P apo S. c paraqet shpejtësinë e valës P apo S si funksion të valës që po llogaritet. r_i është vektori i pozicionit nga origjina në pikën e pikën e vëzhgimit (r, θ, φ) ku θ është këndi polar i vektorit r_i i matur nga pozicioni vertikal me shkëputjen, φ është azimuthi i tij dhe r është pozicioni mbi shkëputje. R_c është modeli i rrezatimit korrespondues për një burim pikësor i një shkëputje rrethore në qendër të shkëputjes, që ne e konsiderojmë si funksion vetëm i pozicionit të pikës së vëzhgimit $R_c(r, \theta, \varphi)$. Vlerat numerike të kësaj shprehjeje nuk paraqisin probleme për aq kohë sa llogaritet shpërndarja e raportit të rrëshqitjes Δu . Spektri i valëve të valëve të rrezatuara mund të rrogaritet me një transformim numerik të drejtë Furie të ekuacionit të mësipërm. Në figurën 1.28 paraqitet rrezatimi i fushës së largët e llogaritur nga formula e mësipërme. Ω_0 quhet termi nën integral për ekuacionin e dhënë. Ne e llogaritem atë për këndet $\theta=60^\circ$ dhe $\varphi=0$ paraqitet në figurën 1.29 më poshtë. Amplituda është dhënë në njësi të raportit të momentit për zhvendosje kurse kohëzgjatja e sinjalit është rreth 12 sekonda, që është afërsisht dyfishi i kohës së nevojshme që këputja të kalojë rrezën e shkëputjes prej 20 km me shpejtësi të këputjes $v=2534$ m/s.

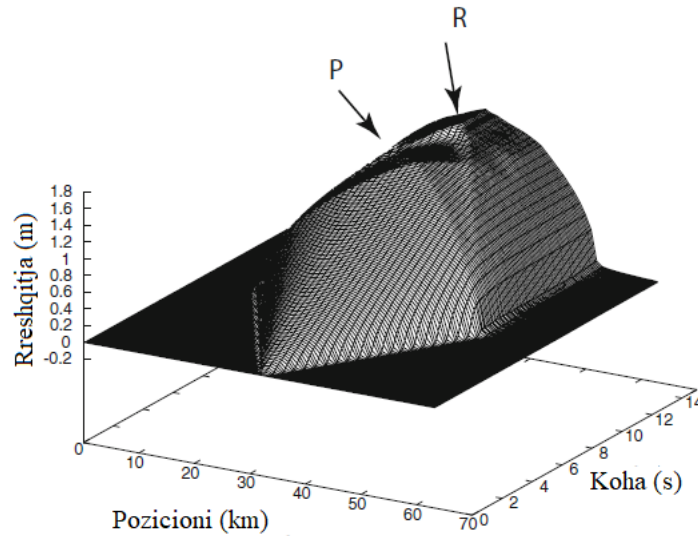


Figura 1.28. Zgjidhja numerike për rrëshqitjen si funksion i pozicionit dhe kohës për një thyerje rrethore thujse dinamike që përhapet me 80% të shpejtësisë së valës prerëse sipas (Madariaga, 1977).

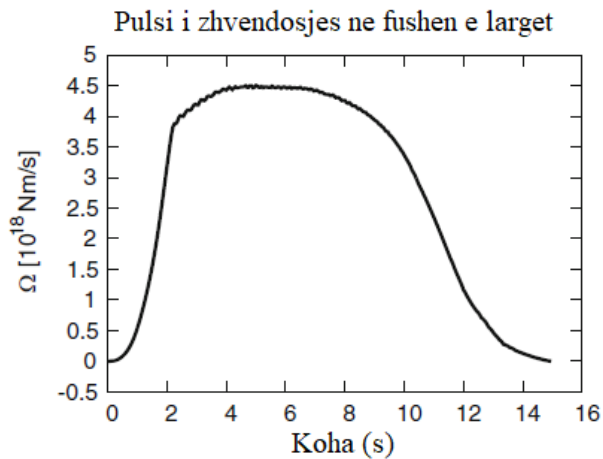


Figura 1.29. Rrezatimi i fushës së largët nga një çarje prerëse rrethore pothuaj dinamike sipas (Madariaga, 1977). Pulsi është vëzhguar në fushën e largët të një këputjeje me rreze 20 km dhe shpejtësi këputjeje prej 2.534 km/s.

Në figurën 1.30 është paraqitur spektri i zhvendosjes për valët prerëse. Në spektrin e zhvendosjes në fushën e largët të valëve prerëse mund të dallojmë zonën e frekuencave të ulëta ku spektri është i sheshtë me një vlerë proporcionale me momentin sizmik $M_0=4.9 \cdot 10^{19}$ Nm ku këputja duket si një burim pikësor. Në zonën e frekuencave të ndërmjetme forma e spektrit kontrollohet nga përmasat e shkëputjes ku mund të paraqiten disa shkallë rënieje që varen nga azimuthi i pikës së vëzhgimit. Në frekuenca të larta, përtej frekuencës rrethore, spektri bie me një raport të ω^{-2} . Kjo rënie në frekuenca të larta kontrollohet nga mos vazhdueshmëria e pulsit sizmik, kryesisht nga fazat ndaluese. Siç duket nga figura, faza kryesore ndaluese vëzhgohet në kohën $t_1=2$ sekonda, pranë së cilës zhvendosja në

fushën e largët ka një ndryshim të bëftë. Kjo është faza e parë ndaluese që vjen nga skaji i shkëputjes më të afërt me vëzhguesin.

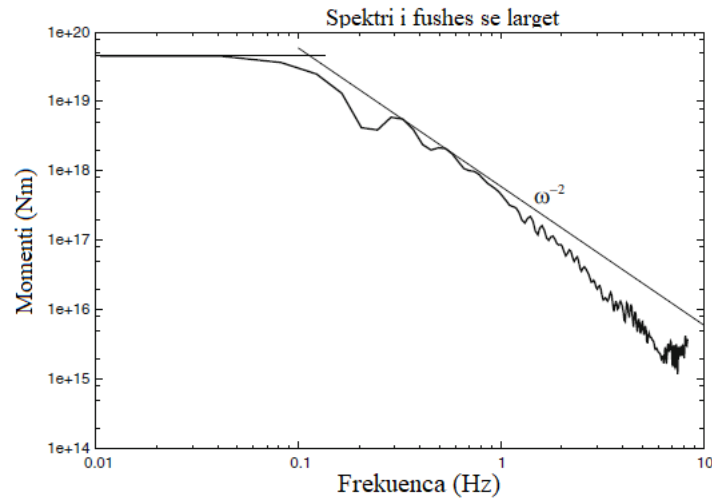


Figura 1.30. Spektri në fushë të largët i valëve prerëse të rrezatuara nga një çarje rrethore prerëse me rreze 20 km dhe me shpejtësi këputjeje prej 2.534 km/s sipas (Brune, 1970). Kjo është amplituda e spektrit Furie i pulsit të zhvendosjes së fushës së largët në figurën 1.29.

Faza e dytë ndaluese është më pak mbresëlënëse sepse emetohet nga skaji më i largët i shkëputjes kështu që drejtueshmëria është më e ulët. Kjo fazë pëson një ndryshim faze kur kalon boshtin e shkëputjes (Madariaga, 1977).

Spektri i paraqitur në figurën 1.30 varet dhe nga θ dhe nga φ . Kjo e bën shumë të vështirë që të marrim vetëm një vlerë të frekuencës rrethore si funksion të rrezes dhe të shpejtësisë së këputjes. Siç kemi parë përcaktohet zakonisht si pika e ndërprerjes së dy vijave të drejta që i përshtaten pjesëve të spektrit të frekuencave të ulëta dhe të ndërmjetme. Një karakteristikë e përgjithshme e spektrit të amplitudës është se frekuenca rrethore e valëve P janë më të larta se ato të valëve S. Kjo pasqyron faktin se në fushën e kohës, pulset e valëve S janë më të gjatë se ato të valëve P.

1.2. THYERJET TEKTONIKE, NË TERRITORIN SHQIPËTAR, ZONAT SIZMOGJENE DHE SIZMICITETI

1.2.1. Zonat e thyerjeve tektonike

Tërmetet përvijojnë në hapësirë zonat dhe linjat tektonike dhe rrjedhimisht vendodhja e tyre tregon për praninë e **shkëputjeve aktive**, përgjegjëse për gjenerimin e tyre. Shqipëria është një ndër vendet më sizmoaktive në rajon dhe më gjerë. Tërmetet e fortë përgjithësisht ndodhin në disa zona me veti sizmogjenike të përcaktuara mirë, (Fig. 1.31) përkatësisht:

- Adriatiko – Jonike në kontaktin tektonik lindor të mikropllakës së Adrias, me shtrirje veriperëndim – juglindje.
- Peshkopi – Korçë me shtrirje veri – jug
- Lushnjë – Elbasan – Dibër me shtrirje verilindje - jugperëndim

Bazuar në studimet kryesisht neo-tektonike, shpërndarjen hapësinore të aktivitetit sizmik para instrumental dhe atij instrumental, nga informacioni makro sizmik i tërmeteve si dhe nga zgjidhjet e mekanizmit të vatrave të tyre, në Shqipëri dallohen dy sisteme shkëputjesh aktive: sistemi gjatësor VP – JL deri V – J, si dhe ai tërthor VL – JP, që përshkojnë si trevën e brendshme ashtu dhe në atë të jashtme.

Në territorin shqiptar, pjesë e tektonikes aktive orogjenike, dallohen tri zona gjatësore dhe dy tërthore, të shkëputjeve aktive kryesore (Figura 1.31), përkatësisht:

- **Joniko – Adriatike** e shkëputjeve mbihipëse me shtrirje VP deri afërsisht VVP.
- **Shkodër – Mat – Librazhd** e shkëputjeve normale grabenore me shtrirje VP.
- **Peshkopi – Korçë** e shkëputjeve normale grabenore me shtrirje V – J.
- **Shkodër – Tropojë** e shkëputjeve normale me shtrirje VL.
- **Lushnjë – Elbasan – Dibër** e shkëputjeve normale me shtrirje VL.

Elementët aktivë strukturorë janë paraqitur në hartën e shkëputjeve aktive në Shqipëri me tipin e deformimit dhe kronologjinë e aktivitetit të tyre (Fig 1.31), paraqitur përkatësisht me ngjyra: blu – aktive gjatë Pleistocenit të mesëm – Holocenit, jeshile – aktive që nga Plioceni ose Pliocen – Pleistoceni i poshtëm, e kuqe – aktive para Pliocenit por që vazhdon të jetë aktive edhe gjatë Pliocen – Kuaternarit. Tipi i shkëputjes është pasqyruar me simbolet e veçanta përkatësisht për shkëputjet normale, lart – rrëshqitjet, mbihipjet, shtytjet, fleksurat dhe kupolat diapirike aktive.

Pra, mund të konkludohet që zonat e shkëputjeve aktive janë pikërisht edhe zonat sizmoaktive, ose zonat e burimeve sizmike në territorin e Shqipërisë, të konfirmuara kryesisht nga fakti se epiqendrat e tërmeteve të vrojtuar deri me tani përqendrohen përgjatë shkëputjeve ose grupohen brenda zonave të shkëputjeve aktive.

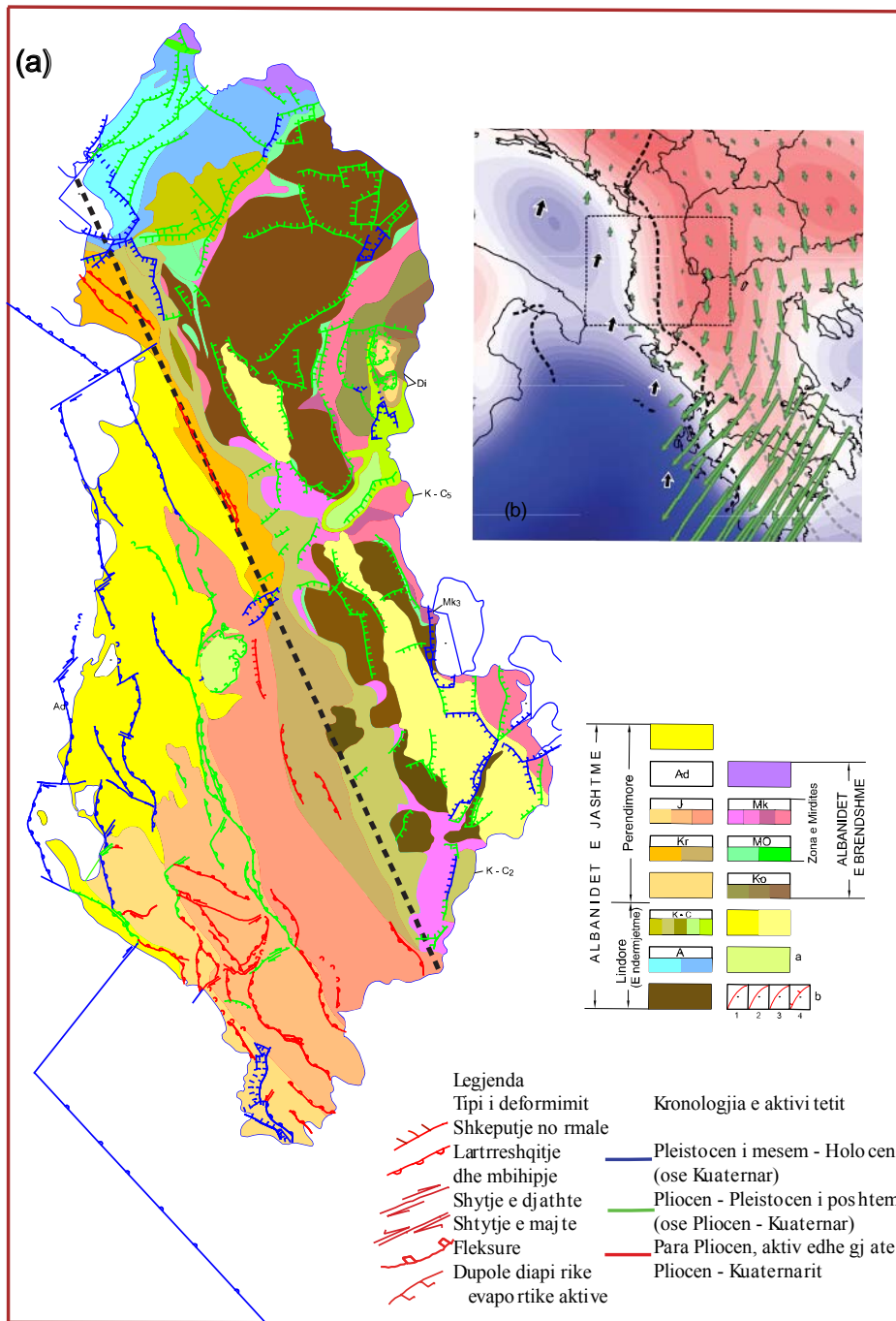


Figura 1.31.Harta e shkëputjeve aktive në Shqipëri.

1.2.2. Zonat sizmogjene dhe sizmiciteti

Shkëputjet tektonike janë burimet e çlirimit të energjisë sizmike. Tërmetet shkaktohen aty dhe atëherë ku dhe kur sforcimet tektonike nga akumulimi i deformimeve, e tejkalojnë kufirin e qëndrueshmërisë së materialit përgjatë planit të kontaktit të shkëputjeve. Shkëputjet tektonike që gjenerojnë tërmetet nuk shfaqen gjithmonë në sipërfaqe, dhe gjurma e tyre nuk është e dukshme. Për evidentimin e tyre aplikohen metoda

indirekte, si hartografimi dhe analiza e shpërndarjes në hapësirë e aktivitetit sizmik para instrumental dhe atij instrumental, shpërndarja e pasgoditjeve të tërmeteve të fuqishëm, migrimi i epiqendrave të tërmeteve, informacioni makro sizmik ose drejtimi i shpërndarjes së energjisë sizmike, si dhe informacioni gjeometrik dhe kinematik që përftohet nga zgjidhja e mekanizmit të vatrave të tërmeteve.

Epiqendrat e tërmeteve ndjekin mjaft mirë në hapësirë disa të ashtuquajtura zona sizmogjene dhe linja tektonike aktive. Rrjedhimisht, shpërndarja e tyre tregon edhe për vendodhjen e shkëputjeve përgjegjëse, që popullojnë këto zona, dhe gjenerojnë tërmetet. Në këtë mënyrë, shpërndarja e energjisë sizmike shprehur edhe nga efekti sipërfaqësor në termat e intensitetit sizmik, varet kryesisht nga pozicioni në hapësirë i shkëputjes përgjegjëse gjeneruese, tipi i saj si edhe nga struktura e përgjithshme gjeologjike.

Në këtë kontekst, për përcaktimin e zonave sizmogjene janë përpiluar hartat e shpërndarjes së intensitetit të tërmeteve, të cilat japin informacion për drejtimin e shtrirjes së planeve të shkëputjeve përgjegjëse. Për Shqipërinë janë përpiluar 198 harta për tërmetet gjatë periudhës 1800-1990, (Sulstarova E. , 1995). Po për këtë qëllim, janë zgjidhur edhe mekanizmit vatrore të rreth 180 tërmeteve të forta, gjatë periudhës 1958-1990 (Sulstarova E. , 1986) (Sulstarova, 1987) (Muço & Minga, 1992) (Muço B. , 1994a), por edhe të grumbujve të tërmeteve, suormeve, të tërmeteve të dobët (Muço B. , 1982.) (Muço B. , 1984.) (Sulstarova E. , 1986)

Në Shqipëri janë dalluar dy sisteme shkëputjesh: sistemi gjatësor VP-JL deri V-J, i cili është kryesisht karakteristik për trevën e jashtme të vendit dhe përvijon kontaktin mes Adrias dhe orogjenit shqiptar, dhe sistemi tërthor VL-JP, kryesisht karakteristik për trevën e brendshme por që vijon edhe në atë të jashtmen (Fig. 1.31), (Aliaj S. , 1988). Mbi bazën e konceptit të këtyre sistemeve të shkëputjeve tektonike aktive, me potencial sizmik dhe me regjim të sotëm të njëjtë tektonik, për Shqipërinë janë përcaktuar disa zona sizmogjene kryesore:

- Zona sizmogjene **Joniko-Adriatike**;
- Zona **Korçë-Ohër-Peshkopi** ose ndryshe zona e thyerjeve të Drinit;
- Zona sizmogjene **Mat-Mokër-Bilisht**, potencialisht me aktivitet dhe magnitudë të pritshme me të dobët;

Këto zona sizmogjene priten nga linja tërthore sizmogjene, të fuqishme, si ajo Lushnje-Elbasan-Dibër, Shkodër-Peje e Vlore-Tepelene, si dhe linja të tjera sizmogjene, me pak të rëndësishme, që përvijojnë tërthore të tjerave.

Në zonat dhe linjat sizmogjene të mësipërme, lokalizohet edhe aktiviteti sizmik me i lartë i vendit. Pjesa tjetër e territorit bën pjesë në zonën e sfondit, me aktivitet sizmik me të dobëta sizmogjene (Aliaj & Sulstarova, 1994.). Tërmetet e mëdhenj japin informacion kryesor mbi shkëputjet tektonike aktive, si burime sizmike. Edhe kur shkëputjet janë në thellësi dhe jo të dukshme në sipërfaqen e Tokës, të dhëna të vlefshme mund të merren nga zgjidhjet e mekanizmit vatrore, nga analiza e informacionit makro sizmik, analiza e parametrave vatrore e spektral etj. Por edhe mikrotermetet dhe tërmetet e vegjël mund të bëhen indikatorë të shkëputjeve tektonike. Në këtë aspekt, është përdorur metoda e dinamikës së migrimit të epiqendrave , e cila studion zhvendosjen suksesive të epiqendrave

te një te ashtuquajture histori kohore, e cila përfshin mikrotermetet dhe tërmetet e vegjël ne periudha kohore relativisht te ngushta dhe te shkaktuara prej se njëjtës shkëputje aktive (Mizoue & Nakamura, 1976), (Mizoue, Nakamura, Ishiketa, & Sato, 1978). Për territorin e Shqipërisë, kjo metode ka dhënë informacion te dobishëm për evidentimin e disa shkëputjeve tektonike ne kuadrin e hartës Neotektonike te Shqipërisë, (Muço, 1992) (Muço, 1994,b.), si tërthoret Gjiri i Drinit-Fan-Kukës, Vlorë-Elbasan-Dibër, Bregu i Detit - Erseke (Borsh-Kardhiq) dhe gjatësoret Librazhd-Nderfan dhe Gjiri i Drinit -Elbasan ,duke konfirmuar edhe me mikroaktivitetin sizmik shkëputjet e njohura, por edhe për shkëputje te tjera pak te njohura (Muço & Minga, 1992; Muço, Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988., 1994a).

1.2.2.1. Aktiviteti sizmik dhe tipologjia e tërmeteve

Aktiviteti sizmik në territorin e Shqipërisë, ose siç njihet ndryshe sizmiciteti, përcaktohet si funksion i madhësisë së tërmeteve, pra parametrave si magnituda, intensiteti, momenti sizmik etj, por edhe i shpeshëtisë së ndodhjes së tyre. Nga ky këndvështrim, në bazë të klasifikimit të njohur të tërmeteve sipas magnitudës (Hagiwara, 1964) (Lee & Stewards, 1981.), sizmiciteti i Shqipërisë karakterizohet nga mikroaktiviteti sizmik intensiv ($1.0 < M \leq 3.0$), nga tërmete të vegjël ($3.0 < M \leq 5.0$) me shpeshësi të ndodhje së tyre, tërmete të mesëm ($5.0 < M \leq 7$) më të rrallë, dhe nga tërmetet e mëdhenj ($M > 7.0$), shumë më të rrallë (Aliaj S. , 1988). Sizmiciteti grupohet në dy etapa kohore, të karakterizuara nga mënyra e detektimit dhe studimit të kësaj dukurie, përkatësisht: sizmiciteti historik dhe ai instrumental. Sizmiciteti historik bazohet kryesisht në dëshmitë e mbledhura nga burime të ndryshme dhe ka të bëjë me atë periudhë të kur ende tërmetet nuk mund të regjistroheshin me instrumente të posaçëm. Ndërsa, sizmiciteti instrumental nis me shekullin e XX-të e më tej, pasi që nga kjo kohë, në Europë e në botë, nisi ngritja dhe shtimi i stacioneve sizmologjike, dhe regjistrimet e tërmeteve filluan të realizoheshin sistematikisht dhe këta të fundit, të përpunohen me metodologji të qarta. Nga pikëpamja gjeodinamike, sizmiciteti i Shqipërisë është i lidhur ngushtë me konfrontimin e tipit kontinental ndërmjet mikropllakës tektonike të Adriatikut (Adrias), me Orogjenin (strukturat mal-formuese) shqiptar. Ky konfrontim jo vetëm që ndikon direkt ne aktivizimin e thyerjeve gjatësore ne buzët e orogjenit si edhe te segmenteve te thyerjeve tërthore që dalin ne këtë kontakt, por implikohet tektonikisht edhe me ne brendësi, ne thyerjet gjatësore e tërthore që përfshijnë pjesën perëndimore e veriperëndimore te Shqipërisë (Aliaj & Sulstarova, 1994.). E pare ne këtë aspekt, si edhe nga studimi i tërmeteve dhe lidhjes se tyre me tektoniken aktive ne vend, ne Shqipëri dalin ne pah dy treva te mëdha, treva e jashtme e cila merr pjese direkte ne kontaktin Adria-Orogjen dhe treva e brendshme që përfshin përafërsisht Shqipërinë ne lindje te vijës hipotetike Shkodër-Leskovik. Duke qenë se aktiviteti sizmik shtrihet në dy etapa historike, jo vetëm në Shqipëri por edhe në botë, sizmiciteti para-instrumental kalibrohet me anë të atij instrumental. Kështu për Shqipërinë, mbështetur në të dhënat instrumentale dhe jo instrumentale, më të besueshme, në modelin e fushës makro sizmike të propozuar nga Blake (1941) dhe ne analizën statistikore të të dhënave, janë gjetur lidhje empirike që shkallëzojnë parametrat instrumentale me ato makro sizmik (Sulstarova E. , 1986; Sulstarova E. , 1993) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010)

Mbështetur ne këto relacione, është arritur në përfundim se në vendin tonë, lëkundjet me intensitet VI, VII, VIII dhe IX ballë (MSK-64), mund të shkaktohen respektivisht nga tërmete me magnitudë: $M_s > 4.9$; 5.5; 6.0 dhe 6.6.

Lidhja midis intensitetit dhe magnitudës lokale Rihter, për tërmete me $M_L \leq 5.0$, e nxjerre nga regjistrimet e Rrjetit Sizmologjik gjate viteve 1976-1994, është (Muço & Hida, 1995):

$$M_L = 0.47 M_0 + 1.32 \quad (1.81)$$

Për territorin e vendit tone dhe rreth tij është gjetur edhe relacioni midis gjatësisë se vatrës se tërmetit L (ne km) dhe magnitudës M_s te tërmeteve (Sulstarova E. , 1995):

$$\log L = (0.46 \pm 0.05) M_s - (1.59 \pm 0.34) \quad \text{për } 5.5 \leq M_s < 7.5 \quad (1.82)$$

Bazuar ne relacionin e mësipërm, për diapazonin e magnitudave $M_s = 6.0-7.0$, gjatësia e thyerjes gjeneruese te tërmeteve do te ishte midis 16 dhe 45 km.

Për studimin e shpërndarjes ne kohe te sizmicitetit, në bazë të shpërndarjes se shpeshësisë se tërmeteve si funksion i magnitudës, $\log N = a - bM$ (Gutenberg & Richter, 1954), ku N - numri i tërmeteve mbi një magnitudë te caktuar dhe a e b, koeficientet qe karakterizojnë lokalisht sizmicitetin. Nga kjo analize, veçanërisht i rëndësishëm është koeficienti b, i cili shërben si përfaqësues lokal sizmotektonik dhe variacioni i te cilit mund të lidhet me çlirimin e energjisë sizmike apo përgatitjen e tërmeteve relativisht te mëdhenj. Modeli i shpërndarjes se mësipërme për Shqipërinë, për periudhën 1901-1990, bazuar ne të dhënat e tërmeteve $4.6 \leq M_s < 7.5$, ka trajtën (Sulstarova E. , 1993) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010):

$$\log N = 5.74 - 1.10 M_s \quad (1.83)$$

Për periudhën e regjistrimeve instrumentale te Rrjetit tone sizmologjik, nga 1976 e në vazhdim, për rreth 1800 tërmete me $M \geq 2.5$, te përfshire ne kuadratin $39-43^\circ V$; $18.5-21.5^\circ L$, është gjetur relacioni (Muço B. , 1995 b)

$$\log N = 6.65 + 0.99 M_L \quad (1.84)$$

Për trevën e jashtme, ky koeficient rezulton me i ulet ($b=0.94$) se sa për trevën e brendshme ($b=1.06$) Ky ndryshim është statistikisht i vlefshëm ne 95 përqind te nivelit te besimit, sipas testit të Fisherit, (Muço, Some features of Seismicity of Albania., 1995 b).

Nga studimi i përhapjes ne thellësi te tërmeteve, Shqipëria karakterizohet nga aktivitet sizmik përgjithësisht i ceket, me thellësi 10-20 km dhe ne mjaft raste deri pranë sipërfaqes. Nga gjithë tërmetet e vendit ne periudhën historike e instrumentale, 95% e tyre kane thellësi qe nuk i kalojnë 30 km (Muço, Some features of Seismicity of Albania., 1995 b). Kjo dëshmon se sizmiciteti i Shqipërisë karakterizohet nga procese dinamike qe ndodhin kryesisht ne Koren e tokës, me se shumti ne pjesën granitike te saj dhe shume rralle ne pjesën e sipërme te Mantelit.

Tipologjia e tërmeteve te Shqipërisë përfshin dukshëm te tre tipet e njohura te aktivitetit sizmik: tërmetet me goditje kryesore dhe pasgoditje, tërmetet me para goditje, goditje kryesore dhe pasgoditje si edhe suormet apo grumbujt e tërmeteve. Periudha 1976-

1990 ka nxjerre ne pah se 70% e tërmeteve me $M_L \geq 4.0$ janë te tipit te pare, pra nuk kane para goditje por vetëm goditje kryesore dhe pasgoditje. Nga një shumice tërmetesh te ndjeshëm, nga 1976 ne 1990, është gjetur se forma teorike e shuarjes se pasgoditjeve te tërmeteve me diapazon $3.5 \leq M_L \leq 5.5$ ndjek ligjin e Omorit (Muço B. , 1995 d):

$$N = \frac{c}{(1+t)^{1.13}} \quad (1.85)$$

ku N - numri i pasgoditjeve, t - koha ne dite dhe c - konstante.

Ekziston një diference ne shuarjen e tërmeteve për trevën e jashtme e te brendshme, me koeficiente te shuarjes respektivisht 1.020 dhe 1.329, gjë qe tregon për një tendence shuarje me te shpejte te pasgoditjeve ne trevën e brendshme se sa ne atë te jashtmen (Muço, 1995). Është evidentuar se mesatarisht energjia e çliruar nga pasgoditjet e tërmeteve ($3.5 \leq M_L \leq 5.5$) përbën 8 % te energjisë se goditjeve kryesore (Muço B. , 1995 d) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010).

Nga përpunimi statistikor i tërmeteve lokal, është gjetur se me probabilitetin mbi 80 %, tërmetet me intensitet VII balle (MSK-64) ndodhin ne vendin tone mesatarisht ne çdo 5 vjet; ata me intensitet VIII balle (MSK-64), çdo 10-20 vjet dhe ata me intensitet IX balle (MSK-64), çdo 30-35 vjet (Sulstarova E. , 1993). Duke përdorur shpërndarjen asimptotike të tretë të Gumbelit dhe të dhënat e tërmeteve te periudhës 1901-1985, është gjetur me rruge statistikore qe tërmeti maksimal i mundshëm qe mund te gjenerohet ne vendin tone dhe rreth tij ka magnitudë $M_s=7.5$ (Sulstarova, 1987).

Duke analizuar numrin kumulativ te tërmeteve me $M_s \geq 6.0$ te ndodhur ne Shqipëri gjate dy shekujve te fundit, janë dalluar 6 intervale kohore ne te cilat gradienti sizmik alternohet nga një vlere me e ulet ne një vlere me te larte. Mbi bazën e kësaj, është ndërtuar një model sekuencial statistikor i cili përshkruan ecurinë sizmike te Shqipërisë ne kohe. Nga ky model është gjetur se intervalet e sizmicitetit relativisht te ulet zgjasin 31-43 vjet dhe ato te sizmicitetit relativisht te larte, 17-21 vjet (Muço & Puka, 1993) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010).

Një tjetër karakteristike e sizmicitetit te Shqipërisë e konstatuar ne këto vitet e fundit, është roli aktiv i ujërave nëntokësore ne gjenerimin e tërmeteve. Ky rol është me prezent ne trevën e brendshme. Është konstatuar se tërmetet e Shqipërisë kane tendence te ndodhin me se shumti ne periudhën kohore me reshje te vitit, pra Tetor- Mars (Muço B. , 1995 a). Ndikimi i regjimit te ujërave nëntokësore dhe si rrjedhoje edhe i faktorëve mbitokësore qe ndikojnë ne këtë regjim (reshjet e dendura, përmytjet, mbushja e rezervuarëve artificiale etj.), ne çlirimin natyral te energjisë se tërmeteve, është diçka qe duhet marre ne konsiderate ne panoramën sizmologjike te vendit. Aktiviteti sizmik i Shqipërisë përfshinë edhe atë pjesë që njihet si aktivitet sizmik i induktuar dhe së fundmi edhe i triggeruar, të lidhura respektivisht me ndërtimin e rezervuarëve nga ngritja e digave të larta për shfrytëzim hidroenergjetik dhe ujitje, si dhe nga shfrytëzimi i fushave naftë mbajtëse me metoda të injektimit të fluideve për intensifikimin dhe optimizmin e prodhimit (Métois, et al., 2020)

1.2.2.2. Aktiviteti sizmik para instrumental

Sizmiciteti historik i Shqipërisë është i mirë studiuar dhe i evidentuar në disa katalogë (Morelli, 1942) (Mihajlovic, 1951) (Shebalin, Karnik, & Hadzievski, 1974) (Sulstarova & Koçiaj, 1975; Papazachos & Papazachos, 1989) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010).

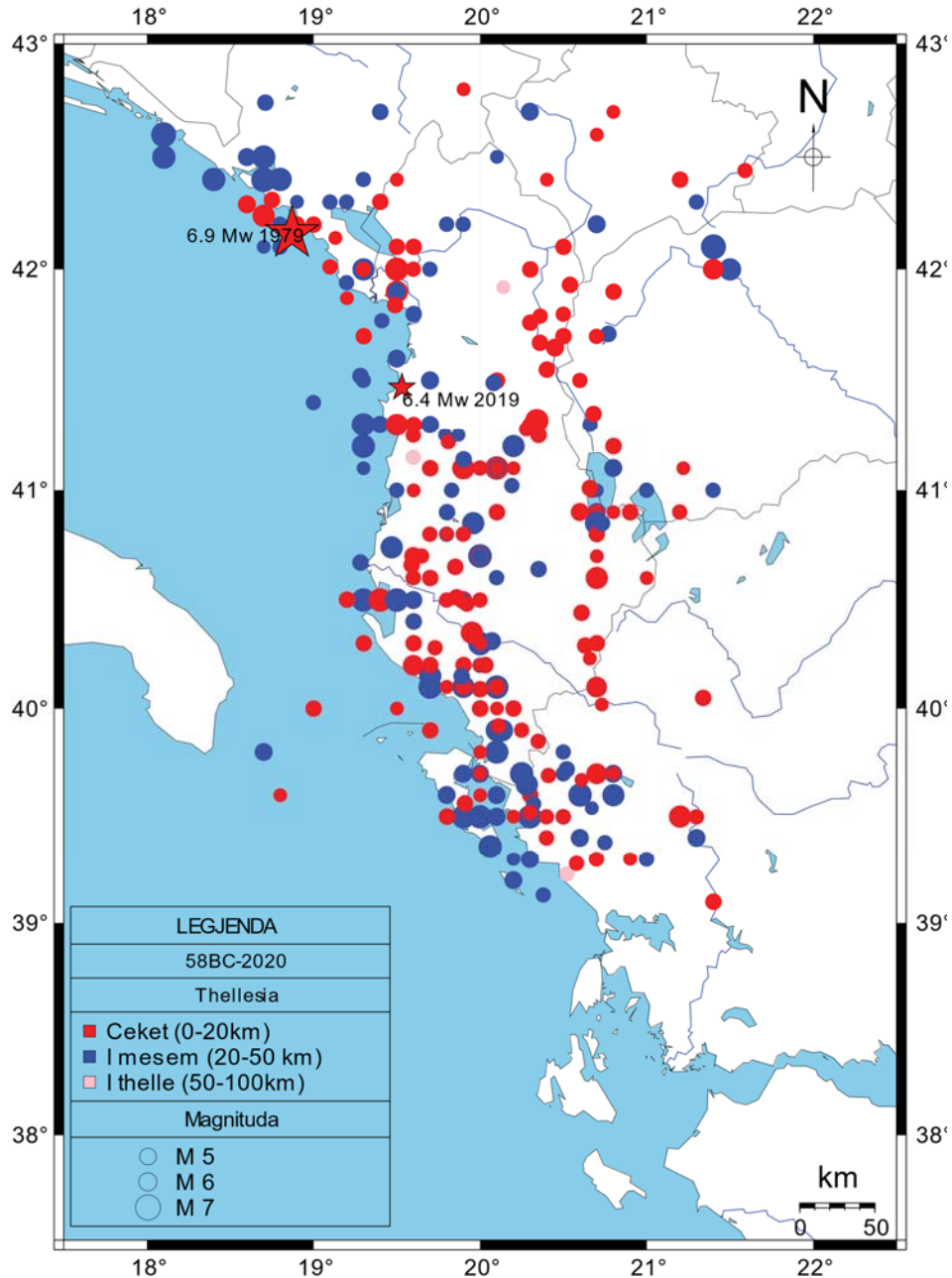


Figura 1.32. Harta e epiqendrave te tërmeteve historik

Rezulton se në periudhën nga shekulli II-III para Krishtit, deri në vitin 1900, vendi ynë është goditur nga 55 tërmete të fuqishëm me intensitet $I_0 > VIII$ ballë (MSK-64), nga të cilët, 15 kanë pasur intensitet $I_0 > IX$ ballë (MSK-64) (Sulstarova & Koçiaj, 1975) (Aliaj,

Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010). Nga numër që njihet për një periudhë më shumë se 2000 vjeçare, 36 i takojnë shekullit të XIX-të, gjë që tregon se numri real i tërmeteve të këtyre përmasave nuk është plotësisht i evidentuar.

Durrësi lashtë është goditur disa herë nga tërmete të fuqishëm të cilët e kanë shkatërruar atë plotësisht . Përmendet këtu tërmetet në vitet: 177 (para Krishtit), 334 ose 345 (Pas Krishtit), 506, 1273, 1279 1869 dhe 1870. Për tërmetin e Marsit 1273, dihet se qyteti prej 25 mijë banorë i asaj kohe u shkatërrua pothuajse krejtësisht. Pati shumë viktima në njerëz dhe mjaft të tjerë u larguan nga qyteti për në vendbanime të tjera. Kjo ngjarje solli si pasojë humbjen e rëndësisë së Durrësit si qytet i madh në Adriatik (Sulstarova & Koçiaj, 1975).

Ne shekullin II-III (para Krishtit), ka të dhëna se Apolonia gjithashtu është goditur nga tërmete të fuqishëm që kanë sjellë si pasojë dëme të mëdha (Sulstarova & Koçiaj, 1975).

Ne vitin 1153, dëshmohet se qyteti i Butrintit është shkatërruar nga një tërmet i fuqishëm. Gjurmët e tij dallohen edhe sot në rrënojat e qytetit të lashtë (Sulstarova & Koçiaj, 1975) .

Edhe qyteti i Vlorës, rezulton të jetë goditur nga mjaft tërmete me intensitet deri IX ballë (MSK-64) gjatë shekullit të XIX-të e pikërisht në vitet 1833, 1851, 1859 dhe 1866. Dëme të shumta njerëzore e materiale ka pasur nga këto tërmete në Vlorë e fshatrat përreth. Tërmeti i 12 Tetorit 1851, shkaktoi rreth 2000 të vrarë në këtë zonë. Kronikat japin të dhëna se Vlora është goditur nga një tërmet i fortë edhe më parë, në vitin 1601, tërmet që shkatërroi mjaft kisha e manastire (Sulstarova & Koçiaj, 1975).

Në periudhën 12 Tetor 1851-29 Dhjetor 1851 kanë rënë katër tërmete me intensitet IX ballë (MSK-64), me epiqendër Vlorën (12 Tetor 1851), Beratit (17 Tetor 1851), Elbasanit (20 Tetor 1851) dhe së fundi përsëri Beratit me 29 Dhjetor 1851. Në Elbasan tërmeti shkaktoi 2000 të vrarë dhe shkatërime të mëdha. Goditjet e mësipërme janë paraprirë më 20 Janar 1851 nga një tërmet shumë i fortë në Elbasan, i cili shkaktoi shumë dëme. Siç shihet, gjatë vitit 1851 vatra tërmetesh shumë të fortë kanë migruar nga Elbasani në Vlorë dhe mandej nga Vlora në Berat, në Elbasan dhe përsëri në Berat. Tërmetet e mësipërm përvijojnë mjaft mirë thyerjen tërthore që shkon nga Vlora në Elbasan e më tej (Sulstarova & Koçiaj, 1975).

Qyteti i Beratit, sipas të dhënave të Kodikut të tij, është rrënuar nga një sërë tërmetesh të fortë edhe në Mars të vitit 1551; ata shkaktojnë rreth 300 viktima, shembje të mureve të Kalasë, shembje të shumë kishave në rajonet përreth si dhe dëme të rënda në Tepelenë. Tërmeti i Dhjetorit 1851, shkatërroi këtu shumë godina, rrënoi Kalanë dhe vrau rreth 400 ushtarë turq që jetonin atje (Sulstarova & Koçiaj, 1975).

Tërmete të fuqishëm kanë goditur gjithashtu Tepelenën, përkatësisht në Mars 1701 dhe në Prill 1868; Elbasanit, në 1380 si edhe Shtator 1842; Konispolin, në Qershor 1823 dhe Shkurt 1872; Himarën, në Tetor 1858, Gusht 1869 dhe Qershor 1893; Delvinën në Korrik 1854, Shtator 1858 dhe Janar 1897; Gjirokastrën në Dhjetor 1866 si edhe Shkodrën në Korrik 1855 (Sulstarova & Koçiaj, 1975).

Nga sa është konkluduar deri më tani, sizmiciteti para-instrumental i Shqipërisë nuk njihet ende në mënyrë të plotë, dhe se ka ende vend për kërkime të mëtejshme.

1.2.2.3. Aktiviteti sizmik instrumental

Që nga fundi i shekullit të XIX-te, ngritja e stacioneve sizmologjike në Europë, mundësua evidentimin instrumental edhe të tërmeteve të ndodhur në Shqipëri e pranë saj. Në varësi të dendësisimit dhe të modernizimit në kohe, të tërësisë së rrjeteve sizmologjike lokale, evropiane e botërore, mund të thuhet se tërmetet e Shqipërisë dhe rreth saj, me magnitudë $M_s > 6.0$ ose intensitet $I \geq VIII$ (MSK-64), janë regjistruar nga stacionet sizmologjike që nga fillimi i shekullit XX-te; ato me magnitudë $M_s > 5.5$ ose intensitet $I_0 > VII$ (MSK-64), nga viti 1911; ato me $M_s > 5.0$ ose intensitet $I_0 > VI$ (MSK-64), nga viti 1940; ato me $M \geq 4.0$ ose intensitet $I_0 \geq IV-V$ (MSK-64), nga viti 1968 dhe ato me magnitudë $M_L \geq 2.5$, që nga viti 1976 (Sulstarova E. , 1986; Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010).

Shqipëria, gjatë shekullit XX është goditur nga mjaft tërmete dëmtues. Tërmetet me dëmtues dhe njëkohësisht edhe ata me magnitudë me të lartë që kanë ndodhur në vendin tonë gjatë këtij shekulli, janë:

- Tërmeti i Shkodrës, 1 Qershor 1905, me $M_s=6.6$ dhe $I_0=IX$ (MSK-64), i cili shkaktoi rreth 200 të vrarë, rreth 500 të plagosur dhe mbi 1500 godina të shkatërruara vetëm në Shkodër (Koçiaj & Sulstarova, 1980);
- Tërmeti i liqenit të Ohrit, 8 Shkurt 1911, me $M_s=6.7$ dhe $I=IX$ (MSK-64), i cili bëri dëme të shumta në njerëz e ndërtime dhe që ngriti nivelin e liqenit me rreth 50 cm (Sulstarova & Koçiaj, 1975);
- Tërmeti i Tepelenës, 26 Nëntor 1920, me $M_s=6.4$ dhe $I_0=IX$ (MSK-64), i cili e rrënoi pothuajse krejt qytetin duke vrarë 36 vete dhe plagosur 102 (Sulstarova & Koçiaj, 1975);
- Tërmeti i Durrësit, 17 Dhjetor 1926, me $M_s=6.2$ dhe $I_0=IX$ (MSK-64), i cili shkatërroi mjaft shtëpi në Durrës, Shijak e Kavaje (Sulstarova dhe Koçiaj, 1975);
- Tërmeti i Llogorasë, 21 Nëntor 1930, me $M_s=6.0$ dhe $I_0=IX$ (MSK-64), që vrau 30 vete dhe plagosi rreth 100 duke shkatërruar mjaft fshatra në jug të Vlorës (Sulstarova & Koçiaj, 1975);
- Tërmeti i Peshkopisë, 27 Gusht 1942 me $M_s=6.0$ dhe intensitet VIII-IX balle MSK-64; shkaktoi 44 të vrarë, 119 të plagosur dhe shkatërroi 1424 shtëpi në fshatrat afër Maqellarës dhe në qytetin e Peshkopisë. Toka pësoi çarje në shume vende, me gjatësi 300-400 m dhe gjerësi 30-40 cm;
- Tërmeti i Lushnjës, 1 Shtator 1959, me $M_g=6.2$ dhe intensitet $I_0=VIII-IX$ (MSK-64) i cili shkaktoi mjaft dëmtime si edhe çarje të trojeve e dukuri të lëngëzimit të tyre (Sulstarova & Koçiaj, 1975);
- Tërmeti i Korçës, 26 Maj 1960, me $M_s=6.4$ dhe intensitet $I_0=IX$ (MSK-64), që vrau 7 vete e plagosi 127 të tjerë dhe bëri dëme të shumta (Sulstarova & Koçiaj, 1975);
- Tërmeti i Fierit, 18 Mars 1962, $M_s=6.2$ dhe $I_0=VIII$ (MSK-64). Shkaktoi 5 të vrarë dhe 77 të plagosur; u shkatërruan 1335 shtëpi, objekte social-kulturore e industriale

- ne qytetin e Fierit dhe fshatrat përreth dhe u dëmtuan mbi 2000 objekte te tjera. Dëmtime pati ne një zone te gjere qe përfshinte Ballshin, Vlorën, Beratin dhe Tepelenën. Ka pasur ne shume vende dukuri te lëngëzimit te truallit te shfaqura ne pseudo-vullkane rëre dhe uji si edhe çarje ne depozitime te buta me gjerësi 40 cm e gjatësi 100 m ne mjaft vende;
- Tërmeti i Dibrës, 30 Nëntor 1967, me $M_s=6.6$ dhe intensitet $I_0=IX$ (MSK-64) qe shkaktoi 20 te vrare, 214 te plagosur dhe dëmtime mjaft te mëdha (Sulstarova & Koçiaj, 1980);
 - Tërmeti i zonës kufitare Mali i Zi - Shqipëri, 15 prill 1979, me $M_s=6.9$ dhe $I_0=IX-X$ (MSK-64), i cili megjithëse me epiqendër jashtë kufijve tanë, vrau tek ne 35 vete dhe plagosi 382 duke shkatërruar 2606 shtëpi banimi e objekte social-kulturore e industriale dhe duke dëmtuar 14512 te tjera ne zonën e Shkodrës e te Lezhës;
 - Tërmete te tjerë qe gjithashtu kane bere dëme gjate këtij shekulli, janë: Tërmeti i 27 Gushtit 1948 ne Shkodër, i Selos (Gjirokastrë), 9 Shkurt 1967, i Mallakastrës, 3 Prill 1969, i Vrapit, Tirane, 19 gusht 1970, i Kudhësit, Sarande, 16 shtator 1972, i Dhivnit, 22 Nëntor 1975; i Mallakastrës, 2 mars 1976, etj;
 - Me ngritjen e Shërbimit Sizmologjik si edhe e te parit stacion sizmologjik te Shqipërisë, ne Tirane, me 1968 dhe veçanërisht pas ngritjes dhe shtimit vit pas viti te Rrjetit Sizmologjik te vendit, u be e mundur te merret informacion me i plote e me i gjere lidhur me shpërndarjen ne kohe e ne hapësire te mikroaktivitetit sizmik e te tërmeteve te vegjël. Përpunimi dhe analiza e këtij aktiviteti është mjaft e rëndësishme pasi mikrotermetet janë, ne shume raste, pararendës te tërmeteve me te mëdhenj;

Rrjeti sizmologjik kombëtar aktualisht përbëhet nga 10 stacione sizmologjike bandëgjërë te vendosur ne Bajram Curri, Shkodër, Puke, Peshkopi, Tirane, Berat, Korçe, Vlore, Leskovik dhe Sarande. Ky rrjet është ne gjendje te regjistroje e te lokalizojë ne kohe e ne hapësire ngjarjet sizmike brenda vendit, me $M_L \geq 2.0$.

Rritja e numrit te stacioneve sizmologjike ne Shqipëri si edhe ne vendet fqinje, modernizimi i tyre dhe te dhënat digjitale, ka sjelle si pasoje një rritje te dukshme te tërmeteve dhe mikrotërmeteve të regjistruar. Bazuar nga katalogët ndërkombëtarë të ISC (ISC, 20XX) mbi tërmetet e rregjistruar të rajonit nga raportimet e rrjeteve rajonale dhe Rrjetit Sizmologjik Shqiptar kemi një rritje të ngjarjeve të regjistruara dhe të raportuara. Për magnituda mbi $M_L \geq 3.0$ kemi rreth 4300 ngjarje në territorin e Shqipërisë dhe në zonat kufitare të raportuara nga RrSSH dhe rrjetet fqinjë nga viti 1976 deri në vitin 2021 me një thellësi prej 0-96 km e vlerë mesatare prej 11.4 që është e pranueshme për territorin tonë sipas ndërtimit gjeologjik. Për magnituda mbi $M_L \geq 3.0$ ky burim na raporton rreth 16000 ngjarje të raportuara nga rrjetet e shteteve fqinjë dhe Rrjeti Sizmologjik Shqiptar me thellësi që varion nga 0-100 km me një mesatare prej 10.4 që na tregon që shtimi i mundësisë për të pasur lexime dhe raportime të ngjarjeve sizmike na ndihmon të krijojmë një karakterizim më të plotë të rajonit përkatës dhe një plotësi të katalogut dhe në magnituda të ulëta për të pasur një varësi sa më pranë reales për magnitudat e larta të pritshme.

2. TË DHËNAT DHE METODA

2.1. Të dhënat dhe përgatitja e bazës së të dhënave për përpunim

Të dhënat që janë përdorur në këtë punim janë forma valore të regjistruara nga Rrjeti Sizmologjik Shqiptar (ASN) dhe rrjeteve homologe fqinje si rrjeti sizmologjik Grek, i Universitetit Aristotel të Selanikut (AUTH), si dhe Institutit Kombëtar për Sizmologjinë dhe Vullkanologjinë në Romë, Itali (INGV), (fig. 2.1). Ato janë regjistrime standarde nga stacionet sizmike, të pajisur me sensor bandëgjërë tre-kanalësh dhe konvertues dixhital (ADC), me zgjithshmëri 24 bit.

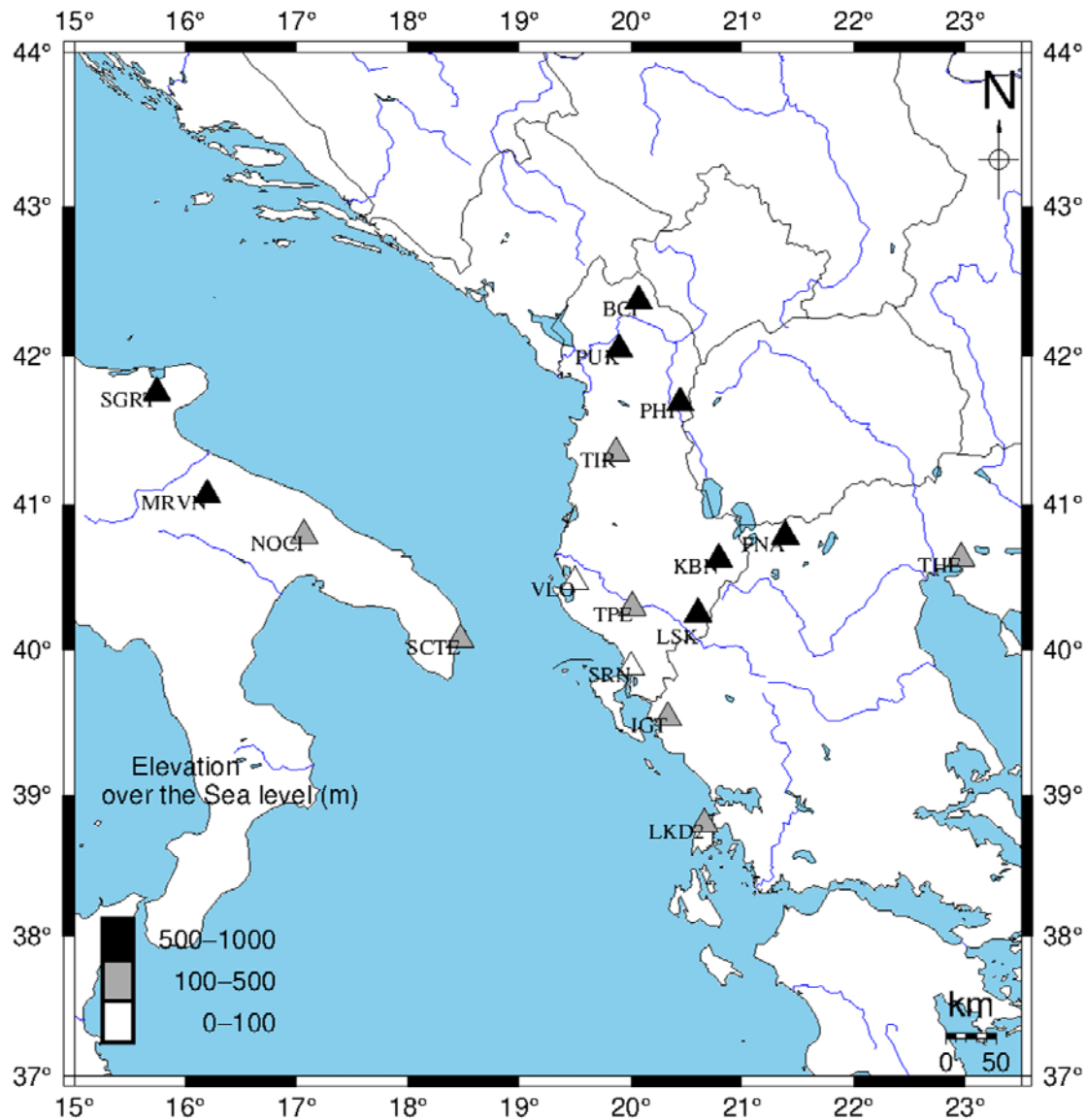


Figura 2.1. Stacionet sizmik përkatësisht të ASN, AUTH dhe INGV.

Këto të dhëna u analizuan me ane të analizës spektrale për vlerësimin e parametrave spektral të tërmeteve lokal . Të dhënat i përkasin 110 tërmeteve lokal, kryesisht mikrotërmeteve ($M \leq 3.0$) dhe tërmeteve të moderuar ($3.0 \leq M \leq 6.0$), të regjistruar gjatë periudhës 2008-2019, me hipoqendra brenda territorit të Shqipërisë, (Figura), (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021) Në këtë grup ngjarjesh sizmike, përveç goditjeve kryesore, janë përfshirë edhe pasgoditjet , respektive. Janë konsideruar vetëm tërmete ($M_w \geq 2.6$), të regjistruara nga jo më pak se sa 5 stacione sizmike.

Tërmetet e analizuar janë ngjarje kryesisht të cekët, d.m.th. të lidhura ngushtë me aktivitetin neotektonik intensiv të kores së Tokës, në rajonin e Albanideve, në brezit orogjenik Alpin-Mesdhetar. Thellësia vatrore për këta tërmete shtrihet në intervalin 0-42 km, me thellësi mesatare 10 km, e cila është thellësia sizmike më karakteristike e territorit në studim.

Stacionet sizmologjike, të Rrjetit Sizmologjik Shqiptar (RrSSH) janë të vendosur mbi shkëmbinj rrënjësor. Kushtet e regjistrimit sigurojnë një raport të mirë sinjal-zhurmë (SNR), që lejojnë përpunimin e mirë edhe të sinjalit të regjistruar për mikrotërmetet (në bandën e frekuencave të larta sizmike që i korrespondon edhe brezit frekuencial të zhurmave sizmike më të zakonshme kryesisht natyrore por edhe antropogjenë).

Stacionet e RrSSH janë: B. Curri (BCI), Puka (PUK), Peshkopia (PHP) dhe Shkodra (SDA), në rajonin verior të vendit ; Tirana (TIR), në zonën qendrore; Korça (KBN), Vlora (VLO), Saranda (SRN) dhe Leskoviku (LSK), në zonën jugore të vendit, (Figura). Përveç stacionit qendror të Tiranës (TIR), i cili është edhe pjesë e Rrjetit Sizmologjik Euro-Mesdhetar (MedNet), ku funksionon sensori shumë bandë gjerë (VBB), i tipit STS-2, të gjithë stacionet e tjerë janë të pajisur me sensor bandë gjerë (BB) që funksionojnë në intervalin frekuencial 0.033-50 Hz ($T = 40$ s). Në këtë mënyrë korrigjimi i formave valore të regjistruara realizohet në mënyrë uniforme.

Përveç të dhënave valore të përdorura për analizën spektrale janë përdorur dhe mbi 400 ngjarje (Figura 2.2), të përfuara nga katalogu i aktiviteti sizmik i publikuar nga departamenti i Sizmologjisë pranë Institutit të Gjeoshkencave Energjisë Ujërave dhe Mjedisit për të rritur saktësinë e përpunimit parametrik, për të kalibruar relacionet shkallëzues lokal, dhe për të siguruar një plotësi të dhënash në nxjerrjen e rezultateve për zonat e marra në studim. Gjithashtu këto të dhëna janë azhurnuar edhe me katalogët ndërkombëtarë sizmikë si katalogu i publikuar nga Rrjeti Euro-Mesdhetar (EMSC) (EMSC, 20XX), dhe me atë të publikuar periodikisht nga Qendra Ndërkombëtare e Sizmologjisë (ISC) (ISC, 20XX).

Këto të dhëna i përkasin tërmeteve të moderuar me magnitudë mbi pragun e konsideruar për analizën e kërkuar, $M_w \geq 1.9$. Në këto të dhëna janë përdorur tërmetet kryesore dhe pasgoditjet kryesore respektive që kanë epiqendrat në zonat e përzgjedhura në studim në periudhën 2008 – 2021 (Figura 2.2). Thellësia vatrore varion në intervalin 0-50 km, me thellësi mesatare 16 km, e cila rezulton të jetë përgjithësisht një thellësia sizmike karakteristike për territorin në studim.

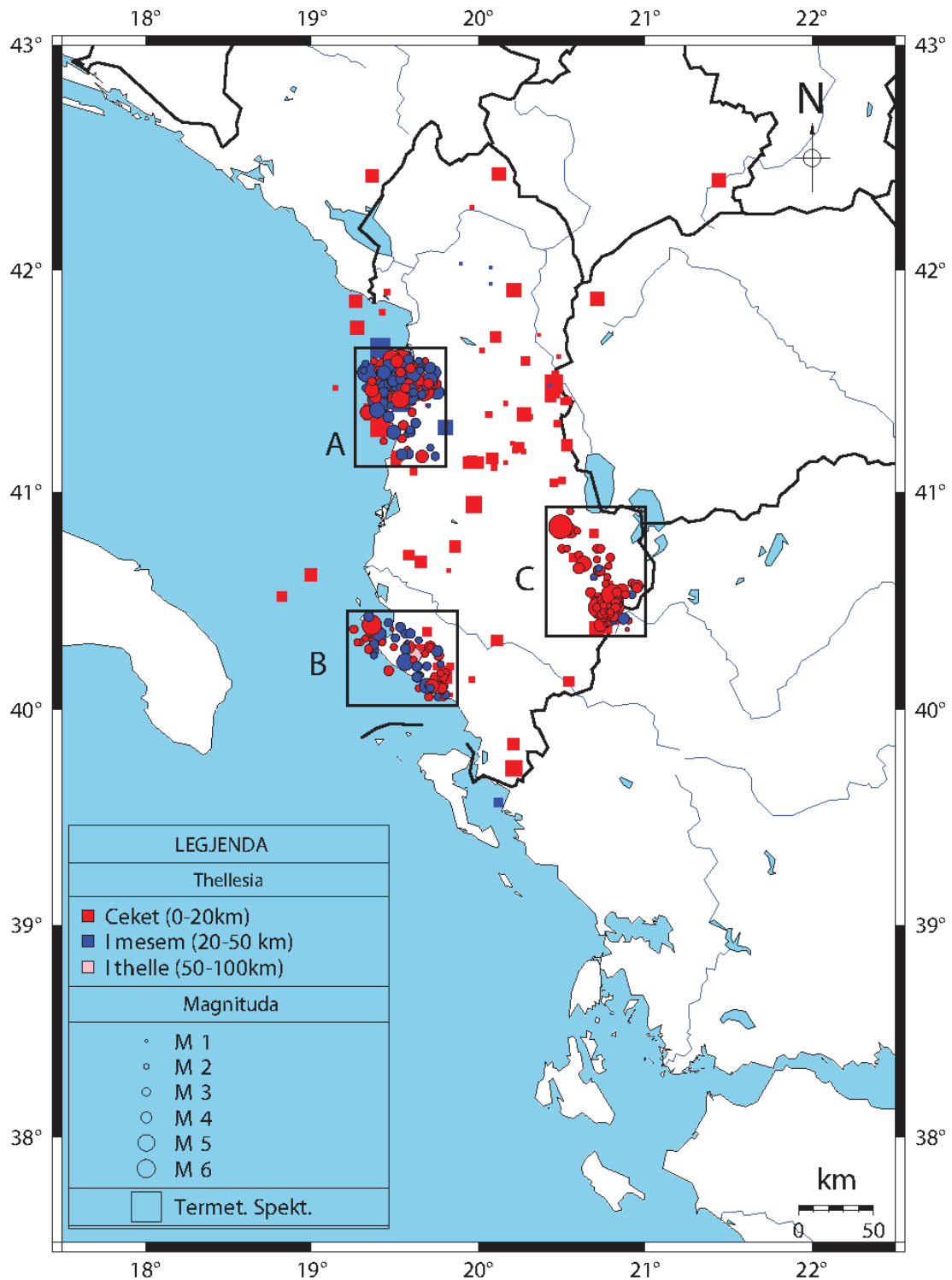


Figura 2.2. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmeteve 2008-2021, sipas zonave të përzgjedhura për analizë: A – Durrësi, B-Dhërmi-Vlore dhe C-Morava (Korça); janë paraqitur të përmblidhura të dhënat e përdorura për analizën spektrale dhe ato parametrike të përdorura për kalibrimin e relacioneve shkallëzues për kushtet lokale.

2.2. Zonat e thyerjeve tektonike të konsideruara

Për aplikimin e metodologjisë së pranuar për këtë studim, janë marrë në shqyrtim dy nga zonat e shkëputjeve sizmoaktive gjatësore, përkatësisht: **Joniko – Adriatike** dhe **Peshkopi -Ohër- Korçë**, të diskutuara edhe më lartë në kreun 1.2.1, që përveç faktit që përbëjnë nga zonat me potencialin më të lartë sizmik, të shprehur qartë nga aktiviteti i fuqishëm sizmik që i karakterizon, përkojnë edhe me dy trevat me regjim të ndryshëm tektonik. Në vijim janë detajuar hollësisht karakteristikat e secilës prej tyre me qëllim një paraqitje njohëse gjithëpërfshirëse dhe njëkohësisht arrijten e një krahasimi sasior ndërmjet tyre bazuar në rezultatet e përfuara në këtë studim.

2.2.1. Zona e shkëputjeve sizmoaktive Joniko – Adriatike

Kjo zone e fuqishme sizmogjene dhe njëkohësisht zone e thyerjeve tektonike gjatësore me shtrirje përgjatë bregdetit Jonian dhe Adriatik, ndodhet në pjesën perëndimore të Shqipërisë; vazhdon në veri në bregdetin Dalmat dhe në jug, në Greqi, në ishujt Joniane. Siç u theksua, përgjatë saj thyerjet tektonike kanë një drejtim shtrirjeje VP-JL, dhe presin e copëtojnë një brez me gjerësi rreth 40-50 km. Thyerjet janë të vjetra por me aktivitet të spikatur edhe gjatë gjithë ciklit alpin e deri në ditët tona. Në këtë mjedis janë aktualisht aktive dy sisteme thyerjesh përkatësisht me drejtim VP-JL dhe VL-JP, që përkon me thyerjet tërthore që presin e spostojnë ato gjatësore, dhe janë sizmike tepër aktive. Zona e thyerjeve Joniko-Adriatike është mjaft e komplikuar si me thyerje tërthore që paraqesin zhvendosje horizontale, ashtu edhe me kundra hipje (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010) (Mihaljević, 2017). Zona karakterizohet përgjithësisht nga regjimi i sforcimeve të shtypjes me akse që kanë drejtim shtrirjeje JP-VL, pothuaj perpendikular me vijën bregdetare dhe në kufirin e kolizionit të Adrias me orogjenin shqiptar. Këtë e mbështesin edhe rezultatet e arritura nga zgjidhja në vite, e mekanizmave vatrore. Konkretisht nga 110 zgjidhje të përfuara për tërmetet e moderuar dhe të forta ($M_s \geq 4.0$), të paktën për periudhën 1964-1990, është konkluduar që numri më i lartë i thyerjeve aktive përgjegjëse, rreth 43 % të numrit të përgjithshëm, janë të tipit të lartë rrëshqitjes deri në mbulesor. Zona copëtohet gjithashtu edhe nga thyerje të tipit normal, që përbejnë për periudhën e marre në konsideratë rreth 22 % të numrit të përgjithshëm, dhe po ashtu dallohet edhe prania e aktiviteti i thyerjeve të tipit zhvendosje e pastër (strike-slip), me rreth 13 % të numrit të përgjithshëm, por edhe të thyerjeve oblike, rreth 22 % të numrit të përgjithshëm, ku mbizotërojnë ato trans-presionale dhe trans-tensionale me një komponente të forta të shtytjeve kombinuar me lartë rrëshqitjeve apo normale (Muço, Some features of Seismicity of Albania., 1995 b) (Muço B., 1995 a) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010). Shkëputjet tektonike aktive të tipit të lartë rrëshqitës (thrust), që dominojnë zonën, kanë kryesisht drejtim shtrirjeje VP-JL; planet e tyre bien përgjithësisht në LVL, me kënd 10-30° në rastin kur këto janë të tipit mbulesor (te buta), dhe deri 80° për ato të tipit të lartë rrëshqitjes së pastër (thrust). Por pa dyshim, një nga karakteristikat dalluese me domethënëse për këtë zone sizmogjene shkëputjesh, është prania e mjaft strukturave tektonike kundër hipëse (back-thrust), që kanë rezultuar jo vetëm nga zgjidhja e mekanizmit të vatrave të tërmeteve por edhe nga punimet e ndryshme në terren. Ky fakt mbështet karakterin e përplasjes së tipit kontinental midis mikropllakës së Adrias, si promotor i pllakës së madhe Afrikane, dhe orogjenit shqiptar, në skajin perëndimor të

pllakës se madhe Euro aziatike, ne sektorin e Albanideve (Muço B. , 1995 c) (Muço, Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988., 1994a) (Aliaj S. , 1991) (Skrami & Aliaj, 1995) (Muço, 1992) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010). Sipas studimeve te kryera për ritmin e deformimeve (Anderson & Jackson, 1987) (Jackson & McKenzie, 1988) (Papazachos, Kiratzi, & Papazachos, 1992) (Kiratzi, 1994), por edhe nga matjet GPS te drejtimit dhe shpejtësisë se deformimeve ne këtë rajon (F. Jouanne, 2012), është llogaritur qe ritmi mesatar vjetor i deformimeve shtypëse ne pjesën bregdetare te Adriatikut është rreth 2.0 mm/vit. Gjithashtu, sipas analizës sizmotektonike, tërmeti maksimal qe mund te ndodh ne këtë zone shkëputjesh ne territorin e vendit tone, mund te arrije deri ne magnitudën maksimale $M_s=7.0$. Ne këtë zone te gjere Sipas analizës sizmotektonike (Aliaj S. , 1979) (Aliaj S. , 1985) (Aliaj S. , 1988) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010), dallohen një numër thyerjesh te thella gjatësore te cilat janë krijuar qe me riftëzimin Liasik dhe vazhdojnë te jene aktive edhe ne ditët tona gjë qe mbështet edhe aktivitetin e theksuar sizmik pranë tyre. Nga lindja ne perëndim, dallohen thyerjet:

- **Lezhe-Tirane-Elbasan,**
- **Konice-Çorovode-Gryka e Ishmit**
- **Janine-Dragot-Lushnje-Gjiri i Lalzit**
- **Sagiadhë-Selenice-Gjiri-Durrës, me drejtim shtrirjeje VP-JL**
- **Dhërmi-Vlore, me drejtim shtrirjeje VP-JL.**

Mendohet se me këto thyerje lidhen tërmeti i fuqishëm me intensitet $I_0 = VIII$ ballë i Gushtit të vitit 1852 që dëmtoi zonën e Kepit të Rodonit, tërmeti me $M_s = 6.1$ dhe $I_0 = VIII - IX$ ballë i 22 Dhjetorit të vitit 1919 që dëmtoi Konicën dhe Leskovikun. Mendohet që me këto thyerje janë të lidhur dhe tërmete si ai i Urës së Beshirit, 16 Maj 1860, i cili bëri dëme të shumta në fshatrat e kësaj zone; tërmeti i 4 Shkurtit 1934 $M_s = 5.8$ që dëmtoi fshatrat e Ndroqit; tërmeti i 19 Gushtit 1970 që shkaktoi dëme në mjaft fshatrave në JP të Tiranës dhe dëme të lehta në Tiranë. Mendohet se edhe tërmeti i 9 Janarit 1988 me $M_s = 5.7$ që shkaktoi dëmtime në Tiranë lidhet posaçërisht me Konice-Çorovode-Gryka e Ishmit.

Lidhja e aktivitetit sizmik me thyerjet e mësipërme është argumentuar edhe nga mekanizmi i vatrave te tërmeteve ku, zgjidhja e mekanizmit vatorr të tërmetit të 8 Shtatorit 1967 me $M_s = 5.4$ dhe vatër afër Çorovodës tregon për një thyerje të tipit lart rrëshqitës me drejtim VP – JL 338° e kënd rënieje 68° në JP, ndërsa aksi i sforcimeve të shtypjes ka drejtim shtrirjeje 220° e zhytje 14° ; zgjidhja e mekanizmit të vatrës së tërmetit të 19 Gushtit 1970 më thyerje të tipit mbulesor me vatër në afërsi të fshatit Vrap, kishte një shtrirje 142° VP – JL dhe kënd rënieje 30° në lindje. Aksi i sforcimit shtypë ka drejtim 260° e shtytje 18° ; zgjidhja e mekanizmit vatorr për tërmetin e 9 Janarit 1988 tregon për një thyerje normale me një përbërëse të shtytjes së majtë së majtë; zgjidhja e mekanizmit vatorr të pasgoditjes të po këtij tërmeti më 9 Janar 1988 me $M_s = 5.3$ tregon se kjo lëkundje është shkaktuar nga një shkëputje e tipit shtytje, gjë që përputhet me shtytjet e vrojtuar në fshatin Petrelë, ku ishte dhe epiqendra e tërmeteve. Për shkëputjen Dhërmi – Vlorë, që është një shkëputje me shtrirje VVP – JLL, tërmeti më i fortë i lidhur me te është i 21 Nëntorit 1930 me $M_s = 6.1$ dhe $I_0 = IX$ ballë i cili shkaktoi dëmtime serioze në fshatrat e Vlorës si dhe çarje të shkëmbinjve gëlqerorë me gjatësi rreth 1 km dhe postim 1.0 m. Vlen të theksohet se nga ky termet e deri më sot kjo thyerje sizmike nuk ka gjeneruar me tërmete të fortë, por

tërmete me M_S deri në 5.0 e sidomos mikrotermete kanë rënë vazhdimisht pothuaj në të gjithë shtrirjen saj duke theksuar potencialin e saj sizmoaktiv. Për këtë thyerje, janë studiuar edhe mekanizmat vatrë të tërmeteve të moderuar për periudhën 1977-1982, të cilat kanë evidentuar një regjim shtypje me akse gati pingul me të, PVP – LJJ. Shkëputja është e tipit lart rrëshqitës, me drejtim shtrirjeje VVP – JJJ 170° dhe rënie 70° në lindje. Mekanizmi i vatrës së tërmetit të 7 Korrikut 1980 me $M_S = 4.5$ tregon se tërmeti lidhet pikërisht me një thyerje e tipit lart rrëshqitës, me akse të shtypjes me drejtim VP – JL 313° dhe zhytje në 5° . Po ashtu, tërmeti i 16 Janarit 1985 me $M_S = 5.0$, tregon që është gjeneruar nga një thyerje e tipit shtytje gjithashtu me drejtim VVL – JJJ 22° dhe me kënd rënieje 78° në lindje, me akse të sforcimit të shtypjes VP – JL 336° dhe zhytje 1° . Në thyerjet e sipër përmendura thyerjet janë të tipit lart rrëshqitës me një përbërëse shtytëse, kurse sforcimet kryesore janë ato të shtypjes me drejtim PVP deri VP (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010).

2.2.2. Zona e shkëputjeve të Drinit

Kjo zone shkëputjesh grabenore për mbi 200 km, me moshe Pliocen-Kuaternare, me shtrirje gati VJ, me aktivitetin me të lartë gjeodinamik të ri dhe sizmicitetin me të lartë në Shqipërinë Lindore (Aliaj, Neotectonics and Seismotectonics of Drini fault zone (Eastern Albania), 1994) (F. Jouanne, 2012) (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010), është përgjegjëse për tërmetet e fuqishëm si ai i liqenit të Ohrit i 18 shkurtit 1911, me $M_S=6.7$ dhe $l_0=IX$ balle (MSK-64), i cili shkaktoi dëme të konsiderueshme njerëzore e materiale në shumë qendra banimi rreth liqenit të Ohrit; tërmeti i 30 marsit 1921, $M=5.8$ dhe $l_0=VIII$ (MSK-64), që shkaktoi mjaft dëme në qytetin e Peshkopisë dhe shumë fshatra të Dibrës. Po me këtë zone thyerjesh lidhen edhe një sere tërmetesh të forta në zonën e Korabit, në Dhjetor 1922, nga të cilët me i forti kishte $M_S=5.7$ dhe $l_0=VIII$ (MSK-64), si dhe tërmetet që kanë prekur zonën e Korçës, si tërmeti i 28 Janarit 1931 me $M_S = 5.8$ dhe ai i 26 Majit 1960 me $M_S = 6.4$. Mendohet se me këtë zone shkëputjesh mund të lidhet edhe tërmeti i Prizrenit, 10 Gusht 1921, me magnitudë $M_S=6.0$ dhe $l_0=VIII$ (MSK-64). Nga zgjidhjet e mekanizmit të vatrave të tërmeteve me $M_S=4.5-5.1$, në periudhën 1970-1988 (Sulstarova E. , 1986) (Muço, 1992) (Muço, Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988., 1994a) si edhe në zgjidhjet e mekanizmit fokal të grup-tërmeteve të vegjël të periudhës 1976-1981 (Muço, 1984.) (Muço B. , Sizmiciteti i lugines së lumit Drin dhe ndikimi në të i liqenit të Fierzes., 1982.), është konkluduar se zona e shkëputjeve të Drinit ndodhet nën regjimin tektonik të tërheqjes horizontale, me drejtim të akseve të tërheqjes JL-VP. Këtu thyerjet janë përgjithësisht normale, me drejtim shtrirjeje VVP-JJJ nga liqeni i Ohrit deri në V të Peshkopisë, dhe VVL me tej, me një komponent të fuqishëm të shtytjes së djathtë, me drejtim shtrirjeje drejt planeve të thyerjes VVP e VVL e me drejtim të përgjithshëm të akseve të zgjerimit VVP – JJJ 327° e zhytje 15° në jug dhe VVL 14° e zhytje 10° në veri. Në disa rajone të kësaj zone thyerjesh ka tërmete që janë të lidhura edhe me thyerje sizmike tërthore, të cilat janë të tipit thyerje normale; në pak raste janë vëzhguar thyerje të tipit lart rrëshqitës. P.sh., tërmetet e fortë të Korçës të 28 Shkurtit 1931 dhe ai i 26 Majit 1960 janë gjeneruar nga thyerje tërthore. Zgjidhja e mekanizmit të vatrës së tërmetit të 26 Majit 1960 me $M_S = 6.4$ tregoi se ky tërmet është gjeneruar nga një thyerje e tipit shtytje e majtë me drejtim shtrirjeje LVL 65° e kënd rënieje 64° në VP. Sforcimet e zgjerimit të këtij tërmeti kanë pasur drejtim shtrirjeje

308° e zhytje 14°. Si gjeometri dhe si kinematike kjo thyerje përputhet me thyerjen tërthore Voskop – Dishnicë, e cila shprehet qartë në ndryshimin e nivelit të fushës së Korçës Edhe tërmeti i 28 Shkurtit 1931 me $M_s = 5.8$ lidhet me këtë thyerje. Zgjidhja e mekanizmit të vatrës së tërmetit të Leskovikut i 23 Nëntorit 2004 me $M_L = 5.0$ dhe $I_0 = VII$ tregoi se shkëputja normale me shtrirje veri – verilindore ishte shkaktare e gjenerimit të tij në kushtet e regjimit në zgjerim gati L – P. Nga analiza sizmotektonike është arritur në përfundim se kjo zonë thyerjesh mund të gjenerojë gjithashtu tërmete me magnitudë maksimale deri $M_s=7.0$. Zona përfshin njësitë respektive:

- **Grabenet në Kukës, Skavicë, Peshkopi dhe Ohër;**
- **Gjysmë – grabenet në Korçë dhe Ersekë.**

Shkëputjet normale që kufizojnë depresionet Pliocen – Kuaternare kanë edhe një përbërëse shtytëse. Zona e shkëputjeve grabenore Peshkopi – Korçë nga anët kufizohet me struktura horstore aktive që ndërtojnë kreshta malore. Kjo strukturë pret oblikisht strukturat kryesore para Pliocenike me shtrirje VP.

Tabloja e sforcimeve e rezultuar nga analiza strukturore e shkëputjeve për periudhën Pleistocen i mesëm deri në ditët tona dhe nga zgjidhjet e mekanizmit vatorr të tërmeteve tregon se zona e shkëputjeve normale Ohër – Korçë i është nënshtruar zgjerimit VP – JL.

2.3. Evidentimi i shkëputjeve “target”

Zonat sizmoaktive të shkëputjeve përgjegjëse, të zgjedhura për tu analizuar në këtë studim, janë konsideruar si përfaqësuese sa i përket karakteristikave gjeologjike, tektonike e sizmike që përfaqësojnë. Ato janë gjithashtu përfaqësuese sa i përket fushës së sforcimeve dhe tipit të shkëputjeve aktive që mbizotërojnë në trevën tektonike të brendshme dhe të jashtme të Albanideve, në territorin e Shqipërisë. Bazuar në këto konsiderata janë përzgjedhur tre zona “target”:

- **Zona e shkëputjeve sizmoaktive të Durrësit**, pjesë e zonës gjatësore Joniko-Adriatike, të shkëputjeve tektonike dhe njëkohësisht edhe një nga zonat sizmogjene më të spikatuara;
- **Zona e shkëputjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlorë**, pjesë e asaj gjatësore Jonike në skajin jugor të makro-zonës Joniko-Adriatike dhe pjesë e zonës sizmogjene me të njëjtin emër;
- **Zona e shkëputjeve sizmoaktive të Korçës**, në skajin juglindor të zonës së shkëputjeve tektonike Peshkopi-Ohër-Korçë, ose siç njihet ndryshe edhe si zona e shkëputjeve të Drinit;

Zona e shkëputjeve sizmoaktive të Durrësit, është një ndër sektorët më aktiv të zonës Joniko-Adriatike, konkretisht në pjesën qendrore të këtij segmenti, të një zone më shtrirje të konsiderueshme edhe jashtë territorit të vendit, përgjatë bregdetit Dalmat në veri-veriperëndim dhe Greqisë në jug. Në aspektin regional këtu ndodhen disa shkëputje tektonike me drejtim shtrirjeje VP-JL, që zënë vend në një brez të gjerë rreth 40-50 km (Aliaj S. , 1979). Pavarësisht se ato janë shkëputje të vjetra, ruajnë aktivitetin e tyre gjatë gjithë ciklit alpin e deri në ditët tona. Me këto shkëputje janë të lidhur mjaft tërmete të fuqishëm që kanë goditur Shqipërinë dhe vendet fqinje, (Figura 2.3).

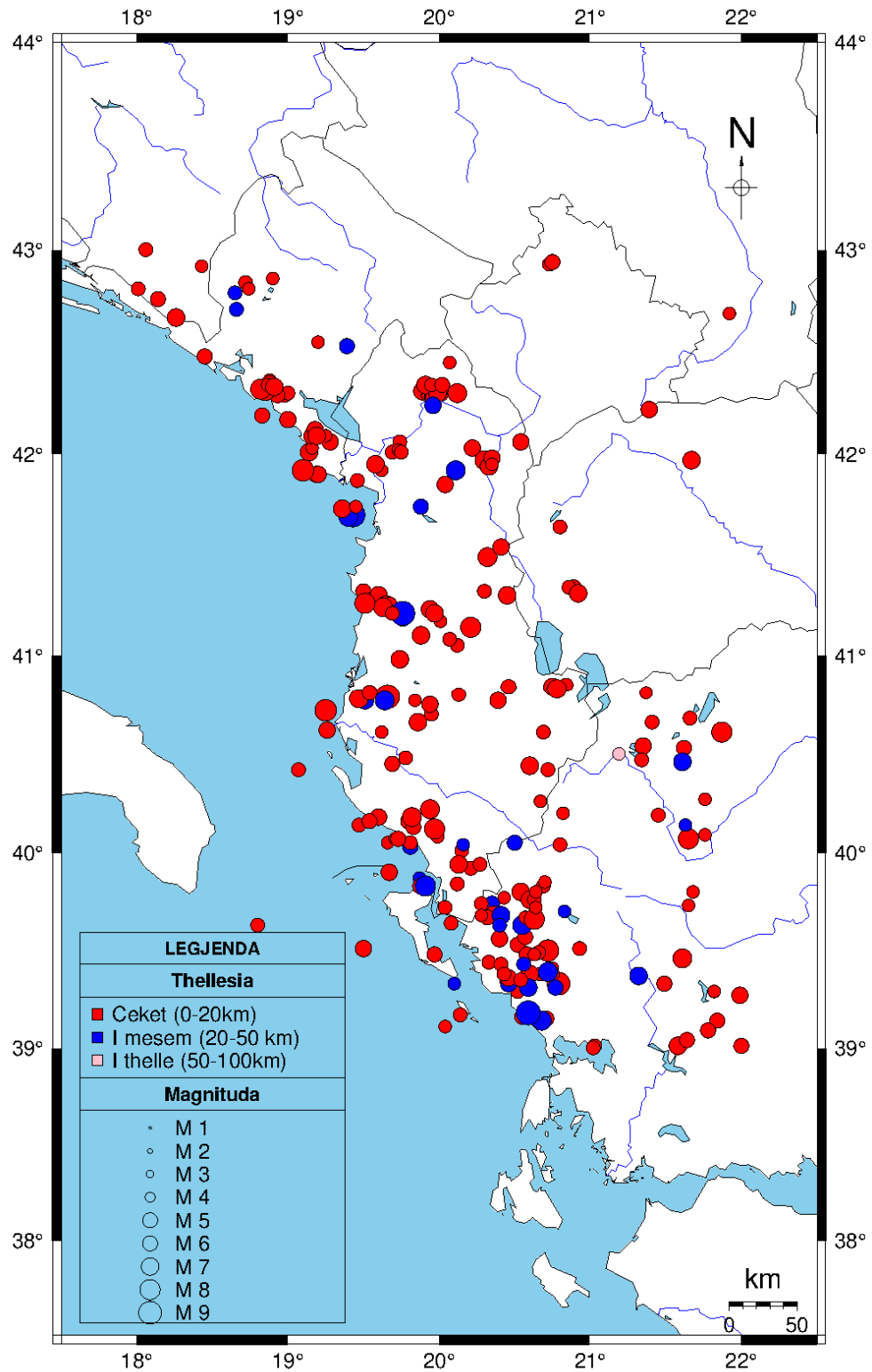


Figura 2.3. Harta e sizmicitetit të Shqipërisë dhe rajonit 1980-2021 ($M > 4.0$), me të dhënat zyrtare referuar Qendrës Ndërkombëtare Sizmologjike (ISC).

Për faktin se pjesa më e madhe e zonës Joniko-Adriatike karakterizohet nga struktura tektonike të varrosura dhe të mbuluara nga formacionet molasike më të buta kryesisht përgjatë ultësirës Pranë-Adriatike, informacioni kryesor në lidhje me këtë rajon është përfunduar nga punimet e sismikës detare dhe tokësore. Këto të dhëna evidentojnë, për zonën e shkëputjeve Joniko-Adriatike, një sjellje mjaft të komplikuar të ndërthurjes së shkëputjeve tërthore, që akomodojnë zhvendosje horizontale, me mbihijje e kundërhedhje (Aliaj, 1988)

Zgjidhjet e mekanizmit vatror, të tërmeteve që kanë goditur këtë zonë, tregojnë se në këtë rajon aktivizohen dy sisteme shkëputjesh, përkatësisht me drejtim VP-JL, që përputhet me drejtimin e shtrirjes së vetë makro-strukturave të Albanideve dhe atij tërthor me drejtim VL-JP, që lidhet me shkëputjet tërthore, të cilat dislokojnë ato gjatësore, dhe janë sismikisht tepër aktive (Muço, Fault dedection by lineaments of consecutive epicenters, 1994,b.)

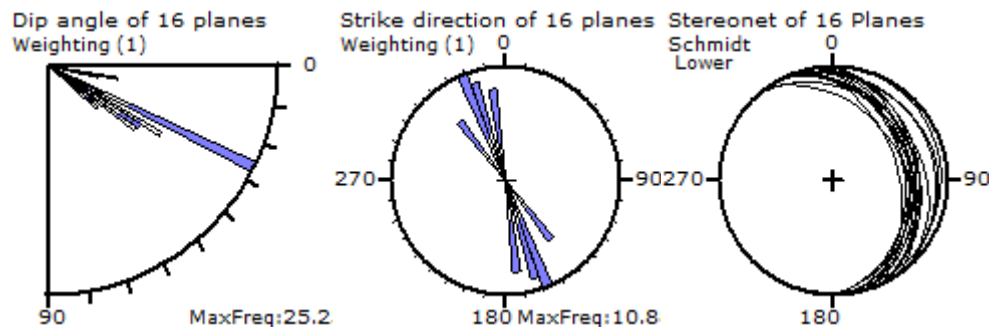


Figura 2.4. Shpërndarja në diagramën roze e këndit të shtrirjes dhe zhytjes të 16 planeve të përzgjedhur nga analiza e Inversionit të Tensorit të Sforcimeve nga mekanizmat vatror të tërmeteve të ndodhur gjatë periudhës 2008-2021, në zonën e shkëputjeve sizmoaktive të Durrësit; Janë treguar planet e konsideruar të projektuar në hemisferën e poshtme të rrjetit të Schmidt, për zgjidhjen më të përputhshme me fushën aktuale të sforcimeve tektonike të përcaktuar me anë të analizës iteritime me programin kompjuterik TENSOR.

Shkëputjet tektonike aktive që popullojnë zonën e shkëputjeve Joniko-Adriatike, dhe veçanërisht zonën e shkëputjeve sizmoaktive të Durrësit, kanë përgjithësisht shtrirje VP-JL dhe janë të tipit lartrrëshqitje deri mbulesor, me plane të shkëputjeve që bien përgjithësisht në LVL, me kënd 10-30°, për ato të tipit mbulesor dhe deri 80° për ato të lartrrëshqitjes. Kjo mbështetet edhe nga analiza e planeve të shkëputjeve të përfunduara nga analiza e mekanizmave vatror dhe inversionit të fushës së sforcimeve të tërmeteve të marrë në konsideratë për këtë studim (Figura 2.4). Mekanizmit vatror të tërmeteve (Fig 2.5), vrojtimit gjeomorfologjike dhe analizat e të dhënave të sismikës detare e tokësore, të fokusuar në mjaft nga strukturat kundërhipëse të rajonit (Muço, 1992) (Muço, Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988., 1994a) (Muço, Some features of Seismicity of Albania., 1995 b) (Aliaj S. , 1991) (Skrami & Aliaj, 1995), mbështesin praninë e kontaktit koliziv të tipit kontinental midis Adrias dhe orogjenit shqiptar (Muço, 1992) (Muço, Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988., 1994a) (Muço, Some features of Seismicity of Albania., 1995 b) (Aliaj S. , 1991) (Skrami & Aliaj, 1995).

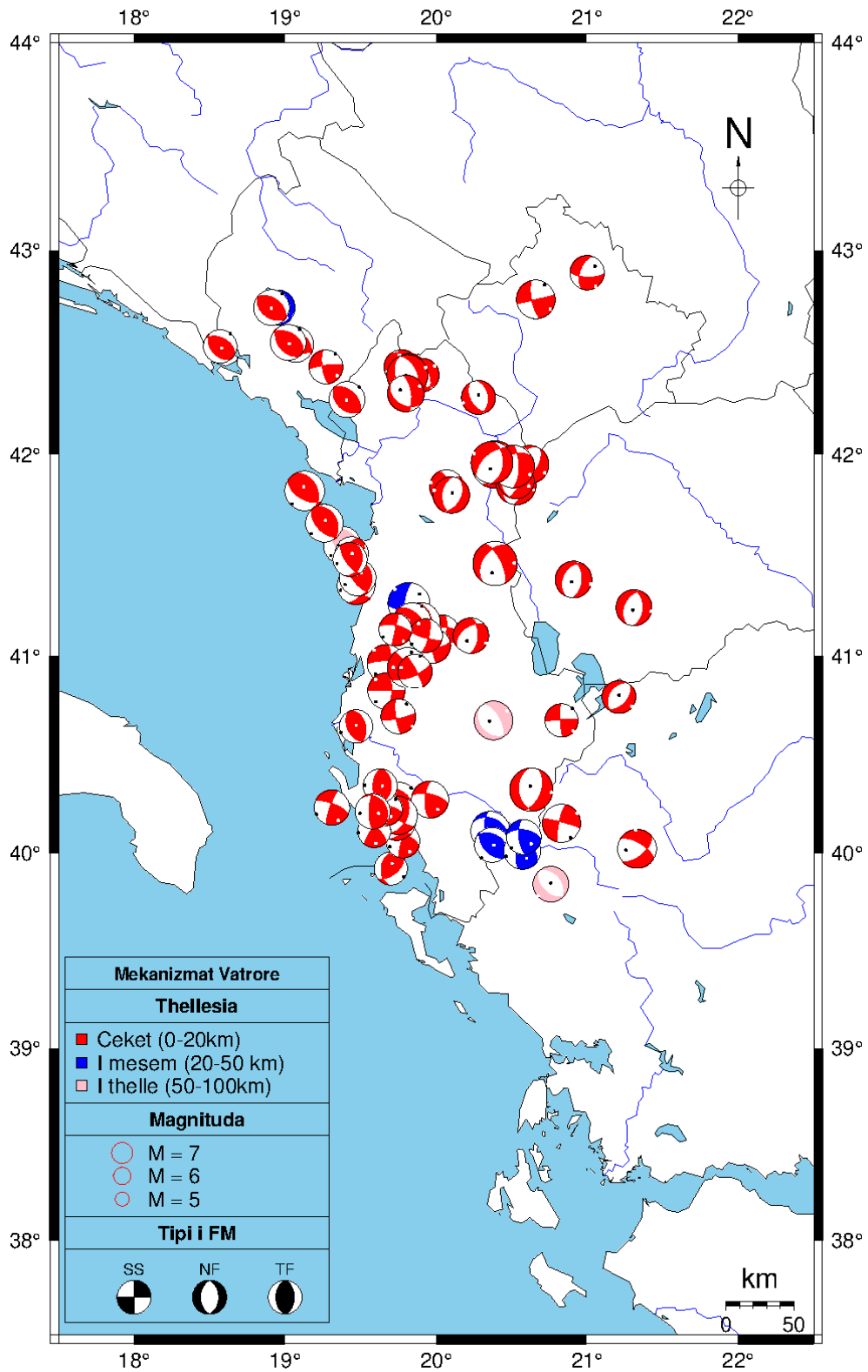


Figura 2.5. Mekanizmi vatrorë i terrmeteve të Shqipërisë e rajonit sipas RCMT 1975-2015 (<http://rcmt2.bo.ingv.it/Italydataset.html>)

Gjithashtu, në bazë të mekanizmit vatror të tërmeteve me $M \geq 4.0$, kryesisht për periudhën 1964-1990, por edhe nga ato të periudhave të mëvonshme për tërmetet e moderuar deri në të fortë që i përkasin kësaj zone, është evidentuar se 43 % e zgjidhjeve i korrespondojnë shkëputjeve sizmoaktive të tipit të lartrrëshqitjes deri në mbulesore, 22 % të zhvendosjeve vertikale të tipit normal, 13 % të zhvendosjeve horizontale ose shtytëse dhe 22 % të zhvendosjeve horizontale ose shtytëse me komponente të theksuar të lartrrëshqitjeve apo normale, pra të tipit oblik (Muço, Some features of Seismicity of Albania., 1995 b) (Muço B. , 1995 c), (Figura 2.5)

Zona e shkëputjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlorë, gjithashtu pjesë e zonës së shkëputjeve sizmoaktive Joniko-Adriatike, karakterizohet nga shkëputja me të njëjtin emër, e tipit lartrrëshqitës, me drejtim shtrirje VP-JL 170° dhe kënd rënie 70° në lindje. Ajo shërben si segment aktiv në sektorin jugor të makrozonës Joniko-Adriatike.

Zona e shkëputjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlorë, me shtrirje VP-JL, lidhet gjithashtu me gjenerimin e mjaft tërmeteve të fortë dhe spikat gjithashtu edhe për aktivitetin e saj mikrotërmetor. Gjatë shekullit të kaluar, tërmeti më i fortë që lidhet me këtë zonë shkëputjesh është ai i 21 Nëntorit 1930 ($M=6.1$), i shoqëruar me demtime serioze (Sulstarova & Koçiaj, 1975) Nga zgjidhjet e mekanizmit të vatrave të tërmeteve kryesisht të moderuar dhe të grumbujve të tërmeteve që karakterizojnë këtë zonë sizmoaktive (Fig 2.6) dhe shkëputjen përgjegjëse Dhërmi-Vlorë (Sulstarova E. , 1986), është konkluduar se kjo zonë thyeresh ndodhet në regjim në shtypje, me akse gati përpjendikulare me morfostrukturat, me shtrirje PVP-LJL;

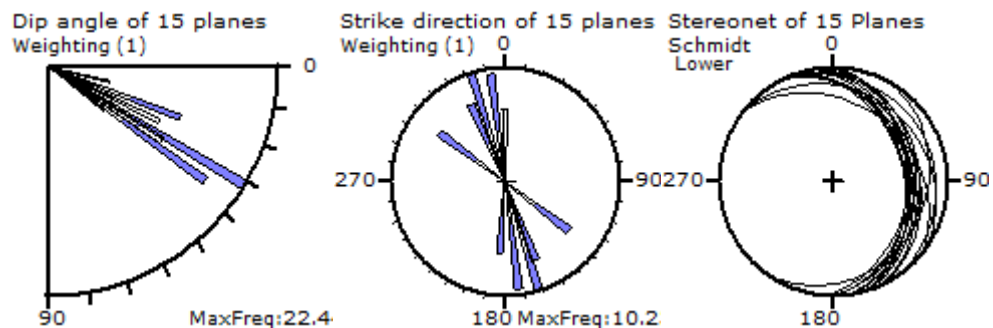


Figura 2.6. Shpërndarja në diagramën roze e këndit të shtrirjes dhe zhytjes të 15 planeve të përzgjedhur nga analiza e Inversionit të Tensorit të Sforcimeve nga mekanizmat vatror të tërmeteve të ndodhur gjatë periudhës 2008-2021, në zonën e shkëputjeve sizmoaktive të Dhërmi-Vlorës; Janë treguar planet e konsideruar të projektuar në hemisferën e poshtme të rrjetit të Schmidt, për zgjidhjen më të përputhshme me fushën aktuale të sforcimeve tektonike të përcaktuar me anë të analizës iteratime me programin kompjuterik TENSOR.

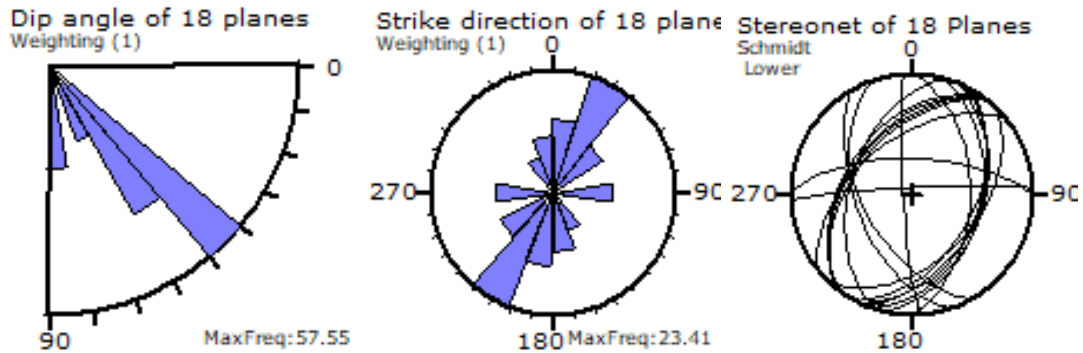


Figura 2.7. Shpërndarja në diagramën roze e këndit të shtrirjes dhe zhytjes të 18 planeve të përzgjedur nga analiza e Inversionit të Tensorit të Sforcimeve nga mekanizmat vatror i tërmeteve të ndodhur gjatë periudhës 2008-2021, në zonën e shkëputjeve sizmoaktive të Korçës; Janë treguar planet e konsideruar të projektuar në hemisferën e poshtme të rrjetit të Schmidt, për zgjidhjen më të përputhshme me fushën aktuale të sforcimeve tektonike të përcaktuar me anë të analizës iteratime me programin kompjuterik TENSOR.

Zona e shkëputjeve sizmoaktive të Korçës është një zonë shkëputjesh grabenore të periudhës Pliocen-Kuaternar, me shtrirje gati VJ, me aktivitetin më të lartë gjeodinamik aktual dhe sizmicitetin më të lartë në Shqipërinë Lindore (Aliaj & Sulstarova, 1994.). Me të lidhen tërmetet e fuqishëm si ai i liqenit të Ohrit i 18 shkurtit 1911, ($M=6.7$), i cili shkaktoi dëme të konsiderueshme njerëzore e materiale në shumë qendra banimi rreth liqenit të Ohrit; Tërmeti i 30 marsit 1921, ($M=5.8$), që shkaktoi mjaft dëme në qytetin e Peshkopisë dhe shumë fshatra të Dibrës (Aliaj S., 1985)

Mbështetur në analizën e mjaft tërmeteve që kanë rënë në këtë zonë, në periudhën 1900-1990, nga zgjidhjet e mekanizmit të vatrave të tërmeteve me $M_s=4.5-5.1$, në periudhën 1970-1990 (Sulstarova E., 1986) (Muço, 1992) (Muço, Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988., 1994a) si edhe në zgjidhjet e mekanizmit fokal të grup-tërmeteve të vegjël të periudhës 1976-1981 (Muço B., Sizmiciteti i lugines së lumit Drin dhe ndikimi në të liqenit të Fierzes., 1982.) (Muço, 1984.), është arritur në përfundimin se kjo zonë shkëputjesh ndodhet në regjim të tërheqjes horizontale, me drejtim të akseve të tërheqjes JL-VP. Shkëputjet janë përgjithësisht rrëshqitje normale (Fig 2.7), me drejtim shtrirje VVP-JJL.

2.3.1. Të dhënat për analizën spektrale

Të dhënat e konsideruara për aplikimin e analizës spektrale përfshijnë 110 tërmete lokal (Figura 2.8), kryesisht mikrotërmeteve ($M_w \geq 2.4-3.0$) dhe tërmeteve të moderuar ($3.0 \leq M_w \leq 6.0$), të regjistruar gjatë periudhës 2008-2019, me hipoqendra brenda territorit të Shqipërisë (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021). Në këtë grup të dhënash, përfshihen si tërmetet e klasifikuara si goditje kryesore, ashtu edhe pasgoditjet respektive, me magnitudën me të madhe. Saktësia në përpunimin rutine të këtyre ngjarjeve bazohet në kufizimin e vendosur në madhësinë e tyre ($M_w \geq 2.6$), dhe numrin minimal të stacioneve të përdorur për përpunim, jo më pak se sa 5 stacione sizmike. Parametrat baze për tërmetet e analizuar, si data dhe koha e ndodhjes, koordinatat e epiqendrave dhe thellësia vatrore si dhe magnituda e momentit vlerësuar për gjithsecilin, janë listuar në tabelën 2.1.

Tabela 2.1. Të dhënat e tërmeteve te analizuar.

Nr.	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	M_w
1	2/6/2008	0:52	41.42	19.63	5	2.6
2	3/5/2008	4:08	40.18	19.8	0	3.7
3	3/5/2008	6:48	40.2	19.83	5	3.2
4	3/6/2008	6:46	40.2	19.75	5	3.1
5	3/31/2008	8:06	41.13	20.16	0	2.5
6	4/8/2008	7:37	40.14	19.96	3	3
7	5/14/2008	19:17	41.34	20.31	0	2.8
8	5/15/2008	23:52	41.39	19.69	12	2.4
9	5/18/2008	22:49	41.9	19.45	11	3
10	5/21/2008	19:04	41.11	20.09	6	2.9
11	5/27/2008	0:44	42.03	19.89	39	2.4
12	5/29/2008	13:39	42.28	19.96	15	2.6
13	5/30/2008	20:40	41.71	20.36	0	2.4
14	5/31/2008	11:42	41.64	20.02	16	2.8
15	6/2/2008	8:05	41.61	20.48	5	2.6
16	6/25/2008	18:05	41.42	19.49	31	3.4
17	1/8/2009	12:04	41.87	20.71	0	4.6
18	1/31/2009	12:19	40.36	19.69	0	3.5
19	2/28/2009	17:36	41.5	19.57	5	3.5
20	3/7/2009	18:51	41.16	19.51	4	4
21	3/9/2009	0:30	41.94	20.07	20	2.3
22	3/10/2009	8:32	41.21	20.53	5	3.9
23	3/10/2009	22:30	41.31	20.47	5	3.2
24	3/11/2009	2:48	40.52	18.82	15	3.7
25	3/12/2009	18:55	41.35	20.06	15	3
26	3/18/2009	16:20	41.14	19.96	12	3.8
27	3/25/2009	12:23	40.62	18.99	16	4.1
28	3/30/2009	19:48	41.1	19.6	6	2.6
29	4/2/2009	5:45	41.09	19.61	15	3.2
30	4/6/2009	0:31	41.47	19.14	16	2.8
31	4/7/2009	13:49	41.44	19.48	20	3.2
32	4/7/2009	16:00	41.43	19.57	25	2.5
33	5/21/2009	12:11	41.05	20.5	6	3
34	5/21/2009	13:26	41.04	20.45	13	3.3
35	6/4/2009	22:36	40.07	19.83	6	2.5
36	6/12/2009	10:12	42.01	20.07	26	2.3
37	6/14/2009	5:12	41.45	19.74	15	3.2
38	6/20/2009	10:21	41.21	20.24	5	2.6
39	6/20/2009	17:00	41.19	20.22	6	2.9

40	6/21/2009	6:07	41.4	20.16	0	2.5
41	6/21/2009	17:35	41.2	20.22	10	2.8
42	6/21/2009	19:05	41.22	20.2	10	2.6
43	6/24/2009	2:24	41.69	19.9	5	2
44	6/24/2009	3:28	41.81	19.42	6	2.9
45	6/27/2009	0:45	41.18	20.27	3	2.7
46	6/27/2009	23:24	40.64	19.82	4	2.6
47	9/6/2009	21:49	41.49	20.45	8	5.2
48	9/6/2009	22:01	41.48	20.47	16	3.8
49	9/6/2009	22:24	41.59	20.28	0	3.5
50	9/6/2009	22:36	41.41	20.53	10	3.3
51	9/6/2009	23:31	41.53	20.46	6	3.2
52	9/7/2009	0:11	41.46	20.47	15	3.4
53	9/7/2009	3:52	41.47	20.46	15	3.1
54	9/7/2009	4:03	41.49	20.46	20	3.1
55	9/7/2009	4:22	41.41	20.51	17	3.2
56	9/7/2009	9:48	41.43	20.43	13	3.8
57	9/7/2009	12:21	41.47	20.45	12	3.3
58	9/7/2009	13:04	41.49	20.43	10	3
59	9/7/2009	13:42	41.47	20.44	20	3.4
60	9/7/2009	14:19	41.44	20.46	15	3.4
61	9/7/2009	15:20	41.45	20.43	5	3.7
62	9/13/2009	14:03	39.57	20.12	41	3.5
63	9/15/2009	8:37	41.14	19.5	5	3.8
64	9/17/2009	22:53	39.84	20.21	5	4.1
65	11/11/2009	3:43	40.32	20.11	0	4
66	5/6/2010	13:06	41.2	20.24	1	3.8
67	10/11/2010	0:34	42.4	21.44	6	4.6
68	5/5/2012	15:55	40.15	19.8	5	4.4
69	9/4/2012	22:43	41.13	19.94	3	4.1
70	11/26/2012	22:05	41.7	20.1	1	4
71	11/27/2012	19:06	40.75	19.86	5	4
72	11/28/2012	1:49	42.43	20.12	6	4.3
73	12/13/2012	21:39	41.13	19.99	6	4.2
74	6/22/2013	8:41	40.27	19.65	16	4.4
75	6/30/2013	2:47	41.5	20.47	17	3.8
76	8/4/2013	23:45	40.13	20.54	0	3.7
77	8/15/2013	15:49	40.57	20.78	5	3.6
78	11/21/2013	19:45	40.68	19.65	4	4.2
79	1/17/2014	19:42	40.81	20.69	5	3.6
80	1/20/2014	6:00	41.41	19.47	9	4.3
81	3/8/2014	15:12	41.51	19.52	10	4.1
82	4/6/2014	12:56	40.71	19.58	4	3.7

83	4/21/2014	21:25	41.86	19.26	5	4.3
84	5/12/2014	0:54	39.73	20.21	16	4.9
85	5/19/2014	0:59	40.94	19.97	1	5
86	12/29/2014	20:34	41.74	19.27	6	4.6
87	1/24/2015	17:01	40.7	20.57	5	3.6
88	2/7/2015	1:56	41.91	20.21	5	4.5
89	2/16/2015	20:23	41.15	20.08	0	3.9
90	2/28/2015	17:07	41.35	20.28	8	3.7
91	7/6/2015	13:42	42.42	19.36	6	4.4
92	11/1/2015	6:26	41.35	20.27	0	4.6
93	7/4/2018	9:01	41.4	19.53	24	5.1
94	6/1/2019	4:26	40.5	20.72	11.5	5.2
95	6/1/2019	4:33	40.43	20.79	15.5	4.9
96	6/1/2019	4:52	40.37	20.71	13.5	4.7
97	6/1/2019	7:00	40.39	20.75	11.5	5
98	6/1/2019	9:11	40.48	20.75	6	3.9
99	6/1/2019	15:19	40.51	20.83	6	4
100	6/1/2019	18:50	40.46	20.79	18	4.3
101	9/21/2019	14:04	41.29	19.41	17.5	5.6
102	9/21/2019	14:15	41.36	19.36	19	5.1
103	9/21/2019	16:10	40.34	19.41	35	4.2
104	9/21/2019	22:07	41.36	19.42	10	4.4
105	11/1/2019	5:25	40.5	20.75	9	4.7
106	11/26/2019	2:54	41.47	19.53	19.5	6.4
107	11/26/2019	6:08	41.65	19.41	21.5	5.5
108	11/26/2019	13:05	41.29	19.8	23.5	4.7
109	11/27/2019	14:45	41.53	19.42	19.7	5.3
110	11/28/2019	10:52	41.47	19.39	20	4.7

Rezultatet përftuara për analizën spektrale të spektrit sizmik, për tërmetet e analizuar, bashkëshoqërohen edhe me përcaktimin e njëkohshëm të parametrave të tjerë vatrorë si rrezet e burimit r , momentin sizmik M_0 dhe rënien e sforcimit $\Delta\sigma$, bazuar në aplikimin e teorisë përkatëse dhënë më lart, nëpërmjet rutinës SPEC të sistemit të analizës së të dhënave sizmologjike SEISAN (ver.11), (Ottemöller, Voss, & and Havskov, 2020). Lokalizimi i këtyre ngjarjeve është realizuar me anën e programit Hypocenter 3.2 (Lienert, 1994), pjesë e sistemit Nanometrics të Rrjetit Sizmologjik Kombëtar.

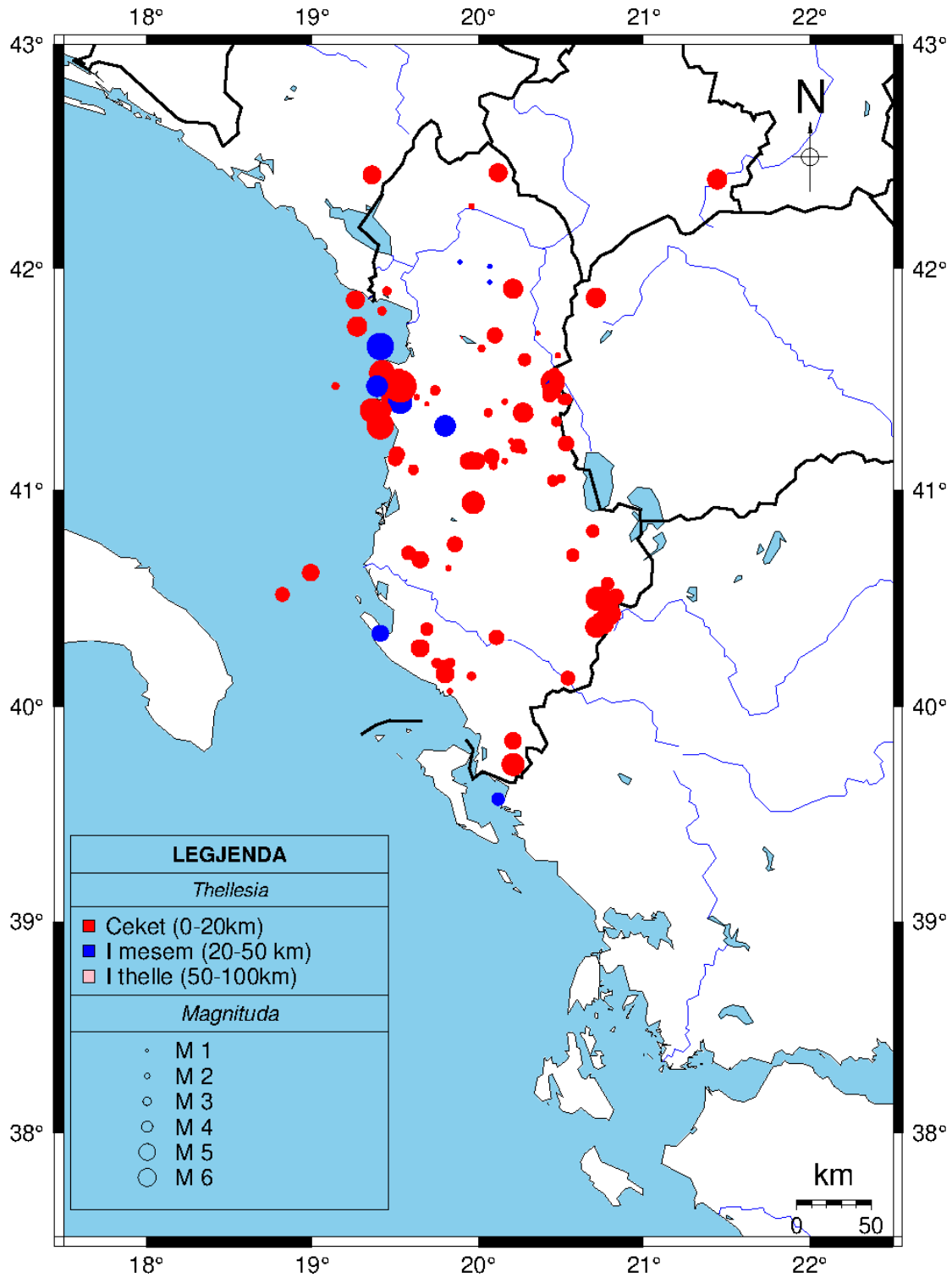


Figura 2.8. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmeteve lokal (110 ngjarjeve sizmike), të analizuar përmes analizës spektrale.

2.3.2. Të dhënat për analizën parametrike

Për analizën parametrike janë përdorur rreth 400 ngjarje të përfuara nga katalogu i aktiviteti sizmik i publikuar nga Rrjeti Sizmologjik Kombëtar (TIR-kodi i këtij rrjeti pranë ISC), për të krijuar një numër sa më të madh ngjarjesh dhe për të siguruar një plotësi të dhënash në nxjerrjen e rezultateve për zonat e marra në studim. Gjithashtu këto të dhëna janë rakorduar dhe me katalogët ndërkombëtarë sizmikë siç janë Rrjeti Euro-Mesdhetar (EMSC) (EMSC, 20XX) dhe Qendra Ndërkombëtare e Sizmologjisë (ISC) (ISC, 20XX). Të dhënat janë nga tërmete të moderuar me magnitudë momenti $M_w \geq 1.9$. Janë marrë në konsideratë ngjarjet kryesore dhe pasgoditjet me magnitudë me te madhe respektivisht, që i kanë hipoqendrat në zonat e përzgjedhura në studim në periudhën 2008 – 2021. Thellësia vatrore për këta tërmete shtrihet në intervalin 0-50 km, me thellësi mesatare 16 km, e cila është një thellësia sizmike karakteristike e territorit në studim.

Për zonën e thyerjeve të Durrësit që kemi marrë në studim kemi mbi 220 ngjarje me magnitudë momenti $M_w \geq 1.9$ me epiqendra në zonën e përcaktuar ku shtrihet dhe kjo zonë thyerjesh. Ngjarjet e evidentuara i përkasin tërmete kryesore si dhe pasgoditjeve të konsiderueshme të tyre respektive nga periudha 2008 – 2021 (Figura 2.9). Thellësia vatrore për këto ngjarje shtrihet në intervalin 0 – 50 km me një thellësi mesatare rreth 20 km, që është një thellësi e pranueshme për territorin e Shqipërisë dhe zonën përkatëse. Te dhënat për këtë zone janë paraqitur në tabelën 2.2:

Tabela 2.2. Tërmetet e zonës së thyerjeve të Durrësit.

Nr.	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	M_w
1	7/10/2008	13:11	41.511	19.511	30.1	3.1
2	2/11/2008	22:30	41.188	19.573	6.2	3.1
3	28/02/2009	17:36	41.396	19.497	0	3.4
4	7/4/2009	16:00	41.463	19.568	20.2	3.3
5	7/4/2009	16:43	41.453	19.563	32.9	3.1
6	20/05/2009	3:14	41.473	19.486	26	3.1
7	4/6/2009	4:06	41.515	19.55	20	2.9
8	14/06/2009	5:12	41.445	19.752	27.1	3.2
9	16/06/2009	22:34	41.388	19.43	37.3	3.1
10	16/06/2009	23:54	41.534	19.308	24.7	3.1
11	5/7/2009	12:40	41.47	19.538	0	3.3
12	14/09/2009	7:38	41.35	19.452	7	2.9
13	15/09/2009	8:37	41.17	19.582	25	4.2
14	3/12/2010	15:18	41.302	19.553	13.2	3
15	2/12/2010	4:51	41.495	19.547	25.7	2.9
16	13/05/2010	12:46	41.362	19.599	7	3.3
17	13/06/2010	17:31	41.259	19.574	35	3.3
18	3/10/2010	11:43	41.565	19.555	21.7	3.2
19	14/11/2010	22:13	41.169	19.541	40.1	2.9
20	18/05/2011	6:32	41.23	19.428	18	3.2

21	19/03/2015	19:53	41.237	19.54	18.7	3.5
22	21/07/2015	21:42	41.491	19.578	2.2	3.2
23	23/11//2015	20:32	41.571	19.619	19.2	3.3
24	27/03/2016	13:09	41.356	19.33	17.8	4.2
25	22/07/2017	1:05	41.271	19.587	36.4	3.1
26	30/07/2017	14:19	41.386	19.567	22.1	2.8
27	31/072017	17:29	41.269	19.491	32.7	2.7
28	3/12/2017	19:30	41.561	19.697	31.2	1.9
29	30/01/2018	3:58	41.158	19.664	12.8	1.9
30	27/04/2018	5:51	41.546	19.51	32.8	3
31	4/7/2018	9:01	41.465	19.495	18.3	4.9
32	4/7/2018	9:08	41.484	19.483	22.1	4.2
33	4/7/2018	9:11	41.551	19.636	31.8	2.9
34	4/7/2018	9:43	41.494	19.535	14	2.6
35	4/7/2018	11:24	41.463	19.467	13.9	4.1
36	4/7/2018	11:30	41.502	19.686	24.8	3.2
37	4/7/2018	11:32	41.525	19.427	24.2	3.3
38	4/7/2018	11:35	41.51	19.516	29.7	3.7
39	4/7/2018	11:42	41.589	19.534	46.1	3.5
40	4/7/2018	12:06	41.505	19.647	26.2	3
41	4/7/2018	12:48	41.463	19.601	16.4	2.2
42	4/7/2018	13:33	41.466	19.603	18.5	3.8
43	4/7/2018	15:52	41.478	19.599	28.6	2.9
44	4/7/2018	16:31	41.469	19.48	25.4	2.7
45	4/7/2018	16:36	41.451	19.544	28.9	3.8
46	4/7/2018	4:08	41.513	19.469	14.5	3.3
47	5/7/2018	2:09	41.567	19.49	41.7	3.8
48	5/7/2018	3:17	41.483	19.621	17.9	2.9
49	5/7/2018	4:20	41.461	19.483	6.1	3
50	5/7/2018	4:33	41.507	19.595	24.2	2.5
51	5/7/2018	11:03	41.494	19.455	24.9	3.4
52	5/7/2018	22:48	41.456	19.474	22.9	4.2
53	5/7/2018	22:51	41.494	19.55	24.6	3.6
54	6/7/2018	11:23	41.504	19.446	29.2	2.5
55	7/7/2018	7:41	41.516	19.514	31.3	2.9
56	11/7/2018	14:00	41.446	19.641	14.9	2.5
57	13/7/2018	8:23	41.49	19.499	29.2	2.9
58	14/7/2018	17:30	41.488	19.453	32.8	2.9
59	15/7/2018	10:21	41.522	19.452	49.7	3.6
60	9/8/2018	2:37	41.553	19.456	46	3.5
61	18/09/2018	19:04	41.486	19.515	27	3
62	8/11/2018	20:01	41.472	19.541	25.1	2.8
63	16/02/2019	16:20	41.486	19.736	2	4.5

64	17/02/2019	21:21	41.419	19.406	32	5.8
65	31/03/2019	7:51	41.549	19.389	13.7	3.1
66	31/03/2019	17:59	41.542	19.393	14.9	3
67	31/03/2019	19:09	41.528	19.391	13.3	3.1
68	31/03/2019	20:04	41.575	19.439	11.8	3
69	31/03/2019	20:38	41.491	19.353	25	3.5
70	31/03/2019	22:14	41.494	19.349	24.1	3.7
71	1/4/2019	11:57	41.471	19.317	21	3.1
72	4/4/2019	18:15	41.554	19.433	21.7	2.1
73	11/4/2019	14:19	41.486	19.358	22	2.6
74	22/4/2019	14:07	41.489	19.486	26.6	3.1
75	23/4/2019	8:58	41.539	19.613	11.8	3.8
76	23/4/2019	16:46	41.501	19.608	25	3.2
77	28/08/2019	11:55	41.202	19.71	38.4	2.9
78	21/09/2019	14:04	41.571	19.493	28.1	5.6
79	21/09/2019	14:15	41.55	19.533	33.6	5.1
80	21/09/2019	16:10	41.438	19.453	44.8	4
81	21/09/2019	16:32	41.506	19.573	32	2.9
82	21/09/2019	21:02	41.371	19.393	42.2	2.9
83	5/10/2019	23:55	41.476	19.428	36.9	3.1
84	30/10/2019	13:13	41.407	19.596	18.5	2.9
85	17/11/2019	23:16	41.463	19.525	5.2	3
86	25/11/2019	20:57	41.451	19.515	17.8	3.5
87	25/11/2019	20:57	41.417	19.487	0	3.7
88	25/11/2019	23:24	41.42	19.513	8.8	2.9
89	26/11/2019	1:47	41.404	19.491	16.8	4.5
90	26/11/2019	1:47	41.426	19.478	5.7	4.5
91	26/11/2019	2:19	41.435	19.542	5.2	3.2
92	26/11/2019	2:54	41.411	19.546	13.9	6.4
93	26/11/2019	3:03	41.515	19.738	6.3	4.3
94	26/11/2019	3:04	41.51	19.596	18.6	3.7
95	26/11/2019	3:57	41.596	19.445	14	4
96	26/11/2019	4:09	41.276	19.59	22.8	3.4
97	26/11/2019	4:21	41.497	19.592	14	4.1
98	26/11/2019	4:42	41.547	19.582	14	3.7
99	26/11/2019	4:46	41.488	19.567	0	3.6
100	26/11/2019	5:32	41.482	19.56	6	3.5
101	26/11/2019	5:50	41.556	19.649	10.8	3.9
102	26/11/2019	6:44	41.483	19.611	16	3.7
103	26/11/2019	6:54	41.445	19.589	5.1	3.9
104	26/11/2019	7:12	41.591	19.519	22.3	4.1
105	26/11/2019	7:15	41.588	19.598	7.3	3.1
106	26/11/2019	7:36	41.44	19.551	18.2	4.6

107	26/11/2019	7:40	41.573	19.595	5.3	3.7
108	26/11/2019	9:13	41.508	19.659	5.1	3.5
109	26/11/2019	9:47	41.58	19.667	16	4.1
110	26/11/2019	10:09	41.552	19.584	10.8	4
111	26/11/2019	11:52	41.551	19.626	0	3.1
112	26/11/2019	12:14	41.464	19.595	5.1	4
113	26/11/2019	12:46	41.559	19.599	5.1	3.4
114	26/11/2019	15:03	41.466	19.624	19.5	2.9
115	26/11/2019	15:11	41.575	19.53	12	3.6
116	26/11/2019	15:16	41.488	19.602	15	3.9
117	26/11/2019	15:59	41.455	19.674	5.2	3.9
118	26/11/2019	16:27	41.513	19.485	6	2.9
119	26/11/2019	16:34	41.513	19.632	5.1	4
120	26/11/2019	17:06	41.533	19.645	16	4.1
121	26/11/2019	17:09	41.589	19.678	16	4
122	26/11/2019	18:50	41.428	19.568	6	2.9
123	26/11/2019	18:54	41.486	19.723	6	3.1
124	26/11/2019	19:06	41.567	19.577	16	3
125	26/11/2019	19:44	41.553	19.606	6	3.7
126	26/11/2019	22:46	41.521	19.516	6	3.7
127	26/11/2019	23:20	41.541	19.568	5.2	3.4
128	27/11/2019	0:06	41.553	19.48	6	3.2
129	27/11/2019	0:41	41.572	19.426	6	3.4
130	27/11/2019	2:08	41.554	19.577	6	3
131	27/11/2019	3:52	41.594	19.548	5.3	3.7
132	27/11/2019	5:11	41.589	19.505	6	3.4
133	27/11/2019	5:39	41.566	19.524	10.6	3.3
134	27/11/2019	6:10	41.58	19.508	6	3.5
135	27/11/2019	6:45	41.533	19.609	15	3
136	27/11/2019	7:13	41.537	19.562	0	3.3
137	27/11/2019	8:11	41.501	19.654	11.8	2.9
138	27/11/2019	10:55	41.552	19.516	10	3
139	27/11/2019	10:59	41.548	19.565	4.2	3.1
140	27/11/2019	11:03	41.543	19.585	10	4.2
141	27/11/2019	12:02	41.576	19.49	16	3.2
142	27/11/2019	12:47	41.417	19.49	5.3	3.3
143	30/11/2019	1:24	41.534	19.588	5.8	3.1
144	30/11/2019	4:28	41.582	19.527	6	3.1
145	30/11/2019	5:05	41.517	19.468	12	3
146	30/11/2019	5:16	41.54	19.564	5.1	3.5
147	30/11/2019	20:53	41.545	19.577	6	4.6
148	30/11/2019	22:54	41.59	19.53	0.4	3.3
149	1/12/2019	6:04	41.574	19.573	25.3	4

150	1/12/2019	6:52	41.584	19.451	2	3.2
151	1/12/2019	7:18	41.561	19.511	37.3	3.6
152	1/12/2019	11:42	41.341	19.464	27.9	3.8
153	1/12/2019	17:48	41.549	19.631	41.9	3.6
154	2/12/2019	22:41	41.532	19.725	38.7	3.4
155	2/12/2019	8:26	41.488	19.697	34	4.2
156	2/12/2019	16:43	41.446	19.678	10.4	3.6
157	2/12/2019	23:23	41.543	19.733	35.5	3.9
158	3/12/2019	12:50	41.539	19.561	25	2.9
159	4/12/2019	1:08	41.492	19.613	9.4	2.9
160	4/12/2019	2:33	41.542	19.494	33.2	3.1
161	4/12/2019	7:47	41.498	19.613	12.1	3
162	4/12/2019	10:06	41.387	19.695	25.9	2.9
163	5/12/2019	3:04	41.578	19.538	32.1	3
164	6/12/2019	4:28	41.584	19.648	27.9	3.3
165	6/12/2019	23:18	41.539	19.352	24.8	3.5
166	7/12/2019	16:51	41.585	19.637	30.5	3
167	7/12/2019	18:16	41.507	19.642	3.7	3
168	9/12/2019	5:29	41.567	19.499	31	3.8
169	9/12/2019	14:53	41.568	19.487	18.1	3.4
170	9/12/2019	14:58	41.514	19.469	32	3.4
171	9/12/2019	18:10	41.534	19.612	32.5	3.1
172	10/12/2019	9:00	41.525	19.544	27.4	3.3
173	11/12/2019	0:30	41.539	19.331	35.2	3.5
174	11/12/2019	11:38	41.492	19.52	10.6	2.6
175	13/12/2019	3:10	41.448	19.427	38.2	3
176	14/12/2019	22:25	41.543	19.46	35.8	3
177	15/12/2019	1:18	41.495	19.559	46.2	3.9
178	19/12/2019	16:03	41.392	19.466	28.9	4.2
179	26/12/2019	6:17	41.516	19.501	46.1	2.9
180	30/12/2019	18:34	41.563	19.586	15.4	3
181	2/1/2020	2:02	41.591	19.372	7.6	2.9
182	3/1/2020	16:37	41.548	19.396	9.2	3
183	8/1/2020	6:01	41.535	19.444	7.2	2.9
184	12/1/2020	23:25	41.519	19.557	31.7	2.9
185	27/1/2020	1:40	41.479	19.679	33.5	3.5
186	28/1/2020	20:15	41.496	19.646	7.1	4.7
187	28/1/2020	20:17	41.503	19.724	13.5	4.1
188	28/1/2020	20:31	41.537	19.628	33.3	3
189	31/1/2020	21:05	41.541	19.53	36.4	3.9
190	13/02/2020	19:10	41.444	19.664	36.4	3.3
191	26/02/2020	19:52	41.485	19.517	37.1	3
192	27/02/2020	14:31	41.428	19.586	36.8	3

193	2/3/2020	9:23	41.474	19.531	28.9	3
194	19/03/2020	9:20	41.597	19.475	2	3.6
195	19/03/2020	13:25	41.577	19.323	24.6	3
196	20/03/2020	7:06	41.434	19.381	5.6	2.9
197	29/03/2020	13:37	41.565	19.457	28.1	2.9
198	9/4/2020	15:31	41.494	19.457	27.9	2.5
199	12/4/2020	22:03	41.543	19.466	82.2	3
200	13/4/2020	16:43	41.55	19.309	38.8	3.4
201	16/4/2020	17:27	41.162	19.74	38.3	3.1
202	20/4/2020	20:13	41.46	19.364	12.6	2.9
203	22/4/2020	22:08	41.314	19.616	49	3
204	27/4/2020	20:15	41.51	19.71	34	3.3
205	1/6/2020	20:21	41.539	19.569	46.5	3.3
206	7/6/2020	23:52	41.529	19.611	23.2	3.6
207	8/6/2020	15:21	41.488	19.582	5.9	4.1
208	25/06/2020	7:53	41.464	19.585	32	3.3
209	19/07/2020	4:56	41.5	19.478	23.3	3.1
210	23/07/2020	17:23	41.541	19.446	28.2	3.5
211	22/08/2020	10:25	41.554	19.645	35.4	3.4
212	10/9/2020	5:00	41.54	19.413	2.1	3.4
213	18/09/2020	20:30	41.486	19.702	17.2	3
214	23/09/2020	5:30	41.421	19.532	11.2	3.5
215	7/10/2020	22:13	41.501	19.358	2	3.9
216	7/10/2020	22:25	41.499	19.485	23.8	3
217	7/10/2020	23:44	41.543	19.427	25.2	3.4
218	9/10/2020	14:36	41.596	19.575	35.4	3.8
219	6/12/2020	7:19	41.558	19.594	11.6	4
220	26/12/2020	18:04	41.466	19.561	2	3.3
221	12/1/2021	13:49	41.306	19.75	184.3	3
222	24/1/2021	8:30	41.507	19.526	26.3	3.2
223	24/1/2021	17:35	41.387	19.65	108.7	3.6
224	26/1/2021	14:32	41.591	19.505	18.5	3.9
225	24/02/2021	3:07	41.558	19.706	30.7	3.1
226	5/4/2021	4:39	41.454	19.608	20.1	3.1
227	7/4/2021	2:06	41.537	19.525	7.7	3.3

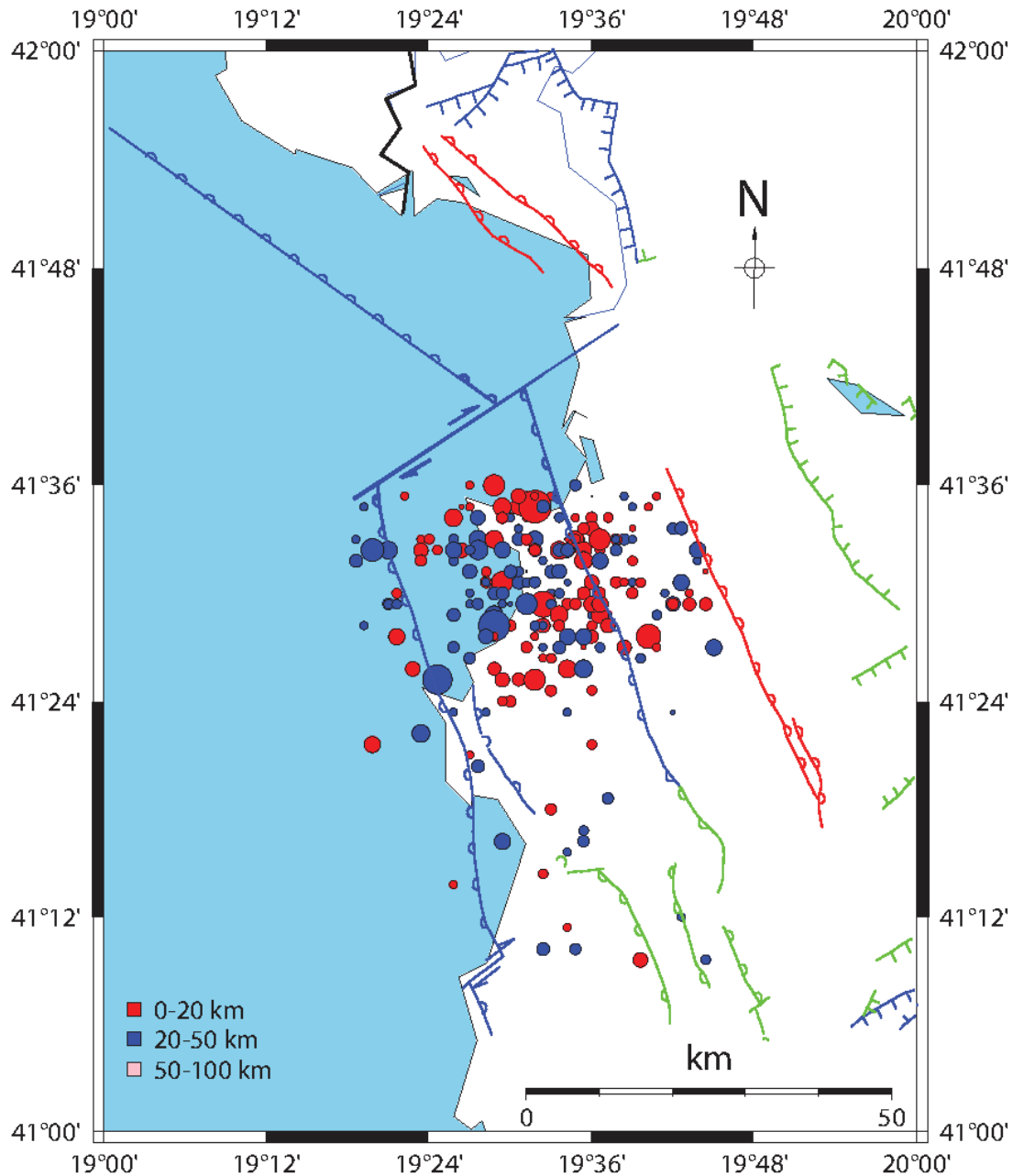


Figura 2.9. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmeteve për zonën e thyerjeve sizmoaktive të Durrësit për periudhën 2008-2021, bazuar në katalogun e të dhënave parametrike të RrSSH (TIR), EMSC dhe ISC.

Për zonën e thyerjeve të Korçës (Moravës) janë përzgjedhur rreth 110 ngjarje (Figura 2.10) me magnitudë momenti $M_w \geq 2.3$ dhe hipoqendra brenda zonës së thyerjeve sizmoaktive të Korçës. Ngjarjet përfshijnë goditjet kryesore si dhe pasgoditjet respektive nga periudha 2009 – 2021. Thellësia vatrore shtrihet në intervalin 0 – 31 km me një thellësi mesatare rreth 10 km, që është një thellësi karakteristike për tërmetet në territorin e Shqipërisë dhe veçanërisht në zonën përkatëse. Të dhënat e përfuara janë paraqitur në tabelën 3.3:

Tabela 3.3. Tërmetet e zonës së thyerjeve të Moravës.

Nr.	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	Mw
1	2/2/2009	2:35	40.407	20.904	0	2.9
2	31/07/2009	7:43	40.913	20.545	0	3.0
3	7/2/2010	0:45	40.461	20.719	0.5	3.0
4	25/02/2010	0:30	40.514	20.737	12	3.0
5	25/01/2010	13:06	40.695	20.789	7.3	3.1
6	23/02/2011	11:23	40.737	20.714	2	3.1
7	28/10/2011	1:09	40.687	20.712	7	2.9
8	8/2/2012	4:28	40.818	20.548	8	4.0
9	8/2/2012	8:13	40.739	20.5	19.2	3.2
10	8/2/2012	8:48	40.742	20.529	7	2.9
11	11/1/2015	8:17	40.817	20.594	1	2.9
12	24/01/2015	17:01	40.707	20.601	18.1	3.1
13	9/5/2015	1:03	40.808	20.541	2	2.6
14	18/12/2015	18:22	40.402	20.758	0	3.4
15	31/01/2017	9:00	40.366	20.891	0	2.6
16	25/03/2017	13:34	40.606	20.765	15	3.0
17	17/02/2018	5:32	40.394	20.728	0	3.9
18	21/10/2018	10:39	40.502	20.696	8.2	3.1
19	28/01/2019	15:56	40.667	20.634	12.7	4.2
20	26/02/2019	4:51	40.839	20.494	2	5.4
21	1/3/2019	10:32	40.614	20.685	23.2	2.9
22	1/6/2019	4:26	40.467	20.719	15.6	5.1
23	1/6/2019	4:33	40.5	20.774	2	4.6
24	1/6/2019	4:43	40.442	20.766	2	3.6
25	1/6/2019	4:51	40.475	20.803	12.5	4.5
26	1/6/2019	4:56	40.47	20.778	2.6	3.1
27	1/6/2019	6:20	40.463	20.786	2	3.8
28	1/6/2019	7:00	40.502	20.772	6	4.8
29	1/6/2019	7:03	40.486	20.815	2	3.4
30	1/6/2019	7:32	40.433	20.737	10.4	3.2
31	1/6/2019	9:03	40.477	20.763	2	3.6
32	1/6/2019	9:11	40.481	20.748	4.4	3.8
33	1/6/2019	9:18	40.441	20.742	2	2.9
34	1/6/2019	10:16	40.434	20.76	14.7	3.0
35	1/6/2019	10:49	40.452	20.799	2	3.5
36	1/6/2019	1:18	40.478	20.813	3	3.0
37	1/6/2019	11:17	40.461	20.771	2	3.0
38	1/6/2019	11:37	40.425	20.764	2	3.3
39	1/6/2019	12:01	40.406	20.793	6.3	3.1
40	1/6/2019	1222	40.395	20.767	2	3.1

41	1/6/2019	12:47	40.468	20.835	9.7	3.7
42	1/6/2019	13:01	40.433	20.751	2	3.5
43	1/6/2019	13:09	40.499	20.841	4.6	3.4
44	1/6/2019	13:42	40.42	20.77	2	3.1
45	1/6/2019	14:28	40.429	20.759	2	3.2
46	1/6/2019	15:19	40.511	20.787	4.7	3.9
47	1/6/2019	15:49	40.46	20.816	2	3.0
48	1/6/2019	16:01	40.444	20.782	2	3.1
49	1/6/2019	16:17	40.462	20.795	4.6	3.1
50	1/6/2019	17:18	40.433	20.76	2	2.9
51	1/6/2019	18:10	40.446	20.753	2	3.1
52	1/6/2019	18:22	40.444	20.764	11.1	3.2
53	1/6/2019	18:30	40.421	20.793	7.3	4.0
54	1/6/2019	18:50	40.456	20.796	18.3	4.2
55	2/6/2019	8:15	40.422	20.747	2	2.9
56	2/6/2019	8:40	40.425	20.826	18.7	3.1
57	2/6/2019	12:26	40.443	20.719	2	2.3
58	2/6/2019	12:51	40.434	20.711	2	2.4
59	2/6/2019	13:17	40.412	20.765	11.3	2.4
60	2/6/2019	15:34	40.471	20.801	19.6	3.8
61	3/6/2019	14:33	40.506	20.789	20	2.6
62	14/06/2019	13:04	40.472	20.705	9.2	3.2
63	28/06/2019	12:44	40.435	20.79	2	3.5
64	28/06/2019	14:36	40.491	20.822	18.4	4.1
65	28/06/2019	15:38	40.456	20.78	10.9	3.3
66	28/06/2019	15:39	40.445	20.787	3.8	2.9
67	28/06/2019	19:42	40.457	20.786	20.8	3.3
68	28/06/2019	20:09	40.46	20.793	24.9	3.7
69	29/06/2019	14:44	40.437	20.741	19.5	3.3
70	29/06/2019	15:03	40.439	20.78	20	2.9
71	29/06/2019	16:07	40.484	20.805	17.6	3.3
72	29/06/2019	20:33	40.409	20.809	31.3	3.0
73	5/7/2019	5:05	40.455	20.774	3.5	2.9
74	6/7/2019	1:37	40.423	20.869	26.5	3.7
75	31/07/2019	14:21	40.509	20.797	13.8	4.5
76	31/07/2019	14:28	40.521	20.796	14.3	3.4
77	31/07/2019	17:18	40.513	20.782	17.9	2.9
78	31/07/2019	17:59	40.504	20.79	19	2.9
79	31/07/2019	19:23	40.546	20.859	16.1	3.8
80	1/8/2019	3:20	40.505	20.802	4.6	2.9
81	7/8/2019	13:12	40.474	20.785	18.3	2.9
82	19/09/2019	5:00	40.444	20.763	19.4	2.9
83	27/10/2019	3:59	40.534	20.915	25	3.1

84	27/10/2019	17:39	40.561	20.943	12.2	3.0
85	29/10/2019	18:15	40.577	20.923	18.2	3.2
86	30/10/2019	4:29	40.582	20.944	18.6	3.0
87	1/11/2019	5:25	40.53	20.802	6	4.9
88	1/11/2019	15:28	40.451	20.75	6	2.9
89	2/11/2019	2:33	40.539	20.832	11.5	3.3
90	5/11/2019	15:40	40.496	20.826	10	3.1
91	1/11/2019	23:02	40.467	20.776	5.1	3.1
92	8/11/2019	2:38	40.741	20.73	10.1	3.2
93	11/11/2019	15:07	40.487	20.822	15.3	3.4
94	1/1/2020	17:55	40.571	20.948	14.3	3.9
95	2/1/2020	1:13	40.561	20.947	13.9	3.3
96	23/01/2020	16:57	40.433	20.806	18.1	3.4
97	20/01/2020	6:55	40.439	20.793	18.7	2.9
98	11/2/2020	21:02	40.446	20.782	15.7	3.0
99	8/4/2020	4:30	40.644	20.724	19.8	3.6
100	9/4/2020	4:28	40.639	20.726	19.5	3.4
101	9/4/2020	9:12	40.575	20.76	16.6	3.0
102	11/4/2020	7:01	40.465	20.822	14.2	3.4
103	5/5/2020	18:10	40.645	20.718	29.4	3.0
104	5/5/2020	18:51	40.664	20.776	17.1	2.9
105	30/05/2020	15:35	40.65	20.604	2	3.6
106	10/7/2020	15:43	40.536	20.665	2.2	3.3
107	16/07/2020	18:41	40.533	20.876	14.2	3.1
108	21/09/2020	1:21	40.477	20.753	15.9	2.9
109	25/01/2021	13:08	40.453	20.794	11.1	2.9
110	10/2/2021	21:04	40.609	20.536	167.9	2.6

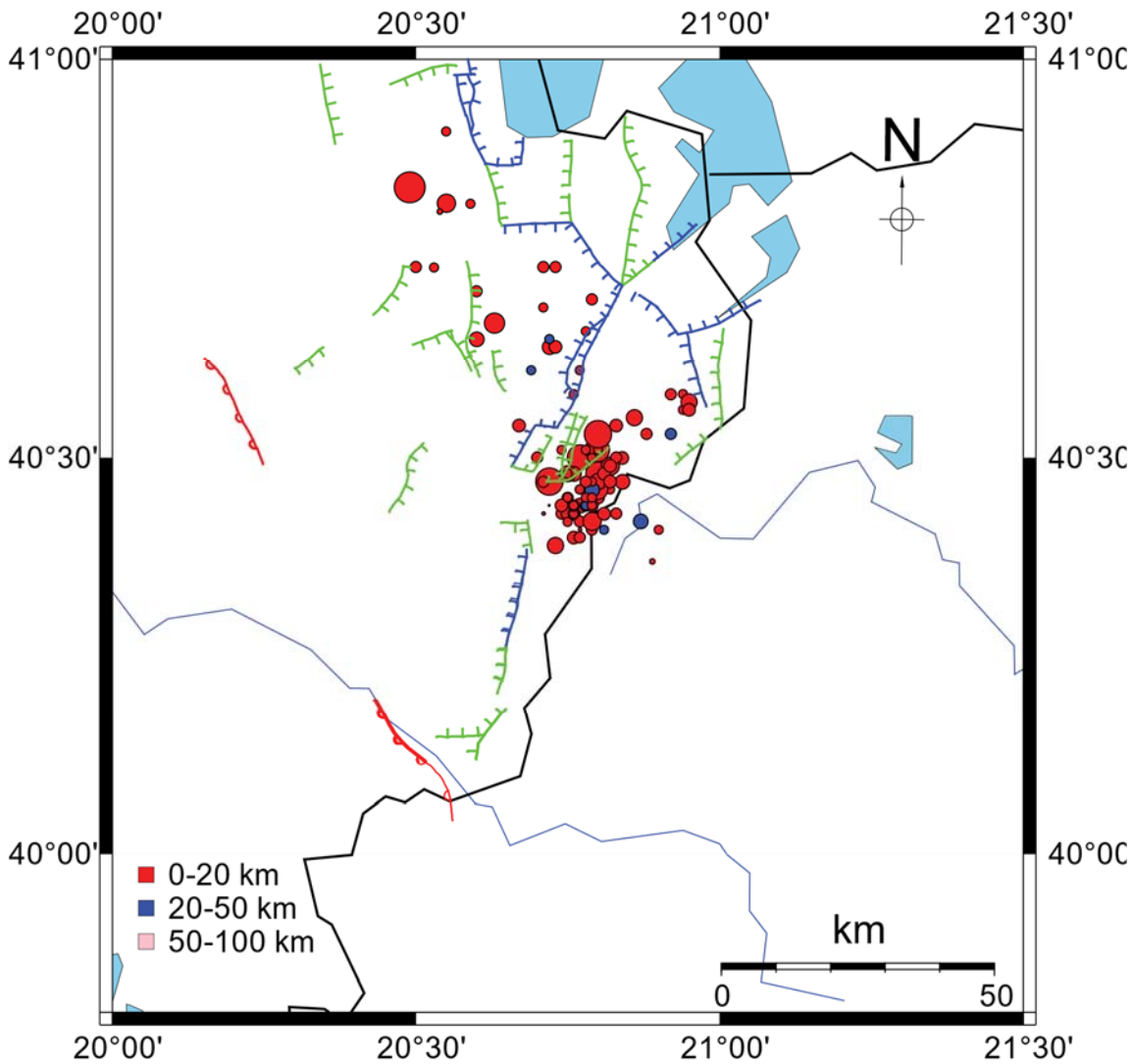


Figura 2.10. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmetejeve për zonën e thyerjeve sizmoaktive te Korçës (Moravës), për periudhën 2009-2021, bazuar në katalogun e të dhënave parametrike të RrSSH (TIR), EMSC dhe ISC.

Për zonën e thyerjeve Dhërmi-Vlorë, janë marrë në konsideratë rreth 60 ngjarje (Figura 2.11), me magnitudë momenti $M_w \geq 2.6$, me hipoqendra në këtë zonë thyerjesh. Ngjarjet e evidentuara i përkasin gjithashtu si goditjeve kryesore ashtu edhe pasgoditjeve të tyre respektive nga periudha 2008 – 2021. Thellësia vatrore për këto ngjarje shtrihet në intervalin 0 – 54 km me një thellësi mesatare rreth 18 km, që është një thellësi mesatare e pranueshme për territorin e Shqipërisë dhe zonën përkatëse. Të dhënat e përfutuara nga përzgjedhja janë paraqitur në tabelën 2.4, në vijim:

Tabela 2.4. Tërmetet e zonës së thyerjeve të Dhërmi - Vlorë.

Nr.	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	M_w
1	3/11/2008	11:30	40.179	19.459	17.3	3.5
2	9/12/2008	11:13	40.365	19.251	6.8	3.2
3	10/3/2009	2:48	40.253	19.611	54	4.2

4	25/03/2009	12:23	40.221	19.561	37	4.3
5	25/03/2009	12:27	40.291	19.581	17	3.9
6	15/05/2009	23:00	40.257	19.677	6	3.0
7	4/6/2009	22:36	40.056	19.758	20.4	3.1
8	5/6/2009	1:46	40.316	19.639	20.3	2.9
9	12/7/2009	14:48	40.291	19.711	0	3.7
10	25/11/2009	12:51	40.129	19.757	14.2	3.0
11	3/2/2010	11:09	40.165	19.796	0	3.2
12	5/2/2010	18:57	40.101	19.694	3.2	3.3
13	21/02/2010	4:36	40.059	19.786	11.3	3.0
14	28/02/2010	18:50	40.35	19.561	23	3.1
15	24/04/2010	5:15	40.269	19.37	26.4	3.4
16	30/04/2010	15:28	40.068	19.798	21.9	3.1
17	29/11/2010	3:28	40.058	19.7	5	3.1
18	19/01/2011	1:21	40.101	19.643	2	2.9
19	16/01/2011	1:21	40.09	19.783	6	3.2
20	14/08/2011	6:18	40.347	19.59	22	3.5
21	21/12/2011	2:39	40.149	19.74	5	3.3
22	8/1/2012	0:10	40.228	19.611	19.2	2.9
23	17/01/2012	8:14	40.201	19.69	39.5	3.2
24	13/03/2012	14:55	40.148	19.778	2.1	3.4
25	15/03/2012	23:41	40.197	19.631	38	3.3
26	11/5/2015	0:23	40.153	19.794	5.6	3.2
27	29/08/2015	16:44	40.287	19.494	14	2.9
28	15/01/2016	1:00	40.32	19.316	25	2.6
29	15/01/2016	20:21	40.314	19.289	12.2	2.9
30	15/01/2016	20:39	40.303	19.372	26.1	3.4
31	18/02/2016	3:09	40.342	19.349	8	3.4
32	18/02/2016	15:43	40.314	19.274	11.6	3.0
33	11/4/2016	13:02	40.367	19.343	20	3.0
34	13/04/2016	13:12	40.334	19.322	10.3	2.9
35	19/04/2016	2:51	40.284	19.338	17.2	3.1
36	19/04/2016	2:54	40.252	19.373	26.4	2.9
37	19/04/2016	8:19	40.351	19.345	14.1	3.1
38	29/04/2016	20:14	40.313	19.574	20	2.6
39	5/5/2016	7:27	40.353	19.341	11.7	2.7
40	20/05/2016	19:49	40.105	19.685	30.1	4.2
41	17/07/2016	13:08	40.106	19.798	8.6	2.8
42	9/2/2018	20:10	40.28	19.56	25	3.3
43	18/02/2018	18:56	40.161	19.649	28.4	3.0
44	10/4/2018	13:17	40.345	19.403	27.6	4.0
45	11/4/2018	10:25	40.307	19.42	18.1	2.9
46	14/05/2018	11:23	40.254	19.757	0	3.3

47	27/05/2018	6:33	40.268	19.754	21.2	3.7
48	17/06/2018	8:09	40.211	19.77	26.9	3.0
49	19/06/2018	11:42	40.169	19.774	0	2.9
50	15/09/2018	22:16	40.16	19.647	30.4	2.7
51	22/11/2018	13:42	40.148	19.628	28.4	3.3
52	14/01/2019	11:58	40.33	19.5	26	3.2
53	15/01/2019	2:59	40.104	19.778	2	3.5
54	22/01/2019	15:54	40.404	19.46	33.6	3.1
55	26/02/2019	3:58	40.393	19.361	17.4	4.8
56	5/9/2019	17:47	40.112	19.718	9.9	4.0
57	3/11/2019	9:51	40.375	19.528	30	3.4
58	22/04/2020	3:10	40.294	19.709	19.4	2.9
59	29/06/2020	21:14	40.429	19.343	24.6	3.5
60	20/02/2021	10:42	40.37	19.476	19.7	2.6
61	7/4/2021	8:50	40.101	19.713	28.6	3.1

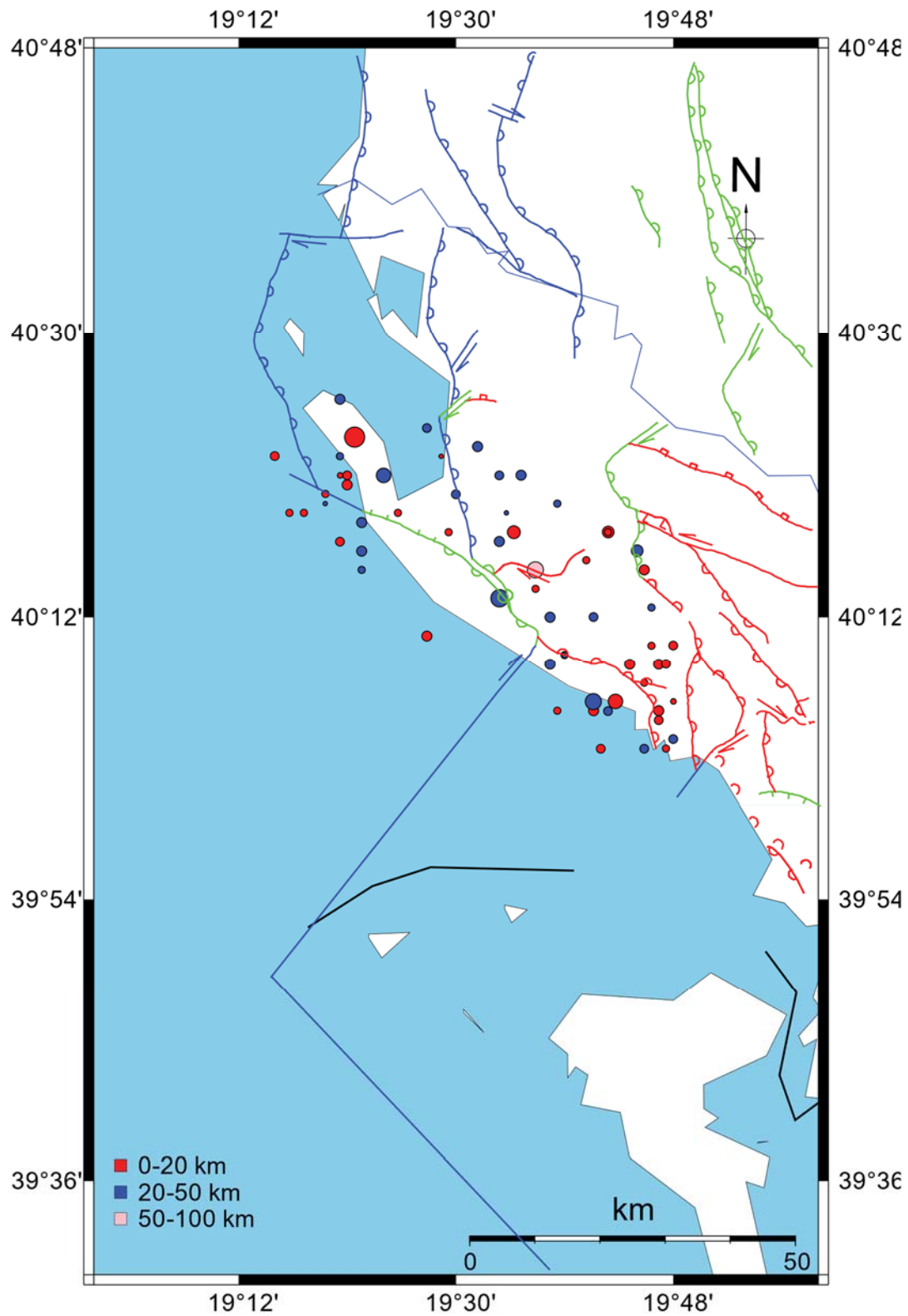


Figura 2.11. Shpërndarja e hipoqendrave të tërmeteve për zonën e thyerjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlorë, për periudhën 2008-2021, bazuar në katalogun e të dhënave parametrike të RrSSH (TIR), EMSC dhe ISC.

2.3.3. Të dhënat për analizën e fushës së sforcimeve

Për analizën e fushës së sforcimeve janë përdorur të dhënat e mekanizmit vatrore të ngjarjeve domethënëse për zonat specifike. Mekanizmat vatrore për ngjarjet janë nxjerrë nga përpunimi i formave valore, të siguruar nga Rrjeti i Monitorimit pranë IGJEUM, me anën e programit Focmec që është pjesë e paketës për përpunimin e informacionit sizmologjik SEISAN Ver. 11 (Ottmoller, Voss, & and Havskov, 2020). Këto të dhëna janë plotësuar me të dhëna të raportimeve të rrjeteve ndërkombëtare sizmologjike si (ISC, 20XX)ISC, (EMSC, 20XX)EMSC, (NOA, n.d.)NOA dhe (AUTH, n.d.)AUTH për të marrë një numër të konsiderueshëm mekanizmash për të kryer analizën e sforcimeve për zonat përkatëse.

Për zonën e Durrësit janë përzgjedhur 25 ngjarje karakteristike, ndër të cilëve dhe tërmeti i fortë i 26 Nëntorit 2019, me magnitudë $M_w \geq 3.1$ të cilët përmbushin kriteret për analizë të mekanizmit vatrore dhe kanë numër të konsiderueshëm stacionesh. Këto të dhëna të përfuara janë paraqitur në tabelën 2.5.

Tabela 2.5. Të dhënat për zonën e Durrësit për fushën e sforcimeve

Nr.	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	M_w	STRIKE	DIP	RAKE
1	9/1/1988	1:02	41.212	19.759	28.4	5.9	170	80	95
2	28/11/1999	0:59	41.506	19.568	42.2	4.8	138	65	90
3	28/08/2004	22:16	41.252	19.598	24.3	3.6	132	71	74
4	5/9/2007	5:08	41.37	19.496	18.1	4.9	0	29	120
5	28/02/2009	17:36	41.413	19.49	16.3	3.1	51	33	170
6	14/06/2009	5:12	41.395	19.632	17.8	3.2	132	9	-110
7	13/06/2010	17:31	41.33	19.56	23.6	3.1	141	70	116
8	20/01/2014	6:00	41.418	19.444	17.5	4.6	144	56	74
9	8/3/2012	15:06	41.508	19.47	24.6	4.2	27	41	167
10	8/3/2012	15:12	41.505	19.445	20.2	4.3	160	77	93
11	27/03/2016	13:09	41.308	19.374	17.3	4.2	95	50	18
12	4/7/2018	9:01	41.5	19.5	24	5.1	324	38	83
13	4/7/2018	9:08	41.466	19.491	10	4.5	13	62	170
14	4/7/2018	11:24	41.485	19.479	23	4.5	9	53	167
15	5/7/2018	22:49	41.461	19.476	7.5	4.4	149	55	82
16	21/09/2019	14:04	41.338	19.53	20	5.7	130	62	77
17	21/09/2019	14:15	41.468	19.544	13.7	5.2	129	61	73
18	26/11/2019	2:54	41.5	19.5	20	6.4	337	27	91
19	26/11/2019	6:08	41.56	19.35	0	5.5	125	55	66
20	26/11/2019	13:05	41.59	19.522	10	4.0	134	65	67
21	27/11/2019	14:45	41.55	19.479	10	5.4	151	61	80
22	28/11/2019	10:52	41.537	19.422	10	4.8	163	63	93
23	24/01/2021	8:30	41.507	19.526	26.3	3.2	168	36	90
24	26/01/2021	14:32	41.591	19.505	18.5	3.9	282.8	90	101

25	24/02/2021	3:07	41.558	19.706	30.7	3.1	280	90	96
----	------------	------	--------	--------	------	-----	-----	----	----

Për zonën e Vlorë – Borsh janë përzgjedhur 16 ngjarje karakteristike, me magnitudë $M_w \geq 3.7$ të cilët përmbushin kriteret për analizë të mekanizmit vatror dhe kanë numër të konsiderueshëm stacionesh. Këto të dhëna të përfuara janë paraqitur në tabelën 2.6.

Tabela 2.6. Të dhënat për zonën e Vlorë – Borsh për fushën e sforcimeve

Nr.	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	M_w	STRIKE	DIP	RAKE
1	26/01/1989	15:15	40.179	19.603	5.6	3.9	160	17	-73
2	24/11/1999	21:10	40.172	19.716	23.1	4.3	141	39	101
3	06/08/2006	7:49	40.160	19.743	15.9	4.8	20	44	146
4	08/08/2006	21:20	40.175	19.731	16.6	4.8	13	38	138
5	09/08/2006	2:10	40.124	19.657	9	4.2	216	75	159
6	03/03/2007	14:56	40.160	19.850	12	3.9	206	87	154
7	02/07/2007	23:13	40.160	19.690	6	4	176	70	125
8	05/03/2008	4:08	40.189	19.598	12.4	4	173	47	152
9	11/29/2010	3:28	40.080	19.680	21	3.5	164	78	94
10	25/03/2009	12:22	40.400	19.400	44	4.3	3	35	90
11	13/03/2012	14:55	40.190	19.490	14	3.7	265	72	152
12	05/05/2012	15:55	40.200	19.500	12	4	131	72	146
13	3/10/2012	18:45	40.171	19.733	2	3.7	170	52	108
14	22/06/2013	8:41	40.233	19.669	20.8	4.4	181	73	102
15	19/05/2018	18:14	40.321	19.776	7.5	4.6	148	43	104
16	13/06/2018	15:00	40.323	19.640	10	4.3	164	85	179

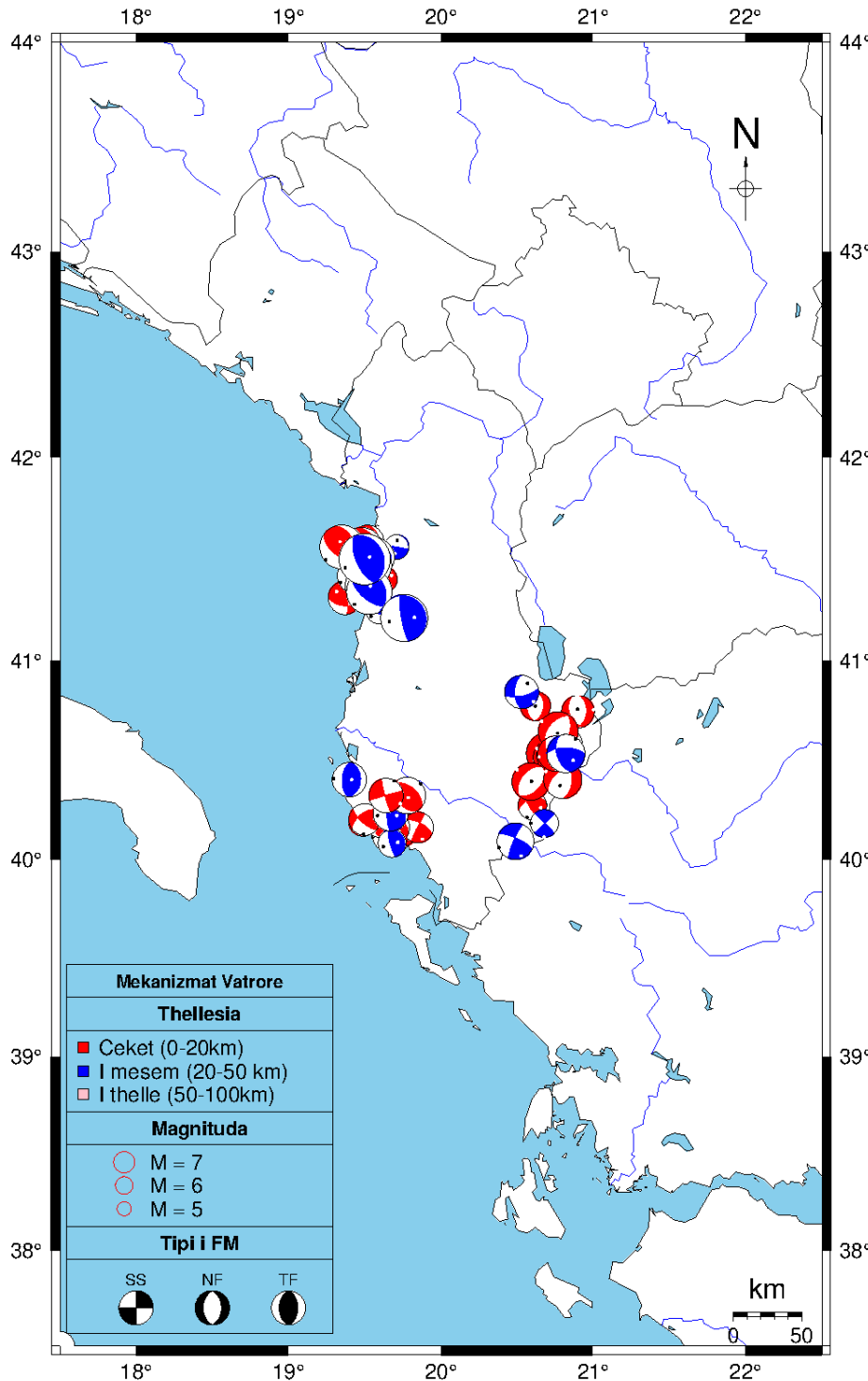


Figura 2.12. Mekanizmat e vatrës se tërmetejeve të zonave target, për inversionin e tensorit të sforcimit.

Për zonën e Moravës janë përzgjedhur 15 ngjarje karakteristike, me magnitudë $M_w \geq 3.6$ të cilët përmbushin kriteret për analizë të mekanizmit vatrore dhe kanë numër të konsiderueshëm stacionesh. Këto të dhëna të përfuara janë paraqitur në tabelën 2.7. Mekanizmat vatrore për zonat përkatëse janë paraqitur në figurën 2.12.

Tabela 2.7. Të dhënat për zonën e Moravës për fushën e sforcimeve

Nr	Data dd/mm/yyyy	Koha hh:mm	Gj.Gjeo V-J	Gja.Gjeo L-P	h (km)	M_w	STRIKE	DIP	RAKE
1	24/04/2002	07:28	40.58	20.82	10.3	4.1	176	84	175
2	18/10/2005	11:54	40.09	20.49	30	4.6	295	76	9
3	25/05/2007	09:17	40.77	20.62	8	3.8	2	45	-94
4	20/06/2007	23:31	40.27	20.60	7	3.6	149	73	141
5	11/09/2010	15:47	40.74	20.90	11	4.1	5	47	-72
6	20/12/2011	13:30	40.18	20.68	20	3.5	46	88	-176
7	08/02/2012	04:28	40.84	20.53	31	4.3	179	56	-158
8	01/06/2019	04:26	40.53	20.70	10	5.3	29	47	-95
9	01/06/2019	04:33	40.64	20.77	10	5	25	44	-100
10	01/06/2019	04:51	40.50	20.73	17	4.7	21	41	-104
11	01/06/2019	07:00	40.52	20.76	13	5	25	43	-84
12	01/06/2019	18:50	40.39	20.58	16	4.7	43	44	-86
13	29/06/2019	13:01	40.39	20.80	10	4.8	1	50	-127
14	31/07/2019	14:21	40.53	20.75	9	4.4	13	42	-55
15	1/11/2019	05:25	40.53	20.82	22.4	4.8	161	52	149

2.4. Metoda dhe analiza e të dhënave

2.4.1. Përshkrimi i metodës dhe hapat e ndjekur për aplikimin e saj

Ashtu si edhe u sqarua gjerësisht ne seksionin 1.1.7, ne analizën e realizuar nëpërmjet metodës spektrale, është marre ne konsiderate modeli i thyerjes rrethore brenda një mjedisi elastik te pa kufizuar homogjen dhe izotrop. Brenda një mjedisi te tille ideal te supozuar, çarja rrethore zgjerohet nga një pike fillestare te konsideruar si origjina e zonës se aktivizuar ne planin e një thyerje ekzistente ose pikënisja e një thyerje te re te krijuar rishtazi, me një shpejtësi konstante. Megjithëse, një problem i tille i thjesht nuk ka një zgjidhje ekzakte, mund te zgjidhet me metoda numerike (Madariaga & Ruiz, 2016).

Megjithëse te dy tipet e valëve volumore P dhe S mund te konsiderohen si kandidat për tu analizuar ne mënyrë spektrale, ne këtë studim janë përdorur gjerësisht grupi i valëve S (Figura 2.14), qe është i qarte ne regjistrimet bandëgjëra te tërmeteve lokale te moderuar dhe atyre te forte te analizuar ne këtë punim (Tabela 3.1). Ekzistojnë studime te cilat provojnë njëvlershmërinë e përdorimit te spektrave valore si te valëve primare P ashtu edhe te atyre sekondare S, ne vlerësimin spektral te parametrave valor si momenti sizmik M_0 , frekuenca spektrale vetjake f_0 dhe rrezet e burimit sizmik, ne baze te supozimit te mësipërm (Hanks & Wyss, 1972) (Baumbach & Bormann, 1999) (Baumbach & Bormann, 2012) (Watanabe, Sato, Kinoshita, & Ohtake, 1996) (Ottemöller & Havskov, 2003).

Analiza spektrale e aplikuar këtu bazohet ne dy metoda komplementare, përkatësisht atë te tangjenteve spektrale dhe metodën e përshtatjes spektrale automatike (Ottemöller & Havskov, 2003).

Parametrat vatror si momenti sizmik M_0 dhe magnituda e momentit M_w (Kanamori, 1977) (Hanks & Kanamori, 1979) (Hanks & Boore, 1984), konsiderohen si madhësitë me saktësinë me te madhe ne matjen e madhësisë se tërmetit, te cilat shprehin gjithashtu deformimin e plote ne burimin sizmik, si dhe e lidhin atë me energjinë sizmike qe çlirohet nga burimi. Parametrat e mësipërm vatror përdoren gjerësisht për te llogaritur edhe ligjësitë shkallëzuese me interes për aplikimin rutine dhe përfshirjen e me shume te dhënave ne vlerësimin e rrezikut sizmik (Hanks & Wyss, 1972) (Thatcher & Hanks, 1973) (Rebollar, Traslosheros, & Alvarez, 1985) (Shapira & Hofstetter, 1993) (Baumbach & Bormann, 1999) (Baumbach & Bormann, 2012) (Tan & Helmberger, 2007) (Tusa & Gresta, 2008) (Tusa, Langer, Brancato, & Gresta, 2012).

Prandaj është gjykuar qe vlerësimi i parametrave vatror si momenti sizmik M_0 , frekuenca karakteristike spektrale f_0 , magnituda e momentit M_w , dhe zhvillimi i relacioneve te besueshme te shkallëzimit te tyre me madhësi te tjera përfaqësuese si magnituda M_L , energjia E_s , etj., është e një rëndësie te veçantë dhe natyrisht përbën thelbin e analizës se te dhënave dhe përgjithësimin e parametrave sasior për te karakterizuar zonat e thyerjeve sizmoaktive te marra ne konsiderate.

Metoda spektrale e aplikuar bazohet mbi përafrimin Brune (Brune, 1970), qe është një metodë e mirënjohur e cila ka ne baze modelin e thyerjes rrethore si me sipër, dhe konsideron burimet e tërmeteve si përafrim pikësor, brenda një gjysmë hapësirë në vëllimin e Tokës. Për të vlerësuar amplitudat spektrale është aplikuar transformimi i shpejtë

Furie (FFT) për kalimin e sinjalit sizmik nga fushë kohe në fushë frekuence. Janë analizuar spektrat e zhvendosjes të përfutur në përbërëset radiale RH dhe transversal TH, pas aplikimit të analizës korrigjuese . Korrigjimi i gjurmës sizmike të regjistruar (sinjalit valor të regjistruar), është thelbësor sidomos në kushtet lokale dhe për frekuencat e larta karakteristike të tërmeteve të vegjël dhe atyre të moderuar. Këto korrigjime konsistojnë në heqjen e ndikimit të vetë gjeometrisë dhe karakteristikave të burimit sizmik mbi spektrin e tij karakteristik, ndikimin dhe efektet apo deformimet e induktuara nga karakteristikat dhe përbërja gjeologjike, ndërtimi tektonik dhe karakteristikat fizike të rrugës së përhapjes së valëve sizmike, si dhe ndikimit të vetë instrumenteve të përdorur për regjistrimin e tyre. Është aplikuar gjithashtu, korrigjimi i formës së sinjalit të regjistruar nëpërmjet heqjes së nivelin DC, nëpërmjet aplikimit të një funksioni sinusoidal 10% në çdo skaj të sinjalit të përzgjedhur. Spektri i zhvendosjes që përftohet nga kjo modelohet nëpërmjet aplikimit të funksionit (2.1), duke bërë një përshtatje automatike dhe/ose vizuale me modelin teorik Brune , të spektrit të regjistruar e të korrigjuar:

$$S(f) = (2.0)(0.6)G(\Delta, h) \frac{D(f)M_0}{[(4\pi\rho v^3)(1+\frac{f}{f_0})]} \quad (2.1)$$

Modeli spektral (2.1), u aplikua mbi spektrat e vrojtuar në dy mënyra (Figura 2.15) : **a**) me anë të metodës së asimptodave, përkatësisht në lidhje me intervalin e frekuencave të ulëta (platesë spektrale) dhe intervali të frekuencave të larta, ku energjia zvogëlohet $\sim\omega^{-2}$, ku $\omega = 2\pi f$; **b**) në mënyrë automatike, me anë të përshtatjes spektrale.

Në (2.1), funksioni $G(\Delta, h)$ shpreh shpëhapjen gjeometrike, proporcionalisht me inversin e distancës hypoqendrore, që për valët volumore S do të gëzojë varësi si nga distanca epiqëndrore Δ (km) ashtu edhe nga thellësia vatrore h (km), si në trajtën (2.2) :

$$G(\Delta, h) = \frac{1}{GD} = \frac{1}{(\Delta^2+h^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.2)$$

Funksioni $D(f)$ është funksioni shuarës për energjinë, për shkak të përhapjes së valëve në një mjedis me veti gati-elastike. Funksion gëzon karakteristika lokale. Për kushtet lokale të këtij studimi $D(f)$, ka trajtën (2.3) (Dushi & Lame, 2011)(Dushi, 2011; (Rama & Dushi, 2017)):

$$D(f) = e^{-\pi(\kappa)f} e^{-\pi f \tau} [Q_0 f^\alpha]^{-1} = e^{-\pi(0.055)f} e^{-\pi f \tau} [83 f^{0.84}]^{-1} \quad (2.3)$$

ku, $\kappa = 0.055$, është faktori i shuarjes pranë-sipërfaqësore, që ndikon në frekuencat e larta dhe si i tillë do të ndikojë në formën e spektrit sizmik për $f > f_0$ (ku f_0 është frekuenca karakteristike e spektrit) ; $Q_0 = 83$ është faktori cilësor mesatar në frekuencën 1Hz, i përcaktuar për territorin shqiptar dhe $\alpha = 0.84$ është koeficienti mesatar frekuencial për shuarjen jo-elastike (Rama & Dushi, 2017).

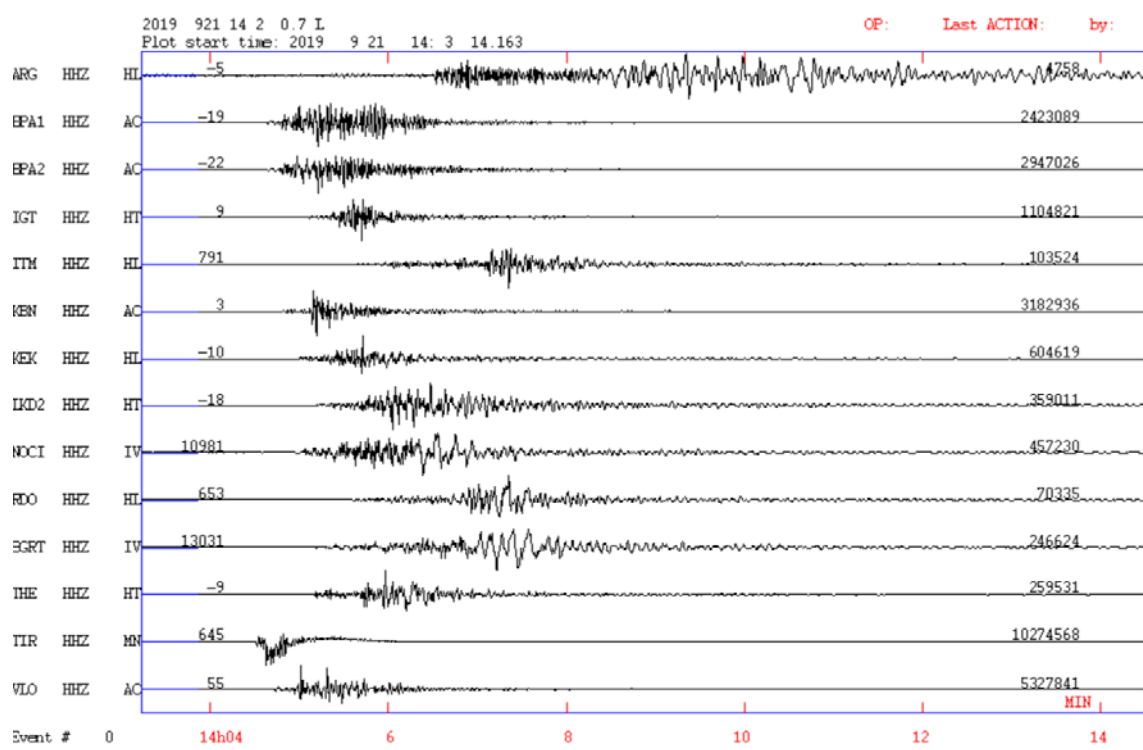


Figura 2.13. Regjistrimet valore nga tërmeti i forte i 21 Shtatorit 2019 (Mw5.8).

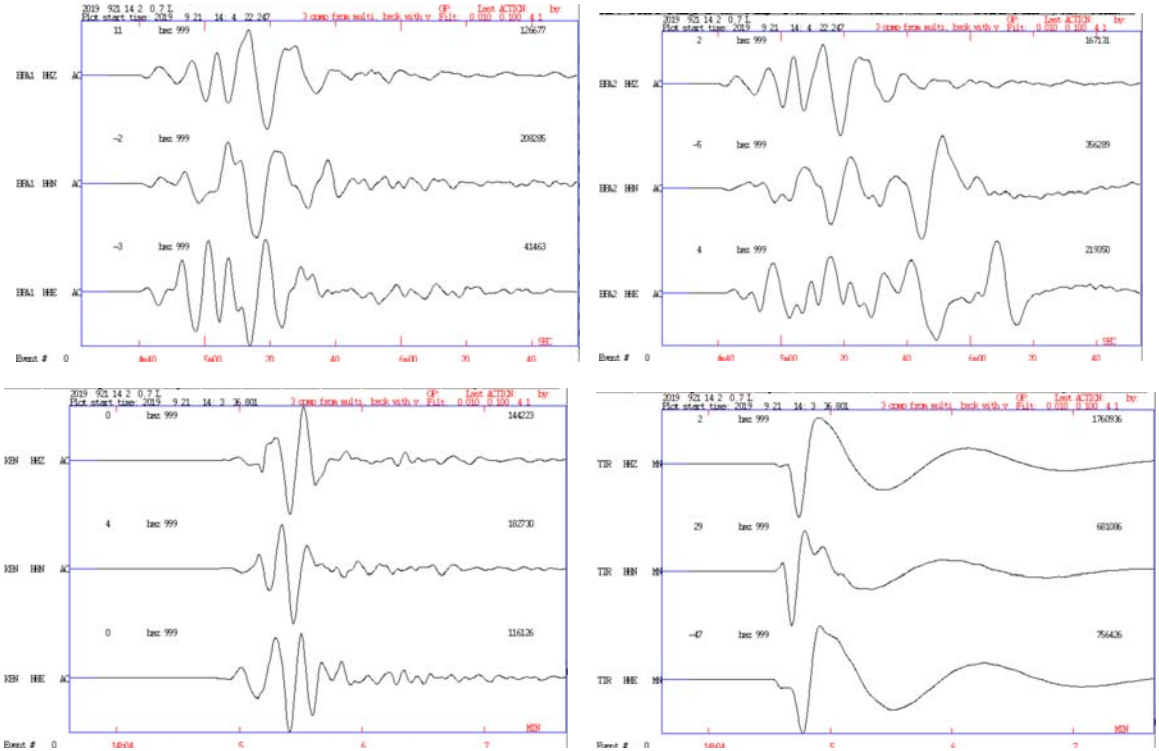


Figura 2.14. Grupi valor S i regjistruar nga stacionet BPA1, BPA2, KBN dhe TIR, për tërmetin e 21 Shtatorit 2019 (Mw5.8); komponentët e përfutur nga rrotullimi dhe filtrimi ne intervalin e frekuencave 0.01-0.1 Hz.

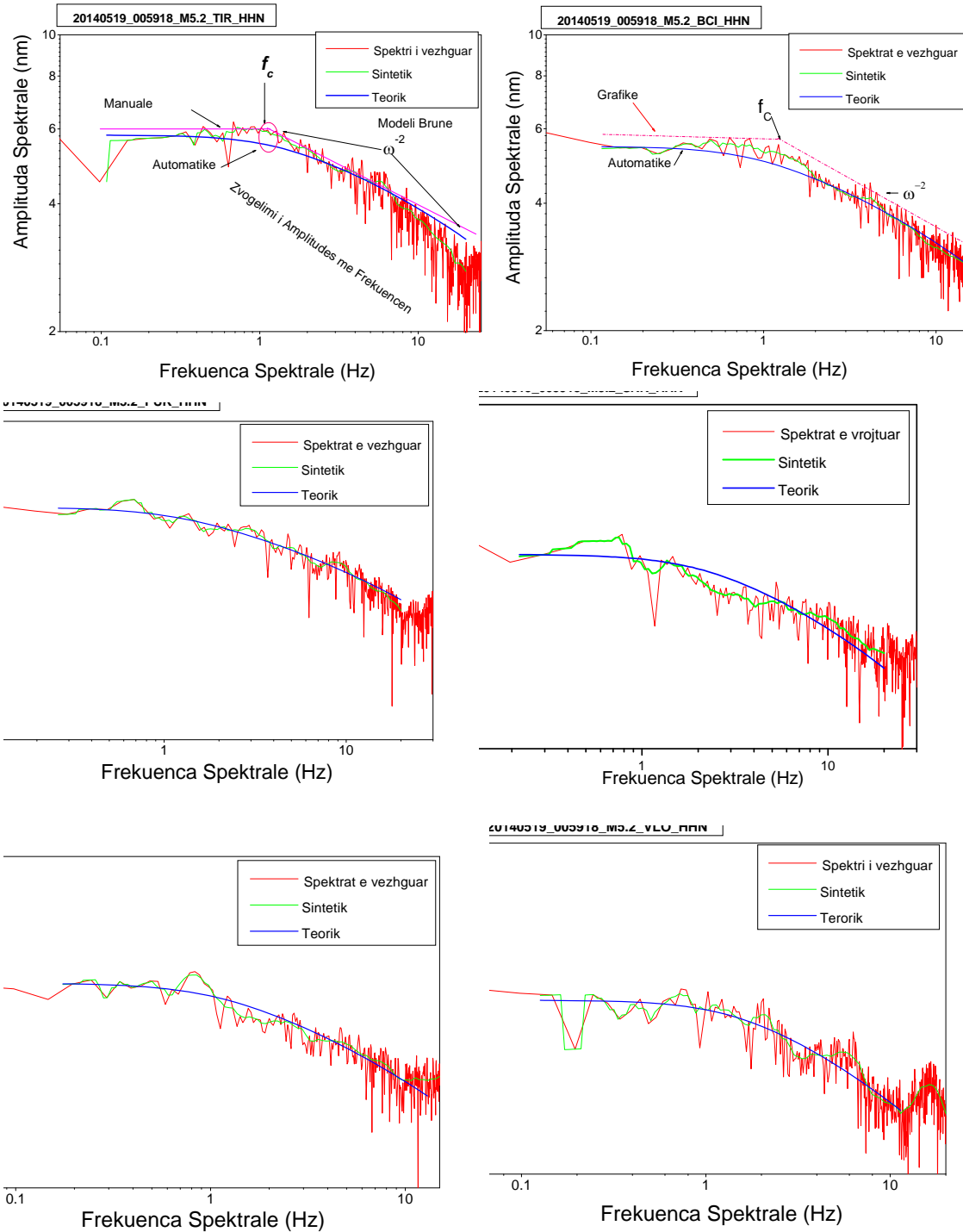


Figura 2.15. Spektrat e vrojtuar, dhe te analizuar me ane te analizës spektrale, për stacioneve TIR, BCI, PUK PHP, SRN dhe VLO, (sh. Tërmeti 19 Maj 2014 (Mw5.2) ne Dumre).

Funksioni $Q(f)$ ndikon në amplitudën spektrale të spektrit sizmik (Havskov J. O., 2010). Parametri $\tau = 1.0$, për valët volumore P/S. Në modelin parametrik (1), $\rho = 2.75 \text{ kg/cm}^3$ dhe $v_s = 3.65 \text{ km/s}$, janë karakteristikat fizike mesatare, përkatësisht densiteti dhe shpejtësia e përhapjes së valëve volumore sekondare S, në mjedisin gjeologjik lokal. Në

modelin parametrik (2.4), M_0 është momenti sizmik (Nm), i cili gëzon varësinë spektrale parametrike të trajtës :

$$M_0 = (4\pi\rho v_s^3) \left[\frac{\Omega_0}{(2.0)(0.6)G(\Delta,h)} \right] \quad (2.4)$$

Në (2.4), Ω_0 përfaqëson nivelim spektral të amplitudës për $f < f_0$, ndërsa, koeficientet 2.0 dhe 0.6, janë përkatësisht vlerat mesatare për korrigjim e spektrit sizmik në lidhje me amplifikimin në kufirin e gjysmë mjedisit, pra mbi sipërfaqen e Tokës, dhe karakteristikën mesatare të rrezatimit (efekti i burimit sizmik dhe gjeometrisë së tij mbi rrezet valore që përhapen), për valët volumore (Rama, Dushi, & Malkaj, 2019)

Duke konsideruar lidhjen ndërmjet momentit sizmik dhe zvogëlimit të sforcimit në volumin e burimit, pas ndodhjes së tërmetit dhe çlirimit të energjisë së akumuluar nga përqendrimi i sforcimit, në trajtën parametrike (2.5) :

$$\Delta\sigma = (0.44) \frac{M_0}{r^3} \quad (2.5)$$

mund të përcaktohet përmasat e vete burimit sizmik, që në rastin e modelit Brune dhe për tërmete të vegjël deri në të moderuar, ky i fundit konsiderohet rrethor dhe i përfaqësuar nga parametri r (km), që njihet si rezja mesatare e thyerjes rrethore. Funkcioni parametrik (2.5), jep dhe një ide më të qartë të lidhjes ndërmjet përmasave të burimit dhe madhësisë së tërmetit korrespondues. Atëherë, lidhja ndërmjet frekuencës karakteristike, të spektrit sizmik, me përmasat e burimit sizmik është unitare dhe ka trajtën parametrike (2.6) :

$$f_0 = (0.37) \frac{v_s}{r} \text{ [Hz]} \quad (2.6)$$

Frekuenca karakteristike është invers proporcional me përmasën maksimale të burimit sizmik dhe përcakton në spektrin sizmik pikën në të cilën me rritjen e mëtejshme të frekuencës energjia sizmike (amplituda spektrale) zvogëlohet $\sim \omega^{-2}$ (fig. 3). Gjithashtu, frekuenca f_0 është frekuenca spektrale në të cilën akumulohet rreth 75% e energjisë spektrale.

Ne këtë analizë, duke përdorur rënien e sforcimit, që lidhet me momentin sizmik dhe rrezën e burimit, vlerësojmë magnitudën e momentit për ngjarjet e analizuara, bazuar në relacionin përkatës (Kanamori, 1977), M_w me momenti sizmik në trajtën:

$$M_w = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6.06 \quad (2.7)$$

Duke konsideruar për modulin e fortësisë së mjedisit vlerën mesatare të rekomanduar 0.3 Mpa (Allmann & Shearer, 2009), është llogaritur me pas edhe energjia sizmike e rrezatuar sipas relacionit (Rama & Dushi, 2017):

$$E_s = (\Delta\sigma/2\mu)M_0 \quad (2.8)$$

Rezultatet e përfuara nga kjo analizë të cilat konsistojnë në vlerësimin e parametrave si: frekuencës spektrale karakteristike f_0 (Hz), përmasën karakteristike ose rrezën e burimit të konsideruar rrethor r (km); momentin sizmik skalar M_0 (Nm) si dhe zvogëlimin e sforcimit në burim $\Delta\sigma$ (Pa), që konsiderohen padyshim me të rëndësishmit ndër parametrat spektral

lidhur me spektrin karakteristik të burimit sizmik (thyerjes) janë analizuar me tej përmes metodës së regresit ortogonal (Lolli, Gasperini, & Boschi, 2011), për të vlerësuar relacionet parametrike shkallëzues që marrin në konsideratë karakteristikat lokale. Këto relacione janë përdorur për analizën parametrike të një numri të konsiderueshëm të dhënash, të përfshira në këtë studim.

2.4.2. Kalibrimi i relacioneve parametrik për madhësitë spektrale të tërmeteve lokal

Për të realizuar kalibrimin e relacioneve empirike që mund të lidhin madhësitë spektrale vatrore midis tyre, me qëllim aplikimin e tyre mbi një numër me të madh ngjarjesh sizmike, janë aplikuar si metoda e **regresit të thjeshtë linear** ashtu edhe ajo e **regresit ortogonal** (Lolli, Gasperini, & Boschi, 2011), respektivisht për të analizuar lidhjen ndërmjet parametrave spektral dhe magnitudës lokale M_L për tërmetet e konsideruar brenda poligoneve të zgjedhur si zona “target”, si dhe vete parametrave spektral midis tyre, për të evidentuar fiziken e burimeve sizmike që karakterizon të paktën në aspektin gjysmë-sasior këto zona. Për tërmetet me magnitudë $M_w \geq 3.5$, të përzgjedhura nga të dhënat e përpunuara me analizën spektrale, duke konsideruar një zvogëlim konstant të sforcimit ($\Delta\sigma$) në vatër, vërohet në trajtë eksplicite zvogëlim i dukshëm i frekuencës spektrale karakteristike f_0 me rritjen e magnitudës, veçanërisht për vlera të ndryshimit të sforcimit $\Delta\sigma$ në rendin 10-12 bar (Rama & Dushi, 2017). Ky rezultat tregon një trend i njohur edhe nga vërtetimet mbarë botërore (Bora, 2016). Si e tillë, duke qenë se frekuenca spektrale karakteristike luan një rol të rëndësishëm sidomos në përcaktimin e përmasave të burimeve sizmike, dhe zvogëlimi të sforcimit në vatër, është parë si pike referimi në analizën parametrike në këtë studim. Rëndësia e këtij parametri spektral është edhe me e madhe duke qenë se frekuenca spektrale karakteristike (corner frequency nga anglishtja), ndikohet nga kushtet lokale gjeologjike dhe tektonike.

Bazuar në metodën e regresit të thjeshtë linear, për të përfutur një paraqitje empirike përgjithësuese për madhësinë e tërmeteve në intervalin e magnitudave të konsideruara, u vlerësua lidhja midis energjinë sizmike E_s , të çliruar në rastin e tyre dhe të përcaktuar me parë në mënyrë spektrale nëpërmjet integritit numerik në fushe frekuenciale (Dushi, 2011), dhe magnitudës e momentit M_w . Relacioni i kalibruar për kushtet lokale, u përdor me tej për analizën dhe vlerësimin direkt të energjisë nga të dhënat e tërmeteve të përzgjedhur për të karakterizuar zonat e thyerjeve sizmoaktive për periudhën 2008-2021. Në këtë rast, për përcaktimin e parametrave të relacionit u përdor metoda e regresit të thjeshtë linear, duke përdorur modelin (2.9):

$$\text{Log}_{10}(E_s) = aM_w + b \quad (2.9)$$

Analiza regresive me këtë model evidenton një lidhje të dukshme, të forte lineare, midis logaritmit të energjisë sizmike dhe magnitudës së momentit, si në relacionin parametrik (2.10):

$$\text{Log}_{10}(E_s) = 1.96178 (\pm 0.08) (M_w) + 8.84891 (\pm 0.31) \quad (2.10)$$

(Rama & Dushi, 2017), (Figura 2.16), te përshtatshëm për kushtet lokale te Shqipërisë, për klasën e tërmeteve te konsideruar. Modeli parametrik mbështetet statistikisht nga koeficienti i korrelacionit te regresit $R = 0.91$ dhe devijimi standard $sd = 0.62$. Theksohet se relacioni i mësipërm, i përftuar posaçërisht për përmbushjen e qëllimit te këtij punimi dhe tashme i publikuar ne mënyrë relevante nga disertanti, është i përshtatshëm për shkallën e magnitudave M_w 1.6 – 6.4, që përfaqëson edhe klasën me te zakonshme te magnitudave te tërmeteve për territorin e Shqipërisë. Për këtë klase magnitudash, energjia e rrezatuar sizmike korresponduese, varion ne intervalin $10^{12} \leq E_s \leq 10^{21}$, ku vlera maksimale e energjisë së rrezatuar për intervalin kohor te studiuar, i përket tërmetit të 26 Nëntorit 2019 (M_w 6.4).

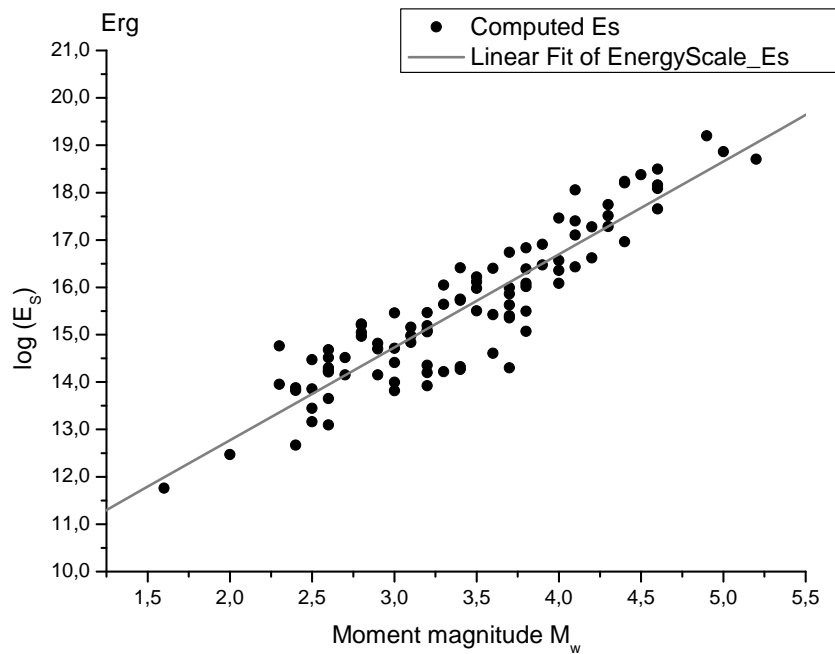


Figura 2.16. Relacioni i kalibrimit ndërmjet energjisë sizmike (Erg) të rrezatuara nga burimet lokale të 110 tërmeteve të vegjël në të moderuar, kundrejt magnitudës së momentit M_w .

Modeli i përftuar reflekton një përmirësim te dukshëm ne raport me relacionin e përftuar me pare nga integrimi i spektrave kuadratik i spektrave te shpejtësisë, ne trajtën (Dushi, 2011):

$$\text{Log}_{10}(E_s) = 2.18018(M_w) + 9.51087 \quad (2.11)$$

Modeli fillestar e nën-vlerësonte energjinë e rrezatuar nga burimi (tërmeti), me te paktën një faktor (Figura 2.17), ndërsa modeli i vlerësuar ne këtë punim është statistikisht me i qëndrueshëm dhe merr ne konsiderate një numër me te madh te dhënash te shtrire ne një interval kohor përfaqësues.

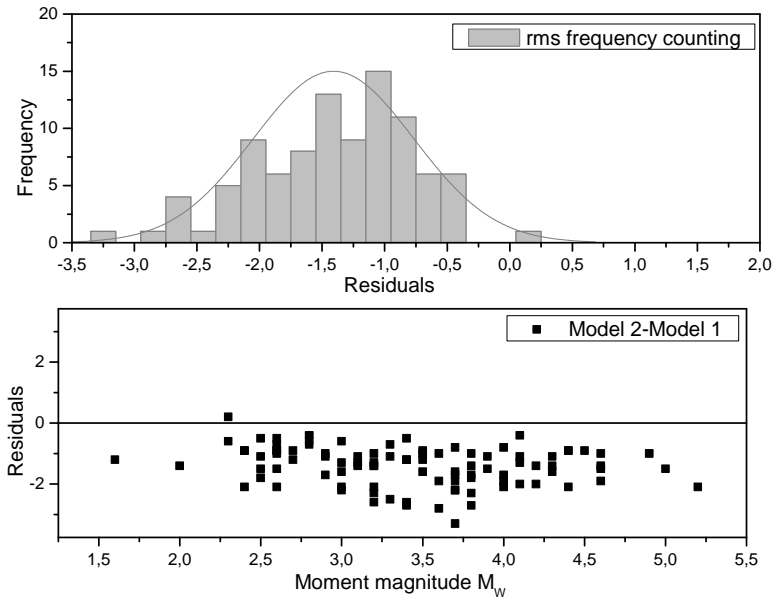


Figure 2.17. Krahasimi statistikor midis modelit shkallëzues referues dhe atij të gjeneruar në këtë studim sipas (Rama & Dushi, 2017).

Një hap i dytë në analizën parametrike, i është kushtuar marrëdhënies midis frekuencës spektrale dhe parametrave të tjerë të burimit, të vlerësuar gjithashtu në mënyrë spektrale. Është gjetura nga kjo analizë regresive se vërohet një varësi e qartë lineare ndërmjet këtyre madhësive spektrale, që sugjeron zvogëlimin e frekuencës spektrale me rritjen e momentit sizmik në përputhje me teorinë (Rama & Dushi, 2017). Përgjithësisht, $\Delta\sigma$ zvogëlimi i sforcimit në vatër rritet proporcional si me momentin sizmik M_0 (Nm) ashtu edhe me frekuencën spektrale f_c (Hz), që është gjithashtu një pritshmëri teorike e bazuar mbi përngjasinë-vetjake.

U vlerësua si rrjedhojë edhe lidhja parametrike midis logaritmit të frekuencës spektrale dhe momentit sizmik M_0 , e nevojshme dhe e aplikueshme për të vlerësuar në trajtë sasiore, variacionin e përmasave të thyerjeve për zonat përkatëse. Ky relacion u vlerësua duke aplikuar regresin e thjeshtë linear, duke përdorur modelin linear (2.12):

$$\text{Log}_{10}(f_c) = aM_0 + b \quad (2.13)$$

Nga analiza vërohet një lidhje lineare ndërmjet logaritmit të frekuencës rrethore f_c dhe logaritmit të momentit sizmik M_0 që na sugjeron një zvogëlim të frekuencës spektrale me rritjen e momentit sizmik, siç pritej dhe nga teoria e përshkruar më sipër. Ky rezultat është paraqitur dhe në grafikët e mëposhtëm (Figura 2.18). Me anën e një regresi linear u përcaktua një lidhje e formës $\log f_c = 2.857 + 0.173(\log M_0)$ me $R = 0.6$ dhe $sd = 0.22$. Vlerat e mbetjeve të paraqitura grafikisht në figurën 2.17, tregojnë një shpërndarje të rastësishme.

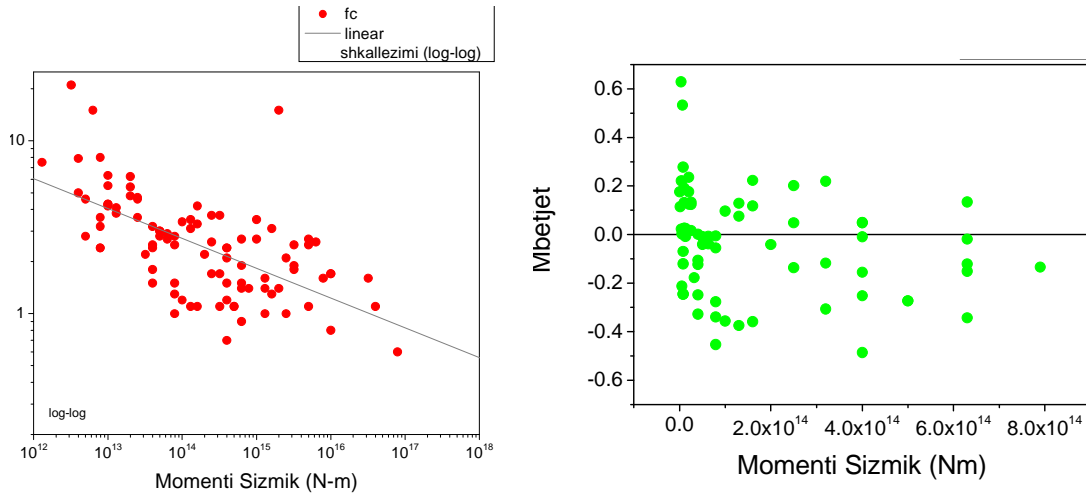


Figura 2.18. Relacioni i kalibrimit ndërmjet frekuencës vetjake dhe momentit sizmik sipas (Rama & Dushi, 2017)

Bazuar ne këtë relacion lokal, vrojtohet një variacion përgjithësisht rritës ne vlerat e zvogëlimit të sforcimit ne vatër $\Delta\sigma$ (bar), ne funksion te momentit sizmik M_0 (Nm) dhe frekuencës spektrale karakteristike f_c (Hz), (Figura 2.19). Bazuar ne teorinë e përngjasisë vetjake, lidhja ndërmjet këtyre parametrave, mund te përafrohet me ane te relacionit $\Delta\sigma \sim M_0 f^3$.

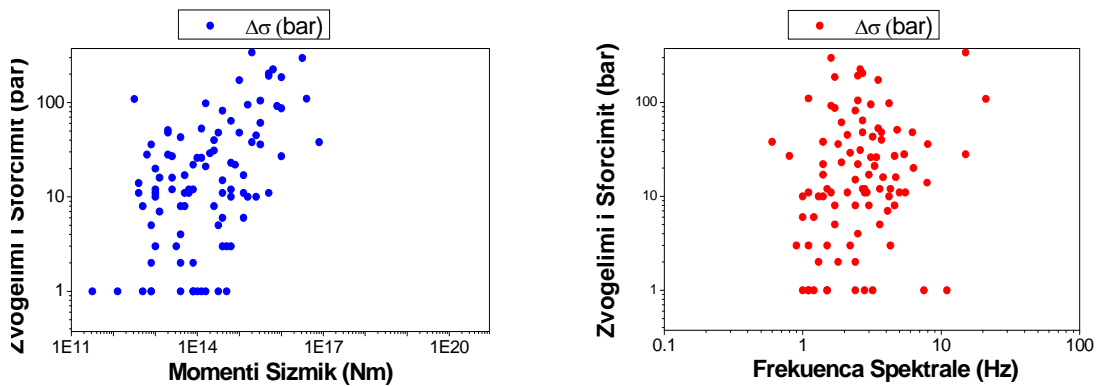


Figura 2.19 Vlerat e arritura të rënies së sforcimit përkundrejt momentit sizmik dhe frekuencës spektrale sipas (Rama & Dushi, 2017)

Nga kombinimi i relacioneve te mësipërme, për një vlere konstante të zvogëlimit të sforcimit, mund te përftohet nga analiza e thjeshte regresive lidhja ndërmjet frekuencës spektrale karakteristike dhe magnitudës se momentit M_w , e vlefshme lokalisht dhe e kalibruar për territorin e Shqipërisë, në rangun e magnitudave $1.6 \leq M_w \leq 6.4$. Ky relacion ka trajtën $\log(f_0) = 2.1 - 0.5M_w$ dhe mbështetet statistikisht nga koeficienti i korrelacionit $R = 0.6$ dhe shmangies standarde $sd = 0.29$, si ne grafikun përkatës (Figura 2.20).

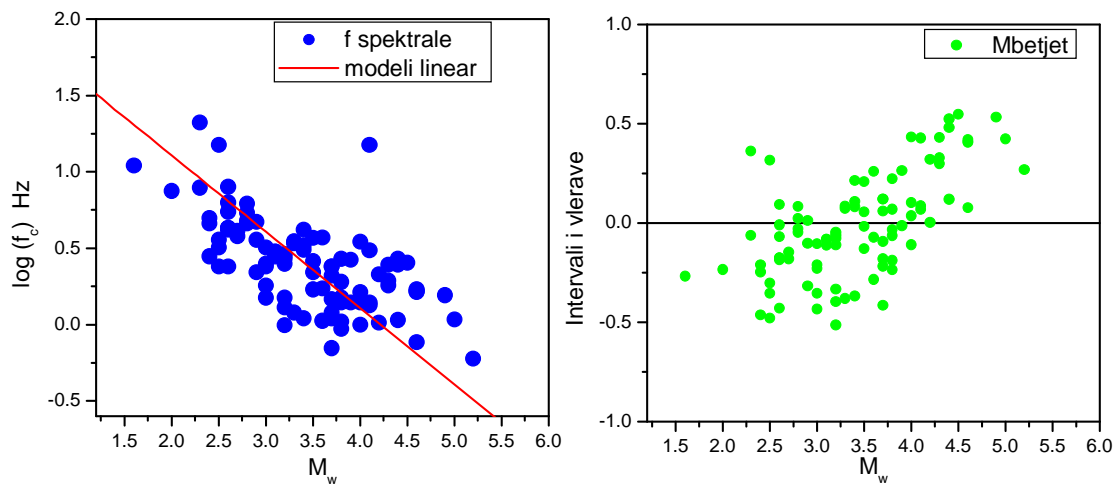


Figura 2.20. Relacioni i kalibrimit ndërmjet frekuencës rrethore dhe magnitudës së momentit për tërmete të vegjël deri në të moderuar në Shqipëri sipas (Rama & Dushi, 2017).

Analiza e lidhjes midis parametrave spektral dhe magnitudës lokale M_L u realizua nëpërmjet regresit ortogonal me ane te programit StatGraphics v.18 (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021). Për te realizuar këtë procedure , M_w për tërmetet e moderuar u vlerësua kryesisht duke aplikuar analizën spektrale si me sipër. Duke përdorur analizën për ngjarjet me te mëdha është konsideruar përdorimi i vlerave te M_0 dhe M_w , përfutur nga inverzioni i tenzorit të momentit (MT), raportuar nga agjencitë rajonale dhe globale sizmologjike, si EMSC, USGS, etj. Për të vlerësuar relacioni $M_L - M_0$ është aplikuar metoda e regresit ortogonal e cila merr ne konsiderate edhe variacionin e gabimeve ne vlerësimin e variablave te varur, si ne këtë rast. Magnitudat e M_L janë marrë si referencë nga raportimet e Rrjetit Shqiptar Sizmologjik në Qendrën Euro- Mesdhetare për Sizmologjinë (EMSC), ose nga vete raportimet e kësaj qendre te madhe dhe përfaqësuese rajonale. Raporti paraprak për kalibrimin e relacionit $M_L - M_0$ është përcaktuar duke u zgjeruar tërmetet me magnitudë ne intervalit 3.0 – 6.4. Zgjidhja e përfutur dhe analiza përkatëse statistikore është dhënë ne tabelën 2.8, ndërsa paraqitja grafike e relacionit, ne figurën 2.21.

Tabela 2.8. Parametrat e modelit te përfutur për lidhjen $M_L - \text{Log}_{10}(M_0)$, me ane te regresit ortogonal sipas (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021).

Orthogonal Coefficients		Standard	t	
Parameter	Estimate	Error	Statistic	P-Value
Intercept	-5.44082	0.439494	-12.3797	0.0000
Slope	0.632349	0.0299355	21.1237	0.0000
Correlation Coefficient = 0.898143				
Estimated error variances			95.0% Confidence	
Intervals				
	Variance	Sigma		
M_L	0.0695592	0.263741		
$\text{Log}_{10}M_0$	0.173957	0.417081		
Residual	0.139118	0.372986		

	Lower limit	Upper limit
Intercept	-6.31206	-4.56957
Slope	0.573005	0.691693

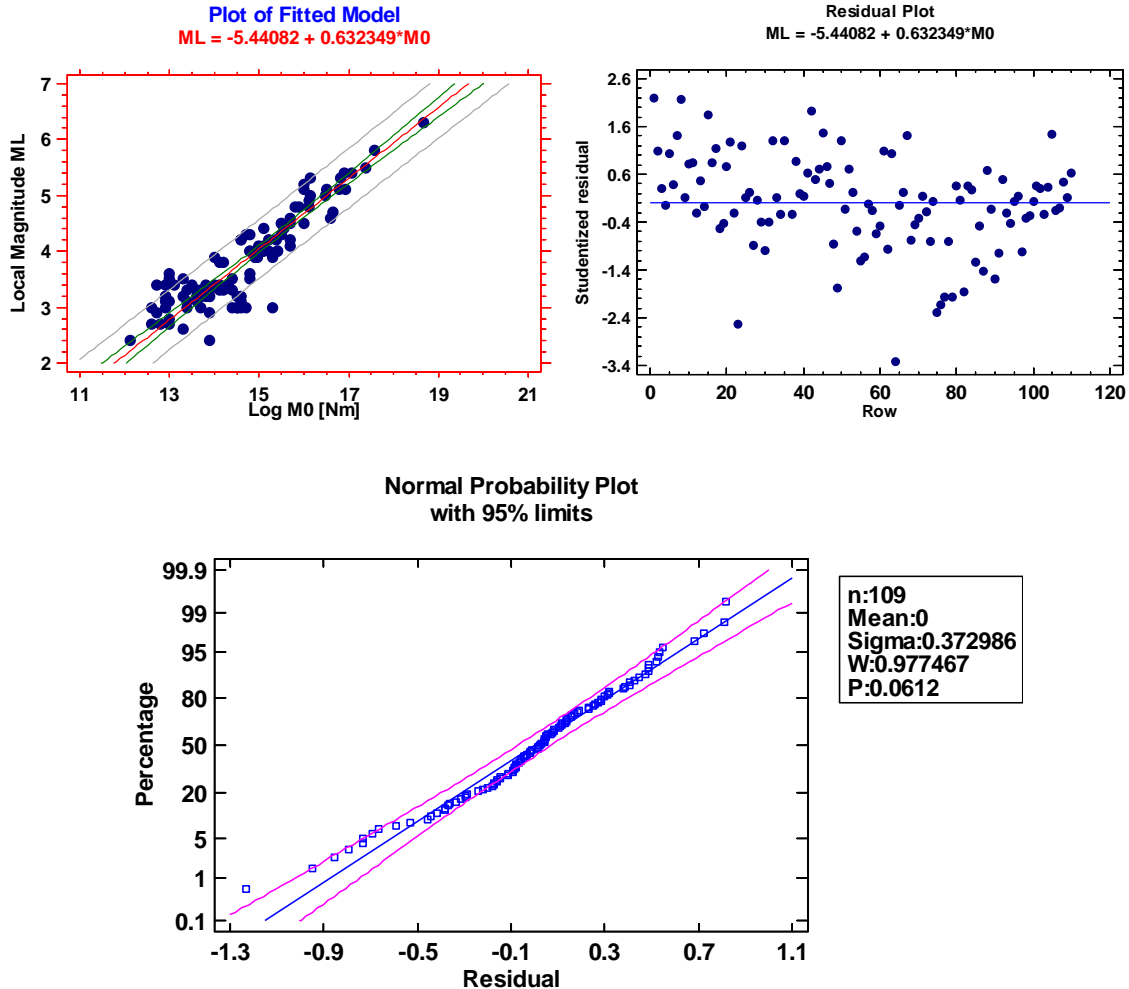


Figura 2.21. Marrëdhënia e kalibrimit ndërmjet $M_L - M_0$ e përftuar nga analiza e regresit ortogonal e të dhënave (M_0 – logaritmi me bazë 10 e momentit sizmik N-m) sipas (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021).

Rezultatet për 110 vëzhgimet paraqiten grafikisht në figurën 2.21 dhe parametrat statistikor, paraqitet në tabelën 2.9, me sipër. Ekuacioni i modelit të kalibruar është:

$$M_L = 0.632349 * \text{Log}_{10}(M_0) - 5.44082 \quad (2.14)$$

Meqë vlera P në tabelën 2 është më pak se 0.05 ka një marrëdhënie domethënëse statistikisht ndërmjet M_L dhe $\text{Log}_{10}(M_0)$ në nivelin e vetëbesimit 95%. Relacioni i korrelimit $R=0.89$ tregon një marrëdhënie mesatarisht të fortë ndërmjet variablave.

Ndryshe nga metoda konvencionale e katrorëve më të vegjël, metoda e regresit ortogonal në këtë studim, lejon analizën variacionale të gabimit dhe në vlerësimin e M_L dhe të

$\text{Log}_{10}(M_0)$. Në vlerësimin e modelit është supozuar raporti i variacionit të gabimeve në M_L me variacionin e gabimeve në $\text{Log}_{10}(M_0)$, ky raport del i barabartë me 1.0.

Modeli i përshtatur minimizon shumën e mbetjeve në katror, ku mbetjet matin distancën këndore nga të dhënat e vëzhguara me vijën e përshtatur. Në këtë rast, variacioni i vlerësuar i mbetjeve është i barabartë me 1.13912. ky model na jep gjithashtu pothuaj 95% interval vetëbesimi për pjerrësinë dhe pikën e prerjes. Me rëndësi të veçantë është intervali vetëbesimit për pjerrësinë, që shkon nga 0.573005 në 0.691693 (tabela 2.9)

Ne te njëjtën mënyrë (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021), u pa me interes edhe kalibrimi i relacionit ndërmjet M_w dhe M_L bazuar ne modelit linear si me sipër. Relacioni i kalibruar me ane te regresit ortogonal ka trajtën:

$$M_w = 0.942819 * M_L + 0.100538 \quad (2.15)$$

Nga analiza statistikore e modeli te përftuar, vlera P në tabelën 2.9 është më pak se 0.05, duke treguar një marrëdhënie domethënëse midis M_w dhe M_L në nivelin e vetëbesimit 95%. Statistika e R në katror tregon se modeli shpjegon 80.6442% të variabilitetit në M_w (Figura 2.23). Koeficienti i korrelimit është 0.89802, që tregon një marrëdhënie mesatarisht të fortë ndërmjet variablave. Gabimi standard i vlerësimit shfaq një devijim standard të mbetjeve me 0.383488.

Kjo vlerë është e rëndësishme për të ndërtuar limitet e parashikimit për vëzhgime të reja në të ardhmen. Gabimi mesatar absolut $MAE=0.287374$, është vlera mesatare e mbetjeve. Testi statistikor “Durbin Watson”, aplikohet për mbetjet për të caktuar nëse ka ndonjë korrelim domethënës të bazuar në rendin me të cilin ato paraqiten në setin e të dhënave. Meqë vlera P është më pak se 0.05 ka një indikim që ka një korrelim serial të mundshëm në një nivel vetëbesimi prej 95%. (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021).

Tabela 2.9. Parametrat e modelit te përftuar për lidhjen M_L - M_w , me ane te regresit ortogonal sipas (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021).

Coefficients	<i>Least Squares</i>	<i>Standard</i>	<i>T</i>		
<i>Parameter</i>	<i>Estimate</i>	<i>Error</i>	<i>Statistic</i>	<i>P-Value</i>	
Intercept	0.100538	0.174135	0.577356	0.5649	
Slope	0.942819	0.0446537	21.114	0.0000	
Analysis of Variance					
<i>Source</i>	<i>Sum of Squares</i>	<i>Df</i>	<i>Mean Square</i>	<i>F-Ratio</i>	<i>P-Value</i>
Model	65.561	1	65.561	445.80	0.0000
Residual	15.7357	107	0.147063		
Total (Corr.)	81.2967	108			
Correlation Coefficient = 0.89802					
R-squared = 80.6441 %					
R-squared (adjusted for d.f.) = 80.4632 %					
Standard Error of Est. = 0.383488					
Mean absolute error = 0.287374					
Durbin-Watson statistic = 1.36399 (P=0.0004)					
Lag 1 residual autocorrelation = 0.292151					

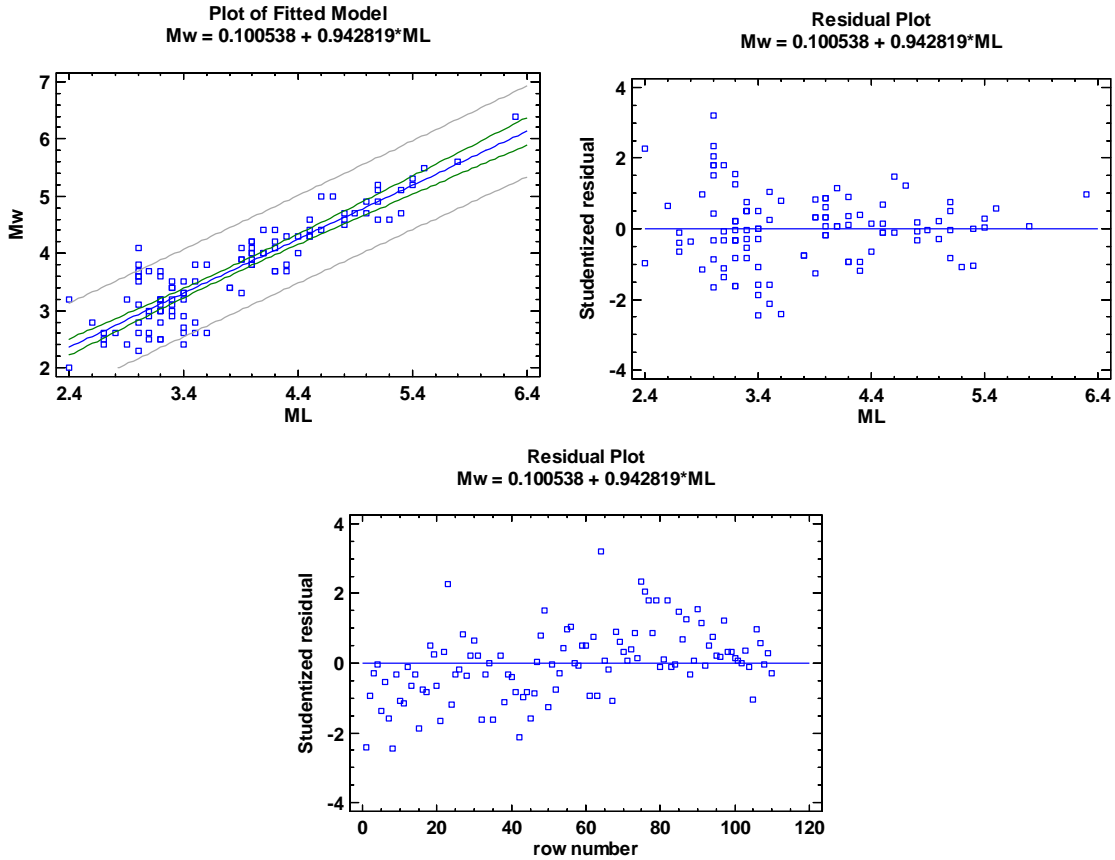


Figure 2.22. Shkallëzimi midis $M_w - M_L$, nëpërmjet regrestit ortogonal sipas (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021).

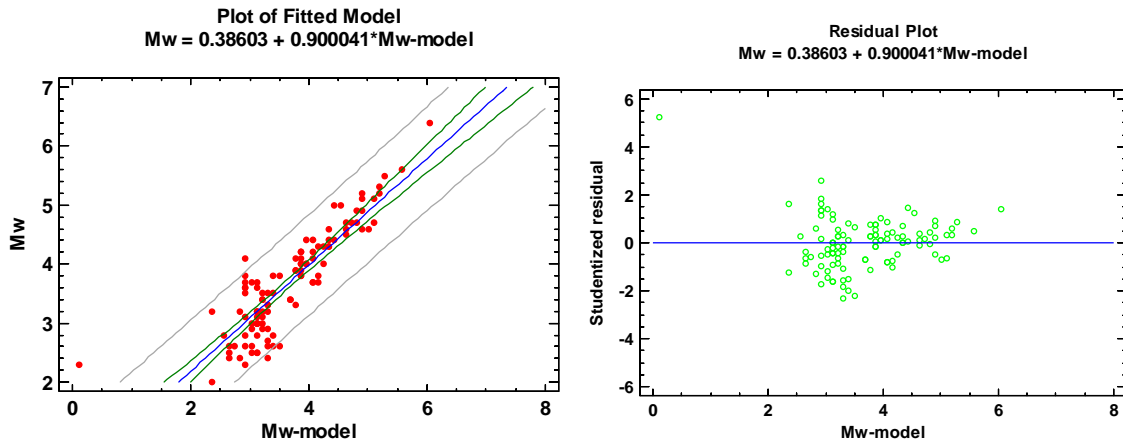


Figure 2.23. $M_w - M_w$ -regresi ortogonal, krahasimi i tyre dhe shpërndarja e mbetjeve sipas (Rama, Dushi, Koxhaj, Dushi, & Dervishi, 2021).

2.4.3. Mekanizmi vatorr dhe analiza e fushës së sforcimeve

Ne këtë punim një vëmendje e rëndësishme i është kushtuar analizës së fushës së sforcimeve. Metoda e përdorur për këtë qëllim është një ndërthurje ndërmjet dy metodave baze që përdoren gjerësisht sot ajo klasike e “Right Dihedron”, e cila është përmirësuar së fundmi dhe përshtatur për tu përdorur me të dhënat nga mekanizmat vatorr të tërmeteve, si dhe metoda iterative e optimizimit me rrotullim (Delvaux & Sperner, 2003). Njihet tashme botërisht që në studimet neotektonike dhe sizmotektonike, këto metoda përdoren gjerësisht dhe kryesisht mbi të dhëna faktike kinematike nga thyerje tektonike. Ajo që vlen të theksohet është fakti që ato tashme janë përshtatur edhe për të analizuar mekanizmat vatorr të tërmeteve dhe mund të përdoren me sukses për vlerësimin dhe hartogarafimin e fushës së sforcimeve, si në rastin e studimit (Dushi & Lame, 2011) (Delvaux & Sperner, 2003). Për analizën e fushës së sforcimeve është përdorur programi TENSOR ver. 5.9.2, mbi të dhënat e mekanizmit vatorr të tërmeteve të përzgjedhur për këtë qëllim.

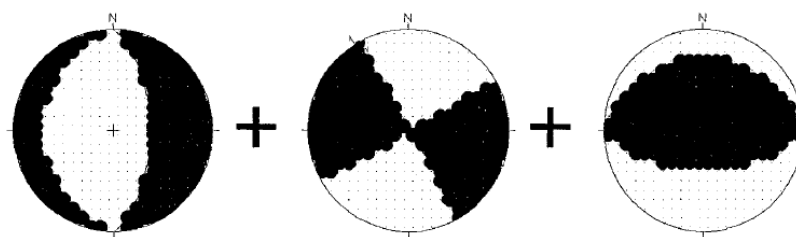
Mekanizmat vatrore të përdorur për analize në këtë studim janë vlerësime të realizuara kryesisht nga inversioni i tensorit të momentit (MT), të publikuara nga agjencitë rajonale si Observatori Kombëtar i Athinës (NOA) (NOA, n.d.), rrjeti sizmologjik i Universitetit “Aristotel” të Selanikut (AUTH) (AUTH, n.d.) dhe nga agjencitë rajonale si Rrjeti Euro-Mesdhetar (EMSC) (EMSC, 20XX) dhe ato ndërkombëtare si Qendra Ndërkombëtare Sizmologjike (ISC) (ISC, 20XX).

Aktualisht është aplikuar në fillim metoda klasike “Right Dihedron”, me ane të se cilës është realizuar një përputhje paraprake e planeve fokale me modelin e përzgjedhur të tensorit të sforcimit që pranohet nga programi. Për këtë qëllim metoda e “Right Dihedron” bazohet në një rrjetë orientimesh reference të para-përcaktuara në një mënyrë të tillë që ato shfaqen si një rrjet stereometrike drejtkëndore të projektuar në hemisferën e poshtme të projekcionit të Schmidit. Për të gjitha të dhënat e thyerjeve-zhvendosjeve, qelizat në ngjeshje dhe ata në zgjerim përcaktohen duke u bazuar në orientimin e planeve të thyerjeve dhe vijave të rreshqitjes si dhe në ndjeshmërinë e lëvizjes, analize që është ilustruar grafikisht sipas (Delvaux & Sperner, 2003), (Figura 2.24). Qelizat paraqiten grafikisht mbi rrjetën referencë dhe të gjitha orientimet e rrjetës që bien në qelizat në zgjerim i atribuohet një vlerë 100%, ndërsa ato që bien në qelizat në ngjeshje vlera 0%. Kjo procedurë përsëritet për të gjitha të dhënat thyerje-zhvendosje. Vlerat e përftuara shumëohen dhe pjesëtohen me numrin e planeve të thyerjeve tektonike të analizuar. Rrjeta e vlerave të përftuara për një thyerje të vetme përcakton rrjetën karakteristike të numërimit. Rrjeta mesatare e vlerave të numëruara për një nënbashkesi të dhënash formon rrjetën mesatare të numërimit, për këtë nënbashkesi (Delvaux & Sperner, 2003).

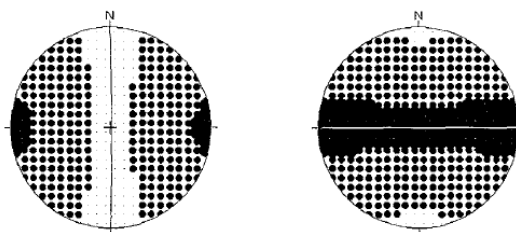
Ajo që përftohet nga aplikimi i analizës “Right Dihedron” është përcaktimi i orientimeve të mundshme të akseve të sforcimeve maksimale dhe minimale ngjeshëse, përkatësisht σ_1 dhe σ_3 , nga orientimet në rrjetën mesatare të frekuencës së vlerave të përftuara që merr vlera në intervalin 0% dhe 100%, respektivisht. Kjo metodë është veçanërisht e përshtatshme për analizën e sforcimeve tektonike nga mekanizmat vatorr të tërmeteve.

Inversioni i sforcimit tektonik dhe programi TENSOR

A/ Shkeputje normale B/ Shkeputje goditje-rreshqitje e djathte C/ Shkeputje e kundert



D/ Thyerje tensioni E/ Thyerje ngjeshjeje



F/ Rreta rezultante e numerimit dhe percaktimit i boshtit te sforcimit

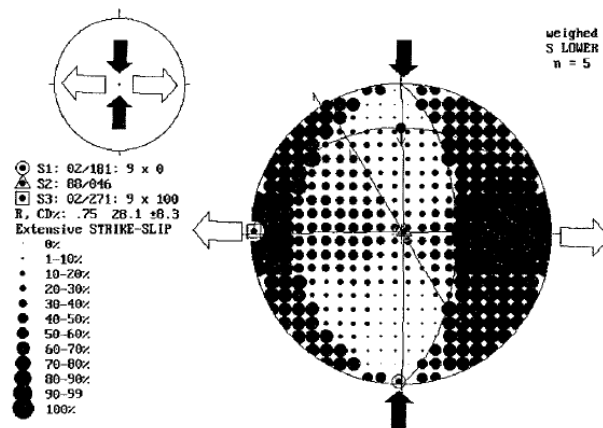


Figura 2.24. Skema e aplikimit te metodës “Right Dihedron” (projeksionet e Shmidit, hemisfera e poshtme) sipas (Delvaux & Sperner, 2003).

Kjo metode jep një variacion orientimesh të mundshme të akseve te sforcimeve kryesore σ_1 dhe σ_3 . Orientimet mesatare të pikave të referencës mbi rrjetin e aplikuar, japin respektivisht orientimet më probable për këto dy akse. Meqenëse σ_1 dhe σ_3 përcaktohen në mënyrë të pavarur nga njëra tjetra, ato nuk janë gjithmonë pingule me njëra tjetrën.

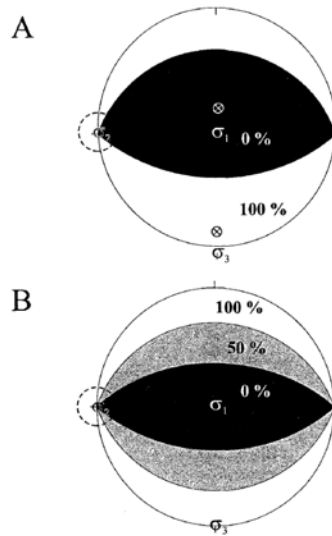


Figura 2.25. Pasiguria në përcaktimin e boshteve me metodën Right Dihedron. (a) Për një shkëputje të vetme normale meset e kuadrantëve të ngjeshjes dhe zgjatjes nuk janë identike me σ_1 dhe σ_3 . (b) Dy shkëputje normale të konjuguara dhe kuadratët e tyre të ngjeshjes dhe zgjatjes: Nëse σ_1 dhe σ_3 vendosen në mes të zonës 0% dhe 100% janë të lokalizuara në mënyre korrekte (referuar sipas (Delvaux & Sperner, 2003)).

Ato mund të fiksohen ortogonalisht duke zgjedhur dhe fiksuar përkatësisht σ_1 ose σ_3 dhe duke rrotulluar më pas aksin tjetër rreth një boshti të caktuar rrotullimi që përcaktohet si normalja me planin që përmban si aksin σ_1 ashtu edhe atë σ_3 . Nëse përcaktohen fillimisht në këtë mënyrë dy akset e mësipërm edhe orientimi i aksit σ_2 mund të nxirret lehtësisht. Kjo metode në fakt, shërben si filtrim paraprak për një bashkësi planesh që japin edhe përafrimin me të mirë, pasi nuk përcakton në mënyrë të plote tensorin e reduktuar të sforcimit dhe konkretisht raportin $R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$, por sigurisht edhe për faktin se σ_1 dhe σ_3 përcaktohet për vlerat ekstremale të rrjetit llogaritës kur ato janë 0% dhe 100% dhe të pa caktuara në rastet e tjera (Delvaux & Sperner, 2003) .

2.4.3.1. Metoda e Optimizimit me rrotullim

Është një metodë iterative e inversionit , që aplikohet mbi të dhënat e filtruara me pare me ane të metodës së “Right Dihedron”. Si të gjitha metodat dhe aplikimet e tjera iterative, edhe kjo metode mbështeten në testimin e përpunimit të mundshme të një numri të madh tensorësh të ndryshëm të sforcimit, me synimin për të minimizuar një funksion të devijimit të vlerave respektive të vrojtuar dhe modeleve. Në parim i gjithë intervali i orientimeve për të tri akset e sforcimit dhe raportit të sforcimit R duhet të testohet për të gjetur vlerën minimale të këtij funksioni (rruga e drejte). Duke konsideruar katër parametrat, që përcaktohen respektivisht σ_1 , σ_2 , σ_3 dhe R, problemi është katër - dimensional, me një shtesë kufizuese që të tri akset primare të sforcimit duhet të jenë ortogonalë. Kjo çon në përfundim në përfundimin e një numri të madh konfigurimesh të ndryshme të tensorit të sforcimit për t’u testuar me të dhënat e përzgjedhura. Një avantazh i metodës iterative për inversionin është që kompleksiteti i funksionit që duhet të minimizohet nuk përbën një faktor kufizues dhe mund të kalohet nga njëri funksion në

tjetrin pa ndërhyrë dhe pa modifikuar algoritmin, në këtë rast (Delvaux & Sperner, 2003). Në përgjithësi, funksioni i minimizimit ka formën si më poshtë:

$$F_j = \frac{\sum(f_j(i) \times w(i))}{n \times \sum w(i)} \quad (2.16)$$

ku, $W(i)$ është pesha për të dhënat individuale dhe $f_j(i)$ është funksioni që duhet të minimizohet.

Në vazhdim, me të dhënat thyerje-zhvendosje do të konsiderojmë planet e thyerjeve tektonike, të përcaktuar nga vektori njësi \mathbf{n} pingul me planin e rrëshqitje dhe vektorët e tjerë të lidhur \mathbf{d} në planet e zhvendosjes, të vëzhguar. Për këtë klase të dhënash treguesi klasik i mos-përputhjes është shmangia këndore midis vektorit të rrëshqitje \mathbf{d} dhe sforcimit terthor $\boldsymbol{\tau}$ (devijimi këndor α), llogaritur në funksionin e tensorit të sforcimit dhe orientimin e planit të rrëshqitje \mathbf{n} :

$$f_1(i) = \alpha(i) \quad (\text{funksioni F1 në programin e TENSOR}) \quad (2.17)$$

Në përgjithësi është supozuar që shmangia këndore $\alpha \leq 30^\circ$.

Zakonisht mund të aplikohet një funksion për minimizimin me ane të metodës së katrore me të vegjël. Ky është rasti i funksionit F2, ose S4 sipas Angelier (1991), i propozuar nga i njëjti autor në 1975 (Delvaux dhe Sperner, 2003):

$$f_2(i) = \sin^2(\alpha(i)/2) \quad (\text{funksionin F2 në programin TENSOR}) \quad (2.18)$$

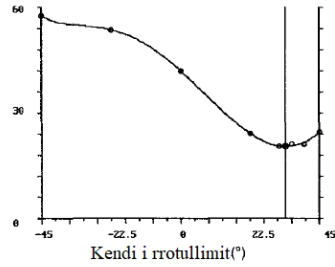
Këto dy funksione janë të pa mjaftueshëm për rastin e sistemeve çift të thyerjeve tektonike. Në këtë rast σ_1 dhe σ_3 mund të shtrihen kudo në plan pingul me çiftin e bashkësisë së thyerjeve tektonike, sepse devijimi i zhvendosjes do të jetë minimal për çdo konfiguracion të akseve të stresit. Për sa kohë që σ_2 është paralele me linjën e ndërprerjes të dy sistemeve të thyerjeve tektonike, orientimi i σ_1 dhe σ_3 nuk do të influencojë deviacionin e zhvendosjes. Në këtë mënyrë nevojiten kufizime të tjera, duke marrë në konsideratë aftësinë e thyerjeve tektonike për të rrëshqitur (Angelier J., 1991) (Delvaux & Sperner, 2003). Në këtë rast këndi i fërkimit ϕ ose magnituda e sforcimit terthor $|\boldsymbol{\tau}|$, në planin e thyerjes tektonike, duhet të maksimizohen.

Metoda ndërthur kështu një bashkësi funksionesh e kriteresh, të cilat minimizohen ose maksimizohen, në funksion të të dhënave që përpunohen. Të gjitha këto funksione duhet të përdoren vetëm për atë bashkësi të dhënash korrespondues. Për rastin kur të dhënat janë komplekse aplikohet një funksion i përbërë. Shpërndarja e secilit tip të dhënash në këtë rast përshtatet duke i minimizuar të gjitha funksionet e mësipërme për të optimizuar zgjidhjen e tenzorit. Në funksionin e përgjithshëm të optimizimit F_j funksionet individuale $f_{(i)}$ përshtaten me tipin e të dhënave si më poshtë:

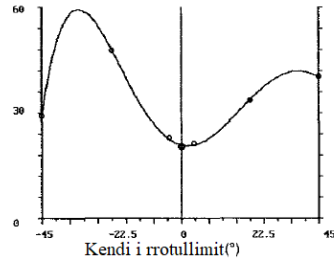
- Për shkëputje plane me vija rrëshqitjeje: $f_{3(i)}$
- Për thyerje prerëse: $f_{4(i)}$
- Për thyerje tensioni: $f_{5(i)}$
- Për thyerje ngjeshëse dhe stilolite: $f_{6(i)}$

Në rastin e të dhënave të përdorura në këtë studim, është përdorur pikërisht funksioni i përbërë, i cili konvergjon në minimizimin e funksionit F5.

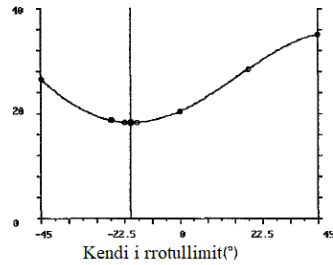
Rrotullimi rreth boshtit σ_1
 Këndi i rrotullimit: $+34^\circ$
 Vlera e funksionit F5: 20.515



Rrotullimi rreth boshtit σ_2
 Këndi i rrotullimit: 0°
 Vlera e funksionit F5: 20.5



Rrotullimi rreth boshtit σ_3
 Këndi i rrotullimit: -16°
 Vlera e funksionit F5: 18.23



Optimizimi i raportit R
 Vlera e R : 0.75
 Vlera e funksionit F5: 13.49

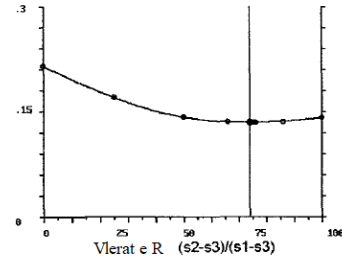


Figura 2.25. Ilustrim i parimit të optimizimit rrotullues 4D. Tenzori i sforcimeve rrotullohet me sukses rreth boshteve σ_1 , σ_2 dhe σ_3 me ± 12.5 dhe 45° dhe me pas llogaritet një kurbë regresi polinomiale me anën e minimizimit më të vogël kuadratik duke përdorur të dhënat vlerat e funksionit optimizues. Gjetet minimumi i funksionit dhe pastaj i bëhet një rrotullim shtesë prej $\pm 5^\circ$ nga këndi korrespondues i vlerës minimale të funksionit. Llogaritet një kurbë e re regresi dhe minimumi i ri merret për të llogaritur këndin e rrotullimit për të aplikuar në tenzorin fillestar (34° për rrotullimin rreth boshtit σ_1). Kryhet rrotullimi ekuivalent dhe procedura përsëritet për dy boshtet e tjerë. Një procedurë e ngjashme kryhet për optimizimin e raportit e sforcimit R duke kontrolluar për vlera të mundshme ndërmjet 0 dhe 1. Rangu i këndit të rrotullimit të vlerave të R zvogëlohet progresivisht për të na dhënë kufizime më të imta për ciklin e radhës.

3. Rezultatet e përfuara dhe analiza e tyre

3.1. Rezultatet e përfuara nga analiza spektrale

Nga analiza spektrale, duke aplikuar hap pas hapi metodën e përshkruar në pikën 2.2.1, u përfuan vlerat e parametrave spektrale nga analiza e formave valore të 110 tërmetejeve. Procedura u kontrollua nga konfigurimet e përshtatshme të rutinës SPEC për karakteristikat lokale të Shqipërisë, dhe stacionet sizmike të përdorur në analize. Rezultatet përfshijnë frekuencën spektrale karakteristike të spektrit sizmik të burimit, rrezën e burimit r (km) duke e konsideruar atë rrethor, momentin sizmik M_0 dhe zvogëlimin e sforcimit $\Delta\sigma$ në vatër, bazuar në aplikimin e teorisë përkatëse si më lart. Analiza u bë e mundur nëpërmjet rutinës SPEC, të sistemit të analizës së të dhënave sizmologjike SEISAN (ver.11), (Ottemöller, Voss, & and Havskov, 2020) (Rama, Dushi, & Malkaj, 2019). Se pari rezultatet e përfuara mbështesin një variacion të f_0 (Hz), në intervalin 0.1 – 21 Hz, me vlerë mesatare $f_0 = 2.7$ Hz, si frekuenca karakteristike spektrale me probabilitetin më të lartë, për klasën e tërmetejeve të analizuar.

Vlerat i korrespondojnë përmasave të thyerjeve tektonike nga 200 m deri 17 km, duke mbështetur idenë që mikroaktiviteti i shpeshtë sizmik në territorin e Shqipërisë lidhet me aktivizimin e segmenteve dytësor të thyerjeve tektonike. Rezultatet e përfuara përputhen me studimet e mëparshme, të cilat kanë arritur në konkluzionin që përmasat e segmenteve sizmike aktive, të thyerjeve tektonike që presin strukturat gjeologjike të Albanideve, variojnë në intervalin 16 – 45 km, (Rama & Dushi, 2017). Këto rezultatet janë një përgjithësim për gjithë territorin e vendit. Ato janë pasqyruar në tabelën 3.1 në vijim.

Tabela 3.1. Rezultatet e analizës spektrale

Nr.	Date <i>mm/dd/yyyy</i>	Time <i>hh:mm</i>	Lat. <i>N-S</i>	Lon. <i>E-W</i>	Dep. <i>km</i>	Mag. <i>M_W</i>	f_0 <i>Hz</i>	r <i>km</i>	M_0 <i>Nm</i>	$\Delta\sigma$ <i>Pa</i>
1	2/6/2008	0:52	41.42	19.63	5	2.6	5.5	0.4	1.00E+13	1.10E+07
2	3/5/2008	4:08	40.18	19.8	0	3.7	2.4	8.5	4.00E+14	8.20E+07
3	3/5/2008	6:48	40.2	19.83	5	3.2	2.7	1.5	6.30E+13	1.20E+07
4	3/6/2008	6:46	40.2	19.75	5	3.1	3.0	1.4	5.00E+13	1.70E+07
5	3/31/2008	8:06	41.13	20.16	0	2.5	2.4	1.7	7.90E+12	2.10E+06
6	4/8/2008	7:37	40.14	19.96	3	3	2.5	8.5	4.00E+13	3.90E+06
7	5/14/2008	19:17	41.34	20.31	0	2.8	4.8	4.4	2.00E+13	5.10E+07
8	5/15/2008	23:52	41.39	19.69	12	2.4	4.6	7.4	5.00E+12	8.00E+06
9	5/18/2008	22:49	41.9	19.45	11	3	3.2	9.6	4.00E+13	4.30E+07
10	5/21/2008	19:04	41.11	20.09	6	2.9	2.2	8.6	3.20E+13	2.70E+06
11	5/27/2008	0:44	42.03	19.89	39	2.4	2.8	9.5	5.00E+12	5.60E+05
12	5/29/2008	13:39	42.28	19.96	15	2.6	4.2	9.6	1.00E+13	9.80E+06
13	5/30/2008	20:40	41.71	20.36	0	2.4	5.0	4.5	4.00E+12	1.10E+07
14	5/31/2008	11:42	41.64	20.02	16	2.8	4.6	8.4	2.50E+13	2.70E+07
15	6/2/2008	8:05	41.61	20.48	5	2.6	8.0	7.2	7.90E+12	3.60E+07
16	6/25/2008	18:05	41.42	19.49	31	3.4	3.1	4.4	1.30E+14	2.60E+07
17	1/8/2009	12:04	41.87	20.71	0	4.6	0.8	1.7	1.00E+16	2.70E+07

18	1/31/2009	12:19	40.36	19.69	0	3.5	2.2	5.1	2.00E+14	2.90E+07
19	2/28/2009	17:36	41.5	19.57	5	3.5	2.6	1.6	2.50E+14	3.10E+07
20	3/7/2009	18:51	41.16	19.51	4	4	1.4	1.0	1.30E+15	1.70E+07
21	3/9/2009	0:30	41.94	20.07	20	2.3	7.9	2.2	4.00E+12	1.40E+07
22	3/10/2009	8:32	41.21	20.53	5	3.9	1.4	9.9	7.90E+14	2.20E+07
23	3/10/2009	22:30	41.31	20.47	5	3.2	1.3	4.0	7.90E+13	1.70E+06
24	3/11/2009	2:48	40.52	18.82	15	3.7	1.1	9.1	5.00E+14	3.00E+06
25	3/12/2009	18:55	41.35	20.06	15	3	2.4	2.9	4.00E+13	7.80E+06
26	3/18/2009	16:20	41.14	19.96	12	3.8	1.5	7.9	6.30E+14	1.20E+07
27	3/25/2009	12:23	40.62	18.99	16	4.1	1.4	4.0	2.00E+15	3.80E+07
28	3/30/2009	19:48	41.1	19.6	6	2.6	4.3	5.3	1.00E+13	2.70E+06
29	4/2/2009	5:45	41.09	19.61	15	3.2	2.8	6.5	7.90E+13	1.20E+07
30	4/6/2009	0:31	41.47	19.14	16	2.8	6.2	3.4	2.00E+13	4.80E+07
31	4/7/2009	13:49	41.44	19.48	20	3.2	1.5	2.8	7.90E+13	1.20E+06
32	4/7/2009	16:00	41.43	19.57	25	2.5	3.6	4.5	7.90E+12	5.40E+06
33	5/21/2009	12:11	41.05	20.5	6	3	1.8	8.7	4.00E+13	1.50E+06
34	5/21/2009	13:26	41.04	20.45	13	3.3	3.5	3.5	1.30E+14	5.30E+07
35	6/4/2009	22:36	40.07	19.83	6	2.5	3.2	0.6	7.90E+12	1.10E+06
36	6/12/2009	10:12	42.01	20.07	26	2.3	21.0	3.1	3.20E+12	1.10E+08
37	6/14/2009	5:12	41.45	19.74	15	3.2	2.9	5.5	6.30E+13	1.10E+07
38	6/20/2009	10:21	41.21	20.24	5	2.6	4.3	0.4	1.00E+13	1.20E+07
39	6/20/2009	17:00	41.19	20.22	6	2.9	3.6	7.5	2.50E+13	1.20E+07
40	6/21/2009	6:07	41.4	20.16	0	2.5	15.0	6.1	6.30E+12	2.80E+07
41	6/21/2009	17:35	41.2	20.22	10	2.8	5.4	0.3	2.00E+13	2.80E+07
42	6/21/2009	19:05	41.22	20.2	10	2.6	6.3	9.3	1.00E+13	2.00E+07
43	6/24/2009	2:24	41.69	19.9	5	2	7.5	0.2	1.30E+12	1.40E+06
44	6/24/2009	3:28	41.81	19.42	6	2.9	4.7	1.6	2.50E+13	1.60E+07
45	6/27/2009	0:45	41.18	20.27	3	2.7	3.8	0.6	1.30E+13	1.60E+07
46	6/27/2009	23:24	40.64	19.82	4	2.6	2.4	6.8	7.90E+12	9.30E+05
47	9/6/2009	21:49	41.49	20.45	8	5.2	0.6	2.2	7.90E+16	3.80E+07
48	9/6/2009	22:01	41.48	20.47	16	3.8	1.9	8.8	6.30E+14	2.30E+07
49	9/6/2009	22:24	41.59	20.28	0	3.5	3.7	9.5	2.50E+14	4.00E+07
50	9/6/2009	22:36	41.41	20.53	10	3.3	3.4	5.5	1.00E+14	2.60E+07
51	9/6/2009	23:31	41.53	20.46	6	3.2	2.5	1.6	7.90E+13	2.20E+07
52	9/7/2009	0:11	41.46	20.47	15	3.4	4.2	8.5	1.60E+14	9.80E+07
53	9/7/2009	3:52	41.47	20.46	15	3.1	3.0	3.4	5.00E+13	8.20E+06
54	9/7/2009	4:03	41.49	20.46	20	3.1	2.8	5.6	5.00E+13	1.10E+07
55	9/7/2009	4:22	41.41	20.51	17	3.2	1.0	5.3	7.90E+13	6.30E+05
56	9/7/2009	9:48	41.43	20.43	13	3.8	0.9	1.5	6.30E+14	3.00E+06
57	9/7/2009	12:21	41.47	20.45	12	3.3	1.2	3.2	1.00E+14	9.90E+05
58	9/7/2009	13:04	41.49	20.43	10	3	1.5	5.9	4.00E+13	9.90E+05

59	9/7/2009	13:42	41.47	20.44	20	3.4	1.1	1.2	1.60E+14	7.00E+05
60	9/7/2009	14:19	41.44	20.46	15	3.4	1.1	7.2	1.30E+14	1.00E+06
61	9/7/2009	15:20	41.45	20.43	5	3.7	1.2	0.2	4.00E+14	6.40E+06
62	9/13/2009	14:03	39.57	20.12	41	3.5	1.7	0.8	2.50E+14	7.60E+06
63	9/15/2009	8:37	41.14	19.5	5	3.8	1.4	9.9	6.30E+14	9.80E+06
64	9/17/2009	22:53	39.84	20.21	5	4.1	15.0	1.1	2.00E+15	3.40E+08
65	11/11/2009	3:43	40.32	20.11	0	4	1.0	6.3	1.30E+15	5.80E+06
66	5/6/2010	13:06	41.2	20.24	1	3.8	2.7	2.7	6.30E+14	6.40E+07
67	10/11/2010	0:34	42.4	21.44	6	4.6	1.7	0.9	1.00E+16	1.90E+08
68	5/5/2012	15:55	40.15	19.8	5	4.4	1.1	1.3	5.00E+15	1.10E+07
69	9/4/2012	22:43	41.13	19.94	3	4.1	1.3	1.1	1.60E+15	1.00E+07
70	11/26/2012	22:05	41.7	20.1	1	4	1.6	0.9	1.30E+15	1.10E+07
71	11/27/2012	19:06	40.75	19.86	5	4	3.5	0.5	1.00E+15	1.70E+08
72	11/28/2012	1:49	42.43	20.12	6	4.3	2.5	0.7	3.20E+15	1.10E+08
73	12/13/2012	21:39	41.13	19.99	6	4.2	2.1	0.7	2.50E+15	4.50E+07
74	6/22/2013	8:41	40.27	19.65	16	4.4	2.5	0.7	5.00E+15	1.90E+08
75	6/30/2013	2:47	41.5	20.47	17	3.8	1.1	1.4	5.00E+14	1.40E+06
76	8/4/2013	23:45	40.13	20.54	0	3.7	0.7	1.9	4.00E+14	3.00E+05
77	8/15/2013	15:49	40.57	20.78	5	3.6	1.1	1.3	3.20E+14	7.70E+05
78	11/21/2013	19:45	40.68	19.65	4	4.2	1.0	1.7	2.50E+15	1.00E+07
79	1/17/2014	19:42	40.81	20.69	5	3.6	3.7	0.5	3.20E+14	4.80E+07
80	1/20/2014	6:00	41.41	19.47	9	4.3	1.8	0.9	3.20E+15	3.60E+07
81	3/8/2014	15:12	41.51	19.52	10	4.1	3.1	0.5	1.60E+15	9.50E+07
82	4/6/2014	12:56	40.71	19.58	4	3.7	1.5	1.0	4.00E+14	3.40E+06
83	4/21/2014	21:25	41.86	19.26	5	4.3	1.9	1.1	3.20E+15	6.10E+07
84	5/12/2014	0:54	39.73	20.21	16	4.9	1.6	1.2	3.20E+16	3.00E+08
85	5/19/2014	0:59	40.94	19.97	1	5	1.1	1.4	4.00E+16	1.10E+08
86	12/29/2014	20:34	41.74	19.27	6	4.6	1.7	1.1	1.00E+16	8.70E+07
87	1/24/2015	17:01	40.7	20.57	5	3.6	1.7	1.1	3.20E+14	5.00E+06
88	2/7/2015	1:56	41.91	20.21	5	4.5	2.6	0.7	6.30E+15	2.30E+08
89	2/16/2015	20:23	41.15	20.08	0	3.9	2.7	0.7	1.00E+15	4.80E+07
90	2/28/2015	17:07	41.35	20.28	8	3.7	2.4	0.6	4.00E+14	1.50E+07
91	7/6/2015	13:42	42.42	19.36	6	4.4	2.7	0.7	5.00E+15	2.00E+08
92	11/1/2015	6:26	41.35	20.27	0	4.6	1.6	1.0	7.90E+15	9.20E+07
93	7/4/2018	9:01	41.4	19.53	24	5.1	0.4	3.8	6.30E+16	6.80E+07
94	6/1/2019	4:26	40.5	20.72	11.5	5.2	0.3	4.3	8.30E+16	8.11E+07
95	6/1/2019	4:33	40.43	20.79	15.5	4.9	0.4	3.0	3.08E+16	5.64E+07
96	6/1/2019	4:52	40.37	20.71	13.5	4.7	0.6	2.4	1.30E+16	5.41E+07
97	6/1/2019	7:00	40.39	20.75	11.5	5	0.4	3.4	4.40E+16	6.20E+07
98	6/1/2019	9:11	40.48	20.75	6	3.9	1.4	1.0	9.00E+14	2.11E+07
99	6/1/2019	15:19	40.51	20.83	6	4	1.3	1.1	1.20E+15	2.48E+07

100	6/1/2019	18:50	40.46	20.79	18	4.3	0.9	1.5	3.47E+15	3.33E+07
101	9/21/2019	14:04	41.29	19.41	17.5	5.6	0.2	6.8	3.69E+17	1.11E+08
102	9/21/2019	14:15	41.36	19.36	19	5.1	0.4	3.8	6.50E+16	6.60E+07
103	9/21/2019	16:10	40.34	19.41	35	4.2	1.0	1.4	2.45E+15	3.00E+07
104	9/21/2019	22:07	41.36	19.42	10	4.4	0.8	1.7	4.90E+15	3.70E+07
105	11/1/2019	5:25	40.5	20.75	9	4.7	0.6	2.4	1.38E+16	5.10E+07
106	11/26/2019	2:54	41.47	19.53	19.5	6.4	0.1	17.0	4.56E+18	3.34E+08
107	11/26/2019	6:08	41.65	19.41	21.5	5.5	0.2	6.0	2.32E+17	1.13E+08
108	11/26/2019	13:05	41.29	19.8	23.5	4.7	0.6	2.4	1.26E+16	5.59E+07
109	11/27/2019	14:45	41.53	19.42	19.7	5.3	0.3	4.8	1.20E+17	8.82E+07
110	11/28/2019	10:52	41.47	19.39	20	4.7	0.6	2.4	1.40E+16	5.03E+07

Një karakteristike e rëndësishme e përftuar nga analiza spektrale, është ajo e vrojtuar lidhur me zvogëlimin e qartë të frekuencës spektrale karakteristike me rritjen e momentit sizmik, dhe rrjedhimisht me rritjen e magnitudës ose madhësisë së tërmetit. Përgjithësisht, ky trend zvogëluar është eksplicit për kategorinë e tërmeteve të moderuar $M_w \geq 3.5$, me supozimin që zvogëlimi i sforcimit ose rënia e tij në vatër është konstante gjatë fazës sizmike ($\Delta\sigma = C^{-te}$). Ky rezultat përputhet edhe me parimin e përngjasisë vetjake të tërmeteve (Figura 3.1), veçanërisht në intervalin e normës së zvogëlimit të sforcimit $\Delta\sigma = 10-12$ bar.

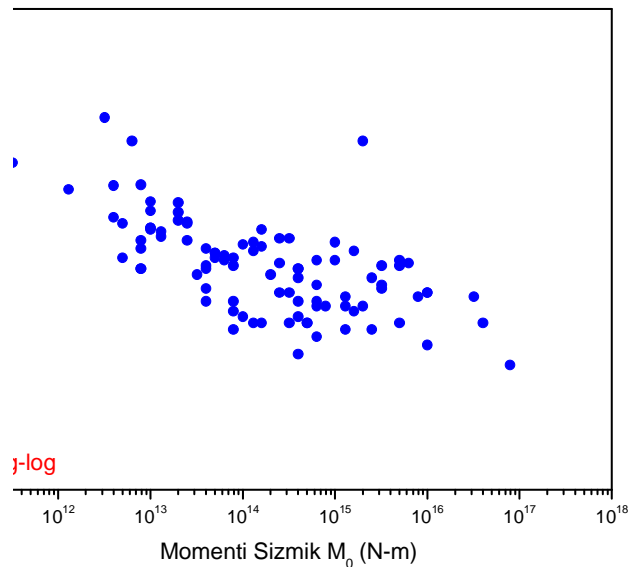


Figura 3.1. Varësia e frekuencës karakteristike, të spektrit sizmik të tërmeteve lokal të Shqipërisë, nga madhësia e tërmetit (momenti sizmik i vrojtuar).

Rezultatet e përfthuara për 110 burime sizmike lokale, japin të dhëna interesante mbi kushtet lokale të gjenerimit të aktivitetit sizmik në territorin e Shqipërisë. Vlerat e përfthuara për frekuencën spektrale karakteristike f_c (0.1 -21 Hz), janë të përputhshme si me kushtet lokale të gjenerimit të tërmeteve ashtu edhe me rezultatet e përfthuara nga studime të mëparshme.

Bazuar në këtë parametër janë vlerësuar edhe përmasat korresponduese të burimeve sizmike të marra në shqyrtim, momenti i tyre sizmik si dhe norma e zvogëlimit të sforcimit gjatë tërmetit, të cilat variojnë respektivisht në rendet 0.2- 9.9 km, për përmasat radiale të thyerjeve; momenti sizmik për gjithë territorin e konsideruar do të variojë në intervalin $10^{11} \leq M_0 \leq 10^{18}$ Nm dhe zvogëlimi i sforcimit në vatër $0.3 \leq \Delta\sigma \leq 340$ bar. Këto vlera mbështesin faktin që aktiviteti më i shpeshtë sizmik lokal në territorin e Shqipërisë, shkaktohet nga aktivizimi i segmenteve të kufizuar të thyerjeve tektonike, të cilat ndajnë dhe spostojnë në mënyrë shumë heterogjene strukturat tektonike dhe gjeologjike të Albanideve.

3.2. Rezultatet e përfthuara nga metoda parametrike

Analiza spektrale ndonëse gjeneron me saktësi të mirë parametrat spektral të burimit, nuk është e aplikueshme në kushte rutine. Kjo për faktin se kërkon kalibrim shumë të mirë të funksioneve korrigjues për ndikimin e faktorëve të mjedisit gjeologjik të përhapjes valore. Për këtë qëllim është aplikuar analiza regresive për të lidhur parametrat spektral në mënyrë parametrike nëpërmjet relacioneve të kalibruar për kushtet lokale dhe për diapazonin e tërmeteve të konsideruar.

Relacionet e përfthuara ashtu si është shpjeguar me detaje më lartë, u aplikuan më tej mbi një numër më të madh të ngjarjeve të marra në konsideratë, duke zbatuar relacionet e kalibrimit, për zonat e marra në shqyrtim dhe duke përftuar njëkohësisht një variacion të frekuencës spektrale dhe përmasave të thyerjeve, rënies së sforcimit dhe momentit sizmik përkatës, për këto zona.

Përkatësisht për zonën e Durrësit, duke marrë parasysh mbi 220 të dhëna mbi tërmete të vegjël deri të moderuar, u vrojtua që frekuenca spektrale për burimet e analizuara varion në intervalin $0.1 \leq f_c \leq 14.4$ Hz, me një frekuencë mesatare prej 3.1 Hz, që është një vlerë karakteristike për tërmetet në territorin e Shqipërisë. Për magnituda në intervalin $1.9 \leq M_w \leq 5.9$ vrojtohet një variacion i momentit sizmik në intervalin $10^{11} \leq M_0 \leq 10^{18}$ Nm, që përkon dhe me relacionin e parametrik (modelin) përkatës. Vrojtohet gjithashtu për këtë zonë se zvogëlimi i sforcimit në këtë interval magnitudash rezulton $56 \leq \Delta\sigma \leq 893$ Bar (Figura 3.2). Pavarësisht faktit se për disa nga vlerësimet janë përftuar për këtë zonë vlera ekstremisht të larta dhe natyrisht jo realiste, është evidentuar se vlera mesatare e rënies së sforcimit në rajonin e thyerjeve mbihipëse dhe kundër hedhjeve, është $\overline{\Delta\sigma} = 160$ bar, tipike kjo për rajone në regjim tektonik në ngjeshje (Duni & Kuka, 2008). Për intervalin e magnitudave të marra në shqyrtim energjia e rrezatuar luhatet në intervalin $10^{12} \leq E_s \leq 10^{21}$ Erg, ku vlera maksimale e energjisë i përket tërmetit të 26 Nëntorit në me magnitudë 6.4. Rezultatet e përfthuara janë pasqyruar në tabelën 3.2.

Tabela 3.2. Tabela e rezultateve parametrike për zonën e Durrësit

Date mm/dd/yyyy	Time hh:mm	Lat. N-S	Lon. E-W	Dep. km	Mag. M_w	f_0 Hz	r km	M_0 Nm	E_s Erg	$\Delta\sigma$ Pa
7/10/2008	13:11	41.511	19.511	30.1	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
2/11/2008	22:30	41.188	19.573	6.2	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
28/02/2009	17:36	41.396	19.497	0	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
7/4/2009	16:00	41.463	19.568	20.2	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
7/4/2009	16:43	41.453	19.563	32.9	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
20/05/2009	3:14	41.473	19.486	26	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07

4/6/2009	4:06	41.515	19.55	20	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
14/06/2009	5:12	41.445	19.752	27.1	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
16/06/2009	22:34	41.388	19.43	37.3	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
16/06/2009	23:54	41.534	19.308	24.7	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
5/7/2009	12:40	41.47	19.538	0	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
14/09/2009	7:38	41.35	19.452	7	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
15/09/2009	8:37	41.17	19.582	25	4.2	1.0	1.28	2.54E+15	1.23E+17	2.90E+07
3/12/2010	15:18	41.302	19.553	13.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
2/12/2010	4:51	41.495	19.547	25.7	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
13/05/2010	12:46	41.362	19.599	7	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
13/06/2010	17:31	41.259	19.574	35	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
3/10/2010	11:43	41.565	19.555	21.7	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
14/11/2010	22:13	41.169	19.541	40.1	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
18/05/2011	6:32	41.23	19.428	18	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
19/03/2015	19:53	41.237	19.54	18.7	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
21/07/2015	21:42	41.491	19.578	2.2	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
23/11//2015	20:32	41.571	19.619	19.2	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
27/03/2016	13:09	41.356	19.33	17.8	4.2	1.0	1.28	2.54E+15	1.23E+17	2.90E+07
22/07/2017	1:05	41.271	19.587	36.4	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
30/07/2017	14:19	41.386	19.567	22.1	2.8	5.0	0.28	1.55E+13	2.20E+14	8.51E+06
31/07/2017	17:29	41.269	19.491	32.7	2.7	5.6	0.25	1.08E+13	1.40E+14	7.79E+06
3/12/2017	19:30	41.561	19.697	31.2	1.9	14.1	0.09	4.06E+11	3.77E+12	5.57E+06
30/01/2018	3:58	41.158	19.664	12.8	1.9	14.1	0.09	4.06E+11	3.77E+12	5.57E+06
27/04/2018	5:51	41.546	19.51	32.8	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
4/7/2018	9:01	41.465	19.495	18.3	4.9	0.4	3.05	4.67E+16	2.89E+18	3.72E+07
4/7/2018	9:08	41.484	19.483	22.1	4.2	1.0	1.28	2.54E+15	1.23E+17	2.90E+07
4/7/2018	9:11	41.551	19.636	31.8	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
4/7/2018	9:43	41.494	19.535	14	2.6	6.3	0.23	7.48E+12	8.90E+13	7.14E+06
4/7/2018	11:24	41.463	19.467	13.9	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
4/7/2018	11:30	41.502	19.686	24.8	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
4/7/2018	11:32	41.525	19.427	24.2	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
4/7/2018	11:35	41.51	19.516	29.7	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
4/7/2018	11:42	41.589	19.534	46.1	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
4/7/2018	12:06	41.505	19.647	26.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
4/7/2018	12:48	41.463	19.601	16.4	2.2	10.0	0.13	1.21E+12	1.46E+13	7.24E+06
4/7/2018	13:33	41.466	19.603	18.5	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
4/7/2018	15:52	41.478	19.599	28.6	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
4/7/2018	16:31	41.469	19.48	25.4	2.7	5.6	0.25	1.08E+13	1.40E+14	7.79E+06
4/7/2018	16:36	41.451	19.544	28.9	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
4/7/2018	4:08	41.513	19.469	14.5	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
5/7/2018	2:09	41.567	19.49	41.7	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
5/7/2018	3:17	41.483	19.621	17.9	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
5/7/2018	4:20	41.461	19.483	6.1	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
5/7/2018	4:33	41.507	19.595	24.2	2.5	7.1	0.18	3.61E+12	5.67E+13	9.42E+06

5/7/2018	11:03	41.494	19.455	24.9	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
5/7/2018	22:48	41.456	19.474	22.9	4.2	1.0	1.28	2.54E+15	1.23E+17	2.90E+07
5/7/2018	22:51	41.494	19.55	24.6	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
6/7/2018	11:23	41.504	19.446	29.2	2.5	7.1	0.18	3.61E+12	5.67E+13	9.42E+06
7/7/2018	7:41	41.516	19.514	31.3	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
11/7/2018	14:00	41.446	19.641	14.9	2.5	7.1	0.18	3.61E+12	5.67E+13	9.42E+06
13/7/2018	8:23	41.49	19.499	29.2	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
14/7/2018	17:30	41.488	19.453	32.8	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
15/7/2018	10:21	41.522	19.452	49.7	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
9/8/2018	2:37	41.553	19.456	46	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
18/09/2018	19:04	41.486	19.515	27	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
8/11/2018	20:01	41.472	19.541	25.1	2.8	5.0	0.28	1.55E+13	2.20E+14	8.51E+06
16/02/2019	16:20	41.486	19.736	2	4.5	0.7	1.98	1.09E+16	4.75E+17	2.62E+07
17/02/2019	21:21	41.419	19.406	32	5.8	0.2	8.12	1.24E+18	1.69E+20	8.18E+07
31/03/2019	7:51	41.549	19.389	13.7	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
31/03/2019	17:59	41.542	19.393	14.9	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
31/03/2019	19:09	41.528	19.391	13.3	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
31/03/2019	20:04	41.575	19.439	11.8	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
31/03/2019	20:38	41.491	19.353	25	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
31/03/2019	22:14	41.494	19.349	24.1	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
1/4/2019	11:57	41.471	19.317	21	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
4/4/2019	18:15	41.554	19.433	21.7	2.1	11.2	0.12	8.42E+11	9.30E+12	6.63E+06
11/4/2019	14:19	41.486	19.358	22	2.6	6.3	0.23	7.48E+12	8.90E+13	7.14E+06
22/4/2019	14:07	41.489	19.486	26.6	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
23/4/2019	8:58	41.539	19.613	11.8	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
23/4/2019	16:46	41.501	19.608	25	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
28/08/2019	11:55	41.202	19.71	38.4	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
21/09/2019	14:04	41.571	19.493	28.1	5.6	0.2	6.52	3.69E+17	6.84E+19	6.87E+07
21/09/2019	14:15	41.55	19.533	33.6	5.1	0.4	3.80	9.67E+16	7.14E+18	4.43E+07
21/09/2019	16:10	41.438	19.453	44.8	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
21/09/2019	16:32	41.506	19.573	32	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
21/09/2019	21:02	41.371	19.393	42.2	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
5/10/2019	23:55	41.476	19.428	36.9	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
30/10/2019	13:13	41.407	19.596	18.5	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
17/11/2019	23:16	41.463	19.525	5.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
25/11/2019	20:57	41.451	19.515	17.8	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
25/11/2019	20:57	41.417	19.487	0	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
25/11/2019	23:24	41.42	19.513	8.8	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
26/11/2019	1:47	41.426	19.478	5.7	4.5	0.7	1.98	1.09E+16	4.75E+17	2.62E+07
26/11/2019	2:19	41.435	19.542	5.2	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
26/11/2019	2:54	41.411	19.546	13.9	6.4	0.1	9.05	4.56E+18	2.65E+20	8.93E+07
26/11/2019	3:03	41.515	19.738	6.3	4.3	0.9	1.59	5.25E+15	1.93E+17	2.20E+07
26/11/2019	3:04	41.51	19.596	18.6	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
26/11/2019	3:57	41.596	19.445	14	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07

26/11/2019	4:09	41.276	19.59	22.8	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
26/11/2019	4:21	41.497	19.592	14	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
26/11/2019	4:42	41.547	19.582	14	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
26/11/2019	4:46	41.488	19.567	0	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
26/11/2019	5:32	41.482	19.56	6	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
26/11/2019	5:50	41.556	19.649	10.8	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
26/11/2019	6:44	41.483	19.611	16	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
26/11/2019	6:54	41.445	19.589	5.1	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
26/11/2019	7:12	41.591	19.519	22.3	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
26/11/2019	7:15	41.588	19.598	7.3	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
26/11/2019	7:36	41.44	19.551	18.2	4.6	0.6	2.21	1.57E+16	7.47E+17	2.86E+07
26/11/2019	7:40	41.573	19.595	5.3	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
26/11/2019	9:13	41.508	19.659	5.1	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
26/11/2019	9:47	41.58	19.667	16	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
26/11/2019	10:09	41.552	19.584	10.8	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
26/11/2019	11:52	41.551	19.626	0	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
26/11/2019	12:14	41.464	19.595	5.1	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
26/11/2019	12:46	41.559	19.599	5.1	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
26/11/2019	15:03	41.466	19.624	19.5	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
26/11/2019	15:11	41.575	19.53	12	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
26/11/2019	15:16	41.488	19.602	15	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
26/11/2019	15:59	41.455	19.674	5.2	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
26/11/2019	16:27	41.513	19.485	6	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
26/11/2019	16:34	41.513	19.632	5.1	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
26/11/2019	17:06	41.533	19.645	16	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
26/11/2019	17:09	41.589	19.678	16	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
26/11/2019	18:50	41.428	19.568	6	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
26/11/2019	18:54	41.486	19.723	6	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
26/11/2019	19:06	41.567	19.577	16	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
26/11/2019	19:44	41.553	19.606	6	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
26/11/2019	22:46	41.521	19.516	6	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
26/11/2019	23:20	41.541	19.568	5.2	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
27/11/2019	0:06	41.553	19.48	6	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
27/11/2019	0:41	41.572	19.426	6	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
27/11/2019	2:08	41.554	19.577	6	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
27/11/2019	3:52	41.594	19.548	5.3	3.7	1.8	0.75	4.11E+14	1.28E+16	1.87E+07
27/11/2019	5:11	41.589	19.505	6	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
27/11/2019	5:39	41.566	19.524	10.6	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
27/11/2019	6:10	41.58	19.508	6	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
27/11/2019	6:45	41.533	19.609	15	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
27/11/2019	7:13	41.537	19.562	0	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
27/11/2019	8:11	41.501	19.654	11.8	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
27/11/2019	10:55	41.552	19.516	10	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
27/11/2019	10:59	41.548	19.565	4.2	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07

27/11/2019	11:03	41.543	19.585	10	4.2	1.0	1.28	2.54E+15	1.23E+17	2.90E+07
27/11/2019	12:02	41.576	19.49	16	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
27/11/2019	12:47	41.417	19.49	5.3	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
30/11/2019	1:24	41.534	19.588	5.8	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
30/11/2019	4:28	41.582	19.527	6	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
30/11/2019	5:05	41.517	19.468	12	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
30/11/2019	5:16	41.54	19.564	5.1	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
30/11/2019	20:53	41.545	19.577	6	4.6	0.6	2.21	1.57E+16	7.47E+17	2.86E+07
30/11/2019	22:54	41.59	19.53	0.4	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
1/12/2019	6:04	41.574	19.573	25.3	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
1/12/2019	6:52	41.584	19.451	2	3.2	3.2	0.43	6.65E+13	1.34E+15	1.21E+07
1/12/2019	7:18	41.561	19.511	37.3	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
1/12/2019	11:42	41.341	19.464	27.9	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
1/12/2019	17:48	41.549	19.631	41.9	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
2/12/2019	22:41	41.532	19.725	38.7	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
2/12/2019	8:26	41.488	19.697	34	4.2	1.0	1.43	3.65E+15	1.23E+17	2.01E+07
2/12/2019	16:43	41.446	19.678	10.4	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
2/12/2019	23:23	41.543	19.733	35.5	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
3/12/2019	12:50	41.539	19.561	25	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
4/12/2019	1:08	41.492	19.613	9.4	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
4/12/2019	2:33	41.542	19.494	33.2	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
4/12/2019	7:47	41.498	19.613	12.1	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
4/12/2019	10:06	41.387	19.695	25.9	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
5/12/2019	3:04	41.578	19.538	32.1	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
6/12/2019	4:28	41.584	19.648	27.9	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
6/12/2019	23:18	41.539	19.352	24.8	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
7/12/2019	16:51	41.585	19.637	30.5	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
7/12/2019	18:16	41.507	19.642	3.7	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
9/12/2019	5:29	41.567	19.499	31	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
9/12/2019	14:53	41.568	19.487	18.1	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
9/12/2019	14:58	41.514	19.469	32	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
9/12/2019	18:10	41.534	19.612	32.5	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
10/12/2019	9:00	41.525	19.544	27.4	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
11/12/2019	0:30	41.539	19.331	35.2	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
11/12/2019	11:38	41.492	19.52	10.6	2.6	6.3	0.23	7.48E+12	8.90E+13	7.14E+06
13/12/2019	3:10	41.448	19.427	38.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
14/12/2019	22:25	41.543	19.46	35.8	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
15/12/2019	1:18	41.495	19.559	46.2	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
19/12/2019	16:03	41.392	19.466	28.9	4.2	1.0	1.28	2.54E+15	1.23E+17	2.90E+07
26/12/2019	6:17	41.516	19.501	46.1	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
30/12/2019	18:34	41.563	19.586	15.4	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
2/1/2020	2:02	41.591	19.372	7.6	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
3/1/2020	16:37	41.548	19.396	9.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
8/1/2020	6:01	41.535	19.444	7.2	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06

12/1/2020	23:25	41.519	19.557	31.7	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
27/1/2020	1:40	41.479	19.679	33.5	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
28/1/2020	20:15	41.496	19.646	7.1	4.7	0.6	2.46	2.25E+16	1.17E+18	3.12E+07
28/1/2020	20:17	41.503	19.724	13.5	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
28/1/2020	20:31	41.537	19.628	33.3	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
31/1/2020	21:05	41.541	19.53	36.4	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
13/02/2020	19:10	41.444	19.664	36.4	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
26/02/2020	19:52	41.485	19.517	37.1	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
27/02/2020	14:31	41.428	19.586	36.8	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
2/3/2020	9:23	41.474	19.531	28.9	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
19/03/2020	9:20	41.597	19.475	2	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
19/03/2020	13:25	41.577	19.323	24.6	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
20/03/2020	7:06	41.434	19.381	5.6	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
29/03/2020	13:37	41.565	19.457	28.1	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
9/4/2020	15:31	41.494	19.457	27.9	2.5	7.1	0.18	3.61E+12	5.67E+13	9.42E+06
12/4/2020	22:03	41.543	19.466	82.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
13/4/2020	16:43	41.55	19.309	38.8	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
16/4/2020	17:27	41.162	19.74	38.3	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
20/4/2020	20:13	41.46	19.364	12.6	2.9	4.5	0.31	2.23E+13	3.45E+14	9.29E+06
22/4/2020	22:08	41.314	19.616	49	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
27/4/2020	20:15	41.51	19.71	34	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
1/6/2020	20:21	41.539	19.569	46.5	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
7/6/2020	23:52	41.529	19.611	23.2	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
8/6/2020	15:21	41.488	19.582	5.9	4.1	1.1	1.15	1.76E+15	7.80E+16	2.66E+07
25/06/2020	7:53	41.464	19.585	32	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
19/07/2020	4:56	41.5	19.478	23.3	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
23/07/2020	17:23	41.541	19.446	28.2	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
22/08/2020	10:25	41.554	19.645	35.4	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
10/9/2020	5:00	41.54	19.413	2.1	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
18/09/2020	20:30	41.486	19.702	17.2	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
23/09/2020	5:30	41.421	19.532	11.2	3.5	2.2	0.60	1.98E+14	5.19E+15	1.57E+07
7/10/2020	22:13	41.501	19.358	2	3.9	1.4	0.93	8.51E+14	3.16E+16	2.23E+07
7/10/2020	22:25	41.499	19.485	23.8	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
7/10/2020	23:44	41.543	19.427	25.2	3.4	2.5	0.54	1.38E+14	3.30E+15	1.44E+07
9/10/2020	14:36	41.596	19.575	35.4	3.8	1.6	0.83	5.91E+14	2.01E+16	2.04E+07
6/12/2020	7:19	41.558	19.594	11.6	4	1.3	1.03	1.22E+15	4.97E+16	2.43E+07
26/12/2020	18:04	41.466	19.561	2	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07
12/1/2021	13:49	41.306	19.75	184.3	3	4.0	0.35	3.21E+13	5.42E+14	1.01E+07
24/1/2021	8:30	41.507	19.526	26.3	3.2	3.2	0.37	1.08E+13	1.34E+15	7.46E+07
24/1/2021	17:35	41.387	19.65	108.7	3.6	2.0	0.67	2.85E+14	8.15E+15	1.71E+07
26/1/2021	14:32	41.591	19.505	18.5	3.9	1.4	0.17	4.11E+14	3.16E+16	4.62E+07
24/02/2021	3:07	41.558	19.706	30.7	3.1	3.5	0.47	2.23E+13	8.52E+14	2.29E+07
5/4/2021	4:39	41.454	19.608	20.1	3.1	3.5	0.39	4.62E+13	8.52E+14	1.11E+07
7/4/2021	2:06	41.537	19.525	7.7	3.3	2.8	0.48	9.57E+13	2.10E+15	1.32E+07

Rezultatet e përfuara për zonën e thyerjeve Dhërmi-Vlorës, i përkasin mbi 60 tërmete të vegjël në të moderuar, dhe konsistojnë padryshim në analizën e variacionit të tyre, bazuar në analizën parametrike. Vrojtohet që frekuenca spektrale karakteristike varion në intervalin $0.5 \leq f_c \leq 6.7$ Hz, me frekuencë mesatare 3.3Hz, që siç u sqarua është karakteristike për tërmetet në territorin e Shqipërisë. Për magnitudën në intervalin $2.6 \leq M_w \leq 4.8$, vrojtohet variacion i momentit sizmik në intervalin $10^{12} \leq M_0 \leq 10^{16}$ Nm. Rënia e sforcimit për këto intervale magnitudash është e rangut $83 \leq \Delta\sigma \leq 364$ bar, me vlerë përfaqësuese mesatare të rendit $\overline{\Delta\sigma} = 137$ bar (Figura 3.2). Këto vlera janë me përfaqësuese dhe të përputhshme edhe me ato të vlerësuara për këtë rajon nga studime të mëparshme (Duni & Kuka, 2008). Për intervalin e magnitudave të marra në shqyrtim kemi një interval të energjisë së rrezatuar ndërmjet $10^{13} \leq E_s \leq 10^{18}$. Rezultatet e përfuara për zonën e thyerjeve Dhërmi-Vlore, janë pasqyruar në tabelën 3.3

Tabela 3.3. Tabela e rezultateve parametrike për zonën e Vlorës

Date mm/dd/yyyy	Time hh:mm	Lat. N-S	Lon. E-W	Dep. km	Mag. M_w	f0 Hz	r km	M_0 Nm	E_s Erg	$\Delta\sigma$ Pa
3/11/2008	11:30	40.179	19.459	17.3	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07
9/12/2008	11:13	40.365	19.251	6.8	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
10/3/2009	2:48	40.253	19.611	54	4.2	1.05	1.28	2.54E+15	9.99E+16	2.36E+07
25/03/2009	12:23	40.221	19.561	37	4.3	0.85	1.59	5.25E+15	2.34E+17	2.67E+07
25/03/2009	12:27	40.291	19.581	17	3.9	1.46	0.93	8.51E+14	2.78E+16	1.96E+07
15/05/2009	23:00	40.257	19.677	6	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
4/6/2009	22:36	40.056	19.758	20.4	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
5/6/2009	1:46	40.316	19.639	20.3	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
12/7/2009	14:48	40.291	19.711	0	3.7	1.81	0.74	4.11E+14	1.19E+16	1.74E+07
25/11/2009	12:51	40.129	19.757	14.2	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
3/2/2010	11:09	40.165	19.796	0	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
5/2/2010	18:57	40.101	19.694	3.2	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
21/02/2010	4:36	40.059	19.786	11.3	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
28/02/2010	18:50	40.35	19.561	23	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
24/04/2010	5:15	40.269	19.37	26.4	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
30/04/2010	15:28	40.068	19.798	21.9	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
29/11/2010	3:28	40.058	19.7	5	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
19/01/2011	1:21	40.101	19.643	2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
16/01/2011	1:21	40.09	19.783	6	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
14/08/2011	6:18	40.347	19.59	22	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07
21/12/2011	2:39	40.149	19.74	5	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
8/1/2012	0:10	40.228	19.611	19.2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
17/01/2012	8:14	40.201	19.69	39.5	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
13/03/2012	14:55	40.148	19.778	2.1	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
15/03/2012	23:41	40.197	19.631	38	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
11/5/2015	0:23	40.153	19.794	5.6	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
29/08/2015	16:44	40.287	19.494	14	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
15/01/2016	1:00	40.32	19.316	25	2.6	5.98	0.23	7.48E+12	1.10E+14	8.80E+06
15/01/2016	20:21	40.314	19.289	12.2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07

15/01/2016	20:39	40.303	19.372	26.1	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
18/02/2016	3:09	40.342	19.349	8	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
18/02/2016	15:43	40.314	19.274	11.6	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
11/4/2016	13:02	40.367	19.343	20	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
13/04/2016	13:12	40.334	19.322	10.3	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
19/04/2016	2:51	40.284	19.338	17.2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
19/04/2016	2:54	40.252	19.373	26.4	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
19/04/2016	8:19	40.351	19.345	14.1	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
29/04/2016	20:14	40.313	19.574	20	2.6	6.67	0.20	5.20E+12	7.16E+13	8.27E+06
5/5/2016	7:27	40.353	19.341	11.7	2.7	5.37	0.25	1.08E+13	1.68E+14	9.36E+06
20/05/2016	19:49	40.105	19.685	30.1	4.2	1.05	1.28	2.54E+15	9.99E+16	2.36E+07
17/07/2016	13:08	40.106	19.798	8.6	2.8	4.82	0.28	1.55E+13	2.57E+14	9.95E+06
9/2/2018	20:10	40.28	19.56	25	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
18/02/2018	18:56	40.161	19.649	28.4	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
10/4/2018	13:17	40.345	19.403	27.6	4.0	1.31	1.03	1.22E+15	4.26E+16	2.09E+07
11/4/2018	10:25	40.307	19.42	18.1	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
14/05/2018	11:23	40.254	19.757	0	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
27/05/2018	6:33	40.268	19.754	21.2	3.7	1.81	0.74	4.11E+14	1.19E+16	1.74E+07
17/06/2018	8:09	40.211	19.77	26.9	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
19/06/2018	11:42	40.169	19.774	0	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
15/09/2018	22:16	40.16	19.647	30.4	2.7	5.37	0.25	1.08E+13	1.68E+14	9.36E+06
22/11/2018	13:42	40.148	19.628	28.4	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
14/01/2019	11:58	40.33	19.5	26	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
15/01/2019	2:59	40.104	19.778	2	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07
22/01/2019	15:54	40.404	19.46	33.6	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
26/02/2019	3:58	40.393	19.361	17.4	4.8	0.49	2.74	3.24E+16	1.97E+18	3.64E+07
5/9/2019	17:47	40.112	19.718	9.9	4.0	1.31	1.03	1.22E+15	4.26E+16	2.09E+07
3/11/2019	9:51	40.375	19.528	30	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
22/04/2020	3:10	40.294	19.709	19.4	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
29/06/2020	21:14	40.429	19.343	24.6	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07
20/02/2021	10:42	40.37	19.476	19.7	2.6	5.98	0.23	7.48E+12	1.10E+14	8.80E+06
7/4/2021	8:50	40.101	19.713	28.6	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07

Për zonën e Korçës (Moravës), janë analizuar dhe janë përfutur rezultatet e analizës për 110 tërmete të vegjël në të moderuar, ku është vërtetuar variacioni i frekuencës spektrale karakteristike për zonën, si zone përfaqësuese për trevën e brendshme me regjim tektonik shtypës, në intervalin $0.3 \leq f_c \leq 9.2$ Hz, me një frekuencë spektrale mesatare karakteristike 3.2 Hz. Për këto tërmete, me magnitudë në intervalin $2.3 \leq M_w \leq 5.4$ vërtetohet një variacion të momentit sizmik të rangut $10^{12} \leq M_0 \leq 10^{17}$ Nm, që përputhen me relacionin përkatës të përcaktuar me sipër. Rënia e sforcimit për këtë interval magnitudash është brenda intervalit $69 \leq \Delta\sigma \leq 527$ bar, me vlerë mesatare $\overline{\Delta\sigma} = 147$ bar. Vlerat e përfutura janë dhënë në histogramen e paraqitur në figuren 3.2. Për intervalin e magnitudave të marra në shqyrtim kemi një interval të energjisë së rrezatuar ndërmjet $10^{13} \leq E_s \leq 10^{19}$.

Tabela 3.4. Tabela e rezultateve parametrike për zonën e Moravës

Date <i>mm/dd/yyyy</i>	Time <i>hh:mm</i>	Lat. <i>N-S</i>	Lon. <i>E-W</i>	Dep. <i>km</i>	Mag. <i>M_w</i>	f0 <i>Hz</i>	r <i>km</i>	M₀ <i>Nm</i>	E_s <i>Erg</i>	Δσ <i>Pa</i>
2/2/2009	2:35	40.407	20.904	0	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
31/07/2009	7:43	40.913	20.545	0	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
7/2/2010	0:45	40.461	20.719	0.5	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
25/02/2010	0:30	40.514	20.737	12	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
25/01/2010	13:06	40.695	20.789	7.3	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
23/02/2011	11:23	40.737	20.714	2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
28/10/2011	1:09	40.687	20.712	7	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
8/2/2012	4:28	40.818	20.548	8	4.0	1.31	1.03	1.22E+15	4.26E+16	2.09E+07
8/2/2012	8:13	40.739	20.5	19.2	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
8/2/2012	8:48	40.742	20.529	7	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
11/1/2015	8:17	40.817	20.594	1	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
24/01/2015	17:01	40.707	20.601	18.1	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
9/5/2015	1:03	40.808	20.541	2	2.6	6.67	0.20	5.2E+12	7.16E+13	8.27E+06
18/12/2015	18:22	40.402	20.758	0	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
31/01/2017	9:00	40.366	20.891	0	2.6	6.67	0.20	5.2E+12	7.16E+13	8.27E+06
25/03/2017	13:34	40.606	20.765	15	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
17/02/2018	5:32	40.394	20.728	0	3.9	1.46	0.93	8.51E+14	2.78E+16	1.96E+07
21/10/2018	10:39	40.502	20.696	8.2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
28/01/2019	15:56	40.667	20.634	12.7	4.2	0.95	1.43	3.65E+15	1.53E+17	2.51E+07
26/02/2019	4:51	40.839	20.494	2	5.4	0.26	5.26	2.88E+17	2.53E+19	5.27E+07
1/3/2019	10:32	40.614	20.685	23.2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
1/6/2019	4:26	40.467	20.719	15.6	5.1	0.36	3.80	9.67E+16	7.06E+18	4.38E+07
1/6/2019	4:33	40.5	20.774	2	4.6	0.61	2.21	1.57E+16	8.40E+17	3.22E+07
1/6/2019	4:43	40.442	20.766	2	3.6	2.02	0.67	2.85E+14	7.76E+15	1.63E+07
1/6/2019	4:51	40.475	20.803	12.5	4.5	0.68	1.98	1.09E+16	5.49E+17	3.02E+07
1/6/2019	4:56	40.47	20.778	2.6	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	6:20	40.463	20.786	2	3.8	1.63	0.83	5.91E+14	1.82E+16	1.85E+07
1/6/2019	7:00	40.502	20.772	6	4.8	0.49	2.74	3.24E+16	1.97E+18	3.64E+07
1/6/2019	7:03	40.486	20.815	2	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
1/6/2019	7:32	40.433	20.737	10.4	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
1/6/2019	9:03	40.477	20.763	2	3.6	2.02	0.67	2.85E+14	7.76E+15	1.63E+07
1/6/2019	9:11	40.481	20.748	4.4	3.8	1.63	0.83	5.91E+14	1.82E+16	1.85E+07
1/6/2019	9:18	40.441	20.742	2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
1/6/2019	10:16	40.434	20.76	14.7	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
1/6/2019	10:49	40.452	20.799	2	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07
1/6/2019	1:18	40.478	20.813	3	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
1/6/2019	11:17	40.461	20.771	2	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
1/6/2019	11:37	40.425	20.764	2	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
1/6/2019	12:01	40.406	20.793	6.3	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	1222	40.395	20.767	2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	12:47	40.468	20.835	9.7	3.7	1.81	0.74	4.11E+14	1.19E+16	1.74E+07
1/6/2019	13:01	40.433	20.751	2	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07

1/6/2019	13:09	40.499	20.841	4.6	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
1/6/2019	13:42	40.42	20.77	2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	14:28	40.429	20.759	2	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
1/6/2019	15:19	40.511	20.787	4.7	3.9	1.46	0.93	8.51E+14	2.78E+16	1.96E+07
1/6/2019	15:49	40.46	20.816	2	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
1/6/2019	16:01	40.444	20.782	2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	16:17	40.462	20.795	4.6	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	17:18	40.433	20.76	2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
1/6/2019	18:10	40.446	20.753	2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/6/2019	18:22	40.444	20.764	11.1	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
1/6/2019	18:30	40.421	20.793	7.3	4.0	1.31	1.03	1.22E+15	4.26E+16	2.09E+07
1/6/2019	18:50	40.456	20.796	18.3	4.2	0.95	1.43	3.65E+15	1.53E+17	2.51E+07
2/6/2019	8:15	40.422	20.747	2	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
2/6/2019	8:40	40.425	20.826	18.7	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
2/6/2019	12:26	40.443	20.719	2	2.3	9.24	0.15	1.74E+12	2.00E+13	6.87E+06
2/6/2019	12:51	40.434	20.711	2	2.4	8.29	0.16	2.51E+12	3.06E+13	7.31E+06
2/6/2019	13:17	40.412	20.765	11.3	2.4	8.29	0.16	2.51E+12	3.06E+13	7.31E+06
2/6/2019	15:34	40.471	20.801	19.6	3.8	1.63	0.83	5.91E+14	1.82E+16	1.85E+07
3/6/2019	14:33	40.506	20.789	20	2.6	5.98	0.23	7.48E+12	1.10E+14	8.80E+06
14/06/2019	13:04	40.472	20.705	9.2	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
28/06/2019	12:44	40.435	20.79	2	3.5	2.25	0.60	1.98E+14	5.07E+15	1.53E+07
28/06/2019	14:36	40.491	20.822	18.4	4.1	1.17	1.15	1.76E+15	6.52E+16	2.22E+07
28/06/2019	15:38	40.456	20.78	10.9	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
28/06/2019	15:39	40.445	20.787	3.8	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
28/06/2019	19:42	40.457	20.786	20.8	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
28/06/2019	20:09	40.46	20.793	24.9	3.7	1.81	0.74	4.11E+14	1.19E+16	1.74E+07
29/06/2019	14:44	40.437	20.741	19.5	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
29/06/2019	15:03	40.439	20.78	20	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
29/06/2019	16:07	40.484	20.805	17.6	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
29/06/2019	20:33	40.409	20.809	31.3	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
5/7/2019	5:05	40.455	20.774	3.5	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
6/7/2019	1:37	40.423	20.869	26.5	3.7	1.81	0.74	4.11E+14	1.19E+16	1.74E+07
31/07/2019	14:21	40.509	20.797	13.8	4.5	0.68	1.98	1.09E+16	5.49E+17	3.02E+07
31/07/2019	14:28	40.521	20.796	14.3	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
31/07/2019	17:18	40.513	20.782	17.9	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
31/07/2019	17:59	40.504	20.79	19	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
31/07/2019	19:23	40.546	20.859	16.1	3.8	1.63	0.83	5.91E+14	1.82E+16	1.85E+07
1/8/2019	3:20	40.505	20.802	4.6	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
7/8/2019	13:12	40.474	20.785	18.3	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
19/09/2019	5:00	40.444	20.763	19.4	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
27/10/2019	3:59	40.534	20.915	25	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
27/10/2019	1739	40.561	20.943	12.2	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
29/10/2019	18:15	40.577	20.923	18.2	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
30/10/2019	4:29	40.582	20.944	18.6	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07

1/11/2019	5:25	40.53	20.802	6	4.9	0.44	3.05	4.67E+16	3.01E+18	3.87E+07
1/11/2019	15:28	40.451	20.75	6	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
2/11/2019	2:33	40.539	20.832	11.5	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
5/11/2019	15:40	40.496	20.826	10	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
1/11/2019	23:02	40.467	20.776	5.1	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
8/11/2019	2:38	40.741	20.73	10.1	3.2	3.12	0.43	6.65E+13	1.41E+15	1.27E+07
11/11/2019	15:07	40.487	20.822	15.3	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
1/1/2020	17:55	40.571	20.948	14.3	3.9	1.46	0.93	8.51E+14	2.78E+16	1.96E+07
2/1/2020	1:13	40.561	20.947	13.9	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
23/01/2020	16:57	40.433	20.806	18.1	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
20/01/2020	6:55	40.439	20.793	18.7	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
11/2/2020	21:02	40.446	20.782	15.7	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
8/4/2020	4:30	40.644	20.724	19.8	3.6	2.02	0.67	2.85E+14	7.76E+15	1.63E+07
9/4/2020	4:28	40.639	20.726	19.5	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
9/4/2020	9:12	40.575	20.76	16.6	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
11/4/2020	7:01	40.465	20.822	14.2	3.4	2.51	0.54	1.38E+14	3.31E+15	1.44E+07
5/5/2020	18:10	40.645	20.718	29.4	3.0	3.88	0.35	3.21E+13	6.02E+14	1.13E+07
5/5/2020	18:51	40.664	20.776	17.1	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
30/05/2020	15:35	40.65	20.604	2	3.6	2.02	0.67	2.85E+14	7.76E+15	1.63E+07
10/7/2020	15:43	40.536	20.665	2.2	3.3	2.80	0.48	9.57E+13	2.16E+15	1.36E+07
16/07/2020	18:41	40.533	20.876	14.2	3.1	3.48	0.39	4.62E+13	9.22E+14	1.20E+07
21/09/2020	1:21	40.477	20.753	15.9	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
25/01/2021	13:08	40.453	20.794	11.1	2.9	4.32	0.31	2.23E+13	3.94E+14	1.06E+07
10/2/2021	21:04	40.609	20.536	167.9	2.6	5.98	0.23	7.48E+12	1.10E+14	8.80E+06

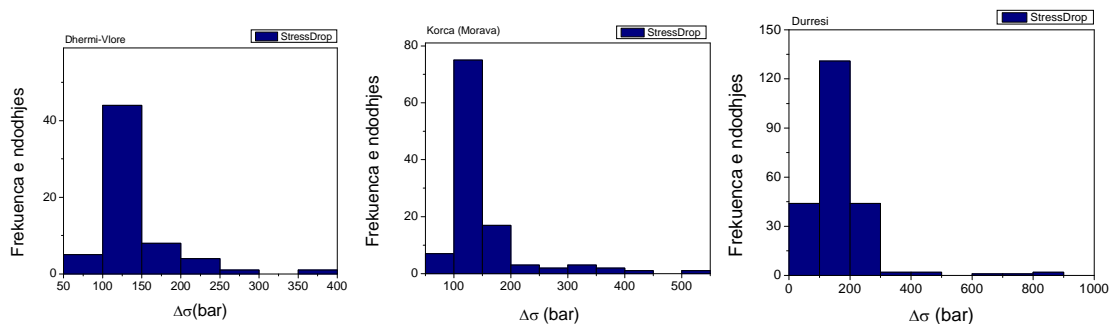


Figura 3.2. Shpërndarja e vlerave për rënien e sforcimit (bar) për secilën nga zonat e përzgjedhura si “target”.

Për të vlerësuar potencialin e zonave të marra në studim kemi kryer dhe llogaritjen e momentit sizmik kumulativ dhe të energjisë sizmike kumulative të çliruar. Kjo analizë është kryer me anën e programit Origin ver. 7.0 (OriginLab, 2003). Për zonat e marra në studim me analizën parametrike, kemi shfrytëzuar bazën e të dhënave të siguruara për këtë analizë, dhe kemi nxjerrë momentin kumulativ për të gjitha ngjarjet përkatëse të zonave.

Në një vlerësim të përgjithshëm të momentit kumulativ (Lin & Wu, 2012)ku kemi paraqitur të tre zonat e interesit shohim që kemi një diferencë të theksuar në momentin

kumulativ të zonës së shkëputjeve të Durrësit (Figura 3.3). Shohim që kemi pike ngritjeje të menjëhershme në disa segmente të kurbës së Durrësit që përkojnë me aktivitetet e Korrikut 2018, pastaj me një rritje në ngjarjen dhe serinë e ngjarjeve të Shtatorit 2019 dhe më ngjitjen më të theksuar që i përkon ngjarjes së Nëntorit 2019. Shikojmë që momenti i çliruar gjatë kësaj ngjarjeje arrin 70% të gjithë momentit të çliruar nga aktiviteti në periudhën e marrë në shqyrtim. Evidentohet që zonat e Moravës dhe Vlorës kanë një moment kumulativ më të ulët, kjo si pasojë e aktivitetit të paktë që kanë shfaqur gjatë kësaj periudhe por dhe prej faktit që kanë pasur ngjarje me moment relativisht më të ulët sesa zona e Durrësit. Shohim që për zonën e Moravës kemi ngritje që i përket momentit të çliruar gjatë aktivitetit të Qershorit 2019, dhe pastaj një pjesë konstante që jep pak ndryshim në momentin kumulativ por gjithsesi me një pjerrësi të lehtë duke qenë se zona vazhdon të mbetet aktive.

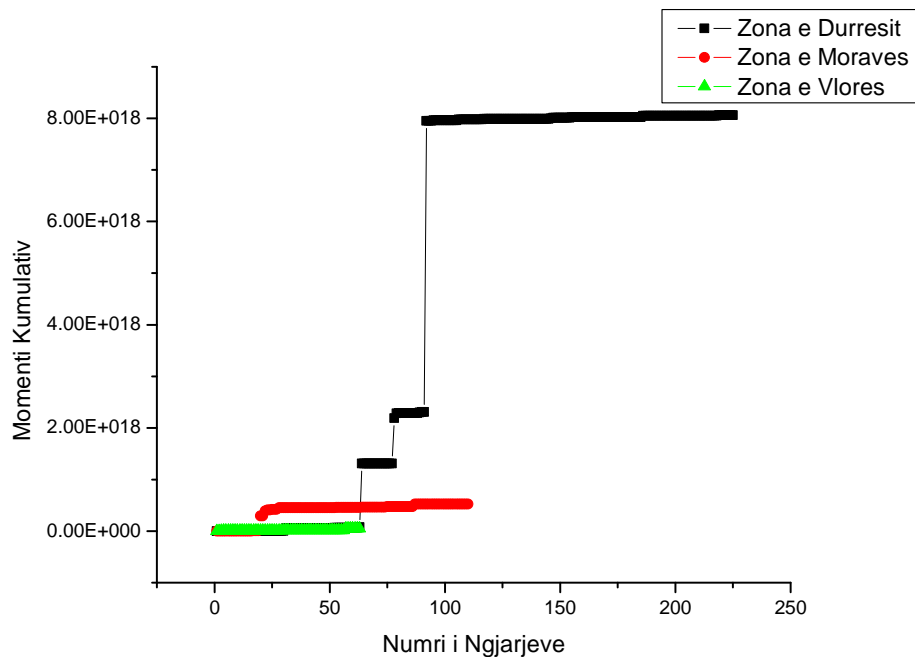


Figura 3.3. Momenti kumulativ i zonave të shkëputjeve sizmo – aktive të marra në shqyrtim.

Duke qenë se analiza parametrike na lejon që të vlerësojmë energjinë e çliruar në sajë të raporteve të kalibrimit të nxjerra më sipër kemi mjaftueshëm informacion për të llogaritur dhe sasinë e energjisë kumulative të çliruar përkatësisht në zonën e shkëputjeve të Durrësit, Moravës dhe Vlorës. Kjo analizë u realizua me programin Origin 7.0 (OriginLab, 2003) dhe na jep një ide të qartë të potencialit energjetik që kanë këto zona thyerjes.

Shohim nga grafiku se zona e Durrësit ka çliruar një sasi energjie sizmike goxha të lartë krahasuar me zonat e tjera të marra në shqyrtim, kryesisht dhe prej faktit të aktivitetit të lartë që ka si zone, por dhe prej tërmetejeve me magnitudë të madhe që kanë çliruar një sasi të madhe energjie duke na dhënë disa zona ngjitjesh të menjëhershme të grafikut të energjisë sizmike të akumuluar. Pjesa e parë e ngjitjes që është në zonë të përafërt me zonat

e tjera të marra në shqyrtim përkon me tërmetin e Shtatorit 2019 dhe tërmeti i Nëntorit 2019 na jep pikun më të madh në këtë paraqitje, që na kujton sasinë e madhe të çliruar në një ngjarje të vetme, si dhe për potencialin sizmik që ka kjo zonë. Përqindja që zë energjia e çliruar nga ky tërmet në vlerën totale të energjisë kumulative shkon në pothuaj 91%, gjë që vërteton që potenciali sizmik nuk varet vetëm nga sasia e aktivitetit por dhe nga potenciali i zonës për të gjeneruar tërmete me magnitudë të madhe.

Zonat e tjera të marra në studim paraqesin kurba pothuaj konstante, krahasuar me kurbën kumulative të energjisë së zonës së Durrësit, por që shfaqin ngritje të lehta që vihen re kryesisht për ngjarjet e Qershorit 2019 në zonën e Moravës. Në figurën 3.4 paraqitet grafiku përkatës i energjisë kumulative për këto zona.

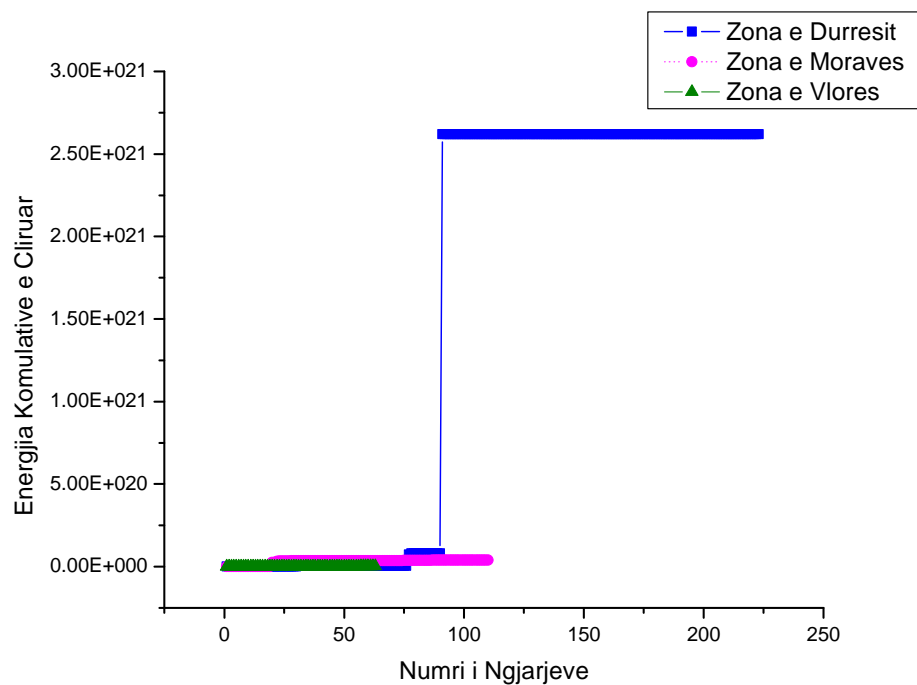


Figura 3.4. Energjia Kumulative për zonat sizmogjene përkatëse të marra në studim.

3.3. Analiza e mekanizmit te vatrës dhe sforcimeve tektonike

3.3.1. Zona e shkëputjeve aktive te Durrësit

Për inversionin e tensorit te sforcimit u përdoren 25 zgjidhje te mekanizmit vatorr për tërmetet e moderuar deri ne te forte $3.1 \leq M_w \leq 6.4$, te ndodhur ne këtë rajon gjate periudhës 1988-2021 (Figura 3.5). Duke qene se analiza e inversionit te mekanizmit te vatrës, për vlerësimin formal te fushës se sforcimeve tektonike qe karakterizojnë rajonin, kërkon një numër te konsiderueshëm te dhënash, janë përfshirë edhe zgjidhjet e raportuara nga ISC, EMSC, NOAA, AUTH, INGV, USGS se bashku me vlerësime te realizuara nga Rrjeti Sizmologjik Shqiptar (ASN). Te dhënat për mekanizmin e vatrës se tërmeteve te marra ne konsiderate për këtë analize, tregohen ne tabelën 2.5.

Për inversionin e tenzorit te sforcimeve tektonike është përdorur programi TENSOR 5.9.2 (versioni i fundit i Maj 2021), (Delvaux & Sperner, 2003). Analiza e kryer ne këtë rast është ajo e përshkruar ne piken 2.2.3, me sipër. Dy etapat e ndjekura për këtë qellim konsistojnë ne inversionin paraprak te gjithë grupit të të dhënave hyrëse, vlerësimin paraprak te tensorit te sforcimeve dhe ndarjen e te dhënave (planeve te shkëputjeve tektonike nga mekanizmat vatorr) qe nuk përputhen me zgjidhjen e përftuar ne një nen-grup te veçantë. Me tej, te dhënat qe përputhen i nënshtrohen një inversioni te dyte duke përdorur metodën e optimizmit me rrotullim, për te arritur ne zgjidhjen me te mire dhe me përfaqësuese për rajonin ne studim.

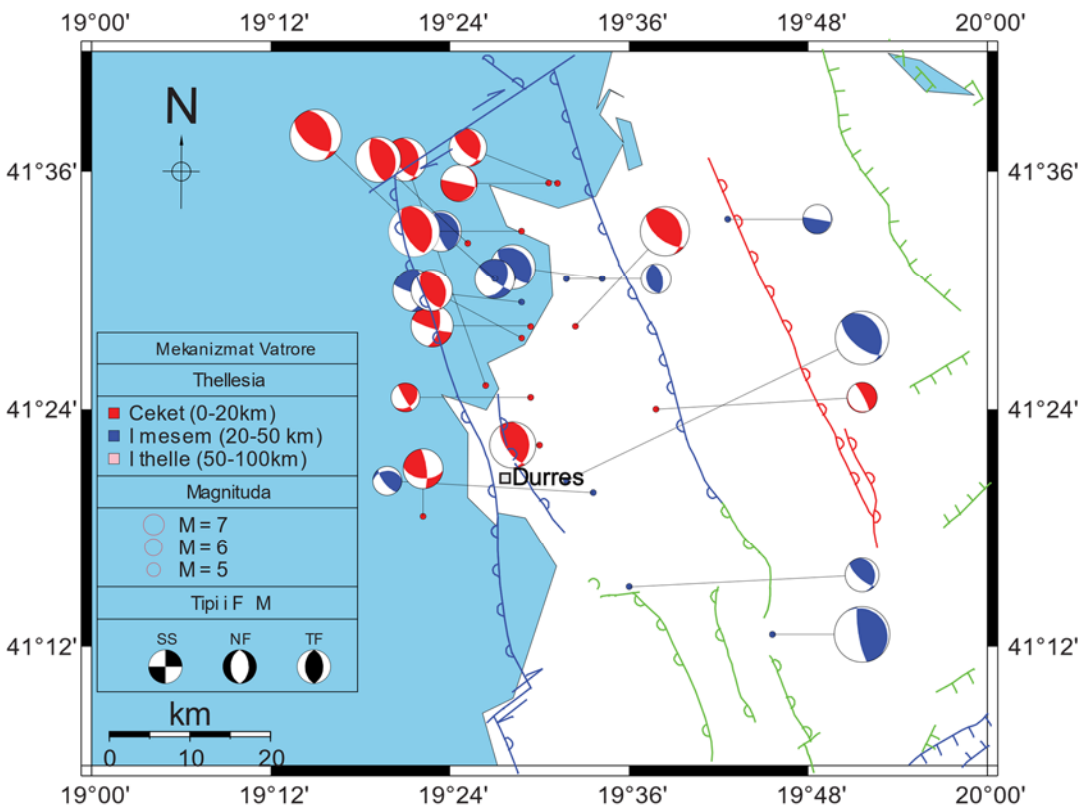


Figura 3.5. Shpërndarja e mekanizmave për zonën e thyerjeve sizmoaktive të Durrësit, për periudhën 1988-2021, bashkë me thyerjen në këtë zonë.

Rajoni i Durrësit bën pjesë në Albanidet e jashtme (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010). Ky rajon iu nënshtrua një deformimi të rëndësishëm në shtypje gjatë periudhës gjeologjike para Pliocenike (5333 – 3600 milion vite) (Couvering, Castradori, Cita, Hilgen, & Rio, 2000), dhe një shkurtimi të rëndësishëm post Pliocenic, kryesisht në rajonin e ultësirës pranë Adriatike (Roure, Brun, Colletta, & Vially, 2004) (F. Jouanne, 2012). Është fakt që Albanidet e jashtme dhe veçanërisht rajoni i Durrësit, janë strukturuar nga shkëputjet mbihipëse, kundër-hedhjet dhe rrudhat me orientim VVP-JJL deri VP-JL. Kjo tektonike ende aktive është karakterizuar nga një numër i konsiderueshëm tërmetesh të forta. Tërmeti i 26 Nëntorit 2019 (Mw6.4) është i fundit tërmet i forte i ndodhur në këtë rajon 100 vitet e fundit dhe në gjithë territorin e vendit këto 40 vitet e fundit (Tab 2.5).

Në sektorin nga Lezha në Vlorë, pra në Albanidet qendrore të jashtme, ku bën pjesë edhe rajoni në studim i shkëputjeve të Durrësit, shpejtësitë e deformimit nga matjet GPS faktojnë një deformim ngjeshës ende të pranishëm, pjesërisht në sektorin detar dhe pjesërisht në atë tokësor, me shpejtësi të rendit përkatësisht 2.3 (± 1.3) mm/vit dhe 1.7 (± 1.3) mm/vit. Ky deformim mbështetet me se miri edhe nga mekanizmat vatror (Tab 2.5).

Nga studimet e deritanishme ka rezultuar se rajoni i shkëputjeve aktive të Durrësit, karakterizohet kryesisht nga mekanizma vatror të tipit mbihipëse dhe kundër-hedhje. Këto mekanizma mbështesin ngushtësisht tipin e shkëputjeve gjeneruese korresponduese të rajonit, të cilat akomodojnë lëvizjet ngjeshëse të një regjimi tektonik rajonal në shtypje (Heidbach, Rajabi, Reiter, Ziegler, & Team, n.d.) (Aliaj S. , 1988). Konfrontimi i tipit përplasje kontinentale (Muço B. , 1995 c) , bën që përveç formimit dhe veprimit të shkëputjeve reverse të tipit kundër-hedhje, të lind një komponente e forte oblike në mekanizmat vatror të tërmeteve që popullojnë këtë zonë. Kjo duket qartësisht nëpërmjet paraqitjes korresponduese grafike në figurën 3.6.

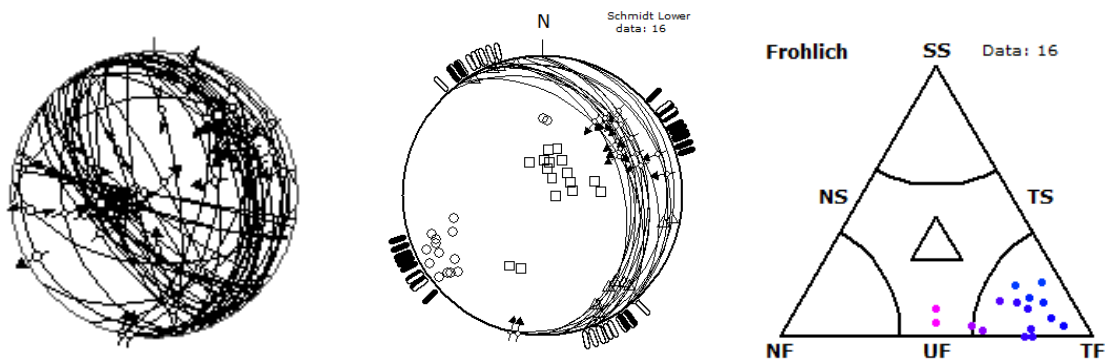


Figura 3.6. Paraqitja e mekanizmave të vatrorëve të tërmeteve të zonës së shkëputjeve aktive të Durrësit, paraqitur si projeksione në hemisferën e poshtme fokale, të rrjetës së Schmidit (konsiderohen 55 të dhëna hyrëse, pasi çdo plan vatror aktiv apo ndihmës konsiderohet si një e dhënë në procesin e inversionit për përcaktimin e sforcimit tektonik); Diagrama Frolich paraqet shpërndarjen predominante të tipit të mekanizmit vatror për zonën e shkëputjeve aktive të Durrësit: TF – mbihipje dhe kundër-hedhje, TS – mbihipje me komponente të zhvendosjeve horizontale, UF -e ndërmjetme midis mbihipjes dhe thyerjes normale.

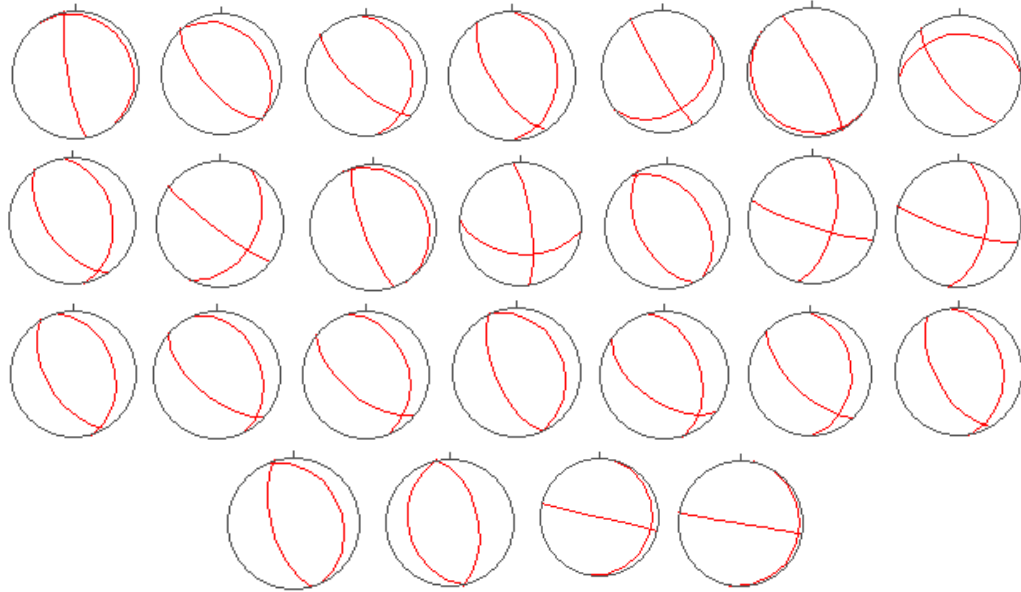


Figura 3.7. Paraqitja e mekanizmave te vatrës se tërmeteve te zonës se shkëputjeve aktive te Durrësit
 Gjate inversionit te mekanizmit te vatrave, për zonën e shkëputjeve aktive te Durrësit, te dhënat u reduktuan nga 50 plane ose 25 çifte planesh ne 16 plane ose 8 çifte te tilla. Këto te dhëna përbëjnë 24% të të dhënave hyrëse. Procedura e optimizimit te konsiston ne minimizimin suksesiv te shmangies këndore ndërmjet mekanizmave dhe tenzorit te përftuar te sforcimit, duke eliminuar një pas një mekanizmat vatror qe nuk përputhen me zgjidhjen e përftuar. Rezultatet e përfuara ne këtë rast paraqiten ne figurën 3.8.

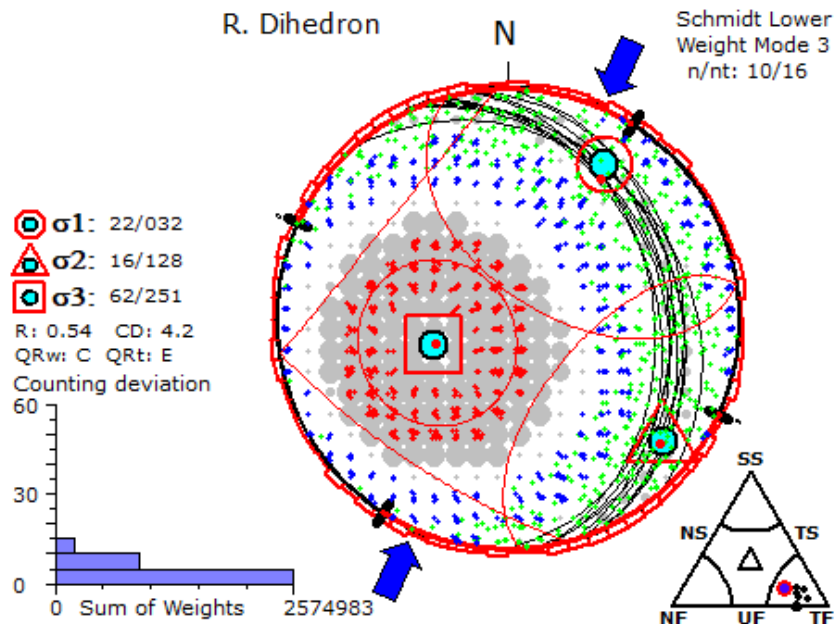


Figura 3.8. Rezultatet e përfuara nga inversioni i mekanizmit te vatrave te tërmeteve te zonës se shkëputjeve aktive te Durrësit, me metodën grafike te “Right Dihedron”.

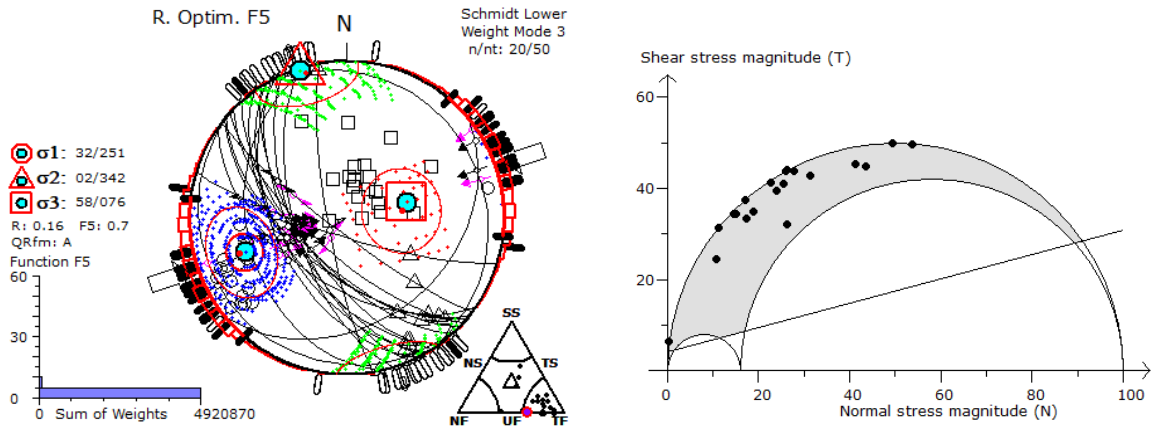


Figura 3.9. Rezultatet e përfuara nga inversioni i mekanizmit te vatrave te tërmeteve te zonës se shkëputjeve aktive te Durrësit, me metodën e optimizimit me rrotullim.

Zgjidhja e përfuara konfirmon regjimin e sforcimit ne ngjeshje dhe një regjim tektonik ne ngjeshje, te karakterizuar nga shkëputje te tipit mbihipje dhe kundër hedhje, qe ne këtë rast nuk mund te veçohen ne mënyrë eksplicite nga njëra-tjetra. Zgjidhja është e tipit B, qe nënkupton një zgjidhje te qëndrueshme dhe statistikisht te pranueshme, si edhe konfirmohet nga grafiket e dhënë ne figurën 3.10.

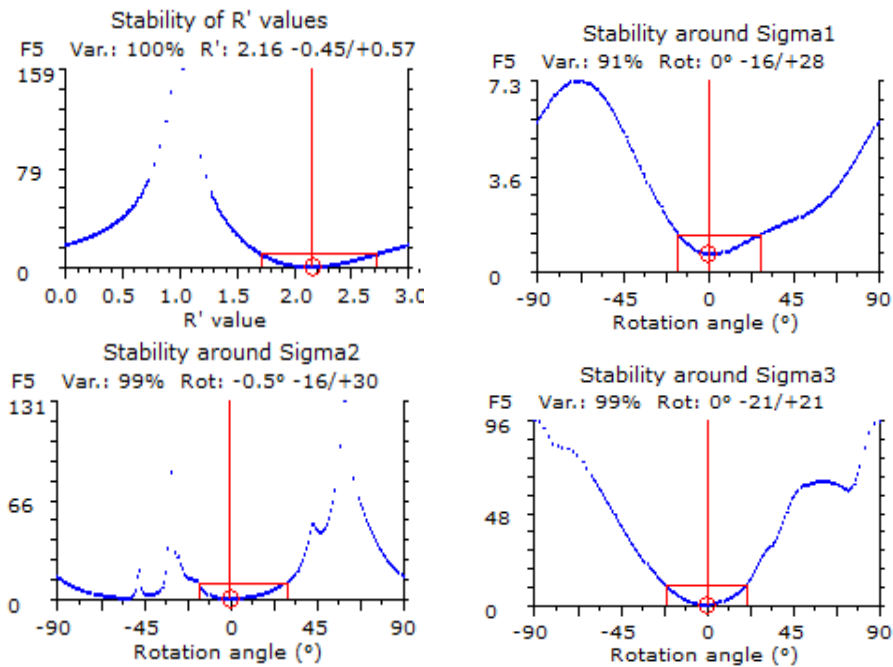


Figure 3.10. Kurbat e rrotullimit për tenzorin e sforcimeve te shprehur ne hapësirën S1, S2, S3 dhe R'

Nga inversioni me metodën grafike rezulton se sforcimet kryesor te kenë orientimin përkatësisht σ_1 te zhytet 22° dhe te shtrihet me azimut 32° , pra gati LVL-PJP; σ_2 te zhytet 16° dhe te shtrihet me azimut 128° , me orientim VP-JL; σ_3 te zhytet 62° dhe te shtrihet me azimut 251° , pra gati lindor. Raporti i sforcimeve i përfuara me ane te kësaj metode, si zgjidhje paraprake, është $R = 0.54$, dhe regjimi tektonik është ne ngjeshje (kompresional), normal me strukturat.

Nga optimizimi i zgjidhjes me ane te metodës se optimizimit me rrotullim, për te cilën u përftua edhe analiza e shpërndarjes statistikore te intervalit te gabimeve (Figura 3.9), u përftua për planet aktive zgjidhja përfundimtare: σ_1 zhytet 32^0 dhe ka orientim me azimut 251^0 , σ_2 zhytet 2^0 dhe është i orientuar ne azimutin 342^0 , σ_3 zhytet 58^0 dhe është i orientuar sipas azimutit 76^0 , dhe raportit ndërmjet tyre $R = 0.16$. Zgjidhja është e kategorisë “B”, ne përputhje me klasifikimin e bere ne kuadër te hartës botërore te sforcimeve tektonike, dhe saktësia e përftuar përcaktohet nga shpërndarja e vlerave te optimizimit te funksionit $F5 = 0.7$.

3.3.2. Zona e shkëputjeve aktive Dhërmi-Vlorë

Rajoni i shkëputjeve aktive Dhërmi-Vlore, karakterizohet kryesisht nga mekanizma vatror te tipit mbihipëse dhe ne nyjet tektonike komplikohet edhe nga zhvendosje horizontale te djathta. Këto mekanizma (Tabela 2.6) mbështetin ngushtësisht tipin e shkëputjeve gjeneruese korresponduese te rajonit, te cilat akomodojnë lëvizjet e një regjimi tektonik rajonal kryesisht ne shtypje (Heidbach, Rajabi, Reiter, Ziegler, & Team, n.d.) (Duni & Kuka, 2008). Kjo duket qartësisht nëpërmjet paraqitjes korresponduese grafike ne figurën 3.12. Ne këtë figura janë paraqitur te gjithë planet fokale te përfuara nga zgjidhja e mekanizmit te vatrave te tërmeteve te kësaj zone thyerje sizmoaktive.

Bazuar ne projeksionin ne rrjetin e Schmidit dhe veçanërisht ne diagramën Forlich, rezulton se tre tipe thyerjesh janë aktive ne këtë zone, përkatësisht thyerje te tipit mbihipëse (TF), zhvendosje horizontale (SS) dhe thyerje te tipit normal (NF). Kjo nënkupton që zonë është një nyje tektonike shumë e rëndësishme dhe kjo është faktuar tashmë edhe nga aktiviteti i larte sizmik si dhe potenciali sizmik që e karakterizon atë (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010).

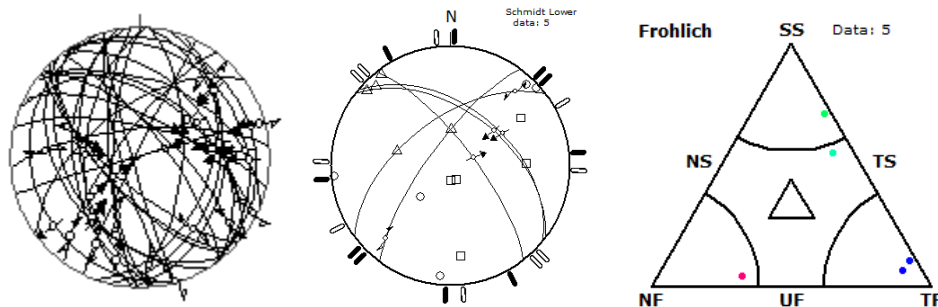


Figura 3.11. Paraqitja e mekanizmave te vatrës se tërmeteve te zonës se shkëputjeve aktive Dhërmi-Vlore, paraqitur si projeksione ne hemisferën e poshtme fokale, te rrjetës se Schmidit dhe Diagrama Forlich.

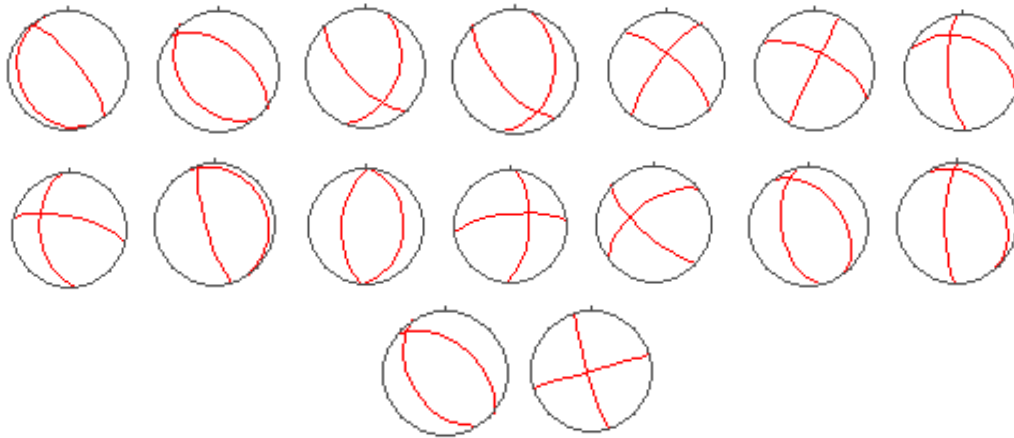


Figura 3.12.Paraqitja e mekanizmeve te vatrës se tërmeteve te zonës se shkëputjeve aktive Dhërmi-Vlore.

Për këtë zone thyerje sizmoaktive nga zgjidhja e mekanizmit vatrore te tërmeteve te analizuar se planet e thyerjeve kane shtrirje kryesisht PVP-JL si dhe normal me këtë drejtim, nisur nga përqendrimi i thyerjeve te tipeve te ndryshme ne këtë nyje te rëndësishme tektonike. Planet zhyten me kënde ne intervalin 45^0-90^0 (Figura 3.13).

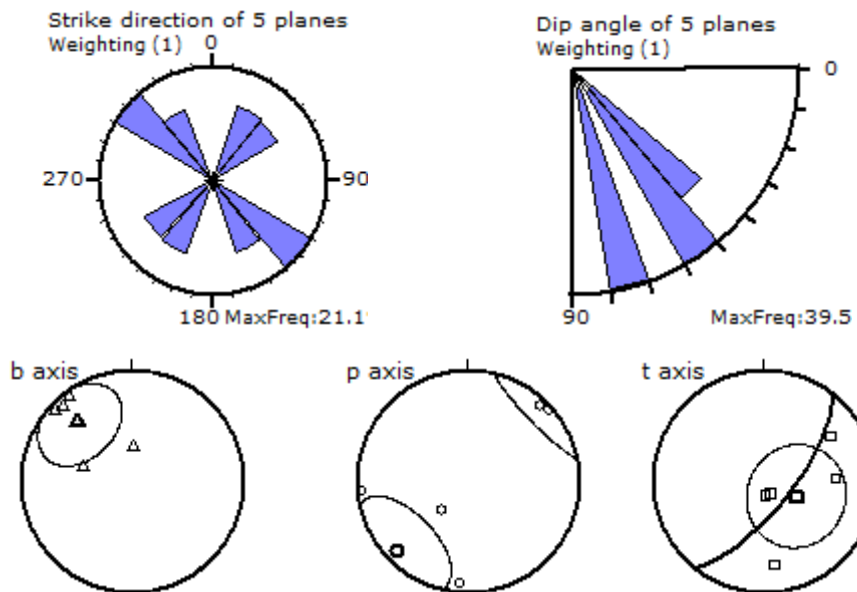


Figura 3.13.Paraqitja e shtrirjes dhe zhytjes se planeve te përftuar nga zgjidhja e mekanizmit vatrore te tërmeteve ne zonën Dhërmi-Vlore, si dhe orientimi i akseve kryesore te deformimit P, B dhe T.

Nga orientimi i boshteve kinematik (Figura 3.13), vrojtohet qe deformimi kryesor ngjeshës është gati horizontal, treguar nga boshti P, dhe deformimi kryesor ne shtypje ose shkurtim vepron gati normal me shtrirjen e planeve te thyerjeve dhe natyrisht edhe me vete shtrirjen e strukturave ne këtë zone thyerjesh, ndërsa deformimi kryesor ne tërheqje, i dhënë nga boshti T, është gati vertikal, i përcaktuar edhe nga shtrirja e boshtit kryesor B qe është edhe pike prerja e planeve nodal.

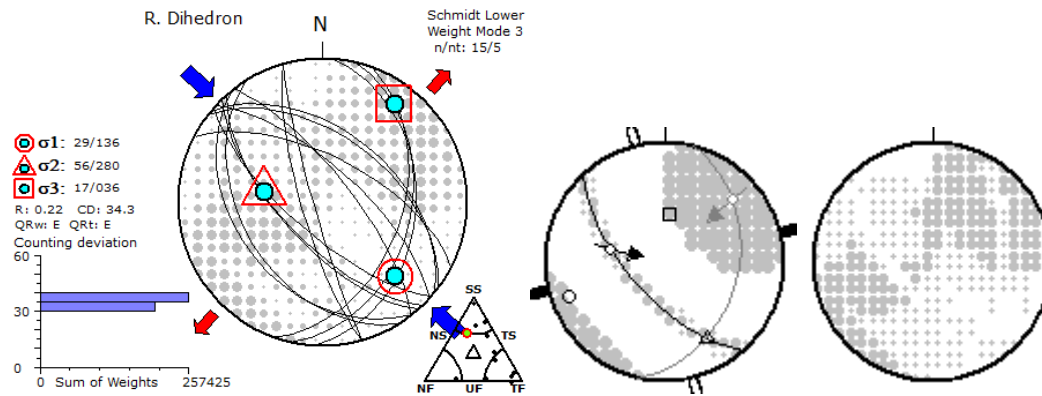


Figura 3.14. Rezultatet e përfuara nga inverzioni i mekanizmit te vatrave te tërmetejeve te zonës se shkëputjeve aktive te Dhërmi - Vlorës, me metodën grafike te “Right Dihedron”.

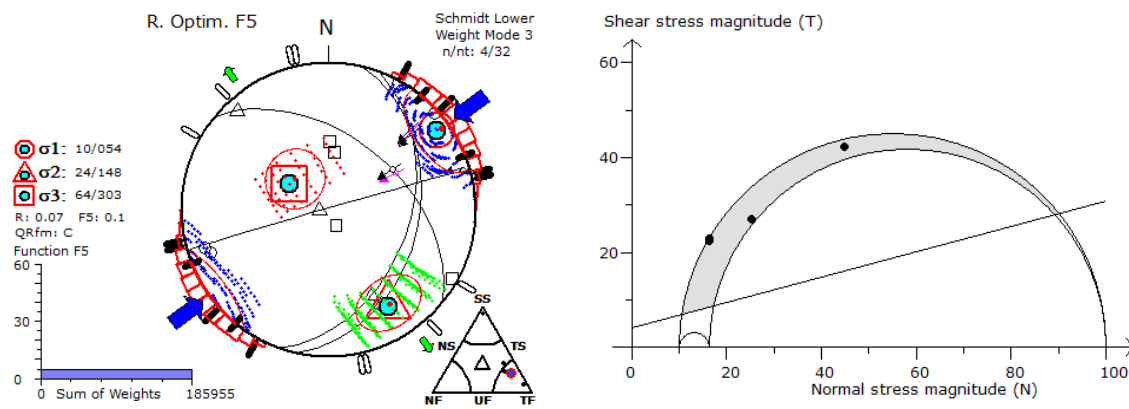


Figura 3.15. Rezultatet e përfuara nga inverzioni i tensorit te sforcimit, për zonën e shkëputjeve aktive Dhërmi-Vlorë, me metodën iterative te optimizimit me rrotullim.

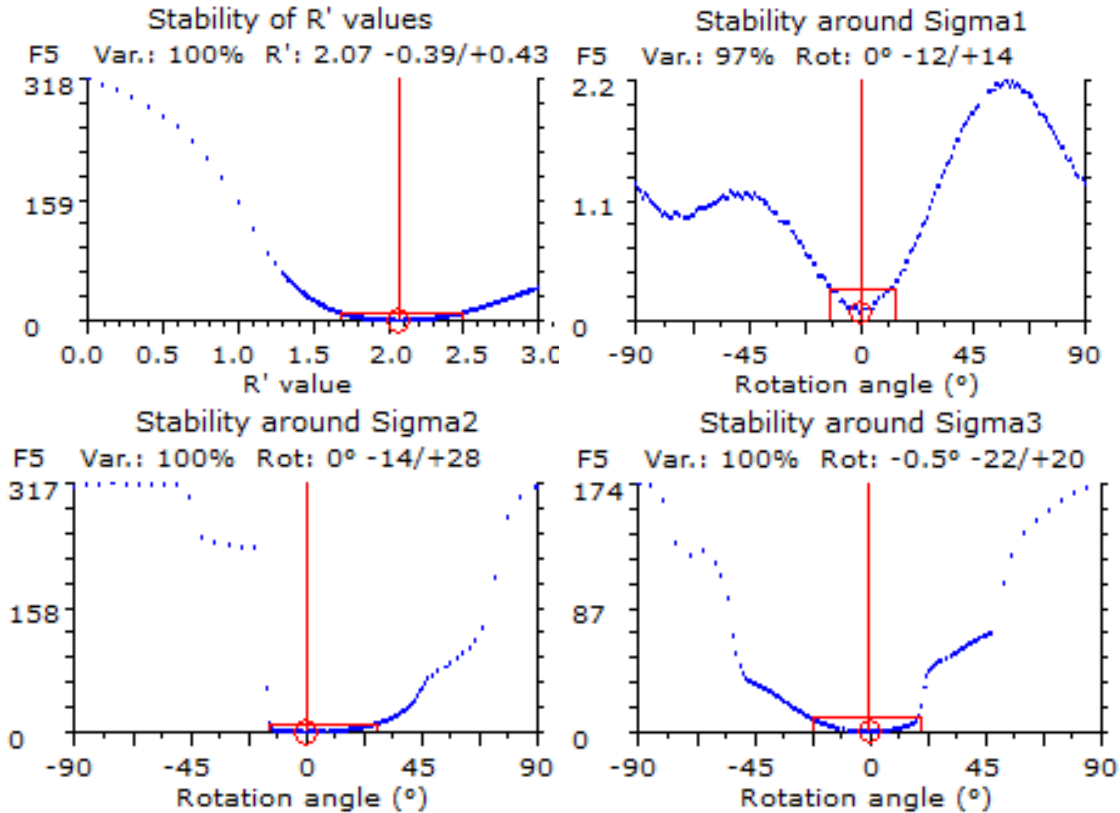


Figure 3.16. Kurbat e rrotullimit për tenzorin e sforcimeve të shprehur në hapësirën S1, S2, S3 dhe R'

Ne zonat përëndimore, në ndryshim nga ato lindore jo vetëm në Pliocen por edhe në Kuaternar ka pasur regjim shtypës. Kjo dokumentohet për kohën me të vonshme Kuaternare (në Holocen) në mbihipjen e Çikës në Dukat e cila pret dhe sposton për 4 m guralecët e tarracës së pare sipas një plani të qarte tektonik me rënie të vogël 25° (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010). Ky plan pret njëkohësisht edhe gëlqerorët dhe shoqërohet edhe me vija gërvishtje që tregojnë për një shkëputje jo mbihipje të thjeshtë por mbihipje-shtytje të majta pasi blloku i mbi hipur me gëlqerorë mesozonike të ballit të Çikës (Zona Jonike) mbi hip jo vetëm kundër vijës së rënies drejt JP por shtyhet (spostohet) horizontalisht edhe djathtas drejt VP. Kjo lëvizje mbihipje-shtytje e majte është tipike edhe në vende të tjera të mbihipjes kryesore të Çikës vazhde i se cilës është ajo. Sipas saj në Dukat e në vende të tjera me në veri dolomitët triasike e gëlqerorët mesozoike mbi hipin mbi argjilat e ranoret e Miocenit të mesëm sipas një rrafshim me rënie 47° e me vija gërvishtje me pitch $30-40^\circ$ që flasin për zhvendosje të tij jo vetëm në JP drejt sinklinalit të Dukatit por edhe në VP drejt Vlorës (Aliaj, Koçiu, Muço, & Sulstarova, 2010) (Aliaj S. , 1988).

Nga inversioni me metodën grafike rezulton se sforcimet kryesor të kenë orientimin përkatësisht σ_1 të zhytet 29° dhe të shtrihet me azimut 136° , pra gati VP-JL; σ_2 të zhytet 56° dhe të shtrihet me azimut 280° , me orientim VP-JL; σ_3 të zhytet 17° dhe të shtrihet me azimut 36° , pra gati lindor. Raporti i sforcimeve i përfutur me ane të kësaj metode, si zgjidhje paraprake, është $R = 0.22$, dhe regjimi tektonik është transpresional ku rezulton

ne ngjeshje VP-JL dhe i orientuar nga zhvendosja horizontale e djathte, e komplikuar me spostim ne zgjerim LVL-JP (Figura 3.16).

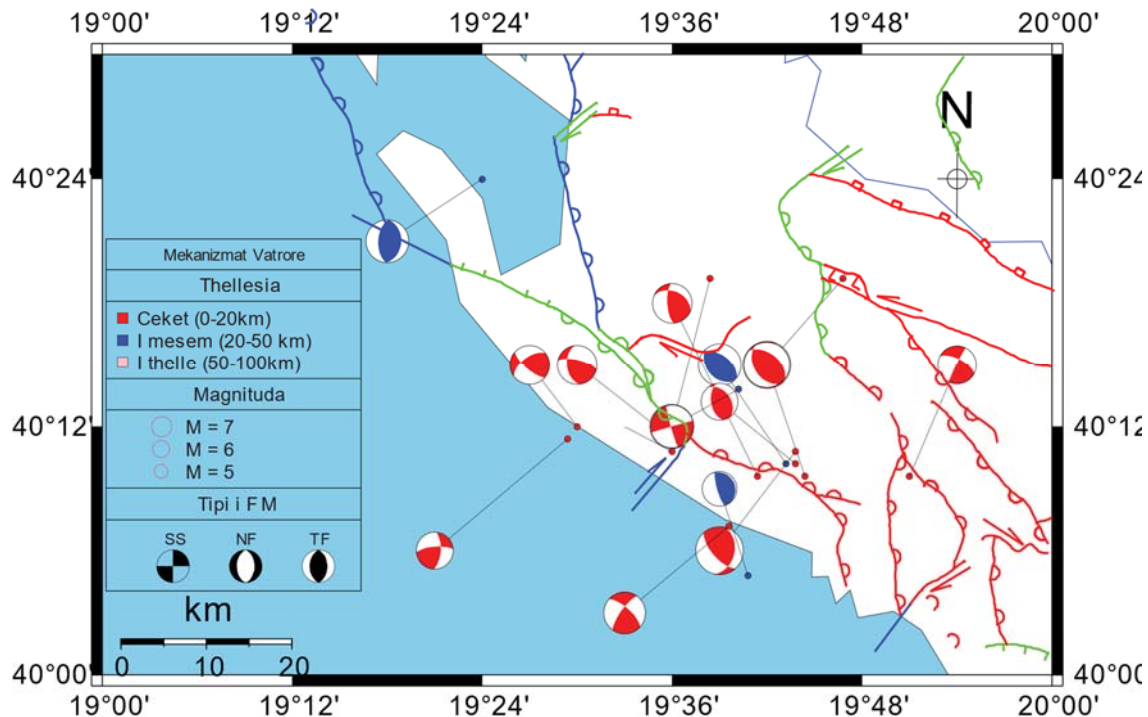


Figura 3.17. Shpërndarja e mekanizmave për zonën e thyerjeve sizmoaktive të Dhërmi-Vlorës, për periudhën 1989-2018, bashkë me thyerjen në këtë zonë.

Nga optimizimi i zgjidhjes me ane te metodës se optimizmit me rrotullim, për te cilën u përftua edhe analiza e shpërndarjes statistikore te intervalit te gabimeve (Figura 3.15), u përftua për planet aktive zgjidhja përfundimtare: σ_1 zhytet 10^0 dhe ka orientim me azimut 54^0 , σ_2 zhytet 24^0 dhe është i orientuar ne azimutin 148^0 , σ_3 zhytet 64^0 dhe është i orientuar sipas azimutit 303^0 , dhe raportit ndërmjet tyre $R = 0.07$. Zgjidhja është e kategorisë “C”, ne përputhje me klasifikimin e bere ne kuadër te hartës botërore te sforcimeve tektonike, dhe saktësia e përftuar përcaktohet nga shpërndarja e vlerave te optimizmit te funksionit $F5 = 0.1$.

Si rrjedhojë, pas analizës se optimizmit me rrotullim te aplikuar mbi planet aktive (figura 3.17), te përzgjedhur gjate kësaj procedure ne baze te vlerave te përfuara nga minimizimi i funksionit $F5$, evidentohet se zona e thyerjes sizmoaktive Dhërmi-Vlore, ndodhet ne një regjim te sforcimeve tektonike ne shtypje me orientim L-P, normal me strukturat tektonike te kësaj zone dhe zhytje te vogël prej 10^0 , pra ne kushtet e një deformimi ngjeshës gati horizontal.

3.3.3. Zona e shkëputjeve aktive e Moravës (Korçës)

Zona e thyerjeve sizmoaktive te Moravës (Korçës), karakterizohet nga tërmete me mekanizëm vatror te tipit normal, të lidhur ngushtë me këtë kontakt tektonike horst-graben që përvijon përgjatë krahut lindor te grabeni te Korçës përgjatë fshatrave Floq, Kamenicë, Drenove, Mborje, Dishnice, Barg dhe Kuç-Belorta. Zgjidhjet e mekanizmit vatror të

tërmeteve të ndodhur në këtë zonë, të përfuara kryesisht nga raportimet në Qendrën Ndërkombetare të Sizmologjisë (ISC) (Tabela 2.7), janë përgjithësisht të tipit normal dhe rralle here ato janë të tipit të zhvendosjes horizontale dhe/ose oblike të tipit normal me një komponente të forte të shtytjes horizontale (Figura. 3.18).

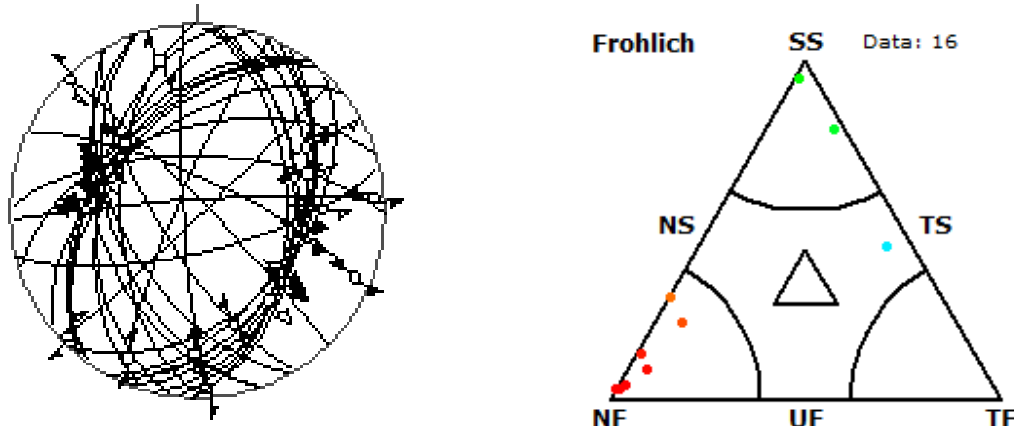


Figura 3.18. Paraqitja e projeksionit të mekanizmave vatrore për tërmetet e marre në konsideratë në zonën e Moravës, në hemisferën e poshtme fokale të rrjetës së Schmidit (konsiderohen 16 të dhëna hyrëse, pasi çdo plan vatrore aktiv apo ndihmës konsiderohet si një e dhënë në procesin e inversionit për përcaktimin e sforcimit tektonik); Diagrama Frolich

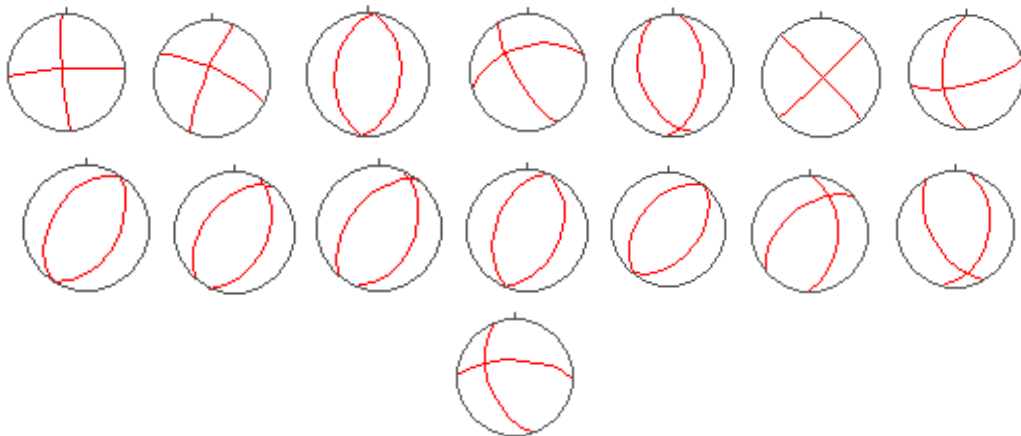


Figura 3.19. Paraqitja e mekanizmave të vatrës së tërmeteve të zonës së shkëputjeve aktive të Moravës (Korçës),

Për këtë zonë thyerje sismoaktive nga zgjidhja e mekanizmit vatrore të tërmeteve të analizuar se planet e thyerjeve kanë shtrirje VL-JP dhe zhyten me kënde në intervalin 45° - 90° , tipike për rajonet e kontakteve horst graben (Figura 3.20).

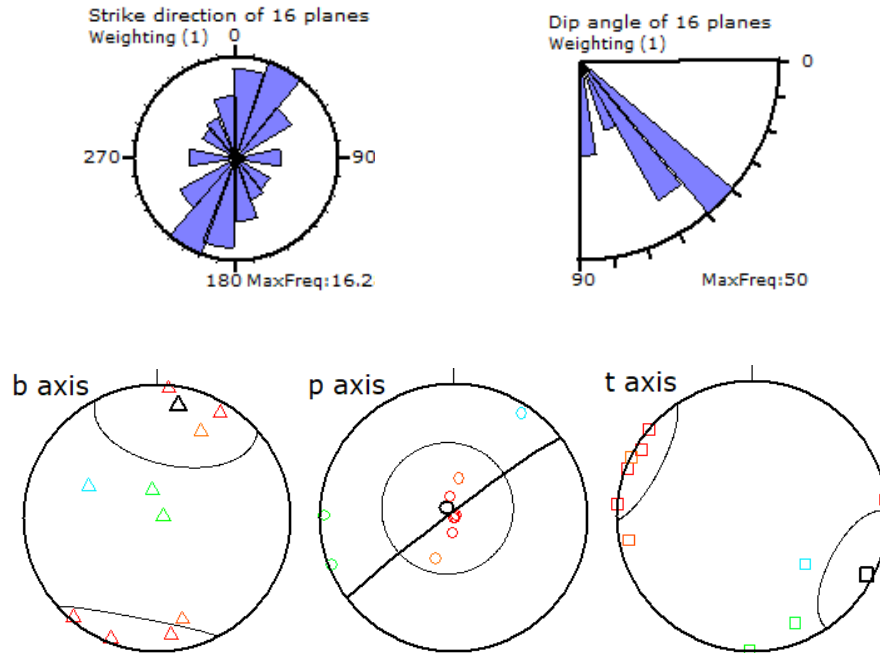


Figura 3.20. Paraqitja e shtrirjes dhe zhytjes se planeve te përftuar nga zgjidhja e mekanizmit vatrore te tërmeteve ne zonën e Moravës, si dhe orientimi i akseve kryesore te deformimit P, B dhe T.

Nga orientimi i boshteve kinematik (Figura 3.20), vrojtohet qe deformimi kryesor ngjeshës është gati vertikal, treguar nga boshti P, dhe deformimi kryesor ne hapje, i dhënë nga boshti T, është gati horizontal, perpendikular me shtrirjen e planeve te zgjidhjeve vatrore, te definuara nga shtrirja e boshtit kryesor B qe është edhe pike prerja e planeve nodal.

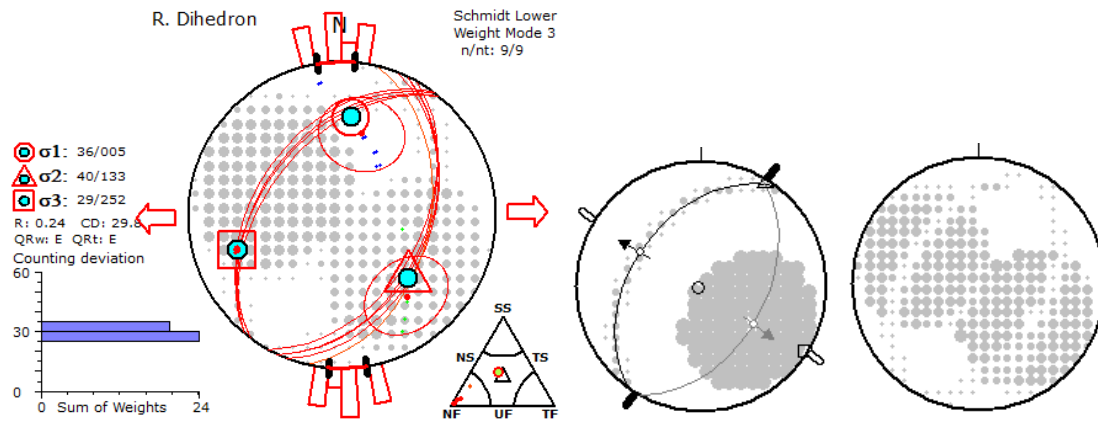


Figura 3.21. Rezultatet e përftuar nga inversioni i mekanizmit te vatrore te tërmeteve te zonës se shkëputjeve aktive te Korçës, me metodën grafike te "Right Dihedron".

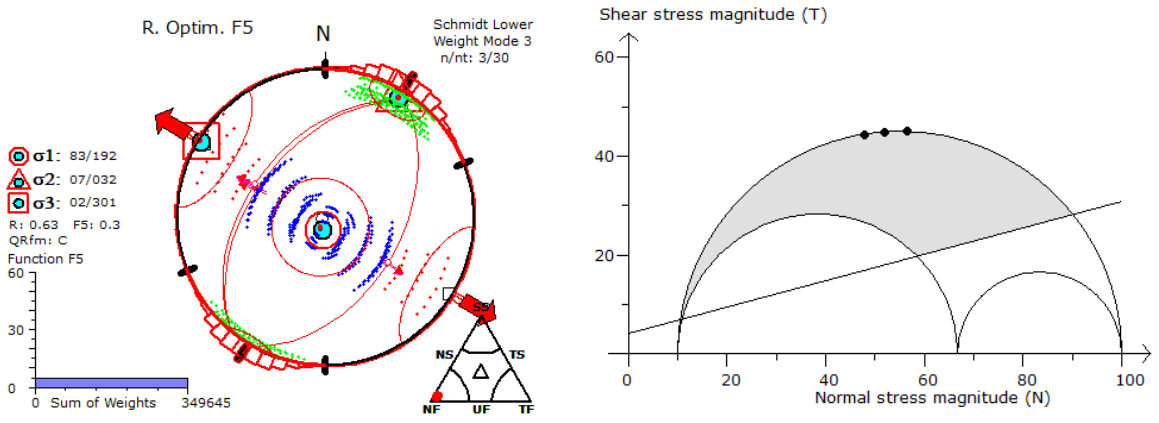


Figura 3.22. Rezultatet e përfutura nga inversioni i tensorit te sforcimit, për zonën e shkëputjeve aktive te Korçës, me metodën iterative te optimizimit me rrotullim.

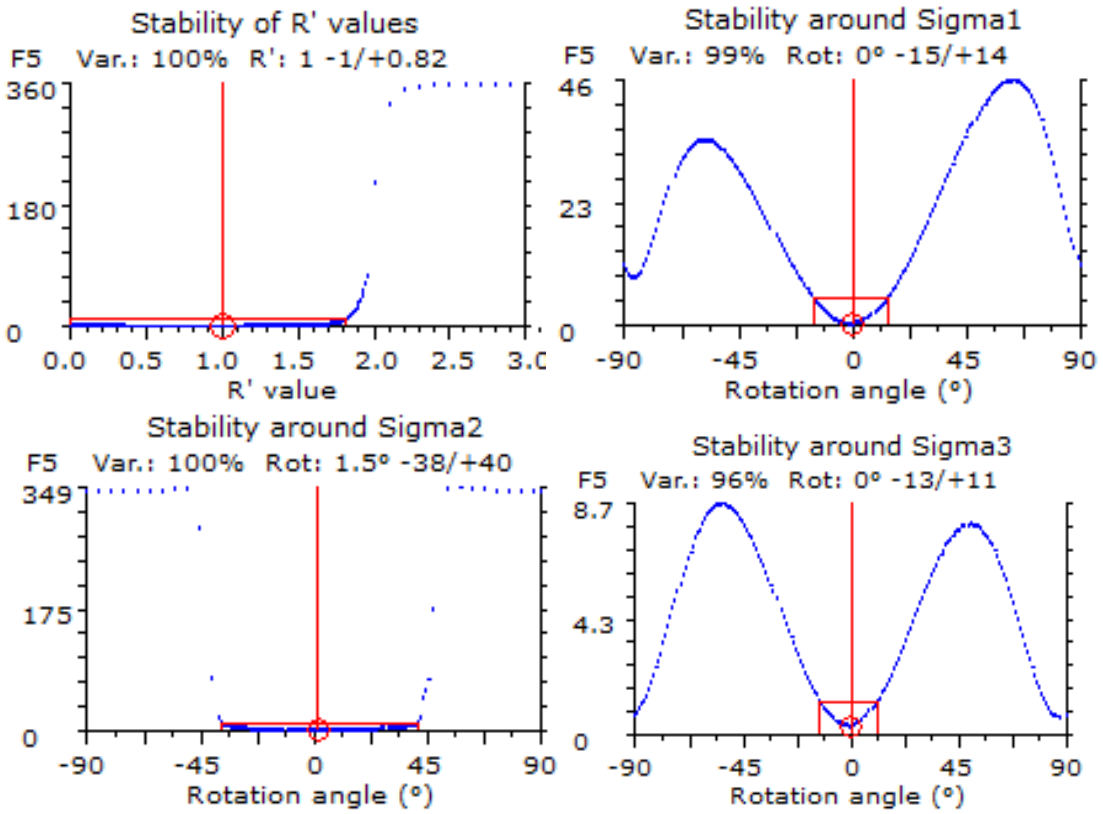


Figura 3.23. Kurbat e rrotullimit për tensorin e sforcimeve te shprehur ne hapësirën S1, S2, S3 dhe R'

Nga inversioni i tensorit te sforcimit, si me metodën grafike “Right Dihedron” paraqitur me sipër ne figurën 3.21, ashtu edhe me metodën iterative te optimizimit me rrotullim, aplikuar mbi një bashkësi planesh focal te përbërë nga ata aktive dhe ndihmës, u përfutuan vlerat e përbërësve te tensorit te sforcimeve për këtë rajon si orientimi i akseve te sforcimeve maksimale, te mesëm dhe minimal ngjeshës, respektivisht σ_1 , σ_2 , σ_3 dhe raportit ndërmjet tyre R, si komponente te tensorit te reduktuar te sforcimit karakteristike dhe përfaqësues për trevën e brendshme tektonike. Kjo treve është e mire studiuar ne këtë aspekt, duke lejuar edhe një krahasim dhe analogji te mire ne vijim (F. Jouanne, 2012).

Nga inversioni me metodën grafike rezulton se sforcimet kryesor te kenë orientimin përkatësisht σ_1 te zhytet 36° dhe te shtrihet me azimut 5° , pra gati verilindor; σ_2 te zhytet 40° dhe te shtrihet me azimut 133° , me orientim VP-JL; σ_3 te zhytet 29° dhe te shtrihet me azimut 255° , pra gati veriperëndimor. Raporti i sforcimeve i përfutur me ane te kësaj metode, si zgjidhje paraprake, është $R = 0.24$, dhe regjimi tektonik është ne zgjerim te pastër VP-JL (Figura 3.21). Ky rezultat megjithëse paraprak, përrputhet mire edhe me vlerat e përcaktuara edhe me pare nga studime te aplikuara për këtë zone (Aliaj & Sulstarova, 1994.). Kështu, nga këto studime është gjetur se ne krahun lindor te grabenit te Korçës, përgjatë bordurës horstore Kamenice, Drenove, Mborje, Barg, Kuç-Belorta, është vrojtuar sforcim tektonik i stilit tërheqje VP-JL sipas σ_3 me orientim 346° e me kënd zhytje te vogël -7° dhe σ_1 me orientim 255° e kënd zhytje te madh -70° dhe me $R=0,6$, pikërisht ne sektorin e Kamenicës, ndërsa ne Drenove është vrojtuar tërheqje JL-VP sipas σ_3 qe shtrihet me azimut 142° e me zhytje vetëm 1° , d.m.th. horizontal, dhe me σ_3 (sforcimi maksimal ne shtypje) me orientim te boshtit te saj 39° dhe kënd zhytje 86° (gati vertikal) me raport $R=-0,82$. Po ne këtë sektor, ne Drenove tërheqja është VP me σ_3 me azimut 338° e kënd zhytje 2° d.m.th. gati horizontal kurse σ_1 është gati vertikal (87°) e me zhytje për JL 109° , $R=0,992$. Ndërsa, me ne jugperëndim, ne buzinën lindore te gropës se Kolonjës, ne Bezhan ne zonën e shkëputjes te tipit rrëshqitje normale qe ndan gëlqerorët e Kretës se sipërme nga flishi paleogjenik rezulton qe tërheqja është VL-JP me σ_3 qe zhytet me azimut 248° e kënd zhytje 32° dhe me σ_1 me zhytje ne drejtimin azimutal 133° me kënd 34° $R=0,216$. Sforcimi σ_2 qe zhytet me azimut 9° e kënd 34° është gjithashtu si dhe σ_1 ne gjendje kompresive.

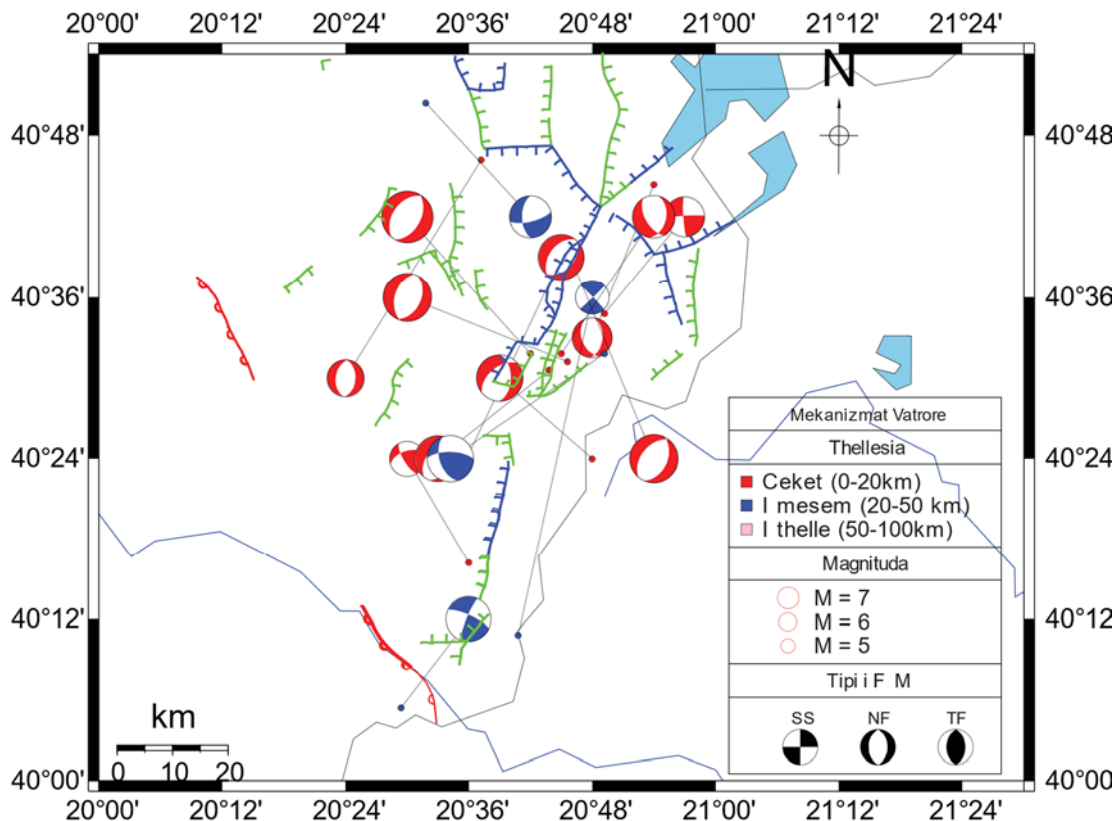


Figura 3.24. Shpërndarja e mekanizmave për zonën e thyerjeve sizmoaktive të Moravës, për periudhën 2002-2019, bashkë me thyerjen në këtë zonë.

Pra nga sa me sipër, pavarësisht variacionit të theksuar të orientimit të fushës së sforcimeve në këtë rajon, ku bën pjesë edhe shkëputja e marre në studim, përgjithësisht mbizotëron një regjim në zgjerim tektonik ose në tërheqje gati horizontale dhe me orientim VP-JL.

Nga optimizimi i zgjidhjes me anë të metodës së optimizimit me rrotullim, për të cilën u përftua edhe analiza e shpërndarjes statistikore të intervalit të gabimeve (Figura 3.21), u përftua për planet aktive zgjidhja përfundimtare: σ_1 zhytet 83° dhe ka orientim me azimut 192° , σ_2 zhytet 7° dhe është i orientuar në azimutin 32° , σ_3 zhytet 2° dhe është i orientuar sipas azimutit 301° , dhe raportit ndërmjet tyre $R = 0.63$. Zgjidhja është e kategorisë “C”, në përputhje me klasifikimin e bërë në kuadër të hartës botërore të sforcimeve tektonike, dhe saktësia e përftuar përcaktohet nga shpërndarja e vlerave të optimizimit të funksionit $F5 = 0.3$. Harta e fushës së sforcimeve është paraqitur në figurën 3.25.

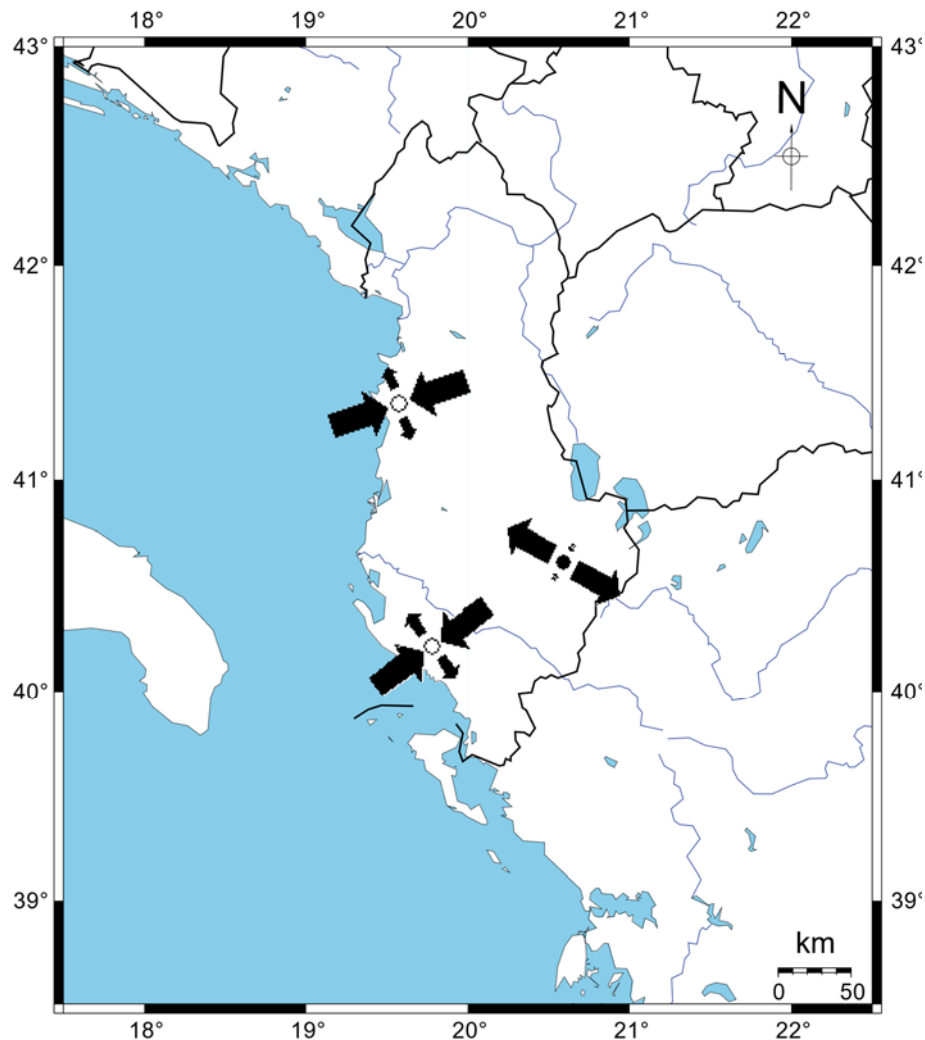


Figure 3.22. Orientimi i fushës së sforcimeve tektonike, në tre zonat e thyerjeve sizmoaktive “target”, nga zgjidhja e tenzorit të sforcimeve, të shprehur në hapësirën S1, S2, S3 dhe R’

4. KONKLUZIONE

4.1. Për te përcaktuar relacionet parametrike shkallëzues midis parametrave spektral të burimeve sizmike lokale, si frekuencës karakteristike f_c , momentit sizmik M_0 , energjisë sizmike E_s dhe magnitudës së momentit M_w , dhe lidhjen e tyre me magnitudën lokale, u përdorën vlerat e përfuara nga analiza spektrale e 110 tërmeteve me magnitudë në intervalin $2.6 \leq M_w \leq 6.4$. Në kushtet kur për aplikimin rutine të analizës spektrale nevojiten korrigjime lokale dhe kjo analizë kufizohet për një klase të caktuar tërmetesh ($M_L \geq 3.0$), për të cilët arrihet një raport i mirë sinjal/zhurme (SNR), aplikimi i rezultateve të përfuara nga kalibrimi është një mënyre e shpejte, konsistente dhe e rekomanduar globalisht, për këtë qellim;

4.2. Rezultatet spektrale të përfuara për 110 tërmetet sizmike lokale, japin të dhëna interesante mbi kushtet lokale të gjenerimit të aktivitetit sizmik në territorin e Shqipërisë. Vlerat e përfuara për frekuencën spektrale karakteristike $f_c(0.1 - 21 \text{ Hz})$, janë të përputhshme me kushtet lokale të gjenerimit të tërmeteve dhe mbështesin rezultatet e përfuara edhe nga studime të mëparshme. Si rrjedhojë, u vlerësuan përmasat korresponduese të burimeve sizmike të marra në shqyrtim, momenti i tyre sizmik si dhe norma e zvogëlimit të sforcimit gjatë tërmetit, të cilat rezultojnë të variueshme në rendet 0.2-9.9 km, sa i përket përmasave të rezeve të burimeve sizmike të konsideruara rrethor (zonave të aktivizuara përgjatë thyerjeve); momenti sizmik varion në intervalin $10^{11} \leq M_0 \leq 10^{18}$ (Nm), dhe zvogëlimi i sforcimit në vatër $0.3 \leq \Delta\sigma \leq 340$ bar.

4.3. Bazuar në aplikimin e relacioneve parametrike të gjetura, u arrit në vlerësimin e parametrave të burimit sizmik sipas zonave, nisur nga raportimet rutine të magnitudës së tyre lokale M_L në katalogët e ndryshëm, ku për këtë studim u morën në konsideratë ato të Qendrës Ndërkombëtare të Dhënave (ISC), Qendrës Euro-Mesdhetare (EMSC) (EMSC, 20XX) dhe katalogu i Rrjetit Sizmologjik Kombëtar (IGJEUM). Kështu, për zonën e thyerjeve të Durrësit, u morën në analizë mbi 220 tërmete, nga të vegjël deri të moderuar, ku u vrojtua që frekuenca spektrale për burimet e analizuar varion në intervalin $0.1 \leq f_c \leq 14.4 \text{ Hz}$, me një frekuencë mesatare prej 3.1Hz, që është një vlerë karakteristike për tërmetet në territorin e Shqipërisë. Për magnituda në intervalin $1.9 \leq M_w \leq 5.9$ vrojtohet një variacion i momentit sizmik në intervalin $10^{11} \leq M_0 \leq 10^{18}$ Nm, që përkon dhe me relacionin e parametrik (modelin) përkatës. Vrojtohet gjithashtu për këtë zonë se zvogëlimi i sforcimit, në këtë interval magnitudash, rezulton $56 \leq \Delta\sigma \leq 893$ Bar. Pavarësisht faktit se për disa nga vlerësimet janë përfuar për këtë zonë vlera ekstremisht të larta dhe natyrisht jo realiste, është evidentuar se vlera mesatare e rënies së sforcimit në rajonin e thyerjeve mbihipëse dhe kundër hedhjeve, është $\overline{\Delta\sigma} = 160$ bar, tipike kjo për rajone në regjim tektonik në ngjeshje. Për intervalin e magnitudave të marra në shqyrtim energjia e rrezatuar varion në intervalin $10^{12} \leq E_s \leq 10^{21}$ Erg; për zonën e thyerjeve Dhërmi-Vlorës, u morën në analizë mbi 60 tërmete të vegjël deri në të moderuar, dhe u vrojtua që frekuenca spektrale karakteristike varion në intervalin $0.5 \leq f_c \leq 6.7 \text{ Hz}$, me frekuencë mesatare 3.3Hz, që siç u sqarua është karakteristike për tërmetet në territorin e Shqipërisë. Për magnitudën në intervalin $2.6 \leq M_w \leq 4.8$, vrojtohet variacion i momentit sizmik në intervalin $10^{12} \leq M_0 \leq 10^{16}$ Nm. Rënia e sforcimit për këto intervale magnitudash

është e rangut $83 \leq \Delta\sigma \leq 364$ bar, me vlerë përfaqësuese mesatare të rendit $\overline{\Delta\sigma} = 137$ bar, ndërsa energjia e rezatuar sizmike varion ndërmjet $10^{13} \leq E_s \leq 10^{18}$; Për zonën thyerjeve të Moravës, u morën në analizë 110 tërmete të vegjël në të moderuar, ku është vërtetuar variacioni i frekuencës karakteristike për zonën, si zona në intervalin $0.3 \leq f_c \leq 9.2$ Hz, me një frekuencë mesatare karakteristike 3.2 Hz. Për këto tërmete, me magnitudë në intervalin $2.3 \leq M_w \leq 5.4$ vërtetohet një variacion të momentit sizmik të rangut $10^{12} \leq M_0 \leq 10^{17}$ Nm. Zvogëlimi i sforcimit për këtë interval magnitudash është brenda intervalit $69 \leq \Delta\sigma \leq 527$ bar, me vlerë mesatare $\overline{\Delta\sigma} = 147$ bar, ndërsa energjia e rrezatuar varion ndërmjet $10^{13} \leq E_s \leq 10^{19}$, për klasën e tërmeteve të përzgjedhur.

4.4. Nga analiza e momentit dhe energjisë kumulative doli në dukje potenciali i lartë i zonës së shkëputjeve të Durrësit. Kjo zonë paraqet një diferencë shumë të madhe me zonat e tjera, jo vetëm për aktivitetin e shpeshtë që paraqet por dhe nga tërmetet me magnitudë të madhe që kanë ndodhur në këtë zonë thyerjesh. Ngjarja individuale e Nëntorit 2019 zë rreth 70% të momentit kumulativ të gjithë ngjarjeve të marra në studim në këtë periudhë dhe mbi 90% të energjisë sizmike kumulative të çliruar në këtë periudhë. Kjo na paraqet qartë se potenciali i zonës nuk lidhet vetëm me aktivitetin e shpeshtë për dhe me potencialin për të gjeneruar tërmete të fortë.

4.5. Vlerat e përfuara në të dy rastet, si nga analiza spektrale ashtu edhe me anë të relacioneve parametrike, paraqesin një përputhshmëri të mirë në tërësi. Vërtetohet se vlerat e përfuara gëzojnë përputhshmëri të mirë për magnitudat $M_w \geq 4.0$. Pavarësisht dallimeve tektonike të qarta, bazuar në rezultatet e përfuara nga analiza e parametrave vatrore, nuk është vërtetuar ndonjë dallim i qenësishëm për këto zona, me përjashtim të vlerave ekstreme të M_0 , E_s dhe $\Delta\sigma$. Jemi të mendimit se kjo lidhet me klasën e tërmeteve të marra në konsideratë dhe numrin e kufizuar të dhënave të analizuar statistikisht. Mendojmë se metodologjia e prezantuar duhet aplikuar me tej dhe testuar e kalibruar, me rritjen e sasisë së të dhënave instrumentale;

4.6. Zonat e thyerjeve sizmoaktive të konsideruar “target”, janë përfaqësuese në aspektin tektonik dhe sizmotektonik të dy mjediseve me regjime të ndryshme të sforcimeve tektonike, përkatësisht atij të jashtëm në një regjim në shtypje dhe atij të brendshëm, i ndodhur në një regjim tektonik në zgjerim. Si kriter për këtë përzgjedhje ndër të tjera, është përdorur tipi i mekanizmit të vatrave dhe analiza e orientimit të planeve fokale;

4.7. Nga analiza e fushës së sforcimeve për zonën e Durrësit, me anë të inversioni të tensorit të sforcimeve bazuar në mekanizmin e vatrave të 25 tërmeteve rezultoi se fusha e sforcimeve përcaktohet si: σ_1 me zhytje 32° dhe me orientim 251° , σ_2 me zhytje 2° dhe me orientim 342° , σ_3 me zhytje 58° dhe me orientim 76° , dhe raportit ndërmjet tyre $R = 0.16$. Zgjidhja është e kategorisë “B”, në përputhje me klasifikimin e bere në kuadër të Hartës Botërore të Sforcimeve Tektonike, dhe saktësia e përfuar përcaktohet nga shpërndarja e vlerave të optimizimit të funksionit $F5 = 0.7$. Zgjidhja e përfuar konfirmon regjimin e sforcimit në ngjeshje dhe një regjim tektonik në shkurtim, të karakterizuar nga shkëputje të tipit mbihijje dhe kundër hedhje, që në këtë rast nuk mund të veçohen në mënyrë eksplicite nga njëra-tjetra;

4.8. Nga analiza e fushës së sforcimeve për mekanizmat vatrore të 16 tërmeteve të zonës së thyerjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlore u përfua tensori i reduktuar i sforcimit,

përkatësisht: σ_1 me zhytje 10^0 dhe me orientim 54^0 , σ_2 me zhytet 24^0 dhe me orientim 148^0 , σ_3 me zhytje 64^0 dhe me orientim 303^0 , dhe raportit ndërmjet tyre $R = 0.07$. Zgjidhja është e kategorisë “C”, ne përputhje me klasifikimin e bere ne kuadër te Hartës Botërore te Sforcimeve Tektonike,, dhe saktësia e përftuar përcaktohet nga shpërndarja e vlerave te optimizmit te funksionit $F5 = 0.1$. Nga këto rezultatet evidentohet se zona e thyerjes sizmoaktive Dhërmi-Vlore, ndodhet ne një regjim te sforcimeve tektonike ne shtypje me orientim L-P, normal me strukturat tektonike te kësaj zone dhe zhytje te vogël prej 10^0 , pra ne kushtet e një deformimi ngjeshës gati horizontal.

4.9. Nga analiza e fushës se sforcimeve për mekanizmat vatror te 15 tërmeteve, te zonës se Moravës, u përftua tensori i reduktuar i sforcimit, përkatësisht: σ_1 me zhytje 83^0 dhe orientim 192^0 , σ_2 me zhytje 7^0 dhe orientim 32^0 , σ_3 me zhytje 2^0 dhe orientim 301^0 , dhe raportit ndërmjet tyre $R = 0.63$. Zgjidhja është e kategorisë “C”, ne përputhje me klasifikimin e bere ne kuadër te Hartës Botërore te Sforcimeve Tektonike, dhe saktësia e përftuar përcaktohet nga shpërndarja e vlerave te optimizmit te funksionit $F5 = 0.3$. Regjimi tektonik është ne zgjerim te pastër VP-JL. Ky rezultat përputhet mire edhe me vlerat e përcaktuara edhe me pare nga studime te aplikuara për këtë zone.

4.10. Analiza e fushës se sforcimeve dhe mekanizmit te vatrës evidenton një dallim te qarte ndërmjet sjelljes tektonike te këtyre zonave te thyerjeve aktive, dhe gjithashtu një kompleksitet te larte pasqyruar ne oblicitetin e mekanizmave vatrore te tërmeteve te analizuar. Zona e thyerjeve sizmoaktive Dhërmi-Vlore, pjese e zonës me te madhe Jonike, është me interesantja ne këtë drejtim, ku spikat ndikimi i zhvendosjes horizontale te djathte Othon-Dhermi e cila dukshëm modifikon fushën prezente te sforcimeve ne ngjeshje.

5. Referenca

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys.*, 1217-1231.
- Albarello, D., Mantovani, E., Babbuci, D., & Tamburelli, C. (1993). Recent Evolution and Seismicity of the Mediterranean Region. *Africa-Eurasia Kinematics in the Mediterranean: An alternative hypothesis Ne.*, 105-116.
- Aliaj, S. (1979). Sizmotektonika dhe kriteret gjeologjike te sizmicitetit te Shqiperise. *Disertacion per K.Shk., Qendra Sizmologjike, Tirane.*
- Aliaj, S. (1985). Shkeputjet sizmoaktive ne Shqiperi dhe potenciali sizmik i tyre. *Konferenca Kombetare e Gjeologjise.*, Tirane.
- Aliaj, S. (1988). Neotektonika dhe Sizmotektonika e Shqiperise. *Disertacion per D.Shk., Qendra Sizmologjike, Tirane.*, 1-270.
- Aliaj, S. (1991). Sur la sismotectonique de l'Albanie. *Proc. Colloque sur la Geologie de l'Albanie.* Paris, France.
- Aliaj, S. (1994). Neotectonics and Seismotectonics of Drini fault zone (Eastern Albania). *XXIV Gen. Ass. of ESC.*, Athens, Greece,.
- Aliaj, S., & Sulstarova, E. (1994.). On the seismogenic zoning in Albania. *1st Workshop on Seismicity and Seismotectonics of Adriatic.*, Trieste, Italy.
- Aliaj, S., Koçiu, S., Muço, B., & Sulstarova, E. (2010). *Seismicity, seismotectonics and seismic hazard assessment in Albania.* Tirana: The Academy of Sciences of Albania.
- Allmann, B. P., & Shearer, P. M. (2009). Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *Journal of geophysical research.*
- Anderson, H., & Jackson, J. (1987). Active tectonics of the Adriatic Region. *Geophys.J.R.Astr.Soc.W.*, 937-983.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *J. Struct. Geol.*, 11, 37-50.
- Angelier, J. (1991). Inversion directe de recherche 4-D: comparaison physique et mathématique de deux méthodes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique de failles. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 312*, 1213-1218.
- Angelier, J., & Mechler, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: La méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, 19,, 1309-1318.
- AUTH. (a.d.). *AUTH*. Gjetur në http://geophysics.geo.auth.gr/ss/focal_mechanisms.html
- Baumbach, M., & Bormann, P. (1999). *Determination of source parameters from seismic spectra.* Potsdam: GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Baumbach, M., & Bormann, P. (2012). Determination of source parameters from seismic spectra. Në M. Baumbach, & P. Bormann, *New manual of seismological observatory practice 2.* Potsdam.

- Ben-Menahem, A. (1961). Radiation of Seismic Surface - Waves from Finite Moving Sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 51, 401-435.
- Ben-Menahem, A., Singh, S., & Solomon, F. (1969). Static deformation of a spherical earth model by internal dislocations. *Bull Seismol. Soc. Am* 59, 813-853.
- Bora, D. (2016). Scaling relations of moment magnitude, local magnitude, and duration magnitude for earthquakes originated in northeast India. *Earthq. Sci* 29,, 153-164.
- Bormann, P. (2012). *New Manual of Seismological Observatory Practice*. Potsdam: IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences.
- Borok, V. (1959). On estimation of displacement in an earthquake source and of source dimension. *Ann. Geophys.*
- Bott, M. H. (1959). The mechanism of oblique-slip faulting. *Geological magazine*, 109-117.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 4997-5008.
- Bushati, S., Langora, L., & Lubonja, L. (1985.). Analiza dhe interpretimi i hartes se izoanomaleve te anomalise se forces se rendeses ne korigjimin Buge te vendit tone ne shkalle 1:500 000. *Konferenca Kombetare e Gjeologjise*,. Tirane,.
- Costandinescu, L., Ruprechtova, L., & Enescu, D. (1966). Mediterranean-Alpine earthquake mechanisms and their seismotectonic implications. *Geophys.J.*,10,, 347-368.
- Coupering, J., Castradori, D., Cita, M., Hilgen, F., & Rio, D. (2000). The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes*, 179-187.
- Delibasis, N., & Papazachos, B. C. (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, 7,, 231-255.
- Delvaux, D., & Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *The Geological Society of London*, 75-100.
- Duni, L., & Kuka, N. (2008). Estimates of Stress Drop and High Frequency Diminution Parameter from Strong Motion Data Recorded in Albania. *Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries*. Earth and Environmental Sciences, vol 81. Springer.
- Dushi, E. (2011). *Përdorimi i spektrave kuadratikë të shpejtësisë për vlerësimin e energjisë sizmike të çliruar nga tërmetet në vendin tonë*. Tirane: Universiteti Politeknik i Tiranës.
- Dushi, E. (2013). Application of Coda Q Method on Broad Band Recordings, from Local Earthquakes, in Albania. *7th Congress of the Balkan Geophysical Society*. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Dushi, E., & Lame, V. (2011). DETERMINATION OF THE ATTENUATION MODEL FROM LOCAL AND REGIONAL EARTHQUAKES IN ALBANIA. *Journal of Institute Alb-Shkenca*, 234-239.

- EMSC. (20XX). *Euro-Mediterranean Seismological Centre*. Gjetur në EMSC: <https://www.emsc.eu/Earthquake/>
- Eshelby, J. D. (1957). The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. R. Soc. Lond.*, 376–396.
- Eshelby, J. D. (1959). The elastic field outside an ellipsoidal inclusion. *Proc. R. Soc. Lond.*, 561–569.
- F. Jouanne, J. M. (2012). GPS constraints on current tectonics of Albania,. *Tectonophysics*,, 554–557.
- Gutenberg, B. (1945). Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* 35, 3-12.
- Gutenberg, B., & Richter, C. (1954). *Seismicity of Earth and Associated Phenomenon*, 2nd ed. Princeton Univ. Press.
- Hagiwara, T. (1964). Brief description of the project proposed by the Earthquake Prediction Research Group of Japan. *US.-Japan Conf.Res.Relat Earthquake Prediction Probl.*, ., (fv. 10-12).
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/JB084iB05p02348., 2348-2350.
- Hanks, T. C., & Wyss, M. (1972). The use of body-wave spectra in the determination of seismic source parameters. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 62, 561–590.
- Hanks, T., & Boore, D. (1984). Moment-magnitude relations in theory and practice. *Journal of Geophysical Research*, 6229-6235.
- Havskov, J. O. (2010). *Routine data processing in instrumental seismology*.
- Havskov, J., & Ottemoller. (2010). *Routine data processing in instrumental seismology*.
- Heidbach, O., Rajabi, M., Reiter, K., Ziegler, M., & Team, W. (a.d.). *World Stress Map Database Release 2016*. Gjetur në World Stress Map: <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.001>
- Ide, S. (2002). Estimation of Radiated Energy of Finite-Source Earthquake Models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2994-3005.
- ISC, O.-I. B. (20XX). *International Seismological Centre*. Gjetur në <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Jackson, J., & McKenzie, D. (1988). The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal International*, Volume 93, Issue 1,, 45–73.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Volume 82, Issue 20, 2981-2987.
- Kiratzi, A. (1994). Active Seismic Deformation in Italian peninsula and Sicily. *Annali di geofisica*, v.XXXVII,.
- Koçiaj, S., & Sulstarova, E. (1980). The earthquake of June 1, 1905, Shkodra, Albania. Intensity distribution and macroseismic epicentre. *Tectonophysics*, 67,, 319-332.

- Kostrov, B. V. (1966). Unsteady propagation of longitudinal shear cracks. *Prikladnaya Matematika i Mekhanika*, v. 30, no. 6,, 1042–1049.
- Lay, T., & Wallace TC. (1995). Modern global seismology. *Academic Press*, 521.
- Lee, W., & Stewards, W. (1981.). *Principles and Applications of Microearthquake Networks*. Academic Press Inc.,.
- Li, L. C. (2009). Slip rate along the Lijiang-Ninglang fault zone estimated from repeating microearthquakes. *Chinese science bulletin*, 447–455.
- Lienert, B. (1994). *Hypocenter 3.2: A Computer Program for Locating Earthquakes Locally Regionally and Globally*. Honolulu, Hawaii.
- Lin, J., & Wu, W. (2012). Spatio-temporal distribution of seismic moment release near the source area of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Earth Planet Sp* 64, 2, 1067–1075.
- Lolli, B., Gasperini, P., & Boschi, E. (2011). Time variations of aftershock decay parameters of the 2009 April 6 L’Aquila (central Italy) earthquake: evidence of the emergence of a negative exponential regime superimposed to the power law. *GEOPHYSICAL JOURNAL INTERNATIONAL*, 764 - 774.
- Madariaga, R. (1977). High frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting. . *Geophys J Roy Astr Soc*, 525–651.
- Madariaga, R., & Ruiz, S. (2016). Earthquake dynamics on circular faults: a review 1970-2015. *J. Seismol.* 20,, 1235–1252.
- Margaris, B. N., & Papazachos, C. B. (1999). Moment-magnitude relations based on strong-motion records in Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 442–455.
- Means, W. D. (1989). A construction for shear stress on a generally oriented plane. *Journal of structural geology*, 625-627.
- Métois, M., Benjelloun, M., Lasserre, C., Grandin, R., Barrier, L., Dushi, E., & Koçi, R. (2020). Subsidence associated with oil extraction, measured from time series analysis of Sentinel-1 data: case study of the Patos-Marinza oil field, Albania. *Solid Earth*, 11, 363–378.
- Mihajlovic, D. (1951). Catalogue des tremblements de terre Epiro-Albanais. *Travaux de l’Academie de Sciences Serbe, Beograd*.
- Mihaljević, J. Z. (2017). BSHAP seismic source characterization models for the Western Balkan region. *Bull Earthquake Eng* 15, 3963–3985.
- Miyamura, S. (1982). On the importance of continuity of magnitude scales. *Tectonophysics, Volume 84, Issue 1,* 47-55.
- Mizoue, M., & Nakamura, M. (1976). Fault systems as inferred from epicentral distribution and focal mechanism of microearthquakes. *Geol.J.*, 12,, 75-87.
- Mizoue, M., Nakamura, M., Ishiketa, Y., & Sato, N. (1978). Earthquake prediction from microearthquake observation in the vicinity of Wakayama city, northwestern part of Kii peninsula, Central Japan. *J. Phys. Earth* 26, 397-416.
- Morelli, C. (1942). *Carta Seismica dell Albania, Firenze*.

- Muço, B. (1982.). Sizmiciteti i lugines se lumit Drin dhe ndikimi ne te i liqenit te Fierzes. *Disertacion perK.Shk, Qendra Sizmologjike, Tirane.*
- Muço, B. (1984.). Mekanizmi i perbere fokal i zbatuar per mikrotermetet e Shqiperise se Veriut dhe rrjedhojat e dala nga ai. *Bui. Shk. Gjeol.,Nr.4,, 45-57.*
- Muço, B. (1992). *Feature of the Albanian Earthquakes and the Role of Underground Water in their Generation.* Tirana.
- Muço, B. (1994,b.). Fault dedection by lineaments of consecutive epicenters.
- Muço, B. (1994a). Focal Mechanism Solutions of Albanian Earthquakes for the period 1964-1988. *Tectonophysics*, 311-323.
- Muço, B. (1995 a). The seasonality of Albanian earthquakes and cross-correlation with rainfall. *Phys.Earth Planet.Int.,88,, 285-291.*
- Muço, B. (1995 b). Some features of Seismicity of Albania. *Acta Geophys. Polonica, No.4.*
- Muço, B. (1995 c). The collision between Adria and Albanian orogen on the light of focal mechanism solutions., (fv. 10th European Conference on Earthquake Engineering, Duma (Ed),). Balkema, Rotterdam,.
- Muço, B. (1995 d). The decay of aftershock sequences for Albania using the seismicactivity data of 1976-1990. *Boll.Geof.Teor.Appl., XXXVIII, 147,, 233-241.*
- Muço, B., & Hida, N. (1995). Mbi relacionin mes magnitudes lokale te Rihterit dhe intensitetit, per termetet e ndjeshem 1976-1994. *Instituti Sizmologjik, Tirane.*
- Muço, B., & Puka, L. (1993). Periodic Features of Seismic Activity in Albania. *Pure Appl.Geophys.,141,, 56-69.*
- Muço, B. (1978). Determination of magnitude of local earthquakes using the time signal duration. . *Permbledhje studimesh*, 137-142.
- Muço, B., & Minga, P. (1992). Anelastic-Attenuation coefficient and the correction of A 0 values of Richter magnitude formula for Albania. *Geofizika., 123-132.*
- Muço, B., Kuka, N., & Shubleka, S. (2002). Development of a Moment Magnitude Relation for Albania. *Bulletin of Seismol. Soc. Of America, Vol. 92, No.3,, 1136-1140.*
- Newman, A. V., & Okal, E. A. (1998). Teleseismic estimates of radiated seismic energy: The E/M0 discriminant for tsunami earthquakes. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 26885-26898.
- NOA. (a.d.). Gjetur në <https://bbnet.gein.noa.gr/HL/seismicity/mts/revised-moment-tensors>
- OriginLab, C. (2003). *Origin Getting Started Manual.* Northampton: OriginLab Corporation.
- Ottmøller, L., & Havskov, J. (2003). Moment Magnitude Determination for Local and Regional Earthquakes Based on Source Spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, No. 1,, 203–214.*
- Ottmøller, L., Voss, P., & and Havskov, J. (2020). *SEISAN EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE FOR WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX.*

- Papazachos, B., & Papazachos, C. (1989). *On Greek Earthquakes*.
- Papazachos, C., Kiratzi, A., & Papazachos, B. (1992). Rates of Relative Crustal deformation in the Aegean and the surrounding Area. *J.Geodynamics*, v. 16, No.3., 147-179.
- Pérez-Campos, X., & Beroza, G. C. (2001). An apparent mechanism dependence of radiated seismic energy. *Journal of geophysical research Solid Earth*, 11127-11136.
- Prejean, S. G., & Ellsworth, W. L. (2001). Observations of Earthquake Source Parameters at 2 km Depth in the Long Valley Caldera, Eastern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 165-177.
- Prieto, G. A., Thomson, D. J., Vernon, F. L., Shearer, P. M., & Parker, R. L. (2007). Confidence intervals for earthquake source parameters. *Geophysical Journal International*, 1227-1234.
- Rama, B., & Dushi, E. (2017). Near surface attenuation κ diminution factor, for Albania . *Journal of Applied Sciences, Vol.3, Tetova, Macedonia*, 51-57.
- Rama, B., & Dushi, E. (2017). Radiated Seismic Energy based on source parameters. *The 5th International Virtual Conference on Advanced Scientific Results*, (fv. 188-193).
- Rama, B., & Dushi, E. (2017). Source scaling relations of small to moderate Earthquakes in Albania. *Journal of Applied Sciences, Vol. 3, Tetova, Macedonia*, 43-51.
- Rama, B., & Dushi, E. (2019). Apparent stress determination from radiated seismic energy and seismic moment of small and moderate earthquakes in Albania. *RESEARCH APPLICATION AND EDUCATIONAL METHODS (RAEM)* (fv. 65-82). Korca: printpoint.
- Rama, B., Dushi, E., & Malkaj, P. (2019). Frekuenca karakteristike e spektrit sizmik, të tërmeteve lokal,në territorin e Shqipërisë. *Buletini i Shkencave Teknike*.
- Rama, B., Dushi, E., Koxhaj, D., Dushi, I., & Dervishi, A. (2021). PRELIMINARY SCALING RELATIONS OF MOMENT MAGNITUDE WITH LOCAL MAGNITUDE AND SEISMIC MOMENT, FOR ALBANIA. *American Journal for Engineering Research*, 85-95.
- Rebollar, C. J., Traslosheros, C., & Alvarez, R. (1985). Estimates of seismic wave attenuation in northern Baja California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1371–1382.
- Richter, C. (1935). An instrumental magnitude scale. *Bulletin of Seismological Society of America*, 1-32.
- Roure, F., Brun, J. P., Colletta, B., & Vially, R. (2004). Multiphase extensional structures, fault reactivation, and petroleum plays in the Alpine Foreland Basin of Southeastern France. *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, 245– 268.
- Scholz, C. H. (2019). *The mechanics of earthquakes and faulting*. New York: Cambridge University Press.

- Shapira, A., & Hofstetter, A. (1993). Source parameters and scaling relationship of earthquakes in Israel. *Tectonophysics*, 217–226.
- Shearer, P. (1999). *Introduction to Seismology*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Shebalin, N., Karnik, V., & Hadzievski, D. (. (1974). Balkan Region- Catalogue of Earthquakes,. *UNESCO Office, Skopje*.
- Shi, J. (2000). Determination of seismic energy from Lg waves. *BSSA*, 483-493.
- Shi, J. (2000). Determination of Seismic Energy from Lg Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 483-493.
- Skrami, J., & Aliaj, S. (1995). Thrusts and Backthrusts on Preadriatic Depression (Albania), deduced from exploration seismics. *Proc. of XV Congress of the Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Athens, Sept.17-20,* (fv. 1139-1143).
- StatPoint_Technologies. (2009). *STATGRAPHICS® Centurion XVI User Manual*. USA.
- Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. John Wiley & Sons,.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. USA.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. USA: Blackwell Publishing.
- Sulstarova, E. (1986). *Mekanizmi i vatrave te termeteve dhe fusha e sforcimeve tektonike te sotme ne Shqiperi*. Tirane.
- Sulstarova, E. (1987). Mekanizmi i vatrave te termeteve ne Shqiperi dhe fusha e sforcimeve tektonike te sotme. *Bui. Shk. Gjeoi, Nr. 4,* 134-170.
- Sulstarova, E. (1993). Seismic Hazard assesment at National and Local level in Albania. DH A/93/81, Strategic Aspects of geological and Seismic Disaster Management and Disaster Scenario Planning. Selected Presentations,. *UNDRO Seminar,* 59-68.
- Sulstarova, E. (1993). Some methodical considerations on the determination of macroseismic parameters and their relations in the study of earthquakes in Albania. *Proc of the 2nd Congress of the Hellenic Geophys Union,* (fv. 532-540). Flohna, Greece,.
- Sulstarova, E. (1995). Some aspects of Albanian Seismicity. *Conf. on Seismicity of Carpatho-Balkan region,*. Athens, Greece.
- Sulstarova, E., & Koçaj, S. (1975). Katalogu i Termeteve te Shqiperise. *Akademia e Shkencave, Qendra Sizmologjike,* 1-170.
- Sulstarova, E., & Koçaj, S. (1980). The Dibra (Albania) earthquake of November 30, 1967. *Tectonophysics*, 67,, 333-343.
- Tan, Y., & Helmberger, D. (2007). A new method for determining small earthquake source parameters using short-period P waves. *Bull Seismol Soc Am* , 1176–1195.

- Thatcher, W., & Hanks, T. C. (1973). Source parameters of southern California earthquakes. *Journal of Geophysical Research*.
- Tusa, G., & Gresta, S. (2008). Frequency-dependent attenuation of P waves and estimation of earthquake source parameters in southeastern Sicily, Italy. *Bull Seismol Soc Am*, 2772–2794.
- Tusa, G., Langer, H., Brancato, A., & Gresta, S. (2012). High-frequency spectral decay in P-wave acceleration spectra and source parameters of microearthquakes in southeastern Sicily, Italy. *Bull Seismol Soc Am*, 1796–1809.
- Watanabe, K., Sato, H., Kinoshita, S., & Ohtake, M. (1996). Source characteristics of small to moderate earthquakes in the Kanto region, Japan: Application of a new definition of the S-wave time window length. *Bulletin of the Seismological Society of America* 86.