

UNIVERZITET U BEOGRADU
RUDARSKO-GEOLOŠKI FAKULTET

Maša M. Radivojević

**PETROLOŠKI I GEOHEMIJSKI EFEKTI
PROCESA PARCIJALNOG STAPANJA I
METASOMATIZMA U SUBKONTINENTALNOM
OMOTAČU ISPOD JUŽNE LIBIJE**

doktorska disertacija

Beograd, 2020.

UNIVERSITY OF BELGRADE
FACULTY OF MINING AND GEOLOGY

Maša M. Radivojević

**PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL
EFFECTS OF PARTIAL MELTING AND
METASOMATIC PROCESSES IN THE
SUBCONTINENTAL MANTLE UNDERNEATH
SOUTH LIBYA**

Doctoral Dissertation

Belgrade. 2020.

Mentor:

Prof. dr Vladica Cvetković, redovni profesor, uža naučna oblast: Petrologija, Univerzitet u Beogradu – Rudarsko-geološki fakultet

Komisija za odbranu doktorske disertacije:

Prof. dr Vladica Cvetković, redovni profesor, uža naučna oblast: Petrologija, Univerzitet u Beogradu – Rudarsko-geološki fakultet.

Prof. dr Marinko Toljić, redovni profesor, uža naučna oblast: Dinamička geologija, Univerzitet u Beogradu – Rudarsko-geološki fakultet.

Prof. dr Dejan Prelević, vanredni profesor, uža naučna oblast: Geohemija, Univerzitet u Beogradu – Rudarsko-geološki fakultet.

Prof. dr Miodrag Banješević, vanredni profesor, uža naučna oblast: Rudarstvo i geologija, Univerzitet u Beogradu – Tehnički fakultet u Boru.

Datum odbrane: _____

ZAHVALNOST

Zahvaljujem se prof. dr Vladici Cvetkoviću, svom mentoru, na velikoj podršci i strpljenju tokom izrade doktorske disertacije, kao i na ukazanoj prilici da od 2011. do 2017. godine budem deo velikog projekta MPNTR OII76016 „Magmatizam i geodinamika Balkanskog poluostrva od mezozoika do danas: značaj za obrazovanje metaličnih i nemetalčnih rudnih ležišta“.

Hvala Industrijskom centru za istraživanja (Industrial Research Centre - IRC) iz Tripolija i Geološkom zavodu Srbije iz Beograda što su omogućili uzorkovanje stena koji su korišćeni u ovoj disertaciji.

Želim da se zahvalim svim svojim profesorima i kolegama koji su tokom mog boravka na fakultetu na različite načine bili moji učitelji. Hvala vam!

Od srca hvala prof. dr Vesni Matović i doc. dr Dragani Đurić za svu pomoć, podršku, i prijateljske savete!

Posebno želim da se zahvalim mojim roditeljima, sestri i bratu što su verovali u mene, podržavali me i uvek bili veliki oslonac u životu.

Mom Goranu i Nenadu, za ljubav, razumevanje, ogromnu podršku i strpljenje, neizmerno hvala.

PETROLOŠKI I GEOHEMIJSKI EFEKTI PROCESA PARCIJALNOG STAPANJA I METASOMATIZMA U SUBKONTINENTALNOM OMOTAČU ISPOD JUŽNE LIBIJE

Sažetak

U disertaciji su prikazani rezultati proučavanja kenozojskih bazalta i u njima pronađenih ksenolita iz oblasti Jabal Eghei (južna Libija). Utvrđeno je da su bazalti obrazovani u dvema vulkanskim epizodama; za vreme prve epizode (16-4 Ma) nastali su tranzicioni bazalti (TB), a za vreme druge (4–≤1 Ma) formirani su alkalni bazalti/bazaniti (AB/B). Primarne magme i TB i AB/B nastale su stapanjem sličnog metasomatizovanog granatskog peridotita uz najvažniju razliku u stepenu stapanja (TB: 3–5 %, AB/B: ≤1%). TB pokazuju korelaciju između K/Ar starosti i nekih geohemijskih parametara (npr. La/Ce i K/Nb), što ukazuje da se za vreme prve epizode odvijala postepena promena petrogenetsko-geodinamičkih uslova.

Ksenoliti omotača su pronađeni u mlađim AB/B lavama, dominantno su predstavljeni fertilnim lerzolitom i dele se u dve strukturne grupe: 1) nedeformisani (protogranularni) i 2) deformisani (porfiroklastični ±ekvigranularni) ksenoliti. Nedeformisani ksenoliti su postigli ravnotežu na višim temperaturama (>1000 °C) i osiromašeniji su bazaltnom komponentom (do 10-13 %) od deformisanih (<1000 °C, odnosno 2-7 %), pri čemu obe strukturne grupe sadrže tragove tzv. 'skrivenog' metasomatizma, dok neki deformisani ksenoliti pokazuju tragove i tzv. 'nevidljivog' metasomatizma.

Na osnovu sinteze podataka o bazaltima i ksenolitima predložen je geohemijsko-geodinamički model evolucije gornjeg omotača ispod područja Jabal Eghei u južnoj Libiji, koji obuhvata četiri perioda: 1) predvulkanski period (>20 Ma), 2) vreme metasomatizma (20-16 Ma), 3) period obrazovanja TB (~16 – ~4 Ma), i 4) period zahvatanja ksenolita i erupcije AB/B (~4 – ~1 Ma).

Ključne reči: bazalt, Libijsko vulkansko polje, ksenoliti omotača, litosfera, monoklinični piroksen, peridotit

Naučna oblast: Geo-nauke

Uža naučna oblast: Petrologija

UDK broj: 552.323(612)(043.3)

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL EFFECTS OF PARTIAL MELTING AND METASOMATIC PROCESSES IN THE SUBCONTINENTAL MANTLE UNDERNEATH SOUTH LIBYA

Abstract

The Thesis reports and discusses the results of investigations of late Cenozoic basalts and basalt-borne mantle xenoliths of the Jabal Eghei area (south Libya). The basalts formed during two volcanic episodes, first at 16-4 Ma and second at 4–≤1 Ma, during which transitional basalts (TB) and alkali basalt/basanite (AB/B) originated, respectively. Both TB and AB/B primary melts formed via partial melting of a similar metasomatized garnet-bearing peridotite mantle, with the only difference in the amount of melting, ranging 3–5 %, and ≤1% for TB and AB/B, respectively. TB shows a correlation between the K/Ar ages and some geochemical parameters (e.g., La/Ce and K/Nb), which indicates that the first volcanic episode was associated with gradual changes in petrogenetic-geodynamic conditions.

Mantle xenoliths (found in younger AB/B lavas, only) are represented by fertile lherzolite and are distinguished into: 1) non-deformed (protogranular) and 2) deformed (porphyroclastic ±equigranular) xenoliths. The non-deformed xenoliths equilibrated at higher temperature (>1000 °C) and are more depleted (10-13 %) than the deformed ones (<1000 °C and 2-7 %, respectively). Both groups of xenoliths display evidence of cryptic metasomatism, whereas some non-deformed samples have preserved traces of so-called 'stealth' metasomatism.

The synthesis of all the available data on the basalts and the xenoliths allowed us to propose a simplified model of geochemical-geodynamic evolution of the lithospheric mantle underneath southern Libya; the model involves four different steps: 1) the pre-volcanic period (>20 Ma), 2) the time of metasomatism (20–16 Ma), 3) the formation of TB (16–4 Ma), and 4) the capture of xenoliths and the ejection of AB/B (4–1 Ma).

Key words: basalt, clinopyroxene, Libyan Volcanic Field, lithosphere, mantle xenoliths, peridotite

Scientific field: Geo-sciences

Scientific subfield: Petrology

UDC number: 552.323(612)(043.3)

Sadržaj

1.OPŠTI DEO	1
1.1 Uvod.....	1
1.1.1 Zašto se i kako proučava Zemljin gornji omotač?	1
1.1.2 Subkontinentalni omotač ispod južne Libije.....	3
1.1.3 Ideja, ciljevi istraživanja i polazne hipoteze doktorske disertacije.....	4
1.2 Regionalni geotektonski sklop Libije.....	5
1.2.1 Tektonska struktura libijskog dela severnoafričke platforme.....	5
1.2.2 Kinematika većih raseda.....	7
1.2.3 Kenozojski vulkanizam Libije.....	8
1.3 Metodologija istraživanja.....	9
1.3.1 Terenska ispitivanja.....	10
1.3.2 Laboratorijska ispitivanja.....	10
1.3.2.1 Priprema uzoraka.....	10
1.3.2.2 Optička ispitivanja.....	10
1.3.2.3 SEM-EDS analize.....	12
1.3.2.4 LA-ICP-MS analize sadržaja elemenata u tragovima u monokliničnom piroksenu iz ksenolita.....	15
1.3.2.5 K/Ar radiometrijske odredbe starosti bazalta.....	16
1.3.2.6 Modalna analiza.....	17
1.3.2.7 Obrada podataka.....	17
2. POSEBNI DEO	18
2.1 Poreklo i evolucija neogeno-kvartarnih bazalta područja Jabal Eghei.....	18
2.1.1 Uvod.....	18
2.1.2 Geološke karakteristike područja Jabal Eghei.....	20
2.1.3 Rezultati.....	22
2.1.3.1 K/Ar starosti i podela na vulkanske faze.....	22
2.1.3.2 Vulkanološke i petrografske karakteristike bazalta Jabal Eghei.....	24
2.1.3.2.1 Bazalti prve i druge vulkanske faze.....	24
2.1.3.2.2 Bazalti treće vulkanske faze.....	29
2.1.3.3 Hemijski sastav minerala.....	33
2.1.4 Geohemijske karakteristike bazalta Jabal Eghei.....	35
2.1.4.1 Sadržaji glavnih elemenata i klasifikacija ispitivanih vulkanskih stena.....	35
2.1.4.2 Sadržaji elemenata u tragovima.....	37
2.1.5 Diskusija.....	46
2.1.5.1 Starost bazaltnog vulkanizma područja Jabal Eghei: koliko je bilo magmatskih događaja?.....	46
2.1.5.3 Sastav primarnih magmi.....	48
2.1.5.4 Diferencijacija trazičnih bazalta putem kristalne frakcionacije.....	51

2.1.5.5	Procesi parcijalnog stapanja: geohemijsko modelovanje.....	53
2.1.5.6	Geohemijsko-geodinamičke implikacije.....	57
2.1.6	Zaključak	61
2.2	Karakteristike ksenolita gornjeg omotača ispod južne Libije	62
2.2.1	Uvod.....	62
2.2.1.1	Gde su pronađeni ispitivani ksenoliti područja Jabal Eghei?.....	63
2.2.1.2	Prethodna ispitivanja ksenolita šireg istraživanog područja	64
2.2.2	Geološke karakteristike područja Jabal Eghei	65
2.2.3	Uzorci i metode.....	65
2.2.4	Rezultati	66
2.2.4.1	Petrografske karakteristike i klasifikacija ksenolita Jabal Eghei	66
2.2.4.1.1	Nedeformisani ksenoliti.....	68
2.2.4.1.2	Deformisani ksenoliti.....	72
2.2.4.1.3	Asocijacije sekundarnih minerala u ksenolitima Jabal Eghei	76
2.2.4.2	Hemijski sastav ksenolita Jabal Eghei	81
2.2.4.2.1	Hemijski sastav minerala: glavni elementi.....	81
2.2.4.2.2	Hemijski sastav monoklinočnog piroksena: elementi u tragovima	92
2.2.4.2.3	Hemijski sastav primeraka celih stena ksenolita Jabal Eghei.....	97
2.2.5	Diskusija	103
2.2.5.1	Polazne osnove.....	103
2.2.5.2	Temperature ekvibracije omotača ispod područja Jabal Eghei.....	104
2.2.5.3	Tragovi deformacija u omotaču ispod područja Jabal Eghei	106
2.2.5.4	Stratifikacija u Jabal Eghei omotaču.....	107
2.2.5.5	Efekti osiromašenja bazaltnom komponentom	108
2.2.5.6	Stepen osiromašenja omotača ispod područja Jabal Eghei	111
2.2.5.7	Procesi metasomatizma u omotaču ispod područja Jabal Eghei	117
2.2.5.8	Efekti neravnotežnih reakcija u ksenolitima Jabal Eghei.....	121
2.2.6	Zaključak	123
2.3	Zaključno razmatranje.....	125
2.3.1	Sinteza podataka dobijenih proučavanjem bazalta i ksenolita područja Jabal Eghei	125
2.3.2	Evolucija gornjeg omotača ispod Jabal Eghei – uprošćeni model.....	127
2.3.3	Otvorena pitanja i predlozi za buduća istraživanja	130
3.	LITERATURA	132

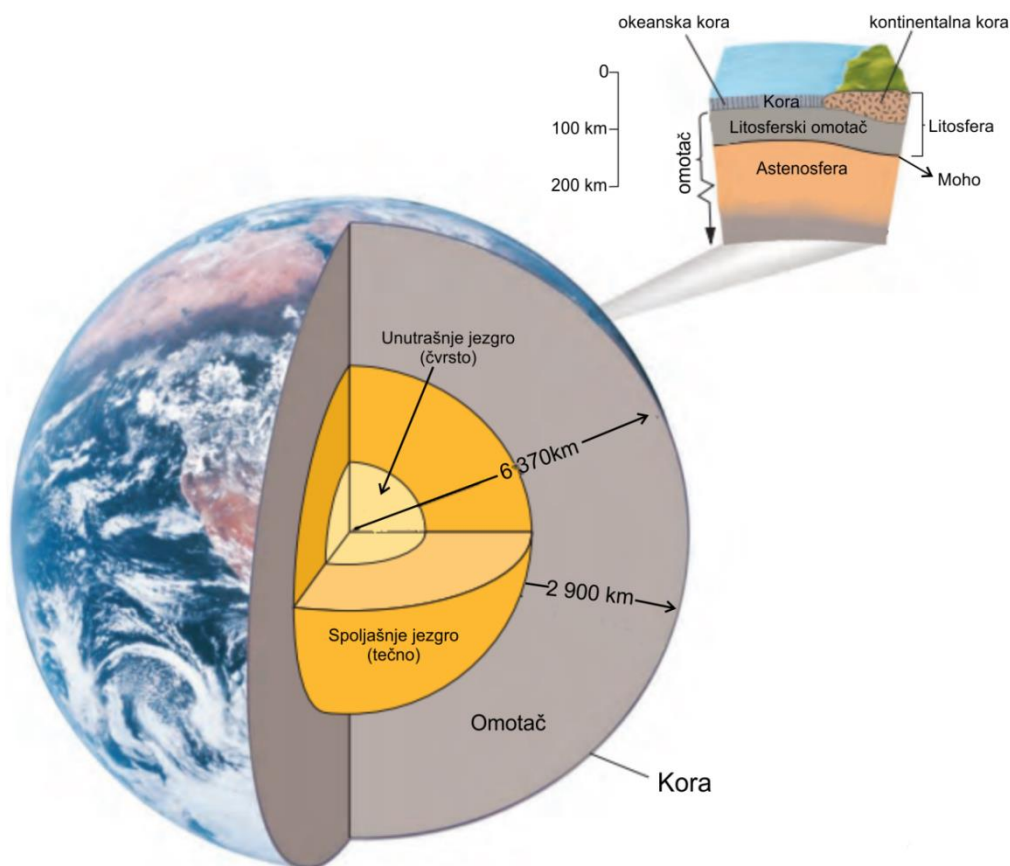
1.OPŠTI DEO

1.1 Uvod

1.1.1 Zašto se i kako proučava Zemljin gornji omotač?

Omotač Zemlje predstavlja njen po zapremini izuzetno značajan deo koji razdvaja Zemljino jezgro od znatno hladnije Zemljine kore. To je i deo u kome se generišu sile, koje pokreću litosferske ploče i na taj način omotač aktivno utiče na geodinamička dešavanja koja su prisutna na samoj površini Zemlje, pa time ima i najdirektniji uticaj na živi svet (Condie, 2005).

Gornji omotač se prostire od Mohorovičićevog diskontinuiteta do dubine od oko 670 km. Litosfera, čija je debljina od oko 50 do oko 150-200 km, predstavlja krut spoljašnji omotač Zemlje, koji uključuje Zemljinu koru i najviši deo gornjeg omotača. Litosfera formira tektonske ploče koje se, po tzv. teoriji o tektonici ploča, kreću po nešto mekšoj i stoga konvektivnoj astenosferi koja se prostire do prosečne dubine od oko 250 km (slika 1). Poput podele Zemljine kore na kontinentalnu i okeansku, tako postoje i kontinentalne i okeanske litosferske ploče. Svojim kretanjem litosferske ploče kontrolišu kompletnu geodinamiku, između ostalog procese kao što su obrazovanje okeanskih basena, formiranje planinskih venaca i magmatizam (Condie, 2005; Hazlett et al., 2006).



Slika 1. Presek kroz Zemlju. Prošireni deo pokazuje poprečni presek litosfere i astenosfere. Moho predstavlja skraćenicu za Mohorovičićev diskontinuitet. Slika je modifikovana po Carlson et al. (2010) i referencama u ovom radu.

Deo gornjeg omotača koji je ugrađen u kontinentalnu litosferu, takozvani subkontinentalni litosferski omotač (eng. *subcontinental lithospheric mantle – SCLM*) predstavlja hemijski, termalni i mehanički granični sloj prema vreljoj i znatno dinamičnijoj (konvektivnoj) unutrašnjosti Zemlje (Griffin et al., 1998). Poznavanje sastava i geološke evolucije subkontinentalnog omotača može nam omogućiti i da bolje sagledamo ali i da predvidimo mnoge geološke procese, pa čak i one na samoj površini. Međutim, neposredno uzorkovanje subkontinentalnog omotača, čak i njegovih najviših delova, najčešće nije moguće, jer se radi o dubinama koje nama nisu direktno dostupne. Zato se proučavanje karakteristika omotača pretežno svodi na (Frost and Frost, 2014):

- *Dokaze dobijene na osnovu karakteristika rastopa koji su poreklom iz omotača.* Sastav parcijalnih rastopa koji su poreklom iz omotača, naročito bazalta srednjookeanskih grebena i okeanskih ostrva u velikoj meri odražava sastav gornjeg omotača (npr. Herzberg and O'Hara, 1998).
- *Odlike sastava stena koje vode poreklo iz omotača.* Uzorci stena omotača mogu se naći na površini Zemlje kao ksenoliti u bazaltoidima ili kimberlitima (npr. Pearson et al., 2003) ili kao ofioliti koji predstavljaju delove gornjeg omotača i okeanske kore, koji su tektonski smešteni (obdukovani) na kontinentalnu podlogu (Coleman, 1971).
- *Karakteristike sastava hondritskih meteorita.* Hondritski meteoriti imaju sličan sastav kao ukupan sastav Zemlje. Sastav omotača može biti utvrđen tako što se od sastava hondrita oduzmu oni hemijski elementi za koje se smatra da izgrađuju koru i jezgro Zemlje (Krot et al., 2007).
- *-Geofizičke dokaze.* Geofizička svojstva omotača, posebno gustina i brzina prolaska seizmičkih talasa, omogućava geolozima da dobiju grubu sliku o strukturi omotača i ideju o njegovom sastavu (npr. Isaak et al., 1992).

Ove različite vrste dokaza ukazuju da je gornji omotač po sastavu peridotit: peridotit u kome po sadržaju dominira olivin, a koji pored toga sadrži i rombični i monoklinični piroksen. Aluminijska faza je takođe prisutna i to kao plagioklas, spinel ili granat. Glavni faktor koji utiče na to koja aluminijumom-bogata faza će biti zastupljena jeste dubina; plagioklas opstaje u najplićem gornjem omotaču, spinel na srednjim dubinama, dok se granat formira u dubljim delovima gornjeg omotača.

Ksenoliti gornjeg omotača najčešće dospevaju na površinu Zemlje u lavama dominantno alkalnog sastava. Termin „ksenoliti omotača“ ili „nodule omotača“ odnosi se na sve uklopke stena i/ili minerala za koje se pretpostavlja da vode poreklo iz gornjeg omotača, a koji su nađeni unutar stena-domaćina (eng. *host rocks*) vulkanskog porekla. Sama reč ksenolit (eng. *xenolith*) potiče od grčkih reči „xenos“ (stranac) i „lithos“ (stena). Ksenoliti omotača omogućuju uvid u sastav litosferskog omotača ispod određenog regiona u trenutku kada su izneti na površinu, odnosno u vreme kristalizacije lave koja ih je iznela na površinu.

Danas je poznato preko 3500 lokaliteta sa vulkanskim stenama u kojima su nađeni ksenoliti omotača. Najveći broj ovih lokaliteta sumarno je opisan u seminalnim publikacijama Nixon (1987) i Menzies (1990). Generalno, ksenoliti omotača se pojavljuju u trima grupama stena, a to su:

- (i) Alkalni bazalti *sensu lato*, koji najčešće obuhvataju alkalne bazalte *sensu stricto*, bazanite, nefelinite i melilite.
- (ii) Lamproiti i lamprofiri (npr. minete, mončikiti i alnoiti i druge).
- (iii) Kimberliti i njima srodne stene (Mitchell, 1995).

Postoji podela ksenolita prema tektonskoj sredini u kojoj su nađeni, to jest u kojoj su nastale njihove stene-domaćini. Tako se mogu izdvojiti ksenoliti koji su na površinu izneti u okeanskoj sredini i oni koji su izneti u kontinentalnoj sredini. Daleko veći broj ksenolita je zastupljeniji u kontinentalnoj nego u okeanskoj sredini. Pored toga, njihovo pojavljivanje u kontinentalnoj sredini može se podeliti na osnovu starosti kore i litosfere. Ksenoliti stabilnih kratonskih i cirkum-kratonskih regija značajno se razlikuju od ksenolita onih oblasti koje su u skorijoj geološkoj prošlosti (<1 Ga) pretrpele mlađe geodinamičke događaje i koje jednim imenom zovemo ne-kratonske (eng. *non-cratonic*) ili izvankratonske (*off-cratonic*) oblasti. Kao generalno pravilo važi da ksenolite u kratonskim i/ili cirkum-kratonskim oblastima na površinu iznose kimberlitske magme, da oni vode poreklo sa dubina od oko 200 km i da po sastavu odgovaraju granatskim peridotitima, dok su ksenoliti u izvankratonskim područjima po pravilu transportovani alkalnim bazaltoidnim magmama, da dolaze sa manjih dubina (<100 km) i da imaju spinel-peridotitski sastav.

S obzirom da ksenoliti omotača nisu tako česta pojava, posebno kada je reč o svežim i neizmenjenim primercima koji su pogodni za različite analize, svaki njihov novi nalaz i svaka mogućnost za njihovo ispitivanje predstavlja jedan veliki izazov. Ovo je posebno bio slučaj sa ksenolitima područja Jabal Eghei, budući da je reč o jedinstvenoj zbirci koja je prikupljena u jednoj izrazito nepristupačnoj oblasti u kojoj, barem u doglednoj budućnosti, neće biti novih istraživačkih ekspedicija.

1.1.2 Subkontinentalni omotač ispod južne Libije

Dosadašnja istraživanja petroloških karakteristika gornjeg omotača ispod današnje Libije uglavnom su bila usmerena na centralne i severne oblasti ove severnoafričke države. Ispitivanja su obuhvatila primenu različitih geofizičkih metoda, a podređeno i proučavanja retkih pojava bazalta i u njima sadržanih ksenolita (Reynolds and Hall, 1976; Beccaluva et al., 2007a; 2008; Miller et al., 2012; Hamdy et al., 2018).

Decenijska proučavanja bazalta dovela su do razvoja dvaju pravaca u razmatranju petrološke i geodinamičke interpretacije formiranja Libijskog bazaltnog vulkanizma čije se krajnje ishodište bez sumnje nalazi u gornjem omotaču. Jedna grupa autora ove pojave bazalta pripisuje pasivnom uspinjanju plitkog astenosferskog omotača usled aktivnih tektonskih procesa (npr. Liégeois et al., 2005). Ovom gledištu idu u prilog i analize starosti vulkanskih stena u različitim provincijama u Libiji, budući da ovi podaci ukazuju da ne postoji korelacija između starosti vulkanizma i geotektonskog položaja vulkanskih centara (Cvetković et al., 2010a). Postoje, međutim, i drugi autori koji mladi bazaltni vulkanizam Libije vezuju za postojanje dubokih pluma u dubljim delovima omotača (npr. Hegazy, 1999).

Sastav ksenolita omotača na teritoriji Libije proučavan je samo u severnim i centralnim delovima, u oblasti Gharyan (Beccaluva et al., 2008, Hamdy et al., 2018) i u regionu jedinog subrecentno aktivnog vulkana Wau en Namus (Miller et al., 2012). Ove studije pružaju jedine podatke o sastavu gornjeg omotača ispod današnje Libije. Rezultati ovih proučavanja pokazuju da su delovi omotača ispod ovih oblasti u Libiji pretrpeli kompleksna parcijalna stapanja kao i različite epizode kasnijeg obogaćenja, odnosno *metasomatizma*. U ovim radovima je dokumentovano da libijska subkontinentalna litosfera pretežno odgovara fertilnim lertzolitima koji su minimalno osiromašeni bazaltnom komponentom.

Geološka evolucija subkontinentalnog omotača ispod Libije ne može biti dovoljno dobro sagledana bez sinteze podataka o ksenolitima sa što više lokaliteta. Problem je, međutim, bio što do sada nije bilo dostupnih ksenolita iz područja južne Libije.

1.1.3 Ideja, ciljevi istraživanja i polazne hipoteze doktorske disertacije

Ideja za izradu ove doktorske disertacije nastala je tokom velikog projekta geološkog kartiranja južnih delova Libije, koji je organizovan u saradnji Industrijskog centra za istraživanja (*Industrial Research Centre - IRC*) iz Tripolija i Geološkog zavoda Srbije iz Beograda. Za vreme prolećne kampanje 2008. godine, mentor doktorske disertacije, prof. dr Vladica Cvetković, obavio je ekspertski rad na terenima područja Jabal Eghei i tom prilikom uzorkovao ksenolite omotača u regionu jednog neimenovanog vulkana s koordinatama $23^{\circ}45'50.0''S$ i $18^{\circ}43'0.0''E$. U toku kasnijih aktivnosti istog projekta geološkog kartiranja, prof. Cvetković je obavio i niz dodatnih konsultacija u vezi s pripremom i analiziranjem uzoraka, obradom analitičkih podataka, kao i s finalnom petrogenetskom interpretacijom za potrebe geoloških karata listova na kojima se nalaze magmatske stene, a posebno bazalti (npr. NF34–1; Toljić and Abu Agrab, 2014).

Budući da su broj raspoloživih uzoraka bazalta, kao i nivo ostvarenih analitičkih podataka za ove stene, daleko premašili potrebe predviđene programom samog geološkog kartiranja, a posebno zbog činjenice da u okviru istog projekta nisu bila planirana nikakva ispitivanja prikupljenih ksenolita, autorka ove doktorske disertacije je prihvatila ideju da se aktivno uključi u libijsko-srpski bilateralni projekat geološkog kartiranja južne Libije, kao i to da rezultati njenog naučnoistraživačkog rada budu na kraju publikovani u dva vida – pojedinačno, kao naučne publikacije u koautorstvu, i u celini, kao samostalni naučni rad, to jest u vidu doktorske disertacije.

Na taj način, čitav doktorski subprojekat bio je podeljen u dve celine:

- 1) rad na obradi svih podataka o bazaltima sa šireg područja Jabal Eghei, koji su prethodno dobijeni iz aktivnosti geološkog kartiranja, uz određenu dopunu rezultatima samostalno obavljenih ispitivanja,
- 2) kompletno samostalan rad na pripremi, analizi i interpretaciji podataka o ksenolitima omotača ispod područja Jabal Eghei, i
- 3) samostalan rad na izradi sinteze svih podataka o subkontinentalnom omotaču ispod područja Jabal Eghei.

Najvažniji naučni ciljevi ove doktorske disertacije bili su sledeći:

1. Utvrđivanje petrološkog i geohemijskog sastava bazalta, kao i njihove starosti, radi rekonstrukcije najvažnijih petrogenetskih procesa koji su vezani za njihovo formiranje, kao što su karakter magmatskog izvora, stepen parcijalnog stapanja, tok magmatske diferencijacije i drugo.
2. Determinisanje petroloških i geohemijskih odlika ksenolita koji su pronađeni u najmlađim alkalnim bazaltima/bazanitima, radi boljeg razumevanja procesa kojima je gornji omotač ispod područja Jabal Eghei u južnom delu Libije zadobio današnji sastav; postizanje ovog cilja bilo je vezano za utvrđivanje korelacije između strukturnih odlika proučavanih ksenolita (to jest stepena deformisanosti) i nivoa njihove osiromašenosti bazaltnom komponentom, što je neophodno i zbog objašnjavanja prirode i efekata metasomatskih procesa.
3. Definisavanje mogućeg uticaja efekata metasomatskih procesa na tok petrogeneze samih alkalnih bazalta koji su izneli ksenolite gornjeg omotača na površinu, odnosno na geohemijski a time i geodinamički afinitet ovih bazalta.
4. Utvrđivanje karakteristika subkontinentalnog omotača ispod južnog dela Libije na osnovu sinteze svih podataka o sastavu peridotitskih ksenolita i alkalnih bazalta iz područja Jabal Eghei.

5. Formulisanje najvažnijih geodinamičkih implikacija i interpretacija geohemijsko-geodinamičke evolucije ovog dela subkontinentalnog omotača severne Afrike; izrada uprošćenog konceptualnog modela.

Prema tome, najvažniji zadatak ove doktorske disertacije jeste da doprinese rekonstrukciji geodinamičke evolucije dela severnoafričke litosfere koji pripada području južne Libije. Ova geodinamička interpretacija ima veliki značaj zbog toga što se područje Jabal Eghei nalazi u blizini Tibesti orogena, pa postoji mogućnost da proučavani subkontinentalni omotač sadrži pokazatelje o drevnim orogenim procesima u Tibesti području. S druge strane, bazalti područja Jabal Eghei pripadaju velikoj kenozojskoj Libijskoj bazaltnoj provinciji, poznatoj pod nazivom Libijsko vulkansko polje (eng. *Libyan volcanic field*; Goudarzi, 1980), stoga je logično očekivati da je subkontinentalni omotač ispod južnih delova Libije pretrpeo promene i tokom ovog magmatizma.

Uzimajući u obzir ove polazne osnove, može se konstatovati da doktorska disertacija ima sledeće tri polazne hipoteze:

1. Sastav subkontinentalnog omotača ispod područja Jabal Eghei još uvek reflektuje procese koji su se dogodili pre neogeno-kvartarnog bazalnog magmatizma koji čini najveći deo Libijskog vulkanskog polja. Na osnovu ove pretpostavke, očekivano je da pojedini ksenoliti pokazuju veće osiromašenje bazaltnom komponentom, odnosno da u većoj meri reflektuju ranije procese parcijalnog stapanja u gornjem omotaču, kao i to da postoji korelacija između njihove strukture i stepena osiromašenja.

2. Ksenoliti iz subkontinentalnog omotača najčešće pokazuju efekte metasomatizma do kojih je došlo neposredno pre glavne faze magmatizma, pa se takav scenario očekuje i za ispitivano područje južne Libije. Za rekonstrukciju ovih metasomatskih događaja od velike je važnosti ispitivanje mineralnih faza koje se nalaze u metasomatskim žilicama ili posebnim nagomilanjima, tzv. metasomatskim džepovima, a koji su detaljno proučavani sa stanovišta strukture i teksture. Pretpostavlja se da je prisustvo ovih metasomatskih domena igralo veliku ulogu i u definisanju geohemijskih karakteristika samih alkalnih bazalta koji su ksenolite izneli na površinu. Naime, povišen sadržaj nekih elemenata u tragovima u ovim bazaltima zahteva prethodno obogaćen ultramafični izvor u omotaču, što se može potvrditi da je alkalni metasomatizam čiji su efekti vidljivi u sastavu proučavanih ksenolita bio odgovoran za aktuelne geohemijske karakteristike bazalta južne Libije, odnosno Jabal Eghei.

3. Najvažnija polazna pretpostavka vezana za geodinamičke uslove pod kojima je došlo do nastanka kenozojskog magmatizma Libije jeste da je reč o pasivnom izdizanju astenosfere usled aktivacije velikih raseda litosferskih razmera (Lustrino et al., 2012). U tom kontekstu, ova hipoteza je direktno povezana s prethodne dve, a protivna hipotezi da je glavnu ulogu u nastanku ovog vulkanizma imala aktivacija pluma iz dubokog omotača (Aït-Hamou et al., 2000).

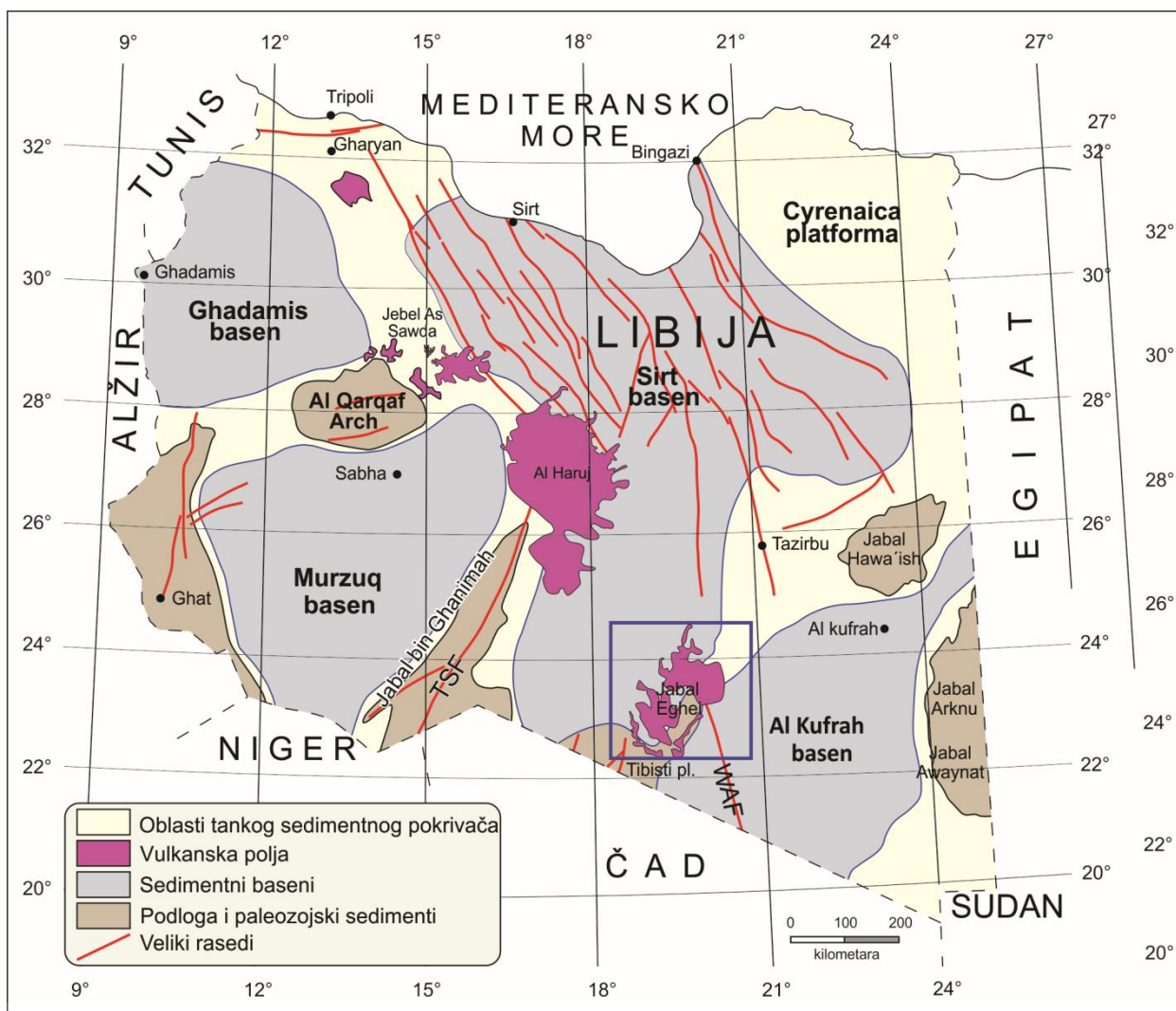
1.2 Regionalni geotektonski sklop Libije

1.2.1 Tektonska struktura libijskog dela severnoafričke platforme

U geotektonskom smislu, Libija se nalazi u severnim delovima afričke platforme koja se karakteriše tektono-stratigrafskom organizacijom u dva geotektonski razdvojena nivoa (2). Donji nivo je predstavljen osnovom platforme, dok je gornji nivo uglavnom sastavljen od stena formiranih unutar fanerozojskih depozicionih sistema. Na ovoj kompleksnoj platformi razvijene su kenozojske

magmatske provincije s vulkanskim stenama uglavnom bazaltnog karaktera, koje se mogu pratiti duž već pomenutog Libijskog vulkanskog polja, poznatog i kao Libijski vulkanski pojas koji se pruža pravcem NNW-SSE, od provincije Gharyan, preko oblasti Jebel Al Sawda i velikog kompleksa Al Haruj, sve do regiona Jabal Eghei koji je predmet ove studije.

Donji nivo platforme grade proterozojski metamorfiti i magmatiti koji su geotektonski sjedinjeni tokom Pan-Afričke tektogeneze (npr. Lucassen et al., 2008). Ove stene su otkrivene na jugu Libije, u području Jabal Bin Ghanimah (Mourizidie) i Jabal Eghei, koja su zajedno često opisivana kao osnova Tibesti orogena, zatim u jugoistočnoj Libiji, u području Jabal Awaynat, kao i u vidu manjih pojava u području Al Qarqaf Arch.



Slika 2. Geotektonska karta Libije modifikovana po Hallet (2002); TSF - *Trans Saharan Fault swarms*, WAF - *Wadi Arnaba Fault*

U regionalno-tektonskom kontekstu proterozojski metamorfiti i magmatiti područja Jabal Awaynat i istočnih delova Jabal Eghei veoma često su interpretirani i kao obodni delovi Nilskog kratona, dok zapadni delovi područja Jabal Eghei i Jabal Bin Ganimah predstavljaju tektonostratigrafske terane koji su remobilisani tokom pan-afričkih orogenih zbivanja (Hallet, 2002; Lucassen et al., 2008). Treba napomenuti i da postoje autori koji proterozojske metamorfite i magmatite Libije smatraju integralnim delovima tzv. metakratona Sahare (npr. Abdelsalam et al., 2011).

Područje Tibestija je deo regionalne strukturne jedinice Tibesti-Sirt Arch (Hallet, 2002), pružanja SI-JZ, koja je tokom paleozoika i mezozoika razdvajala Al Kufrah od Murzuq basena. U podlozi Tibesti orogena svi značajniji elementi tektonskog sklopa pružaju se pravcem SI-JZ, uključujući i tektonske kontakte između formacija, veće rasedne zone i zone smicanja, ose većih nabora, pravce folijacije, kao i s njima konkordantna tektonski mobilisana magmatska tela.

Na severozapadnom delu Libije nalaze se tvorevine paleozojsko-mezozojskog Ghadamis basena, koje su prema jugu graniče sa produktima Murzuq basena. Baseni Ghadamis i Murzuq su međusobno razdvojeni izdignutim segmentom koji se zove Al Qarqaf Arch, a oba ova basena su prema istoku odvojeni od velikog i izduženog Sirt basena ogromnom orogenom strukturom koja na jugu počinje lineamentom Tibesti-Sirt, a prema severu se nastavlja područjem Al Haruj i Jebel Al Sawda.

Ova struktura je u literaturi poznata i kao plato Tripoli-Tibesti (Mamgain, 1980), odnosno Tibesti – Haruj (Hallet, 2002). Basen Sirt predstavlja paleozojsko-mezozojsko-kenozojski depozicioni sistem (Abdunaser and Mc Caffrey, 2014) koji je prema jugoistoku i istoku odvojen od Kufrah basena istočnim krakom Tibesti-Sirt lineamenta kojem pripada i oblast Jabal Eghei. Severni i centralni delovi Sirt basena predstavljaju područja u kojima su razvijene rovosko-horstovske strukture pružanja SZ-JI, dok se južni deo basena odlikuje strukturama pružanja SI-JZ (Carruba et al, 2014). Krajnji severoistočni delovi Libije pripadaju tzv. platformi Cyrenaica (Capitanio et al., 2011).

Najmarkantnija interbasenska struktura je lineament Tibesti-Sirt Arch koji se pruža pravcem SI-JZ. Najvažnije paleogeografske rekonstrukcije (npr. Hallet, 2002) prepoznaju ga kao pozitivnu morfostrukturu koja u geotektonskoj evoluciji Libije egzistira tokom celog paleozoika i mezozoika. Njegovoj istočnoj periferiji pripada geološka podloga vulkanskog kompleksa Jabal Eghei.

1.2.2 Kinematika većih raseda

U severnoj Libiji dominiraju rasedi pružanja SZ-JI, koji su deo tektonskog sklopa severnog dela Sirt basena. Rasedi pružanja SZ-JI kontrolišu rovosko-horstovsku organizaciju severnog dela ovog kredno-tercijarnog basena (Capitanio et al. 2011). Za područje Hun grabena, koji se proteže od Tripolija na severozapadu, do vulkanskog kompleksa Jebel Al Sawda na jugoistoku, rekonstruisano je naponsko polje sa kompresijom orijentisanom pravcem ZSZ-III i ekstenzijom pravca SSI-JJZ, koje je nastalo kao posledica progresivne kolizije interakcije Afričke i Evropske ploče tokom kasnog eocena (Abdunaser and McCaffrey, 2014). Istovremeno su rasedi pružanja IJI-ZSZ bili aktivni kao desne horizontalne strukture, a rasedi pružanja SZ-JI kao levi horizontalni ili gravitacioni rasedi, što je kompatibilno sa tektonskim režimom usled kojeg je tokom gornje krede otvoren Sirt basen (Anketell, 1996).

Zapadni deo vulkanske provincije Al Haruj jeste područje u kome se pružanje regionalnih rasednih struktura i basena menja iz pružanja SZ-JI u pružanje SSI(SI)-JJZ(JZ) (slika 2). Ovo je područje u kome je razvijena južna grana Sirt basena poznata kao Abu Tumayam Trough (Anketell, 1996; Fodor et al., 2005). U području jugozapadno od masiva Al Haruj izdvojen je Mourizide rased, koji predstavlja severozapadni krak složene rasedne zone koja se zove Trans-saharski rasedni sistem (eng. *Trans Saharan Fault swarms - TSF*) (Marović et al., 2013). Asocijacija raseda pružanja SSI-JJZ proteže se od južne margine bazalnog masiva Al Haruj prema pravcu jug-jugoistok. Tokom paleozoika, rasedi koji pripadaju sistemu TSF propagirali su iz geološke podloge u povlatne sedimente, čime su kontrolisali paleogeografske uslove u jugoistočnom delu Murzuk basena (Toljić and Abu Agrab, 2014).

U području zapadne margine masiva Al Haruj rekonstruisano je kenozojsko naponsko polje koje se karakteriše rotacijom ose ekstenzije od Sirt basena prema trogu Abu Tumayam, to jest iz pravca SI-JZ i perpendikularne kompresije u ekstenziju pravca I-Z i kompresijom orijentisanom pravcem N-S. Ovo je interpretirano kao posledica toga što je kinematika bila kontrolisana postojanjem struktura nasleđenih od ranijih tektonskih događaja (Fodor, 2003; Fodor et al., 2005). Posledice ovih deformacija su konstatovane u sedimentima paleogene starosti, dok su njihovi efekti odsutni u kasnoneogenim bazaltima.

Na istočnoj periferiji masiva Al Haruj rasedi nisu brojni i njihovo pretežno pružanja jeste SZ-JI. U neogenu su ovi rasedi bili aktivni kao asocijacija gravitacionih raseda u ekstenzionom naponskom polju orijentisanom pravcem SI-JZ i perpendikularnoj kompresiji. Plio-kvartarna tektonska aktivnost praćena izlivanjem bazalta dešavala se u istom naponskom polju (Marović, 2007b; Cvetković et al., 2010a).

U području Tibestija, kojem pripada i područje Jabal Eghei, svi strukturni elementi koji su nastali u proterozoiku pružaju se pravcem SI-JZ, dok u paleozojskom sedimentnom pokrovu dominiraju rasedi pružanja SZ-JI. Najmarkantniji je rased Wadi Arnaba (eng. *Wadi Arnaba Fault – WAF*; slika 2), koji predstavlja složenu desno-transkurentnu i višefazno aktivnu strukturu duž koje su značajno deformisani paleozojski sedimenti Tibesti orogena. Rased je bio višefazno reaktiviran, a jedna od najznačajnijih aktivnosti ove strukture dogodila se tokom Hercinske tektogeneze, u kompresionom naponskom polju orijentisanom pravcem I-Z. Tokom perioda od neogena do kvartara severozapadni delovi ovog rasednog sistema imali su ulogu dovodnih kanala za transport bazaltnih magmi koje su smeštene u oblasti Jabal Eghei (npr. Toljić and Abu Agrab, 2014).

1.2.3 Kenozojski vulkanizam Libije

U periodu od eocena do kvartara na području severne Afrike bilo je intenzivnog bazalnog vulkanizma. Rezultat ovog vulkanizma jeste i već pomenuto Libijsko vulkansko polje koje se pruža od Tripolija do Tibesti orogena i obuhvata nekoliko velikih provincija: Gharyan, Jabal As Sawda, Al Haruj i Tibesti, odnosno Jabal Eghei. Čitavo Libijsko vulkansko polje pruža se duž jedne regionalne i složene dislokacione zone koja ima pravac pružanja SZ-JI, pri čemu deo ovih struktura tektonski kontroliše zapadnu periferiju Sirt basena.

Lustrino et al. (2012) povezuju razvoj vulkanske aktivnosti u područjima Gharyan, Jebel As Sawda i Al Haruj sa tektonskom evolucijom Sirt basena, a do sličnog zaključka došli su ranije i Cvetković et al. (2010a). Na osnovu modela stvaranja Sirt basena (Anketell, 1996), u kasnom stadijumu njegovog formiranja došlo je do procesa riftovanja, stvaranja normalnih raseda, odnosno horst-graben struktura. Najveći deo ovih struktura nastao je tokom kenozoika u ekstenzionom naponskom polju s pravcem SI-JZ (Fodor et al., 2005; Marović, 2007b).

Bazalti područja Jabal Eghei su prostorno vezani za jugoistočnu periferiju troga Abu Tumajam, koji predstavlja deo margine Sirt basena. Sve važne strukture u proterozojskoj podlozi imaju pružanje SI-JZ i predstavljaju deo Tibesti-Sirt platoa koji je još u paleozoiku razdvajao basene Murzuq i Al Kufrah. Tektonskim spuštanjem podloge Tibesti orogena u paleogenu je otvoren trog Abu Tumajam, čiji sedimenti leže transgresivno preko proterozojskih metamorfita i magmatita područja Mourizide i Tibesti (Toljić and Mehdi, 2007; Toljić and Agrab, 2016). Ovo potanjanje je izvršeno duž ruptura koje se pružaju pravcem SI-JZ i koje su nasleđene od starijih pan-afričkih tektonskih događaja (Toljić and Agrab, 2016). U paleozojskim sedimentima, koji su deo stratigrafske serije

basena Kufrah, opservirane su brojne rasedne strukture među kojima dominiraju rasedi pružanja SZ-JI, a najpoznatiji rased je Wadi Arnaba Fault (WAF; slika 2), koji je interpretiran kao struktura fanerozojske starosti, koja je bivala višefazno reaktivirana.

Stratiformni vulkanski kompleks područja Jabal Eghei nastao je kao rezultat polifazne vulkanske aktivnosti tokom dugog perioda od oligocena do plio-pleistocena. Vulkaniti su prostorno podeljeni u dva bliska bazalna masiva. Kompaktniji masiv se nalazi severoistočno od Wādi Eghei i on je formiran ekstruzijama bazaltne lave, koja je bila kontrolisana rasednim sistemom Wādi Arnaba. Ovo se ogleda u tome što prostorni raspored velikih vulkanskih centara prati pružanje ovog raseda ka severoistoku. Analizom položaja i veličine vulkanskih centara u severoistočnom delu vulkanskog kompleksa može se konstatovati da se najveći broj pretpostavljenih vulkanskih centara nalazi na pružanju Wādi Arnaba Fault, koji prolazi ispod bazalta i pruža se dalje ka severozapadu. Takođe, deo vulkanskih aparata je situiran i u produženju većih struktura prepoznatih u stenama podloge, a koje se pružaju pravcem SI-JZ (Toljić and Abu Agrab, 2014).

Jugozapadni deo vulkanskog područja Jabal Ehgei pokriva stene geološke podloge u kojoj se sve strukture pružaju pravcem SI-JZ. U ovom području nije prepoznata nijedna značajnija struktura koja bi genetski pripadala fanerozojskim tektonskim događajima, a koja bi bila kontrolni faktor vulkanizma. Stoga se može zaključiti da je vulkanizam u ovoj oblasti bio kontrolisan ekstenziono reaktiviranim strukturama koje su nastale mnogo ranije, najverovatnije tokom pan-afričke orogeneze.

1.3 Metodologija istraživanja

Kao što je već u uvodu napomenuto, ova doktorska disertacija predstavlja deo velikog projekta geološkog kartiranja južnih delova Libije, koje je organizovano u saradnji Industrijskog centra za istraživanja iz Tripolija i Geološkog zavoda Srbije iz Beograda. Zbog toga se sva ispitivanja čiji su podaci prikazani u ovoj doktorskoj disertaciji mogu podeliti u dve grupe:

1) *Ispitivanja primeraka bazalta područja Jabal Eghei, koji su prikupljeni tokom kampanje proleće 2008;* ova ispitivanja su najvećim delom izvedena od strane članova projektnog tima Geološkog zavoda Srbije, uz učešće jednog broja profesora sa Univerziteta u Beogradu – Rudarsko-geološki fakultet, dok je jedan broj analiza (npr. SEM-EDS), kao i kompletna obrada analitičkih podataka o ovim stenama i završna petrogenetska i geodinamička interpretacija porekla i evolucije čitavog bazalnog kompleksa Jabal Eghei, predstavljaju rezultat originalnog i samostalnog rada autorke ove doktorske disertacije.

2) *Ispitivanja primeraka ksenolita omotača ispod područja Jabal Eghei, koji su prikupljeni od strane mentora prof. dr Vladice Cvetkovića tokom iste terenske kampanje;* ova ispitivanja su u celini izvedena od strane autorke ove doktorske disertacije – od selekcije primeraka, njihove pripreme za analize, preko samih analiziranja (izuzev analize modalnog sastava), sve do kompletne obrade i sinteze podataka, kao i završne interpretacije geodinamičke evolucije gornjeg omotača ispod područja Jabal Eghei.

U daljem tekstu će biti detaljnije prikazane sve metode i svi postupci koji su primenjeni tokom istraživanja u okviru ove doktorske disertacije.

1.3.1 Terenska ispitivanja

Svi primerci bazalta i ksenolita prikazani u ovoj disertaciji prikupljeni su u terenskoj ekspediciji sprovedenoj 2008. godine u kojoj su učestvovali istraživači Industrijskog centra za istraživanja iz Tripolija, Geološkog zavoda Srbije iz Beograda i Rudarsko-geološkog fakulteta iz Beograda. Podaci o bazaltima koji su tom prilikom prikupljeni na terenu, a koji uključuju strukturne, vulkanološke, petrografske i ostale terenske opservacije, zajedno sa rezultatima analiza, delom su prikazani u tumačima odgovarajućih listova (npr. NF 34-1; Toljić and Abu Agrab, 2014), a delom predstavljaju originalne naučne rezultate ove disertacije, koji su već objavljeni u radu Radivojević et al. (2015); u daljem tekstu disertacije ova publikacija neće više biti navođena.

1.3.2 Laboratorijska ispitivanja

1.3.2.1 Priprema uzoraka

Da bi se izvršila bilo koja vrsta analitičkih ispitivanja na uzorcima, uzorke je neophodno na odgovarajući način pripremiti, i to u zavisnosti od planiranih metoda ispitivanja. S obzirom na to da su se ispitivani ksenoliti nalazili u vidu uklopaka u bazaltu, prvo je bilo neophodno odstraniti delove bazalta.

Nakon toga, jedan deo ksenolita je odvojen za pripremu petrografskih preparata, drugi deo ksenolita je izdrobljen i usitnjen u čeličnom merzeru, a zatim samleven u mlinu sa ahatnim kuglama Retsch PM 200 u Laboratoriji za pripremu uzoraka na Departmanu za mineralogiju, kristalografiju, petrologiju i geohemiju Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta u Beogradu. Tako sprašene probe su pripremljene za dalja geohemijska ispitivanja koja su uključila određivanje sadržaja glavih elemenata kao i elemenata u tragovima u laboratoriji ACME, u Vankuveru (Kanada). Metoda kao i uslovi su opisani u posebnom odeljku (videti dole).

Preostali deo materijala sačuvan za eventualna kasnija ispitivanja ili za geološku zbirku.

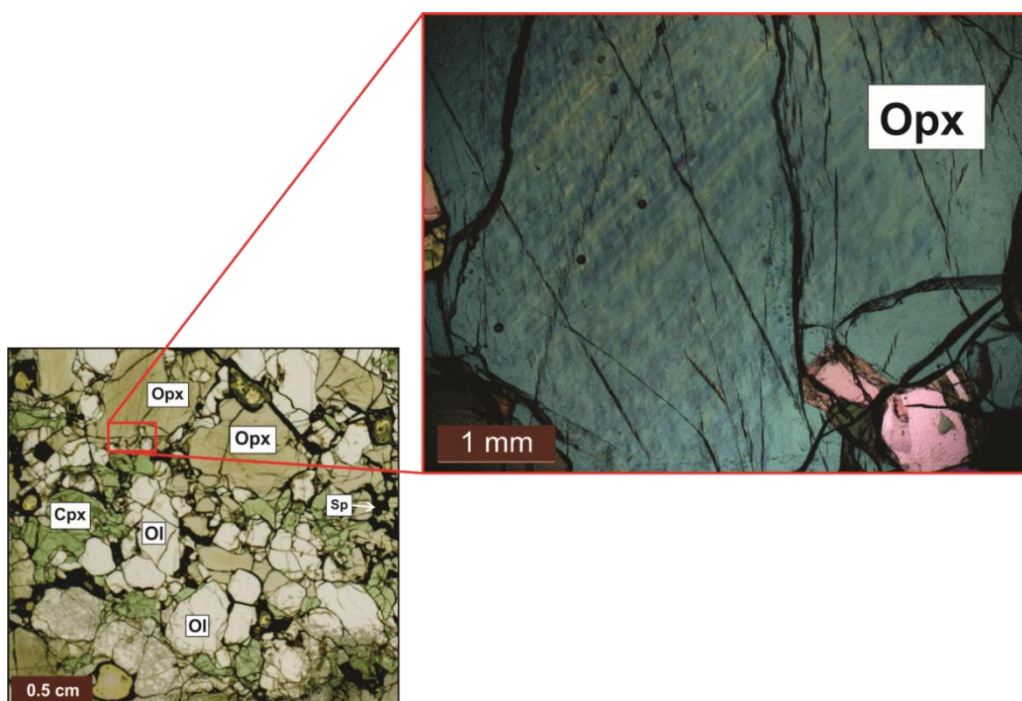
Izrada poliranih preparata obuhvatila je isecanje uzorka u tanke pločice, debljine 0,03 mm, koje su fino polirane i zalepljene za staklenu pločicu. Na ispoliranu površinu se nije lepilo pokrovno staklo, jer bi to onemogućilo analize uzoraka predviđenim instrumenalnim metodama – SEM-EDS i LA-ICP-MS. S druge strane, ovakvi preparati su se koristili i za petrografske analize na polarizacionom mikroskopu.

1.3.2.2 Optička ispitivanja

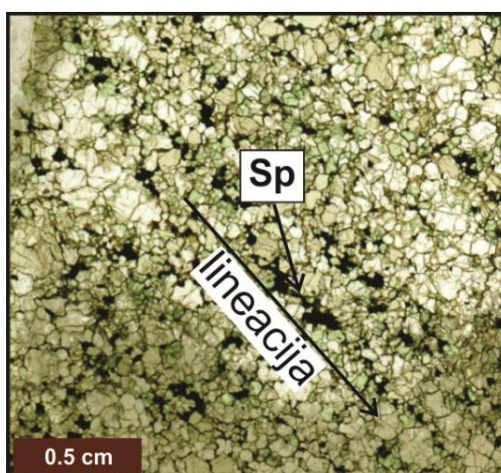
Nakon makroskopske opservacije stena, sledeći korak u petrografskim ispitivanjima jesu mikroskopska ili optička ispitivanja. Petrografska odredba stena izvršena je na nepokrivenim petrografskim preparatima, korišćenjem polarizacionog mikroskopa za propuštenu svetlost marke Leica DMLSP, na Katedri za petrologiju i geohemiju Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta u Beogradu. Digitalna kamera Leica DC 290 HD povezana sa mikroskopom, pomoću programa Leica IM 50 omogućava izradu fotomikrografija koje su korišćene za ilustraciju opisanih karakteristika stena i za pripremu uzoraka za analize na SEM-EDS sistemu. Ovakvim načinom ispitivanja

određeni su sklop stene, strukturne i teksturne karakteristike kao što su oblik i veličina sastojaka, njihovi međusobni odnosi i drugo, a grubo su definisane i prisutne primarne i sekundarne mineralne faze. Na istom mikroskopu urađena su i dodatna optička ispitivanja bazalta.

Preparati ksenolita takođe su i skenirani, a skenirane slike su korišćene radi dodatnog određivanja teksturnih karakteristika. S obzirom na to da su makroskopska ispitivanja uzoraka neizostavna u petrologiji, nekada je pojedinih lakše uočiti na skeniranim preparatima, jer se skenirana slika može uvećati. Ukoliko uzorci stena imaju strukturu čija je veličina znatno veća od vidnog polja u mikroskopu, neke pojedinih kao što su veličina krupnih zrna, kontakt sa okolnim mineralima ili ispucalost (slika 3), kao i pojave koje zahvataju čitav preparat, kao što su lineacija ili specifična nagomilanja minerala, lakše je posmatrati na uvećanom skeniranom preparatu „golim okom“ nego pod mikroskopom (slika 4).



Slika 3. Na slici levo je prikazan skeniran uzorak V-3 proučavanog nedeformisanog ksenolita koji je izgrađen od krupnih zrna olivina (Ol), rombičnog piroksena (Opx), monokličnog piroksena (Cpx) i spinela (Sp); na ovako skeniranom preparatu savim se jasno mogu izdvojiti karakteristike kao što su boja, oblik zrna, način srastanja i ispucalost; slika sa desne strane, koja predstavlja fotomikrografiju izrađenu na polarizacionom mikroskopu predstavlja detalj dela zrna rombičnog piroksena sa leve slike na kome se mogu zapaziti finiji detalji kao što su npr. eksolucione lamele.



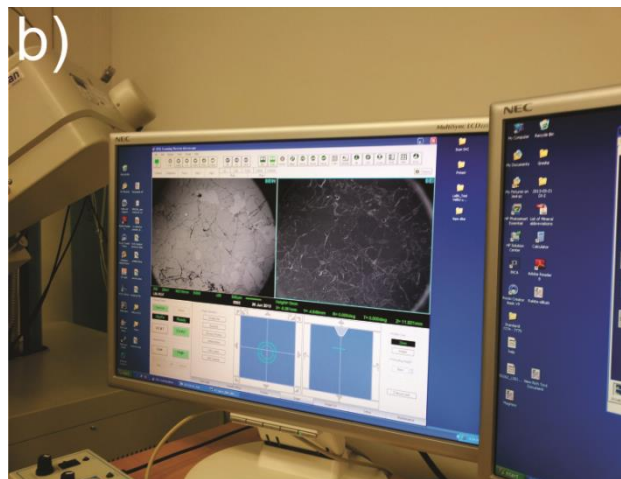
Slika 4. Primer skeniranog preparata deformisanog uzorka V-6 na kome se uočava pravac lineacije koju grade orijentisani sitnozrni agregati spinela; s obzirom na veličinu vidnog polja, ovakvu pojavu je teško zapaziti pod mikroskopom.

1.3.2.3 SEM-EDS analize

Hemijske analize glavnih elemenata u mineralnim fazama svih uzoraka ksenolita, kao i dodatne analize šest reprezentativnih uzoraka bazalta Jabal Eghei (po dva iz svake faze), obavljene su u Laboratoriji za skenirajuću elektronsku mikroskopiju sa energetske-disperzivnom spektrometrijom (SEM-EDS) na Departmanu za mineralogiju, kristalografiju, petrologiju i geohemiju Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta u Beogradu.

Uzorci u vidu nepokrivenih petrografskih preparata, prethodno ispolirani, očišćeni petrol-etrom i osušeni, napareni su slojem grafitu debljine 15 nm pomoću uređaja Leica SCD005, kako bi se omogućila elektroprovodljivost ispitivane površine uzorka. Napareni uzorci su zatim ispitivani skenirajućim elektronskim mikroskopom (SEM), model JEOL JSM-6610LV, koji je povezan sa energetske-disperzivnim spektrometrom (EDS), model Oxford Instruments X-Max SDD 20 mm² (slika 5a, b). Kao izvor elektrona korišćen je volframski žični filament. Potencijal katode bio je 20 kV. Merenja su izvršena pri jačini struje elektronskog snopa od 1,2 nA i u uslovima visokog vakuuma ($\approx 20 \mu\text{Pa}$). Spektar rendgenskih zraka u svakoj analiziranoj tački je prikupljan za vreme od 70 s. Za kvantitativne hemijske analize minerala koji izgrađuju ksenolite i bazalte oblasti Jabal Eghei a koje uključuju analize olivina, rombičnog i monokliničnog piroksena, spinela, magnetita, titanomagnetita, ilmenita, feldspata, nefelina, karbonata, baritan i pentlandita korišćeni su sledeći eksterni standardi:

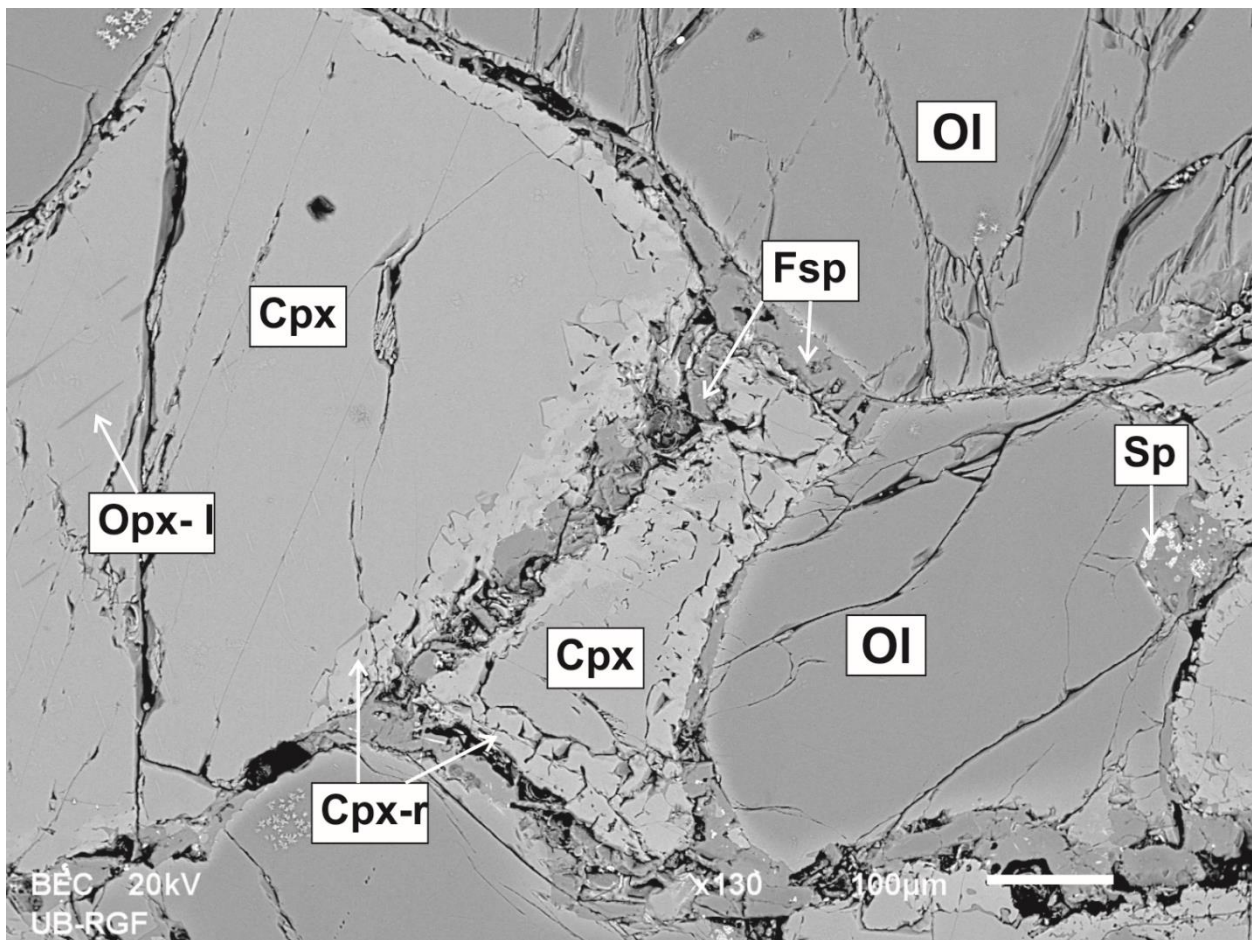
- za magnezijum, gvožđe i silicijum: Mg K-serija, Fe K-serija i Si K-serija iz olivina;
- za aluminijum i natrijum: Al K-serija i Na K-serija iz albita;
- za kalcijum: Ca K-serija iz volastonita;
- za titan: Ti K-serija iz titan-monoksida;
- za hrom: Cr K-serija iz hrom-monoksida;
- nikel: Ni K-serija iz elementarnog nikla;
- mangan: Mn K-serija iz elementarnog mangana;
- stroncijum: Sr L-serija iz stroncijum-difluorida;
- barijum: Ba L-serija iz barita.



Slika 5. Laboratorija za skenirajuću elektronsku mikroskopiju sa energetske-disperzivnim spektrometrom (SEM-EDS) na Departmanu za mineralogiju, kristalografiju, petrologiju i geochemiju Rudarsko-geološkog fakulteta Univerziteta u Beogradu; a) instrument SEM povezan sa EDS-om ; signali sa uzorka se, preko detektora koji su postavljeni u komori za uzorke, prenose elektronskim putem na dva računara. Monitor sa leve strane prenosi snimak sekundarnih elektrona (*secondary electron* - SE) i povratno-rasutih elektrona (*back-scattered electron* - BSE) pri čemu je moguće istovremeno posmatrati dva snimka. b) levi monitor na kome je prikaz toka analiziranja jednog uzorka proučavanog ksenolita omotača oblasti Jabal Eghei.

Svi navedeni eksterni standardi se nalaze u blokovima standarda za mikroanalizu Micro-Analysis Consultants Ltd br. 7774 i 7775. Rezultati analize su prikazani kao sadržaji oksida elemenata iskazani u masenim procentima (tež.%). Granica detekcije elemenata kreće se oko 0,1 do 0,2 tež.%.

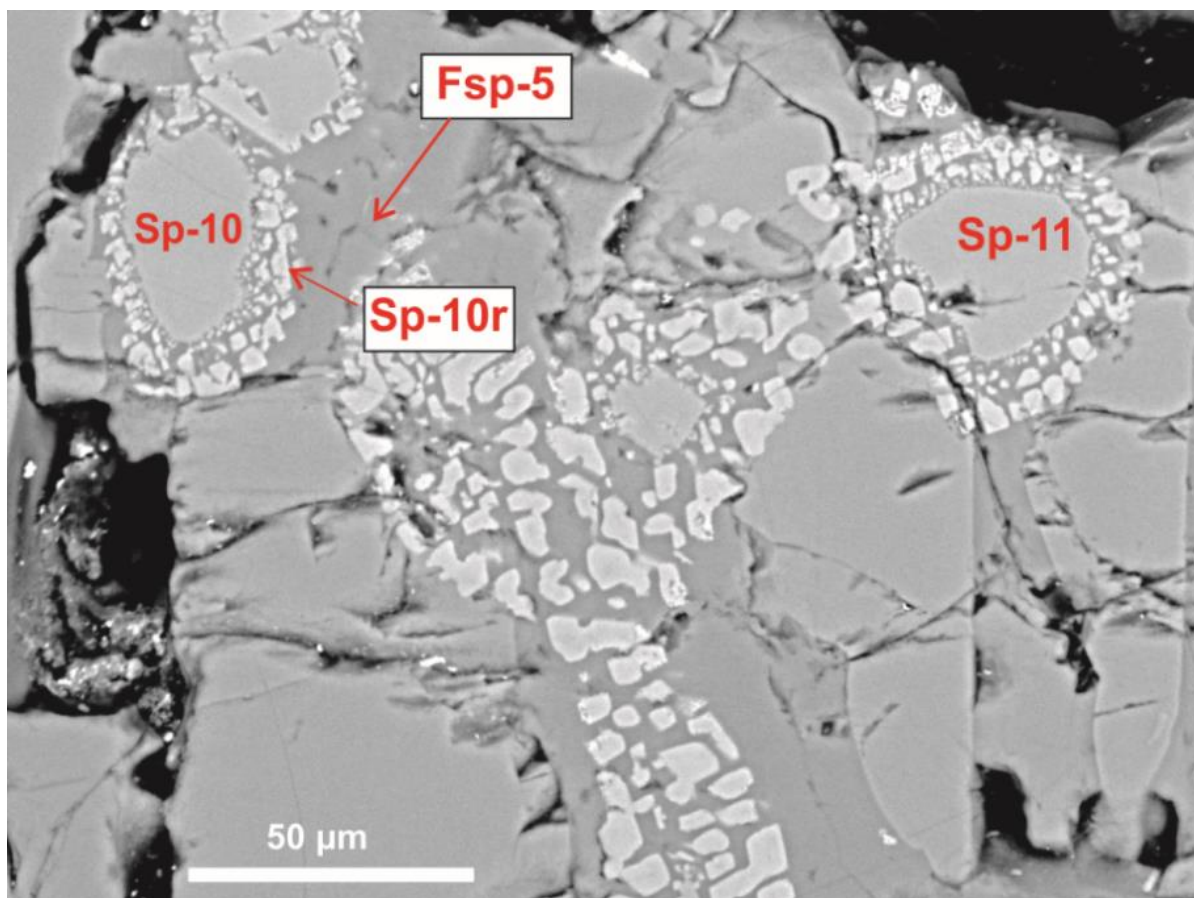
Pri ispitivanju SEM-om urađeni su i elektronski snimci povratno-rasutih elektrona (eng. *back-scattered electrons* – BSE) (slika 6). Materijal izgrađen od težih hemijskih elemenata je na BSE slici svetlije boje, a onaj sastavljen od lakših elemenata je tamnije boje. Na taj način, pomoću slike dobijamo informaciju o razlikama u hemijskom sastavu ispitivanih faza u uzorku. Urađeni su i snimci sekundarnih elektrona (eng. *secondary electrons* - SE) koji vizuelno naglašavaju postojeće razlike u morfologiji faza.



Slika 6. Primer BSE snimka jednog uzorka ispitivanih ksenolita na kome se po bojama i njihovim nijansama razlikuju mineralne faze, kao i detalji koji ne mogu da budu uočljivi na petrografskom mikroskopu; objašnjenje za skraćenice: Ol - olivin, Opx - rombični piroksen, Cpx - monoklinični piroksen, Sp - spinel, Fsp - feldspat, r - rub, l - lamela.

Zbog male zapremine ispitivanog mineralnog zrna, što je bilo posebno značajno pri ispitivanju spinela, elektronski snop SEM analize može izazvati pobuđivanje elemenata ne samo u ispitivanom zrnu već u njegovoj neposrednoj okolini. Na primer, ako se sitno zrno spinela (sp) (manje od 1-2

μm) nalazi u okruženju feldspata (fsp) (slika 7), u rezultatima SEM-EDS analize biće prisutni i oksidi koji izgrađuju feldspat (SiO₂, Al₂O₃, CaO, i drugi).



Slika 7. Primer zrna spinela (Sp) sa rubovima (Sp-r) izuzetno malih dimenzija koje se nalaze u okruženju feldspata (Fsp); zbog veličine zrna spinela elektronski snop će, prilikom izrade hemijskih analiza, zahvatiti i okolinu analiziranog zrna, pa će dobijena hemijska analiza sadržavati i okside materijala iz okoline.

Iz tog razloga, ovakva hemijska analiza nije pouzdana; međutim, jednostavnim proračunom može da se odredi približni (indikativni) sastav rubova spinela. Uz pretpostavku da sav SiO₂ potiče iz feldspata, na osnovu hemijske analize feldspata izračunava se i doprinos ostalih oksida koji izgrađuju feldspat (proporcionalno sadržaju SiO₂).

U sledećem koraku se rezultati analize sitnog spinelskog zrna umanjuju za doprinos odgovarajućih oksida koji izgrađuju feldspat, tj. neposrednu okolinu zrna. Naravno, računski se dobija da je ovako umanjena suma oksida značajno niža od 100%, što svakako smanjuje pouzdanost analize. Međutim, i na osnovu tako korigovane analize, moguće je na uobičajeni način izračunati strukturnu (kristalohemijsku) formulu ispitivanog spinela (tabela 1).

Iz primera navedenog u tabeli 1 (videti ispod), dobijena je formula:

$(Mg_{0.783}Fe_{0.189}Ca_{0.013}Mn_{0.007})_{0.993}(Al_{1.663}Cr_{0.337}Ti_{0.007})_{2.007}O_4$ koja se veoma dobro uklapa u opštu strukturnu formulu spinela - BA₂O₄, tj. po hemijskom sastavu je najbližnji krajnjem članu MgAl-spinelu (mineralu spinelu užem smislu).

Tabela 1. Primer određivanja indikativnog sastava rubova spinela

V-7	sp10r	fsp5	F1 * fsp5	[sp10r - F1 * fsp5]	sp10r - F1 * fsp5	sp10r preračunat		
						F2 * (sp10r - F1 * fsp5)	molarni odnos	strukturna formula
SiO ₂	4.7	59.0	4.7	0.0	0.0	0.0	0.000	0.00
TiO ₂	0.3	0.2	0.0	0.3	0.3	0.4	0.004	0.01
Al ₂ O ₃	50.8	25.8	2.0	48.8	48.8	53.9	1.057	1.66
FeO	7.9	0.3	0.0	7.8	7.8	8.6	0.120	0.19
MnO	0.3	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3	0.004	0.01
MgO	18.2	0.0	0.0	18.2	18.2	20.1	0.498	0.78
CaO	1.0	7.0	0.6	0.4	0.4	0.5	0.008	0.01
Na ₂ O	0.0	6.5	0.5	-0.5	0.0	0.0	0.000	0.00
K ₂ O	0.0	0.8	0.1	-0.1	0.0	0.0	0.000	0.00
Cr ₂ O ₃	14.7	0.0	0.0	14.7	14.7	16.3	0.214	0.34
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.000	0.00
Total	97.8	99.5	7.8		90.5	100.0	1.91	3.00
F1 (SiO ₂ [sp10r] / SiO ₂ [fsp5])			0.0789					
F2 (100/Total[sp10r - F1 * fsp5])			1.1048					
A (molarna suma trovalentnih metala)							1.276	2.007
B (molarna suma dvovalentnih metala)							0.631	0.993
<i>direktna analiza spinela</i>	<i>direktna analiza feldspata</i>	<i>doprinos feldspata u analizi</i>	<i>razlika spinel - doprinos feldspata</i>	<i>ista razlika (uklonjene eventualne negativne vrednosti)</i>	<i>razlika normalizovana na 100% (očekivani maseni sastav spinela)</i>	<i>molarni odnos katjona u spinelu</i>	<i>strukturna formula bazirana na 3 katjona</i>	

1.3.2.4 LA-ICP-MS analize sadržaja elemenata u tragovima u monokliničnom piroksenu iz ksenolita

Koncentracije elemenata u tragovima, kao i elemenata retkih zemalja u monokliničnim piroksenima iz ksenolita Jabal Eghei, određene su metodom laserske ablacije sa indukovano-spregnutom plazmom i masenom spektrometrijom (LA-ICP-MS) na Univerzitetu Johannes Gutenberg u Majncu u Nemačkoj. Tom prilikom korišćen je laser ArF EXCIMER (talasna dužina 193 nm, NWR193 system by esi/NewWave), povezan sa Agilent 7500ce 80 ICP-MS sistemom (slika 8). Sakupljanje analitičkih signala sa pojedinačnih analiziranih zrna trajalo je najmanje po 60 s, pri gustini energije lasera od 2,71 do 3,12 J/cm² i frekvenciji od 10 Hz. Helijum i argon su korišćeni kao noseći gasovi. Merenja su vršena u tačkama prečnika 50 i 80 µm. Nivo bazne linije je meren u trajanju od 30 s pre svake ablacije.

Osim merenja u pojedinačnim tačkama rađene su i linijske analize. Za određivanje koncentracije elementa korišćeni su sledeći izotopi: Li-7, Na-23, Mg-24, Si-29, P-31, K-39, Ca-43, Ca-44, Sc-45, Ti-47, V-51, Cr-53, Mn-55, Co-59, Ni-60, Zn-66, Rb-85, Sr-88, Y-89, Zr-90, Nb-93, Ba-137, La-139, Ce-140, Pr-141, Nd-146, Sm-147, Eu-153, Gd-157, Tb-159, Dy-163, Ho-165, Er-166, Tm-169, Yb-172, Lu-175, Hf-178, Ta-181, Th-232 i U-238. Kao unutrašnji standard korišćen je sadržaj SiO₂, prethodno dobijen SEM-EDS analizom. Standardizacije su vršene na početku i kraju svakog niza od prosečno 30 merenja, u cilju kalibracije instrumenta. Za kalibraciju je korišćen standard stakla NIST 612 sa referentnim vrednostima u bazi podataka GeoReM (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>) (Jochum et al., 2005, 2011). Dobijeni podaci su obrađeni pomoću programa 95

GLITTER 4.4.1 (www.glitter-gemoc.com; Macquarie University, Sydney, Australia). Tokom svakog niza merenja korišćeni su referentni materijali NIST 610, USGS BCR2-G, San Carlos olivine, USGS, BCR-2G, GSD i Alesund, kako bi se pratila tačnost i preciznost analiza.



Slika 8. Instrument na kojem je vršeno određivanje koncentracije elemenata u tragovima u monokliničnom piroksenu iz ksenolita Jabal Eghei metodom laserske ablacije sa indukovano-spregnutom plazmom i masenom spektrometrijom (LA-ICP-MS) na Univerzitetu Johannes Gutenberg u Majncu, Nemačka.

1.3.2.5 K/Ar radiometrijske odredbe starosti bazalta

K/Ar analize osnovne mase usitnjenih uzoraka vulkanskih stena uradio je dr Zoltan Pecskey u Laboratoriji za K/Ar određivanje starosti na Institutu za nuklearna istraživanja Mađarske akademije nauka u Debrecinu u Mađarskoj (ATOMKI). Uzorci su izdrobljeni i prosejani na frakciju od 0.250 do 0.125-mm i ispirani sirćetnom kiselinom 45 minuta na 60 °C. Koncentracija kalijuma je određena pomoću plamene fotometrije i primenom Na-pufera i Li-unutrašnjeg standarda, kao i internih laboratorijskih standarda Asia 1/65, LP-6, HD-B1 i GL-O. Primerci su bili podvrgnuti liniji ekstrakcije argona putem fuzije izazvane radiofrekventnim talasima u tiglovima od molibdena u vakuumu. ³⁸Ar spajk je dodavan korišćenjem sistema gasne pipete a čišćenje gasova je urađeno korišćenjem Ti i SAES pumpi i kondenzatora s tečnim azotom. Izotopski odnosi argona su mereni u statičkom režimu, pomoću 15 cm širokog magnetnog sektora masenog spektrometra. Detalji o instrumentima i metodi se mogu naći u Balogh (1985). Radiometrijske starosti su izračunate na osnovu atomskih konstanti datih od strane Steiger and Jaeger (1977). Sve analitičke greške predstavljaju jednu standardnu devijaciju, tj. imaju analitički nivo pouzdanosti od 68%.

1.3.2.6 Modalna analiza

U petrološkim istraživanjima je uobičajeno da je određivanje modalnog mineralnog sastava prvi postupak koji se primenjuje, pa se modalna analiza prikazuje i kao prva metoda. U slučaju naših ispitivanja ksenolita, modalna analiza je prikazana na kraju opisa primenjenih metoda jer nije korišćen standardni postupak određivanja procentualnog sadržaja bitnih minerala pomoću point counter-a, već su korišteni rezultati metoda koje su morale prethodno da budu primenjene (SEM-EDS i LA-ICP-MS). Naime, za određivanje modalnog sastava stena se može koristiti više metoda, u zavisnosti od veličine uzoraka, veličine mineralnih zrna, deformisanosti uzoraka i nekih drugih parametara. Metodu „point counter-a“ i iscrtavanja je bilo teško primeniti na uzorcima ksenolita zbog stepena deformisanosti, pa je u ovom slučaju izvršen preračun modalnog sastava ksenolita na osnovu hemijskih analiza uzoraka celih stena i podataka o hemijskom sastavu minerala prisutnih u odgovarajućim uzorcima. Podaci koji su korišćeni prilikom izračunavanja modalnog sastava nalaze se u Vidović (2015). Proračun se temelji na odredbi idealne kombinacije modalnog sadržaja prisutnih minerala putem metode najmanjih kvadrata.

1.3.2.7 Obrada podataka

Sadržaji glavnih elementa u mineralima, dobijeni SEM-EDS analizom, unošeni su u odgovarajuće Excel tabele, koje na osnovu određenih matematičkih formula preračunavaju formule minerala, raspodelu katjona po položajima u kristalnoj rešeci, relativne proporcije krajnjih članova, itd. Takođe, svi dijagrami prikazani u ovoj disertaciji (klasifikacioni, diskriminacioni, harker i spajder-dijagrami) urađeni su u Excel-u, a po potrebi kasnije dorađeni u softverskom paketu Corel Draw.

2. POSEBNI DEO

2.1 Poreklo i evolucija neogeno-kvartarnih bazalta područja Jabal Eghei

2.1.1 Uvod

Područje Jabal Eghei se u literaturi veoma često sreće i pod nazivom Jabal Nuqay (npr. Farahat et al., 2006), ali će u ovoj disertaciji, zbog potrebe za što jasnijim i što jednostavnijim prikazom, uvek i isključivo biti korišćeno ime Jabal Eghei. Naziv Jabal Eghei biće pisan onako kako se to ime piše u transkripciji sa arapskog na engleski jezik i to pravilo biće korišćeno i za sve druge nazive lokalnosti čija imena imaju arapsko poreklo.

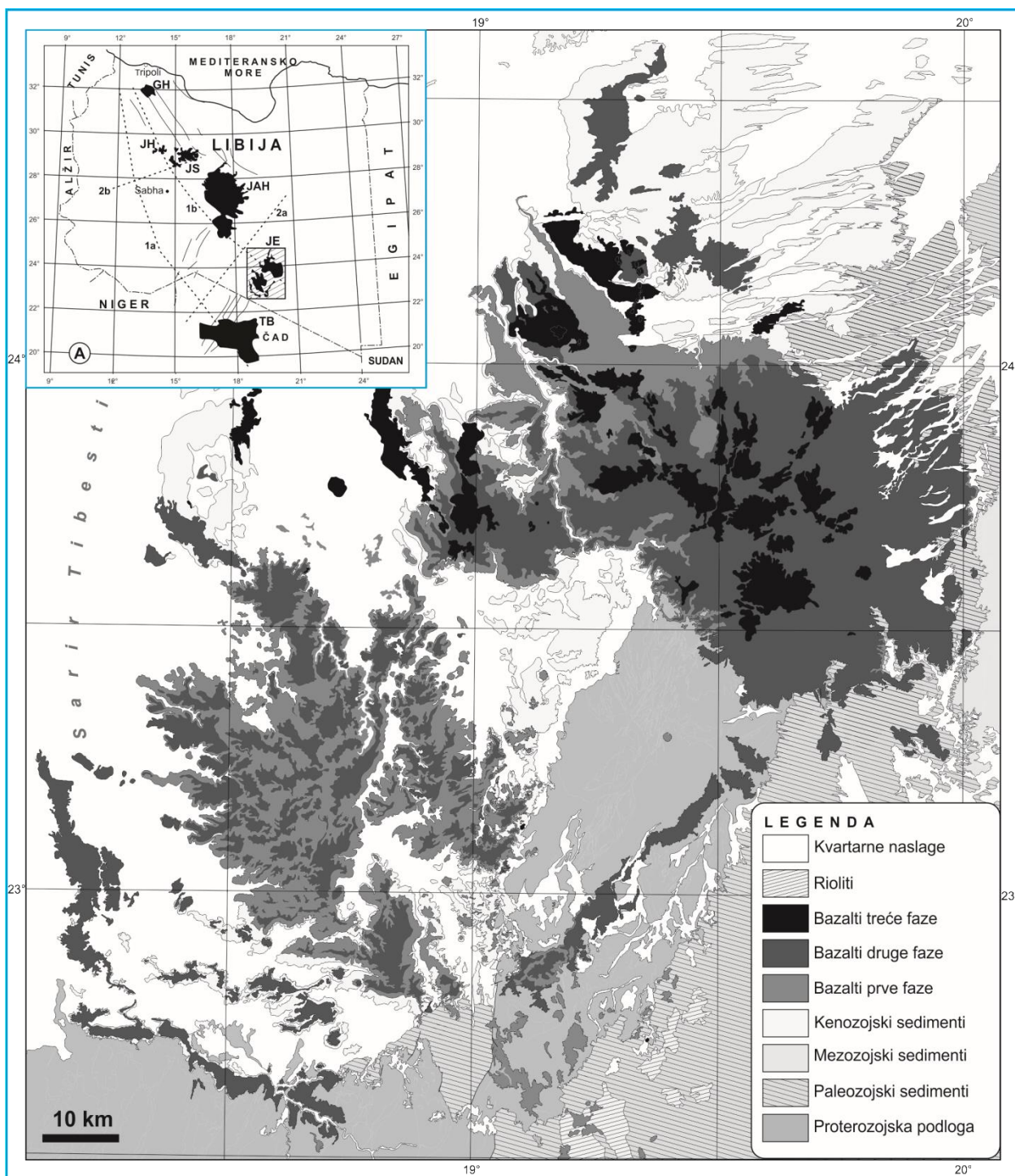
Bazaltni kompleks Jabal Eghei predstavlja najjužniji krak velike magmatske provincije koja se zove Libijsko vulkansko polje, koje prekriva oko 66 hiljada kvadratnih kilometara (Goudarzi, 1980); Libijsko vulkansko polje se proteže pravcem SSZ-JJI, od Tripolija do granice sa Čadom (slika 9a). Od Jabal Eghei područja prema severozapadu, Libijsko vulkansko polje obuhvata veliku vulkansku provinciju Jabal Al Haruj Al Aswad (na slici 9: AH; Busrewil and Wadsworth, 1980a; Németh et al., 2003; Farahat et al., 2006; Cvetković et al., 2010a; Bardintzeff et al., 2011; Miller et al., 2012; Abdel-Karim et al., 2013) na čijoj se periferiji nalazi i veoma mladi, kvartarni vulkan Wau en Namus (WN; Bardintzeff et al., 2011; Miller et al., 2012), zatim manju provinciju Jabal as Sawada (JS; Ade-Hall et al., 1974; Woller and Fediuk, 1980; Busrewil and Esson, 1991) i Jabal Al Hasawinah (JH; Jurak, 1978), da bi njeni poslednji izdanci u okviru granica Libije bili predstavljeni provincijom Gharyan (GH; Piccoli, 1970; Almond et al., 1974; Busrewil and Wadsworth, 1980b; Lustrino et al., 2012), koja se nalazi na samoj mediteranskoj obali, nekih šezdesetak kilometara južno od Tripolija (slika 9a).

Dalje prema jugu, područje Jabal Eghei se proteže preko Tibesti orogenog masiva (TB), tako da se analogne bazaltoidne stene mogu naći unutar granica Čada (npr. Gourgaud and Vincent, 2004).

Petrološke, vulkanološke i geodinamičke interpretacije porekla i evolucije čitavog Libijskog vulkanskog polja uglavnom su vezane za već postojeće istraživačke studije drugih vulkanskih provincija na afričkom kontinentu. Na prvom mestu, tu su linija Ougarta–Tibesti–Darfur (npr. Schilling, 1973; Dautria and Lesquer, 1989; White and McKenzie, 1989; Dupuy et al., 1993; Marty et al., 1993; Franz et al., 1994; Pik et al., 1999; Aït-Hamou et al., 2000; Liégeois et al., 2005), kao i dobro poznata linija Cameroon (npr. Halliday et al., 1990; Kagou Dongmo et al., 2010).

Među ponuđenim petrogenetsko-geodinamičkim intepretacijama čitavog ovog magmatizma generalno preovlađuju dva gledišta. Neki autori, kao što su Sleep (1990), Burke (1996) ili Aït-Hamou et al. (2000), rezultate svojih istraživanja su stavili u kontekst aktivacije dubokih pluma iz omotača. Oni, naime, pretpostavljaju da je magmatizam Libijskog vulkanskog polja nastao stapanjem peridotitskog materijala koji vodi poreklo iz donjeg omotača (>660 km). Takvo mišljenje, na primer, iznosi i Hegazy (1999). Druga grupa autora, poput Liégeois et al. (2005), Pik et al. (2006), Beccaluva et al. (2007a, 2008), ima kontrastno mišljenje u odnosu na hipotezu aktivacije pluma; umesto toga, ovi istraživači pretpostavljaju da je kenozojski magmatizam Libije rezultat plitke tektonike i krutih deformacija u litosferi, to jest da su bazalti Libije nastali usled pasivnog izdizanja najblićeg astenosferskog peridotitskog omotača. Oni su ovo mišljenje mahom bazirali na svojevremeno dostupnim informacijama o starosti bazalta Libije, prvenstveno na radiometrijskim odredbama vremena kristalizacije ovih magmi (Schult and Soffel, 1973; Ade-Hall et al., 1974). Premda se ovi autori ne slažu prema pitanju uloge dubokih pluma, među njima ipak

vlada saglasnost u tome da postoji podmlađivanje vulkanita, koje se može pratiti pravcem SSZ-JJI (Woller and Fediuk, 1980).



Slika 9. Uprošćena geološka mapa oblasti Jabal Eghei. Insert (A) pokazuje raspored drugih provincija vulkanskog polja Libije sa glavnim strukturama na osnovu Woller and Fediuk (1980). Skraćenice: JE - Jabal Eghei; AH - Jabal Al Haruj Al Aswad; WN - Wau en Namus; JS - Jabal as Sawada; JH - Jabal Al Hasawinah; GH - Gharyan; TB - Tibesti; rasedi i lineamenti 1a - Tripoli - Tibesti; 1b - Al Haruj; 2a - Tibesti - Sirt; 2b - Al Quaraqaf.

U periodu od poslednje dve decenije pojavili su se novi radovi koji su povećali rezoluciju radiometrijskih podataka na nekim delovima Libijskog vulkanskog polja, čime je slika, kako se ranije smatralo pravilne distribucije starosti vulkanita, u mnogome poremećana i narušena. Tako su istraživači poput Cvetković et al. (2010a), Bardintzeff et al. (2011) i Lustrino et al. (2012) došli do argumenata protiv pretpostavke da je snižavanje starosti vulkanita prema jugu i jugoistoku, koja je originalno pretpostavljena od strane Woller and Fediuk (1980), zapravo nedovoljno utemeljena u raspoloživim odredbama starosti. Štaviše, oni su insistirali na tome da vulkaniti pojedinih provincija Libijskog vulkanskog polja pokazuju mnogo složeniji međusobni odnos prostornog rasporeda i radiometrijske starosti.

Prema trenutno raspoloživim podacima, vulkanizam je na prostoru čitavog Libijskog vulkanskog polja bio aktivan više od 50 miliona godina, to jest od eocena do danas. Naučne studije koje su do danas urađene još uvek ne nude dovoljan broj petroloških, vulkanoloških i geohemijskih podataka koji bi omogućili pouzdanu geodinamičku interpretaciju postanka i evolucije čitavog vulkanskog polja. Posebno je značajno to što i broj i kvalitet podataka prikupljenih na prostorima individualnih vulkanskih provincija nije ujednačen, tako da je svako novo istraživanje u bilo kojoj vulkanskoj pojedinačnoj provinciji od velikog značaja. Takva jedna provincija je i područje Jabal Eghei u kojem se javljaju bazaltoidne stene velikog rasprostranjenja i čijim proučavanjem se može doći do podataka dragocenih ne samo za vulkanološku i tektonomagmatsku rekonstrukciju ovog područja, već i za bolje razumevanje geodinamičkih uslova nastanka čitavog Libijskog vulkanskog polja. Upravo ova činjenica je bila razlog zašto je detaljno proučavanje petrologije bazalta kompleksa Jabal Eghei bilo predmet dela ove doktorske disertacije.

U narednim odeljcima biće prikazane i diskutovane sve radiometrijske odredbe starosti dobijene metodom K/Ar, kao i sve analize sadržaja glavnih elemenata i elemenata u tragovima, uključiv i elemente iz grupe retkih zemalja (eng. *rare earth elements – REE*), za probe celih stena (eng. *whole rock*) bazalta područja Jabal Eghei. Kao što je već navedeno u odeljku 1.3, ovi podaci su dobijeni kao analitička podrška projektu izrade geološke karte i pratećih tumača južne Libije (npr. NF34–1; Toljić and Abu Agrab, 2014), a u okviru saradnje između IRC-a i Geološkog zavoda Srbije (kampanja 2008).

Neophodno je još jednom podvući da su rezultati i diskusija koji slede već objavljeni, u nešto kraćem vidu i na engleskom jeziku, u publikaciji: *Neogene to Quaternary basalts of the Jabal Eghei (Nuqay) area (south Libya): Two distinct volcanic events or continuous volcanism with gradual shift in magma composition?* (Radivojević, M., Toljić, M., Turki, S.M., Bojić, Z., Šarić, K., Cvetković, V. /2015/: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 293, 57-74), a koja predstavlja originalni naučni rad direktno proistekao iz ovog dokorskog projekta. Opis svih metoda koje su primenjene pri ispitivanju bazalta prikazane su u Opštem delu doktorske disertacije (odeljak 1.3 Metodologija istraživanja).

2.1.2 Geološke karakteristike područja Jabal Eghei

Bazalti kompleks Jabal Eghei nalazi se u krajnjem južnom delu Libije (slika 9a) i geomorfološki predstavlja jednu planinsku oblast koja se proteže pravcem SI-JZ. Ove planine pripadaju delu severoistočnog oboda orogenog planinskog venca Tibesti koji se proteže dalje prema jugu.

Geološka podloga preko koje su razvijene bazaltne stene kompleksa Jabal Eghei izgrađena je od sedimentnih i metamorfih stena kasnoproterozojske i paleozojske starosti. Najstariji litološki članovi su proterozojske starosti i odgovaraju metamorfnim i magmatskim stenama ugrađenim u Pan-Afrički orogen koji je smešten na obodu Nilskog kratona (Vail, 1971; Hallet, 2002), odnosno metakratona Sahare (Kusky et al., 2003). Metamorfne stene su predstavljene različitim gnajsevima i amfibolitima koji su pretežno metamorfisani u uslovima almandin–amfibolitske i amfibolitske facije; pored ovih stena, zastupljeni su i različiti škriljci i mermeri koji su metamorfisani u uslovima facije zelenih kristalastih škriljaca, koji imaju znatno manje rasprostranjenje u odnosu na prethodno pomenute gnajseve i amfibolite. Svi metamorfiti pokazuju efekte polifaznih duktilnih (plastičnih) deformacija. Kao posledica ovih deformacija, stene su intenzivno ubrane u izokline nabore pravca pružanja SSI-JJZ.

Ove proterozojske sedimentne i metamorfne stene prekrivene su serijama sastavljenim od fanerozojskih sedimenata i s njima udruženim magmatskim stenama. Stariji paket ovog fanerozojskog sedimentnog pokrova predstavljen je tvorevinama formacije Mourizide. Taj deo čine sedimenti koji su deo depozicionog sistema velikog basena Kufrah; ovi sedimenti se sastoje od kambrijsko-devonskih kontinentalnih klastičnih deponata delte i naslaga morskog porekla. Stene Mourizide formacije diskordantno su prekrivene mezozojskim sekvencama koje se sastoje od trijaskih i jurskih sedimenata kontinentalnog karaktera. Mlađi deo ovog sedimentnog pokrova paleocensko-oligocenske starosti i pripada depozicionom sistemu takođe velikog Sirt basena. Preciznije, reč je o sedimentima taloženim u trogu koji je poznat pod imenom Abu Tumajam, a koji predstavlja južnu periferiju Sirt basena (NG34-1; Toljić and Turki, 2007; npr. NF34-1; Toljić and Abu Agrab, 2014).

Magmatske stene geološke podloge ispitivanog područja sastoje se iz dve grupe. Stariji magmatiti, čija je radiometrijska starost određena na 690–630 Ma (NG34-1; Toljić and Turki, 2007; npr. NF34-1; Toljić and Abu Agrab, 2014), predstavljaju pre- do sintektonskim granitoidima, ređe i gabrovima, koji su prostorno i petrogenetski udruženi s mikrogranitima, aplitima i kvarcitima. Među mlađim magmatskim stenama (610–600 Ma) prevlađuju posttektonski graniti i s njima vezani komagmatski produkti.

Bazalti kompleksa Jabal Eghei stratigrafski, grubo posmatrano, pripadaju mlađem paketu sedimentnog pokrova formacije Mourizide (NF34-2; Gajić and Abdull Hamid Sherif, 2014). Na geološko-vulkanološkoj karti ove vulkanske stene se javljaju u vidu dva prostrana bazaltna platoa koji zajedno pokrivaju ukupnu površinu od oko 17000 km², a koji su najverovatnije prostorno odvojeni erozijom. Platoi su dominantno izgrađeni od bazalta ili njima srodnih mafičnih stena, dok se proporcionalno manje mase riolita javljaju u krajnjim južnim i jugoistočnim delovima terena (slika 9). Ovi rioliti nisu obuhvaćeni ovom doktorskom disertacijom.

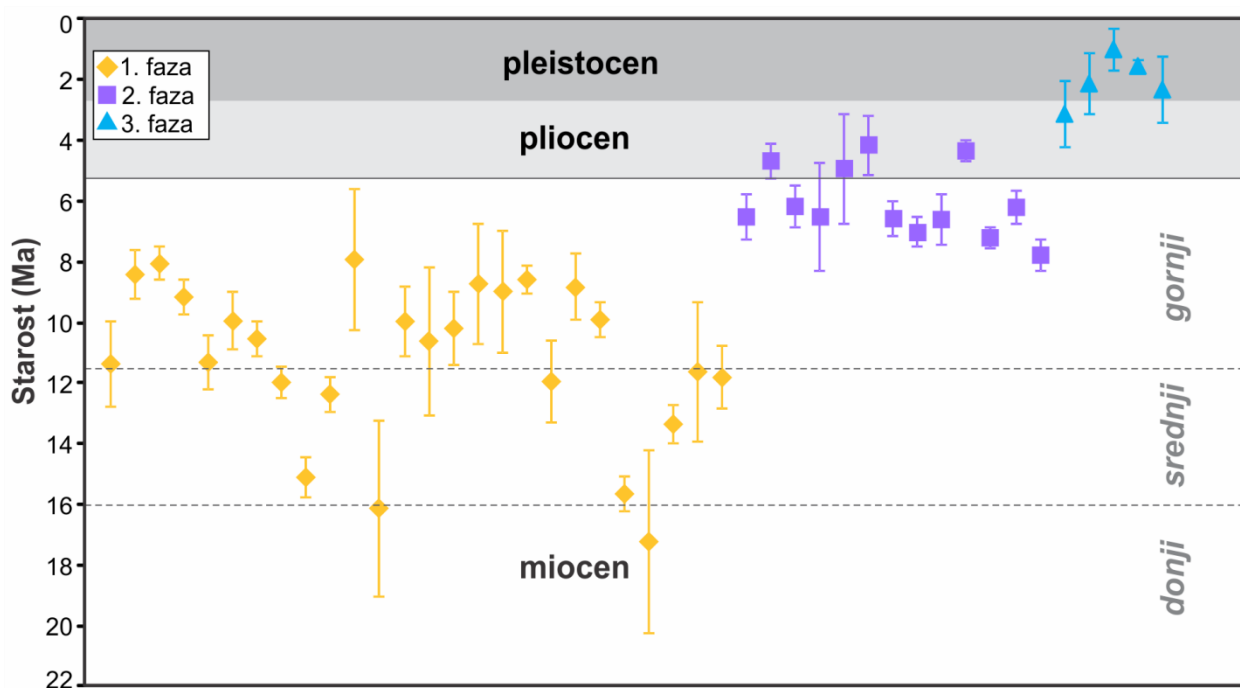
U pogledu strukturno-geoloških karakteristika, područje Jabal Eghei je najverovatnije formirano za vreme stvaranja basena Sirt, što je evidentno po tome što je geometrija oblasti definisana prisustvom tektonskih blokova razdvojenih rasedima, odnosno takozvanim horst-graben strukturama koje su česte duž južne margine Sirt basena, to jest duž troga Abu Tumajam. Na drugoj strani, na severoistoku, kompleks Jabal Eghei je smešten duž velikog lineamenta Al Haruj, koji se pruža pravcem SZ-JI i koji je subparalelan regionalnom razlomu Tripoli–Tibesti (slika 2). Treba napomenuti da je područje Jabal Eghei takođe pod geotektonskim uticajem sistema razloma koji se pružaju SI-JZ, a koji je subparalelan pravcu Sirt–Tibesti lineamenta (slika 2) (e.g. Woller and Fediuk, 1980).

2.1.3 Rezultati

2.1.3.1 K/Ar starosti i podela na vulkanske faze

Sistematično radiometrijsko datiranje proučavanih bazalta kompleksa Jabal Eghei urađeno je K/Ar metodom i to na 44 uzoraka celih stena. Kao što je već naglašeno, problem starosti ovih stena bio je jedan od najvažnijih zadataka velikog projekta geološkog kartiranja šireg područja Tibesti orogena. Rezultati K/Ar analiza su prikazani u tabeli 2, a rasponi starosti sa analitičkom greškom grafički su ilustrovani na slici 10.

Dobijene vrednosti radiometrijskih odredaba starosti pokazuju da se vulkanizam u oblasti Jabal Eghei razvijao manje-više kontinuirano od srednjeg miocena (~16 Ma) do sredine pleistocena (<1 Ma). Pritom, vrlo je teško, ako ne i potpuno nemoguće, da se samo na osnovu odredbi K/Ar starosti dođe do pouzdane podele na različite vulkanske faze. Uzimajući u obzir grube stratigrafske odnose koji su opservirani na terenu a koji su upotpunjeni podacima analiza aero- i satelitskih snimaka za potrebe projekta geološkog kartiranja (NF34-1; Toljić and Abu Agrab, 2014), kao i na osnovu petrografskih, vulkanoloških i petrohemijskih karakteristika, koje će biti opisane u narednim odeljcima, mogu se izdvojiti tri različite vulkanske faze.



Slika 10. Slika 10. K/Ar radiometrijske starosti uzoraka celih stena bazalta oblasti Jabal Eghei

Prema raspoloživom K/Ar datovanju, produkti prve vulkanske faze formirani su u srednjem do gornjem miocenu i K/Ar starosti ovih bazalta pokazuju rang od 16.1 ± 2.9 Ma do 7.9 ± 2.3 Ma. Druga vulkanska faza je trajala od gornjeg miocena do pliocena, što se može videti iz ranga koji pokazuju bazalti koji stratigrafski inače leže preko produkata prva faze, a to je raspon između 7.19 ± 0.36 Ma i 4.32 ± 0.35 Ma. Najzad, bazalti treće vulkanske faze, koji prekrivaju produkte obeju prethodno navedenih faza, obrazovani su u periodu od pliocena do sredine pleistocena; ove, najmlađe vulkanske stene područja Jabal Eghei pokazuju K/Ar radiometrijske starosti koje variraju između 3.1 ± 1.1 Ma i 0.97 ± 0.68 Ma. Prostorni raspored produkata svake od triju pomenutih vulkanskih faza prikazan je na uprošćenju geološko-vulkanološkoj karti kompleksa Jabal Eghei (slika 9).

Tabela 2. Rezultati K/Ar radiometrijskih analiza starosti Jabal Eghei bazalta.

Br.	Faza	Uzorak	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (ccSTP/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar starost (Ma)
1.	1.	1033/4/1	0.53	$2.343 \cdot 10^{-7}$	11	11.34±1.41
2.	1.	1044/2/1	0.61	$1.997 \cdot 10^{-7}$	14.3	8.40±0.80
3.	1.	1047/1/1	0.69	$2.161 \cdot 10^{-7}$	20.5	8.04±0.54
4.	1.	1060/2/1	0.49	$1.749 \cdot 10^{-7}$	18.5	9.15±0.58
5.	1.	1065/1/1	0.54	$2.375 \cdot 10^{-7}$	17.5	11.28±0.88
6.	1.	1067/1/1	0.46	$1.781 \cdot 10^{-7}$	13.6	9.93±0.94
7.	1.	1068/1/1	0.66	$2.708 \cdot 10^{-7}$	27.1	10.52±0.56
8.	1.	1071/1/1	0.49	$2.286 \cdot 10^{-7}$	35.8	11.96±0.52
9.	1.	1080/2/1	0.82	$4.825 \cdot 10^{-7}$	35.4	15.07±0.66
10.	1.	1081/1/1	0.57	$2.743 \cdot 10^{-7}$	32.9	12.34±0.57
11.	1.	1/1/2100	0.65	$2.011 \cdot 10^{-7}$	4.6	7.9±2.3
12.	1.	3007/1/1	0.66	$4.155 \cdot 10^{-7}$	7.5	16.1±2.9
13.	1.	1/1/3008	0.71	$2.752 \cdot 10^{-7}$	12	9.94±1.13
14.	1.	6047/3/1	0.67	$2.582 \cdot 10^{-7}$	23.5	9.89±0.59
15.	1.	7025/1/1	0.75	$4.575 \cdot 10^{-7}$	47.9	15.62±0.57
16.	1.	7033/1/1	0.68	$4.578 \cdot 10^{-7}$	7.8	17.20±3.0
17.	1.	7037/1/3	0.51	$2.653 \cdot 10^{-7}$	31.9	13.33±0.63
18.	1.	7042/6/2	0.82	$3.724 \cdot 10^{-7}$	6.8	11.6±2.3
19.	1.	7046/1/1	0.69	$3.174 \cdot 10^{-7}$	15.5	11.79±1.03
20.	1.	1217/2/1	0.43	$1.777 \cdot 10^{-7}$	6.5	10.59±2.43
21.	1.	1053/1/1	0.62	$2.460 \cdot 10^{-7}$	12.3	10.18±1.19
22.	1.	1231/2/1	0.54	$1.832 \cdot 10^{-7}$	6.1	8.70±1.98
23.	1.	1/1/2058	0.42	$1.881 \cdot 10^{-7}$	6.2	8.95±2.00
24.	1.	1319/1/1	0.53	$1.772 \cdot 10^{-7}$	27.4	8.58±0.45
25.	1.	1322/1/1	0.64	$2.978 \cdot 10^{-7}$	12.1	11.93±1.36
26.	1.	1288/1/1	0.58	$1.995 \cdot 10^{-7}$	11.2	8.82±1.09
27.	2.	166/1/2	0.68	$1.724 \cdot 10^{-7}$	12.2	6.51±0.74
28.	2.	1056/1/1	0.87	$1.575 \cdot 10^{-7}$	10.5	4.65±0.59
29.	2.	1063/1/1	0.84	$2.013 \cdot 10^{-7}$	11.9	6.15±0.70
30.	2.	1/1/2102	0.62	$1.567 \cdot 10^{-7}$	5	6.5±1.8
31.	2.	1/1/2162	0.49	$9.369 \cdot 10^{-8}$	3.7	4.9±1.8
32.	2.	3114/16/1	0.76	$2.131 \cdot 10^{-7}$	29.3	7.19±0.36
33.	2.	6051/15/1	0.71	$1.708 \cdot 10^{-7}$	15.2	6.18±0.56
34.	2.	1/1/7076	0.71	$2.151 \cdot 10^{-7}$	20.8	7.77±0.52
35.	2.	1211/17/1	0.75	$1.205 \cdot 10^{-7}$	5.6	4.12±0.98
36.	2.	1/1/2092	0.54	$1.377 \cdot 10^{-7}$	16.5	6.55±0.55
37.	2.	1230/1/1	0.58	$1.585 \cdot 10^{-7}$	19.7	7.01±0.49
38.	2.	1277/1/1	0.75	$1.922 \cdot 10^{-7}$	10.7	6.58±0.83
39.	2.	1313/1/1	0.54	$9.073 \cdot 10^{-8}$	16.8	4.32±0.35
40.	3.	1050/1/1	0.98	$1.182 \cdot 10^{-7}$	3.6	3.1±1.1
41.	3.	1/1/2094	1.24	$9.921 \cdot 10^{-8}$	2.8	2.1±1.0
42.	3.	1224/2/1	1.09	$4.131 \cdot 10^{-8}$	2	0.97±0.68
43.	3.	1273/2/1	1.14	$6.774 \cdot 10^{-8}$	9.8	1.52±0.21
44.	3.	1340/1/1	1.04	$9.315 \cdot 10^{-8}$	3	2.30±1.07

Bazalti prve dve vulkanske faze međusobno pokazuju veliki broj sličnih vulkanoloških i petrografskih karakteristika pa će u narednim odeljcima ove doktorske disertacije ove stene biti

opisani zajedno. Bez obzira na ovakvu organizaciju prikaza rezultata, u daljem tekstu će ipak biti zadržana navedena podela na tri vulkanske faze, zbog toga što se, kako je već rečeno, njihovi produkti na terenu jasno superpoziciono odvajaju, kao i radi lakše korelacije članova vulkanske sukcesije područja Jabal Eghei sa onima iz drugih vulkanskih provincija u Libiji (npr. Busrewil and Esson, 1991; Farahat et al., 2006; Cvetković et al., 2010a; Bardintzeff et al., 2011; Lustrino et al., 2012; Miller et al., 2012; Abdel-Karim et al., 2013; i drugi), kao i okolnih regiona severne Afrike (npr. Halliday et al., 1990; Aït-Hamou et al., 2000; Liégeois et al., 2005; Kagou Dongmo et al., 2010 i mnogi drugi).

2.1.3.2 Vulkanološke i petrografske karakteristike bazalta Jabal Eghei

2.1.3.2.1 Bazalti prve i druge vulkanske faze

Bazalti prve vulkanske faze se javljaju kao erozioni prozori ili relikti izduženih slivova koji su razvijeni duž velikog broja vadi (erozionih dolina), i to pretežno duž zapadne strane čitavog platoa Jabal Eghei (slika 9). Stene se uglavnom pojavljuju u vidu ostataka prostranih bazaltnih slivova koji su pretežno smešteni direktno preko paleocenskih i eocenskih sedimentnih stena; slivovi su tipično niskog aspektnog odnosa koji predstavlja odnos debljine prema površini koju zauzimaju (Schmincke, 2012). Zajedno sa eocenskim sedimentima preko kojih leže, ovi bazalti katkada grade karakteristične kupaste forme u reljefu (slika 11a). Debljina bazalta koji se nalaze na vrhu ovih kupastih formi obično su nekoliko metara debljine. Ređe, njihova debljina može dostići i do 20 m, najverovatnije u nekim paleodepresijama. Na pojedinim mestima uočeno je da sedimentne stene koje se nalaze ispod pokazuju efekte kontaktnog metamorfizma. Na satelitskim i avionskim snimcima bazalti prve faze se mogu prepoznati na osnovu svetlijih boja i prisustva čestih klizišta duž obodnih delova lavičnih tokova (NF34–1; Toljić and Abu Agrab, 2014). U najjužnijem delu područja, javljaju se i retke plitke intruzije kao i manji slivovi koji direktno prekrivaju stene neoproterozojske podloge ili stenske mase njenog mezozojskog pokrivača.

Bazalte prve faze prekrivaju mlađi vulkanski produkti i u ređim slučajevima naslage kenozojskih sedimenata. Treba istaći da se između bazaltnih slivova prve i druge vulkanske faze na mnogim mestima javljaju naslage slabosortiranih i grubostratifikovanih klastično-karbonatnih, a veoma često i slabokonsolidovanih sedimenata (slika 11b, c), čija debljina varira od ispod jednog metra do više desetina metara. Nekoliko horizonata ovih sedimenata nađeno je između individualnih slivova starijih bazalta prve faze, dok mlađi bazalti druge faze uvek leže preko ovih klastično-karbonatnih slojeva. Prema grubim sedimentološkim karakteristikama, ovi sedimenti odgovaraju tipičnim aluvijalno-jezerskim facijama, pri čemu se smatra da se lakustrinski sistem razvio sinhrono sa završnom manifestacijom prve vulkanske faze, kao i to da ove naslage predstavljaju deo Kan Jāraw formacije (NF34–1; Toljić and Abu Agrab, 2014).

Treba posebno naglasiti da ovi sedimenti na pojedinim mestima sadrže sočiva i žice centimetarskih debljina, koje su ispunjene kristalima celestina (slika 11b, insert). Celestin (SrSO_4) je najverovatnije nastao izluživanjem stroncijuma iz bazalta koji leže ispod, pa se na osnovu toga može i pretpostaviti da i sami sedimenti najverovatnije predstavljaju koru raspadanja koja se razvila na vrhu bazalta prve faze. Prisustvo ovih sedimenata, preciznije relikata kore raspadanja, služi kao jedan od najpouzdanijih terenskih kriterijuma za stratigrafsko razdvajanje prve i druge vulkanske faze.

Bazalti prve faze su pretežno masivne teksture i na terenu se najčešće javljaju u vidu nagomilanja blokova koji su nastali fragmentiranjem primarno konzistentnih bazaltnih izliva (slika 11c, d). Na pojedinim mestima može se videti da su ovi lavični izlivi po očvršćavanju originalno bili poligonalno ili pločasto lučeni. Samo se veoma retko mogu naći i ostaci akumulacija bazaltne lave veće debljine, čijim je očvršćavanjem na nekim mestima došlo do razvijanja stubastog lučenja. Na retkim lokalitetima na području Jabal Eghei stubasto lučenje pokazuje impresivne oblike (slika 11e).

Za prvu vulkansku fazu je karakteristično da je razvijena u vidu nekoliko jedinica tokova lave, svaka od po 10 do 20 m debljine, koje su najverovatnije rezultat individualnih erupcija odnosno kontinuiranih, mirnih emisija slaboviskozne bazaltne lave. Lavične slivove najčešće razdvajaju tanki diskontinuirani slojevi rozikastih sedimentnih stena, najčešće karbonata (slika 11d). Ovakvi sedimenti su ipak najrasprostranjeniji između bazalta prve i druge vulkanske faze. U donjim delovima lavičnih slivova ovih individualnih jedinica sreću se bazalti sa praznim šupljinama, kada stena pokazuje vezikularnu strukturu, ili s mandolama koje su ispunjene sekundarnim mineralima, pretežno karbonatima i zeolitom (slika 11f). Individualni blokovi lava prve vulkanske faze često su delimično ili potpuno zaobljeni i to prvenstveno zbog intenzivnih procesa raspadanja (slika 11c i 11f).

Bazalti druge faze imaju mnogo veću površinsku zastupljenost u odnosu na one koji pripadaju prvoj fazi (slika 9). Na satelitskim snimcima, relikti slivova bazalta druge faze pokazuju sivo-zelenu boju koja je najverovatnije rezultat vizuelnog efekta nastalog zbog pustinjskog peska smeštenog između blokova bazalta (Toljić, usmeno saopštenje). Ovi bazalti se obično javljaju kao ostaci pločastih izliva relativno niskog aspektnog odnosa čija debljina varira od nekoliko metara do nekoliko desetina metara. Pritom, kao i u slučaju starijih bazalta, najveći deo stenske mase bazalta druge faze prisutan je u vidu dezintegrisanih nagomilanja uglastih do poluuglastih bazaltnih blokova različitog oblika i dimenzija (Slika 11g). Takvi blokovi često mogu da sadrže pukotine koje imaju šaru sličnu kao oklop kornjače (slika 11h).

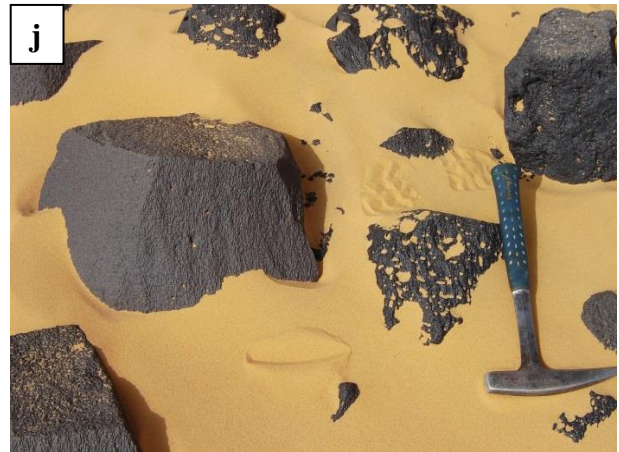
U poređenju sa bazaltima prve faze, individualni blokovi bazata druge faze manje su zaobljeni, već pokazuju uglast do poluuglast oblik; pored toga, bazalti druge faze su i manje alterisani i obično formiraju visoke i strme litice u reljefu (slika 11i) ili nagomilanja razlomljenih blokova. Bazalti druge vulkanske faze su ponekad prekriveni ostacima tankih lava treće vulkanske faze. Od njih se razlikuju po krupnijim fragmentima svetlije boje i strukturi koja je manje vezikularna (slika 11j).

Preko reliktnih slivova bazalta druge faze, to jest preko blokova od njihove očvrsele pa raspukle i dezintegrisane lave, javljaju se kružne depresije široke nekoliko desetina do nekoliko stotina metara. Ove depresije su ispunjene su tankim (debljine ≤ 0.5 m) naslagama od mekih, bledoružičastih do crvenkastih alevrolitskih sedimenata (slika 11k). Ovi sedimenti su najverovatnije takođe nastali raspadanjem bazalta *in situ*, a depresije u kojima se ove naslage akumuliraju u vulkanološkoj literaturi su poznate po lokalnom nazivu 'baltat' a njihov nastanak je pospešen i delovanjem eolske erozije, to jest abrazivnim uticajem vetra na površinu bazaltnih slivova (Abdel-Karim et al., 2013).

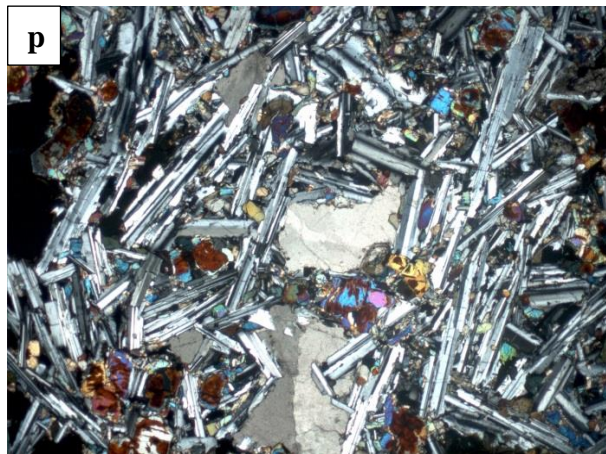
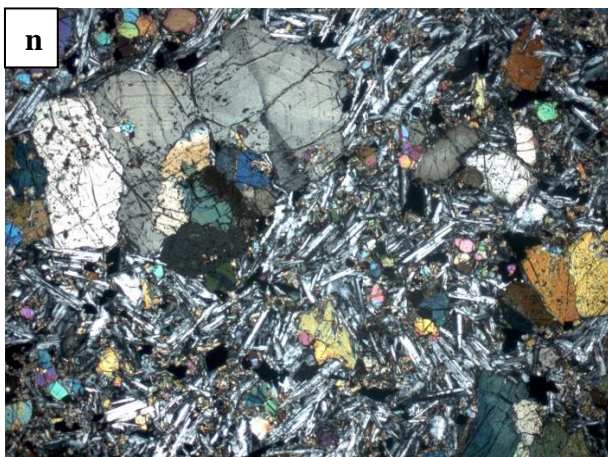
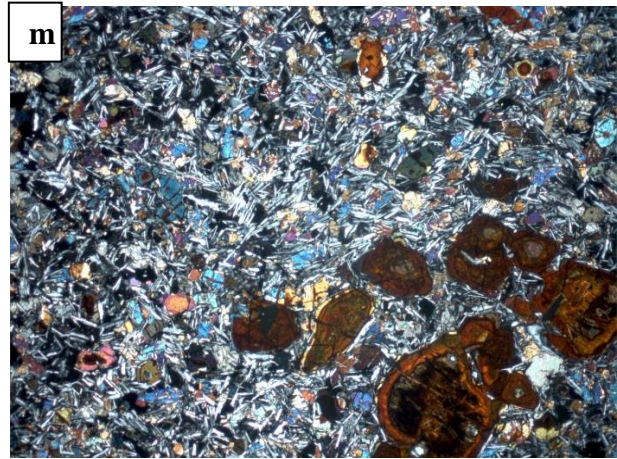
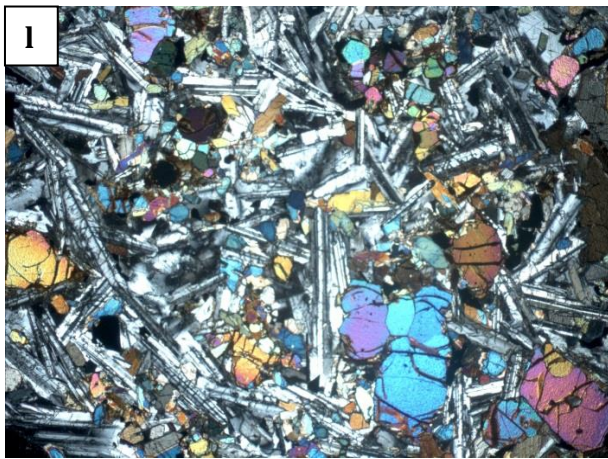
Prema petrografskim karakteristikama, bazalti prve i druge faze pokazuju veliki broj sličnosti. Generalno uzev, kada su sveže, onda su ove stene pretežno tamnosive boje i pokazuju makroskopski vidljivu sitnoporfirsku a povremeno i elemente subofitske teksture sa euhedralnim i slabo izduženim kristalima olivina i iglicama piroksena, koji su na nekim mestima uklopljeni u subhedralnim kristalima plagioklasa. U uzorcima koji su alterisani u višem stepenu, što posebno važi za mandolaste bazalte prve vulkanske faze, navedeni primarni minerali su obično transformisani u mešavine sekundarnih faza, najčešće minerala glina, karbonata, hlorita i serpentinskih minerala. Osnovna masa bazalta prve i druge faze je holokristalasta, pri čemu je kod mlađih bazalta druge faze u osnovi stena prisutna i izvesna količina stakla.



Slika 11. Način pojavljivanja vulkanita prve i druge vulkanske faze proučavanih Jabal Eghei bazalta; a) Kupaste erozione forme izgrađene od bazalta prve faze i eocenskih sedimenata preko kojih leže; bazalti su prevashodno bili stubasto ili poligonalno lučeni a sada su u formi raspadnutih blokova lava; b) Masivni do slabo stratifikovani klastično-karbonatni sedimenti (strelice) razvijeni na vrhu bazalta prve faze; manja slika (insert) pokazuje detalj sa žicom debljine nekoliko centimetara koja je ispunjena celestinom (visina izdanka 3 m); c) Delimično zaobljeni bazalti kao rezultat procesa raspadanja prvobitno uglastih blokova; intenzivniji produkti raspadanja su bledoroze boje; d) Intrastratifikovani slojevi sedimenata sa individualnim bazaltnim izlivima; e) Stubasto lučenje bazalta prve faze (strelica pokazuje geologe, zbog razmere); f) Zaobljen fragment bazalta sivkaste boje sa vezikulama, porfirne strukture i s vidljivim vezikulama koje su ispunjene karbonatom.



Slika 11. Nastavak. g) Blokovi lave druge vulkanske faze; u prednjem delu blokovi pokazuju radijalne pukotine; h) Blok masivnog bazalta sa frakturama oblika oklopa kornjače (širina bloka oko 1.5 m); i) Ploča bazalta debljine 160 m; stubasto lučeni bazalti i blokovi lava druge faze leže preko uglavnom masivnih bazalta prve faze; bazalti prve faze su prekriveni talusnim brečama; centralni delovi Wādi Kamah; j) Detalj: bazalt druge vulkanske faze je sivkast, masivan i sadrži retke vezikule, kao kontrast, bazalti treće faze su gotovo crne boje i vezikularni; k) Kružne depresije ('baltat') ispunjene tankim, crvenkastim alevrolitskim sedimentima koje prekrivaju bazalte druge vulkanske faze.



Slika 11. Nastavak. Fotomikrografije: l) Relativno svež bazalt sa euhedralnim i subhedralnim fenokristalima olivina koji se nalaze u srednjozrnom matriksu izgrađenom od plagioklasa, monokliničnog piroksena i Fe-Ti oksida; m) Fotomikrografija koja pokazuje fenokristale olivina koji su potpuno izmenjeni u minerale glina smeštene u holokristalastoj osnovnoj masi bazalta prve vulkanske faze (xpl, 25x); n) Glomeroporfirski agregati monokliničnog piroksena u holokristalastom olivin-bazaltu; pojedini kristali monokliničnog piroksena pokazuju euhedralne forme i optičku zonarnost (xpl, 25x); o) Osnovna masa alkalnog olivin-bazalta koja pokazuje trahitski karakter (xpl, 5x); p) Anhedralni kristali kasnomagmatskog kalcita koji se nalazi okružen iglicama plagioklasa iz holokristalaste osnovne mase (xpl, 25x). Fotografije d, e, g, i, l, m, n i o: NF34-1; Toljić and Abu Agrab (2014); a, c, f, h, j, k i p: NG-13; Bojić and Algerbi (2014)

Olivin, monoklinični piroksen i plagioklas predstavljaju glavne primarne minerale, dok se u vidu mikrofenokristala i mikrolita u osnovnoj masi, osim plagioklasa i piroksena, pojavljuju i Fe-Ti oksidi i apatit (\pm vulkansko staklo). Olivin se javlja u vidu euhedralnih fenokristala milimetarskih

dimenzija, a često formira i monomineralne i polimineralne glomeroporfiritske agregate u vidu 'grozdova' prostorno udruženih kristala samo olivina ili olivina zajedno s plagioklasom i piroksenom. U bazaltima prve faze, retko se mogu naći fenokristali olivina koji su potpuno sveži ili delimično alterisani (slika 11l). Olivin je najčešće delimično ili potpuno transformisan u idingsit ili u nestehiometrijsku mešavinu minerala glina (\pm hlorit, \pm serpentinski minerali) i oksida i hidroksida gvožđa; ovi sekundarni produkti koji su razvijeni po kristalima olivina pretežno pokazuju crvenkastu boju (slika 11m). Za razliku od olivina u bazaltima prve faze, fenokristali olivina koji se javljaju u bazaltima druge faze su potpuno sveži ili su alterisani samo duž pukotina; u tim prslinama su alteracioni produkti predstavljeni pretežno serpentinskim mineralima. Monoklinični pirokseni se javljaju kao subhedralni i kratkoprizmatični mikrofenokristali, mnogo ređe u formi većih fenokristala (preko 1x1 mm). Kristali monokliničnog piroksena nekada formiraju i glomeroporfiriska nagomilanja (slika 11n). Plagioklas je najzastupljeniji kao mineral osnovne mase i nekada čini više od 50 % njene ukupne zapremine. U pojedinim uzorcima, iglice plagioklasa pokazuju usmerenu orijentaciju, povijaju oko krupnijih i euhedralnih fenokristala mafičnih minerala i time daju steni elemente trahitske strukture (slika 11o). Osnovna masa takođe sadrži i podređene količine kalijskog feldspata, Fe-Ti oksida koji su predstavljeni titanskim magnetitom i ilmenitom, kao i igličastih apatita, vulkanskog stakla i kalcita. Kalcit se javlja dvojako: kao kasnomagmatska intersticijska faza nekada sa dobro razvijenim tzv. negativnim kristalnim oblikom (eng. *negative crystal shape*) (slika 11p), dok se u bazaltima prve faze kalcit pretežno javlja i kao sekundarni produkt koji najčešće ispunjava vezikule loptastog ili blagoizduženog oblika ili ispunjava prsline kojima je prožeta stenska masa.

2.1.3.2.2 Bazalti treće vulkanske faze

Bazalti koji pripadaju trećoj fazi manje su rasprostranjeni od bazalta koji su nastali tokom starije dve faze. Najmlađi bazalti leže preko vulkanita druge faze i posebno su zastupljeni u severoistočnom delu oblasti Jabal Eghei, gde formiraju pojas širine oko ~100 km dug i ~40 km koji se proteže pravcem SZ-JI i koji je izgrađen od relikata veoma mladih vulkanskih aparata (slika 9). Na aero- i satelitskim snimcima, ovi bazalti se mogu vizuelno odvojiti od starijih vulkanita po svojoj tamnosivoj ili gotovo potpuno crnoj boji.

Bazalti treće faze obično formiraju vulkanske kupe koje su prostorno udružene s veoma tankim (maksimalne debljine 2-3 m) pločastim lavama. Ove pločaste lave su po pravilu dezintegrisane i, poput već opisanih starijih bazalta, predstavljene relativno tankim slojevima nagomilanih bazaltnih blokova koji su u ovom slučaju izrazito uglastog oblika (slika 12a). Najmlađi bazalti su prekriveni tankim slojevima fluvijalnih/aluvijalnih deponata. Jedan deo ovih bazalta se javlja u obliku facija piroklastične kupe/konusa (eng. *pyroclastic cone facies*), koje su pretežno predstavljene tzv. spater konusima i konusima šljake (eng. *spatter cones*, *scoria cones*), pri čemu pojedine vulkanske kupe pokazuju izvesne karakteristike oba navedena tipa. Slične vulkanološke karakteristike primećene su i opisane i u slučaju najmlađih bazalta velikog kompleksa Jabal Al Haruj Al Aswad (Németh et al., 2003; Martin and Nemeth, 2006; Cvetković et al., 2010a).

Spater konusi se obično sastoje od nekoliko stotina metara širokog kratera koji ima strm spoljašnji i nešto blaži unutrašnji nagib ($\ll 30^\circ$). Za krater je karakteristično to da ima ravan centralni deo i da unutrašnji zidovi pokazuju posledice kliženja manjih stenskih masa (slika 12b). Unutrašnji zidovi su grubo do dobro stratifikovani i gotovo u celosti se sastoje od grubozrnih aglutinata i ređe od slojeva stopljene šupljikave tefre. Ovakve facije ukazuju na to da su se u ovim vulkanima odvijale erupcije havajskog tipa.

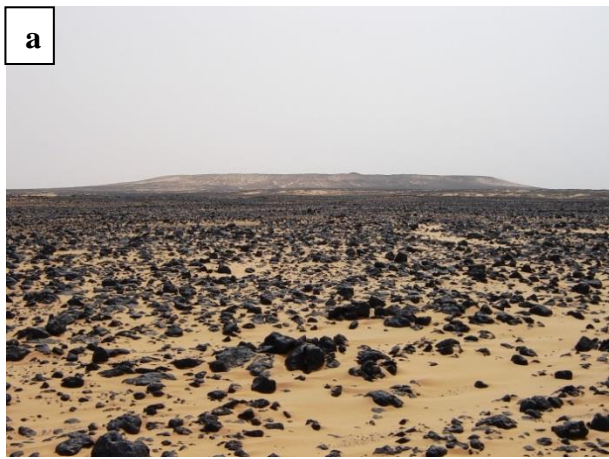
Za havajski tip vulkanske erupcije je karakteristična emisija vruće bazaltne lave niske viskoznosti, čiji su delovi izbacivani najčešće tokom višefaznih fontana lave (npr. Schmincke, 2012). Nataloženi aglutinatti pokazuju brojne posledice plastičnih deformacija i delimičnog stapanja fragmenata lave, do čega dolazi tokom leta i završenog smeštanja vulkanskih bombi (slika 12c); ove odlike uključuju impaktne strukture, vretenaste bombe (eng. *spindle bombs*) (slika 12d), bombe sa tzv. konopčastom površinom (eng. *ropy lava surfaces*) (slika 12e) i drugo.

Ostaci konusa šljake imaju sličnu formu spater konusima, uz nešto blaže nagibe i unutrašnjih i spoljašnjih padina (slika 12f). Zidovi konusa šljake se sastoje od smene debljih slojeva aglomerata (do 1 m debljine) i obično tanjih (< 0.5 m) slojeva lapilita. Slojevi aglomerata su izgrađeni od slabo sortiranih nagomilanja izrazito vezikularnih vulkanskih bombi šljakaste teksture, dok su slojevi lapilita bolje sortirani i nekada pokazuju i normalnu i/ili reversnu gradaciju (slika 12g). Aglomerati su formirani najverovatnije tokom strombolskog tipa erupcije. Jedna od upečatljivih karakteristika facija piroklastične kupe jeste to da pojedine bombe sadrže ksenolite gornjeg omotača (slika 12h). Upravo su u piroklastičnim naslagama zidova jednog piroklastičnog konusa šljake (23°45'50.0"S i 18°43'0.0"I) nađeni ksenoliti koji su predmet izučavanja u okviru ove disertacije i koji su opisani u njenom trećem poglavlju.

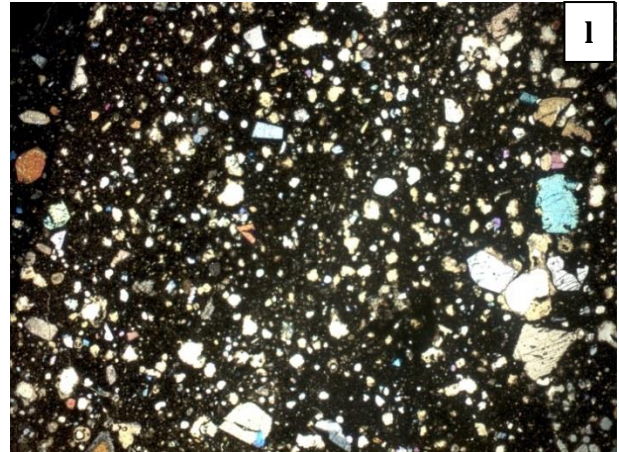
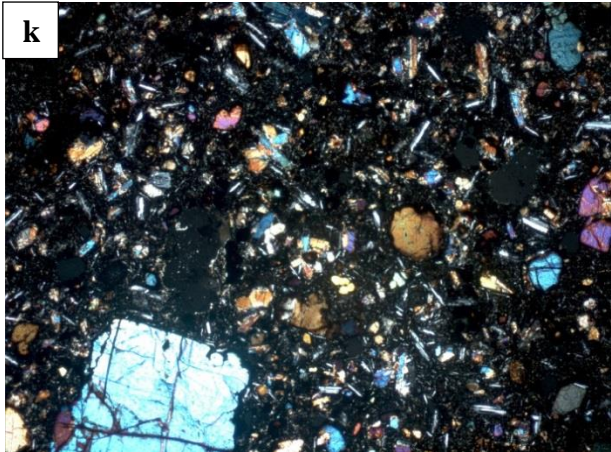
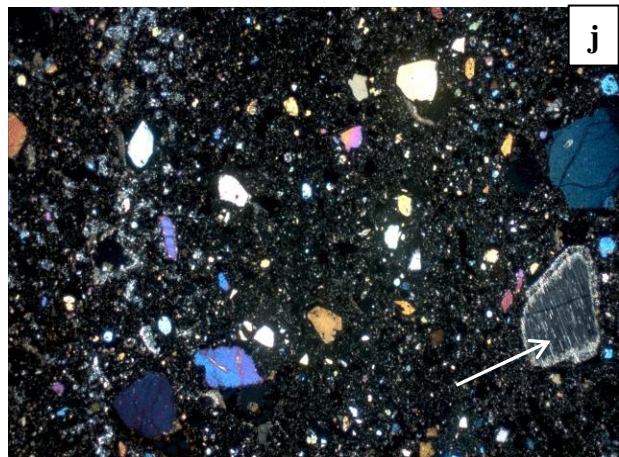
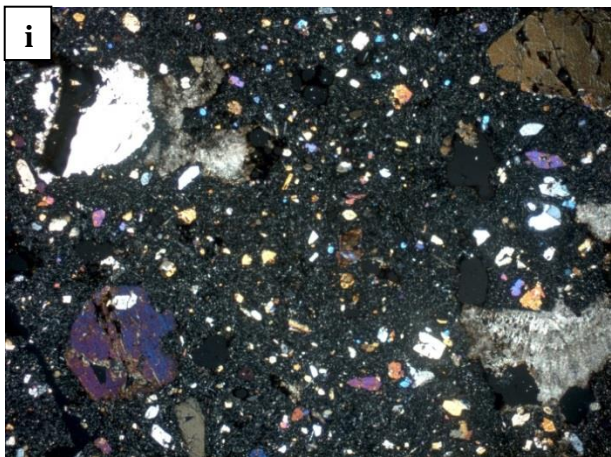
Stenska masa bazalta treće faze uglavnom je crne boje. Ovi bazalti obično pokazuju visoku sjajnost i svetlucanje kada su izloženi dnevnom svetlu; ovakav vizuelni utisak ostavljaju zbog toga što u svojoj osnovnoj masi sadrže veliku količinu vulkanskog stakla tamnobraon ili potpuno crne boje. Za šupljikave stene šljakastog karaktera karakteristično je da imaju veliki broj sfernih i izduženih vezikula čiji je prečnik u rasponu od 1 cm do manje od nekoliko milimetara i koje ponekad čine i do 30 % ukupne zapremine stene.

Bazalti treće faze su izrazito sitnoporfirne strukture tako da obično ne sadrže makroskopski vidljive fenokristale, već vizuelno dominira osnovna masa bogata staklom. U mikroskopu, međutim, jasno se zapaža prisustvo euhedralnih do subhedralnih kratkoprizmatičnih do tabličastih fenokristala olivina koji su okruženi mikrofenokristalima i hipokristalstom osnovnom masom (slika 12j, k).

Fenokristali olivina su uglavnom sveži i javljaju se kao individualni kristali veličine koja retko premašuje 2x3 mm; samo retko, olivini grade i polikristalne glomeroporfirne agregate. Neki od fenokristala olivina pokazuju nekompletan habitus koji najverovatnije predstavlja posledicu skeletnog rasta usled naglog pothlađenja. Olivin se javlja i kao mikrofenokristal kada po veličini (<1x0.5 mm) gradi prelaze ka mikrolitima u osnovnoj masi. Pojedini krupniji kristali olivina manje pravilnog oblika najverovatnije vode poreklo iz ksenolita omotača (slika 12i). Monoklinični piroksen je prisutan u vidu tabličastih mikrofenokristala koji su retko krupniji od 1x1 mm, dok su mikroliti ovog minerala značajno zastupljeniji u osnovnoj masi. Monoklinični piroksen pokazuje slabo izražen polihrozizam u svetloružičastoj boji. U steni se zapažaju i retki kristali rombičnog piroksena koji po krupnoći ponekad nadmašuju fenokristale olivina; ovi kristali rombičnog piroksena obično pokazuju prisustvo tankih izdvajanja spinela i monokliničnog piroksena, takozvane eksolucione lamele, a veoma često su i okruženi uzanim rubovima izgrađenim od sitnozrnog monokliničnog piroksena (slika 12j; strelica); prema navedenim karakteristikama, ovi kristali rombičnog piroksena najverovatnije predstavljaju ksenokristale gornjeg omotača, to jest neresorbovane fragmente ksenolita. Nefelin se javlja kao sastojak osnovne mase jedino u vulkanitima treće faze (slika 12k), dok je odsutan iz starijih vulkanskih stena. U osnovnoj masi se, osim promenljive količine stakla, takođe nalaze i sitni kristali titanomagnetita, apatita, primarnog kalcita, kao i mikroliti plagioklasa izduženog oblika. U pojedinim uzorcima plagioklas je odsutan iz osnovne mase (slika 12i).



Slika 12. Način pojavljivanja treće vulkanske faze vulkanskog kompleksa Jabal Eghei; a) Ostaci tankog lavičnog sliva u vidu pločastih do poligonalnih blokova bazalta; u pozadini se vide ostaci jednog vulkanskog štita (udaljenost vulkana je oko 6 km); b) Ostaci unutrašnjeg dela piroklastičnog konusa; na slici se može videti da je jedan deo zida gravitaciono skliznuo (strelica); c) Naslage aglutinata u zidu spater konusa; mogu se zapaziti kuglaste do jajaste forme koje su nastale delimičnim isticanjem još uvek plastične lave, nakon smeštaja blokova i bombi; d) Vretenasta bomba; e) Deo površine lavične bombe, koja pokazuje konopčastu (pahoehoe) teksturu; f) Ostaci konusa šljake koji su delimično prekriveni pustinjским peskom; na slici se vidi da piroklastične naslage u zidovima konusa imaju приметnu stratifikaciju.



Slika 12. Nastavak. g) Detalj iz zida konusa šljake prikazanog na slici 12f, koji pokazuje izraženu reversnu gradaciju fragmenata lapila; h) Lapilit sa poluzaobljenim peridotitskim ksenolitom; Fotomikrografije: i) Hipokristalasti alkalni bazalt; subhedralni kristali olivina verovatno vode poreklo iz ksenolita omotača (xpl, 25x); j) Hipokristalasti alkalni bazalt sa ksenomorfnim kristalom rombičnog piroksena (strelica) i krupnijim zrnom olivina takođe nepravilnog oblika (neposredno iznad), koji najverovatnije vode poreklo od dezintegriranih ksenolita gornjeg omotača (xpl, 25x); k) Alkalni bazalt sa euhedralnim fenokristalima olivina koji se nalaze u hipokristalastoj osnovnoj masi izgrađenoj od stakla, nefelina i retkih iglica plagioklasa (xpl, 25x); l) Sitnoporfirski alkalni bazalt sa staklastom osnovnom masom (xpl, 25x). Fotografije d, h, j i l: NF34–1; Toljić and Abu Agrab (2014); a,b, c, e, i, k: NG-13; Bojić and Algerbi (2014)

2.1.3.3 Hemijski sastav minerala

Reprezentativne analize hemijskog sastava minerala prikazane su u tabeli 3. U narednom delu teksta biće uporedno prikazan sastav minerala koji izgrađuju bazalte svih triju vulkanskih faza kompleksa Jabal Eghei.

Vrednosti MgO i forsteritske komponente (Fo) jezgra fenokristala *olivina* u bazaltima prve faze variraju od MgO=36.3-37.0 tež.% i Fo₇₂ do Fo₇₄ i upadljivo su niže u odnosu na iste komponente u olivinu druge faze; naime, većina zrna olivina iz produkata druge faze pokazuje sastav od Fo₈₀₋₈₃ (MgO=41.2-44.2 tež.%), dok su samo dva zrna pokazala nešto više vrednosti forsteritske komponente od Fo₈₆₋₈₇. Sadržaji CaO i NiO u olivinu iz bazalta prve faze kreću se u rangju od 0.38 - 0.46 tež.%, odnosno 0.12-0.16 tež%. Koncentracije CaO u olivinima iz bazalta druge faze su niže (≤ 0.29 tež.%), a sadržaji NiO su viši u odnosu na sastav olivina iz bazalta prve faze, tako da se kreću u opsegu između 0.24 i 0.27 tež%. Olivini iz bazalta treće vulkanske faze pokazuju najprimitivniji karakter, njihova forsteritska komponenta varira od 83 do >90, dok se sadržaji MgO kreću u rasponu od 44.0 do 48.5 tež.%. Treba napomenuti da su mikrofenokristali olivina u ovim stenama nešto manje magnezijски sa sadržajima MgO od 39.2 do 40.2 tež.% i vrednostima forsteritske komponente od Fo₈₁₋₈₆.

Kao što su njihov način pojavljivanja i mikrofiziografske osobine iste, *monoklinični pirokseni* iz bazalta prve i druge faze se ni po sastavu ne mogu međusobno razlikovati. Ovi minerali po sastavu odgovaraju diopsidu (Morimoto et al., 1988) i imaju strukturno-hemijsku formulu koja varira u opsegu En₃₄₋₄₃Fs₁₀₋₁₆Wo₄₄₋₅₀, dok se vrednosti magnezijskog broja (Mg# = $100 \cdot \text{molMgO} / [\text{FeO}^{2+} + \text{MgO}]$) kreću u rangju od 68 do 80. Sadržaj SiO₂ i TiO₂ u monokliničnom piroksenu kreću se u opsezima 45.2-51.9 tež.%, odnosno 1.1-4.7 tež.%. Vrednosti Al₂O₃ nalaze se u rangju od 2-4 tež.%, a koncentracije Na₂O kreću se između 0.28 i 0.45 tež.%. Bazalti treće faze sadrže monoklinični piroksen čiji sastav varira u rangju En₃₄₋₃₅,Fs₁₃₋₁₅,Wo₅₀₋₅₂. Vrednosti Mg# u ovim monokliničnim piroksenima niže su od vrednosti koje imaju olivini iz vulkanita prve dve faze, i variraju u uskom opsegu od 70-73. Koncentracije SiO₂ u monokliničnim piroksenima variraju od 43.0 do 44.8 tež.%, dok su njihovi sadržaji TiO₂ povišeni i nalaze se u opsegu od 3.4-4.4 tež.%. Sadržaji Al₂O₃ i Na₂O se kreću u granicama od 8.73-9.42 tež.%, odnosno od 0.5 do 0.7 tež.%.

Sastav središnjeg dela zrna *plagioklasa* iz prve i druge faze bazalta varira u rasponu od An₅₆₋₆₆, Ab₄₄₋₃₅ i Or_{0-1.6}, dok su rubovi manje kalcijски sa opsezima vrednosti od An₋₁₅₋₂₆, Ab₆₅₋₇₂ i Or₆₋₁₈. Plagioklasi u bazaltima treće faze, koji su količinski izrazito podređeni i nalaze se isključivo kao mikroliti u osnovnoj masi, nisu analizirani.

Kalijski feldspat je prisutan samo u osnovnoj masi nekih primeraka i to uglavnom starijih vulkanita i pokazuje rang u sastavu od Ab_{4.5-6.1},Or₉₃₋₉₅. Nefelin je zastupljen samo u bazaltima treće faze i varira u sastavu od Ne₆₄₋₆₇,Ksl₁₁₋₁₃,Sil₉₋₁₃. Sadržaji Na₂O i K₂O u nefelinu variraju od 13.5 do 14.2 tež.%, odnosno od 3.6-4.1 tež.%. Titanomagnetiti bazalta prve i druge faze pokazuju koncentracije TiO₂ i Al₂O₃ u rasponu od 22.3-29.0 tež.%, odnosno 1.2-3.5 tež.%. Sadržaj TiO₂ u titanomagnetitu bazalta treće faze je niži i varira od 15.0-19.0 tež.%, dok su koncentracije Al₂O₃ više i kreću se u rangju od 5.7 do 6.9 tež.%. Ilmeniti iz bazalta treće vulkanske faze imaju sadržaje MgO i TiO₂ od 1.4-3.6 tež.%, odnosno 48.6-51.5 tež.%, dok im se sadržaji FeO kreću u rangju od 42.6 do 46.9 tež.%, a koncentracije MnO između 0.5 i 0.9 tež.%.

Tabela 3. Reprezentativne analize hemijskog sastava minerala (u tež. %) iz bazalta Jabal Eghei kompleksa.

Olivin											Monoklinični piroksen							
Uzorak br.	1. faza			2. faza			3. faza				Uzorak br.	1. i 2. faza				3. faza		
	Centar zrna			Centar zrna			Centar zrna		rub			Centar zrna				Centar zrna		
	1081/1/1	1081/1/1	1081/1/1	1056/1/1	1056/1/1	1056/1/1	1/1/2094	1050/1/1	1050/1/1	1/1/2094		1065/1/1	1081/1/1	1056/1/1	1/1/2162	1050/1/1	1/1/2094	
SiO ₂	38.58	38.58	38.59	40.36	40.08	40.63	39.19	40.79	40.22	39.22	SiO ₂	49.98	50.00	46.57	44.73	44.85	43.00	44.30
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	TiO ₂	1.85	1.14	2.75	4.67	3.44	4.10	3.74
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al ₂ O ₃	3.80	3.32	8.13	8.07	8.79	9.40	8.73
FeO ^t	23.11	23.38	24.07	12.84	15.86	12.60	15.83	10.11	13.78	17.22	FeO	7.62	6.37	6.62	9.10	7.76	7.99	7.63
MnO	0.35	0.37	0.36	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	MnO	0.18	0.17	0.00	0.14	0.00	0.27	0.00
MgO	37.03	36.89	36.31	45.74	43.48	46.04	44.04	48.95	46.29	42.64	MgO	13.86	14.97	12.67	11.06	11.25	10.85	11.41
CaO	0.38	0.46	0.41	0.00	0.29	0.00	0.22	0.13	0.25	0.33	CaO	21.98	22.42	22.87	21.69	23.60	22.68	23.20
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na ₂ O	0.28	0.26	0.35	0.43	0.58	0.64	0.50
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.43	0.75	0.49	0.11	0.00	0.20	0.00
NiO	0.16	0.16	0.12	0.27	0.24	0.25	0.31	0.38	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.61	99.84	99.86	99.21	99.95	99.52	99.84	100.36	100.54	99.41	Total	99.98	99.40	100.45	100.00	100.27	99.13	99.51
Mg#	74.07	73.77	72.89	86.39	83.01	86.69	83.22	89.62	85.69	81.53	Mg#	76.00	80.31	77.33	68.08	72.10	70.06	72.72

Tabela 3. Nastavak.

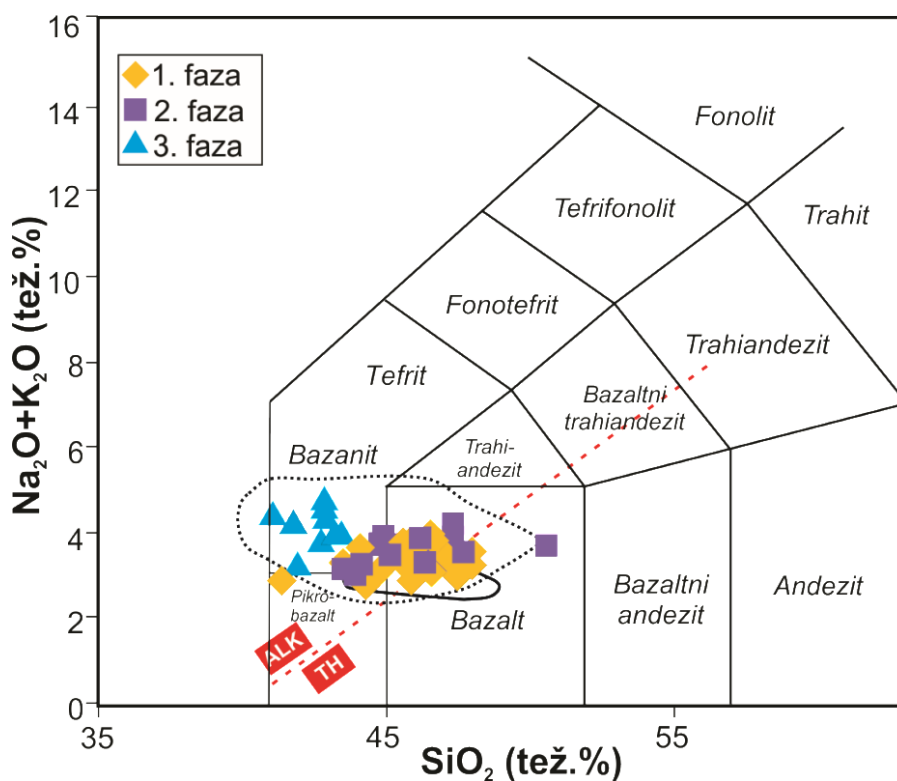
Plagioklas							Nefelin			Titanomagnetit			Ilmenit				
Uzorak br.	1. i 2. faza			rub			Uzorak br.	3. faza		Uzorak br.	1. i 2. faza		3. faza	Uzorak br.	1. i 2. faza		
	Centar zrna			rub				Centar zrna			Centar zrna		Centar z.		Centar zrna		
	1081/1/1	1065/1/1	1056/1/1	1081/1/1	1065/1/1	1056/1/1		1050/1/1	1/1/2094		1081/1/1	1/1/2162	1050/1/1		1081/1/1	1/1/2162	1081/1/1
SiO ₂	51.10	53.70	51.86	62.86	63.45	60.99	SiO ₂	46.33	44.94	44.22	SiO ₂	0.00	0.00	0.62	SiO ₂	0.00	0.00
TiO ₂	0.12	0.00	0.12	0.27	0.16	0.22	TiO ₂	0.00	0.21	0.00	TiO ₂	22.34	27.82	15.04	TiO ₂	51.53	51.41
Al ₂ O ₃	30.89	29.20	30.48	22.78	22.34	24.07	Al ₂ O ₃	32.55	33.15	34.02	Al ₂ O ₃	1.73	1.15	5.69	Al ₂ O ₃	0.00	0.00
FeO	0.66	0.54	0.65	0.29	0.57	0.41	FeO	1.16	0.77	0.78	Fe ₂ O ₃	23.06	14.64	33.56	Fe ₂ O ₃	4.18	3.78
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MnO	0.00	0.00	0.00	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.17	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	MgO	0.00	0.00	0.00	FeO	47.86	53.78	38.06	FeO	40.36	42.76
CaO	13.37	11.22	12.81	3.39	3.01	5.21	CaO	1.58	2.44	2.78	MnO	0.69	0.91	0.78	MnO	0.53	0.87
Na ₂ O	3.81	4.73	4.14	6.92	7.84	7.42	Na ₂ O	14.24	13.90	13.55	MgO	2.07	1.54	4.53	MgO	3.06	1.37
K ₂ O	0.00	0.27	0.18	2.90	2.11	1.03	K ₂ O	4.09	3.65	3.84	CaO	0.00	0.00	0.63	CaO	0.00	0.13
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Total	99.95	99.06	99.19	Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	Na ₂ O	0.00	0.00
Total	99.95	99.66	100.24	99.41	99.48	99.35	Ne	66.82	65.83	64.51	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	K ₂ O	0.00	0.00
Or	0.00	1.60	1.04	17.83	12.75	6.17	Ks	12.66	11.40	12.06	V ₂ O ₃	0.97	0.00	0.00	V ₂ O ₃	0.00	0.00
Ab	34.02	42.58	36.52	64.66	71.98	67.60	An	8.21	12.79	14.65	NiO	0.00	0.00	0.00	NiO	0.00	0.00
An	65.98	55.82	62.44	17.51	15.27	26.23	Qz	12.32	9.97	8.78	Total	98.72	99.85	98.91	Total	99.66	100.32

2.1.4 Geohemijske karakteristike bazalta Jabal Eghei

2.1.4.1 Sadržaji glavnih elemenata i klasifikacija ispitivanih vulkanskih stena

Sadržaji glavnih elemenata u ispitivanim bazaltima područja Jabal Eghei prikazani su u tabeli 4 na kraju ovog odeljka. Dobijeni rezultati ukazuju na to da su u pogledu količina silicije Jabal Eghei bazalti srednje zasićene do nezasićene vulkanske stene, sa sadržajem SiO_2 koji uglavnom varira od 41 do 47 tež.%. Na TAS klasifikacionom dijagramu odnosa silicije i zbira alkalijskih oksida (eng. *TAS – total alkali – silica*; Le Maitre, 2002) (slika 13), bazalti prve i druge faze pokazuju potpuno preklapanje u sastavu i plotuju na gotovo isto mesto u dijagramu. Naime, primerci obeju grupa stena protežu su duž polja bazalta i alkalnih bazalta i bazanita, presecajući liniju podele između toleitskih/subalkalnih i alkalnih vulkanskih stena (Irvine and Baragar, 1971). Većina ovih stena je prema modalnom sastavu hipersten-normativna, tako da mogu biti klasifikovani kao tranzicioni bazalti (Jakobsson et al., 2008).

Na drugoj strani, bazalti treće faze su upadljivo nezasićeniji silicijom, sa sadržajima SiO_2 koji uglavnom iznose manje od 41 tež.%. Svi primerci najmlađih bazalta su nefelin-normativni i pokazuju povišene koncentracije alkalijskih oksida ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 4$ tež.%, osim jednog uzorka), pa se stoga mogu klasifikovati kao bazaniti. Na taj način se Jabal Eghei bazalti generalno, po sastavu glavnih elemenata i prema gruboj petrološkoj klasifikaciji, podudaraju sa stenama iz susednog Al Haruj kompleksa (Peregi et al., 2003; Less et al., 2006; Rundić and Dalub, 2007; Toljić and Turki, 2007; Cvetković et al., 2010a; Bardintzeff et al., 2011; Abdel-Karim et al., 2013) (slika 13).

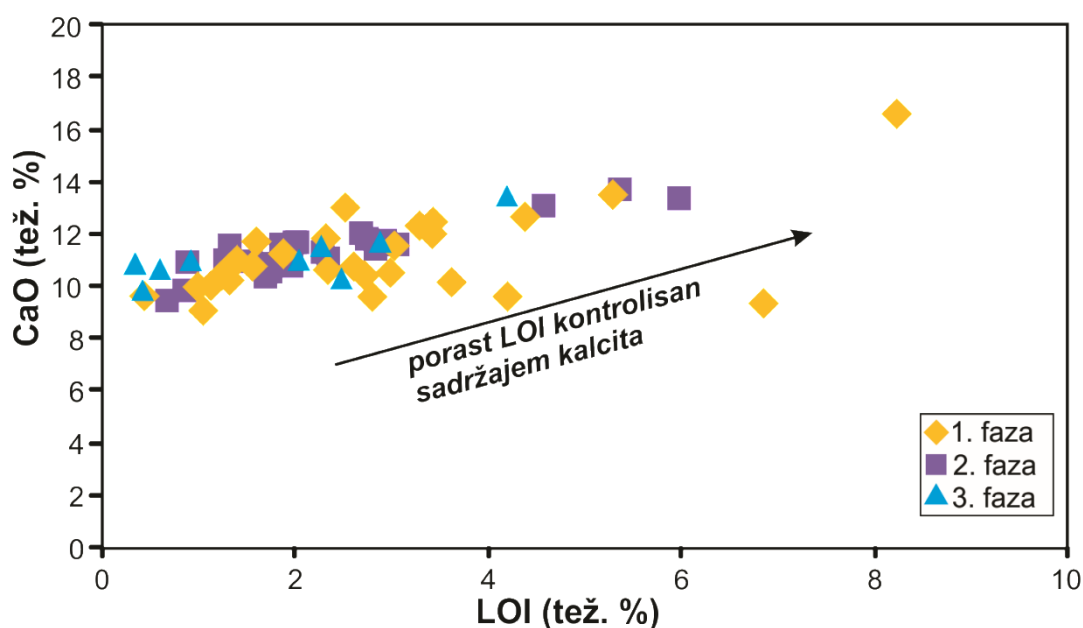


Slika 13. Dijagram odnosa zbira alkalijskih oksida i sadržaja silicije (prema Le Maitre, 2002) za klasifikaciju bazalta oblasti Jabal Eghei. Isprekidane i pune linije ograđuju polje bazalta oblasti Waw Al Kabir, odnosno istočnog Al Haruj (podaci iz Peregi et al., 2003; Less et al., 2006; Rundić and Dalub, 2007; Toljić and Turki, 2007).

U daljem tekstu će biti primenjivana gore opisana klasifikacija, što znači da će za bazalte prve i druge faze biti najčešće korišćen termin ‘tranzicioni bazalti’, dok će za produkte treće vulkanske faze biti korišćena imena ‘alkalni bazalti’ i/ili ‘bazaniti’.

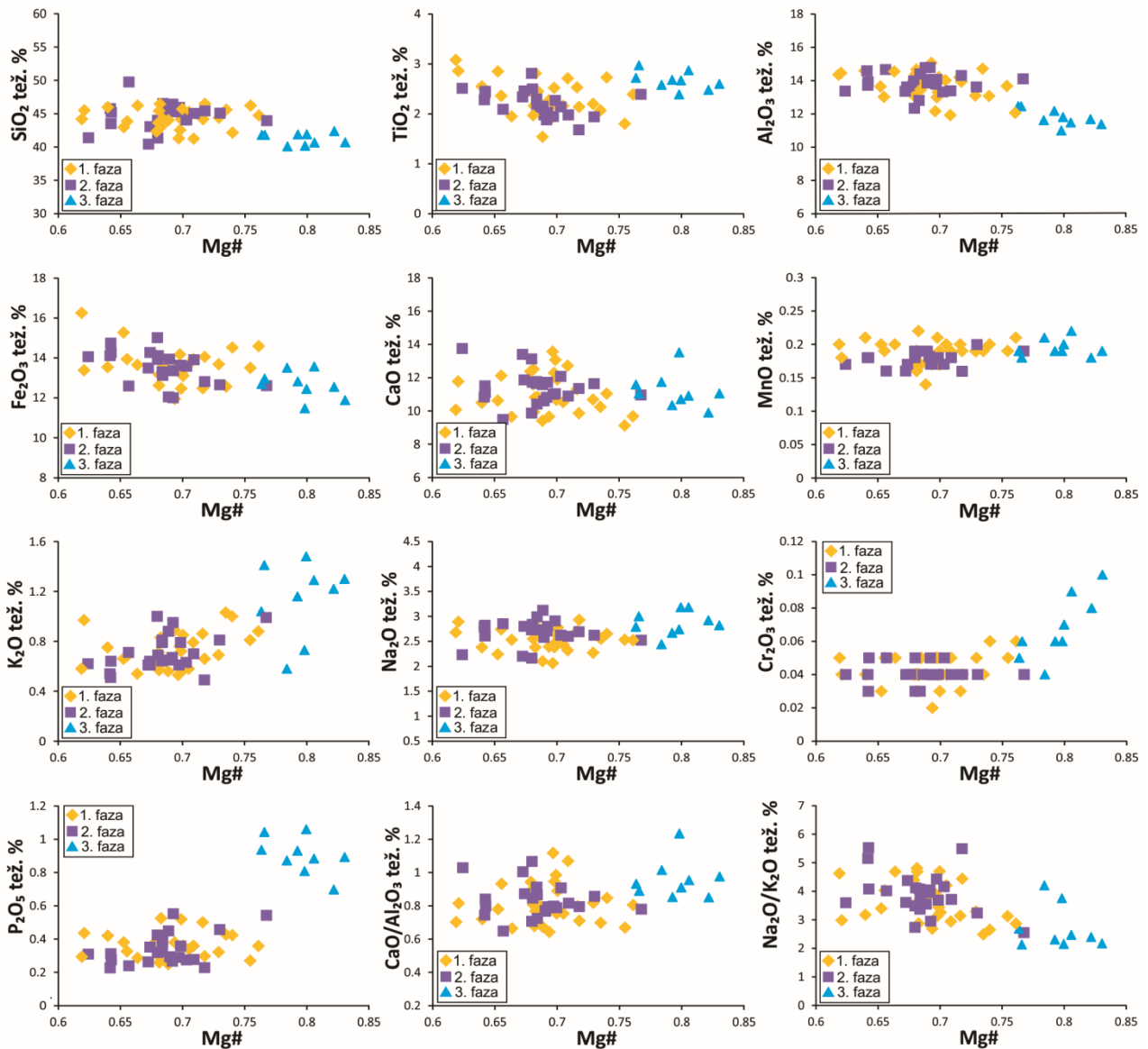
Bazalti prve i druge faze imaju sadržaje MgO koji variraju između 6.5 i 11 tež.%, što je praćeno vrednostima magnezijskog broja ($Mg\# = \text{molarMg}/[\text{Mg}+\text{Fe}]$) koji su generalno iznad 0.6. Ovi bazalti takođe pokazuju relativno visoke koncentracije TiO_2 , koje se uglavnom kreću između 1.8 i 2.5 tež.% i povišene sadržaje P_2O_5 , koji variraju u rasponu od 0.3 do 0.5 tež.%. U poređenju sa ovim tranzicionim bazaltima iz starijih faza, alkalni bazalti treće faze su primitivnijeg karaktera, jer sadrže više magnezije i odlikuju se višim vrednostima $Mg\#$ ($MgO > 10$ tež.%, $Mg\# \geq 0.76$), pri čemu istovremeno pokazuju i više koncentracije TiO_2 od preko 2.5 tež.% i koncentracije P_2O_5 od ~1 tež.%.

U svim proučavanim bazaltima Jabal Eghei kompleksa LOI vrednosti (*loss on ignition* – gubitak vode žarenjem) kreću se u rang 0.5 – 5 tež.%. Povišene koncentracije LOI u nekim primercima najverovatnije su vezani za prisustvo kasnomagmatskog i/ili post–magmatskog kalcita (videti sliku 11p). Na ovo ukazuje i prisustvo jasno izražene pozitivne korelacija između LOI vrednosti i sadržaja CaO (slika 14). Tipičan primer visokih sadržaja LOI i CaO, uz istovremeno nizak sadržaj silicije, predstavlja uzorak br. 7042/6/2 tranzicionog bazalta prve vulkanske faze, koji pokazuje visok stepen alterisanosti. Zbog toga, ovaj primerak nije prikazan na narednim dijagramima niti je uopšte bio razmatran u kasnijoj diskusiji petrogenetskih procesa. Ipak, važno je primetiti da više od 75% svih uzoraka ima LOI vrednosti ispod 2 tež.%.



Slika 14. Dijagram odnosa CaO (tež.%) i LOI vrednosti (tež.%) u primercima ispitivanih bazalta Jabal Eghei.

Na slici 15 prikazani su takozvani Harkerovi dijagrami (za objašnjenje videti Cvetković i dr., 2019) na kojima su vrednosti $Mg\#$ upoređene sa sadržajima oksida glavnih elemenata, kao i sa nekim odnosima između koncentracija pojedinih glavnih elemenata. Bazalti prve i druge faze se na ovim dijagramima po sastavu ne mogu međusobno razlikovati, što je saglasno već pomenutim sličnostima njihovih petrografskih odlika. Primerci ovih stena pokazuju ili velika rasipanja podataka na ovim dijagramima ili su im sadržaji glavnih oksida relativno uniformni pri opadanju vrednosti za $Mg\#$. Primećuje se da samo sadržaji $Fe_2O_3^t$ (ukupno gvožđe) i TiO_2 blago rastu kako opadaju vrednosti $Mg\#$. Primerci alkalnih bazalta treće faze odlikuju se višim vrednostima $Mg\#$ i stoga grubo plotuju prema produžetku trenda koji formiraju stariji tranzicioni bazalti.



Slika 15. Harkerovi dijagrami odnosa sadržaja oksida glavnih elemenata (tež.%) sa vrednostima Mg# u ispitivanim bazaltima Jabal Eghei.

Međutim, budući da alkalni bazalti treće faze pokazuju značajno više koncentracije K_2O , Cr_2O_3 i P_2O_5 , na ovim dijagramima, oni ipak formiraju zasebnu grupu primeraka (slika 15). Pored toga, za razliku od starijih bazalta, alkalni bazalti/bazaniti treće faze pokazuju i elemente pozitivne korelacije između vrednosti Mg# i koncentracija Cr_2O_3 , dok je korelacija između vrednosti Mg# i sadržaja P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 i Al_2O_3 slabije izražena i negativnog je karaktera.

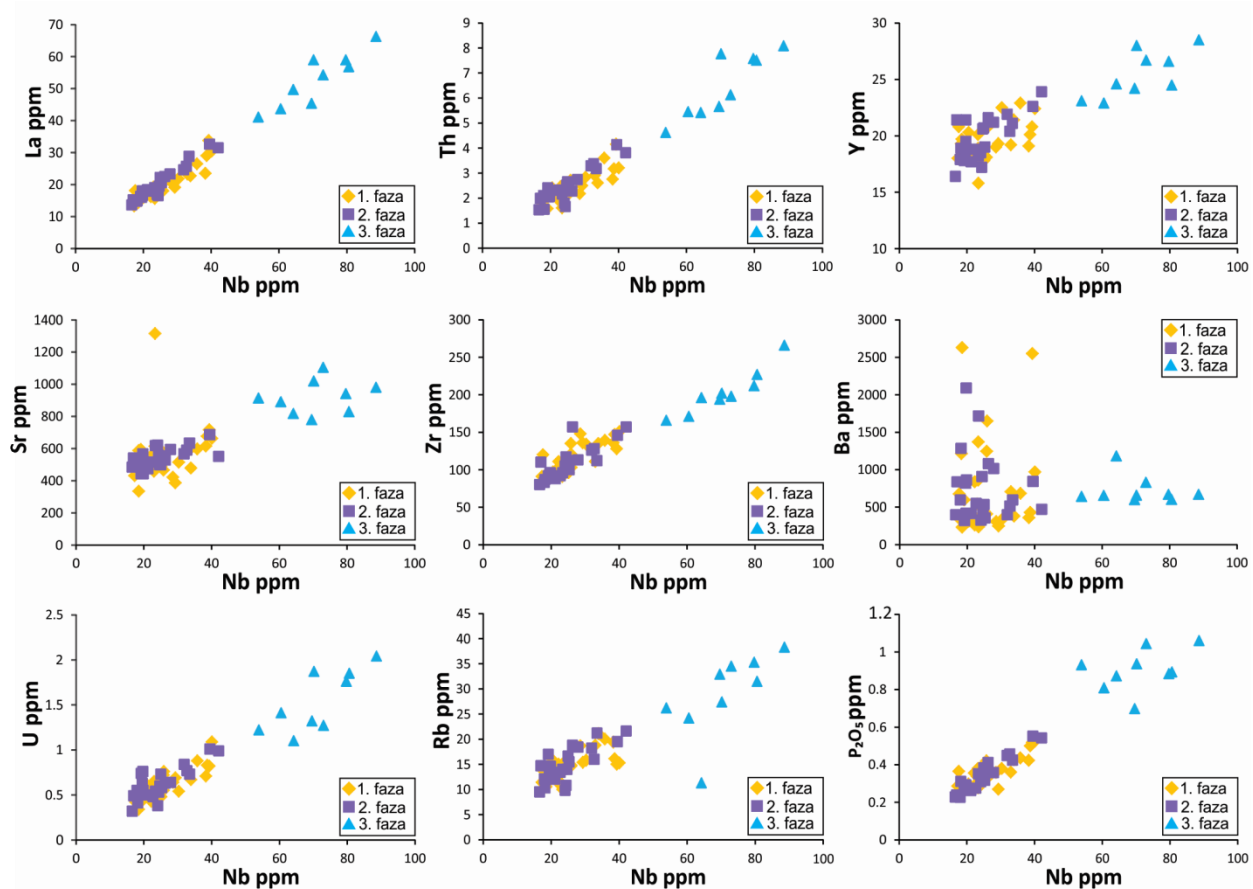
2.1.4.2 Sadržaji elemenata u tragovima

Koncentracije elemenata u tragovima ispitivanih primeraka bazalta vulkanske oblasti Jabal Eghei dati su u tabeli 4. Svi proučavani primerci bazalta imaju relativno visoke koncentracije takozvanih kompatibilnih elemenata, to jest elemenata koji se u sistemu peridotit-bazalt opredeljuju za čvrstu fazu a ne za rastop (za detalje videti Rollinson, 1993).

Sadržaji kompatibilnih elemenata potvrdili su da između tranzicionih bazalta prve i druge faze, kao jedne grupe, i alkalnih bazalta treće faze postoje merljive razlike. Koncentracije Ni i Cr u tranzicionim bazaltima variraju najčešće između 121 i 305 ppm (Ni), odnosno 210–430 ppm (Cr), dok su koncentracije istih kompatibilnih elemenata u tragovima u alkalnim bazaltima/bazanitima povišene i iznose Ni = 250–483 ppm i Cr = 310–670 ppm. U svim ispitivanim bazaltoidnim stenama koncentracije Ni i Cr korelišu pozitivno sa vrednostima Mg#.

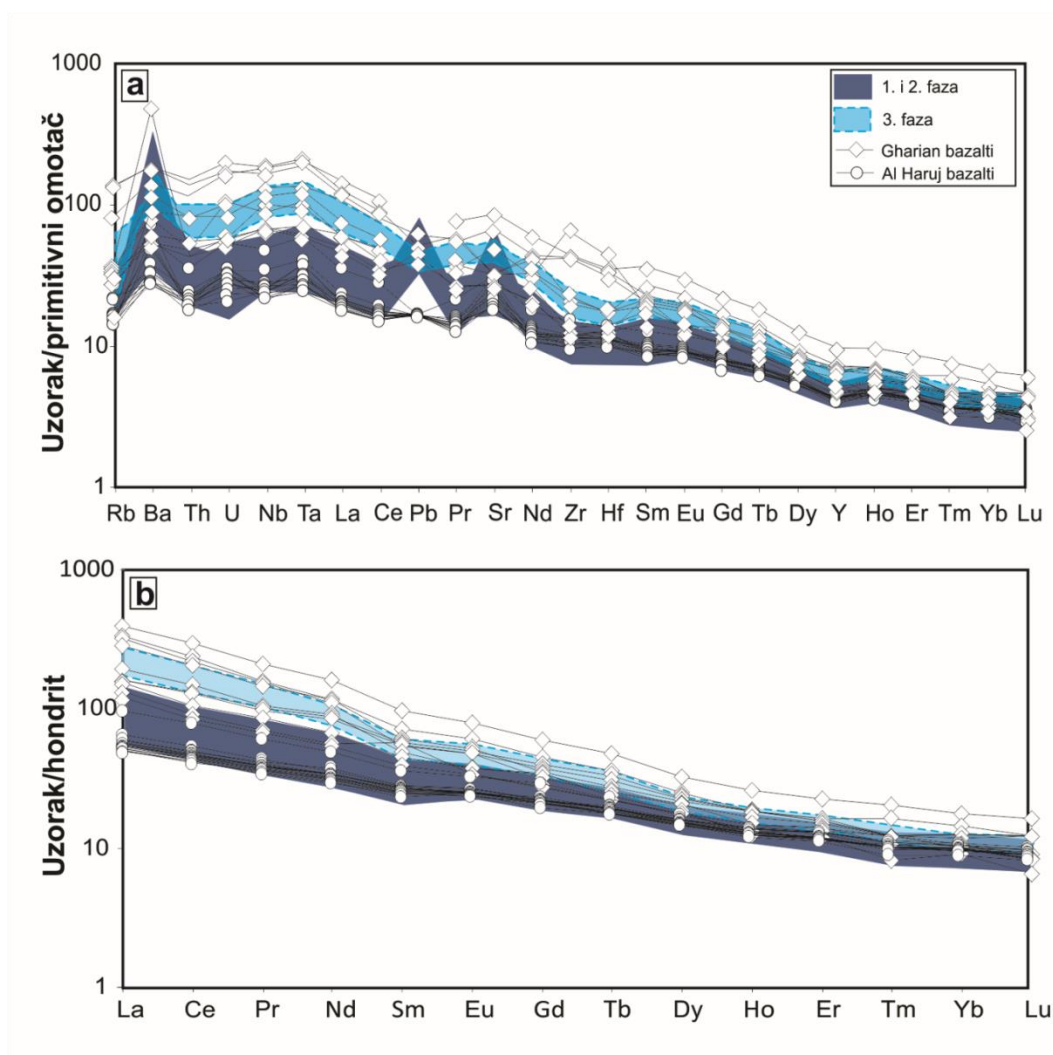
S druge strane, veći broj vrlo nekompatibilnih elemenata, to jest elemenata koji u petrološkom sistemu peridotit-bazalt teže da se koncentrišu u rastopu, pokazuje niže koncentracije u starijim tranzicionim bazaltima (npr. Rb<21 ppm, Th<4 ppm, Nb<40 ppm, La<31 ppm, itd.) u poređenju sa mlađim alkalnim bazaltima. Može se reći da postoji pravilo da su maksimalne koncentracije ovih elemenata u tragovima u tranzicionim bazaltima istovremeno minimalne koncentracije u rasponu koji pokazuju najmlađi alkalni bazalti (npr. Rb = 24–38 ppm, Th = 4–8 ppm, Nb = 54–89 ppm, i La = 44–66 ppm).

Koncentracije nekompatibilnih elemenata u tragovima ne pokazuju dobru korelaciju s vrednostima Mg#, stoga ovi Harkerovi dijagrami varijacija nisu ni prikazani. Međutim, između koncentracija visokonekompatibilnih elemenata i onih koji se odlikuju srednjom nekompatibilnošću postoji veoma dobra korelacija. Na primer, zapaža se merljiva pozitivna korelacija između koncentracija većine nekompatibilnih elemenata i sadržaja niobijuma (slika 16), pri čemu niobijum po pravilu predstavlja jedan od najnekompatibilnijih elemenata u sistemu peridotit-bazalt (npr. Gill, 2010). Primetno rasipanje podataka bez nekog posebnog korelacionog trenda primećuje se kod barijuma čiji sadržaj izrazito varira u primercima bazalta prve i druge faze i ne koreliše s visokonekompatibilnim niobijumom.



Slika 16. Harkerovi dijagrami odnosa koncentracija inkompatibilnih elemenata u odnosu na sadržaj Nb u bazaltima sve tri vulkanske faze oblasti Jabal Eghei.

Na slici 17a i 17b prikazani su takozvani multielementni spajder dijagrami nekompatibilnih elemenata u tragovima čiji su sadržaji normalizovani na sastav primitivnog omotača, kao i oni za REE čije su koncentracije normalizovane na sastav hondritskih meteorita (za objašnjenja u vezi sa izradom i korišćenjem dijagrama videti Cvetković i dr., 2019).



Slika 17. Spajder dijagram nekompatibilnih elemenata u tragovima čiji su sadržaji normalizovani na sastav primitivnog omotača (a) i elemenata retkih zemalja čiji su sadržaji normalizovani na sastav hondritskih meteorita (b) za bazalte Jabal Eghei; analize iz bazalta oblasti Gharian i Al Haruj su preuzeti iz Beccaluva et al. (2008), i Lustrino et al. (2012), odnosno Cvetković et al. (2010a); koeficijenti normalizacije su preuzeti iz McDonough and Sun (1995).

Svi proučavani bazalti generalno pokazuju subparalelne oblike krivi na spajder dijagramu s relativnim obogaćenjem u najnekompatibilnijim elementima u tragovima (leva strana dijagrama). Pritom, najstrijmiji oblik pokazuju krive primeraka alkalnih bazalta treće faze. Vrednosti sadržaja REE, koje su normalizovane na sastav hondrita, pokazuju da je odnos između lakih i teških elemenata iz ove grupe, to jest LREE/HREE (eng. *light- /LREE/ and heavy rare earth elements /HREE/*), najviše pozitivno frakcionisan u alkalnim bazaltima/bazanitima treće faze. Na primer, odnos La_N/Yb_N u ovim alkalnim bazaltima varira između 17 i 22, dok se isti odnos u starijim tranzicionim bazaltima kreće između 5 i 15.

Pored toga, može se zapaziti da primerci tranzicionih bazalta prve i druge faze pokazuju nešto veća variranja u sadržajima barijuma, čije se normalizovane koncentracije kreću u rasponu od oko 20x do preko 300xPM (PM –primitivni omotač). Slično je i s koncentracijama stroncijuma koje dostižu i oko sto puta više vrednosti od sadržaja ovog elementa u primitivnom omotaču. Za razliku od toga, koncentracije Ba i Sr u bazaltima treće faze pokazuju manja variranja, pri čemu su koncentracije Ba u alkalnim bazaltima slične onima sa donje granice sadržaja ovog elementa u tranzicionim bazaltima (~600 ppm), dok su koncentracije Sr veoma visoke i prelaze čak i 1000 ppm. Najzad, svi ispitivani bazalti odlikuju se prisustvom negativne anomalije za sadržaje rubidijuma koji su normalizovani na sastav primitivnog omotača.

Uopšte uzev, oblici krivi koje na spajder dijagramima pokazuju proučavani bazalti Jabal Eghei su najbliži onima koje pokazuju bazalti okeanskih ostrva, to jest OIB (eng. *ocean island basalts* – OIB, Hofmann et al., 1986; Weaver, 1991; Hofmann, 1997) ili obogaćeni tip bazalta srednjookeanskih grebena, to jest E-MORB (eng. *enriched mid-ocean ridge basalts* – E-MORB, Niu and O'Hara, 2003), jer je reč o takozvanom obogaćenom obliku dijagrama (eng. *enriched*), to jest o krivama koje su nagnute s leva na desno. Ovaj oblik se jasno razlikuje od oblika koji pokazuju 'normalne' bazaltne lave srednjookeanskih grebena N-MORB (eng. *normal mid-ocean ridge basalts* – N-MORB, Saunders and Tarney, 1984; Niu and O'Hara, 2003), koji su osiromašeni najnekompatibilnijim elementima i čije su krive nagnute sa desna na levo.

Postoji generalno preklapanje između oblika krivi na spajder dijagramima primeraka bazalta Jabal Eghei i onih koje pokazuju primerci bazalta iz oblasti Al Haruj i Waw Al Kabir (Peregi et al., 2003, Less et al., 2006, Rundić and Dalub, 2007, Toljić and Turki, 2007; Cvetković et al., 2010a). Pored toga, u većini drugih provincija Libijskog polja utvrđeno je da postoje slične dve grupe stena, pri čemu je starija grupa predstavljena bazaltima koji su srednje zasićeni ili blago nezasićeni silicijom, relativno primitivnog karaktera i obogaćenjem srednjeg intenziteta u najnekompatibilnijim elementima, dok mlađu grupu čine izrazito primitivniji bazalti koji su visoko nezasićeni u siliciji i koji su istovremeno obogaćeniji u nekompatibilnim elementima u tragovima.

Tabela 4. Sadržaji glavnih oksida (tež. %), elemenata u tragovima i elemenata retkih zemalja (ppm) u primercima Jabal Eghei bazalta.

Uzorak br.	1033/ 4/1	1044/ 2/1	1047/ 1/1	1053/ 1/1	1060/ 2/1	1065/ 1/1	1067/ 1/1	1068/ 1/1	1071/ 1/1	1080/ 2/1	1081/ 1/1	1/1/ 2058	1/1/ 2100	1/1/ 3007	1/1/ 3008	1217/ 2/1	1234/ 1/1	1288/ 1/1	1301/ 1/1	1303/ 1/1	1307/ 1/1	
Faza	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.
SiO ₂	41.27	43.18	44.19	45.51	45.68	46.46	46.21	45.95	45.24	42.15	46.21	44.73	44.11	41.24	42.52	44.46	43.85	44.18	43.73	42.30	44.15	
TiO ₂	1.90	2.80	2.50	2.90	2.20	2.20	2.00	2.60	2.20	2.70	1.80	2.39	2.17	2.71	2.52	2.21	2.36	2.45	1.97	2.47	3.08	
Al ₂ O ₃	12.14	14.09	14.18	14.45	14.18	14.65	14.53	14.58	13.99	13.04	13.64	12.03	13.28	11.90	12.98	13.38	13.01	13.42	13.83	13.13	14.35	
Fe ₂ O ₃ ¹	13.61	13.74	12.48	13.38	13.20	13.99	13.65	13.54	13.69	14.52	13.50	14.59	12.46	13.94	14.17	13.10	13.94	13.95	13.16	14.11	16.25	
MnO	0.18	0.22	0.20	0.18	0.19	0.19	0.20	0.21	0.20	0.20	0.19	0.21	0.17	0.19	0.21	0.17	0.19	0.17	0.16	0.17	0.20	
MgO	7.89	7.46	7.95	5.53	7.76	7.56	6.80	6.07	8.26	10.43	10.47	11.73	7.30	8.56	8.26	7.73	6.69	7.65	7.10	7.53	6.66	
CaO	13.56	10.81	11.30	11.77	10.67	9.93	9.65	10.49	10.53	11.04	9.12	9.68	13.07	12.72	12.28	11.89	12.12	10.82	12.52	12.37	10.07	
Na ₂ O	2.06	2.38	2.70	2.89	2.63	2.86	2.53	2.38	2.44	2.65	2.53	2.52	2.48	2.32	2.38	2.77	2.74	2.62	2.74	2.81	2.68	
K ₂ O	0.53	0.83	0.86	0.97	0.56	0.61	0.54	0.75	0.58	1.00	0.81	0.88	0.72	0.79	0.76	0.85	0.68	0.65	0.57	0.64	0.58	
P ₂ O ₅	0.29	0.53	0.50	0.44	0.29	0.29	0.27	0.42	0.34	0.42	0.27	0.36	0.52	0.36	0.36	0.36	0.33	0.28	0.26	0.39	0.29	
LOI	5.30	2.62	1.89	1.61	1.34	1.01	2.81	2.73	1.27	1.41	1.06	0.45	2.53	4.39	3.30	2.33	3.39	1.57	3.44	3.30	1.14	
SUM	98.76	98.67	98.78	99.59	98.67	99.71	99.16	99.67	98.70	99.59	99.60	99.57	98.81	99.12	99.74	99.25	99.30	97.76	99.48	99.22	99.45	
Mg#	0.70	0.68	0.72	0.62	0.70	0.68	0.66	0.64	0.71	0.74	0.75	0.76	0.70	0.71	0.70	0.70	0.66	0.68	0.68	0.68	0.62	
Na ₂ O/K ₂ O	3.89	2.87	3.14	2.98	4.70	4.69	4.69	3.17	4.21	2.65	3.12	2.86	3.44	2.94	3.13	3.26	4.03	4.03	4.81	4.39	4.62	
Ba	237	969	428	682	261	1215	361	1245	542	358	247	307	2550	409	837	706	1650	1370	2630	397	597	
Co	67	60.1	52.3	47.5	61.2	56.4	76.9	64.6	59	63.6	57.7	65.8	55.4	63	63.6	51	50.9	53.8	50.4	54.9	58.5	
Ni	276	215	164	133	195	184	294	191	219	293	260	305	155	279	254	193	225	221	216	227	219	
Cr	360	320	260	300	250	240	390	310	300	410	350	430	320	360	360	290	270	330	280	280	320	
Cs	0.14	0.3	0.31	0.28	0.14	0.27	0.14	0.33	0.21	0.35	0.3	0.34	0.22	0.52	0.36	0.4	0.63	0.35	0.14	0.23	0.26	
Ga	15.9	19.2	19.1	20.5	19.1	19.5	19.5	19.9	18.3	17.9	17.7	17.6	19	17.1	17.2	17	17.2	17.5	17.5	17.3	18.5	
Hf	2.5	3.7	3.4	3.5	2.8	2.6	2.3	3.1	2.5	3.5	3.2	3.3	3.3	3.5	2.9	2.8	2.9	2.5	2.4	2.5	2.5	
Nb	23.4	40.1	38.7	35.8	22.2	18.3	17.3	25.8	23	38.3	29.3	28.6	39.3	25.8	22.2	33	25.9	23.3	18.5	24.2	19.1	
Rb	10	15.3	16.1	20	11.2	11.2	11.4	14.6	11.2	19.4	15.4	18.7	15	14.7	15	18.8	14.8	15	10.5	14.3	11.5	
Sr	474	663	677	597	555	487	431	573	459	615	387	422	717	466	498	583	572	614	588	566	594	
Ta	1.6	2.6	2.4	2.3	1.4	1.1	1.2	1.8	1.5	2.6	2	1.7	2.4	1.8	1.6	2.2	1.6	1.4	1.1	1.4	1.2	
Th	1.61	3.21	3.17	3.6	2.23	1.91	1.68	2.39	2.46	2.76	2.5	2.18	4.15	2.22	1.94	2.91	2.71	2.34	1.65	2.11	1.58	
U	0.4	1.09	0.83	0.88	0.43	0.45	0.48	0.55	0.65	0.71	0.69	0.64	0.82	0.72	0.57	0.76	0.76	0.59	0.52	0.57	0.42	
V	195	240	205	252	209	198	233	240	197	244	185	196	223	229	220	208	203	222	192	231	275	
Zr	100	151	147	139	103	92	91	121	96	136	136	148	128	135	111	111	103	91	88	96	91	
Y	15.8	22.4	20.1	22.9	18.5	19.3	18	20.8	18.2	19.1	19.3	19	20.8	18.1	18.1	19.2	20.7	18.9	18	18	19	
La	15.6	30.4	29	26.5	17.7	16.7	13.3	20.4	19.2	23.5	19.1	20.4	33.8	18	16.2	23.3	20.5	18	15	18.8	16.5	
Ce	32.9	59.8	60.5	52.7	36.5	33	29.3	42.9	37.9	49.1	39.1	42.6	62.6	38.5	35.1	45.9	39.8	35.3	29.3	36.9	32.8	
Pr	4.09	7.52	6.95	6.44	4.46	4.09	3.63	5.3	4.54	6.14	4.75	5.23	7.35	4.89	4.46	5.5	4.91	4.4	3.68	4.53	4.25	
Nd	15.9	28.5	26	24.5	17.3	16	14.8	20.7	17.9	23.3	17.9	20.3	27.2	19.8	17.9	20.9	18.8	17.5	14.6	17.9	17.6	
Sm	3.58	6.19	5.49	5.47	4.08	3.92	3.49	4.81	4.01	5.13	3.83	4.65	5.73	4.44	4.26	4.57	4.38	3.97	3.57	4.12	4.3	
Eu	1.48	2.28	2.14	2.08	1.73	1.67	1.48	1.91	1.64	1.88	1.46	1.84	2.18	1.74	1.66	1.74	1.8	1.66	1.39	1.61	1.79	
Gd	4.1	6.46	5.79	6.01	4.67	4.62	4.02	5.35	4.43	5.19	4.27	5.21	6	4.93	4.53	4.83	4.96	4.51	4.02	4.31	4.63	

Tabela 4. Nastavak.

Uzorak br.	1033/ 4/1	1044/ 2/1	1047/ 1/1	1053/ 1/1	1060/ 2/1	1065/ 1/1	1067/ 1/1	1068/ 1/1	1071/ 1/1	1080/ 2/1	1081/ 1/1	1/1/ 2058	1/1/ 2100	1/1/ 3007	1/1/ 3008	1217/ 2/1	1234/ 1/1	1288/ 1/1	1301/ 1/1	1303/ 1/1	1307/ 1/1	
Faza	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.
Tb	0.62	0.98	0.87	0.94	0.74	0.76	0.67	0.85	0.72	0.79	0.71	0.8	0.91	0.77	0.73	0.73	0.76	0.68	0.64	0.65	0.65	0.71
Dy	3.09	4.68	4.08	4.56	3.81	3.88	3.57	4.3	3.65	3.85	3.67	3.84	4.32	3.72	3.73	3.79	4.02	3.63	3.42	3.33	3.71	
Ho	0.6	0.88	0.76	0.88	0.74	0.78	0.69	0.82	0.7	0.73	0.75	0.72	0.83	0.73	0.7	0.72	0.76	0.7	0.65	0.63	0.7	
Er	1.54	2.16	1.83	2.2	1.85	1.89	1.79	2.1	1.81	1.89	1.97	1.74	2.03	1.8	1.81	1.85	1.93	1.83	1.68	1.59	1.76	
Tm	0.19	0.28	0.24	0.29	0.25	0.25	0.25	0.28	0.23	0.25	0.26	0.23	0.26	0.24	0.24	0.23	0.25	0.25	0.23	0.21	0.24	
Yb	1.17	1.59	1.33	1.77	1.38	1.37	1.38	1.66	1.37	1.44	1.56	1.25	1.48	1.39	1.3	1.4	1.43	1.4	1.33	1.15	1.37	
Lu	0.17	0.22	0.19	0.25	0.21	0.21	0.2	0.24	0.2	0.2	0.23	0.18	0.22	0.2	0.2	0.2	0.21	0.21	0.19	0.17	0.19	
Cu	76	67	64	61	62	66	91	81	75	68	75	64	66	68	66	66	73	71	63	60	82	
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	7	<5	<5	<5	<5	
Zn	120	146	131	125	125	130	132	134	130	127	116	139	121	134	129	136	184	127	119	134	143	
Q	0	0	0	0	0.21	0.55	3.91	4.08	0.22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ol	6.34	4.16	10.4	1.1	0	0	0	0	0	17.02	5.26	14.93	6.58	9.66	10.24	11.79	9.69	13.99	10.74	11.13	12.69	
Ne	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	1.85	0	0	0	1.1	0	4.97	4.46	1.02	6.09	8.39	0	
Hy	0	11.33	1.82	5.8	16.05	17.02	15.94	13.08	18.3	0	19.16	8.13	0	0	0	0	0	0	0	0	2.43	

Objašnjenja: LOI – gubitak žarenjem (eng. loss on ignition); Mg# - magnezijski broj; Q- normativni kvarc (eng. quartz); Ol- normativni olivin; Ne- normativni nefelin; Hy- normativni hipersten (eng. hypersthene).

Tabela 4. Nastavak.

Uzorak br	1319/ 1/1	1322/ 1/1	1327/ 2/1	6047_ 3_1	7025_ 1_1	7033_ 1_1	7037_ 1_3	7042_ 6_2	7046_ 1_1	166/ 1/2	1056/ 1/1	1063/ 1/1	1/1/ 2102	1/1/ 2162	1/1/ 2092	1211/ 17/1	1230/ 1/1	1231/ 2/1	1246/ 1/1	1265/ 1/1	1277/ 1/1	
Faza	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.
SiO₂	46.48	42.95	44.38	45.41	45.58	45.49	44.02	37.67	43.88	44.35	43.94	43.91	46.52	41.41	41.27	49.75	45.25	43.91	45.42	44.05	43.47	
TiO₂	2.14	2.85	2.20	1.97	2.07	2.27	1.54	2.02	2.36	2.20	2.40	2.80	2.13	2.51	2.46	2.09	2.27	2.29	1.68	2.14	2.42	
Al₂O₃	13.91	13.63	13.07	14.37	14.69	15.04	13.98	11.57	13.30	13.63	14.07	13.98	14.38	13.36	12.32	14.65	14.02	12.79	14.28	13.30	13.71	
Fe₂O₃¹	14.05	15.27	13.68	12.62	12.56	11.95	13.41	12.19	13.03	13.32	12.61	15.01	13.12	14.06	13.92	12.59	13.63	13.94	12.81	13.58	14.74	
MnO	0.19	0.20	0.19	0.19	0.19	0.17	0.14	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.17	0.18	0.16	0.18	0.19	0.16	0.17	0.18	
MgO	9.02	7.24	9.29	6.80	8.79	6.83	7.48	8.07	10.02	7.27	10.51	8.04	7.17	5.89	7.46	6.08	7.97	7.60	8.22	8.12	6.68	
CaO	9.87	10.62	10.68	11.60	10.24	9.66	9.40	16.66	10.21	11.78	10.96	9.88	10.41	13.75	13.13	9.49	11.04	11.65	11.35	12.07	11.51	
Na₂O	2.93	2.24	2.27	2.55	2.56	2.39	2.10	1.63	1.73	2.73	2.52	2.73	2.99	2.23	2.16	2.85	2.91	2.61	2.69	2.62	2.82	
K₂O	0.66	0.66	0.69	0.71	1.03	0.89	0.56	0.84	0.80	0.81	0.99	1.00	0.79	0.62	0.62	0.71	0.79	0.64	0.49	0.63	0.51	
P₂O₅	0.30	0.38	0.32	0.37	0.43	0.38	0.25	0.44	0.40	0.41	0.54	0.42	0.38	0.31	0.32	0.24	0.36	0.33	0.23	0.27	0.31	
LOI	0.10	2.99	2.35	3.04	1.33	4.21	6.86	8.24	3.63	2.92	0.87	0.84	1.68	5.35	4.56	0.66	1.26	3.05	2.27	2.67	2.83	
SUM	99.65	99.03	99.12	99.63	99.47	99.28	99.74	99.52	99.54	99.60	99.59	98.81	99.75	99.66	98.40	99.27	99.68	99.00	99.60	99.62	99.18	
Mg#	0.72	0.65	0.73	0.68	0.74	0.69	0.69	0.72	0.75	0.68	0.77	0.68	0.68	0.62	0.68	0.66	0.70	0.68	0.72	0.70	0.64	
Na₂O/K₂O	4.44	3.39	3.29	3.59	2.48	2.68	3.75	1.94	2.16	3.37	2.55	2.73	3.78	3.60	3.48	4.01	3.68	4.08	5.49	4.16	5.53	

Tabela 4. Nastavak.

Uzorak br	1319/ 1/1	1322/ 1/1	1327/ 2/1	6047_ 3_1	7025_ 1_1	7033_ 1_1	7037_ 1_3	7042_ 6_2	7046_ 1_1	166/ 1/2	1056/ 1/1	1063/ 1/1	1/1/ 2102	1/1/ 2162	1/1/ 2092	1211/ 17/1	1230/ 1/1	1231/ 2/1	1246/ 1/1	1265/ 1/1	1277/ 1/1
Faza	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	1.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.
Ba	311	859	438	677	378	334	232	859	307	1080	469	594	534	325	907	837	1015	425	397	820	1285
Co	54.2	61.9	58.1	58.7	52.5	41.8	69.5	58.4	56.1	56.9	56.3	55.3	52.6	56.8	77.5	43.9	52.1	56.5	53	50.1	54.6
Ni	221	227	255	208	130	56	195	259	193	201	227	178	177	206	302	113	197	260	248	240	205
Cr	280	260	350	290	260	110	310	330	280	260	320	210	260	320	370	310	270	290	300	300	230
Cs	0.66	0.24	0.65	0.3	0.49	0.4	0.2	0.45	1.37	0.4	0.25	0.27	0.23	0.1	0.15	0.34	0.3	0.45	0.22	0.21	0.14
Ga	18.6	19.3	16.9	19	19.1	20.4	17.7	16.1	18.6	19.6	18.4	20.9	19.4	18.2	17.7	19	18.5	17.4	17.2	16.7	18
Hf	2.6	2.6	2.6	3.2	3.7	3.6	2.5	3.5	3.4	3.6	3.9	3.1	3	2.6	2.9	3	2.9	2.8	2.1	2.4	2.4
Nb	20.5	23.3	25.1	17.6	33.9	30.3	18.5	37.8	30.8	26.3	42.1	33.5	25	24.1	24.4	17	27.9	24.7	16.6	19.5	18.2
Rb	15.8	14.1	15.3	13.8	21.1	15.8	10.6	17.5	19.2	18.8	21.6	21.2	16.6	9.8	10.8	14.7	18.4	14	9.5	13.4	10.3
Sr	460	1315	488	493	479	515	335	661	696	528	551	633	499	621	557	541	594	500	484	487	493
Ta	1.2	1.4	1.5	1.3	2.5	2.2	1.5	2.8	2	1.7	2.7	2	1.6	1.7	1.7	1.1	1.7	1.5	0.9	1.1	1.1
Th	2.41	2.28	2.28	1.8	2.61	2.83	1.63	3.31	3.31	2.28	3.81	3.18	2.65	1.8	1.66	1.99	2.74	2.52	1.53	2.04	1.55
U	0.63	0.52	0.48	0.42	0.67	0.54	0.34	0.78	0.96	0.63	0.99	0.73	0.73	0.38	0.53	0.49	0.64	0.6	0.32	0.63	0.41
V	212	243	214	207	209	240	197	212	223	207	211	219	194	247	221	214	221	206	162	194	213
Zr	97	101	96	120	135	134	94	132	125	157	157	112	112	105	117	110	113	103	80	89	87
Y	20.3	20.1	17.8	20.8	21.4	22.5	19.7	19.1	20.5	21.6	23.9	21.1	20.7	18.5	17.2	21.4	21.2	20.6	16.4	18	18.9
La	17.9	18.1	19	18.1	22.7	21.8	14.3	25.6	24.1	22.5	31.5	28.8	22.2	16.9	16.5	15.2	23.3	19.5	13.6	16	14.9
Ce	35.5	37.5	37.8	36.7	47.2	45.8	31.3	51.6	47.7	45.9	61.2	55.1	43.6	35.9	34.5	29.7	45.1	39.1	26.1	31.3	30.1
Pr	4.37	4.74	4.64	4.77	5.88	5.85	4.03	6.31	5.9	5.66	7.25	6.38	5.19	4.54	4.43	3.89	5.47	4.79	3.15	3.83	3.84
Nd	17.5	19.4	18.3	20.5	24.2	23.8	16.6	25.4	24	21.9	26.6	24	19.8	18.2	17.8	16	21.2	18.9	12.6	15.2	16.1
Sm	4.17	4.62	4.2	5.01	5.33	5.5	3.95	5.43	5.78	4.93	5.56	5.4	4.54	4.13	4.24	3.96	4.79	4.32	3.04	3.62	3.9
Eu	1.61	1.8	1.59	1.63	1.66	1.84	1.36	1.69	1.84	1.91	2.11	2.19	1.78	1.72	1.79	1.54	1.79	1.71	1.28	1.42	1.6
Gd	4.43	4.83	4.38	4.93	5.09	5.39	3.97	5.07	5.42	5.46	6.18	5.97	5.1	4.59	4.63	4.39	5.11	5	3.68	4.04	4.33
Tb	0.73	0.72	0.7	0.73	0.77	0.8	0.66	0.74	0.82	0.87	0.96	0.93	0.82	0.74	0.72	0.71	0.78	0.75	0.6	0.62	0.69
Dy	3.87	3.9	3.49	4.11	4.39	4.51	3.73	3.99	4.37	4.23	4.85	4.48	4.13	3.81	3.54	3.86	4.05	3.87	3.13	3.33	3.62
Ho	0.79	0.74	0.68	0.74	0.77	0.85	0.73	0.71	0.79	0.81	0.95	0.83	0.79	0.74	0.68	0.76	0.78	0.71	0.6	0.64	0.71
Er	2	1.77	1.74	1.97	2.13	2.29	1.98	1.99	1.99	2.02	2.37	2.04	2.04	1.88	1.69	2.03	1.98	1.9	1.51	1.61	1.74
Tm	0.27	0.24	0.24	0.28	0.31	0.32	0.28	0.27	0.28	0.26	0.32	0.25	0.26	0.24	0.22	0.28	0.25	0.24	0.21	0.22	0.24
Yb	1.47	1.4	1.35	1.66	1.81	2.06	1.8	1.63	1.62	1.54	1.91	1.41	1.48	1.47	1.24	1.57	1.47	1.39	1.21	1.26	1.32
Lu	0.22	0.19	0.2	0.23	0.25	0.28	0.24	0.23	0.22	0.23	0.28	0.21	0.22	0.22	0.18	0.23	0.21	0.21	0.18	0.19	0.19
Cu	61	68	64	59	61	64	79	71	69	71	53	67	57	71	62	53	69	67	61	65	70
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	5	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Zn	155	156	141	123	115	118	125	111	128	136	124	143	137	161	121	145	136	146	118	128	139
Q	0	0	0	0.3	0	2.41	3.35	0	0	0	0	0	0	0	0	2.09	0	0	0	0	0
Ol	18.71	12.76	17.43	0	7.04	0	0	1.47	0.67	7.72	17.95	8.88	0.85	2.63	6.75	0	14.24	12.65	15.64	13.24	11.95
Ne	0.02	0	0	0	0	0	0	10.84	0	0	0	0	0	0	0	0	3.31	3.01	1.72	4.71	4.01
Hy	0	2.86	1.14	10.99	10.86	17.25	18.9	0	24.81	0.89	0	7.46	12.87	0	0	16.56	0	0	0	0	0

Tabela 4. Nastavak.

Uzorak br.	1289/ 1/1	1311/ 1/1	1312/ 1/1	1313/ 1/1	1314/ 1/1	1328/ 1/1	1331/ 1/1	1/1/ 7108	1/1/ 7122	3114/ 16/1	6051_ 15_1	7076_ 1_1	1050/ 1/1	1/1/ 2094	1224/ 2/1	1239/ 1/1	1270/ 1/1	1273/ 2/1	1300/ 1/1	1340/ 1/1	6035_ 1_2	
Faza	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.
SiO ₂	45.74	45.19	44.00	46.40	45.93	45.29	45.03	40.42	43.05	46.00	45.06	46.33	40.70	41.89	40.17	42.36	41.79	41.88	41.81	40.65	40.08	
TiO ₂	2.28	2.45	2.50	1.88	1.95	1.98	1.98	2.34	2.46	2.03	1.94	2.15	2.60	2.67	2.39	2.48	2.97	2.68	2.72	2.87	2.58	
Al ₂ O ₃	14.58	13.92	13.86	13.94	13.76	13.83	13.36	13.34	13.60	14.77	13.59	14.76	11.33	11.76	10.96	11.64	12.42	12.14	12.43	11.44	11.58	
Fe ₂ O ₃ [†]	14.11	14.26	14.11	13.36	13.47	13.94	13.91	13.49	14.27	12.00	12.65	12.05	11.88	12.44	11.47	12.55	12.96	12.82	12.69	13.57	13.51	
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.19	0.18	0.16	0.17	0.17	0.20	0.19	0.19	0.20	0.19	0.18	0.18	0.19	0.19	0.22	0.21	
MgO	6.38	6.47	7.58	7.57	7.83	7.82	8.56	6.99	7.44	6.82	8.63	6.73	14.69	12.53	11.45	14.60	10.70	12.36	10.34	14.21	12.38	
CaO	10.84	11.11	11.72	10.82	10.99	10.60	10.89	13.40	11.86	11.72	11.64	11.60	11.05	10.70	13.52	9.89	11.04	10.34	11.58	10.91	11.74	
Na ₂ O	2.78	2.61	2.84	2.71	2.70	2.58	2.60	2.20	2.80	2.80	2.62	3.12	2.82	3.18	2.74	2.92	3.00	2.67	2.79	3.18	2.44	
K ₂ O	0.54	0.64	0.69	0.67	0.61	0.65	0.70	0.61	0.64	0.95	0.81	0.88	1.30	1.48	0.73	1.22	1.41	1.16	1.04	1.29	0.58	
P ₂ O ₅	0.23	0.28	0.32	0.27	0.29	0.29	0.28	0.26	0.35	0.55	0.46	0.45	0.89	1059	0.81	0.70	1.04	0.93	0.94	0.88	0.87	
LOI	1.70	2.33	2.01	1.95	1.53	1.73	1.76	5.97	2.73	1.98	1.84	1.31	2.04	0.60	4.19	0.42	0.92	2.48	2.27	0.35	2.88	
SUM	99.36	99.44	99.81	99.75	99.23	98.90	99.25	99.18	99.37	99.79	99.44	99.57	99.49	98.51	98.62	98.96	98.43	99.65	98.80	99.57	98.85	
Mg#	0.64	0.64	0.68	0.69	0.70	0.69	0.71	0.67	0.67	0.69	0.73	0.69	0.83	0.80	0.80	0.82	0.77	0.79	0.76	0.81	0.78	
Na ₂ O/K ₂ O	5.15	4.08	4.12	4.04	4.43	3.97	3.71	3.61	4.38	2.95	3.23	1.94	2.17	2.15	3.75	2.39	2.13	2.30	2.68	2.47	4.21	
Ba	594	549	353	321	417	2090	862	412	1715	843	513	397	600	668	653	597	829	640	657	668	1180	
Co	51.1	57.6	54.3	55.5	52.8	56.4	57.2	52.5	57.3	48.8	57.2	48.6	56.5	54.7	48.9	57.6	49.9	54.2	50.8	61	68.1	
Ni	185	242	219	230	220	226	245	212	227	123	201	121	460	350	285	483	273	357	247	436	345	
Cr	270	340	320	350	280	270	280	300	300	250	290	220	670	490	400	560	390	430	360	550	310	
Cs	0.33	0.27	0.31	0.38	0.22	0.3	0.28	0.14	0.3	0.86	0.47	0.44	0.61	0.68	0.62	0.58	0.33	0.37	0.6	0.69	0.53	
Ga	17.8	18.1	17.9	17.9	18.5	19	17.6	17	17.9	20.8	19.3	20.2	16.3	17.9	15.3	16.1	17.3	16.4	17.7	17.2	17.5	
Hf	2.3	2.6	2.8	2.5	2.6	2.7	2.6	2.4	2.6	3.8	3.4	3.5	4.9	5.7	3.9	4.3	4.4	3.9	4.6	5.1	4.7	
Nb	18	22.7	25.3	19.2	19.7	19.7	19.8	21.2	23.4	39.5	32.7	31.9	80.6	88.6	60.5	69.6	73	53.9	70.2	79.7	64.2	
Rb	12.1	13.4	15.5	17	12.7	14.1	14.6	12	14	19.5	16	18.2	31.5	38.3	24.2	32.9	34.5	26.2	27.4	35.3	11.3	
Sr	538	516	553	443	528	567	443	473	619	686	590	567	829	981	891	779	1105	914	1020	941	818	
Ta	1.1	1.4	1.5	1.2	1.2	1.2	1.2	1.3	1.5	2.6	2.2	2.1	4.8	5.3	3.6	4.2	4.3	3.2	4	5	4.3	
Th	2.1	2.32	2.57	2.41	2.25	2.17	2.07	2.31	2.16	4.13	3.37	3.29	7.51	8.09	5.45	5.66	6.13	4.62	7.77	7.58	5.42	
U	0.55	0.48	0.58	0.74	0.52	0.76	0.55	0.5	0.54	1.01	0.77	0.84	1.85	2.04	1.41	1.32	1.27	1.22	1.87	1.76	1.1	
V	218	243	230	213	202	213	205	235	246	200	197	202	176	193	187	184	206	188	213	224	203	
Zr	83	92	100	92	92	96	96	88	96	146	128	126	227	266	171	194	198	166	202	212	196	
Y	17.9	18.8	19	17.8	19.5	21.4	18.8	17.7	18.2	22.6	20.4	21.9	24.5	28.5	22.9	24.2	26.7	23.1	28	26.6	24.6	
La	14.8	17.9	20.6	16.3	17.2	18	16.6	18.4	19	32.6	25.7	24.6	56.8	66.3	43.7	45.4	54.3	41.1	59	59	49.7	
Ce	29.3	35.7	39.9	32.9	34.4	34.2	32.4	35.3	37.8	62.8	52	50	106	124	82.7	85.7	103	80.1	108	109.5	98.2	
Pr	3.64	4.5	4.95	4.07	4.26	4.19	4	4.42	4.76	7.69	6.36	6.03	11.95	14	9.54	9.8	11.95	9.48	12.35	12.7	11.5	

Tabela 4. Nastavak.

Uzorak br.	1289/ 1/1	1311/ 1/1	1312/ 1/1	1313/ 1/1	1314/ 1/1	1328/ 1/1	1331/ 1/1	1/1/ 7108	1/1/ 7122	3114/ 16/1	6051_ 15_1	7076_ 1_1	1050/ 1/1	1/1/ 2094	1224/ 2/1	1239/ 1/1	1270/ 1/1	1273/ 2/1	1300/ 1/1	1340/ 1/1	6035_ 1_2	
Faza	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	2.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.	3.
Nd	14.6	18.3	19.9	15.9	16.9	16.8	15.6	17.8	19.5	30.3	25.5	24.5	42	49	34.8	35	43.6	36.4	44.2	45.5	44.2	
Sm	3.54	4.19	4.48	3.8	4.04	4.04	3.87	4.15	4.42	6.41	5.82	5.67	7.69	8.88	6.48	6.71	8.09	7.08	8.42	8.75	8.73	
Eu	1.53	1.69	1.77	1.46	1.56	1.54	1.46	1.61	1.72	2.13	1.85	1.92	2.68	3.12	2.24	2.3	2.97	2.57	2.84	2.88	2.55	
Gd	4.08	4.54	4.85	4.13	4.42	4.48	4.25	4.33	4.73	6.33	5.47	5.89	7.87	8.78	6.59	6.73	8.14	7.11	8.26	8.21	7.95	
Tb	0.64	0.7	0.72	0.65	0.71	0.71	0.68	0.63	0.72	0.91	0.79	0.86	1.11	1.28	0.92	0.94	1.08	0.96	1.14	1.12	1.05	
Dy	3.45	3.64	3.87	3.47	3.86	3.91	3.72	3.43	3.76	4.82	4.41	4.66	5.02	5.7	4.51	4.61	5.04	4.67	5.51	5.46	5.41	
Ho	0.69	0.72	0.73	0.67	0.75	0.78	0.72	0.67	0.71	0.85	0.77	0.85	0.94	1.06	0.83	0.86	0.94	0.84	1.02	1	0.95	
Er	1.73	1.81	1.86	1.73	1.9	2	1.83	1.68	1.8	2.26	2.02	2.2	2.38	2.73	2.1	2.19	2.4	2.14	2.64	2.5	2.46	
Tm	0.23	0.24	0.25	0.26	0.25	0.26	0.25	0.23	0.23	0.3	0.27	0.3	0.3	0.36	0.28	0.29	0.3	0.27	0.33	0.32	0.33	
Yb	1.29	1.46	1.41	1.36	1.49	1.5	1.38	1.32	1.3	1.72	1.66	1.77	1.75	2	1.54	1.76	1.78	1.53	2.04	1.86	1.88	
Lu	0.19	0.21	0.21	0.21	0.22	0.23	0.2	0.2	0.19	0.25	0.22	0.24	0.26	0.3	0.23	0.25	0.26	0.23	0.3	0.28	0.23	
Cu	69	72	70	69	74	75	66	45	60	60	65	66	43	46	54	54	53	63	55	59	58	
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	12	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	
Zn	123	135	129	132	127	140	132	129	136	130	130	122	114	128	130	125	133	135	135	149	125	
Q	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ol	10.59	10.09	12.35	13.16	14.92	15.34	16.78	9.09	12.21	3.96	9.26	6.67	24.88	20.67	14.16	25.92	16.75	22.21	16.17	23.38	20.87	
Ne	0	0	5.28	0	0	0	1.61	8.64	6.27	0	0	0	9.77	8.33	14.79	10.9	10.91	7.7	8.91	16.78	3.2	
Hy	2.5	2.16	0	2.11	0.01	1.27	0	0	0	5.58	3.06	1.17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

2.1.5 Diskusija

2.1.5.1 Starost bazalnog vulkanizma područja Jabal Eghei: koliko je bilo magmatskih događaja?

Kao što je već spomenuto, izdvajanje bazalta područja Jabal Eghei u tri različite vulkanske faze izvršeno je pretežno prema superpozicionim odnosima koji se mogu opservirati na terenu i ova zapažanja su generalno potvrđena raspoloživim radiometrijskim odredbama starosti. Interpretacija uključuje i korelaciju sa susednim područjima, mada su izdvajanja na faze i podfaze u mnogim drugim područjima izvršena na daleko kompleksniji način (Piccoli, 1970; Ade-Hall et al., 1974; Almond et al., 1974; Jurak, 1978; Busrewil and Wadsworth, 1980a; Woller and Fediuk, 1980; Busrewil and Esson, 1991; Farahat et al., 2006; Cvetković et al., 2010a; Bardintzeff et al., 2011; Lustrino et al., 2012; Miller et al., 2012; Abdel-Karim et al., 2013).

Suprotno ovom pristupu detaljnih razdvajanja na serije slivova, pa čak i individualne slivove, u ovoj doktorskoj disertaciji smo se opredelili za mnogo grublju podelu. Naime, dobijene K/Ar radiometrijske starosti pokazuju da je vulkanizam u području Jabal Eghei najverovatnije bio aktivan kontinuirano, od srednjeg miocena do sredine pleistocena. Uzimajući u obzir i to da između bazalta prve i druge faze nema petrogenetski značajnih razlika, to jest da su osetnije promene u petrološkom sastavu prisutne tek pojavom najmlađih bazalta treće faze, odlučili smo se za još jednostavniju interpretaciju starosti vulkanskih produkata koji su nastali tokom bazalnog magmatizma područja Jabal Eghei.

Kombinovanjem raspoloživih radiometrijskih odredbi starosti sa setom drugih karakteristika koje su konstatovane ispitivanjem ovih stena, kao što su stratigrafski odnosi, vulkanološke i petrografske odlike, kao i sadržaji glavnih elemenata i elemenata u tragovima, može se konstatovati da su proučavani bazalti Jabal Eghei obrazovani tokom samo *dve odvojene vulkanske epizode*. Pod 'vulkanskom epizodom' u ovoj doktorskoj disertaciji podrazumeva se jedan određen period vulkanske aktivnosti, tokom kojeg se odvijao jedan poseban eruptivni stil za vreme kojeg je došlo do stvaranja vulkanskih produkata sasvim određenog karaktera, a sve, eventualno, kao rezultat specifičnog geodinamičkog režima.

U ovom kontekstu, možemo reći da prva vulkanska epizoda obuhvata prvu i drugu fazu tokom kojih su se obrazovale velike mase tranzicionih bazalta. Iako se, kako je rečeno, bazaltni produkti prve i druge faze mogu stratigrafski razdvojiti na više mesta na terenu, ove bazaltne lave pokazuju kontinuum u K/Ar odredbama starosti (od ~16 do ~5 Ma) i imaju vrlo slične facijalne i petrohemijske karakteristike. Druga vulkanska epizoda obuhvata formiranje alkalnih bazalta/bazanita. Alkalni bazalti/bazaniti pokazuju rang starosti između 4 Ma i ≤ 1 Ma, koji ukazuje na to da je između prve i druge vulkanske epizode najverovatnije postojao jedan kratak period prekida od oko jednog miliona godina ili možda još kraće od toga. Ova mlađa, pliocensko-pleistocenska epizoda po svemu sudeći se nastavlja u vidu subrecentne vulkanske aktivnosti na severu i jugu. Na severu je prisutna u oblasti koja se nalazi oko 200 km severozapadno od područja Jabal Eghei, gde se nalazi jedini danas aktivni vulkan u Libiji Waw en Namus (Bardintzeff et al., 2011; Miller et al., 2012), a na jugu je predstavljena aktivnim vulkanizmom Čada (Permenter and Oppenheimer, 2007).

2.1.5.2 Eruptivni stil i vulkanski produkti kompleksa Jabal Eghei

Postoji niz petrografskih i vulkanoloških odlika koji ukazuju na upečatljivu razliku u eruptivnom stilu i u karakteru vulkanskih produkata između bazalta koji su obrazovani tokom prve i onih koji su nastali za vreme druge vulkanske epizode.

U toku prve vulkanske epizode proizvedeni su brojni bazaltni platoi koji su se uglavnom formirali izlivanjem lave čije je uspinjanje bez sumnje bilo kontrolisano dubokim rupturama. Prema svim pokazateljima to su najverovatnije bila potpuno mirna izlivanja bazaltne lave dobre pokretljivosti zbog veoma niskog viskoziteta, što su osnovne odlike karakteristične za havajski tip vulkanske aktivnosti (npr. Walker, 1973; Wilson and Head, 1981; Parfitt et al., 2002; Gottsmann et al., 2004; Thordarson and Larsen, 2007; Schmincke, 2012).

Lave su se odlikovale niskim aspektnim odnosom i primarno su bile pločasto do poligonalno lučene. Ove pukotine lučenja su tokom post-smeštajnog perioda poslužile za intenzivnu fragmentaciju i dalje fizičko raspadanje stenskih masa, zbog čega se ostaci ovih bazaltnih slivova danas uglavnom sreću u vidu manje ili više raspadnutih blokova očvrslе lave.

Prema morfologiji lava i njihovom sklopu može se zaključiti da su erupcije bile subaerskog karaktera, a na osnovu činjenice da se iznad starijih lava u okviru prve epizode često nalazi pokrov od relativno debele kore raspadanja, može se zaključiti da je prva vulkanska epizoda bila vezana za erupcije koje su se odvijale pod humidnim klimatskim uslovima. Moguće je da su krajem ove vulkanske epizode klimatski uslovi postali suvlji, budući da su se preko najmlađih lava prve vulkanske epizode obrazovali sedimenti kore raspadanja debljine od samo nekoliko centimetara, koji su akumulirani u cirkularnim depresijama poznatim pod zajedničkim imenom balta (videti sliku 11k).

Druga vulkanska epizoda bila je vezana za upadljivo drugačije eruptivne mehanizme, a uz to tokom nje je emitovana daleko manja zapremina bazaltne magme nego što je to bio slučaj sa starijom vulkanskom epizodom. Ova bazaltna lava pretežno je emitovana kroz centralne dovodne kanale na čijem je vrhu, na samoj površini, dolazilo do formiranja individualnih kratera i piroklastičnih kupa različitih dimenzija. Pošto prostorni raspored ovih kupa gradi karakteristične nizove, može se zaključiti da je i emisija i najmlađih bazalta područja Jabal Eghei, poput onih starijih tokom prve vulkanske epizode, bila kontrolisana dubokim rupturama.

Tokom plio-pleistocenske vulkanske epizode došlo je do razvoja relativno slabih do srednje eksplozivnih erupcija mafičnih magmi; ova vulkanska aktivnost je najviše odgovarala strombolskom tipu erupcija ili prelazu između havajskog i strombolskog tipa vulkanske aktivnosti (Parfitt and Wilson, 1995; Vespermann and Schmincke, 2000).

Eruptivni pulsevi strombolskog tipa bili su odgovorni za obrazovanje piroklastičnih kupa izgrađenih od fragmenata bazaltne šljake. Takve erupcije su najčešće kontrolisane ekspanzijom magmatskih gasova i fragmentacijom šupljikave lave u gornjim delovima vulkanskih dovodnih kanala (Blackburn et al., 1976; Houghton et al., 1999; Vespermann and Schmincke, 2000). Ove erupcije se često dešavaju naizmenično sa stvaranjem lavičnih fontana, odnosno sa događajima havajskog stila erupcije; prelaz ka havajskim erupcijama bio je označen emitovanjem slabo vezikularnih blokova koji pokazuju tragove plastičnih deformacija do kojih dolazi tokom letenja ili u sudaru sa tlom. U ređim slučajevima, ovi blokovi i bombe mogu da budu i rekonstituisani u manje lavične tokove (Thordarson and Self, 1993; Mangan and Cashman, 1996; Parfitt, 1998; Wolff and Sumner, 2000), što se u nekim retkim slučajevima najverovatnije događalo i u oblasti Jabal Eghei. Na to ukazuje prisustvo nekoliko vulkanoloških karakteristika veoma tipičnih za ovaj tip eruptivne aktivnosti, kao što su: zidovi kratera izgrađeni od dobro sortiranih aglomerata, gradacija ovih naslaga ka lapilitima, plastične deformacije manje vezikularnih bombi i drugo (slika 12c i 12e).

Prisustvo ksenolita omotača u nekim piroklastičnim kupama koje su obrazovane tokom druge vulkanske epizode u oblasti Jabal Eghei ukazuje na to da su alkalne bazaltne magme verovatno mnogo kraće boravile u plitkim nivoima kontinentalne kore od onih koje su nastale tokom prve

vulkanske epizode. Ovakav zaključak se slaže i sa geohemijskim podacima, to jest sa činjenicom da su bazalti nastali tokom druge epizode kristalisali iz primitivnijih (manje izvedenih) rastopa u poređenju sa starijim bazaltima (videti i dalje odeljke), a saglasan je i sa podacima drugih autora o brzini uspinjanja ovih magmi (npr. Demouchy et al., 2006).

Prethodno prikazano grupisanje bazalta područja Jabal Eghei u dve odvojene vulkanske epizode zasnovano je prvenstveno na vulkanološkim, petrološkim i u izvesnom smislu geohemijskim kriterijumima, dok su rezultati analiza K/Ar radiometrijske starosti poslužili samo kao potvrda superpozicionih opservacija na terenu. U narednim odeljcima razmotrićemo i nekoliko petrogenetski važnih aspekata postanka i evolucije bazalta Jabal Eghei. U ovim delovima ćemo pokušati da naglasimo petrogenetske razlike između bazalta nastalih tokom ovih dveju vulkanskih epizoda, a zatim i da utvrdimo kako se ovi petrogenetski aspekti mogu iskoristiti da bismo objasnili specifičnost geodinamičkih uslova koji su vladali tokom ova dva vulkanska događaja na prostoru južne Libije. Sve ovo, najzad, ima za cilj da se kroz proučavanje bazalta prikupi što više informacija o procesima koji su se odvijali u gornjem omotaču ispod područja Jabal Eghei, koje bi kasnije bile integrisane sa podacima o proučavanju ksenolita (poglavlje 2.2).

2.1.5.3 Sastav primarnih magmi

Svi prethodno izneti i detaljno obrazloženi petrološki, vulkanološki, radiometrijski i geohemijski argumenti ukazuju na to da je čitava vulkanska provincija Jabal Eghei nastala tokom dve odvojene vulkanske epizode koje se međusobno razlikuju prema zapremini emitovane lave, stilu i mehanizmu eruptivne aktivnosti, kao i prema nekim elementima koji se odnose na sastav magme. Da bi se dobio bolji i detaljniji uvid u prirodu geodinamičkih uslova koji su bili aktivni tokom ovih vulkanskih procesa, a posebno da bi se ispitala mogućnost da je između ove dve epizode došlo do merljivih promena u geodinamičkom stilu, neophodno je da se detaljnije razmotri i značaj nekih mogućih razlika u petrološkim karakteristikama između ovih dveju grupa vulkanskih stena.

U ovom kontekstu, jedno od prvih pitanja koje se može postaviti glasi: da li su stene obeju grupa – i tranzicioni bazalti prve vulkanske epizode i alkalni bazalti/bazaniti druge vulkanske epizode – kristalisale iz rastopa koji su nastali evolucijom sličnih ili istih primarnih magmi?

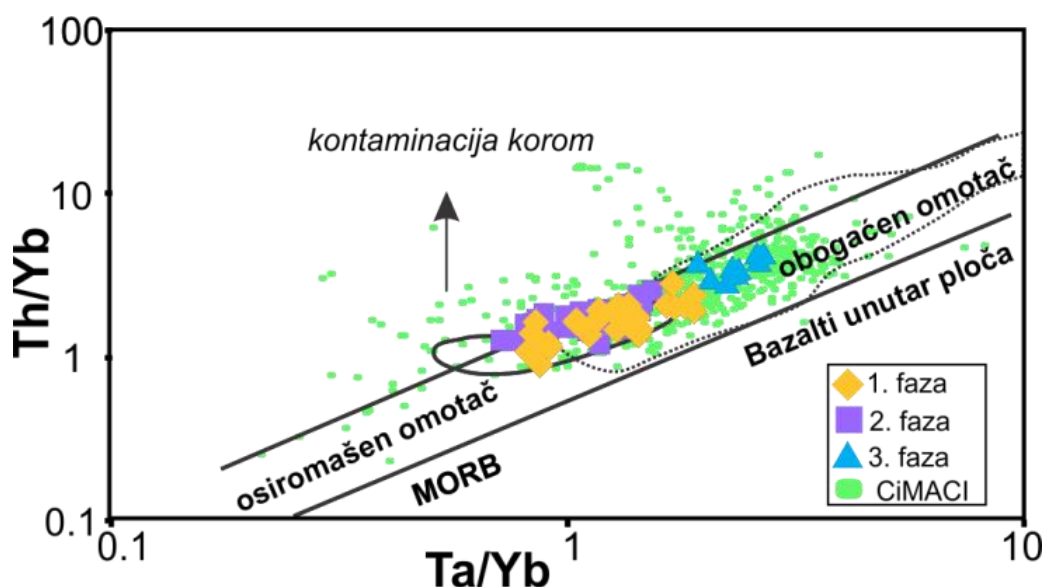
Prema prikazanim petrološkim i geohemijskim odlikama, može se sa visokim stepenom sigurnosti pretpostaviti da procesima magmatske diferencijacije, recimo, frakcionom kristalizacijom ili procesima asimilacije materijalom kontinentalne kore, nije moguće proizvesti mlađe alkalne bazalte iz starijih tranzicionih bazalta. Naime, mlađi alkalni bazalti/bazaniti imaju istovremeno i više vrednosti Mg#, ukupne sadržaje MgO Ni i Cr, a uz to i više koncentracije svih najnekompatibilnijih elemenata u tragovima (npr. La, Nb, Th). Takve geohemijske razlike obično zahtevaju da magme dolaze iz različitih geohemijskih izvora, a u najmanju ruku nedvosmisleno pokazuju da plio-pleistocenski bazalti nisu mogli biti formirani iz magmi iz kojih su kristalisali stariji tranzicioni bazalti isključivo putem procesa diferencijacije.

Ako se posmatraju izdvojeno, jasno se uviđa da tranzicioni bazalti pokazuju niže vrednosti Mg#, kao i niže koncentracije Ni i Cr iz čega sledi da su ove stene kristalisale iz izvedenih mafičnih rastopa, a ne iz primarnih magmi koje su nastale direktnim parcijalnim stapanjem gornjeg omotača (npr. Wilson, 2007). Međutim, iz prethodne diskusije sledi i to da su parentalne magme tranzicionih bazalta morale biti drugačijeg sastava od onih koje su proizvele mlađe alkalne bazalte/bazanite. Ovaj zaključak je u potpunoj saglasnosti i s podacima proučavanja srodnih stena u susednim regionima, koji pokazuju da slične grupe tranzicionih i alkalnih bazaltoida pokazuju različite linije

varijacija na većini varijacionih Harkerovih dijagrama sadržaja elemenata u tragovima prema nekom diferencijacionom indeksu (npr. Natali et al., 2011).

S druge strane, na pitanje kolika je mogla biti uloga kontaminacije materijalom kontinentalne kore mnogo je teže odgovoriti, prvenstveno zbog odsustva podataka o sadržaju radiogenih izotopa u ispitivanim bazaltoidnim stenama. I tranzicioni bazalti i alkalni bazalti/bazaniti pokazuju apsolutne sadržaje elemenata u tragovima, kao i varijacije njihovih međusobnih odnosa, koji ne ukazuje da je geohemijski doprinos materijala kontinentalne kore u magmatskoj evoluciji ovih rastopa bio iole značajan (npr. Aitchison and Forrest, 1994).

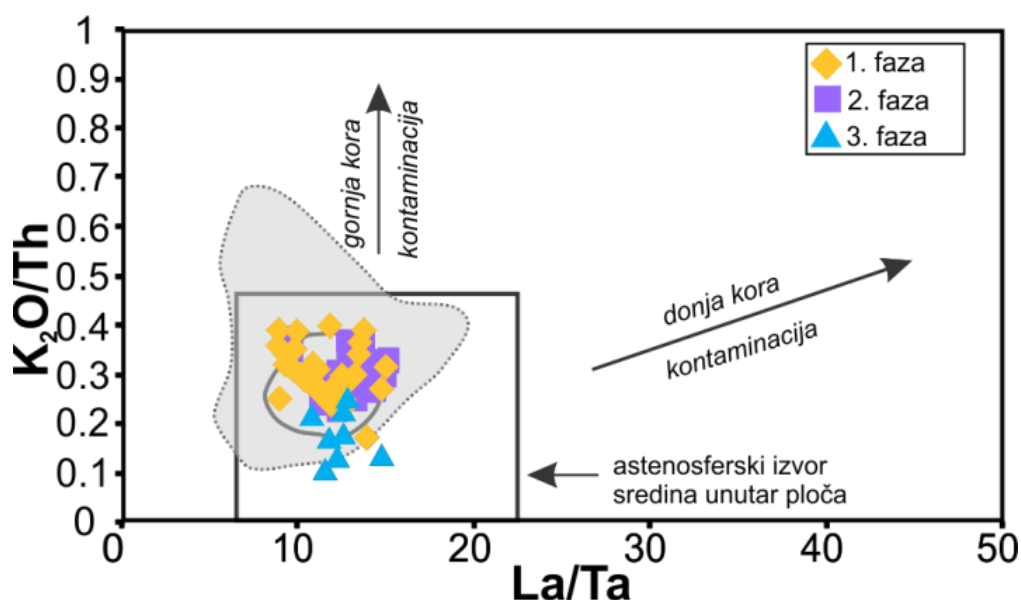
Na primer, varijacije između odnosa Ta/Yb i Th/Yb, kao one i između odnosa La/Ta i K₂O/Th, koje su prikazane na dijagramima na slici 18, odnosno slici 19, ukazuju na to da proučavane stene Jabal Eghei ne pokazuju posebna obogaćenja u sadržaju elemenata iz grupe LILE (eng. *large ion lithophile elements* – LILE) u odnosu na tzv. elemente jakog polja, to jest HFSE (eng. *high-field strength elements* – HFSE). Poznato je da su ekstremna obogaćenja u LILE karakteristična za stene kontinentalne kore, pa time i za magme koje su kontaminirane tim materijalom (npr. Pearce, 1982).



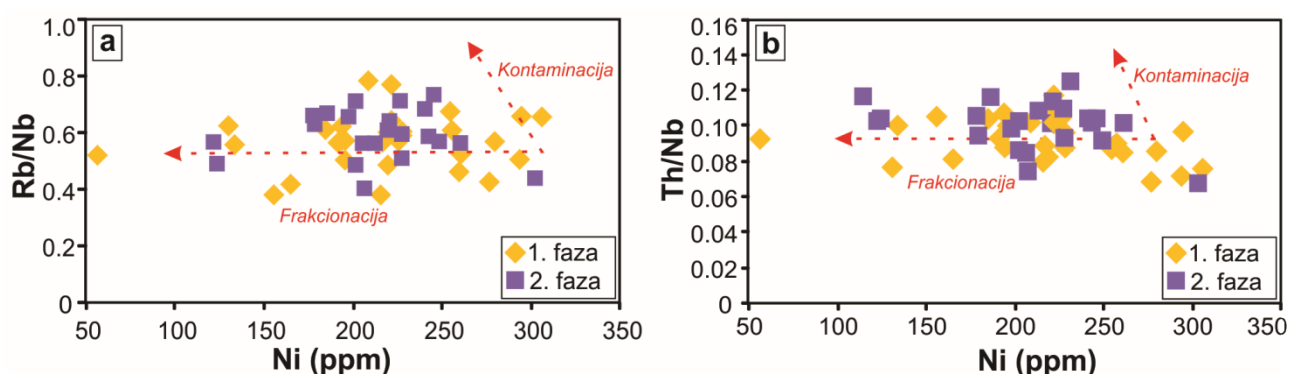
Slika 18. Prikaz odnosa Ta/Yb i Th/Yb za bazalte provincije Jabal Eghei; analize cirkum-mediteranske anorogene kenozojske magmatske provincije (CiMACI) po Lustrino and Wilson (2007); polja za MORB (pune linije) i bazalti unutar ploča (isprekidane linije) prema Pearce (1982).

Ipak, zapaža se da neki uzorci tranzicionih bazalta pokazuju blago povišene vrednosti odnosa Th/Yb i K₂O/Th za date vrednosti odnosa Ta/Yb, odnosno La/Ta, što se može protumačiti kao posledica ograničenih geohemijskih efekata asimilacije materijalom kontinentalne kore.

Premda je utvrđeno da tranzicioni bazalti pokazuju veoma slabu korelaciju između sadržaja Ni, kao indeksa diferencijacije, i odnosa Rb/Nb i Th/Nb, kao mogućih pokazatelja geohemijskog doprinosa materijala kontinentalne kore (slika 20), budući da su u nekim uzorcima odnosi Rb/Nb i Th/Nb nešto viši, tačnije malo povišeni za datu koncentraciju Ni, izvesna uloga procesa asimilacije u petrogenetskoj evoluciji ovih vulkanita ne može biti potpuno isključena.



Slika 19. Prikaz odnosa La/Ta i K_2O/Th bazalta sve tri vulkanske faze oblasti Jabal Eghei; polja za MORB (pune linije) i bazalti unutar ploča (isprekidane linije) prema Pearce (1982).



Slika 20. Odnos Rb/Nb i Ni (ppm) (a) i Th/Nb i Ni (ppm) (b) u tranzicionim bazaltima oblasti Jabal Eghei.

Na sličan zaključak upućuju i blago povišeni odnosi U/Nb u nekim tranzicionim bazaltima, koji idu čak i do 0.04 i viši su nego oni konstatovani u alkalnim bazaltima/bazanitima (uglavnom ≤ 0.02). Poznato je da U i Nb imaju veoma slične koeficijente raspodele zbog čega su odnosi U/Nb neosetljivi na procese kristalne frakcionacije pa čak i na efekte koji mogu biti prouzrokovani procesima parcijalnog stapanja (npr. Hofmann, 2003). Zato se variranja u vrednostima odnosa ovih elemenata često koriste da bi se detektovao mogući doprinos materijala kontinentalne kore u primarnim mafičnim rastopima. Recimo, slične razlike u U/Nb odnosima uočene su između silicijom nezasićenog foidita (0.200 ± 0.009 Ma) i bazalta (8.11 ± 0.22 Ma) kod stena Wau en Namus, pri čemu su ova zapažanja od strane nekih autora bila pripisana efektima ograničene asimilacije stenama kontinentalne kore tokom petrogenetske evolucije starijih vulkanita (Bardintzeff et al., 2011).

Prethodno izneta diskusija, u sprezi sa svim ostalim trenutno dostupnim podacima, omogućuje da se izvedu dva zaključka:

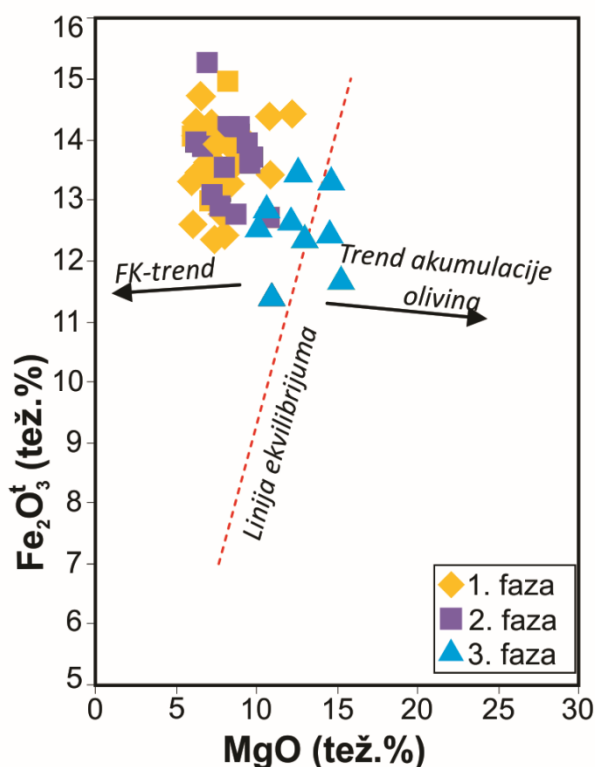
1) dve vulkanske epizode tokom kojih je obrazovana vulkanska oblast Jabal Eghei proizvele su i dve grupe bazaltoida koji su nastali od različitih primarnih magmi, to jest od magmi koje po sastavu ne mogu biti međusobno petrogenetski povezane procesima diferencijacije, i

2) procesi frakcionacije, a verovatno i ograničena asimilacija materijalom kontinentalne kore, bili su najvažniji mehanizmi diferencijacije, ali su oni imali merljivu ulogu jedino u slučaju magmatske evoluciji produkata prve vulkanske epizode, odnosno tranzicionih bazalta; u petrogenezi mladih alkalnih bazaltoida ovi procesi nisu imali veću ulogu.

U narednom tekstu biće najpre diskutovani procesi magmatske diferencijacije kod kojih će biti prvenstveno istaknut značaj kristalne frakcionacije tokom prve vulkanske epizode. Zatim će biti diskutovan karakter procesa parcijalnog stapanja u magmatskom izvoru, i to na primerima produkata i prve i druge vulkanske epizode.

2.1.5.4 Diferencijacija tranzicionih bazalta putem kristalne frakcionacije

Sadržaji Ni i Cr u tranzicionim bazaltima nastalim tokom prve vulkanske epizode, značajnije su niži od sadržaja ovih elemenata za koje se smatra da odlikuju primarne rastope formirane direktnim parcijalnim stapanjem peridotita iz omotača (npr. Frey et al., 1978; Wilson, 2007). Na dijagramu odnosa MgO i Fe₂O₃, koji je prikazan na slici 21, primerci tranzicionih bazalta uglavnom se odlikuju vrednostima karakterističnim za magme koje su pretprele procese frakcionacije olivina. Ovo ukazuje da nijedan od proučavanih primeraka tranzicionih bazalta nije direktno kristalisao iz primarnog mafičnog rastopa, već iz magme koja je pretrpela procese kristalne frakcionacije u izvesnom stepenu.



Slika 21. Dijagram odnosa MgO i Fe₂O₃ (tež.%) bazalta oblasti Jabal Eghei; linija ekvilibrijuma je nacrtana na osnovu Fe–Mg koeficijenta raspodele (Kd) između olivina i rastopa, koji iznosi 0.3 ± 0.03 (Roeder and Emslie, 1970); FK - frakciona kristalizacija.

Na značajniju ulogu kristalne frakcionacije tokom procesa magmatske diferencijacije tranzicionih bazalta ukazuju i neki petrografski pokazatelji, kao što je zapažanje da se olivin u svim primercima ovih bazalta pojavljuje kao osnovna i najvažnija intratelurska faza, to jest kao fenokristal, kao i to

da olivin veoma često gradi glomeroporfirne agregate što upućuje na to da je ovaj mineral bio najzastupljenija faza u frakcioniranoj asocijaciji minerala. Na istom dijagramu (slika 21) vidi se da uzorci alkalnih bazalta/bazanita plotuju blizu Fe/Mg linije ekvilibrijuma, što znači da je između njihovog sastava i sastava okolnog rastopa vladala fizičko-hemijska ravnoteža, a to dalje potvrđuje da su ove stene kristalisale iz magmi koje su po sastavu bile bliske primitivnim rastopima.

Kako bismo bliže procenili i kvantifikovali ulogu kristalne frakcionacije u evoluciji bazaltne magme tokom prve vulkanske epizode, primenili smo preračune ravnotežne kristalizacije koristeći program MELTS prema Ghiorso and Sack (1995). Uzorak 2058 je uzet kao predstavnik sastava najprimitivnijeg rastopa u magmatskoj evoluciji. Reč je o bazaltu porfirne strukture sa sadržajem MgO od 11.37 tež.% i sadržajima Cr i Ni od 430 ppm, odnosno 307 ppm. Za ovaj sastav, program MELTS je proračunao temperaturu likvidusa od 1318 °C, uz pretpostavku da je vrednost fugaciteta kiseonika varirala u rasponu -5- -8 u odnosu na QFM (reakcija kvarc-fajalit-magnetit) i pritiskom od 0.5 do 0.2 GPa. Slični pritisci kristalizacije su izračunati i za bazalte Al Haruj oblasti koji su inače po sastavu analogni ispitivanim bazaltima područja Jabal Eghei (Farahat et al. 2006).

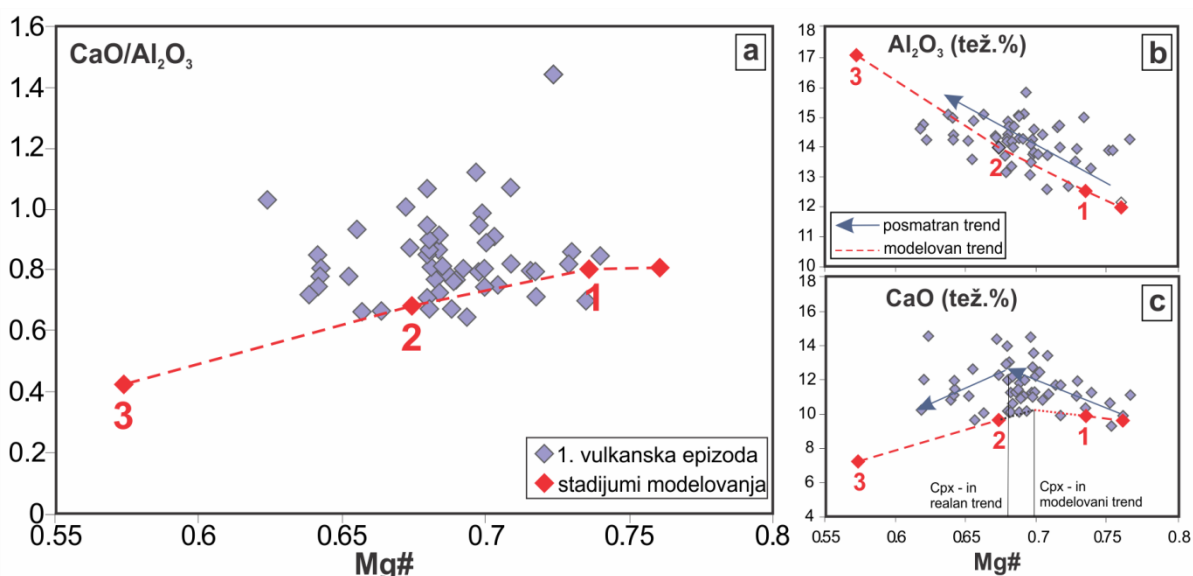
Tabela 5. Parametri modelovanja uzorka 1/1/2058, kao reprezentu rastopa koji počinje da kristališe na likvidus-temperaturi od 1318 °C, pritisku od 0.5 GPa (5 kbar) i vrednosti fO_2 (log) QFM od oko -5.

	2058	Korak 1	Korak 2	Korak 3
T (°C)	1318	1280	1220	1160
P (GPa)	0.5	0.5	0.2	0.2
fO_2 (log) QFM	-4.93	-6.22	-6.7	-7.9
Faze koje kristališu (tež. %)				
Spinel	-	0.37	0.59	1.49
Olivin	-	4.12	8.32	15.32
Monoklinični piroksen	-	0.00	9.93	19.93
Tečnost (likvid)	100	95.51	81.16	63.26
Sastav tečnosti (tež. %)				
SiO ₂	44.73	45.01	44.9	46.04
TiO ₂	2.39	2.51	2.83	2.75
Al ₂ O ₃	12.03	12.6	14.11	17.09
Fe ₂ O ₃ [†]	14.59	14.68	15.14	14.23
MnO	0.21	0.21	0.22	0.27
MgO	11.73	10.32	7.91	4.84
CaO	9.68	10.12	9.65	7.21
Na ₂ O	2.52	2.64	3.07	4.4
K ₂ O	0.88	0.92	1.08	1.63
P ₂ O ₅	0.36	0.38	0.44	0.66

Rezultati ovog relativno jednostavnog modelovanja prikazani su u tabeli 5 i ilustrovani na slici 22a-c. Kako se vrednost temperature uzorka 2058 smanjuje do 1280 °C, 1220 °C i 1160 °C, a pritisak snižava od 0.5 do 0.2 GPa, naznačene su tri etape kristalizacije koje se mogu definisati kroz frakcionaciju određenih relativnih količina olivina, spinela i monokliničnog piroksena. Prema situaciji prikazanoj na slici 22a-c vidi se da ovaj model uspešno reprodukuje raspon vrednosti Mg# koje realno pokazuju tranzicioni bazalti provincije Jabal Eghei, kao i da delimično reprodukuje prisutne varijacije CaO/Al₂O₃ odnosa (slika 22a). Naime, kako se vidi na ovom dijagramu,

vrednosti odnosa $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ne opadaju sa snižavanjem vrednosti magnezijuskog broja. Razlog za ovo može da bude to što se monoklinični piroksen kao frakcionisana faza najverovatnije pojavio nešto kasnije u realnoj kristalizacionoj sekvenci, to jest na nešto nižim PT uslovima, nego što to predlaže model. Izvesna potvrda ovakve pretpostavke dolazi od situacija na dijagramima korelacije Mg\# i sadržaja CaO , odnosno Mg\# i sadržaja Al_2O_3 (slika 22b, c).

Prikazani model potvrđuje prethodno iznete pretpostavke da je akumulacija prvoformiranih kristala iz primarnih rastopa bila osnovni mehanizam diferencijacije tranzicionih bazalta područja Jabal Eghei. Ova hipoteza je takođe bila zasnovana na polazištu da su svi tranzicioni bazalti izvedeni iz slične primarne magme, to jest iz primarnog rastopa koji je dobijen stapanjem određenog izvora u gornjem omotaču. Variranja u stepenu parcijalnog stapanja su bila zanemarena kada je reč o genezi tranzicionih bazalta, ali su ona bila od značaja za petrogenezu mlađih alkalnih bazalta/bazanita, pa je zato ovaj aspekt diskutovan u narednom odeljku.



Slika 22. Dijagrami odnosa Mg\# i $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (a), Mg\# i CaO (b) i Mg\# i Al_2O_3 (c) sa rezultatima MELTS modelovanja (vidi tabelu 5); model pretpostavlja tri koraka kristalizacije definisane opadanjem temperature od 1280 °C, 1220 °C do 1160 °C i pritiscima koji variraju od 0.5 do 0.2 GPa, i uključuje frakcionaciju olivina, spinela i monokliničnog piroksena (Cpx). Opsezi posmatranih Mg\# vrednosti i Al_2O_3 sadržaja su dobro reprodukovani, dok varijacije u sadržaju CaO ukazuju da se monoklinični piroksen javlja nešto kasnije u realnoj kristalizacionoj sekvenci nego što to predlaže model (videti tekst za objašnjenja).

2.1.5.5 Procesi parcijalnog stapanja: geohemijsko modelovanje

Iz dosadašnjeg razmatranja proizlazi da su primarne magme tranzicionih bazalta (prva epizoda) i one alkalnih bazalta/bazanita (druga epizoda) imale različitu evoluciju i da su najverovatnije pokazivale blago različite geohemijske karakteristike, drugim rečima da su možda došle i iz različitog magmatskog izvora. Ranije prikazani multielementni spajder dijagrami (slika 17a, b), kao i dijagrami odnosa Ta/Yb prema Th/Yb (slika 18) i La/Ta prema $\text{K}_2\text{O}/\text{Th}$ (slika 19) navode na zaključak da se uočene geohemijske varijabilnosti ovih dveju grupa stena mogu objasniti na tri načina:

- 1) parcijalnim stapanjem odvojenih magmatskih izvora koji predstavljaju različite mešavine u omotaču; na primer mešavine osiromašenog omotača čijim stapanjem nastaju magme MORB-tipa i peridotita koji je sličan primitivnom omotaču, čije stapanje dovodi do stvaranja magmi OIB-tipa,
- 2) varijacijama u stepenu stapanja izvora relativno homogenog primitivnog omotača, ili
- 3) kombinacijom oba navedena faktora.

Sa ciljem da se ovaj problem razmotri detaljnije, primenili smo geohemijsko modelovanje za koje smo koristili koncentracije elemenata retkih zemalja u ispitivanim primercima bazalta. Modelovanje je zasnovano na činjenici da se pojedini hemijski elementi, u ovom slučaju REE, zakonomerno ponašaju pri magmatskim procesima, u ovom slučaju pri procesima parcijalnog stapanja. Ova zakonomernost se ogleda u tome da je moguće izračunati koncentraciju određenog elementa u nagrađenom rastopu ukoliko je poznata njegova početna koncentracija u stenama magmatskog izvora, koje se stapaju (peridotit omotača), zatim njegov ukupan koeficijent raspodele koji odražava odnos njegove koncentracije u stvorenom rastopu prema njegovom sadržaju u čvrstom ostatku, kao i ostali elementi režima stapanja, prvenstveno procenat stvorenog rastopa i tip stapanja (ravnotežno ili frakciono, odnosno modalno ili nedomodalno).

Pri geohemijskom modelovanju stvaranja primarnih magmi bazalta Jabal Eghei korišćene su jednačine koje su preuzete iz Rollinson (1993) (na osnovu Shaw, 1970), a koje su prikazane u tabeli 6.

Tabela 6. Formule korišćene za geohemijsko modelovanje.

Ravnotežno stapanje – modalno	$C_L/C_o = 1/[D_o + F(1 - D_o)]$
Ravnotežno stapanje – nedomodalno	$C_L/C_o = 1/[D_o + F(1 - P)]$
Frakciono stapanje – modalno	$C_L/C_o = 1/D_o(1 - F)^{(1/D_o-1)}$
Frakciono stapanje – nedomodalno	$C_L/C_o = 1/D_o(1 - PF/D_o)^{(1/P-1)}$
Ukupan koeficijent distribucije mineralnih faza u magmatskom izvoru	$D_o = m_1Kd_1 + m_2Kd_2 + m_3Kd_3 + \dots + m_nKd_n$
Ukupan koeficijent distribucije mineralnih faza koje ulaze u rastop	$P = r_1Kd_1 + r_2Kd_2 + r_3Kd_3 + \dots + r_nKd_n$
OBJAŠNJENJE: C_L – koncentracija elementa u nagrađenom rastopu; C_o – početna koncentracija elementa u magmatskom izvoru, D_o – ukupan koeficijent distribucije elementa u magmatskom izvoru; P – ukupan koeficijent distribucije elementa u fazama koje ulaze u rastop; F – stepen parcijalnog stapanja (0–1); $Kd_{1,2,3,\dots,n}$ – koeficijent raspodele jednog elementa između minerala i rastopa; $m_{1,2,3,\dots,n}$ – relativna zastupljenost minerala (1-n) u magmatskom izvoru; $r_{1,2,3,\dots,n}$ – relativna zastupljenost minerala (1-n) koji ulaze u stvoreni rastop.	

Kao što se iz tabele 6 vidi, primenjene su četiri različite kombinacije tipova parcijalnog stapanja i to:

- a) *ravnotežno-modalno*, kod kojeg postoji kontinuirana termodinamička ravnoteža između rastopa i čvrste faze, pri čemu faze ulaze u rastop u proporcijama u kojima su prisutne u magmatskom izvoru;
- b) *ravnotežno-nedomodalno*, kod kojeg takođe postoji termodinamička ravnoteža ali je proporcija mineralnih faza koje ulaze u rastop drugačija od one koja postoji u magmatskom izvoru;
- c) *frakciono-modalno*, kod kojeg ne postoji kontinuirana termodinamička ravnoteža, već se rastop odmah po stvaranju odvaja od čvrste faze, ali uz to da faze koje ulaze u rastop to čine u proporcijama u kojima su prisutne u magmatskom izvoru; i

d) *frakciono-nemodalno*, kod kojeg takođe nema termodinamičke ravnoteže, pri čemu ni proporcija mineralnih faza koje ulaze u rastop nije ista kao ona koja postoji u magmatskom izvoru.

Iz prikazanih formula se vidi da je između modalnog i nemodalnog tipa stapanja osnovna razlika u tome što se za prvi tip koristi samo jedan ukupan koeficijent D_o , koji se ne menja i zavisi od modalnog mineralnog sastava u izvoru, dok se za drugi tip koristi i vrednost P , što je ukupan koeficijent koji zavisi od modalnog sastava asocijacije minerala koji ulaze u rastop. Detaljnija objašnjenja toka i geohemijskih efekata navedenih tipova parcijalnog stapanja peridotitskog omotača mogu se naći u Rollinson (1993).

Ova četiri tipa procesa parcijalnog stapanju primenjena su uzimajući u obzir tri različita magmatska izvora u peridotitskom omotaču:

1) osiromašeni izvor MORB-tipa (Workman and Hart, 2004) sa sledećim modalnim sadržajem: olivin_{0,57}, rombični piroksen_{0,28}, monoklinični piroksen_{0,13} i spinel_{0,02};

2) neosiromašeni, to jest primitivni omotač (McDonough and Sun, 1995) sa istim modalnim sastavom kao i za MORB izvor; i

3) isti neosiromašeni primitivni omotač (McDonough and Sun, 1995) sa modalnim sastavom: olivin_{0,57}, rombični piroksen_{0,25}, monoklinični piroksen_{0,11}, spinel_{0,02} i granat_{0,05}.

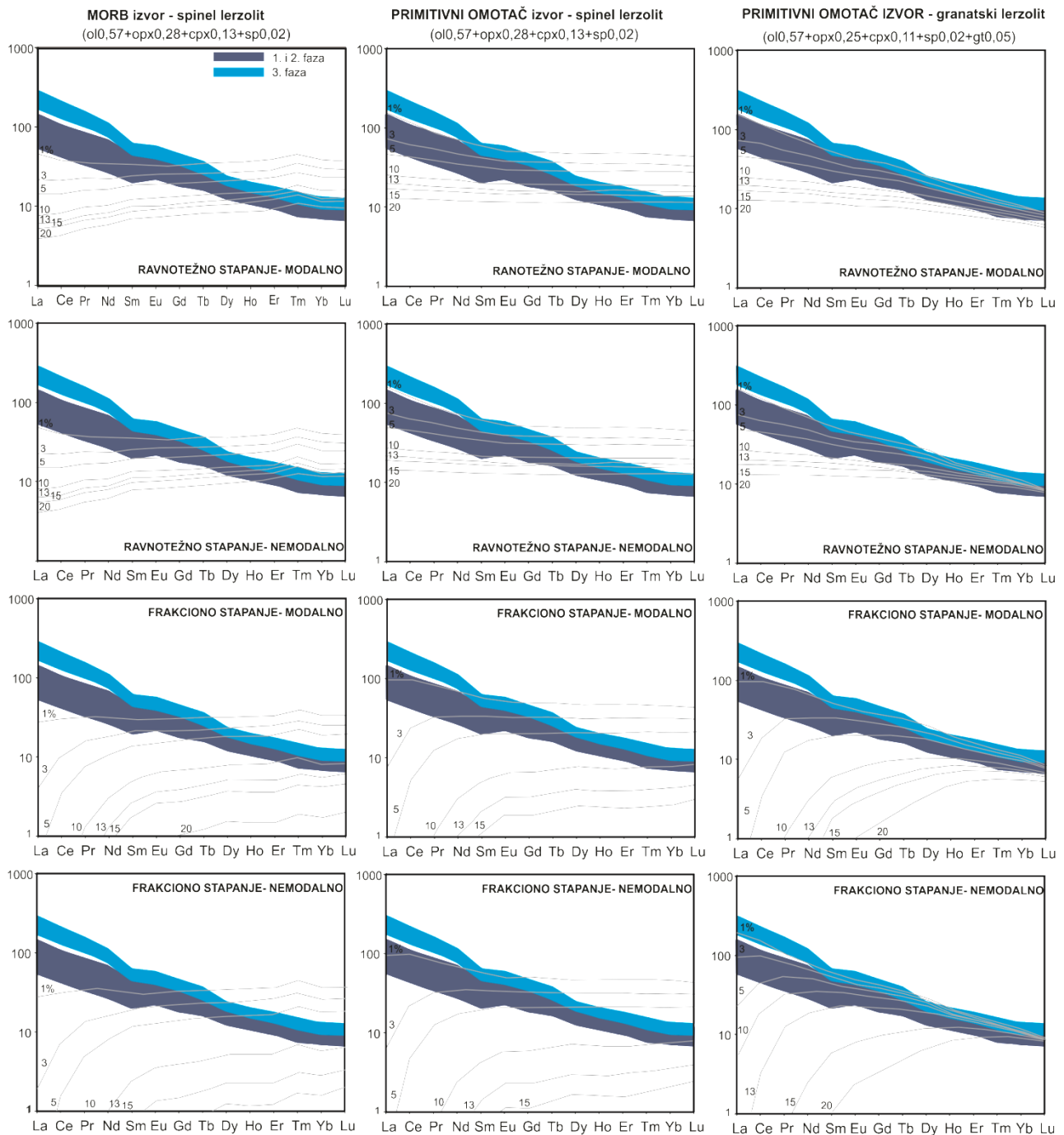
Rezultati modelovanja su grafički ilustrovani na slici 23, gde su prikazani dijagrami varijacija normalizovanih sadržaja elemenata retkih zemalja proučavanih bazalta Jabal Eghei i sadržaja dobijenih gore opisanim metodama geohemijskog modelovanja. Prema prikazanim dijagramima, evidentno je da su oblici dijagrama dobijeni ispitivanjem primeraka bazaltoida najpodudarniji vrednostima koje su reprodukovane primenom ravnotežnog stapanja granat-lerzolitnog izvora koji je po sastavu sličan neosiromašenom primitivnom omotaču (McDonough and Sun, 1995). Svi drugi teorijski modeli parcijalnog stapanja pokazuju jasno odstupanje od realnih primeraka koji su ispitivani u ovoj doktorskoj disertaciji, a treba naglasiti da primena modalnog i nemodalnog pristupa nije dala velike razlike u rezultatima modelovanja.

Pritom, važno je istaći da su geohemijskim modelom uspešno reprodukovani sadržaji REE kako tranzicionih bazalta, tako i alkalnih bazalta/bazanita uz najvažniju razliku koja se odnosi na stepen parcijalnog stapanja. Naime, prema modelu je utvrđeno da su primarni rastopi tranzicionih bazalta najverovatnije obrazovani stapanjem od 3–5 % ($F = 0.03–0.05$), dok bi procenat stapanja kod stvaranja primarnih alkalnih bazaltnih/bazanitskih magmi morao biti niži, po svemu sudeći ispod 1 % ($F = 0.01$).

Pomenuta veoma niska količina parcijalnog stapanja koja je dobijena ovim numeričkim modelovanjem, što posebno važi za slučaj modelovanja procesa stapanja magmatskog izvora alkalnih bazalta/bazanita (stapanje u iznosu nižem od 1 %), zahteva dodatno razmatranje. Naime, dobro je poznato da se tako male količine rastopa teško odvajaju iz predela svog magmatskog izvora u omotaču. Do ovoga dolazi prvenstveno zbog niske permeabilnosti peridotita u izvoru, tako da se se pri niskim procentima stapanja sprečava stvaranje jedne povezane mreže rastopa, a time i segregacije magme koja bi mogla da nastavi svoju evoluciju (vidi Faul and Fitz Gerald, 1999; Faul, 2001).

Ako se, dakle, uzme u obzir da je stvaranje tako malih procenata parcijalnih rastopa geološki nerealna pojava, onda se prethodno prikazani model može uzeti kao robustan samo za petrogenezu tranzicionih bazalta. Nasuprot njima, primarne magme iz kojih su nastali alkalni bazalti/bazaniti najverovatnije nisu ni nastale stapanjem homogenog omotača kakvi su primenjeni u modelovanju, već fuzijom peridotita koji su prethodno bili obogaćeni izvesnim geohemijskim komponentama. Ovo obogaćenje peridotita u gornjem omotaču, koje se kolektivnim imenom zove *metasomatizam* (O'Reilly and Griffin, 2013), u slučaju magmatskog izvora alkalnih bazalta/bazanita područja Jabal

Eghei, bilo je bogatije nekompatibilnim elementima u odnosu na sastav primitivnog omotača. O procesima metasomatizma biće daleko više reči u narednom poglavlju koje se bavi rezultatima proučavanja ksenolita omotača Jabal Eghei.



Slika 23. Geohemijsko modelovanje procesa parcijalnog stapanja u magmatsom izvoru primarnih magmi bazalta vulkanske oblasti Jabal Eghei; modelovanje je zasnovano na koncentracijama elemenata retkih zemalja, jednačine za ravnotežno i frakciono stapanje su iz Rollinson (1993) i Shaw (1970), sastav MORB-izvora je preuzet od Workman and Hart (2004), a sastav primitivnog omotača i koeficijenti normalizacije na sastav hondritskih meteorita preuzeti su od McDonough and Sun (1995).

Mnogi autori su predložili slične modele za objašnjavanje porekla alkalnih bazaltoida. Uglavnom je reč o pretpostavci da je pre magmatizma došlo do metasomatizma samog dna litosfere pod dejstvom alkalnih mafičnih, ređe i karbonatitskih rastopa/fluida izuzetno malih zapremina, koji su u konduktivne regione litosfere prineti iz sublitosferskog astenosferskog omotača konvektivnog

karaktera (Stein and Hofmann 1992; Baker et al. 1998; Beccaluva et al. 2001; Bonadiman et al. 2001; Coltorti et al. 2004; Pilet et al., 2004; Jung et al. 2005; Weinstein et al., 2006; Cvetković et al., 2010b, među mnogim drugima).

Na osnovu takvog pristupa, to jest uzimanjem metasomatski obogaćenog peridotitskog izvora, istraživači su bili u stanju da reprodukuju alkalne bazaltoidne magme i putem realnih iznosa stapanja. Na primer, takvim modelovanjem petrogenetskog porekla i evolucije različitih bazaltoida iz paleogene vulkanske provincije Veneto, Beccaluva et al., 2007b su teorijski pretpostavili da je iznos stapanja za stvaranje primarnih bazanitskih magmi varirao između 5 i 8 %, dok je geohemijskim modelovanjem tranzicionih bazalta dobijen nešto viši iznos stapanja od 8-11%.

Sva dosadašnja petrogenetska razmatranja navode na zaključak da se razlike u petrološkim i geohemijskim karakteristikama između tranzicionih bazalta i alkalnih bazalta/bazanita područja Jabal Eghei mogu objasniti dvojako:

1) Prva mogućnost je da su primarne magme i jedne i druge grupe bazaltoida bile formirane stapanjem istog izvora, ali uz procese stapanja u upadljivo različitom stepenu; u tom slučaju bi magmatski izvor morao da bude u izvesnoj meri metasomatizovan, jer bi, kako smo već pokazali, u suprotnom za stvaranje primarnih alkalnih bazalta bili potrebni nerealno mali iznosi stapanja.

2) Druga hipoteza bi bila da je reč o dvama različitim izvorima, jednog bliskog primitivnom omotaču (izvor tranzicionih bazalta) i drugog metastomatski izmenjenog omotača (izvor alkalnih bazalta/bazanita); u ovom drugom slučaju ne bi moralo da bude osetnijeg variranje u procentu parcijalnog stapanja između primarnih magmi tranzicionog i onih alkalnog bazalnog/bazanitskog karaktera.

Budući da osim već diskutovanog geohemijskog modelovanja, postoje i druge petrološke indicije da je stepen parcijalnog stapanja pri stvaranju primarnih alkalnih bazaltnih/bazanitskih magmi bio upadljivo niži od onog koji je vladao pri stvaranju primarnih tranzicionih bazaltnih rastopa – kao što su: izrazito mali volume rastopa, ekstremno obogaćenje volatilima i eksplozivne erupcije, prisustvo ksenolita koje ukazuje na ekstremno brzo uspinjanje i drugo – možemo reći da je ipak verovatnija prva pretpostavka o stapanju istog, metasomatski izmenjenog izvora, ali u bitno različitom stepenu.

2.1.5.6 Geohemijsko-geodinamičke implikacije

Većina istraživača koji su se bavili bazaltoidnim magmatizmom područja Libije slaže se da je celo Libijsko vulkansko polje, generalno uzev, nastalo u anorogenoj geodinamičkoj sredini unutar kontinentalnih ploča (Almond et al., 1974; Buswreil and Wadsworth, 1980a, b; Woller and Fediuk, 1980; Hegazy, 1999; Farahat et al. 2006; Cvetković et al., 2010a; Bardintzeff et al., 2011; Miller et al., 2012; Lustrino et al., 2012; Abdel-Karim et al., 2013). Ovo stanovište je zasnovano na kombinovanju tektonskih i strukturno-geoloških pokazatelja sa činjenicom da bazalti Libije poseduju i tipične anorogene petrološke i geohemijske karakteristike.

Rezultati proučavanja bazalta iz provincije Jabal Eghei potkrepljuju ovo viđenje ranijih istraživača. Potvrda dolazi prvenstveno od toga što ova oblast pokazuje mnogo karakteristika koje su slične onima koje poseduju mnoge druge oblasti iz Cirkum-mediteranske kenozojske anorogene magmatske provincije, tzv. CiMACI-provincije (eng. *CiMACI - Circum Mediterranean Anorogenic Cenozoic Igneous Province*; Lustrino and Wilson, 2007).

Diskusija koja je prikazana u prethodnim odeljcima, mada je za sobom ostavila jedan broj još uvek nerešenih petrogenetskih aspekata, ipak nedvosmisleno ukazuje na to da su Jabal Eghei bazaltoidi

kristalisali iz srednje izvedenih magmi. Njihove primarne magme su, prema najverovatnijoj pretpostavci koju smo izneli na kraju prethodnog odeljka, nastale stapanjem prethodno obogaćenog peridotitskog izvora koji je primarno odgovarao primitivnom omotaču granatsko-peridotitskog karaktera.

Generalno je poznato da tranzicioni bazalti asocirani s manjim količinama alkalnih bazalta, bazanita i srodnih stena – što upravo predstavlja petrološko-geohemijsku situaciju koja postoji u području Jabal Eghei – obično nastaju tokom geodinamičkih procesa intrakontinentalnog riftovanja, tokom kojeg dolazi do dekompressionog stapanja konvektivnog astenosferskog omotača (McKenzie and Bickle, 1988; White and McKenzie, 1989; Arndt and Christensen, 1992). Modeli parcijalnog stapanja u takvim sredinama po pravilu pokazuju nizak (\pm veoma nizak) stepen stapanja i podrazumevaju magmatsku evoluciju u kojoj dominira relativno slaba frakcionacija, zbog čega u ovim regionima preovlađuju stene obrazovane kristalizacijom primitivnih magmi.

Međutim, ovo petrogenetsko rezonovanje, to jest na argumentima zasnovan zaključak da je reč o intrakontinentalnoj anorogenoj sredini, ipak nije dovoljno da bi se pouzdano odgovorilo na pitanje da li je magmatski izvor libijskih bazalta bio smešten u plitkoj astenosferi ili možda vodi poreklo iz dubokog omotača. Konkretnije, da li je možda čitavo Libijsko vulkansko polje nastalo kao rezultat aktivacije tzv. plume (eng. *plume*) koja je do dna litosfere došla iz donjeg omotača?

Uticaj dubokih pluma i njihova uloga pri stvaranju magmi alkalnog karaktera i inače predstavlja jedno od nedovoljno rešenih pitanja u savremenoj geologiji. Većina geologa danas smatra da magmatski izvor alkalnih bazaltnih magmi vodi poreklo iz pluma, odnosno iz delova dubokog omotača (npr. Davies, 1999), ali postoje i drugi autori, poput Anderson (1998), koji smatraju da za stapanje obogaćenih peridotita nije neophodna aktivacija donjeg omotača.

Kada je reč o podacima o svim bazaltima Jabal Eghei, pouzdano se može zaključiti da je magmatski izvor Jabal Eghei bazalta bio sličan (neosiromašenom) primitivnom omotaču, za koga se generalno smatra da odgovara omotaču astenosfere i u geoleoškoj literaturi je nazvan različitim akronimima, npr. EAR (eng. *European Asthenospheric Reservoir*; Granet et al., 1995; Wilson and Bianchini, 1999), LVC (eng. *Low Velocity Component*; Hoernle et al., 1995), PREMA (eng. *Prevalent Mantle*; Wörner et al., 1986), ili FOZO (eng. *Focus Zone*; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005).

Ipak, ne postoji nedvosmislen dokaz da li ovaj sublitosferski omotač možda vodi poreklo iz dubokih rezervoara donjeg omotača. U ovom kontekstu, za razmatranje moguće uloge duboke plume u genezi Jabal Eghei bazalta mogu biti nove K/Ar radiometrijske odredbe starosti. Naime, nove starosti dokazuju da se vulkanizam Jabal Eghei razvijao grubo kontinuirano i to od srednjeg/kasnog miocena do sredine pleistocena. Ovo ukazuje na to da je prostorna distribucija bazalta različite starosti unutar čitavog vulkanskog polja Libije mnogo složenija nego što je to ranije smatrano (Woller and Fediuk, 1980). Trenutni uvid u ovaj odnos prostornog rasporeda bazalta i njihove starosti pokazuje da se stanovišta koja favorizuju hipotezu o velikoj ulozi duboke plume za stvaranje geodinamičkih preduslova za ovaj magmatizam (npr. Hegazy, 1999), a koje su većinom bile zasnovane na pretpostavljenom podmlađivanju vulkanske aktivnosti u pravcu jug-jugoistok, moraju ponovo razmotriti i to sa velikim istraživačkim oprezom.

Na činjenicu da prostorni raspored bazalta u odnosu na njihovu starost (eng. *age pattern*) unutar Libijskog vulkanskog polja nije tako jednostavan već su ukazali drugi autori (Bardintzeff et al., 2011; Beccaluva et al., 2011; Miller et al., 2012; Lustrino et al., 2012; Abdel-Karim et al., 2013). U slučaju većine ispitivanih provincija utvrđeno je prisustvo generalno slične vulkanske sukcesije u vidu starijih epizoda vezanih za formiranje relativno velikih zapremina plato bazalta tranzicionog petrohemijskog sastava, koje su bile praćene kasnijim alkalnim lavama po pravilu manjih zapremina (npr. Farahat et al. 2006; Cvetković et al., 2010a; Bardintzeff et al., 2011). Na osnovu

analogije sa susednim oblastima, kao i na bazi bližeg uvida u korelaciju između radiometrijskih starosti bazalta Jabal Eghei i njihovog sastava, nameće se zaključak da takva korelacija postoji i u drugim oblastima, što svakako treba potvrditi.

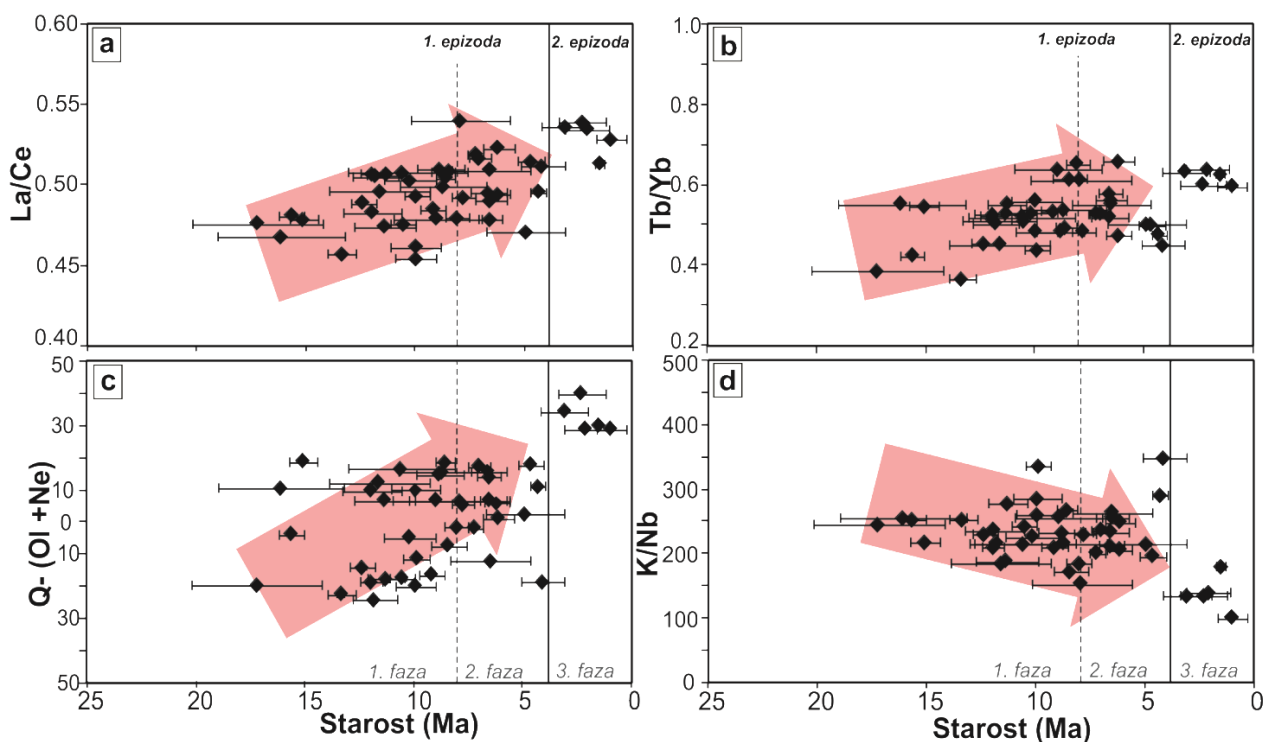
Na slici 24 prikazani su rezultati K/Ar starosti bazalta Jabal Eghei zajedno sa četiri druga geohemijska kriterijuma, od kojih je svaki povezan sa specifičnim petrogenetskim (geodinamičkim?) elementima. Ovi elementi su sledeći:

a) varijabilnost u vrednosti odnosa La/Ce, koja bi trebalo da reflektuje fluktuacije u stepenu stapanja i, eventualno, da ukaže na uticaj metasomatizma u omotaču,

b) promene u odnosu Tb/Yb, kao i

c) varijacije u stepenu zasićenja silicijom (preračunat putem izraza: $Q - [Ol + Ne]$; normativni sastav), koje bi zajedno trebalo da ukazuju na moguće promene u relativnoj dubini stapanja, i

d) porast ili smanjenje K/Nb odnosa, koji bi trebalo da budu vezani za prisustvo K-bogatih mineralnih faza u rezidualnom izvoru tokom stapanja.



Slika 24. Korelacija između K/Ar starosti (sa opsezima grešaka) i La/Ce (a), Tb/Yb (b), i stepena zasićenosti silicijom (preračunate kao normativni $Q - (Ol + Ne)$) (c) i K/Nb (d) za proučavane bazalte Jabal Eghei. Strelice ukazuju na opadanje stepena stapanja (a), porast dubine stapanja (b, c) i porast relativne zastupljenosti K-bogate faze u reziduumu koji se stapa (d).

Trendovi koji su prikazani na dijagramima na slici 24 omogućuju izvođenje nekoliko važnih zaključaka u vezi sa razlikom između petrogenetskih procesa koji su se dogodili za vreme prve i druge vulkanske epizode. Naime, u odnosu na tranzicione bazalte prve vulkanske epizode, petrogeneza mlađih alkalnih bazalta/bazanita podrazumeva: a) manji stepen parcijalnog stapanja prethodno obogaćenog izvora u omotaču (visoki odnosi La/Ce, Tb/Yb i niske vrednosti $Q - [Ol + Ne]$), b) parcijalno stapanje koje se javlja pri višim pritiscima (isti argumenti), i c) veće učešće minerala s kalijumom u reziduumu koji zaostaje posle stapanja (nizak odnos K/Nb).

Ipak, treba naglasiti da sve gore naveden promene pokazuju postepen karakter. Naime, uzorci tranzicionih bazalta pokazuju sistematsku promenu gore navedenih geohemijskih parametara u odnosu na odredbe K/Ar starosti. Ova korelacija jasno ukazuje da su tranzicioni bazalti, koji su prema svemu sudeći nastajali kontinuirano od srednjeg miocena do oko 5 Ma, vremenom postajali postepeno sve sličniji u sastavu mlađim bazaltima alkalnog karaktera. Iz ovih zapažanja bi se mogle izvući neke geodinamičke implikacije, na primer, to bi moglo da znači da se i promena geodinamičkog stila najverovatnije takođe odvijala postepeno. Drugačije rečeno, koji god da su geodinamički uslovi bili odgovorni za magmatsku aktivaciju tokom druge vulkanske epizode u oblasti Jaba Eghei, konfiguracija ovih uslova je verovatno počela pre, to jest novi geodinamički režim se razvijao postepeno iz onog režima koji je vladao tokom prve vulkanske epizode.

Rezultati prikazani u ovoj studiji potvrđuju ranija stanovišta da je kenozojska magmatska aktivnost u Libiji rezultat procesa riftovanja i pasivne litosferske ekstenzije. Ova ekstenzija predstavlja specifičan anorogeni događaj koji ipak predstavlja odgovor na procese kolizije između Afrike i Evrope (npr. Liégeois et al. 2005; Beccaluva et al., 2007a, 2008; Lustrino et al., 2012, itd.).

Prostorni raspored provincija čitavog Libijskog vulkanskog polja skoncentrisan je duž jugozapadnih margina Sirt basena (Fodor et al., 2005). Stoga izgleda logično vezati ovaj vulkanizam sa evolucijom paleocenskog Sirt basena i uzajamno dejstvo simultanih litosferskih procesa, najčešće u vidu desnih transkurentnih kretanja vezanih za transtenziju (Anketell, 1996). Najznačajnija regionalna rasedna struktura za obrazovanje i evoluciju Jabal Eghei vulkanske provincije mogao bi biti SZ-II orijentisan Wadi Arnaba rased, koji preseca čitavu provinciju i koji predstavlja deo velikog Tripoli/Tibesti lineamenta. Govoreći u širem kontekstu, kasnija neogeno-kvartarna tektogeneza odgovara savremenom polju stresa ustanovljenom daleko na severu, u zoni konvergencije između Evroazijske i Afričke ploče.

2.1.6 Zaključak

Sve što je prikazano u ovom poglavlju doktorske disertacije koje je posvećeno rekonstrukciji bazalnog kompleksa Jabal Eghei može se sumirati u vidu sledećih zaključaka:

1. Bazalni kompleks Jabal Eghei, koji predstavlja najjužniji krak velike magmatske provincije koja se zove Libijsko vulkansko polje, obrazovan je magmatskim procesima koji su trajali od gornjeg miocena do srednjeg pleistocena.
2. Premda nove K/Ar radiometrijske odredbe starosti ukazuju da su se vulkanski procesi odvijali manje-više kontinuirano, na osnovu stratigrafskih odnosa i nekih petroloških, vulkanoloških i geohemijskih podataka, čitav vulkanizam Jabal Eghei je podeljen na tri faze, odnosno dve vulkanske epizode; produkti prve dve faze pokazuju gotovo identične petrološko-geohemijsko-vulkanološke razlike.
3. Tokom prve vulkanske epizode obrazovani su tranzicioni bazalti, dok je za vreme druge epizode došlo do stvaranja alkalnih bazalta/bazanita. Prva grupa bazalta je bila mahom vezana za izlivni stil erupcije i formiranje prostranih bazaltnih platoa, dok su alkalni bazalti i bazaniti obrazovali brojne piroklastične kupe koje su nastale kao rezultata eksplozivnog dejstva havajskog do strombolskog tipa.
4. Geohemijske karakteristike ispitivanih bazalta Jabal Eghei, uključujući i geohemijsko modelovanje, pokazuju da su i tranzicioni bazalti i alkalni bazalti/bazaniti nastali kristalizacijom slaboizvedenih, primitivnih magmi čiji su primarni rastopi obrazovani stapanjem istog, metasomatski obogaćenog peridotitskog omotača, pri čemu je stepen parcijalnog stapanja bio upadljivo niži pri generisanju primarnih alkalnih rastopa.
5. Geodinamički uslovi koji su vladali za vreme Jabal Eghei bazalnog magmatizma bili su kontrolisani normalnim rasedima i pasivnom ekstenzijom litosfere koja je u regionalnom kontekstu predstavljala tektonski odgovor na koliziju između Afrike i Evrope.

Ovo su najvažniji zaključci koji predstavljaju rezultat proučavanja stena bazalnog kompleksa Jabal Eghei. U narednom poglavlju sledi sličan prikaz rezultata ispitivanja ksenolita omotača koji su pronađeni u najmlađim bazaltima istog područja. U završnom poglavlju će, zatim, podaci o bazaltima biti integrisani sa onima o ksenolitima, kako bi se izvršila konačna interpretacija geohemijske evolucije omotača ispod područja Jabal Eghei.

2.2 Karakteristike ksenolita gornjeg omotača ispod južne Libije

2.2.1 Uvod

Kao što je već najavljeno u Opštem delu, drugi deo ove doktorske disertacije posvećen je prikazu i diskusiji rezultata proučavanja ksenolita omotača ispod područja Jabal Eghei. Primerci ovih ksenolita prikupljeni su 2008. godine od strane mentora prof. dr Vladice Cvetkovića, a za vreme projekta geološkog kartiranja južnih delova Libije (IRC, Tripoli i Geološki zavod Srbije, Beograd).

Najvažniji razlog za proučavanje prikupljenih primeraka ksenolita jeste da se slika o kenozojskoj geodinamičkoj evoluciji regiona Jabal Eghei upotpuni podacima o prirodi i razvoju gornjeg omotača. Jedan deo ovih informacija dobijen je na osnovu proučavanja miocensko-pleistocenskih tranzicionih bazalta i alkalnih bazalta/bazanita iz istoimenog kompleksa, iz kojih je utvrđeno da je gornji omotač ispod južne Libije u geološkoj prošlosti najverovatnije bivao i osiromašivan ali i obogaćen, to jest metasomatizovan pre nego što je došlo do parcijalnog stapanja i stvaranja primarnih bazaltoidnih rastopa.

Raspoloživost potpuno unikatnih primeraka ksenolita omotača ispod područja Jabal Eghei omogućila je da se sprovedu priprema materijala za analiziranje, same analize i da se na kraju obavi interpretacija dobijenih podataka, a zatim i njihova sinteza sa podacima koji su dobijeni proučavanjem bazalta.

Ksenoliti predstavljaju najdirektniji izvor informacija o petrološkom i geochemijskom sastavu gornjeg omotača ispod područja Jabal Eghei. Stoga su osnovni zadaci ovog dela doktorske disertacije bili:

- a) ispitivanje elemenata sklopa, modalnog sastava, mikrostrukturnih odnosa između minerala, kao i hemijskog sastava prisutnih minerala i primeraka celih stena,
- b) odredba PT uslova koji su vladali neposredno pre i za vreme odvajanja ksenolita od svojih ishodišnih stena u gornjem omotaču,
- c) utvrđivanje eventualnog prisustva korelacije između prethodno navedenih parametara, i
- d) interpretacija procesa koji su doveli do opserviranog petrološko-mineraloško-geochemijskog sastava ispitivanog omotača; ovo poslednje bi trebalo da uključi i bližu rekonstrukciju geodinamičkog režima tokom kojeg su se dogodili poslednji metasomatski procesi.

Uzimajući u obzir činjenice koje su utvrđene na osnovu proučavanja tranzicionih i alkalnih bazalta, posebno je bilo značajano pitanje rekonstrukcije metasomatskih i pre-metasomatskih procesa u gornjem omotaču ispod južne Libije. Naime, petrogenetska rekonstrukcija bazalta Jabal Eghei podrazumeva da su važnu ulogu imali metasomatski regioni u gornjem omotaču, to jest domeni omotača koji su u prethodnoj evoluciji bili podvrgnuti procesima obogaćivanja (poglavlje II.1). Očekivano je da se efekti ne samo ovih promena obogaćivanja omotača nekompatibilnim elementima, već i posledice ranijih procesa njegovog osiromašivanja bazaltnom komponentom, mogu prepoznati i proučavati i u ispitivanim ksenolitima.

Najzad, sve što bude iskazano o ksenolitima omotača područja Jabal Eghei biće iskorišćeno za formulisanje završnih zaključaka kojima ova doktorska disertacija namerava da doprinese rekonstrukciji geodinamičke evolucije dela severnoafričke litosfere koji pripada području južne Libije, a time i boljem poznavanju porekla i evolucije čitavom kenozojskom Libijskom vulkanskom polju (Goudarzi, 1980).

2.2.1.1 Gde su pronađeni ispitivani ksenoliti područja Jabal Eghei?

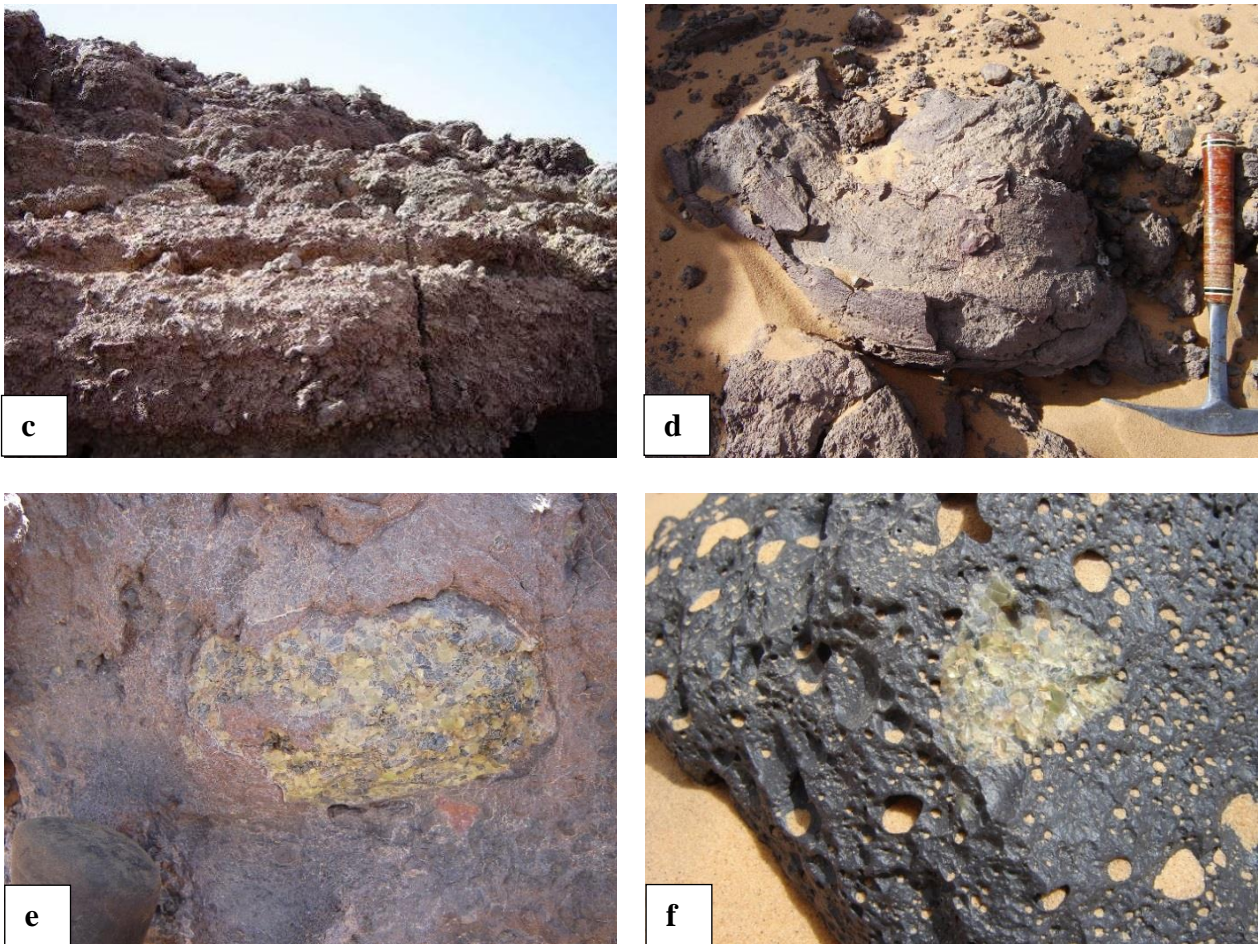
Ksenoliti gornjeg omotača koji su predmet ove doktorske disertacije pronađeni su samo u piroklastičnim facijama alkalnih bazalta/bazanita jednog od najmlađih vulkana u oblasti Jabal Eghei. Prema jedinjoj raspoloživoj odredbi starosti (tabela 2), može se reći da je vulkan bio aktivan u pliocenu, pre oko 2 miliona godina. Ovaj vulkan se nalazi na koordinatama 23°45'50.0"S i 18°43'0.0"E, a u Tumaču geološke karte Libije 1.250000 za list Wadi Eghei (NF34–1; Toljić and Abu Agrab A.F., 2014), označen je tačkom osmatranja 2094. Zbog toga će u daljem tekstu disertacije biti nazivan *vulkan-2094*.

Vulkan-2094 je na terenu predstavljen reliktima jednog izdvojenog i delimično erodovanog piroklastičnog konusa koji je okružen pustinjskim peskom (slika 25a). Zidovi ovog konusa na pojedinim mestima dostižu visinu od oko 50 m, dok njegova unutrašnjost zauzima prostor od oko 100x150 m, blago je zaravnjena i prekrivena tanjim slojem pustinjskog peska (slika 25b). Na nekoliko mesta se može zapaziti da je stenska masa zidova piroklastičnog konusa delimično gravitaciono skliznula ili da su piroklastične stene transportovane u vidu akumulacije individualnih blokova, nalik na sipare. Na mestima gde se prethodno dogodilo ovo gravitaciono premeštanje stenskih masa, zidovi konusa imaju blaži pad.

Zidovi konusa su izgrađeni od serije dobro- do slabostratifikovanih primarnih padavinskih piroklastičnih naslaga koje su uglavnom predstavljene aglomeratima i lapilitima ili njihovim međusobnim prelazima (slika 25c). Uz to, lapiliti veoma retko grade i prelaz ka sitnozrnim bazaltnim tufovima padavinskog porekla. Stene ove piroklastične serije pokazuju elemente gradacije, što je česta osobina padavinskih piroklastita i najverovatnije predstavlja posledicu promena u intenzitetu eksplozivnog dejstva, a u vezi s promenljivom količinom gasova u rastopu koji je emitovan. Razlika između primarnih padavinskih naslaga i onih koje su kasnije redeponovane gravitacionim putem sastoji se u tome što su ove druge slabije sortirane, jer sadrže više sitnozrnog (<4 mm) vulkanoklastičnog materijala. Pored toga, u redeponovanim naslagama, zajedno sa sitnozrnim vulkanoklastičnim materijalom katkada se sreću i relikti velikih vulkanskih bombi (slika 25d).

Ksenoliti gornjeg omotača i retki fragmenti donje kontinentalne kore pronađeni su kao ovalni, zaobljeni do subzaobljeni a samo retko potpuno uglasti uklopoci u vulkanskim bombama (slika 25e). Veličina vulkanskih bombi pretežno varira od 30 cm do 60 cm u prečniku (veličina ksenolita je retko preko 10 cm u prečniku), a predstavljene su izrazito šupljikavim fragmentima bazaltne šljake.





Slika 25. Način pojavljivanja ksenolita Jabal Eghei; a) Ostaci prioklastičnog konusa vulkana-2094; b) Izgled unutrašnjih zidova piroklastičnog konusa vulkana-2094; c) Detalj sa unutrašnje strane dela zida piroklastičnog konusa vulkana-2094; zapaža se prisustvo smene aglomerata i lapilita; d) Relikt jedne veće vulkanske bombe koja se skotrljala sa zida piroklastičnog konusa; bomba je primarno najverovatnije imala vretenast oblik; e) Subzaobljeni peridotitski ksenolit u jednoj oksidisa loj vulkanskoj bombi; f) Retka pojava ksenolita omotača u vezikularnoj bazaltnoj lavi; ksenolit ima oko 5 cm u prečniku. Fotografija c: NF34–1; Toljić and Abu Agrab (2014); f: NG 34-13; Bojić and Algerbi (2014).

Treba napomenuti da se i u blokovima facija lavičnih slivova starijih tranzicionih bazalta, posebno onih iz mlađe, druge faze, mogu, doduše izuzetno retko, opaziti sitni (maksimalno 2-3 cm u prečniku) peridotitski fragmenti okruženi veoma kompaktnom bazaltnom lavom. Ovi ksenoliti omotača nisu uzorkovani (slika 25f).

2.2.1.2 Prethodna ispitivanja ksenolita šireg istraživanog područja

Najbliža područja regionu Jabal Eghei, u kojima je do sada zabeleženo prisustvo ksenolita omotača i u kojima su ove stene ranije ispitivane, jesu oblast Gharyan (Beccaluva et al., 2008; Hamdy et al., 2018) i područje kvartarnog vulkana Libije – Wau en Namus (Miller et al., 2012).

Ove studije su dale korisne informacije o petrološkom i termalnom statusu subkontinentalnog omotača ispod današnje Libije i doprinele boljem poznavanju procesa osiromašenja i metasomatizma, koji su se u ovom delu severnoafričke litosfere dogodili tokom geološke evolucije. Navedeni autori su dokumentovali da su ksenoliti Libije predstavljeni pretežno protogranularnim i nedeformisanim strukturnim tipovima, da vode poreklo iz omotača koji je fertilnog karaktera i da se

u njima mogu primetiti tragovi metasomatizma koji su obavili rastopi slični po sastavu alkalnim bazaltima, to jest stenama-domaćinima.

Na širem prostoru severne Afrike postoje i druga mesta anorogenog bazaltoidnog vulkanizma u kojima je konstatovano prisustvo ksenolita omotača, a među najvažnijima su Ibalrhatene, to jest vulkanska provincija Azrou-Timahdite u području središnjih delova Atlasa u Maroku (Raffone et al., 2009) i nekoliko lokaliteta unutar velike magmatske oblasti Hoggar u Alžiru (Dautria et al., 1992; Beccaluva et al., 2007a; Kourim 2014, 2015). Ovi radovi uglavnom pokazuju sličnost navedenih subkontinentalnih regiona i područja Libije.

2.2.2 Geološke karakteristike područja Jabal Eghei

Šira geotektonska slika područja južne Libije, kao i detaljniji prikaz geološke građe područja Jabal Eghei već su prikazani u Opštem delu ove disertacije (odeljak 1.2), kao i u odeljku 2.1.1 koji se nalazi u uvodnom delu o bazaltima. Stoga će na ovom mestu biti date samo najvažnije informacije o geologiji ovog područja.

Bazalni kompleks Jabal Eghei nalazi se u krajnjem južnom delu Libije i predstavlja deo severozapdnog oboda orogenog planinskog venca Tibesti. Geološku osnovu kenozojskim magmatskim stenama čine sedimenti, metamorfiti i magmatiti proterozojske starosti, koje predstavljaju delove Pan-Afričkog orogena koji se nalazi na obodu Nilskog/Metasaharskog kratona (Vail, 1971; Hallet, 2002; Kusky et al., 2003). Njihov pokrov čine serije fanerozojskih sedimentnih stena koji su vezani za mlađu geotektonsku aktivaciju i stvaranje velikih basena Kufrah i Sirth (Carruba et al, 2014; Toljić and Agrab, 2016).

Prema superpoziciji, bazalti miocensko-pleistocenskog kompleksa Jabal Eghei, koji prekrivaju površinu od oko 17000 km², predstavljaju deo mlađeg paketa sedimentnog pokrova formacije Mourizide (Toljić and Mehdi, 2007; Toljić and Agrab, 2016). Kompleks je razvijen u vidu dva erozijom odvojena bazalna platoa koji se sastoje preko 95 % od ostataka prostranih lavičnih slivova bazalta tranzicionog karaktera (videti sliku 9; odeljak 2.1.3.2.1). Sasvim mali deo ovog kompleksa otpada na piroklastične produkte alkalnih bazalta/bazanita, najčešće predstavljenih ostacima piroklastičnih konusa šljake. Takav jedan piroklastični konus jeste i vulkan-2094 u čijim piroklastičnim padavinskim naslagama su pronađeni ispitivani ksenoliti omotača.

2.2.3 Uzorci i metode

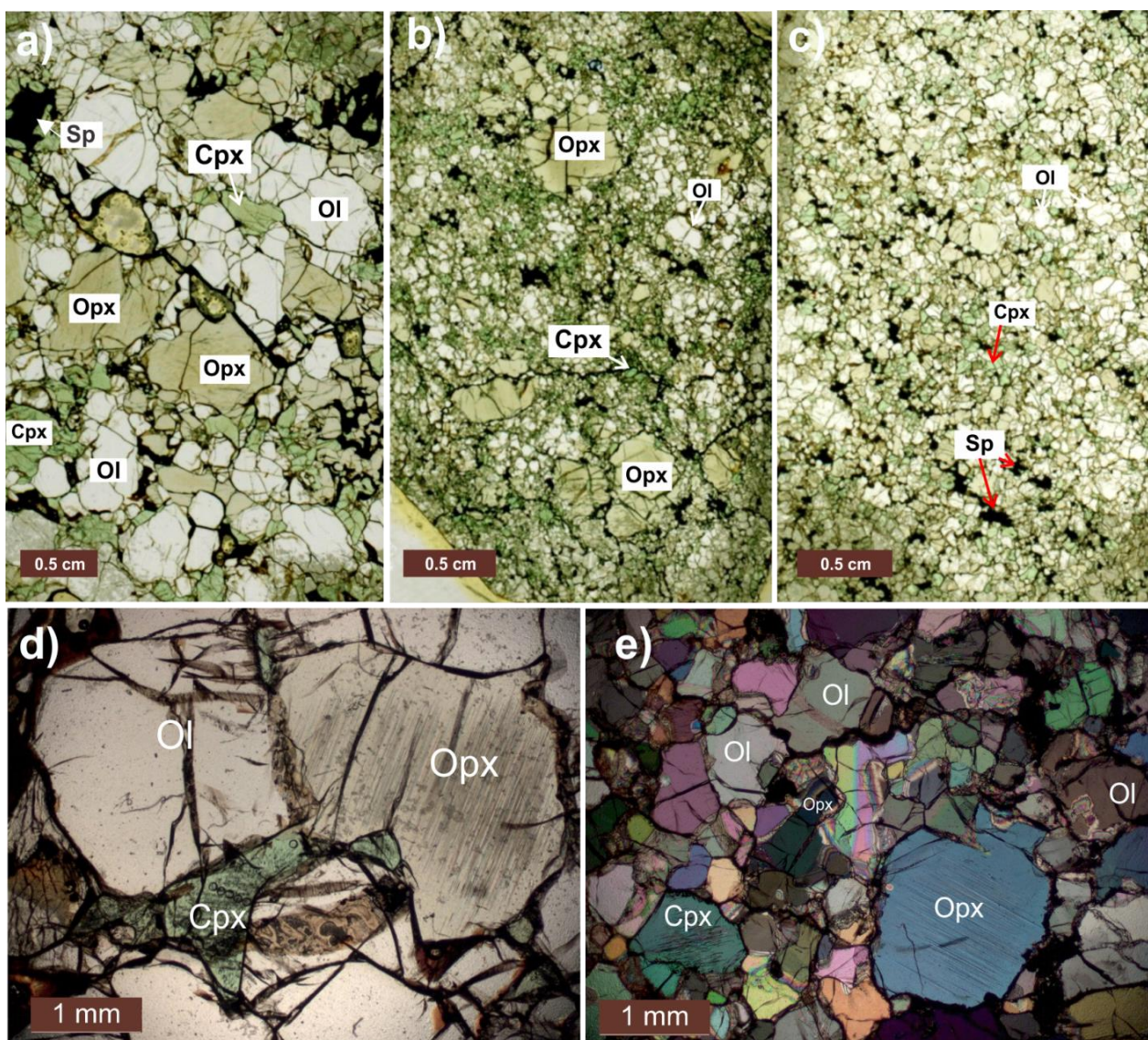
Za potrebe ove studije ispitivano je ukupno 13 primeraka fragmenata omotača. Svi primerci su ispitivani makroskopski i mikroskopski. Trinaest sprasanih uzoraka celih stena analizirano je na sadržaje glavnih oksida i koncentracije elemenata u tragovima metodom induktivno spregnute plazme i optičke emisije spetrometrije (ICP-OES), odnosno masene spektrometrije (ICP-MS). Analize skenirajuće elektronske mikroskopije sa energo-disperzivnim sistemom (SEM-EDS) izvršene su na svih 13 primeraka nepokrivenih preparata, dok je na 10 preparata ispitivan geohemijski sastav monokliničnog piroksena metodom laserske ablacije (LA) sa ICP-MS.

Kompletna procedura pripreme uzoraka, kao i uslovi analiziranja svih primenjenih analitičkih tehnika detaljno su prikazani u odeljku 1.3 (Metodologija istraživanja) u okviru Opšteg dela ove doktorske disertacije.

2.2.4 Rezultati

2.2.4.1 Petrografske karakteristike i klasifikacija ksenolita Jabal Eghei

Ispitivani ksenoliti omotača iz bazalnog kompleksa Jabal Eghei nađeni su isključivo u vulkanskim bombama u aglomeratima koji izgrađuju zidove piroklastične kupe vulkana-2094. Najčešće su pronalazeni u šljakastim bombama šupljikave teksture, ređe u većim lapilima, a sasvim retko i u šupljikavim lavama (slika 25e, f). Ksenoliti se javljaju kao poluzaobljene, ređe poluuglaste peridotitske nodule čija veličina varira od < 3 cm do >10 cm u prečniku. Reč je o pretežno svežim peridotitima, po pravilu zelene do tamnozeleno boje, po kojoj se veoma jasno vizuelno razlikuju od tamnosivih do potpuno crnih bazalta.

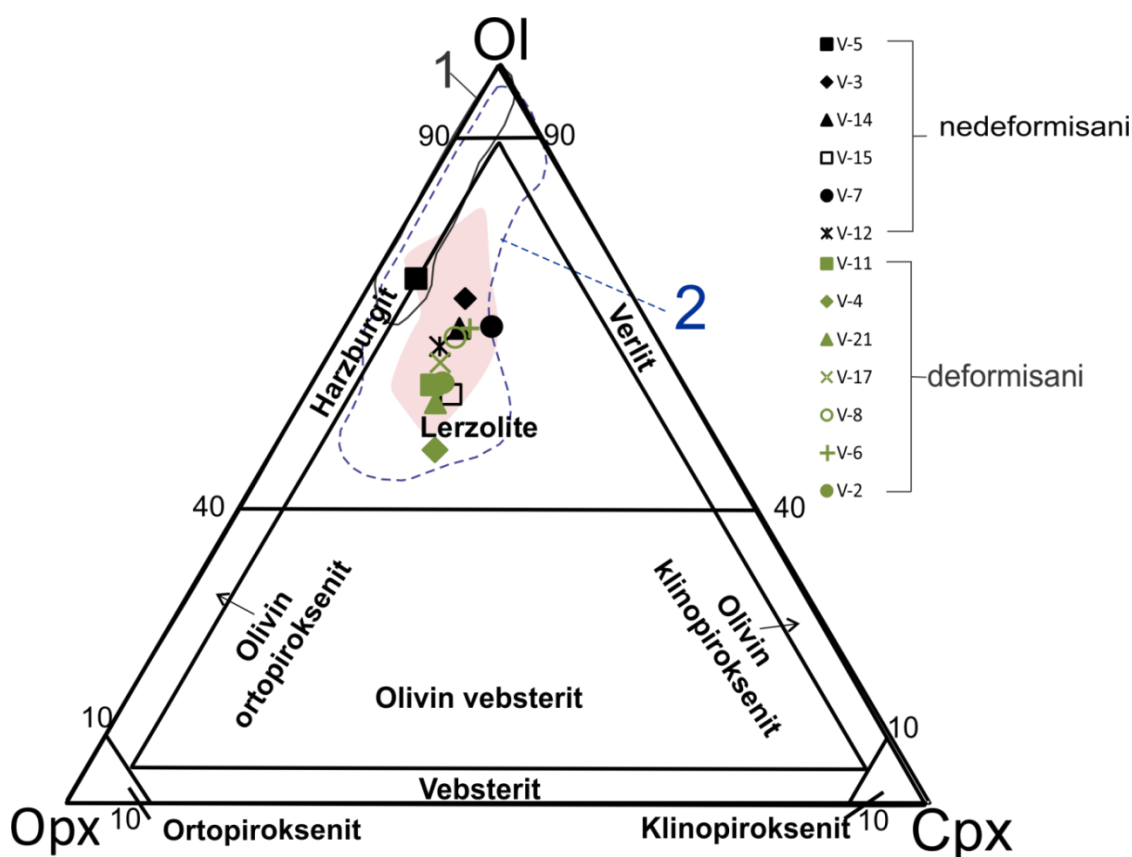


Slika 26. Skenirani petrografski preparati reprezentativnih uzoraka ksenolita područja Jabal Eghei: a) nedeformisani, protogranularni tip (uzorak V-3); b) porfiroklastični (uzorak V-11) i c) ekvigranularni (uzorak V-6), deformisani tip. Fotomikrografije: d) Detalj iz uzorka nedeformisanog ksenolita V-5 sa protogranularnom strukturom (ppl); e) Detalj iz uzorka deformisanog ksenolita porfiroklastične strukture (xpl); Ol - olivin, Opx - rombični piroksen, Cpx - monoklinični piroksen, Sp - spinel.

Na osnovu makroskopskih i mikroskopskih ispitivanja i opaženih karakteristika sklopa, a posebno u odnosu na prisustvo ili odsustvo efekata deformacija, ksenoliti su grubo podeljeni u dve grupe: 1) nedeformisani i 2) deformisani ksenoliti (slika 26) (Radivojević et al., 2014). Nedeformisani ksenoliti samo izuzetno pokazuju slabe efekte deformacija, pa su prema tome slični tipičnom protogranularnom strukturnom tipu ksenolita (prema Mercier and Nicolas, 1975), dok deformisani ksenoliti pokazuju kontinuirane strukturne varijacije od porfiroklastičnih do ekvigranularnih tipova, koji pokazuju i međusobne prelaze u strukturi i teksturi. U tabeli 6 dat je sumarni prikaz petrografske i strukturne klasifikacije, modalnog sadržaja minerala i proračunatih temperatura ravnoteže za ispitivane ksenolite Jabal Eghei područja.

Minerali koji dominantno izgrađuju ksenolite i koji se i makroskopski mogu opaziti, jesu: olivin (Ol), rombični piroksen (Opx), monoklinični piroksen (Cpx) i spinel (Sp). Osim primarnih minerala određen broj uzoraka sadrži i sekundarne produkte

Za određivanje mineralnog sastava izvršen je preračun modalnog sastava ksenolita na osnovu hemijskih analiza uzoraka celih stena i podataka o hemijskom sastavu minerala prisutnih u odgovarajućim uzorcima (za objašnjenje videti odeljak 1.3.2.6). Rezultati odredbe modalnog sastava ispitivanih primeraka Jabal Eghei ksenolita prikazani su na Ol-Opx-Cpx klasifikacionom dijagramu (slika 27). Prema situaciji na dijagramu, svi ispitivani ksenoliti odgovaraju lerzolitu, odnosno monokliničnim piroksenom bogatom lerzolitu, osim jednog uzorka nedeformisanog ksenolita (V-5), koji se nalazi na granici polja lerzolita i harzburgita i koji je klasifikovan kao monokliničnim piroksenom siromašni lerzolit (tabela 6).



Slika 27. Modalni sastav ksenolita oblasti Jabel Eghei (simboli) prikazani na Opx–Cpx–Ol klasifikacionom dijagramu (Streckeisen et al. 1973). Polja: 1- orogeni i abisalni peridotiti (Bodinier and Godard, 2003); 2- prosečni sadržaj ksenolita izvan kratona (Pearson et al., 2003) (linije polja su preuzete iz Cvetkovic et al., (2007); roze obojeno polje – ksenoliti severne Afrike: Gahryan (Beccaluva, 2008), Wau en Namus (Miller et al., 2012); Hoggar (Kourim et al., 2014)

Prema utvrđenom modalnom sastavu, ksenoliti Jabal Eghei su slični drugim kolekcijama ksenolita koji su proučavani na prostoru Libije (Gahryan: Beccaluva et al., 2008; Hamdy et al., 2018 i Wau-en Namus: Miller et al., 2012), ili u Alžiru (In Teria; Dautria, et al., 1992 i Hoggar; Beccaluva et al., 2007a). Pored toga, modalni sastav ksenolita područja Jabal Eghei odgovara modalnom sastavu ksenolita koji su pronađeni u bazaltima izvan kratonskih područja (Pearson et al., 2003), pri čemu se zapaža da proučavani ksenoliti Jabal Eghei plotuju u fertilnijem delu čitavog polja (lerzoliti bogatiji monokliničnim piroksenom).

U narednom tekstu će biti detaljno opisane petrografske karakteristike nedeformisanih (protogranularnih) i deformisanih (porfiroklastičnih do ekvigranularnih) ksenolita Jabal Eghei. U opisima će biti korišćene skraćenice za pojedine mineralne faze u zavisnosti od njihovog načina pojavljivanja u ksenolitima, na primer primaran olivin – Ol-1, sekundarni olivin – Ol-2 i tako dalje. Iste skraćenice će biti korišćene i u narednim odeljcima, pri izlaganju hemijskog sastava minerala.

Tabela 6. Sumarni prikaz petrografske i strukturne klasifikacije, modalnog sadržaja minerala i proračunatih temperatura ravnoteže za ispitivane ksenolite; skraćenice B&K i W&B označavaju geotermometre prema Brey and Köhler (1990), odnosno Wood and Banno (1973).

Uzorak	Klasifikacija	Strukturni tip	Modalni sadržaj (zapr.%)				Temperature ravnoteže (°C)	
			Ol	Opx	Cpx	Sp	B&K	W&B
V-5	cpx-siromašani lerzolit	<i>nedeformisani, protogranularni</i>	71.1	22.3	4.7	1.9	993	1057
V-3	cpx-bogati lerzolit	<i>nedeformisani, protogranularni</i>	64.0	19.5	12.4	4.1	1046	1071
V-14	cpx-bogati lerzolit	<i>nedeformisani, protogranularni</i>	61.0	22.5	14.0	2.5	963	1027
V-15	cpx-bogati lerzolit	<i>nedeformisani, protogranularni</i>	52.0	27.5	18.2	2.3	1106	1120
V-7	cpx-bogati lerzolit	<i>nedeformisani, protogranularni</i>	61.2	17.2	18.3	3.3	868	965
V-12	cpx-bogati lerzolit	<i>nedeformisani, protogranularni</i>	58.2	25.9	12.7	3.3	1007	1055
V-11	cpx-bogati lerzolit	<i>deformisani, porfiroklastični</i>	53.3	29.5	14.8	2.4	866	973
V-4	cpx-bogati lerzolit	<i>deformisani, porfiroklastični</i>	43.7	34.1	19.0	3.2	824	944
V-21	cpx-bogati lerzolit	<i>deformisani, porfiroklastični</i>	50.0	30.0	16.0	4.0	813	944
V-17	cpx-bogati lerzolit	<i>deformisani, porfiroklastični- ekvigranularni</i>	56.4	26.8	14.0	2.8	936	974
V-8	cpx-bogati lerzoliti	<i>deformisani, porfiroklastični- ekvigranularni</i>	59.5	23.5	14.0	3.0	886	955
V-6	cpx-bogati lerzoliti	<i>deformisani, ekvigranularni</i>	61.0	21.1	15.3	2.6	856	961
V-2	cpx-bogati lerzoliti	<i>deformisani, ekvigranularni</i>	53.0	27.8	15.8	3.4	882	960

2.2.4.1.1 Nedeformisani ksenoliti

Primerici nedeformisanih ksenolita Jabal Eghei pokazuju protogranularnu strukturu koja se odlikuje relativno ujednačenom veličinom zrna, najčešće između 1-5 mm u prečniku, kao i time što zrna minerala međusobno pokazuju ili nepravilne granice ili imaju ravne ivice kada grade tzv. „trojne tačke” sa linijama između zrna pod uglom od približno 120°. Takav izgled ukazuje na polagano uspostavljanje termodinamičke ravnoteže i uzima se kao deo klasičnog opisa protogranularne

strukture (Mercier and Nicolas, 1975). Slične karakteristike sklopa su zabeležene i u slučaju spinel-peridotitskih ksenolita mnogih drugih izvankratonskih područja (Nixon, 1987; Pearson et al., 2003), a ovo je ili jedini ili najzastupljeniji strukturni tip u drugim područjima Libije (Beccaluva et al., 2007a; 2008; Miller et al., 2012; Hamdy et al., 2018).

Nedeformisani ksenoliti dominantno odgovaraju lerzolitским peridotitima, manji broj je nešto bogatiji monokliničnim piroksenom, a primerak V-5 se može smatrati monokliničnim piroksenom siromašnim lerzolitom. Uz ova mala variranja u modalnom sastavu, može se reći da su svi ispitivani primerci nedeformisanih ksenolita izgrađeni od krupnijih kristala olivina i rombičnog piroksena, intersticijskih zrna monokliničnog piroksena i još sitnijih, uglavnom euhedralnih zrna spinela. Pored primarnih sastojaka, nedeformisani ksenoliti sadrže i asocijacije sekundarnih minerala koje će biti posebno opisane (videti ispod).

Olivin

Olivin količinski dominira u svim uzorcima nedeformisanih ksenolita omotača Jabal Eghei i njegova zastupljenost varira od 52 do 71.1 zapr.%. Ovo je saglasno sa činjenicom da je ovaj mineral inače najzastupljenija faza u ksenolitima izvankratonskih područja (Pearson et al., 2003). Primarni kristali olivina (Ol-1) javljaju se najčešće kao sveža i bistra, eventualno samo ispucala zrna (slika 28a). Uz rombični piroksen, olivin je obično najkrupniji u ksenolitima, mada im veličine dosta variraju i u istim primercima, ponekad su ispod 1x1.5 mm, a katkada i preko 5x6 mm; retko se mogu naći krupna zrna olivina kod kojih je duža ivica i do 8 mm. Kada je reč o nedeformisanim ksenolitima, prisustvo ovakvih, izrazito krupnih zrna nije zabeleženo jedino u uzorku V-7, koji je generalno sitnozrniji u odnosu na ostale uzorke ove grupe. Zrna olivina su mahom ravnomerno raspoređena u masi ksenolita, ali se mogu zapaziti i ekvidimenzionalna do sočivasta nagomilanja ovog minerala, dužine i preko 10 mm.

Zrna olivina su najčešće nepravilnih formi, uglavnom deluju 'poluzaobljeno', a katkada imaju upadljivo zakrivljene oblike, nalik obliku ušne školjke. Granice olivinskih zrna prema okolnim mineralnim zrnima su oštre, a kada su ravne onda najčešće formiraju pomenute „trojne tačke” sa granicama pod približno 120°. Mada deformisanost nije karakteristika ovih ksenolita, pojedina zrna olivina u njima blago undulatorno pomračuju (slika 28b), a u pojedinim zrnima su takođe prisutne i sasvim tanke deformacione lamele koje mogu biti ravne, ili da povijaju u različitim pravcima i oblicima, negde konkavno, a negde stepenasto (slika 28c). Ostala zrna ne pokazuju vidljive znake deformacija. Olivini se takođe javljaju i kao sitna, zobljena zrna koja su uklopljena u (ili okružena) piroksenima; postoje, međutim, i obrnuti strukturni odnosi koji ukazuju na poikilitsku strukturu u kojoj krupnija zrna olivina uklapaju sitnije kristale piroksena i spinela. Sasvim retko se u olivinima mogu primetiti i tanki nizovi fluidnih inkluzija (slika 28d).

Rombični piroksen

Zastupljenost primarnog rombičnog piroksena (Opx-1) u protogranularnim lerzolitima Jabal Eghei varira od 17.2 do 27.5 zapr.%. Veličina zrna ovog minerala varira poput veličine kristala olivina, ali rombični piroksen može biti i krupniji, katkada i preko 7 mm u prečniku. Poput olivina, i rombični piroksen se u nedeformisanim ksenolitima najčešće javlja ravnomerno raspoređen u masi stene, ali povremeno gradi i izdužena monomineralna nagomilanja zrna različite krupnoće. Granice zrna rombičnog piroksena su ravne ili manje ili više zakrivljene.

Većina krupnijih zrna rombičnog piroksena sadrži eksolucione lamele vidljive tek pod većim uvećanjima na mikroskopu. Prirodu tih lamela je moguće utvrditi tek SEM-EDS ispitivanjima koja su pokazala da je reč o tankim lamelama monokliničnog piroksena i/ili spinela (slika 28e); ponekad se iste eksolucione faze sreću i u vidu malih subhedralnih inkluzija i kapljica. Eksolucione lamele su nekada toliko tanke da je teško precizno izmeriti njihovu debljinu, ali obično su reda veličina od 1 do 14 μm , dok su subhedralne inkluzije i kapljice deblje – od 14 do 30 μm . Treba napomenuti da navedene eksolucione lamele po pravilu ne dosežu do ruba kristala rombičnog piroksena, već se najčešće završavaju pre granice zrna (slika 28f). Primećeno je, takođe, da opisane lamele monokliničnog piroksena i spinela mogu biti međusobno paralelene, ali i da imaju međusobno upravan položaj. U slučaju rombičnog piroksena iz uzorka V-7, ove lamele se seku pod oštrim uglom, dok je uzorak nedeformisanog ksenolita V-15 karakterističan po tome što u njemu većina kristala rombičnog piroksena nema vidljivih eksolucionih lamela.

Jedan od specifičnih načina pojavljivanja rombičnog piroksena jeste i formiranje simplektitskih agregata. Reč je o agregatima u kojima je ovaj mineral udružen s monokliničnim piroksenom i spinelom, u kojima se sve tri faze pojavljuju u vidu intimno sraslih crvolikih kristala (slika 28g).

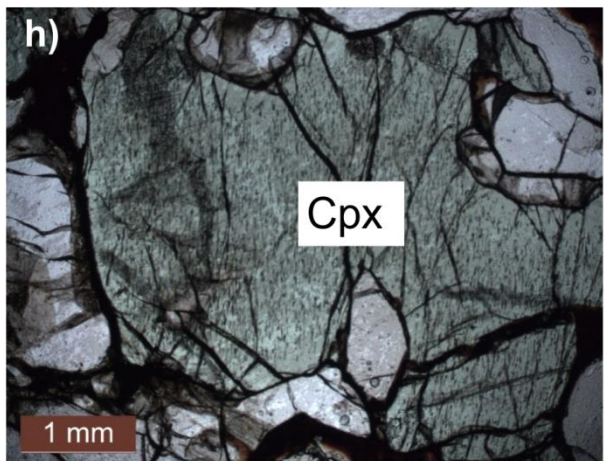
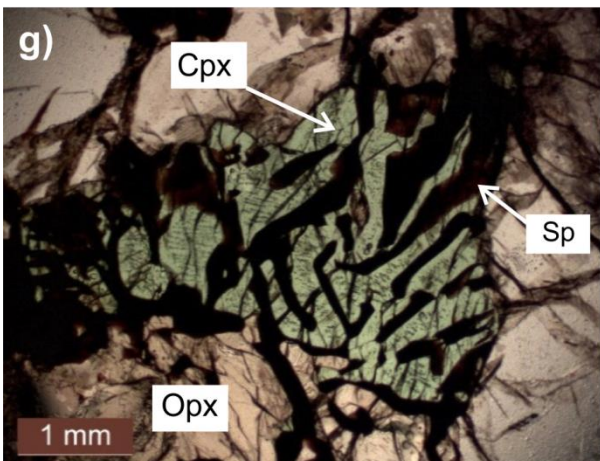
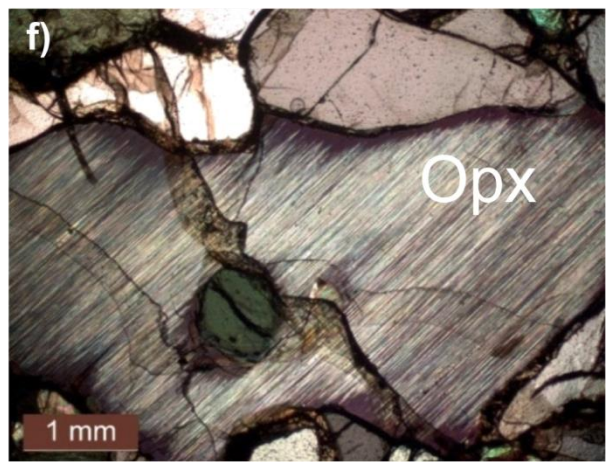
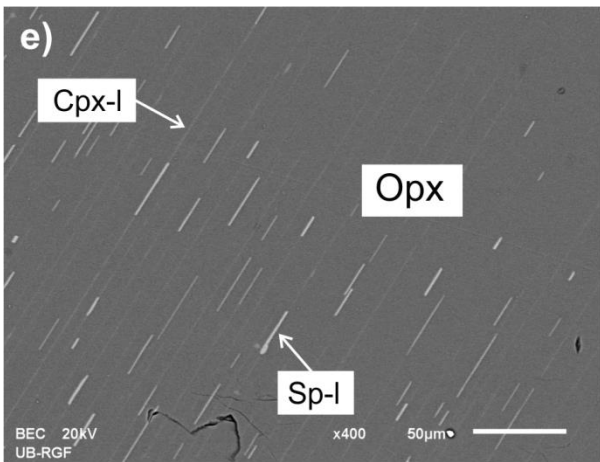
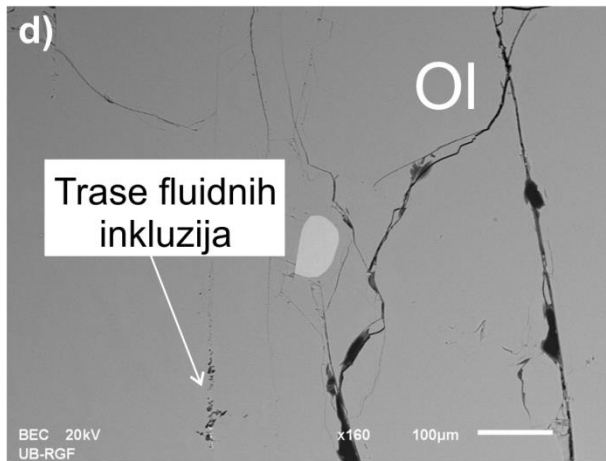
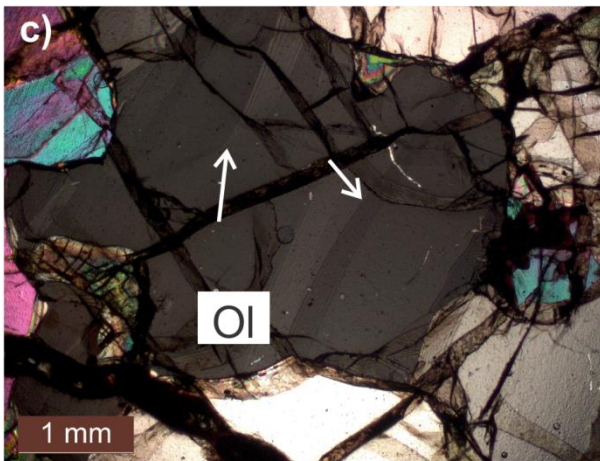
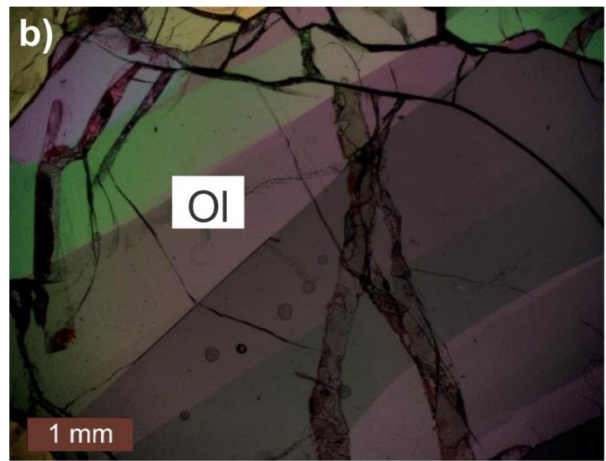
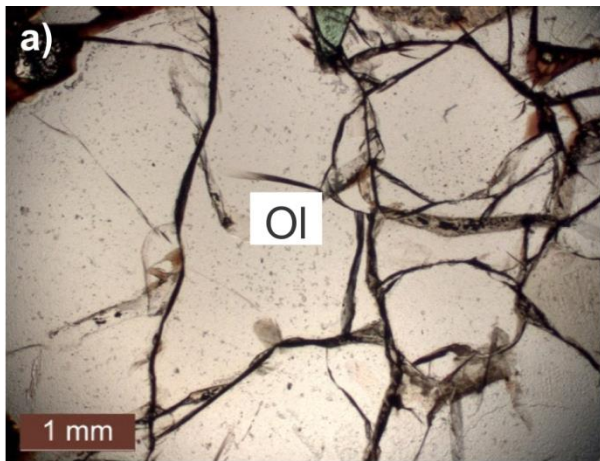
Monoklinični piroksen

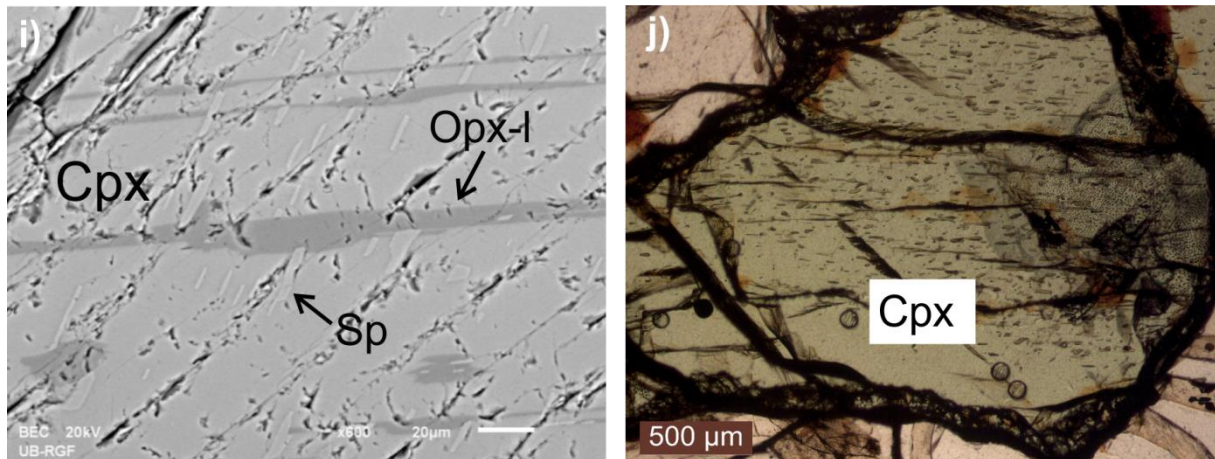
Zastupljenost monokliničnog piroksena u nedeformisanim, protogranularnim ksenolitima Jabal Eghei iznosi od 12.4 do 18.3 zapr.%; izuzetak je uzorak V-5 kod kojeg je sadržaj ovog minerala znatno niži i iznosi oko ~5 zapr.%.

Primaran monoklinični piroksen (Cpx-1) je ravnomerno rasut u masi stene i razvijen u vidu sitnijih zrna u odnosu na olivin i rombični piroksen, naime, dimenzije monokliničnog piroksena variraju u rasponu od 0.5x1 mm do 2x3 mm. U najvećem broju slučajeva, monoklinični piroksen je tipičnog intersticijskog načina pojavljivanja, što znači da pokazuje izrazito nepravilne forme kristala, jer zauzima prostore koji su mu 'ostavljeni' od strane drugih mineralnih zrna, prvenstveno olivina i rombičnog piroksena (slika 26d). Kristali monokliničnog piroksena pokazuju polihroizam u bledozelenoj boji. Pored gore opisanog osnovnog načina pojavljivanja, monoklinični pirokseni se javljaju i unutar simplektitskih agregata, kada su udruženi sa spinelom i rombičnim piroksenom (slika 28g). Pojedina zrna monokliničnog piroksena uklapaju sitnija i obično zaobljena zrna olivina (npr. slika 28h) i spinela, a sasvim retko i zrna pentlandita.

Poput opisane situacije s rombičnim piroksenom, i monoklinični piroksen sadrži eksolucione lamele spinela, a katkada i rombičnog piroksena (slika 28h, i); debljine ovih subparalelnih eksolucionih lamela po monokliničnom piroksenu kreću se uglavnom u rasponu od <2 to >20 μm i one takođe retko dosežu do samih margina primarnih kristala. Može se primetiti da se kod nekih monokliničnih piroksena pojavljuju i sistemi eksolucionih lamela koje se seku. U protogranularnom uzorku V-15 mogu se naći i zrna monokliničnih piroksena kod kojih su veće partije zrna homogena, bez prisustva vidljivih lamela. Osim tankih lamela, po kristalima monokliničnog piroksena mogu se javiti i individualna zrna euhedralnog do subhedralnog spinela.

U pojedinim nedeformisanim ksenolitima ima zrna monokliničnog piroksena čije rubne partije sadrže brojne kapljice i crvolika nagomilanja rastopa, što predstavlja elemente sitaste strukture (slika 28j); budući da je ovde najverovatnije reč o sekundarnim promenama, ove pojave će biti opisane u posebnom odeljku. Središnji delovi piroksena koji imaju sitaste (kapljičaste) rubove takođe mogu sadržati inkluzije i lamele spinela i rombičnog piroksena (videti i sliku 30a, ispod).





Slika 28. Fotomikrografije i BSE snimci nedeformisanih uzoraka ksenolita Jabal Eghei. a) Krupno i ispucalo zrno olivina (Ol) (ppl) (uzorak V-5); b i c) Ređe pojave undulatornog pomračenja (uzorak V-3), deformacionih lamela i kolenastog savijanja olivina u nedeformisanim uzorcima (uzorak V-14) (xpl); d) BSE snimak trase fluidnih inkluzija u olivinu (uzorak V-5); e) BSE snimak zrna rombičnog piroksena (Opx) s tankim lamelama monokličnog piroksena (Cpx-I) i spinela (Sp-I), koje se jasno razlikuju po boji (uzorak V-5); f) Fotomikrografija zrna rombičnog piroksena nepravilnih granica, s lamelama monokličnog piroksena koje na nekim mestima ne dosežu do ruba zrna (uzorak V-14) (xpl); g) Tipični Cpx-Opx-Sp simplektit (uzorak V-5) (ppl); h) Zrno monokličnog piroksena sa nepravilnim granicama, ispucalo i sa sitnim inkluzijama (uzorak V-3) (xpl); i) BSE slika detalja s prethodnog snimka lamela rombičnog piroksena i spinela koje su orijentisane skoro pod pravim uglom (uzorak V-7); j) Zrno monokličnog piroksena sa rubovima koji pokazuju sitastu strukturu (ppl) (uzorak V-15).

Spinel

Sadržaj primarnog spinela (Sp-1) u nedeformisanim uzorcima varira od 1.9 do 4.1 zapr. %. Kristali spinela pokazuju karakteristične prelaze od tamnobraon i mrke boje (slika 26a) do, samo izuzetno retko, potpuno neprovidnih kristala crne boje. Spineli se najčešće javljaju u vidu rasutih zrna koja su pretežno smeštena u intersticijskim prostorima. Zrna su udružena u agregate, a individualno se javljaju u nepravilnim ili subhedralnim formama, pri čemu je njihova prosečna veličina oko 0.2x0.3 mm; sasvim retko kristali spinela mogu biti i većih dimenzija, čak i do 3x2 mm, ali je u tim slučajevima većinom reč o simplektitskim prorastanjima s piroksenima (videti prethodne opise piroksena). Osim simplektita, najveći broj nedeformisanih ksenolita sadrži spinel-piroksenske klustere u kojima su grozdasta nagomilanja nepravilnih zrna spinela udružena ili sa oba piroksena ili samo s monokličnim piroksenom (slika 28g).

2.2.4.1.2 Deformisani ksenoliti

U grupu deformisanih ksenolita područja Jabal Eghei ubrojani su svi primerci kod kojih se i makroskopski i pod mikroskopom primećuju tragovi procesa deformacije. Prema podvrsti strukture koju pokazuju, svi deformisani ksenoliti mogu se odvojiti u dve podgrupe, a to su porfiroklastični ekvigranularni ksenolit (Mercier and Nicolas, 1975) (slika 26b, c).

Porfiroklastični ksenoliti pokazuju izraženu bimodalnu distribuciju veličine zrna, što se prvenstveno odnosi na rombični piroksen i olivin. Najkrupniji porfiroklasti ovih ksenolita predstavljeni su rombičnim piroksenom, oni su tabličasti do slaboizduženi, delimično rotirani i okruženi fino-zrnim matriksom izgrađenim od sitnih zrna olivina, oba piroksena i spinela (slika 26e). Porfiroklasti

olivina su mnogo manje zastupljeni nego porfiroklasti rombičnog piroksena i sitniji su od porfiroklasta rombičnog piroksena.

Ekvigranularni ksenoliti se petrografski praktično ne mogu razlikovati od sitnozrnog materijala iz matriksa porfiroklastičnih ksenolita. Jedina razlika je u tome što se u ekvigranularnim ksenolitima češće sreću izdužena sočiva i trake bogatije olivinom, monokliničnim piroksenom ili spinelom, tako da se može reći da pojedini takvi ksenoliti pokazuju i trakastu teksturu. Porfiroklasti su veoma retki u ekvigranularnim ksenolitima i, ako su i prisutni, i ređi su i manjih dimenzija od onih u porfiroklastičnim ksenolitima.

Olivin

U deformisanom tipu lerzolitita Jabal Eghei primarni olivin (Ol-1) predstavlja najzastupljeniju mineralnu vrstu, sa sadržajem ipak malo nižim nego kod nedeformisanih tipova, a koji varira u rangu od 43.7 do 61 zapr.%. Olivin se u porfiroklastičnim ksenolitima javlja i kao porfiroklast i kao sastojak u matriksu, dok je u ekvigranularnim ksenolitima prisutan u vidu sitnozrnih nagomilanja. Zbog toga, veličina zrna olivina varira u širokom rasponu, od oko 0.2x2 mm do oko 1.5x2 mm, a retko, to jest samo tamo gde se javlja kao porfiroklast, veličina zrna ovog minerala može biti i do 5x6 mm. Kristali primarnog olivina u deformisanim uzorcima imaju nepravilan oblik i pokazuju blago zakrivljene granice, povremeno u obliku ušne školjke, dok nekad imaju i poligonalne oblike kada granice između zrna obrazuju „trojne tačke“ (slika 29b, detalj). Retko se mogu naći i blago izdužena zrna olivina, koja su najverovatnije nastala tokom rekristalizacije. Manja i zaobljena zrna olivina se nekada nalaze uklopljena u porfiroklastima rombičnog piroksena (slika 29g).

Najveći broj, ne samo pravih porfiroklasta, već svih krupnijih zrna olivina u ovim ksenolitima pokazuje tragove pretrpljenih deformacija. Najčešće je reč o undulatornom pomračenju, pojavi deformacionog (pseudo)bliženja ili tragova karakterističnog kolenastog savijanja (eng: *kink-bending*; slika 29a). Ređe su prisutna i krupnija zrna koja su optički homogena, koja ne pokazuju vidljive znake deformacija, pri čemu važi da se intenzitet primetnih efekata deformacije smanjuje sa smanjenjem veličine zrna.

Rombični piroksen

Primarni rombični piroksen (Opx-1) izgrađuje najveći broj porfiroklasti u deformisanim uzorcima, a, poput olivina, prisutan je takođe i kao mineral u matriksu. Sadržaj rombičnog piroksena u ovim ksenolitima malo je viši u odnosu na relativnu količinu ovog minerala u nedeformisanim tipovima ksenolita i iznosi od 21.1 do 34.1 zapr.%. Porfiroklasti rombičnog piroksena obično predstavljaju najkrupnije minerale u deformisanim ksenolitima i dostižu veličinu preko 5x6 mm. Veličine zrna ovog minerala, koja izgrađuju matriks, kreću su u rangu od 0.25x0.3 mm do 0.75x1 mm, a ređe se javljaju i nagomilanja nešto krupnijih zrna. Kako veličina, tako i oblik rombičnog piroksena jako varira. Najčešće je nepravilnog oblika, sa ravnim ali i konkavnim i konveksnim granicama ka okolnim mineralima (slika 29b, d, f) ili eventualno zadirući u njih.

Unutrašnjost porfiroklasti pokazuje jasne tragove deformacija u vidu undulatornog potamnjenja i kolenastog bliženja. Pojedina zrna uklapaju i zrna ostalih minerala, pretežno olivina (slika 29f). Sitnija zrna rombičnog piroksena po pravilu su bistrija, bez tragova deformacija i bolje su međusobno srasla, to jest grade ravne ivice, veoma često formirajući „trojne tačke“. Obodni delovi krupnih porfiroklasti u pojedinim slučajevima izgledaju kao da su nagriženi, odnosno korodovani zbog toga što su oko njih obrazovane korone od sitnijih subzrna istog minerala, koje ustvari

predstavljaju materijal matriksa (slika 29c). Rombični piroksen iz matriksa pokazuje tragove rotiranja i rekristalizacije, kao i sekundarnog srastanja.

I u rombičnom piroksenu koji se javlja u uzorcima deformisanih ksenolita primetno je prisustvo eksolucionihi lamela monokliničnog piroksena i spinela, koje se prema mikrofiziografskim karakteristikama ne mogu razlikovati od onih koje su opisane kod rombičnog piroksena iz nedeformisanihi ksenolita. Maksimalna debljina lamela u ovim porfiroklastima rombičnog piroksena dostiže 25 μm , a samo u retkim slučajevima postoje i nešto deblje lamele monokliničnog piroksena (slika 29d). Važno je napomenuti da se, doduše retko, može zapaziti da eksolucione lamele u rombičnom piroksenu pokazuju kolenasto savijanje i povijanje (slika 29c, e), što ukazuje na to da je deformacija usledila istovremeno ili delom i nakon procesa eksolucije.

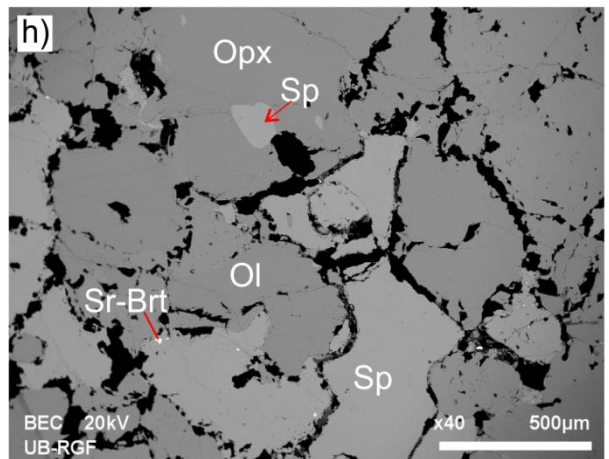
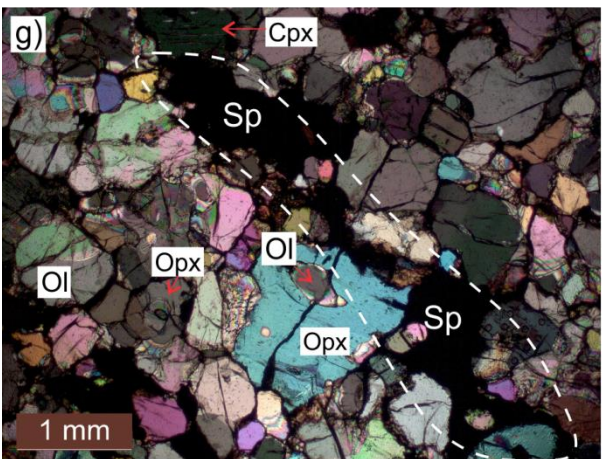
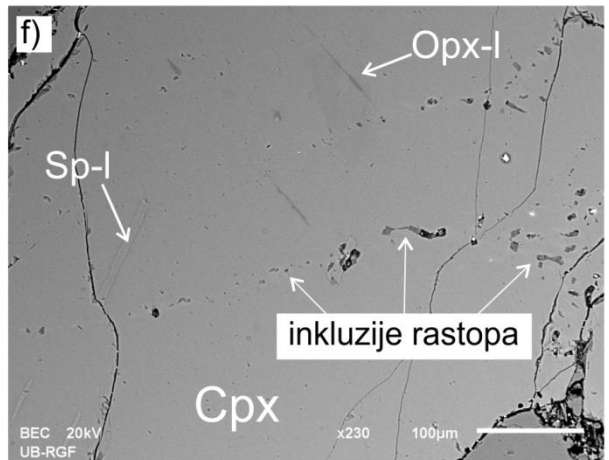
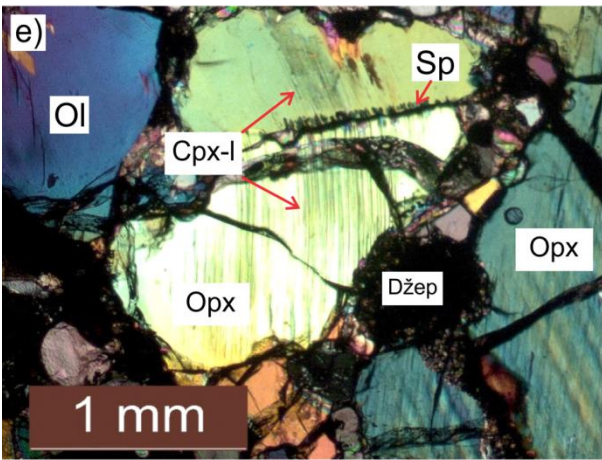
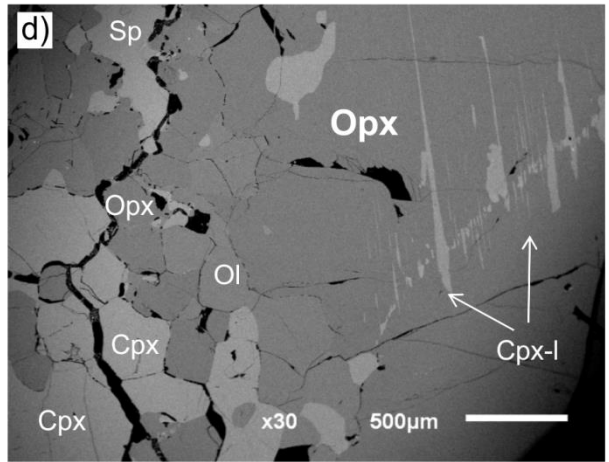
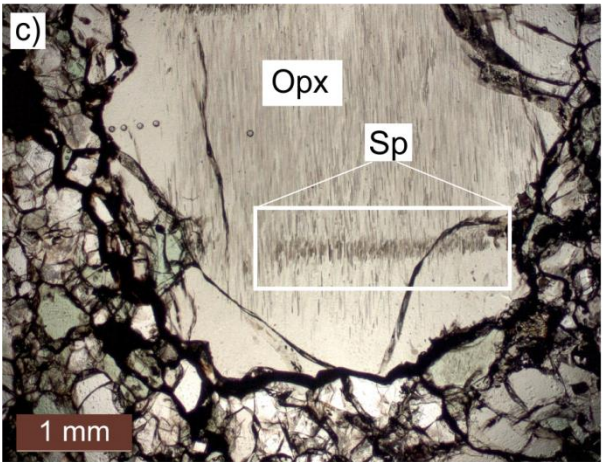
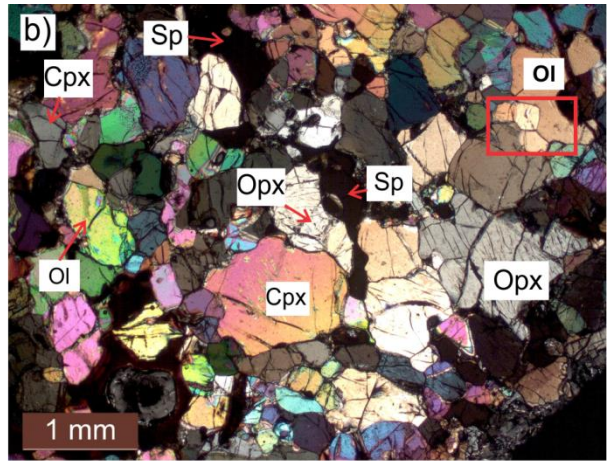
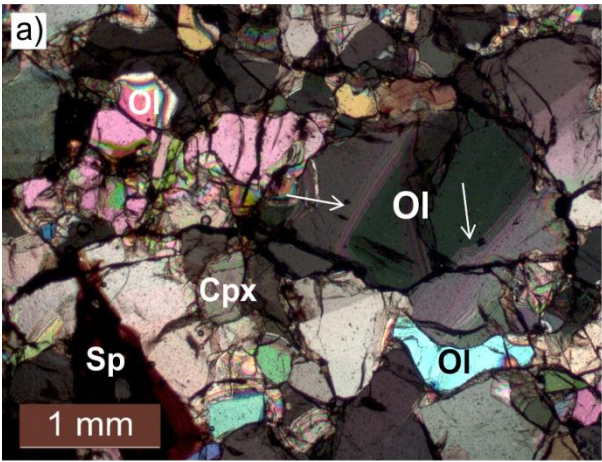
Monoklinični piroksen

U deformisanim ksenolitima monoklinični piroksen je prisutan isključivo kao matriks mineral, a nikada kao porfiroklast. Modalni sadržaj monokliničnog piroksena u ovim ksenolitima kreće se između 14 i 19 zapr.%. Veličina zrna monokliničnog piroksena je najčešće u opsegu od 0.2x0.3 mm do 1.5x2 mm. Pri paralelnim nikolima monoklinični piroksen je zelene boje, a javlja se u zrnima subhedralnog do anhedralnog oblika, pri čemu individualna zrna pokazuju poligonalne, poluzaobljene i sasvim retko zaobljene forme (slika 26b, c, e i slika 29a-g). Ivice zrna variraju od ravnih do konkavnih i konveksnih, a katkada se može zapaziti i da ivice jednog istog zrna mogu imati različit oblik. Povremeno se mogu zapaziti i korodovani obodi zrna.

Pojedina zrna monokliničnog piroksena sadrže inkluzije spinela euhedralnih formi, a ponekad i eksolucione lamele rombičnog piroksena i/ili spinela (slika 29f), ali se može reći da većina zrna monokliničnog piroksena nema vidljive eksolucije. Neka krupnija zrna monokliničnog piroksena sadrže kapljice i inkluzije rastopa (fluida?), to jest ovoje sitaste strukture koji mogu ukazivati na tragove stapanja (slika 29f); ove kapljice su veoma slične onima koje su zapažene kada je reč o monokliničnom piroksenu iz nedeformisanihi ksenolita. Sasvim retko se u monokliničnom piroksenu mogu naći i inkluzije Sr-bogatog barita, nepravilnog oblika (slika 29h).

Spinel

Sadržaj spinela u deformisanim ksenolitima varira od 2.6 do 4 zapr. %. Slično kao u uzorcima nedeformisanihi ksenolita, spinel je tamnobraon do mrke boje, a samo veoma retko i potpuno crne boje. Veličina kristala spinela kreće se od oko 0.05x0.07 mm do oko 1.5x0.5 mm. Javlja se u vidu zrna nepravilnog, često kapljičastog, a ređe subhedralnog, i sasvim retko euhedralnog oblika (slika 26b i c i 29b). Za razliku od spinela u nedeformisanim ksenolitima, zrna spinela u ksenolitima koji pokazuju tragove deformacija obrazuju izdužene i crvolike trake koje deformisanim ksenolitima daju elemente trakaste teksture, odnosno lineacije (slika 26c i 29g). Simplektiti izgrađeni od spinela i piroksena manje su zastupljeni u deformisanom tipu ksenolita. Većina zrna spinela iz deformisanog tipa sadrži i reakcione rubove (Sp-2), koji potpuno ili delimično prate formu mineralnog zrna (slika 30f), a najverovatnije predstavljaju tragove resorpcije primarnih zrna spinela.



Slika 29. Fotomikrografije i BSE snimci deformisanih uzoraka ksenolita Jabal Eghei. a) Fotomikrografija deformacionog bližnjenja i kolenastog savijanja lamela u zrnu olivina (Ol), (xpl); b) Statički rekristalisali matriks porfiroklastičnog ksenolita; u delu slike koji je uokviren crvenim kvadratom može se videti da zrna olivina grade "trojne tačke" (uzorak V-8), (xpl); c) Fotomikrografija krupnog porfiroklasta rombičnog piroksena okruženog rekristalisanim matriksom; zapaža se da su eksolucije spinela u rombičnom piroksenu deformisane (oivičeno pravougaonikom) (uzorak V-11), (ppl); d) BSE snimak jednog krupnog porfiroklasta rombičnog piroksena sa izrazito krupnim lamelama monokliničnog piroksena (Cpx-1) i matriksom izgrađenim od olivina, oba piroksena i spinela (uzorak V-11); e) Fotomikrografija zrna rombičnog piroksena sa deformisanim (povijenim) lamelama monokliničnog piroksena i sitnim inkluzijama spinela (uzorak V-11), (xpl); f) BSE snimak sa tragovima fluidnih i/ili inkluzija rastopa u zrnu monokliničnog piroksena, kao i slabo vidljive lamele rombičnog piroksena (Opx-1) i spinela (Sp-1) (uzorak V-8); g) Fotomikrografija izduženih spinela nepravilnih formi koji izgledaju kao da formiraju traku u matriksu jednog deformisanog uzorka (oivičeno kvadratom); primećuje se kako krupnije zrno rombičnog piroksena uklapa manje zrno olivina ukazujući na poikilitski karakter uzorka (uzorak V-6), (xpl); h) BSE snimak uzorka deformisanog tipa ksenolita; u donjem levom uglu se nalazi zrno monokliničnog piroksena sa inkluzijom Sr-bogatog barita (Sr-Br) (uzorak V-6).

2.2.4.1.3 Asocijacije sekundarnih minerala u ksenolitima Jabal Eghei

Osim primarnih minerala, većina uzoraka ispitivanih ksenolita područja Jabal Eghei sadrži i mineraloške i strukturno-teksturane pokazatelje različitih sekundarnih promena. Na osnovu načina pojavljivanja ovih sekundarnih asocijacija izdvojene su sledeće grupe:

- Rubovi oko monokliničnog piroksena u nedeformisanim ksenolitima V-5 i V-15,
- Silikatne žice i džepovi (eng. *pockets*),
- Silikatno-karbonatne žice i džepovi,
- Resorbovani rubovi oko spinela,
- Sekundarne promene po olivinima.

Rubovi oko monokliničnog piroksena u nedeformisanim ksenolitima V-5 i V-15

Pojedini monoklinični pirokseni koji se javljaju u Jabal Eghei ksenolitima imaju sitaste ovoje koji prostorno nisu vezani za ostale sekundarne mineralne asocijacije (vidi tekst ispod). U polarizacionom mikroskopu ovi rubovi monokliničnog piroksena vide se kao zamučene partije koje pokazuju tamnije zelenu boju u odnosu na ostatak zrna (slika 28j). Na BSE snimcima skenirajućeg elektronskog mikroskopa ovi rubni delovi monokliničnog piroksena se sasvim jasno razlikuju od centralnih delova zrna, pa im je tako determinisana i prava debljina, koja najčešće iznosi između 50 i 200 µm (slika 30a-c).

Ovi rubovi pokazuju sitastu strukturu jer su izgrađeni od asocijacije (novog?) monokliničnog piroksena (Cpx-2A) i kapljica stakla (S-3) (slika 30a, b). Cpx-2A prate formu matičnog zrna i imaju ravnu granicu prema bistrijim partijama unutar središta zrna monokliničnog piroksena. Treba napomenuti da opisani rubovi mogu biti razvijeni oko čitavog primarnog zrna monokliničnog piroksena (slika 30c) ili samo u jednom njegovom delu (slika 30a), što je najverovatnije efekat dvodimenzionalnog prikaza preseka koji se u prirodi nalazi u tri dimenzije.

Najzad, važno je istaći da se rubni monoklinični piroksen sa sitastom strukturom (Cpx-2A) javlja jedino u nedeformisanim uzorcima V-5 i V-15, kod kojih, osim ovih sitastih ovoja oko monokliničnih piroksena, nisu pronađeni drugi pokazatelji sekundarnih strukturnih i mineraloških promena.

Silikatne žice i džepovi

Petrografskim ispitivanjima je utvrđeno da ukupno osam uzoraka ksenolita, od toga tri nedeformisana (V-3, V-7 i V-12) i pet deformisanih primeraka (V-2, V-6, V-8, V-17 i V-21) sadrže silikatne žice i džepove sekundarnog porekla.

Žilice pokazuju debljine od 10 do 100 μm i obično su prostorno udružene sa džepovima različitog oblika (videti ispod). Žice presecaju ili okružuju primarne minerale u ksenolitima, oko kojih često obrazuju različite reakcione zone. Ove sekundarne žice pokazuju varijabilan sastav, pri čemu se generalno mogu razlikovati dve grupe:

1) žice skoro potpuno izgrađene od feldspata (Fsp-1A), pri čemu primarni monoklinični piroksen koji se nalazi u kontaktu sa ovakvom žicom redovno pokazuje reakcioni rub od novog sekundarnog monokliničnog piroksena (Cpx-2B), dok prema feldspatu iz žice pokazuje ravnu granicu (slika 30d), i

2) žice izgrađene pretežno od stakla (S-1B), ali koje vema često mogu da sadrže i određene količine euhedralnog monokliničnog piroksena sekundarnog porekla (Cpx-3A), koji je verovatno direktno iskristalisao iz rastopa i sitne kristale spinela (slika 30g); osim stakla i navedenih sekundarnih minerala, u žicama su nekada prisutne i prazne vezikule nepravilnih formi.

Sekundarni džepovi su obično ovalnih formi ili su potpuno nepravilnog oblika koji podseća na intersticijske prostore u kojima su smešteni primarni kristali monokliničnog piroksena; prečnik ovih džepova varira od 100 do 200 μm . Silikatni džepovi su najčešće razvijeni u vidu produžetka žica, međutim ima i onih kod kojih se direktan kontakt sa sekundarnim žicama ne vidi. Za silikatne džepove je karakteristična mineralna asocijacija: feldspat (Fsp-2A) i/ili staklo (S-2A) + spinel (Sp-3). Za kristale spinela Sp-3 takođe je karakteristično da sadrže delimično resorbovane (nagrižene) rubove (slika 30f, h).

Primarni olivin koji se nalazi u direktnom u kontaktu sa sekundarnim žicama (i džepovima) često pokazuje promenu u sastavu rubnih partija u odnosu na unutrašnjost zrna, do čega je najverovatnije došlo usled difuzije; naime, na samom kontaktu sa sekundarnim asocijacijama olivin je bogatiji gvožđem u odnosu na centralne delove zrna (slika 30d, g). Pored toga, na nekim mestima se zapaža i formiranje novog, sekundarnog olivina (Ol-2), koji se po pravilu obrazuje na kontaktu žice i primarnog rombičnog piroksena. Takva jedna mikrostrukturalna situacija prikazana je na slici 30g na kojoj se vidi specifičan reakcioni rub izgrađen gotovo potpuno od sitnih i euhedralnih kristala olivina; prikazani rub je gotovo identičan produktima reakcije između rombičnog piroksena i bazanitskog rastopa na 0.4 GPa (4 kbar), koji su dobijeni eksperimentalnim putem (Shaw, 1999).

Rubovi sa sekundarnim piroksenom (Cpx-2B) koji se po pravilu nalaze u kontaktu sa silikatnim žilicama i džepovima sekundarnog porekla (slika 30d) nađeni su u dva uzoraka nedeformisanih (V-7 i V-3) i tri uzorka deformisanih ksenolita (od toga analize su urađene samo na rubovima u uzorku V-2). Slično kao i u slučaju Cpx-2A, Cpx-2B mogu biti u potpunosti razvijeni oko matičnog zrna ili da obuhvataju samo njegov jedan deo zrna (slika 30d, e), što je najverovatnije stvar dvodimenzionalnog preseka petrografskog preparata. U gotovo svim rubovima je redovno prisutno staklo (S-3).

Silikatno-karbonatne žice i džepovi

Sekundarne žice i džepovi, koje osim silikatnih minerala sadrže i karbonat, znatno su ređe i njihovo prisustvo je konstatovano jedino u primercima deformisanih ksenolita Jabal Eghei. Tačnije, javljaju

se kao jedini tip sekundarnih asocijacija u deformisanom uzorku V-11, ali su prisutne i u uzorcima koji sadrže i druge sekundarne promene (npr. V-6 i V-2). Ove žice okružuju ali i presecaju primarne minerale (slika 30i) i tada su najčešće međusobno povezane pod gotovo pravim uglom tako da katkada izgleda kao da grade mrežu. Debljine su im varijabilne, ali najčešće ne prelaze 25 μm .

Sekundarni džepovi s karbonatom se najčešće javljaju u produžetku ili na kontaktu sa sekundarnom žicom. Njihov oblik varira od potpuno nepravilnog, kada zauzimaju oblik intersticijskih prostora, do sočivastog i ovalnog kada imaju prečnik i do 500 μm .

Mineralni sastav ovih sekundarnih žica i džepova je identičan silikatnim žicama, tako da oni sadrže feldspat (Fsp-2B), kristale novog, sekundarnog spinela (Sp-3) koji sadrže sitaste (resorbovane) rubove, staklo (S-2B), karbonat (Cb) i, u pojedinim sekundarnim asocijacijama i sekundarni monoklinični piroksen (Cpx-3B) (slika 30j). Kristali karbonata se javljaju u lepezastim formama ili u potpuno nepravilnim zrnima koja ispunjavaju međuprostor oko zrna; u nekim džepovima i žicama karbona pokazuje karakteristične negativne kristalne oblike koji su konstatovani i u slučaju kasnomagmatskog karbonata u bazaltima ovog područja (slika 11p; odeljak 2.1.3.2.1). Sekundarni monoklinični piroksen Cpx-3B često je prisutan u vidu zrna koja su iskristalisala u subhedralne forme, mada postoje i kristali monokliničnog piroksena potpuno nepravilnih formi. Feldspat (Fsp-2B) se najčešće javlja u vidu izduženih pritki.

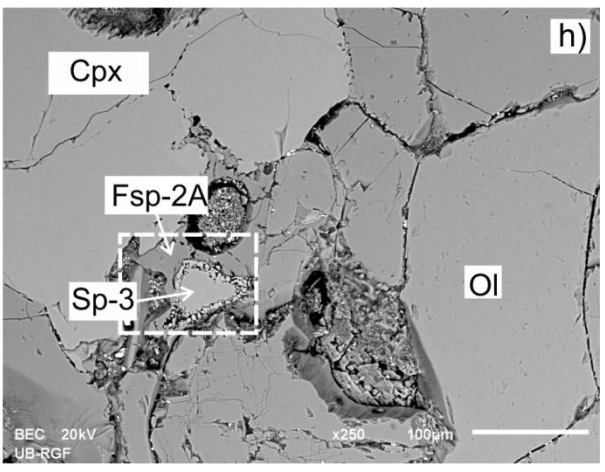
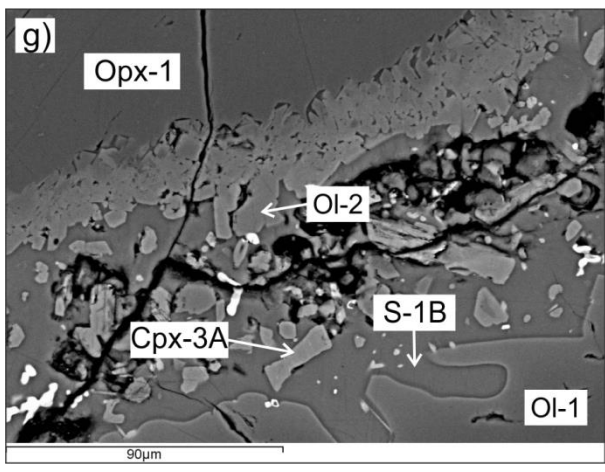
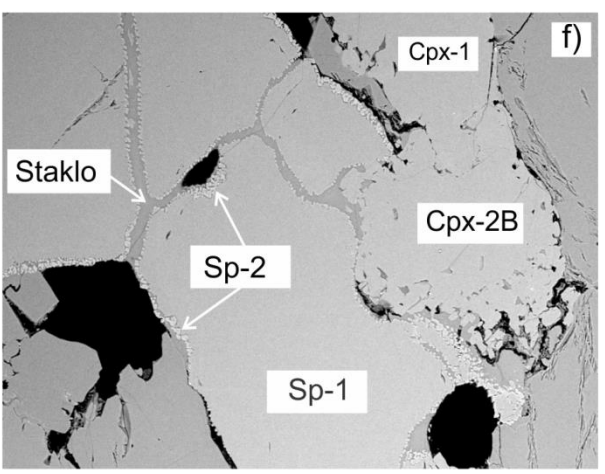
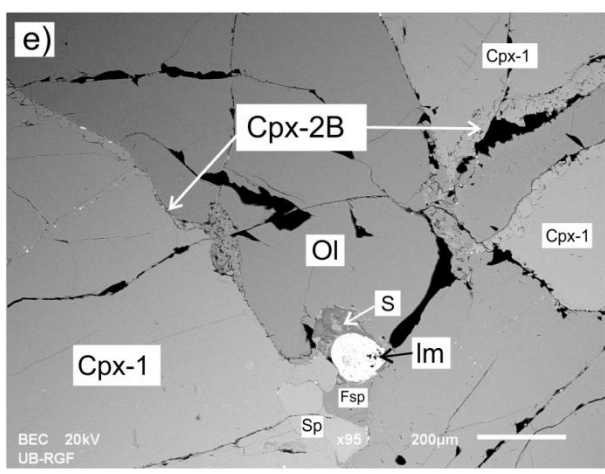
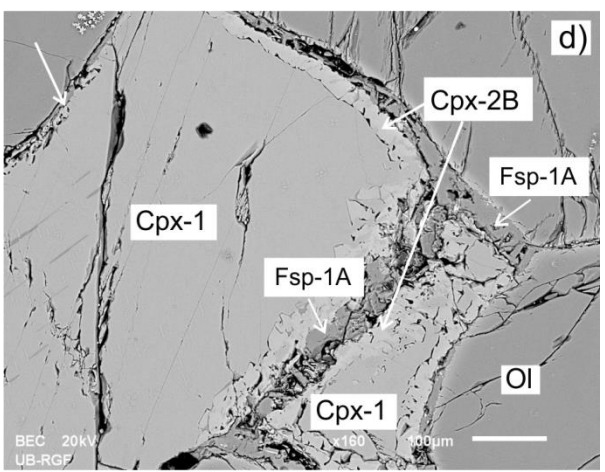
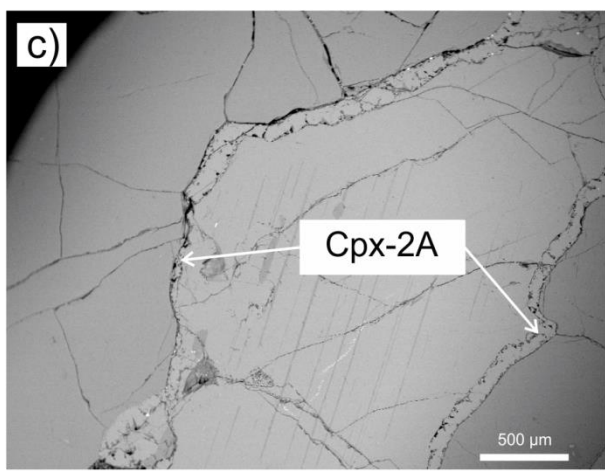
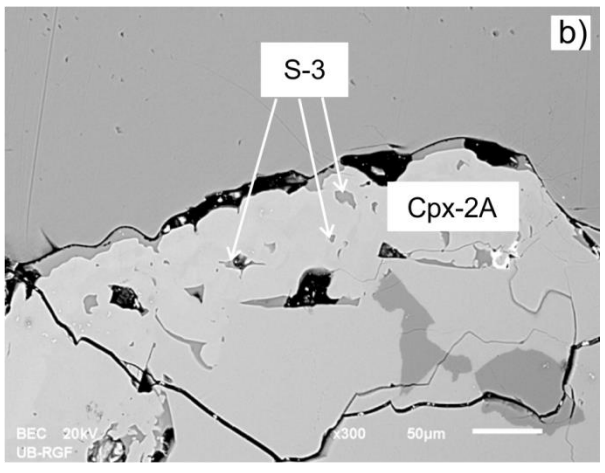
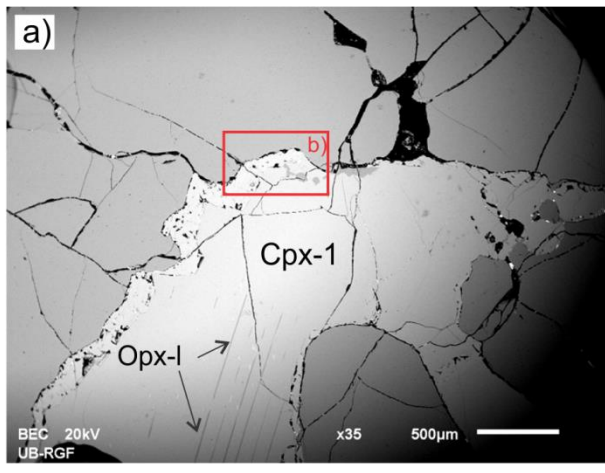
Prisustvo svih gore navedenih mineralnih parageneza silikatno-karbonatnih žica i džepova konstatovano je isključivo na osnovu urađenih BSE snimaka, pri čemu na prisutnim mineralnim fazama nisu obavljene detaljne hemijske analize. Stoga se i konstatacija da žice i džepovi pokazuju identičan mineralni sastav mora uzeti sa izvesnom dozom rezerve.

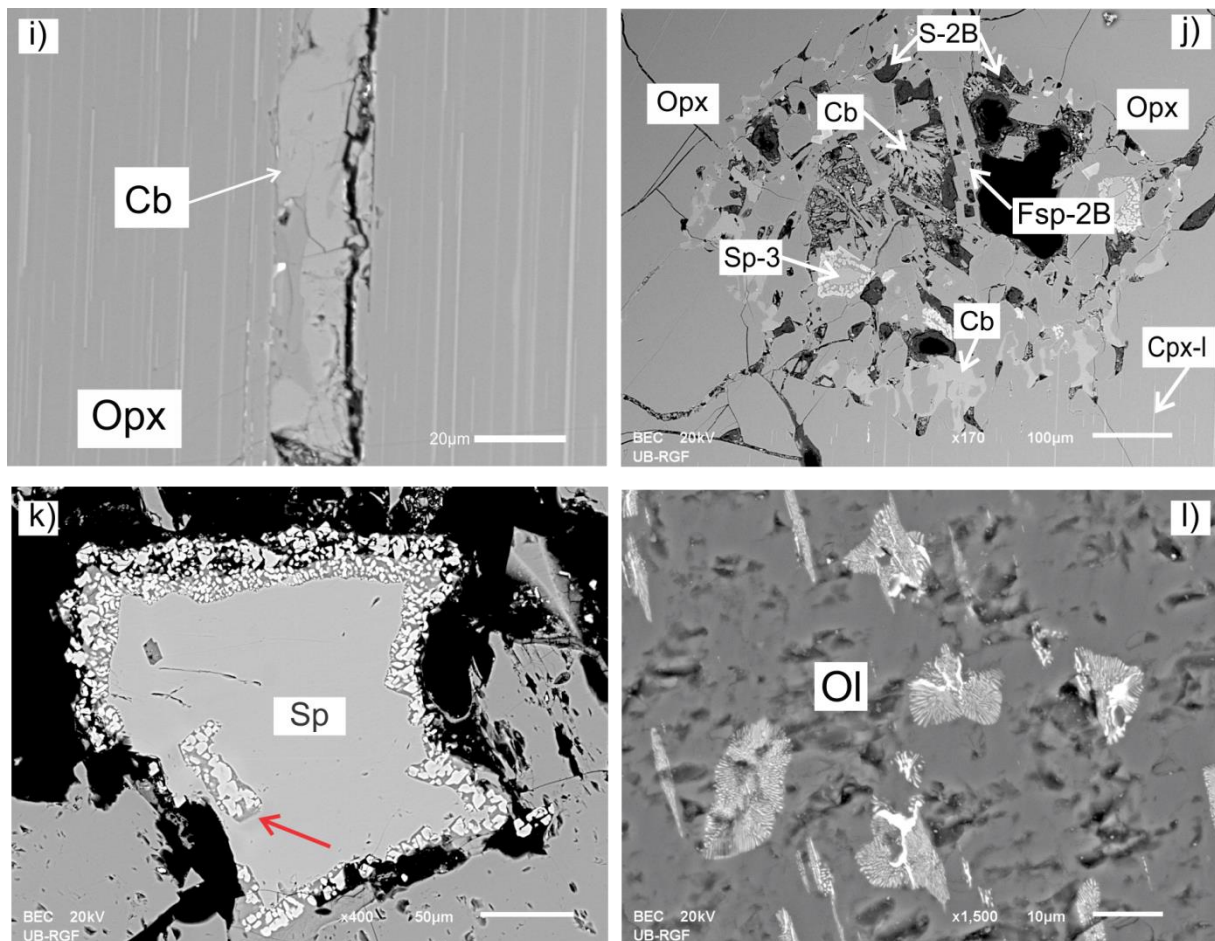
Resorbovani rubovi oko spinela

Već je spomenuto da se spinel sa sitastim rubovima koji su izgrađeni od sekundarnog spinela (Sp-2) i kapljica stakla javlja i u silikatnim i u silikatno-karbonatnim sekundarnim žicama i džepovima. Međutim, takve strukturne forme sekundarnog porekla mogu se opaziti i van gore opisanih žica i džepova. Posmatrano pod polarizacionim mikroskopom jako ih je teško primetiti, bilo da se nalaze van reakcionih zona ili u njima, i bez obzira na veličinu zrna, ali se jasno zapažaju pod elektronskim mikroskopom.

Važno je naglasiti da u deformisanim uzorcima gotovo sva zrna primarnih spinela pokazuju ove sitaste rubove (slika 30f), dok je kod spinela iz nedeformisanih ksenolita ova pojava ređa, mada su spineli sa resorbovanim ovojima takođe prisutni.

Generalno, ovi reakcioni rubovi pokazuju različitu debljinu koja je promenljiva od uzorka do uzorka. Sam oblik novonastalih kristala spinela (Sp-2) varira od anhedralnog do gotovo euhedralnog i redovno se između njih nalazi staklo (slika 30f). Ovi resorbovani rubovi nekada okružuju čitavo zrno spinela, a nekada samo jedan njegov deo, što je najčešće slučaj kada je reč o spinelima van direktnog dodira sa žicama i džepovima (npr. slika 30f). Pojedina zrna spinela sa resorbovanim rubovima izgledaju kao da se sitnozrni materijal iz rubova nalazi i u njihovim središnjim delovima (slika 30k), što je najverovatnije još jedan privid do kojeg dolazi zbog dvodimenzionalnog preseka.





Slika 30. BSE snimci sekundarnih asocijacija u ksenolitima područja Jabal Eghei. a) Zrno monokliničnog piroksena (Cpx-1) sa rubom koji nije jednako razvijen oko svih delova zrna u nedeformisanom tipu ksenolita V-15; jasno se zapaža da se lamele rombičnog piroksena (Opx-1) ne prostiru duž čitavog zrna, već su rubne partije bez njih; b) Detalj ruba monokliničnog piroksena (Cpx-2A) sa slike 30a, u kome se zapažaju kapljičasti uklopci stakla (S-3) (nedeformisani ksenolit V-15); c) Rub monokliničnog piroksena (Cpx-2A) koji je, za razliku od slike 30a, formiran oko čitavog zrna, prati njegovu formu i ima jasnu i ravnu granicu ka središnjem delu zrna (isti uzorak kao sa slike 30b); d) Dva zrna monokliničnog piroksena (Cpx-1) iz nedeformisanog uzorka ksenolita V-7 oko kojih se nalazi žica izgrađena od feldspata (Fsp-1A); na kontaktu sa žicom, Cpx-1 pokazuje reakcioni rub od novog sekundarnog monokliničnog piroksena (Cpx-2B), na desnoj strani slike se može zapaziti da na kontaktu sa istom žicom olivin (Ol) ne pokazuje posledice reakcije, već samo tanak rub svetlije boje zbog višeg sadržaja gvožđa; e) U donjem levom uglu nalazi se zrno monokliničnog piroksena (Cpx-1) s veoma tankim (početni stadijum?) reakcionim rubom (Cpx-2B) (videti strelicu), dok se u gornjem desnom uglu nalaze dva zrna takođe monokliničnog piroksena kod kojih je rub znatno deblji (vidi strelicu); jasno se vidi da rub ne okružuje čitavo zrno; u reakcionom delu uz zrno monokliničnog piroksena nalaze se spinel (Sp), feldspat (Fsp), limonit (lm) i staklo (S) (nedeformisani uzorak ksenolita V-3); f) U gornjem desnom uglu slike se vidi Cpx-2B koji nije razvijen oko čitavog primarnog zrna i koji nema jasnu granicu ka centralnom delu zrna; na slici se takođe vidi zrno spinela (Sp-1) sa rubovima (Sp-2) koji su formirani na kontaktu delova (raspuklog?) zrna spinela i žice sa staklom; na desnoj strani slike se vidi monoklinični piroksen sa karakterističnim sitastim rubovima (deformisani ksenolit V-2); g) Rombični piroksen (Opx-1) u nedeformisanom uzorku ksenolita V-7 sa lepo razvijenim reakcionim rubom od olivina (Ol-2) koji se formirao na kontaktu sa žicom u kojoj se nalazi staklo (S-1B), dok se euhedralni fenokristali monokliničnog piroksena (Cpx-3A) i sitna zrna anhedralnog, svetlobojenog minerala, verovatno spinela (analiza nije urađena) nalaze u unutrašnjosti žice; u donjem desnom delu slike vidi se nepravilna granica krupnijeg zrna olivina s rubovima bogtijim gvožđem; h) Sekundarni džep (oivičen pravougaonikom) u deformisanom tipu ksenolita V-8, koji je izgrađen od spinela (Sp-3) sa rubovima i feldspata (Fsp-2A); i) Detalj žice s karbonatom (Cb) koja preseca porfiroklast primarnog rombičnog piroksena (Opx) u deformisanom ksenolitu V-11; j) Karbonatni džep u nastavku žice sa slike 30i smešten u porfiroklastu rombičnog piroksena sa eksolucionim lamelama monokliničnog

piroksena (Cpx-1); džep je izgrađen od spinela (Sp-3) sa sitastim rubovima, feldspata (Fsp- 2B), karbonata (Cb) i stakla (S-2B), a na kontaktu sa ortopiroksenom formiran je tanak rub od neomonokliničnog piroksena; k) Spinel iz deformisanog uzorka V-2 sa klasičnim sitastim ovojima; strelica pokazuje sitnozrni materijal rubova koji je samo prividno uklopljen u primarnom zrnju spinela (vidi strelicu); l) Olivin iz deformisanog uzorka V-4 s mikrosimplektitskim izdvajanjima magnetita i rombičnog piroksena.

Sekundarne promene po olivinima

Poseban slučaj sekundarnih promena predstavljaju specifični olivini koji su, u okviru kolekcije ksenolita ove doktorske disertacije, konstatovani samo u deformisanom uzorku V-4. Međutim, nekoliko ksenolita sa identičnim olivinima uzorkovano je pri rekognosciranju terena Jaba Eghei (Vasić, usmeno saopštenje).

Reč je o olivinima koji makroskopski pokazuju manje ili više izraženu crvenu boju zbog toga što su u njima razvijena mikro-simplektitska izdvajanja magnetita i rombičnog piroksena (slika 30l). Ovi olivini nisu bili predmet ispitivanja u ovoj doktorskoj disertaciji, tako da će u diskusiji biti pomenuti samo rezultati koji su dobijeni na primerku V-4 i drugim primercima sa faze rekognosciranja terena, a koji su rezultat samostalnog bačelor rada koji je na Univerzitetu u Majncu odbranila koleginka Anastasia Zemlitskaya (Zemlitskaya, 2017).

2.2.4.2 Hemijski sastav ksenolita Jabal Eghei

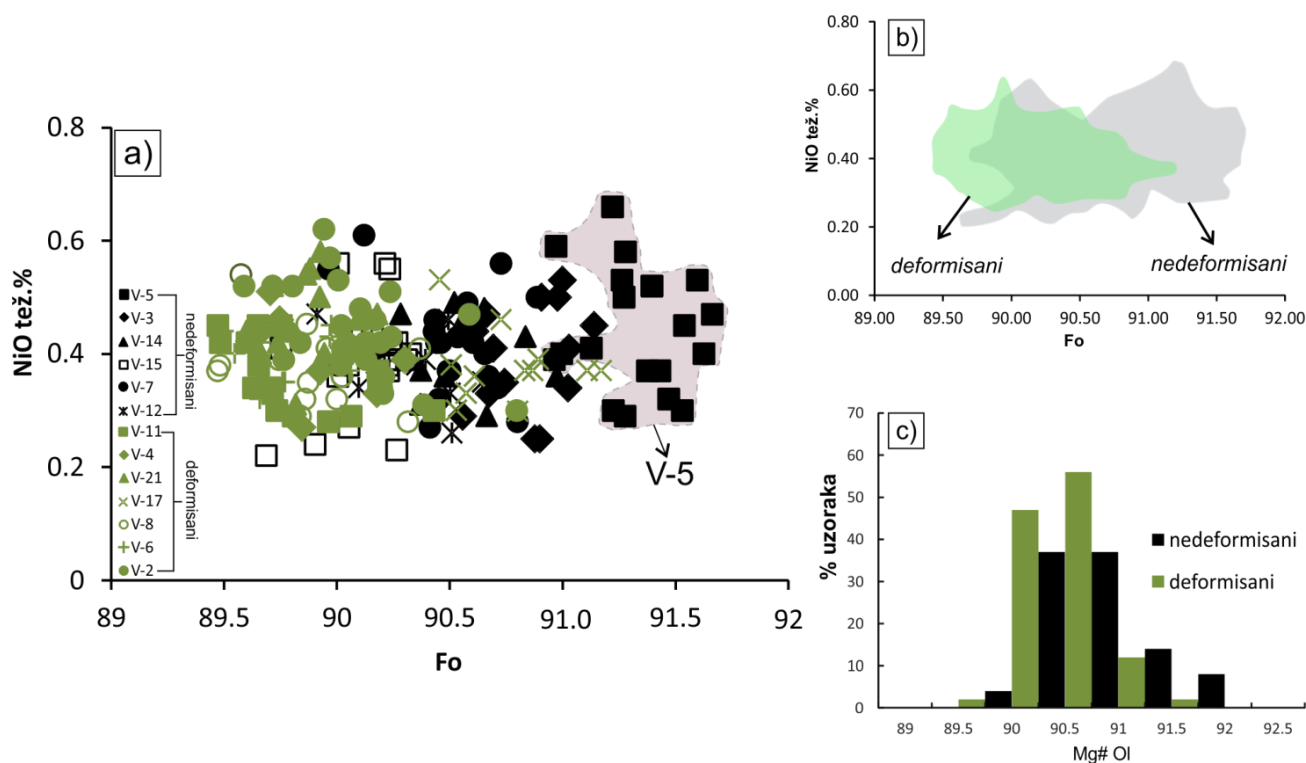
2.2.4.2.1 Hemijski sastav minerala: glavni elementi

Rezultati reprezentativnih analiza sadržaja glavnih elemenata u primarnim i sekundarnim mineralima ispitivanih Jabal Eghei ksenolita dati su u Prilogu 1 i 2. U narednim odeljcima biće zajednički i uporedno prikazan sastav primarnih i sekundarnih mineralnih faza koje izgrađuju i nedeformisane i deformisane tipove ksenolita.

Olivin

Primarni olivin (Ol-1) generalno pokazuje uniforman sastav, što se slaže i sa homogenim mikrofiziografskim i optičkim karakteristikama ovog minerala u ispitivanim ksenolitima. Ipak se zapaža da primarni olivin u nedeformisanim uzorcima pokazuje blago više vrednosti MgO (47.6 do 50.1 tež.%; $F_{O_{89.7-91.7}}$), u odnosu na isti mineral u deformisanim uzorcima ksenolita (MgO = 47.4 - 49.3 tež.%; $F_{O_{89.5-91.1}}$) (slika 31a, b). Sadržaj NiO u primarnim olivinima iz oba tipa ksenolita uglavnom varira između 0.20 i 0.60 tež.%, pri čemu koncentracije nikla ne pokazuju vidljivu korelaciju sa sadržajem forsteritske komponente.

Na histogramu na slici 31c grafički je prikazan opseg vrednosti magnezijevog broja ($Mg\# = 100 * Mg / [Mg + Fe^{tot}] mol\%$) primarnih olivina iz oba teksturna tipa ksenolita. Na slici se može videti da, iako generalno postoje preklapanja u sastavu, u nedeformisanim ksenolitima su zastupljeniji olivini s nešto višim Mg# u odnosu na deformisane tipove ksenolita. Važno je napomenuti da najviše vrednosti Mg# pokazuje olivin iz uzorka V-5, koji predstavlja protogranularni monokliničnim piroksenom siromašni lertzolit (tabela 6, slika 27). Koncentracije CaO i MnO zabeležene u primarnim olivinima iz oba teksturna tipa iznose <0.20 tež.%, odnosno ≤ 0.30 tež.%. Zrna olivina koja se nalaze kao uklopci u drugim mineralima ne pokazuju razlike u sastavu u odnosu na primarne olivine.



Slika 31. a) Prikaz odnosa Fo i NiO (tež.%) u olivinima iz nedeformisanih i deformisanih uzoraka ksenolita oblasti Jabla Eghei; b) Isti odnos kao na slici 31a prikazan u vidu polja dveju grupa uzoraka; c) Histogram relativne zastupljenosti Mg# u olivinima.

Relikti primarnih olivina u silikatnim žicama i džepovima pokazuju slične sadržaje kao i primarni olivini koji nisu s njima u kontaktu. Imaju visoke sadržaje MgO od ~49.0 tež.% i vrednosti forsteritske komponente od 90.0 do 90.46; pritom, njihove koncentracije CaO i NiO kreću se u rangu između 0.0 - 0.5 tež.%, odnosno 0.0 - 0.26 tež.%. Slično važi i za olivine koji se nalaze u džepovima sa karbonatom, oni imaju nešto više sadržaje MgO (~50.65 tež.%) i forsteritske komponente ($Fo_{>92}$). Sadržaji CaO u ovom olivinu su niži i iznose ~ 0.2 tež.%, dok sadržaji NiO iznose oko 0.34 tež.%. Najvažnija razlika između primarnih olivina i olivina koji se javljaju u dodiru sa sekundarnim žicama i džepovima jeste što ovi drugi pokazuju rubove bogatije gvožđem (vidi sliku 30d, g), što je potvrđeno semikvantitativnim SEM-EDS analizama.

Sekundarni olivin Ol-2, koji se javlja kao produkt reakcije na rubovima primarnih rombičnih piroksena pokazuje sadržaje MgO od ~42.7 tež.% i stoga poseduje niže vrednosti forsteritske komponente ($Fo_{\sim 80,40}$) u odnosu na primarni olivin (Ol-1). Istovremeno, sadržaji CaO u ovim sekundarnim olivinima iznose oko 0.5 tež.%.

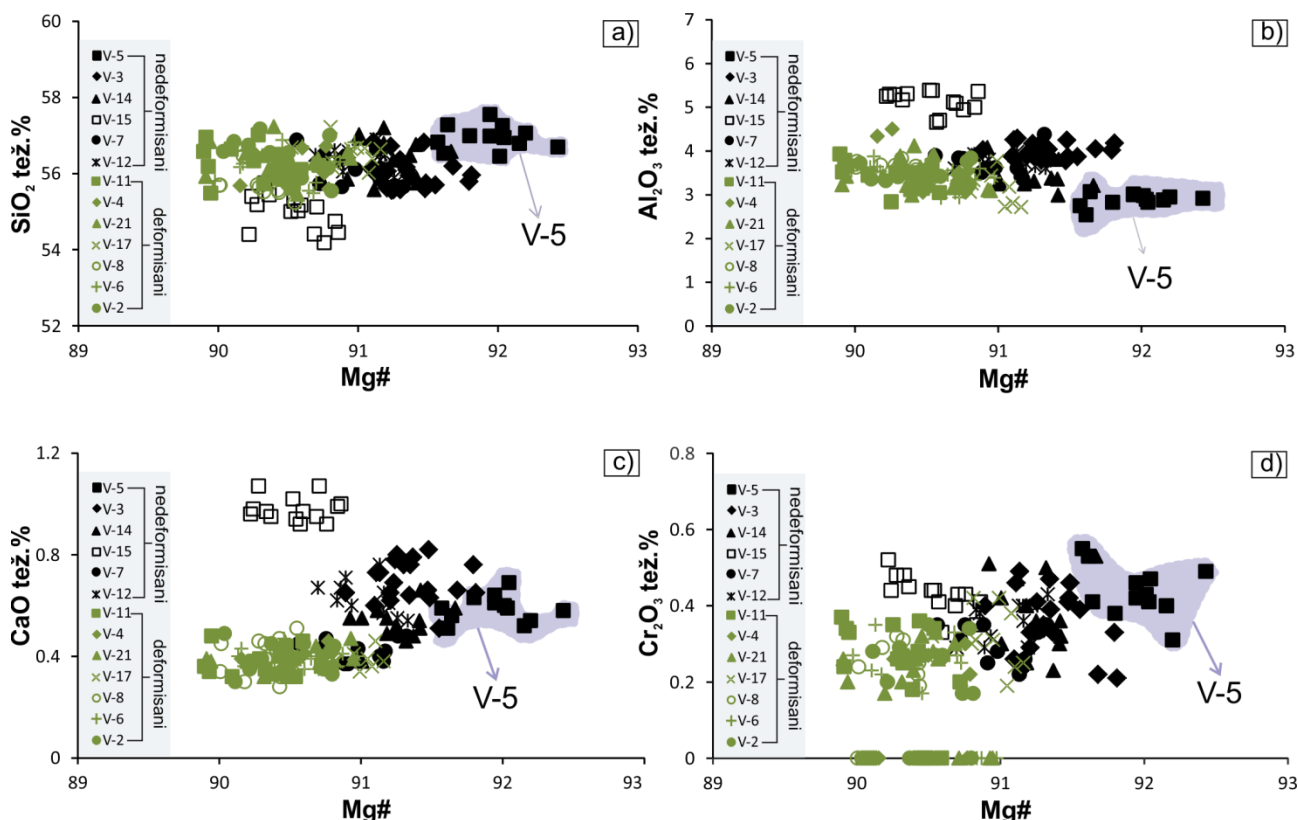
Najzad, treba reći da najviše forsteritske komponente sadrže olivini crvene boje, koji su pretrpeli sekundarne promene izdvajanja simplektitskih agregata magnetita i enstatita. Ovi olivini, kao što je već rečeno, nisu bili ispitivani u okviru ove doktorske disertacije, ali je urađeno nekoliko analiza pomoću SEM-EDS metode na uzorku V-4. Analize su pokazale da su ovi olivini ekstremno magnezijuskog karaktera sa sadržajem forsterita od oko 94-95; veoma sličan sastav identično promenjenih olivina u drugim uzorcima dobijen je i ispitivanjima u okviru izrade bačelor rada na Univerzitetu u Majncu (Zemlitskaya, 2017).

Rombični pirokseni

Primarni rombični pirokseni (Opx-1) ispitivanih ksenolita Jabal Eghei pokazuju jasne razlike u sastavu u zavisnosti od toga u kojoj se od dve teksturno odvojene grupe nalaze.

Nedeformisani, protogranularni ksenoliti sadrže rombični piroksen enstatitskog sastava ($En_{88.2-91.4}$), koji se karakteriše niskim vrednostima ferosilitske ($Fe_{0.7-10.0}$) i jako niskim vrednostima volastonitske ($Wo_{0.7-2.1}$) komponente. Magnezijski broj kao i sadržaji MgO u ovim rombičnim piroksenima kreću se u rangu od 90.2 - 92.4, odnosno 31.36 - 34.07 tež.%. Vrednosti Al_2O_3 i CaO variraju u širokom opsegu i to od 2.54 do 5.36 tež.%, odnosno od 0.37 pa do čak 1.07 tež.%. Na ovako velike varijacije u sadržaju utiče sastav rombičnog piroksena iz uzorka V-15, koji u odnosu na piroksen iz ostalih uzoraka ima znatno povišene koncentracije ovih oksida, koje iznose: $Al_2O_3 = 4.7-5.36$ tež.% i $CaO = 0.88-1.07$ tež.%. Važno je napomenuti da rombični piroksen iz ovog uzorka (V-15) pokazuje i najniže vrednosti Mg# koje se kreću između 90.2 i 90.9. Sa druge strane, najviše vrednosti Mg# (91.6-92.4) i najniže vrednosti Al_2O_3 (2.54 - 3.07 tež.%) karakteristične su za rombični piroksen iz monokliničnim piroksenom-siromašnog protogranularnog uzorka V-5. Koncentracije ostalih oksida u rombičnom piroksenu nedeformisanih uzoraka Jabal Eghei ksenolita kreću se u sledećim opsezima: $MnO = 0-0.31$ tež.%, $Cr_2O_3 = 0.21-0.55$ tež.% i $NiO = <0.29$ tež.%.

Rombični piroksen iz deformisanih ksenolita Jabal Eghei takođe po sastavu odgovara enstatitu ($En_{88.2-90.7}$, $Fs_{8.6-10.3}$, $Wo_{0.0-1.5}$), uz nešto niže Mg# vrednosti koje se kreću između 89.7 i 91.2, kao i uz niže sadržaje MgO koji variraju od 32.16 do 34.02 tež.%. Sadržaj Al_2O_3 (2.7 - 4.0 tež.%) u ovim rombičnim piroksenima sličan je onom izmerenom u rombičnom piroksenu iz nedeformisanih ksenolita, dok su njegove CaO koncentracije znatno niže i variraju između 0.28 i 0.50 tež.%, a sadržaji Cr_2O_3 od 0 do 0.42 tež.%. Sadržaji oksida MnO i NiO su približno isti i kreću se u granicama 0-0.31 tež.%, odnosno 0 - 0.27 tež.%.



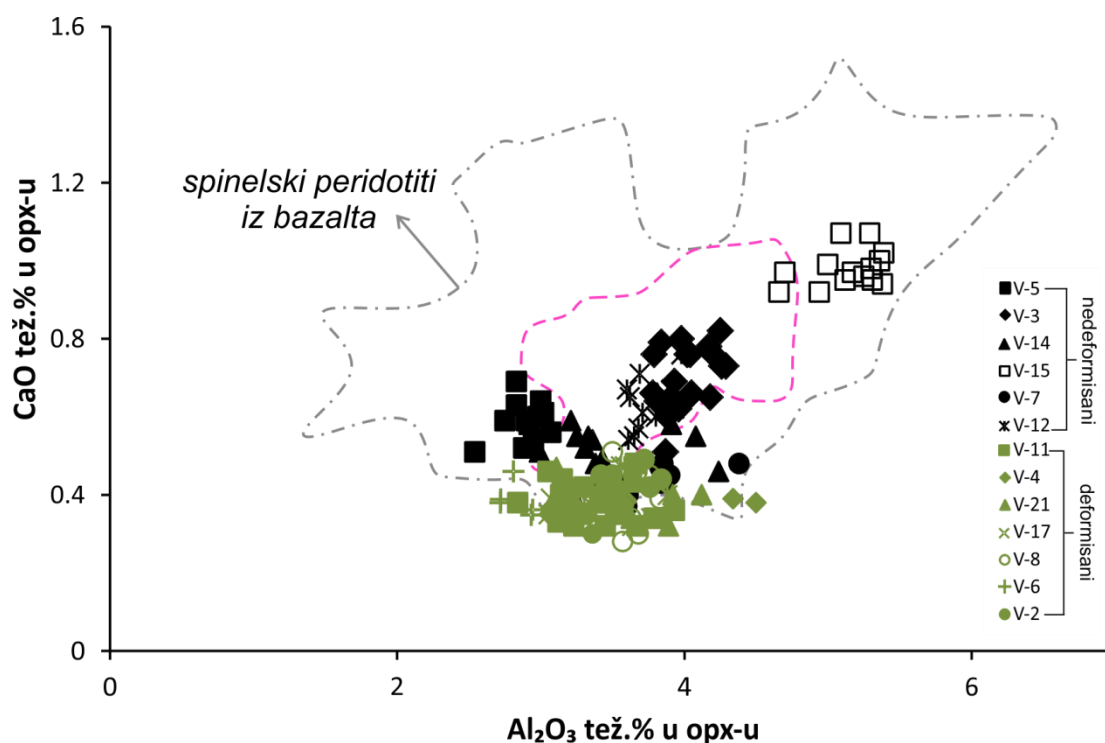
Slika 32. Odnos vrednosti Mg# i sadržaja (tež.%) a) SiO₂, b) Al₂O₃, c) CaO i d) Cr₂O₃ u rombičnom piroksenu iz ksenolita Jabal Eghei.

Razlike u sastavu rombičnog piroksena iz ova dva teksturno različita tipa ksenolita mogu se lako uočiti na dijagramima korelacije između Mg# i sadržaja pojedinih glavnih oksida (slika 32a-d). Međutim, osim što postoje razlike između rombičnih piroksena iz dveju grupa ksenolita, jasne

varijacije se primećuju i u sastavu rombičnog piroksena i unutar same grupe protogranularnih, to jest nedeformisanih ksenolita.

Naime, nedeformisani uzorci formiraju negativan trend korelacije između vrednosti Mg# i sadržaja Al_2O_3 (tež.%), pritom pokazujući širok opseg vrednosti Al_2O_3 (2.54-5.36 tež.%), dok je kod rombičnih piroksena iz deformisanih uzoraka ovaj trend ravniji (slika 32b). Na dijagramu Mg# prema CaO (slika 32c) rombični pirokseni iz nedeformisanih ksenolita pokazuju znatno više sadržaje CaO u odnosu na one iz deformisanih primeraka. Među samim nedeformisanim uzorcima postoji širok rang u sastavu rombičnog piroksena, pri čemu protogranularni uzorak V-15 sadrži rombični piroksen koji po sastavu odskaka na svim dijagramima, tako što pokazuje više koncentracije Al_2O_3 , CaO i Cr_2O_3 , a niže sadržaje SiO_2 za date vrednosti Mg# u odnosu na rombični piroksen iz ostalih primeraka ksenolita ove grupe.

Na dijagramu odnosa Al_2O_3 i CaO, (slika 33) rombični pirokseni iz protogranularnih uzoraka generalno padaju u polje rombičnih piroksena iz spinel-peridotitskih ksenolita koji su pronađeni u bazaltima različitih provincija širom sveta (Grégoire et al., 2005). Na drugoj strani, rombični pirokseni iz deformisanih uzoraka ksenolita pokazuju nešto osiromašeniji (depletiraniji) sastav, što se ogleda u nižim sadržajima CaO. Na istom dijagramu se vidi da najveći deo rombičnih piroksena iz Jabal Eghei plotuje i u polje spinel-lerzolitских nodula iz vulkanita severne Afrike (roze isprekidana linija; Beccaluva et al., 2007a, 2008; Miller et al., 2012; Kourim et al., 2014; Hamdy et al., 2018).

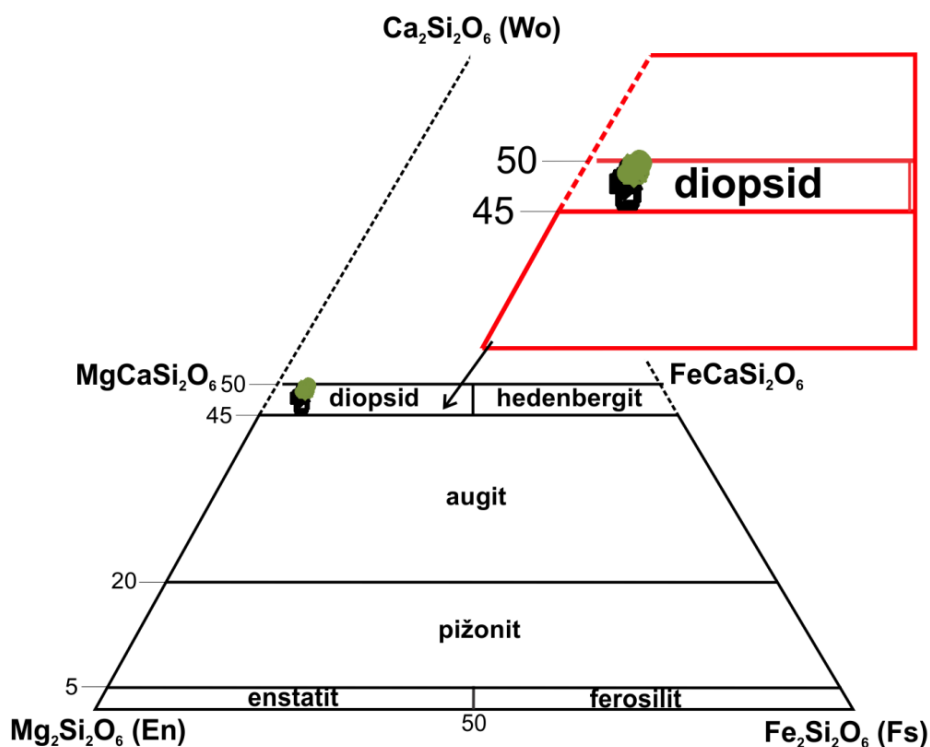


Slika 33. Dijagram odnosa Al_2O_3 i CaO (tež.% u rombičnom piroksenu) proučavanih ksenolita; polje spinelskih peridotita iz bazalta je preuzeto iz Gregoire et al., 2005; polje oivičeno roze isprekidanom linijom odnosi na rombične piroksene iz spinel-lerzolitских ksenolita iz vulkanita severne Afrike; u Libiji (Gahryan: Beccaluva et al., 2008 i Hamdy et al., 2018; Wau en Namus: Miller et al., 2012) i Alžiru (Manzaz: Beccaluva et al., 2007a i Hoggar: Kourim et al., 2014)

Monoklinični pirokseni

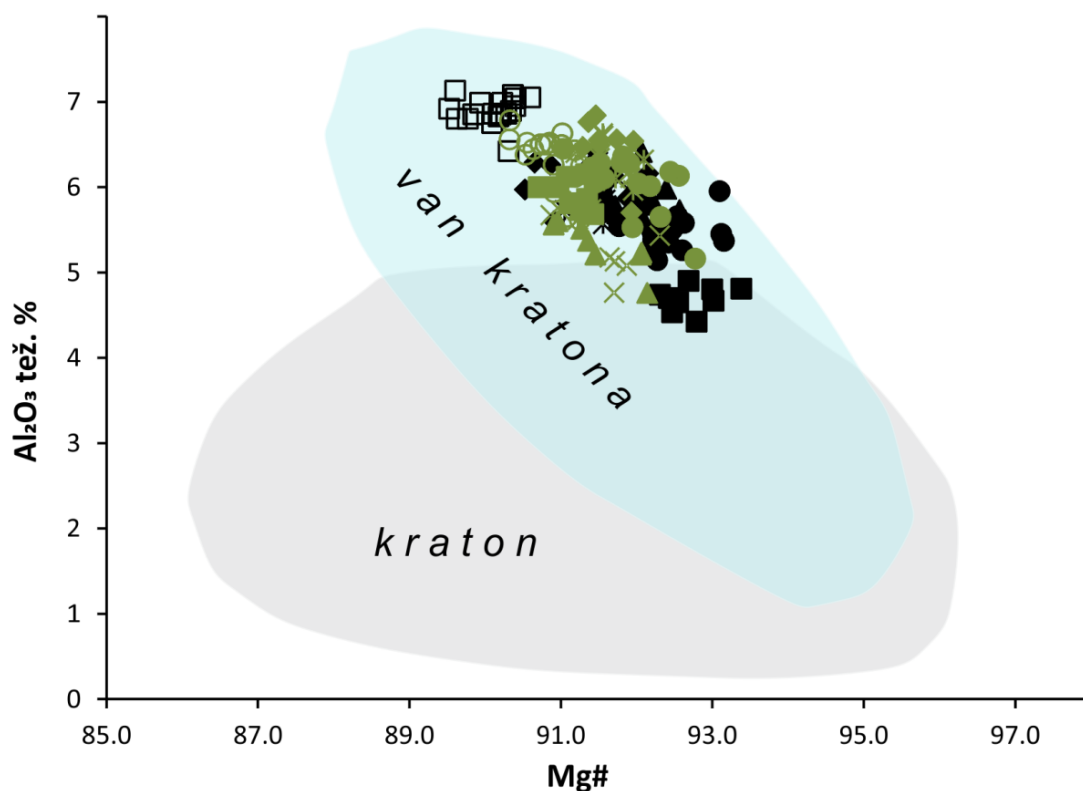
Prosečan sastav Cpx-1 iz nedeformisanih ksenolita varira u rangu $En_{46.7-50.2}$, $Fs_{3.5-5.8}$, $Wo_{44.1-49.5}$. Vrednosti Mg# u monokliničnom piroksenu nedeformisanih uzoraka variraju između 89.5 i 93.4 tež.%, dok se sadržaji FeO kreću od 1.95 do 3.25 tež.%, a CaO između 19.21 i 22.05 tež.%. Nešto veće varijacije pokazuju sadržaji Al_2O_3 koji se kreću u rasponu od 4.42 do 7.13 tež.%. Sadržaji Na_2O i TiO_2 variraju 1.15 - 1.64 tež.%, odnosno 0.0 - 0.56 tež.%, koncentracije Cr_2O_3 u rangu od 0.32 do 1.31 tež.%, dok su sadržaji NiO uglavnom ispod 0.44 tež.%.

Sastav monokliničnih piroksena iz deformisanih tipova ksenolita varira u užem rangu u odnosu na isti mineral iz nedeformisanih tipova i pokazuje sledeće vrednosti krajnjih komponenti: $En_{45.4-48.1}$, $Fs_{3.7-5.0}$, $Wo_{47.9-50.1}$. Vrednosti Mg# u monokliničnim piroksenima iz ovih ksenolita nešto su užeg opsega, od 90.3 do 92.8, sadržaji FeO i CaO se kreću između 2.1 i 2.71 tež.%, odnosno između 20.83 i 22.49 tež.%, dok se sadržaji Al_2O_3 odlikuju rangom od 4.74 do 6.84 tež.%. Koncentracije Na_2O pokazuju veće varijacije i to od 0.9 do 1.79 tež.%, vrednosti TiO_2 su ispod 0.84 tež.%, dok su koncentracije Cr_2O_3 malo niže od onih konstatovanih u monokliničnom piroksenu iz nedeformisanih ksenolita i variraju u rangu od 0.43 do 0.82 tež.%. Sadržaji NiO u ovim monokliničnim piroksenima su niski, obično ispod 0.11 tež.%.



Slika 34. Klasifikacioni En-Fs-Wo dijagram (Morimoto et al. 1988) na kome je prikazan sastav monokliničnog piroksena iz proučavanih ksenolita.

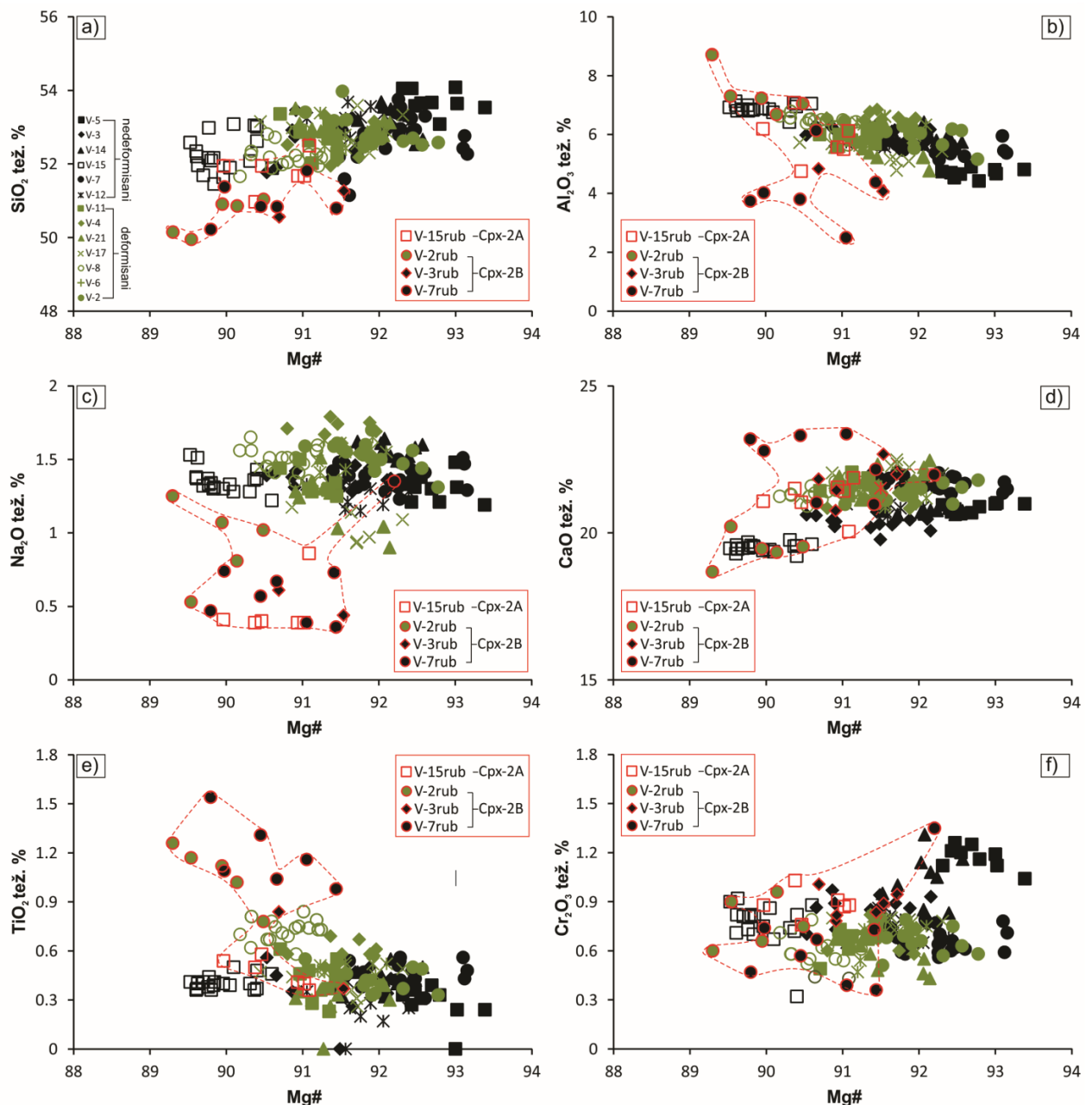
Kao što se vidi na klasifikacionom dijagramu (Morimoto et al. 1988) prikazanom na slici 34, svi primarni monoklinični pirokseni (Cpx-1) iz Jabal Eghei spinel-lerzolitских ksenolita odgovaraju diopsidu. Pored toga, na dijagramu varijacija vrednosti Mg# i Al_2O_3 (tež.%) (slika 35) ispitivani monoklinični pirokseni odgovaraju onima iz ksenolita izvankratonskih područja (Rudnick et al., 2004).



Slika 35. Dijagram odnosa Mg# i Al₂O₃ (tež.%) u monokliničnom piroksenu datih zajedno sa poljima spinelskih peridotita izvan kratona i kratona (Rudnick et al., 2004 i reference u ovom radu)

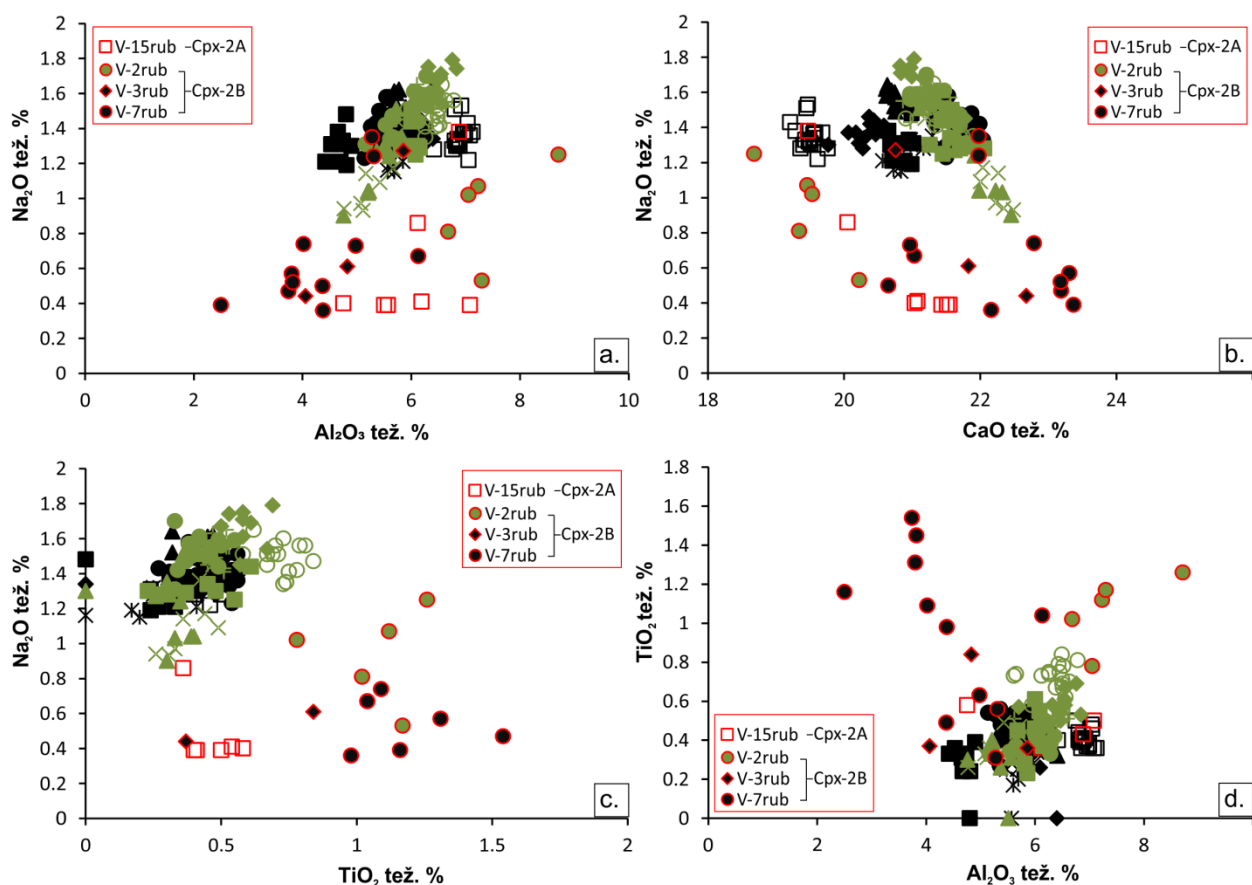
Hemijski sastav u pogledu sadržaja glavnih elemenata rubova monokliničnog piroksena (Cpx-2A i Cpx-2B) analiziran je u četiri različita uzorka ksenolita – trima nedeformisanim (V-3, V-7 i V-15) i jednom deformisanom (V-2). Sastav Cpx-2A, koji je ispitivan u uzorku nedeformisanog ksenolita V-15, u kojem nema prisustva ostalih sekundarnih asocijacija, pokazuje više vrednosti Mg# (uglavnom preko 90) i sadržaje CaO (>20 tež.%) i samo malo povišene TiO₂ (>0.4 tež.%) a upadljivo niže koncentracije Na₂O (<0.5 tež. %) i nešto niže SiO₂ (<52 tež.%) u odnosu na primaran Cpx-1 (Mg# <90.5, Na₂O >1.25 tež.%, SiO₂ >52 tež.%) (slika 36a-f). Sastav ruba monokliničnog piroksena koji je prisutan u uzorcima zajedno sa drugim sekundarnim asocijacijama (Cpx-2B), a koji je ispitivan u primercima V-2, V-3 i V-7, iako pokazuje izvesnu varijabilnost, u pogledu vrednosti magnezijskog broja ne razlikuje se bitno od Cpx-2A iz uzorka V-15; zapaža se jedino da sastav samih ivica nekih od ovih sekundarnih monokliničnih piroksena pokazuju gvožđevitiji karakter (Mg# <90). Slično situaciji sa sastavom Cpx-2A (iz V-15), Cpx-2B iz triju analiziranih primeraka generalno pokazuju snižene sadržaje Na₂O i povišene sadržaje TiO₂ u odnosu na svoje primarne monoklinične piroksene (Cpx-1).

Sekundarna zrna monokliničnog piroksena koja se pojavljuju u vidu euhedralnih do subhedralnih kristala u žilicama i džepovima silikatnog i silikatno-karbonatnog karaktera označena su kao Cpx-3A, odnosno Cpx-3B. Poput situacije sa sekundarnim spinelima (vidi ispod), zbog svojih malih dimenzija ni ovi kristali monokliničnog piroksena nisu mogli biti lako analizirani SEM-EDS-om. Ipak, urađeno je nekoliko analiza koje su pokazale da euhedralni Cpx-3A, koji se javlja u jednoj silikatnoj žici, pokazuje visok sadržaj TiO₂ i FeO, koga prate niski sadržaji SiO₂, Na₂O i MgO, što su karakteristike u sastavu koje pokazuju sekundarni monoklinični pirokseni koji se nalaze u vidu reakcionih rubova. Najzad, Cpx-3B, koji se javlja u metasomatskom džepu s karbonatom, pokazuje više sadržaje Al₂O₃, TiO₂ i Cr₂O₃, a niže vrednosti CaO i SiO₂ u odnosu na primarni monoklinični piroksen.



Slika 36. Odnos vrednosti Mg # i sadržaja (tež.%) SiO_2 (a), Al_2O_3 (b), Na_2O (c), CaO (d), TiO_2 (e) i Cr_2O_3 (f) u monokličnom piroksenu ksenolita iz oblasti Jabal Eghei; isprekidanom crvenom linijom je oivičeno polje koje zauzimaju rubovi oko primarnih zrna (Cpx-2).

Varijabilnost u sastavu primarnih i sekundarnih monokličnih piroksena iz ispitivanih ksenolita, kao i razlika koja postoji između piroksena različitog porekla u istim uzorcima, dodatno su ilustrovani dijagramima prikazanim na slikama 37a-d. Na dijagramima odnosa sadržaja Al_2O_3 , CaO i TiO_2 prema koncentraciji Na_2O , kao i na dijagramima odnosa sadržaja Al_2O_3 prema TiO_2 primetno je jasno razdvajanje sekundarnih i primarnih monokličnih piroksena iz istih uzoraka. Pritom, vidi se da su variranja u sastavu monokličnih piroksena veoma kompleksna i da nisu direktno zavisna od teksturnih karakteristika ksenolita u kojima se ovi minerali nalaze.



Slika 37. Odnosi sadržaja glavnih oksida (tež.%) u primarnim i sekundarnim monokliničnim piroksenima iz ksenolita Jabal Eghei; Al_2O_3 i Na_2O (a), CaO i Na_2O (b), TiO_2 i Na_2O (c) i Al_2O_3 i TiO_2 (d).

Kada se kombinovano posmatraju trendovi varijacija prisutni na ovim slikama i trendovi koji se zapažaju na prethodno prikazanoj slici 36, uzimajući u obzir visok stepen rasipanja podataka, može se zaključiti da:

a) primarni monoklinični pirokseni grade izdvojene i u velikoj meri koherentne trendove na svim dijagramima; pritom, mogu se zapaziti elementi negativne korelacije između vrednosti magnezijskog broja i sadržaja Al_2O_3 i TiO_2 , dok je nešto blaža korelacija istog karaktera prisutna između $\text{Mg}\#$ i sadržaja Na_2O i CaO ; s druge strane, vrednost $\text{Mg}\#$ koreliše negativno prema sadržajima SiO_2 i uz to pokazuje kompleksan odnos sa koncentracijama Cr_2O_3 ;

b) za razliku od opserviranih trendova kod primarnih olivina i rombičnih piroksena, ovde nema jasne korelacije u pogledu teksturnih karakteristika ksenolita i sastava monokliničnog piroksena, budući da kompletan rang u vrednosti $\text{Mg}\#$ pokazuju monoklinični pirokseni u nedeformisanim ksenolitima (od <90 do >93); ova situacija se sreće i u pogledu drugih parametara osiromašenja, kao što su sadržaji Al_2O_3 (4-7 tež.%) ili TiO_2 (od ~ 0.2 do ~ 0.9 tež.%)

c) slično situaciji kod rombičnog piroksena iz primerka V-15, i monoklinični piroksen iz istog primerka pokazuje odstupanja koja se odlikuju u najnižim vrednostima $\text{Mg}\#$ i uz to nižim sadržajima CaO i TiO_2 , kao i povišenim koncentracijama Cr_2O_3 , zbog čega na dijagramima odstupaju od osnovnog trenda koji pokazuju svi primarni monoklinični pirokseni u ovim ksenolitima i

d) sekundarni monoklinični pirokseni generalno pokazuju više vrednosti $\text{Mg}\#$ od primarnih monokliničnih piroksena iz istih primeraka; pored toga, sekundarni monoklinični pirokseni pokazuju upadljivo niže sadržaje Na_2O , pa stoga grade posebne trendove na dijagramima sadržaja Na_2O prema koncentracijama Al_2O_3 , CaO i TiO_2 (slika 37a-d).

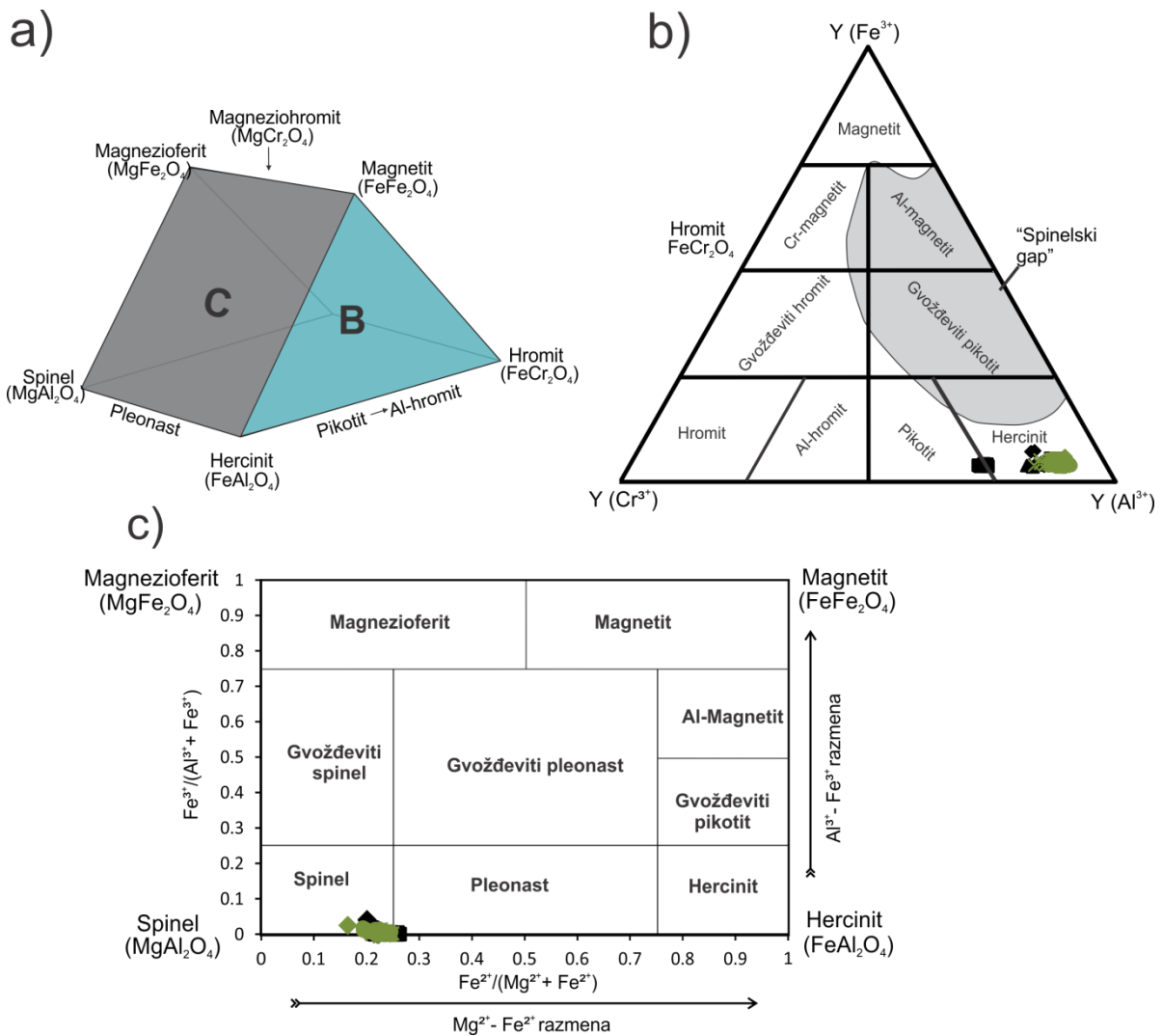
Spinelni se mogu klasifikovati na osnovu njihovih dominantnih divalentnih i trovalentnih katjona. Sastav višekomponentnih sistema u vidu čvrstog rastopa spinel-hercinit-hromit-magneziohromit-magneziferit-magnetit prikazan je na spinelskoj prizmi (slika 38a). Na osnovu ove prizme, Gargiulo et al. (2013) je konstruisao dva klasifikaciona dijagrama sa projekcijom strane „B” spinelske prizme (slika 38b) i sastavom leve bočne „C” strane prizme (slika 38c). Dijagrami su konstruisani i doradjeni na osnovu ranije objavljenih dijagrama Haggerty (1991), Deer et al. (1992) i Stevens (1944). Na Fa^{+3} -Cr-Al- dijagramu, analizirani primarni spineli iz Jabal Eghei ksenolita pokazuju sastav hercinita, dok samo oni iz uzorka V-5 odgovaraju pikotitu, dok na dvokomponentnom dijagramu (slika 38c) svi ispitivani spineli plotuju između sastava spinela i pleonazita. Prisustvo ovakvih Al-bogatih spinela hercinitskog sastava zabeleženi su takođe i u lerzolitima oblasti Gahryan (Hamdy, et al., 2018).

Većina primarnih spinela iz nedeformisanih ksenolita ima hromni broj ($Cr\# = 100 * Cr / [Cr + Al] mol\%$), koji varira između 9.1 - 16.7 i uz to se karakteriše sadržajima Al_2O_3 od 53.5 do 60.7 tež.%. Spinelni iz uzorka V-5 imaju najviše vrednosti $Cr\#$ (24.9-26.8), kao i najniže sadržaje Al_2O_3 koji se kreću između 45.4 i 46.3 tež.%. Sadržaji FeO u primarnim spinelima svih uzoraka nedeformisanih ksenolita pokazuju rang od 9.52 do 12.35 tež.%, dok se njihove vrednosti $Mg\#$ kreću u rasponu od 73.7 do 79.30, pri čemu sadržaji TiO_2 ne prelaze 0.30 tež.%.

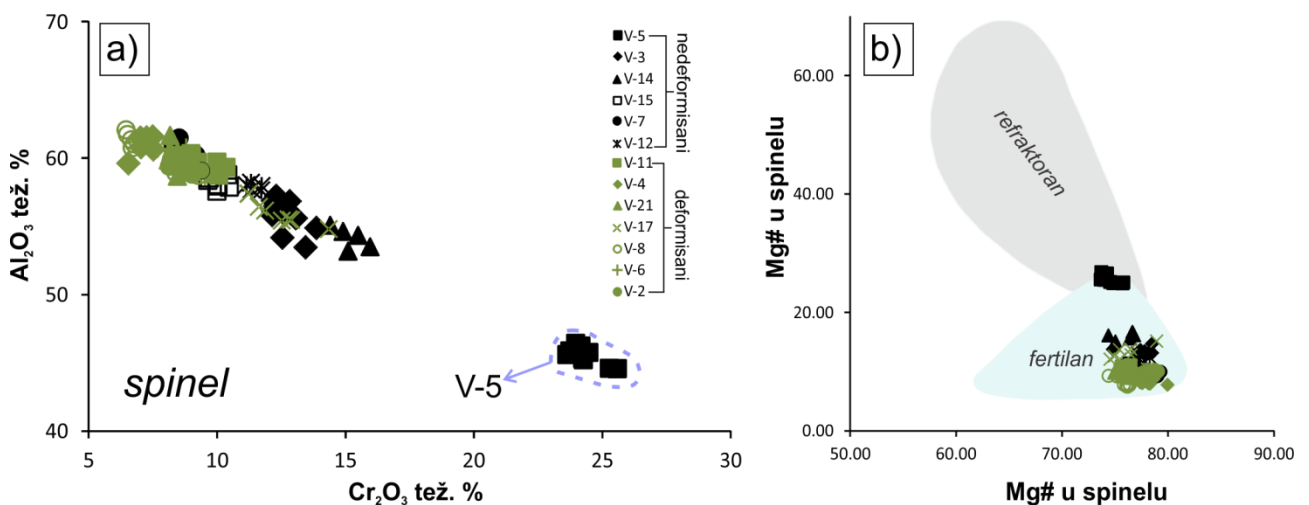
Spinelni u deformisanim tipovima ksenolita karakterišu se vrednostima $Cr\#$ koje su niže od onih zabeleženih u spinelima iz protogranularnih uzoraka, kod kojih hromni broj varira u rasponu od 7.43 - 15.11, s tim što ova vrednost kod većine spinela iz ove grupe ksenolita ne prelazi 11. Samo jedan uzorak, V-17, ima $Cr\# > 11$. Vrednosti $Mg\#$ kod primarnih spinela iz deformisanih ksenolita kreću se između 74.41 i 79.96, dok su sadržaji FeO i Al_2O_3 u opsezima od 9.63-11.88 tež.%, odnosno 54.5-61.3 tež.%. Slično kao i kod primarnih spinela iz nedeformisanih uzoraka i kod spinela ove grupe koncentracije TiO_2 su niske i ne prelaze 0.33 tež.%. Spinelni koji se nalaze kao inkluzije u drugim mineralima ne pokazuju razlike u sastavu u odnosu na krupnija zrna spinela.

Generalno posmatrano, svi analizirani primarni spineli pokazuju perfektnu negativnu korelaciju između sadržaja Al_2O_3 i Cr_2O_3 (slika 39a). Pritom, odnos sadržaja ova dva oksida jasno ukazuje na razlike u sastavu primarnih spinela iz dva teksturna tipa ksenolita područja Jabal Eghei, odnosno na to da je sastav nedeformisanih ksenolita osiromašen u bazaltnoj komponenti. Ovakav refraktorniji sastav spinela iz nedeformisanih ksenolita u odnosu na one koji se nalaze u deformisanim tipovima dobro se uočava i prema variranju odnosa vrednosti $Cr\#$ i $Mg\#$, što je prikazano na slici 39b (Li et al., 2014). Na oba ova dijagrama (slika 39a, b), osim što se vidi da i pored izvesnog preklapanja u sastavu, postoji jasno odvajanje između spinela iz dveju teksturnih grupa ksenolita, može se jasno zapaziti da su spineli iz primerka V-5 ubedljivo najbogatiji hromom i najsiromašniji aluminijom, što se slaže sa ostalim opservacijama u pogledu sastava olivina i rombičnog piroksena iz ovog uzorka.

Sastav sekundarnog spinela Sp-2, koji se javlja po rubovima primarnih zrna spinela nije bilo lako analizirati, jer zbog male širine prilikom analiziranja često dolazi do rasipanja elektronskog snopa, što je detaljnije opisano u poglavlju o metodama (odjeljak 1.3). Analize su ipak pokazale da zrna Sp-2 u odnosu na primarni Sp-1 imaju generalno više vrednosti $Cr\#$, čije se vrednosti kreću između 15.2 i 22.9, kao i povišene sadržaje TiO_2 koji variraju od 0.25 do 0.87 tež.%. Sadržaj aluminije u Sp-2 je nešto niži od onog u primarnim spinelima i iznosi između 48.4 i 54.7 tež.%. Al_2O_3 . Vrednosti $Mg\#$ u spinelskim rubovima (Sp-2) variraju od 74.6 do 80.5. Najzad, treba napomenuti da se spineli koji su prisutni silikatnim i karbonatnim džepovima i koji su na osnovu strukturnih pokazatelja označeni kao Sp-3 ne razlikuju od primarnih zrna Sp-1.



Slika 38. a) Spinelska prizma prema Gargiulo et al. (2013) s projekcijom strane „B” spinelske prizme (b) i sastavom leve bočne „C” strane prizme; (c) Dijagrami su konstruisani i doradjeni na osnovu ranije objavljenih dijagrama od strane Haggerty (1991), Deer et al. (1992).

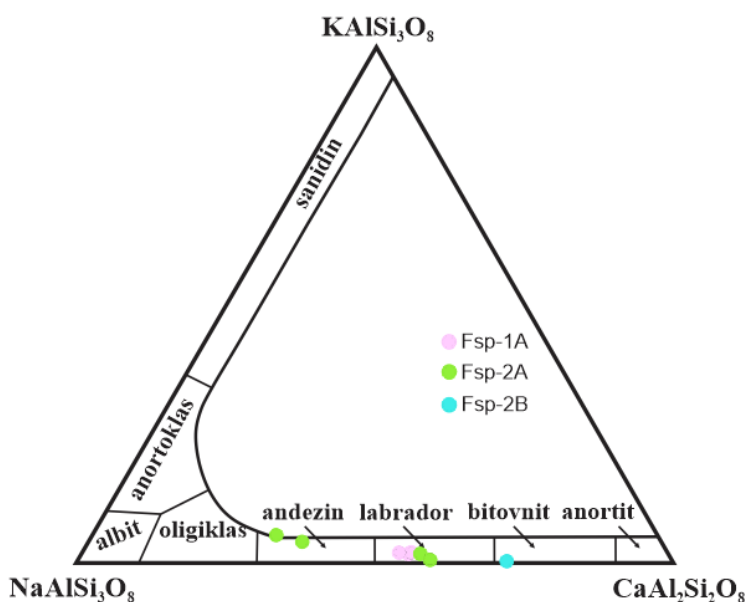


Slika 39. a) Dijagram odnosa Cr_2O_3 i Al_2O_3 (tež.%) u spinelima proučavanih ksenolita; b) Odnos Mg# i Cr# u spinelu. Reference za polja fertilnog i refraktornog omotača su preuzeta iz Li et al., 2014 i iz referenci u ovom radu.

Hemijski sastav ostalih sekundarnih minerala i stakla

U okviru sekundarnih mineralnih asocijacija koje se pojavljuju u vidu silikatnih i silikatno-karbonatnih žilica i džepova analizirano je više mineralnih zrna. Dimenzije ovih kristala, koje su otežale sprovođenje analitičkog postupka, kao i izrazita varijabilnost u sastavu koji ove faze pokazuju, nisu dozvolile detaljna ispitivanja već samo generalnu karakterizaciju prisutnih minerala. U budućim ispitivanjima ovih ksenolita, u kojima će u fokusu biti metasomatske promene, preciznom utvrđivanju hemijskog sastava svake od prisutnih faza trebalo bi da bude poklonjena mnogo veća pažnja.

Sva analizirana zrna feldspata koji izgrađuju sekundarne silikatne žice i džepove odgovaraju plagioklasu. Fsp-1A iz silikatnih žica pokazuje sastav labradora, čija strukturno-hemijska formula varira: $Ab_{43-45}, An_{53-55}, Or_{2.3-2.5}$; s druge strane, plagioklas iz jednog silikatnog džepa (Fsp-2A) pokazuje širi rang u sastavu i varira od labradora do andezina ($Ab_{41-63}, An_{31-59}, Or_{0-4.8}$). Jedno analizirano zrno plagioklasa iz karbonatnih džepova (Fsp-2B) pokazuje viši sadržaj An komponente (An_{71}) i klasifikovano je kao bitovnit. Sastav svih analiziranih zrna prikazan je na klasifikacionom dijagramu na slici 40.



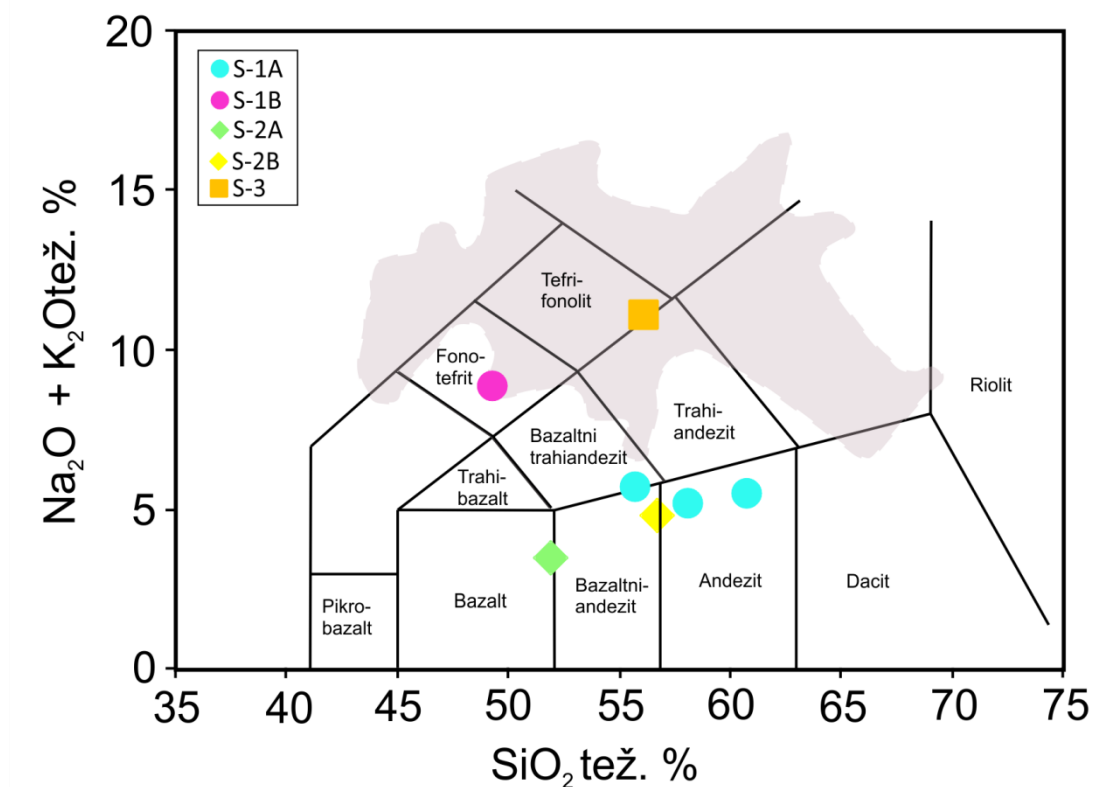
Slika 40. Dijagram klasifikacije feldspata (npr. Deer et al., 1992) iz silikatnih žica (Fsp-1a), silikatnih (Fsp-2A) i karbonatnih (Fsp-3A) džepova proučavanih ksenolita.

Staklo koje je prisutno u silikatnim žicama koje okružuju i/ili presecaju primarne minerale (S-1A) i staklo koje se nalazi u žici i koje je u kontaktu sa rombičnim piroksenom sa reakcionim rubom (S-1B) pokazuju određene razlike. Naime, S-1A pokazuje variranje sadržaja SiO_2 i CaO od 55.7-60.8 tež.%, odnosno 7.25-10 tež.%, dok su mu sadržaji TiO_2 niski (0.2-1.1 tež.%), a zbir koncentracije alkalija (Na_2O+K_2O) varira od 5.2 do 5.7 tež.%. Prema ovim karakteristikama ovo staklo odgovara andezitu (slika 41).

S druge strane, S-1B ima niži sadržaj silicije (~49 tež.%) i niže vrednosti CaO (~5 tež.%). Pored toga, u odnosu na S-1A, S-1B ima više TiO_2 (2.5 tež.%) i sume alkalija ($Na_2O+K_2O=8.9$ tež.%), tako da na TAS-dijagramu plotuje u polje fonotefrita (slika 41). Staklo iz jednog silikatnog džepa S-2A i staklo iz jednog karbonatnog džepa S-2B pokazuju sastav bazalta, odnosno andezita. S-2A ima visok sadržaj CaO i Al_2O_3 koji iznose 13.1 tež.%, odnosno 29.5 tež.%, kao i nizak sadržaj sume alkalija, ($Na_2O+K_2O=3.4$ tež.%), dok S-2B pokazuje malo niže vrednosti CaO (9.5 tež.%) ali više

vrednosti SiO_2 i FeO - 56.7 tež.%, odnosno 3.1 tež.%. Najzad, S-3, staklo vezano za sitaste rubove monokliničnog piroksena Cpx-2 ima sadržaj SiO_2 ~56.1 tež.%, visok sadržaj FeO (3.6 tež.%) i bogato je alkalijama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 11.1$ tež.%; S-3 plotuje na granici polja bazaltnih trahiandezita i fonotefrita (slika 41).

Sadržaj CaO u karbonatu koji je prisutan u džepovima varira od 51.3 do 55.8 tež. %, dok su vrednosti MgO u uskom rangu, od 0.3-0.4 tež. %. Barit koji je nađen samo u jednom deformisanom uzorku ksenolita (V-6) ima sadržaje BaO i SO_3 ~ 62.6 tež. %, odnosno 33 tež.%. Vrednosti SrO su ~3 tež. %.



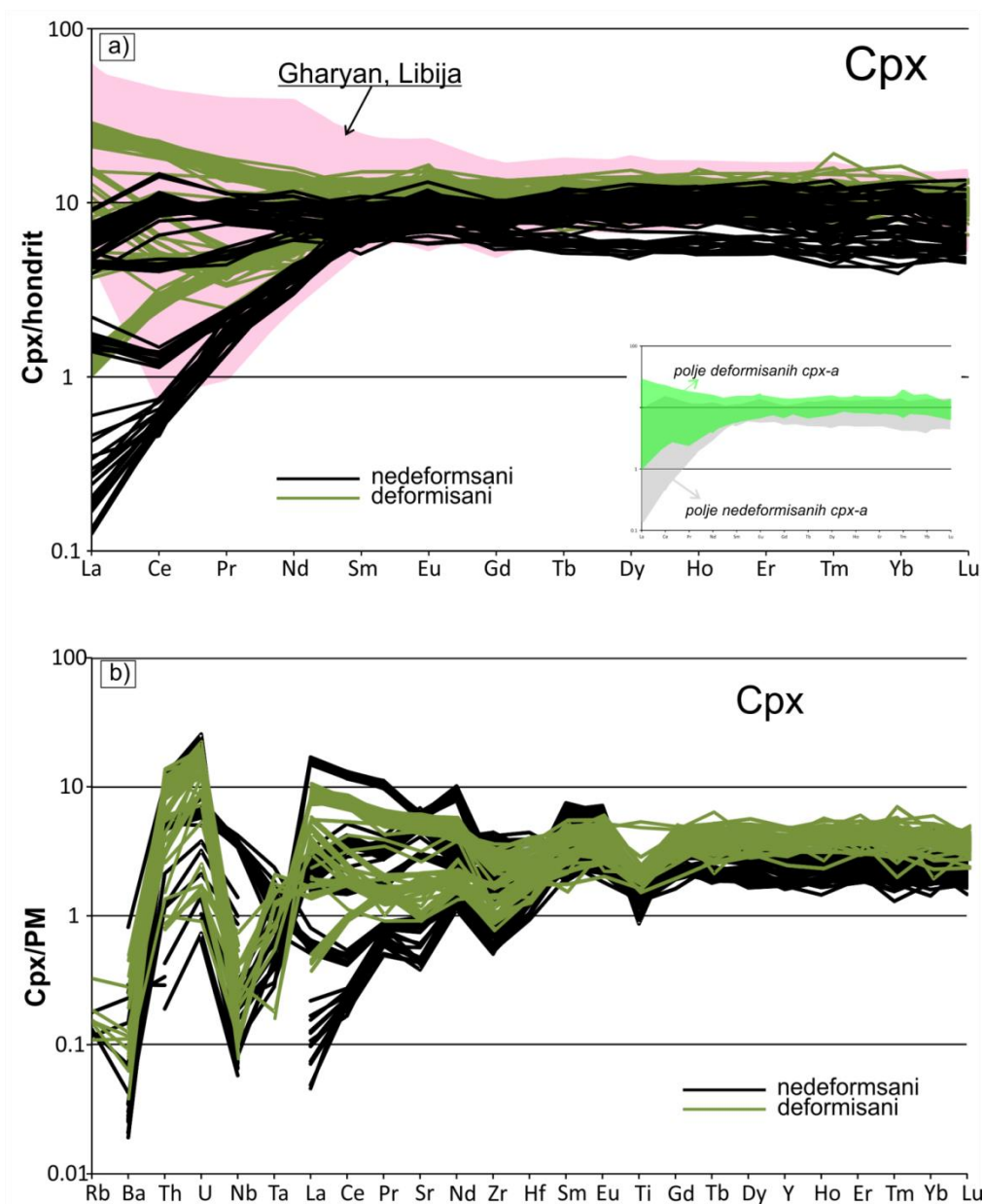
Slika 41. Sastav stakla iz proučavanih ksenolita prikazan kroz odnos sume alkalija i silicije (prema Le Maitre, 2002). Sivo polje odgovara sastavu stakla iz ksenolita oblasti Wau en Namus (za detalje pogledati Miller et al., 2012).

2.2.4.2.2 Hemijski sastav monokliničnog piroksena: elementi u tragovima

Sadržaj elemenata u tragovima u primarnom monokliničnom piroksenu (Cpx-1) analiziran je u šest uzoraka nedeformisanih (V-5, V-3, V-14, V-15, V-7 i V-12) i pet uzoraka deformisanih ksenolita (V-11, V-21, V-4, V-6 i V-2). Dobijene vrednosti koncentracija elementa u tragovima, uključujući i sadržaje REE, prikazane su Prilogu 3.

Na slici 42 data je gruba ilustracija geohemijskih karakteristika primarnih monokliničnih piroksena iz svih ispitivanih ksenolita u obliku dijagrama sadržaja REE normalizovanih na sastav hondritskih meteorita (slika 42a) i spajder dijagrama sadržaja nekompatibilnih elemenata normalizovanih na sastav primitivnog omotača (slika 42b).

Iz prikazanih dijagrama se može zapaziti da se koncentracije teških retkih zemalja (HREE) svih ispitivanih monokliničnih piroksena kreću u rangu od 5.5x do 13x viših vrednosti od sadržaja istih elemenata u hondritskim meteoritima, odnosno od 1.5x do 6x viših vrednosti u odnosu na sastav primitivnog omotača (PM). Pritom, postoji jasna pravilnost u tome da su sadržaji HREE niži u monokliničnom piroksenu iz nedeformisanih ksenolita u odnosu na sadržaje u istom mineralu iz primeraka deformisanih ksenolita. Slične koncentracije pokazuju i elementi srednje do niske nekompatibilnosti, npr. Zr, Ti, Y, to jest niže koncentracije ovih elemenata prisutne su u monokliničnom piroksenu iz nedeformisanih ksenolita. Za razliku od HREE, sadržaji elemenata lakih retkih zemalja i elemenata iz grupe LILE (npr. Ba, Rb, Sr), kao i U i Th, ne pokazuju sistematične varijacije, niti postoji jasna korelacija između njihovih koncentracija i teksturnog tipa ksenolita.



Slika 42. Spajder dijagrami sadržaja REE i drugih nekompatibilnih elemenata u tragovima za sve analizirane monoklinične piroksene iz Jabal Eghei ksenolita; sadržaji su normalizovani na sastav (a) hondrita i (b) primitivnog omotača (PM); koeficijenti normalizacije su preuzeti iz McDonough and Sun (1995). Polje monokliničnih piroksena iz oblasti Gharyan iz Beccaluva et al., 2008.

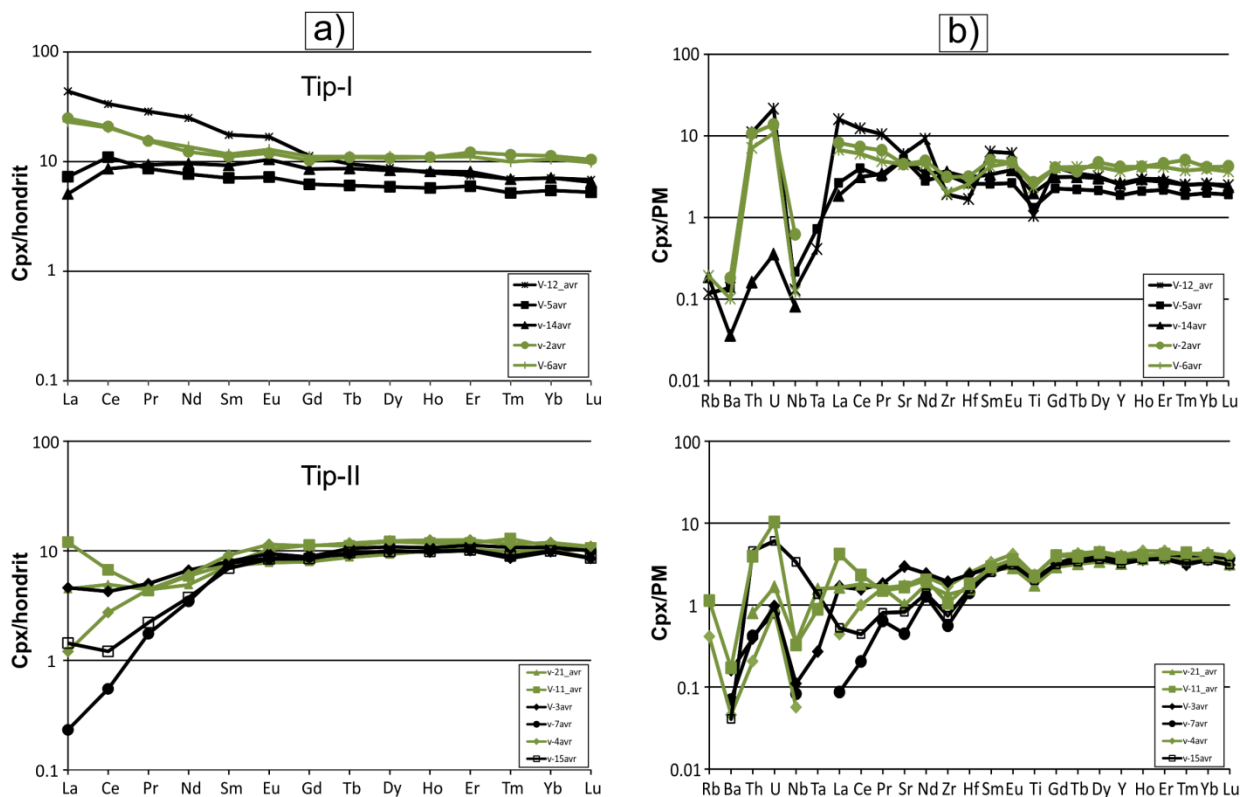
Međutim, sadržaji elemenata iz grupe LREE i LILE omogućuju i drugačije grupisanje ispitivanih monoklinskih piroksena od onoga izvršenog prema sadržajima HREE i njihovoj korelaciji s teksturnim tipovima. Zbog toga, za razliku od prethodnih poglavlja u kojima su karakteristike nedeformisanih i deformisanih ksenolita prikazivane odvojeno, geochemijske odlike monoklinskog piroksena biće date i prema obliku njihovih spajder dijagrama, nezavisno od toga kojem strukturnom tipu ksenolita pripadaju.

Na ovaj način su izdvojena dva tipa monoklinskog piroksena iz Jabal Eghei ksenolita, čije su geochemijske karakteristike ilustrovane na dijagramima na slici 43:

Tip-I monoklinskog piroksena ima relativno ravan oblik krive na REE dijagramu ili blago nagnut s leva na desno, što je rezultat izvesnog obogaćenja u sadržajima LREE u odnosu na HREE ($Ce_N/Yb_N = 1.21-4.76$) (indeks N u subskriptu označava normalizovane vrednosti na sastav hondrita) (slika 43a). Sadržaji lantana u ovim monoklinskim piroksenima izrazito variraju, posebno u odnosu na koncentracije Ce ($La_N/Ce_N = 0.59-1.30$). Ovoj grupi pripada monoklinični piroksen iz nedeformisanih uzoraka V-5, V-14 i V-12 kao i monoklinični piroksen iz dva deformisana (ekvigranularna) uzorka V-2 i V-6. Saglasno sa onime što je napred rečeno, postoji jasna razlika između ovih dveju grupa monoklinskih piroksena u tome što pirokseni iz nedeformisanih uzoraka pokazuju strmiji pad krive u delu od MREE (eng. *middle REE* – MREE) ka HREE, odnosno ka kraju dijagrama (MREE>HREE ($Gd_N/Yb_N = 1.14-1.60$), dok oni iz deformisanih ksenolita imaju potpuno ravan oblik dela krive od MREE do HREE ($Gd_N/Yb_N = \sim 1$) (slika 43a). Na spajder dijagramu srednjih sadržaja elemenata u tragovima koji su normalizovani na sastav primitivnog omotača svi uzorci monoklinskog piroksena Tip-I pokazuju malu negativnu Ti anomaliju (slika 43b). Uzorci V-5 i V-14 pokazuju obogaćenje u Sr dok su sadržaji većine najnekompatibilnijih elemenata (Rb, Ba, Th, Nb i Ta) niže od sadržaja u PM. Za razliku od njih, uzorci V-12, V-2 i V-6 pokazuju znatno obogaćenje u Th, U i LREE, kao i izrazitu Nb-Ta negativnu anomaliju (slika 43b). Monoklinični piroksen iz uzorka V-12 pokazuje upadljivu negativnu anomaliju u normalizovanim sadržajima Zr i Hf (slika 43b).

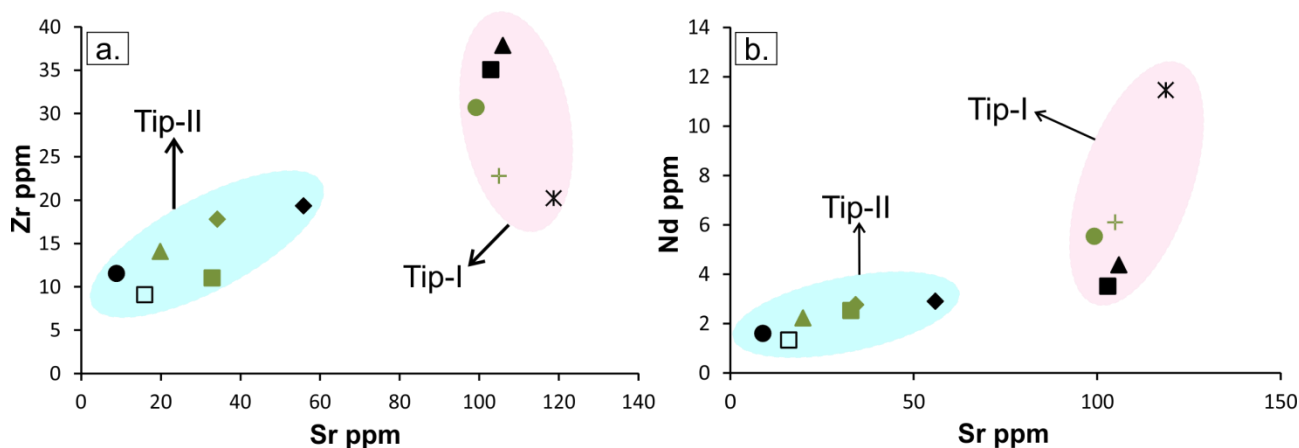
Tip-II primarnog monoklinskog piroksena, kojem pripadaju monoklinični pirokseni iz uzoraka V-7, V-3 i V-15 iz grupe nedeformisanih, kao i V-4, V-21 i V-11 iz grupe deformisanih uzoraka, ima osiromašen oblik dijagrama koji se karakteriše generalnim porastom normalizovanih koncentracije elemenata s leve na desnu stranu dijagrama ($La_N/Gd_N = 0.03-0.56$), odnosno porastom koncentracija od LREE ka MREE i nešto blaži porast dalje ka HREE (slika 43a); sadržaj MREE je najčešće malo niži od sadržaja HREE, dok je savim retko taj odnos ~ 1 ($Gd_N/Yb_N = 0.78-1.03$). Većina Tip-II monoklinskog piroksena pokazuje male negativne Ti i Zr anomalije na spajder dijagramu s koncentracijama normalizovanim na sastav primitivnog omotača, s tom razlikom što su kod V-15 i V-3 one nešto izraženije. S druge strane, normalizovani sadržaji LREE, prvenstveno La i Ce, kao i najnekompatibilnijih elemenata u tragovima (od Rb do Ta) odlikuju se izrazitom varijabilnošću. Sadržaji najnekompatibilnijih elemenata monoklinskog piroksena ovog tipa su uglavnom manji od njihovih koncentracija u PM, ili su njihove vrednosti (najčešće Rb i Ta) ispod granice detekcije (g.d). Najveću razliku predstavlja Cpx iz nedeformisanog ksenolita V-15 koji u odnosu na monoklinične piroksene ove grupe iz ostalih uzoraka pokazuje obogaćenje u Th, U i Nb (slika 43b). Posebnu grupu predstavljaju monoklinični pirokseni iz tri primerka ksenolita: V-3 i V-15 (nedeformisani) i V-11 (deformisani); sva tri piroksena pokazuju obogaćenje u La u odnosu na Ce ($La_N/Ce_N = 1.08/1.79$), čime obrazuju karakterističan tzv. oblik kašike (eng. *spoon-shaped*) na dijagramu normalizovanom na sastav hondrita. Na spajder dijagramu s vrednostima normalizovanim na sastav omotača, ova grupa piroksena pokazuje Ti i Zr negativne i Th-U

pozitivne anomalije. Najzad, treba napomenuti da je i kod Tip-II moguće zapaziti da monoklinični pirokseni iz nedeformisanih ksenolita pokazuju niže normalizovane sadržaje HREE i srednje do nisko nekompatibilnih elemenata nego oni iz deformisanih ksenolita, mada je ova razlika slabije izražena nego u slučaju Tip-I primarnog monokliničnog piroksena.



Slika 43. Spajder dijagrami srednjih sadržaja REE i drugih nekompatibilnih elemenata u tragovima u primarnom monokliničnom piroksenu Jabal Eghej ksenolita; sadržaji su normalizovani na sastav (a) hondrita i (b) primitivnog omotača (PM); koeficijenti normalizacije su preuzeti iz McDonough and Sun (1995).

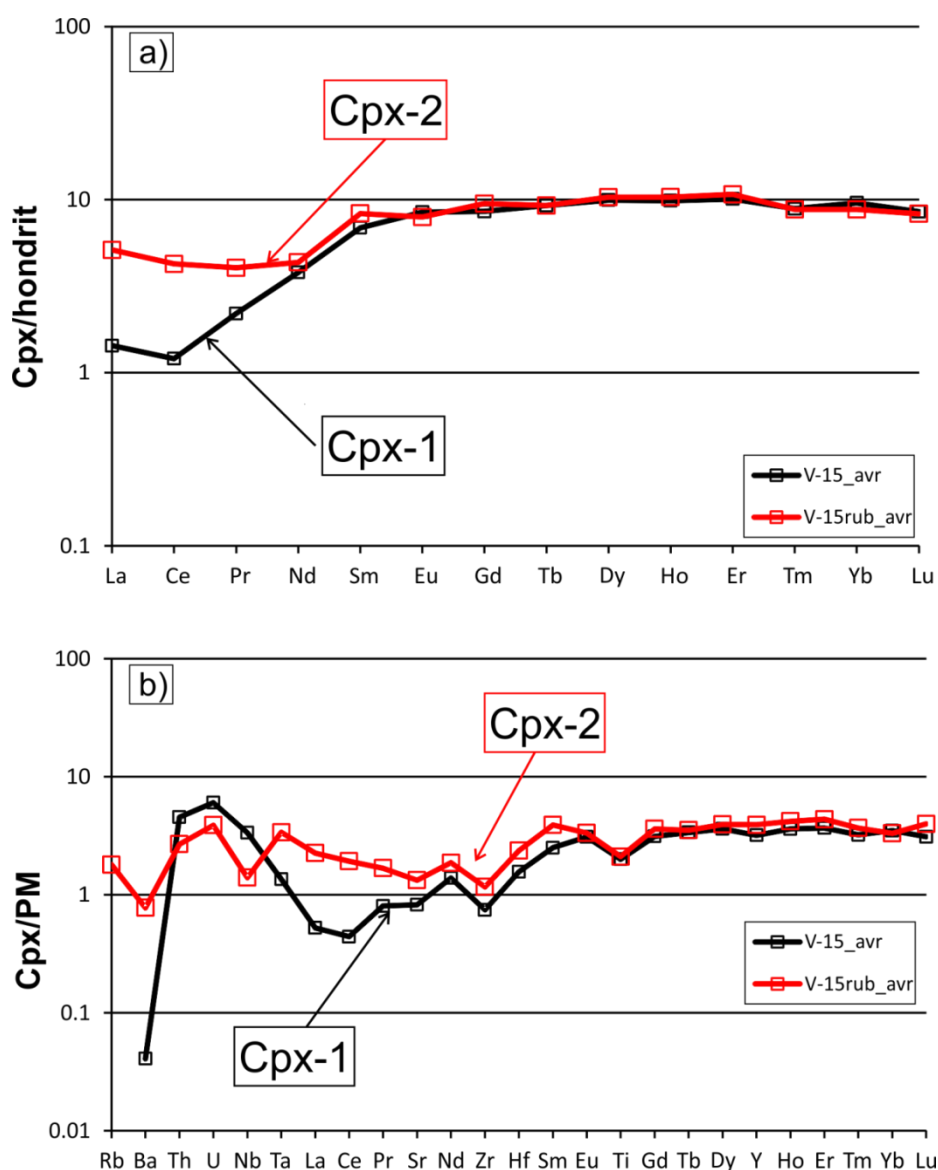
Prethodno navedene razlike među izdvojenim tipovima monokliničnog piroksena mogu se dodatno ilustrovati i dijagramima odnosa sadržaja Sr prema Zr i Nd (slika 44a, b). Na slici se vidi da postoji generalno izražena pozitivna korelacija između koncentracija navedenih elemenata u tragovima, pri čemu se Tip-I odvajaju od Tip-II monokliničnog piroksena u višim sadržajima Sr, Zr i Nd.



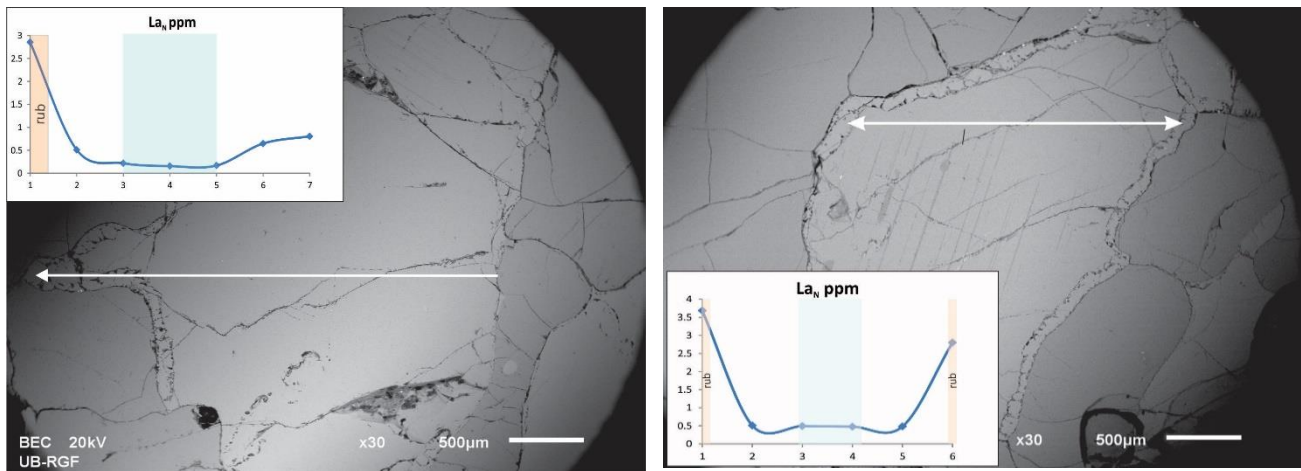
Slika 44. Dijagrami odnosa srednjih vrednosti Sr prema Zr (ppm) (a) i Sr prema Nd (ppm) (b) u monokliničnom piroksenu ispitivanih ksenolita.

U okviru ove doktorske disertacije izvršen je i pokušaj analiziranja rubova monokliničnog piroksena iz par uzoraka ksenolita metodom LA-ICP-MS, međutim korektno analize su dobijene samo na monokliničnom piroksenu jednog uzorka nedeformisanog (protogranularnog) ksenolita – V-15. Na slici 45 prikazani su dijagrami na kojima je upoređen hemijski sastav ovih rubova sa sastavom primarnih monokliničnih piroksena. Zapaža se da sekundarni monoklinični piroksen rubova (Cpx-2) pokazuje identičan oblik dijagrama normalizovanih koncentracija na sastav hondrita, odnosno primitivnog omotača koji pokazuje i primaran monoklinični piroksen u istom uzorku (V-15), a to je dijagram REE oblika kašike i spajder dijagram s povišenim koncentracijama LREE i LILE.

Na slici 46 prikazani su BSE snimci sa zrnima monokliničnog piroksena iz primerka V-15. Linijske analize koje su urađene duž profila koje preseca zrno ukazuju na prisutnu zonarnost u raspodeli pojedinih elemenata od centra ka rubu zrna, to jest u povišenim koncentracijama La u rubnim partijama u odnosu na sadržaje istog elementa u središnjim partijama zrna.



Slika 45. Spajder dijagrami sadržaja REE i drugih nekompatibilnih elemenata u tragovima u primarnom (Cpx-1) i sekundarnom (Cpx-2) monokliničnom piroksenu iz uzorka V-15; sadržaji su normalizovani na sastav (a) hondrita i (b) primitivnog omotača (PM); koeficijenti normalizacije su preuzeti iz McDonough and Sun (1995).



Slika 46. Linijske analize profila koji preseca dva zrna monokliničnog piroksena iz uzorka V-15 nedeformisanog ksenolita.

2.2.4.2.3 Hemijski sastav primeraka celih stena ksenolita Jabal Eghei

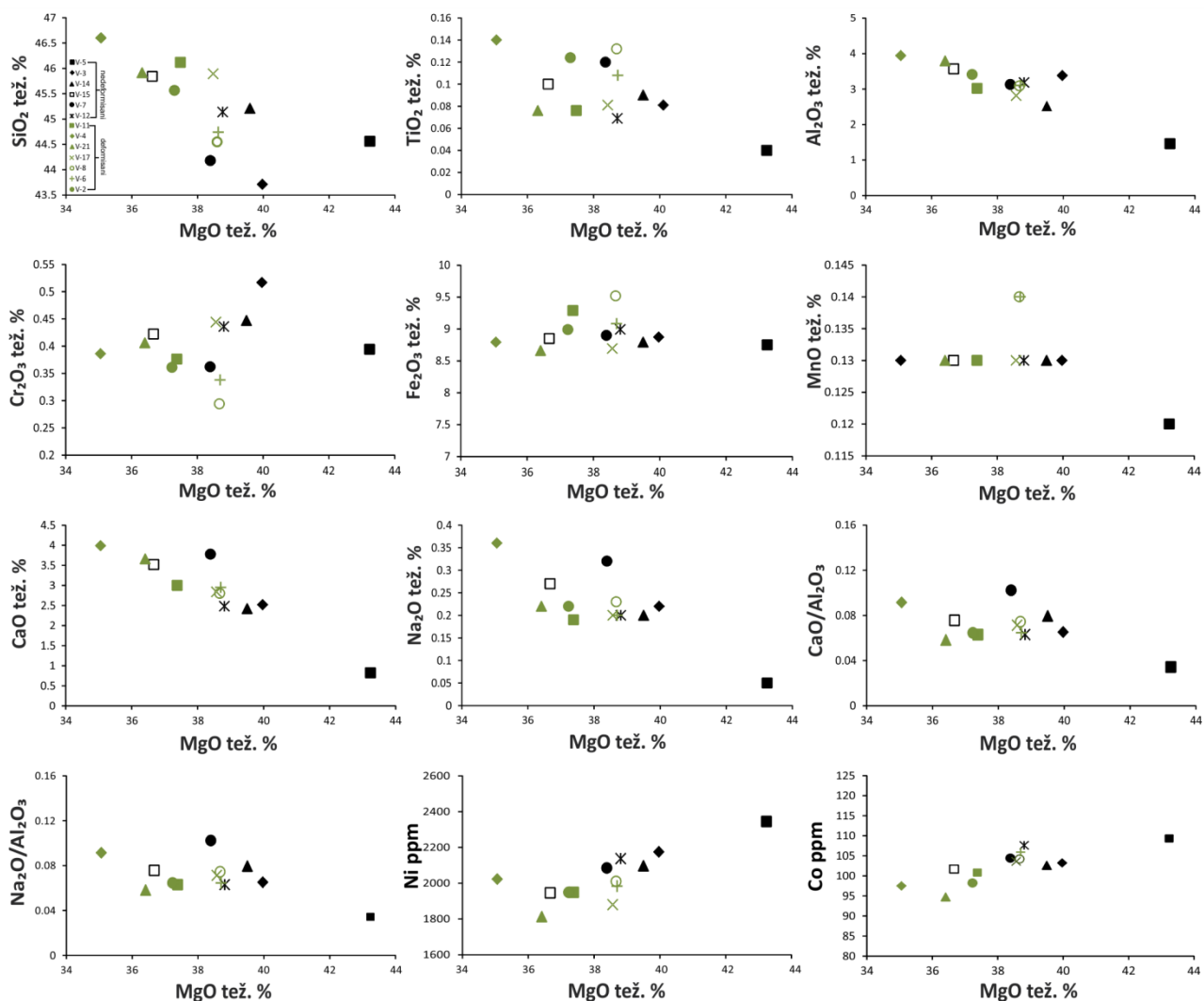
Sadržaji glavnih oksida i koncentracije elemenata u tragovima u ispitivanim primercima ksenolita područja Jabal Eghei prikazani su u Prilogu 4. U narednim odeljcima biće zajedno prikazani sadržaji glavnih oksida i kompatibilnih elemenata u tragovima, a zatim i koncentracije nekompatibilnih elemenata u tragovima, uključivši i sadržaje REE.

Sadržaj glavnih oksida i kompatibilnih elemenata u tragovima

Osim K_2O , čije su koncentracije bile ispod granice detekcije metode (ICP-OES, videti odeljak 1.3), svi drugi glavni oksidi pokazali su merljive sadržaje u ispitivanim primercima ksenolita oblasti Jabal Eghei. Treba voditi takođe računa i o tome da se Ni ovde smatra (kompatibilnim) elementom u tragovima, iako je poznato da su koncentracije ovog elementa u peridotitima veoma visoke.

Hemijski sastav u pogledu glavnih oksida i kompatibilnih elemenata u tragovima ilustrovan je na slici 47, na kojoj su prikazani Harkerovi dijagrami varijacija odnosa sadržaja ovih elemenata prema promeni sadržaja MgO (tež.%). Situacija na ovim dijagramima pokazuje da ispitivani primerci grade jasne trendove negativne korelacije između sadržaja MgO i količina SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO i Na_2O , dok je sasvim primetna pozitivna korelacija primećena u promeni količine $Fe_2O_3^{tot}$, kao i slabo izražena pozitivna korelacija sa sadržajima Cr_2O_3 i P_2O_5 (tež.%). Sadržaj MnO (tež.%) pokazuje prilično ravan trend u odnosu na promene u sadržajima MgO .

Kod svih gore navedenih trendova postoji i izražena pravilnost između varijacija u hemijskom sastavu i strukturnih parametara ispitivanih ksenolita. Naime, nedeformisani uzorci ksenolita Jabal Eghei pokazuju sadržaje MgO između 36.7 tež.% i 43.2 tež.% i Al_2O_3 od 1.5 do 3.6 tež.%. Sadržaji CaO , TiO_2 i Na_2O u ovim ksenolitima variraju u rangi 0.82-3.78 tež.%, 0.04-0.12 tež.%, odnosno 0.05-0.32 tež.%. Vrednosti Fe_2O_3 i Cr_2O_3 su u opsegu od 8.75 do 8.99 tež, odnosno od 0.39-0.56 tež.%. Sadržaji MnO variraju u uskom posegu od 0.12 do 0.14 tež.%, dok su vrednosti P_2O_5 su niske i ne prelaze 0.04 tež.%. Najviše koncentracije MgO i najniži sadržaji Al_2O_3 , CaO , TiO_2 i Na_2O nađeni su u nedeformisanom uzorku V-5, koji pokazuje i niz drugih karakteristika osiromašenja bazaltnom komponentom, kao što su najniži modalni sadržaj monokliničnog piroksena i najniži sadržaji HREE u ovom mineralu, najviše vrednosti $Mg\#$ u silikatima i drugo.



Slika 47. Varijacije sadržaja glavnih oksida (tež.%), Ni i Co (ppm) i njihovih odnosa prema promeni sadržaja MgO (tež.%) u uzorcima celih stena ksenolita oblasti Jabal Eghei.

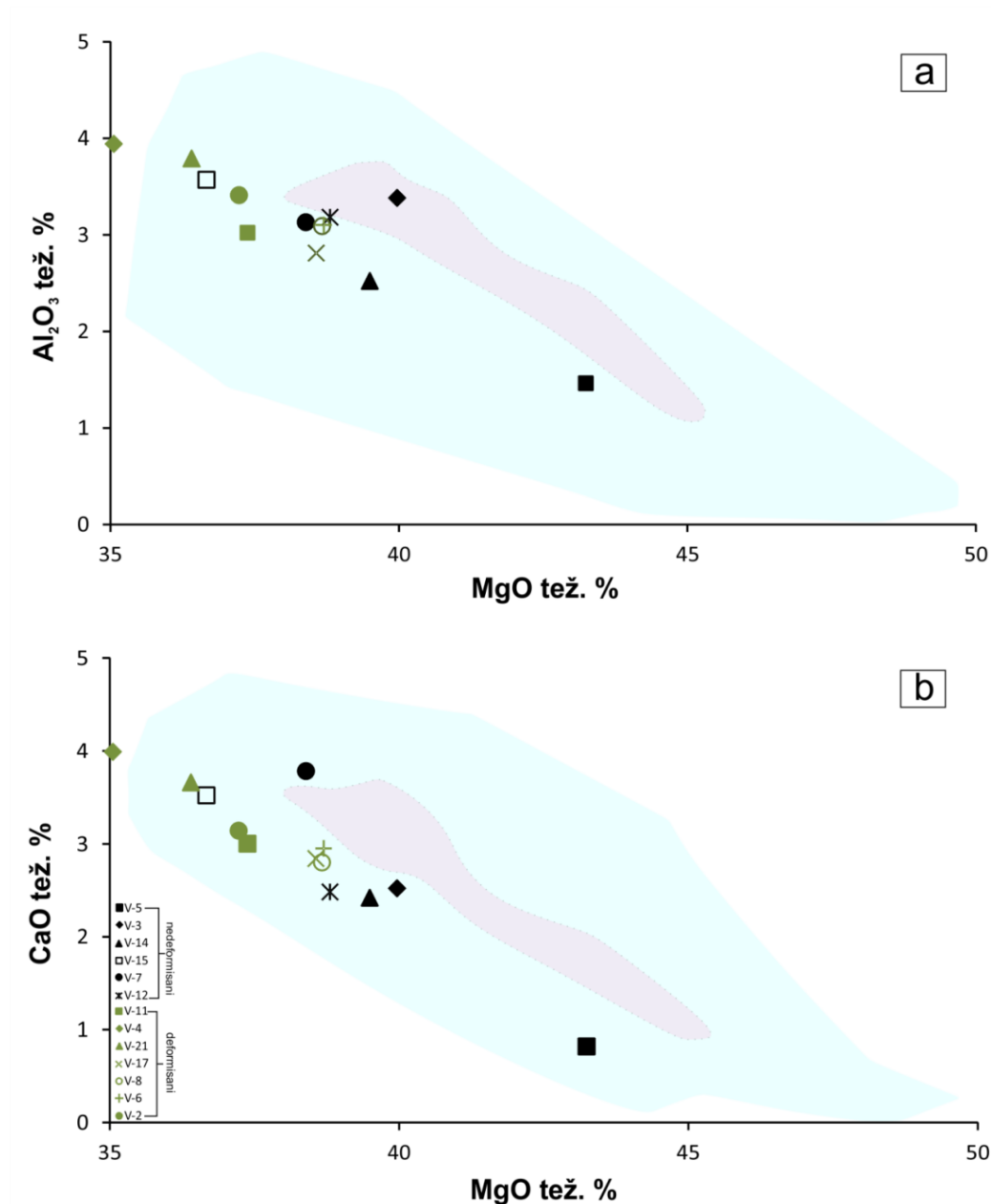
Ispitivani primerci deformisanih ksenolita pokazuju sadržaje MgO od 35.1 do 38.7 tež.%, što je jasno niži rang od onog koji pokazuju primerci nedeformisanih ksenolita. U deformisanim ksenolitima sadržaji Al_2O_3 variraju od 2.8 to 3.9 tež.%, dok su sadržaji CaO, TiO_2 i Na_2O u rasponima od 2.8-4.0 tež.%, 0.08-0.14 tež.%, odnosno 0.19-0.36 tež.%. Sadržaji Cr_2O_3 u deformisanim ksenolitima su niži, uglavnom ispod 0.4 tež.%. Koncentracije P_2O_5 i MnO su iste ili slične kao i njihove vrednosti u nedeformisanim uzorcima ksenolita, ≤ 0.04 tež.%, odnosno od 0.13-0.14 tež.%. Poput situacije sa najosiromašenijim primerkom kod nedeformisanih ksenolita (V-5), tako i kod deformisanih ksenolita, samo obrnuto, postoji uzorak V-4 koji se odlikuje najnižim količinama MgO, kao i najvišim sadržajima Al_2O_3 , CaO, TiO_2 i Na_2O , a koji uz to poseduje i najviši modalni sadržaj monokliničnog piroksena.

Odnosi $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ i $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ u nedeformisanim uzorcima pokazuju nešto više vrednosti nego u deformisanim i variraju između 0.56-1.21 i 0.92-1.01, odnosno između 0.03 - 0.10 i 0.06-0.09 (slika 47).

Situacija u pogledu sadržaja kompatibilnih elemenata u tragovima, prvenstveno količine Ni i Co, odaje istu sliku pravilnosti hemijskih varijacija prema teksturno različitim tipovima ksenolita, uz veoma dobru pozitivnu korelaciju između sadržaja ovih elemenata i promene količine MgO (tež.%). U nedeformisanim ksenolitima sadržaji nikla su veoma visoki, obično preko 2000 ppm uz najviše

vrednosti u primerku V-5 (Ni = 2344 ppm), a slično je i sa sadržajima kobalta koji su pretežno iznad 100 ppm. S druge strane, sadržaji nikla u deformisanim ksenolitima, izuzev u jednom primerku, niži su od 2000 ppm; saglasno tome, u ovim ksenolitima su i sadržaji kobalta ispod 100 ppm.

U poređenju sa spinel lerzolitima drugih provincija severne Afrike (Beccaluva et al., 2008; Miller et al., 2012), ksenoliti provincije Jabal Eghei uglavnom pokazuju niže sadržaje CaO i Al_2O_3 . Takođe po sastavu padaju u polje ksenolita nađenih u oblastima van kratona širom sveta (slika 48a, b).



Slika 48. Dijagram odnosa MgO prema Al_2O_3 (a) i CaO (tež. %) (b) u primercima ksenolita Jabal Eghei; polje ksenolita van kratona (svetloplavo) i polja spinel lerzolitima Wau en Namus i Gahryan (svetloroze) su iz Miller et al., 2012 i referencama u ovom radu.

Sadržaji nekompatibilnih elemenata u tragovima

Sadržaji nekompatibilnih elemenata u tragovima u ksenolitima Jabal Eghei, koji se mogu posmatrati u vidu količine elemenata visoke jačine polja (HFSE: Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y, HREE i drugi) i litofilnih elemenata velikog jonskog radijusa (LILE; Rb, Ba, Sr, LREE i drugi), ne pokazuju jasne korelacije s promenom količine MgO (tež.%).

U nedeformisanim uzorcima su količine elemenata u tragovima iz grupe HFSE jako niske, a ponekad i ispod tragova detekcije. Na primer, koncentracije Nb i Zr variraju od 0.2-2.4 ppm, odnosno 2.4-7.5 ppm, dok koncentracije hafnijuma variraju u rangu od 0.1 ppm do 0.2 ppm, a kod dva uzorka (V-5 i V-12) su ispod granice detekcije. Sadržaji LILE takođe pokazuju različite varijacije, a najveće pokazuje Sr, sa vrednostima koje se kreću od 6.4 do 29.0 ppm, dok koncentracije Ba variraju od 11 do 30 ppm. Sadržaji Rb i Pb variraju u uskom opsegu vrednosti od 0.2 do 0.3 ppm, odnosno od 0.3 do 0.6 ppm, pri čemu izuzetke predstavljaju dva uzorka: uzorak V-7, kod koga su vrednosti Rb 0.9 ppm, kao i uzorak V-14 sa vrednostima Pb od 1.8 ppm. Vrednosti Th, U i Ta su kod svih uzoraka nedeformisanih ksenolita ispod granice detekcije. Kao što je to bilo utvrđeno prikazom ranijih ispitivanja, primerak V-5 pokazuje najniže ukupne količine svih nekompatibilnih elemenata u tragovima, pri čemu su za neke elemente ove koncentracije i ispod granice detekcije.

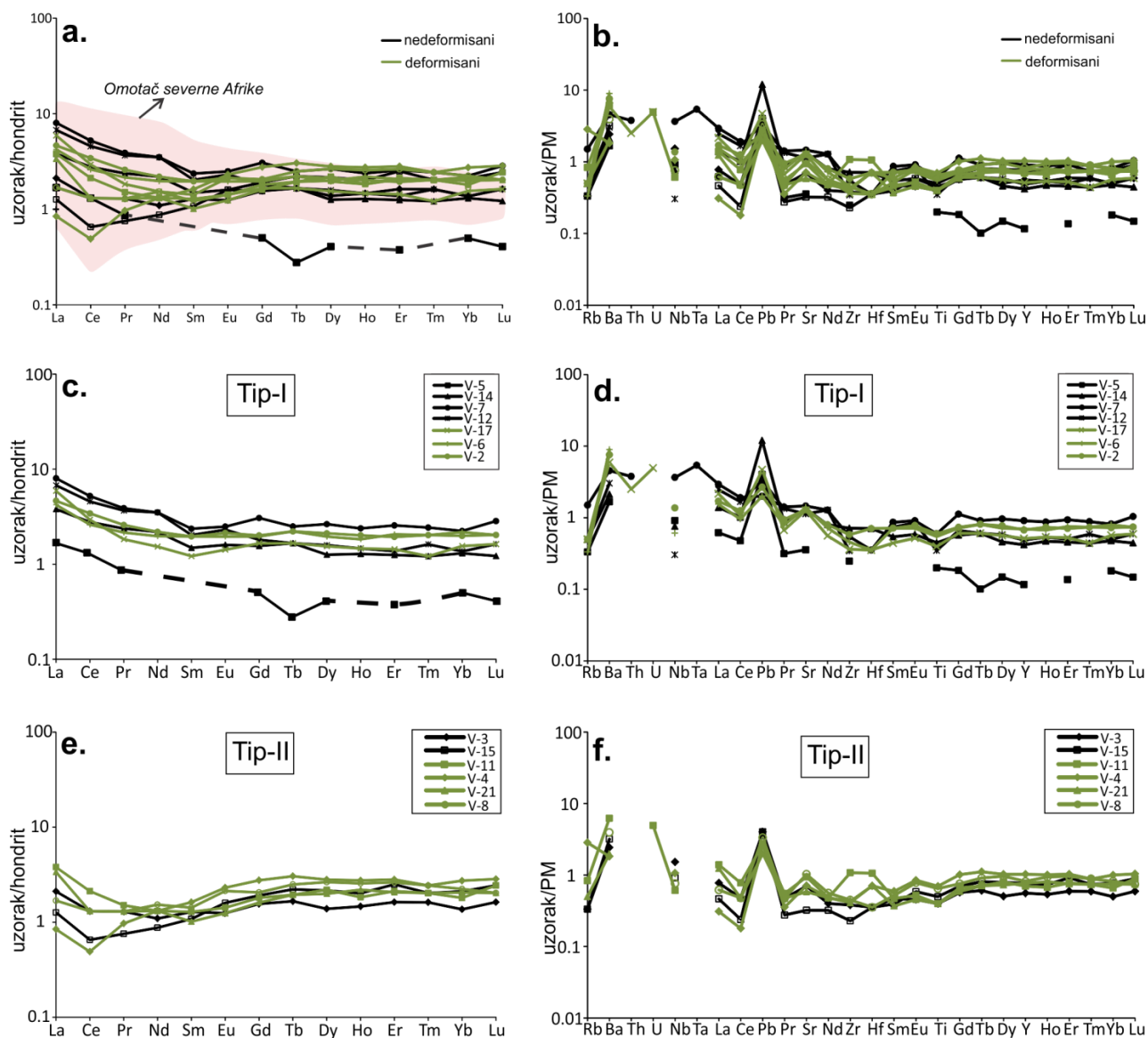
U deformisanim tipovima ksenolita sadržaji nekompatibilnih elemenata u tragovima pokazuju preklapanje sa količinama i varijacijama ovih elemenata u prethodno opisanim nedeformisanim ksenolitima. Ipak, postoji generalna razlika u tome su količine elemenata u tragovima srednje i niske nekompatibilnosti (na primer, Zr, Ti, Y, HREE) povišene u deformisanim ksenolitima u odnosu na one konstatovane u nedeformisanim tipovima. Koncentracije Zr, na primer, kreću se u rasponu od 4.3 do 6.1 ppm sa izuzetkom uzorka V-11, koji ima duplo višu koncentraciju ovog elementa od 11.3 ppm. Sadržaji Sr su slični kao u nedeformisanim uzorcima i kreću se u rangu su od 11.6 do 27.7 ppm, a takođe i koncentracije Pb pokazuju sličan rang između 0.3 i 0.7 ppm. Sadržaji Rb u deformisanim ksenolitima su u rangu od 0.2 do 0.5, osim uzorka V-4 kod koga su vrednosti povišene i iznose 1.7 ppm. Za razliku od nedeformisanih uzoraka, u deformisanim ksenolitima sadržaj Ba pokazuje velike varijacije i ujedno i izrazito obogaćenje kod nekih uzoraka, kod kojih barijum dostiže i koncentracije do oko 60 ppm. Sadržaji Th, U i Ta su, kao i kod nedeformisanih uzoraka, ispod granice detekcije.

Na slici 49 prikazani su dijagrami koncentracija REE koje su normalizovane na sastav hondritskih meteorita, kao i krive prosečnih koncentracija REE i drugih nekompatibilnih elemenata u tragovima normalizovane na sastav primitivnog omotača. Sastav primeraka celih stena ksenolita Jabal Eghei odgovara polju koje pokrivaju raspoloživi geohemijski podaci o sastavu ksenolita drugih područja severne Afrike (Beccaluva et al., 2007a, 2008; Miller et al., 2012).

Dijagrami na slici 49 pokazuju da postoji analogna geohemijska situacija onoj koja je dobijena posmatranjem ovih dijagrama za primarne monoklinične piroksene. Drugim rečima, postoji generalna pravilnost u nižim normalizovanim sadržajima HREE u nedeformisanim nego u deformisanim ksenolitima. Najniže koncentracije HREE izmerene su u protogranularnom uzorku V-5, dok su najviše vrednosti HREE konstatovane u deformisanom uzorku V-4. Bitno odstupanje od ove pravilnosti u vezi sa sadržajem HREE prema teksturnom tipu ksenolita pokazuje primerak V-7; ovaj priemrak pripada grupi nedeformisanih ksenolita, ali uprkos tome ima visoke normalizovane sadržaje HREE.

Slično situaciji kod prikaza geohemijskih karakteristika primarnih monokliničnih piroksena, tako i na spajder dijagramima za primerke celih stena ksenolita Jabal Eghei (slika 49) možemo prema obliku dijagrama sa prosečnim sadržajima normalizovanim na sastav hondrita i onima

normalizovanim na sastav primitivnog omotača da razlikujemo dva tipa. Ova dva geohemijska tipa podjednako su prisutna i kod nedeformisanih i kod deformisanih ksenolita. Pritom, kao pokazatelj stepena podudarnosti između geohemije monokliničnih piroksena i primeraka celih stena u kojima se ovi minerali nalaze, na slici 56 su uporedno prikazane krive njihovih prosečnih koncentracija REE normalizovanih na sastav hondrita. Dva tipa ksenolita imaju sledeće karakteristike:



Slika 49. Spajder dijagrami sadržaja REE normalizovanih na sastav hondrita (a, c, e) i spajder-dijagrami sadržaja nekompatibilnih elemenata normalizovanih na sastav primitivnog omotača (b, d, f) za ispitivane ksenolite; a, b) svi primerci ksenolita; c, d) Tip-I ksenolita; e, f) Tip-II ksenolita; polje ksenolita iz omotača severne Afrike preuzeto iz Beccaluva et al. (2007, 2008) i Miller et al. (2012). Koeficijenti normalizacije su preuzeti iz McDonough and Sun, 1995.

1) *Tip-I ksenolita* pokazuje izrazit trend obogaćenja u elementima iz grupe LREE, zato su krive ovog tipa uvek nagnute s leva na desnu stranu, odnosno odlikuju se povišenim normalizovanim sadržajima LREE u odnosu na HREE (npr. $La_N/Gd_N = 2.15-3.56$). Odnos normalizovanih sadržaja MREE prema onima HREE ne varira mnogo i najčeće je ≥ 1 ($Gd_N/Yb_N = 0.90 - 1.37$), zbog toga je desna strana ovih krivi ravna. Ovoj grupi ksenolita pripada većina nedeformisanih uzoraka (V-5, V-14, V-12 i V-7), kao i tri uzorka iz grupe deformisanih (V-17, V-2 and V-6).

Na spajder dijagramima normalizovanim na sastav hondrita većina ovih uzorak pokazuje vrlo slične oblike onima koji grade njihovi primarni monoklinični pirokseni (slika 56). Uzorci celih stena V-12, V-2 i V-6, V-5 i V-14 geohemijski su najbliži svojim monokliničnim piroksenima, dok najveću razliku pokazuje protogranularni uzorak V-7. Kod ovog primerka postoji kontrastni oblik leve strane dijagrama, zbog toga što primerak cele stene pokazuje tipično obogaćenje u LREE, dok njegov monoklinični piroksen pokazuje klasično osiromašenje u LREE. Na dijagramu sadržaja normalizovanih na sastav primitivnog omotača većina uzoraka ove grupe pokazuje malu Ti anomaliju, pri čemu pojedini uzorci imaju sadržaj Sr malo viši od koncentracija u primitivnom omotaču. Zr/Hf odnosi pokazuju različit stepen frakcionacije ova dva elementa i kreću se u rasponu su od 0.82 do 1.54. U uzorku V-7, Hf se frakcioniše u odnosu na Zr, dok je u monokliničnom piroksenu koji se u njemu javlja obrnuta situacija (videti sliku 42b). Najizrazitiju negativnu Zr-Hf (\pm Ti) anomaliju pokazuje primerak cele stene V-12, koji ima identičan oblik krive kao i monoklinični piroksen koji se u njemu nalazi.

2) *Tip-II ksenolita* obuhvata primerke celih stena koji pokazuju osiromašenje u LREE u odnosu na HREE ($La_N/Yb_N=0.31-0.75$), ali i obogaćenje u La u odnosu na Ce ($La_N/Ce_N=1.29-2.59$), zbog čega njihove krive imaju oblik kašike, čije prisustvo je konstatovano i kod njihovih monokliničnih piroksena. Oblik levog dela krive (LREE) najviše je uslovljen varijabilnim stepenom frakcionacije LREE u odnosu na MREE, posebno elemenata Ce-Sm ($Ce_N/Sm_N=0.30-1.29$); tako, nedeformisan uzorak V-15 i deformisan V-4 pokazuju strme nagibe krivi, dok deformisan uzorak V-8 pokazuje ravan trend. Oblici REE dijagrama dobijeni na primercima celih stena veoma su slični onima koji su dobijeni ispitivanjem monokliničnog piroksena. Postoji razlika u tome da je kod uzorka V-4 prisutno značajno obogaćenje u La u odnosu na Ce, dok toga nema u monokliničnom piroksenu koji se nalazi u ovom primerku (slika 56). Na spajder dijagramu s vrednostima normalizovanim na sastav omotača ovaj tip ksenolita pokazuje veoma malu pozitivnu Sr anomaliju, kao i slabu negativnu Ti anomaliju.

2.2.5 Diskusija

Sve što je napred rečeno u vezi s prikazom rezultata ispitivanja ksenolita omotača područja Jabal Eghei bilo je usmereno ka bližem upoznavanju s njihovim petrološkim i geohemijskim karakteristikama, a time, indirektno, i s prirodom gornjeg omotača ispod ovog južnolibijskog područja. U narednom tekstu, pre nego što će do sada prikazani rezultati biti diskutovani i interpretirani, najpre ćemo izložiti osnove na kojima počiva svako proučavanje ksenolita usmereno na rekonstrukciju procesa u omotaču.

2.2.5.1 Polazne osnove

Sadržaj svih narednih odeljaka u ovom poglavlju zasnovan je na iskustvu ranijih istraživača koji su slične kolekcije ksenolita proučavali u raznim drugim područjima širom sveta (videti Pearson et al., 2003 za reference). U većini ovih radova polazi se od petrološke i geohemijske analogije između ksenolita, koji se kao fizički primerci malih dimenzija direktno ispituju i analiziraju, i gornjeg omotača koji je neuporediv u svojoj veličini, koji se proteže kilometrima u sve tri dimenzije. Da bi se premostila ova ogromna razlika u razmerama primeraka koji se ispituju i dela Zemlje o kojem se izvode zaključci, istraživači u fokus stavljanju prepoznavanje procesa, a ne puku analogiju između ovih stenskih materijala.

Na taj način, sve informacije o sastavu ksenolita kao reprezenata određenog subkontinentalnog litosferskog omotača, razmatraju se u svetlu triju grupa osnovnih procesa, odnosno njihovih (mikro)strukturnih, petroloških i geohemijskih efekata:

1) *Procesi parcijalnog stapanja*, to jest ekstrakcije bazaltne magme; ovim procesima – kojima, inače, započinje svaki magmatizam koji se dešava na našoj planeti – dolazi do osiromašivanja rezidualnog litosferskog omotača u svim komponentama koje ulaze u bazaltni rastop (npr. Al_2O_3 , CaO, Na_2O , volatili, nekompatibilni elementi u tragovima i drugo) (npr. Arai, 1987; Niu, 1997).

2) *Procesi obogaćenja rezidualnog (prethodno osiromašenog) omotača* koji se u geološkoj literaturi kolektivno zovu procesi metasomatizma (npr. Dawson, 1984; O'Reilly and Griffin, 2013, i reference u ovim radovima); to su, prema karakteru i efektima, upravo suprotna dešavanja procesima ekstrakcije bazaltne magme iz omotača, tako da na osnovu trenutnog poznavanja ove problematike možemo reći da postoje tri generalna vida metasomatizma među kojima svakako ima međusobnih prelaza; to su:

2.1) metasomatizam izazvan prolaskom silikatnih rastopa kroz litosferski omotač; ovi rastopi mogu biti veoma različitog sastava, na primer bazaltnog, alkalnog bazaltnog, nefelinitskog, ali i dacitskog, andezitskog, adakitskog i tako dalje (npr. Nielson and Noller, 1987; Bodinier et al., 1990; Coltorti et al., 2007, i mnogi drugi);

2.2) obogaćenje koje predstavlja rezultat uticaja visokomobilnih karbonatitskih magmi veoma niske viskoznosti (npr. Yaxley et al., 1991, 1998; Dupuy et al., 1992; Ionov et al., 1993, i mnogi drugi) (obe ove podvrste, 2.1 i 2.2, dominantno su vezane za anorogena geotektonska područja);

2.3) obogaćenje prouzrokovano fluidima u kojima dominira voda, a koji su obično vezani za procese subdukcije (npr. Andersen et al., 1984; Hartmann and Wedepohl, 1990; Zanetti et al., 1999; Gregoire et al., 2001; McInnes et al., 2001, i mnogi drugi).

3) *Procesi deformacije* do kojih dolazi zbog najčešće ekstenzionih geodinamičkih procesa u litosferi, kao što je riftovanje udruženo sa stvaranjem normalnih raseda (npr. Baptiste et al., 2015).

Svi gore navedeni procesi deluju katkada istovremeno, katkada jedan za drugim, ali uvek ostavljaju veoma složene petrološke i geohemijske tragove u stenama subkontinentalnog litosferskog omotača. Zbog toga je njihove pojedinačne efekte veoma teško posmatrati i prepoznati izdvojeno, a time i adekvatno interpretirati (videti Downes, 2001).

Na primer, procesi obogaćivanja stena omotača putem metasomatizma mogu da učine tragove nekadašnjih procesa osiromašenja gotovo nevidljivima ili barem veoma teško prepoznatljivima. Ovo se naročito događa u slučajevima kada je metasomatski agens (rastop) mafičnog karaktera, dakle sličan bazaltnom rastopu koji je već napustio rezidualni omotač; takav proces nazivamo refertilizacijom (npr. Le Roux et al., 2007)

U narednim odeljcima biće izvršeno detaljno razmatranje svih relevantnih informacija koje su dobijene ispitivanjem primeraka ksenolita Jabal Eghei, uz konstantno promišljanje na koje od gore navedenih procesa prikazane informacije ukazuju. Sama diskusija je podeljena u nekoliko celina. Prvo će biti razmotrene temperature na kojima je proučavani subkontinentalni omotač postigao termodinamičku ravnotežu, to jest temperature ekvibracije (eng. *equilibrium temperature*). Zatim će biti tematizovani svi litosferski procesi čiji su tragovi 'zapisani' u sklopu i mineraloškom, petrološkom i geohemijskom sastavu ispitivanih ksenolita. Najzad, kao krajnji rezultat diskusije, biće formulisani finalni zaključci, u vidu sažete interpretacije geološke i geodinamičke evolucije litosferskog segmenta ispod južne Libije.

2.2.5.2 Temperature ekvibracije omotača ispod područja Jabal Eghei

Danas postoji dobra saglasnost među geolozima da se temperature termodinamičke i fizičko-hemijske ravnoteže u peridotitskim stenama gornjeg omotača mogu prilično pouzdano izračunati na osnovu sastava mineralnih faza koje ove peridotite izgrađuju (npr. Taylor, 1998). Smatra se, takođe, da ravnotežne temperature, proračunate na bazi hemijskog sastava minerala u ksenolitima, odražavaju termalno stanje subkontinentalnog litosferskog omotača u trenutku kada su ovi ksenoliti bili zahvaćeni alkalnom magmom i izneti na površinu (npr. Szabo et al., 1995).

U ovoj doktorskoj disertaciji izvršili smo proračunavanje ravnotežnih temperatura primenom geotermometara koje su predložili Wood and Banno (1973) i Brey and Köhler (1990), a koji uzimaju u obzir hemijski sastav rombičnog i monokliničnog piroksena (tzv. Opx-Cpx geotermometar). Tom prilikom je iz svakog uzorka analizirano između dva i/ili četiri para zrna ovih minerala, koja međusobno pokazuju jasan fizički kontakt, što se može zapaziti u petrografskim preparatima.

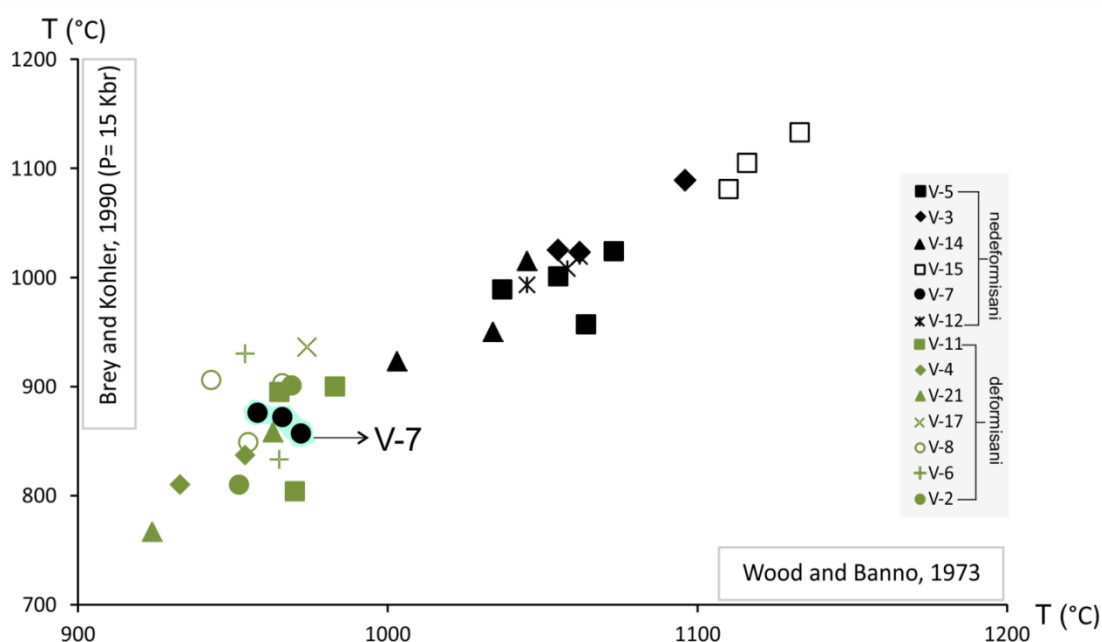
Geobarometrijski proračuni nisu vršeni zbog toga što nema rutinski primenljivih, a pouzdanih geobarometara za peridotite koji vode poreklo iz područja stabilnosti spinela, što je slučaj sa ispitivanim ksenolitima Jaba Eghei. Pored toga, u okviru ove disertacije nisu vršene precizne analize hemijskog sastava minerala, recimo one koje se dobijaju primenom elektronske mikroskopske. Zbog svega toga, vrednosti pritiska diskutovane su samo u relativnom smislu, to jest na osnovu stabilnosti kritičnih minerala i prema odnosu pritisak-dubina.

Dobijeni rezultati geotermometrijskih proračuna prikazani su u tabeli 6. Činjenica da svi ispitivani ksenoliti područja Jabal Eghei odgovaraju spinelskim peridotitima, to jest da među njima nema peridotita s plagioklasom, niti onih s granatom kao aluminijском fazom, ukazuje na to da ovi fragmenti gornjeg omotača vode poreklo sa dubina manjih od 60 km, odnosno iz domena stabilnosti spinela (O'Reilly and Griffin, 1996). Iz tog razloga za termometrijske proračune je uzeta vrednost za pritisak od 15 kbar što odgovara dubini od oko 45-50 km (McKenzie et al., 2005). Identična

vrednost za pritisak bila je uzeta i za geotermometrijske proračune pri ispitivanju ksenolita Wau en Namus od strane Miller et al. (2012).

Geotermometrom predloženim od strane Brey and Köhler (1990) dobijene su temperature u rangu od 857 °C do 1091 °C za primerke nedeformisanih, protogranularnih ksenolita, odnosno od 800 °C do 923 °C za primerke deformisanih ksenolita Jabal Eghei. Primenom metode Wood and Banno (1973) dobijene su generalno nešto više temperature, ali je i ova metoda potvrdila razliku u teorijski proračunatoj temperaturi ekvibracije između ova dva strukturno-teksturna tipa proučavanih ksenolita. Tako, prema Wood and Banno (1973) geotermometru, dobijene temperature za nedeformisane ksenolite variraju između 965 °C i 1120 °C, dok su vrednosti temperature ravnoteže kod deformisanih ksenolita u opsegu 944 – 974 °C.

Na slici 50 prikazan je dijagram s dobijenim vrednostima primenom navedenih geotermometrijskih metoda. Na dijagramu se vidi dobra korelacija izračunatih temperatura, kao i to da nedeformisani ksenoliti pokazuju sistematski višu temperaturu ekvibracije od deformisanih tipova ksenolita. Upadljivo odstupanje primećeno je samo u slučaju uzorka V-7 koji je prema sklopu klasifikovan kao protogranularan (nedeformisan), ali ipak pokazuje niske ravnotežne temperature od ispod 900 °C, tako da se na prikazanom dijagramu nalazi duboko u polju deformisanih ksenolita (videti sliku 50). Treba napomenuti da uzorak V-7 pokazuje i povišenu količinu modalnog monoklinoznog piroksena, prema čemu takođe više odgovara deformisanim ksenolitima.



Slika 50. Odnos dobijenih temperatura primenom Opx-Cpx geotermometara Wood and Banno (1973) i Brey and Köhler (1990).

Generalno uzev, proračunate temperature za ispitivane ksenolite područja Jabal Eghei pokazuju sličan rang vrednosti kao i temperature dobijene ispitivanjem spinel-lerzolitskih ksenolita širom sveta (npr. Rivalenti et al., 2000; Rudnick et al., 2004; Grégoire et al., 2005, i mnogi drugi). Pored toga, postoji podudarnost odredbi ravnotežnih temperatura i sa odredbama koje su uradene pri proučavanju ksenolita drugih provincija severne Afrike (Beccaluva et al., 2008; Miller et al., 2012; Kourim et al., 2014, i drugi).

Na primer, Beccaluva et al. (2008) za ksenolite područja Gharyan navode temperaturni raspon od 890 do 1060 °C, pri čemu treba naglasiti da je reč isključivo o protogranularnim ksenolitima, to jest

nedeformisanim strukturnim tipovima. Miller et al. (2012) su proučavali takođe protogranularne ksenolite kvartarnog vulkanskog područja Wau en Namus. Oni su dokumentovali različite opsege temperatura u zavisnosti od primenjenog termometra, ali je dobijen generalni rang od 855 °C do 972 °C. Isti autori, doduše, navode i da se dobijeni proračuni ravnotežnih temperatura moraju uzeti sa dozom opreza, budući da je u ispitivanim ksenolitima utvrđeno prisustvo metasomatskih asocijacija. Ovo može da ukaže na to da je subkontinentalni omotač na širem području severne Afrike bio podvrgnut sličnoj geodinamičkoj evoluciji.

Uzimajući u obzir da su granice polja stabilnosti spinelskih peridotita na litosferskim temperaturama (do oko 1000 °C) dobro proučene, to jest da je poznato da je donja granica polja stabilnosti spinela 9 kbar (Presnall et al., 2002) a da gornja granica polja stabilnosti ovog minerala u peridotitu iznosi 15-20 kbar (Klemme and O'Neill, 2000), može se zaključiti da se domen omotača koji je zahvaćen Jabal Eghei ksenolitima nalazio između oko 30 km i oko 50-60 km dubine.

Logično je pretpostaviti da je geotermni gradijent u ispitivanom području Jabal Eghei u vreme miocensko-pleistocenskog vulkanizma bio analogan onome u nekim geodinamički sličnim režimima, poput Panonskog basena u miocenu. Ovo u izvesnoj meri potvrđuju i podaci o aktualnom terestrijalnom toplotnom toku u području Sirt basena, koji iznosi oko 150 mWm² (Andrew et al., 1996; Al-Rashed et al., 2019). Ako je, dakle, u području južne Libije u kasnom kenozoiku vladao temperaturni gradijent sličan onome u Panonskom basenu (Sachsenhofer et al., 1997), može se pretpostaviti da je rang proračunatih temperatura između 900 i 1000 °C odgovarao dubinama između 45 i 60 km.

2.2.5.3 Tragovi deformacija u omotaču ispod područja Jabal Eghei

Proučavanje strukture i teksture ksenolita omotača i njihova klasifikacija prema opserviranom sklopu (Mercier and Nicolas, 1975; Harte, 1977; Pike and Schwarzman, 1977), potencijalno donose veoma važne informacije o istoriji deformacija regiona u gornjem omotaču iz kojih su ksenoliti 'uzorkovani' od strane magme-domaćina. Pritom, za nastanak određenih tipova strukture i teksture ksenolita direktno su odgovorni procesi dinamičke i/ili statičke rekristalizacije. Tokom dinamičke rekristalizacije dolazi prevashodno do kataklaziranja, redukcije u veličini zrna po obodu i stvaranja krupnijih porfiroklasta (Nicolas et al., 1973; Ross et al., 1980). Posle dinamičke rekristalizacije uglavnom sledi proces ponovnog uspostavljanja fizičko-hemijske ravnoteže, a zatim i rekristalizacija u mirovanju, koja je kontrolisana procesima difuzije i tokom koje dolazi do reorganizacije i aglomeracije zrna kako bi ravnoteža bila potpuna (na primer, Green et al., 1970). Naravno, procesi dinamičke i statičke rekristalizacije mogu se događati višekратно u jednom istom domenu subkontinentalnog litosferskog omotača, što u velikoj meri otežava rekonstrukciju ovih događaja.

Proučavani ksenoliti iz oblasti Jabal Eghei nedvosmisleno pokazuju da je omotač odakle vode poreklo sigurno bio u izvesnom stepenu deformisan. Za razliku od drugih područja Libije, gde je dokumentovano prisustvo jedino nedeformisanih ksenolita s protogranularnom strukturom (Beccaluva et al., 2008; Miller et al., 2012), preko 50 % primeraka u ispitivanoj kolekciji ksenolita Jabal Eghei odgovara deformisanim ksenolitima porfiroklastične (±ekvigranularne) strukture (Mercier and Nicolas, 1975).

Deformisani ksenoliti područja Jabal Eghei pokazuju niz karakteristika koje su tipične za stene koje su pretrpele procese dinamičke rekristalizacije. Na prvom mestu, to su bimodalna distribucija veličine zrna, prisustvo kataklaziranih i rotiranih porfiroklasta olivina i rombičnog piroksena, tragovi plastičnih deformacija u ovim porfiroklastima, deformaciona bližnjenja olivina, povijanje

eksolucionih lamela kod rombičnog i monokliničnog piroksena i drugi strukturni elementi. Pritom, sasvim je logično pretpostaviti da su (retki) primerci ekvigranularnih ksenolita zapravo fragmenti sitnozrnog matriksa onih delova omotača koji u krupnijoj razmeri pokazuju porfiroklastičnu strukturu.

Pored svega izrečenog, treba uzeti u obzir i to da u ispitivanoj zbirci ksenolita i pojedini primerci koji su klasifikovani kao protogranularni pokazuju izvesne pokazatelje deformacija, kao što je pojava talasastog potamnjenja u olivinima i rombičnim piroksenima, može se izneti pretpostavka da je čitav region gornjeg omotača Jabal Eghei bio deformisan, ali da postoji razlika u tome u kojem delu i u kojoj meri je obavljena statička rekristalizacija.

2.2.5.4 Stratifikacija u Jabal Eghei omotaču

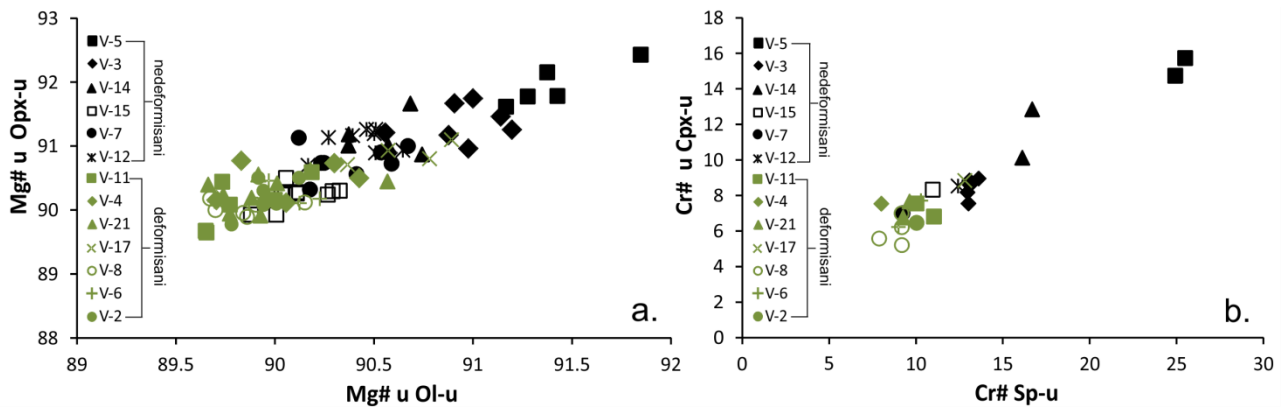
Prisustvo uzajamne veze između proračunatih ravnotežnih temperatura i određenih strukturnih tipova ksenolita utvrđeno je na mnogo drugih lokacija širom sveta (npr. Brown et al, 1980; Witt-Eickschen and Seck, 1991; Zangana et al., 1997; Falus et al., 2008; 2011; Embey-Isztin et al., 2014).

Recimo, Zangana et al. (1997) su na primeru ksenolita vulkanske oblasti Ray Pic (Centralni masiv, Francuska) utvrdili sličnu pravilnost, to jest da su nedeformisani (protogranularni do porfiroklastični) ksenoliti postigli termodinamičku i fizičko-hemijsku ravnotežu na višim temperaturama (>900 °C) od primeraka deformisanih (porfiroklastični do ekvigranularni) ksenolita (<900 °C). Isti autori su, takođe, utvrdili da nedeformisani ksenoliti pokazuju obogaćenje u sadržajima LREE, dok se deformisani ksenoliti odlikuju osiromašenjem u LREE, što je takođe slično sa situacijom koja je konstatovana ispitivanjem Jabal Eghei ksenolita (videti diskusiju ispod).

Ksenoliti Jabal Eghei sadrže (mikro)strukturne pokazatelje koji indirektno ukazuju na procese izdizanja dela gornjeg omotača iz kojeg vode poreklo. To su, na primer, spinel-piroksenski klasteri i/ili simplektiti, zatim lamelarne eksolucije piroksena i spinela u rombičnim i monokliničnim piroksenima, kao i mikrometarski magnetitsko-enstatitski simplektiti čije je prisustvo konstatovano u visokoforsteritskim olivinima. Postanak spinel-piroksenskih klastera i simplektita uglavnom se vezuje za procese izdizanja peridotitskih masa u omotaču (npr. Downes et al., 2003; Falus et al., 2007), tako da se i u ovom slučaju može uzeti kao siguran pokazatelj da su stene omotača ispod područja Jabal Eghei, pre zahvatanja od strane magme-domaćina, bile dislocirane iz polja stabilnosti granata u polje stabilnosti spinela (<20 kbar; Klemme and O'Neill, 2000), a slično tumačenje može da se ponudi i sa procesima gore navedenih eksolucija (npr. Matusiak-Małek et al., 2010). Posebno su zanimljivi rezultati proučavanja sićušnih magnetitsko-enstatitskih simplektitskih eksolucija u olivinu, prema kojima prisustvo ovih struktura ukazuje ne samo na snižavanje P-T uslova već i na izvesne procese oksidacije (Zemlitskaya, 2017).

Na slici 51a, b prikazani su dijagrami korelacije između vrednosti Mg# u olivinu i rombičnom piroksenu kao i između vrednosti Cr# u monokliničnom piroksenu i spinelu iz istih primeraka ksenolita, pri čemu su korišćene analize parova mineralnih zrna koja se nalaze u kontaktu. Iako korelacija između vrednosti Mg# u rombičnom piroksenu i olivinu postoji u celokupnoj populaciji uzoraka, ona je izuzetno dobro izražena samo kod nekih primeraka protogranularnih tipova, na primer kod V-5, V-15 i V-17.

Ovo se može protumačiti kao pokazatelj da, uopšte uzev, Fe-Mg silikati u ksenolitima Jabal Eghei nisu imali dovoljno vremena da postignu potpunu fizičko-hemijsku ravnotežu, kao i da je nešto veći stepen ravnoteže ipak postignut u slučaju nedeformisanih, protogranularnih ksenolita. Na drugoj strani, ravnoteža između vrednosti Cr# u monokliničnom piroksenu i spinelu pokazuju bolju korelaciju za čitavu populaciju uzoraka.



Slika 51. Dijagrami odnosa vrednosti Mg# u olivinu prema Mg# u rombičnom piroksenu (a), i vrednosti Cr# u spinelu i Cr# u monokliničnom piroksenu (b).

Na osnovu svega se može pretpostaviti da je gornji omotač ispod vulkanske oblasti Jabal Eghei u trenutku zahvatanja ksenolita bazaltnom magmom bio stratifikovan; preciznije, u dubljim delovima su se nalazili protogranularni, a u plićim porfiroklastični/ekvigranularni peridotiti. Pored toga, logično je pretpostaviti da su peridotiti dubljih delova očito postigli bolju termodinamičku ravnotežu jer su boravili na višim temperaturama, dok je niža temperatura na kojoj su bili oni iz plićih domena uslovala njihovu sporiju statičku rekristalizaciju, pa su zbog toga posledice deformacije u ovim peridotitima vidljivije.

2.2.5.5 Efekti osiromašenja bazaltnom komponentom

Modalni sastav proučavanih ksenolita područja Jabal Eghei jasno ukazuje da omotač iz kojeg ovi ksenoliti vode poreklo odgovara fertilnim peridotitima; naime, oni su dominantno predstavljeni monokliničnim piroksenom bogatim lerzolitom, dok je samo primerak V-5 klasifikovan kao lerzolit siromašan monokliničnim piroksenom.

Prilikom razmatranja efekata parcijalnog stapanja u gornjem omotaču na osnovu sastava ksenolita veoma često se koriste sadržaji MgO ili vrednosti Mg#, koji se uzimaju za kao osnovni pokazatelji u odnosu na koje se posmatraju promene ostalih parametara. Na takvim dijagramima, recimo, utvrđuje se da li postoji korelacija između promene u sadržaju MgO i variranja sadržaja drugih glavnih elemenata, kao što su Al_2O_3 ili CaO, pri čemu se prisustvo ili odsustvo korelacija posmatra kako u pogledu hemijskog sastava celih primeraka, to jest čitavih ksenolita, tako i kada je reč o hemizmu prisutnih mineralnih faza. U tom kontekstu, naročito su značajne unakrsne korelacije koje pokazuju variranje različitih geohemijskih parametara između ksenolita i minerala koji se u njima nalaze ili između različitih minerala u njima.

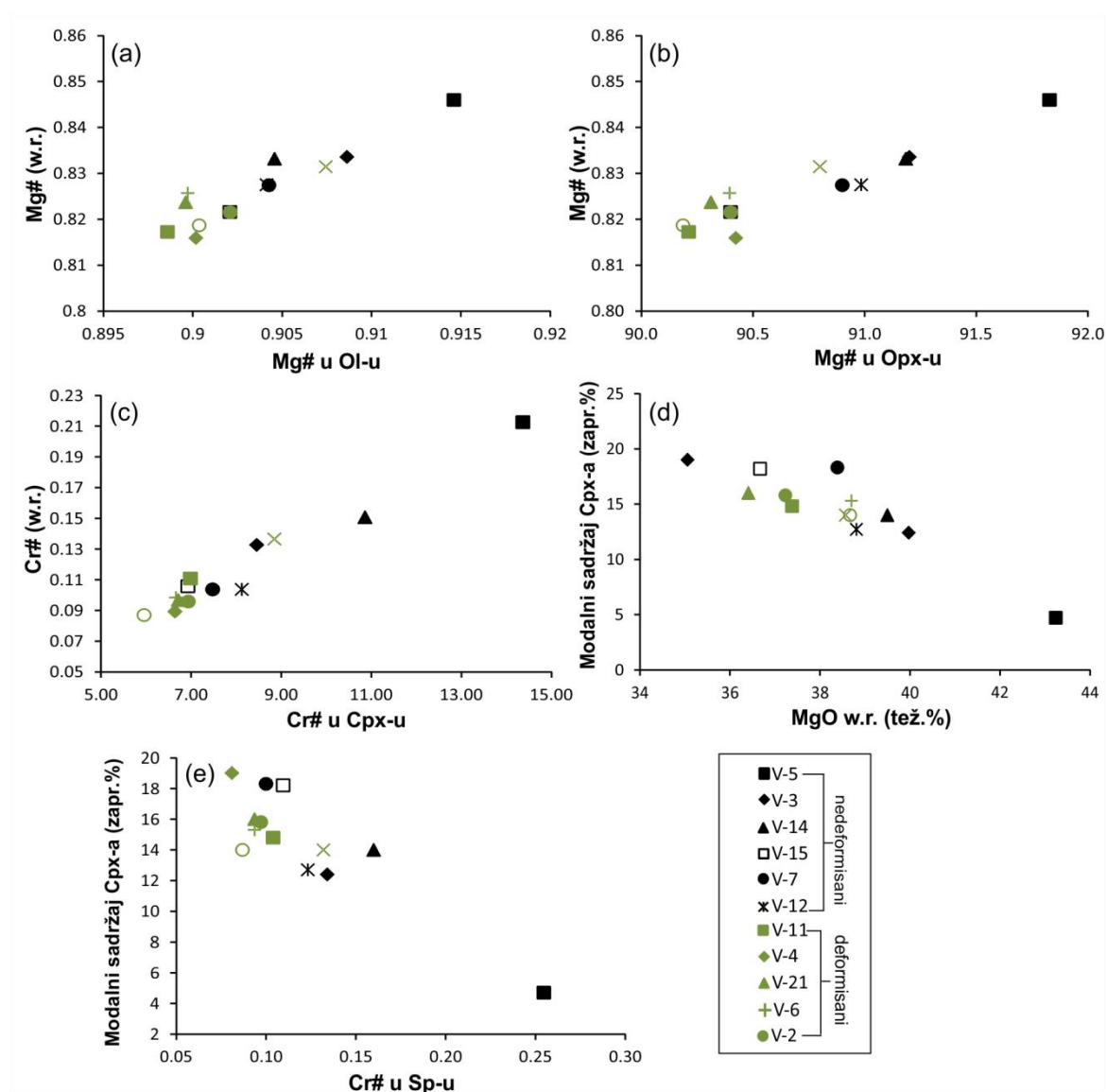
Ispitivani Jabal Eghei ksenoliti pokazuju jasne korelacije u pogledu više mineraloških i geohemijskih parametara osiromašenja u bazaltnoj komponenti. Tako je utvrđeno da postoji jasna pozitivna korelacija između sledećih parametara:

- sadržaja MgO i koncentracije Ni i Co (slika 47) u primercima celih stena,
- prosečne vrednosti Mg# u olivinu i rombičnom piroksenu i magnezijskog broja uzoraka celih stena (slika 52a i b),
- sadržaja Cr_2O_3 i koncentracija Al_2O_3 u spinelu (slika 39a),

- d) srednjih vrednosti Cr# u monokliničnom piroksenu i Cr# vrednosti u uzorcima celih ksenolita (slika 52c),
 e) vrednosti Cr# u spinelu i sadržaja forsteritske komponente u olivinu iz istog ksenolita (OSMA dijagram; slika 54, videti ispod), kao i vrednosti Cr# u monokliničnom piroksenu (slika 51b), i
 f) modalne količine monokliničnog piroksena u ksenolitima i sadržaja HREE u monokliničnom piroksenu (slika 58a).

S druge strane, negativnu korelaciju formiraju sledeći parametri:

- a) sadržaji MgO (Mg#) i koncentracije Al₂O₃ (+Sc, V, Ga i drugih nekompatibilnih elemenata) (slika 53) u primercima celih stena (slika 47) i piroksenima u tim istim ksenolitima (slika 35),
 b) modalni sadržaji monokliničnog piroksena u ksenolitima i sadržaji MgO (Mg#) u primercima celih stena (slika 52d) i silikata u tim istim ksenolitima,
 c) modalni sadržaji monokliničnog piroksena i vrednosti Cr# u spinelu (slika 52e), i
 d) sadržaji HREE (+Y) u monokliničnom piroksenu i vrednosti Cr# u spinelu (slika 58b).



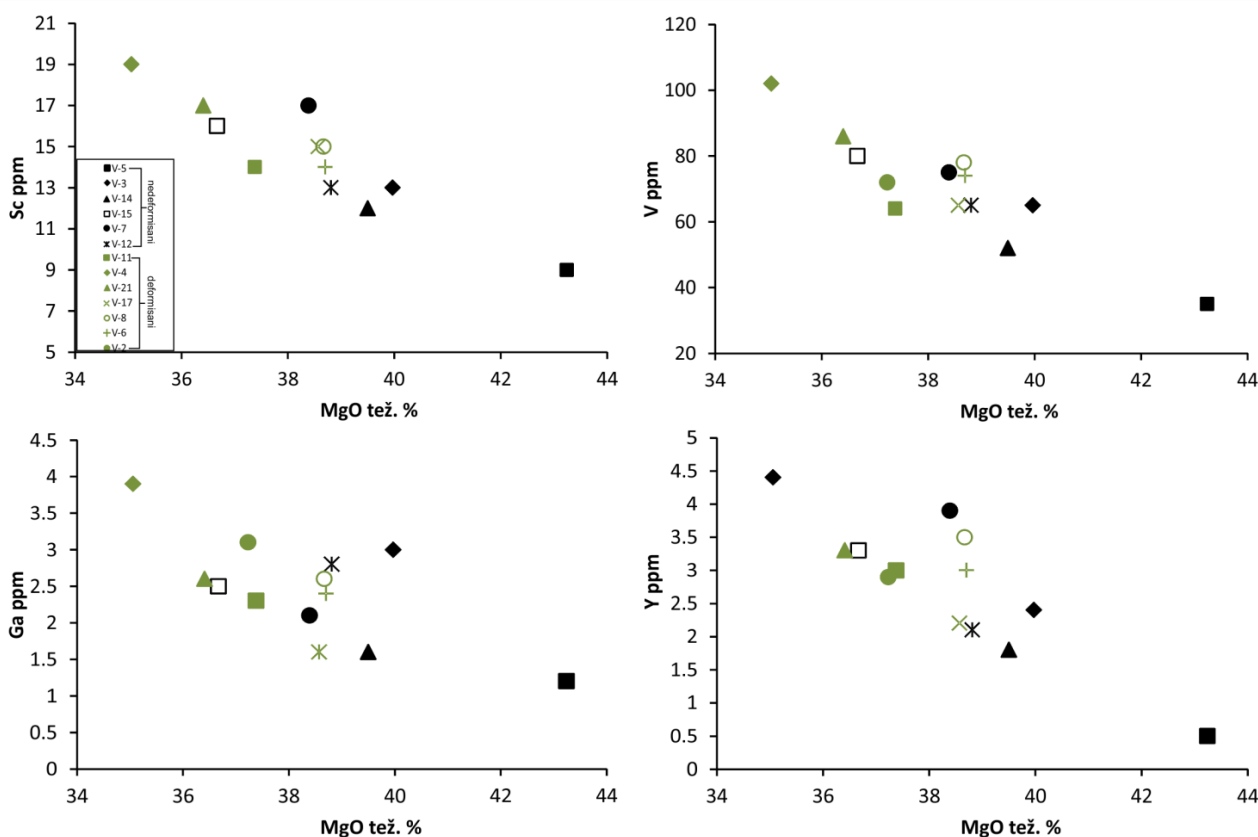
Slika 52. Varijacioni dijagrami geohemijskih korelacija koje su posledice osiromašenja bazaltnom komponentom: a) prosečne vrednosti Mg# u olivinu (ol) prema Mg# u primercima celih stena (w.r.; eng.

whole rock); srednje vrednosti Mg# u rombičnom piroksenu (opx) prema Mg# u primercima celih stena; c) prosečne vrednosti Cr# u monokliničnom piroksenu (cpx) prema Cr# u primercima celih ksenolita; d) modalni sadržaj monokliničnog piroksena (zapr. %) prema MgO (tež.%) u primercima celih stena; e) modalni sadržaj monokliničnog piroksena (zapr. %) prema srednjoj vrednosti Cr# spinela.

Važno je napomenuti da se vrednost Cr# u spinelu uzima za pouzdaniji indikator stepena ekstrakcije bazalnog rastopa iz rezidualnog peridotita, nego što je to Mg# u silikatima, prvenstveno u rombičnom piroksenu i olivinu (Dick and Bullen, 1984).

Pozitivna korelacija koja se zapaža između koncentracija Co i Ni prema sadržaju MgO postoji zbog visoke kompatibilnosti ovih elemenata u olivinu, što čini da se oni tokom parcijalnog stapanja koncentrišu u rezidualnom ostatku, dok negativna korelacija koja postoji između sadržaja MgO i koncentracija Sc, V i Ga ukazuje da su se ovi elementi tokom parcijalnog stapanja ponašali nekompatibilno; slično ponašanje Sc i V zabeleženo je i u drugim područjima, na primer u ksenolitima iz oblasti Centralnog masiva u Francuskoj (Zangana et al., 1999).

Sve gore navedene kombinacije parametara, a nabrojane su samo neke od postojećih, kao i utvrđene korelacije između njih, nedvosmisleno ukazuju da je ispitivani segment gornjeg omotača pretrpeo procese parcijalnog stapanja, odnosno ekstrakcije bazaltne komponente. Slični trendovi su zabeleženi u ostalim vulkanskim provincijama Libije gde su proučavani ksenoliti (Beccaluva et al., 2008; Miller et al., 2012), kao i u mnogim drugim područjima sa sličnim ksenolitima širom sveta (npr. Li et al., 2014 i druge reference u ovom radu).



Slika 53. Dijagrami odnosa MgO (tež. %) i Sc, V, Ga i Y (ppm) u primercima celih ksenolita.

Pored ove generalne konstatacije, prikazani dijagrami su pokazali i dve systemske pravilnosti. Prvo, primerak nedeformisanog, protogranularnog ksenolita V-5 na svim dijagramima predstavlja

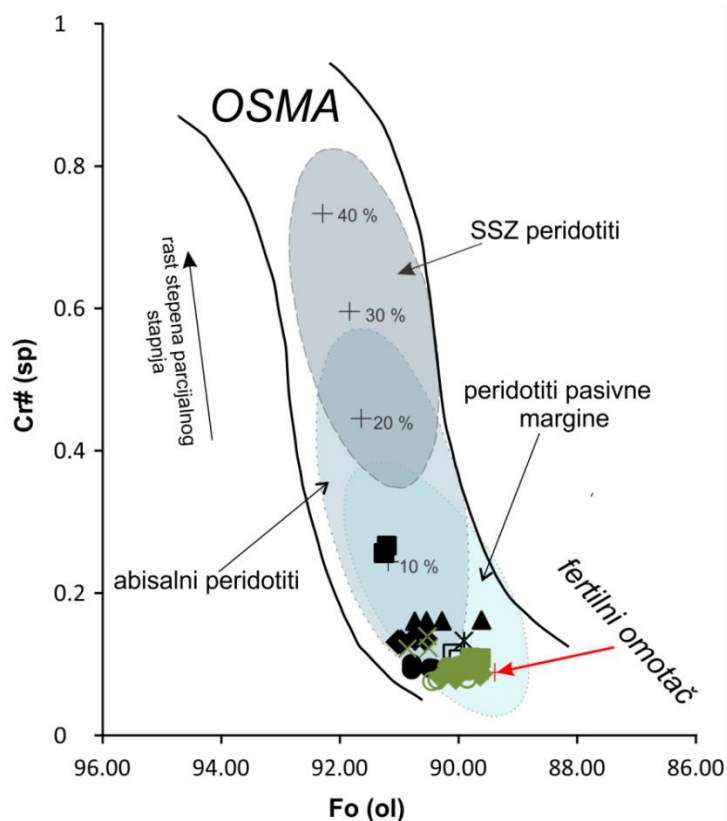
peridotit koji je najosiromašeniji bazaltnom komponentom i, drugo, svi pomenuti parametri indiciraju da su primerci nedeformisanih ksenolita više osiromašeni od onih koji pokazuju tragove deformacija.

2.2.5.6 Stepen osiromašenja omotača ispod područja Jabal Eghei

Sadržaji glavnih elemenata

Na slici 54 je prikazan OSMA dijagram (Arai, 1994), na kojem je označeno polje karakteristično za parove olivin-spinel koji dolaze iz peridotita gornjeg omotača (eng. *Olivine Spinel Mantle Array - OSMA*). Na ovom dijagramu su proučavani ksenoliti Jabal Eghei upoređeni po sastavu sa ksenolitima/peridotitima iz drugih tektonskih sredina, koji se, inače, i sami međusobno razlikuju po stepenu osiromašenja bazaltnom komponentom (Pearce et al., 2000).

Kao i na prethodno prikazanim varijacionim dijagramima, i na OSMA dijagramu se vidi da najviši procenat ekstrakcije bazaltne magme pokazuje uzorak nedeformisanog ksenolita V-5, čiji stepen osiromašenja, prema procentima stapanja prikazanim na dijagramu, iznosi oko 10 %, dok svi ostali primerci ksenolita pokazuju znatno niže vrednosti od ispod 5 %. OSMA dijagram takođe pokazuje da, bez obzira na prisutno preklapanje podataka, parovi olivin-spinel u nedeformisanim ksenolitima pokazuju veći stepen osiromašenja bazaltnom komponentom od deformisanih tipova od kojih su neki po sastavu veoma bliski fertilnom omotaču.

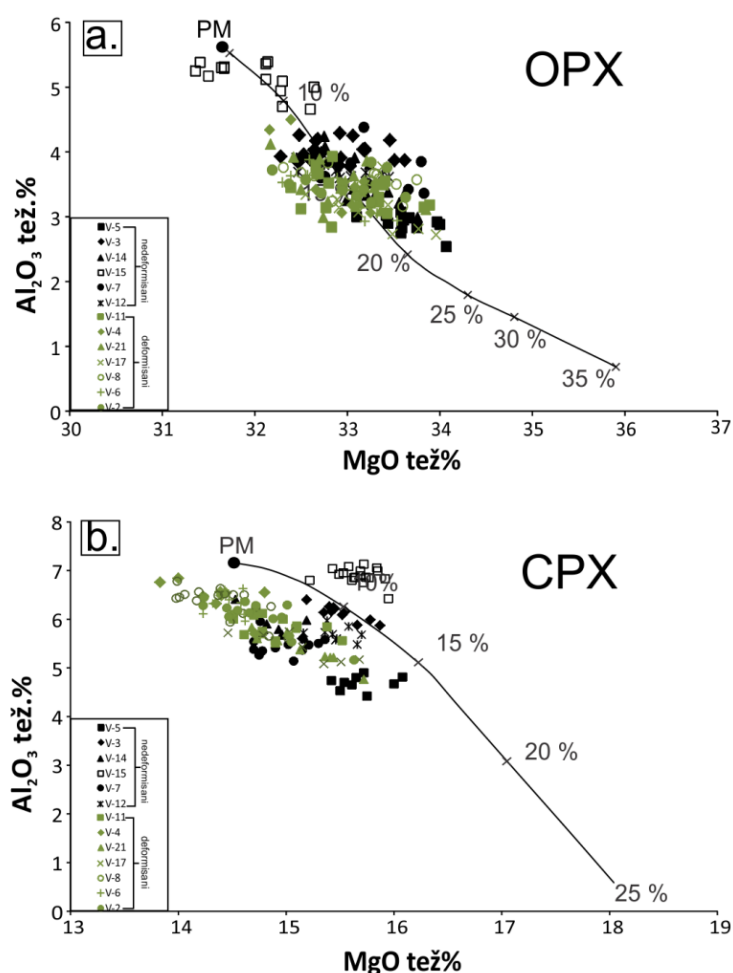


Slika 54. Dijagram odnosa forsteritske komponente (Fo) u olivinu i vrednosti Cr# spinela (zrna u kontaktu) u ksenolitima oblasti Jabal Eghei; granice polja OSMA, kao i procenti stapanja su preuzeti iz Arai (1994); polja za peridotite iz različitih oblasti su modifikovana iz Pearce et al., 2000 i referencama u ovom radu; SSZ – supra-subdukciona zona.

Variranja sadržaja MgO i Al₂O₃ u rombičnom i monokliničnom piroksenu mogu takođe biti korišćeni za odredbu stepena osiromašenja. Na slici 55 prikazane su krive stapanja na osnovu sastava rombičnog (Upton et al., 2011; Faccini et al., 2013), odnosno monokliničnog piroksena (Upton et al., 2011). Iako pirokseni iz ksenolita Jabal Eghei generalno prate trend prikazanih linija stapanja, doduše, uz prilično veliko rasipanje podataka, na dijagramima se mogu uočiti i sledeća značajna odstupanja:

- postoje jasna preklapanja u sastavu rombičnog piroksena iz nedeformisanih i deformisanih ksenolita,
- na dijagramu se po sastavu potpuno izdvajaju pirokseni iz uzorka V-15, i
- variranja indirektno pokazuju previsok stepen parcijalnog stapanja koji ide i do 20 %, što je skoro duplo viša vrednost u odnosu na rezultat dobijen na OSMA dijagramu.

Situacija na dijagramima sa slike 55 navodi na zaključak da su varijacije u hemijskom sastavu piroksena najverovatnije rezultat i drugih procesa osim onih koji su vezani za parcijalno stapanje i ekstrakciju bazaltne magme. U tom kontekstu, može se pretpostaviti da su važnu ulogu imala izdvajanja eksolucionih lamela rombičnog piroksena u monokliničnom piroksenu, i obratno, a posebno izdvajanja mikrometarski tankih lamela spinela u oba piroksena (videti prethodne odeljke). Zbog toga se rezultati ovog modelovanja moraju uzeti samo kao grubi pokazatelji maksimalnog iznosa osiromašenja u ispitivanom omotaču područja Jabal Eghei.



Slika 55. Model osiromašenja peridotita parcijalnim stapanjem na osnovu odnosa MgO i Al₂O₃ (tež.%) u rombičnom piroksenu (a) i monokliničnom piroksenu (b); krive stapanja su iz Faccini et al. (2013) i Upton et al. (2011). Sastav primitivnog omotača (PM) je preuzet iz Liptai (2018), a preračunat je na osnovu sadržaja glavnih oksida u PM i modalnog sadržaja piroksena (McDonough and Sun, 1995).

Sadržaji elemenata u tragovima

Sadržaji i varijacije elemenata iz grupe retkih zemalja smatraju se značajnim geohemijskim parametrima pri rekonstrukciji geohemijsko-geodinamičke evolucije određenog subkontinentalnog omotača. Svi elementi iz ove grupe su nekompatibilni i njihov ukupan sadržaj u rezidualnom omotaču neminovno biva smanjen posle odstranjivanja i najmanjih količina bazaltne komponente (npr. McDonough and Frey, 1989). Budući da su u sistemu bazalt-peridotit LREE nekompatibilnije nego HREE, svako parcijalno stapanje dovodi prvenstveno do osiromašenja u LREE, odnosno ostavlja rezidualni omotač u kojem su LREE negativno frakcionisane u odnosu na HREE.

U tom smislu, čak i peridotiti koji ne pokazuju posledice stapanja u pogledu glavnih elemenata mogu pokazivati osiromašenje u LREE, to jest niske odnose normalizovanih sadržaja LREE/HREE (Frey and Green, 1974; Bodinier et al., 1988; Downes et al., 1992 i drugi). Međutim, u slučajevima kada dolazi do metasomatskog obogaćenja prethodno osiromašenog peridotitskog omotača, može se očekivati i suprotno, naime, da peridotit koji je izrazito osiromašen u glavnim elementima (npr. visoki sadržaji MgO, a niski sadržaji Al₂O₃, TiO₂ u primercima celih stena i silikatima, visok Cr# u spinelima i slično) može imati pozitivnu frakcionaciju LREE u odnosu na HREE (npr. Rivalenti et al., 2004).

Zbog svega navedenog u prethodnom paragrafu, jasno je da je splet procesa osiromašenja kroz parcijalno stapanje i obogaćenja kroz različite vidove metasomatizma izuzetno složen za rekonstrukciju. Činjenica da u takvim slučajevima dolazi do različitog ponašanja glavnih elemenata i elemenata u tragovima odavno je poznata, a istraživači su saglasni da zbog toga pri interpretaciji ovih događaja nije dovoljno posmatrati niti samo jedan geohemijski parametar (npr. Frey and Green, 1974; Wilshire and Shervais, 1975), niti samo jedan tip uzorka (npr. cela stena ili jedan mineral).

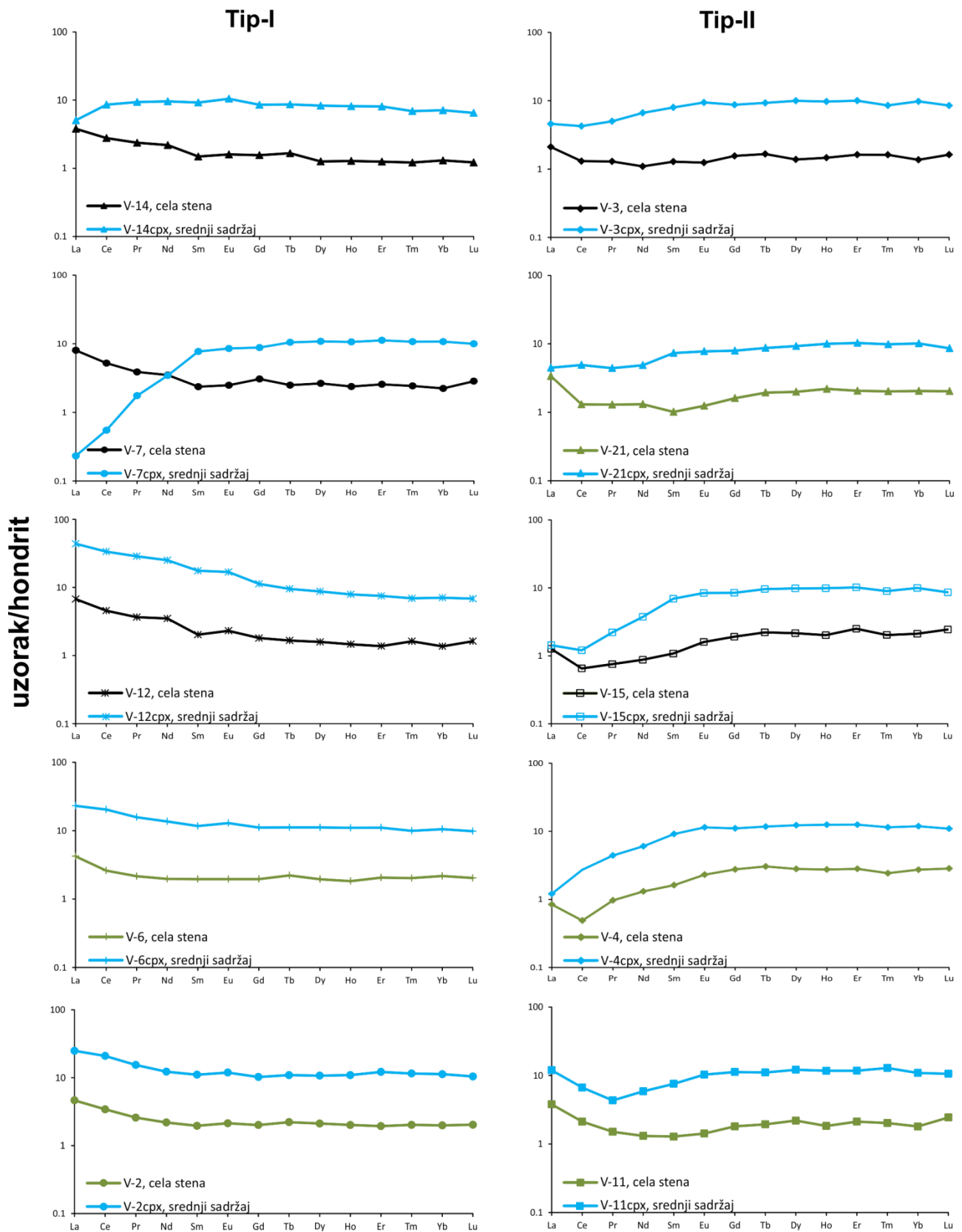
Danas je široko prihvaćeno gledište da monoklinični piroksen sadrži najveću količinu svih nekompatibilnih elemenata u tragovima (posebno REE) u peridotitima u kojima se nalazi; naravno, ova konstatacija prvenstveno važi ukoliko u tim ksenolitima nema i minerala s vodom, kao što su amfibol ili flogopit (npr. Mocek et al., 2003). Zbog toga veoma često postoji podudarnost između oblika REE dijagrama monokliničnog piroksena i primeraka celih ksenolita u kojima se oni nalaze, pri čemu je ukupna koncentracija REE oko 7-10 puta viša u monokliničnom piroksenu nego u ksenolitu (npr. Egging, et al., 1998; Garrido et al., 2000; Mocek et al., 2003).

U slučaju ksenolita Jabal Eghei, kod većine primeraka postoji manja ili veća podudarnost oblika REE dijagrama monokliničnog piroksena i primerka celog ksenolita (slika 56).

Tri LREE-obogaćena primerka: V-12 (nedeformisan, protogranularan) i V2 i V-6 (deformisani, porfiroklastični), kao i jedan primerak s krivom na REE dijagramu oblika kašike: V-11 (deformisani, porfiroklastični), za probu cele stene i za monoklinični piroksen pokazuju kompletno paralelne REE krive. Kod svih ostalih primeraka krive parova cela stena-monoklinični piroksen paralelne su za deo dijagrama od MREE do HREE, odnosno od Sm do Lu, dok u području elemenata iz grupe LREE postoje izvesne razlike. Sistemska razlika je ispoljena u tome da je odnos La/Ce uvek viši u primercima celih ksenolita nego u monokliničnom piroksenu .

Uzorak V-5, koji je prema geohemijskim parametrima, najosiromašeniji bazaltnom komponentom od svih ksenolita u ispitivanoj kolekciji, pokazuje obogaćenje u LREE na dijagramu normalizovanih sadržaja REE u primerku cele stene. Istovremeno, oblik dijagrama monokliničnog piroksena u ovom uzorku pokazuje ravan do blago LREE-obogaćen oblik dijagrama, uz snižen odnos La_N/Ce_N (1.29). Sličan odnos između oblika REE dijagrama za primerak cele stene i za

monoklinični piroksen pokazuje i primerak V-14, koji je inače prema ostalim parametrima sledeći najosiromašeniji primerak u ispitivanoj kolekciji ksenolita.



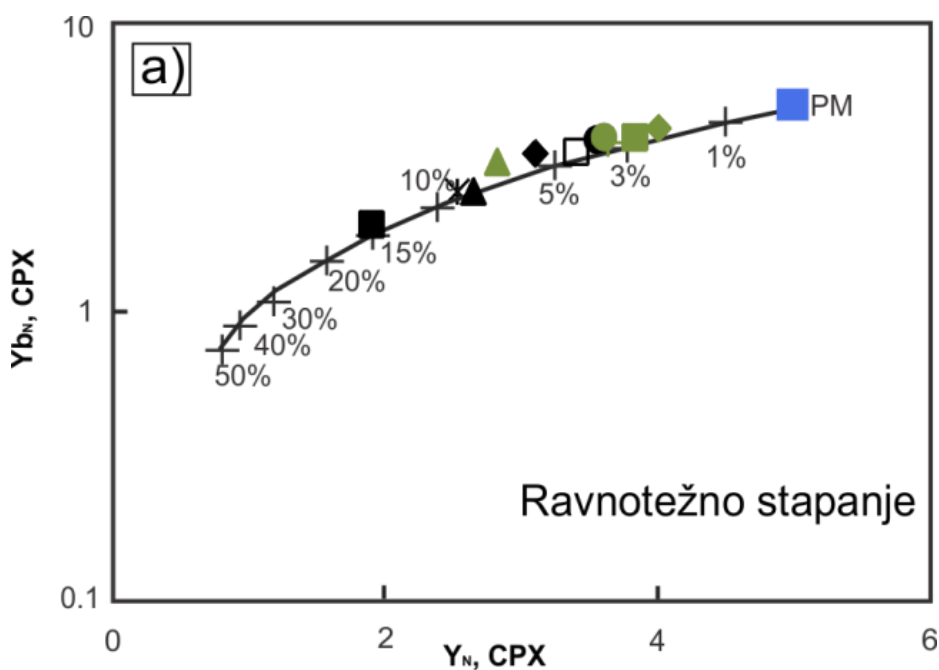
Slika 56. Dijagrami odnosa koncentracije REE normalizovanih na sastav hondrita (koeficijenti normalizacije prema McDonough and Sun, 1995) između celih stena i srednjih vrednosti njihovih monokliničnih piroksena.

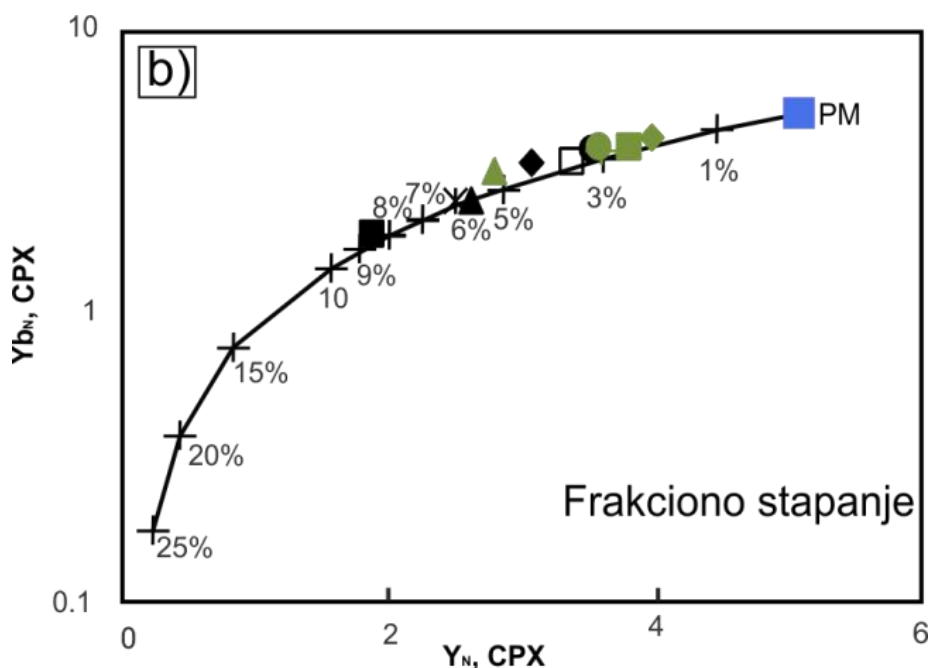
Iz prikazanih razlika u obliku REE dijagrama između monoklinočnog piroksena i ksenolita u kojima se ovaj mineral nalazi mogu se izvući zaključci i o procesima koji su se dogodili nakon procesa osiromašivanja. Naime, prethodna zapažanja pokazuju da se LREE, prvenstveno La (\pm Ce) u jednom broju ksenolita nalaze u međuprostorima zrna, što znači da celokupna količina ovih elemenata nije uspela da se inkorporira u strukturu prisutnog monoklinočnog piroksena. Ovo bi moglo da ukaže na to, prvo, da su delovi omotača ispod područja Jabal Eghei pretrpeli kriptički metasomatizam i, drugo, da između poslednje faze metasomatizma i plio-pleistocenskog alkalno-bazalnog magmatizma isti omotač nije imao dovoljno vremena da postigne potpunu fizičko-hemijsku i termodinamičku ravnotežu.

Kvantifikacija stepena osiromašenja: geohemijsko modelovanje

Mnogi istraživači geohemijskih procesa u gornjem omotaču prihvataju stanovište da sadržaji HREE u monoklinočnim piroksenima predstavljaju veoma dobar indikator stepena parcijalnog stapanja, kao osnovnog uzročnika osiromašenja bazaltnom komponentom (npr. Hellebrand et al., 2001 i reference u istom radu). Radi preciznije odredbe stepena osiromašenosti omotača do sada je predloženo više geohemijskih modela koji su zasnovani na različitim geohemijskim parametrima (npr. Norman, 1998; Hellebrand et al., 2001; Walter, 2003; Herzberg, 2004; Niu, 2004; Upton et al., 2011; Faccini et al., 2013, i drugi). Premda je prethodno objašnjeno da postoje razlike između REE kriva monoklinočnog piroksena i onih od primeraka celih ksenolita, ovo neslaganje se odnosi prevashodno na sadržaje LREE, dok je korelacija veoma dobra kada su u pitanju elementi iz grupe HREE.

Zbog svega navedenog, u proučavanju prirode gornjeg omotača područja Jabal Eghei primenjeno je modelovanje zasnovano na sadržajima HREE u monoklinočnim piroksenima. Pri modelovanju su korišćeni sadržaji Y_N i Y_{bN} u ovom mineralu, a prema metodi koja je opisana u radu Norman (1998). Pritom, u proračunu su korišćeni parametri i za ravnotežno i za frakciono stapanje. Rezultati ovog geohemijskog modelovanja grafički su ilustrovani na slici 57.





Slika 57. Modeli ravnotežnog i frakcionog stapanja na osnovu sadržaja Y_N i Yb_N u monokliničnom piroksenu (Norman, 1998). Indeks N označava da su vrednosti Y i Yb normalizovane na sastav primitivnog omotača (McDonough and Sun, 1995).

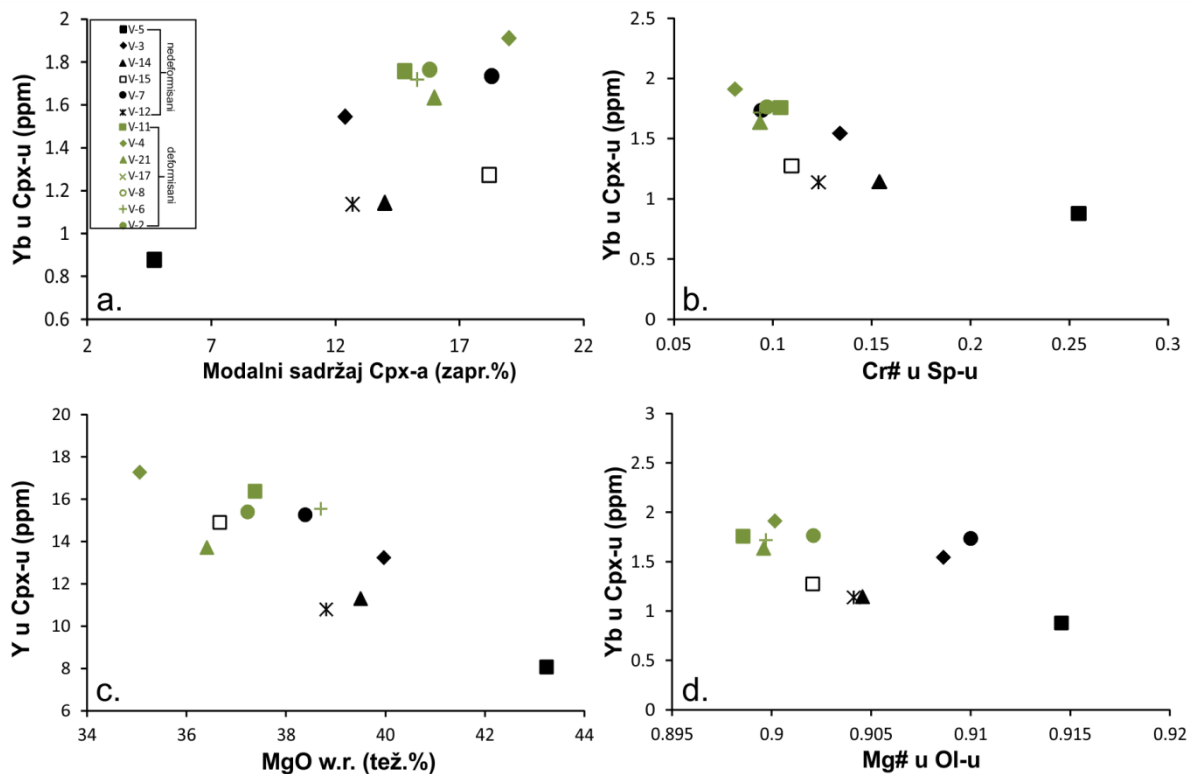
Na prikazanom dijagramu se vidi da, u slučaju ravnotežnog stapanja, nedeformisani uzorci ksenolita Jabal Eghei pokazuju rang stapanja koji varira od 3.5 do 13 %, pri čemu je uzorak V-5 vezan za maksimalni iznos osiromašenja od oko 13 %. Kada je reč o stapanju frakcionog tipa, većina proba nedeformisanih uzoraka pokazuje rang od 3-8.5 %, gde su opet najviše vrednosti rezervisane za monokliničnim piroksenom-siromašan uzorak V-5. Deformisani uzorci ksenolita pokazuju sistemski niže procenete stapanja u poređenju s primercima nedeformisanih ksenolita, koji iznose između 2 i 7 %, kada je reč o ravnotežnom stapanju, odnosno između 2 i 5 % kada se posmatra varijanta frakcionog stapanja.

Odnos stepena osiromašenja i strukture

U ispitivanim ksenolitima Jabal Eghei postoji veliki broj parametara koji pokazuju iznos osiromašenja jednog peridotitskog omotača bazaltnom komponentom i koji veoma dobro korelišu kada se posmatraju u odnosu na prisustvo dveju strukturno različitih grupa ksenolita. Nedeformisani ksenoliti protogranularne strukture sistematski se odlikuju višim stepenom osiromašenja nego deformisani tipovi, što se ogleda u modalnom mineralnom sastavu, ukupnom hemijskom sastavu celih ksenolita, hemijskom sastavu najvažnijih silikata (i spinela), kao i u geohemijskom karakteru primarnih monokliničnih piroksena (videti prethodne odeljke).

Ovo se dodatno može ilustrovati dijagramima prikazanim na slici 58a-d. Kao što se vidi, prosečni sadržaji Yb i Y u monokliničnom piroksenu inverzno korelišu sa prosečnim vrednostima Cr# u spinelu i Mg# u olivinu, kao i sa količinom MgO u sprasnim uzorcima ksenolita, dok pozitivno korelišu sa modalnim sadržajem monokliničnog piroksena u ksenolitima. Generalno uzev, nedeformisani ksenoliti imaju niže sadržaje Y i Yb u monokliničnom piroksenu za odgovarajuće vrednosti Cr# u spinelu i Mg# u olivinu, što potvrđuje da postoji veza između iznosa osiromašenja

ksenolita i njihovog stepena deformisanosti, a indirektno i postignutog nivoa fizičko-hemijske ravnoteže (videti diskusiju iznad).



Slika 58. Dijagrami odnosa: a) modalni sadržaj monokliničnog piroksena (cpx) (zapr. %) prema srednjem sadržaju Yb u istom mineralu; b) prosečni sadržaj Yb u monokliničnom piroksenu prema prosečnim vrednostima Cr# u spinelu (sp); c) sadržaj MgO (tež.%) u primercima celih stena (w.r.; eng. *whole rock*); prema srednjim vrednostima Y u monokliničnom piroksenu; d) prosečne vrednosti Mg # u olivinu (ol) prema prosečnom sadržaju Yb u monokliničnom piroksenu

2.2.5.7 Proces i metasomatizma u omotaču ispod područja Jabal Eghei

U prethodnim odeljcima bili su razmatrani procesi parcijalnog stapanja koji su najodgovorniji za osiromašenje ispitivanog subkontinentalnog omotača u bazaltnoj komponenti. Međutim, ksenoliti područja Jabal Eghei pokazuju i nekoliko značajnih karakteristika koje bez sumnje sugerišu da je omotač iz kojeg su potekli pretrpeo i izvesne procese obogaćivanja.

Generalno uzev, svaki proces metasomatizma 'vraća' gornjem omotaču nešto od onoga što je izgubio osiromašivanjem putem ekstrakcije bazaltnih rastopa. Ali se mora voditi računa o tome da su geohemijski efekti metasomatizma mnogo komplikovaniji od ove jednostavne konstatacije. Na osnovu trenutnog poznavanja mehanizma ovih procesa, moguće je razlikovati više tipova metasomatskih događaja u subkontinentalnom litosferskom omotaču (videti O'Reilly and Griffin, 2013) i to: a) prema vrsti metasomatskog agensa i b) prema tipu mineraloških i geohemijskih efekata koji se pritom proizvode.

Prema vrsti metasomatskog agensa, moguće je izdvojiti sledeće tipove/podtipove:

1) metasomatizam koji proizvode silikatni rastopi, a koji obuhvata:

1.1) mafične alkalne rastope koji predstavljaju rezultat malih porcija parcijalnog stapanja konvektivnog omotača (astenosfere) najčešće u anorogenim geotektonskim sredinama (npr., Vaselli et al., 1996; Zangana et al., 1999; Coltorti et al., 2007; Dobosi et al., 1999, 2010, i drugi), i

1.2) kisele do intermedijarne (\pm adakitske) rastope bogate vodom, pretežno subdukcionog porekla (Maury et al., 1992; Rosenbaum et al., 1997);

2) metasomatizam izazvan karbonatitskim rastopima koji vode poreklo iz karbonatima (dolomit \pm kalcit) bogatog gornjeg omotača i obično se, poput silikatnih alkalnih magmi, stvaraju u anorogenim sredinama (npr., Ionov et al., 1993; Rudnick et al., 1993; Frezzotti et al., 2002; Su et al., 2012; Embey-Isztin et al., 2014, i drugi);

3) metasomatizam čiji su uzročnici fluidi najrazličitijeg sastava, ali najčešće oni bogati u H₂O i/ili CO₂; ovi fluidi mogu biti generisani u gotovo svim geotektonskim sredinama (e.g. O'Reilly and Griffin, 1988; Sun and Kerrich, 1995).

Pored ove, postoji i podela na tri tipa metasomatizma u odnosu na to kakvi se efekte proizvode na omotač koji je zahvaćen ovim procesima; tako imamo:

a) modalni metasomatizam, putem kojeg dolazi do stvaranja minerala koji inače nisu karakteristični za (normalne) peridotite bez vode; reč je prvenstveno o flogopitu, amfibolu, dolomitu, kalcitu i drugim mineralima koji u sebi sadrže volatile,

b) 'nevidljivi' metasomatizam (eng. *stealth metasomatism*), koji podrazumeva uvođenje minerala koji se inače javljaju u omotaču, recimo sekundarni monoklinični piroksen, i

c) 'skriveni' ili kriptički metasomatizam (eng. *cryptic metasomatism*), koji uopšte ne menja modalni mineralni sastav obogaćenog peridotita, već se samo modifikuje hemizam minerala koji tamo inače postoje; za ovaj tip metasomatizma vezani su za tzv. hromatografske efekte u mineralima gornjeg omotača (npr., Navon and Stolper, 1987).

Rekonstrukcija metasomatskih procesa predstavlja veoma težak zadatak za svakog petrologa-geochemičara. Prvo, ovih nekoliko gore pobrojanih tipova svakako ne predstavljaju i sve moguće vidove metasomatizma koji se mogu sresti u prirodi, a drugo, reč je o fizičko-hemijskim procesima koji obično idu u kombinaciji, što u velikoj meri komplikuje geochemijske efekte koji pritom nastaju.

Budući da u ispitivanim ksenolitima nije utvrđeno prisustvo nijednog minerala koji sadrži volatile, možemo pretpostaviti da ispitivani segment omotača ispod područja Jabal Eghei nije bio podvrgnut procesima modalnog metasomatizma. Ovo je samo polazna, ali i krajnje upitna pretpostavka, jer postoji mogućnost da je pre nego što su njegovi fragmenti bili zahvaćeni alkalnom bazaltnom/bazanitskom magmom i izneti na površinu, omotač ispod područja Jabal Eghei ipak bio modalno metasomatizovan, to jest da je u njemu ipak bilo minerala s vodom. Ukoliko bi ova druga pretpostavka bila tačna, onda bi to podrazumevalo da su ti primarno prisutni minerali s vodom bili kasnije potpuno razoreni, i to bilo u samom kontaktu s magmom-domaćinom ili neposredno pre nego što su od te magme bili zahvaćeni.

Međutim, ako pitanje da li je u ispitivanom omotaču primarno bilo pravih metasomatskih minerala mora da ostane otvoreno, postoji niz nesumnjivih dokaza da je omotač ispod Jabal Eghei sigurno pretrpeo skriveni, a najverovatnije i nevidljivi metasomatizam. Efekti *skrivenog* metasomatizma vidljivi su po tome što ksenoliti koji pokazuju najizraženije posledice osiromašenja sadrže monoklinične piroksene čiji REE-dijagrami pokazuju obogaćenje u LREE. S druge strane, u prilog pretpostavci o ulozi *nevidljivog* metasomatizma ide činjenica da najveći broj ispitivanih ksenolita pokazuje povišenu količinu modalnog monokliničnog piroksena nego što je to karakteristično za normalan subkontinentalni omotač (McDonough and Sun, 1995).

Prema svim do sada prikazanim karakteristikama ispitivanih ksenolita, najverovatnije je da su metasomatske promene unutar subkontinentalnog omotača ispod područja Jabal Eghei bile generalno slične onima koje su tokom mlađeg kenozoika zahvatile čitav prostor zapadne Evrope i regiona Mediterana. Reč je o metasomatizmu koji izazivaju alkalni mafični rastopi koji su po sastavu veoma slični magmi-domaćinu, a čija se aktivacija od strane većine autora objašnjava uticajem neogene astenosferske plume (Downes, 2001 i reference u tom radu). Potvrda ovome može se naći u činjenici da svi do sada raspoloživi podaci o Sr-Nd izotopskim odnosima bazalta Libijskog vulkanskog polja odgovaraju tzv. evropskom astenosferskom rezervoaru (eng. *European Asthenospheric Reservoir*; Granet et al., 1995) to jest magmatskom izvoru koji se smatra odgovornim za nastanak čitave Cirkum-mediteranske kenozojske anorogene magmatske provincije (CiMACI) (eng. *CiMACI – Circum Mediterranean Anorogenic Cenozoic Igneous Province*; Lustrino and Wilson, 2007).

Osnovna razlika je u tome što u području Jabal Eghei izostaju direktni dokazi za pravi, modalni metasomatizam koji bi se ogledao u pojavi ksenolita sa amfibolom i flogopitom, a što je veoma česta pojava u ksenolitima CiMACI provincije (npr. Witt-Eickschen and Harte, 1994; Zinngrebe and Foley, 1995), ali i u nekim područjima severne Afrike (npr. Dautria et al., 1987) Ipak, monoklinični pirokseni iz nekih primeraka deformisanih ksenolita, poput V-2 i V6, koji uz pozitivnu frakcionaciju LREE/HREE imaju i visoke apsolutne sadržaje HREE ($\geq 10 \times \text{CH}$), mogu se, uz izvesnu ogradu, smatrati istovremeno i produktima skrivenog ali i modalnog metasomatizma.

Iz svega što je rečeno možemo pretpostaviti da je mehanizam metasomatskih procesa uključivao tzv. reaktivnu cirkulaciju metasomatskih rastopa (eng. *reactive porous flow*) i hromatografsku frakcionaciju ovih metasomatskih agenasa, tokom njihovog kretanja (npr. Navon and Stolper, 1987; Kelemen, 1990; Takazawa et al., 1992).

Efekte hromatografskih procesa i skrivenog metasomatizma, pokazuju primerci ksenolita čiji monoklinični pirokseni imaju REE dijagram oblika kašike (npr. V-11 i V-15). Takav oblik REE krive se obično tumači kao kriптиčko obogaćenja u LREE, koje je usledilo nakon prvobitnog osiromašenja, odnosno ekstrakcije bazaltne komponente i to pod uslovima niskog količinskog odnosa između metasomatskog fluida i stene koja biva metasomatizirana. U takvim uslovima, naime, bivaju transportovani samo najnekompatibilniji (najmobilniji) elementi, poput La i Ce, ređe i drugih LREE (Navon and Stolper, 1987; Bodinier et al., 2004), dok sadržaj elemenata iz grupe HREE ostaje manje-više nepromenjen.

Jedna od potvrda da su hromatografski procesi ostavili traga u Jabal Eghei omotaču ilustrovana je na slici 45a. na kojoj su uporedno prikazane krive prosečnih normalizovanih sadržaja REE središnjih i rubnih delova zrna primarnog monokliničnog piroksena iz uzorka V-15. Na dijagramu se vidi da obe krive imaju oblik kašike, ali da su rubne partije osetno bogatije u LREE, pri čemu su delovi krivi od Nd do Lu gotovo preklapljeni. Takva situacija je direktna posledica činjenice da je difuzija LREE upadljivo viša od difuzije elemenata iz grupe HREE (Van Orman et al., 2001; Cherniak and Liang, 2007), što je osnovna fizičko-hemijska pretpostavka hromatografskom metasomatizmu (Navon and Stolper, 1987).

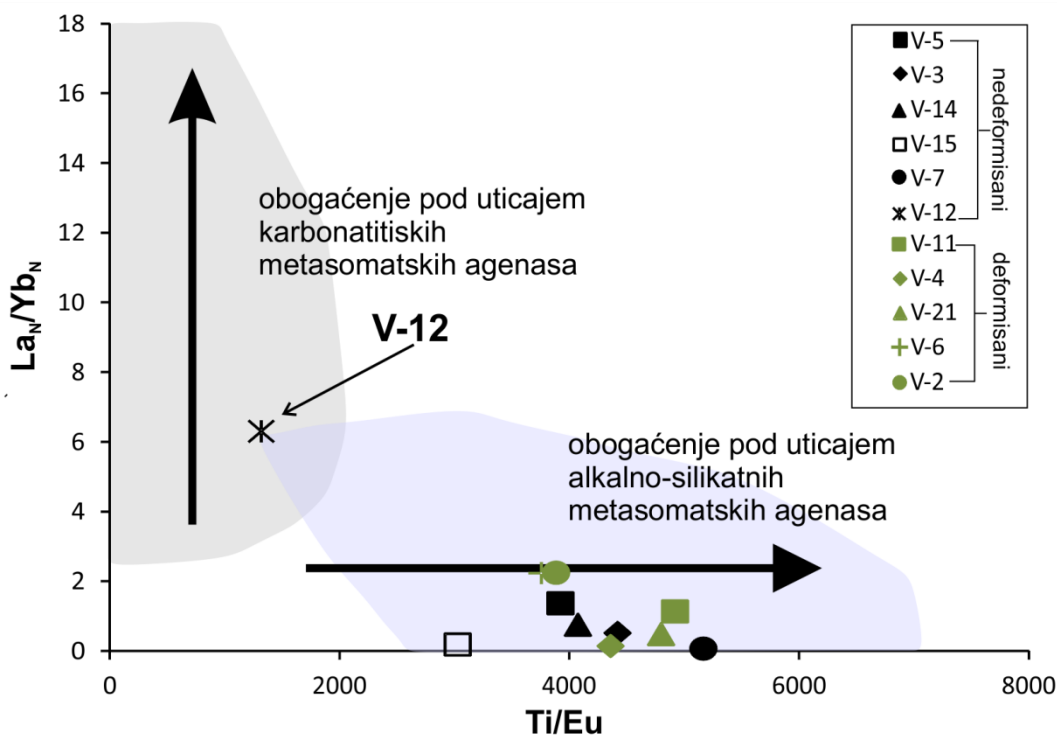
Veoma slične REE dijagrame oblika kašike prikazali su Beccaluva et al., (2007; 2008) za ksenolite područja Gharyan u Libiji i Hogar u Alžiru, dok su slični efekti prepoznati i pri ispitivanju ksenolita iz drugih lokalnosti severne Afrike (npr. Kourim et al., 2015; Tommasi et al., 2016; i drugi), kao i iz nekih područja evropskog fanerozojskog omotača (npr. Bodinier et al, 1990, 2004; Woodland et al., 1996; Zajacz et al., 2007; Rampone et al., 2010; i mnogi drugi).

U poređenju sa efektima proizvedenim silikatnim metasomatizmom, uključiv i prethodno navedene hromatografske efekte, u primercima gornjeg omotača Jabal Eghei moguće je prepoznati i, doduše

veoma slabe, efekte karbonatitskog metasomatizma. Ovaj metasomatizam je obično povezan sa ekstremnim obogaćenjima u elementima iz grupe LILE što je praćeno frakcionacijom LREE/HREE i specifičnim vrednostima odnosa nekih nekompatibilnih elemenata, poput niskih Ti/Eu (Hauri et al., 1993; Rudnick et al., 1993; Coltorti et al., 1999; Blundy and Dalton, 2000; Ionov et al., 2002; Su et al., 2014).

Na osnovu situacije na dijagramu Ti/Eu prema La_N/Yb_N (slika 59) evidentno je da monoklinični pirokseni iz svih primeraka ksenolita odgovaraju onima koji su pretrpeli uticaj metasomatizma mafičnim rastopima alkalnog karaktera, a da jedini izuzetak predstavlja primerak V-12 čiji se monoklinični piroksen odlikuje najnižim odnosom Ti/Eu (~1300) a najvišim La_N/Yb_N (~9) te po sastavu više odgovara onima koji nastaju pod uticajem karbonatitskog metasomatizma. Do sličnog zaključka o preovlađujućem metasomatizmu produkovanom mafičnim alkalnim rastopima, uz podređene efekte karbonatitskog magmatizma došli su i Miller et al. (2012) proučavajući ksenolite područja aktivnog vulkana Wau en Namus.

Uticaj karbonatitskog metasomatizma u evoluciji proučavanog segmenta gornjeg omotača bio je najverovatnije sporedan. Samo primerak V-12 sadrži monoklinični piroksen koji pokazuje geohemijske efekte karbonatitskog metasomatizma u vidu niskih vrednosti odnosa Ti/Eu, visoku frakcionaciju u LREE/HREE i prisustvo najveće negativne anomalije na Zr-Hf i Ti na spajder dijagramima normalizovanim na sastav primitivnog omotača (McDonough and Sun, 1995), koje su konstatovane i u primerku cele stene (Ti/Eu = 3228 ppm; $La_N/Yb_N = 4.94$). Budući da ovaj primerak ne pokazuje povišenje modalne količine monokliničnog piroksena niti ima povišen odnos CaO/Al₂O₃, za datu količinu MgO, najverovatnije je i ovde reč o hromatografskom metasomatskom efektu. Zbog ovako podređenih geohemijskih efekata može se pretpostaviti da je po sredi bilo povećanje sadržaja CO₂ usled kretanja i istovremene frakcionacije preovlađujućih mafičnih alkalnih rastopa.



Slika 59. Dijagram odnosa srednjih vrednosti La_N/Yb_N i Ti/Eu monokliničnih piroksena oblasti Jabal Eghei; obojena polja različitih metasomatskih agetasa su preuzeta iz Miller et al. (2012) i referencama u ovom radu, koeficijenti normalizacije na sastav hondrita preuzeti su iz McDonough and Sun (1995).

2.2.5.8 Efekti neravnotežnih reakcija u ksenolitima Jabal Eghei

Ksenoliti omotača su, uopšte uzev, važan izvor informacija o procesima u litosferi između ostalog i zbog toga što se smatra da su oni obično velikom brzinom transportovani do površine zemlje (npr. Demouchy et al., 2006). Ovo dalje implicira da sklop, mineralni sastav, hemizam minerala i njihovi mikrostrukturni odnosi u ksenolitima odražavaju karakteristike u samom gornjem omotaču. To bi značilo da svi strukturni pokazatelji neravnotežnih reakcija, kao što su sitasta struktura i resorbovani obodi, raščćenje novih mineralnih faza u sekundarnim žilicama i džepovima, predstavljaju tragove *in situ* metasomatskih procesa u subkontinentalnoj litosferi (npr. Yaxley et al., 1998; Coltorti et al., 1999; i mnogi drugi).

Postoje, međutim, i autori (npr. Klügel, 1998, 2001; Shaw and Klügel, 2002; Shaw, 2004), koji su u svojim studijama naveli dokaze o tome da mnogi ksenoliti zapravo provode duže vreme u magmatskim ognjištima nego što se misli, i da stoga veoma često dolazi do narušavanja njihovog primarnog mineralnog sastava, kao i karakteristika njihovog sklopa, i to pod direktnim uticajem lave koja te iste ksenolite nosi. Pritom, ove mineraloške i strukturne promene nije lako razlikovati od pravih metasomatskih procesa koji su se odvijali duboko u litosferi. Zbog toga odgovor na pitanje o pravom poreklu tragova neravnotežnih reakcija, koji su opservirani u ispitivanim ksenolitima, predstavlja takođe jedan veoma složen petrološki zadatak.

U primercima ksenolita područja Jabal Eghei konstatovano je prisustvo strukturnih pokazatelja najmanje dveju genetskih grupa neravnotežnih reakcija.

Prva grupa je već pominjana i nju čine: a) spinel-piroksenski simplektiti, b) eksolucione lamele rombičnog/monokliničnog piroksena i spinela mikrometarskih debljina, koje se nalaze u krupnijim zrnima monokliničnog/rombičnog piroksena, i c) magnetitsko-piroksenski simplektiti mikrometarskih dimenzija, koji se nalaze u crvenim olivinima sa ekstremno visokom količinom forsterita.

Zajedničko svim ovim (mikro) strukturnim pojavama, jeste da su one nastale reakcijama u čvrstom stanju, odnosno bez prisustva eksternog rastopa. Oko pitanja porekla spinel-peridotitskih simplektita postoji velika saglasnost među geolozima koji smatraju da su oni rezultat dekompozicije granata usled izdizanja peridotita, odnosno prelaska iz polja stabilnosti granata u polje u kojem je stabilna asocijacija spinel-piroksen (npr. Kushiro and Yoder 1966; Falus et al, 2007; Shimizu et al., 2008; Matusiak-Malek, 2014, i drugi). Slično je i sa gore navedenim piroksen-spinelskim eksolucijama, a pojava magnetitsko-enstatitskih simplektita u olivinu po svemu sudeći predstavlja jednu od veoma specifičnih strukturnih pojava u ovoj kolekciji ksenolita, koja svakako traži i dodatna istraživanja (Zemlitskaya, 2017).

Druga grupa pokazatelja neravnotežnih reakcija nesumnjivo predstavlja proizvode interakcije između peridotita i rastopa/fluida i ona se nalazi u fokusu ovog odeljka. U okviru ove grupe možemo izdvojiti nekoliko strukturnih tipova (za detaljnije opise videti II.2.4.1.3):

- 1) sitasti, odnosno delimično resorbovani rubovi primarnog monokliničnog piroksena (eng. *spongy rims*);
- 2) reakcioni rubovi oko primarnog rombičnog piroksena, koji su izgrađeni od optički kontinuiranih ovoja monokliničnog piroksena ili agregata euhedralnih do subhedralnih zrna ovog minerala i olivina;
- 3) mikrostrukturni odnosi unutar sekundarnih žica i džepova u kojima ima stakla i subhedralnih do euhedralnih fenokristala (?) monokliničnog piroksena i feldspata; i
- 4) delimično resorbovani rubovi spinela, koji se obično javljaju u asocijaciji sa drugim fazama u sekundarnim žicama i džepovima ili samostalno u masi ksenolita.

Monoklinični pirokseni sa sitastim rubovima i primarni rombični pirokseni sa ovojima od novonaraslog monokliničnog piroksena predstavljaju neke od najčešćih mikrostrukturnih posledica neravnotežnih reakcija u ksenolitima (Pike and Schwarzman 1976; Brearley et al. 1984; Ionov et al. 1994; Qi et al., 1995; Shaw and Edgar, 1997; Coltorti et al., 2000a, b; Carpenter et al., 2002; Cvetković et al., 2004, 2010b; Bonadiman et al., 2005; Shaw and Dingwell, 2008; Su et al., 2011; Ma et al., 2015; i mnogi drugi).

U vezi s poreklom ovih pojava, postoje najmanje tri različita gledišta za čije se potvrde uzimaju razni strukturni ili mineraloški dokazi; to su sledeća gledišta:

a) Reakcije su se *odigrale u omotaču*; ovo gledište je obično potkrepljivano pokazateljima da su neravnotežne reakcije posledica interakcije sa metasomatskim agensom koji je različit od magme-domaćina (npr. Bonadiman et al., 2005), podacima o brzini difuzije koja zahteva duže vreme da bi se neke reakcije odvijale (npr. Van Orman et al., 2001), mikrostrukturnim dokazima o post-reakcionoj deformaciji sekundarnih ovoja, što implicira da se reakcija sigurno dogodila pre zahvatanja ksenolita od strane magme-domaćina (npr. Cvetković et al., 2010b) i drugim sličnim argumentima.

b) Reakcije predstavljaju rezultat *interakcije između ksenolita i magme-domaćina*; ovaj model je uglavnom argumentovan eksperimentalnim podacima o brzini fizičko-hemijskih reakcija između peridotita i silicijom nezasićenog mafičnog alkalnog rastopa, kao i podacima o vremenu koje ksenoliti provode u kontaktu s rastopom koji ih nosi (npr. Shaw and Edgar, 1997; Klügel, 1998, 2001; Shaw, 2004; Shaw and Klügel, 2002).

c) Reakcije su rezultat *dekompozicije već postojećih minerala metasomatskog porekla*, na primer amfibola ili flogopita, na čiji račun su nastale sekundarne asocijacije džepova i žilica; ovo treće gledište ima dve varijante, prema prvoj do dekompozicije metasomatskih minerala s vodom dolazi zbog izdizanja geotermi u litosferskom omotaču i/ili uticaja metasomatskih fluida, ali svakako pre zahvatanja ksenolita od strane magme-domaćina (Chazot et al., 1996; Coltorti et al., 2000; Carpenter et al., 2002), dok prema drugoj ovi se minerali fizički razaraju tek pod uticajem vrelog rastopa koji ih zahvata i nosi ka površini (npr. Yaxley and Kamenetsky, 1999); na taj način, ovo treće gledište zapravo postaje podvrsta prvog (*in situ* procesi u omotaču) ili drugog (interakcija sa okolnim rastopom).

U ovoj doktorskoj disertaciji sekundarne asocijacije minerala u ksenolitima nisu detaljno ispitivane, tako da nije moguće ponuditi pouzdanu interpretaciju o njihovom poreklu, prvenstveno u vezi sa odgovorom na pitanje da li su se ove reakcije obavile na visokim pritiscima u litosferi ili su rezultat interakcije ksenolita sa alkalnom bazaltnom/bazanitskom magmom koja ih je iznela na površinu. Kao što smo već zaključili u prethodnom odeljku, omotač ispod područja Jabal Eghei bio je sigurno podvrgnut metasomatizmu koji je bio kontrolisan uticajem mafičnih alkalnih (\pm karbonatitskih) rastopa, tako da su ovi procesi mogli ostaviti tragove nekompletnih reakcija u vidu gore pobrojanih mikrostrukturnih pojava. Međutim, svi raspoloživi podaci ukazuju da su metasomatski rastopi po sastavu bili veoma slični magmi-domaćinu, tako da mogućnost da su se sve neravnotežne reakcije dogodile tek posle zahvatanja ksenolita od strane magme-domaćina, mora ostaje podjednako validna. Treba napomenuti da su Miller et al. (2012) proučavali identične mikrostrukturne pojave u ksenolitima vulkana Wau en Namus i predložili model po kojem one predstavljaju rezultat interakcije s bazanitskom magmom-domaćinom.

Pojava sitastih rubova oko monokliničnog piroksena može biti i rezultat inicijalne faze parcijalnog stapanja, ali ni u tom slučaju ne možemo biti sigurni da li to stapanje nije bilo posledica dekompresije (npr. Su et al., 2011), reakcije s rastopom koji je ksenolite zahvatio (Shaw and Dingwell, 2008), ili reakcije peridotita sa infiltrirajućim metasomatskim agensom (Carpenter et al., 2002; Bonadiman et al., 2005).

2.2.6 Zaključak

Podaci koji su prikazani i diskutovani u čitavom poglavlju II.2 ove doktorske disertacije – a koje je bilo posvećeno proučavanju petroloških i geohemijskih karakteristika gornjeg omotača ispod područja Jabal Eghei u južnoj Libiji na osnovu ispitivanja kolekcije ksenolita iznetih na površinu od strane najmlađih bazalta – omogućuju izvođenje sledećih zaključaka:

1. Gornji omotač ispod oblasti Jabal Eghei ima relativno fertilan karakter, jer petrološki odgovara monokliničnim piroksenom bogatim lerzolitima; samo jedan primerak je klasifikovan kao monokliničnim piroksenom siromašan lerzolit (V-5); nijedan primerak ispitivanih spinel-peridotitskih ksenolita ne sadrže minerale s vodom, koji bi nesumnjivo bili metasomatskog porekla.
2. Prema strukturno-teksturnim pokazateljima, Jabal Eghei ksenoliti su podeljeni na grupu nedeformisanih (protogranularni) i deformisanih (porfiroklastični ± ekvigranularni) ksenolita; proračunate vrednosti ravnotežnih temperatura, kao i pojedini geohemijski parametri (odnos Mg# u silikatima, Cr# u monokliničnom piroksenu i spinelu i drugo), nedvosmisleno ukazuju na to da su nedeformisani ksenoliti boravili na višim temperaturama (~1050 °C) od deformisanih ksenolita (~950 °C), kao i to da su nedeformisani ksenoliti dosegli viši stepen fizičko-hemijske ravnoteže; na osnovu sinteze svih raspoloživih podataka može se pretpostaviti da je čitav segment omotača ispod Jabal Eghei bio u sličnoj meri deformisan, ali da su kasniji procesi statičke rekristalizacije bili potpuniji u njegovim dubljim (toplijim) nivoima.
3. Niz mineraloških, petroloških i geohemijskih kriterijuma pokazuje da su nedeformisani ksenoliti u većoj meri osiromašeni bazaltnom komponentom u odnosu na deformisane ksenolite; mali broj parametara (kod takođe malog broja primeraka ksenolita) odstupa od ovog pravila, ali to ne može da stavi ovaj zaključak pod sumnju, jer je za najveći broj ovih odstupanja moguće ponuditi adekvatna objašnjenja.
4. Vreme kada su se odvijali procesi parcijalnog stapanja, to jest kada je nastala ova subkontinentalna litosfera nije poznato; najverovatnije je da su se poslednji procesi osiromašenja bazaltnom komponentom odigrali za vreme Pan-Afričke orogeneze.
5. Ksenoliti područja Jabal Eghei ne sadrže direktne tragove modalnog metasomatizma, međutim, na osnovu sadržaja i odnosa REE i drugih nekompatibilnih elemenata u primercima celih ksenolita, kao i varijacije ovih hemijskih elemenata u primarnim monokliničnim piroksenima, može se zaključiti da je ovaj litosferski segment ipak pretrpeo izvesne metasomatske promene; metasomatski agens je bio silikatni rastop mafično alkalnog sastava koji je hromatografski reagovao sa okolnim peridotitom proizvodeći metasomatske efekte tzv. skrivenog i/ili nevidljivog tipa; metasomatski rastop je tokom cirkulacije bio fracionisan i katkada obogaćivan u CO₂, čime je dobijao odlike karbonatitskog rastopa.
6. Mogućnost da je peridotitski omotač ispod područja Jabal Eghei ipak bio i modalno metasomatizovan, to jest da je originalno sadržavao amfibol (i/ili flogopit) a da su neposredno pre zahvatanja ili tokom transporta ovi minerali s vodom dekomponovani i pretvoreni u asocijacije sekundarnih minerala (žilice i džepovi), ne može biti potpuno isključena.
7. Ispitivani ksenoliti najverovatnije predstavljaju delove omotača koji su bili na izvesnoj udaljenosti od glavnih kanala kojim se događala infiltracija metasomatskog agensa; u tom kontekstu se može pretpostaviti da primerci s najmanje modalnog monokliničnog piroksena, koji pokazuju najviši stepen osiromašenja bazaltnom komponentom, ali koji istovremeno imaju pozitivno

frakcionisane LREE (u celoj steni i u monokliničnom piroksenu), vode poreklo od stenskog materijala koji je bio najudaljeniji mestu prolaza metasomatskog fluida (npr. V-5).

8. Pojave tragova nekompletnih/neravnotežnih reakcija u Jabal Eghei ksenolitima odvijale su se pod uticajem rastopa koji je po sastavu bio veoma sličan alkalnoj bazaltnoj/bazanitskoj magmi, ali i pretpostavljenom metasomatskom agensu koji je bio odgovoran za obogaćenje peridotita u samom omotaču; pitanje pravog porekla ovih mikrostruktura, to jest mesta na kojem su se ove nekompletne reakcije odvijale ostaje otvoreno.

9. Svi gore navedeni zaključci impliciraju da postoji tesna petrogenetska veza između prirode plitkih delova gornjeg omotača ispod područja Jabal Eghei i procesa magmatogeneze bazalta istoimenog kompleksa.

2.3 Zaključno razmatranje

2.3.1 Sinteza podataka dobijenih proučavanjem bazalta i ksenolita područja Jabal Eghei

Jedna od metodoloških prednosti ove doktorske disertacije jeste to što je u nameri da odgovori na najvažnije pitanje u vezi sa evolucijom litosferskog omotača Jabal Eghei, ona imala na raspolaganju dva relativno nezavisna izvora informacija, a to su dve grupe bazalta i ksenoliti koji su nađeni u jednim od njih. Ovi pojedinačni izvori novog saznanja, svaki za sebe, omogućili su i jedan sintetizovan uvid u procese koji su se odvijali u ispitivanom segmentu subkontinentalnog litosferskog omotača ispod južne Libije.

Dobro je poznato da svaki segment gornjeg omotača indirektno reflektuje karakter bazalta koji su proizašli kao rezultat parcijalnog stapanja u njemu (Herzberg and O'Hara, 1998). Proučavanjem petrohemijske prirode bazalta istraživači tumače ne samo mogući sastav magmatskog izvora u omotaču, već i parametar samog stapanja, kao što su dubina, stepen fuzije, i slično (npr. Hirose and Kawamoto, 1995; Hirose, 1997; Herzberg, 2011 i mnogi drugi). Ksenoliti omotača, s druge strane, kako smo više puta istakli u ovoj disertaciji, donose direktne podatke o tome kakvog je sklopa i mineralošskog sastava gornji omotač koji je, kao fragmente, na površinu, iznela bazaltna lava, a pored toga čak i naznake nekih faza evolucije te litosfere, poput procesa osiromašivanja bazaltnom komponentom a zatim i metasomatskih događaja kojima dolazi do nadoknađivanja bazaltnih komponenti omotaču, ali i uvođenja u njega nekih sasvim novih supstanci, od kojih su neke veoma retko prisutne u gornjem omotaču (vidi Pearson et al., 2003).

Pri sintezi i kombinovanju podataka dobijenih proučavanjem bazalta sa onima koji su rezultat ispitivanja ksenolita treba voditi računa o tome da ova dva materijala po pravilu odražavaju sastav različitih delova omotača. Naime, danas je široko prihvaćeno gledište da bazalti u kojima se nalaze ksenoliti pretežno vode poreklo iz konvektivnog astenosferskog omotača, dok, s druge strane, nema nikakve sumnje da ksenoliti potiču iz konduktivnog dela gornjeg omotača, a to znači iz litosfere (Egler and Holloway, 1977; Menzies, 1983; Nixon, 1987; Herzberg and O'Hara, 1998; i drugi).

Imajući sve gore pomenuto u vidu, najvažnija saznanja koja su proistekla iz ove doktorske disertacije mogu se sumirati u vidu deset celina i to na sledeći način:

1. Miocenski-pleistocenski bazaltni kompleks Jabal Eghei razvijen je na litosferskoj podlozi čija je kontinentalna kora izgrađena od kasnoproterozojskih i paleozojskih formacija koje su konfigurisane za vreme Pan-Afričkog orogena; ova podloga locirana je na margini Nilskog katona (Hallet, 2002; Abdelsalam et al., 2011). Kompleks Jabal Eghei je deo Tibesti orogena, a istovremeno predstavlja i najjužniji krak velike magmatske provincije koja se zove Libijsko vulkansko polje (Goudarzi, 1980). Nove K/Ar radiometrijske odredbe starosti sugerišu da je vulkanizam bio kontinuiran iako se, pema stratigrafskim kriterijumima, mogu izdvojiti tri faze, odnosno dve vulkanske epizode.

2. Vulkanizam kompleksa Jabal Eghei je tokom prve epizode proizveo velike količine tranzicionih bazaltnih štitova i platoa, dok su za vreme trajanja druge epizode nastali alkalni bazalti/bazaniti. Mlađi alkalni bazalti/bazaniti obrazovali su brojne piroklastične kupe koje su nastale kao rezultat eksplozivnog dejstva havajskog do strombolskog tipa; u piroklastičnim stenama jednog od monogenetskih vulkana (vulkan-2094) koji su tom prilikom formirani, pronađeni su ksenoliti gornjeg omotača, koji su ispitivani u okviru ove doktorske disertacije.

3. Na osnovu svih poznatih geohemijskih karakteristika bazalta Jabal Eghei, uključujući i podatke dobijene geohemijskim modelovanjem, utvrđeno je da su primarne magme i starijih tranzicionih bazalta i mlađih alkalnih bazalta/bazanita obrazovane stapanjem sličnog, metasomatski obogaćenog

peridotitskog omotača, pri čemu je razlika u sastavu produkata ovih dveju grupa bazalta postignuta isključivo nižim procentom parcijalnog stapanja pri generisanju primarnih alkalnih bazaltnih rastopa.

4. Proučavanja ksenolita nađenih u najmlađim bazaltima pokazala su da je litosferski omotač ispod oblasti Jabal Eghei relativno fertilnog karaktera i da je uglavnom predstavljen lerzolitima bogatim monokliničnim piroksenom. Kombinovanjem više geohemijskih parametara, maksimalni iznos osiromašenosti bazaltnom komponentom određen je na oko 10-13 %. U ksenolitima nije utvrđeno prisustvo minerala s vodom koji bi ukazivali da je bilo modalnog metasomatizma.

5. Kombinovanjem podataka o strukturno-teksturnim karakteristikama ksenolita, podataka dobijenih termometrijskim proračunima i svih drugih relevantnih geohemijskih parametara, konstatovano je da su ispitivani ksenoliti područja Jabal Eghei 'uzorkovali' segment subkontinentalnog litosferskog omotača koji se najgrublje može podeliti u dva dela. Dublji deo je protogranularne strukture, osiromašeniji je bazaltnom komponentom, manje je deformisan i statički je rekristalisao (uspostavio fizičko-hemijsku ravnotežu) na višim temperaturama (>1000 °C) od plićeg dela koji je, nasuprot tome, porfiroklastične (±ekvigranularne) strukture, po sastavu je bliži primitivnom omotaču (manje osiromašen), deformisan je i (nekompletnu?) ravnotežu postigao je na nižim temperaturama (<1000 °C).

6. Sastav subkontinentalne litosfere ispod područja Jabal Eghei koji reflektuju ksenoliti sugeriše da je ovaj deo omotača mogao da igra značajnu ulogu pri genezi bazalta ovog područja. Uprkos tome što ispitivani ksenoliti ne sadrže minerale koji bi dokazali prisustvo modalnog metasomatizma u litosferi iz koje vode poreklo, postoji niz dokaza o tome da je ovaj litosferski segment ipak pretrpeo određene metasomatske promene. Utvrđeno je da je glavni uzročnik bio metasomatski agens alkalnog bazaltnog sastava, sa lokalnim prelazima (usled frakcionacije) ka rastopima karbonatitskog karaktera. Takođe je dokazano da su najupečatljiviji metasomatski efekti proizvedeni hromatografskim procesima što indirektno implicira da ksenoliti najverovatnije predstavljaju delove peridotitskog omotača koji nisu bili u direktnom kontaktu s metasomatskim agensima (to jest da su bili udaljeni od glavnih puteva cirkulacije metasomatskih rastopa/fluida).

7. Trenutni uvid u prirodu omotača ispod područja Jabal Eghei nije na dovoljno detaljnom nivou da bi mogla da bude isključena mogućnost da je ovaj litosferski domen bio i modalno metasomatozovan. Ukoliko bi bila tačna pretpostavka da je u ovoj subkontinentalnoj litosferi originalno bilo modalno metasomatizovanih partija – dakle delova koji su primarno sadržavali amfibol (i/ili flogopit) – onda bi tako nešto imalo konkretne i važne reperkusije na interpretaciju porekla i evolucije čitavog miocensko-pleistocenskog magmatizma Jabal Eghei, pa i šire, čitavog Libijskog vulkanskog polja; nažalost, to pitanje u ovom momentu ostaje otvoreno.

8. Na pitanje koliko je za mehanizam metasomatskih promena bila značajna razlika u sklopu donjeg i gornjeg segmenta u litosferi ispod područja Jabal Eghei trenutno takođe nije moguće dati pouzdan odgovor. Ipak, može se pretpostaviti da je plići i hladniji deo bio više kataklaziran i time permeabilniji nego dublji deo koji se nalazio na višoj temperaturi; ovo je moglo da utiče na to da broj i oblik cirkulacionih puteva kojima je metasomatski agens transportovan bude upadljivo različit u ovim delovima omotača. U svakom slučaju, ukoliko je plići deo omotača bio permeabilniji, onda su te peridotitske stene bile pogodnije i za odvijanje tzv. 'nevidljivog' metasomatizma, koji zapravo predstavlja refertilizaciju, a onda bi bilo i logično objašnjenje za činjenice da su (deformisani) ksenoliti iz tog nivoa istovremeno manje osiromašeni (u tom slučaju više obogaćeni) bazaltnom komponentom.

9. Sinteza podataka o bazaltima i ksenolitima područja Jabal Eghei omogućuje izvlačenje i određenih geodinamičkih implikacija. Već na osnovu grube regionalno-geološke i tektonske

konfiguracije jasno je da je bazalni kompleks Jabal Eghei, poput drugih u okviru velikog Libijskog vukanskog polja (Farahat et al., 2006; Beccaluva et al., 2007a; 2008; Cvetković et al., 2010a; Miller et al., 2012; Lustrino et al., 2012, i drugi), genetski vezan za rasede koji su kontrolisali i stvaranje velikih basena; u slučaju bazalnog kompleksa Jabal Eghei to su baseni Kufrah i Sirt. U ovom kontekstu, može se pretpostaviti da su za izdizanje i delimično stapanje astenosferskog omotača odgovorni normalni rasedi koji su se protezali duž čitave litosfere na čijem dnu su prouzrokovali dovoljno dekompresije za stapanje (npr. Lustrino et al., 2012).

10. Gore opisano mišljenje o pasivnoj ekstenziji litosfere u suprotnosti je sa gledištima da su magmatski procesi velikog Libijskog vukanskog polja i/ili drugih vulkanskih regiona severne Afrike posledica aktivacije duboke plume iz omotača (npr. Aït-Hamou et al., 2000). Međutim, ako se uzme u obzir da je, prema rezultatima ove doktorske disertacije, nepobitno utvrđeno da je izvor Jabal Eghei bazalta morao biti metasomatski obogaćen (videti odeljak 2.1.5.5), onda ostaje otvoreno pitanje koliko je taj metasomatizam mogao da bude produkovan aktivacijom plitke astenosfere, odnosno da li je bilo neophodno učešće primitivnih (neosiromašenih) peridotita iz dubokog omotača. Za boji uvid u verodostojnost ovakve hipoteze potrebni su novi podaci, kao i jedan novi sintetski pristup koji bi obuhvatio trenutno raspoložive podatke sa svih lokalnosti iz Libijskog vukanskog polja.

2.3.2 Evolucija gornjeg omotača ispod Jabal Eghei – uprošćeni model

I pored mnogih još uvek otvorenih pitanja, trenutno raspoložemo dovoljnim brojem činjenica za završnu rekonstrukciju evolucije gornjeg omotača ispod oblasti Jabal Eghei koji se dalje može proširiti na čitavo područje južne Libije. Ova interpretacija je ilustrovana i grafički, u vidu krajnje uprošćenog modela koji je prikazan na slici 60.

Model je zasnovan na deset grupa polaznih informacija koje su utvrđene u različitim fazama izrade ove doktorske disertacije, a koje su upravo sumirane u sintezi datoj u prethodnom odeljku. Na osnovu njih moguće je izvući sledeće pretpostavke:

a) U subkontinentalnom litosferskom omotaču ispod područja Jabal Eghei mogće je izdvojiti dva superpoziciono različita dela koji, u relativnom smislu, mogu biti nazvani donji i gornji deo; najvažnija razlika jeste u tome što je donji deo: 1) više osiromašen bazaltnom komponentom i/ili manje obogaćen tzv. 'nevidljivim' metasomatizmom, i 2) manje deformisan i/ili bolje statično rekristalisao, budući da je ekvilibrisao na višoj temperaturi od gornjeg dela.

b) Ksenoliti koji vode poreklo iz oba ova litosferska stratum pokazuju posledice metasomatizma koji se inicijalno odvijao putem cirkulacije mafičnih alkalnih rastopa, po sastavu grubo sličnih alkalnim bazaltima/bazanitima koji su stene-domaćini ispitivanim ksenolitima.

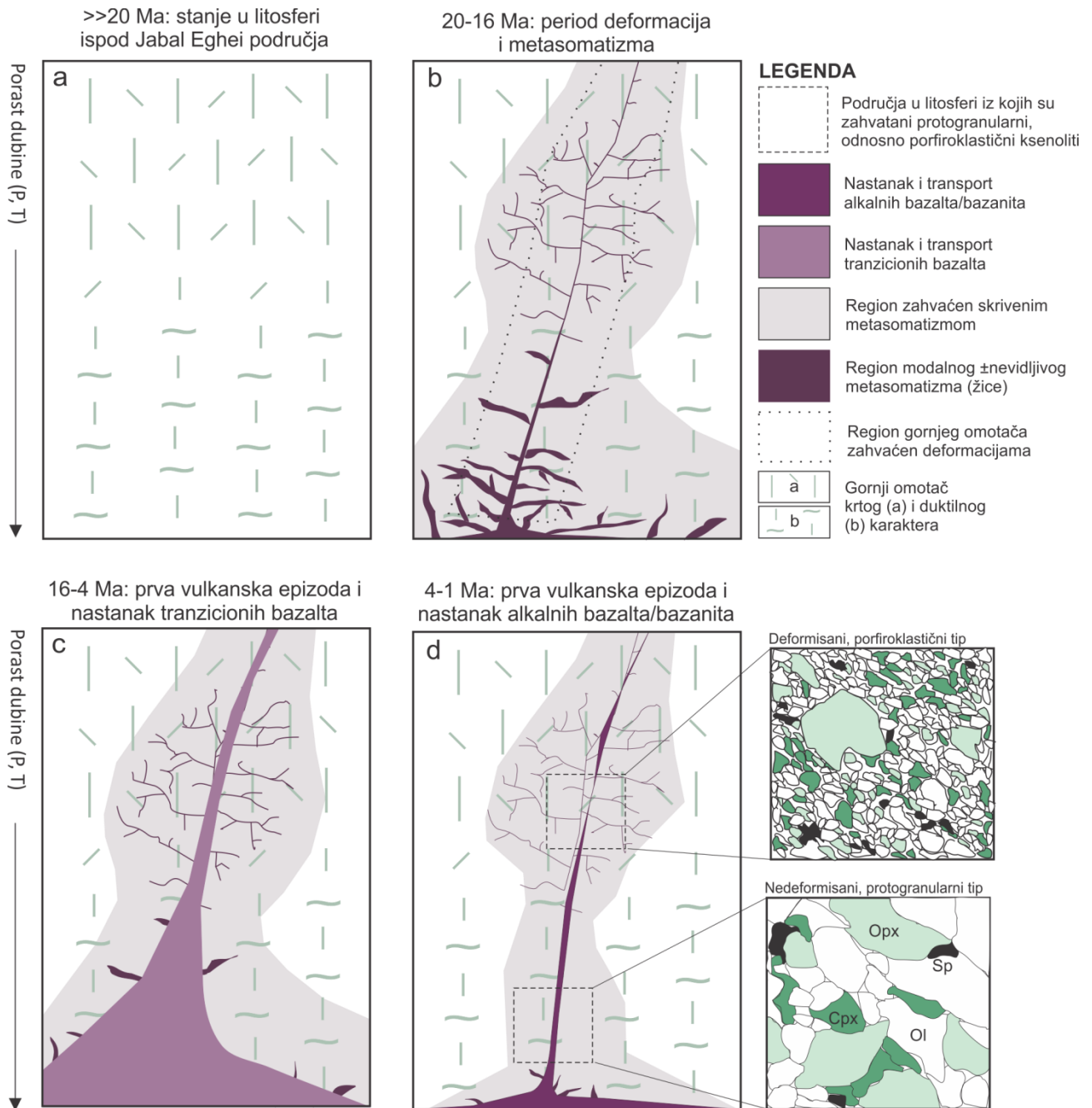
c) Procesu metasomatizma su se sigurno obavljali hromatografskim putem, dok pitanje da li je primarno u ovom omotaču bilo i modalnog metasomatizma za sada ostaje otvoreno.

d) Utvrđena razlika u sklopu između donjeg i gornjeg nivoa subkontinentalnog omotača ispod područja Jabal Eghei može da ukaže na mogućnost da je cirkulacija metasomatskih rastopa kroz ova dva nivoa bila različita po karakteru.

e) Stariji tranzicioni bazalti i mlađi alkalni bazalti/bazaniti kompleksa Jabal Eghei nastali su iz primarnih magmi koje su obrazovane parcijalnim stapanjem sličnog metasomatizovanog omotača; uz to, primarni rastopi mlađih alkalnih bazalta/bazanita najverovatnije su formirani stapanjem u manjem stepenu i na višem pritisku od primarnih magmi tranzicionih bazalta.

f) Procesu parcijalnog stapanja prilikom stvaranja i jedne i druge grupe bazalta kompleksa Jabal Eghei bili su direktno kontrolisani prirodom prethodno formiranih metasomatskih domena u subkontinentalnoj litosferi.

g) Svi trenutno raspoloživi podaci o geološkoj građi i geotektonskom sklopu šireg područja kompleksa Jabal Eghei, kao, uostalom, i čitavog Libijskog vulkanskog polja, ukazuju na to da je ovaj bazalni magmatizam rezultat intrakontinentalnih anorogenih procesa; u tom kontekstu, postanak ne samo ovog kompleksa, niti čitavog Libijskog vulkanskog polja, već i većine drugih vulkanskih područja u severnoj Africi može biti sagledavan kao deo geodinamičkog režima tokom kojeg je nastala celokupna CiMACI provincija (npr. Lustrino and Wilson, 2007).



Slika 60. Model evolucije litosferskog omotača ispod područja Jabal Eghei; skice nisu u razeri; crteži na desnoj strani prikazuju izgled petrografskih preparata pod mikroskopom.

Grafički model koji je dat na slici 60 osmišljen je radi ilustracije stanja gornjeg omotača ispod oblasti Jabal Eghei, kao i rekonstrukcije najvažnijih procesa koji su se, prema ovoj interpretaciji, u njemu odvijali. Skica ima dve dimenzije i data je bez razmere, tako da su svi u njoj prikazani

prostorni odnosi krajnje hipotetički. Model se sastoji iz četiri slike od kojih svaka obuhvata određeni vremenski raspon nejednakog trajanja:

- 1) stanje *pre bazalnog magmatizma* u području Jabal Eghei (>20 Ma),
- 2) vreme *neposredno pre prve vulkanske epizode* – metasomatizam (20-16 Ma),
- 3) razvoj prve vulkanske epizode i stvaranje tranzicionih bazalta (~16 – ~4 Ma), i
- 4) razvoj druge vulkanske epizode i stvaranje alkalnih bazalta/bazanita (~4 – ~1 Ma)

1) *Stanje pre bazalnog magmatizma* prikazuje situaciju u gornjem omotaču južne Libije pre 20 Ma, a koja je svakako vladala i dugo pre toga (slika 61a); u svakom slučaju, vreme postanka ove subkontinentalne litosfere nije nam trenutno poznato. Pošto su podaci o paleogeotermalnoj situaciji u ovom delu Libije oskudni (npr. Al Rashed et al., 2019), prikazani model jedino podrazumeva da se litosfera generalno sastojala od gornjeg, hladnijeg i donjeg toplijeg dela; logično je, s tim u vezi pretpostaviti da je plići deo bio podložniji krtnim deformacijama, a da su u dubljem delu prevladavale deformacije duktilnog karaktera.

Pitanje da li su se u to vreme ova dva litosferska nivoa razlikovala i u pogledu stepena osiromašenosti, iako tako nešto sugerišu podaci koje smo dobili ispitivanjem ksenolita, ostavljamo otvorenim; naime, do iste situacije je mogao dovesti i različiti stil metasomatizma i to bez obzira na to da li je u inicijalnom stadijumu bilo ikakve systemske razlike u stepenu osiromašenja unutar čitavog subkontinentalnog omotača ispod južne Libije.

2) *Period neposredno pre vulkanizma* u oblasti Jabal Eghei bio je kontrolisan regionalnom geodinamikom koja je uslovlila stvaranje normalnih raseda velikih razmera, koji su najverovatnije dosežali do samog dna litosfere; po ovim rasedima su vršena kretanja uz različit iznos ekstenzije, a po njima je, prema prikazanom modelu, dolazilo do deformacija i u donjem i u gornjem nivou litosfere (tačkasto trapezoidno polje na slici 60b).

Tokom ovog perioda rasedi nisu proizveli dovoljno dekompresije sublitosferskog, konvektivnog omotača da bi se stvarale magme u većim količinama; ovo je prouzrokovalo stvaranje minimalnih procenata rastopa koji nisu imali veliki potencijal segregacije i obrazovanja većih magmatskih porcija koje bi se kretale naviše; ovi rastopi su izvršili tzv. autometasomatizam donjih delova litosfere astenosferskim bazaltnim rastopima koji su, budući da je bila reč o veoma malom procentu stapanja bili bogati alkalijama, volatilima (H_2O , $\pm CO_2$), i svim raspoloživim nekompatibilnim elementima; zbog toga što su se stapanja odvijala na visokom pritisku, ti cirkulišući mafični rastopi su bili nezasićeni silicijom, imali su alkalni karakter, a pokazivali su izraziti gohemijski afinitet anorogenih bazaltnih magmi sa tipičnom LREE/HREE frakcionacijom (stapanje u granatskom izvoru).

Prema ilustrovanom modelu, u donjim i gornjim nivoima subkontinentalne litosfere došlo je do stvaranja kontrastno različitog metasomatskog stila; za ovu tvrdnju nemamo pouzdane podatke, već samo pretpostavku da je različit tip deformacija u ovim nivoima značio i njihovu različitu permeabilnost, a time i drugačiji stil interakcije s metasomatskim agensima; pored toga, logično je i pretpostaviti da se raspoloživa količina metasomatskog rastopa smanjivala ka višim nivoima.

Sastav stvorenih metasomatskih domena koji su prikazani na slici takođe predstavlja jedan aspekt hipotetičkog karaktera; naime, u ksenolitima nisu nađeni tipični metasomatski minerali, poput amfibola ili flogopita, ali geohemijske karakteristike bazalta Jabal Eghei uverljivo ukazuju na to da je u magmatskom izvoru njihovih primarnih magmi bilo takvih faza (videti odeljke 2.1.5.5 i 2.1.5.6). Osim toga, pojedini deformisani ksenoliti najverovatnije sadrže i tzv. 'nevidljivi' monoklinični piroksen koji na izvestan način predstavlja rezultat modalnog metasomatizma.

3) *Period prve vulkanske epizode* podrazumeva mnogo veći stepen ekstenzije verovatno kao odgovor na promenu geodinamičkog režima na površini (slika 60c); ovo dovodi do značajnijeg iznosa dekompresije, a time i do uslova, prvo, za stapanje u višem procentu, a zatim i do obrazovanja daleko većih količina bazalnog rastopa; model pretpostavlja da su preovlađujuće stapani peridotiti u konvektivnom sublitosferskom omotaču, ali da je istovremeno moralo doći i do

fuzije metasomatskih žica koje su stvorene u prethodnom periodu; za vreme stvaranja tranzicionih bazalta metasomatska komponenta je bila, uslovno rečeno, 'razblažena' preovlađujućim rastopom toleitskog karaktera, tako da je hibridna magma odgovarala tranzicionom bazaltu.

4) *Period druge vulkanske epizode* razvio se u pliocenu, kada je najverovatnije došlo do lokalne inverzije u geodinamičkim uslovima, tako da su isti rasedi prestali da proizvode veliku količinu ekstenzije (slika 60d). Korelacijom K/Ar starosti i nekih geohemijskih parametara (vidi odeljak 2.1.5.6) u ovoj interpretaciji pretpostavljamo da je do promena u geodinamičkim uslovima došlo postepeno, bez obzira što je moguća da je između prve i druge epizode moglo biti i dužeg perioda bez magmatskih događaja.

U svakom slučaju, manji iznos ekstenzije značio je i manji stepen dekompresije a time i snižavanje procenta stapanja i količine nagrađenog rastopa; ovakav scenario je doveo do toga da se poveća relativno učešće metasomatskih domena u odnosu na doprinos homogenog konvektionog omotača. Na taj način su obrazovani primarni rastopi alkalnog bazaltnog/bazanitskog karaktera koji su, u poređenju sa starijim tranzicionim bazaltima, bili primitivniji, jače nezasićeni silicijom, imali više alkalija, volatila i svih nekompatibilnih elemenata i pokazivali upečatljiviji anorogeni geohemijski afinitet, kao i izrazitije pokazatelje stapanja peridotita u polju stabilnosti granata; sve ove karakteristike, prema našem modelu, bile su isključivo kontrolisane višim učešćem metasomatski obogaćenih partija u dnu litosfere ispod Jabal Eghei oblasti.

Zbog niskih sadržaja SiO₂, a visokih koncentracija MgO, FeO i volatila, alkalne bazaltne/bazanitske magme bile su izrazito slabo viskozne i stoga izuzetno pokretljive. Takve fizičko-hemijske karakteristike su učinile da se ovi rastopi uspinju agresivno i brzo, tako da su na svom putu erodovali zidove kanala kroz koje su prolazili, zahvatali fragmente litosfere, iznosili ih na površinu; u modelu su grubo označena polja sa kojih su zahvatani nedeformisani i deformisani ksenoliti (kvadrati iscrtani isprekidanim linijama i crteži na desnoj strani); budući da nije bilo dovoljno vremena da ih rastopi potpuno razore i resorbuju, oni su izneti na površinu u manje-više sačuvanoj formi, uz izvesne reakcije koje su pritom bile neizbežne.

2.3.3 Otvorena pitanja i predlozi za buduća istraživanja

Ova doktorska disertacija je izrađena tokom nekoliko istraživačkih godina za vreme kojih su proučavane nezavisne zbirke primeraka bazalta i ksenolita iz neogeno-pleistocenskog kompleksa Jabal Eghei u južnoj Libiji. Svi raspoloživi podaci koji su tokom ovih godina prikupljeni, sistematski su prikazani i diskutovani u ovoj doktorskoj disertaciji, na osnovu čega je izvršena sinteza i izrađena finalna interpretacija evolucije ispitivanog litosferskog omotača; ova sinteza je obrazložena u prethodnim odeljcima.

Model koji je pritom predložen rasvetljava procese pacijalnog stapanja, ekstrakcije magmatskih rastopa i njihov transport, kao i procese metasomatizma u omotaču, koji su se u mlađem kenozoiku odvijali unutar litosfere ispod područja Jabal Eghei. Stepem detaljnosti u našoj interpretaciji bio je ograničen raspoloživim podacima, tako da smo jedan broj pitanja morali ili da stavimo na nivo pretpostavki ili da ostavimo potpuno otvorenim.

Među najvažnijim problemima na koja bi trebalo da budu usmerena naredna istraživanja jesu odredba vremena postanka ispitivanog subkontinentalnog omotača, odnosno vremena njegovog primarnog osiromašivanja bazaltnom komponentom, zatim utvrđivanje prisustva/odsustva minerala s vodom u magmatskom izvoru tokom bazaltnog vulkanizma, kao i pitanje koje ima mnogo širi značaj, a to je utvrđivanje mogućeg uticaja materijala dubokog omotača (plume) u genezi bazaltnog vulkanizma Libijskog vulkanskog polja.

Buduća istraživanja bi trebalo da uvedu i ispitivanja sadržaja vode u obično bezvodnim mineralnim fazama (eng. *nominally anhydrous minerals* – *NAM*), kao što su olivini i rombični pirokseni (Aradi, 2019). Naime, reč je o posebnom tipu tzv. skrivenog metasomatizma u obliku jona H^+ koji i u mineralima koji nominalno nemaju vodu (npr. olivini i pirokseni) zamenjuju jone glavnih elemenata u tetraedarskoj i oktaedarskoj koordinaciji (Berry et al., 2005).

Budući da je kolekcija ksenolita koja je ispitivana u okviru ove doktorske disertacije unikatna, to jest da je to trenutno jedina zbirka ksenolita iz kompleksa Jabal Eghei koja geolozima stoji na raspolaganju, više je nego potrebno da se istraživanja nastave kako bi se došlo do odgovora na pitanja koja su gore popbrojana, ali i na mnoga druga koja će se tek ukazati budućim istraživačima.

3. LITERATURA

Abdel-Karim, A-A., Ramadan, E-N., Embashi, M-R., 2013. Multiphase Alkaline Basalts of Central Al-Haruj Al-Abyad of Libya: Petrological and Geochemical Aspect. *J. Geol. Res.* Article ID 805451, 12 pages. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/805451>

Abdelsalam, M.G., Gao, S.S., Liégeois, J.P., 2011. Upper mantle structure of the Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, Volume 60, Issue 5, pp. 328–336. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2011.03.009

Abdunaser, K.M., Mc Caffrey, K.J.W., 2014. Rift architecture and evolution: The Sirt Basin, Libya: The influence of basement fabrics and oblique tectonics. *Journal of African Earth Sciences*, Volume 100, pp.203–226. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2014.06.020

Ade-Hall, F.M., Reynolds, P.H., Dagley, P., Musset, A.G., Hubbard, T.B., Klitzsch, E., 1974. Geophysical studies of North African Cenozoic volcanic areas Al-Haruj Assuad, Libya. *Can. J. Earth Sci.* 11, 998–1006. doi: 10.1139/e74-096

Aitcheson, S.J., Forrest, A.H., 1994: Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology*, 35, 461-488

Aït-Hamou, F., Dautria, J.M., Cantagrel, J.M., Dostal, J., Briquieu, L., 2000. Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien): des arguments en faveur de l'existence d'un panache. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 330, 829–836

Al -Rashed, A., Shaaban, F., Yousef, A., 2019. The Geothermal Regime in Sirt Basin, Libya: The Geological Role and Heat Flow Studies. *International Journal of Geosciences*, 10, 57-79

Almond, D.C., Busrewil, M.T., Wadsworth, W.J., 1974. The Ghirian tertiary volcanic province of Tripolitania, Libya. *Geol. J.* 9, 17–28. doi: 10.1002/gj.3350090102

Andersen, T., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 1984. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(1), 72-85

Anderson D.L., 1998. The scales of mantle convection, *Tectonophysics*, 284, 1–17

Andrew, A.N., Suleiman, I.S., Roy, R.F., Pursell, B., Suleiman, A.S., Doser, D.I., Keller, G.R., 1996. Terrestrial Heat Flow in the Sirt Basin, Libya, and the Pattern of Heat Flow across Northern Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101, 17737-17746

Anketell, J.M., 1996. Structural history of the Sirt Basin and its relationship to the Sabrata Basin and Cyrenaica platform, northern Libya. In: Salem, M.J., Busrewil, M.T., Misallati, A.A., Sola, M.A. (Eds.), *The Geology of the Sirt Basin*. Elsevier, Amsterdam, pp. 57–89.

Aradi, L.E., Berkesi, M., Szabó, Cs., 2019. Composition and origin of upper-mantle fluids based on fluid inclusions in an amphibole-rich harzburgite xenoliths from the Styrian Basin, *Földtani Közlöny (In Hungarian)*, Accepted

Arai, S., 1987. An estimation of the least depleted spinel peridotites on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrb. Mineral. Mh.*, 1987: 347-357

- Arai, S., 1994. Characterisation of spinel peridotites by olivine± spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem Geol* 113: 191±204
- Arndt, N.T., Christensen, U., 1992. Role of lithospheric mantle in continental volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.* 97, 10967–10981. doi: 10.1029/92JB00564
- Baker, J., Chazot, G., Menzies, M., Thirlwall, M., 1998. Metasomatism of the shallow mantle beneath Yemen by the Afar Plume; implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism. *Geology*, 26, 5, 431–434
- Balogh, K., 1985. K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: experimental technique, experiences and methods of chronological studies. *ATOMKI, Annual Report D/1*, pp. 277–288.
- Baptiste, V., Tommasi, A., Vauchez, A., Demouchy, S., Rudnick, R. L., 2015. Deformation, hydration, and anisotropy of the lithospheric mantle in an active rift: Constraints from mantle xenoliths from the North Tanzanian Divergence of the East African Rift, *Tectonophysics*, 639, 34–55
- Bardintzeff, J.-M., Deniel, C., Guillou, H., Platevoet, B., Telouk, P., Oun, K.M., 2011. Miocene to recent alkaline volcanism between Al Haruj and Wawan Namous (southern Libya). *Int. J. Earth Sci.* 101, 1047–1063. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0708-5>
- Beccaluva, L., Bonadiman, C., Coltorti, M., Salvini, L., Siena, F., 2001. Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichment processes in lithospheric mantle xenoliths from the Veneto Volcanic Province. *J. Petrol.* 42, 173–188.
- Beccaluva, L., Azzouni-Sekkal, A., Benhallou, A., Bianchini, G., Ellam, R.M., Marzola, M., Siena, F., Stuart, F.M., 2007a. Intracratonic asthenospheric upwelling and lithosphere rejuvenation beneath the Hoggar swell (Algeria): evidence from HIMU metasomatised lherzolite mantle xenoliths. *Earth Planet. Science Lett.* 260, 482–494. doi:10.1016/j.epsl.2007.05.047
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Bonadiman, C., Coltorti M., Milani, L., Salvini L., Siena F., Tassinari R., 2007b. Intraplate lithospheric and sublithospheric components in the Adriatic domain: nephelinite to tholeiite magma generation in the Paleogene Veneto Volcanic Province, Southern Alps. *Geol. Soc. Am. Spec. paper*, 418, 131-152.
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Ellam, R.M., Marzola, M., Oun, K.M., Siena, F., Stuart, F.M., 2008. The role of HIMU metasomatic components in the North African lithospheric mantle: petrological evidence from the Gharyan lherzolite xenoliths, NW Libya. In: Coltorti, M., Grégoire, M. (Eds.), *Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle: Geol. Soc. London Spec. Publ.* 293, pp. 253–277
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., Siena, F., 2011. Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: Inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos* 123, 218-224. doi:10.1016/j.lithos.2011.01.007
- Berry, A. J., Hermann, J.H., O'Neill, St.C., Foran, G.J., 2005. Fingerprinting the water site in mantle olivine, *Geology*, 33, 869 – 872
- Blackburn. E.A., Wilson, L., Sparks, R.S.J., 1976. Mechanisms and dynamics of Strombolian activity. *J Geol Soc London* 132: 429–440

- Blundy, J., Dalton, J., 2000. Experimental comparison of trace element partitioning between clinopyroxene and melt in carbonate and silicate systems, and implications for mantle metasomatism. *Contrib Mineral Petrol* **139**, 356–371. <https://doi.org/10.1007/s004100000139>
- Bodinier, J.L., 1988. Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps. *Tectonophysics* 149, 67-88
- Bodinier, J. L., Vasseur, G., Vernieres, J., Dupuy, C., Fabries, J., 1990. Mechanisms of Mantle Metasomatism: Geochemical Evidence from the Lherz Orogenic Peridotite, *Journal of Petrology*, 31(3), 597-628
- Bodinier, J.L., Godard, M., 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. *Treatise on geochemistry* 2, 568.
- Bodinier, J.L., Menzies, M.A, Shimizu, N., Frey, F.A., Mcpherson, E., 2004. Silicate, hydrous and carbonate metasomatism at Lherz, France: contemporaneous derivatives of silicate melt–harzburgite reaction. *J. Petrol.* 45, 299–320
- Bojić, Z., Algerbi, A.K. 2014. Geological map of Libya, 1:250.000, Sheet: Wādi Al Athal NG 34-13. Explanatory Booklet. IRC. Tripoli. 191 pp
- Bonadiman, C., Coltorti, M., Milani, L., Salvini, L., Siena, F., Tassinari, R., 2001. Metasomatism in the lithospheric mantle and its relationships to magmatism in the Veneto Volcanic Province, Italy. *Perid. Mineral.* LXX/3, 333–357
- Bonadiman, C, Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., 2005. Kimberlite-like metasomatism and 'garnet signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a subcontinental mantle domain within Atlantic oceanic lithosphere? *Journal of Petrology* 12, 2465-2493
- Brearley, M., Scarfe, C.M., Fujii, T., 1984. The petrology of ultramafic xenoliths from Summit Lake, near Prince George, British Columbia. *Contrib Mineral Petrol* 88:53–63
- Brown, G.M., Pinsent, R.H., Coisy, P., 1980. The petrology of spinel-peridotites from the Massif Central, France, *American Journal of Science*, vol. 280-A (pg. 471-498)
- Burke, K., 1996. The African plate. *S. Afr. J. Geol.* 99, 339–410.
- Busrewil, M.T., Wadsworth, W.J., 1980a. Preliminary chemical data on the volcanic rocks of Al Haruj area, central Libya. In: Salem, M.J, Busrewil, M.T. (Eds.), *The geology of Libya*, Academic Press, London, III, pp. 1077–1080.
- Busrewil, M.T., Wadsworth, W.J., 1980b. The basanitic volcanoes of the Gharyan area, NW Libya. In: Salem M.J., Busrewil, M.T. (Eds.), *The geology of Libya*, Academic Press, London, III, pp. 1095-1105.
- Busrewil, M.T, Esson, J., 1991. Chronology and composition of the igneous rocks of Jabal as Sawda. In: Salem M.J. et al. (Eds), *The geology of Libya*, Amsterdam, Elsevier, VII, pp. 2599–2603

- Capitanio, F. A., Faccenna, C., Funicello R., Salvini, F., 2011. Recent tectonics of Tripolitania, Libya: an intraplate record of Mediterranean subduction. Geological Society, London, Special Publications 357, 319-328. doi: 10.1144/SP357.17
- Carlson, D.H., Plummer, C.C., Hammersly, L., 2010. Physical Geology: Earth Revealed. 9th Ed. McGraw-Hill, New York
- Carpenter, R. L., Edgar, A. D., Thibault, Y., 2002. Origin of spongy textures in clinopyroxene and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. Mineralogy and Petrology 74, 149-162
- Carruba, S., Perotti, C., Rinaldi, M., Bresciani, I., Bertozzi, G., Intraplate deformation of the Al Qarqaf Arch and the southern sector of the Ghadames Basin (SW Libya) *Journal of African Earth Sciences*. 97: 19-39. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2014.05.001
- Chazot G., Menzies M. A., Harte B., 1996. Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60 (pg. 423-437)
- Cherniak, D.J., Liang, Y., 2007. Rare earth element diffusion in natural enstatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1324-1340.
- Chorowicz, J., Benissa, M., 2016. Remote sensing and field analysis of the Palaeozoic structural style in NW Libya: The Qarqaf arch a paleo-transfer fault zone between the Ghadamis and Murzuq basins. *Journal of African Earth Sciences*, 123, pp. 272 - 293. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2016.08.008
- Coleman, R.G., 1971: Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research*, 76, 1212-1222
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R. W., Siena, F., Upton, B. G. J., 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology* 40, 133-165
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Salvini, L., Siena, F., 2000a. Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. *Earth Planet Sci Lett* 183:303–320
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Siena, F., 2000b. K-rich glasses from the oceanic mantle of Cape Verde. *J Conf Abstr* 5(2):316
- Coltorti, M., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Faccini, F., Ntaflos, T., Siena, F., 2004. Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. *Lithos*, 75, 115–139
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Ntaflos, T., Siena, F., 2007. Slab melt and intraplate metasomatism in Kapfenstein mantle xenoliths (Styrian Basin, Austria), *Lithos*, 94(1-4), 66-89.
- Condie, K.C., 2005: *Earth as an Evolving Planetary System*. Elsevier, Amsterdam
- Cvetković, V., Downes, H., Prelević, D., Jovanović, M., Lazarov, M., 2004. Characteristics of the lithospheric mantle beneath East Serbia inferred from ultramafic xenoliths in Palaeogene basanites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 335–357.

Cvetković, V., Downes, H., Prelević, D., Lazarov, M., Resimić-Sarić, K., 2007. Geodynamic significance of ultramafic xenoliths from Eastern Serbia: Relics of sub-oceanic mantle? *Journal of Geodynamics* 43, 504–527

Cvetković, V., Toljić, M., Ammar, N.A., Rundić, L., Trish, K.B., 2010a. Petrogenesis of the eastern part of the Al Haruj basalts (Libya). *Journal of African Earth Sciences* 58, pp. 37–50. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.01.006>

Cvetković, V., Downes, H., Höck, V., Prelević, D., Lazarov, M., 2010b. Mafic alkaline metasomatism in the lithosphere underneath East Serbia: evidence from the study of xenoliths and the host alkali basalts. In: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. (Eds.), *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 337, 213–239. doi: 10.1144/SP337.11 0305-8719/10/\$15.00

Cvetković, V., Šarić, K., Mladenović, A., 2019: Magmatizam i metamorfizam: geohemijsko-geodinamička perspektiva. Univerzitet u Beogradu – Rudarsko-geološki fakultet i Univerzitet 'Goce Delčev' Štip – Fakultet za prirodni i tehnički nauki, 395 str.

Dautria, J. M., Liotard, J. M., Cabanes, N., Girod, M. & Briquet, L. 1987. Amphibole-rich xenoliths and host alkali basalts: petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar (Central Sahara, Southern Algeria). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 133–144

Dautria, J.M., Lesquer, A., 1989. An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics*, 163, 45–61. doi: 10.1016/0040-1951(89)90117-0

Dautria, J.M., Dupuy, C., Takherist, D., Dostal, J., 1992. Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara basin. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 37–52

Davies, G.F., 1999. *Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection*. Cambridge University Press, 470

Dawson, J.B., 1984. Contrasting Types of Upper-Mantle Metasomatism?, in *Developments in Petrology*, edited by J. Kornprobst, pp. 289-294, Elsevier

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow, England, ed. Longman Scientific & Technical, 695pp

Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F. Stern, C.R., 2006: Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology*, 34, 429-432.

Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian Spinel as a Petrogenetic Indicator in Abyssal and Alpine-Type Peridotites and Spatially Associated Lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76

Dobosi, G., Kurat, G., Jenner, G.A., Brandstatter, F., 1999. Cryptic metasomatism in the upper mantle beneath Southeastern Austria: a laser ablation microprobe-ICP-MS study, *Mineralogy and Petrology*, 67(3-4), 143-161

Dobosi, G., Jenner, G., Embey-Isztin, A., Downes, H., 2010. Cryptic metasomatism in clino- and orthopyroxene in the upper mantle beneath the Pannonian region, in *Petrological Evolution of the*

European Lithospheric Mantle: From Archaean to Present Day, edited by M. Coltorti, Geological Society, London

Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M., 1992. Petrology and geochemistry of spinel-peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contrib Mineral Petrol* 107:340–354

Downes, H., 2001. Formation and modification of the shallow subcontinental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe. *J Petrol* 42:233–250

Downes, H., Reichow, M.K., Mason, P.R.D., Beard, A.D., Thirlwall, M.F., 2003. Mantle domains in the lithosphere beneath the French Massif Central: trace element and isotopic evidence from mantle clinopyroxenes. *Chemical Geology* 200, 71–87

Dupuy, C., Liotard, J.M., Dostal, J., 1992. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: Carbonate metasomatism in the mantle source, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(6), 2417-2423

Dupuy, C., Dostal, J., Chikhaoui, M., 1993. Trace element and isotopic geochemistry of Cenozoic alkali basaltic lavas from Atakor (Central Sahara). *Geochim. J.* 27, 131–145

Eggins, S.M., Rudnick, R.L., McDonough, W.F., 1998. The composition of peridotites and their minerals: a laser-ablation ICPMS study. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 53– 71

Eggler, D.H., Holloway, J.R., 1977. Partial melting of peridotite in the presence of H₂O and CO₂: principles and review. In *Magma Genesis* (ed.) H J B Dick (Oregon Dept. Geol. Min. Industries Bull) **96** 15–36

Embey-Isztin, A., Dobosi, G., Bodinier, J.L., Bosch, D., Jenner, G.A., Pourtales, S., Bruguiere, O., 2014. Origin and significance of poikilitic and mosaic peridotite xenoliths in the western Pannonian Basin: geochemical and petrological evidences, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 168(3)

Faccini, B., Bonadiman, C., Coltorti, M., Grégoire, M., Siena, F., 2013. Oceanic material recycled within the sub-Patagonian lithospheric mantle (Cerro del Fraile, Argentina). *Journal of Petrology* 54, 1211-1258

Falus, G., Szabó, C., Kovács, I., Zajacz, Z., Halter, W., 2007. Symplectite in spinel lherzolite xenoliths from the Little Hungarian Plain, Western Hungary: a key for understanding the complex history of the upper mantle of the Pannonian Basin. *Lithos* 94, 230–247

Falus, G., Tommasi, A., Ingrin, J., Szabó, C., 2008. Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 50-64.

Falus, G., Tommasi, A., Soustelle, V., 2011. The effect of dynamic recrystallization on olivine crystal preferred orientations in mantle xenoliths deformed under varied stress conditions, *Journal of Structural Geology*, 33(11), 1528-1540.

Farahat, E.S., Abdel Ghani, M.S., Aboazom, A.S., Asran, A.M.H., 2006. Mineral chemistry of Al Haruj low-volcanicity rift basalts, Libya: implications for petrogenetic and geotectonic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 45, 198–212. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2006.02.007

- Faul, U.H., Fitz Gerald, J.D., 1999. Grain misorientations in partially molten olivine aggregates: an electron backscatter diffraction study. *Phys. Chem. Min.* 26, 187-197. doi:10.1007/s002690050176
- Faul, U., 2001. Melt retention and segregation beneath mid-ocean ridges. *Nature* 410, 920–923. doi:10.1038/35073556
- Fodor, L., 2003. Structural geology. In: Peregi, Z.S., Less, G.Y., Konrad, G.Y., Fodor, L., Gulacsi, Z., Gyalog, L., Turki, S.M., Suwesi, S.K.H., Sherif, K., Dalub, H., Geological map of Libya 1: 250.000, Explanatory Booklet, Sheet: Al Haruj Al Abyad, NG 33-8. Ind. Res. Centr., Tripoli. 178-192
- Fodor, L., Turki, S.M., Dalob, H., Al-Gerbi, A., 2005. Fault-related folds and along-dip segmentation of breaching faults: syn-diagenetic deformation in the southwestern Sirt Basin, Libya. *Terra Nova* 17, 2, 121–128.
- Franz, G., Pudlo, D., Urlacher, G., Haussmann, U., Boven, A., Wemmer, K., 1994. The Darfur dome, western Sudan: the product of a subcontinental mantle plume. *Geol. Rundsch.* 83, 614–623. doi: 10.1007/BF01083232
- Frey, F.A., Green, D.H., 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victoria basanites. *Geochim Cosmochim Acta* 38:1023–1059
- Frey, F.A., Green, D.H., Roy, S.D., 1978. Integrated models of basalt petrogenesis - a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 19, 463–513. doi: 10.1093/petrology/19.3.463
- Frezzotti, M. L., T. Andersen, E.-R. Neumann, and S. L. Simonsen (2002). Carbonatite melt–CO₂ fluid inclusions in mantle xenoliths from Tenerife, Canary Islands: a story of trapping, immiscibility and fluid–rock interaction in the upper mantle, *Lithos*, 64(3), 77-96.
from ultramafic xenoliths in Palaeogene basanites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 148 (3), 335–357.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2014. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. New York, Cambridge University Press.
- Gaina, C., Torsvik, T.H., Hinsbergen, D.J., Medvedev, S., Werner, S.C., and Labails, C., 2013. The Africa Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic: *Tectonophysics*, v. 60
- Gajić, R., Abdull Hamid Sherif, K., 2014. Geological map of Libya 1:250 000. Sheet Jabal Kalnjah (NF 34–2). Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli. 348 pp.
- Gargiulo, M.F., Bjerg, E.A., Mogessie, A., 2013. Spinel group minerals in metamorphosed ultramafic rocks from Río de Las Tunas belt, Central Andes, Argentina. *Geol. Acta* 11, 2, 133—148.
- Garrido, C.J., Bodinier, J.L., Alard, O., 2000. Incompatible trace element partitioning and residence in anhydrous spinel peridotites and websterites from the Ronda orogenic peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 181, 341–358.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid

- equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Miner. Petr.* 119,197–212. doi :10.1007/BF00307281
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: A practical guide*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell
- Gottsmann, J., Harris, A.J.L., Dingwell, D.B., 2004. Thermal history of Hawaiian pāhoehoe lava crusts at the glass transition: implications for flow rheology and emplacement. *Earth Planet. Sci. Lett.* 228, 3–4, 343–353. doi:10.1016/j.epsl.2004.09.038
- Goudarzi, G.H., 1980. Structure-Libya. In: Salem, M.J., Busrewil, M.T. (Eds.), *The geology of Libya*, Academic Press, London, III, pp. 879–892
- Gourgaud, A., Vincent, P.M., 2004. Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 129, 261–290. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00277-4
- Granet, M., Wilson, M., Achauer, U., 1995. Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, 281–296
- Green, H., Griggs, D., Christie, J., 1970. Syntectonic and annealing recrystallization of fine-grained quartz aggregates, in: Paulitsch, P. (Ed.), *Experimental and Natural Rock Deformation*. Springer Verlag, Berlin, pp. 272–335
- Grégoire, M., McInnes, B.I.A., O'Reilly, S.Y., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: Part 2. Trace element characteristics of slab-derived fluids, *Lithos*, 59(3), 91–108
- Gregoire, M., Tinguely, C., Bell, D.R., Le Roex, A.P., 2005. Spinel lherzolite xenoliths from the Premier kimberlite (Kaapvaal craton, South Africa): nature and evolution of the shallow upper mantle beneath the Bushveld complex. *Lithos* 84, 185–205
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G., 1998. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. In: Fei Y (ed) *Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation*. Special Publication, Geochemical Society
- Grubić, A., Ammar, A.N., 2016. *Geological Map of Libya 1: 250 000, Sheet: Jabal Eghei NF 34-5, Explanatory Booklet*. Industrial Research Centre. Tripoli
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group. In: Lindsley, D.H. (ed.). *Reviews in Mineralogy, Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance*. Vol. 25, Mineralogical Society of America, 355–416
- Hallet, D., 2002. *Petroleum geology of Libya*. New York, Elsevier, 503 pp.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Holden, P., Dewolf, C., Lee, D.C., Fitton, J.G., 1990. Trace-element fractionation in plumes and the origin of HIMU mantle beneath the Cameroon Line. *Nature* 347, 6293, 523–528. doi:10.1038/347523a0
- Hamdy, M.M., Kil, Y., Arabia, H.A., 2018. Fertile Lithospheric Mantle Beneath the North African Plate: Evidence from Gharyan Lherzolite Xenoliths (Northern West Libya). *Petrology* 26, 546–563. <https://doi.org/10.1134/S0869591118050065>

- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256, 517-520
- Harte, B., 1977. Rock Nomenclature with Particular Relation to Deformation and Recrystallisation Textures in Olivine-Bearing Xenoliths. *The Journal of Geology* 85, 279-288
- Hartmann, G., Wedepohl, K.H., 1990. Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (northwest Germany). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 71–86
- Hauri, E.H., Shimuzu, N., Dieu, J. J., Hart S. R., 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle, *Nature*, vol. 365 (pg. 221-227)
- Hazlett, J.S., Monroe, R., Wicander, R., 2006. *Physical geology: exploring the earth* (6 ed.). Belmont: Thomson. 346 pp
- Hegazy, A.H., 1999. Tertiary volcanics in Libya: evidence for the direction and rate of the African plate motion. In: *Proceeding of the 4th international conference on geochemistry*. Alexandria University, Egypt, pp. 401–419
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J., Hofmann, A.W., 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681.
- Herzberg, C.T., O'Hara, M.J., 1998. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. *Earth-Science Reviews*, 44, 39-79
- Herzberg, C., 2004. Partial melting below the Ontong Java Plateau, in: Fitton, J.G., Mahoney, J.J., Wallace, P.J., Saunders, A.D. (Eds.), *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau*. The Geological Society of London, London, pp. 179-183
- Herzberg, C., 2011. Basalts as temperature probes of the Earth's mantle. *Geology*, 39, 12, 1179-1080
- Hirose, K., Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1GPa: The effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 463-473
- Hirose, K., 1997. Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation. *Geophysical Research Letters*, 24, 2837–2840
- Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374, 34–39
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 33–45. doi: 10.1016/0012-821X(86)90038-5
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, 219–229
- Hoffman, A.W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: Carlson, R.W., Holland, H., Turekian, K.K. (Eds.), *The Mantle and Core, Treatise on Geochemistry*, Elsevier-Pergamon, Oxford, UK, 2, pp. 61–101

- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., Smith, I.E.M., 1999. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. *J Volcanol Geotherm Res*, 91: 97-120 in silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 687-703
- Ionov D. A., Dupuy C., O'Reilly S. Y., Kopylova M. G., Genshaft Y. S., 1993. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 119 (pg. 283-297)
- Ionov, D.A., Hofmann, A.W., Shimizu, N., 1994. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. *J Petrol* 35:753–785
- Ionov, D. A., Bodinier, J. L., Mukasa, S. B., Zanetti, A., 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43, 2219-2259
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-546. doi: 10.1139/e71-055
- Isaak, D.G., Anderson, O.L., Cohen, R.E., 1992: The relationship between shear and compressional velocities at high pressures: reconciliation of seismic tomography and mineral physics. *Geophysical Research Letters*, 19,741-744
- Jakobsson, S.P., Jonasson, K., Sigurdsson, I.A., 2008. The three igneous rocks series of Iceland. *Jokull* 58, 117–138
- Jochum, K. P., Willbold, M., Raczek, I., Stoll, B. & Herwig, K., 2005. Chemical characterisation of the USGS reference glasses GSA-1G, GSC-1G, GSD-1G, GSE-1G, BCR-2G, 50 BHVO-2G and BIR-1G using EPMA, ID-TIMS, ID-ICP-MS and LA-ICP-MS. *Geostandards and Geoanalytical Research* 29, 285–302
- Jochum, K.P., Wilson, S.A., Abouchami, W., Amini, M., Chmeleff, J., Eisenhauer, A., Hegner, E., Iaccheri, L. M., Kieffer, B., Krause, J., McDonough, W. F., Mertz-Kraus, R., Raczek, I., Rudnick, R. L., Scholz, D., Steinhofel, G., Stoll, B., Stracke, A., Tonarini, S., Weis, D., Weis, U. & Woodhead, J.D., 2011. GSD-1G and MPI-DING reference glasses for in situ and bulk isotopic determination. *Geostandards and AQ1360 Geoanalytical Research*, 193–226
- Jung, S., Pfander, J.A., Brugmann, G., Stracke, A., 2005. Sources of primitive alkaline volcanic rocks from the Central European Volcanic Province (Rhön, Germany) inferred from Hf, Os and Pb isotopes. *Contrib. Miner. Petr.* 150, 546–559
- Jurak, L., 1978. Geological map of Libya, Sheet Jabal Al Hasawnah (NH33–14), scale 1:250,000. Industrial Research Center, Tripoli, pp. 74–100
- Kagou Dongmo, A., Nkouathio, D., Pouclet, A., Bardintzeff, J.M., Wandji, P., Nono, A., Guillou, H., 2010. The discovery of late Quaternary basalts on Mount Bambouto: implications for recent widespread volcanic activity in the southern Cameroon Line. *J. Afr. Earth Sci.* 57, 1-2, 96–108. doi:10.1016/j.jafrearsci.2009.07.015
- Kelemen, P., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Journal of Petrology* 31, 51-98
- Klemme, S., O'Neill, H., 2000. The near-solidus transition from garnet Iherzolite to spinel Iherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 138. 237-248. 10.1007/s004100050560

Klitzsch, E., 2000. The structural Development of the Murzuq and Kufra Basins-Significance for oil and mineral exploration. In: M. A. Sola & D. Worsley, eds: Geological Exploration in the Murzuq Basin, pp. 143-150

Klügel, A., 1998. Reactions between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Islands): constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs. *Contrib Mineral Petrol* 131:237–257

Klügel, A., 2001. Prolonged reactions between harzburgite xenoliths and silica-undersaturated melt: implications for dissolution and Fe–Mg interdiffusion rates of orthopyroxene. *Contrib Mineral Petrol* 141:1–14

Kourim, F., Bodiner, J.L., Alard, O., Bendaoud, A., Vauchez, A., Dautria, J.M., 2014. Nature and evolution of the lithospheric mantle beneath the Hoggar swell (Algeria): a record from mantle xenoliths. *J. Pet.* 55 (11), 2249–2280.

Kourim, F., Vauchez, A., Bodiner, J.L., Alard, O., Bendaoud, A., 2015. Subcontinental lithosphere reactivation beneath the Hoggar swell (Algeria): Localized deformation, melt channeling and heat advection. *Tectonophysics*, 650, 18-33. doi.org/10.1016/j.tecto.2014.11.012

Krot, A.N., Keil, K., Scott, E.R.D., Goodrich, C.A., Weisberg, M.K., 2007. Classification of Meteorites. In: Holland, H.D., Turekian, K. K., (eds.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Ltd, 1, 83-128

Kushiro, I., Yoder, H. S., Jr., 1966. Anorthite-Forsterite and Anorthite-Enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.* 3, 337–362

Kusky, T.M., Abdelsalam, M.G., Tucker, R.D., Stern, R.J., 2003. Evolution of the East African and Related Orogen, and the Assembly of Gondwana. *Precambrian Res.* 123, 81-85. doi:10.1016/S0301-9268(03)00062-7

Aradi, L.E., 2011. Geochemical and tectonic evolution of the subcontinental lithospheric mantle under the Styrian Basin based on ultramafic xenoliths. PhD, School of Earth Sciences, Faculty of Science, Eötvös University Budapest, 157

Le Maitre, R.W. (ed.), 2002. *Igneous rocks: A classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 236 pp. 10.1017/S0016756803388028

Le Roux, V., Bodinier, J.L., Tommasi, A., Alard, O., Dautria, J.M., Vauchez, A., Riches, A.J.V., 2007. The Lherz spinel lherzolite: Refertilized rather than pristine mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4), 599-612

Less, G., Turki, S.M., Suwesi, S.K.H., Sherif, K., Dalub, H., Al Tajuri, A., Abused, N., Al-Gerbi, A., Peregi, Z., Gulácsi, Z., Koloszá, L., Császá, G., 2006. Geological map of Libya 1:250 000, sheet Waw al Kabir (NG 33-12). Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli. 295 pp.

Li, X. Y., Zheng, J. P., Sun, M., Pan, S. K., Wang, W., Xia, Q. K., 2014. The Cenozoic lithospheric mantle beneath the interior of South China Block: Constraints from mantle xenoliths in Guangxi Province. *Lithos*, 210–211, 14–26

Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaou, R., Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism: reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West

- African Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.), *Plates, plumes, and paradigms*. Geol. Soc. Am. Sp. Pap. 388, 379–400
- Liptai, N., 2018. Geochemical and physical properties and evolution of the lithospheric mantle beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field (Northern Pannonian Basin, Central Europe). Ph.D. Thesis, Eötvös Loránd University / Macquarie University, pp. 176
- Lucassen, F., Franz, G., Romer, R.L., Pudlo, D., Dulski, P., 2008. Nd, Pb, and Sr isotope composition of Late Mesozoic to Quaternary intra-plate magmatism in NE Africa (Sudan, Egypt): high- μ signatures from the mantle lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 765–784
- Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth Sci. Rev.* 81, 1–65. doi:10.1016/j.earscirev.2006.09.002
- Lustrino, M., Cucciniello, C., Melluso, L., Tassinari, C.C.G., De Gennaro, R., Serracino, M., 2012. Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks in the NW sector of the Gharyan volcanic field, Libya. *Lithos* 155, 218–235. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.09.003>
- Ma, G. S.-K., Wang, K.-L., Malpas, J., Iizuka, Y., Xenophontos, C., Turkmani, A.A., Chan, G. H.N., Usuki, T., Chan, Q.H.-S., 2015. Melt pockets and spongy clinopyroxene in mantle xenoliths from the Plio-Quaternary Al Ghab Volcanic Field, NW Syria: Implications for the metasomatic evolution of the lithosphere. In Khan, A., Deschamps, F., (eds.), *The Earth's Heterogeneous Mantle: A Geophysical, Geodynamical, and Geochemical Perspective*, Springer Geophysics, pp.205-258
- Mamgain, V.D., 1980. The Pre-Mesozoic (Precambrian to Paleozoic) Stratigraphy of Libya. A Reappraisal. *Bulletin, Industrial Research and Mining Center*, No.14, p. 1-122. Tripoli. De Alger. Vol. 6, Pt. 2, pp. 121-156. Alger
- Mangan, M.T., Cashman, K.V., 1996. The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 73, 1–18
- Marović, M., 2007a. Structural Setting, in Toljić M., Bashir, O., (Eds.), *Explanatory Booklet, Sheet: Mourizidie, NF 33-3. Geological map of Libya 1:250,000*, Industrial Research Centre, Libya, Tripoli. pp. 234-265
- Marovic, M., 2007b. Structural Setting. In: Toljić, M., Turki, S. (Eds.), *Geological Map of Libya 1:250 000. Sheet Wadi Blhashim (NG 34–1). Explanatory Booklet*. Industrial Research Center, Tripoli. pp. 109–121
- Marović, M., Toljić, M., Turki, S., Hanbola, M. 2013. Phanerozoic activity of Tran-Saharan Fault Swarms in Central and Southern Libya. *The Geology of Southern Libya*, Vol. 3, Editors: Salem, M.J., Elbakai, M.T., Abutarruma, Y., Earth Science Society of Libya (ESSL), pp. 137-150. ISBN Vol. 3 – 9789959840134
- Martin, U., Németh, K., 2006. How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 155, 1–2, 104–118. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.02.012

- Marty, B., Appora, I., Barrat, J.A., Deniel, C., Vellutini, P.J., Vidal, P., 1993. He, Ar, Sr, Nd and Pb isotopes in volcanic rocks from Afar: evidence for a primitive mantle component and constraints on magmatic sources. *Geochim. J.* 27, 219–228
- Matusiak-Małek, M., Puziewicz, J., Ntaflos, T., Grégoire, M., Downes, H., 2010. Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian Massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. *Lithos* 117, 49–60
- Matusiak-Małek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Gregoire M., Benoit M., Kluegel A., 2014. Two contrasting lithologies in off-rift subcontinental lithospheric mantle beneath Central Europe - the Krzeniów (SW Poland) case study. *Journal of Petrology* 55, 1799–1828
- Maury, R.C., Defant, M.J., Joron, J.L., 1992. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths. *Nature* 360, 661–663
- McDonough W.F., Frey F.A., 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks. In *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral. Ser. (eds. B. R. Liplin and G. A. McKay) AGU, Washington, DC, vol. 21, pp. 99–145
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253
- McInnes, B.I.A., Grégoire, M., Binns, R.A., Herzig, P.M., Hannington, M.D., 2001. Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth Planet Sci Lett* 188:169–183
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J. Petr.* 29, 625–679
- McKenzie, D., Jackson, J., Priestley, K., 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233:337–49
- Menzies, M.A., 1983. Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 92–110.
- Menzies, M., A., 1990. Archaean, proterozoic and Phanerozoic lithospheres. In *Continental Mantle*. (ed. M. A. Menzies). Clarendon Press, Oxford, pp. 67–86
- Mercier, J.C.C., Nicolas, A., 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology* 16 (2), 454–487
- Miller, C., Zanetti A., Thöni M., Konzett, J., Klötzli U., 2012. Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: Textural and geochemical evidence for peridotite–melt reactions. *Lithos* 128–131, 11–26. doi:10.1016/j.lithos.2011.11.004
- Mitchell, R.M., 1995. *Kimberlites, Orangeites and Related Rocks*. Plenum, New York
- Mocek, B., Ionov, D., Boyd, F., 2003. The REE budget of garnet, clinopyroxene and orthopyroxene from garnet-peridotites: Comparison of kimberlite and alkali-basalt hosted mantle xenoliths
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39, 55–76

- Natali C., Beccaluva L., Bianchini G. Siena F., 2011. Rhyolites associated to Ethiopian CFB: clues for initial rifting at the Afar plume axis. *Earth Planet. Sci. Let.* 312, 59-68. doi:10.1016/j.epsl.2011.09.059
- Navon, O., Stolper, E., 1987. Geochemical Consequences of Melt Percolation: The Upper Mantle as a Chromatographic Column, *The Journal of Geology*, 95(3), 285-307
- Németh, K., Suwesi, K.S., Peregi, Z., Gulácsi, Z., Ujszászi, J., 2003. Plio/Pleistocene flood basalt related scoria and spatter cones, rootless lava flows, and pit craters, Al Haruj Al Abiyad, Libya, *Geolines. J. Geol. Inst. AS Czech Repub.* 15, 98–103
- Nicolas, A., Boudier, F., Boullier, A., 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Am. J. Sci* 273, 853-876
- Nielson, J.E., Noller, J.S., 1987. Processes of mantle metasomatism: constraints from observations of composite peridotite xenoliths. In: EM Morris and JD Pasteris (eds) *Mantle metasomatism and alkaline magmatism. Geol Soc Am Spec Paper*, pp 61–76
- Niu, Y., 1997. Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites, *Journal of Petrology*, 38(8), 1047-1074
- Niu, Y., O'Hara, M.J., 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, 108, B4, 2209, 5-19
- Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology* 45, 2423-2458
- Nixon, P.H., 1987. *Mantle Xenoliths*. Wiley, Chichester
- Norman, M.D., 1998. Melting and metasomatism in the continental lithosphere: Laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from Eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, 240-255
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., 1988. Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 52
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 1996. 4-D lithospheric mapping: a review of the methodology with examples. *Tectonophysics* 262, 3–18
- O'Reilly, S., Griffin, W.L., 2013. Mantle metasomatism. *Metasomatism and the chemical transformation of rock. Lecture Notes in Earth System Sciences*. Harlov, D.E., Austreheim, H., (eds.). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 471-533
- Parfitt, E.A., Wilson, L., 1995. Explosive volcanic-eruptions. 9. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophys. J. Intern.* 121, 1, 226–232
- Parfitt, E.A., 1998. A study of clast size distribution, ash deposition and fragmentation in a Hawaiian-style volcanic eruption. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 84, 3–4, 197–208
- Parfitt, E.A., Gregg, T.K.P., Smith, D.K., 2002. A comparison between subaerial and submarine eruptions at Kilauea Volcano, Hawaii: implications for the thermal viability of lateral feeder dikes. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 113(1–2), 213-242. doi:10.1016/S0377-0273(01)00259-1

- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, 525-548
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin systems, South Atlantic, *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 139, pp. 36–53.
- Pearson, D.G., Canil, D., Shirey, S.B., 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and diamonds: *Treatise on Geochemistry*, Elsevier, v.2, pp.1
- Peregi, Zs., Less, Gy., Konrád, Gy., Fodor, L., Gulácsi, Z., Gyalog, L., Turki, S. M., Suwesi, S. KH., Sherif, K., Dalub, H., 2003. Geological Map of Libya 1:250 000. Sheet Al Haruj al Abyad (NG 33-8). Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli, 250 pp.
- Permenter, J.L., Oppenheimer, C., 2007. "Volcanoes of the Tibesti massif (Chad, northern Africa)". *Bulletin of Volcanology*. 69 (6): 609–626. Bibcode:2007BVol...69..609P. doi:10.1007/s00445-006-0098-x. ISSN 0258-8900
- Piccoli, G., 1970. Outlines of volcanism in northern Tripolitania (Libya). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 89, 449–461
- Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G., Marty, B., 1999. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 15, 2263–2279. doi: 10.1016/S0016-7037(99)00141-6
- Pik, R., Marty, B., Hilton, D.R., 2006. How many plumes in Africa? The geochemical point of view. *Chem. Geol.* 226, 100–114. doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.09.01
- Pike, J.N., Schwarzman, E., 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. *The Journal of Geology* 85, 49-61.
- Pilet, S., Hernandez, J., Bussy, F., Sylvester, P. 2004. Short-term metasomatic control of Nb/Th ratios in the mantle sources of intraplate basalts. *Geology (Boulder)*, 32, 2, 113–116
- Presnall, D.C., Gudfinnsson, G.H., Walter, M.J., 2002. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2073–2090.
- Priestley, K., McKenzie, D., Debayle, E. and Pilidou, S. (2008). The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology. *Geophysical Journal International*, 175, 1108–1126
- Qi Q, Taylor LA, Zhou X (1995) Petrology and geochemistry of mantle peridotite xenoliths from SE China. *J Petrol* 36:55–79
- Radivojević, M., Erić S., Turki S.M., Toljić M., Cvetković, V., 2014. Textural and compositional characteristics of mantle xenoliths from southeastern Libya: Evidence of mantle refertilization processes. *Geophys. Res. Abstr.* Vol. 16, EGU2014-7945.
- Radivojević, M., Toljić, M., Turki, S.M., Bojić, Z., Šarić, K., Cvetković, V., 2015. Neogene to Quaternary basalts of the Jabal Eghei (Nuqay) area (south Libya): Two distinct volcanic events or continuous volcanism with gradual shift in magma composition?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 293, 57–74.975

- Raffone, N., Chazot, G., Pin, C., Vannucci, R., Zanetti, A., 2009. Metasomatism in the lithospheric mantle beneath Middle Atlas (Morocco) and the origin of Fe- and Mg-rich wehrlites. *Journal of Petrology* 50, 197-249.
- Rampone, E., Vissers, R.L.M., Poggio, M., Scambelluri, M., Zanetti, A., 2010. Melt Migration and Intrusion during Exhumation of the Alboran Lithosphere: the Tallante Mantle Xenolith Record (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Petrology* 51, 295-325
- Reynolds, P., Hall, J.M., 1976. Absolute age and paleomagnetic results from the Tibesti-Garian (Tripoli). North-African Cenozoic volcanic line. Abstracts American Geophysical Union Meeting, p. 904. Washington
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M., 2000. Interaction of mantle-derived magmas and crust in the Ivrea-Verbano zone and the Ivrea mantle peridotites. In: Ranalli, G., Ricci, C.A., Trommsdorff, V. (Eds.) *Crust-Mantle Interactions. Proc. International School Earth Planet. Sci., Siena*, pp. 153-198
- Rivalenti, G., Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Vannucci, R., Cingolani, C.A., 2004. Equivocal carbonatite markers in the mantle xenoliths of the Patagonia backarc: the Gobernador Gregores case (Santa Cruz Province, Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147, 647-670
- Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Miner. Petr.* 29, 275-289. doi:10.1007/BF00371276
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, 352 pp. doi: 10.1016/0016-7037(95)90141-8
- Rosenbaum, J.M., Wilson, M., Downes, H., 1997. Multiple enrichment of the Carpathian-Pannonian mantle: Pb-Sr-Nd isotope and trace element constraints. *J. Geophys. Res.* 102, 14947-14961
- Ross, J.V., Lallemand, H.G.A., Carter, N.L., 1980. Stress dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine. *Tectonophysics* 70, 39-61
- Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W., 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 114 (pg. 463-476)
- Rudnick, R.L., Scholz, D., Steinhöfel, G., Stoll, B., Stracke, A., Tonarini, S., Weis, D., Weis, U., Woodhead, J.D., 2011. GSD-1G and MPI-DING reference glasses for in situ and bulk isotopic determination. *Geostandards and AQ1360 Geoanalytical Research*, 193-226
- Rudnick, R.L., Gao, S., Ling, W.L., Liu, Y.S., McDonough, W.F., 2004. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. *Lithos* 77, 609-637
- Rundić, Lj., Dalub, H., 2007. Geological map of Libya 1:250 000. Sheet Dur Al Abrag (NG 34-5). Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli. 110 pp
- Sachsenhofer, R.F., Lankreijer, A., Cloetingh, S., Ebner, F., 1997. Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin System, Austria), *Tectonophysics*, 272(2-4), 175-196
- Sánchez, M.C., Sarrionandia, F., Arostegui, J., Eguiluz, L., Ibarguchi, J.I.G., 2012. The transition of spatter to lava-like body in lava fountain deposits: features and examples from the Cabezo Segura

- volcano (Calatrava, Spain). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 227–228, 1–14. doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.02.016
- Saunders, A.D., Tarney, J., 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Marginal Basin Geology*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 16, 59–76
- Schilling, J.G., 1973. Afar mantle plume: rare earth evidence. *Nat. Phys. Sci.* 242, 2–6. doi:10.1038/physci242002a0
- Schmincke, H-U., 2012: *Volcanism*. Springer Science & Business Media, 324 pp
- Schult, A., Soffel, H.C., 1973. Paleomagnetism of tertiary basalts from Libya. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 32, 3, 373–380
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Ac.* 34, 237–243. doi: 10.1016/0016-7037(70)90009-8
- Shaw, C.S.J., Edgar, A.D., 1997. Post-entrainment mineral-melt reactions in spinel peridotite xenoliths from Inver, Donegal, Ireland. *Geol Mag* 134:771–779
- Shaw, C.S.J., 1999. Dissolution of orthopyroxene in basaltic magma between 0.4 and 2 GPa: further implications for the origin of Sirich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contrib Mineral Petrol* 135:114–132
- Shaw, C.S.J., Klügel, A., 2002. The pressure and temperature conditions and timing of glass formation in mantle-derived xenoliths from Baarley, West Eifel, Germany: the case for amphibole
- Shaw, C.S.J., 2004. The temporal evolution of three magmatic systems in the West Eifel volcanic field, Germany. *J Volcanol Geothermal Res* 131:213–240
- Shaw, C. S. J., Dingwell, D. B., 2008. Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155, 199–214
- Shimizu, Yohei & Arai, Shoji & Morishita, Tomoaki & Ishida, Yoshito. (2008). Origin and significance of spinel–pyroxene symplectite in lherzolite xenoliths from Tallante, SE Spain. *Mineralogy and Petrology*. 94. 27–43. 10.1007/s00710-008-0004-7
- Sleep, N.H., 1990. Hot spots and mantle plumes: some phenomenology. *J. Geophys. Res.* 95, 6715–6736
- Steiger, R.H., Jaeger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362. doi: 10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Stein, M., Hofmann, A.W., 1992. Fossil plumes beneath the Arabian lithosphere? *Earth Planet. Sci. Lett.* 114, 193–209.
- Stracke, A., Hofmann, A.W., Hart, S.R., 2005. FOZO, HIMU and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6, Q05007. doi:10.1029/2004GC000824.
- Streckeisen, A., 1973. Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geotimes* 18(10):26–30

- Su, B.X., Zhang, H.F., Sakyi, P., Yang, Y.H., Ying, J.F., Tang, Y.J., Qin, K.Z., Xiao, Y., Zhao, X.M., Mao, Q., Ma, Y.G., 2011. The origin of spongy texture in minerals of mantle xenoliths from the Western Qinling, Central China. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161, 465-482
- Su, B.X., Zhang, H.F., Ying, J.F., Tang, Y.J., Hu, Y., Santosh, M., 2012. Metasomatized lithospheric mantle beneath Western Qinling, central China: insight into activity of carbonatite melts. *The Journal of Geology* 120, 671–681
- Su, B.X., Zhang, H.F., Deloule, E., Vigier, N., Hu, Y., Tang, Y.J., Xiao, Y., Sakyi, P.A., 2014. Distinguishing silicate and carbonatite mantle metasomatism by using lithium and its isotopes. *Chemical Geology* 381, 67–77
- Sun, M., Kerrich, R., 1995. Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4863–4879
- Szabó, C.S, Vaselli, O, Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., Coradossi, N., Kubovics, I., 1995. Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Volcanol* 7(2):219–263
- Takazawa, E., Frey, F. A., Shimizu, N., Obata, M., and Bodinier, J.L., 1992. Geochemical evidence for melt migration and reaction in the upper mantle. *Nature* **359**, 55–58
- Taylor, W., 1998. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite, *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 381-408
- Thordarson, T., Self, S., 1993. The Laki (Skaftar-fires) and Grimsvotn eruptions in 1783–1785. *B. Volcanol.* 55, 4, 233–263
- Thordarson, T., Larsen, G., 2007. Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history. *J. Geodyn.* 43,118-152. doi:10.1016/j.jog.2006.09.005
- Toljić, M., El Mehdi, B.O., 2000. Geological map of Libya, 1:250 000. Sheet Mourizidie (NF 33-3). Explanatory Booklet. Ind. Res. Cent., Tripoli, 326 p
- Toljić M., Bashir, O., 2007. Explanatory Booklet, Sheet: Mourizidie, NF 33-3. Geological map of Libya 1:250,000, Industrial Research Centre, Libya, Tripoli. p. 326
- Toljić, M., Turki, S., 2007. Geological map of Libya 1:250 000. Sheet Wadi Blhashim (NG 34-1). Explanatory Booklet. Industrial Research Center, Tripoli. 148 pp.
- Toljić, M., Cvetković, V., Marović, M., Turki, S., Abu Aghreb, F., 2013. Intracontinental Basaltic Volcanism associated with the Melez Chograne Formation, Southern Libya., *The Geology of Southern Libya*, Vol. 3, Editors: Salem, M.J., Elbakai, M.T., Abutarruma, Y., Earth Science Society of Libya (ESSL), pp 211-222. ISBN Vol. 3 – 9789959840134
- Toljić, M., Abu Agrab A.F., 2014. Geological map of Libya 1:250 000. Sheet Wādi Eghei NF 34-1. Explanatory Booklet. Industrial Research Center, p. 305. Tripoli (in print)
- Toljić, M., Agrab, A.F.M., 2016. (in print) Explanatory Booklet, Sheet: Wadi Eghei, NF 34-1. Geological map of Libya 1:250,000, Industrial Research Centre, Libya, Tripoli. p. 305

- Tommasi, A., Baptiste, V., Vauchez, A., Holtzman, B., 2016. Deformation, annealing, reactive melt percolation, and seismic anisotropy in the lithospheric mantle beneath the southeastern Ethiopian rift: Constraints from mantle xenoliths from Mega. *Tectonophysics* 682, 186-205
- Upton, B.G.J., Downes, H., Kirstein, L.A., Bonadiman, C., Hill, P.G., Ntaflos, T., 2011. The lithospheric mantle and lower crust–mantle relationships under Scotland: a xenolithic perspective. *Journal of the Geological Society* 168, 873-886
- Vail, J.R., 1971. Dike swarms and volcanic activity in northeastern Africa. In: Gray, C. (Ed.), *Symp. on the Geology of Libya*. University of Libya, Tripoli, pp.341-347
- Van Orman, J.A., Grove, T.L., Shimizu, N., 2001. Rare earth element diffusion in diopside: influence of temperature, pressure, and ionic radius, and an elastic model for diffusion in silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 687-703.
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M.F., Vannucci, R., Coradossi, N., 1996. Spinel-peridotite xenoliths from Kapfenstein (Graz Basin, Eastern Austria): A geochemical and petrological study. *Mineralogy and Petrology* 57, 23-50.
- Vespermann, D., Schmincke, H.U., 2000. Scoria cones and tuff rings. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 683–694
- Vidović, M., 2015. Veza između modalnog sastava, sklopa i hemijskog sastava minerala ksenolita oblasti Jabal Eghi (Libija). Master rad. Rudarsko-geološki Fakultet, Beograd
- Walker, G.P.R., 1973. Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. London*. 274, 107-118
- Walter, M.J., 2003. Melt extraction and compositional variability in mantle lithosphere, in: Turekian, K.K., Holland, H.D. (Eds.), *Treatise on geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 363-394
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 2–4, 381–397. doi: 10.1016/0012-821X(91)90217-6
- Weinstein, Y., Navon, O., Altherr, R., Stein, M., 2006. The Role of Lithospheric Mantle Heterogeneity in the Generation of Plio-Pleistocene Alkali Basaltic Suites from NW Harrat Ash Shaam (Israel). *J. Petrol.* 47, 1017-1050. doi: 10.1093/petrology/egl003
- White, R.S., Mckenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94, 7685–7729. doi: 10.1029/JB094iB06p07685
- Wilshire, H.G., Shervais, J.W., 1975. Al-Augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in rocks from western United States. *Phys Chem Earth* 9:257–272
- Wilson, L., Head, J.W., 1981. Ascent and eruption of basaltic magma on the earth and moon. *J. Geophys. Res.* 86, 2971-3001
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, London 466 pp.
- Wilson, M., Bianchini, G., 1999. Tertiary–Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Seranne, M. (Eds.), *The Mediterranean*

- Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 156, pp. 141–168
- Wilson, M., 2007: *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer Science & Business Media. 466 pp
- Witt-Eickschen, G., Seck, H.A., 1991. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 431-439
- Witt-Eickschen, G., and B. Harte, 1994. Distribution of trace elements between amphibole and clinopyroxene from mantle peridotites of the Eifel (western Germany): An ion-microprobe study, *Chemical Geology*, 117(1), 235-250
- Wolff, J.A., Sumner, J.M., 2000. Lava fountains and their products. In: Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 321–329
- Woller, F., Fediuk, F., 1980. Volcanic rocks of Jabal as Sawda. In: Salem, M.J., Busrewil, M.T. (Eds.), *The geology of Libya*, Academic Press, London, III, pp. 1081–1093
- Wood, B.J., Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene- clinopyroxene relationship in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol* 42: 109±124
- Woodland, A. B., Kornprobst J., McPherson, E., Bodinier, J.-L. & Menzies, M. A. (1996). Metasomatic interactions in the lithospheric mantle: petrologic evidence from the Lherz massif, French Pyrenees. *Chemical Geology* 134, 83-112
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2004. Major and trace element composition of depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6, 859, 1-49. doi: 10.1016/j.epsl.2004.12.005
- Wörner, G., Zindler, A., Staudigel, H., Schmincke, H.U., 1986. Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanic from West Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 107–119
- Yaxley G.M., Crawford A.J., Green D.H., 1991. Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 107 (pg. 305-317)
- Yaxley, G.M., Green D.H., 1998. Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 78, 243–255
- Yaxley, G.M., Kamenetsky, V., 1999. In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases, *Earth Planet. Sci. Lett.* 172 97,109
- Zajacz, Z., Kovács, I., Szabó, C., Halter, W., Pettke, T., 2007. Evolution of mafic alkaline melts crystallized in the uppermost lithospheric mantle: a melt inclusion study of olivine-clinopyroxenite xenoliths, northern Hungary. *Journal of Petrology* 48, 853-883
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., 1999. The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134, 107-122.

Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Hegner, E., 1997. Relationship between deformation, equilibration temperatures, REE and radiogenic isotopes in mantle xenoliths Ray Pic, Massif Central, France.: an example of plume–lithosphere interaction?. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 187–203

Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Marriner, G.F., Bea, F., 1999. Geochemical variation in peridotite xenoliths and their constituent clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): implications for the composition of the shallow lithospheric mantle. *Chemical Geology*, 153,11–35

Zemlitskaya, A., 2017. Petrologische und geochemische Betrachtung der Genese an Jabal Eghei Xenolithen aus Libyen. Johannes Gutenberg Universität Mainz, Bachelorarbeit, 36 p

Zinngrebe E., Foley S. F., 1995. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 122 (pg. 79-96).

Prilog 1. Reprezentativne analize hemijskog sastava minerala (u tež.%) iz ksenolita područja Jabal Eghei.

Mineral	OLIVIN															
	V-5										V-3					
Uzorak																
Broj analize	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	42,0	42,0	41,4	41,6	41,5	41,4	41,1	41,2	41,3	41,3	42,3	42,0	41,6	41,4	41,2	41,6
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	8,4	8,2	8,2	8,5	8,4	7,8	8,4	8,2	8,1	7,8	8,7	8,8	8,4	8,8	8,6	8,4
MnO	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2
MgO	49,2	49,0	49,2	48,9	49,4	49,5	49,6	50,0	50,1	49,7	48,7	48,5	48,9	48,8	48,9	48,9
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,3	0,6	0,5	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,5	0,3
Mg#	91,2	91,5	91,4	91,2	91,3	91,9	91,4	91,5	91,7	91,9	90,9	90,7	91,2	90,9	91,0	91,2
Fo	91,2	91,3	91,3	91,0	91,3	91,6	91,4	91,5	91,5	91,7	90,9	90,7	91,0	90,7	91,0	91,0

Objašnjenje: Mg#- magnezijski broj, Fo- forsterit

Nastavak priloga 1.

Mineral	OLIVIN															
	V-3				V-14										V-15	
Uzorak																
Broj analize	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2
SiO ₂	41,4	41,5	41,4	41,2	41,9	41,8	41,2	40,8	41,2	41,3	41,3	41,6	41,3	41,2	41,6	41,9
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FeO	8,8	8,8	8,5	8,8	9,1	9,1	9,0	9,3	8,8	9,1	8,9	9,1	8,9	8,8	9,3	9,3
MnO	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
MgO	48,8	49,1	49,2	49,1	48,7	48,9	48,8	48,7	49,0	49,4	49,2	48,6	49,2	48,8	48,1	48,1
CaO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
Na ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K ₂ O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
NiO	0,4	0,3	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3	0,4	0,0	0,4	0,0	0,6	0,6
Mg#	90,9	90,9	91,1	90,9	90,5	90,6	90,6	90,4	90,8	90,7	90,8	90,6	90,8	90,8	90,2	90,2
Fo	90,7	90,9	91,1	90,9	90,5	90,6	90,3	90,4	90,7	90,7	90,8	90,6	90,8	90,6	90,2	90,2

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
	V-5										V-3					
Uzorak																
Broj analiza	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	57.1	56.5	57.0	57.6	57.3	57.3	56.8	57.0	56.7	56.8	56.7	56.4	55.6	56.4	56.2	55.6
TiO ₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	3.0	2.5	3.0	3.0	3.1	2.9	2.8	2.8	2.9	2.9	3.9	3.8	4.2	4.0	3.8	3.9
FeO	5.1	5.6	5.2	5.2	5.5	5.2	5.5	5.4	5.0	5.2	5.5	5.6	5.6	5.8	5.5	5.7
MnO	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.2
MgO	33.6	34.1	33.4	33.1	33.6	33.4	33.6	33.6	34.0	34.0	32.3	32.9	32.7	32.6	32.7	32.9
CaO	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.7	0.8	0.8	0.7	0.6	0.7
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.6	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.5	0.3
NiO	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.8	99.7	100.0	99.9	100.4	100.0	100.0	100.1	99.6	99.8	99.5	99.8	99.3	100.0	99.5	99.2
En	90.8	90.7	90.8	90.8	90.6	90.6	90.2	90.2	91.4	91.2	90.0	89.9	89.6	89.7	89.9	89.8
Fs	8.1	8.3	8.0	8.0	8.3	8.3	8.6	8.5	7.5	7.8	8.6	8.6	8.9	9.0	8.8	8.9
Wo	1.0	1.0	1.2	1.3	1.1	1.1	1.1	1.2	1.1	1.0	1.4	1.5	1.5	1.3	1.3	1.3
Mg#	92.2	91.6	91.9	91.9	91.6	92.0	91.6	91.8	92.4	92.2	91.2	91.3	91.2	90.9	91.3	91.2

Objašnjenje: *En*- enstatit, *Fs*- ferosilit, *Wo*- volastonit (eng. wollastonite), *Mg#*-magnezijski broj

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN																
Uzorak	V-3					V-14										V-15	
Broj analiza	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	
SiO₂	55.6	55.7	55.8	56.0	56.8	56.4	57.0	55.6	55.8	56.5	55.9	56.4	56.6	57.2	55.4	55.4	
TiO₂	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	
Al₂O₃	4.3	3.9	3.9	4.2	3.4	4.2	3.3	3.9	3.8	3.4	4.1	3.3	3.2	3.3	5.3	5.3	
FeO	5.5	5.5	5.6	5.3	5.7	5.6	5.9	5.8	5.6	5.6	5.8	5.7	5.4	5.7	6.0	6.1	
MnO	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
MgO	33.1	33.6	33.5	33.5	33.1	32.8	33.2	33.1	33.2	33.4	32.8	33.3	33.6	33.3	31.7	31.6	
CaO	0.8	0.5	0.6	0.7	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.5	0.6	0.5	0.6	0.6	1.0	1.0	
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Cr₂O₃	0.4	0.4	0.5	0.2	0.3	0.5	0.4	0.5	0.3	0.2	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Total	99.6	100.1	99.8	99.8	100.0	99.9	100.4	99.8	99.3	99.8	99.6	99.5	100.1	100.4	99.8	99.9	
En	90.0	90.4	90.4	90.6	90.0	90.5	90.0	90.1	90.2	90.3	89.9	90.3	90.6	90.2	88.6	88.5	
Fs	8.4	8.6	8.4	8.1	9.0	8.6	8.9	8.8	8.5	8.8	9.0	8.7	8.2	8.7	9.5	9.6	
Wo	1.6	1.0	1.2	1.3	1.0	0.9	1.1	1.1	1.3	0.9	1.1	1.0	1.1	1.1	1.9	2.0	
Mg#	91.5	91.6	91.5	91.8	91.2	91.3	91.0	91.1	91.4	91.4	90.9	91.3	91.7	91.2	90.4	90.2	

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
	v-15									v-7						
Uzorak																
Broj analiza	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55.3	55.2	54.7	54.5	55.2	55.8	54.4	55.0	56.5	56.1	56.6	56.5	55.7	55.7	55.7	56.1
TiO ₂	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1
Al ₂ O ₃	5.4	4.7	5.0	5.4	5.3	5.2	5.3	5.4	3.6	3.6	3.6	3.8	3.8	3.5	4.4	3.4
FeO	5.9	6.0	5.9	5.8	6.1	6.0	6.1	6.0	5.8	5.8	5.7	6.0	6.0	5.9	5.6	5.8
MnO	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1
MgO	31.4	32.3	32.6	32.1	31.7	31.5	31.4	32.1	32.7	32.8	32.7	33.0	32.8	33.2	33.2	33.8
CaO	0.9	1.0	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0	1.0	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.5	0.4
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.4	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3
NiO	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0	0.1
Total	99.7	99.7	99.8	99.3	100.0	100.1	98.8	100.2	99.2	99.2	99.5	100.2	99.4	99.3	100.1	100.2
En	88.5	88.9	88.8	89.0	88.3	88.6	88.2	88.4	90.2	90.0	90.4	89.9	90.0	90.2	90.2	90.2
Fs	9.6	9.2	9.2	9.0	9.5	9.5	9.9	9.5	9.0	9.2	8.8	9.2	9.2	9.1	8.9	9.0
Wo	1.9	1.9	1.9	2.0	2.1	2.0	1.9	2.0	0.7	0.8	0.8	0.9	0.8	0.7	0.9	0.8
Mg#	90.5	90.6	90.8	90.9	90.3	90.3	90.2	90.5	90.9	91.0	91.1	90.8	90.7	90.9	91.3	91.2

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
Uzorak	V-7		V-12										V-11			
Broj analiza	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4
SiO₂	55.8	55.7	56.1	56.6	56.5	56.5	56.5	55.9	56.4	56.0	56.3	56.6	56.2	55.9	56.6	56.3
TiO₂	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
Al₂O₃	3.4	3.9	3.7	3.8	3.7	3.6	3.6	3.7	3.7	3.6	3.9	3.9	3.8	3.5	3.5	2.8
FeO	5.8	5.8	5.8	5.8	5.7	6.0	5.7	5.7	5.7	5.7	5.8	5.9	6.5	6.3	6.4	6.3
MnO	0.2	0.2		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.2
MgO	33.7	33.8	32.5	32.8	32.9	32.9	33.0	33.4	33.2	33.5	32.5	32.7	32.7	33.4	32.4	32.8
CaO	0.4	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.7	0.6	0.3	0.4	0.3	0.4
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.0	0.4
NiO	0.1	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.7	100.1	99.2	99.9	99.9	100.0	99.9	99.6	99.9	99.7	99.5	100.1	100.0	100.0	99.3	99.2
En	90.3	90.2	89.6	89.9	90.1	89.5	90.0	90.3	90.1	90.4	89.6	89.7	89.1	89.7	89.3	89.4
Fs	9.0	8.9	9.0	9.0	8.7	9.2	8.7	8.6	8.7	8.6	9.0	9.1	10.3	9.5	10.1	9.9
Wo	0.7	0.9	1.4	1.2	1.2	1.3	1.3	1.1	1.1	1.0	1.3	1.2	0.7	0.8	0.6	0.7
Mg#	91.2	91.3	90.9	90.9	91.2	90.7	91.2	91.3	91.2	91.3	90.9	90.8	89.9	90.4	90.1	90.3

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
Uzorak	V-11						V-4									
Broj analiza	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO₂	56.5	55.5	56.2	56.3	56.2	55.7	55.7	56.5	56.5	56.7	56.7	55.6	56.2	55.9	56.0	57.1
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	3.1	3.7	3.2	3.5	3.3	3.6	4.3	4.5	3.3	3.4	3.1	3.5	3.5	3.1	3.2	3.5
FeO	6.2	6.5	6.3	6.3	6.3	6.4	6.3	6.2	6.2	6.0	6.0	6.0	6.1	6.2	6.0	6.0
MnO	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.3	0.2	0.3	0.0	0.0
MgO	32.8	32.7	33.3	33.4	33.3	33.4	32.2	32.4	33.1	32.7	32.9	33.2	33.3	33.3	33.1	33.0
CaO	0.4	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.3	0.3	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	0.3	0.0	0.2	0.2	0.0	0.3	0.0
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0
Total	99.2	99.1	99.7	100.2	99.5	99.8	98.8	100.3	99.5	99.7	99.2	99.2	99.8	99.1	99.2	99.6
En	89.7	89.1	89.5	89.7	89.7	89.5	89.5	89.6	89.8	89.6	90.0	89.8	89.8	89.5	90.0	90.7
Fs	9.5	10.0	9.9	9.5	9.5	9.8	9.8	9.7	9.5	9.6	9.1	9.5	9.4	9.8	9.2	9.3
Wo	0.8	0.9	0.6	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.8	0.9	0.7	0.8	0.7	0.8	0.0
Mg#	90.4	89.9	90.5	90.4	90.4	90.3	90.2	90.3	90.4	90.6	90.8	90.8	90.7	90.5	90.8	90.7

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
	V-21										V-17					
Uzorak																
Broj analiza	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56.5	56.3	56.8	56.5	56.1	55.9	56.4	56.3	56.0	57.2	56.6	56.7	56.1	57.2	56.3	56.7
TiO ₂	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	3.9	3.6	3.4	3.4	3.9	3.2	3.4	3.2	3.2	3.0	3.4	3.8	3.3	3.1	3.3	3.1
FeO	6.3	6.2	6.5	6.4	6.0	6.6	6.1	6.1	6.2	6.2	5.9	5.9	5.9	6.0	5.9	6.1
MnO	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0
MgO	32.7	33.1	32.5	32.9	32.4	32.8	33.2	33.1	33.3	32.7	33.2	33.4	32.6	33.1	32.9	32.9
CaO	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.0	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
Na ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.0	0.3	0.0	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.4	0.3
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.0	100.1	99.8	99.8	99.2	99.2	99.4	99.5	99.5	99.4	100.0	100.5	98.8	100.1	99.3	99.6
En	89.7	89.6	89.3	89.5	89.8	89.2	90.0	89.7	89.6	90.4	90.0	90.4	89.9	90.1	89.9	89.9
Fs	9.6	9.7	10.0	9.7	9.4	10.0	9.2	9.5	9.7	9.6	9.2	8.9	9.4	9.1	9.3	9.4
Wo	0.6	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.9	0.8	0.0	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7
Mg#	90.3	90.5	89.9	90.2	90.6	89.9	90.7	90.7	90.5	90.4	91.0	91.0	90.8	90.8	90.8	90.5

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
Uzorak	V-17				V-8										V-6	
Broj analiza	7	8	9	10	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2
SiO₂	56.0	56.6	56.7	56.4	56.5	56.1	55.8	55.6	55.5	55.6	55.2	55.9	56.1	56.4	56.9	56.6
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	3.2	2.7	2.7	2.8	3.7	3.3	3.6	3.6	3.5	3.6	3.5	3.7	3.2	4.1	3.6	3.9
FeO	5.8	5.9	5.9	5.9	6.3	6.2	6.4	6.4	6.3	6.4	6.2	6.3	6.4	6.6	6.3	6.4
MnO	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	33.4	34.0	33.5	33.8	32.5	33.0	33.3	33.3	33.3	33.8	33.5	33.3	33.6	32.5	32.4	32.6
CaO	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.5	0.4	0.4	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.4	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.0	0.3	0.2	0.0	0.3	0.2	0.4
NiO	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.5	100.0	99.5	99.6	99.5	99.5	100.0	99.9	99.6	99.7	99.3	100.0	99.7	100.2	99.8	100.2
En	90.4	90.3	90.1	90.3	89.6	89.9	89.3	89.4	89.5	89.7	89.7	89.3	89.7	89.0	89.5	89.4
Fs	8.9	9.0	9.1	8.8	9.8	9.5	9.8	9.8	9.8	9.8	9.4	9.8	9.5	10.2	9.8	9.8
Wo	0.7	0.7	0.8	0.9	0.6	0.6	0.9	0.7	0.7	0.5	1.0	0.9	0.8	0.8	0.6	0.8
Mg#	91.1	91.2	91.0	91.1	90.2	90.4	90.3	90.3	90.4	90.4	90.5	90.4	90.4	89.7	90.1	90.1

Nastavak priloga 1.

Mineral	ROMBIČNI PIROKSEN															
Uzorak	V-6								V-2							
Broj analiza	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO₂	56.7	56.4	56.3	55.8	56.8	55.6	56.1	56.6	56.7	56.6	56.8	57.0	56.1	56.2	55.9	55.5
TiO₂	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	2.9	3.3	3.6	3.6	3.4	3.5	2.9	3.6	3.3	3.7	3.4	3.2	3.8	3.3	3.4	3.8
FeO	6.1	6.0	5.9	6.6	5.9	6.1	6.1	6.1	6.4	6.4	6.4	6.0	6.1	6.1	6.1	6.0
MnO	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.0	0.2	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0
MgO	33.2	33.2	32.9	33.0	33.2	33.1	33.5	32.6	33.1	32.2	32.7	33.3	33.4	33.6	33.2	33.3
CaO	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.3	0.3	0.4	0.2	0.0	0.3	0.0	0.3	0.2	0.3	0.2
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.7	99.5	99.1	99.6	99.7	99.3	99.6	99.5	100.3	99.6	100.1	100.0	100.1	99.8	99.5	99.3
En	89.7	89.8	90.1	89.1	90.3	89.7	89.9	89.8	89.3	89.2	89.2	89.9	90.0	90.1	89.6	90.0
Fs	9.6	9.5	9.1	9.9	9.0	9.5	9.4	9.4	10.0	9.9	10.2	9.4	9.1	9.2	9.6	9.1
Wo	0.7	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	1.0	0.6	0.6	0.8	0.7	0.9	0.9
Mg#	90.6	90.8	90.9	90.0	91.0	90.6	90.7	90.5	90.2	90.0	90.1	90.8	90.8	90.7	90.6	90.8

Nastavak priloga 1.

Mineral	MONOKLINIČNI PIROKSEN																
	V-5							V-3								V-14	
Uzorak																	
Broj analiza	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2
SiO ₂	53.6	54.1	53.7	53.7	54.1	53.5	53.6	52.8	52.7	53.5	52.9	53.2	52.4	53.1	51.9	52.5	53.1
TiO ₂	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.5	0.4	0.5	0.4	0.3
Al ₂ O ₃	4.5	4.7	4.9	4.7	4.7	4.8	4.7	6.2	6.2	5.6	6.0	6.1	6.1	6.2	6.3	5.6	5.7
FeO	2.3	2.3	2.2	2.2	2.3	2.0	2.1	2.6	2.6	2.7	2.4	2.5	2.5	2.4	2.9	2.2	2.3
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
MgO	15.5	15.5	15.7	15.6	15.4	16.1	16.0	15.5	15.4	15.2	15.8	15.5	15.4	15.6	15.6	15.2	15.2
CaO	20.8	20.7	20.7	20.7	21.0	21.0	21.0	19.8	20.2	20.4	20.5	20.3	20.4	20.1	20.6	20.6	20.7
Na ₂ O	1.3	1.2	1.3	1.4	1.3	1.2	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4	1.3	1.5	1.4	1.4	1.6	1.5
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	1.3	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	1.1	0.9	0.9	0.7	0.8	0.7	0.9	0.9	0.9	1.2	1.0
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.6	100.0	100.1	99.7	100.2	99.9	100.1	99.8	99.8	99.8	100.0	99.9	99.5	100.0	100.0	99.4	99.9
En	48.9	49.0	49.4	49.2	48.5	49.8	49.5	49.7	49.0	48.4	49.6	49.3	48.9	49.7	48.8	48.6	48.2
Fs	4.0	4.0	3.9	4.0	4.0	3.5	3.7	4.6	4.9	4.8	4.2	4.5	4.4	4.2	5.0	4.0	4.5
Wo	47.2	47.0	46.7	46.8	47.4	46.7	46.8	45.7	46.1	46.8	46.2	46.3	46.7	46.1	46.2	47.5	47.4
Mg#	92.5	92.4	92.7	92.5	92.3	93.4	93.0	91.5	91.5	90.9	92.1	91.7	91.7	92.2	90.7	92.5	92.3
Cr#	15.7	14.7	14.6	14.8	13.7	12.7	13.9	8.6	8.8	8.0	7.8	7.5	8.9	9.2	8.4	12.8	10.1

Objašnjenje: *En*- enstatit, *Fs*- ferosilit, *Wo*- volastonit (eng. wollastonite), *Mg#*-magnezijski broj, *Cr#*- hromni broj.

Nastavak priloga 1.

Mineral	MONOKLINIČNI PIROKSEN																
	V-14						V-15								V-7		
Uzorak																	
Broj analiza	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3
SiO ₂	53.0	53.6	53.5	53.6	53.2	53.3	53.0	52.1	51.6	52.6	52.0	51.9	52.1	51.9	53.3	52.4	52.2
TiO ₂	0.3	0.4	0.6	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	0.6	0.0
Al ₂ O ₃	6.4	5.7	5.9	5.8	5.8	6.0	7.0	6.4	6.9	7.0	6.8	7.1	6.9	6.9	5.3	6.0	5.7
FeO	2.2	2.3	2.3	2.2	2.4	2.2	2.9	3.1	3.0	2.9	3.1	2.9	3.1	3.0	2.1	2.0	2.5
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
MgO	14.5	15.0	14.8	14.9	14.8	15.2	15.5	16.0	15.7	15.4	15.2	15.8	15.8	15.7	14.8	14.8	15.6
CaO	20.6	20.8	20.8	20.8	20.6	20.8	19.6	19.8	19.4	19.2	19.5	19.6	19.6	19.4	21.7	21.4	22.1
Na ₂ O	1.6	1.6	1.5	1.5	1.6	1.5	1.4	1.3	1.3	1.4	1.5	1.2	1.3	1.3	1.4	1.5	1.3
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	1.3	0.9	1.1	1.1	1.0	0.8	0.3	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	0.6	0.8	0.7
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.1	100.1	100.4	100.3	99.9	100.3	100.1	99.7	99.2	100.0	99.4	99.9	100.0	99.6	99.4	99.3	100.0
En	47.5	48.0	47.8	48.0	47.8	48.3	49.7	50.1	50.0	50.0	49.2	50.2	49.9	50.1	46.8	47.3	47.5
Fs	4.1	4.1	4.1	4.0	4.3	4.0	5.3	5.4	5.6	5.3	5.7	5.2	5.7	5.5	3.7	3.5	4.3
Wo	48.5	47.9	48.1	48.0	47.9	47.7	45.0	44.6	44.4	44.7	45.2	44.6	44.5	44.4	49.5	49.2	48.2
Mg#	92.1	92.1	92.2	92.2	91.7	92.4	90.4	90.3	90.3	90.4	89.6	90.6	90.2	90.3	92.6	93.1	91.7
Cr#	12.1	9.1	10.9	10.8	10.4	8.5	3.0	7.2	6.8	7.2	8.3	7.7	7.4	7.8	7.2	8.1	7.5

Nastavak priloga 1.

Mineral	MONOKLINIČNI PIROKSEN																
	V-7						V-12						V-11				
Uzorak	V-7						V-12						V-11				
Broj analiza	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4
SiO ₂	51.6	52.8	53.4	52.6	53.0	53.3	53.2	53.3	53.4	52.9	53.2	53.1	52.7	53.1	53.4	52.6	52.0
TiO ₂	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	0.4	0.2	0.2	0.4	0.0	0.3	0.3	0.2	0.6	0.5	0.3
Al ₂ O ₃	5.9	5.5	5.4	5.5	5.4	5.1	5.7	5.7	5.6	5.7	5.6	5.5	5.7	5.9	6.0	6.1	5.8
FeO	2.5	2.0	2.2	2.4	2.3	2.3	2.7	2.5	2.4	2.5	2.5	2.3	2.6	2.6	2.7	2.6	2.6
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	15.1	15.5	14.7	14.7	15.2	15.1	15.4	15.4	15.5	15.2	15.5	15.7	15.7	15.1	14.5	14.8	15.1
CaO	21.7	21.7	21.6	21.5	21.7	21.5	21.0	20.8	20.9	21.3	20.7	21.2	21.0	21.7	21.4	21.3	22.1
Na ₂ O	1.5	1.5	1.3	1.6	1.4	1.2	1.3	1.2	1.2	1.4	1.2	1.3	1.3	1.3	1.4	1.3	1.3
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr ₂ O ₃	0.7	0.6	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.9	0.9	0.7	0.8	0.7	0.5	0.6	0.7
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.4	100.0	99.7	99.3	100.0	99.8	100.3	99.8	99.7	100.2	99.6	99.9	100.0	100.5	100.5	99.8	99.9
En	47.1	48.0	46.8	46.7	47.3	47.4	48.1	48.5	48.7	47.6	48.6	48.7	48.8	47.0	46.2	46.9	46.6
Fs	4.3	3.5	3.9	4.2	4.0	4.0	4.7	4.4	4.2	4.4	4.5	4.0	4.5	4.5	4.7	4.6	4.5
Wo	48.6	48.4	49.3	49.1	48.8	48.6	47.2	47.1	47.1	48.0	46.9	47.3	46.8	48.6	49.1	48.5	48.9
Mg#	91.5	93.1	92.2	91.8	92.3	92.3	91.1	91.8	92.1	91.5	91.6	92.4	91.6	91.3	90.7	91.1	91.1
Cr#	7.7	6.8	8.8	6.7	7.5	8.4	7.1	8.5	7.2	9.2	9.4	7.7	8.7	7.3	5.2	6.3	7.4

Nastavak priloga 1.

Mineral	MONOKLINIČNI PIROKSEN																
Uzorak	V-11			V-4								V-21					
Broj analiza	5	6	7	1	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	52.7	52.3	52.7	52.0	52.7	52.1	53.1	53.2	52.2	52.5	53.0	53.1	52.9	52.9	52.9	52.8	53.1
TiO₂	0.5	0.6	0.4	0.7	0.6	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	0.3	0.4	0.0	0.4	0.3	0.3	0.3
Al₂O₃	5.7	6.1	6.2	6.8	6.3	6.8	6.5	5.7	6.6	6.6	5.8	5.6	5.5	5.7	5.4	5.2	4.8
FeO	2.4	2.5	2.5	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.3	2.5	2.6	2.6	2.5	2.6	2.6	2.6	2.4
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	14.6	14.7	14.7	13.8	14.4	14.0	14.4	14.7	14.4	14.8	14.7	14.7	14.9	15.0	15.1	15.4	15.7
CaO	21.6	21.5	21.9	21.0	20.8	21.0	21.0	21.8	21.4	20.8	21.7	21.9	21.7	21.1	21.6	22.3	22.5
Na₂O	1.3	1.3	1.3	1.8	1.8	1.7	1.7	1.5	1.5	1.7	1.4	1.2	1.3	1.5	1.3	1.0	0.9
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.4
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.6	99.5	100.2	99.2	99.5	99.2	100.4	100.2	99.6	100.3	100.0	100.2	99.5	99.8	99.7	100.2	100.1
En	46.4	46.7	46.2	45.7	46.9	46.1	46.9	46.5	46.4	47.3	46.3	46.1	46.6	47.5	47.1	46.9	47.3
Fs	4.3	4.4	4.4	4.3	4.1	4.3	4.1	4.1	4.2	4.8	4.5	4.6	4.5	4.6	4.5	4.4	4.0
Wo	49.2	49.0	49.4	50.0	48.9	49.6	49.0	49.5	49.5	47.9	49.2	49.3	48.9	48.0	48.4	48.7	48.6
Mg#	91.4	91.4	91.3	91.4	91.9	91.5	92.0	91.9	91.7	91.5	91.1	91.0	91.3	91.2	91.4	91.5	92.1
Cr#	8.0	7.4	6.8	7.5	6.6	6.2	7.1	6.4	5.8	5.8	7.3	7.5	7.6	6.9	6.8	5.8	5.7

Nastavak priloga 1.

Mineral	MONOKLINIČNI PIROKSEN																
Uzorak	V-17							V-8								V-6	
Broj analiza	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2
SiO₂	53.3	53.2	53.0	52.5	52.8	52.3	53.6	52.9	52.7	52.8	52.3	52.3	52.9	52.2	52.3	52.9	53.4
TiO₂	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.8	0.8	0.7	0.8	0.8	0.6	0.7	0.6	0.5	0.5
Al₂O₃	5.4	5.7	5.7	5.1	5.7	5.1	4.8	6.5	6.5	6.4	6.8	6.4	5.9	6.5	6.6	6.3	5.6
FeO	2.3	2.6	2.7	2.5	2.5	2.4	2.5	2.5	2.6	2.6	2.7	2.4	2.6	2.6	2.7	2.2	2.5
MnO	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	15.2	14.5	14.8	15.5	15.0	15.4	15.4	14.4	14.0	14.2	14.0	14.0	14.5	14.1	14.2	14.3	14.8
CaO	22.0	21.2	22.0	22.5	21.6	22.2	22.4	21.3	21.4	20.9	21.3	21.5	21.5	21.2	21.3	21.2	21.3
Na₂O	1.1	1.5	1.2	0.9	1.4	1.0	0.9	1.5	1.4	1.5	1.6	1.6	1.5	1.5	1.7	1.6	1.4
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.8	0.7	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.5	0.4	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8	0.5
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.5	99.9	100.5	100.1	100.3	99.5	100.5	100.5	99.7	99.6	100.0	99.6	100.0	99.3	99.9	99.7	100.1
En	47.0	46.3	46.1	46.9	47.0	47.0	46.9	46.2	45.5	46.2	45.4	45.5	46.2	45.7	45.7	46.5	46.8
Fs	3.9	4.9	4.6	4.2	4.4	4.2	4.2	4.6	4.7	4.8	4.9	4.4	4.6	4.8	4.9	4.0	4.5
Wo	49.1	48.8	49.3	48.9	48.6	48.9	48.9	49.3	49.8	49.0	49.7	50.1	49.2	49.6	49.4	49.5	48.7
Mg#	92.3	91.0	90.9	91.7	91.4	91.9	91.7	91.0	90.6	90.5	90.3	91.2	90.9	90.6	90.3	92.1	91.2
Cr#	8.8	8.0	8.6	8.8	8.6	9.4	9.1	5.3	4.4	5.2	5.4	6.7	5.8	5.4	5.6	7.4	6.1

Nastavak priloga 1.

Mineral	MONOKLINIČNI PIROKSEN															
Uzorak	V-6								V-2							
Broj analiza	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO₂	52.2	52.4	52.9	52.8	52.5	52.5	52.8	52.5	52.7	53.2	53.2	52.5	52.7	52.5	52.6	52.5
TiO₂	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4
Al₂O₃	6.4	6.6	6.0	6.6	6.3	6.2	6.6	6.1	6.3	6.2	6.1	6.1	6.0	6.3	5.2	6.3
FeO	2.5	2.4	2.3	2.4	2.4	2.3	2.4	2.1	2.4	2.4	2.4	2.4	2.3	2.3	2.2	2.4
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	14.5	14.4	14.6	14.6	14.6	14.7	14.6	14.7	14.8	14.5	14.5	14.5	15.0	14.7	15.6	15.0
CaO	21.5	21.0	21.5	20.9	21.1	21.6	20.9	21.6	20.8	21.1	21.1	21.5	21.5	21.2	21.8	21.3
Na₂O	1.5	1.4	1.5	1.6	1.6	1.6	1.6	1.4	1.6	1.6	1.6	1.6	1.5	1.7	1.3	1.5
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	0.5	0.8	0.6	0.7	0.7	0.8	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.6	0.6	0.7
NiO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.4	99.5	99.7	100.1	100.0	100.1	100.1	99.5	99.7	100.1	100.0	99.7	100.1	99.7	99.6	100.0
En	46.2	46.8	46.7	47.2	46.8	46.7	47.2	46.8	47.6	46.7	46.8	46.3	47.2	47.1	48.1	47.4
Fs	4.5	4.3	4.1	4.4	4.5	4.1	4.4	3.8	4.3	4.4	4.3	4.3	4.1	4.1	3.7	4.2
Wo	49.3	48.9	49.2	48.5	48.7	49.2	48.5	49.4	48.1	48.9	48.9	49.4	48.7	48.8	48.2	48.3
Mg#	91.2	91.6	92.0	91.6	91.5	91.9	91.6	92.6	91.7	91.4	91.6	91.5	92.0	91.9	92.8	91.8
Cr#	4.7	7.4	6.2	6.8	7.2	7.7	6.8	6.4	6.8	6.8	7.0	7.9	6.8	6.4	7.0	6.9

Nastavak priloga 1.

Mineral	SPINEL													
Uzorak	V-5							V-3						
Broj analiza	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7
SiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO₂	0.3	0.3	0.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0
Al₂O₃	46.5	45.4	46.3	45.4	46.9	46.5	46.9	56.9	55.7	56.6	55.8	56.2	56.4	54.1
FeO	11.3	11.2	10.9	11.3	11.2	11.0	10.7	10.1	10.3	10.2	10.1	10.1	9.9	12.3
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	18.1	18.1	18.5	17.8	18.3	18.4	18.9	20.0	19.8	20.1	19.9	20.3	20.3	20.5
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	23.7	24.4	22.9	24.7	23.4	23.0	23.3	12.6	13.1	12.6	12.9	12.6	12.7	12.9
NiO	0.4	0.0	0.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.4	0.4	0.4	0.4	0.0	0.5	0.0
Total	100.2	99.3	99.3	99.6	100.0	99.3	100.0	100.3	99.3	99.9	99.1	99.4	100.0	99.8
Cr#	25.5	26.5	24.9	26.8	25.1	24.9	25.0	13.0	13.7	13.0	13.4	13.1	13.1	13.8
Mg#	74.0	74.2	75.0	73.7	74.5	74.8	75.8	77.8	77.4	77.9	77.8	78.2	78.5	74.8

Objašnjenje: Mg#-magnezijski broj, Cr#- hromni broj.

Nastavak priloga 1.

Mineral	SPINEL													
Uzorak	V-14					V-15							V-7	
Broj analiza	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	1	2
SiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO₂	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	53.5	54.2	54.9	53.2	54.5	58.1	58.3	57.5	57.6	57.2	57.9	57.5	59.4	59.3
FeO	10.3	10.4	11.3	11.4	10.6	11.2	10.8	11.0	11.0	10.9	10.8	11.1	10.2	10.0
MnO	0.3	0.3		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	19.0	19.3	19.0	18.5	19.2	20.4	20.2	20.0	19.7	20.0	19.8	20.4	19.7	19.8
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	16.0	15.5	14.6	15.2	15.0	10.3	10.9	11.0	10.6	10.5	10.2	10.6	9.5	9.8
NiO	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.6
Total	99.7	100.1	100.1	98.6	99.9	100.4	100.6	100.1	99.7	99.2	99.5	100.0	99.2	99.5
Cr#	16.7	16.1	15.1	16.1	15.6	10.6	11.2	11.4	11.0	11.0	10.6	11.0	9.7	10.0
Mg#	76.6	76.8	75.0	74.4	76.4	76.5	76.8	76.4	76.1	76.6	76.6	76.7	77.5	77.8

Nastavak priloga 1.

Mineral	SPINEL													
Uzorak	V-7				V-12					V-11				
Broj analiza	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	60.7	59.6	60.3	59.6	57.3	57.5	57.2	57.6	57.8	58.3	59.3	59.5	59.7	58.8
FeO	9.7	9.5	9.9	10.2	10.3	10.0	10.5	10.0	10.5	10.9	10.7	11.1	10.8	10.6
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	20.4	20.5	20.5	20.4	19.8	20.3	19.9	19.7	19.8	19.0	19.6	19.1	19.3	19.3
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	9.2	9.8	9.0	9.1	11.8	12.1	12.1	11.6	11.8	10.6	9.4	9.6	9.6	10.9
NiO	0.5	0.5	0.3	0.3	0.4	0.6	0.3	0.5	0.3	0.3	0.6	0.5	0.3	0.4
Total	100.4	99.9	100.0	99.5	99.6	100.9	100.0	99.4	100.0	99.1	99.5	99.8	99.7	100.0
Cr#	9.2	9.9	9.1	9.3	12.1	12.4	12.4	11.9	12.0	10.8	9.6	9.8	9.8	11.0
Mg#	79.0	79.3	78.7	78.2	77.3	78.3	77.1	77.8	77.1	75.6	76.6	75.5	76.1	76.5

Nastavak priloga 1.

Mineral	SPINEL													
Uzorak	V-11		V-4							V-21				
Broj analiza	1	2	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5
SiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0
Al₂O₃	58.3	59.1	60.8	60.7	60.1	59.1	60.0	60.8	60.8	59.1	59.3	59.4	58.2	59.8
FeO	10.8	10.7	10.5	10.2	10.4	9.9	10.2	10.2	10.1	11.7	11.0	10.7	11.3	10.8
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	19.5	19.5	20.2	20.4	20.2	22.2	20.2	20.1	20.4	19.6	19.7	19.9	19.7	19.8
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	10.6	9.9	8.1	7.9	7.9	7.4	8.3	8.3	7.8	9.5	8.8	9.3	9.1	9.2
NiO	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.0	0.6	0.4	0.6	0.3
Total	99.5	99.4	99.9	99.6	99.0	99.1	99.0	99.7	99.3	99.8	99.4	99.8	99.2	99.9
Cr#	10.9	10.1	8.2	8.0	8.1	7.8	8.5	8.4	8.0	9.8	9.1	9.5	9.5	9.3
Mg#	76.3	76.4	77.4	78.1	77.6	80.0	78.0	77.9	78.3	74.9	76.1	76.8	75.7	76.5

Nastavak priloga 1.

Mineral	SPINEL													
Uzorak	V-21		V-17							V-8				
Broj analiza	1	2	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5
SiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO₂	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2	0.0
Al₂O₃	59.2	59.6	54.7	55.3	55.3	57.0	55.9	57.0	55.2	61.3	59.1	61.0	60.3	60.6
FeO	10.8	10.8	9.6	11.1	10.6	11.5	10.6	11.8	11.4	11.0	11.9	11.1	11.1	11.0
MnO	0.3	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	19.8	19.7	20.2	19.1	19.4	19.8	19.5	19.3	19.6	19.8	19.4	19.8	19.9	20.0
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	9.0	8.8	14.5	13.1	13.2	11.7	12.3	11.7	12.8	7.3	9.0	7.4	7.6	7.5
NiO	0.4	0.4	0.2	0.5	0.4	0.5	0.4	0.0	0.4	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4
Total	99.3	99.3	99.6	99.1	99.1	100.5	98.9	99.7	99.5	100.1	100.1	99.7	99.6	99.5
Cr#	9.2	9.0	15.1	13.7	13.8	12.1	12.8	12.1	13.5	7.4	9.3	7.5	7.8	7.7
Mg#	76.6	76.4	78.9	75.4	76.5	75.5	76.5	74.6	75.3	76.2	74.4	76.1	76.1	76.4

Nastavak priloga 1.

Mineral	SPINEL													
Uzorak	V-8		V-6						V-2					
Broj analiza	1	2	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
SiO₂	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TiO₂	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al₂O₃	58.2	59.3	60.1	59.9	59.9	60.0	59.9	58.2	59.2	59.2	58.7	59.6	59.3	59.0
FeO	11.4	11.1	10.7	10.2	10.4	10.7	10.6	10.1	10.3	10.1	10.3	10.3	10.1	10.5
MnO	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	19.6	20.3	19.7	20.5	20.0	19.6	19.9	20.2	20.1	20.4	20.7	20.3	20.3	20.9
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
K₂O	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr₂O₃	9.9	8.9	9.5	8.8	8.8	9.1	8.8	10.1	9.6	9.2	9.5	9.1	9.5	9.2
NiO	0.4	0.5	0.5	0.3	0.6	0.4	0.0	0.4	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.5
Total	99.7	100.4	100.3	99.8	99.7	99.8	99.5	99.4	99.5	99.2	99.6	99.6	99.4	100.0
Cr#	10.2	9.2	9.5	9.0	9.0	9.2	9.0	10.5	9.8	9.5	9.8	9.3	9.7	9.4
Mg#	75.4	76.5	76.6	78.2	77.4	76.6	77.0	78.1	77.6	78.3	78.1	77.8	78.2	78.0

Prilog 2. Reprezentativne analize sekundarnih minerala (tež. %) po uzorcima ksenolita Jaba Eghei područja.

Uzorak	V-3					V-15					V-7							
	Cpx-2B			Sp-3	Fsp-2A	Cpx-2A				Cpx-2B				Fsp-1A				
SiO ₂	50.6	51.3	50.8	0.0	60.9	51.0	51.7	52.0	51.7	50.8	50.8	50.9	50.2	51.4	53.5	54.3	54.3	
TiO ₂	0.8	0.4	1.0	0.2	0.3	0.5	0.4	0.6	0.4	1.0	1.0	1.3	1.5	1.1	0.0	0.3	0.3	
Al ₂ O ₃	4.8	4.1	4.4	55.5	25.1	7.1	5.6	4.8	5.5	6.1	4.4	3.8	3.7	4.0	29.6	29.8	28.8	
FeO	3.0	2.8	2.9	9.6	0.0	3.0	3.0	3.2	3.0	2.9	2.9	3.0	3.2	3.2	0.4	0.4	0.3	
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
MgO	16.5	16.9	17.2	19.9	0.0	15.9	16.6	17.0	16.8	16.0	17.2	16.2	15.9	16.0	0.0	0.0	0.0	
CaO	21.8	22.7	22.2	0.0	6.2	21.5	21.6	21.0	21.4	21.0	22.2	23.3	23.2	22.8	10.9	11.0	10.7	
Na ₂ O	0.6	0.4	0.4	0.0	7.0	0.4	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	0.6	0.5	0.7	4.8	4.8	5.0	
K ₂ O	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.4	0.4	
Cr ₂ O ₃	1.0	0.9	0.8	13.0	n.a.	1.0	0.9	0.8	0.9	0.7	0.8	0.6	0.8	0.8	0.0	0.0	0.0	
NiO	0.0	0.0	0.0	0.4	n.a.	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
P ₂ O ₅	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.0	0.0	0.0	
Total	99.2	99.4	99.6	98.7	100.5	100.6	100.2	99.9	100.1	99.3	99.6	99.6	99.1	99.9	99.6	100.9	99.8	
Na ₂ O+K ₂ O	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
Fo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
En	48.7	48.6	49.5	n.a.	n.a.	47.9	49.1	50.1	49.5	48.9	49.5	46.7	46.3	46.8	n.a.	n.a.	n.a.	
Fs	5.0	4.5	4.6	n.a.	n.a.	5.4	5.0	5.5	5.1	5.0	4.6	4.9	5.3	5.2	n.a.	n.a.	n.a.	
Wo	46.3	46.9	45.8	n.a.	n.a.	46.7	45.8	44.4	45.4	46.1	45.8	48.4	48.5	48.0	n.a.	n.a.	n.a.	
Or	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2.4	2.3	2.5	
Ab	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	62.9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	43.3	43.0	44.6	
An	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	31.0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	54.3	54.7	52.9	
Mg#	90.7	91.5	91.4	13.6	n.a.	90.4	90.9	90.5	91.0	90.7	91.4	90.5	89.8	90.0	n.a.	n.a.	n.a.	
Cr#	12.3	12.8	11.4	78.7	n.a.	8.9	9.9	9.7	9.6	6.7	11.4	9.1	12.0	11.8	n.a.	n.a.	n.a.	

Objašnjenje: Fo-forsterit, En-enstatit, Fs-ferosilit, Wo-volastonit (eng. wollastonite), Mg#-magnezijski broj, Cr#-hromni broj, Or-ortoklas, Ab-albit, An-anortit.

Nastavak priloga 2.

Uzorak	V-7				V-11		V-4	V-8	V-2							
	Fsp-2A	S-1A	S-1B	S-3	Fsp-2B	S-2A	Fsp-2A	Fsp-2A	Cpx-2B				S-1A		V-2B	
SiO ₂	59.0	55.8	49.3	56.1	51.0	51.9	53.2	53.6	50.2	50.9	50.9	50.0	51.0	60.8	58.2	56.8
TiO ₂	0.2	0.2	2.5	0.7	0.0	0.0	0.0	0.3	1.3	1.1	1.0	1.2	0.8	1.1	1.1	1.3
Al ₂ O ₃	25.8	28.6	20.4	21.3	31.5	29.5	29.8	29.8	8.7	7.2	6.7	7.3	7.1	21.1	21.4	21.5
FeO	0.3	0.5	0.0	3.6	0.5	1.1	0.4	0.5	3.5	3.1	3.2	3.3	3.0	2.5	2.9	3.1
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	0.0	0.0	2.0	2.8	0.0	1.9	0.0	0.0	16.2	15.8	16.2	15.7	16.1	1.5	2.6	2.6
CaO	7.0	10.0	4.5	4.1	14.2	13.2	11.5	11.9	18.7	19.5	19.3	20.2	19.5	7.5	7.3	9.5
Na ₂ O	6.5	5.2	5.1	5.5	3.2	3.4	4.7	4.6	1.3	1.1	0.8	0.5	1.0	4.8	4.5	4.8
K ₂ O	0.8	0.5	3.8	5.6	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.7	0.0
Cr ₂ O ₃	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.7	1.0	0.9	0.8	0.0	0.0	0.0
NiO	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
P ₂ O ₅	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	99.5	100.9	99.8	99.8	100.3	101.0	100.0	100.6	100.3	99.4	99.1	99.1	99.3	100.0	98.6	99.5
Na ₂ O+K ₂ O	n.a.	5.7	8.9	11.1	n.a.	3.4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5.5	5.2	4.8
Fo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Fs	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	6.1	5.6	5.6	5.7	5.3	n.a.	n.a.	n.a.
Wo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	42.6	44.4	43.6	45.3	44.1	n.a.	n.a.	n.a.
Or	4.8	n.a.	n.a.	n.a.	0.0	n.a.	2.6	0.0	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Ab	59.4	n.a.	n.a.	n.a.	28.7	n.a.	41.4	41.1	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
An	35.8	n.a.	n.a.	n.a.	71.3	n.a.	56.1	58.9	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mg#	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	89.3	90.0	90.1	89.6	90.5	n.a.	n.a.	n.a.
Cr#	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	4.4	5.8	8.8	7.6	6.7	n.a.	n.a.	n.a.
En	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	51.3	50.0	50.9	49.0	50.6	n.a.	n.a.	n.a.

Prilog 3. Srednji sadržaj elemenata u tragovima (ppm) zrana primarnog (Cpx-1) i sekundarnog (Cpx-2) monokliničnog piroksena iz Jabal Eghei ksenolita.

Uzorak	V-5				V-3		V-14		V-15				V-15 (rub)			V-7		
Broj zrna	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1D	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1D	Cpx-2A	Cpx-2B	Cpx-2C	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1C
Rb	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.11	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.49	0.81	1.50	0.09	<g.d.	<g.d.
Sr	103.04	94.80	113.30	100.51	53.15	58.74	111.37	100.66	14.50	17.49	<g.d.	15.90	25.85	25.50	25.54	8.95	8.85	8.85
Y	7.88	7.40	8.96	8.00	13.47	13.01	12.17	10.42	15.10	14.05	17.61	12.82	16.08	17.52	15.77	14.25	14.87	16.63
Zr	35.39	31.91	38.76	34.08	19.13	19.52	41.16	34.58	8.30	8.03	12.88	7.11	10.05	11.41	13.11	5.56	5.54	6.51
Nb	0.17	0.13	0.14	0.14	0.07	0.08	0.06	0.05	1.60	2.51	7.51	2.26	0.87	0.75	1.48	0.06	0.05	<g.d.
Ba	1.99	0.57	0.57	0.51	0.19	1.93	0.37	0.15	0.55	0.23	2.44	0.17	9.85	2.87	0.64	0.90	0.24	0.25
La	1.70	1.52	1.85	1.81	1.00	1.05	1.29	1.11	0.27	0.37	0.13	0.36	1.20	1.50	1.36	0.05	0.06	0.06
Ce	6.61	6.16	7.62	6.48	2.27	2.66	5.49	5.04	0.62	0.82	0.36	0.72	2.77	3.59	2.71	0.37	0.32	0.34
Pr	0.83	0.73	0.89	0.75	0.43	0.46	0.91	0.83	0.19	0.21	0.80	0.21	0.37	0.51	0.35	0.15	0.15	0.19
Nd	3.68	3.27	3.78	3.31	2.85	2.95	4.53	4.24	1.79	1.84	0.21	1.48	2.09	2.31	2.38	1.52	1.62	1.64
Sm	0.98	0.95	1.15	1.11	1.04	1.18	1.44	1.29	1.16	1.03	1.73	0.95	1.48	1.44	1.55	1.06	1.11	1.19
Eu	0.39	0.39	0.47	0.37	0.49	0.54	0.63	0.54	0.49	0.48	0.96	0.43	0.52	0.50	0.48	0.46	0.49	0.50
Gd	1.22	1.17	1.26	1.29	1.72	1.71	1.80	1.60	1.89	1.73	0.50	1.47	2.05	1.76	2.03	1.73	1.68	1.85
Tb	0.21	0.21	0.24	0.21	0.32	0.34	0.32	0.30	0.36	0.34	1.64	0.37	0.37	0.42	0.25	0.36	0.38	0.40
Dy	1.34	1.32	1.60	1.52	2.31	2.37	2.13	1.95	2.66	2.45	0.32	2.23	2.68	3.07	2.31	2.56	2.62	2.85
Ho	0.31	0.28	0.36	0.31	0.49	0.54	0.45	0.44	0.60	0.56	2.32	0.51	0.56	0.57	0.68	0.56	0.57	0.64
Er	0.94	0.87	1.02	0.97	1.52	1.55	1.43	1.15	1.78	1.70	0.49	1.52	1.76	1.50	2.24	1.66	1.77	2.00
Tm	0.13	0.12	0.14	0.12	0.22	0.18	0.17	0.17	0.24	0.23	1.51	0.20	0.23	0.26	0.24	0.24	0.26	0.30
Yb	0.85	0.84	0.94	0.88	1.48	1.61	1.21	1.08	1.69	1.57	0.21	1.63	1.50	1.77	1.15	1.64	1.71	1.85
Lu	0.13	0.13	0.15	0.11	0.20	0.20	0.16	0.16	0.24	0.19	1.53	0.21	0.26	0.23	0.29	0.25	0.22	0.28
Hf	0.77	0.63	0.94	0.59	0.63	0.66	0.93	0.81	0.50	0.41	0.20	0.42	0.66	0.52	0.62	0.38	0.37	0.45
Ta	0.03	0.01	0.04	0.02	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.05	0.05	0.43	0.05	0.08	0.13	0.05	<g.d.	<g.d.	<g.d.
Th	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.04	0.03	<g.d.	<g.d.	0.27	0.40	0.05	0.38	0.19	0.20	0.29	0.03	0.03	0.04
U	0.02	<g.d.	0.03	<g.d.	0.02	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.10	0.13	0.39	0.12	0.07	0.05	0.12	0.02	0.01	<g.d.

Nastavak priloga 3.

Uzorak	V-12			V-11				V-21				V-4			V-6			V-2			
Broj zrna	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1D	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1D	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1D	Cpx-1A	Cpx-1B	Cpx-1C	Cpx-1D		
Rb	0.07	<g.d.	0.07	<g.d.	<g.d.	0.72	0.64	<g.d.	<g.d.	0.07	0.24	0.44	0.09	0.08	0.13	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.		
Sr	117.91	119.59	118.89	33.86	41.70	25.01	30.93	19.14	20.69	33.51	34.73	34.63	95.80	104.89	114.34	102.23	95.79	104.24	94.68		
Y	10.35	11.09	10.93	16.16	15.65	19.33	14.35	12.82	14.60	17.37	17.81	16.61	16.56	15.13	14.93	15.43	14.92	15.51	15.72		
Zr	20.56	24.51	15.57	13.42	9.37	12.05	9.27	17.78	10.34	17.82	18.33	17.26	20.10	23.82	24.48	29.37	31.81	33.86	27.67		
Nb	0.09	0.08	0.09	0.23	0.12	0.27	0.23	0.12	0.34	0.04	0.04	0.03	0.07	0.11	0.10	0.10	0.10	0.27	<g.d.		
Ba	2.10	0.18	0.46	<g.d.	0.63	<g.d.	1.63	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.21	0.40	0.55	0.92	1.17	1.18	0.25	2.17	<g.d.		
La	10.25	10.57	10.32	2.69	3.61	2.19	2.32	1.03	1.09	0.28	0.29	0.29	4.27	5.72	5.45	6.28	5.80	5.62	6.13		
Ce	20.52	21.19	20.07	3.53	5.31	3.42	3.28	3.02	3.01	1.61	1.70	1.71	10.41	12.82	12.80	13.29	12.21	12.96	12.51		
Pr	2.60	2.78	2.60	0.35	0.50	0.36	0.32	0.39	0.43	0.40	0.42	0.42	1.31	1.42	1.49	1.47	1.35	1.48	1.27		
Nd	11.21	12.28	10.87	2.33	2.36	3.38	2.03	2.11	2.34	2.71	2.87	2.71	5.80	6.30	6.20	5.62	5.88	5.30	5.32		
Sm	2.55	2.82	2.42	1.22	1.18	0.96	1.38	0.97	1.21	1.34	1.48	1.24	1.78	1.72	1.66	1.62	1.72	1.58	1.25		
Eu	0.98	0.97	0.89	0.53	0.48	0.74	0.47	0.39	0.48	0.62	0.66	0.65	0.71	0.74	0.75	0.65	0.64	0.73	0.63		
Gd	2.26	2.42	2.05	1.91	2.12	2.69	1.97	1.61	1.54	2.21	2.37	2.02	2.17	2.32	2.31	2.12	1.97	2.03	2.00		
Tb	0.33	0.36	0.34	0.39	0.33	0.48	0.36	0.29	0.34	0.43	0.44	0.40	0.43	0.40	0.39	0.47	0.36	0.36	0.42		
Dy	2.11	2.26	2.08	3.00	2.74	3.21	2.77	2.11	2.45	3.09	3.18	2.79	2.88	2.71	2.72	2.89	2.64	2.38	2.68		
Ho	0.40	0.46	0.43	0.61	0.61	0.70	0.47	0.52	0.57	0.68	0.69	0.68	0.64	0.61	0.58	0.59	0.56	0.63	0.67		
Er	1.15	1.21	1.24	1.91	1.94	1.79	1.67	1.56	1.74	1.96	2.04	2.00	1.88	1.76	1.78	1.91	1.84	2.09	1.86		
Tm	0.16	0.18	0.18	0.27	0.25	0.43	0.23	0.24	0.25	0.29	0.28	0.28	0.26	0.25	0.24	0.24	0.27	0.35	0.26		
Yb	1.13	1.19	1.09	1.82	1.70	1.75	1.76	1.47	1.79	1.93	1.93	1.87	1.80	1.67	1.68	1.80	1.79	1.86	1.61		
Lu	0.16	0.17	0.17	0.23	0.25	0.30	0.27	0.19	0.23	0.26	0.27	0.27	0.24	0.25	0.24	0.26	0.27	0.24	0.25		
Hf	0.44	0.53	0.46	0.56	0.52	0.48	0.47	0.52	0.37	0.70	0.72	0.67	0.74	0.76	0.84	0.93	0.91	0.87	0.99		
Ta	0.01	<g.d.	0.02	<g.d.	0.02	0.05	0.02	0.06	0.06	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	<g.d.	0.02	0.03	<g.d.		
Th	0.83	0.91	0.89	0.26	0.50	0.21	0.29	0.06	0.06	<g.d.	0.02	0.01	0.52	0.80	0.76	0.90	0.81	0.84	0.93		
U	0.42	0.43	0.46	0.23	0.32	0.09	0.19	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.20	0.31	0.30	0.36	0.30	0.28	0.34		

Prilog 4. Sadržaji glavnih oksida (tež. %), elemenata u tragovima i elemenata retkih zemalja (ppm) u ksenolitima oblasti Jabal Eghei.

Uzorak	V-5	V-3	V-14	V-15	V-7	V-12	V-11	V-4	V-21	V-17	V-8	V-6	V-2
SiO ₂	44.56	43.71	45.21	45.84	44.18	45.15	46.07	46.60	45.90	45.78	44.66	44.82	45.61
TiO ₂	0.04	0.08	0.09	0.10	0.12	0.07	0.08	0.14	0.08	0.08	0.13	0.11	0.12
Al ₂ O ₃	1.46	3.38	2.52	3.57	3.13	3.18	3.02	3.94	3.79	2.81	3.09	3.10	3.41
Cr ₂ O ₃	0.39	0.52	0.45	0.42	0.36	0.44	0.38	0.39	0.41	0.44	0.29	0.34	0.36
Fe ₂ O ₃	8.75	8.87	8.79	8.85	8.90	8.99	9.29	8.79	8.66	8.69	9.52	9.08	8.99
MnO	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13
MgO	43.24	39.97	39.50	36.67	38.39	38.81	37.38	35.06	36.41	38.57	38.67	38.70	37.23
CaO	0.82	2.52	2.42	3.52	3.78	2.48	3.00	3.99	3.66	2.84	2.80	2.95	3.14
Na ₂ O	0.05	0.22	0.20	0.27	0.32	0.20	0.19	0.36	0.22	0.20	0.23	0.20	0.22
K ₂ O	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.05	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02	0.04	0.03
Mg#	0.85	0.83	0.83	0.82	0.83	0.83	0.82	0.82	0.82	0.83	0.82	0.83	0.82
Sc	9.00	13.00	12.00	16.00	17.00	13.00	14.00	19.00	17.00	15.00	15.00	14.00	15.00
V	35.00	65.00	52.00	80.00	75.00	65.00	64.00	102.00	86.00	65.00	78.00	74.00	72.00
Co	109.30	103.20	102.60	101.70	104.40	107.60	100.80	97.50	94.70	103.60	104.20	105.90	98.20
Ni	2320.80	2036.20	2109.30	1864.20	2053.30	1984.60	1806.60	1855.50	1676.80	1887.60	1960.90	1978.10	1865.60
Cu	4.00	8.20	14.10	9.60	12.20	7.10	5.60	9.70	4.70	5.60	10.10	8.90	11.40
Zn	28.00	25.00	27.00	27.00	21.00	26.00	20.00	24.00	17.00	20.00	21.00	25.00	25.00
Ga	1.20	3.00	1.60	2.50	2.10	2.80	2.30	3.90	2.60	1.60	2.60	2.40	3.10
Rb	0.20	0.20	0.30	0.20	0.90	0.30	0.50	1.70	0.30	0.30	<0,1	0.20	0.30
Sr	7.10	13.90	26.40	6.40	29.00	22.50	18.70	14.10	11.60	25.10	20.40	27.70	25.70
Y	0.50	2.40	1.80	3.30	3.90	2.10	3.00	4.40	3.30	2.20	3.50	3.00	2.90
Zr	2.60	4.00	7.50	2.40	5.70	3.60	11.30	4.50	4.30	3.80	4.70	4.80	6.10
Nb	0.60	1.00	0.50	0.60	2.40	0.20	0.40	0.70	<0,1	<0,1	0.50	0.40	0.90
Ba	11.00	16.00	14.00	21.00	30.00	20.00	41.00	12.00	13.00	39.00	26.00	59.00	50.00
La	0.40	0.50	0.90	0.30	1.90	1.60	0.90	0.20	0.80	1.40	0.40	1.00	1.10
Ce	0.80	0.80	1.70	0.40	3.20	2.80	1.30	0.30	0.80	1.80	0.80	1.60	2.10
Pr	0.08	0.12	0.22	0.07	0.36	0.34	0.14	0.09	0.12	0.17	0.12	0.20	0.24
Nd	<0.3	0.50	1.00	0.40	1.60	1.60	0.60	0.60	0.60	0.70	0.70	0.90	1.00
Sm	<0.05	0.19	0.22	0.16	0.35	0.30	0.19	0.24	0.15	0.18	0.21	0.29	0.29
Eu	<0.02	0.07	0.09	0.09	0.14	0.13	0.08	0.13	0.07	0.08	0.12	0.11	0.12
Gd	0.10	0.31	0.31	0.38	0.61	0.36	0.36	0.55	0.32	0.33	0.41	0.39	0.40
Tb	0.01	0.06	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.11	0.07	0.06	0.09	0.08	0.08
Dy	0.10	0.34	0.31	0.53	0.65	0.39	0.54	0.69	0.49	0.38	0.65	0.48	0.52
Ho	0.02	0.08	0.07	0.11	0.13	0.08	0.10	0.15	0.12	0.08	0.14	0.10	0.11
Er	0.06	0.26	0.20	0.40	0.41	0.22	0.34	0.45	0.33	0.23	0.42	0.33	0.31
Tm	0.01	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.06	0.05	0.05
Yb	0.08	0.22	0.21	0.34	0.36	0.22	0.29	0.44	0.33	0.25	0.36	0.35	0.32
Lu	0.01	0.04	0.03	0.06	0.07	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05
Hf	<0.1	0.10	0.20	0.10	0.10	<0.1	0.30	0.20	0.20	0.10	0.10	0.10	0.20
Pb	0.60	0.60	1.80	0.60	0.30	0.50	0.40	0.40	0.30	0.70	0.50	0.30	0.40
Th	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.30	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.20	<0.2	<0.2	<0.2
U	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.10	<0.1	<0.1	0.10	<0.1	<0.1	<0.1

Biografija

Maša Radivojević je rođena 1987. godine u Beogradu. Osnovne akademske studije, studijskog programa Geologija, na Departamnu za petrologiju i geochemiju Rudarsko-geološkog fakulteta, upisala je 2006.godine, a diplomirala 2010.godine . Godine 2011. završila je master studije na istom departmanu sa prosečnom ocenom 9.2 i odbranila master rad pod nazivom: „Alkalni bazaltoidi istočne Srbije: primer anorogenog vulkanizma u orogenom području“ sa ocenom 10. Iste godine upisala je doktorske studije na studijskom programu Geologija, Rudarsko-geološkog fakulteta, Univerziteta u Beogradu. Položila je sve zakonom predviđene ispite sa prosečnom ocenom 9.93.

Od oktobra 2011. do 2012. godine radila je kao istraživač - pripravnik, a od 2012. do 2017. kao istraživač-saradnik na Rudarsko-geološkom fakultetu, na projektu OI Ministarstva prosvete i nauke Republike Srbije „Magmatizam i geodinamika Balkanskog poluostrva od mezozoika do danas: značaj za obrazovanje metaličnih i nemetaličnih rudnih ležišta“ (176016). U periodu januar-avgust 2017. godine bila je zaposlena u zvanju asistenta na Katedri za petrologiju i geochemiju.

Tokom doktorskih studija radila je u Laboratoriji za SEM Rudarsko-geološkog fakulteta, čime je potpuno savladala metodu skenirajuće elektronske mikroskopije sa energetske-disperzivnom spektrometrijom. Imala je nekoliko studijskih boravaka, seminara i treninga, među kojima se izdvaja boravak na Univerzitetu "Johannes Gutenberg" u Majncu, Nemačka tokom 2014. godine, gde je savladala osnove iz metode laserske ablacije sa indukovano-spregnutom plazmom i masenim spektrometrijom. Stručni ispit za obavljanje poslova izrade projekata i elaborata i izvođenja geoloških istraživanja položila je 2014. godine. Autor i koautor je deset naučnih ili stručnih publikacija.

Изјава о ауторству

Име и презиме аутора Маша Радивојевић

Број индекса Г803/11

Изјављујем

да је докторска дисертација под насловом

ПЕТРОЛОШКИ И ГЕОХЕМИЈСКИ ЕФЕКТИ ПРОЦЕСА ПАРЦИЈАЛНОГ СТАПАЊА И МЕТАСОМАТИЗМА У

СУБКОНТИНЕНТАЛНОМ ОМОТАЧУ ИСПОД ЈУЖНЕ ЛИБИЈЕ

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

Потпис аутора

У Београду, _____

Изјава о истоветности штампане и електронске верзије докторског рада

Име и презиме аутора **Маша Радивојевић**

Број индекса **Г803/11**

Студијски програм **Геологија**

Наслов рада „ **ПЕТРОЛОШКИ И ГЕОХЕМИЈСКИ ЕФЕКТИ ПРОЦЕСА ПАРЦИЈАЛНОГ СТАПАЊА И МЕТАСОМАТИЗМА У СУБКОНТИНЕНТАЛНОМ ОМОТАЧУ ИСПОД ЈУЖНЕ ЛИБИЈЕ**“

Ментор **Проф. др Владица Цветковић**

Изјављујем да је штампана верзија мог докторског рада истоветна електронској верзији коју сам предао/ла ради похрањена у **Дигиталном репозиторијуму Универзитета у Београду**.

Дозвољавам да се објаве моји лични подаци везани за добијање академског назива 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 аутора

У Београду, _____

Изјава о коришћењу

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

Петролошки и геохемијски ефекти процеса парцијалног стапања и метасоматизма у

субконтиненталном омотачу испод јужне Либије

која је моје ауторско дело.

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

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

1. Ауторство (CC BY)

2. Ауторство – некомерцијално (CC BY-NC)

3. Ауторство – некомерцијално – без прерада (CC BY-NC-ND)

4. Ауторство – некомерцијално – делити под истим условима (CC BY-NC-SA)

5. Ауторство – без прерада (CC BY-ND)

6. Ауторство – делити под истим условима (CC BY-SA)

(Молимо да заокружите само једну од шест понуђених лиценци.

Кратак опис лиценци је саставни део ове изјаве).

Потпис аутора

У Београду, _____

1. **Ауторство.** Дозвољаваате 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.** Дозвољаваате 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 прерада.** Дозвољаваате 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.** Дозвољаваате 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 прерада.** Дозвољаваате 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.** Дозвољаваате 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.