

УНИВЕРЗИТЕТ У БЕОГРАДУ
РУДАРСКО-ГЕОЛОШКИ ФАКУЛТЕТ

Ана С. Младеновић

**ЕВОЛУЦИЈА НАПОНСКОГ ПОЉА
ПОДРУЧЈА ИНТЕРНИХ ДИНАРИДА У
СРБИЈИ ТОКОМ АЛПСКЕ ОРОГЕНЕЗЕ**

докторска дисертација

Београд, 2015

UNIVERSITY OF BELGRADE
FACULTY OF MINING AND GEOLOGY

Ana S. Mladenović

**STRESS FIELD EVOLUTION IN THE
AREA OF THE INTERNAL DINARIDES IN
SERBIA DURING THE ALPINE
OROGENIC CYCLE**

Doctoral Dissertation

Belgrade, 2015

Ментори:

др Бранислав Тривић, ванредни професор, Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: динамичка геологија

др Владица Цветковић, редовни професор, Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет, дописни члан САНУ; ужа научна област: петрологија

Комисија за оцену и одбрану тезе:

др Бранислав Тривић, ванредни професор, Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: динамичка геологија

др Владица Цветковић, редовни професор, Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет, дописни члан САНУ; ужа научна област: петрологија

др Радмила Павловић, редовни професор, Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: динамичка геологија

др Весна Цветков, доцент, Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет; ужа научна област: геофизика

др Бруно Томљеновић, редовни професор, Универзитет у Загребу, Рударско-геолошко-нафтни факултет; ужа научна област: геологија и палеонтологија

Датум одбране: _____

Захвалност

- Велику захвалност дугујем ментору, проф. др Браниславу Тривићу, који ме је кроз израду овог доктората својим ентузијазмом, стрпљивошћу, бројним идејама, саветима и сугестијама, водио од почетних идеја до финалних интерпретација; који ме је научио раду на терену и како да критички размишљам приликом картирања геолошких структура; и који ме је научио принципима ГИС-а. Све је то утицало на мој научни и професионални развој, и због тога сам неизмерно захвална!
- Ментору, проф. др Владици Цветковићу, сам захвална због тога што је и формално омогућио да се бавим овим истраживањем, укључивши ме на свој пројекат од почетка докторских студија. Наше бројне дискусије о геодинамичким проблемима у нашој земљи, тектоници, магматизму, метаморфизму и осталим геолошким феноменима, али и проблемима везаним за научно-истраживачки рад, значајно су утицале на то да правилно усмерим своја истраживања и пружиле ми велику помоћ како за правилну анализу, тако и за интерпретацију добијених података. Хвала вам на томе што сте ми помогли да увидим значај сагледвања „шире слике“ код тектонских интерпретација!
- Проф. др Радмили Павловић захваљујем што ме је увела у геологију и бројним саветима ме усмеравала од почетка мојих студија; што ме је подржавала све ове године, научила ме како да примењујем даљинску детекцију и остале методе геолошког картирања, како да размишљам геолошки и помогла ми да се развијем и у професионалном и у личном плану. Хвала вам велико!
- Доц. др Весни Цветков сам захвална на бројним дискусијама везаним за геомагнетизам и палеомагнетизам и везу ових података са тектоником, што ми је помогло да разумем ове феномене и податке који се мерењем добијају, али и како да их искористим у својим истраживањима.
- Проф. др Бруну Томљеновићу захваљујем на дискусијама, саветима и сугестијама које су усмериле анализу и интерпретацију података

добијеним у овој докторској дисертацији, које су ми помогле да правилно сагледавам тектонске односе у локалном, али и у регионалном плану и да разумем тектонске процесе који су били активни у Динаридима. Посебно се захваљујем на изванредном теренском искуству и несебичном дељењу знања из структурне геологије. Хвала Бруно!

- Својим колегама – Маши Радивојевић, Душици Петрашиновић, Бојану Костићу и Немањи Крстеканићу, на огромној помоћи у теренском раду!
- Славици Радовановић, из Сеизмолошког завода Србије, и Александру Џунићу, са Curtin University из Аустралије, захваљујем на бројним саветима, сугестијама и дискусијама везаним за сеизмологију, сеизмотектонику и сеизмичност наше земље.
- Велику помоћ бројним дискусијама везаним за палеострес анализу, резултате овог рада и њихову интерпретацију, и бројне корисне савете и сугестије у различитим верзијама и фазама овог рада, пружили су ми: Alexandre Kounov (Basel University), Bernhard Fuegenschuh (Innsbruck University), Liviu Matenco (Utrecht University), Марко Врабец (Универзитет у Љубљани), и Stefan Schmid (ETH University Zurich), на чему им се најтоплије захваљујем.
- На колегијалности и потпорама током израде овог рада, захваљујем се – Маши Радивојевић, Кристини Шарић, Игору Јемцову, Бојану Костићу, Драгани Петровић, Милораду Антићу, Бојану Матошу и Урошу Стојадиновићу.
- Хвала Истраживачкој станици Петница и Радисаву Голубовићу што су ме увели у истраживачки свет, упознали ме са геологијом и научили како треба истраживачки да размишљам. То је заиста немерљиво велико искуство!
- Хвала мојој породици што ме је подржавала и веровала у мене све ове године!

ЕВОЛУЦИЈА НАПОНСКОГ ПОЉА ПОДРУЧЈА ИНТЕРНИХ ДИНАРИДА У СРБИЈИ ТОКОМ АЛПСКЕ ОРОГЕНЕЗЕ

Резиме

Циљ ове докторске дисертације био је реконструкција еволуције напонског поља Земљине коре у подручју Интерних Динарида у Србији током Алпске орогенезе. Истраживања за потребе решавања овог проблема су изведена у два дела. Први део обухватао је анализу палеонапона на дефинисаном подручју истраживања, док се други део односио на анализу тренутно активног поља напона у овом делу Балканског полуострва. Истраживано подручје обухвата унутрашњи део Динарског орогеног појаса, који се простире у централној и западној Србији. С обзиром на циљ истраживања, истраживано подручје је дефинисано тако да обухвата три најсеизмичније зоне Србије и Интерних Динарида: копаоничку, краљевачку и маљенску зону. Теренска структурно-геолошка истраживања, у циљу решавања тензора палеонапона, извршена су у две од ове три зоне – копаоничкој и маљенској, док је анализа тренутно активног напонског поља извршена у све три сеизмичке зоне.

Анализа палеонапона, који су у подручју Интерних Динарида били активни током алпског орогеног циклуса, састојала се из неколико корака. Први корак обухватио је теренски рад – картирање раседа и кинематских индикатора кретања по њима. Осим тога, на терену је било неопходно решити међусобне односе раседа и/или индикатора кретања, као и евидентирање односа свих картираних структура према стенама дефинисане геолошке старости. Подаци прикупљени на терену су затим коришћени за прорачун тензора напона који су били одговорни за активацију ових раседа. Релативна и стратиграфска старост тензора напона и тектонских фаза, реконструисаних на основу израчунатих тензора, одређена је на основу старости раседних структура коришћених за прорачун конкретних тензора напона.

Анализа тренутно активног поља напона у подручју Интерних Динарида односи се на одређивање елемената тензора напона одговорног за контролисање сеизмичке активности у дефинисаним сеизмичким зонама. С тим у вези, најпре је било неопходно решити фокалне механизме свих земљотреса магнитуде веће од 3,

а затим извршити инверзију овако добијених података у циљу одређивања елемената тензора напона који је тренутно активан на овом подручју. Прорачун тензора напона вршен је стандардном методом инверзије и за сваку сеизмичку зону засебно. Притом се, такође, водило рачуна и о томе да ли је за сеизмичку секвенцу показано да садржи накнадне ударе главног земљотреса, или се сматра скупом условно независних сеизмичких догађаја.

Резултати добијени у различитим деловима подручја су најпре корелисани међусобно, у циљу дефинисања тектонских фаза које су биле активне у читавом подручју Интерних Динарида. Реконструисане тектонске фазе су затим корелисане са подацима о тектонским фазама које су биле активне у читавом Алпско – карпато – балканско – динарском орогеном појасу. На тај начин је било омогућено дефинисање највероватнијих тектонских процеса који су били узрок таквој тектоници у Интерним Динаридима. У том смислу, у подручју Копаоника је извршена и корелација детерминисаних тектонских фаза са познатим магматским догађајима. На основу те корелације, магматски процеси дискутовани су у погледу тектонских фактора који су могли да услове специфичне типове магматизма, активних у овом делу истраживаног подручја.

Дефинисане су четири тектонске фазе које су биле активне у периоду од горњег еоцена, док је најмлађа тектонска фаза активна и данас. Најстарија тектонска фаза карактерише се транспресионом тектоником са максималном осом компресије чија оријентација варира од И – З до ССЗ – ЈЈИ. Ова фаза била је активна од краја средњег до краја горњег еоцена и представља наставак старијих дуктилних фаза које су у Динаридима довеле до навлачења великих размера, услед колизије Јадранске микроплоче и Европе. Наставак прве фазе карактерише се компресионом тектоником која је деловала по правцу ССЗ – ЈЈИ. С обзиром на то да се оријентација компресионе осе није променила у односу на претходну фазу, ова компресиона тектонска фаза интерпретирана је као директан тектонски наставак претходне тектонске фазе. Била је активна од горњег еоцена до горњег олигоцена, а њен узрок везује се за још увек активну колизију између Јадранске микроплоче и европског континента. Трећа тектонска фаза трајала је од горњег олигоцена до доњег миоцена, а карактерише се екстензионом тектоником, са оријентацијом главне екстензионе осе у правцу И – З (на подручју Копаоника) до

СИ – ЈЗ (на подручју Ваљева). Постоје два могућа тектонска процеса који су могли да узрокују екстензију по овом правцу – процес деламинације и повлачења субдукујуће Јадранске микроплоче под Динариде, и процес повлачења субдукујуће Европске плоче под карпатски лук, који је условио екстензију у Панонском басену. Још увек није јасно да ли је екстензија у Интерним Динаридима резултат интерференције ова два процеса, или се у северном и јужном делу истраживаног подручја ове две различито оријентисане екстензије могу посматрати као резултат различитих тектонских процеса. Доњо- до горњомиоценска екстензија паралелна орогену (СЗ – ЈИ), реконструисана је као први стадијум четврте тектонске фазе. Њен највероватнији узрок је процес откидања субдукујуће Јадранске микроплоче, који је довео до отварања простора за издизање астеносфере и повећања топлотног градијента у кори, што би могао да буде процес који доводи до побољшања екстензије. Наставак овог тектонског стадијума, који није издвојен као засебна тектонска фаза због непромењеног правца максималне екстензије, одликује се транспресионим до транскурентним тектонским режимом са максималном осом компресије оријентисаном у правцу СИ – ЈЗ. Узрок овакве тектонике током овог тектонског стадијума везује се за повећани утицај компресије која се генерише услед ротације и сударања Јадранске микроплоче и стабилног Европског континента. Ова тектонска фаза започела је у горњем миоцену и активна је и данас. Тренутно активни тензор напона генерише кретања по два главна система раседа, пружања ССИ – ЈЈЗ и И – З, услед којих се ослобађа највећа количина сеизмичке енергије. Ипак, утицаји овог регионалног напонског поља суперпонирају се са локалним утицајима, који су узроковани кретањем мањих тектонских блокова.

На основу корелације тектонских података и података о магматским процесима, на Копаонику су дефинисане две тектоно-магматске фазе. Прва тектоно-магматска фаза везана је за горњеооценску – доњомиоценску тектонику (прве три тектонске фазе), која је генерално била карактерисана транспресионом тектоником током које су створени услови за формирање базалтних магми на граници омотача и коре и касније стапање доње коре и формирање магми I-типа. Због доминантне компресије током првог дела овог тектоно-магматског догађаја, ове магме нису могле да достигну плиће делове коре, већ су остале у магматским

коморама на граници средње и горње коре. Каснији екстензиони процеси, иако лимитирани, омогућили су отварање простора за новоформиране магме, које су достигле плиће делове коре, где је извршено мешање са постојећим магмама I-типа у раније формираним магматским коморама. Продукти овог мешања магми су евидентни и у интрузивним и у ефузивним стенама шире области Копаоника. Друга тектоно-магматска фаза трајала је током средњег и горњег миоцена. У првом делу ове фазе је доминирао екстензиони тектонски режим који је узроковао издизање базалтних растопа до нивоа средње коре. То је изазвало повећање топлотног тока, стапање горње коре и услед тога формирање гранита S-типа. Овај тектоно-магматски догађај завршен је транспресионом тектоником, која је довела до стварања мале количине базалтних растопа, чији се продукти сада налазе у јужном делу Копаоника.

Кључне речи: Интерни Динариди, анализа палеонапона, фокални механизми земљотреса, напонско поље, тектоно-магматски догађаји

Научна област: Гео-науке

Ужа научна област: Динамичка геологија

УДК број:

55:551.24.03:551.1/.761

552.3:534.64:624.07/.1

(497.11-15)(043.3)

STRESS FIELD EVOLUTION IN THE AREA OF THE INTERNAL DINARIDES IN SERBIA DURING THE ALPINE OROGENIC CYCLE

Abstract

The main aim of this PhD thesis was to reconstruct the evolution of the stress field of the Earth's crust in the area of Internal Dinarides in Serbia, during the Alpine orogenic cycle. The research procedure comprised of two main parts. The first part of the research was related to the paleostress analysis in the research area, while the second one encompassed the analysis of the active stress field in this part of the Balkan peninsula. The research area represents the innermost part of the Dinaric orogenic belt, situated in central and western Serbia. Considering the aim of the research, this area was chosen because it contains three seismically most active zones in Serbia: Kopaonik, Kraljevo and Maljen area. Structural-geological field work was done in order to determine the paleostress tensors was done in two of these zones – the Kopaonik and the Maljen ones. Analysis of recently active stress field was done in all three seismogenic zones.

Analysis of the paleostress fields which were active in this area during the Alpine orogenic cycle, consisted of several steps. The first step included field work – mapping of the faults and kinematic slip indicators. Beside that, during the field work it was also necessary to solve cross-cutting relationships of the faults and/or the slip sense indicators, and also to determine the relation of these structures to the rocks of known (stratigraphic or absolute) age. These data were later used to calculate the stress tensors which activated the considered faults. Relative and stratigraphic age of these stress tensors and reconstructed tectonic phases, was determined based on the age of faults used to calculate the specific stress tensor.

The analysis of the recently active stress field in the area of the Internal Dinarides was done by calculating the stress tensors which control the seismic activity in the defined seismogenic zones. In order to do that, it was first necessary to calculate focal mechanisms of all earthquakes with magnitude higher than 3, and then to do the inversion of these focal mechanisms and to calculate the active stress tensor. The stress tensor calculation was done using the standard inversion method for each of the defined zones separately. It was also important whether the considered seismic sequence is

shown to consist of the main shock and its aftershocks, or of independent seismic events only.

The results obtained for different parts of the research area were first correlated mutually, in order to determine tectonic phases which were active within the whole area of the Internal Dinarides. Reconstructed tectonic phases were then correlated with data about tectonic phases which are known as being active in the whole area of the Alpine – Carpatho – Balkan – Dinaric orogenic belt. By doing that, it was possible to define the most probable tectonic process as the cause for such tectonics within the Internal Dinarides. In respect to this, within the Kopaonik area a correlation of tectonic phases and magmatic events was done. Based on this correlation, tectonic factors which controlled specific type of magmatism were discussed.

Four brittle tectonic phases were determined as being active in the research area since the Middle Eocene, while the youngest phase is also recently active one. The oldest brittle phase is characterized by transpressional tectonics, with maximal compressional axis acted in E – W to NNW – SSE direction. The age of this tectonic phase is determined as Middle to Late Eocene, and it represents the direct continuation of the older ductile phases, which caused large scale thrusting within the Dinarides triggered by the active collision between the Adriatic microplate and European continent. The second brittle tectonic phase is characterized by compressional tectonics with maximal compressional axis oriented NNW – SSE. Since the orientation of the compressional axis remained the same since the previous brittle phase, these two phases are interpreted as tectonic continuation, where only the relative magnitude of the stress axes changed. The cause of this tectonic phase is the same as for the previous one – the collision between the Adriatic microplate and Europe. Its age is interpreted as Late Eocene to Late Oligocene. Age of the third brittle tectonic phase is Late Oligocene to Early Miocene, and it is dominated by extensional tectonics. The orientation of the extensional axis varies from E – W (on the Kopaonik Mts.) to NE – SW (in the Valjevo area). There are two possible tectonic processes which could induce extension with such orientation in this area – delamination and roll-back of the subducting Adriatic slab under the Dinarides, and roll-back of the European slab beneath the Carpathian arc, which caused extension in the Pannonian Basin system. However, it is not clear yet whether the extension within the Internal Dinarides is the result of interference of these

two processes, or it was driven by different tectonic processes in the northern and southern part of our research area. Early to Late Miocene orogen parallel extension (NW – SE) is reconstructed as the first stage of the fourth brittle tectonic phase. The most probable cause of this tectonic stage is the Adriatic slab tearing process, which caused the formation of the additional space for the asthenosphere uplifting and hence the advance of the thermal gradient in the crust. This process is interpreted as possible to cause the advance of extensional processes. The second stage of this brittle tectonic phase is regarded as tectonic continuation regarding the previous one, because the orientation of the extensional axis remained the same. It is dominated by transpressional to strike-slip tectonic regime, with the maximal compressional axis oriented NE – SW. The cause of such tectonics during this tectonic stage is compression driven by counterclockwise rotation and northward motion of the Adriatic microplate in respect to the stable European continent. This brittle tectonic phase started in Late Miocene and is active in the recent times. This recently active stress tensor induces activation of two main fault systems, the NNE- and the E-striking ones. Activation of these two fault systems releases the most of the seismic energy. However, this regional stress field is superposed with the local influences, generated by the activation of smaller tectonic blocks.

Based on correlation of data about brittle tectonic phases and igneous processes on the Kopaonik Mts., two tectono-magmatic events have been determined. The Late Eocene – Early Miocene (correspond to the first three brittle phases) tectono-magmatic event was generally characterized by transpressional tectonics that provided conditions for formation of basaltic underplating and subsequent lower crustal melting and generation of I-type magmas. Due to predominant compression in the first half of this event, these magmas could not reach the upper crustal levels. Later on, limited extensional pulses that occurred before the end of this event opened pathways for newly formed mantle melts to reach shallower crustal levels and mix with the evolving I-type magmas. The second event is Middle – Late Miocene in age. It was, first, associated with clear extensional conditions that caused advancing of basaltic melts to mid-crustal levels. This, in turn, induced the elevation of geotherms, melting of shallow crust and S-type granite formation. This event terminated with transpression that produced small

volumes of basaltic melts which products can be traced on the southern slopes of the Kopaonik Mts.

Keywords: Internal Dinarides, paleostress analysis, earthquake focal mechanisms, stress field, tectono-magmatic events

Scientific field: Geosciences

Field of academic expertise: Dynamic geology

UDK number:

55:551.24.03:551.1/.761

552.3:534.64:624.07/.1

(497.11-15)(043.3)

Садржај

1. Увод	1
1.1. Мотивација рада на докторској тези и истраживано подручје	1
1.2. Структура докторске дисертације	4
2. Геотектонски положај Интерних Динарида	8
2.1. Динариди: Регионални геодинамички односи	8
2.2. Главне тектонске јединице Интерних Динарида у Србији	18
3. Теоријске поставке коришћених метода	23
3.1. Напон и деформација	23
3.2. Палеонапон	38
3.3. Сеизмологија	48
4. Средњоеоценска – горњомиоценска тектоника ширег подручја Копаоника: закључци на основу анализе палеонапона и највећих магматских догађаја	60
4.1. Увод	60
4.2. Геолошка грађа	62
4.3. Анализа палеонапона	68
4.4. Дискусија	77
4.5. Закључци	89
5. Анализа палеонапона у ширем подручју Ваљева	91
5.1. Увод	91
5.2. Геолошка грађа	92
5.3. Методологија анализе палеонапона	95
5.4. Приказ резултата анализе палеонапона	99
5.5. Дискусија	103
5.6. Закључак	107
6. Активна тектоника у подручју Интерних Динарида	108
6.1. Увод	108
6.2. Ранија истраживања сеизмичке активности подручја Интерних Динарида	109

6.3. Проучавани земљотреси	111
6.4. Фокални механизми земљотреса	118
6.5. Кинематска и динамичка анализа претпостављених активних раседа	126
6.6. Закључак: активна тектоника Интерних Динарида у домену активне тектонике у југоисточној Европи	132
7. Закључна разматрања: Еволуција напонског поља у подручју Интерних Динарида током Алпске орогенезе	135
8. Литература	139

1. Увод

1.1. Мотивација рада на докторској тези и истраживано подручје

Ова докторска дисертација део је пројекта „*Магматизам и геодинамика Балканског полуострва од мезозоица до данас: значај за образовање металичних и неметаличних рудних лежишта*“, финансираног од стране Министарства за просвету, науку и технолошки развој Републике Србије у склопу Основних научних истраживања током пројектног циклуса од 2011 – 2015. године. Пројекат се бави проучавањем рудоносних мезозојских и кенозојских магматских провинција Србије на кључним локалитетима, кроз мултидисциплинарни приступ, а све у циљу дефинисања просторног распореда, склопа и фацијалног развића стенских маса и минерализација везаних за њих, као и одређивања физичко-хемијских услова и времена њиховог образовања. Сва истраживања у склопу овог пројекта имају двоструки значај – фундаментални, јер обезбеђују нове податке за разумевање мезозојских и кенозојских геотектонских односа, и апликативни, јер доприносе дефинисању допунских критеријума за проспекцију нових лежишта минералних сировина.

Истраживања везана за ову проблематику још су значајнија имајући у виду чињеницу да се територија Србије, геотектонски посматрано, налази на контакту два орогена појаса, динарског и карпато-балканског, што је условило комплексне тектонске односе и вишефазну активацију тектонских структура. Ако се узме у обзир и чињеница да су, и кинематски и динамички гледано, ове тектонске структуре јако слабо проучене, тада је значај структурно-геолошких, тектонских и сеизмолошких истраживања на овом подручју веома велики.

Главни циљ ове докторске дисертације је реконструкција еволуције напонског поља Земљине коре у подручју Интерних Динарида у Србији током Алпског орогеног циклуса. На основу овако дефинисаног циља, постављени су следећи задаци истраживања:

1. утврђивање просторног положаја раседа и кинематских индикатора кретања по њима и прорачун тензора напона одговорних за њихову активацију. Овај задатак подразумевао је детаљна теренска осматрања морфологије и генезе, као и класификацију свих откривених раседних структура, кроз мерење елемената пада површи раседања и утврђивање њихове, често вишекратне, кинематске активности, на основу пажљиво анализираних разноврсних индикатора кретања. Посебна пажња посвећена је решавању међусобних односа раседа и/или индикатора кретања уз евидентирање односа тих структура према стенама дефинисане геолошке старости. На тај начин омогућена је јасна дистинкција старости израчунатих тензора напона на основу међусобних односа геолошких структура и апсолутне, биостратиграфске или суперпозиционо одређене старости геолошких јединица у којима су ти дисконтинуитети стенске масе откривени;
2. решавање фокалних механизма земљотреса који су се догодили у овом подручју и коришћење ових фокалних механизма за израчунавање тензора напона активних у рецентно време и одговорних за сеизмичку активност у овом подручју. Поред тога, анализа фокалних механизма требало је да омогући детерминацију најмлађег тектонског догађаја. Теоријски, тај догађај се манифестује најквалитетнијим, најбројнијим и најбоље очуваним структурним подацима, што за резултат има добијање квалитетног тензора палеонапона. Најмлађе детектовано стање палеонапона практично указује на неотектонску активност неког подручја и најчешће се у кинематском смислу континуирано наставља у виду сеизмичке активности и у рецентно време;
3. реконструкцију еволуције напонског поља на основу израчунатих тензора напона. Праћење ових промена у геолошком времену је од фундаменталног значаја за евалуацију постојећег геодинамичког модела;
4. корелацију добијених резултата са доступним палеомагнетским и геолошким подацима за дефинисање тектонских процеса који су условили еволуцију напонског поља у подручју Интерних Динарида у Србији.

Постављени задаци решени су кроз мултидисциплинарни приступ, коришћењем стандардних метода и поступака структурне геологије и сеизмологије, као и њиховом међусобном корелацијом и корелацијом са свим осталим релевантним доступним подацима, у првом реду о геодинамици и тектоници истраживаног простора. Сви добијени резултати и коришћени литературни подаци похрањени су у персоналну базу података, на основу чега је било могуће директно их поредити и лакше их користити код евалуације структура активираних у различитим деформационим фазама. Осим за потребе овог истраживања, ова персонална база ће у будућности моћи да се користи и за различите врсте додатних тектонских истраживања овог подручја. Посебан њен значај лежи у томе што садржи атрибуте о свим решеним фокалним механизмима земљотреса који су се у овом подручју догодили од 1972 – 2012. године, што до сада није постојало ни у једном сеизмолошком каталогу. На тај начин, ова ГИС база представља добру основу и за сва даља сеизмолошка истраживања.

*

* *

Истраживано подручје обухвата унутрашњи део динарског орогеног појаса, који се налази у централној и западној Србији. Ово подручје истраживања изабрано је у складу са постављеним циљем истраживања, као подручје које садржи три најсеизмичније зоне Србије: копаоничку, краљевачку и маљенску.

Сеизмичност истраживаног подручја је, иако не јака, константа, што указује на континуирану тектонску активност у Интерним Динаридима. Инструментални подаци указују на најјачу сеизмичку активност у подручју источних падина Копаоника, са неретким земљотресима магнитуде преко 5. Затим следи подручје Маљена са јаким земљотресима који су се десили у подручју Мионице, док је 2010. године започела интензивна сеизмичка активност у подручју града Краљева (земљотрес од 3.11.2010. године, магнитуде 5.4).

Теренска структурно-геолошка истраживања извршена су у две од ове три зоне – копаоничкој и маљенској, док је у зони око града Краљева због геолошке грађе и покривености терена (стене плиоценске и квартарне старости, са врло мало

изданака са било каквим видљивим тектонским структурама), било немогуће извршити планирана структурно-геолошка истраживања. У источном делу зоне Копаоника подручје је проширено додатно према истоку, тако да обухвата и шавну зону између динарског и карпато-балканског орогеног појаса, као и најзападнији део Карпато-балканског орогена.

Треба напоменути да, иако је у почетним фазама израде ове дисертације планирано да се изврше истраживања анизотропије магнетске суцептибилности у овом подручју, резултати ових мерења неће бити приказани у даљем тексту. Разлог за то лежи у чињеници да је однос између анизотропије магнетске суцептибилности у једној стени и регионалних (па и локалних) праваца тектонске деформације веома комплексан и осим у тектонском, мора да се разматра и у смислу литологије једне стене, минерала носилаца магнетизације, услова депозиције и литификације проучаване стенске масе. Читав овај методолошки принцип је још увек у развоју (нпр. *Pomella* 2014), па би приказ резултата добијених применом ове методе захтевао многа даља разматрања и интерпретације, што је ван фокуса овог доктората и само по себи може представљати тему за засебну докторску студију.

1.2. Структура докторске дисертације

Структура ове докторске дисертације слична је структури кумулативне докторске тезе. Кумулативне докторске дисертације, иако не тако честе на нашем Универзитету, представљају стандард на многим светским универзитетима. Класична кумулативна докторска теза састоји се из одређеног броја засебних целина, које делом имају различиту тематику, али су све те целине суштински повезане и њихова веза даје објашњења циљева постављаних пре израде докторске дисертације. Такав формат докторске дисертације показао се као врло користан у овом случају, због постављеног циља – решавање еволуције напонског поља у подручју Интерних Динарида у Србији током Алпске орогенезе. Како је већ наведено, подручје истраживања подељено је у три зоне, у којима су вршена структурно-геолошка истраживања, анализа сеизмичности и корелација ових

података са осталим релевантним геолошким подацима. У складу са тим, приказ резултата у тези је конципиран тако да се састоји из три целине, што прати заједнички увод, приказ тектонских дешавања и геологије читавог подручја, као и приказ теоријских основа метода које су коришћене током овог истраживања. Те три целине кроз које су приказани резултати истраживања су суштински подељене по тематици коју обрађују – анализа тектоно-магматских догађаја на подручју Копаоника, палеонапонска анализа у подручју Ваљева и анализа сеизмичности у читавом подручју Интерних Динарида у Србији. Веза ових целина даје одговоре на постављен циљ и задатке истраживања – објашњава еволуцију напонског поља подручја Интерних Динарида од еоцена до данас.

У **поглављу 2** објашњена је геотектонска позиција истраживаног подручја. Објашњен је процес затварања океана Неотетиса, колициони и постколициони тектонски процеси, а највећа пажња је посвећена процесима који су имали директне импликације на кинематику проучаваних раседних структура. Такође, у оквиру овог поглавља је дат и опис геолошке грађе тектонских јединица, без коментарисања детаљних литостратиграфских односа у оквиру већих тектонских јединица, што је учињено у наредним поглављима.

Поглавље 3 садржи опис теоријских поставки метода које су коришћене у овом истраживању. На почетку је дат приказ физичких и математичких принципа формирања тензора напона, а затим су приказане статистичке методе којима се, на основу теренских података, може израчунати тензор напона. У делу који се тиче сеизмологије приказан је начин формирања фокалног механизма земљотреса, а затим и специфичности инверзије групе фокалних механизма у циљу израчунавања тензора напона одговорног за активацију сеизмички активних раседа. Ово поглавље односи се искључиво на теоријске поставке, док су специфичности метода коришћених у овом истраживању и детаљна објашњења разлога за избор примењених метода дата у даљим поглављима.

Поглавље 4 представља целину у којој су објашњени резултати реконструкције еволуције напонског поља у подручју Копаоника. У уводном делу ове целине објашњена је тектонска проблематика везана за овај део истраживаног подручја и дат је детаљан опис геолошких јединица које изграђују подручје планине

Копеолик, са посебним освртом на магматске стене, њихов састав и геохемијске карактеристике, који су од значаја за геодинамичке процесе смештаја ових стена. У методолошком делу овог поглавља ближе су објашњене коришћене методе за израчунавање тензора напона на основу података са истраживаног терена, као и детаљна дискусија о томе зашто су изабране баш те конкретне методе. Након приказа добијених резултата у овом подручју, они су дискутовани и у смислу локалне тектонске слике, али и могућих тектонских процеса који су условили такву кинематику раседа, али и многе друге геолошке процесе, као што је специфични магматизам, стварање седиментних басена, њихова инверзија, итд.

У **поглављу 5** дат је приказ резултата реконструкције еволуције напонског поља у подручју околине града Ваљева, на контакту западне Вардарске зоне и Јадарског блока. У уводу овог поглавља објашњава се специфичност геолошког и тектонског положаја и мотиви зашто је за ово истраживање изабрано конкретно подручје. У делу где се описују коришћене методе, објашњено је које су биле специфичности приликом прикупљања теренских података, који су поступци изабрани за израчунавање тензора напона и која је предност коришћених поступака у односу на остале који постоје. У приказу резултата дати су детаљи о реконструисаним тензорима напона, који су затим дискутовани у локалном и ширем тектонском контексту.

У **поглављу 6** приказана је проблематика која се тиче активне тектонике у подручју Интерних Динарида у Србији, посматрано кроз три проучаване сеизмичке зоне. У уводном делу дат је приказ историјата проучавања активне тектонике на овом подручју, а затим су дефинисане сеизмичке зоне и приказани су улазни подаци за даље разматрање сеизмичности и узрока сеизмичности у овом подручју. У даљим деловима приказани су методолошки поступци детерминације активних структура и припреме података за инверзију, а потом и резултати саме инверзије фокалних механизма земљотреса у циљу решавања тензора напона активног у рецентно време у овом подручју. Резултати анализе сеизмичности три проучаване сеизмичке зоне дискутовани су и у смислу кинематске и динамичке анализе активних раседних структура, али и у ширем контексту, као дела динарско – панонско – карпато – балканског појаса.

Поглавље 7 представља сумарни приказ еволуције напонског поља Земљине коре у подручју Интерних Динарида у Србији, укључујући и реконструисане тензоре напона старијих тектонских фаза и тренутно активне тензоре напона. Ту је дат модел еволуције напонског поља у контексту тектонских процеса који су (били) узрочник таквом пољу, али и геолошких импликација такве динамике и кинематике раседа на истраживаном подручју.

2. Геотектонски положај Интерних Динарида

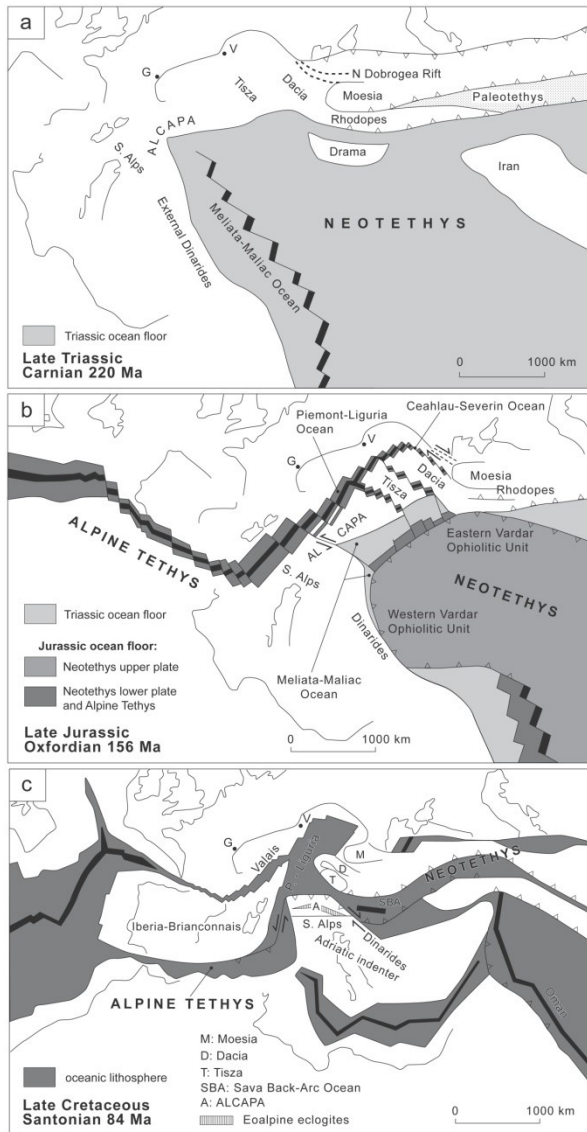
2.1. Динариди: Регионални геодинамички односи

Динариди су део алпско – карпато – балканско – динарског орогеног система, који је настао као резултат конвергенције између Јадранске и Европске плоче. Представљају деформисану маргину Јадранске микроплоче. Овај орогени систем део је много већег, Циркум-медитеранског орогеног система (слика 2.1).



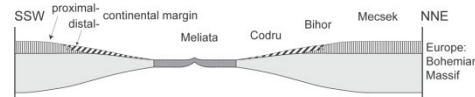
Слика 2.1. Карта Алпско – карпато – динарског орогеног система са приказаним положајима данашњих деформационих фронта и активних зона субдукције (преузето из *Matoš* (2014)).

Алпско – карпато – балканско – динарски орогени систем састоји се од тектонских јединица које представљају различите палеогеографске домене Јадранске и Европске плоче, као и океана Неотетиса. Тектонска еволуција овог



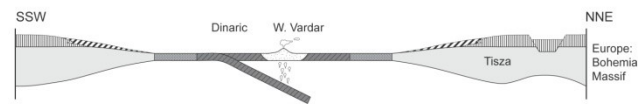
Triassic - Jurassic boundary

a) NW Dinarides - Tisza - Bohemian massif (I)



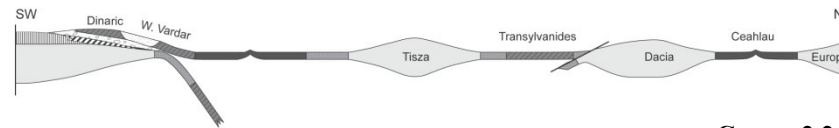
early Middle Jurassic

c) NW Dinarides - Tisza - Bohemian massif (I)

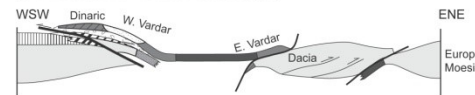


latest Jurassic

e) central Dinarides - Tisza - Dacia - Europe (II)

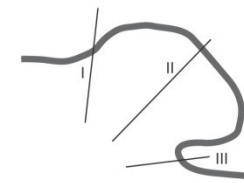
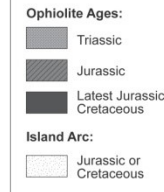
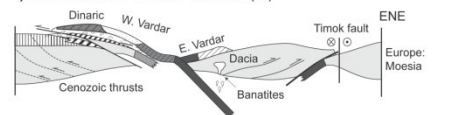


g) SE Dinarides - Dacia - Moesia (III)



Late Cretaceous

i) SE Dinarides - Dacia - Moesia (III)



Слика 2.2. Шематска палинпастичка реконструкција еволуције европског и афричког континета и океанских простора океана Meliata – Maliac, Неотетиса и Алпског Тетиса (преузето из Schmid et al. (2008)).

Ова тектонска дешавања приказана су у три тренутка геолошког времена:

a) горњи тријас – карнијски кат (220 Ма),

b) горња јура – оксфордски кат (156 Ма),

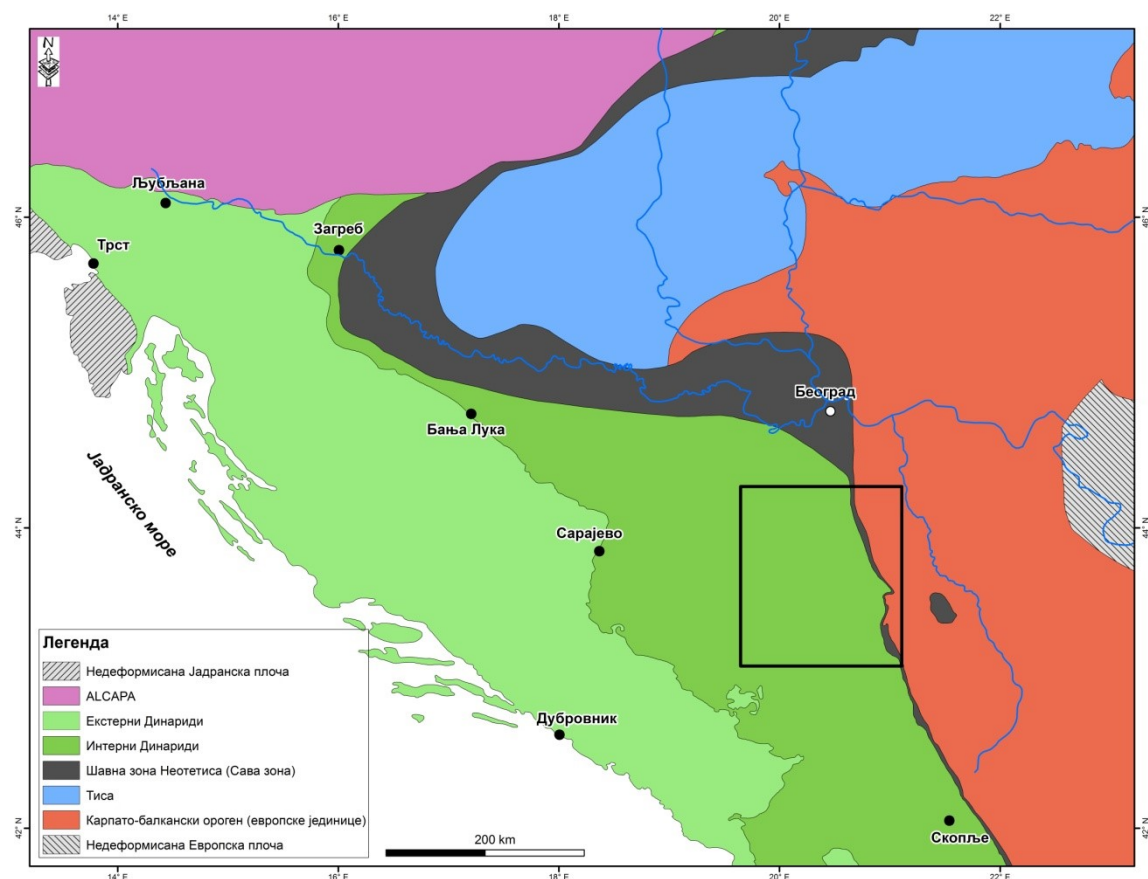
c) горња креда – сантон (84 Ма).

Тектонску реконструкцију приказану на скицама прате и профили, чији су положаји у односу на данашњи положај Карпато-балканског лука приказани у горњем десном углу слике.

орогеног система почела је у тријасу (карнијски кат, 220 Ma), отварањем океана Неотетиса, између Афричке и Европске плоче (слика 2.2 а, *Schmid et al.* 2008). Северозападни део Неотетиса, у литератури познат и као Meliata – Maliac океан (*Channel and Kozur* 1997; *Stampfli and Borel* 2004), је наставио да се шири током горњег тријаса, што је трајало све до лијаса односно почетка догера (доња – средња јура). Крајем доње јуре почело је отварање централног Атланског океана, као и његових источних грана у склопу Алпско – карпатског Тетиса, тј. океанских домена Piemont – Liguria и Ceahlau – Severin (слика 2.2 b, *Schmid et al.* 2008). То је довело до поделе Јадранске плоче (укључујући и будуће Јужне Алпе и јединицу ALCAPA), као и одвајања мега-јединица Tisza и Dacia од европског континента почетком горње јуре (оксфордски кат, 156 Ma). У исто време се дешавала субдукција тријаског океана Meliata – Maliac ка југоистоку, испод јурских делова Неотетиса, од којих су касније формиране Западна и Источна Вардарска офиолитска јединица. Обе ове јединице су обдуковане: Западна Вардарска офиолитска јединица преко јадранске маргине (будућих Динарида) током горње јуре, а Источна Вардарска офиолитска јединица преко мега-јединице Dacia, крајем доње креде. У сантону (84 Ma) су се две гране Алпског Тетиса (Valais и Piemont – Liguria) преко карпатског простора повезале са кредним гранама Неотетиса. Једна од тих кредних грана био је изалучни океан који ће касније формирати Сава зону (слика 2.2 c, *Schmid et al.* 2008; *Ustaszewski et al.* 2009). Финално затварање овог океанског појаса започело је у горњој креди – доњем палеогену (*Schmid et al.* 2008). Током средњег еоцена и почетком олигоцена затварање источног вардарског океанског домена резултирало је регионалном компресијом у правцу исток – запад, која је узроковала западно-вергентна навлачења европских јединица преко Интерних Динарида (*Schmid et al.* 2008). На тај начин су се европске јединице (мега-јединице Tisza и Dacia) нашле у вишој тектонској позицији у односу на Динариде. Такав процес навлачења ван секвенце (енгл. out-of-sequence thrusting) је у Динаридима довео до формирања серије композитних навлака, које у свом доњем делу садрже континентални материјал (јадранског афинитета), а у горњем делу офиолитски материјал.

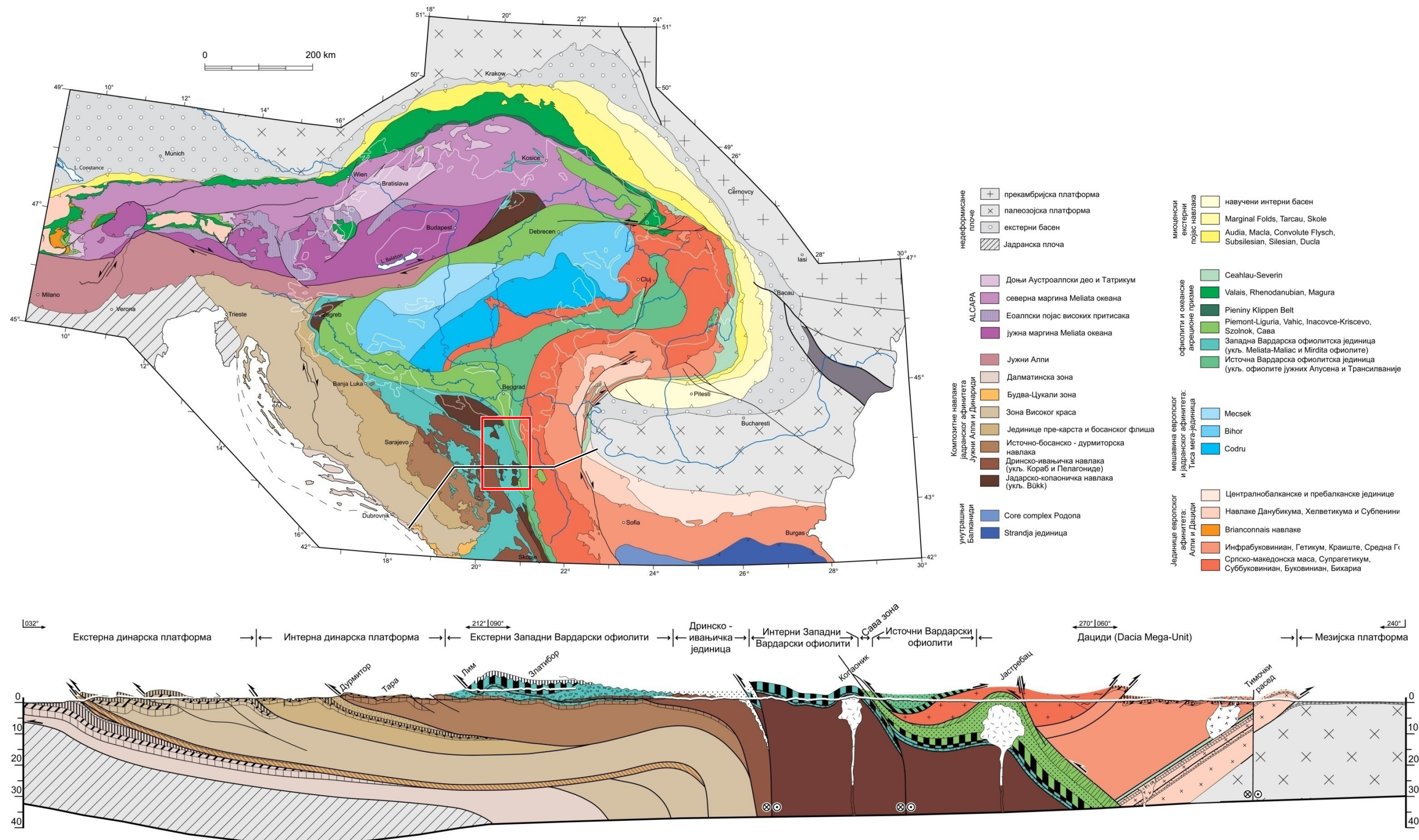
Интерни Динариди представљају унутрашњи део динарског орогена, и налазе се на контакту овог орогена са Карпато-балканским орогеном, смештеним на истоку.

Ова два орогена дели кредна Сава зона (*Schmid et al. 2008*; *Централна вардарска зона* према *Димитријевићу* (1995) и *Сава-Вардар зона* према *Ратић* (2002)), која представља сутурну (шавну) зону и маркира линију по којој се затварао Неотетис. Све геолошке јединице западно од ове шавне зоне припадају Динаридима (слика 2.3).



Слика 2.3. Карта тектонских јединица Алпско – карпато-балканско – динарског орогена, са назначеном зоном простирања Интерних и Екстерних Динарида (поједностављено према *Schmid et al. (2008)*).

О геологији Динарида, али и начину затварања Вардарског океана, а самим тим и о тектонским односима геолошких јединица које граде Динариде, дуго времена се водила полемика. Главни проблем односио се на постојање два офиолитска појаса у оквиру динарског орогена: спољашњег, који је *Димитријевић* (1995) назвао *Динарски офиолитски појас*, и унутрашњег, који исти аутор назива *Вардарска зона*. Постојање ове две офиолитске зоне, и њихов тектонски однос са континенталним јединицама, Дринско-ивањичким елементом и Јадарским блоком

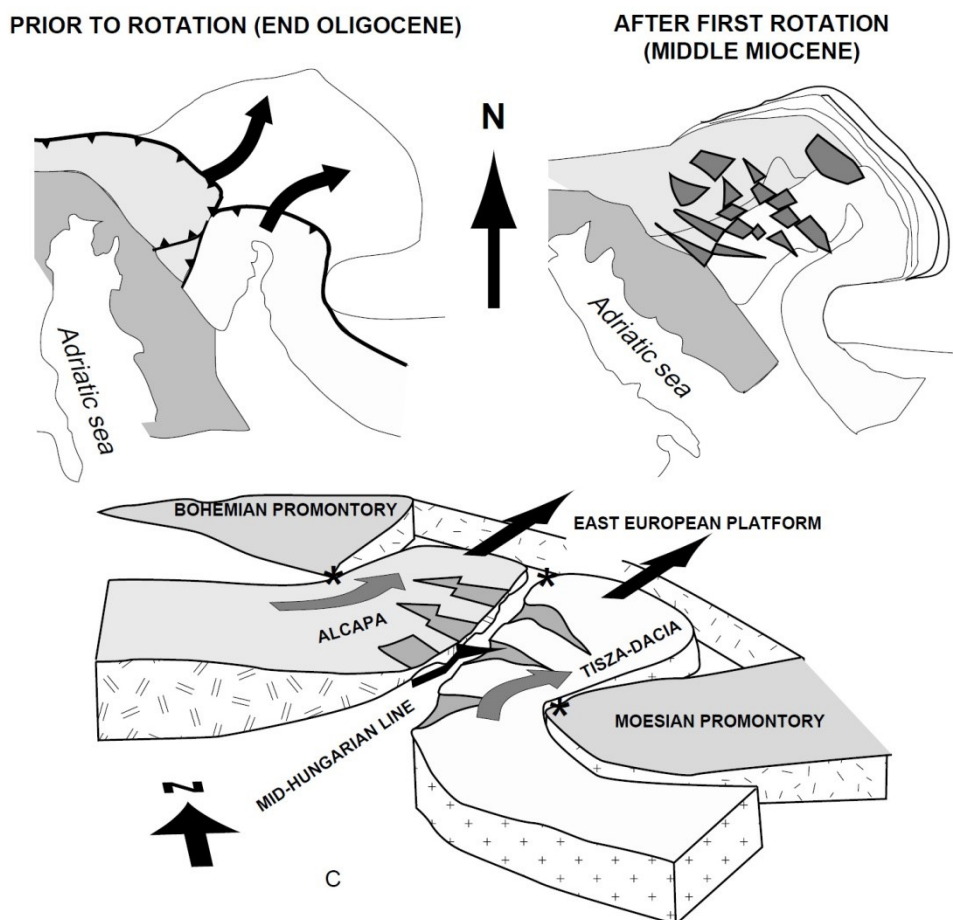


Слика 2.4. Карта највећих тектонских јединица Алпа, Карпата и Динарида (преузето из Schmid et al. (2008)), са одговарајућом легендом и профилем кроз Динариде, чија је профилска линија назначена црном бојом на карти.

(Димитријевић 1995), интерпретирани су као резултат постојања два океанска домена, која су била раздвојена поменути континенталним доменима (Димитријевић 1995; Karamata 2006; Pamić et al. 2002). Према новијим интерпретацијама (Schmid et al. 2008; слика 2.4), ова два офиолитска појаса обједињена су у једну офиолитску јединицу, која се назива Западна вардарска офиолитска јединица (*Western Vardar Ophiolitic Unit*). Ова офиолитска јединица је јурске старости и обдукована је на пасивну маргину Јадранске плоче током горње јуре. Према овој интерпретацији, континенталне Дринско-ивањичка и Јадарско-копаоничка јединица представљају тектонске прозоре испод јединствене навлаке офиолита, а граде их дистални палеогеографски домени Јадранске плоче. Ови аутори, осим тога, наводе и да су садашњи односи између офиолитских и континенталних тектонских јединица резултат кредног до палеогеног навлачења ван секвенце (при чему је алохтони део навлаке изграђен од млађих јединица, а аутохтони од старијих, што је обрнуто у односу на уобичајени процес навлачења, тзв. навлачења у секвенци), које је у великој мери модификовало почетну једноставну геометрију која је настала као последица обдукције.

Конвергентни процеси изазвани субдукцијом и колизијом, су у Интерним Динаридима трајали до горњег олигоцена. Међутим, у Екстерним Динаридима и Јужним Алпима колизија између Јадранске микроплоче доводи до стварања система навлака, и условљава латералну екструзију блокова који се налазе у контактним зонама са стабилном Европском плочом (слика 2.4 – недеформисана плоча) и њихово смештање у простор Панонског басена: ALCAPA и блока састављеног од мега-јединица Tisza и Dacia (Csontos and Nagymarosy 1998; слика 2.5). Латерална екструзија ових блокова акомодирана је активацијом великих транскурентних раседа: Периадријатског раседа, који се према истоку наставља у Средњомађарску раседну зону (који акомодирају кретање блокова ALCAPA и Tisza), и Тимочког раседа (који акомодира кретање блока Dacia). У доњем и средњем миоцену је наставак латералне екструзије ових блокова био потпомогнут и активном екстензијом у простору Панонског басена, која је била условљена повлачењем субдукујуће европске плоче (slab retreat process, Royden and Horvath 1988; Ratschbacher et al. 1991; Horvath et al. 2006; Cloetingh et al. 2006; Schmid et al. 2008). Чини се, ипак, да ова екстензија у Панонском басену није била класичан

пример изалучне (енгл. back-arc) екстензије (*Seghedi and Downes 2011*), већ да је, макар у неким деловима Панонског басенског система, била убрзана и активним постколиззионим магматизмом, што је даље условило да је екстензија у различитим просторима овог басенског система била контролисана и реолошким својствима коре у тим просторима.



Слика 2.5. Шематски тектонски модел горњоолигоценске до доњомиоценске латералне екструзије блокова ALCAPA и Тиса – Дациди, и еволуције Панонског басенског система. А: иницијални стадијум пре велике ротације (горњи олигоцен); В: мапа положаја троугластих басена (тамно-сива подручја) након ротације блокова и екстензије у правцу СИ – ЈЗ (средњи миоцен); С: финални блок дијаграм блокова ALCAPA и Тиса – Дациди и приказаним структурним положајем Средњомађарске раседне зоне. Преузето из *Csontos and Nagymarosy (1998)*.

Екстензија у панонском подручју дешавала се отприлике у исто време када и егејска екстензија (*Gautier et al. 1999*), која је била изазвана процесом повлачења субдукујуће плоче јужне гране Неотетиса под Хелениде. Ова екстензија није се манифестовала само ширењем простора, већ је један њен део био акомодирани

комплексним ротацијама, које су довеле до формирања екстензионих метаморфних комплекса (Родопи) као и кретања по трансферним зонама (Анатолијски расед, расед Скадар – Пећ, итд.) у широј области (*van Hinsbergen and Schmid 2012*). На основу показатеља постојања субдукујућег дела Јадранске плоче испод садашњих Динарида (*Bennett et al. 2008*), која се на северу просторе до географске ширине Сарајева, претпостављено је да се ова субдукујућа плоча испод Динарида може пратити до Егејског региона и да заправо представља јединствену целину са оном која се субдукује испод Хеленида (*Wortel and Spakman 2000*).

Имајући ово у виду, поставља се питање да ли постоји веза између панонске и егејске екстензије и у чему се огледају контролни фактори ова два екстензиона процеса на миоценску тектонику у Интерним Динаридима. *Handy et al. (2014)* су дали палинспастичку реконструкцију Алпско – карпато – динарског орогеног система од еоцена до данас, у којој су, између осталог, дали објашњење везе екстензије у Панонском басену и оне условљене повлачењем субдукујуће плоче испод Динарида и Хеленида. Ови аутори наводе да је непостојање субдукујуће Јадранске плоче испод северних Динарида (северно од Сарајева) директан резултат процеса откидања (енгл. *slab tearing process*) дела субдукујуће јадранске плоче испод Динарида и њеног одвајања од дела који се субдуковао испод Алпа. То одвајање десило се по трансферном раседу, који је касније служио као ослабљена зона за формирање Средњомађарске раседне зоне. На тај начин се Јадранска плоча одвојила од свог субдукујућег дела испод Динарида, па је читава конвергенција између ове и европске плоче била концентрисана у најсевернијем делу Јадранске плоче. Такво кретање Јадранске плоче, за које се, макар у поменутом северном делу, сматра да је било независно од дела који се субдуковао, је дуж поменутог трансферног раседа отворило простор за издизање астеносфере. Аутори овог модела претпостављају да је управо овај процес био одговоран за еоценско – олигоценски калко-алкални магматизам у Алпима и Динаридима. Такође, ови аутори верују да је описани процес откидања субдукујуће јадранске плоче, који је довео до издизања астеносфере по некадашњем трансферном раседу, ослабио карпатски сегмент горње плоче, и на тај начин побољшао екстензију контролисану повлачењем европске плоче испод

карпатског лука, што је у сагласности и са поменутиим моделом који предлажу *Seghedi and Downes* (2011).

Пост-колизиону тектонику Интерних Динарида, као и читавог орогеног система коме припадају, дакле, карактеришу два значајна периода у којима доминирају два различита тектонска режима: миоценска екстензија и плиоценско-квартарна транспресиона тектоника.

Верује се да је панонска екстензија условила и екстензију у северном делу Интерних Динарида, која је довела до магматизма S-типа (Цер и Букуља; *Koroneos et al.* 2011; *Cvetković et al.* 2007) и формирања екстензионих метаморфних комплекса (енгл. core complex) који су ексхумирали поменуте интрузије и довели до седиментације услед активације нормалних раседа благог пада (енгл. detachment fault) (*Stojadinović et al.* 2013). *Marović et al.* (2007) су показали да је правац ове горњоолигоценске до доњомиоценске екстензије у подручју Букуље био С – Ј до СЗ – ЈИ. *Ilić and Neubauer* (2005) и *de Leeuw et al.* (2012) наводе да је у централном делу Динарида, односно у Екстерним Динаридима, доњо- до средњомиоценска екстензија имала правац СИ – ЈЗ и да је била везана за панонску екстензију. За разлику од њих, *Schefer et al.* (2011) миоценску екстензију правца С – Ј, која је у јужном делу Интерних Динарида довела до формирања екстензионих метаморфних комплекса (као што су студентички и копаонички), везује за деламинацију и повлачење субдукујуће Јадранске плоче под Динариде, а на тај начин је генетски везује за егејску екстензију. *Marović et al.* (2002) ипак тврде да је северна граница утицаја егејске екстензије највероватније везана за линију Скадар – Пећ и њен наставак даље према истоку. Због оваквих опречних мишљења још увек остаје нејасно да ли се граница утицаја ове две, различито контролисане екстензије, може повући негде у централном делу данашњег Балканског полуострва, или је формирање миоценских басена у Динаридима, као и осталих екстензионих структура, везано за интерференцију панонске и егејске екстензије, што би било и у складу са моделом који су предложили *Handy et al.* (2014).

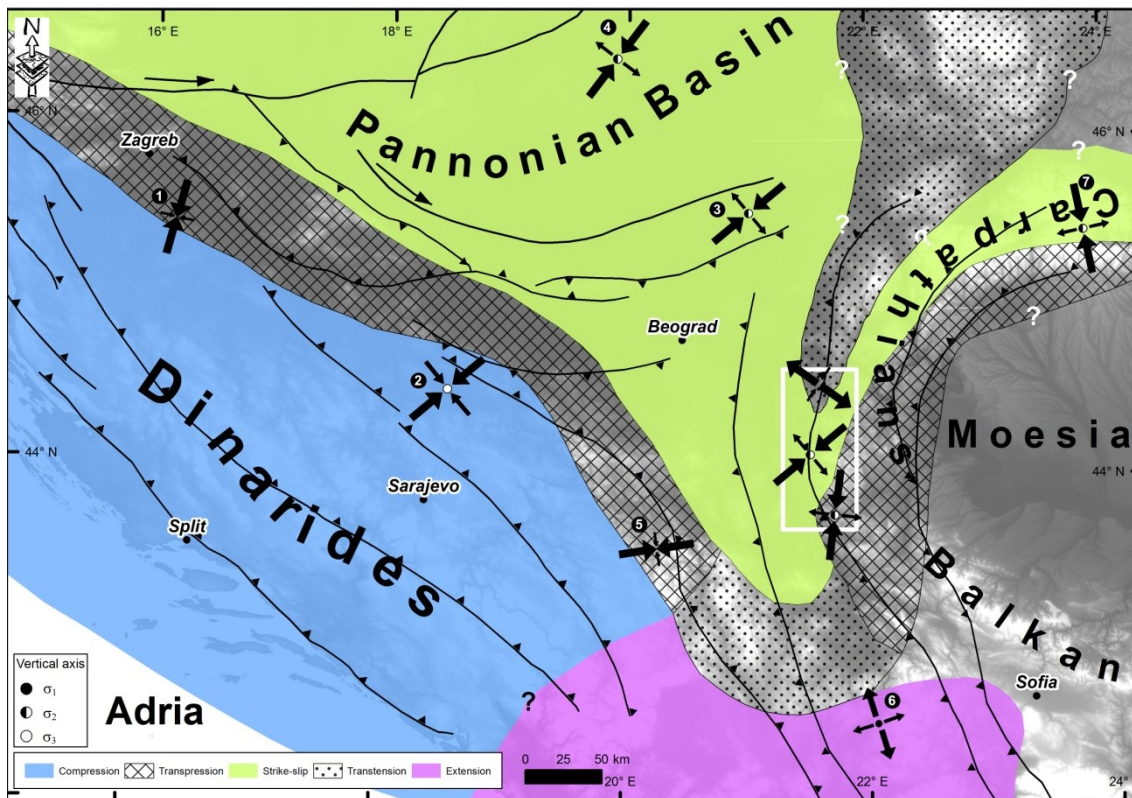
Плиоценско – квартарна тектоника у Интерним Динаридима карактерисана је транспресионом тектоником, која је резултат већег утицаја Јадранске микроплоче,

тј. њеног кретања ка север-североистоку и ротације у смеру супротном од смера кретања казаљке на часовнику. Такав већи утицај Јадранске микроплоче био је могућ због тога што се износ екстензије у Панонском басену смањило услед потпуне конзумације и/или откидања субдукујуће европске плоче (нпр. откидање у Vrancea зони у Румунији), па је на тај начин цео басенски систем остао "закључан" и био изложен компресионом напону услед утицаја кретања и ротације Јадранске микроплоче.

Овакво кретање Јадранске микроплоче изазива компресију у граничним зонама са Алпима/Динарима од 2 – 3 mm годишње (*Grenerczy et al. 2002; Vrabcic et al. 2006*), и 1 – 1.5 mm годишње у централном делу Екстерних Динарида близу хрватске обале (*Grenerczy et al. 2002; Grenerczy et al. 2005*). Ова конвергенција се преноси и у унутрашњи део стабилног европског континента, па су карактеристике компресије условљене кретањем Јадранске микроплоче документоване у СЗ делу Динарида (*Herak et al. 2009*), на граници Динарида и Панонског басена (*Ustaszewski et al. 2014*), у Панонском басену (*Bada et al. 2007*), у Интерним Динаридима у Србији (*Павловић и др. 1995; Marović et al. 2002*) и у најзападнијем делу Гетикума у Карпато-балканском орогену у источној Србији (*Mladenović et al. 2014a*).

Ојлеров пол ротације Јадранске микроплоче налази се у Западним Алпима (*Anderson and Jackson 1987; Weber et al. 2010*), тако да њена ротација у смеру супротном од смера кретања казаљке на часовнику изазива компресију која у Јужним и Источним Алпима има смер ССЗ – ЈЈИ до С – Ј и делује у компресионом тектонском режиму (*Bada et al. 2007*) и постепено се мења до ССИ – ЈЈЗ у северозападним Динаридима у Хрватској, где има транспресиони режим (*Herak et al. 2009*), и СИ – ЈЗ Панонском басену (*Bada et al. 2007*) и централној Србији (*Павловић и др. 1995; Marović et al. 2002; Mladenović et al. 2014a*) где делује у транскурентном тектонском режиму (слика 2.6). *Marović et al. (2002)* указују на то да се сеизмичка енергија у централном делу Србије ослобађа услед кретања по наслеђеним руптурама и ослабљеним зонама, које су повољно оријентисане у односу на поменути правац максималне компресије у овом подручју (СИ – ЈЗ). Таква рецентна тектоника је наставак плиоценских и квартарних тектонских дешавања, јер је у многим зонама јужно од

Периадријатског раседа показано да је услед утицаја Јадранске микроплоче извршена структурна инверзија наслеђених екстензионих структура из Панонског басена (нпр. *Grenerczy et al. 2005; Bada et al. 2007; D'Agostino et al. 2008; Jamšek-Rupnik 2013; Ustaszewski et al. 2014*).



Слика 2.6. Шематски карта рецентних тектонских режима на Балканском полуострву и у Панонском басену; преузето из *Mladenović et al. (2014a)* где је компилирана на основу података и карата из *Marović et al. (2002), Radovanović (2003), Fügenschuh and Schmid (2005), Bada et al. (2007), Kastelic et al. (2013)*. Бројеви од 1 – 4 приказују подручја обрађена у раду *Bada et al. (2007)*; тензори 5 и 6 су базирани на подацима из *Marović et al. (2002)*; тензор 7 је на основу података из *Fügenschuh and Schmid (2005)*. Бели правоугаоник приказује подручје контакта Гетикума и Српско-македонске масе, обрађеног у оригиналном раду из кога је преузета ова карта. Релативна величина стрелица код приказаних тензора указује на релативну магнитуду оса напона, тј. њихов међусобни однос.

2.2. Главне тектонске јединице Интерних Динарида у Србији

Дринско-ивањичка јединица (слика 2.4) састављена је од дисталних делова јадранске пасивне маргине. Ова јединица је, највероватније током доње – средине креде навучена преко Источнобосанско – дурмиторске јединице, и преко себе

пасивно носила већ обдуковане западновардарске офиолите (офиолите Златибора). Фронтални део ове навлаке изграђен је од тријаских до средњојурских седимената, који су на Основној геолошкој карти СФРЈ картирани североисточно од Сарајева (*Schmid et al.* 2008). Интерни делови Дринско-ивањичке јединице изграђени су у највећем делу од палеозојских формација ниског степена метаморфизма (*Milovanović* 1984), које чине базу мезозојских формација ове јединице. Фације мезозојских седимената су веома сличне онима које се могу наћи у оквиру Источнобосанско-дурмиторске јединице (*Dimitrijević and Dimitrijević* 1991). Локалне појаве црвених нодуларних кречњака горњоанизијске старости (*Судар* 1986) и силификованих танкослојевитих ладинских до карнијских кречњака (формација Гривска) указују на то да су ове стене депоноване на релативно дисталном делу пасивне јадранске маргине, чије је формирање започело у тријасу (*Rampoux* 1970; *Dimitrijević and Dimitrijević* 1991). За ову јединицу типичне су дебеле секвенце јурских радиоларита (*Ђерић et al.* 2007) које су формиране пре обдукције офиолита. Ценомански до мастрихтски седименти, који леже преко највеће дискорданце, представљени су плитководним кластичним и рудистним кречњацима, који поступно прелазе у флиш (флиш Косовске Митровице). Од запада ка истоку, ове серије дискордантно покривају ултрамафите и меланж Западне вардарске офиолитске јединице, и палеозојске и мезозојске седименте Дринско-ивањичке јединице. Овај седиментни покривач је пост-тектонски и пост-метаморфни у односу на горњојурску – доњокредну обдукцију Западне вардарске офиолитске јединице и доњокредне – горњокредне деформације. Дринско-ивањичка јединица представља подину следећој, тектонски вишој, континенталној, Јадарско-копаничкој јединици (композитној навлаци).

Јадарско-копаоничка јединица (слика 2.4) је данас у директном контакту са Дринско-ивањичком јединицом по транскурентном раседу који је у литератури познат као Зворнички шав (*Димитријевић* 1995), који *Karamata* (2006) сматра линијом офиолитског шави између континенталног Дринско-ивањичког и Јадарског терана. Према интерпретацији коју су дали *Schmid et al.* (2008), ова јединица такође пасивно носи западновардарске офиолите, па би се онда Зворнички шав могао интерпретирати као северозападни продужетак дугачког

појаса сенонског флиша, који маркира тектонску границу између Дринско-ивањичке и Јадарско-копаоничке јединице. Јадарско-копаоничка јединица је такође била активирана након горњојурске обдукције Западне вардарске офиолитске јединице и такође је свуда дискордантно покривена горњокредним (сенонским) флишом, при чему је највећа оваква појава картирана код Љига (тзв. Љишки флиш). Јадарски блок изграђен је од ниско метаморфисане палеозојске основе покривене пермским кречњацима, преко које лежи тријаска секвенца, која је слична оној у Дринско-ивањичкој јединици (*Димитријевић* 1995). У јужној Србији се могу наћи још два комплекса који припадају Јадарско-копаоничкој јединици: тектонски прозор на подручју Копаоника и мања јединица која се налази испод офиолита Западне вардарске јединице, коју *Димитријевић* (1995) назива *Студеничка пласа*. Обе ове јединице изграђене су од нискометаморфисаних палеозојских и мезозојских стена. *Karamata* (2006) сматра копаонички блок још једним континенталним тераном, који продужава ка северу, све до Београда.

Западна Вардарска офиолитска јединица (слика 2.4) представља офиолите обдуковане на пасивну јадранску маргину и обухвата два појаса одвојена Дринско-ивањичком континенталном јединицом. Екстерни појас највећи број аутора назива *Динарским офиолитима* (или *Динарским офиолитским појасом*, *Ramić et al.* 2002; *Karamata* 2006), а такође је познат и као *Централни динарски офиолитски појас* (*Lugović et al.* 1991). Највећи број офиолитских навлака овог екстерног појаса лежи преко екстерних делова Дринско-ивањичке јединице, а мањи део преко интерних делова Источнобосанско-дурмиторске навлаке у Србији и Црној Гори. Интерни офиолитски појас *Karamata* (2006) назива *Западни вардарски офиолити*, а у литератури се срећу још и називи *Унутрашњи динарски офиолитски појас* (*Lugović et al.* 1991), *Екстерна вардарска субзона* (*Димитријевић* 1995; *Dimitrijević* 2001), или само *Вардарска зона* (*Ramić et al.* 2002). Југозападни офиолитски појас (динарски по Карамати) Западне вардарске офиолитске јединице је у највећем делу изграђен од лерзолита, мада се локално јављају и харцбургити. Магматски чланови су веома ретки (*Lugović et al.* 1991; *Trubelja et al.* 1995). Харцбургити, који представљају осиромашене перидотите омотача, у највећем делу изграђују североисточни офиолитски појас

(западновардарски по Карамати) Западне вардарске офиолитске јединице, која такође садржи и велике количине магматских стена са супрасубдукционим геохемијским афинитетом (*Karamata et al.* 1980; *Spray et al.* 1984; *Lugović et al.* 1991). Многи аутори су дошли до закључка да су офиолити западног појаса претежно MORB типа, док они у источном појасу представљају супрасубдукционе офиолите типа океанског острвског лука. Ова два офиолитска појаса се у северној Албанији спајају у јединствену већу офиолитску навлаку која се назива *Мирдита зона* (*Bortolotti et al.* 1996, 2005; *Gawlick et al.* 2007). На основу радиометријског датирања (*Spray et al.* 1984; *Bazylev et al.* 2006; *Ustaszewski et al.* 2009) и палеонтолошких података из најстаријих стена које дискордантно леже преко офиолита (*Prela* 1994; *Chairi et al.* 1994; *Marcucci et al.* 1994; *Marcucci and Prela* 1996), старост перидотита и магматских стена у оба појаса је средњо- до рана горњојурска (келовејска до рано-титонска). Ранг старости одређених за метаморфне стене метаморфисане до амфиболитске фације, које се налазе директно испод обдукованих офиолита и припада офиолитском меланжу, тзв. метаморфне ђонове (енгл. *metamorphic sole*) је нешто старији (алински – оксфордски кат, *Lanphere et al.* 1975; *Okrusch et al.* 1978; *Dimo-Lahitte et al.* 2001). Метаморфни ђонове су присутни скоро на свим местима испод обдукованих офиолита у Босни, Србији и Албанији. На основу индикатора смицања, који су сачувани у неким од постојећих метаморфних ђонова, као што су Златибор (*Schmid et al.* 2008), Брезовица (*Karamata et al.* 2000), као и у Мирдита офиолитима у Албанији (*Carosi et al.* 1996), може се утврдити да се интраокеанска обдукција вршила у правцу ЗЈЗ, који заклапа мали угао или је скоро паралелан са данашњим пружањем Динарида. Офиолитски меланж (на ОГК СФРЈ картиран као дијабаз-рожначка формација), који се налази испод метаморфних ђонова обдукованих офиолита, представља мешавину стена доње плоче које су од ње одвојене механичким путем и припојене горњој плочи, и гравитационо таложених олистолита који потичу са горње плоче. Финалне фазе обдукције офиолита и офиолитског меланжа датиране су на основу слојева који покривају претходно обдуковану Западну вардарску офиолитску јединицу. Ове седиментне секвенце, изграђене од конгломерата који садрже континентални и обрађени офиолитски материјал, али и платформских и спрудних карбоната, које у старости варирају од

беријаског до валендинског ката, широко су распрострањене у Западној вардарској офиолитској јединици. Старост ових формација одређује да су се финалне фазе обдукције десиле током горње јуре.

Сава зона (*Schmid et al.* 2008; слика 2.4) маркира позицију шава између мегајединица Tisza и Dacia, које се налазе на североистоку и југоистоку, и у вишој су тектонској позицији у односу на Динариде. Оригинално је овај појас офиолитских, осталих магматских и метаморфних стена, који се простире од Загреба до Београда, називан *Северозападна Вардарска зона* (*Pamić* 1993) или *Сава – Вардар зона* (*Pamić* 2002). *Pamić et al.* (2002) интерпретирани су је као горњокредни до доњопалеогени вулкански изалучни басен, који је био отворен све до средњоеоценске колизије Динарида и Tisza блока. Сава зона садржи реликте кредног изалучног океана и данас представља шавну зону палеогене старости (*Schmid et al.* 2008). Ова зона је јужно од Београда продужена у уски појас горњокредног флиша са фрагментима офиолита (сенонски флиш по *Димитријевићу* (1995)). У овом подручју, Сава зона чини границу између Динарида (којима припада Западна вардарска офиолитска јединица) и Карпато-Балканида (којима припада Источна вардарска офиолитска јединица). Источно од овог шава, на Јастрепцу се налазе нискометморфисане стене горњокредног – палеогеног флиша, преко којих леже зелени шкриљци, мермери и мета-пелити. Ове стене, које такође припадају Сава зони, указују на то да су источно-вергентне навлаке у Карпато-Балканидима заузимале вишу тектонску позицију у односу на Динариде током палеогена.

3. Теоријске поставке коришћених метода¹

У овом поглављу дате су теоријске поставке метода које су коришћене током истраживања у овој докторској дисертацији, а које су неопходне као основ за разумевање самих коришћених метода, њихових добрих страна, али и њихових недостатака. Ту се не описују разлози за коришћење појединачних метода инверзије у различитим деловима истраживаног подручја у оквиру Интерних Динарида у Србији, јер је то учињено у поглављима у којима се описују тзв. тест-подручја, а у оквиру њих и тектонске карактеристике које утичу на то која ће метода дати боље резултате. С обзиром на то да се све ове методе инверзије заснивају на истим теоријским поставкама, оне су објашњене на једном месту, у овом поглављу, како би се у наредном тексту избегла понављања.

3.1. Напон и деформација

На свако тело у простору могу деловати два типа сила. Први тип су унутрашње силе, које делују свуда унутар објекта, а њихов резултат је формирање мрежне силе пропорционалне запремини објекта. Други тип силе је површинска сила, која делује на површи објекта, образујући мрежну силу пропорционалну величини површине објекта. У било којој тачки површи објекта, притисак је усмерен дуж нормале на површ. Стога површинске силе, као што је притисак, делују у различитим смеровима на различитим деловима објекта, за разлику од гравитације која, као унутрашња сила, делује увек у истом смеру – на доле. Површинске силе имају јединице у мери силе по јединичној површини.

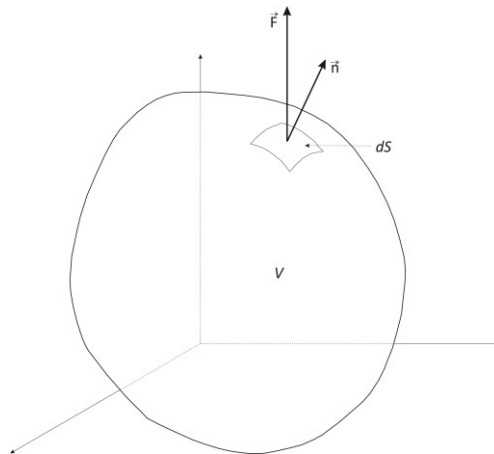
Да би се објаснио напон који делује на неко тело у природи, неопходно је разматрати силе које делују на малој запремини V , са површином S , која се налази

¹ Ово поглавље је највећим делом засновано на два литературна навода у којима се описују теоријски принципи коришћених метода: (1) Stein S., Wysession M. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing. 498 pp. ISBN 0-86542-078-5 и (2) Shearer P. 2009. *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. 396 pp. ISBN 978-0-511-58010-9

у већем континуираном медијуму (слика 3.1). На материјал унутар запремине V делује унутрашња сила, која делује на сваку честицу унутар V , и површинске силе, настале услед материјала који се налази ван разматраног тела, које делују на површини S . Ако површинска сила \vec{F} делује на сваки елемент површине dS , чији је спољашњи вектор нормале \vec{n} , тада се може дефинисати вучни вектор \vec{T} , као гранична вредност површинске силе по јединичној површини у било којој тачки када површина тежи нули:

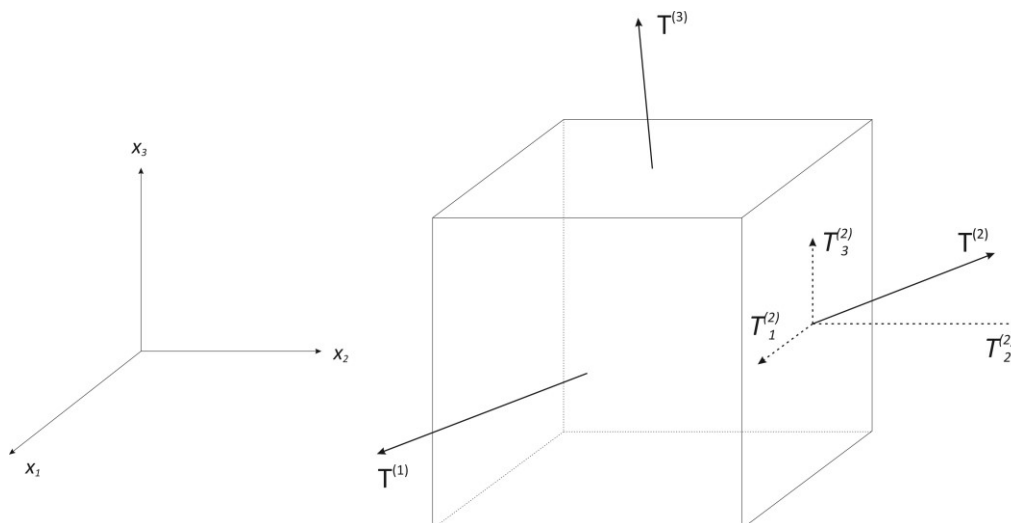
$$\vec{T}(\vec{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{\vec{F}}{dS}.$$

Вучни вектор има исту оријентацију као и сила, и представља функцију јединичног вектора нормале \vec{n} , због тога што зависи од оријентације површи.



Слика 3.1. Површинска сила на елементу запремине унутар материјала (из *Stein and Wysession 2003*).

Систем површинских сила који делује на јединичну запремину дефинисан је са три вучна вектора. Сваки од њих делује на површи која је нормална на координатну осу (слика 3.2), па је тако паралелан са равни која је дефинисана са друге две осе. Вектор $\vec{T}^{(j)}$ дефинише се као вучни вектор на површи чија је спољашња нормала у позитивном правцу \vec{e}_j . Компоненте три вучна вектора су $\vec{T}_i^{(j)}$, при чему горњи индекс (j) означава површ, а доњи индекс (i) означава компоненту. На пример, $T_3^{(1)}$ је x_3 компонента вучног вектора површи чија је нормала \vec{e}_1 .



Слика 3.2. Вучни вектори који делују на три стране елемента запремине (из Stein and Wysesession 2003).

Овај сет од девет чланова дефинише површинске силе које се могу груписати у тензор напона, σ_{ji} . Редови тензора представљају три вучна вектора, у облику

$$\sigma_{ji} = \begin{bmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \vec{T}^{(1)} \\ \vec{T}^{(2)} \\ \vec{T}^{(3)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{bmatrix}.$$

Тако је компонента σ_{ji} i -та компонента вучног вектора који делује на површи чија спољашња нормала има смер исти као \vec{e}_j . Напон узрокује силу по јединичној површини, којом материјал споља (страна ка којој је усмерен вектор \vec{n}) делује на материјал унутар разматране запремине. У специјалном случају геометрије, приказаном на слици 3.2, код које су површи дуж координатних оса, лако се може видети да је $\sigma_{ji} = T_i^{(j)}$.

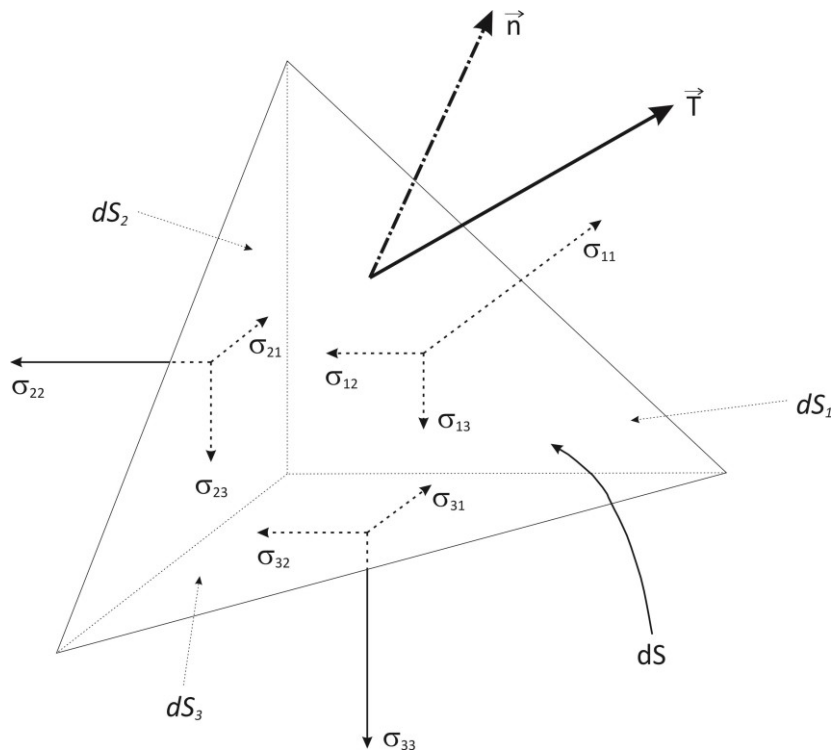
У неким применама овог тензора, погодније је обележавати координатне осе као x, y, z , па се тензор напона може написати као

$$\sigma_{ji} = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}.$$

Производ тензора напона је вучни вектор \vec{T} који делује на било којој површи у оквиру неког медијума. Да би се ово илустровало, разматра се вучна сила на произвољном елементу површи dS , чија нормала \vec{n} није постављена у правцу

ниједне координатне осе. Потребно је издвојено посматрати материјал унутар инфинитезималног тетраедра запремине dV , формираног помоћу ове равни и три друге равни, нормалне на координатне осе, са нормалом у правцу $-\vec{e}_j$ (слика 3.3). Површина ове равни са нормалом у правцу $-\vec{e}_j$ дефинише се коришћењем скаларног производа у циљу израчунавања косинуса угла између \vec{n} и \vec{e}_j

$$(\vec{n} \cdot \vec{e}_j) dS = n_j dS.$$



Слика 3.3. Компоненте напона на три стране тетраедра, са векторима нормале паралелним координатним осама (из *Stein and Wysession 2003*).

Због чињенице да је вуча једнака сили по јединици површине, тада је мрежна површинска сила у датом правцу једнака суми производа сваке компоненте вуче и површине на којој та компонента делује. Тако је укупна сила која делује у правцу \vec{e}_i резултат конкретне компоненте вучне силе у том правцу, вучних сила које су резултат напона на остале три површи и компоненте унутрашње силе \vec{f} у посматраном правцу. Ова укупна сила једнака је производу масе тетраедра ρdV и компоненте убрзања у правцу \vec{e}_i

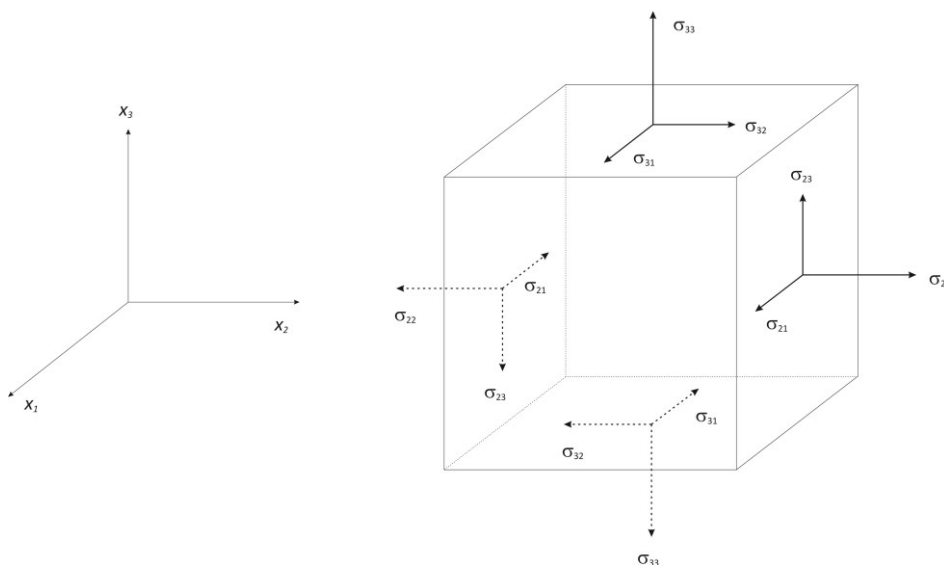
$$T_i dS - \sum_{j=1}^3 \sigma_{ji} n_j dS + f_i dV = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV.$$

Дељењем ове једначине површином и дефинисањем услова да dV/dS тежи нули, може се видети да је веза између тензора напона и вучне силе и вектора нормале дефинисана као

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ji} n_j = \sigma_{ji} n_j.$$

Због чињенице да ова једначина дефинише вучну силу на произвољној површи, тензор напона тако описује површинске силе на било којој запремини у материјалу.

Знаковна конвенција обележавања компонената напона резултат је везе између вектора нормале у спољашњем делу посматраног тела и вектора у његовој бази. Слика 3.4 приказује позитивне компоненте напона које делују на тело облика коцке са странама нормалним на координатне осе.



Слика 3.4. Смер позитивних компонената напона за тело са странама управним на координатне осе (из *Stein and Wysesession 2003*).

Три дијагоналне компоненте тензора напона, σ_{11} , σ_{22} и σ_{33} , представљају нормалне компоненте напона, док преосталих шест компонената представља

смичуће компоненте напона. Одговарајуће компоненте вучних вектора називају се нормалне и смичуће компоненте вучног вектора. Слика 3.4 показује да позитивне компоненте нормалног напона теже да повећају запремину, док негативне компоненте нормалног напона смањују запремину. Због тога позитивне вредности нормалних компонената вучних сила одговарају тензији, док негативне вредности вучних сила одговарају компресији. У великом броју тачака унутар Земље нормалне компоненте напона су негативне, због тога што је материјал изложен компресији која је резултат утицаја стенске масе која се налази изнад посматране тачке. Због тога се у геологији **обично говори о „максималном компресионом напону“, који је негативан и има највећу апсолутну вредност, и о „минималном компресионом напону“, који је такође негативан, али је његова апсолутна вредност најнижа.**

Једна од важнијих својстава тензора напона је да је он симетричан, тј. да је

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji}.$$

Због тога се обично пише да је

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ij} n_j = \sigma_{ij} n_j,$$

или, у векторском облику

$$\vec{T} = \sigma \vec{n}.$$

3.1.1. Напон као тензор

Термин *тензор* је коришћен и у претходном поглављу, мада није дефинисан. До сада је речено да је тензор напона резултат везе између вучних вектора и вектора нормале, и представља ентитет са два индекса који има слична својства као вектор. Вектори представљају чланове који су независни од координатних система, па физички закони изражени преко вектора не зависе од координатног

система и могу се анализирати коришћењем одговарајућег координатног система. Тензори су слични по том питању.

Конкретно, вектор је члан који је исти у два координатна система, па су тако његова компоненте у два различита Декартова система везана матрицом трансформације A . На тај начин, дефинисањем два сета координатних оса (x_1, x_2, x_3) и (x'_1, x'_2, x'_3) , компоненте вектора \vec{u} су у следећој вези

$$\vec{u}' = A\vec{u}.$$

Веза између компонената тензора стреса у два Декартова координатна система могу се израчунати имајући на уму чињеницу да постоји веза између вучних вектора и вектора нормале у сваком координатном систему. Компоненте вучних вектора и вектора нормале у ова два координатна система задовољавају услов

$$\vec{T}' = A\vec{T}, \quad \vec{n}' = A\vec{n}.$$

Инверзна трансформација може се изразити коришћењем инверзне матрице A , која је једнака својој транспонованој матрици, због чињенице да је A ортогонална:

$$\vec{n} = A^{-1}\vec{n}' = A^T\vec{n}'.$$

У координатном систему са експонентом прим, вучни вектор је у вези са вектором нормале и тензором стреса преко једначине

$$\vec{T}' = \sigma'\vec{n}',$$

па је тада

$$\vec{T}' = A\vec{T} = A\sigma\vec{n} = A\sigma A^T\vec{n}'.$$

Комбинујући претходне две једначине, добија се

$$\sigma' = A\sigma A^T.$$

Ова једначина дефинише тензор у Декартовим координатама. У претходним једначинама показано је да је вектор величина која представља нешто више од сета бројева. Оно што му то омогућава је његово својство трансформисања. На сличан начин, матрица бројева је тензор само ако је могућа њена трансформација по координатним системима применом последње једначине. Ова трансформација

је изведена са претпоставком да је тензор, у овом случају тензор напона, оператор који повезује два вектора, у овом случају вектор нормале и вучни вектор, на конкретан начин независан од координатног система. Компоненте тензора могуће је трансформисати међу координатним системима тако да тензор као ентитет остане непромењен. С обзиром на то да једанпут примењена матрица трансформације трансформише вектор, два пута примењена трансформише тензор који везује два вектора.

3.1.2. Главне компоненте напона

За свако стање напона, вучни вектори који делују на највећем броју површи у материјалу имају компоненте које су и нормалне на те површи, или могу имати тангенцијални положај. Постоје, међутим, и површи постављене тако да су смичуће компоненте вучних вектора једнаке нули. Овакве површи се могу описати својим векторима нормале, који се називају главне осе напона; нормалне компоненте напона на овим површима називају се главне компоненте напона. **Овај концепт главних оса напона битан је код проучавања механизма жаришта земљотреса.**

Да би се одредиле главне компоненте напона, потребно је користити концепт главних вредности (енгл. eigenvalues) и главних вектора (енгл. eigenvectors). Смичуће компоненте вучне силе биће једнаке нули, ако су вучни вектор и вектор нормале паралелни, и у таквом односу да се разликују само по својој мултипликативној константи, λ

$$T_i = \sigma_{ij}n_j = \lambda n_i.$$

Тако главне осе напона \vec{n} представљају главне векторе тензора напона, а главне компоненте напона λ су везане међусобно и представљају главне вредности. Главне вредности и главни вектори могу се израчунати решавањем система хомогених линеарних једначина

$$(\sigma_{ij} - \lambda\delta_{ij})n_j = 0$$

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} - \lambda & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - \lambda & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - \lambda \end{bmatrix} \begin{bmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix},$$

где је Кронекеров делта симбол $\delta_{ij} = 0$ осим када је $i = j$, када је једнак 1. Нетривијално решење ове једначине постоји само када су вредности λ такве да је матрица сингуларна (нема инверзну матрицу), што је задовољено када је детерминанта једнака нули

$$\det \begin{vmatrix} \sigma_{11} - \lambda & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - \lambda & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - \lambda \end{vmatrix} = 0.$$

Множење матрице даје карактеристичан полином

$$\lambda^3 - I_1 \lambda^2 + I_2 \lambda - I_3 = 0,$$

чији су коефицијенти инваријанте тензора напона и независни су од координатног система. У овом случају, I_1 представља траг матрице, односно суму дијагоналних елемената, која има физички значај.

Решења λ ове једначине представљају главне вредности или главне компоненте напона, са ознаком σ_m , чије су вредности најчешће у односу $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$. У геологији, где је сваки напон компресионог типа (негативан), главне компоненте напона се обично пореде по својим магнитудама, па је $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| \geq |\sigma_3|$. Свака од ових вредности се затим замењује у претходно наведени систем једначина, да би се одредиле компоненте главног вектора, $\vec{n}^{(m)}$. Због симетричности тензора напона, три главна вектора су ортогонална ако постоје три различита решења система једначина, па тако постоје три међусобно управне површи на којима не постоји тангенцијална компонента вучног вектора. Чак и када постоји више решења, могуће је решити ортогоналне $\vec{n}^{(m)}$.

Главне осе напона су међусобно управне и могу се искористити као базни вектори координатног система у коме је тензор напона дијагоалан. За трансформисање вектора у овај нови координатни систем, користи се матрица ротације, чији су редови компоненте базних вектора новог координатног система, а записани у

старом координатном систему. У овом случају, редови су главни вектори, а матрица трансформације је

$$A = \begin{bmatrix} \vec{n}^{(1)} \\ \vec{n}^{(2)} \\ \vec{n}^{(3)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} n_1^{(1)} & n_2^{(1)} & n_3^{(1)} \\ n_1^{(2)} & n_2^{(2)} & n_3^{(2)} \\ n_1^{(3)} & n_2^{(3)} & n_3^{(3)} \end{bmatrix}.$$

Увођењем дијагоналне матрице Λ , која садржи главне вредности,

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix},$$

парови главних вредности и главних вектора могу се дефинисати решавањем матричне једначине

$$\sigma A^T = A^T \Lambda$$

$$\sigma \begin{bmatrix} n_1^{(1)} & n_2^{(1)} & n_3^{(1)} \\ n_1^{(2)} & n_2^{(2)} & n_3^{(2)} \\ n_1^{(3)} & n_2^{(3)} & n_3^{(3)} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} n_1^{(1)} & n_2^{(1)} & n_3^{(1)} \\ n_1^{(2)} & n_2^{(2)} & n_3^{(2)} \\ n_1^{(3)} & n_2^{(3)} & n_3^{(3)} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}.$$

Примена трансформације тензора показује да је тензор напона дијагоналан у новом координатном систему

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

при чему није извршено сумирање по i . Да би се видело зашто је тензор напона дијагоналан, треба обратити пажњу на то да сваки ред тензора напона садржи компоненте вучног вектора који делује на равни управној на координатну осу. Нове координатне осе су изабране тако да представљају главне осе напона, тако да на површима којима су ове осе нормале, нормалне компоненте вучних вектора представљају једине чланове чија је вредност различита од нуле.

3.1.3. Максимални смичући напон и раседање

Веома важна геолошка примена главних компонената напона је та што најједноставнија теорија пуцања стене предвиђа да ће се раседање догодити на равни на којој је смичући напон највећи.

За дато стање напона, може се израчунати раван максималног напона смицања, коришћењем дијагоналног тензора напона (слика 3.5), а на тај начин и координатни систем чији базни вектори представљају главне осе напона. Вучни вектор на равни са вектором нормале \vec{n} је дефинисан формулом

$$T_i = \sigma'_{ij}n_j = \sigma_i\delta_{ij}n_j = \sigma_in_i,$$

при чему није извршено сумирање по i . Квадрат магнитуде вучног вектора нормалног на површ је $(\vec{T} \cdot \vec{n})^2 = (T_in_i)^2$, што је и квадрат магнитуде τ . Ова величина представља тангенцијални вучни вектор на површи и може бити изражен као функција компонената вектора нормале

$$\begin{aligned}\tau^2(n_1, n_2, n_3) &= T_iT_i - (T_in_i)^2 \\ &= (\sigma_1n_1)^2 + (\sigma_2n_2)^2 + (\sigma_3n_3)^2 - (\sigma_1n_1^2 + \sigma_2n_2^2 + \sigma_3n_3^2)^2.\end{aligned}$$

На основу ове једначине, могуће је израчунати равни, карактерисане њиховим векторима нормале \vec{n} , на којима је τ^2 максимално. С обзиром на то да је $n_3^2 = 1 - n_1^2 - n_2^2$, могуће је елиминисати n_3 , па је

$$\tau^2(n_1, n_2) = n_1^2(\sigma_1^2 - \sigma_3^2) + n_2^2(\sigma_2^2 - \sigma_3^2) + \sigma_3^2 - [n_1^2(\sigma_1 - \sigma_3) + n_2^2(\sigma_2 - \sigma_3) + \sigma_3]^2.$$

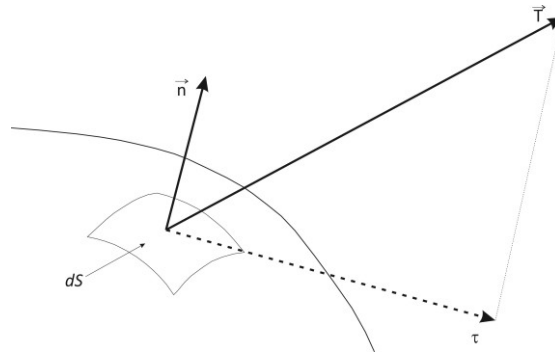
При максималној вредности τ^2 , његови изводи по n_1 и n_2 су једнаки нули:

$$0 = 2\tau \frac{\partial \tau}{\partial n_1} = 2n_1(\sigma_1 - \sigma_3)\{(\sigma_1 + \sigma_3) - 2[n_1^2(\sigma_1 - \sigma_3) + n_2^2(\sigma_2 - \sigma_3) + \sigma_3]\},$$

$$0 = 2\tau \frac{\partial \tau}{\partial n_2} = 2n_2(\sigma_2 - \sigma_3)\{(\sigma_2 + \sigma_3) - 2[n_1^2(\sigma_1 - \sigma_3) + n_2^2(\sigma_2 - \sigma_3) + \sigma_3]\}.$$

Прва једначина је задовољена ако је $n_1 = 0$, у ком случају $n_2^2 = 1/2$ задовољава другу једначину због тога што је члан у загради једнак нули. За ове вредности је $n_3^2 = 1/2$, образујући тако раван са јединичним вектором нормале $\vec{n} =$

$(0, 1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2})$. Друга равна се добија када је $n_2 = 0$, па прва једначина постаје $\vec{n} = (1/\sqrt{2}, 0, 1/\sqrt{2})$. Елиминисањем n_1 из почетне једначине, и коришћењем исте методе као у случају n_3 , добијају се две сличне једначине које се користе за израчунавање трећег решења, $\vec{n} = (1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2}, 0)$.



Слика 3.5. Разлагање вучног вектора (из *Stein and Wysesession* 2003).

Свака од ових равни дели угао од 90° између пара главних оса напона. Због чињенице да се за сваки пар оса могу дефинисати две овакве равни, постоје и друга решења од горе наведених. На пример, пошто је услов за $n_1 = 0$ да је $n_2^2 = n_3^2 = 1/2$, решење је и $\vec{n} = (0, -1/\sqrt{2}, 1/\sqrt{2})$.

Да би се вредност τ^2 изразила у функцији од \vec{n} , неопходно је решити једначину

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

Ова једначина показује да је од три могућа локална максимума тангенцијалне компоненте вучног вектора, највећа вредност дефинисана са

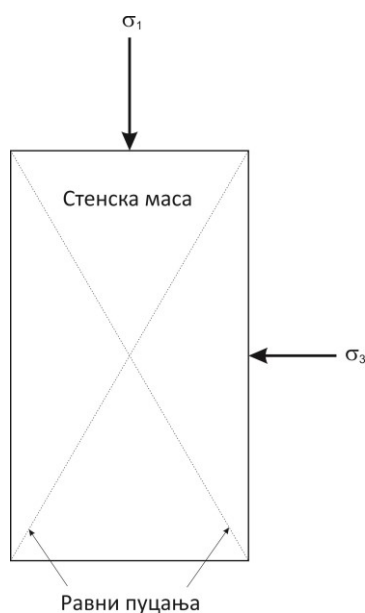
$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2},$$

при чему је σ_1 максимални главни напон, док је σ_3 минимални главни напон. Ово се дешава на равнима чији су јединични вектори нормале

$$\vec{n} = (1/\sqrt{2}, 0, 1/\sqrt{2}) \quad \text{и} \quad \vec{n} = (-1/\sqrt{2}, 0, 1/\sqrt{2}).$$

Тако су равни максималног напона смицања позициониране на половини растојања између максималне $(1,0,0)$ и минималне $(0,0,1)$ главне осе напона, а

садрже средњу главну осу напона. Изводи су такође једнаки нули на локалним минимумима, што одговара главним осама напона где је $\tau^2 = 0$.

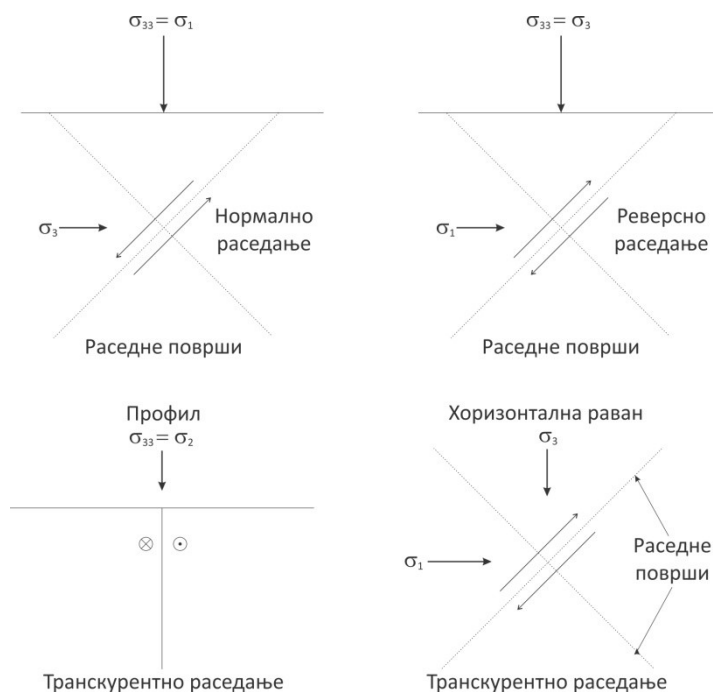


Слика 3.6. Шематска илустрација експеримента у коме је цилиндрична стенска маса подвргнута компресији по правцу максималне компоненте напона, све до пуцања стенске масе (из *Stein and Wysession 2003*).

Да би се применила ова теорија, потребно је посматрати експеримент приликом кога је стена изложена компресији (слика 3.6), тако да су главне компоненте напона негативне и важи однос $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| \geq |\sigma_3|$. Пуцање се очекује на равнима максималног напона смицања. Постоје две такве равни, које су удаљене 45° од максималне и минималне главне осе напона, и садрже средњу главну осу напона. Било која од ових равни има подједнаке услове за пуцање. У другом случају, ако је експеримент извршен у најчешћим лабораторијским условима, када се изазива униаксијална компресија, при чему је $|\sigma_1| \geq |\sigma_2| = |\sigma_3|$, тада ће се пуцање десити на било којој равни која је удаљена 45° од максималне главне осе напона. Експерименти подржавају идеју да је пуцање контролисано напоном смицања, али на компликованији начин од овог како је у претходном тексту изложено. Због тога, у природи, увек долази до пуцања (касније и раседања) по равнима које су од максималне главне осе напона удаљене око $25^\circ - 30^\circ$.

Због поједностављења, међутим, сматра се да се раседи у Земљиној кори формирају на равнима максималног напона смицања. Земљина површ је слободна

површ, на којој вучне силе морају бити једнаке нули. Због тога, на површи, једна главна оса напона мора бити вертикална, док су остале две паралелне површи. Са тим у вези јављају се и три основне геометрије раседа, или три основна модела раседања – нормални, реверсни и транскурентни (слика 3.7). Ако је вертикални главни напон компресиони, и његов интензитет је већи од остала два, теоријски падни угао раседа биће око 45° , а расед ће бити нормалан. Ако је, уместо тога, вертикални главни напон компресиони са најмањим интензитетом, тада ће геометрија раседа бити слична као у претходном случају, али ће расед бити реверсни. Када је вертикални главни напон оса средњег напона, тада се дешава транскурентно раседање, а раседна површ је вертикална и са максималним/минималним главним напоном заклапа угао од 45° . На тај начин се, геолошки картирана геометрија раседа или геометрија раседа утврђена на основу фокалног механизма земљотреса, може искористити за проучавање оријентације напона. Овај модел има пуно ограничења, посебно због тога што се земљотреси обично догађају на већ постојећим раседима. С друге стране, овакав приступ је веома добар, поготово ако се комбинује са другим методама одређивања правца напона.



Слика 3.7. Поље напона као узрочник три типа раседања, са претпоставком да се раседање дешава на равни максималног напона смицања (из *Stein and Wysession 2003*, модификовано).

3.1.4. Девијаторски напон

Већ је напоменуто да су на великим дубинама унутар Земљине коре тела изложена великој количини компресионог напона, који се јавља услед тежине стенске масе која лежи изнад посматраног тела. У многим проучавањима корисно је уклонити ефекат тог компресионог напона и разматрати само девијације у односу на њега. Због тога је неопходно дефинисати средњи напон

$$M = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}}{3} = \frac{\sigma_{ii}}{3}$$

као $\frac{1}{3}$ суме нормалних компонената напона, трага тензора напона. Средњи напон се може узети са главним компоненатама напона, због тога што је траг тензора напона независан у погледу координатних система.

Тако се средњи напон може записати користећи траг дијагоналног тензора напона, као

$$M = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$

што представља $\frac{1}{3}$ суме главних компонената напона. Девијаторски тензор напона се дефинише уклањањем ефеката средњег напона

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

$$D = \begin{bmatrix} \sigma_{11} - M & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - M & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - M \end{bmatrix}.$$

На тај начин, када су главне компоненте напона велике или скоро једнаке, девијаторски тензор напона уклања њихове ефекте и указује на преостало стање напона. Девијаторски тензор напона може такође бити дијагонални и имати исте главне осе напона као и тензор напона.

Овај концепт је веома важан у проучавању процеса у Земљиној кори, због тога што је **девијаторски напон резултат тектонских сила и главни је узрочник раседања**, али и неких ефеката кретања сеизмичких таласа кроз Земљину кору,

као што је анизотропија. На дубинама већим од неколико километара, обично се претпоставља да постоји литостатички напон, где је нормални напон једнак негативној вредности притиска стена које леже изнад посматране тачке, док је девијаторски напон једнак нули.

3.2. Палеонапон

Како је већ наведено у претходном тексту, битни фактори који утичу на прорачун оријентације главних оса напона су просторне оријентације раседне површи и помераја дуж те раседне површи. Управо ове две величине могуће је директно детектовати и измерити на терену. Линија кретања (у облику неког од индикатора кретања) на раседној површи представља правац неког релативног помераја два блока стенске масе одвојених раседном површи. Подаци о раседу садрже оријентације раседне површи и линије кретања, при чему је од велике важности укључити и релативни смер кретања једног блока у односу на други.

Приликом истраживања овог типа, циљ је искористити мерења оријентације раседа и индикатора кретања по њима за прорачун такозваног тензора палеонапона. Тензори палеонапона омогућавају динамичку интерпретацију (у смислу оријентације оса напона) кинематске анализе раседа. Ипак, резултат прорачуна није прави тензор палеонапона, с обзиром на то да се ради о статистичком прорачуну на руптурама насталим у току значајног периода времена у геолошком смислу. У том смислу, термин напон се користи неправилно, с обзиром на то да резултат не приказује тренутне силе које су биле активне у посматраној тачки у тренутку кретања. Међутим, с обзиром на то да се добијају информације о условима напона одговорним за крте деформације чији се резултати проучавају, реконструкције палеонапона представљају корисну методу структурне анализе у циљу одређивања поља напона и тектонских режима који су били активни у одређеној геолошкој прошлости.

Ова анализа развијена је на основу три важна критеријума:

- хипотезе о оријентацији поља напона (вертикални главни напон),

- критеријума пуцања, који даје неке релације између напона и раседне површи, и
- критеријума реактивације за већ постојеће руптуре, у ком случају су релације дефинисане у претходном критеријуму много сложеније јер је могуће развити више различитих геометрија.

Као што је већ у претходном делу наведено, прорачун тензора палеонапона заснива се на статистичким методама које на основу скупа података могу да реше највероватније оријентације главних оса напона. Због тога је веома важно на терену прикупити што више потребних података. Добра и коректна теренска осматрања су веома важна приликом одвајања сетова података који представљају исти деформациони догађај. То је битно због тога што ова осматрања пружају независне информације које могу решити нејасноће настале у току израчунавања елемената тензора (нпр. рачунар може да реши тензор напона на основу динамички компатибилних сетова раседа, иако су на терену прикупљене информације које говоре о томе да су ти сетови раседа активирани у различитим деформационим фазама). Постоји неколико критеријума за издвајање различитих типова података о раседима и њихово везивање за сукцесивне тектонске режиме, што у крајњем случају омогућава одређивање њихове релативне старости и реконструкцију сукцесивних поља напона. Ти критеријуми су следећи:

- геометријски однос, који говори о томе да ли су раседне површи активиране једном или су резултат суперпонираних тектонских догађаја са различитим правцима оса напона,
- квалитативни аспект и морфологија раседних површи, који су резултат различитих геолошких услова (нпр. минерализоване површи које указују на дуже време које је прошло од активације раседа, наспрам највероватније млађих, најчешће руптура са углачаним раседним површима),
- утицај литологије, и
- величина раседне површи и, најчешће, релативан смер кретања.

Подаци о оријентацији треба да буду прикупљени на мањим местима (станицама) која представљају структурно хомогене домене. Под тим се мисли на мања или већа подручја у оквиру једне геолошке јединице, која представљају скуп више

изданака између којих није могуће уочити битну геолошку структуру која ремети оригинални склоп (нпр. да унутар једног структурно хомогеног домена није било интерне ротације блокова услед кретања по некој већој раседној структури).

3.2.1. Методе за израчунавање тензора палеонапона – геометријске и графичке апроксимације

Постоји неколико техника за мерење или процену неких од компонената локалног тензора напона. Рецентни напон се може директно мерити (напон-метрима, хидрауличким фрактурисањем) или израчунавати (на основу фокалних механизма земљотреса). Међутим, много је компликованије одредити тензор палеонапона, па ће у даљем тексту бити објашњено које се методе за то користе. Свака од ових метода заснива се на геолошким/структурним информацијама које су индиректно изведене из теоретских веза напона и деформације.

Честа ситуација у теорији, али у природи не лако објашњива, је случај једног раседа у изотропној стенској маси са одређеним правцем и смером кретања. За овај случај развијена је тзв. **П – Т метода** (на основу које је развијена теорија фокалних механизма). Раван померања дефинише се као раван нормална на раседну раван, која такође садржи и правац кретања. У овој методи се претпоставља да раван померања садржи максималну и минималну осу напона (тачније, садржи најкраћу и најдужу осу деформације, респективно). Линија која лежи у раседној површи и нормална је на правац кретања, дефинише се као оса σ_2 . Ако се узме да је угао између раседне површи и максималне осе напона око 30° и ако је познат смер кретања, тада се може одредити и најмања оса напона, σ_3 .

Најлакша апроксимација елемената тензора напона постиже се опсервацијом **коњугованих раседа**. По дефиницији, коњуговани раседи се секу паралелно оси σ_2 , која такође представља пол равни у којој леже остале две осе напона. У овом случају ће се оса σ_1 наћи на половини угла (који износи око 60°) између две раседне површи.

Оба ова графичка поступка су корисна и добра за брзу идентификацију оријентације главних компоненти тензора напона, али се заснива на основној претпоставци раседања у хомогеној и изотропној средини. Међутим, у стенској маси постоји много блиско позиционираних равни дисконтинуитета (нпр. границе зрна). Те наслеђене равни могу бити постављене тако да чине критичну структурну анизотропију, посебно када се посматра у довољно великој размери да се ту могу укључити и пукотине или контакти између стена различите литологије. Као резултат тога, јављају се два критеријума пуцања:

- (1) критеријум пуцања за оријентације нових раседних равни у нетакнутој стени, и
- (2) критеријум отпора смицања према отпору клизања на наслеђеним, ослабљеним равнима.

На већим дубинама (близу границе зоне крто-дуктилних деформација) и у случају позитивног нормалног напона, критеријум пуцања је обично везан са оба случаја. Међутим, у другом случају кохезија може варирати и достићи чак и вредност 0. Због тога више није одржива једноставна веза између оријентације смичућих руптура и правца напона (како је описано у претходном тексту). У том случају зависност кретања по раседу од оријентације главних оса напона неће бити више као у случају раседне површи у хомогеној и изотропној средини, већ се могу јавити следећи случајеви:

- у случају наслеђених руптура, раседна раван може градити било који угао са осом σ_1 . Због тога σ_1 може бити позиционирана било где унутар дилатационог квадранта,
- на већ постојећим ослабљеним равнима које нису паралелне ни са једним правцем оса напона, правац померања по раседу зависи од правца деловања напона смицања. Овај правац, у ствари, зависи од релативног односа магнитуда главних компонената напона и оријентације равни у односу на главне осе напона, и
- раседна раван не укључује нужно правце главних компонената напона.

Ово су фундаментални фактори који одређују у ком правцу у потенцијалној раседној површи ће деловати максимални напона смицања. Имајући то у виду,

лако се може доћи до закључка да описане графичке методе решавања оријентације тензора напона нису задовољавајуће, јер у себе укључују доста претпоставки које се у природи тешко могу постићи.

3.2.2. Нумеричке технике прорачуна тензора напона

Како је већ у претходном тексту објашњено (видети поглавље 3.1), тензор напона T са компонентама σ_{ij} везује \vec{t} , вектор помераја са компонентама t_i на раседној површи, са вектором нормале \vec{n} , са компонентама n_j , који дефинише оријентацију равни. Ова математичка релација позната је као Кошијев закон и он се може користити за израчунавање напона на било којој равни, када је позната вредност тензора напона у изабраном координатном систему.

Главни правац регионалног поља напона може се израчунати на основу анализе кретања узрокованим тим пољем напона, на раседима различите оријентације. Постоји неколико различитих метода израчунавања тензора палеонапона, али се све ослањају на исте полазне претпоставке:

- (1) стенска маса је изотропна,
- (2) сва кретања узрокована су истим тензором напона,
- (3) на свакој раседној површи, правац кретања је паралелан максималном напону смицања, одређеном на основу регионалног тензора напона (Валас – Ботова хипотеза), и
- (4) деформација нема ротациону компоненту.

У пракси, ове претпоставке изискују задовољавање следећих услова:

- да је проучавано подручје много веће у поређењу са величином раседа, јер у супротном раседање може бити узроковано локалним утицајима, независним од регионалног поља напона,
- да је стање напона хомогено и константно у простору и времену током раседања, тј. да се подаци о раседу и кретању по њему могу раздвојити у сетове за које је разумљиво очекивати да је ова претпоставка тачна, и

- да су кретања по сваком раседу довољно независна једна од других, тј. кретање по раседу није условљено променом стања напона услед кретања по другом раседу.

Ако су ови услови задовољени, тада девијаторски део тензора напона може да се одреди на основу неколико независних података везаних за овај догађај.

За инверзију напона користе се подаци о раседу мерени на изданку, да би се одредио тензор палеонапона који је произвео или реактивирао индикаторе кретања утврђене на раседној површи. Прорачуном се добијају правци главних компонената тензора напона и њихов однос – оријентације главних оса напона и релативни однос њихових магнитуда изражен фактором R . Инверзни проблем подразумева прорачун четири (од шест независних) компоненте симетричног тензора напона, које смањују разлику између мерених и рачунатих праваца кретања на раседним равнима, приликом чега мора бити задовољен услов да је на свакој раседној равни правац кретања паралелан напону смицања. Због великог броја непознатих фактора и нелинеарности проблема, у току ових прорачуна неопходно је користити рачунарски програм. **Најчешће коришћене методе састоје се у нумеричком одабиру тензора напона за који је сума угловне грешке између мерених и рачунатих стрија најмања.** Затим се врши верификација, која представља директан задатак и проверава да ли израчунати тензор напона даје већи или једнак напон смицања у односу на отпорност на кретање на свакој раседној равни. То се обично врши на Моровом дијаграму где енвелопа руптура фиксира највећу границу вредности напона.

Аналитичка метода реализује се у два корака, кроз поступке проналажења најпогоднијег решења и провере компатибилности са законом трења.

- (1) Први корак представља поступак проналажења најпогоднијег решења. Рачунар примењује хиљаде произвољно генерисаних тензора напона, који варирају у оријентацији и релативним магнитудама главних компонената напона, на коришћени сет података о раседима. Прва апоксимација (Монте Карло инверзија) добија се на основу прорачуна решења и грешке, који се састоји од произвољно изабраних параметара са униформном густином вероватноће у домену у коме се мења. Ова апроксимација позиције и

облика тензора се даље оптимизује током нелинеарних тестова успешности, током којих се засебно добијају три Ојлерова угла и однос R , све док и најмања промена неког од ових параметара престане да утиче на смањење грешке. Линеаризација, која је након тога довољна због чињенице да је решење врло близу финалном, побољшава други резултат до добијања „најпогоднијег решења“, код кога је угловна разлика између реалних и рачунатих вектора помераја на раседној површи најмања за највећи број посматраних раседа. За овај прорачун неопходно је најмање четири добро распоређена пара раседних површи и стрија. Грешка добијена израчунавањем четири тражена параметра дефинише подручје поверљивости (обично 95%).

- (2) Други корак представља проверу компатибилности решења редукованог тензора напона са реалним тензором напона, које мора да задовољи закон трећа на активираним раседним површима. Та провера се врши на основу графичког приказа решења (најчешће на Моровим дијаграмима).

3.2.3. Специфичности израчунавања тензора палеонапона у случају суперпонираних фаза раседања

У претходном тексту је већ напоменуто да, иако се све методе израчунавања тензора палеонапона базирају на претпоставкама које је у природи тешко постићи у свом оригиналном облику, постоји могућност да се мерења врше у таквим условима који ће омогућити каснију правилну анализу и интерпретацију добијених података. Осим већ разматраних, још једна од хипотеза, о којој се мора водити рачуна приликом избора методе израчунавања тензора палеонапона, је питање реактивације раседа. То је неопходно због тога што код реактивирања кретања по раседној површи, везе између праваца главних оса напона (или деформације) и кретања по раседу нису једноставне као у случају новоформираних руптура. Реактивација раседа и његова интеракција са околином је добро проучен процес. Доказе да се дуж раседа карактеристично дешавају поновљена кретања пружају проучавања у сеизмологији, проучавања сетова линеација различитог пружања (и смера кретања), итд.

У случају већег броја тектонских фаза највећи проблем се састоји у дефинисању релевантног тензора напона и одабиру раседних површи и линеација које том тензору одговарају. Сепарација хомогених популација из хетерогених сетова података је услов за добијање геолошки смисленог резултата. Због тога је неопходно имати велики број теренских опсервација везаних за ову проблематику, јер ће се, у супротном, процес сепарације података свести на аутоматски, тј. одвајање раседа по динамичкој компатибилности. То јесте математички најтачније решење, међутим, иако не мора бити геолошки нетачно, такво решење је крајње дискутабилно јер се не заснива на реалним осматрањима односа структура, већ само на статистици. На жалост, на самим изданцима се обично не могу видети јасни односи различитих сетова линеација, нити било какве структурне везе које би помогле у дефинисању релативне хронологије раседања. Иако немогућност дефинисања релативне хронологије раседања директно на изданку заправо представља велики проблем, он се донекле може превазићи прикупљањем података у што више геолошких јединица различите старости, и на тај начин се однос старости раседа може посматрати и у стратиграфском смислу. Најбољи начин одређивања хронологије раседања је комбинацијом директних опсервација између раседа и/или индикатора кретања на изданку и картирања раседа са одговарајућим индикаторима кретања у геолошким јединицама различите старости.

Основна механичка претпоставка на којој се базира прорачун тензора палеонапона код суперпонираних фаза раседања је та, да напон који делује може реактивирати само постојеће раседе са повољном оријентацијом, при чему је напон смицања довољно велики да буде јачи од отпора трења на раседној површи.

Сепарација мерених података и формирање сетова раседа за прорачун тензора палеонапона састоји се из неколико корака. Први стадијум сепарације огледа се у издвајању сетова раседних равни чијом се инверзијом добијају оријентације главних оса напона са угловном разликом мањом од 20 до 40°. Сама математичка техника има следеће кораке:

- извршавање првог прорачуна,
- издвајање неодговарајућих раседа из хистограма и Морових кругова, и

- коришћење преосталих раседа за други прорачун и побољшавање тензора. Иста процедура мора се вршити све док стабилна популација не да стабилан тензор.

Чиста математичка метода састоји се из два симултана прорачуна који имају различите циљеве:

- одређивање тензора који најбоље описује само део укупне популације раседа, и
- одређивање процента преосталих раседа који се могу прихватити у случају сваког тензора.

Први прорачун може се објаснити као произвољан прорачун са хиљадама тензора, али у случају сваког примењеног тензора није неопходно да прихватљива популација раседа увек укључује исте податке. Смањење грешке се своди на проналажење најбољег начина за узимање у обзир одређеног процента од укупног броја раседа, тако да угловна функција буде најмања. Највећи проблем самог прорачуна је дефинисање поменутог процента раседа. Ако је тај број сувише велики, тада у прорачун улазе и подаци који нису везани за проучавани тектонски догађај. Ако је, на другој страни, мањи од реалног, тада је резултат парцијалан. С обзиром на то да не постоји директан пут дефинисања оптималног процента података, процедура се састоји у наизменичним пробама са различитим бројем података, имајући на уму два критеријума: (1) конвергенцију резултата иницијално различитих тензора и (2) анализу хистограма и Морових кругова.

3.2.4. Да ли прорачуном добијамо правце напона или деформације?

Сличност везе између оријентација раседа и праваца напона са једне стране, и праваца деформације са друге стране, може довести до збуњујућих интерпретација. Реконструкције палеостреса имају неколико битних недостатака, а најважнији од њих су следећи:

- руптурни склоп се мења са временом због померања и ротација ригидних блокова условљених ранијим раседањима по истим или различитим раседима,
- некада је у прорачуну неопходно имати мерења са неколико различитих места, да би се прикупио довољан број података за израчунавање оса тензора палеонапона. Наравно, ситуација локалног напона може бити различита у односу на просечну, израчунату оријентацију напона. Веома је тешко, тј. готово немогуће, одредити ову статистичку грешку,
- интеракција различитих раседа у великој мери утиче на правце кретања по раседним површима, због тога што активација једног раседа може променити правце регионалног напона близу тог раседа, што наравно утиче на кретања по осталим раседним површима у близини,
- велики раседи генеришу мање пратеће раседе, они генеришу још мање, па тако оријентација напона одређена на основу података кретања по раседу зависи од размере у којој се врши истраживање. Штавише, локални руптурни склоп може узроковати локалне и непостојане режиме палеонапона,
- на многим великим раседима кретање се врши најчешће под утицајем ниских вредности добијеног напона смицања (раседи по ослабљеним зонама) под великим угловима у односу на максималну осу напона, пре него под утицајем највиших вредности напона смицања.

На основу тога се може закључити да су подаци о раседним равнима обично комплексни, и не указују на локални тензор напона или деформације на једноставан начин. У многим случајевима формирају хетерогену слику, која је у великој мери условљена ротацијама међу блоковима. Хомогене осе напона одређене на основу анализа индикатора кретања по раседима су у неким случајевима конзистентне са померајима на границама блокова, па су на тај начин ближе правцима деформације него правцима напона. Због тога су прорачуни тензора палеонапона ограничени на веома мала подручја у којима су оријентације оса напона или деформације веома блиске. Са друге стране, квантитативне процене деформације на основу података са раседа захтевају познавање размере кретања на свим раседима, што је у пракси немогуће. Анализа кретања по раседу

као резултат има средњи тензор напона, који је осредњен по времену (током неколико хиљада или милиона година) и простору (стенска маса која садржи анализирани раседе).

3.3. Сеизмологија

Сеизмологија, као једна од научних дисциплина геологије, бави се проучавањем настанка сеизмичких таласа и њиховог кретања кроз Земљу, као и начинима њиховог коришћења у проучавању унутрашње грађе Земље. У данашње време, када је технолошки омогућено постављање већег броја сеизмолошких станица и са развојем хардвера и софтвера за комплексну статистичку анализу прикупљених сеизмолошких података, ти подаци се све више користе приликом проучавања кретања сеизмичких таласа као и њихове примене у изучавању механизма настанка земљотреса.

Почетком 20. века, једна од најважнијих концептуалних теорија која објашњава настанак земљотреса развила се током проучавања серије земљотреса дуж раседа Сан Андреас на западној обали Калифорније. Тада је предложена теорија еластичног одскока, као објашњење за настанак проучаваних земљотреса. Према овом моделу, тачке које се налазе на одређеној удаљености на различитим блоковима раседа кретаће се једна у односу на другу. Међутим, фриkcија на раседу их задржава и на тај начин онемогућује кретање дуж раседа. У једном тренутку, сила акумулирана у стенској маси постаје већа него што стенска маса може да издржи, тако да стена пуца, дешава се кретање по раседу и настаје земљотрес. Теорија еластичног одскока била је велико концептуално откриће, због тога што се раније сматрало да је раседање, чије се последице могу уочити на површини, споредан ефекат земљотреса, а не његов узрок. Даља проучавања земљотреса настављена су због неколико битних разлога. Први, и можда најважнији разлог, је разумевање глобалних геолошких процеса који доводе до настанка земљотреса. Испоставило се да земљотреси у великој мери рефлектују кретања литосферних плоча и на тај начин пружају веома корисне информације о томе како и зашто се плоче крећу. Други разлог је разумевање фундаменталне

физике која објашњава раседање у току земљотреса. Чак и сада постоје многе недоумице које се тичу тога зашто и када стенска маса пуца, па чак и за земљотресе који се дешавају близу површине, где је релативно лако прикупити податке. Ове ствари су такође веома важне и за друштво, због тога што сазнања о томе где и када је највероватније да ће се десити земљотрес, као и колико је очекивано померање земље у току самог сеизмичког догађаја, може бити од непроцењиве важности у доношењу одлука о градњи или евакуацији становништва.

Најјачи земљотреси се обично дешавају на границама литосферних плоча. У светлу теорије еластичног одскока, овакви земљотреси сматрају се рефлекторима процеса који се назива сеизмички циклус, који се дешава на сегментима граница плоча током више стотина или хиљада година. Током **интерсеизмичког стадијума**, који чини највећи део циклуса, у регионима удаљеним од раседа дешавају се стабилни покрети блокова, док је сам расед „закључан“, мада се дуж њега може десити нека врста асеизмичког кретања малих размера. Непосредно пре самог раседања може се издвојити **пресеизмички стадијум** који се огледа у дешавању земљотреса малих магнитуда (форшокова), или неког од осталих ефеката прекурсора јачег земљотреса. Сам земљотрес чини **косеизмичку фазу**, током које се дешава брзо кретање на раседу које генерише сеизмичке таласе. Током тих неколико секунди, метарска кретања дуж раседа надокнађују кретања веома малих размера која су се дешавала и стотинама година пре догађања земљотреса у просторима који су удаљени од раседа. Коначно, након земљотреса издваја се **постсеизмичка фаза**, која се огледа у дешавању накнадних земљотреса (афтершокова) и накнадног кретања. Ова фаза може потрајати годинама, све док се расед не врати у првобитно стање интерсеизмичког стадијума (стање најниже енергије).

Проучавање овог циклуса је јако тешко, због тога што он траје стотинама година, тако да је немогуће имати довољно опсервација процеса повезаних са њим ни на једном месту. Уместо тога, на основу опсервација са различитих места, за које се сматра да се могу комбиновати, покушавамо да сагледамо процес у целости. Међутим, ни сада није јасно колико добро можемо сагледавати овакав процес, као ни то колико добро наши модели описују његову комплексност. Зато је, као

результат тога, физика земљотреса активно поље истраживања које мора да користи више различитих техника. Велики број раседа детектује се на основу земљотреса који се на њима догађају, а сеизмологија је примарни алат који се користи приликом проучавања кретања током дешавања земљотреса и закључивања о дугорочној природи кретања по раседу.

Важно је напоменути да је проучавање раседања у току земљотреса на основу сеизмичких таласа који се том приликом генеришу инверзни проблем. То значи да је само проучавање сеизмичких таласа лимитирано на оно што се може на основу њих закључити. Сеизмички таласи који се радијално крећу од места дешавања земљотреса рефлектују геометрију раседа и кретање по њему, па тако могу дати одличну слику о кинематици раседања. Ипак, ови улазни подаци садрже много мање информација о физици, тј. динамици раседања.

3.3.1. Сеизмички активни раседи

Могуће је показати да се сеизмичка енергија, која се радијално шири од сеизмички активног раседа, може моделирати помоћу извора у коме делује спрег сила, приказом поља помераја помоћу еквивалентних унутрашњих сила. На пример, десно транскурентно кретање на вертикалном раседу оријентисаном у правцу осе x_1 може се приказати помоћу тензора момента

$$\vec{M} = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix},$$

при чему је M_0 дефинисан као скаларни сеизмички момент, једначином

$$M_0 = \mu \bar{D} A,$$

где је μ модуло смицања, \bar{D} је просечна вредност помераја по раседу, а A је површина раседне површи. Скаларни сеизмички момент први пут је дефинисао *Aki* (1966) и ова величина представља најважнију и најчешће коришћену меру јачине земљотреса. У општијем случају, M_0 се може израчунати на основу тензора момента помоћу једначине

$$M_0 = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(\sum_{ij} M_{ij}^2 \right)^{\frac{1}{2}}.$$

Веза између скаларног момента и компонената тензора момента је компликована за доказивање, али представља један од најважнијих резултата сеизмологије због тога што повезује реална, физичка својства извора земљотреса са моделом спрегнутих сила, односно са опсервацијама на сеизмолошким станицама. На основу оријентација различитих парова сила може се извести формула таква да било који расед може бити дефинисан помоћу тензора момента. Ипак, у општијем случају, раседна површ и вектор помераја било које оријентације могу се описати одговарајућом ротацијом тензора момента. Због симетричности тензора момента, односно чињенице да је $M_{ij} = M_{ji}$, постоје две раседне површи које одговарају моделу спрега сила. То представља фундаменталну двосмисленост приликом инверзије сеизмичких опсервација за добијање модела раседа. У општем случају, **постоје две раседне површи које су конзистентне са удаљеним сеизмичким опсервацијама у моделу спрегнутих сила**. Реална раседна површ назива се примарна раседна површ, док је друга раван помоћна раван. Ова двосмисленост није последица модела спрегнутих сила, већ указује на чињеницу да обе потенцијалне раседне површи производе идентичне сеизмичке помераје на већим удаљеностима. Одлука о томе која је од две могуће равни заиста раседна површ, а која помоћна раван, није у директној вези са моделом тачкастог извора, већ изискује познавање више фактора, као што су локације накнадних сеизмичких удара проучаваног земљотреса или других индикатора активног раседања у проучаваном подручју.

3.3.2. Извори који не одговарају моделу спрега сила

Сеизмички извори који одговарају моделу спрега сила засновани су на томе да је руптура на којој се врши смицање дефинисана специфичним тензором момента, у коме су и траг и детерминанта \vec{M} једнаки нули. Ипак, тензор момента је општији опис могућих извора него што је то модел спрегнутих сила. Тензор момента

сречунао на основу сеизмичких података може такође укључивати и утицаје других типова догађаја. Траг тензора момента је мера промена запремине која прати сваки сеизмички догађај и увек је једнак нули у случају смичућих сеизмичких извора. За разлику од тога, тензор момента изотропног извора (нпр. експлозије) може се приказати у форми

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & 0 & 0 \\ 0 & M_{22} & 0 \\ 0 & 0 & M_{33} \end{bmatrix},$$

где је $M_{11} = M_{22} = M_{33}$.

Из опште дефиниције тензора момента, изотропни део може се издвојити као

$$\vec{M}^0 = \frac{1}{3} (\text{tr } \vec{M}) \vec{I}$$

а \vec{M} раздвојити на изотропни и девијаторски део:

$$\vec{M} = \vec{M}^0 + \vec{M}'$$

при чему је $\text{tr } \vec{M}' = 0$. Девијаторски део тензора момента, \vec{M}' не садржи елементе изотропних извора, али може садржати додатне компоненте извора који не одговарају моделу спрегнутих сила. Девијаторски део овог тензора може се приказати израчунавањем главних вредности и главних вектора и ротирањем до координата дефинисаним главним осама тензора. Тако се добија

$$\vec{M}' = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix},$$

при чему је однос главних вредности дефинисан као $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Због чињенице да је $\text{tr } \vec{M}' = 0$, такође важи и $\sigma_2 = -\sigma_1 - \sigma_3$. У случају извора према моделу спрега сила, компонента $\sigma_2 = 0$ и $\sigma_3 = -\sigma_1$. На основу тога се \vec{M}' може раставити на одговарајући модел спрега сила, \vec{M}^{DC} , и другу компоненту, која се назива компензовани линеарни векторски дипол, \vec{M}^{CLVD}

$$\vec{M}' = \vec{M}^{DC} + \vec{M}^{CLVD} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -\frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} -\frac{\sigma_2}{2} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\sigma_2}{2} \end{bmatrix}.$$

Тако је потпуно растављање оригиналног тензора \vec{M} једнако

$$\vec{M} = \vec{M}^0 + \vec{M}^{DC} + \vec{M}^{CLVD}.$$

Растављање тензора \vec{M}' на \vec{M}^{DC} и \vec{M}^{CLVD} је јединствено, само због тога што је компонента \vec{M}^{DC} од почетка дефинисана као најбоље одговарајући извор модела спрега сила, што значи да је $CLVD$ део минимизиран. Постоји и алтернативни начин растављања тензора у коме би $CLVD$ компонента била већа, са одговарајуће мањом компонентом тензора момента која одговара моделу спрега сила.

Алтернативно, \vec{M}' се може разложити и на два извора који одговарају моделу спрега сила

$$\vec{M}' = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & -\sigma_1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -\sigma_3 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}.$$

Већа и мања компонента од две добијене називају се главни и споредни модели спрега сила, респективно. Једно од својстава овог растављања је то да ће ове две компоненте бити исте величине када σ_2 тежи нули. Због тога се ова врста растављања тензора момента ретко користи.

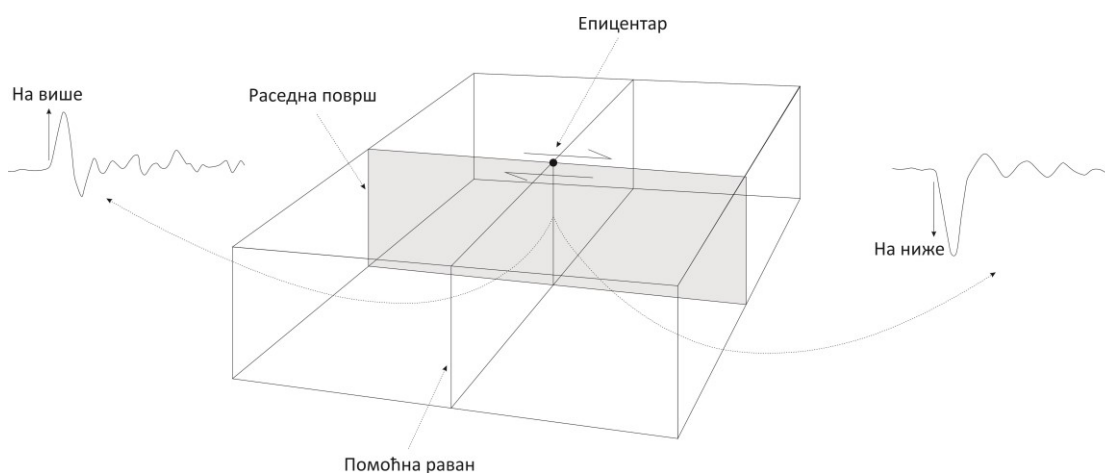
Највећи број земљотреса се може добро уклопити у моделе извора који одговарају моделу спрега сила, мада је истраживање везано за могуће изворе који не одговарају моделу спрега сила, такође, веома важно научно подручје.

3.3.3. Први наиласци сеизмичких таласа

Сеизмограми снимљени на сеизмолошким станицама, као и њихови азимути у односу на епицентар земљотреса, користе се приликом проучавања геометрије раседања током дешавања земљотреса, приказа који се назива **фокални**

механизам земљотреса. Ова операција заснована је на чињеници да шема сеизмичких таласа који настају током дешавања земљотреса зависи од геометрије раседа. Најједноставнија метода, коришћена у овом раду, заснива се на првим наиласцима, односно поларитету, запреминских сеизмичких таласа.

Основна идеја је та да поларитет (правац) првих наилазака П-таласа варира у зависности од локације сеизмичких станица у односу на епицентар земљотреса. На слици 3.8 приказан је овај концепт у случају вертикалног транскурентног раседа. Први наилазак може бити компресиони, за станице које су лоциране тако да се материјал близу раседа креће „према“ станици, или дилатациони, када се кретање врши „од“ станице. Компресиони или дилатациони наиласци П таласа на вертикалној компоненти сеизмометра региструју се као позитивни или негативни поларитет.



Слика 3.8. Први наиласци П таласа забележени на сеизмолошким станицама, које се налазе на различитим позицијама у односу на епицентар земљотреса (из *Stein and Wysession 2003*).

3.3.4. Начини радијације сеизмичких таласа и стереографски приказ фокалних механизма

За предвиђање и описивање помераја користи се еквивалентни приказ унутрашње силе, због чега је потребно познавати еластодинамичку Гринову функцију, \vec{G} . У општем случају, решавање ове функције је компликовано. Међутим, нека сазнања о природи решења могу се добити разматрањем једноставног случаја сферног

таласног фронта који настаје у случају изотропног сеизмичког извора. У том случају, решење потенцијала П таласа дефинисано је формулом

$$\phi(r, t) = \frac{-f(t - r/\alpha)}{r},$$

где је α брзина П таласа, r је удаљеност од тачкастог извора, а $4\pi\delta(r)f(t)$ је временска функција извора. Поље помераја дефинисано је градијентом потенцијала помераја

$$u(r, t) = \frac{\partial\phi(r, t)}{\partial r} = \left(\frac{1}{r^2}\right)f(t - r/\alpha) - \left(\frac{1}{r}\right)\frac{\partial f(t - r/\alpha)}{\partial r}.$$

Величина $\tau = t - r/\alpha$ је време кашњења, при чему је r/α време које је потребно да П талас пређе растојање r од извора таласа. Тада важи

$$\frac{\partial f(t - r/\alpha)}{\partial r} = \frac{\partial f(t - r/\alpha)}{\partial \tau} \frac{\partial \tau}{\partial r} = -\frac{1}{\alpha} \frac{\partial f(t - r/\alpha)}{\partial \tau},$$

па је онда

$$u(r, t) = \left(\frac{1}{r^2}\right)f(t - r/\alpha) + \left(\frac{1}{r\alpha}\right)\frac{\partial f(t - r/\alpha)}{\partial \tau}.$$

Ова једначина је релативно једноставна, због тога што се односи само на П таласе и не укључује ефекте радијације таласа због тога што се извор таласа сматра сферно симетричним. Први члан једначине је у зависности од $\frac{1}{r^2}$ и назива се блиски члан, због његовог значаја само релативно близу сеизмичком извору. Он представља перманентни статички померај услед утицаја извора сеизмичких таласа. Други члан је у зависности од $\frac{1}{r}$ и назива се удаљени члан, због тога што се његово дејство осећа тек на великим растојањима од извора. Он представља динамички одговор – сеизмичке таласе који се радијално шире од извора који не узрокује перманентни померај. Померај који узрокују ови таласи једнак је првом изводу временске функције извора.

Компликованији изрази произилазе из прорачуна за тачкасте силе и изворе који одговарају моделу спрега сила, али такође у себи имају блиске и далеке чланове. Највећи број сеизмичких опсервација се врши на довољној удаљености од раседа,

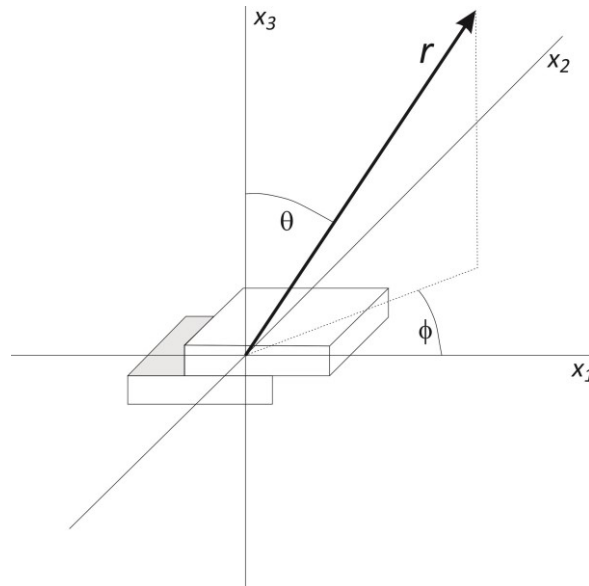
па су због тога значајни само далеки чланови. Далеки помераји П таласа, компоненте jk тензора момента извора у тачки $\vec{x} = 0$, у хомогеном простору дефинисан је као

$$u_i^P(\vec{x}, t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{x_i x_j x_k}{r^3} \frac{1}{r} \dot{M}_{jk} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right),$$

где је $r^2 = x_1^2 + x_2^2 + x_3^2$ и представља квадрат растојања до пријемника, а \dot{M} је временски извод тензора момента. Ово је општи израз који дефинише далеке помераје П таласа за било који тензор момента извора сеизмичких таласа.

У случају конкретнијег примера раседа, без губитка општости, може се разматрати расед у (x_1, x_2) равни са померајем у правцу осе x_1 (слика 3.9). У том случају важи да је $M_{13} = M_{31} = M_0$ и

$$u_i^P(\vec{x}, t) = \frac{1}{2\pi\rho\alpha^3} \frac{x_i x_1 x_3}{r^3} \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\alpha} \right).$$



Слика 3.9. Сферне координате вектора у односу на раседну површ (из *Stein and Wysession 2003*).

Ако се дефинишу сферне координате у систему раседа приказаног на слици 3.9, добија се

$$\frac{x_3}{r} = \cos \theta, \quad \frac{x_1}{r} = \sin \theta \cos \phi, \quad \frac{x_i}{r} = \hat{r}_i,$$

па је тако, користећи претходне две једначине, и имајући у виду да је $\cos \theta \sin \theta = \frac{1}{2} \sin 2\theta$, претходна једначина једнака

$$\vec{u}^P = \frac{1}{4\pi r \alpha^3} \sin 2\theta \cos \phi \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \hat{r}.$$

Начин радијације П таласа приказан је на слици 3.8. Раседна површ и помоћна раван образују нодалне равни нултог помераја које одвајају поларитете П таласа на четири квадранта. Спољашњи тачкасти вектори представљају спољашње помераје П таласа у удаљеном пољу (ако претпоставимо да је \dot{M} позитивно); овај део сфере се назива компресиони квадрант. Тачкасти вектори који показују ка унутра позиционирани су у дилатационом квадранту. Тензиона оса (Т оса) налази се у средини компресионог квадранта, док се компресиона оса (Р оса) налази у средишњем делу дилатационог квадранта.

Први поларитети П таласа се већ дуго времена користе за израчунавање фокалних механизма земљотреса по моделу спрега сила. Предности овог поступка, у поређењу са софистициранијим методама инверзије тензора момента, су те што је за аквизицију потребна само вертикална компонента инструмента, није потребна калибрација амплитуде, а поларитет првих П таласа (позитивни или негативни) се може лако одредити на сеизмограмима у исто време са пикирањем времена наилазака, чак и на аналогним записима. Иницијални покрети П таласа одређују да ли је зрак напустио сеизмички извор у компресионом (покрет на више у пријемнику) или у дилатационом квадранту (покрет на ниже у пријемнику), без обзира на тип сензора. За пројектовање зракова са свих опсервација у углове под којима су они напустили извор, користи се теорија кретања таласа. Резултати се приказују на такозваној фокалној сфери, која представља конструктивну сферу у чијем је центру извор таласа, и на којој су приказани углови под којима су таласи напустили извор (излазни или емергециони углови – енгл. *take-off angles*). Обично се користи доња хемисфера фокалне сфере због тога што највећи број зракова, који су забележени на телесеизмичким станицама, сеизмички извор напуштају према доле. У случају постојања довољног броја читавања поларитета првих П таласа, могуће је поделити фокалну сферу на компресионе и дилатационе квадранте. Фокални механизам се у том случају одређује проналажењем пара

ортогоналних равни које раздвајају ове квадранте. Као што је већ напоменуто у претходном тексту, не постоји могућност да се на основу само ових података утврди која равна је раседна површ, а која је помоћна равна.

Фокална сфера се такође користи и као основа за стереографски приказ фокалног механизма – приказ се врши на доњој хемисфери, на тај начин што се компресиони квадранти обоје неком бојом, док дилатациони квадранти остају бели. Приликом интерпретације ових графика, битно је знати да обојени квадранти представљају подручја у којима П таласи напуштају сеизмички извор према доле са спољашњим првим покретима, што ће произвести позитиван поларитет на сеизмолошким станицама. Супротно од тога, бела подручја означена су негативним поларитетима првих наилазака на сеизмолошким станицама. Оса тензије се налази у средишњем делу обојеног квадранта, док је оса компресије у белом квадранту. Нормални и реверсни раседи се на основу фокалних механизма могу одмах утврдити на основу тога да ли је центар полусфере у обојеном или незабојеном квадранту – ако је у центру хемисфере незабојени квадрант, тада је у питању нормални расед; у супротном случају је реверсни расед.

Треба обратити пажњу на чињеницу да осе компресије и тензије указују на правце максималне компресије и тензије у Земљиној кори само у случају да раседна површ одговара равни максималног смицања. Пошто у природи тај услов готово никада није испуњен, фокални механизам не може једнострано одредити оријентацију тензора напона (мада одређује правац максималне компресије од великог броја могућих). Ипак, у случају да постоји довољан број фокалних механизма у подручју које се може сматрати хомогеним у погледу деловања напона, тада је могуће израчунати и оријентацију тензора напона према различитим методама (*Gephart and Forsyth 1984; Michael 1987; Angelier 1979; Angelier 2002*). То израчунавање врши се на исти начин и истим методама које се користе и за израчунавање палеонапона на основу теренски мерених података о оријентацији раседа и индикатора кретања по њима (описано у поглављу 3.2). Једина специфичност код инверзије фокалних механизма земљотреса тиче се априори неразликовања раседне равни од две могуће на фокалном механизму. Због тога су развијене методе које могу математички одредити највероватније раседне равни у читавом скупу (на основу најмање грешке када се примени

изабрани тензор напона – дискутовано такође у поглављу 3.2.3). Такође, постоје и методе које тензор напона могу да израчунају на основу раседних равни са фокалних механизма које су дефинисане као активне неком другом методом, а да њима аутоматски прикључи динамички компатибилне равни, које није могуће одредити ниједном другом геолошком методом. Такав приступ је много бољи, посебно у случају коришћења инверзије фокалних механизма земљотреса за израчунавање тензора напона, који се жели поредити и са реалним подацима добијеним инверзијом теренски мерених података о раседима, као што је случај у овој докторској дисертацији.

4. Средњоеоценска – горњомиоценска тектоника ширег подручја Копаоника: закључци на основу анализе палеонапона и највећих магматских догађаја¹

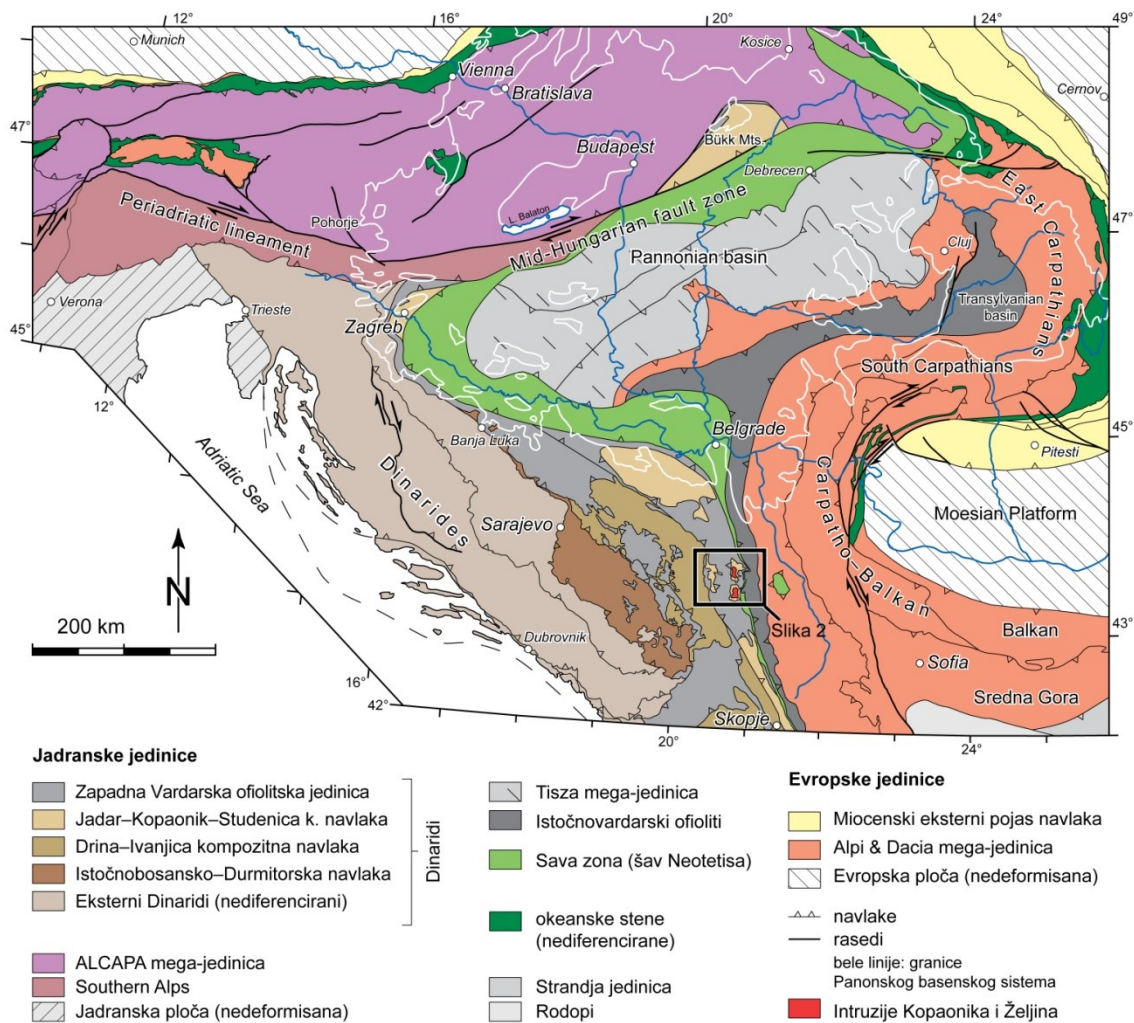
4.1. Увод

Планина Копаоник налази се у Интерним Динаридима, близу контакта два орогена система – Динарског и Карпато-балканског (слика 4.1). Овакав положај шире зоне подручја Копаоника, у централном делу двоструко вергентног орогеног система, је у великој мери условио комплексну тектонску историју те зоне. Неколико новијих студија које су се бавиле проблематиком тектонике на Копаонику (Zelić 2005; Zelić *et al.* 2010a, 2010b; Schefer *et al.* 2010, 2011) пружило је значајну количину нових података о дуктилној тектонској еволуцији овог подручја. Иако се по неким питањима разликују, обе групе аутора се генерално слажу о томе да су у поменутом подручју биле активне четири дуктилне деформационе фазе. Прве три фазе су се десиле пре почетка миоцена и биле су везане за компресију и затварање вардарске гране Неотетиса, док је најмлађа фаза везана за миоценску екстензију. Ове информације допринеле су бољем познавању геодинамике Интерних Динарида, активне непосредно након колизије. Ипак, иако је старија, дуктилна, тектонска еволуција овог подручја веома добро документована, млађе, тектонске фазе у домену кртог лома стенских маса, су готово потпуно необјашњене.

Главни циљ истраживања описаном у овом поглављу био је објашњење млађе тектонске еволуције подручја Копаоника. То је учињено проучавањем кинематике раседа и повезивањем ових, независно добијених, података са познатим магматским догађајима. Анализа палеонапона је извршена картирањем великог броја раседних површи са различитим индикаторима кретања који указују на

¹ Ово поглавље засновано је на раду: Mladenović A., Trivić B., Cvetković V. 2015. *How tectonics controlled post-collisional magmatism within the Dinarides: Inferences based on study of tectono-magmatic events in the Kopaonik Mts. (Southern Serbia)*. Tectonophysics, in press, doi: 10.1016/j.tecto.2015.02.001

вишекратну активност ових раседа. Деформационе фазе које су одређене на основу анализе палеонапона су поређане хронолошки, на основу релативног међусобног односа раседа. Ове фазе су затим повезане са већ познатим подацима о старости настанка и ексхумације магматских стена, као и подацима о регионалним геотектонским условима који се могу извести на основу геохемијских карактеристика ових стена.



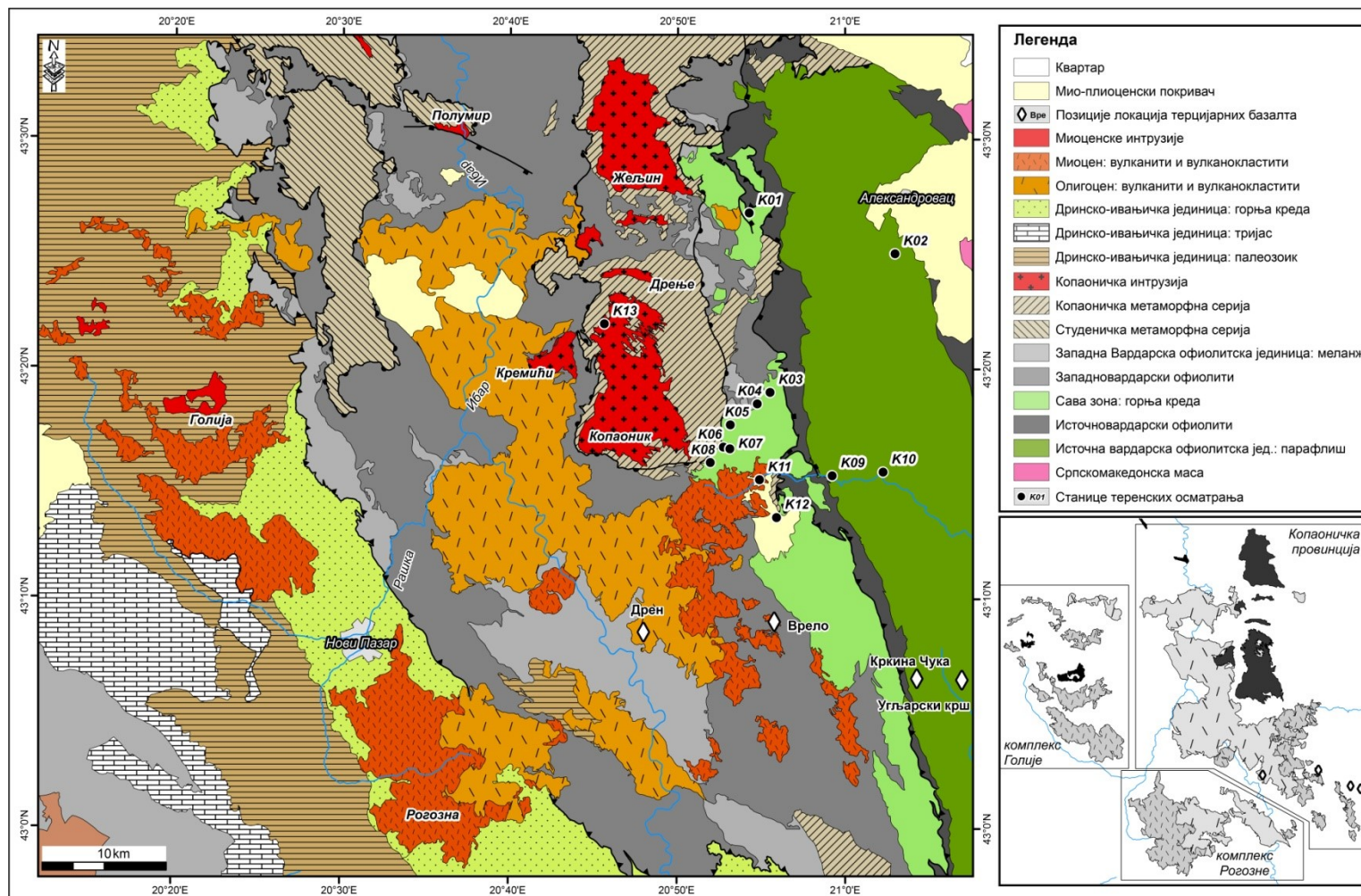
Слика 4.1. Регионална геотектонска позиција истраживаног подручја, према Schmid et al. (2008).

4.2. Геолошка грађа

4.2.1. Регионална геологија

Подлогу ширег подручја Копаоника изграђују две континенталне композитне навлаке Динарида – Дринско-ивањичка и Јадарско-копаоничко-студеничка. Ове две јединице су се у горњој креди или почетком палеогена судариле са мега-јединицом Дасиа, која припада Карпато-балканском орогену. Контакт између Динарида и Карпато-балканида маркира Сава зона која је смештена у централном делу Балканског полуострва и представља финални шав океана Неотетиса (*Pamić 2002; Karamata et al. 2005; Ustaszewski et al. 2009*). Пре колизије, током горње јуре, велики део вардарске гране Неотетиса (Западна вардарска офиолитска јединица) је обдукована преко јадранске маргине. У горњој креди и почетком палеогена, офиолити Западне вардарске јединице су били укључени у процес навлачења ван секвенце (*Schmid et al. 2008*).

Доминантна структура ширег подручја Копаоника је антиклинала са осом која тоне према северу. Крила ове антиклиналне структуре изграђена су од Јадарско-копаоничко-студеничке композитне навлаке. У овом подручју, поменути геотектонску јединицу гради Копаоничка метаморфна серија (слика 4.2), која је састављена од метаморфисаних горњопалеозојских до доњојурских седимената дисталне јадранске маргине (*Schefer et al. 2010*) представљених са три главна литолошка члана (*Урошевић и др. 1970а; Zelić 2005*): метабазитима, метапелитима и метакарбонатима. У овим метаседиментима доминирају пенетративне дуктилне структуре (*Zelić 2005; Egli 2008*) које су резултат полифазног кредног и палеогеног (*Schefer et al. 2010*) метаморфизма у фацији зелених шкриљаца, који локално достиже и амфиболитску фацију (*Zelić 2005; Schefer et al. 2010*). Језгро поменуте антиклинале изграђују гранитоидне интрузије Копаоника и Жељина, које прате неколико мањих магматских тела (видети детаље у следећем поглављу). У миоцену је ово подручје било изложено екстензији која је имала правац С – Ј (*Schefer et al. 2011*), која је довела до ексхумације Студеничког екстензионог метаморфног комплекса. Ова екстензија почела пре око 21 – 17 Ма



Слика 4.2. Поједностављена геолошка карта ширег дела истраживаног подручја. Компилацио на основу Основне геолошке карте СФРЈ, листови: Куршумлија, Нови Пазар, Сјеница, Крушевац, Врњци и Ивањица.

(*Schefer* 2010) и бар делом је била истовремена са смештањем полумирског гранита S-типа и ексхумацијом старијих гранита I – типа.

Ове две континенталне јединице налазе се као тектонски прозори испод обдукованог јурског офиолитског меланжа Западне вардарске офиолитске јединице. Литолошке јединице које граде офиолитски меланж представљене су блоковима габра, дијабаза и ређе рожнаца, кречњака и стена Копаоничке метаморфне серије, у матриксу изграђеном од пешчара и глинаца. Офиолити Западне вардарске офиолитске јединице су најчешће представљени серпентинисаним харцбургитима, а ређе лерзолитима и дунитима и веома ретко интрузивним комплексом дајкова (*Урошевић и др.* 1970а; *Zelić* 2005). Ова тектонска јединица је навучена преко офиолитског меланжа или директно преко Копаоничке метаморфне серије.

Преко метаморфне серије и обдукованих офиолита трансгресивно леже горњокредни седименти који садрже велике олистолите офиолита и метаморфних стена. Сматра се да ови седименти представљају јужни продужетак Сава зоне (*Schmid et al.* 2008). У истраживаном подручју је Сава зона изграђена од кречњака, лапораца, конгломерата, пешчара и глинаца.

Источна вардарска офиолитска јединица, која припада Карпато-балканском орогену, гради источни део истражног подручја (слика 4.2). Према *Schmid et al.* (2008), ова тектонска јединица представља део океанске коре MORB-типа, који је смештен преко Српско-македонске масе у горњој јури, највероватније процесом обдукције. Оверстеп секвенца представљена је горњојурским спрудним кречњацима (*Karamata* 2006), преко којих лежи горњокредни (*Zelić* 2005) флиш („Парафлиш“ по *Димитријевићу* (1995)). Литолошки чланови горњокредног флиша су представљени сменом ситнозрних силицикластичних аренита и пелита (*Урошевић и др.* 1970а; *Zelić* 2005).

Истражно подручје представља једну од сеизмички најактивнијих зона централног дела Балканског полуострва, у којој су се десили неки од најјачих земљотреса на територији Србије (најјачи у периоду у коме се врши инструментална аквизиција). Сеизмичност у овом подручју је највероватније контролисана ослобађањем акумулираног тектонског напона дуж постојећих

старијих раседних зона које су оријентисане повољно у односу на активно напонско поље (Marović *et al.* 2002; Mladenović *et al.* 2014a). На основу проучавања фокалних механизма земљотреса са овог подручја (Павловић *и др.* 1995; Младеновић *и др.* 2014b), закључено је да су активни раседи у проучаваном подручју десни транскурентни раседи пружања ССИ – ЈЈЗ и леви транскурентни раседи пружања И – З.

4.2.2. Преглед магматских стена у истраживаном подручју

У ширем подручју Копаоника јављају се магматске стене кенозојске старости хетерогеног састава (слика 4.2). Велики део ових стена припада копаоничкој вулканско-плутонској провинцији, која сама заузима простор од око 600 км². Поред тога, западно и југозападно од копаоничке провинције јављају се два релативно мања магматска комплекса: вулканско-плутонски комплекс Голије и вулкански комплекс Рогозне. У даљем тексту дат је приказ свих релевантних информација о старостима и петрогенетским афинитетима ових магматских стена, док се за детаљније описе о геохемијским карактеристикама стена читаоци упућују на наведену литературу.

Копаоничка вулканско-плутонска провинција

Копаоничка вулканско-плутонска провинција је сачињена од два већа интрузива – Жељина и јужног Копаоника, које прате 4 мање, највероватније сателитске масе, од којих су највеће Дрење и Кремићи. Ове интрузиве, у највећем делу са источне и јужне стране, окружују велике масе киселих до интермедијарних вулканских и вулканокластичних стена (слика 4.2). Копаоничка провинција такође обухвата и гранитоид Полумира који се налази око 15 км западно од жељинског интрузива, као и четири, до сада познате, појаве базалта, које се налазе у најјужнијем делу провинције (слика 4.2). На основу старости кристализације, утврђених методом U/Pb на цирконима (Schefer *et al.* 2011), познато је да су се интрузивне масе Жељина, Дрења и јужног Копаоника консолидовале пре 31.77 до 30.70 Ма. Литолошки су ови масиви представљени биотитским до хорнбленда-биотитским гранитоидима I-типа (Mičić 1980; Буков 1989; Karamata *et al.* 1992; Cvetković *et al.*

2002; Zelić *et al.* 2010; Schefer *et al.* 2011), док је миоценска маса Полумира дволискунски гранит S-типа (Vukov and Milovanović 2002). Термохронолошка испитивања (Schefer *et al.* 2011) показују да се иницијално смештање олигоценских плутона I-типа десило у подручју са температуром нешто вишом од 300°C, а да се ексхумација вршила скоро симултано или непосредно након смештања млађе гранитоидне масе Полумира.

У оквиру старије олигоценске групе гранитоида I-типа присутне су незнатне, али мерљиве, разлике у старости и петролошким карактеристикама. Оне се огледају у томе да су старости кристализације маса Жељина и Дрења за око 1 мил. год. веће (~31.5 Ма) од утврђених старости консолидације гранитоидне масе јужног Копаоника (30.94 – 30.70 Ма). Иако је ова разлика у старости веома мала, између гранитоида на северу и југу копаоничке магматске провинције постоје значајне геолошке и петролошке разлике, које независно од података о старости указују на то да су се ове стене формирале током различитих магматских епизода. Прво, северни интрузиви копаоничке провинције могу се класификовати као гранодиорити до тоналити, док је јужна копаоничка маса у највећем делу представљена кварцмонцодиоритима (Cvetković *et al.* 2002; Zelić *et al.* 2010a; Schefer *et al.* 2011). Друго, маса јужног Копаоника садржи велики број мафичних микрогрануларних енклава (Didier and Barbarin 1991; Poli *et al.* 1996), за разлику од северних маса које садрже обиље ксенолита горње коре (Cvetković *et al.* 2002). Треће – маса јужног Копаоника показује изотопски састав сличнији континенталној кори, него што је то случај код интрузива на северу (Schefer *et al.* 2011; Zelić *et al.* 2010a). Коначно, маса јужног Копаоника интродована је у плићим деловима коре, на шта указују јачи термални ефекти које је ова маса узроковала према околним стенама (Vasković and Knežević 1995).

Наведене разлике у старости и саставу ових стена могу се такође пратити и у одговарајућим вулканским стенама, без обзира на то што за вулканске стене недостају радиометријска датирања велике прецизности. Стратиграфска позиција и ефекти контактнoг метаморфизма масе јужног Копаоника и његових сателита (Mičić 1980; Цветковић и др. 1995) указују на то да су претежно дацитско/андезитске вулканске и вулканокластичне масе, које се налазе западно и југозападно од масе јужног Копаоника, старије. За разлику од тога, вулканске стене

које се јављају јужно и југоисточно, јесу у стратиграфски вишој позицији и најчешће одговарају кварцлатитима (*Урошевић и др.* 1970а; *Мићић* 1980; *Цветковић и др.* 1995). На основу овога се претпоставља да дацити/андезити одговарају жељинском гранодиориту – тоналиту, а кварцлатити одговарају кварцмонцодиоритском интрузиву јужног Копаоника.

Конечно, постоје најмање четири појаве базалта које представљају најмање магматске продукте у подручју Копаоника. *Cvetković et al.* (2004) наводе K/Ar старости (12.9 – 10.1 Ма) и високо-калијску калко-алкалну петрохемију базалта са три места: Врела, Угљарског крша и Кркине чуке. За ове базалте се сматра да су кристалисали из средње до високо издиференцираних високо-калијских калко-алкалних магми (*Cvetković et al.* 2004).

Комплекс Голије

Овај комплекс састоји се од мањих интрузивних тела, неправилног облика или дајкова, који су утиснути у метаморфну подлогу Дринско-ивањичког палеозоица. Гранитоид је утискивањем произвео контактано-метаморфне промене које су везане са формирањем мањих скарновских лежишта олова и цинка, и волфрама (*Мојсиловић и др.* 1980). Ове стене одговарају кварцмонцонитима и гранодиоритима, а окружене су концентрично распоређеним појавама кохерентних кварцлатита и кварцлатитских преталожених пирокластичних токова и падавинских наслага. И интрузивне и вулканске/вулканокластичне стене су високо-калијске калкоалкалне. U/Pb старости кристализације утврђене на цирконима (*Schefer et al.* 2011), показују да је старост ових стена између 20.58 и 20.17 Ма. Интрузив Голије је и по саставу (у великој мери) и по старости (релативно) сличнији маси јужног Копаоника него северним појавама гранитоида у копаоничкој провинцији. Слично томе, голијске вулканске стене су по саставу сличне млађим кварцлатитским вулканским стенама које се налазе у најјужнијим деловима копаоничке провинције.

Вулкански комплекс Рогозне

Комплекс Рогозне налази се јужно од копаоничке вулканско-плутонске провинције. Састављен је само од вулканских стена и покрива подлогу коју

изграђује горњокредни флиш Косовске Митровице (део Дринско-ивањичке јединице, поглавље 2.2). Генерално гледано, вулканска сукцесија комплекса Рогозне слична је оној у копаоничкој провинцији. Доступни радиометријски и петролошки подаци (*Karamata et al.* 1994a; *Мемовић* 1990; *Мућућ* 1988; *Урошевић и др.* 1970a) као и нове Ar/Ar старости (*Borojević-Šoštarić et al.* 2012) указују на то да се формирање комплекса Рогозне дешавало у току две велике вулканске фазе. Прва фаза се десила вероватно пре 30 Ма, када су настале стене дацитског и андезитског карактера, које изграђују источни део комплекса. Млађа фаза трајала је од 29 – 24 Ма (Ar/Ar старости, *Borojević-Šoštarić et al.* 2012) и произвела је велике количине кварцлатитских и риодацитских токова лаве, као и простране делове изграђене од пирокластичних стена. У овим стенама пронађени су бројни структурни показатељи неравнотежне кристализације, што даље имплицира да су ове стене формиране кристализацијом хибридизованих растопа, који обично настају процесима мешања магми.

4.3. Анализа палеонапона

4.3.1. Методологија анализе палеонапона

На тачкама осматрања на терену је идентификован велики број кинематских индикатора на раседним површима, из домена кртих деформација, као и из домена крто-дуктилних деформација (*Ramsay* 1980). Највећи број података опсервиран је на добро развијеним раседним површима које садрже јасно уочљиве линеације (стрије). Дуж ових раседа развијене су и невезане раседне дробине и раседне брече (слика 4.3 в – г).

Подаци о кретању по раседима прикупљани су искључиво на изданцима где су индикатори кретања били јасни, док су непоуздани кинематски индикатори одбацивани још током теренског рада. Као станице, дефинисане су групе изданака који се налазе у структурно хомогеним подручјима, тј. у оквиру подручја у којима се не могу картирати значајни раседи или раседне зоне. Улазни подаци за анализу палеонапона прикупљани су са 13 станица (структурно релативно хомогених

подручја), које се налазе у различитим литолошким и стратиграфским јединицама: кредним кречњацима, пешчарима и лапорцима, олигоценским гранитоидима, олигоценско-миоценским кварцлатитима и миоценским лапорцима (слика 4.2). Смер кретања дуж раседних површи одређиван је на основу критеријума кретања означених као Young Geological Data у пројекту World Stress Map (*Reinecker 2005*). Најчешћи индикатори кретања који су опсервирани на раседним површима били су усмерени раст калцита (calcite fibers, слика 4.3 а – г), катакластична линеација, усмерен раст порфиробласта, итд. Релативна хронологија раседних структура одређивана је на основу критеријума пресецања и прекривања (енгл. cross-cutting relationships) раседа (слика 4.3 г) и стрија (слика 4.3 а – б, 4.3 д), минерализација пукотина, као и структурних карактеристика које указују на деформације стенских маса у домену кртог лома.

Формирање сетова раседа извршено је на основу оријентација раседних површи и смера кретања по њима, као и на основу кинематске компатибилности и утврђене релативне хронологије. Узевши у обзир да су мерења извршена у стенама различите старости, и имајући у виду оријентације сеизмички активних раседа као и смерове кретања по њима, формирање сетова раседа започето је од најмлађих, након чега су сукцесивно додавани старији сетови. Најмлађи раседи, сеизмички активни, јесу десни транскурентни раседи пружања ССИ – ЈЈЗ и леви транскурентни раседи пружања И – З. Ови раседи такође пресецају и тело (дајк?) миоценског гранита Полумира (слика 4.3 ђ), што указује да морају бити млађи од времена кристализације и смештања овог интрузива. Индикатори кретања најмлађе тектонске активности пресецају стрије које указују на нормално раседање у граниту Полумира (слика 4.3 д), миоценским вулканитима и миоценским лапорцима. Смер кретања по овим нормалним раседима пружања ССИ – ЈЈЗ и ИСИ – ЗЈЗ је исти као смер кретања утврђен на основу S – C структура у полумирском граниту (*Schefer et al. 2011*; и наше опсервације), што указује на њихово формирање/активацију у исто време са смештањем гранита или непосредно након његовог смештања. Обе поменуте групе раседа, и транскурентни и нормални, пресецају другу групу нормалних раседа пружања С – Ј и мање групе пружања СЗ – ЈИ. Ови раседи пружања СЗ – ЈИ су најстарији



Слика 4.3. Опсервирани индикатори кретања на раседним површима: а, б – односи пресецања и прекривања (cross – cutting relationships) стрија на раседним површима; в – компактна раседна бреча, као резултат релативно дубоке (али у домену кртих деформација) тектонске активности; г – односи пресецања раседа; д – односи пресецања и прекривања стрија, опсервирани у средњомиоценском граниту Полумира; ђ – расед који сече дајк (?) полумирског гранита, указујући на тај начин да је био активан у најмлађој тектонској фази.

раседи који се јављају у копаоничком гранитоиду олигоценске старости, што указује на њихову активацију током најмлађег олигоцена и доњег миоцена. Преостале групе раседа, реверсни раседи пружања СЗ – ЈИ и ССИ – ЈЈЗ, и транскурентни раседи пружања СЗ – ЈИ и ИСИ – ЗЈЗ, јављају се само на станицама лоцираним у кредним седиментима, тако да се за њих може рећи само да су старији од горњег олигоцена. Према релативним односима ових структура,

транскурентни раседи су одређени као најстарија група раседа на истраживаном подручју.

Тензори напона рачунати су коришћењем програма Tectonics FP (*Ortner et al.* 2002), у коме се тензори могу рачунати на основу две методе инверзије: директне инверзне методе (INV) и нумеричке динамичке анализе (NDA). Теоретске поставке ове две методе су другачије (видети детаље у поглављу 3.2), тако да одабир која ће се од њих користити у анализи зависи од оријентације сетова раседа. Директна инверзна метода је добра када се сет раседа састоји од најмање четири раседа различите оријентације, док NDA метода даје боље резултате када су сетови раседа јако асиметрични, тј. када један сет коњугованих раседа доминира над осталим (*Sperner and Zweigel* 2010). Такође, директна инверзна метода даје тачније резултате код инверзије реактивираних раседа, док је NDA метода ефикаснија код инверзије раседа формираних у хомогеним стенским масама. Због тога, и узевши у обзир оријентације раседа мерених на терену, у овом раду је коришћена NDA метода, са углом од 30° између линеације и максималне осе компресије за сетове који садрже новоформиране раседе и раседе са хомогеном дистрибуцијом у оквиру изданака, а INV методу код инверзије сетова раседа код којих је опсервирана реактивација.

Реконструкција тектонских режима извршена је на основу класичних Андерсонових режима, при чему је једна од оса напона вертикална (а остале две хоризонталне). На тај начин се могу реконструисати три тектонска режима: екстензиони (вертикална оса σ_1), транскурентни (вертикална оса σ_2) и компресиони (вертикална оса σ_3).

Квалитет добијених резултата је разматран на основу система квалитета који је развијен у оквиру пројеката World Stress Map 2008 (*Heidbach et al.* 2008). На основу овог система, добијени резултат добија најмањи квалитет који је додељен једном од разматраних фактора који утичу на квалитет резултата. Ти фактори су следећи: укупан број иницијалних података који су укључени у прорачун, проценат коришћених података у финалном прорачуну у односу на укупан број података, фактор сигурности теренских опсервација, угао флукуације између израчунатих и опсервираних а-линеација, фактор сигурности везан за тип

индикатора кретања који је на терену коришћен за одређивање смера кретања (видети табелу 4.1). Укупни квалитет сваког од резултата инверзије тензора напона изражен је према поменутој шеми од 'а' (најбољи) до 'е' (најгори) (*Sperner and Zweigel 2010*).

4.3.2. Резултати анализе палеонапона

На основу статистичке анализе мерених сетова раседа и прорачуна тензора напона, одређено је пет група тензора који су сврстани у четири деформационе фазе у подручју Копаоника. У даљем тексту дат је опис ових група тензора, поређаних релативно од најстаријих до најмлађих.

Табела 4.1. Резултати инверзије у циљу одређивања тензора палеонапона.

назив станице	Главне осе напона						подаци			флукуација	релативни однос магнитуда R	коришћена метода	реконструисан и тектонски режим	квалитет
	σ_1	σ_2	σ_3	коришћено	укупно	%								
Деформациона фаза D1														
K01	285	32	124	56	021	08	5	5	100	11.3	0.5293	NDA	транскурентни	e
K02	258	37	004	19	115	46	5	5	100	3.2	0.5059	NDA	транскурентни	e
K03	291	05	022	00	115	85	8	8	100	3.7	0.4999	NDA	транскурентни	d
K04	309	35	090	48	204	20	4	4	100	6.0	0.5101	NDA	транскурентни	e
K06	293	11	122	78	024	02	5	5	100	4.1	0.4928	NDA	транскурентни	e
K08	081	35	279	53	177	09	8	8	100	5.2	0.5087	NDA	транскурентни	d
K09	278	03	183	56	010	33	6	6	100	9.3	0.5010	NDA	транскурентни	d
Деформациона фаза D2														
K01	134	09	040	24	243	63	12	12	100	2.0	0.3903	INV	компресија	c
K02	008	32	116	27	238	45	10	10	100	2.4	0.3804	INV	компресија	c
K03	184	01	094	32	275	58	22	21	95	9.5	0.3094	INV	транспресија	b
K04	310	01	040	11	214	78	15	15	100	5.1	0.1464	INV	транспресија	b
Деформациона фаза D3														
K02	302	82	175	05	084	06	24	24	100	17.5	0.4895	INV	екстензија	d
K03	254	69	357	05	089	20	31	28	90	11.8	0.4832	INV	екстензија	b
K06	248	47	342	04	075	43	7	7	100	1.4	0.6025	INV	екстензија	d
K07	052	47	159	15	261	39	5	5	100	1.7	0.6994	INV	транстензија	e
K08	112	68	011	04	280	21	12	12	100	6.4	0.4939	NDA	екстензија	c
K13	181	76	314	09	046	10	7	7	100	1.0	0.4822	INV	екстензија	d
Деформациона фаза D4a														
K01	175	63	053	15	317	21	17	17	100	13.4	0.5035	NDA	екстензија	c
K02	344	48	229	21	124	34	13	13	100	9.2	0.5342	NDA	екстензија	c

K03	073	65	243	25	335	04	18	18	100	6.0	0.4957	NDA	екстензија	b
K04	034	69	247	17	154	10	36	35	97	15.0	0.5067	INV	екстензија	c
K05	304	77	213	00	123	13	14	14	100	19.5	0.6026	INV	екстензија	e
K06	063	71	252	19	161	03	28	28	100	18.1	0.5468	INV	екстензија	d
K08	228	82	072	08	342	03	23	22	95	6.5	0.4918	INV	екстензија	a
K09	181	76	302	08	034	12	12	12	100	8.5	0.4851	INV	екстензија	c
K10	231	78	049	11	139	00	18	18	100	9.0	0.5578	NDA	екстензија	b
K11	025	54	224	34	128	09	8	8	100	5.4	0.5088	NDA	екстензија	d
K12	049	51	271	30	168	21	5	5	100	4.9	0.5102	NDA	екстензија	e
Деформациона фаза D4b														
K01	056	18	202	67	322	12	30	30	100	9.9	0.5233	NDA	транскурентни	b
K02	022	30	235	55	121	15	38	38	100	15.2	0.5367	NDA	транскурентни	c
K03	015	17	263	50	117	35	18	18	100	2.9	0.0619	INV	транспресија	b
K04	030	38	198	51	295	06	26	26	100	4.7	0.7320	INV	транстензија	a
K05	214	15	106	48	316	37	5	5	100	1.6	0.5155	INV	транскурентни	e
K11	008	34	165	54	271	11	4	4	100	3.4	0.4988	NDA	транскурентни	e
K12	255	33	090	56	350	06	8	8	100	11.3	0.4576	NDA	транскурентни	d
K13	274	14	036	65	178	20	4	4	100	7.3	0.5949	NDA	транскурентни	e

Деформациона фаза D1: Транскурентни режим са И – З компресијом

Ова група тензора садржи три сета раседа: леве транскурентне раседе пружања СЗ – ЈИ, десне транскурентне раседе пружања И – З до ИСИ – ЗЈЗ, реверсне раседе пружања ССИ – ЈЈЗ. У размери карте, током ове фазе подразумева се активација Војетинског раседа пружања ИСИ – ЗЈЗ (обележен са 3 на слици 4.4), и раседа генералног пружања С – Ј, који припадају Копаоничкој раседној зони. Тензори напона, који су израчунати на основу ових сетова раседа, показују транскурентни тектонски режим при чему је субхоризонтална оса σ_1 оријентисана у правцу И – З, а субхоризонтална оса σ_3 има оријентацију С – Ј (слика 4.4 а). Изузетак од овога је тензор напона на станици К03, кога карактерише субвертикална екстензиона оса, услед реверсног кретања по раседу Брзећа (слика 4.4 а).

Деформациона фаза D2: ССЗ – ЈЈЕ транспресија/компресија

Раседи који су активирани током ове деформационе фазе представљени су реверсним раседима пружања СЗ – ЈИ и ССИ – ЈЈЗ. Мерени раседи су углавном локализовани на станицама лоцираним близу Копаоничке раседне зоне (означене са 5 на слици 4.4) и припадају тој раседној зони. Израчунате тензоре напона карактерише субхоризонтална компресиона оса оријентисана у правцу ССЗ – ЈЈИ

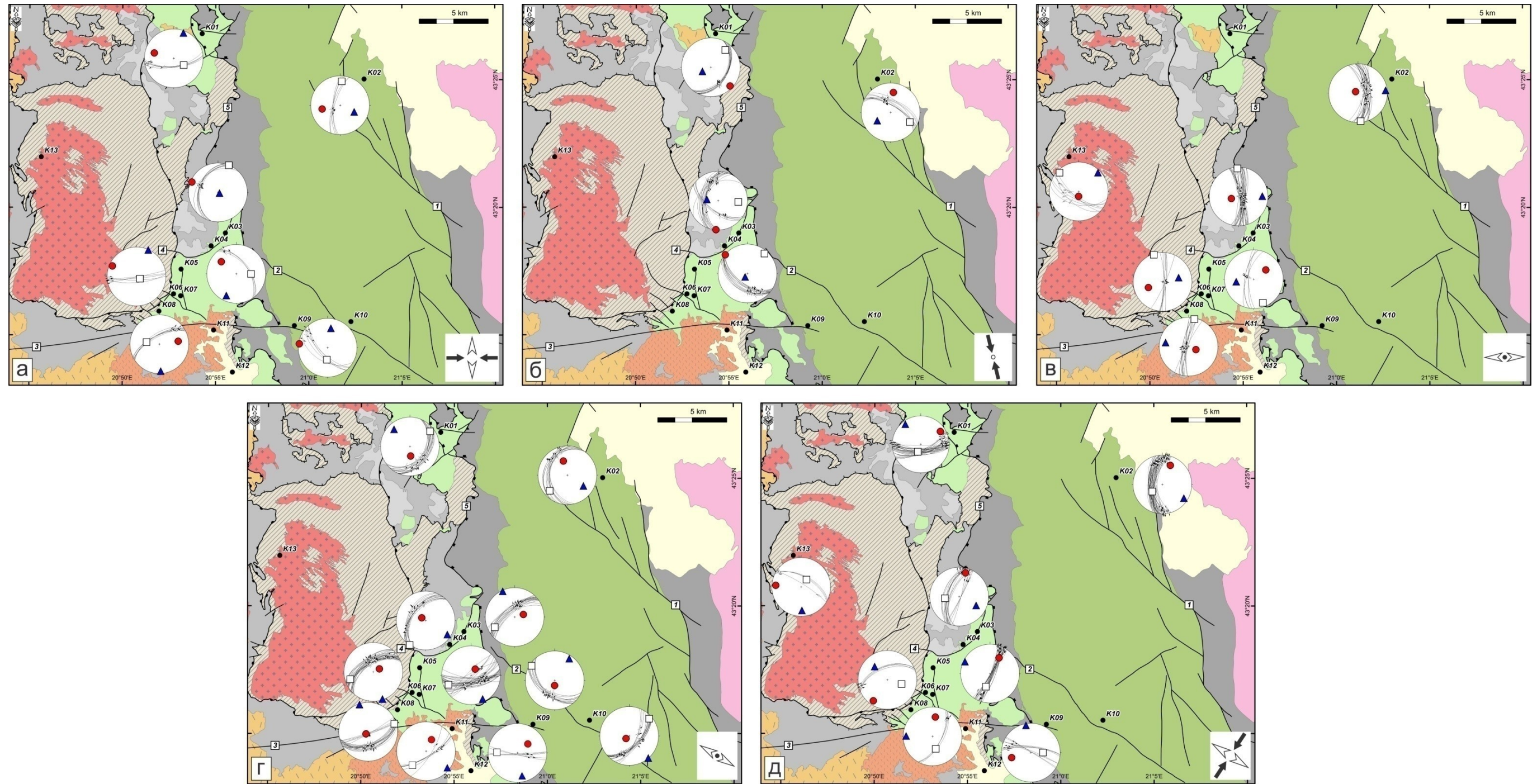
и субвертикална екстензиона оса, као и однос магнитуда оса напона R између 0.14 и 0.39, на основу чега се тектонски режим ове деформационе фазе карактерише као транспресиони/компресиони (слика 4.4 б). Ови раседи секу раседе активирани током фазе D1, а неки од старијих раседа су реактивирани током деформационе фазе D2 (слика 4.3 г).

Деформациона фаза D3: И – 3 екстензија

Ову деформациону фазу карактерише активација веома стрмих нормалних раседа пружања С – Ј који припадају Копаоничкој раседној зони, осим у случају тензора на станици K013 (слика 4.4 в). С обзиром на то да стрије ових раседа пресецају индикаторе кретања обе претходне деформационе фазе, ови раседи представљају реактивирани структуре, које су формиране током претходних тектонских фаза. Тензори палеонапона који су узроковали (ре)активацију ових раседа, карактеришу се субхоризонталном екстензионом осом оријентисаном у правцу И – 3, и субвертикалном компресионом осом. Вредност релативног односа магнитуда оса напона, R , износи од 0.48 до 0.69, што указује да је током ове деформационе фазе био активан екстензиони до трансекстензиони тектонски режим.

Деформациона фаза D4

Ова деформациона фаза одређена је С3 – ЈИ екстензијом, која је највероватније била активна током две подфазе: D4a и D4b. Иако су ове тектонске подфазе заправо различити тектонски догађаји, овде су представљени као део једне тектонске фазе због тога што је оријентација екстензионе осе иста у обе подфазе, а другачија кинематика раседа објашњена је у даљем тексту.



Слика 4.4. Резултати инверзије у циљу израчунавања тензора палеонапона, где су израчунати тензори приказани у складу са деформационим фазама којима припадају: а – прва деформациона фаза D1; б – друга деформациона фаза D2; в – трећа деформациона фаза D3; г – четврта деформациона фаза D4а; д – четврта деформациона фаза D4б. Главне осе тензора палеонапона су на Шмитовим дијаграмима приказане на следећи начин: σ_1 – црвеним кружићем, σ_2 – белим квадратићем, σ_3 – плавим троуглићем. Легенда за главне осе палеонапона, тј. њихове оријентације у хоризонталној пројекцији (на карти), приказане у доњем левом углу сваке карте, дата је на слици 4.5. Важне раседне структуре означене бројевима на карти су следеће: 1 – Расински расед, 2 – Топлички расед, 3 – Војетински расед, 4 – расед Брзећа, и 5 – Копаоничка раседна зона.

Подфаза D4a: СЗ – ЈИ екстензија (паралелна орогену)

Током ове фазе су активирани две групе раседа (слика 4.4 г): нормални раседи благог пада пружања ССИ – ЈЈЗ са стријама средњег пада, и подређена група релативно стрмих нормалних раседа пружања ИСИ – ЗЈЗ. Раседи пружања ССИ – ЈЈЗ су на карти паралелни главној зони нормалних раседа благог пада у подручју Копаоника, док раседи пружања ИСИ – ЗЈЗ највероватније указују на активацију Војетинског (3) и Топличког раседа (2), као и структура које су паралелне поменутих раседима. Тензори палеонапона ове групе карактеришу се субхоризонталном екстензионом осом која тоне ка СЗ и субвертикалном компресионом осом, што имплицира екстензију паралелну Динарском орогену. Вредност R, која износи 0.48 – 0.60, указује на екстензиони тектонски режим. Структуре које су активирани током ове деформационе фазе јасно пресецају раседе и индикаторе кретања претходне екстензионе фазе D3, па се ове две фазе не могу сматрати делом једне радијалне екстензионе тектонске фазе.

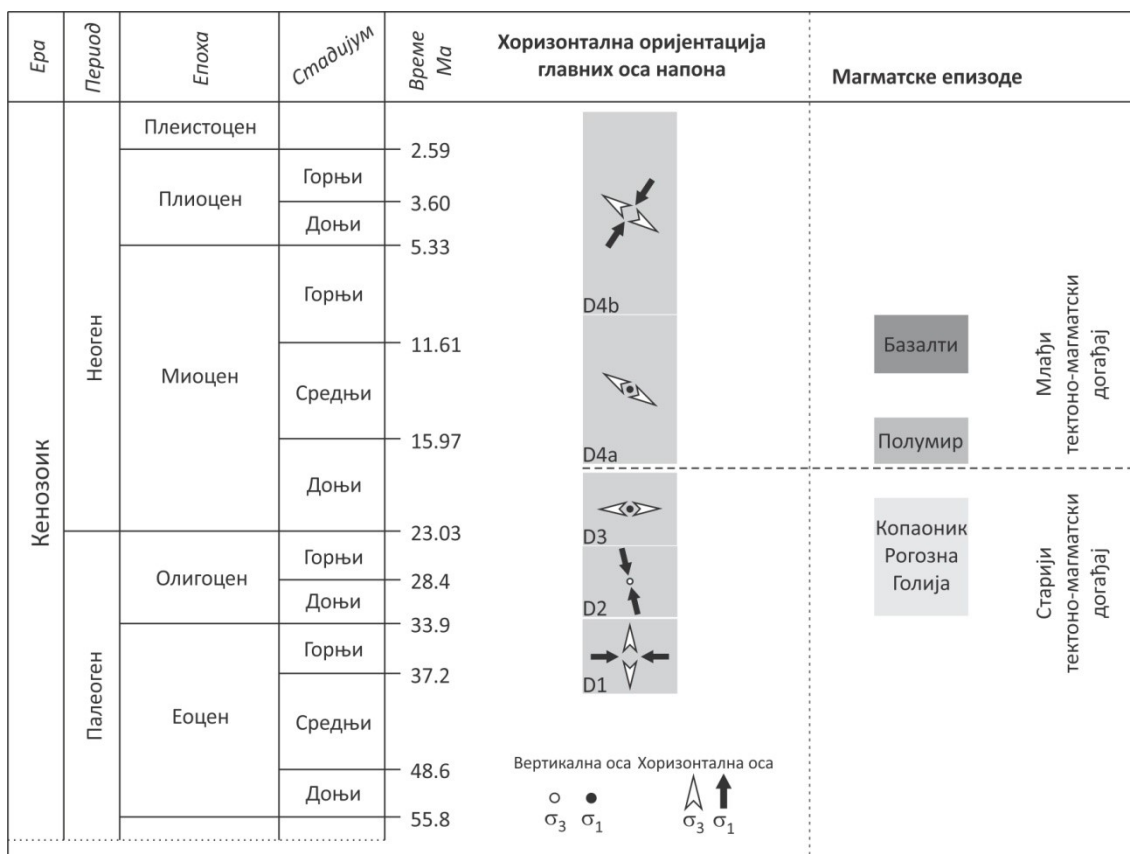
Подфаза D4b: СИ – ЈЗ компресија у транскурентном тектонском режиму

Најмлађа деформациона фаза дефинисана је тензорима палеонапона са субхоризонталном компресионом осом која тоне ка СИ и субхоризонталном екстензионом осом која тоне ка СЗ (слика 4.4 д). Такво стање напона условило је активацију углавном транскурентних раседа: десних транскурентних раседа пружања ССИ – ЈЈЗ и левих транскурентних раседа пружања И – З. Ове раседне структуре одговарају скоро свим раседима картираним на геолошкој карти у овом подручју: расед Брзећа и Копаоничка раседна зона су структуре активирани као десни транскурентни раседи, док су Расински расед, Топлички расед и Војетински расед активни као леви транскурентни раседи. На основу опсервиране активације раседа и одговарајућих тензора палеонапона, претпоставља се да подфаза D4b највероватније представља наставак старије подфазе D4a, при чему је оријентација екстензионе осе остала иста. Транскурентни тектонски режим током подфазе D4b објашњава се променом релативне магнитуде оса напона.

4.4. Дискусија

4.4.1. Тектонска еволуција истраживаног подручја на основу анализе палеонапона

Приказани структурни и палеонапонски подаци указују на то да је у подручју истраживања било активно неколико колизионих и пост-колизионих тектонских фаза. Ове фазе подразумевају фазе скраћивања простора и навлачења у оквиру Динарског орогена, а везане су и за формирање седиментних басена и магматизам (видети наредно поглавље). Релативно време одређених тектонских фаза приказано је на слици 4.5.



Слика 4.5. Предложени временски след тектонских и тектоно-магматских догађаја. Стратиграфска временска скала је према *Gradstein et al.* (2004)

Прва деформациона фаза, коју карактерише компресија у правцу И – З која је деловала у транскурентном тектонском режиму, највероватније представља

наставак дуктилне фазе навлачења према западу у оквиру Динарског орогена (Zelić 2005). У истраживаном подручју, резултат тога је било навлачење Источне Вардарске офиолитске јединице преко седимената Сава зоне, али и активација Студеничке навлаке, тј. навлачење Западне Вардарске офиолитске јединице преко Дринско-ивањичке јединице (Schefer 2010). Предложени модел је такође у складу са оријентацијом раседа активираним током ове тектонске фазе и кретања по њима: дуж раседа пружања С – Ј вршило се реверсно кретање, док је дуж коњугованог система раседа пружања И – З и СЗ – ЈИ вршено десно, односно лево кретање, респективно. Раседе и/или индикаторе кретања који припадају овом сету раседа пресецају све остале руптурне структуре, тако да се изводи закључак да су тензори палеонапона који су активирали ове сетове раседа најстарији међу тензорима израчунатим у овој области. Дуктилна тектонска фаза са истом оријентацијом оса напона почела је после доњег палеогена (Zelić 2005), док је ретроградни метаморфизам фације зелених шкриљаца, који је био условљен западно-вергентним убирањем датиран на средњи – горњи еоцен (Schefer et al. 2011). На основу ових података, D1 дисјунктивне деформације су морале да почну најраније крајем средњег и почетком горњег еоцена, пошто им сигурно претходе горепоменуте дуктилне деформације. Ова промена из домена дуктилних у домен крких деформација током исте компресионе фазе десила се због тога што се истраживано подручје налазило у повлатном крилу активираних реверсног раседа (алохтон навлаке), па је због тога могло да се нађе у плићим деловима коре, без обзира што је и даље била активна компресиона тектоника.

Деформациону фазу D2 карактерише неколико битних разлика у односу на фазу D1. Пре свега, оријентација максималне компресионе осе је промењена од И – З у фази D1 до ССЗ – ЈИ у фази D2. Друга разлика је та што је у фази D2 минимална компресиона оса скоро субвертикална, па се тај тектонски режим може карактерисати као компресиони, за разлику од транскурентног тектонског режима у фази D1. Трећа разлика тиче се опсервираног кретања дуж слично оријентисаних раседа: индикатори кретања на коњугованом систему раседа који припадају фази D2 су стрмији и имају реверсни карактер, док је у фази D1 дуж слично оријентисаних раседа кретање било транскурентно. Имајући у виду последње две разлике, оне представљају добре аргументе за претпоставку да је

фаза D2 наставак фазе D1. Различити тектонски режими одређени у фазама D1 и D2 се могу објаснити променом магнитуда главних оса напона и променом позиција минималне и средње осе напона, што такође објашњава и стил (ре)активације раседа. Реоријентација максималне компресионе осе може бити резултат ротације тектонских блокова у оквиру Јадарско-копаоничке јединице у смеру кретања казаљке на часовнику, што је документовано за олигоценске магматске стене у Вардарској зони (*Lesić et al.* 2011).

У току деформационе фазе D3, оријентација екстензионе осе била је И – З. Тензори палеонапона ове фазе израчунати су у највећој мери на основу опсервираног нормалног кретања по реактивираним раседима пружања С – Ј. Горњоолигоценска до доњомиоценска старост ове деформационе фазе може се узети за отварање динарских басена. Такође, ова фаза је била истовремена са почетком екстензије у карпатско-панонском региону у доњем миоцену. Та фаза екстензије је довела до отварања Панонског басенског система и пост-колизионог магматизма у истом подручју, и била је, макар у неким деловима овог система потпомогнута развојем магматских процеса (*Seghedi and Downes* 2011; *Matenco and Radivojević* 2012). Нормални раседи активирани током ове екстензионе фазе констатовани су и у олигоценским гранитоидима Копаоничке провинције, где су очигледно узети за тектонски условљено издизање интрузива. Почетак ове екстензионе фазе могао би бити и пре доњег миоцена, али су на основу термалног моделирања које су урадили *Schefer et al.* (2011) (њихова слика 7), гранитоиди достигли транзитну зону између дуктилних и дисјунктивних деформација тек на граници горњег олигоцена и доњег миоцена (око 25 Ма), па због тога нису могли бити деформисани у домену крчих деформација пре тог периода.

Фаза D4 састоји се од две подфазе које имају различите тектонске режиме: подфазу D4a карактерише екстензија у правцу СЗ – ЈИ, док је у подфазу D4b био активан транскурентни тектонски режим, код кога је компресиона оса била оријентисана у правцу СИ – ЈЗ. Деформациона фаза D4а представља екстензију паралелну Динарском орогену. Према палинспастичким реконструкцијама динарско – карпато-балканског система (*Ustaszewski et al.* 2008), показано је да је Сава зона, која у истраживаном подручју има опште пружање С – Ј, од почетка миоцена била карактерисана транспресионом тектоником. То имплицира да од тог

периода нису очекиване веће ротације тектонских јединица Интерних Динарида, што даље упућује на чињеницу да се оријентација екстензије у фази D4a може сматрати паралелном орогену и за време у коме је ова тектонска фаза била активна. Ова екстензија је везана за касну доњо- до горњомиоценску екстензију коју помиње *Schefer et al.* (2011). Та екстензија у правцу С – Ј (*Schefer et al.* 2011) је у истраживаном подручју била одговорна за формирање екстензионих метаморфних комплекса (*Schefer et al.* 2011) и асиметричних басена у повлатним крилима нормалних раседа благог пада (енгл. *supradetachment basins*; *Andrić et al.* in press), као и за ексхумацију старијих гранитоида I-типа Копаоничке провинције. Верује се да је ова екстензија била везана за изалучну екстензију, која је такође документована у делу планинских области Интерних Динарида (*Koroneos et al.* 2011; *Cvetković et al.* 2007; *Marović et al.* 2007; *Stojadinović et al.* 2013). Новија истраживања која су извели *Tranos and Lacombe* (2014), показују да се њихова деформациона фаза D3, која представља средњо- до горњомиоценску екстензију у правцу СЗ – ЈИ, може повезати са нашом фазом D4a. *Kourov et al.* (2011) су у подручју Краишта (ЈЗ Бугарска) такође дефинисали трансекстензиону фазу коју карактерише екстензија у правцу СЗ – ЈИ, мада су је према старости одредили као горњоолигоценску – доњомиоценску. Без обзира на то што се генерално разликују по одређеној старости, ова истраживања упућују на то да је ова екстензија паралелна орогену имала регионални значај у контролисању формирања седиментних басена, екстензионих метаморфних комплекса и магматских процеса, и вероватно била везана за напредовање процеса повлачења субдукујуће плоче испод Динарско – Хеленидског орогеног лука. Термално моделирање (*Andrić et al.* in press) указује да је инверзија басена почела пре око 10 Ма, што се може везати за појачану компресију узроковану јачим утицајем компресије која потиче од Јадранске микроплоче. У овом раду је поменута старост узета као почетак подфазе D4b.

Иако је оријентација екстензионе осе остала иста у обе подфазе D4a и D4b, њихов различит тектонски режим може се објаснити променом релативне магнитуде главних оса напона. Познато је да је главни контролни фактор тектонике у широј зони, тј. кретање Јадранске микроплоче ка северу и њена ротација у смеру супротном од смера кретања казальке на часовнику, остала иста од претходне

подфазе (*Ustaszewski et al.* 2008). Због тога се промена магнитуде оса напона може објаснити смањивањем простора који би могао да прими ову компресију. Као што је приказано на илустрацији коју су урадили *Ustaszewski et al.* (2008, њихова слика б), Сава зона је морала почети да се деформише у режиму десне транскуреније, да би могла да прими активну компресију и ротацију околних блокова. На основу проучавања фокалних механизма (*Marović et al.* 2002; *Bada et al.* 2007; *Mladenović et al.* 2014a; *Младеновић и др.* 2014b), може се закључити да је исто напонско поље активно у ширем региону и тренутно. Оријентација максималне компресије, одређена на основу фокалних механизма и геодетских мерења, одговара оријентацији компресионе осе одређене у овом раду.

4.4.2. Реконструкција магматске еволуције на основу петролошких и геохронолошких података

Доступни радиометријски и петрохемијски подаци (видети поглавље 4.2.2) указују на то да су се у истраживаном подручју догодиле бар три одвојене магматске епизоде: (1) доњоолигоценски – доњомиоценски кисели/интермедијарни магматизам (32 – 22 Ма), који је произвео више од 95 % кенозојских магматских стена у овом подручју; (2) доњо-/средњомиоценски гранитоидни магматизам S-типа (~18 Ма), када је формиран само гранитоид Полумира; и (3) средњо-/горњомиоценски базалтни магматизам (13 – 10 Ма), током ког је било активно неколико базалтоидних вулкана. У тексту који следи, кратко ће бити представљена свака магматска епизода, наглашавајући само оне петрогенетске карактеристике које су имале утицаја на регионалне и/или локалне геотектонске услове.

Доњоолигоценски – доњомиоценски магматизам

Ова епизода везана је за регионални магматизам чији се продукти могу пратити од Периадријатске линије на северозападу, до Бугарске, Грчке и Турске на југоистоку (нпр. *von Blanckenburg and Davis* 1995; *Christofides et al.* 1998; *Pamić et al.* 2002b; *Marchev et al.* 2004; *Yanev et al.* 2008; *Prelević et al.* 2012; *Schefer et al.*

2011). Иако се овај магматизам објашњава различитим геодинамичким режимима, нпр. постколиззионим орогеним колапсом, изалучном позицијом или ефектима деляминације субдукујуће плоче (видети *Schefer et al.* (2011) за детаљнију дискусију), највећи број аутора се слаже да је коначни извор ових магми био у горњем мантлу (*Christofides et al.* 1998; *Cvetković et al.* 2004; *Marchev et al.* 2004; *Prelević et al.* 2005, итд). Такође се верује да су ове магме попримиле свој финални кисели/интермедијарни састав или током директног парцијалног стапања базалтних протолита, које се дешавало у доњој кори, или асимилацијом и фракционацијом примарних базалтних магми, или комбинацијом оба наведена процеса (*Marchev et al.* 2004; *Koroneos et al.* 2011).

У овом раду разматра се могућност да се овај продуктивни и релативно дугачки (≥ 10 Ма, објашњено у поглављу 4.2.2) магматски догађај подели на бар две суб-епизоде. Наиме, постоје важне разлике у саставу између стена које су формиране током доњег олигоцена (≥ 30 Ма) и оних које су стваране од краја доњег олигоцена до доњег миоцена (од око 30 Ма до око 20 Ма). Прва суб-епизода подразумева формирање и смештање дацитских/гранодиоритских магми које захватају северне гранитоиде (Жељин и Дрење?) и дацитско-андезитских чланова вулканске сукцесије Копаоничке провинције и комплекса Рогозне. Друга суб-епизода произвела је кварцлатитске до кварцмонцонитске стене које изграђују интрузив јужног Копаоника (и масу Кремића?), млађе вулканске чланове Копаоничке провинције и комплекса Рогозне, као и читави вулканско-плутонски комплекс Голије. *Cvetković et al.* (2011) и *Borojević-Šoštarić et al.* (2012) већ су приказали петрогенетске разлике између ове две групе стена. Њихови закључци су делом засновани на ранијим петролошким студијама које су дале добар основ за разумевање старости и петрогенезе читавог кенозојског магматизма у Србији (*Cvetković et al.* 2000, 2001, 2004, 2007; *Prelević et al.* 2004, 2005, 2007; *Schefer et al.*, 2011; *Koroneos et al.* 2011; итд). У овом раду се приказују само најважнији показатељи услова магматизма, не улазећи у комплексне геохемијске резултате који се могу пронаћи у горепоменутом референцама. Најважнији закључци показују да је млађа суб-група вулканских и интрузивних стена највероватније формирана кристализацијом тзв. хибридних магми, тј. од магми које су прошле процесе мешања магми. Највећи број петрогенетских модела (видети референце

горе) објашњава мешање калко-алкалних киселих растопа (сличних по саставу онима који су створили раније дацитске/гранодиоритске стене у првој суб-епизоди) и ултракалијских лампроитских растопа. Према томе, због процеса мешања, стене које су настале током млађе суб-епизоде имају следеће карактеристике: (а) специфичне појаве и склоп на терену (нпр. композитни дајкови и доме, мафичне енклаве, итд), (б) бројне структурне показатеље неравнотежне кристализације (ксенокристале са реакционим рубовима, флогопитизовани биотит и обрнуто, итд), (в) повишен садржај K_2O (тј. стене са префиксима 'латитски-' и 'монцо-'), (г) геохемијске и изотопске карактеристике континенталне коре (мешање са магмама лампроитског карактера), (д) изобиље пирокластичних фација (могуће због експлозивних ерупција узрокованих инјекцијама лампроитских растопа у стратификоване магматске коморе), и (е) наглашену хидротермалну фазу и, због тога, већи потенцијал за формирање рудних лежишта (додатна вода из лампроитских растопа).

Средњомиоценски гранитоидни магматизам

Ова магматска епизода произвела је дволикунски гранит Полумира, који је једини гранитоид S-типа у читавом подручју. Типични S-гранити који су такође и сличне старости се налазе око 200 км северно, дуж јужне маргине Панонског басена (Cvetković et al. 2007; Koroneos et al. 2011). Петрогенетска интерпретација указује на то да су ове гранитоидне стене резултат екстензије која је узроковала формирање и екстензионих метаморфних комплекса (Schefer et al. 2010; Matenco et al. 2014; Stojadinović 2014).

Средњо-/горњомиоценски базалтоидни магматизам

Најмлађи магматски пулс био је активан отприлике између 13 Ма и 10 Ма. Његов резултат је формирање четири до сада познате појаве базалтног магматизма у овом региону. Оне се налазе дуж линије генералног пружања И – З у најјужнијем делу истраживаног подручја (видети слику 4.2). Важно је поменути и то да се ова линија базалта наставља ка западу, где се налази још један остатак младог

базалтног вулкана на планини Коритник, који је помоћу K/Ar методе датиран на 9.1 ± 0.35 Ma (Cvetković et al. 2004).

4.4.3. Веза структурно-геолошких и петролошких података: вероватан след тектоно-магматских догађаја

Један од најважнијих циљева овог рада је да се утврди корелација између одређених тектонских фаза и магматских епизода за које се зна да су се догодиле у истраживаном подручју. Неки аутори сматрају да се магматски и тектонски процеси дешавају у различитим временским оквирима, и да је, због тога, веома тешко пронаћи директну везу између, на пример, стварања плутона и тектонских деформација (Paterson and Tobisch 1992; Nyman et al. 1995; Saint Blanquat et al. 2011). Ипак, став о таквом тектоно-магматском непоклапању, тј. тврдња да је раст магматских тела углавном контролисан интерним факторима независним од амбијенталног тектонског режима, највећим делом је изведен на основу студија које су се бавиле корелацијом структурног склопа индивидуалних плутона и оног у околним стенама (Cruden 1998; Petford et al. 2000; Cruden and McCaffrey 2001), што је ван фокуса овог рада. Другачијим приступом, у овом раду стављају се у исти опсег два, независно интерпретирана, сета процеса и испитује могуће узајамно дејство контролних фактора који су могли да услове оба процеса. Због тога резултат овог рада није једноставна веза између одређених тектонских фаза и познатих магматских епизода. Уместо тога, у овом раду су у истраживаном подручју препозната два, мање или више континуирана, тектоно-магматска догађаја. Под тектоно-магматским догађајем овде се подразумевају сукцесивне и одвојене тектонске фазе, које заједно утичу на контролисање специфичних магматских процеса. Старији догађај поклапа се са тектонским фазама D1 – D3, које су, према овој интерпретацији, генетски везане за обиман доњоолигоценски – доњомиоценски магматизам. Млађи догађај садржи две подфазе фазе D4, D4a и D4b, које се везују за стварање средњомиоценског гранитоида S-типа, односно средњо-/горњомиоценски базалтни магматизам.

Доњоолигоценска – доњомиоценска тектоника: релативно дугачак и продуктиван тектоно-магматски догађај?

Као што је већ дискутовано у поглављу 4.4.1, палеонапонски подаци независно указују на то да се деформационе фазе D1 и D2 могу сматрати континуираном тектонском фазом транскурентног до транспресионог режима. Због чињенице да ни код фазе D3 није примећена значајна промена оријентације компресионе осе, ова фаза се такође може сматрати наставком претходне две фазе. Палеонапонски подаци указују на различите тектонске режиме деформационих фаза D1 – D3, што се може објаснити променом релативне магнитуде оса напона. Овакви ефекти нису неуобичајени у регионима који се споро деформишу и код којих доминира један контролни фактор тектонике (*Bada et al. 2007; Mladenović et al. 2014a; Ustaszewski et al. 2014; Младеновић и др. 2014b*). У овом случају, спора деформација везана је за компресију условљену колизијом између Јадранске микроплоче и Европе, и почетком деламинације Јадранске плоче и, услед тога изазваног, процеса повлачења субдукујуће плоче (енгл. slab retreat). Екстензија изазвана деламинацијом плоче је током овог тектонског периода била лимитирана, а постајала је постепено значајнија напредовањем процеса повлачења субдукујуће плоче. Стога, на основу само тектонских података из овог рада, период када су биле активне тектонске фазе D1 – D3, може се сматрати компресионим, са пулсевима екстензије који су прогресивно постајали значајнији са временом.

Оваква интерпретација дисјунктивне тектонике у складу је са подацима о магматској еволуцији овог подручја. Као што је већ речено, пре > 30 Ма – ~ 20 Ма постојале су велике количине киселих до интермедијарних магми које су, на основу петрологије и старости, подељене у две суб-групе (суб-епизоде). Због тога се претпоставља да су промене у петрологији и старости бар делом контролисане флукуацијама у тектонским условима, као што је објашњено у тексту горе. Старост најстарије магматске суб-епизоде је процењена на ≥ 30 Ма, али узевши у обзир да у овом региону постоје и старије магматске стене (*Karamata et al. 1994b*), може се продужити на бар 35 – 40 Ма. Без обзира на то, ова суб-епизода је морала бити условљена таквом тектоником која је била узрок стварању типичних калкоалкалних гранодиоритских/дацитских магми I-типа, што обично укључује:

(1) парцијално стапање горњег дела омотача и формирање базалтних магми, (2) смештање базалтних магми близу границе омотача и коре и акумулацију топлоте у најнижем делу коре, (3) комбинацију диференцијације ових магми и парцијалног стапања већ кристалисалих базалтних протолита, и (4) транспорт тако образоване магме и њено смештање у или изнад коре. Тектонска фаза у којој доминира компресија, која је независно утврђена на основу палеонапонских података, могла је да буде узрок развоју оваквих магматских процеса. Наиме, овакви тектонски услови могу довести до 'закључавања' система, тј. спречавања магми из омотача да достигну плиће делове коре. Ово, у ствари, доводи до акумулације топлоте близу МОХО-а, што је главни предуслов за стапање доње коре и формирање гранитоидних магми I-типа. Чињенице које потврђују овај петролошки модел показане су директним опсервацијама некадашњих базалтних магми са границе омотача и коре (Ivrea зона, *Quick et al.* 1994), или сеизмичким доказима за постојање базалтних силова у доњој кори (*Franke* 1992), као и експериментима и нумеричким моделирањем, које је показало да је пренос топлоте од базалтне магме довољан да стопи стене доње коре у којима се та магма налази (*Huppert and Sparks* 1988; *Barboza and Bergantz* 1996). Такође је показано да су многобројна и поновљена смештања базалтних магми на граници коре и омотача много ефикаснија у преносу топлоте него значајно веће индивидуалне интрузије (*Bergantz and Dawes* 1996; *Petford and Gallager* 2001; *Annen and Sparks* 2002). Ово може бити могуће објашњење за релативно дуго трајање овог тектоно-магматског процеса. Смештање релативно великог плутона Жељина као и ефузија великих маса дацитских/андезитских вулканита током овог периода су се очигледно десили током компресије, а слична ситуација је приказана у многим радовима који су се бавили процесима смештања силицијских магми током активних компресионих деформација (*Brown and Solar* 1998).

У периоду млађем од 30 мил. год. развила се другачија тектоно-магматска ситуација, која је била повезана са пулсевима екстензије, који су били континуиранији и израженији крајем целог тектоно-магматског догађаја. Ови екстензиони пулсеви су највероватније реактивирали старије реверсне раседе пружања С – Ј, који представљају структуре првог реда у Интерним Динаридима (*Schmid et al.* 2008). Ови раседи су отворили путеве новоформираним

базалтоидним растопима који су сада могли да дођу до горње коре, где су били захваћени интермедијарним/киселим магмама које су већ биле смештене у плитким магматским коморама у кори, као резултат ранијих тектоно-магматских процеса. Ако је овакав сценарио тачан, тада је он могао бити одговоран за бројне случајеве мешања мафичних и киселих магми, који су резултирали многим петролошким карактеристикама везаним за кристализацију из хибридних магми. Ово је био разлог што су у периоду млађем од 30 Ма гранодиорити и дацити постепено замењивани кварцмонцитима односно кварцлатитима. Штавише, ова екстензија је омогућила да магматски процеси захвате много више (плиће) делове коре, него што је то био случај у претходном периоду, а што је очигледно на основу карактеристичних контактано-метаморфних ефеката (*Vasković and Knežević* 1995) или великих пирокластичних ерупција, које су у ширем региону биле везане за формирање калдера (*Cvetković and Pecskay* 1999).

Претходно објашњени сценарио има добру везу са интерпретацијом коју су дали *Schefer et al.* (2011), која подразумева процесе деламинације субдукујућег блока и касније повлачење тога блока уназад (slab roll-back). Наиме, вероватно је да се компресија није завршила одмах након колизије, али, као што је објашњено у претходном тексту, такви услови су могли да услове магматизам. Деламинација субдукујућег блока је могао бити процес који је омогућио путеве топлотног тока и стварања магми. Међутим, готово никаква или само ограничена екстензија у току ове фазе могла је да 'закључа' те магме у доњој кори и омогући тек њихово споро издизање до горњих делова коре. Даље фазе деламинације које су укључивале и процесе повлачења блока уназад (на ~30 Ма према нашем моделу) могле су да изазову тектонику која би више личила на чисту екстензију, која би постајала значајнија с временом.

Средњомиоценска – горњомиоценска тектоника: од екстензије до транскурентног режима

Средњомиоценска тектоника карактерисана је екстензијом великих размера чији је правац био паралелан пружању орогена. Ова екстензија је у ширем подручју била одговорна за формирање екстензионих метаморфних комплекса, тектонску

ексхумацију интрузива и еволуцију динарских седиментних басена. У дисјунктивном тектонском режиму је могуће препознати две популације раседа активираних током ове тектонске фазе: (1) нормалне раседе благог пада са стријама средњег пада, и (2) релативно стрме нормалне раседе генералног пружања ИСИ – ЗЈЗ.

Прва група раседа је највероватније повезана са формирањем метаморфних комплекса и тектонском ексхумацијом олигоценских гранитоида I-типа, као што су већ предложили *Schefer et al.* (2011). У овом контексту, та група раседа би могла бити везана за средњо-миоценску магматску епизоду. Дуж ових плитких раседа се десило декомпресионо стапање протолита средње/горње коре, што обично резултира формирањем гранитних растопа S-типа, сличним онима из којих је кристалисао полумирски гранит. Процеси стапања су вероватно били олакшани вишим геотермалним градијентом, који је већ био повишен због претходних магматских епизода. Ови тектоно-магматски догађаји су били кратки, и сигурно много краћи од претходног догађаја, што је у сагласности са генерално позитивном корелацијом између запремине плутона и временског периода током којег је плутон формиран (*Saint Blanquat et al.* 2011).

Друга група раседа активирана током ове екстензионе фазе је подређена и ограничена што се тиче заступљености на стајним тачкама у подручју истраживања. Ови раседи формиран су реактивацијом оригинално реверсних раседа и вероватно су пресекали читаву литосферу. Овакви тектонски услови резултирали су кратким декомпресионим стапањем, које се највероватније дешавало на граници литосфере и астеносфере. Ови раседи су такође омогућили овако формираним магмама да се сместе у горње делове коре, што представља начин на који су се највероватније образовале мале појаве базалта јужно од Копаоника (слика 4.2). Базалтна магма је могла бити транспортована дуж пропагирајућих дајкова, који представљају најчешће начине смештања мафитских растопа (*Turcotte 1987; Bons et al.* 2001). Такво стварање дајкова обично указује да се цела кора деформише у домену крчих деформација, а то се може везати са чињеницом да се последња велика магматска епизода у том подручју десила скоро 10 милиона година пре посматраног догађаја. Толики период времена је довољан да се у региону поново успоставе нормални геотермални градијенти, чак

иако је то подручје било изложено стапању дубљих делова коре у дужем периоду времена (*Annen and Sparks 2002*). Краткотрајни карактер ове епизоде је такође поткрепљен старошћу прве наредне магматске активности у окружењу. Наиме, она је била везана за егејски колапс који је произвео плиоценски до рецентни магматизам у Македонији односно Грчкој (*Brun and Soukoutis 2007*).

4.5. Закључци

На основу палеонапонске анализе раседа у подручју Копаника, одређене су четири тектонске фазе. Деформационе фазе D1 – D3 везане су за колизионе и почетак пост-колизионих процеса у Динарском орогену и датирани су на период од горњег еоцена до доњег миоцена. С обзиром на то да код ових фаза није документована значајна промена у оријентацији оса напона, оне се сматрају једном и континуираном тектонском фазом компресије са пулсевима екстензије, који су постајали све значајнији с временом. Деформациону фазу D4 карактерише екстензиона оса оријентисана у правцу СЗ – ЈИ, која је била активна у две подфазе, D4a и D4b, код којих се разликује реконструисани тектонски режим. Ова тектонска фаза је датирана на средњи до горњи миоцен, при чему је подфаза D4b највероватније активна и у рецентно време.

Резултат корелације података о кинематици раседа и информација које су доступне на основу нове синтезе кенозојских магматских процеса у истраживаном подручју, представља утврђивање два тектоно-магматска догађаја:

- (1) Олигоценски – доњомиоценски тектоно-магматски догађај карактерише се компресионом тектоником која се постепено мењала ка екстензионом тектонском режиму. Током компресионог периода постојале су гранитоидне магме I-типа, настале стапањем доњих делова коре. Накнадни екстензиони пулсеви отворили су путеве новоформираним растопима из омотача и омогућили им да доспеју у плиће делове коре, до магматских комора где је вршено њихово мешање са киселим магмама;
- (2) Средњо- до горњомиоценски тектоно-магматски догађај карактерише стварање гранитних растопа S-типа и мале количине базалтних магми из

омотача. Ово се објашњава различитом кинематиком раседа. Активација нормалних раседа благог пада условила је декомпресионо стапање протолита горње коре, а резултат тога је формирање гранитних магми S-типа. Мале количине базалтних магми изашле су на површину реактивацијом релативно стрмих, оригинално реверсних раседа, који су вероватно досезали до дна литосфере.

Иако постоје озбиљна разматрања о генералном нивоу корелације магматизма и тектонике, на основу ових података евидентно је да тектоника има веома важну улогу у контролисању времена и трајања магматских процеса. Ово истраживање показује да тектонски услови намећу највећи део утицаја на коначни композициони спектар магматских продуката.

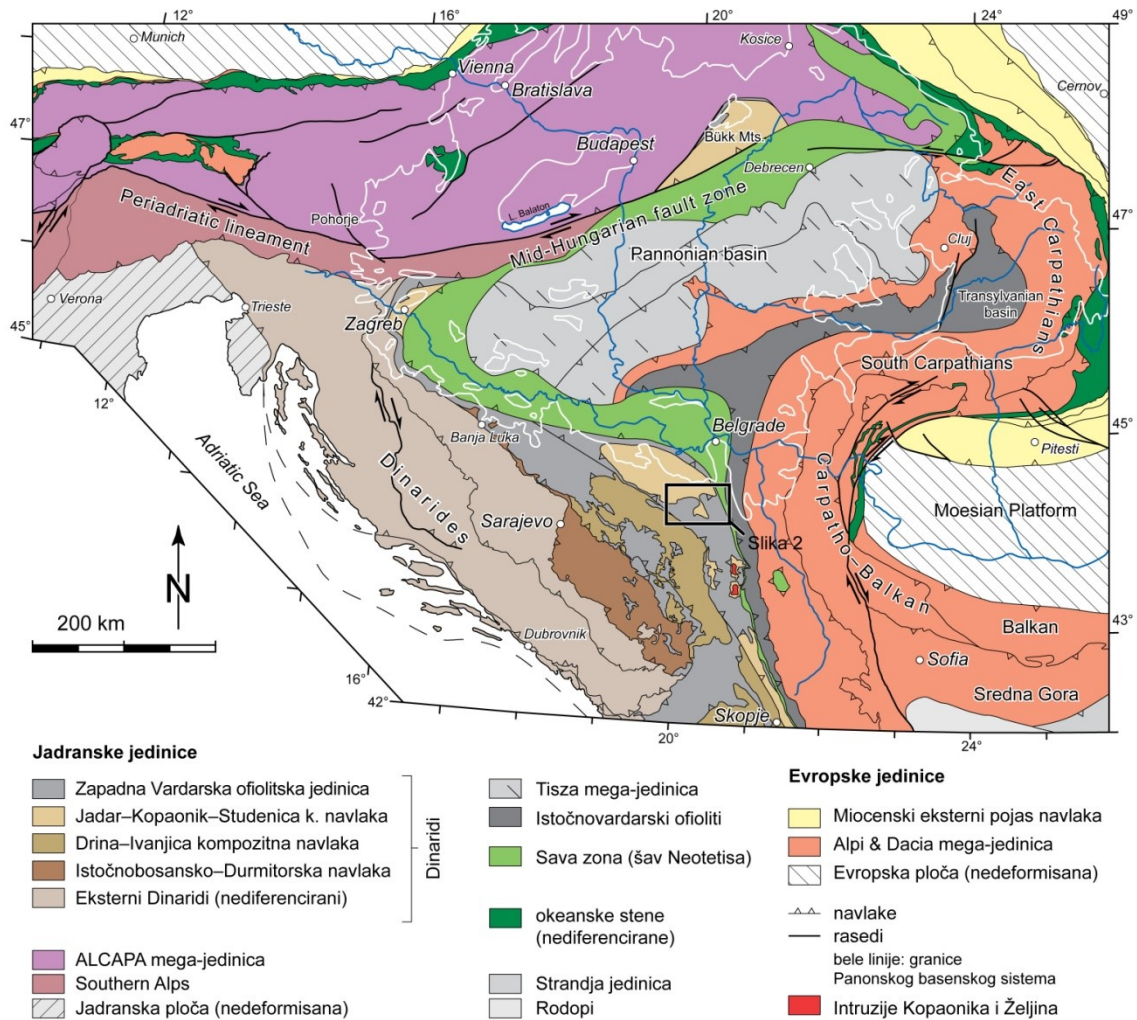
5. Анализа палеонапона у ширем подручју Ваљева

5.1. Увод

Подручје Ваљевских планина, геотектонски посматрано, налази се на контакту две тектонске јединице Динарида: Јадарско-копаоничке континенталне јединице и Западне Вардарске офиолитске јединице (слика 5.1). Овакав положај је, због тектонских контаката првог реда, условио предиспонираност овог подручја ка деформацијама не само у процесу затварања океана, него и у колизионом и пост-колизионом периоду деформација које су се дешавале у плићим деловима Земљине коре.

Ранија истраживања у овом подручју углавном су била везана за проучавања офиолита и офиолитског меланжа Западне Вардарске зоне, на основу којих су изведени одређени геодинамички показатељи о времену и смеру субдукције (*Schmid et al.* 2008 и референце наведене у том раду). Осим тога, постоје и истраживања која су се бавила проблематиком Ваљевско-мионичког миоценског басена и на основу њих су изведени закључци о седиментологији овог басена и условима депозиције у оквиру њега. Ипак, детаљна структурно-геолошка проучавања овог подручја, нити у фази дуктилних, ни у фази дисјунктивних деформација, никада нису изведена.

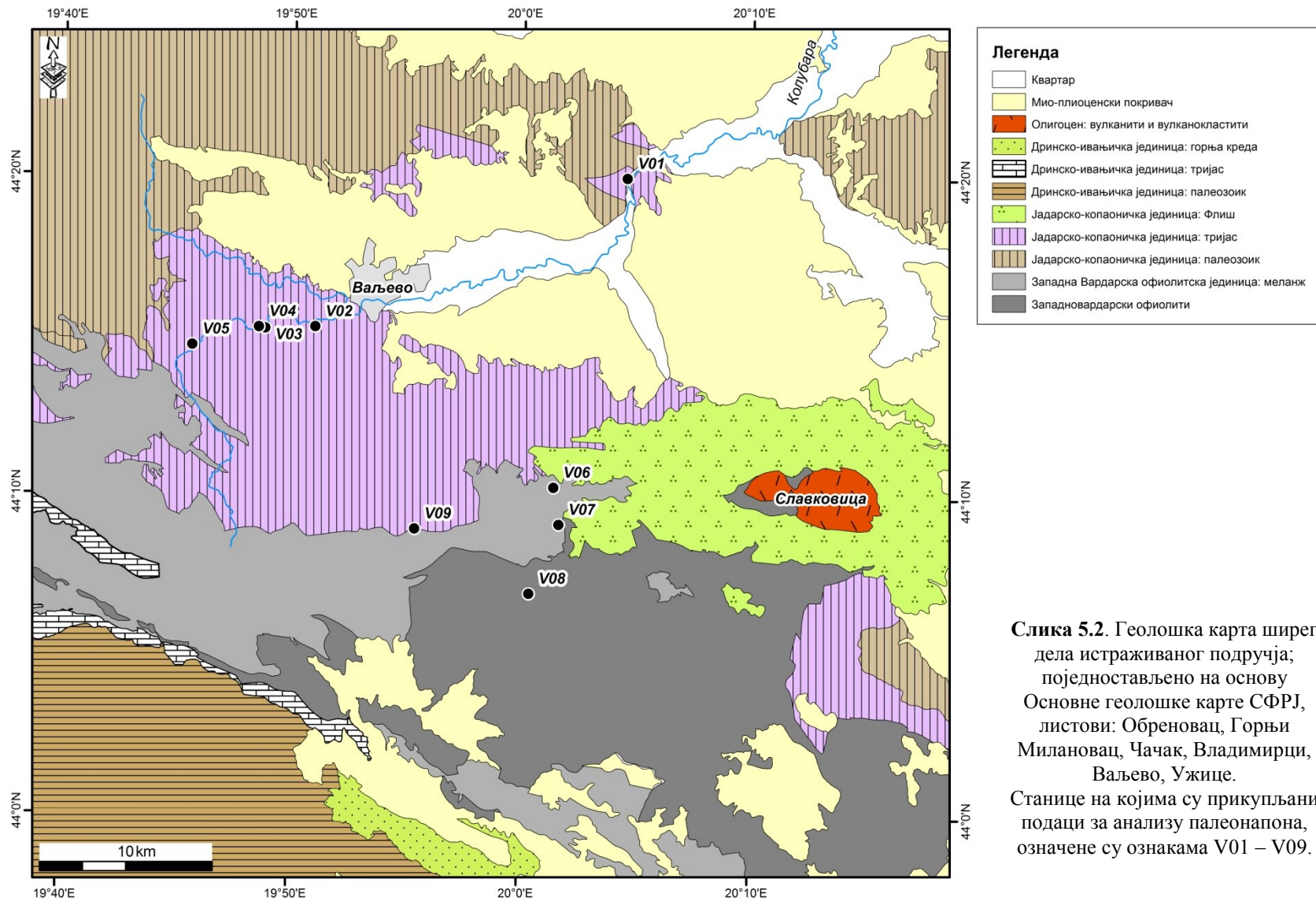
Циљ овог приказа је утврђивање тектонске еволуције овог подручја – одређивање напонских стања која су условила крте деформације проучаваних стенских маса. То је учињено проучавањем кинематике раседа са овог подручја и, на основу тога, прорачуном тензора напона који су условили активацију тих раседа. Палеонапонска анализа је извршена на великом броју раседа са индикаторима кретања, који су указивали на различите фазе активације проучаваних структура. Тензори напона су затим поређани хронолошки и корелисани са познатим тектонским догађајима из Интерних Динарида и околних подручја.



Слика 5.1. Регионална геотектонска позиција истраживаног подручја, према Schmid et al. (2008).

5.2. Геолошка грађа

Подину истраживаног подручја гради део Јадарско – копаоничке јединице (слика 5.2), која се у овом делу састоји од три стратиграфска члана: пермског, тријаског и кредног. Пермске јединице су у својим нижим деловима састављене од слабо метаморфисаних глинаца и пешчара, а у вишим деловима од слојевитих до банковитих битуминозних кречњака. У доњим деловима тријаских чланова доминирају кречњаци са повећаним садржајем теригене компоненте, док су виши делови изграђени од масивних кристалистих кречњака, који на појединим деловима достижу дебљине и више од 300 метара.



Офиолитски меланж Западне Вардарске офиолитске јединице (слика 5.2) је у тектонском контакту према Јадарско-копаоничкој јединици. Изграђен је од дијабаза, спилита и габрова, који се налазе у матриксу састављеном од глинаца, пешчара, рожнаца, конгломерата и бреча. Као што је и типично за меланж, различити чланови ове јединице често се смењују на јако малом потезу. Ипак, у овој јединици могу се наћи и велики олистолити, углавном изграђени од кречњака и дијабаза.

Стене океанске коре представљене су типичном секвенцом коју граде перидотити, габрови и дијабази. Офиолити су у тектонском односу према свим осталим геолошким јединицама, као и према још једној континенталној тектонској јединици, Дринско-ивањичкој, која се налази југозападно од истраживаног подручја. Ти тектонски контакти су углавном откривени и веома јасни, и скоро континуирано маркирани милонитском зоном (Мојсиловић и др. 1975). Перидотити су углавном представљени харцбургитима, а подређено се јављају лерзолити и дунити. Процес њихове серпентинизације је обично врло интензиван, а местимично и потпун, тако да се у појединим деловима јављају и серпентинити.

Горњокредни седименти Јадарско – копаоничке јединице (Љишки флиш; детаљеније описано у поглављу 2.2) су у својим базалним деловима састављени од конгломерата, пешчара и песковитих кречњака, док више делове изграђују слојевити кречњаци са лапорцима, преко којих леже банковити и масивни кречњаци и зоогено – спрудни кречњаци (слика 5.2). Местимично достижу дебљину и до 500 метара.

Неогени седименти припадају Ваљевско-мионичком басену. То је био изоловани басен у коме су се таложиле слатководно-бочатни седименти, који су представљени конгломератима, лапорцима, глинама, песковима и лапоровитим кречњацима (слика 5.2). Старост им је горњо-миоценска.

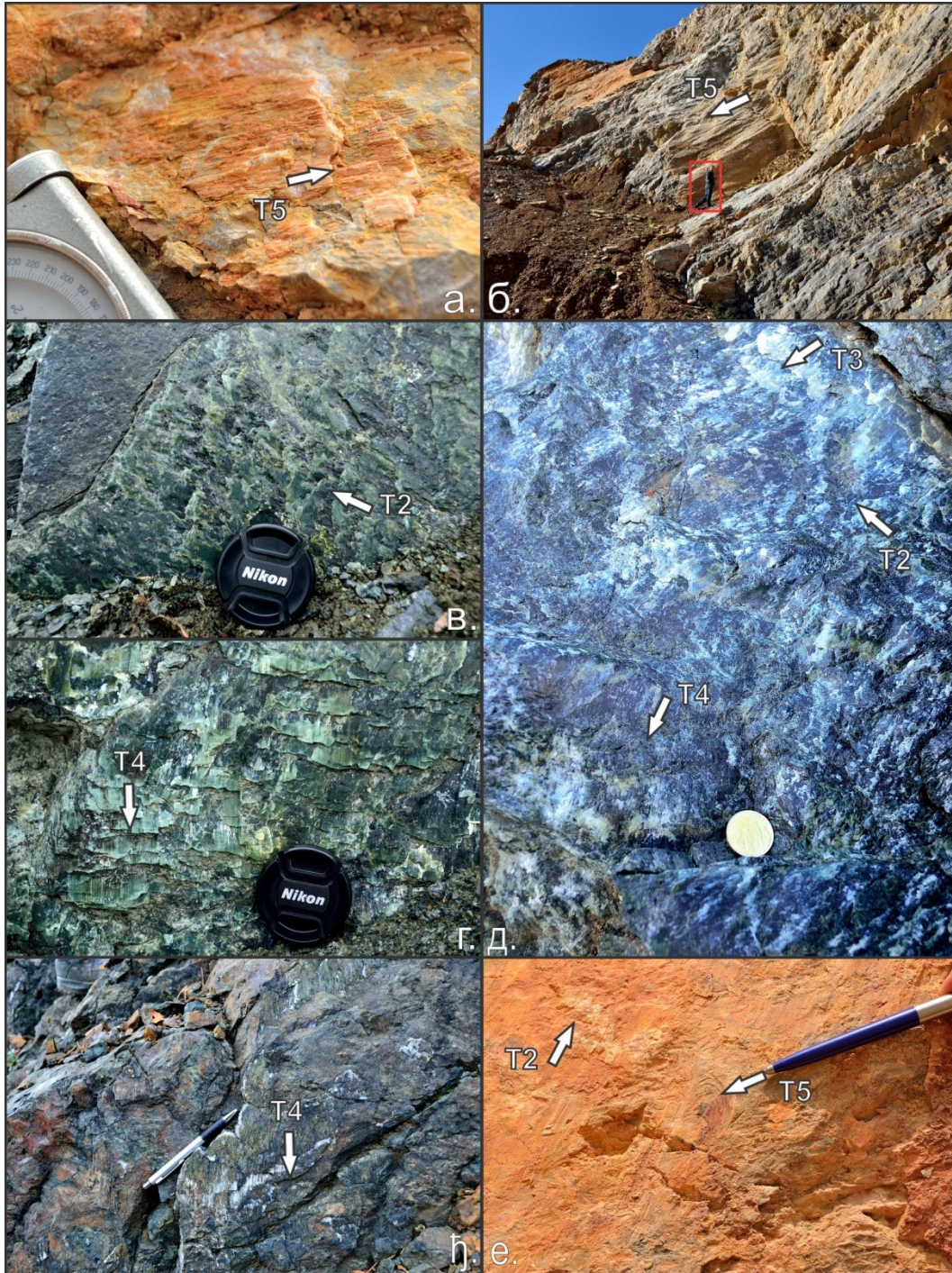
Према *Marović et al.* (2002), основни руптурни склоп у подручју јужно од Панонског басена формиран је почетком миоцена. У Динаридима, регионални раседи имају пружање СЗ – ЈИ, до ССЗ – ЈИИ и ССИ – ЈЈЗ, и очигледно прате старије структуре које су биле активне у субдукционим и колизионим процесима. Подређени системи раседа имају дијагонални и трансверзални карактер у односу

на пружање главних тектонских јединица и пликативних структура. Пружање тих раседа у Динаридима је СИ – ЈЗ, С – Ј и И – З. *Ustaszewski et al.* (2008) указују на то да од почетка миоцена до данас у истраживаном подручју нису забележене екстерне ротације великих размера, већ да су се у овом домену од миоцена до данас деформације компензовале углавном кретањима дуж транскурентних раседа. Према моделу који су објавили *Mladenović et al.* (2014a), истраживано подручје се налази у области коју у рецентном периоду карактерише транскурентни тектонски режим, са максималним осама компресије које указују на то да је главни узрочник тектонике највероватније утицај Јадранске микроплоче, који се суперпонира са локалним тектонским утицајима.

5.3. Методологија анализе палеонапона

Теренска истраживања вршена су у широј околини града Ваљева, у различитим геолошким и тектонским јединицама, на свим изданцима на којима је било могуће опсервирати раседе и индикаторе кретања по њима (слика 5.2). Тачке осматрања геолошких структура махом су биле лоциране у оквиру већих каменолома, при чему су, у таквим случајевима третиране као једна станица. Иако су касније, у неким фазама дисјунктивних деформација, на појединим тачкама издвојена два или три различита раседна система активирана током исте фазе, задржан је почетни метод дефинисања станица за палеонапонску анализу. То је учињено због тога што такве станице представљају структурно хомогене целине. Мањи број станица био је представљен скупом мањих изданака, обично лоцираним у усецима путева.

Укупно девет станица било је лоцирано у пермским и тријаским кречњацима, и серпентинисаним перидотитима и стенама офиолитског меланжа (углавном кречњацима) јурске старости. Опсервиране су и појединачне раседне површи са траговима кретања у лапоровитим кречњацима миоценске старости, међутим, са ових локалитета није било могуће прикупити довољно података за статистичку анализу. Због тога су подаци са ових изданака коришћени само код стратиграфске



Слика 5.3. Опсервирани индикатори кретања на раседним површима: а – стрије које указују на активацију раседа тензором напона T5; б – стрије метарских димензија на раседној површи на станици V01 (црвеним правоугаоником означен је колега који је послужио као размерник); в, г – стрије у серпентинским минералима; д – раседна површ у серпентинисаним перидотитима на којој су опсервирани индикатори кретања по раседној површи која је активирана у три различите деформационе фазе; ж – индикатори кретања у перидотитима, маркирани усмереним растом магнезита; з – односи пресецања и прекривања индикатора кретања у кречњацама тријаске старости.

одредбе старости тензора напона израчунатих на основу података са приказаних станица. Кретање по раседним површима одређивано је на основу линеарних индикатора кретања: стрија, усмереног раста минерала – калцита, магнезита и минерала из групе серпентина, издужења појединачних минералних зрна, итд. (слика 5.3). Релативна хронологија структура и индикатора кретања одређивана је на основу показатеља пресецања раседа и индикатора кретања на раседним површима.

Посебна пажња обрађана је на квалитет прикупљених података на терену. Све раседне површи биле су јасне и добро развијене, са јасно видљивим индикаторима кретања који недвосмислено указују на карактер кретања по раседним површима. Раседне површи које нису биле добро развијене, или оне које су садржале нејасне индикаторе кретања, или индикаторе кретања код којих није било могуће одмах једнострано одредити смер кретања, нису узимане у обзир још на терену, нити у даље разматрање приликом статистичке обраде података.

Осим овога, специфично за серпентинисане перидоте, на тачки V08, која представља један континуирани изданак у усеку регионалног пута који води од Ваљева до Дивчибара, примећено је да на појединим местима игла компаса скреће ка или од стенске масе. Детаљном опсервацијом је утврђено да се та појава дешава у зонама где серпентинизација перидотита није потпуна, а није се јављала у зонама где перидотит није промењен, или где је серпентинизација извршена потпуно. Највероватнији узрок томе су различита магнетска својства минерала који граде перидотит и минерала из серпентинске групе. Због тога је, на самом изданку вршена провера, тако што су елементи пада истих структура упоредо мерени стандардним геолошким компасом са магнетном иглом (геолошки компас типа Клар) и дигиталним компасом, који ради на принципу жироскопа и опремљен је ГПС системом. На местима где је одступање било веће од неколико степени (до 5 степени азимута), ти подаци су априори одбацивани и нису били узимани у обзир приликом статистичке анализе.

Дефинисање сетова раседа извршено је на основу локације станица, динамичке компатибилности раседа, као и на основу опсервираних односа између раседа и/или индикатора кретања, који су указивали на релативну хронологију

дисјунктивних структура. Инверзија дефинисаних сетова раседа и израчунавање тензора напона вршена је коришћењем програма TectonicsFP (Ortner et al. 2002). За методу инверзије коришћена је метода Numerical Dynamic Analysis (NDA). Иако постоје разматрања која указују на то да је ова метода, због тога што има предефинисан угао између максималне компресионе осе и а-линеације, боља за прорачун тензора напона који су узроковали кретање по новоформираним руптурама (нпр. *Sperner and Zweigel 2010*), ми смо се у овом случају одлучили да искористимо ову методу и поред тога што смо имали јасне и недвосмислене показатеље реактивације појединих раседа. Разлог за коришћење ове методе, а не директне методе инверзије, која такође постоји у оквиру овог програма, јесте тај што сетови раседа нису такви да метода директне инверзије може бити функционална. Наиме, према самој дефиницији методе директне инверзије, иницијални сет података мора да садржи бар 4 различито оријентисана раседа, док у случају коњугованих система или строго асиметричних сетова, метода директне инверзије даје лоше резултате. С обзиром на то да је највећи део наших сетова управо такав – коњуговани или асиметрични сетови раседа, сматрали смо оправданим да се њихова инверзија врши применом методе Numerical Dynamic Analysis.

Квалитет израчунатих тензора напона разматран је на основу критеријума који су дефинисани у оквиру пројекта World Stress Map. Овај процес додељивања квалитета идентичан је оном примењеном током палеострес анализе на подручју Копаоника, и већ је дискутован у поглављу 4.3.1.

Реконструкција тектонских режима на основу израчунатих тензора напона извршена је на основу стандардног Андерсоновог режима, код кога је једна оса напона вертикална, а преостале две хоризонталне. У коначном, тако се могу дефинисати три тектонска режима: компресиони (са вертикалном осом σ_3), екстензиони (са вертикалном осом σ_1) и транскурентни (са вертикалном осом σ_2).

5.4. Приказ резултата анализе палеонапона

На основу статистичке анализе мерених сетова раседа и индикатора кретања на њима, и израчунатих тензора напона, издвојено је укупно пет тензорских група (табела 5.1). На основу показатеља пресецања раседа и/или индикатора кретања, као и осталих критеријума дискутованих у методолошком поглављу, утврђена је релативна хронологија израчунатих тензора напона. У даљем тексту дат је приказ ових тензорских група, поређаних по релативној старости, од најстарије до најмлађе.

Табела 5.1. Резултати инверзије у циљу одређивања тензора палеонапона.

назив станице	Главне осе напона						подаци			флукуација	релативни однос магнитуда R	коришћена метода	реконструисан и тектонски режим	квалитет
	σ_1	σ_2	σ_3	коришћено	укупно	%								
Тензорска група T1														
V01	176	06	064	75	267	14	26	26	100	16.9	0.5806	NDA	транскурентни	d
V02	340	32	151	58	247	04	4	4	100	1.5	0.5076	NDA	транскурентни	e
V04	348	38	187	50	086	09	9	9	100	4.7	0.4961	NDA	транскурентни	d
V05	025	30	231	57	122	12	12	12	100	5.7	0.5263	NDA	транскурентни	c
V05	316	30	148	60	049	05	5	5	100	4	0.4963	NDA	транскурентни	e
V06	155	09	055	49	252	40	31	33		21	0.4980	NDA	транскурентни	e
V07	354	00	263	68	084	22	17	17	100	8.7	0.5219	NDA	транскурентни	b
V09	142	41	327	49	235	02	9	9	100	10.1	0.5162	NDA	транскурентни	d
V09	319	24	133	66	228	02	9	9	100	16.1	0.6117	NDA	транскурентни	d
V09	132	02	224	41	039	49	5	5	100	8.8	0.5158	NDA	транскурентни	e
Тензорска група T2														
V05	162	32	059	20	302	51	5	5	100	8.4	0.4884	NDA	компресиони	e
V07	012	13	113	40	268	47	4	4	100	3.3	0.5081	NDA	компресиони	e
V08	000	09	256	24	133	51	4	4	100	3	0.4963	NDA	компресиони	e
V09	132	02	224	41	039	49	5	5	100	8.8	0.5158	NDA	компресиони	e
Тензорска група T3														
V01	313	63	105	25	200	11	14	14	100	9.4	0.5487	NDA	екстензиони	c
V01	132	74	301	16	031	03	52	52	100	11.6	0.5481	NDA	екстензиони	b
V02	253	61	103	25	007	13	11	11	100	9.1	0.5005	NDA	екстензиони	c
V03	056	69	258	20	165	08	5	5	100	3.8	0.4948	NDA	екстензиони	e
V04	144	46	277	33	025	25	10	10	100	7.7	0.5049	NDA	екстензиони	c
V05	233	54	006	26	108	23	4	4	100	9.8	0.5149	NDA	екстензиони	e
V06	326	67	089	13	183	18	5	5	100	2.6	0.4995	NDA	екстензиони	e
V06	293	75	152	12	060	09	24	24	100	13.5	0.4453	NDA	екстензиони	c
V07	040	59	175	23	274	19	10	10	100	9.1	0.4995	NDA	екстензиони	c
V08	320	78	159	12	068	04	47	47	100	13.4	0.5365	NDA	екстензиони	c

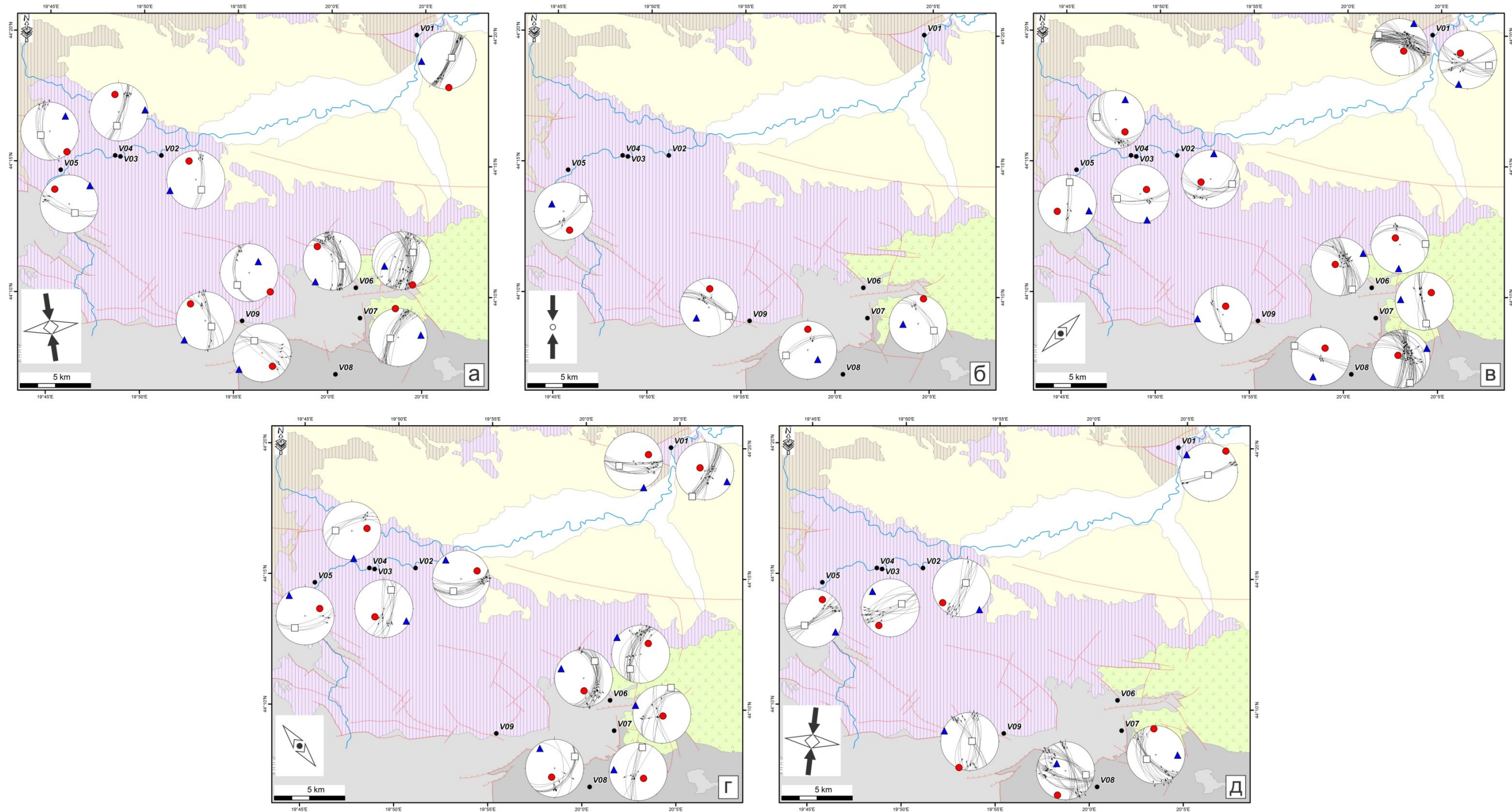
V08	028	64	292	03	201	26	5	5	100	2.2	0.5016	NDA	екстензиони	e
V09	018	65	166	22	261	12	5	5	100	15.4	0.5699	NDA	екстензиони	e
Тензорска група T4														
V01	303	74	206	02	116	16	21	21	100	8.4	0.5293	NDA	екстензиони	b
V01	067	43	252	47	159	03	16	16	100	11.4	0.4806	NDA	екстензиони	b
V02	064	38	212	48	321	16	14	14	100	10.9	0.4594	NDA	екстензиони	c
V03	228	56	021	31	119	13	10	10	100	7.8	0.4767	NDA	екстензиони	c
V04	081	46	271	43	176	05	5	5	100	3.4	0.5098	NDA	екстензиони	e
V05	063	43	221	45	322	12	4	4	100	6.3	0.4922	NDA	екстензиони	e
V06	035	53	215	37	305	00	20	20	100	19.9	0.5874	NDA	екстензиони	e
V07	148	84	019	04	289	04	11	11	100	16.7	0.6077	NDA	екстензиони	d
V08	198	64	060	20	324	16	10	10	100	11.8	0.4198	NDA	екстензиони	c
V08	141	66	010	16	275	17	7	7	100	5.6	0.4864	NDA	екстензиони	d
Тензорска група T5														
V01	039	07	190	82	309	04	6	6	100	9.6	0.5083	NDA	транскурентни	e
V02	232	18	041	72	141	03	9	9	100	12	0.4670	NDA	транскурентни	d
V03	213	28	071	56	313	18	13	13	100	15.8	0.4640	NDA	транскурентни	d
V05	140	09	247	62	046	26	6	6	100	5.2	0.4998	NDA	транскурентни	e
V07	356	12	244	61	091	26	18	18	100	16.9	0.5379	NDA	транскурентни	d
V08	198	13	101	29	309	58	35	35	100	27.2	0.5505	NDA	транскурентни	e
V09	202	03	084	83	293	06	16	16	100	14.4	0.5332	NDA	транскурентни	c

5.4.1. Тензорска група T1

Ова група тензора (слика 5.4 а) израчуната је на основу доминантног сета левих транскурентних раседа пружања С – Ј (до ССИ – ЈЈЗ), и подређеног сета десних транскурентних раседа генералног пружања ИЈИ – ЗСЗ. Тензори напона, који су израчунати на основу овакве кинематике раседа, показују оријентацију максималне осе компресије у правцу ССЗ – ЈЈИ, и оријентацију осе екстензије у правцу ЗЈЗ – ИСИ. На основу Андерсонових режима и релативног односа магнитуда оса напона, реконструисани тектонски режим дефинисан је као транскурентни, са субвертикалном осом σ_2 и фактором R са вредношћу око 0.5.

5.4.2. Тензорска група T2

Сетови раседа које су активирали тензори напона ове тензорске групе представљени су реверсним раседима који указују на типично клинасто раседање (енгл. wedge faulting; слика 5.4 б). Доминантни систем из ове групе показује да је



Слика 5.4. Резултати инверзије у циљу израчунавања тензора палеонапона, где су израчунати тензори приказани у складу са тензорским групама којима припадају: а – прва прва тензорска група T1; б – друга тензорска група T2; в – трећа тензорска група T3; г – четврта тензорска група T4; д – пета тензорска група T5. Главне осе тензора палеонапона су на Шмитовим дијаграмима приказане на следећи начин: σ_1 – црвеним кружићем, σ_2 – белим квадратићем, σ_3 – плавим троуглићем. Легенда за главне осе палеонапона, тј. њихове оријентације у хоризонталној пројекцији (на карти), приказане у доњем левом углу сваке карте, дата је на слици 5.5.

кретање вршено по правцима који тону ка север-северозападу, а налазе се на раседним равнима пружања СЗ – ЈИ и СИ – ЈЗ. Подређени систем раседа има пружање СИ – ЈЗ и пада ка ЈИ, са индикаторима кретања средњег пада који тону ка југу. Овакав клинасти систем раседа активирали су тензори напона са субхоризонталном осом максималне компресије пружања С – Ј, и субвертикалном осом екстензије. Реконструисани тектонски режим дефинисан је као компресиони.

5.4.3. Тензорска група Т3

Сетови раседа који припадају овој групи тензора напона представљени су нормалним раседима, активираним кроз три система (слика 5.4 в). Доминантни систем раседа има пружање ССЗ – ЈЈИ до СЗ – ЈИ, и њему припадају раседи стрмог пада до субвертикални раседи. Подређени систем чине раседи блажег пада, генералног пружања И – З, док су само на појединачним станицама картирани раседи из трећег система, који имају пружања СИ – ЈЗ и средњу величину падног угла. Тензори напона који су израчунати на основу ових раседа показују екстензиони тектонски режим, са субхоризонталном осом екстензије оријентисаном у правцу СИ – ЈЗ и субвертикалном осом максималне компресије.

5.4.4. Тензорска група Т4

Према кинематици, сетови раседа активирани током ове тектонске фазе подељени су у три групе (слика 5.4 г). Доминантну групу, заступљену на највећем броју станица, чине нормални раседи благог до средњег пада генералног пружања И – З, са индикаторима кретања који су субхоризонтални. Другу групу чине раседи средњег пада са пружањем ССИ – ЈЈЗ, са индикаторима кретања изразито благог пада. Судаћи по њиховој заступљености у укупном сету раседа активираних током ове фазе, ово је доминантна група, међутим раседи овог пружања и кинематике картирани су на ограниченом броју станица. Трећу, и према

заступљености на станицама, изразито подређену групу, чине стрми раседи пружања С – Ј, са индикаторима кретања стрмог пада. Тензори ове тензорске групе карактеришу се субхоризонталном осом екстензије оријентисаном у правцу СЗ – ЈИ, и субвертикалном максималном компресионом осом. Реконструисани тектонски режим дефинише се као екстензиони.

5.4.5. Тензорска група Т5

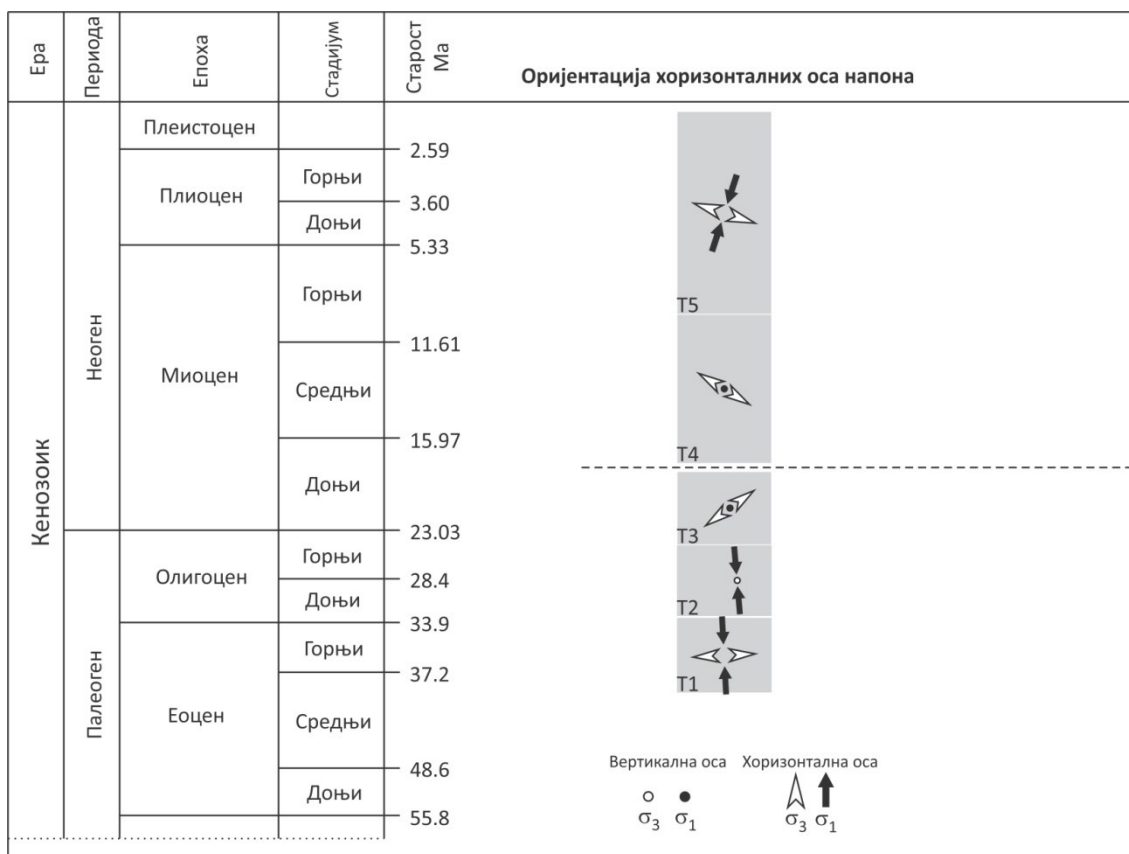
Сетови раседа које су активирали тензори ове тензорске групе карактеришу се десним транскурентним раседима пружања С – Ј до СЗ – ЈИ, и левих транскурентних раседа пружања И – З до СИ – ЈЗ (слика 5.4 д). Тензори напона ове тензорске групе показују транскурентни тектонски режим, са субхоризонталном осом максималне компресије оријентисаном у правцу СИ – ЈЗ, и субхоризонталном екстензионом осом оријентисаном у правцу СЗ – ЈИ.

5.5. Дискусија

На основу података о групама тензора који су били активни у истраживаном подручју, а који су израчунати на основу утврђене кинематике раседа, дефинисане су четири дисјунктивне тектонске фазе које су биле активне у истраживаном подручју у периоду од краја еоцена до краја миоцена. У даљем тексту ће бити описани тектонски режими утврђени на основу израчунатих тензора напона, као и вероватни узроци овакве тектонике. Временски периоди деловања ових тектонских фаза приказани су на слици 5.5.

Најстарија деформациона тектонска фаза у домену кртих деформација стенске масе одликује се транскурентним тектонским режимом, са субхоризонталном осом максималне компресије оријентисаном у правцу ССЗ – ЈИ. Ова фаза дисјунктивних деформација највероватније представља директан наставак колизионих фаза које су се одвијале у домену дуктилних деформација стенских маса. Сходно томе, ова фаза се може повезати са транскурентним деформацијама

које су се одвијале у јужном делу Интерних Динарида (у подручју Копаоника, објашњено у претходној целини – поглавље 4) и у централним Динаридима (*Ilić and Neubauer 2005*). Ипак, треба напоменути да, иако је кинематика раседа у овим подручјима иста, оријентација главних оса напона није потпуно иста. У централним Динаридима (*Ilić and Neubauer 2005*) и на Копаонику оријентација максималне осе компресије је генерално исток – запад, док је у подручју Ваљева ова оса напона оријентисана у правцу СЗ – ЈИ. Ово, међутим, није неочекивано, с обзиром на то да и сам ороген повија, од генералног правца С – Ј у свом јужном делу, ка СЗ – ЈИ у ширем подручју Ваљева. С обзиром на то, ни субдукција, нити каснија компресија индукована колизијом, није могла имати исти смер у ове две области.



Слика 5.5. Предложени временски след тектонских догађаја. Стратиграфска временска скала је према *Gradstein et al. (2004)*

Друга деформациона фаза карактерише се деловањем тензора напона тензорске групе T2, чији је компресиони тектонски режим са осом максималне компресије

оријентисаном у генералном правцу С – Ј, реактивирао претходно транскурентне раседе, који су у овој тектонској фази добили карактер реверсних раседа. Ова дисјунктивна тектонска фаза датирана је на временски период од почетка олигоцена до средине горњег олигоцена, и корелише се са наставком компресије у Динаридима. Деформациона фаза дефинисана тензорском групом Т2 се, без обзира на различит тектонски режим и кинематику раседа у односу на најстарију фазу, може сматрати њеним наставком. Објашњење тога лежи у чињеници да не постоји значајно одступање у оријентацији главних оса напона, па се другачији тектонски режим, а самим тим и другачија кретања дуж реактивираних раседа, могу објаснити променом релативних магнитуда главних оса напона.

Тензорска група Т3 дефинише деформациону фазу која се одликује екстензионим тектонским режимом, са осом екстензије оријентисаном у правцу СИ – ЈЗ. С обзиром на то да оријентација главних оса напона у односу на претходне две фазе, ни код ове тензорске групе није промењена, и ова деформациона фаза сматра се наставком претходне две фазе транскурентних кретања и компресионих деформација. Другачији тектонски режим се, као и у случају претходно поменуте компресионе фазе, објашњава променом релативних магнитуда главних оса напона, што доводи до другачијег тектонског режима. То, у коначном, условљава и другачију кинематику раседа, па су током ове фазе сви активирани раседи имали изразито нормалне компоненте кретања. Ова тектонска фаза датирана је на период од горњег олигоцена до средине доњег миоцена, а у регионалном смислу може се повезати са почетном фазом отварања Панонског басена, као и мањих миоценских басена у Динаридима.

Најмлађа деформациона фаза дефинисана је са две тензорске групе, Т4 и Т5. Тензори групе Т4 указују на екстенциони тектонски режим, са осом екстензије оријентисаном у правцу СЗ – ЈИ (паралелно пружању Динарског орогена), док тензори групе Т5 указују на транскурентни тектонски режим, са непромењеном оријентацијом осе екстензије, и појачаном компресијом по правцу СИ – ЈЗ. Чињеница да није било никакве промене оријентације главних оса напона (или су реоријентације биле врло мале) говори у прилог томе да су ове две групе тензора део једне деформационе фазе, која је започела екстензијом паралелном орогену, а наставила се појачањем компресије по правцу управном на правац екстензије. Та

компресија, међутим није била довољна да доведе до реверсних кретања, већ је условила транскурентна кретања по раседима који су оријентисани у складу са оријентацијом субхоризонталних оса напона.

Подфаза екстензије (тензорска група T4) датирана је на период од краја доњег миоцена до почетка горњег миоцена. У истраживаном подручју, али и у ширем подручју Динарида, ова подфаза се може везати за наставак развоја језерских басена, али и нешто другачију тектонику него што је то био случај у претходној фази екстензије (група T3). Ова тектоника огледа се у другачијој кинематици раседа, и активацији нормалних раседа блажег пада, који се могу везати за формирање метаморфних комплекса, који су у широј зони истраживаног подручја довели до ексхумације интрузива Букуље и Цера (*Marović et al. 2007; Stojadinović 2014*), а посматрано у домену Интерних Динарида, ова подфаза условила је и ексхумацију гранитоида Копаоника, Голије, и формирање студеничког екстензионог метаморфног комплекса (видети дискусију о овоме у претходној целини везаној за Копаоник). Треба такође напоменути и да другачија оријентација главних оса напона у тензорским групама T3 и T4 може да буде последица могућих различитих узрока ове две екстензије.

Почетак подфазе транскурентних кретања (тензорска група T5) је, на основу регионалних тектонских реконструкција за Динариде (*Ustaszewski et al. 2008*) и Панонски басен (*Bada et al. 2007*), датиран на средину горњег миоцена (око 8 Ма), а претпоставља се да је ова тектонска фаза у Динаридима активна и у рецентном периоду (*Marović et al. 2002; Bada et al. 2007; Mladenović et al. 2014a; Ustaszewski et al. 2014*). Појачана компресија која је довела до транскурентног тектонског режима у вези је са тектонским утицајем ротације и кретања ка северу Јадранске микроплоче, што се у зони Интерних Динарида, због недостатка простора који може да прими компресионе деформације, манифестује транскурентним кретањима. Та транскурентна кретања се одликују десним кретањима по раседима паралелним пружању Сава зоне и пружању Зворничког шави, и левим кретањима по раседима пружања И – 3 до СИ – ЈЗ.

5.6. Закључак

На основу анализе палеонапона која је извршена у ширем подручју Ваљева, реконструисани су тектонски догађаји, одговорни за дисјунктивне деформације проучаваног подручја. Израчунати тензори напона могу се поделити у две групе, код којих се види промена оријентација главних оса напона, док се код тензора унутар ових група примећује само промена магнитуда оса напона.

Прва група обухвата тензоре T1 – T3, и карактерисана је деловањем компресије по правцу ССЗ – ЈЈИ, а екстензије, која постаје доминантна у тензорској групи T3, у правцу ИСИ – ЗЈЗ. Претпоставља се да је ова сукцесија тектонских догађаја била активна од краја средњег еоцена до средине доњег миоцена и да је била везана за завршетак колизионих процеса у Интерним Динаридима, и почетак постколизионе тектонике.

Друга група обухвата тензоре T4 и T5. У овој групи је доминантна екстензија у правцу паралелном Динарском орогену, која је највероватније била активна од средине доњег миоцена до почетка горњег миоцена, и у ширем делу истраживаног подручја је била одговорна за ексхумацију старијих магматских тела и формирање метаморфних комплекса. У горњем миоцену је, на основу тензорске групе T5, приметно појачање компресије узроковано већим утицајем Јадранске микроплоче. То је условило транскурентни тектонски режим, који је у истраживаном подручју активан и у рецентно време.

6. Активна тектоника у подручју Интерних Динарида

6.1. Увод

Подручје Интерних Динарида налази се у централном делу Балканског полуострва и заузима унутрашњи део Динарског орогена. Границе овог подручја према истоку (тј. према Карпато-балканском орогену), тектонски посматрано, представљају контакте првог реда у Динаридима, шавну зону океана Неотетиса и системе паралелних раседа који су били формирано током старијих тектонских фаза затварања океана и колизионих и пост-колизионих процеса (детаљнију дискусију о овоме видети у поглављима 4 и 5 овог рада). Ови тектонски контакти представљају значајне раседне зоне, које су према *Marović et al.* (2002) активни и у рецентном периоду. Ови аутори наводе да су поменуте раседне зоне формиране почетком доњег миоцена, мада се на основу досадашњих истраживања дисјунктивних деформација у Динаридима (*Ilić and Neubauer 2005*, и овај рад – поглавља 4 и 5) може закључити да су ови раседи старији и да су највероватније везани за старије тектонске фазе (субдукционе и колизионе). Главни раседни системи у Динаридима оријентисани су у правцу СЗ – ЈИ до ССЗ – ЈЈИ и ССИ – ЈЈЗ (*Marović et al.* 2002). Остали системи раседа имају дијагоналан и трансверзалан карактер у односу на пружање великих тектонских јединица, и имају пружање СИ – ЈЗ, С – Ј и И – З (*Marović et al.* 2002).

Што се тиче проучавања рецентне тектонике, много је значајније утврдити активне раседе и њихову кинематику. То је значајно, пре свега да би се имао увид у то који од тих раседа би могли бити потенцијално сеизмички активни, као и које магнитуде земљотреса би се могле очекивати у одређеним сеизмичким подручјима. На основу регионалних модела напонског поља у подручју Балканског полуострва, познато је да се подручје Интерних Динарида налази у зони где се смењују транскурентни и транспресиони тектонски режим, са максималном осом компресије која има оријентацију ССИ – ЈЈЗ и последица је колизије Јадранске микроплоче и Динарида (*Horvath and Cloetingh 1996; Marović et al. 2002; Bada et al. 2007*). На основу овог модела може се лако утврдити да је

очекивано да раседи динарског пружања морају бити активирани као десни транскурентни раседи, док раседи из другог пара коњугованог система треба да имају кинематику левих транскурентних раседа. Међутим, на овај начин изведени закључак је општег типа и мора се потврдити код сваког појединачног раседа, с обзиром на то да постојећи тензор напона не мора нужно да активира све раседе повољног пружања.

Циљ овог приказа је утврђивање рецентног напонског поља у Интерним Динаридима, одговорног за активацију раседа способних да генеришу земљотресе у овом подручју. То је учињено инверзијом фокалних механизма земљотреса магнитуде веће од 3, који се, с обзиром на велику површину сеизмичких зона, могу сматрати репрезентативним за прорачун регионалног тензора напона.

6.2. Ранија истраживања сеизмичке активности подручја Интерних Динарида

Сеизмичка активност у подручју Интерних Динарида до сада је проучавана у склопу основних истраживања које изводи Републички сеизмолошки завод Србије, али и у виду детаљнијих студија појединих сеизмичких зона, најчешће након јачих земљотреса, који су се у тим зонама догодили.

Краљевачка сеизмичка зона је дефинисана и са њеним детаљнијим проучавањем се кренуло тек након земљотреса магнитуде 5.4, који се у овој зони догадио 3. новембра 2010. године. Епицентар овог земљотреса био је 4 километра северно од града Краљева, и осим велике штете коју је узроковао у граду и околини, било је и људских жртава. Због овакве, неочекивано велике штете у епицентралном подручју, пажња научне и стручне јавности била је усмерена ка праћењу даљег развоја сеизмичке активности ове зоне и решавању сеизмотектонских услова, у циљу потенцијалне предикције даљих догађаја и начина ослобађања сеизмичке енергије. С тим у вези, у Краљеву је убрзо након дешавања главног земљотреса организован стручни скуп чији је циљ био да се изнесу досадашња сазнања о проблемима сеизмичности краљевачке сеизмичке зоне. У склопу својих основних истраживања, Републички сеизмолошки завод Србије предложио је тектонски и

сеизмотектонски модел Чачанско-краљевачког басена, према коме се наводи да овај басен има паркетну структуру, тј. да сам басен има оријентацију СЗ – ЈИ, а налази се између раседа пружања И – З. У истом извештају се наводи и да се главни земљотрес од 3.11.2010. године, догодио управо по раседу пружања И – З. *Вучковић и Перишић* (2011) дали су приказ сеизмотектонске структуре зоне Краљева, на основу гравиметријских, геомагнетских и сеизмолошких истраживања. По том моделу су, у току дешавања земљотреса, били активирани раседи пружања СЗ – ЈИ и ССЗ – ЈИ, али кинематика ових раседа, према датом моделу, није позната. Дискутабилан је, међутим, закључак о сеизмичкој активности ових раседа, јер се поменути аутори нису бавили решавањем механизма раседања у хипоцентру земљотреса, већ су њихову активност претпоставили само на основу поклапања позиција епицентара земљотреса и интерпретираних раседа (што не мора да буде једнострано закључак, јер су и епицентри и интерпретирани раседи пројекција посматране појаве и структура на површини). *Кнежевић – Антонијевић et al.* (2013) су такође проучавали сеизмотектонске карактеристике овог подручја и на основу релоцираних позиција хипоцентара земљотреса и решених механизма раседања у тим хипоцентрима, дефинисали су модел према коме су у току ове сеизмичке секвенце активирани две групе раседа. Главни земљотрес се, према овом моделу, догодио дуж субвертикалног левог транскурентног раседа пружања исток – запад. Секундарна сеизмичка секвенца била је условљена активацијом раседа пружања ССЗ – ЈИ, при чему највећи број фокалних механизма указује на реверсна кретања по овим раседима. На основу овог модела, максимална оса компресије оријентисана је у правцу СИ – ЈЗ, што је у складу са регионалним пољем напона на ширем подручју.

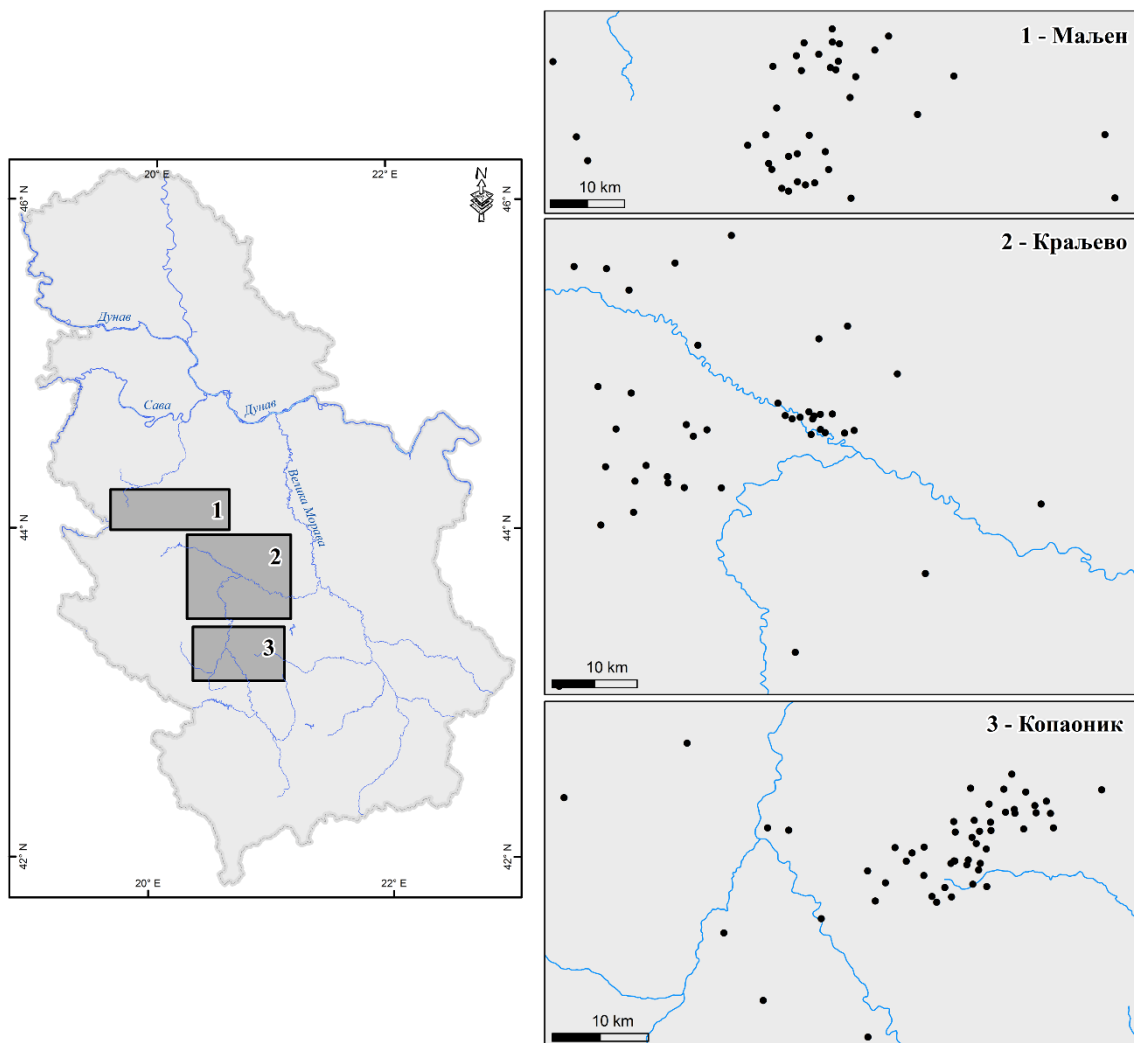
Подручје сеизмичке зоне Копаоника је, након земљотреса од 18. маја 1980. године који је имао магнитуду од 5.7, детаљно проучавано са више аспеката. Највећи број студија тичао се неотектонских и сеизмотектонских карактеристика овог подручја, а све са циљем објашњења услова генерисања серије јаких земљотреса који су се у копаоничкој зони догодили за релативно кратко време, као и могућих раседа који су били активирани у том временском периоду и били одговорни за ову сеизмичку активност. *Ђоковић и Марковић* (1990) истичу да су најмлађе активне структуре у подручју сеизмичке зоне Копаоника представљене

механичким дисконтинуитетима генералног пружања СИ – ЈЗ, који се јављају у виду краћих, добро изражених, најчешће ешалонираних раседа, као пенетративне структуре. *Комарницики и Станић* (1991) наводе да су структуре овог пружања регионално значајне, с обзиром да се по пружању могу пратити и више десетина километара, као и да су највероватније формиране током терцијара, а да су биле активне од краја терцијара и током квартара. Такође, исти аутори сматрају да је за сеизмичку активност у зони Копаоника одговоран коњуговани систем раседа пружања ИСИ – ЈЗ и ССЗ – ЈЈИ. *Павловић и др.* (1995) приказали су решења фокалних механизма најјачих земљотреса и на основу њих претпоставили да се највећи број проучаваних земљотреса догодио због активације раседа пружања ССИ – ЈЈЗ, који претежно показују доминантну десну транскурентну компоненту кретања блокова дуж раседа. Преостали део земљотреса догодио се по левим транскурентним раседима генералног пружања ЗСЗ – ИЈИ, као што је Топлички расед регионалног значаја. Према наводима ових аутора, компресионе осе групишу се по правцу пружања ИСИ – ЈЗ, што је у складу са регионалним правцима максималног хоризонталног напона у подручју Балканског полуострва.

6.3. Проучавани земљотреси

У подручју Интерних Динарида се, грубо посматрано, могу издвојити три велике сеизмичке зоне (слика 6.1):

1. сеизмичка зона Маљена,
2. сеизмичка зона Краљева,
3. сеизмичка зона Копаоника.



Слика 6.1. Распоред проучаваних сеизмичких зона у Интерним Динаридима.

Главни извор информација о земљотресима који су се догодили у овим сеизмичким зонама био је каталог Интернационалног сеизмолошког центра (ИСЦ), из кога су, осим општих информација о сваком појединачном земљотресу (датум и време догађаја, координате епицентра, магнитуда, дубина хипоцентра), коришћени и подаци неопходни за решавање фокалних механизма ових земљотреса. Догађаји из овог каталога преклопљени су и са догађајима који постоје у каталогу Републичког сеизмолошког завода Србије и, уколико су постојали додатни земљотреси који се нису нашли у каталогу ИСЦ-а, након додатне провере су и они додати бази земљотреса у овом раду. Проучавани земљотреси су, из скупа свих догођених земљотреса са овог подручја, издвојени

по томе што је за њих било могуће решити фокалне механизме, тј. због тога што су у каталогу садржали информације о поларитету првих наилазака сеизмичких таласа на сеизмолошке станице. Другим речима, земљотреси који су приказани у овом раду, не представљају све регистроване сеизмичке догађаје са овог подручја, већ само оне за које постоје решени фокални механизми (табела 6.1).

Табела 6.1. Параметри проучаваних земљотреса и решених фокалних механизма. У колони Аутор је приказан аутор параметара земљотреса и коришћене су следеће скраћенице: ISC – International Seismological Center, CSEM – European-Mediterranean Seismological Center, BEO – Републички сеизмолошки завод Србије.

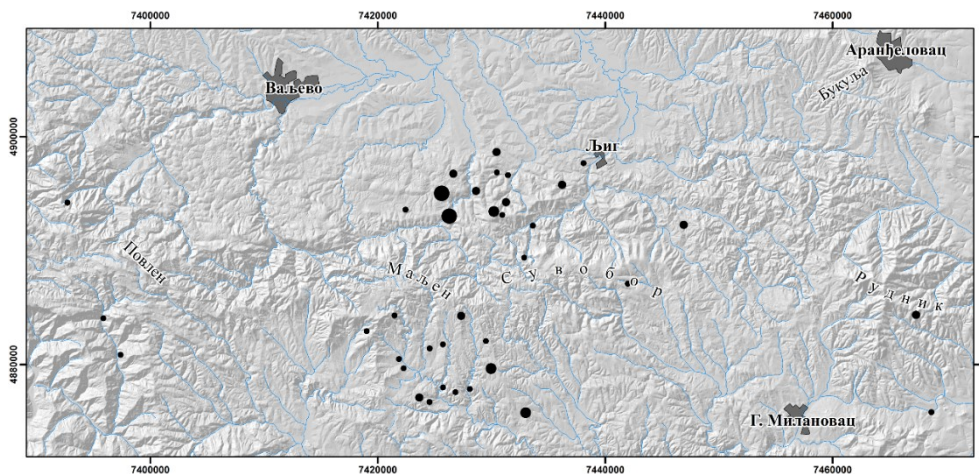
бр	Ознака	X	Y	Датум	Време	Магнитуда	Дубина	Аутор	Н. раван 1	Н. раван 2
Сеизмичка зона Маљен										
1	DIV003	44,0302	20,6043	22.4.1995	10:26	3,1	11,0	ISC	280/81	184/57
2	DIV004	44,2000	20,0643	29.9.1998	22:14	5,2	10,0	ISC	39/48	192/46
3	DIV005	44,1936	20,1353	29.9.1998	22:48	3,6	10,0	ISC	270/65	120/28
4	DIV006	44,2157	20,0770	29.9.1998	22:34	3,7	3,6	ISC	57/49	203/47
5	DIV007	44,1867	20,0248	29.9.1998	23:38	3,1	10,0	ISC	210/87	302/49
6	DIV009	44,1834	20,1313	30.9.1998	23:35	3,1	10,0	ISC	292/78	172/22
7	DIV010	44,1499	20,1559	1.10.1998	00:47	3,5	9,5	ISC	122/81	220/48
8	DIV011	44,2078	20,1968	5.10.1998	06:53	3,6	4,1	ISC	270/55	116/38
9	DIV012	44,2170	20,1249	5.10.1998	09:28	3,3	3,5	ISC	74/58	198/48
10	DIV013	44,2330	20,1243	12.10.1998	22:32	3,8	12,2	ISC	137/73	233/72
11	DIV014	44,1753	20,1649	22.10.1998	10:41	3,1	6,0	ISC	138/77	236/61
12	DIV016	44,2021	20,1021	31.12.1998	00:12	3,8	10,0	ISC	260/54	5/51
13	DIV017	44,2150	20,1370	5.1.1999	06:49	3,4	10,0	ISC	158/56	282/50
14	DIV018	44,1820	20,0730	30.4.1999	03:30	5,1	10,0	ISC	201/57	324/50
15	DIV019	44,1860	20,1220	30.4.1999	07:41	4,2	3,0	ISC	245/65	12/38
16	DIV020	44,2250	20,2200	7.7.1999	10:22	3,4	10,0	ISC	36/79	130/72
17	DIV021	44,1070	20,5870	3.4.2000	03:08	3,6	4,6	ISC	11/86	279/76
18	DIV022	44,1770	20,3310	21.2.2001	17:20	4,0	0,7	ISC	281/73	22/59
19	DIV023	44,1360	20,0320	31.3.2001	00:19	3,4	2,5	ISC	271/70	20/49
20	DIV024	44,0690	19,7140	25.7.2001	18:13	3,0	12,2	ISC	165/54	295/49
21	DIV026	44,0904	19,9838	31.10.2003	05:03	3,2	10,0	ISC	294/65	56/42
22	DIV028	44,0620	20,1208	22.3.2006	11:26	4,5	2,9	ISC	172/50	311/48
23	DIV029	44,0836	20,1149	29.3.2006	03:08	3,4	4,3	ISC	346/73	92/48
24	DIV031	44,0430	20,0820	4.4.2006	18:44	3,2	0,2	ISC	144/81	201/10
25	DIV033	44,0273	20,1592	11.5.2006	16:55	4,4	2,8	ISC	101/56	325/43
26	DIV034	44,0384	20,0423	29.6.2006	22:25	3,6	4,7	ISC	45/48	222/42
27	DIV035	44,0456	20,0977	20.7.2006	01:52	3,3	5,8	ISC	220/52	87/52
28	DIV037	44,0686	20,0196	28.7.2006	01:36	3,4	7,4	ISC	115/79	20/63
29	DIV038	44,0466	20,0684	2.8.2006	00:42	3,4	1,5	ISC	269/60	133/39
30	DIV039	44,1033	20,0874	2.8.2006	20:51	3,7	10,0	ISC	24/79	118/73
31	DIV040	44,0774	20,0531	3.8.2006	14:30	3,4	1,1	ISC	94/48	255/44

32	DIV042	44,1031	20,0142	4.8.2006	11:34	3,0	10,0	ISC	37/85	127/86
33	DIV044	44,0613	20,0249	15.9.2006	22:19	3,0	8,9	ISC	286/63	51/42
34	DIV046	44,1886	19,6528	29.9.2006	05:01	3,4	11,2	ISC	242/55	9/49
35	DIV048	44,0807	20,0676	29.10.2006	11:27	3,0	1,8	ISC	116/86	207/78
36	DIV049	44,0350	20,0537	15.12.2006	06:05	3,2	15,0	ISC	336/67	232/61
37	DIV050	44,0976	19,6944	19.1.2007	08:32	3,1	5,0	ISC	271/70	116/22
38	DIV062	44,1300	20,2700	3.7.2011	19:23	3,1	2,0	BEO	116/87	24/60
Сейзмичка зона Краљево										
39	KV001	43,6932	20,5505	20.2.1984	14:01	4,0	4,9	ISC	218/58	101/54
40	KV002	43,6033	20,8485	5.10.1986	08:55	4,0	10,0	ISC	120/59	357/48
41	KV003	43,6997	20,4244	19.4.1987	03:55	4,4	10,0	ISC	210/60	11/32
42	KV005	43,7546	20,5291	11.5.1987	22:46	3,3	10,0	ISC	229/89	138/49
43	KV006	43,7548	20,3961	8.6.1987	22:13	3,2	10,0	ISC	263/74	166/67
44	KV007	43,7164	20,4403	11.7.1987	23:09	4,4	10,0	ISC	356/64	109/52
45	KV008	43,6932	20,4964	12.7.1987	00:18	3,4	10,0	ISC	209/63	92/49
46	KV009	43,6667	20,4227	12.7.1987	04:12	3,4	10,0	ISC	272/51	49/48
47	KV010	43,7148	20,3813	14.8.1987	06:24	5,0	10,0	ISC	33/69	134/63
48	KV011	43,7600	20,4988	14.8.1987	20:24	3,0	10,0	ISC	311/88	214/19
49	KV012	43,7048	20,4715	15.8.1987	11:34	3,4	10,0	ISC	307/53	77/49
50	KV013	43,7477	20,5092	15.8.1987	15:05	3,1	9,6	ISC	131/75	29/50
51	KV014	43,7930	20,4180	27.8.1987	04:05	3,3	6,0	ISC	132/84	230/36
52	KV017	43,6982	20,4725	5.3.1989	00:22	3,4	3,9	ISC	89/51	308/47
53	KV019	43,7995	20,3693	20.10.1990	13:31	3,5	10,0	ISC	287/51	64/47
54	KV020	43,9309	20,4808	22.10.1990	12:41	3,2	13,0	ISC	272/81	176/58
55	KV022	43,9604	20,5632	5.1.1993	22:53	3,8	10,0	ISC	339/83	94/16
56	KV026	43,8649	20,7339	24.12.1996	07:16	3,5	15,0	ISC	333/73	226/47
57	KV027	43,6770	21,0170	1.7.1999	07:40	5,1	10,0	ISC	126/69	1/33
58	KV028	43,8440	20,5150	17.8.1999	00:08	3,6	14,1	ISC	329/79	229/47
59	KV029	43,6530	20,3750	14.8.2002	00:04	3,2	0,4	ISC	301/82	128/8
60	KV030	43,8146	20,8069	14.6.2005	09:23	3,0	11,3	ISC	67/84	157/83
61	KV031	43,4820	20,3161	6.7.2006	01:32	3,3	1,5	ISC	303/83	36/70
62	KV033	43,9265	20,3330	23.4.2007	14:11	3,9	5,1	ISC	326/49	82/47
63	KV036	43,8515	20,6921	6.1.2008	02:05	3,1	7,1	ISC	351/75	251/58
64	KV037	43,9020	20,4136	15.2.2008	17:03	4,0	8,5	ISC	307/88	214/32
65	KV038	43,9244	20,3805	21.2.2008	04:55	3,4	5,5	ISC	130/69	8/35
66	KV051	43,7666	20,6833	3.11.2010	00:56	5,3	13,1	ISC	297/87	208/80
67	KV052	43,7683	20,6651	3.11.2010	01:13	3,0	6,9	ISC	303/66	63/43
68	KV059	43,7546	20,7440	3.11.2010	02:45	3,1	2,0	CSEM	162/65	53/55
69	KV061	43,7502	20,6811	3.11.2010	04:09	3,0	1,0	ISC	141/89	50/59
70	KV063	43,7697	20,6853	3.11.2010	04:37	3,4	2,0	CSEM	306/74	69/29
71	KV066	43,7741	20,6779	3.11.2010	05:22	3,8	8,8	ISC	328/88	67/13
72	KV067	43,7716	20,6945	3.11.2010	05:32	3,2	9,6	ISC	107/89	201/8
73	KV071	43,7555	20,6949	3.11.2010	13:37	3,4	6,1	ISC	219/61	339/47
74	KV082	43,7831	20,6325	4.11.2010	21:09	4,1	4,2	ISC	274/59	43/44
75	KV086	43,7701	20,6433	5.11.2010	05:39	3,5	8,9	ISC	136/74	6/24
76	KV094	43,5195	20,6594	8.11.2010	17:02	3,2	2,0	CSEM	343/49	134/45

77	KV096	43,7517	20,7301	8.11.2010	22:21	3,1	2,0	CSEM	182/62	318/36
78	KV097	43,7521	20,7017	9.11.2010	02:24	3,3	2,0	CSEM	112/51	333/47
79	KV099	43,7720	20,7121	14.11.2010	09:15	3,3	8,4	ISC	138/50	274/50
80	KV103	43,7666	20,6533	18.11.2010	23:57	3,2	10,0	CSEM	129/88	35/21
Сеизмичка зона Копаоник										
81	KOP001	43,1397	20,6243	28.6.1972	01:43	3,9	8,6	ISC	353/49	190/42
82	KOP003	43,3016	20,9948	13.4.1978	18:05	4,9	10,0	ISC	25/65	260/39
83	KOP004	43,2489	20,8917	16.4.1978	23:19	4,3	10,0	ISC	326/11	194/82
84	KOP006	43,3005	20,9568	18.5.1978	02:37	4,3	0,1	ISC	234/67	118/44
85	KOP007	43,2705	20,8686	12.1.1980	18:19	4,7	3,0	ISC	232/68	70/23
86	KOP009	43,3074	20,8672	18.5.1980	20:02	5,7	0,0	ISC	18/85	108/82
87	KOP010	43,2622	20,8990	18.5.1980	20:18	4,6	10,0	ISC	193/72	72/33
88	KOP011	43,2869	20,8960	18.5.1980	20:26	5,3	10,4	ISC	232/66	337/60
89	KOP012	43,2926	20,8906	18.5.1980	20:41	4,8	0,6	ISC	352/48	201/46
90	KOP013	43,3086	20,8934	18.5.1980	21:30	3,4	6,1	ISC	359/51	190/39
91	KOP014	43,3152	20,9455	19.5.1980	04:00	4,3	0,2	ISC	31/71	141/45
92	KOP015	43,3150	20,9909	19.5.1980	07:22	4,5	1,1	ISC	123/60	234/57
93	KOP018	43,3351	20,9593	23.5.1980	12:26	4,5	3,0	ISC	29/89	124/60
94	KOP020	43,3162	20,9335	10.6.1980	21:25	4,2	10,0	ISC	24/62	248/36
95	KOP021	43,2683	20,8636	17.6.1980	22:14	4,4	10,0	ISC	243/62	3/47
96	KOP022	43,2611	20,7571	19.6.1980	01:47	3,5	3,0	ISC	254/77	6/31
97	KOP023	43,3068	20,9143	19.6.1980	04:42	3,4	10,0	ISC	128/74	31/66
98	KOP024	43,2702	20,8065	21.10.1980	19:43	3,0	10,0	ISC	182/86	85/29
99	KOP027	43,2369	20,8646	22.12.1980	19:09	3,0	10,0	ISC	26/88	286/11
100	KOP028	43,3224	20,9710	11.4.1982	12:51	4,5	0,6	ISC	192/77	285/73
101	KOP029	43,3517	20,9415	2.6.1982	05:42	4,9	2,3	ISC	227/77	130/63
102	KOP031	43,2818	20,9089	2.9.1983	20:43	4,7	3,4	ISC	286/89	18/32
103	KOP032	43,2374	20,8394	10.9.1983	06:14	5,0	7,2	ISC	250/77	357/37
104	KOP033	43,3265	20,9858	3.3.1984	08:32	4,6	6,2	ISC	61/57	179/54
105	KOP034	43,3157	20,9725	7.9.1984	00:44	5,1	5,0	ISC	32/82	124/73
106	KOP035	43,3798	20,5253	18.9.1984	01:40	3,2	7,0	ISC	232/67	119/47
107	KOP038	43,2989	20,6560	20.1.1985	14:15	3,2	10,0	ISC	30/81	127/54
108	KOP039	43,2319	20,8455	25.4.1985	16:04	3,0	10,3	ISC	141/53	10/49
109	KOP040	43,3377	20,9313	10.5.1985	23:45	5,2	0,6	ISC	193/66	312/43
110	KOP041	43,3189	20,9447	18.5.1985	01:13	4,8	2,0	ISC	230/70	116/43
111	KOP042	43,3385	20,8888	20.5.1985	13:19	4,1	10,0	ISC	295/69	187/51
112	KOP043	43,2715	20,8859	16.6.1985	15:10	3,7	0,0	ISC	15/78	107/81
113	KOP045	43,2466	20,9095	23.7.1986	03:53	3,1	1,2	ISC	32/64	269/42
114	KOP046	43,2991	20,9149	1.12.1986	00:08	3,0	5,0	ISC	346/76	89/49
115	KOP048	43,3238	20,9125	25.2.1987	12:20	4,6	4,0	ISC	3/76	106/49
116	KOP050	43,2983	20,9002	12.10.1989	08:35	3,2	5,0	ISC	72/70	172/65
117	KOP051	43,2683	20,9012	10.9.1990	21:28	3,1	10,0	ISC	218/76	115/48
118	KOP054	43,2026	20,5738	22.1.1992	03:41	3,4	7,8	ISC	158/56	285/49
119	KOP060	43,1058	20,7582	14.5.1993	13:36	3,0	7,1	ISC	84/65	190/59
120	KOP064	43,2707	20,8677	26.9.1995	00:58	3,3	10,0	ISC	317/72	219/67
121	KOP066	43,0255	20,7015	31.7.1997	10:41	3,4	10,0	ISC	22/51	245/47

122	KOP067	43,3281	20,3681	13.11.1997	00:48	4,3	3,8	ISC	177/55	311/45
123	KOP069	43,2834	20,8293	4.10.1998	11:19	4,4	10,0	ISC	45/80	306/48
124	KOP074	43,2975	20,8692	28.10.1998	22:16	3,7	10,0	ISC	107/53	235/51
125	KOP075	43,2458	20,8559	28.10.1998	22:26	4,1	10,0	ISC	158/82	279/15
126	KOP077	43,2670	20,8840	9.8.1999	16:11	3,5	18,7	ISC	195/56	324/47
127	KOP078	43,2330	20,7670	18.8.1999	23:26	3,3	10,0	ISC	207/55	337/48
128	KOP079	43,2570	20,8290	8.9.1999	01:50	3,2	5,5	ISC	149/76	255/42
129	KOP080	43,3010	20,6290	10.9.1999	20:41	3,1	11,0	ISC	191/57	309/54
130	KOP083	43,2830	20,7920	3.5.2002	23:03	3,4	2,7	ISC	278/60	39/48
131	KOP084	43,2780	20,8140	8.7.2002	16:50	3,2	3,8	ISC	234/87	125/7
132	KOP086	43,3372	21,0566	20.11.2005	21:24	4,0	30,8	ISC	16/56	248/47
133	KOP088	43,2163	20,6981	24.8.2008	07:48	3,0	2,0	CSEM	147/56	23/50
134	KOP098	43,2500	20,7800	14.7.2011	21:46	4,3	0,0	BEO	140/65	30/54

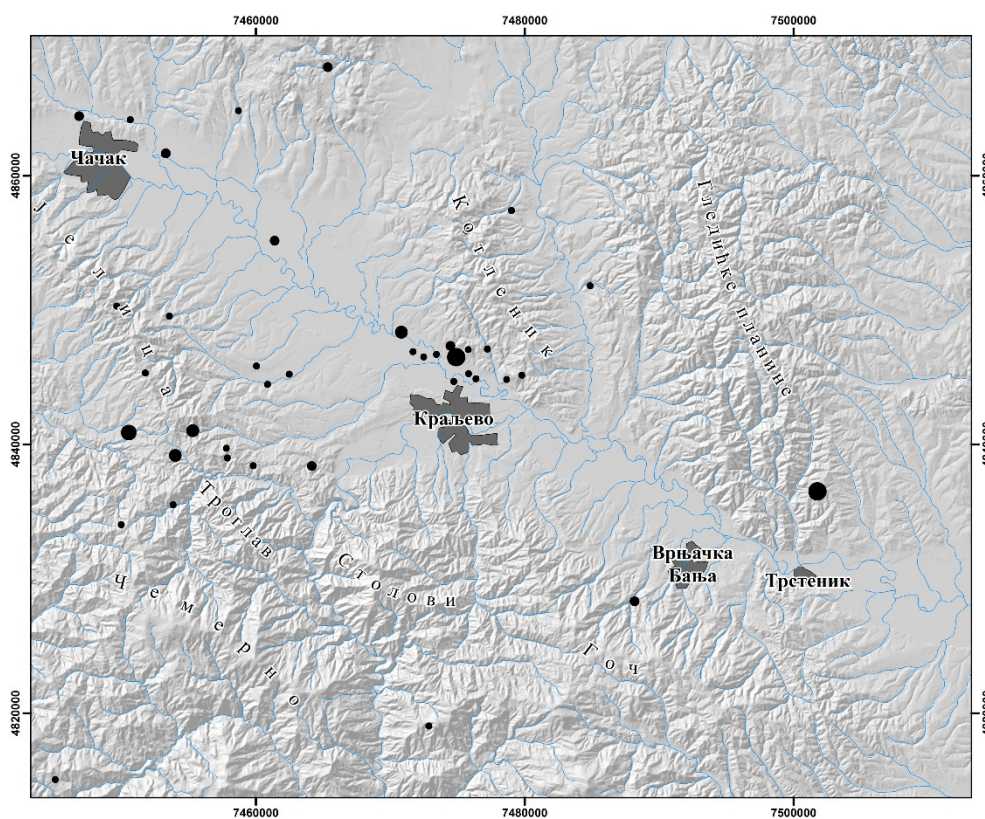
Сеизмичка зона Маљена географски обухвата подручје планина Маљен, Повлен, Сувобор и Рудник, а осим познате сеизмичке зоне Маљена (Дивчибара), у овом раду је овој зони придодата и сеизмичка зона Мионице (слика 6.2). Овој зони припада 38 земљотреса, са магнитудом већом од 3, који су се догодили у периоду од 1995. до 2011. године. Параметри земљотреса сеизмичке зоне Маљена приказани су у табели 6.1.



Слика 6.2. Географски положај сеизмичке зоне Маљена.

Сеизмичка зона Краљева (слика 6.3) се, по карактеру потреса, у одређеној мери разликује од преостале две зоне. Наиме, овој сеизмичкој зони припадају две групе земљотреса. Прва група земљотреса представља оне догађаје који су се у подручју поменуте зоне догодили у периоду од 1984. до 2008. године, док друга група

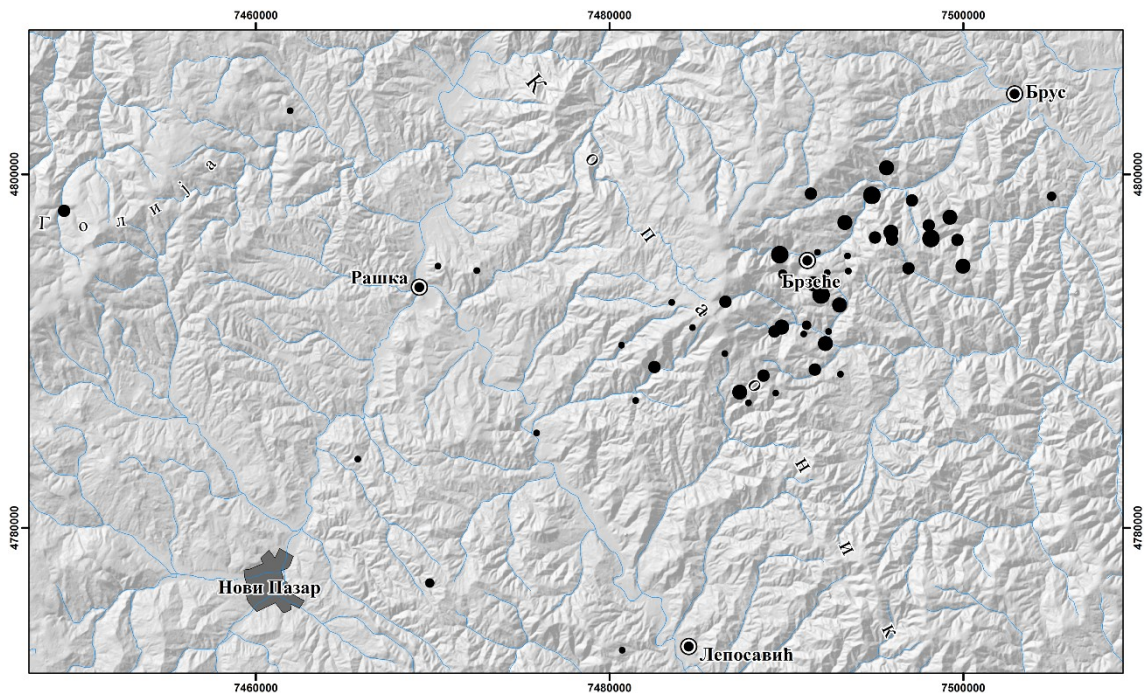
обухвата краљевачки земљотрес од 3. новембра 2010. године и његове најјаче накнадне ударе, за које је било могуће решити фокалне механизме. Читава зона садржи укупно 42 земљотреса (табела 6.1), при чему је њихова анализа вршена тако да се водило рачуна о томе којој од поменуте две групе припадају. Ово је значајно напоменути због тога што природа ових сеизмичких догађаја није иста, тј. у даљем процесу анализе није било свеједно да ли је земљотрес главни удар, или је познато да одређени догађај представља накнадни удар неког јачег земљотреса, при чему онда показује на који начин се ослобађала енергија након главног потреса и како је у тој сеизмичкој зони изгледало **локално** поље напона.



Слика 6.3. Географски положај сеизмичке зоне Краљева.

Копаничка сеизмичка зона (слика 6.4) географски обухвата шире подручје планине Копаник, са земљотресима који су махом концентрисани на источном делу планине, у широј околини Брзећа. На подручју Србије, ово је најактивније сеизмичко подручје. У овом раду су у оквиру копаничке зоне проучавана 54 земљотреса (табела 6.1), од којих чак 5 има магнитуду већу од 5 јединица по

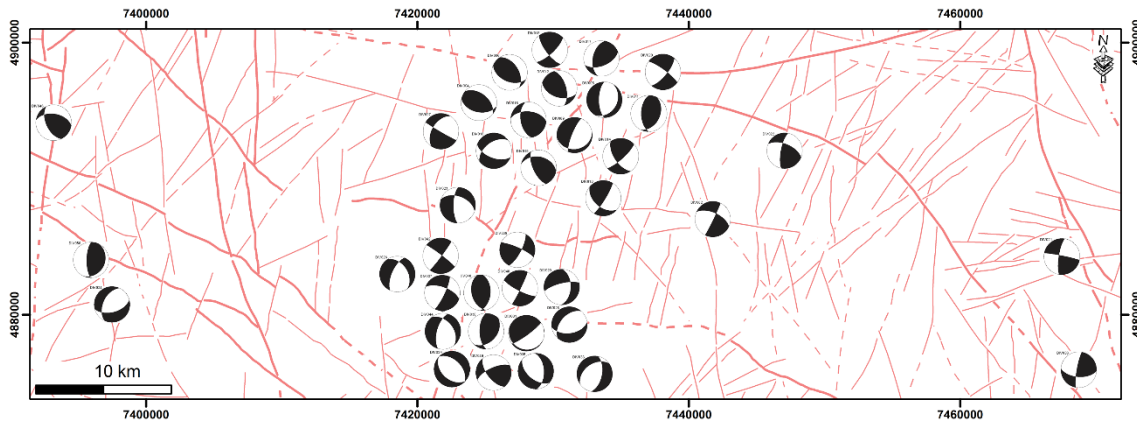
Рихтеровој скали. Проучавани земљотреси догодили су се у периоду од 1972. до 2011. године.



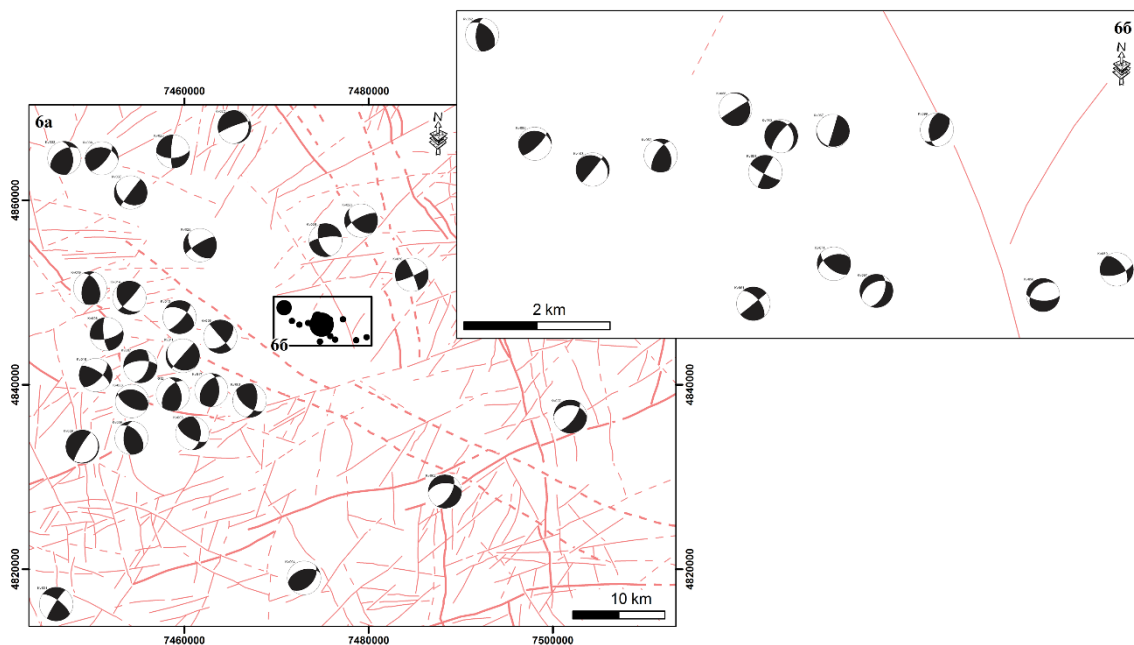
Слика 6.2. Географски положај сеизмичке зоне Копаоника.

6.4. Фокални механизми земљотреса

Фокални механизми земљотреса рачунати су на основу поларитета првих наилазака лонгитудиналних таласа на сеизмолошке станице (принцип формирања фокалног механизма на основу поларитета првих наилазака П-таласа објашњен је у методолошком делу овог рада, поглавље 3.3.3). Параметри фокалних механизма дефинисани су преко модела двоструких сила (енгл. double-couple model), и користећи модел брзина који је за подручје бивше Југославије дефинисао *Главатовић* (1988). Параметри израчунатих фокалних механизма земљотреса дати су у табели 6.1, а графички приказ фокалних механизма по сеизмичким зонама дат је на сликама 6.5 – 6.7.



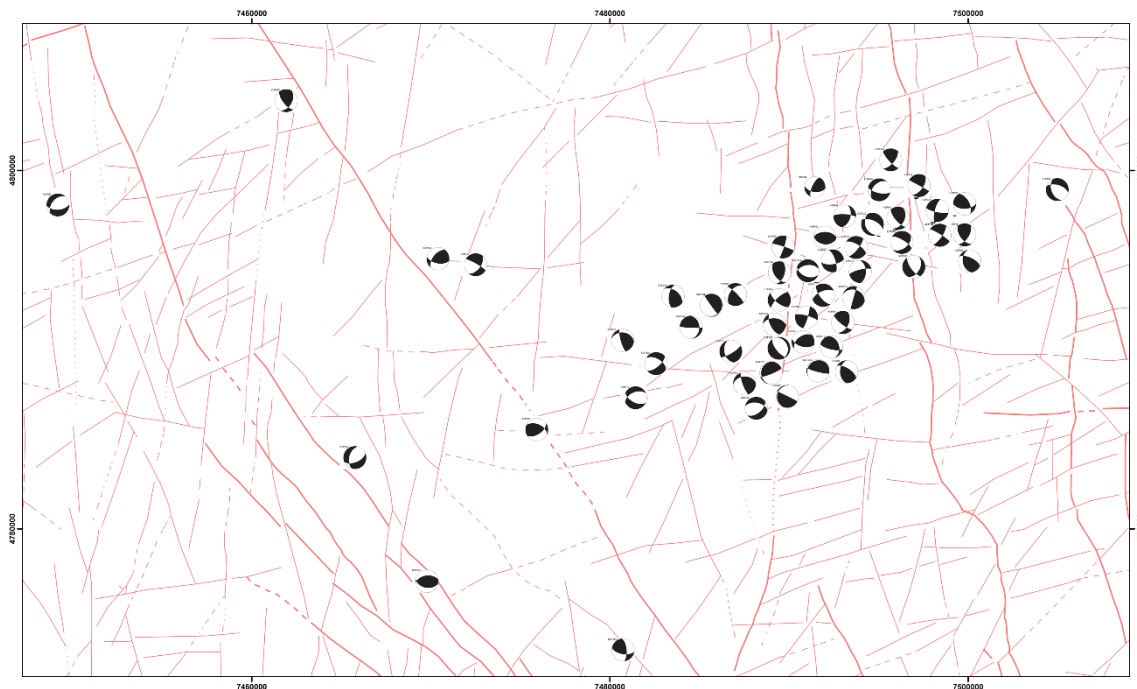
Слика 6.5. Графички приказ фокалних механизма у сеизмичкој зони Маљена на подлози руптура интерпретираних анализом сателитског снимка.



Слика 6.6. Графички приказ фокалних механизма у сеизмичкој зони Краљева на подлози руптура интерпретираних анализом сателитског снимка.

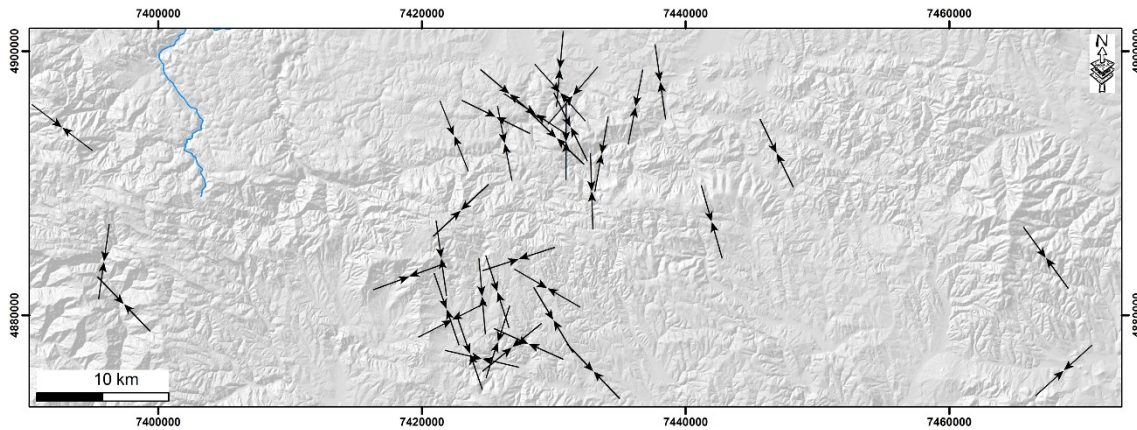
Према *Barth et al.* (2008), највећи проблем методе израчунавања фокалних механизма земљотреса је тај што из ових решења не могу директно да се дефинишу оријентације главних оса напона. Применом ове методе, могу се одредити две нодалне равни, које ће одвајати квадранте у којима су забележени дилатациони, односно компресиони први наиласци П-таласа на сеизмолошке станице. Унутар ових квадраната налазиће се осе максималног скраћења, односно максималног издужења. То су осе Р и Т, и оне представљају главне осе деформације, које се, у највећем броју случајева, не подударају са главним осама

напона (деталнију дискусију о овоме видети у методолошком делу овог рада, поглавље 3.3.4). Да би се одредиле оријентације главних оса напона, зато је неопходно извршити инверзију израчунатих фокалних механизма земљотреса.

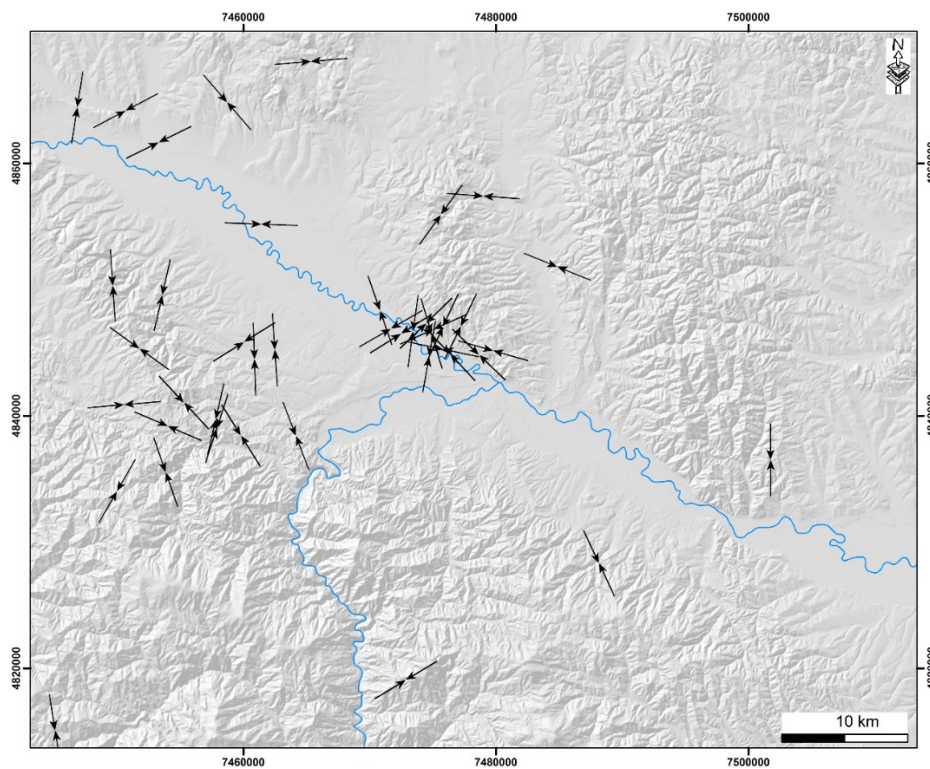


Слика 6.7. Графички приказ фокалних механизма у сеизмичкој зони Копоаника на подлози руптура интерпретираних анализом сателитског снимка.

Оријентације оса P за сваки појединачни фокални механизам догођених земљотреса приказане су на сликама 8 – 10. На основу приказаних оријентација у сва три сеизмичка подручја, може се закључити да се највећи број оса концентрише по генералном пружању $S - J$. Међутим, постоји доста одступања од овог правца, што је посебно приметно код сеизмичке зоне Копоаника. Таква оријентација P оса је уједно био и практични показатељ чињенице да се код највећег броја фокалних механизма оријентације главних оса деформације не поклапају са оријентацијама главних оса напона, због чега је извршена инверзија фокалних механизма земљотреса.



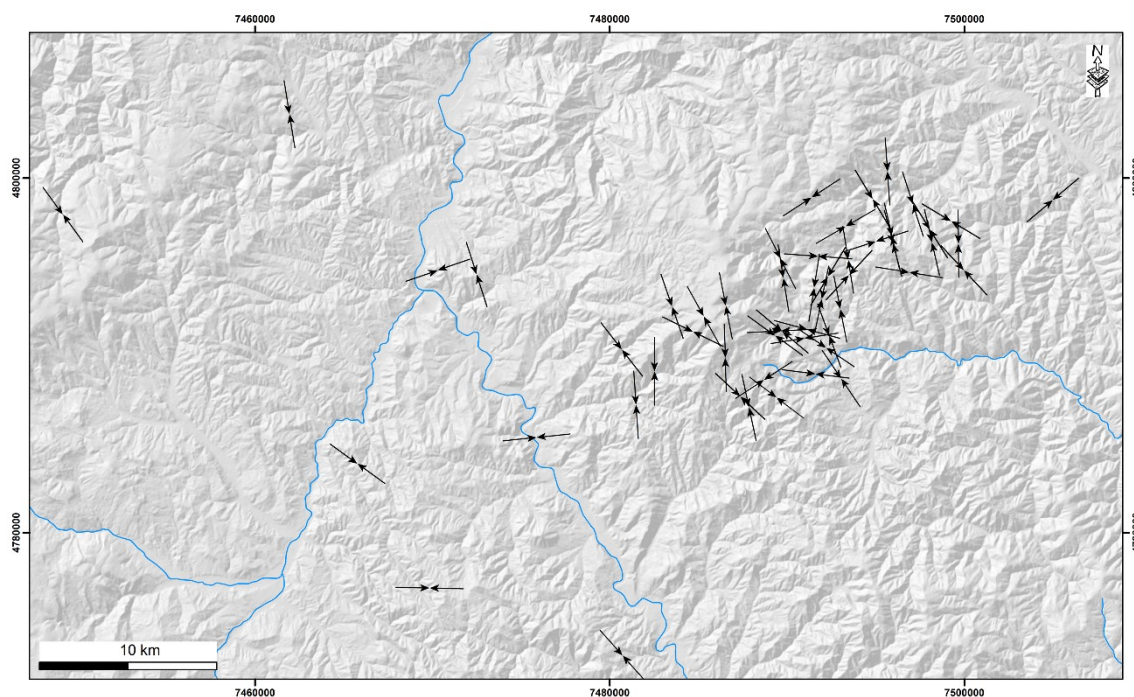
Слика 6.8. Приказ оријентација оса Р фокалних механизма земљотреса из сеизмичке зоне Маљена.



Слика 6.9. Приказ оријентација оса Р фокалних механизма земљотреса из сеизмичке зоне Краљева.

У општем случају посматрано, није било могуће дефинисати директну просторно-временску везу групе фокалних механизма истог типа дуж претпостављеног активног раседа. То значи да није било могуће уочити низ земљотреса чији фокални механизми показују исти тип раседања по слично оријентисаним раседним површима, а који су се догодили током исте сеизмичке секвенце.

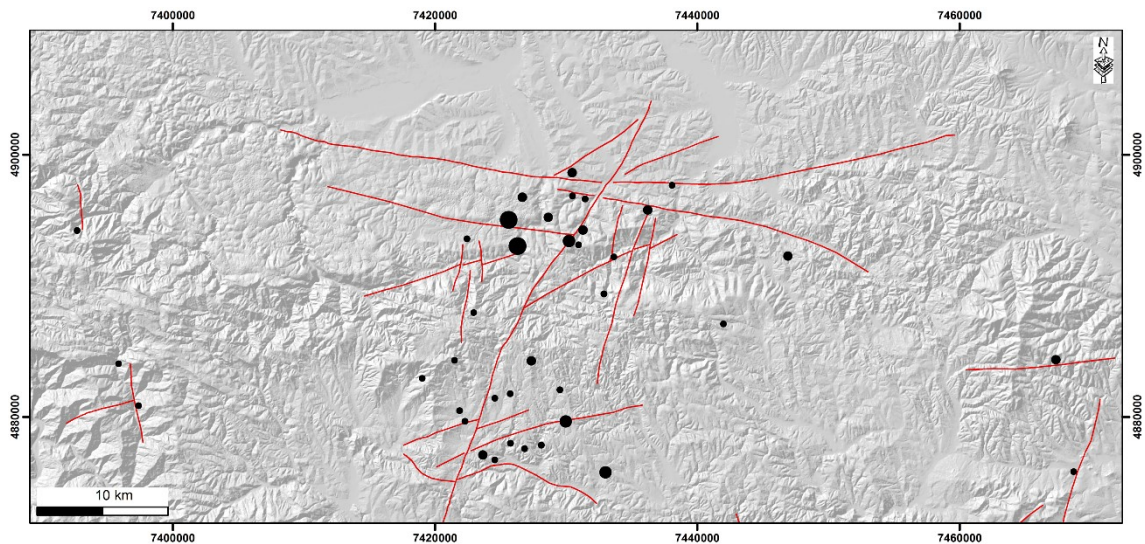
Постојећи фокални механизми, заправо показују карактеристике сеизмичких зона које се налазе у подручјима са сложеним тектонским склопом, где постоји велики број механичких дисконтинитета који би могли бити активирани и дејством мањих вредности смичућег напона. Другим речима, у таквим зонама не треба очекивати активацију само оних раседа који су оријентисани повољно у односу на правац деловања напона и који би услед актуелног тензора напона били активирани и да не постоје никакви предиспонирани механички правци у стенској маси (никаква анизотропија), већ је очекивано да ће постојати одређени износ помака по свим постојећим руптурама. По којој ће руптури доћи до довољно великог кретања да изазове земљотрес зависи од дужине активираниог сегмента руптуре и износа смичуће компоненте напона.



Слика 6.10. Приказ оријентација оса Р фокалних механизма земљотреса из сеизмичке зоне Копаника.

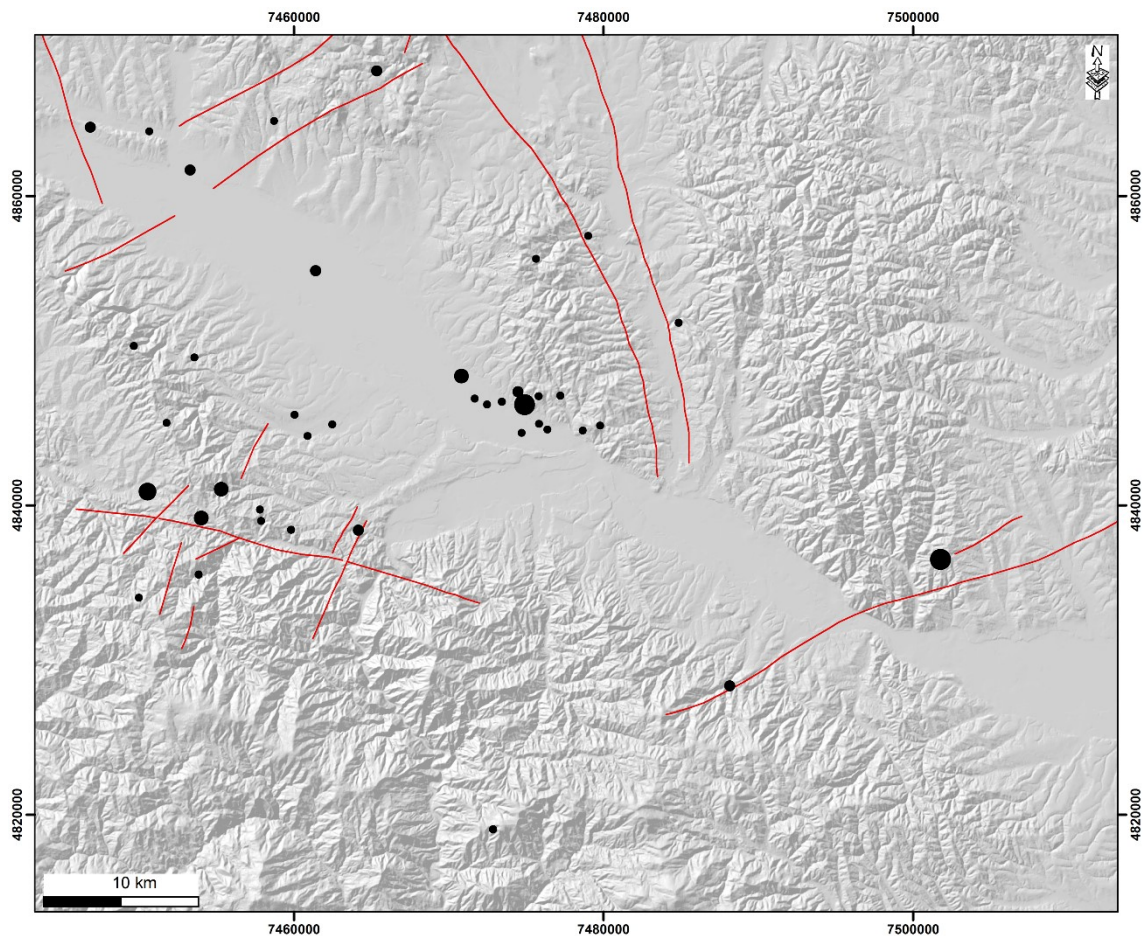
С обзиром на ово, на основу фокалних механизма земљотреса није било могуће утврдити потенцијално активне раседе ниједном другом методом, осим визуелно. На тај начин су позиције епицентара земљотреса и одговарајући фокални механизми постављени преко карте руптурног склопа, добијене анализом снимка, и као активни су означени они раседи са карте руптурног склопа који по

оријентацији одговарају једној од нодалних равни са фокалних механизма. У случају да ниједна од нодалних равни није по оријентацији одговарала интерпретираним раседима са карте руптурног склопа, није било даље интерпретације, већ посматрани земљотрес није везиван ни за један од постојећих раседа. Карте овако интерпретираних потенцијално активних раседа приказане су на сликама 6.11 – 6.13.



Слика 6.11. Потенцијално активни раседи на подручју сеизмичке зоне Маљена.

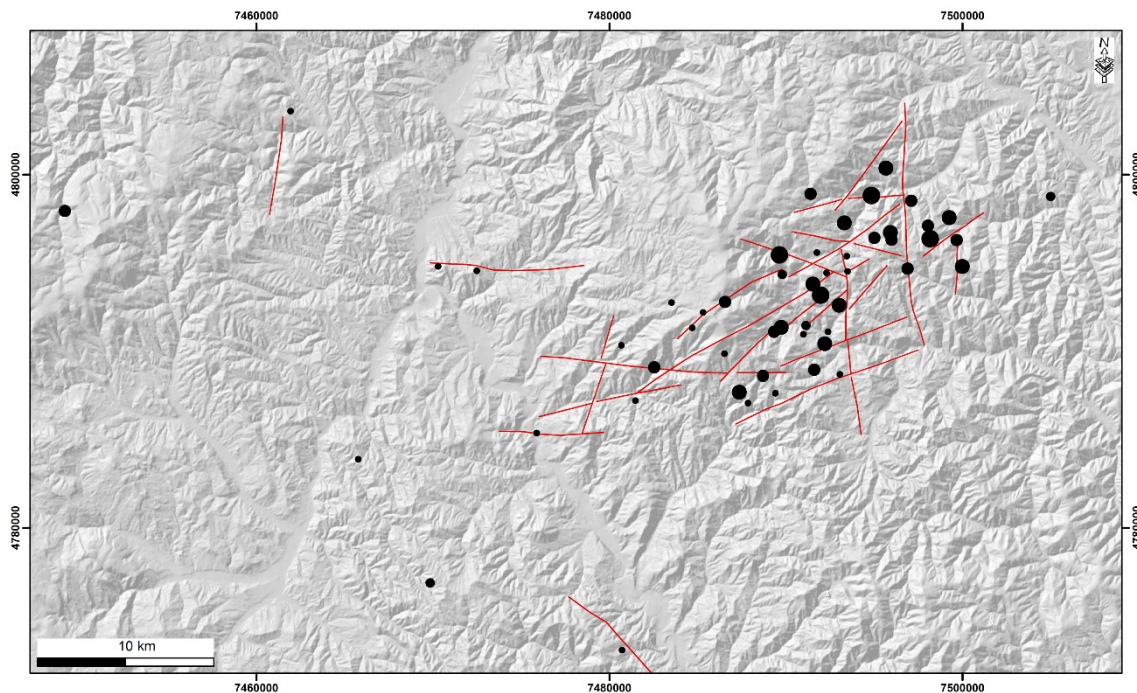
Постоји неколико различитих метода на основу којих се може извршити инверзија фокалних механизма земљотреса (*Angelier 1979; Gephart and Forsyth 1984; Michael 1987; Rivera and Cisternas 1990; Angelier 2002*). У овом раду је за инверзију фокалних механизма коришћена метода коју су описали *Gephart and Forsyth (1984)*. Ова метода инверзије заснива се на две битне претпоставке: (1) да се посматрани фокални механизам налази у подручју униформног поља напона, које је непроменљиво у простору и времену; и (2) да су правци померања блокова по раседу током дешавања земљотреса и максималног смичућег напона колинеарни (Валас – Ботова хипотеза; *Bott 1959*). Резултат ове инверзије је девијаторски тензор напона са једнострано одређеним оријентацијама главних оса напона, и фактором R који дефинише међусобни однос магнитуда ових оса.



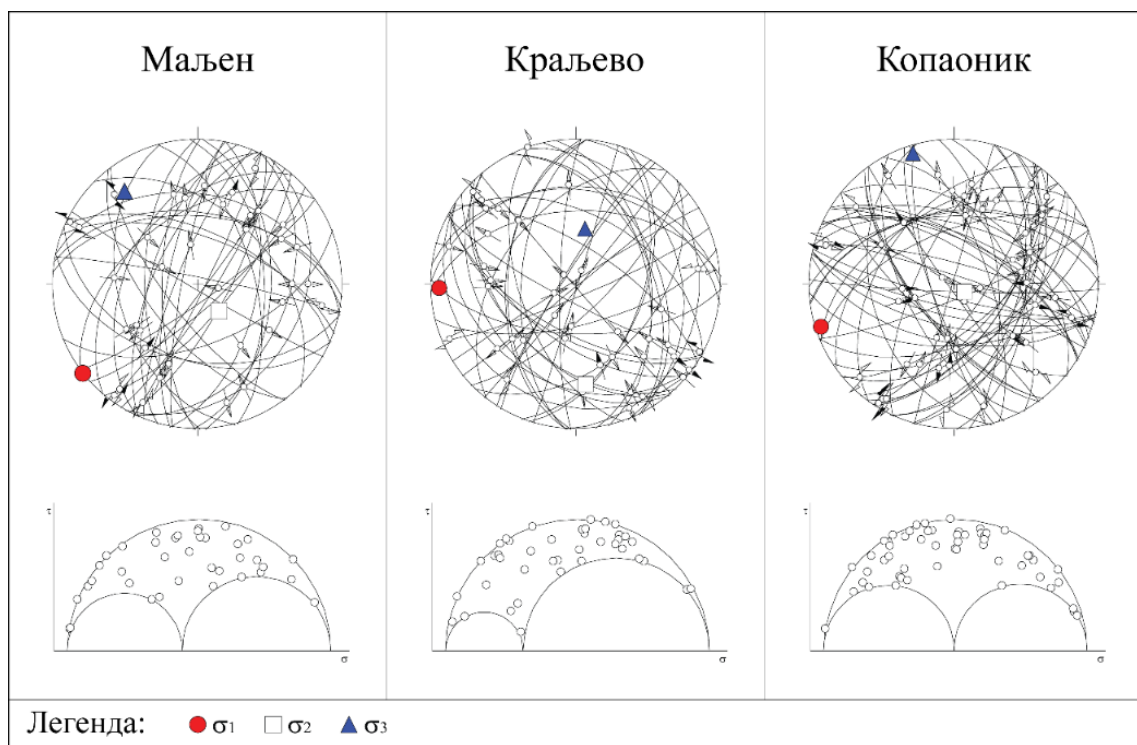
Слика 6.12. Потенцијално активни раседи на подручју сеизмичке зоне Краљева.

Квалитет резултата инверзије фокалних механизма земљотреса одређен је на исти начин као у случају палеострес инверзије (*Heidbach et al. 2008*). Овим поступком врши се процена тачности азимута параметра S_{Hmax} , добијеног формалном инверзијом одређеног броја појединачних фокалних механизма, израчунатих за земљотресе чији се епицентри географски налазе у непосредној близини.

Резултати инверзије су приказани у табели 6.2 и на слици 6.14.



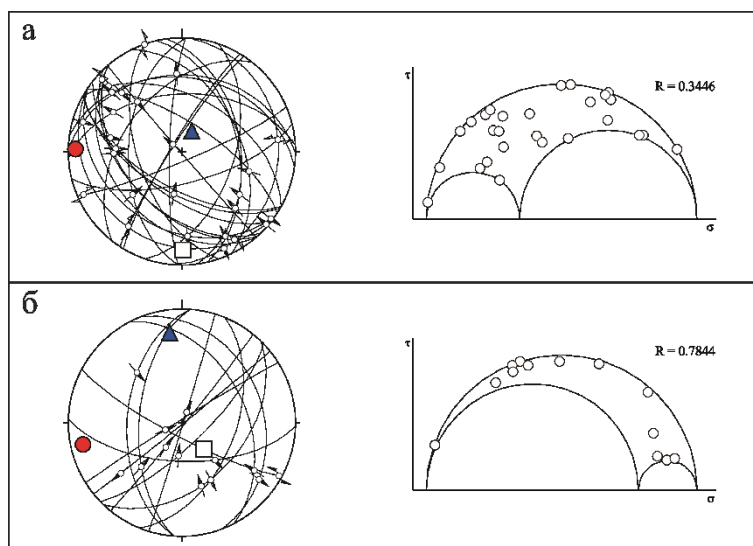
Слика 6.13. Потенцијално активни раседи на подручју сеизмичке зоне Копаоника.



Слика 6.14. Решења девијаторских тензора напона добијених инверзијом фокалних механизма у појединачним сеизмичким подручјима.

Табела 6.2. Резултати инверзије фокалних механизма земљотреса по подручјима.

Подручје	Главне осе напона						подаци			R	Режим	Квалитет
	σ_1		σ_2		σ_3		коришћени	укупно	%			
Маљен	232	00	141	71	322	19	38	38	100	0.4364	транскурентни	a
Краљево	268	07	174	31	009	58	40	40	100	0.2943	транспресиони	a
Копаоник	252	05	126	82	343	06	54	54	100	0.4947	транскурентни	a



Слика 6.15. Решења девијаторских тензора напона добијених инверзијом фокалних механизма у подручју сеизмичке зоне Краљево: а – за земљотресе који су се догодили пре 3.11.2010. године; б – за земљотрес од 3.11.2010. године и његове накнадне ударе.

6.5. Кинематска и динамичка анализа претпостављених активних раседа

У подручју Интерних Динарида у Србији, у склопу три сеизмичке зоне, проучавано је укупно 134 земљотреса магнитуде веће од 3, који су се догодили у периоду од 1972. до краја 2011. године. Ови земљотреси не представљају све забележене сеизмичке догађаје на овом подручју, већ само оне за које су решени фокални механизми. Фокални механизми су искоришћени како за директно поређење израчунатих нодалних равни и руптурног склопа у циљу одређивања највероватнијих раседа који су били активирани током дешавања проучаваних земљотреса, тако и за директну инверзију група фокалних механизма у циљу

одређивања тектонског режима и оријентације тензора напона одговорних за активацију сеизмогених раседа.

6.5.1. Сеизмичка зона Маљена

У сеизмичкој зони Маљена, фокални механизми земљотреса указују на раседање које има и хоризонталну и вертикалну компоненту помака по раседним површима. Преовлађује компресиони стил, па се раседи најчешће активирају као десни или леви реверсни раседи, мада претежно има и транскурентних раседа са нормалном компонентом кретања, али и готово чистих нормалних раседа (слика 6.5). На основу поређења израчунатих фокалних механизма за земљотресе који су се догодили у овом подручју, са картом руптурног склопа, издвојени су потенцијално активни раседи, за које се претпоставља да су били активирани у тренутку дешавања проучаваних земљотреса (слика 6.11). У овој сеизмичкој зони генерално се издвајају два система потенцијално активних раседа. Први овакав систем има опште пружање $I - 3$, а фокални механизми указују на то да је по раседима овог пружања дошло до левих транскурентних кретања. Такође, на основу фокалних механизма може се видети да кретања по овим раседима нису искључиво хоризонталног типа, већ да се они углавном активирају тако да је присутна и мања или већа вертикална компонента помераја, тј. активирају се као леви нормални или леви реверсни раседи. Други систем претпостављених активних раседа има пружање $SSI - J3$ до $SI - J3$, а на основу фокалних механизма земљотреса изводи се закључак да је доминантни помак по овим раседима десни транскурентни. Као и у случају претходног система, фокални механизми показују да се и овај систем раседа ретко активира само у домену чистих транскурентних кретања, већ да је скоро увек присутна и вертикална компонента помераја, па се раседи овог пружања кинематски могу дефинисати као претежно десни реверсни раседи, мада поједини фокални механизми указују и на десне нормалне раседе.

Динамичка анализа претпостављених активираних раседа, тј. инверзија фокалних механизма земљотреса из сеизмичке зоне Маљена указује на то да је у овој

сеизмичкој зони активан транскурентни тектонски режим, са субхоризонталном осом компресије оријентисаном у правцу ЈЗ – СИ и субхоризонталном осом екстензије која тоне ка СЗ. Релативни однос магнитуда главних оса напона износи 0.4364. Као што је већ напоменуто у претходном поглављу, деловањем оваквог тензора напона нису активирани само коњуговани системи раседа оријентисани у складу са позицијом главних оса напона, већ и сви други повољно оријентисани механички дисконтинуитети стенских маса у овом подручју. Највероватније се највећи део сеизмичке енергије ослободио током земљотреса који су се десили услед кретања по раседима генералног пружања И – З, док су се накнадни удари мањих магнитуда претежно дешавали по свим осталим раседима, а доминантно по раседима из другог пара коњугованог система, тј. оним пружања ССИ – ЈЈЗ до СИ – ЈЗ.

6.5.2. Сеизмичка зона Краљева

Слично као и у претходној сеизмичкој зони, и у овом подручју фокални механизми земљотреса показују да су се земљотреси дешавали због активације раседа претежно у компресионом стилу раседања, јер је већина раседа активирана са реверсном компонентом кретања по раседним површима. У овој сеизмичкој зони, због њеног геолошког положаја, поређење оријентације нодалних равни фокалних механизма земљотреса са картом руптурног склопа добијеном анализом сателитског снимка, није дало добре резултате. Разлог за то лежи у чињеници да је централни део ове сеизмичке зоне (у делу око града Краљева) смештен у басену испуњеном миоценским седиментима преко којих леже квартарни седименти (махом флувијалног порекла), па због непоузданости лоцирања раседа на сателитском снимку, у овом делу терена, руптурни склоп није интерпретиран. Тако су раседи добијени анализом руптурног склопа корелисани са нодалним равнима фокалних механизма само у деловима терена који није изграђен од квартарних седимената.

Претпостављени активни раседи груписани су по три пружања: СИ – ЈЗ, ССЗ – ЈЈИ и ЗСЗ – ИЈИ. Фокални механизми земљотреса указују на то да се раседи

пружања СИ – ЈЗ активирају као десни транскурентни раседи, претежно са субхоризонталним линеацијама, тј. јако малим износом вертикалног кретања по раседној површи. Изузетак од овога су два раседа из ове групе који се налазе у југоисточном делу краљевачке сеизмичке зоне, по којима су се догодили земљотреси са ознаком KV002 и KV027. Ове две раседне површи генерално падају ка северу, а поменути фокални механизми показују нормалну компоненту кретања по њима. Раседи пружања ССЗ – ЈЈИ су, на основу фокалних механизма земљотреса, класификовани као десни транскурентни раседи, са јако малим износивама вертикалних кретања по активираним раседним површима. Овој групи раседа припада и Гружански расед, који се налази у долини реке Груже и у претходним истраживањима групе земљотреса, тада груписаним у трстеничку зону, овај расед био је означен као активни расед дуж кога је дошло до ослобађања велике количине сеизмичке енергије. Према северу се овај расед наставља до планине Рудник и даље у сеизмичку зону Маљена и вероватно представља једну од важнијих активних структура у централном делу Србије. Група раседа пружања ЗСЗ – ИЈИ, заправо садржи само један расед корелисан са интерпретираним руптурним склопом, који се налази у западном делу краљевачке сеизмичке зоне. Иако је дефинисан на основу малог броја фокалних механизма, расед који припада овој групи класификован је као леви реверсни, са раседном површи која пада ка ЈЗ.

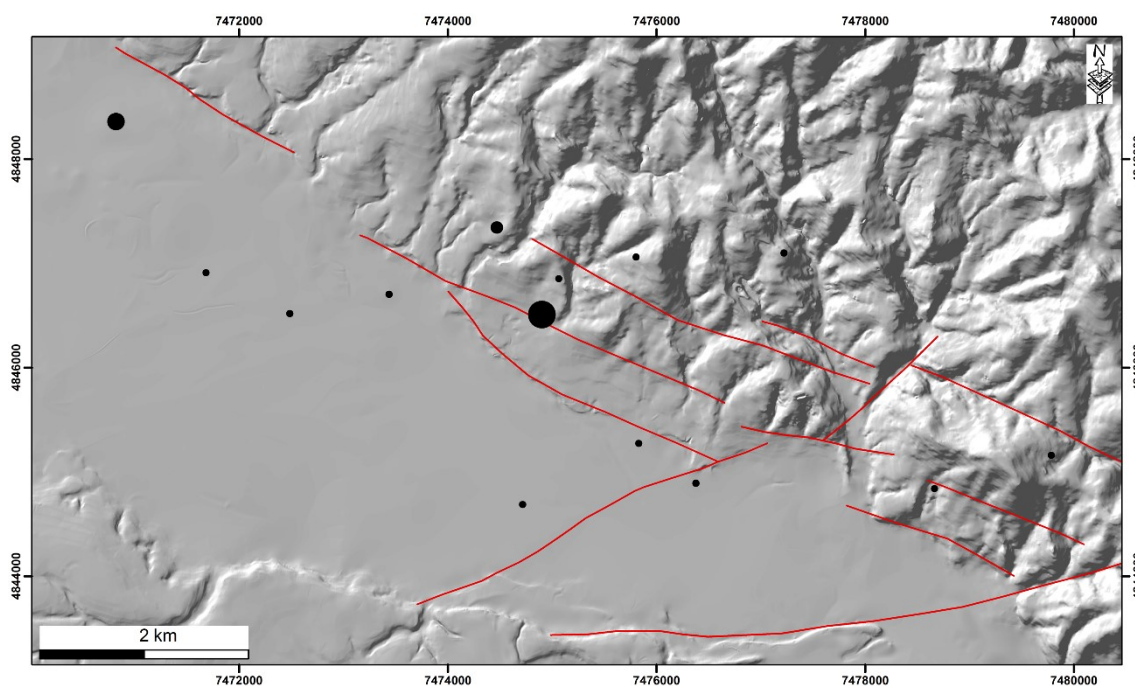
Као што је већ напоменуто, сеизмичка секвенца која је започела земљотресом од 3.11.2010. и настављена је његовим накнадним ударима (и која вероватно траје и даље), садржи земљотресе чији се епицентри налазе у делу терена изграђеном од квартарних седимената. Што се тиче активације раседа који су узроковали поменуте земљотресе, та чињеница није од великог значаја, али су због такве геолошке грађе ефекти кретања по тим раседима готово потпуно невидљиви на сателитским снимцима који су овом приликом коришћени. Као што се може видети са слика 6.3 и 6.12, епицентри земљотреса из ове сеизмичке секвенце се у ситној размери могу пратити по две скоро паралелне линије генералног пружања И – З. Међутим, када се распоред ових епицентара посматра у детаљу, може се уочити да такав распоред епицентара не може да се испрати са великом сигурношћу и да је заправо највероватније да су у току те секвенце активиране

структуре различитог пружања и кинематике, као што показују и фокални механизми. Да би се нодалне равни ових фокалних механизма корелисале са постојећим претпостављеним структурама на терену, било је неопходно извршити додатну интерпретацију руптурног склопа и тако добијене линеаменте пробати повезати са постојећим нодалним равнима. Та интерпретација изведена је на посебно генерисаном дигиталном елевационом моделу резолуције 2.5 метара, и, на основу њега, генерисаном сенченом моделу рељефа. Овакав сет података представља одличну базу за интерпретацију потенцијалних раседа, поготово и оних неотектонски активних, због своје добре резолуције. Међутим, на основу оваквог сенченог модела рељефа није могуће пратити рецентно активне раседе, осим оних наслеђених из неотектонског периода, који имају мали скок по раседној површи, а готово је немогуће картирати раседе са доминантном хоризонталном компонентом кретања. За картирање оваквих раседа, најбоље је извршити геоморфолошко картирање и пратити ефекте рецентне тектонике на геоморфолошке облике и/или речне токове.

Линеаменти интерпретирани у овом уском подручју, у коме се највероватније ослободила највећа количина сеизмичке енергије током краљевачког сеизмичког циклуса од 2010. године, приказани су на слици 6.16.

Корелацијом овако интерпретираних раседа са нодалним равнима израчунатих фокалних механизма земљотреса, може се извести закључак да су у току ове сеизмичке секвенце највероватније активирана два сета раседа, пружања ЗСЗ – ИЈИ и СИ – ЈЗ. Главни земљотрес ове сеизмичке секвенце (KV051) догодио се услед кретања по раседу пружања ЗСЗ – ИЈИ, који је активиран као леви транскурентни расед. Динамичка анализа раседа активних у току ове сеизмичке секвенце показује да су они активирани у трансензионом тектонском режиму, услед деловања тензора напона са субхоризонталном осом максималне компресије генерално оријентисаном у правцу И – З и субхоризонталном осом екстензије оријентисаном у правцу С – Ј. Како је већ наведено у поглављу 6.3, у делу где су описани проучавани земљотреси, ова сеизмичка секвенца анализирана је посебно, због тога што је било очекивано да ће се инверзијом фокалних механизма ових земљотреса добити подаци о локалном пољу напона, које је било активно током дешавања ове секвенце. То је највероватније и случај, при чему се

претпоставља да добијени тензор напона указује на напонско поље узроковано дешавањем земљотреса KV051 и каснијим смиривањем читаве сеизмичке секвенце дешавањем накнадних удара услед активације свих повољно оријентисаних раседа у односу на правац дејства главних оса активног тензора напона.



Слика 6.16. Интерпретација руптурног склопа у подручју северно од града Краљева, у коме је активирана сеизмичка секвенца која је започела 3. новембра 2010. године.

6.5.3. Сеизмичка зона Копаоника

Фокални механизми земљотреса ове сеизмичке зоне, као и у случају претходне две зоне, показују сложени тип раседања, са активацијом великог броја структура различитог пружања. Ипак, поређењем нодалних равни фокалних механизма са интерпретираним руптурним склопом у овом подручју, добијен је положај највероватнијих активних раседних структура (слика 6.13), које су издвојене у облику коњугованих сетова раседа, при чему доминира сет генералног пружања СИ – ЈЗ до С – Ј, док подређени сет раседа има опште пружање И – З. Фокални механизми земљотреса ове сеизмичке зоне указују на то да је кинематика ових раседа таква да се раседи доминантног сета коњугованог пара (СИ – ЈЗ до С – Ј)

активирају као десни транскурентни раседи, док су раседи мање заступљеног сета (И – З) активирани као леви транскурентни раседи. Износ величине хоризонталне и вертикалне компоненте кретања по раседима активираним током дешавања ове сеизмичке секвенце варира од једног до другог фокалног механизма, поготово у случају земљотреса мањих магнитуда. Најјачи земљотреси ове сеизмичке секвенце догодили су се по раседима по којима је дошло готово само до хоризонталног кретања.

Инверзијом фокалних механизма земљотреса из сеизмичке зоне Копаоника израчунат је тензор напона који је активирао раседе по којима је дошло до кретања у току дешавања проучаваних земљотреса. Овај тензор напона указује на транскурентни тектонски режим, са субхоризонталном осом максималне компресије, оријентисаном у правцу ЗЈЗ – ИСИ, и субхоризонталном осом екстензије, оријентисаном у правцу ССЗ – ЈЈИ. Однос релативних магнитуда оса напона је 0.4947, што указује на готово чист транскурентни тектонски режим. Такође, као и у случају претходних сеизмичких зона, и овај тензор напона је активирао различито оријентисане механичке дисконтинуитете, код којих се осим доминантно транскурентних кретања јавља и нормално и реверсно раседање.

6.6. Закључак: активна тектоника Интерних Динарида у домену активне тектонике у југоисточној Европи

На основу анализе фокалних механизма земљотреса у три сеизмичке зоне у Интерним Динаридима у Србији, њихове инверзије у циљу израчунавања тренутно активног тензора напона и детерминације потенцијално активних раседа у овом подручју, предложен је модел активног напонског поља, али и узроци и последице деловања овог поља.

Подручје Интерних Динарида у Србији карактерише се умереном до релативно јаком сеизмичком активношћу, посматрано у складу са тектонским положајем ове зоне и удаљеношћу од места активне колизије између Јадранске микроплоче и Екстерних Динарида. Сеизмичка активност одликује се неретким дешавањем земљотреса чија магнитуда прелази вредност од 5 јединица по Рихтеровој скали.

Та учесталост дефинише се оквирно као дешавање једног земљотреса ове магнитуде у току једне деценије, мада се сеизмичко подручје Копаноника одликује и чешћим појавама земљотреса ових магнитуда. Фокални механизми проучаваних земљотреса указују на то да је сеизмичка активност највећим делом контролисана активацијом два важних система раседа: раседе генералног пружања С – Ј (до ССЗ – ЈЈИ на северу, и до СИ – ЈЗ у централном и јужном делу подручја) карактеришу десна транскурентна кретања, док се раседи општег пружања И – З (до ЗСЗ – ИЈИ) активирају као леви транскурентни раседи.

Сви ови системи раседа ретко се активирају као чисти транскурентни раседи, већ најчешће тако да се земљотреси највећих магнитуда (главни удари) дешавају услед транскурентних кретања са јако малим износом вертикалног у односу на хоризонтални помак по раседној површи, док се њихови накнадни удари дешавају услед кретања по раседима где однос хоризонталне и вертикалне компоненте варира, па се тако и активирани раседи класификују од транскурентних до нормалних/реверсних. Објашњење тога је вероватно релативно једноставно и огледа се у теорији еластичног одскока (детаљно објашњено у поглављу 3.3), као моделу генерисања земљотреса. Ако претпоставимо да се главни удар дешава услед еластичног одскока, тада треба очекивати да се, услед деловања напонског поља какво је тренутно у централном делу Балканског полуострва (транскурентни тектонски режим), тај еластични одскок карактерише транскурентним кретањем (левим или десним, у зависности од пружања раседа који се активира). То представља косеизмичку фазу. Након ње започиње постсеизмичка фаза која се огледа у дешавању накнадних удара и постепеном смиривању тектонских дешавања у тој сеизмичкој зони. Постсеизмичка фаза узрокована је косеизмичком, тј. раседањем које је условило главни удар. Иако је, због прорачуна тензора напона неким методама, неопходно увести поједностављења која говоре о томе да се сви догађаји морају сматрати независним, тј. да кретање по једном раседу не условљава кретање по другом, ови процеси у природи уопште нису тако једноставни. Када би та претпоставка била тачна, тада постсеизмичка фаза уопште не би ни постојала, већ би сваки земљотрес засебно чинио косеизмичку фазу.

Постсеизмичка фаза (или постсеизмичке фазе) у Интерним Динаридима могу се карактерисати другачијим тензором напона у односу на регионални тензор, као и другачијим тектонским режимом, што је и показано у случају постсеизмичке фазе земљотреса у Краљеву од 3.11.2010. године (слика 6.15). Притом, наравно, без обзира на то да ли сами чине косеизмичку фазу или припадају постсеизмичкој фази, сви догађаји заједно морају указивати и на карактеристике регионалног тензора напона који контролише тектонику у ширем подручју. То је, такође, очигледно на основу слике 6.14, где се види да је реконструисани тектонски режим у сеизмичким зонама Интерних Динарида у Србији транскурентни до транспресиони.

Овако реконструисани тектонски режими у сеизмичким подручјима Интерних Динарида у Србији, у складу су са тектонским режимима који су реконструисани у ширем региону у односу на ово истраживано подручје (*Bada et al. 2007; Herak et al. 2009; Павловић и др. 1995; Marović et al. 2002; Mladenović et al. 2014a; Ustaszewski et al. 2014*; детаљније објашњено у поглављу 2.1 овог рада). То значи да је тектоника у истраживаном подручју условљена главним контролним фактором – кретањем Јадранске микроплоче ка ССЗ и њеном ротацијом у смеру супротном од смера кретања казаљке на часовнику. Овакво кретање Јадранске микроплоче у односу на стабилни европски континент, у подручју Интерних Динарида узрокује компресију у општем смеру СИ – ЈЗ, која се манифестује у транскурентном тектонском режиму. Утицај овог регионалног контролног фактора суперпонира се са локалним утицајима, који се највероватније генеришу у склопу постсеизмичких фаза јаких земљотреса. Ови локални утицаји су директна последица раседања које генерише главне сеизмичке ударе, а манифестују се кретањима са мањим или већим износом вертикалне компоненте помака, а не само транскурентним кретањима, као у случају главних сеизмичких удара.

7. Закључна разматрања: Еволуција напонског поља у подручју Интерних Динарида током Алпске орогенезе

Напонско поље у подручју Интерних Динарида у Србији реконструисано је на основу анализе тензора палеонапона који су били активни од краја еоцена до краја миоцена, као и анализе тренутно активних тензора напона. Ова реконструкција главних фаза еволуције напонског поља у подручју Интерних Динарида резултат је интеграције свих резултата добијених теренским структурно-геолошким истраживањима, реконструкције еволуције палеонапона у подручјима Копаоника и Ваљева, као и инверзије фокалних механизма земљотреса који су се догодили у истраживаном подручју. Осим тога, веома важан део ове реконструкције представља интеграција тектонских података са подацима о магматизму, без чега би било готово немогуће детаљно утврдити старости и трајања тектонских фаза, али ни конкретну везу овако реконструисаних тектонских фаза са регионално значајним тектонским процесима који су били активни у Алпско – карпато – балканско – динарском орогеном систему током кенозоика. У даљем тексту дат је приказ главних фаза еволуције напонског поља у истраживаном подручју током Алпског орогеног циклуса (од краја креде до данас).

Горњокредну – горњоеоценску тектонику у подручју Интерних Динарида карактерише период финалне колизије и затварања последњих остатака океана Неотетиса. То је период компресионе тектонике, када је активиран велики број навлака, које у јужном делу имају опште пружање С – Ј, док се према северу њихово пружање мења до СЗ – ЈИ (све време су паралелне са пружањем орогена). Тектонски транспорт утврђен је на основу индикатора смицања, па је тако навлачење у јужним деловима истраживаног подручја имало смер ка западу, док се у севернијим деловима вршило ка ЈЗ (управно на правац пружања активираних навлака). Ово навлачење довело је до метаморфизма у фацији зелених шкриљаца (у Копаоничкој метаморфној серији) који је у појединим деловима достигао и амфиболитску фацију (Студеничка метаморфна серија). Горњокредну – горњоеоценску компресиону фазу карактеришу набори са субвертикалним

аксијалним површима и субхоризонталним осама генералног пружања С – Ј (тзв. набори Динарске фазе).

Наставак ове фазе у домену кртих деформација стенске масе карактерише горњоеоценски – горњоолигоценски период транспресионе до компресионе тектонике, са максималном осом компресије оријентације ССЗ – ЈЈИ. Изузетак од ове оријентације представља оријентација најстарије дисјунктивне фазе на подручју Копаоника, чија је максимална оса компресије имала оријентацију И – З. Разлика у односу на другу деформациону фазу и у односу на оријентације главних оса напона током ове две фазе у северном делу подручја, објашњава се ротацијом мањих тектонских блокова у јужном делу истраживаног подручја, што је документовано за олигоценске вулканите у подручју Копаоника. Претпоставља се да је узрок овакве тектонике исти као и узрок претходне дуктилне тектонске фазе, а то је колизија Јадранске микроплоче и европског континента. Иако компресиона, ова тектонска фаза је у подручју Копаоника могла бити одговорна за олигоценски магматизам. Претпоставља се да је процес деламинације могао да узрокује нагли проток топлоте, што је могло да доведе до парцијалног стапања омотача и формирања магми. Међутим, с обзиром на то да је у горњим деловима коре био активан компресиони тектонски режим, те магме нису могле лако да достигну плиће делове коре, већ су остајале заробљене у магматским коморама на граници средње и горње коре, а само мали део је изнет на површину чиме су образоване киселе/интермедијарне вулканске стене.

Горњоолигоценска – доњомиоценска тектонска фаза карактерише се екстензионим тектоником. Оријентације главне осе екстензије се, у јужном и северном делу истраживаног подручја, разликују, али су у оба дела управна на правац пружања орогена. Тако је на подручју Копаоника реконструисани правац екстензије И – З, док је у подручју Ваљева правац пружања екстензионе осе СИ – ЈЗ. С обзиром на одређену старост ове екстензионе фазе, она може да се корелише са почетном фазом отварања Панонског басена, као и мањих седиментних басена у Динаридима. На Копаонику је ова екстензиона фаза везана за наставак деламинације и почетак процеса повлачења субдукујуће Јадранске плоче (slab retreat process), што је условило почетак екстензије управне на пружање Динарског орогена. Овај процес је такође довео до новог парцијалног стапања у

горњем омотачу и формирања базалтних магми које су, услед почетка екстензионог процеса имале могућност да дођу у плиће делове коре где је дошло до мешања са киселим/интермедијарним магмама у магматским коморама формираним током претходне компресионе фазе. Кристализацијом овако формираних хибридних магми настале су магматске стене које садрже бројне петролошке и геохемијске показатеље процеса мешања магми. С обзиром на различиту оријентацију екстензионе осе у јужном и северном делу истраживаног подручја, остаје нејасно који је узрок ове екстензије у читавом подручју, тј. да ли је: (1) процес деламинације и повлачења субдукујуће Јадранске микроплоче узрок екстензије у оба подручја; (2) процес деламинације и повлачења субдукујуће Јадранске микроплоче узрок екстензије само у подручју Копаоника, а узрок екстензије у подручју Ваљева потиче искључиво од екстензије у панонском региону; (3) екстензија у оба подручја је резултат интерференције екстензије условљене процесом деламинације и повлачења Јадранске микроплоче и оне везане за екстензију у панонском региону. С обзиром на удаљеност ова два подручја и чињенице да је на основу сеизмичке томографије показано непостојање субдукујуће Јадранске плоче у северним деловима (детаљније дискутовано раније), мало је вероватно да је процес (1) одговоран за екстензију у оба подручја. Процеси (2) и (3) вероватно подједнако добро могу да објасне екстензију у читавим Интерним Динаридима у Србији. Међутим, пошто је кинематика раседа и у јужном и у северном делу истраживаног подручја иста, претпоставља се да је процес (3), односно интерференција екстензије условљене деламинацијом и повлачењем субдукујуће Јадранске плоче и оне условљене екстензијом у Панонском басену, вероватнији.

Следећи процес екстензије био је активан од краја доњег миоцена па све до средине горњег миоцена. Овај тектонски процес карактерише оријентација главне екстензионе осе у правцу СЗ – ЈИ, тј. генерално паралелно са правцем пружања Динарског орогена. Ова екстензија је у Интерним Динаридима у Србији довела до формирања екстензионих метаморфних комплекса, од којих су неки ексхумирали старије интрузиве (Копаоник, Жељин, Букуља, Цер), формирања басена на повлатним крилима нормалних раседа благог пада, али и гранитоидног магматизма S-типа (Полумир, дволискунски гранити Цера и Букуље). Узрок ове

екстензије је, као и у случају претходне, био везиван или за изалучну екстензију у Панонском басену, или за изалучну екстензију генетски везану за Егејско – Хеленидски лук. Иако ни један ни други процес не могу бити искључени, претпоставља се да и ова екстензија може бити везана за интерференцију ова два тектонска процеса, или да се може везати за процес откидања субдукујуће Јадранске плоче. Процес откидања субдукујуће Јадранске плоче би могао бити вероватнији, због тога што се екстензија у току тог процеса објашњава у смислу отварања простора за подизање астеносфере и повећања топлотног градијента у кори, што је већ показано као процес који је довео до побољшања екстензије у Панонском басенском систему. Осим тога, сам процес откидања субдукујуће плоче дешава се паралелно са орогеном, што и јесте правац екстензије током ове тектонске фазе.

Најмлађа тектонска фаза, активна и данас у овом подручју, започела је крајем горњег миоцена. Ова тектонска фаза одликује се транспресионим до транскурентним тектонским режимом, при чему је максимална оса компресије оријентисана у правцу СИ – ЈЗ. С обзиром на то да је оријентација главне екстензионе осе остала непромењена од претходне тектонске фазе, ова фаза сматра се наставком претходне екстензионе фазе. Претпоставља се да је ова транскурентна тектонска фаза започела услед јачег утицаја компресије узроковане кретањем ка ССЗ и ротацијом у смеру супротном од смера кретања казальке на часовнику Јадранске микроплоче у односу на стабилни европски континент. То је довело до инверзије седиментних басена, која је забележена како у Панонском басену, тако и у мањим басенима у оквиру Динарида. Ипак, и у току ове фазе дошло је до магматизма, међутим то је био базалтни магматизам мањих размера него у претходним фазама. С обзиром на то да су током ове фазе реактивирани раседи првог реда у Динаридима, они су представљали пут којим су формиране базалтне магме дошле до површине. Исти тензор напона активан је и у рецентно време у Интерним Динаридима. Тај тензор напона изазива транскурентна кретања по два главна система раседа (ССИ – ЈЈЗ и И – З), услед чега се ослобађа највећа количина сеизмичке енергије, мада се утицаји овог регионалног напонског поља суперпонирају са локалним утицајима, узрокованим кретањем мањих тектонских блокова.

8. Литература

- Aki K. 1966. **Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Estimation of earthquake moment, released energy and stress-strain drop from G-waves spectrum.** Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 44: 73 – 88
- Angelier J. 1979. **Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population.** Tectonophysics 56 (3 – 4): T17 – T26
- Angelier J. 2002. **Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among the nodal planes.** Geophys. J. Int. 150: 588 – 609
- Anderson H., Jackson J. 1987. **Active tectonics of the Adriatic region.** Geophys. J. R. Astron. Soc. 91: 937 – 983
- Andrić N., Fügenschuh B., Životić D., Cvetković V. 2014. **The thermal history of the Miocene Ibar Basin (Southern Serbia): new constraints from fission track and vitrinite reflectance data.** Geologica Carpathica, in press
- Annen C., Sparks R.S.J. 2002. **Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt generation in the crust.** Earth and Planetary Science Letters 203: 937 – 955
- Bada G., Horvath F., Dovenyi P., Szafian P., Windhoffer G., Cloetingh S. 2007. **Present-day stress field and tectonic inversion in the Pannonian Basin.** Global and Planetary Change 58: 165 – 180
- Bazylev B., Zakariadze G., Popević A., Kononkova N., Karpenko S., Simakin S. 2006. **Spinel peridotites from Bistrica Massif (Dinaridic ophiolite belt): The possible fragment of a sub-continental mantle.** In: Mesozoic ophiolite belts of the northern part of the Balkan Peninsula; Proceedings of a Conference organized by the Serbian Academy of Sciences & Arts, Belgrade-Banja Luka, 12 – 14

- Barth A., Reinecker J., Heidbach O. 2008. **Stress derivation from earthquake focal mechanisms**. World Stress Map project
- Bennett R.A., Hreinsdottir S., Buble G., Bašić T., Bačić Z., Marjanović M., Casale G., Gendaszek A., Cowan D. 2008. **Eocene to present subduction of southern Adria mantle lithosphere beneath the Dinarides**. *Geology* 35: 3 – 6
- Bergantz G.W., Dawes R. 1992. **Aspects of magma generation and ascent in continental lithosphere**. In: M.P. Ryan (Eds.), *Magmatic Systems*, Academic Press, San Diego, CA. pp. 291 – 317
- Bons P.D., Dougherty-Page J., Elburg, M.A. 2001. **Stepwise accumulation and ascent of magmas**. *Journal of Metamorphic Geology* 19: 627 – 633
- Bons P.D., Druguet E., Castaño L.C., Elburg M.A. 2008. **Finding what is now not there anymore: recognizing missing fluid and magma volumes**. *Geology* 36 (11): 851 – 854
- Borojević-Šoštarić S., Cvetković V., Neubauer F., Palinkaš L., Bernroider M., Genser J. 2012. **Oligocene shoshonitic rocks of the Rogozna Mts. (Central Balkan Peninsula): Evidence of petrogenetic links to the formation of Pb-Zn-Ag ore deposits**. *Lithos* 148: 176 – 195
- Bortolotti V., Kodra A., Marroni M., Mustafa F., Pandolfi L., Principi G.F., Saccani E. 1996. **Geology and petrology of ophiolitic sequences in the Mirdita region (northern Albania)**. *Ofioliti* 21: 3 – 20
- Bortolotti V., Marroni M., Pandolfi L., Principi G. 2005. **Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania**. *Island Arc* 14: 471 – 493
- Bott M.H.P. 1959. **The mechanics of oblique slip faulting**. *Geol. Mag.* 96: 109 – 117
- Brown M., Solar G. 1998. **Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens**. *Journal of Structural Geology* 20 (9-10): 1365 – 1393
- Brun J.-P., Soukoutis D. 2007. **Kinematics of the Southern Rhodope Core Complex (North Greece)**. *Int J Earth Sci* 96: 1079 – 1099

- van Hinsbergen D.J.J., Schmid S. 2012. **Map view restoration of Aegean – West Anatolian accretion and extension since the Eocene**. *Tectonics* 31, TC5005
- Vasković N., Knežević V. 1995. **Petrology of contact metamorphic rocks of the Jaram area (Mt. Kopaonik, Central Serbia)**. *Transact. of the Faculty of Min. and Geol.* 34: 19 – 28
- von Blanckenburg F., Davies J.H. 1995. **Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps**. *Tectonics* 14: 120 – 131
- Vrabec M., Pavlovčič Prešeren P., Stopar B. 2006. **GPS study (1996 – 2002) of active deformation along the Periadriatic fault system in northeastern Slovenia: tectonic model**. *Geologica Carpathica* 57 (1): 57 – 65
- Вуков М. 1989. **Петрологија и геохемија гранитоида Жељина**. Докторска теза. Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет
- Vukov M., Terzić M. 1992. **Metamorphic origin of Željina gabbro-diorite**. *Ann. Géol. Péninsule Balkan* 56/1: 285 – 297
- Вуков М. 1995. **Петролошке карактеристике гранитоидних стена Жељина и Полумира**. Саветовање "Геологија и металогенија Копаоника", 19 – 22. јун 1995. 167 – 185
- Vukov M., Milovanović D. 2002. **The Polumir granite – additional data on its origin**. *Ann. Geol. Péninsule Balkan* 64: 167 – 185
- Вучковић Д., Перишић К. 2011. **Најновија сазнања о сеизмотектонској структури зоне Краљева**. *Изградња* 65 (5-6): 181 – 195
- Gautier P., Brun J-P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L. 1999. **Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments**. *Tectonophysics* 315: 31 – 72
- Gawlick H.J., Frisch W., Hoxha L., Dumitrica P., Krystyn L., Lein R., Missoni S., Schlagintweit, F. 2007. **Mirdita Zone ophiolites and associated sediments in Albania reveal Neotethys Ocean origin**. *International Journal of Earth Sciences* 97: 865 – 881

- Gephart J.W., Forsyth D.W. 1984. **An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence.** J. Geophys. Res. 89: 9305 – 9320
- Главатовић Б. 1988. **Проучавање сеизмичности јужног Јадрана симултаном обрадом групе земљотреса.** Докторска теза. Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет
- Gradstein F., Ogg J., Smith A. 2004. **A Geologic Time Scale 2004.** Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp.
- Grenerczy G., Fejes I., Kenyeres A. 2002. **Present crustal deformation pattern in the Pancardi Region: constraints from Space Geodesy.** EGU Stephen Mueller Special Publication Series 3: 65 – 77
- Grenerczy G., Sella G., Stein S., Kenyeres A. 2005. **Tectonic implications of the GPS velocity field in the northern Adriatic region.** Geophysical Research Letters 32 (L16311)
- Grocott J., Arevalo C., Welkner D., Cruden A. 2009. **Fault-assisted vertical pluton growth: Coastal Cordillera, north Chilean Andes.** Journal of the Geological Society London 166: 295–301
- D'Agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'Anastasio E., Mantenuto S., Selvaggi G. 2008. **Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors.** Journal of Geophysical Research – Solid Earth 113, B12: B12431
- de Leeuw A., Mandić O., Krijgsman W., Kuiper K., Hrvatović H. 2012. **Paleomagnetic and geochronologic constraints on the geodynamic evolution of the Central Dinarides.** Tectonophysics 530 – 531: 286 – 298
- Didier J., Barbarin B. 1991. **The different types of enclaves in granites – Nomenclature.** In: Didier J., Barbarin B. (Eds.) Enclaves and granite petrology. Developments in petrology no. 13, Amsterdam, pp. 19 – 23
- Dimitrijević M. 2001. **Dinarides and the Vardar Zone: a short review of the geology.** Acta Vulcanologica 13: 1 – 8

- Димитријевић М. 1995. **Геологија Југославије**. Геоинститут. Београд
- Dimitrijević M.N., Dimitrijević M.D. 1991. **Triassic carbonate platform of the Drina-Ivanjica element (Dinarides)**. *Acta Geologica Hungarica* 34: 15 – 44
- Dimo-Lahitte A., Monié P., Vergély P. 2001. **Metamorphic soles from the Albanian ophiolites: Petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, and geodynamic evolution**. *Tectonics* 20: 78 – 96
- Đerić N., Gerzina N., Schmid S. 2007. **The age of the Jurassic radiolarian chert formation from the Zlatar Mountains (SW Serbia)**. *Ofioliti* 32: 101 – 108
- Ђоковић И., Маровић М., Стојнић Н., Недељковић С. 1990. **Сеизмотектоника, сеизмички потенцијал и опасност трусног подручја Копаоника**. Рударско-геолошки факултет, Београд
- Egli D. 2008. **Das Kopaonik-Gebirge in Südserbien – Stratigraphie, Strukturen und Metamorphose**. MSc Thesis, University of Basel, Basel
- Zelić M. 2005. **Tectonic History of the Vardar Zone: Constraints from the Kopaonik Area (Serbia)**. PhD Thesis. University of Pisa, Italy
- Zelić M., Agostini S., Marroni M., Pandolfi L., Tonarini S. 2010a. **Geological and geochemical features of the Kopaonik intrusive complex (Vardar zone, Serbia)**. *Ofioliti* 35 (1): 33 – 47
- Zelić M., Marroni M., Pandolfi L., Trivić B. 2010b. **Tectonic setting of the Vardar suture zone (Dinaric – Hellenic belt): The example of the Kopaonik area (southern Serbia)**. *Ofioliti* 35 (1): 49 – 69
- Ilić A., Neubauer F. **Tertiary to recent oblique convergence and wrenching of the Central Dinarides: Constraints from a paleostress study**. *Tectonophysics* 410: 465 – 484
- Jamšek-Rupnik P. 2013. **Geomorphological evidence of active tectonics in the Ljubljana basin**. PhD thesis. University of Ljubljana, Faculty of Natural Sciences and Engineering

- Karamata S. 2006. **The geological development of the Balkan Peninsula related to the approach, collision and compression of Gondwana and Eurasian units.** In: Robertson A.H.F. and Mountrakis D. (Eds.). Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. Geological Society London Special Publications 260: 155 – 178
- Karamata S., Majer V., Pamić J. 1980. **Ophiolites of Yugoslavia.** Ofioliti, Special Issue Tethyan Ophiolites 1: 105 – 125
- Karamata S., Delaloye M., Lovrić A., Knežević V. 1992. **Two genetic groups of Tertiary granitic rocks of central and western Serbia.** Ann Géol Péninsule Balkan 56/1: 263 – 283
- Karamata S., Pécskay Z., Knežević V., Memović E. 1994a. **Origin and age of Rogozna (central Serbia) volcanics in the light of new isotopic data.** Bull Acad Serb Sci 35: 41 – 46
- Karamata S., Vasković N., Cvetković V., Knežević V. 1994b. **The Upper Cretaceous and Tertiary magmatics of the central and eastern Serbia and their metallogeny.** Ann Géol Péninsule Balkan 56/1: 263 – 283
- Karamata S., Korikovskiy S., Kurdyukov E. 2000. **Prograde contact metamorphism of mafic and sedimentary rocks in the contact aureole beneath the Bresovica harzburgite Massif.** In: Karamata S., Janković S. (Eds.). International Symposium Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar zone, Academy of Sciences & Arts Republic of Srpska Vol. 1, Banja Luka, Sarajevo, 171 – 177
- Karamata S., Sladić-Trifunović M., Cvetković V., Milovanović D., Šarić K., Olujić J., Vujnović L. 2005. **The western belt of the Vardar zone with special emphasis to the ophiolites of Podkozarje.** Bulletin, Academie Serbe des Sciences et des Arts, Classe Sci. math. nat. CXXX, 45: 85 – 96
- Kastelic V., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Tiberti M., Valensise G. 2013. **Seismogenic sources in the Adriatic Domain.** Marine and Petroleum Geology 42: 191 – 213

- Knežević-Antonijević S., Arroucau P., Vlahović G. 2013. **Seismotectonic model of the Kraljevo 3 November 2010 Mw 5.4 earthquake sequence**. *Seismological Research Letters* 84: 600 – 610
- Комарницки С., Станић Н. 1991. **Неотектонске карактеристике ширег подручја Копаоника**. Радови Геоинститута, књига 25
- Koroneos A., Poli G., Cvetković V., Christofides G., Krstić D., Pécskay Z. 2011. **Petrogenetic and tectonic inferences from the study of the Mt Cer pluton (West Serbia)**. *Geol. Mag.* 148 (1): 89 – 111
- Kounov A., Burg J-P., Bernoulli D., Seward D., Ivanov Z., Dimov D., Gerdjikov I. 2011. **Paleostress analysis of Cenozoic faulting in the Kraishte area, SW Bulgaria**. *Journal of Structural Geology* 33: 859 – 874
- Lanphere M., Coleman R.G., Karamata S., Pamić J. 1975. **Age of amphibolites associated with Alpine peridotites in the Dinaride ophiolite zone, Yugoslavia**. *Earth and Planetary Science Letters* 26: 271 – 276
- Lesić V., Marton E., Cvetkov V., Tomić D. 2011. **Paleomagnetism of the Latest Oligocene–Miocene extrusive igneous rocks from the Vardar zone and from the Serbian part of the Pannonian basin**. The 4th International Workshop on the Neogene from the Central and South-eastern Europe, Abstracts and Guide of the Excursion, Slovak Republic, pp. 27 – 28
- Logar M., Poharc-Logar V., Vukov M. 1996. **Mineralogical characteristics of magmatic Epidote–Željin (Serbia)**. *Ann Géol Péninsule Balkan* 60/2: 277 – 289
- Lugović B., Altherr R., Raczek I., Hofmann A.W., Majer V. 1991. **Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the Central Dinaric Ophiolite Belt, Yugoslavia**. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106: 201 – 216
- Marović M., Đoković I., Pešić L., Radovanović S., Toljić M., Gerzina N. 2002. **Neotectonics and seismicity of the southern margin of the Pannonian Basin in Serbia**. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series* 3: 277 – 295

- Marović M., Đoković I., Toljić M., Milivojević J., Spahić D. 2007. **Paleogene – Early Miocene deformations of Bukulja – Venčac crystalline (Vardar Zone, Serbia)**. Geološki anali Balkanskog poluostrva 68: 9 – 20
- Marcucci M., Kodra A., Pirdeni A., Gjata T. 1994. **Radiolarian assemblages in the Triassic and Jurassic cherts of Albania**. Ofioliti, Special Issue on Albanian ophiolites: state of the art and perspectives 19: 105 – 115
- Marcucci M., Prela M. 1996. **The Luni zi (Puke) section of the Kalur cherts: radiolarian assemblages and comparison with other sections in northern Albania**. Ofioliti 21: 71 – 76
- Marchev P., Raicheva R., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R. 2004. **Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting**. Tectonophysics 393: 301 – 328
- Matenco L., Radivojević D. 2012. **On the formation and evolution of the Pannonian Basin: Constraints derived from the structure of the junction area between the Carpathians and Dinarides**. Tectonics 31: TC6007
- Matenco L., Toljić M., Ducea M., Stojadinović U., ter Borgh M. 2014. **Superposed orogenic collision and core-complex formation at the present contact between the Dinarides and the Pannonian basin: The Bukulja and Cer Mountains in central and western Serbia**. Tectonics, submitted
- Matoš B. 2014. **Neotectonic and recently active faults in Bilogora mountain area and assessment of their seismogenic potential**. PhD thesis. University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering
- Мемовић Е. 1990. **Петрологија трахи-базалтних стена Рогозне**. Магистарска теза. Универзитет у Београду – Рударско-геолошки факултет. 159 ст.
- Michael A.J. 1987. **Use of focal mechanisms to determine stress: a control study**. J. Geophys. Res. 92: 357 – 368

- Mićić I. 1980. **Contact, pneumatolitic and hydrothermal alterations in igneous rocks of Kopaonik region.** Memoirs du service geol. et geof. XIX, 1 – 138. Belgrade
- Мићић И. 1988. **Терцијарни вулканизам Рогозне.** Записници Српског геолошког друштва за 1985/86: 315 – 318
- Milovanović D. 1984. **Petrology of low metamorphosed rocks of the central part of the Drina-Ivanjica Palaeozoic.** Bulletin du Musée de l'Histoire Naturelle Beograd A39: 1 – 139
- Mladenović A., Trivić B., Antić M., Cvetković V., Pavlović R., Radovanović S., Fügenschuh B. 2014a. **The recent fault kinematics in the westernmost part of the Getic nappe system (Eastern Serbia): Evidence from fault slip and focal mechanism data.** Geologica Carpathica, 65 (2): 147 – 161
- Младеновић А., Тривић Б., Цветковић В., Павловић Р. 2014b. **Прелиминарни резултати о рецентној тектонској активност Интерних Динарида на основу фокалних механизма земљотреса.** Зборник радова XVI Конгреса геолога Србије, Доњи Милановац, 92 – 93. ISBN 978-86-86053-14-5
- Мојсиловић С., Филиповић И., Аврамовић В., Пејовић Д., Томић Р., Баклајић Д., Ђоковић И., Навала М. 1975. **Тумач за лист Ваљево (L34-136).** Савезни геолошки завод, Београд
- Мојсиловић С., Ђоковић И., Баклајић Д., Ракић Б. 1980. **Тумач за лист Сјеница (K34-29).** Савезни геолошки завод, Београд
- Nyman M.W., Law R.D., Morgan S.S. 1995. **Conditions of contact metamorphism, Papoose Flat Pluton, eastern California, USA: implications for cooling and strain histories.** Journal of Metamorphic Geology 13: 627 – 643
- Okrusch M., Seidel E., Kreuzer H., Harre W. 1978. **Jurassic age of metamorphism at the base of the Brezovica peridotite (Yugoslavia).** Earth and Planetary Science Letters 39: 291 – 297

- Ortner H., Reiter F., Acs P. 2002. **Easy handling of tectonic data: the programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows(TM)**. Computers & Geosciences 28: 1193 – 1200
- Павловић Р., Радовановић С., Главатовић Б. 1995. **Јаки земљотреси Копаоника магнитуде $M \geq 4$** . Саветовање "Геологија и металогенија Копаоника", 19 – 22. јун 1995. 243 – 256
- Pamić J. 1993. **Eoalpine to Neoalpine magmatic and metamorphic processes in the northwestern Vardar Zone, the easternmost Periadriatic Zone and the southwestern Pannonian Basin**. Tectonophysics 226: 503 – 518
- Pamić J. 2002. **The Sava-Vardar Zone of the Dinarides and Hellenides versus the Vardar Ocean**. Eclogae geologicae Helvetiae 95: 99 – 113
- Pamić J., Tomljenović B., Balen D. 2002a. **Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: an overview**. Lithos 65: 113 – 142
- Pamić J., Balen D., Herak M. 2002b. **Origin and geodynamic evolution of Late Paleogene magmatic associations along the Periadriatic–Sava–Vardar magmatic belt**. Geodin Acta 15: 209 – 231
- Paterson S.R., Tobisch O.T. 1988. **Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria**. Geology 16: 1108 – 1111
- Paterson S.R., Tobisch O.T. 1992. **Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation**. Journal of Structural Geology 14 (3): 291 – 300
- Petford N., Cruden A.R., McCaffrey K.J.W., Vigneresse J.L. 2000. **Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust**. Nature 408: 669 – 673
- Petford N., Gallagher K. 2001. **Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma**. Earth Planet. Sci. Lett. 5983: 1 – 17

- Prela M. 1994. **Mirdita Ophiolite Project: 1. Radiolarian biostratigraphy of the sedimentary cover of the ophiolites in the Mirdita area (Albania): Initial data.** *Ofioliti* 19: 279 – 286
- Poli G., Tommasini S., Halliday A.N. 1996. **Trace elements and isotopic exchange during acid – basic magma interaction processes.** *Trans R Soc Edinburgh, Earth Sci* 87: 225 – 232
- Pomella H. 2014. **Magnetic fabric of brittle fault rocks.** *Geophysical Research Abstracts (EGU)*. 16: 12505
- Prelević D., Akal C., Foley S.F., Romer R.L., Stracke A., Van Den Bogaard P. 2012. **Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of Southwestern Anatolia, Turkey.** *Journal of Petrology* 53 (5): 1019 – 1055
- Prelević D., Foley S.F., Cvetković V., Romer R.L. 2004. **Origin of minette by mixing of lamproite and felsic magmas in Veliki Majdan, Serbia.** *J Petrol* 45: 759 – 792
- Prelević D., Foley S.F., Romer R.L., Cvetković V., Downes H. 2005. **Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: Constraints on petrogenesis and mantle source characteristics.** *J Petrol* 46: 1443 – 1487
- Prelević D., Foley S. F., Cvetković V. 2007. **A review of petrogenesis of Mediterranean Tertiary lamproites: A perspective from the Serbian ultrapotassic province.** *Geological Society of America, Special Paper* 418: 113 – 129
- Radovanović S. 2003. **Seismic Hazard Maps and Spectra, Results of Catalogue Preparation, Seismotectonic Modeling and Site Class Definitions.** *Proceedings of First International Conference, Science And Technology For Safe Development Of Lifeline Systems Natural Risks: Developments, Tools and Techniques in the CEI Area*, 4 – 5 November 2003, Sofia, Bulgaria

- Rampnoux J.-P. 1970. **Regards sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie-Monténégro oriental): stratigraphie, évolution paléogéographique, magmatisme.** Bulletin Société géologique de France 12/6: 948 – 966
- Ramsay J.G. 1980. **Shear zone geometry: a review.** Journal of Structural Geology 2 (1/2): 83 – 99
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Merle O. 1991. **Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analysis.** Tectonics 10: 257 – 271
- Reinecker J., Heidbach O., Tingay M., Sperner B., Müller B. 2005. **The release 2005 of the World Stress Map** (available online at www.world-stress-map.org)
- Rivera L., Cisternas A. 1990. **Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes.** Bull. Seism. Soc. Am. 80: 600 – 614
- Royden L.H., Horvath F. 1988. **The Pannonian Basin – A study in basin evolution.** In: Royden L.H., Horvath F. (Eds.). AAPG Memoirs 45. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, and Hungarian Geological Society, Budapest. 394 p.
- de Saint Blanquat M., Horsman E., Habert G., Morgan S., Vanderhaeghe O., Law R., Tikoff B. 2011. **Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs.** Tectonophysics 500: 20 – 33
- Schefer S. 2010. **Tectono-metamorphic and magmatic evolution of the Internal Dinarides (Kopaonik area, southern Serbia) and its significance for the geodynamic evolution of the Balkan Peninsula.** PhD thesis. University of Basel, Switzerland
- Schefer S., Egli D., Missoni S., Bernoulli D., Fügenschuh B., Gawlick H.-J., Jovanović D., Krystyn L., Lein R., Schmid S., Sudar M. 2010. **Triassic metasediments in the internal Dinarides (Kopaonik area, southern Serbia): stratigraphy, paleogeographic and tectonic significance.** Geologica Carpathica 61 (2): 89 – 109

- Schefer S., Cvetković V., Fügenschuh B., Kounov A., Ovtcharova M., Schaltegger U., Schmid S. 2011. **Cenozoic granitoids in the Dinarides of southern Serbia: age of intrusion, isotope geochemistry, exhumation history and significance for the geodynamic evolution of the Balkan Peninsula**. *Int. J. Earth Sci.* 100: 1181 – 1206
- Schmid S., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K. 2008. **The Alpine – Carpathian – Dinaride orogenic system: correlation and evolution of tectonic units**. *Swiss J. Geosci.* 101: 139 – 183
- Seghedi I., Downes H. 2011. **Geochemistry and tectonic development of Cenozoic magmatism in the Carpathian – Pannonian region**. *Gondwana Research* 20: 655 – 672
- Shearer P. 2009. **Introduction to Seismology**. Cambridge University Press. 396 pp. ISBN 978-0-511-58010-9
- Sibson R. H. 1977. **Fault rocks and fault mechanisms**. *Journal of the Geological Society* 133 (3): 191 – 213
- Spang J.H. 1972. **Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae**. *Geol. Soc. of America Bull.* 183: 467 – 472
- Sperner B., Ratschbacher L. 1994. **A Turbo Pascal program package for graphical presentation and stress analysis of calcite deformation**. *Z. Dtsch. Geol. Ges.* 145: 414 – 423
- Sperner B., Zweigel P. 2010. **A plea for more caution in fault-slip analysis**. *Tectonophysics* 482: 29 – 41
- Spray J.G., Bébien J., Rex D.C., Roddick J.C. 1984. **Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinaric ophiolites**. In: Dixon J.E. et al. (Eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society London Special Publications 17: 619 – 627
- Stampfli G.M., Borel G. 2004. **The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain**. In:

- Cavazza W., Roure F.M., Spakman W., Stampfli G.M., Ziegler P.A. (Eds). The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, Berlin and Heidelberg, 53 – 80
- Stein S., Wysession M. 2003. **An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure**. Blackwell Publishing. 498 pp. ISBN 0-86542-078-5
- Stojadinović U., Matenco L., Andriessen P.A.M., Toljić M., Foeken J.P.T. 2013. **The balance between orogenic building and subsequent extension during the Tertiary evolution of the NE Dinarides: Constraints from low-temperature thermochronology**. *Global and Planetary Change* 103: 19 – 38
- Stojadinović U. 2014. **Interrelated Orogenic Building and Subsequent Extension at the Contact Between the Dinarides and the Pannonian Basin, Evidence from low-temperature thermochronology**. PhD thesis, Vrije University Amsterdam. ISBN: 978-86-917901-0-3
- Судар М. 1986. **Тријаски микрофосили и биостратиграфија Интерних Динарида између Гучева и Љубишње, Југославија**. Геолошки анали Балканског полуострва 50: 151 – 394
- Thompson A.B. 1996. **Fertility of crustal rocks during anatexis**. *Trans R. Soc. Edinburgh. Earth Sci.* 87: 1 – 10
- Tikoff B., Teyssier C. 1992. **Crustal scale, en-echelon ‘P-shear’ tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem**. *Geology* 20: 927 – 930
- Tranos M., Lacombe O. 2014. **Late Cenozoic faulting in SW Bulgaria: Fault geometry, kinematics and driving stress regimes. Implications for late orogenic processes in the Hellenic hinterland**. *Journal of Geodynamics* 74: 32 – 55
- Trubelja F., Marchig V., Burgath K.P., Vujović Ž. 1995. **Origin of the Jurassic Tethyan ophiolites in Bosnia: A geochemical approach to tectonic setting**. *Geologia Croatica* 48/1: 49 – 66

- Turcotte D.L. 1987. **Physics of magma segregation processes, Magmatic processes: physiochemical principles**. Geochemical Society, Special Publication, 1: 69 – 74
- Урошевић М., Павловић З., Клисић М., Брковић Т., Малешевић М., Трифуновић С. 1970а. **Тумач за лист Нови Пазар (К34-3)**. Савезни геолошки завод, Београд
- Урошевић М., Павловић З., Клисић М., Брковић Т., Малешевић М., Трифуновић С. 1970б. **Тумач за лист Врњци (К34-18)**. Савезни геолошки завод, Београд
- Ustaszewski K., Schmid S., Fügenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W. 2008. **A map – view restoration of the Alpine – Carpathian – Dinaridic system for the Early Miocene**. Swiss J. Geosci. 101, Supplement 1. S273 – S294
- Ustaszewski K., Schmid S., Lugović B., Schuster R., Schlategger U. Bernoulli D., Hottinger L., Kounov A., Fügenschuh B., Schefer S. 2009. **Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and Herzegovina): Implication for the collision of the Adriatic and European Plates**. Lithos 108: 106 – 125
- Ustaszewski K., Kounov A., Schmid S., Schaltegger U., Krenn E., Frank W., Fügenschuh B. 2010. **Evolution of the Adria – Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent-continent collision to back-arc extension**. Tectonics 29, TC6017
- Ustaszewski K., Herak M., Tomljenović B., Herak D., Matej S. 2014. **Neotectonics of the Dinarides – Pannonian Basin transition and possible earthquake sources in the Banja Luka epicentral area**. Journal of Geodynamics 82: 52 – 68
- Franke W. 1992. **Phanerozoic structures and events in Central Europe**. In: Bundell D., Freeman R., Mueller S. (Eds.) A Continent Revealed. The European Geotraverse. Cambridge University Press, pp. 164 – 180

- Fügenschuh B., Schmid S. 2005. **Age and significance of core complex formation in a very curved orogen: Evidence from fission track studies in the South Carpathians (Romania)**. *Tectonophysics* 404: 33 – 53
- Handy M., Ustaszewski K., Kissling E. 2014. **Reconstructing the Alps – Carpathians – Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion**. *International Journal of Earth Sciences* 104 (1): 1 – 26
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B. 2008. **The World Stress Map database release 2008**
- Herak D., Herak M., Tomljenović B. 2009. **Seismicity and earthquake focal mechanisms in North-Western Croatia**. *Tectonophysics* 465: 212 – 220
- Hollister L.S., Crawford M.L. 1986. **Melt enhanced deformation: a major tectonic process**. *Geology* 14: 558 – 561
- Horvath F., Cloetingh S. 1996. **Stress – induced late – stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin**. *Tectonophysics* (266): 287 – 300
- Horvath F., Bada G., Szafian P., Tari G., Adam A., Cloetingh S. 2006. **Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data**. In: Gee D.G., Stephenson R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics, Memoirs. Geological Society, London. Vol. 32: 191 – 206*
- Hutton D.H.W., Reavy, R.J. 1992. **Strike-slip tectonics and granite petrogenesis**. *Tectonics* 11 (5): 960 – 967
- Carosi R., Cortesogno L., Gaggero L., Marroni M. 1996. **Geological and petrological features of the metamorphic sole from the Mirdita ophiolites, northern Albania**. *Ofioliti* 21: 21 – 40
- Цветковић В., Карамата С., Кнежевић-Ђорђевић В. 1995. **Вулканске стене копаоничке области**. Саветовање "Геологија и металогенија Копаоника", 19 – 22. јун 1995. 185 – 195

- Cvetković V., Pécskay Z. 1999. **The Early Miocene eruptive complex of Borač (central Serbia): volcanic facies and evolution over time.** *Geologica Carpathica* 50: 91 – 93
- Cvetković V., Knežević V., Pecskey Z. 2000. **Tertiary igneous formations of the Dinarides, Vardar zone and adjacent regions: from recognition to petrogenetic implications.** In: Karamata S., Janković S. (Eds.) *Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar zone.* The Academy of Sciences and Arts of the Republic of Srpska, Collections and Monographs 1, Dpt. of Natur., Math. and Techn. Sci. 1: 245 – 253
- Cvetković V., Poli G., Prelević D. 2001. **Eruptive history and low-pressure evolution of the Early Miocene Borač eruptive complex (Central Serbia).** In: Downes H., Vaselli O. (Eds.) *Tertiary magmatism in the Dinarides Balkan Peninsula.* *Acta Vulcanologica* 13(1/2): 127 – 143
- Cvetković V., Poli G., Resimić-Šarić K., Prelević D., Lazarov M. 2002. **Tertiary post-collision granitoid of Mt. Kopaonik (Serbia) – Petrogenetic constraints based on new geochemical data.** In: Michalik J., Šimon L., Vozar J. (Eds.) *Proceedings of XVII Congress of Carpathian – Balkan Geological Association,* Bratislava, September 1st – 4th 2002. *Geologica Carpathica* 53
- Cvetković V., Prelević D., Downes H., Jovanović M., Vaselli O., Pécskay Z. 2004. **Origin and geodynamic significance of Tertiary postcollisional basaltic magmatism in Serbia (central Balkan Peninsula).** *Lithos* 73 (3-4): 161 – 186
- Cvetković V., Poli G., Christofides G., Koroneos A., Pécskay Z., Resimić-Šarić K., Erić V. 2007. **The Miocene granitoid rocks of Mt. Bukulja (central Serbia): evidence for Pannonian extension-related granitoid magmatism in the northern Dinarides.** *Europ. J. Mineral.* 19: 513 – 532
- Cvetković V., Šarić K., Pecskey Z., Erić S., Pačevski A. 2011. **The Rudnik Mt. Volcanic and Metallogenic Complex: an Example on Pb-Zn Tertiary Deposit in the Central Balkan Peninsula.** *Proceedings of the 17th Meeting of the Association of European Geological Societies, Belgrade*

- Cloetingh S., Bada G., Matenco L., Lankreijer A., Horvath F., Dinu C. 2006. **Modes of basin (de)formation, lithospheric strength and vertical motions in the Pannonian – Carpathian system: inferences from thermo-mechanical modeling.** In: Gee D.G., Stephenson R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics, Memoirs. Geological Society, London.* Vol. 32: 207 – 221
- Cruden A.R. 1998. **On the emplacement of tabular granites.** *Journal of the Geological Society London* 155: 853 – 862
- Cruden A.R., McCaffrey K.J.W. 2001. **Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt extraction mechanisms.** *Phys. Chem. Earth* 26 (4–5): 303 – 315
- Csontos L., Nagymarosy A. 1998. **The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions.** *Tectonophysics* 297: 51 – 71
- Chiari M., Marcucci M., Prela M. 1994. **Mirdita Ophiolite Project 2: Radiolarian assemblages in the cherts at Fushe Arrez and Shebaj (Mirdita area, Albania).** *Ofioliti* 19: 313 – 318
- Channell J.E.T. and Kozur H.W. 1997. **How many oceans? Meliata, Vardar, and Pindos oceans in Mesozoic Alpine paleogeography.** *Geology* 25: 183 – 186
- Christofides G., Soldatos T., Eleftheriadis G., Koroneos A. 1998. **Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks.** *Acta Vulcanologica* 10 (2): 305 – 318
- Quick J.E.S., Sinigoi S., Mayer A. 1994. **Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea–Verbano zone, Northern Italy.** *Journal of Geophysical Research* 99: 21559 – 21573
- Weber J., Vrabec M., Pavlovčič Prešeren P., Dixon T., Jiang J., Stopar B. 2010. **GPS-derived motion of the Adriatic microplate from Istria Peninsula and Po Plain sites, and geodynamic implications.** *Tectonophysics* 483 (3 – 4): 214 – 222
- Weinberg R.F., Sial A.N., Mariano G. 2004. **Close spatial relationship between plutons and shear-zones.** *Geology* 32 (5): 377 – 380

Wortel M.J.R., Spakman W. **Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean – Carpathian Region**. *Science* 290: 1910 – 1917

Yanev Y., Boev B., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Pecskey Z., Tonarini S., D'Orazio M. 2008. **Late Miocene to Pleistocene potassic volcanism in the Republic of Macedonia**. *Mineralogy and Petrology* 94: 45 – 60

Биографија

Ана Младеновић рођена је 27. јануара 1987. године у Београду. Основну и средњу школу завршила је у Пироту. Након завршене гимназије, школске 2006/2007. године, уписала је основне академске студије на Рударско-геолошком факултету Универзитета у Београду. У току основних студија била је стипендиста стручне организације геофизичара Society of Exploration Geophysicists, и Фонда за младе таленте Министарства омладине и спорта Републике Србије. Укључена је у рад Центра за даљинску детекцију и ГИС на Рударско-геолошком факултету од 2009. године. Била је део двочланог тима који је освојио прво место у квизу Challenge Bowl за подручје Европе и учесник светског финала истог квиза, одржаног у Денверу, САД, у октобру 2010. године. Студије је завршила 2010. године, са просечном оценом 9.86. Дипломски рад са темом: „**Геофизичко-геолошки модел Чачанско-краљевачког басена**“ одбранила је са највишом оценом. Била је студент генерације на Геолошком одсеку Рударско-геолошког факултета у школској 2007/2008, 2009/2010. и 2010/2011. години.

По упису мастер академских студија на Рударско-геолошком факултету била је ангажована као волонтер-демонстратор у настави. Као стипендиста Републичког сеизмолошког завода Србије, била је укључена у рад на пројекту *Harmonization of seismic hazard maps for the Western Balkan countries*, финансираног од стране НАТО-а. Године 2011. стиче академско звање мастер инжењер геологије на Департману за геофизику Рударско-геолошког факултета Универзитета у Београду, одбраном рада са темом „**Структурно-тектонски модел Чачанско-краљевачког басена на основу корелације геофизичких и геолошких података**“. Исте године уписала је докторске студије на студијском програму Геологија на Рударско-геолошком факултету Универзитета у Београду.

Од октобра 2011. године ангажована је на пројекту основних научних истраживања Министарства просвете, науке и технолошког развоја Републике Србије "Магмазизам и геодинамика Балканског полуострва од мезозоица до данас: значај за образовање металичних и неметаличних рудних лежишта", као истраживач-сарадник.

СПИСАК РАДОВА ПРОИСТЕКЛИХ ИЗ ДОКТОРСКЕ ДИСЕРТАЦИЈЕ

Категорија М21

- **Mladenović, A.**, Trivić, B., Cvetković, V. 2015. *How tectonics controlled post-collisional magmatism within the Dinarides: Inferences based on study of tectono-magmatic events in the Kopaonik Mts. (Southern Serbia)*. Tectonophysics, in press, doi: 10.1016/j.tecto.2015.02.001

Категорија М23

- **Mladenović, A.**, Trivić, B., Antić, M., Cvetković, V., Pavlović, R., Radovanović, S., Fügenschuh, B. 2014. *The recent fault kinematics in the westernmost part of the Getic nappe system (Eastern Serbia): Evidence from fault slip and focal mechanism data*. Geologica Carpathica, 65 (2), 147 – 161, doi: 10.2478/geoca-2014-0011

Категорија М33

- **Mladenović, A.**, Petrović, D. 2011. *Stress Condition Determination Based on Focal Mechanism Data: A Case Study on Kraljevo Earthquake*. Proceedings of the 6th Congress of Balkan Geophysical Society, Budapest
- **Mladenović, A.**, Petrović, D. 2012. *Manipulation with Spatial Data to Define Neotectonic Active Faults in the Čačak – Kraljevo basin (Serbia)*. Proceedings of the 4th Congress of Croatian and Hungarian Geomathematicians and 15th Congress of Hungarian Geomathematicians – “Geomathematics as Geoscience”, Opatija, 184 – 191

Категорија М34

- **Mladenović, A.**, Trivić, B., Cvetković, V., Pavlović, R. 2014. *A brittle tectonic history of the Internal Dinarides: an inference based on the paleostress study in the Valjevo area (western Serbia)*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 16, EGU2014-46. EGU General Assembly 2014
- **Mladenović, A.**, Trivić, B. 2014. *Cenozoic brittle tectonic history of the Kopaonik area (Internal Dinarides, Serbia)*. Bul. Shk. Gjeol. 2/2014 – Special Issue, Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania, pp. 19. ISSN 0254-5276

Категорија М53

- **Младеновић, А.**, Тривић, Б., Цветковић, В., Павловић, Р. 2014. *Најмлађа тектонска активност централног дела Вардарске зоне: закључци на основу фокалних механизма земљотреса у околини Краљева*. Записници Српског геолошког друштва, 219 – 221. ISSN 0372-9966

Категорија М64

- **Младеновић, А.**, Тривић Б., Цветковић, В., Павловић, Р. 2014. *Прелиминарни резултати о рецентној тектонској активност Интерних Динарида на основу фокалних механизма земљотреса*. Зборник радова XVI Конгреса геолога Србије, Доњи Милановац, 92 – 93. ISBN 978-86-86053-14-5

Прилог 1.

Изјава о ауторству

Потписани-а Ана Младеновић

број индекса Г802/11

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

Еволуција напонског поља подручја Интерних Динарида у Србији током Алпске

орогенезе

- резултат сопственог истраживачког рада,
- да предложена дисертација у целини ни у деловима није била предложена за добијање било које дипломе према студијским програмима других високошколских установа,
- да су резултати коректно наведени и
- да нисам кршио/ла ауторска права и користио интелектуалну својину других лица.

Потпис докторанда

У Београду, 02.03.2015.



Прилог 2.

Изјава о истоветности штампане и електронске верзије докторског рада

Име и презиме аутора **Ана Младеновић**

Број индекса **Г802/11**

Студијски програм **Геологија**

Наслов рада „Еволуција напонског поља подручја Интерних Динарида у
Србији током Алпске орогенезе“

Ментор **др Бранислав Тривић и др Владица Цветковић**

Потписани/а **Ана Младеновић**

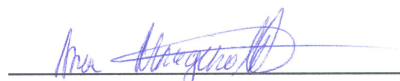
Изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла за објављивање на порталу **Дигиталног репозиторијума Универзитета у Београду**.

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског звања доктора наука, као што су име и презиме, година и место рођења и датум одбране рада.

Ови лични подаци могу се објавити на мрежним страницама дигиталне библиотеке, у електронском каталогу и у публикацијама Универзитета у Београду.

Потпис докторанда

У Београду, 02.03.2015.



Прилог 3.

Изјава о коришћењу

Овлашћујем Универзитетску библиотеку „Светозар Марковић“ да у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду унесе моју докторску дисертацију под насловом:

Еволуција напонског поља подручја Интерних Динарида у Србији током

Алпске орогенезе

која је моје ауторско дело.

Дисертацију са свим прилозима предао/ла сам у електронском формату погодном за трајно архивирање.

Моју докторску дисертацију похрањену у Дигитални репозиторијум Универзитета у Београду могу да користе сви који поштују одредбе садржане у одабраном типу лиценце Креативне заједнице (Creative Commons) за коју сам се одлучио/ла.

1. Ауторство

2. Ауторство - некомерцијално

3. Ауторство – некомерцијално – без прераде

4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима

5. Ауторство – без прераде

6. Ауторство – делити под истим условима

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци, кратак опис лиценци дат је на полеђини листа).

Потпис докторанда

У Београду, 02.03.2015.



1. Ауторство - Дозвољавање умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце, чак и у комерцијалне сврхе. Ово је најслободнија од свих лиценци.

2. Ауторство – некомерцијално. Дозвољавање умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела.

3. Ауторство - некомерцијално – без прераде. Дозвољавање умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела. У односу на све остале лиценце, овом лиценцом се ограничава највећи обим права коришћења дела.

4. Ауторство - некомерцијално – делити под истим условима. Дозвољавање умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца не дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада.

5. Ауторство – без прераде. Дозвољавање умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, без промена, преобликовања или употребе дела у свом делу, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела.

6. Ауторство - делити под истим условима. Дозвољавање умножавање, дистрибуцију и јавно саопштавање дела, и прераде, ако се наведе име аутора на начин одређен од стране аутора или даваоца лиценце и ако се прерада дистрибуира под истом или сличном лиценцом. Ова лиценца дозвољава комерцијалну употребу дела и прерада. Слична је софтверским лиценцама, односно лиценцама отвореног кода.