Petrogeneza peridotita i piroksenita na području Banovine, Hrvatska

Bilić, Šime

Doctoral thesis / Disertacija

2021

Degree Grantor / Ustanova koja je dodijelila akademski / stručni stupanj: **University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering / Sveučilište u Zagrebu, Rudarsko-geološko-naftni fakultet**

Permanent link / Trajna poveznica: https://urn.nsk.hr/urn:nbn:hr:169:878794

Rights / Prava: Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International/Imenovanje-Nekomercijalno-Bez prerada 4.0 međunarodna

Download date / Datum preuzimanja: **2024-04-19**

Repository / Repozitorij:

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering Repository, University of Zagreb

Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Šime Bilić

PETROGENEZA PERIDOTITA I PIROKSENITA NA PODRUČJU BANOVINE, HRVATSKA

DOKTORSKI RAD

Zagreb, 2021.

Sveučilište u Zagrebu

Rudarsko-geološko-naftni fakultet

Šime Bilić

PETROGENEZA PERIDOTITA I PIROKSENITA NA PODRUČJU BANOVINE, HRVATSKA

DOKTORSKI RAD

Mentorica:
dr.sc. Vesnica Garašić, izv.prof.

Zagreb, 2021.

University of Zagreb

Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering

Šime Bilić

PETROGENESIS OF PERIDOTITES AND PYROXENITES IN THE AREA OF BANOVINA, CROATIA

DOCTORAL DISSERTATION

Supervisor:
Associate professor Vesnica Garašić, PhD

Zagreb, 2021.

Informacije o mentorici:

dr. sc. Vesnica Garašić, izvanredna profesorica

Zavod za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine

Rudarsko-geološko-naftni fakultet Sveučilišta u Zagrebu

Hvala mojoj Obitelji

Posebnu zahvalu izražavam mentorici izv. prof. dr. sc. Vesnici Garašić na odličnom vođenju pri izradi disertacije te ugodnom zajedničkom istraživačkom i nastavnom radu. Hvala na ljudskom, stručnom i profesionalnom odnosu, na brizi i povjerenju, na vremenu i nesebičnom ulaganju tijekom godina. Hvala Vam na mom osobnom i profesionalnom napretku!

Hvala članovima stručnog povjerenstva: prof. dr. sc. Bruni Tomljenoviću, znan. sav. dr. sc. Damiru Slovenecu i prof. dr. sc. Draženu Balenu na temeljitom pregledu i recenziji disertacije te na vrlo korisnim i poučnim stručnim savjetima i primjedbama. Hvala na oplemenjivanju disertacije.

Hvala svim članovima Zavoda za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine na prihvaćanju, poštivanju, podršci i odličnoj suradnji. Posebno hvala prof. dr. sc. Dunji Aljinović na ukazanom povjerenju te prijateljskoj i stručnoj podršci, prof. dr. sc. Marti Mileusnić na podršci i korisnim savjetima, prof. dr. sc. Goranu Durnu na podršci, tehničaru Mariu Valentu na savršenim ručno izrađenim mikroskopskim preparatima, stručnom suradniku Nevenu Tadeju na pomoći kod interpretacije rendgenograma te cimerima Duji i Tomislavu na višegodišnjoj ugodnoj i prijateljskoj radnoj atmosferi.

Hvala prof. dr. sc. Davoru Paveliću na prijateljskom pristupu i povjerenju, na podršci i savjetima te na vrlo korisnim, poučnim i nezaboravnim terenima.

Hvala prof. dr. Alanu Woodlandu na pomoći pri radu s elektronskom mikrosondom, na trudu i vremenu, korisnim i poučnim savjetima te na ugodnom zajedničkom radu i druženju tijekom boravka u Frankfurtu.

Hvala dr. Hans-Michaelu Seitzu na pomoći pri radu s masenim spektrometrom s induktivno spregnutom plazmom i laserskom ablacijom. Hvala na edukaciji, povjerenju i ugodnoj radnoj atmosferi.

Hvala prijatelju Viktoru Ucoviću na pomoći pri snimanju lokaliteta iz zraka s dronom. Hvala Ti na sjajnim kadrovima.

SAŽETAK

PETROGENEZA PERIDOTITA I PIROKSENITA NA PODRUČJU BANOVINE, HRVATSKA

U ovom radu istraženi su peridotiti i pirokseniti na području Banovine. Ove stijene su formirane kao dijelovi nekadašnjeg Zemljinog plašta te predstavljaju baznu jedinicu ofiolita i dokaz su postojanja oceanskog prostora, a izdignuti su u gornje dijelove kore intenzivnim tektonskim pokretima koji su se počeli odvijati za vrijeme jure, prije oko 150 milijuna godina. Peridotiti i pirokseniti Banovine dio su Centralnog dinaridskog ofiolitnog pojasa (CDOB = „*Central Dinaridic Ophiolite Belt*“) koji se proteže od Banovine prema jugoistoku preko Bosne i Hercegovine u Srbiju. Ovaj pojas ukazuje na nekadašnji oceanski prostor Neotethysa, a rekonstrukcija geodinamskog razvoja takvog prostora unutar šire regionalne slike vrlo je kompleksna. Napravljena su detaljna terenska istraživanja te petrografske i geokemijske analize peridotita i piroksenita. Utvrđeno je da se na prostoru Banovine po strukturnim i kemijskim značajkama razlikuju dvije vrste peridotita koje i geografski pripadaju različitim lokalitetima te se mogu svrstati u dva pojasa, sjeverni i južni. Unutar sjevernog pojasa (S-pojas) prevladavaju serpentinitne breče i serpentinizirani spinelski lercoliti, koji se na terenu prepoznaju po strukturama karakterističnim za ofiolitni melanž. Geokemijske karakteristike peridotita S-pojasa ukazuju na porijeklo iz suboceanskog plašta koji je prolazio kroz procese taljenja na području srednje oceanskih hrptova, zbog čega su klasificirani kao ofiolitni peridotiti. Južni pojas (J-pojas) sadrži spinelske lercolite, dunite i piroksenite koji se izmjenjuju unutar prostorno vrlo ograničenih prostora. Geokemijske karakteristike peridotita J-pojasa ukazuju na subkontinentalno porijeklo te su najvjerojatnije formirane tijekom faze početnog rifta gdje su se kao dijelovi kontinentalnog plašta izdizali u gornje dijelove kore, tijekom čega su prošli kroz vrlo nizak stupanj taljenja. Zbog navedenih značajki peridotiti J-pojasa klasificirani su kao orogeni peridotiti. Pirokseniti koji se nalaze unutar J-pojasa pokazuju drugačije petrografske i geokemijske karakteristike od peridotita. Oni su najvjerojatnije nastali kao zasebna parageneza kristalizacijom iz taljevina zasad nepoznatog porijekla koje su se probijale kroz plašt. Zaključno, ovaj rad je pokazao kako peridotiti i pirokseniti Banovine, a samim time i CDOB-a nose zapis triju različitih faza evolucije oceanskog prostora Neotethysa: a) rane faze početnog rifta i otvaranja oceana (peridotiti i moguće pirokseniti J-pojasa); b) kasnije

faze već razvijenog oceanskog prostora (peridotiti S-pojasa) i c) faze zatvaranja oceana koja je evidentna iz struktura tipičnih za ofiolitni melanž, ali i prisutnosti amfibolita koji se nalaze u kontaktu s peridotitima, a koji su nastali kao posljedica obdukcije.

EXTENDED SUMMARY

PETROGENESIS OF PERIDOTITES AND PYROXENITES IN THE AREA OF BANOVINA, CROATIA

In this paper, peridotites and pyroxenites in the Banovina area were investigated. These rocks were formed as parts of the former Earth's mantle and represent the base unit of ophiolites which indicates the existence of the ocean. They were ascended to the upper crust by intense tectonic processes that began about 150 million years ago. The peridotites and pyroxenites of the Banovina are part of the Central Dinaridic Ophiolite Belt (CDOB) that extends from the Banovina to the southeast through Bosnia and Herzegovina to Serbia. This belt indicates the former oceanic space, and the reconstruction of the development of such space within the wider regional picture is very complex. In this paper, detailed field research and petrographic and geochemical analyzes of peridotite and pyroxenite were performed.

Field research has shown that ultramafics in the Banovina appear in two geographically different belts, the northern (S-belt) and the southern (J-belt). The S-belt contains mostly serpentinite breccias and serpentinized lherzolites. The J-belt contains larger masses of peridotites which consist predominantly of spinel lherzolites, and subordinate dunites and pyroxenites. Petrographic analyzes showed that spinel lherzolites and pyroxenites from J-belt are significantly richer in clinopyroxene than spinel lherzolites from S-belt. In addition, petrographic analyzes showed large differences in the rock textures of the S- and J-belts. Within the S-belt, protogranular to porphyroblastic structures predominate, while within the J-belt, equigranular to porphyroclastic structures predominate. Pyroxenite structures show distinctly porphyroclastic structures. Chemical analyzes have shown that J-band spinel lherzolites have a higher content of Al_2O_3, CaO, Na_2O, REE, and other trace elements than S-belt spinel lherzolites. J-belt pyroxenites have extremely high amounts of these elements, while J-belt dunites have a lower content of same elements, but higher amount of MgO. oxides of the main elements and a very low content of REE and trace elements. Analyzes of the major elements in all minerals show a higher Mg-number in spinel lherzolites from the S-belt. Clinopyroxenes and orthopyroxenes of all J-belt ultramafics generally have a higher content of Al_2O_3, Na_2O, REE, and trace elements. The Cr_2O_3 content is higher in clinopyroxenes and orthopyroxenes from the S-belt and dunites

from the J-belt than in spinel lherzolites from the J-belt. Both pyroxenes show zonal structure. In clinopyroxene, the content of SiO_2, CaO, and TiO_2 increases in the rim direction, and Al_2O_3, FeO, and Na_2O increase in the core direction. In orthopyroxene, the content of SiO_2, MgO, and FeO increases from the core to the rim, and the content of Al_2O_3 and CaO in the same direction decreases. Analyzes of the oxides of the main elements in spinel showed that S-belt spinel lherzolites have a significantly higher Cr_2O_3 content, while spinels from spinel lherzolites and pyroxenites from the J-belt have a significantly higher Al_2O_3 content. Part of the spinels of S-belt spinel lherzolites shows a pronounced zonation with Cr_2O_3 enrichment towards the rims, which is a consequence of the secondary alteration and formation of garnet along the edges of the spinel. Isotopic analyzes gave significantly higher εNd and $^{87}Sr/^{86}Sr$ values in S-belt spinel lherzolite compared to those in J-belt pyroxenite. The geochemical characteristics of S-belt peridotites indicate their origin from a suboceanic mantle, more than 70 km deep, which underwent melting processes (up to 15% partial melting) in the area of mid-ocean ridges and are classified as ophiolitic peridotites. The southern belt (J-belt) contains spinel lherzolites, dunites, and pyroxenites that alternate within very limited space. The geochemical characteristics of the J-belt peridotites indicate a subcontinental origin and were most likely formed during the initial rifting phase where they ascended as parts of the continental mantle to the upper crust, during which they went through a very small degree of melting (up to 5% partial melting). Peridotites from the J-belt are classified as orogenic peridotites. Pyroxenites, which are located within the J-belt, show different petrographic and geochemical characteristics and were most likely formed as a separate paragenesis by crystallization from melts of unknown but possibly already depleted source. Dunites show different geochemical characteristics and may have been formed by different geological multiple processes. The diverse lithology of ultramafics (spinel lherzolites, dunites, and pyroxenites) in the limited space of the J-belt indicates the very heterogeneous nature of the subcontinental mantle.

In conclusion, this paper showed how the peridotites and pyroxenites of the Banovina, and thus the CDOBs, record three different phases of ocean evolution, the early phase of the initial rift and opening of the ocean (J-belt peridotites and pyroxenites), later phase of the already developed ocean (S-belt peridotites), and also the phase of ocean closure which is evident from the structures of melánge, but also from the presence of amphibolite contact formed as a result of obduction.

POPIS SLIKA:

Slika 1.1. Geotektonska karta šireg područja Hrvatske i Bosne i Hercegovine. 4
Slika 3.1. Geološka karta Banovine 11
Slika 5.1. Geografski položaj istraživanih lokaliteta.. 20
Slika 5.2. Kamenolom u Ljeskovcu. Uokvireni dio detaljno prikazan na slici 5.5. 21
Slika 5.3. Nepravilna tijela serpentinitnih breča i granica rasjedne zone 22
Slika 5.4. Prijelaz serpentinitne breče u rasjednu zonu s izrazito kataklaziranim serpentinitom. Lokalitet Ljeskova 22
Slika 5.5 a. Vršni dio kamenoloma u Ljeskovcu. Utisnuta tijela dijabaznih breča u serpentinitnom melanžu izgrađenom od serpentinitnih i dijabaznih breča. 23
Slika 5.5 b. Shematski prikaz dijabaznih breča u serpentinitnom melanžu. 23
Slika 5.6. Zaobljeni klasti serpentinita u serpentinitnim brečama s kalcitom bogatim matriksom. Lokalitet Ljeskovac. 24
Slika 5.7. Dijabazna breča s izrazito podudarnim rubovima fragmenata („*fittingom*“) odvojenih prehnitnim cementom. Lokalitet Ljeskovac. 25
Slika 5.8. Izdanci ultramafita i mafita na brdima iznad sela Danguba. Lokalitet Danguba 25
Slika 5.9. Serpentinitne breče. Lokalitet Danguba. 26
Slika 5.10 a. Dijabazna tijela utisnuta u veće mase serpentinita i serpentinitnih breča. Lokalitet Danguba. Polje unutar bijelog pravokutnika prikazano na slici 5.9. 27
Slika 5.10 b Uvećani dio iz slike 5.10 a. Kontakt peridotita i dijabaza. 27
Slika 5.11. Strukturni sklop „blok-u-matriksu“ kojeg čine lećasti fragmenti serpentinita u serpentinitnom matriksu na lokalitetu Danguba 28
Slika 5.12. Kontakt serpentinita i glinovitih pješčenjaka. Lokalitet Danguba. 28
Slika 5.13 a. Napušteni kamenolom ultramafita. Lokalitet Gvozdansko. 29
Slika 5.13 b. Interpretacija prostornog odnosa peridotita, piroksenita i magnezita na lokalitetu Gvozdansko. 30
Slika 5.13 c. Trakaste forme, izmjena vebsterita (svijetla boja) i olivinskog vebsterita (tamna boja). Lokalitet Gvozdansko. 30
Slika 5.13 d. Trakasta tijela vebsterita debljine do 20 cm u izmjeni s olivinskim vebsteritom. Lokalitet Gvozdansko 31
Slika 5.13 e. Isklinjavanje trakastog vebsterita. Lokalitet Gvozdansko. 31
Slika 5.14. Kuglasto tijelo dunita. Lokalitet Gvozdansko. 32
Slika 5.14. b. Strukture nalik kobasičastim („*budinage*“) strukturama i eksfolijacija u dunitu. Lokalitet Gvozdansko. 33

Slika 5.15 a. Žile magnezita u spinelskom lercolitu na lokalitetu Gvozdansko. 34
Slika 5.15 b. Magnezitna žila u kontaktu sa serpentinitom. Lokalitet Menićani. 35
Slika 5.16 a. Aktivni kamenolom blizu sela Slatina. 36
Slika 5.16 b. Interpretacija geoloških formi na lokalitetu Slatina 36
Slika 5.16 c. Oštar kontakt serpentinita i amfibolita. Uvećano sa slike 5.16 b. 37
Slika 5.16 d. Kontakt masivnih tijela serpentinita i amfibolita. Uvećano sa slike 5.16 b. . 37
Slika 5.17. Lećasta do izdužena tijela amfibolita unutar masivnih tijela serpentinita. Lokalitet Slatina. 38
Slika 5.18. Velika pločasta deformirana tijela amfibolita unutar masivnih serpentinita. Lokalitet Slatina. 39
Slika 5.19. Zmijolika tijela bogata s prehnitom i coisitom u ritmičnoj izmjeni sa serpentinitom. Lokalitet Slatina. 40
Slika 5.20. Lećasto tijelo amfibolita uklopljeno u serpentinitu. Lokalitet Brubno. 40
Slika 5.21. Trokomponentni klasifikacijski dijagram (Streckeisen, 1973) ultramafita Banovine. 41
Slika 5.22. Smećkasta zrna ortopiroksena (~ 1 cm) u spinelskom lercolitu s lokaliteta Ljeskovac. 42
Slika 5.23. Zrno olivina iz spinelskg lercolita Lj-3, dimenzije oko 2 mm, fragmentirano procesom serpentinizacije u sitne fragmente manje od 0,2 mm, ... 43
Slika 5.24. Zrno ortopiroksena iz spinelskog lercolita Lj-3. 43
Slika 5.25. Eksolucijske lamele klinopiroksena u ortopiroksenu. 45
Slika 5.26. Inkluzija serpentiniziranog olivina u serpentiniziranom ortopiroksenu. Uzorak spineskog lercolita LJ-3. 45
Slika 5.27. Porfiroklast ortopiroksena s vrlo izraženim krto-plastičnim deformacijama. Spinelski lercolit Zub-17. 46
Slika 5.28. Deformirani porfiroklast ortopiroksena s neoblastima koji pokazuju undulozno potamnjenje. Uzorak spinelskog lercolita Zub-4, ... 46
Slika 5.29. Eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu spinelskog lercolita Dan-28. 47
Slika 5.30. Nakupine klinopiroksena u spinelskom lercolitu Zub-4. 48
Slika 5.31. Nakupine klinopiroksena u uzorku spinelskog lercolita Lj-2. 48
Slika 5.32. Konkavne granice klinopiroksena u odnosu na olivin ukazuju na reakcijske odnose. Uzorak spinelskog lercolita Dan-47. 49
Slika 5.33. Crvolike forme spinela u ortopiroksenu spinelskog lercolita Vje-11. 50

Slika 5.34. Resorbirane („izjedene“) forme spinela u spinelskom lercolitu Dan-24. 50
Slika 5.35. Zonalna građa reakcijskog obruba oko spinela. 51
Slika 5.36. Samostalno zrno granata u spinelskom lercolitu LJ-1. 52
Slika 5.37. „Mesh“ struktura lizardita u serpentinitu Dan-20. 53
Slika 5.38. Pseudomorfoza serpentina po ortopiroksenu (*bastit*). Uzorak serpentinita Dan-61 53
Slika 5.39. Pseudomorfoza talka po ortopiroksenu spinelskog lercolita Dan-24. 54
Slika 5.40. Magnezit u spinelskom lercolitu Lj-2. 54
Slika 5.41. Eksolucijske lamele klinopiroksena izmijenjene u tremolit. Uzorak izmijenjenog spinelskog lercolita Zub-25, ... 55
Slika 5.42. Tremolit u izmijenjenom spinelskom lercolitu Zub-25. 55
Slika 5.43. Amfibol na granicama ortopiroksena i klinopiroksena. BSE snimak spinelskog lercolita Vje-11. 56
Slika 5.44. Protogranularna struktura u spinelskom lercolitu Vje-11. 57
Slika 5.45. Crvolike forme spinela unutar ortopiroksena spinelskog lercolita Dan-47 58
Slika 5.46. Porfiroklastična struktura u spinelskom lercolitu Zub-17. 58
Slika 5.47. Spinel u uzorku spinelskog lercolita Zub-17 i hidrogrosular na rubovima. 59
Slika 5.48. Ekvigranularna tabularna struktura u spinelskom lercolitu 18Gv-4. 60
Slika 5.49. Undulozno potamnjenje u olivinu i konveksne granice prema ortopiroksenu. Uzorak spinelskog lercolita Gv-16. 61
Slika 5.50. Olivin u intergranularnom prostoru s uklopcima klinopiroksena. Uzorak spinelskog lercolita 61
Slika 5.51. Koljeničaste („*kink-band*“) lamele u ortopiroksenu spinelskog lercolita 18Gv-4 62
Slika 5.52. Izdužene forme ortopiroksena s vidljivim unduloznim potamnjenjem i rekristaliziranim neoblastima. Uzorak spinelskog lercolita 18Gv-4. 63
Slika 5.53. Inkluzija olivina u ortopiroksenu spinelskog lercolita Gv-15. 63
Slika 5.54. Porfiroklast klinopiroksena s reliktima i neoblastima klinopiroksena i ortopiroksena u okruženju. Uzorak spinelskog lercolita 18Gv-8. 64
Slika 5.55. Široke eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu spinelskog lercolita Gv-15. 65
Slika 5.56. Crvoliki spinel unutar ortopiroksena. Uzorak spineskog lercolita Gv-15. 65
Slika 5.57. Sitna nepravilna zrna spinela te sekundarni magnetit u pukotinama. Spinelski lercolit Gv-4. 66

Slika 5.58. Mala izometrična zrna amfibola u spinelskom lercolitu 18Gv-4. 67
Slika 5.59. Amfibol nešto manji od 1 mm u spinelskom lercolitu 18Gv-4. 67
Slika 5.60. Ekvigranularna tabularna struktura spinelskog lercolita Gv-4. 68
Slika 5.61. Porfiroklasti ortopiroksena s inkluzijama olivina i klinopiroksena u spinelskom lercolitu 18Gv-4. 69
Slika 5.62. Inkluzije olivina i klinopiroksena u ortopiroksenu spinelskog lercolita 18Gv-4. 69
Slika 5.63. Dunit Gv-7. Homogena tekstura s vrlo sitnim zrnima amfibola. 71
Slika 5.64. Izdužena zrna olivina ukazuju na smjer deformacije. Uzorak dunita Gv-7. 72
Slika 5.65. Dvostruka kalavost u zrnima amfibola. Uzorak dunita Gv-7. 72
Slika 5.66. Izometrična zrna spinela. Uzorak dunita Gv-7. 73
Slika 5.67. BSE snimka klinopiroksena u dunitu Gv-7. 73
Slika 5.68. Velika zrna klinopiroksena sa eksolucijama ortopiroksenskih lamela i konkavna granica prema olivinu. Uzorak dunita Gv-23. 74
Slika 5.69. Undulozno potamnjenje velikih zrna olivina u dunitu Gv-23. 75
Slika 5.70. „Kink-band“ lamele i eksolucije klinopiroksena u zrnu ortopiroksena iz dunita Gv-23. 76
Slika 5.71. Spinel u asocijaciji s ortopiroksenom. Uzorak dunita Gv-23.. 77
Slika 5.72. Porfiroklast ortopiroksena s izraženim unuduloznim potmnjenjem te deformacijskim i „kink-band“ lamelama u sitnozrnatom do milonitnom piroksenskom matriksu. Uzorak vebsterita Gv-22. 78
Slika 5.73. Izdužene forme porfiroklasta ortopiroksena ukazuju na smjer deformacije. Uzorak vebsterita Gw-2. 79
Slika 5.74. Eksolucije klinopiroksena u ortopiroksenu jasno vidljive samo u presjeku kristalne rešetke određenog usmjerenja. Uzorak vebsterita 18Gv-14. 79
Slika 5.75. Vrlo široke eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu vebsterita 18Gv-14. 80
Slika 5.76. Borani porfiroklasti klinopiroksena sa eksolucijskom lamelama ortopiroksena u vebsteritu Gw-2.. 81
Slika 5.77. Izduženi relikti porfiroklasta klinopiroksena sa eksolucijskim lamelama ortopiroksena ukazuju na smjer deformacija i postepeno prelaze u milonitni matriks. Uzorak vebsterita Gw-2. 81
Slika 5.78. Intergranularni spinel uklapa fragmente piroksena. Uzorak vebsterita Gw-2,. 82

Slika 5.79. Mikroskopski preparat uzorka vebsterita Gw-2. Vidljive izdužene forme spinela u ukazuju na smjer deformacije. 83
Slika 5.80. Igličaste inkluzije ili eksolucije u spinelu olivinskog vebsterita Gv-21. 83
Slika 5.81. Reakcijski rub između spinela i ortopiroksena nalik kelifitu. Uzorak vebsterita Gv-12. 84
Slika 5.82. Porfiroklastična struktura vebsterita Gv-22. Ortopirokseni i klinopirokseni s eksolucijskim lamelama. Kink-band lamele u ortopiroksenu. 85
Slika 5.83. „*Mesh*“ struktura lizardita u serpentinitu Dan-41 86
Slika 5.84. Pseudomorfoza serpentina po ortopiroksenu (bastit) u serpentinitu Dan-46 ... 86
Slika 5.85. Serpentinitna breča Lj-4. Fragmenti serpentinita i kalcita u kalcitnom cementu. 87
Slika 5.86. Relativno dobro zaobljeni i loše sortirani klasti serpentinita i kalcita u kalcitnom matriksu. Uzorak serpentinitne breče Lj-4. 87
Slika 5.87. Razlomljeni fragmenti serpentinitnih pseudomorfoza u serpentinitno-kloritno glinovitom matriksu. Uzorak serpentinita St-1. 88
Slika 5.88. Klasifikacijski dijagram olivina iz ultramafitnih stijena Banovine.. 90
Slika 5.89. Sadržaj NiO u odnosu na Mg-broj u olivinu. 90
Slika 5.90. Histogramski prikaz sadržaja SiO_2, MgO i FeO_T u mas. % te magnezijskog broja u % u olivinima 91
Slika 5.91. Klasifikacijski dijagram klinopiroksena Banovine..... 92
Slika 5.92. Odnos između Cr-broja i Mg-broja u klinopiroksenima ultramafita Banovine. 93
Slika 5.93. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u klinopiroksenima ultramafita Banovine. 94
Slika 5.94. Histogramski prikaz sadržaja MgO, Al_2O_3, TiO_2 i Na_2O u mas. % u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa 96
Slika 5.95. Zonalna građa u zrnu klinopiroksena spinelskog lercolita Dik-2 iz S-pojasa. . 97
Slika 5.96. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u klinopiroksenima ultramafita Banovine, normaliziran na hondrit 99
Slika 5.97. Sadržaj elemenata u tragovima u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa normaliziran u odnosu na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). 101
Slika 5.98. Sadržaj elemenata u tragovima u klinopiroksenima stijena J-pojasa normaliziran na primitivni plašt 102
Slika 5.99. Klasifikacijski dijagram ortopiroksena Banovine 104

Slika 5.100. Odnos između Cr-broj i Mg-broj u ortopiroksenima ultramafita Banovine. 104
Slika 5.101. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u ortopiroksenima ultramafita Banovine. 106
Slika 5.102. Histogramski prikaza sadržaja SiO_2, Cr_2O_3, FeO_T i MgO u mas. % u ortopiroksenima svih ultramafita 107
Slika 5.103. Zonalna građa u zrnu ortopiroksena spinelskog lercolita Dik-6 iz S-pojasa 108
Slika 5.104. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u ortopiroksenima ultramafita Banovine normaliziran na hondrit 109
Slika 5.105. Sadržaj elemenata u tragovima u ortopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa normaliziran u odnosu na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). 111
Slika 5.106. Sadržaj elemenata u tragovima u ortopiroksenima J-pojasa normaliziran na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). 112
Slika 5.107. Klasifikacija spinela ultramafita Banovine 113
Slika 5.108. Klasifikacija spinela ultramafita Banovine Projekcija donjeg dijela prizme iz slike 5.107 113
Slika 5.109. BSE snimka zonalnog spinela s hidrogrosularom u ovojnici. 114
Slika 5.110. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u spinelima ultramafita Banovine. 116
Slika 5.111. Klasifikacijski dijagram amfibola iz ultramafita Banovine 118
Slika 5.112. Negativna korelacija Al^{VI} i Ca u odnosu na Mg u serpentinima spinelskih lercolita S-pojasa. 119
Slika 5.113. Klasifikacija klorita iz spinelskih lercolita S-pojasa 120
Slika 5.114. Odnos između Cr-broja i Mg-broja u ultramafitima Banovine. 121
Slika 5.115. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u ultramafitima Banovine. 122
Slika 5.116. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u ultramafitima Banovine normaliziran na hondrit prema Sun i McDonough (1989). 124
Slika 5.117. Sadržaj elemenata u tragovima u ultramafitima Banovine normaliziran na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). 125
Slika 6.1. Pozitivna korelacija Ti i Zr u klinopiroksenima svih ultramafita Banovine. ... 131
Slika 6.2. Klasifikacijski dijagram za peridotite baziran na sadržaju CaO u klinopiroksenu i stijeni. 133
Slika 6.3. Klasifikacijski NiO_{bulk}-NiO_{olivin} dijagram za ultramafite baziran na sadržaju NiO u olivinu i u stijeni 135

Slika 6.4. Klasifikacijski CaO-SiO_2-MgO dijagram plaštnih stijena izražen bez vode. Preuzeto iz Bucher i Frey (1994). 136
Slika 6.5. Usporedba εNd vrijednosti spinelskog lercolita Zub 17 iz S-pojasa i olivinskog vebsterita Gv-21 iz J-pojasa s bazaltima oceanskih otoka i srednjeoceanskih hrptova. ... 137
Slika 6.6. $^{87}Sr/^{86}Sr - \varepsilon_{Nd}$ dijagram, usporedba s osiromašenim i obogaćenim plaštom te s kontinentalnom korom. 138
Slika 6.7. Rezultati geotermobarometrijskog mjerenja u ultramafitima Banovine prikazani u odnosu na kontinentalnu geotermu i suhi solidus. 140
Slika 6.8. Diskriminacijski dijagram ultramafitnih tektonita i kumulatnih stijena prema Singh i dr. (2016). 142
Slika 6.9. Diskriminacijski NiO-Cr_2O_3 dijagram tektonita i kumulatnih stijena prema Irvin i Findlay (1972) baziran na odnosu sadržaja NiO i Cr_2O_3 u stijeni. 143
Slika 6.10. Amfibol i hidrogrosular na granicama između spinela i ortopiroksena. Uzorak vebsterita 18 Gv-14. 145
Slika 6.11. Amfibol kao neoblast u sitnozrnatom matriksu u olivinskom vebsteritu Gv-32. 145
Slika 6.12. Različite krivulje na hondrit normaliziranih REE vrijednosti u zrnima klinopiroksena spinelskih lercolita..... 147
Slika 6.13. Pozitivna korelacija elemenata u tragovima i Al_2O_3 u ultramafitima Banovine. 148
Slika 6.14. Negativna korelacija Zr u klinopiroksenu i SiO_2 u stijeni u spinelskim lercolitima S-pojasa i piroksenitima J-pojasa te pozitivna korelacija u spinelskim lercolitima J-pojasa 149
Slika 6.15. Pozitivna korelacija Zr i Yb u klinopiroksenima svih ultramafita Banovine . 149
Slika 6.16. Pozitivna korelacija Sr i LOI u spinelskim lercolitima S-pojasa..... 150
Slika 6.17. (a) Pozitivna korelacija izotopa B^{11} u klinopiroksenu i LOI u stijeni, (b) pozitivna korelacija izotopa B^{11} u ortopiroksenu i LOI u stijeni. 151
Slika 6.18. Usporedba oblika normalizacijskih krivulja REE spinelskih lercolita Dik-2 i Dan-47..... 152
Slika 6.19. Usporedba normaliziranih vrijednosti REE iz klinopiroksena spinelskih lercolita S-pojasa (plava boja) s modelima taljenja klinopiroksena iz Johnson (1990).... 153
Slika 6.20. Normalizirani sadržaj REE u spinelskom lercolitu LJ-3. 154
Slika 6.21. Na hondrit normalizirane krivulje REE u većini spinelskih lercolita dobro se podudaraju s modelima ukupnog taljenja od 9 – 15 %. 154

Slika 6.22. Usporedba normalizacijskih krivulja REE spinelskih lercolita Dan-17 i Zub-17 s modelima taljenja..... 155
Slika 6.23. Sigmoidalni oblik normalizacijskih krivulja spinelskih lercolita Vje-11 pokazuje slabu podudarnost s modelima taljenja..... 155
Slika 6.24. Dijagram Tb/Yb – Al_2O_3 u stijeni prema Delavari (2009). 156
Slika 6.25. Usporedba normalizacijskih krivulja REE klinopiroksena iz spinelskih lercolita J-pojasa s modelom taljenja klinopiroksena iz Johnson (1990). 157
Slika 6.26. Normalizacijske krivulje REE u stijeni spinelskih lercolita J-pojasa dobro se podudaraju s modelom ravnotežnog taljenja primitivnog plašta od 1 do 5 %. 157
Slika 6.27. Normalizacijska krivulja REE u stijeni olivinskog vebsterita Gv-32 ukazuje na kristalizaciju iz taljevina koje su potjecale iz osiromašenog izvora (17 % taljenog primitivnog plašta). 158
Slika 6.28. Izračun starosti spinelskog lercolita Zub-17 i olivinskog vebsterita Gv-21... 160
Slika 6.29. Dijagram Cr-broja spinela - Mg-broj olivina 161
Slika 6.30. Na hondrit normalizirani sadržaj REE u spinelskim lercolitima S- i J-pojasa u usporedbi s lercolitima iz lokaliteta Ronda, Pirineji, Lanzo, unutrašnji Liguridi, Nova Kaledonija i Oman. 163
Slika 6.31. Usporedba normalizacijskih krivulja REE piroksenita Banovine s različitim tipovima piroksenita..... 165
Slika 6.32. Usporedba piroksenita iz ovog rada s piroksenitima Banovine iz Majer (1993) i piroksenitima Krivajsko-Konjuškog ofiolitnog masiva iz Šegvić (2010) u sadržaju CaO, SiO_2 i MgO..... 167
Slika 6.33. Varijacijski dijagrami sadržaja oksida glavnih elemenata i MgO (izračunati bez sadržaja vode) peridotita S- i J-pojasa..... 168
Slika 6.34. Varijacijski dijagrami sadržaja elemenata u tragovima i MgO (bez vode) peridotita S- i J-pojasa. 169
Slika 6.35. Diskriminacijski dijagram abisalnih i subdukcijskih peridotita baziran na sadržaju NiO i Mg-broju olivina prema Rogkala 2019. 170
Slika 6.36. Diskriminacijski dijagram zalučnih, predlučnih i abisalnih peridotita baziran na odnosu Cr-broja i Mg-broja spinela 171
Slika 6.37. Diskriminacijski dijagram abisalnih i subdukcijskih peridotita na bazi omjera TiO_2-Al_2O_3 u klinopiroksenu prema Uysal (2012) 172

Slika 6.38. Diskriminacijski dijagrami predlučnih i abisalnih peridotita te kumulatnih piroksenita bazirani na odnosu Cr_2O_3 i Mg-broja u klinopiroksenu (a) i ortopiroksenu (b) prema Singh i dr. (2016). 173
Slika 6.39. Dijagrami odnosa Ti/Nd (a) te odnosa Ti/Zr (b) u klinopiroksenu. 174
Slika 6.40. Sadržaj elemenata u tragovima Yb, Dy, Ce, Sm, Eu te Sr u odnosu na Ti te Nd/Yb u odnosu na Yb u klinopiroksenima ultramafita Banovine. 175
Slika 6.41. Fugacitet kisika u plaštu pri taljenju peridotita iz modela baziranih na odnosu V i Yb u stijeni prema Pearce (1993). 176
Slika 6.42. Modeli razvoja oceanskih prostora CDOB-a. a - Model prema (Šegvić, 2010); b – Model prema Pamić i dr. (2002). 179
Slika 6.43. Model razvoja oceana i njegovog zatvaranja na području CDOB-a približno od srednjeg trijasa do kraja krede. 180

POPIS TABLICA:

Tablica 1. Popis odabranih uzoraka s primijenjenim analitičkim metodama..... 18
Prilog 1, Tablica 1. Reprezentativne analize olivina u mas. % 199
Prilog 1, Tablica 2. Reprezentativne analize klinopiroksena u mas. %..... 201
Prilog 1, Tablica 3. Reprezentativne analize ortopiroksena u mas. %..... 205
Prilog 1, Tablica 4. Reprezentativne analize spinela u mas. % 209
Prilog 1, Tablica 5. Reprezentativne analize amfibola u mas. % 212
Prilog 1, Tablica 6. Reprezentativne analize serpentina u mas. % 214
Prilog 1, Tablica 7. Reprezentativne analize granata u mas. %..... 215
Prilog 1, Tablica 8. Reprezentativne analize klorita u mas. % 216
Prilog 2. Tablica 1. Analize elemenata rijetkih zemalja u klinopiroksenu u ppm..... 217
Prilog 2, Tablica 2. Analize ostalih elemenata u tragovima u klinopiroksenu u ppm..... 218
Prilog 2, Tablica 3. Analize elemenata rijetkih zemalja u ortopiroksenu u ppm..... 219
Prilog 2, Tablica 4. Analize ostalih elemenata u tragovima u ortopiroksenu u ppm..... 220
Prilog 3. Tablica 1. Analiza oksida glavnih elemenata u stijeni u mas. %..... 221
Prilog 3, Tablica 2. Analize elemenata rijetkih zemalja u stijeni u ppm 222
Prilog 3, Tablica 3. Analize ostalih elemenata u tragovima u stijeni u ppm 223
Prilog 3, Tablica 4. Rezultati izotopnih analiza..... 224
Prilog 4, Tablica 1. Rezultati termobarometrijskih mjerenja 225

SADRŽAJ:

1 UVOD I CILJ DISERTACIJE 1

1.1 Peridotiti i pirokseniti Banovine 3

1.2 Cilj disertacije 5

2 PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA 7

3 GEOLOŠKI OPIS PODRUČJA BANOVINE 10

4 ANALITIČKE METODE 16

5 REZULTATI 19

5.1 Terenska istraživanja 19

5.1.1 Ljeskovac 21

5.1.2 Danguba 25

5.1.3 Gvozdansko 29

5.1.4 Slatina 35

5.2 Petrografske analize 41

5.2.1 Spinelski lercoliti Sjevernog pojasa 41

5.2.2 Spinelski lercoliti Južnog pojasa 59

5.2.3 Dunit 70

5.2.3.1 Piroksenima bogati dunit 74

5.2.4 Pirokseniti 77

5.2.5 Serpentiniti i serpentinitne breče 85

5.3 Kemijske analize minerala 89

5.3.1 Olivin 89

5.3.2 Klinopiroksen 92

5.3.2.1 Kemijske analize elemenata u tragovima u klinopiroksenu 98

5.3.3 Ortopiroksen 103

5.3.3.1 Kemijske analize elemenata u tragovima u ortopiroksenu 109

5.3.4 Spinel 112
5.3.5 Ostali minerali 117
5.4 Kemijske analize stijena 121
5.4.1 Kemijske analize elemenata u tragovima u stijeni 124
5.5 Izotopne analize 126
6 DISKUSIJA 128
6.1 Klasifikacija 128
6.2 Osvrt na rezultate kemijskih analiza 129
6.3 Geotermobarometrija 138
6.4 Kumulati ili tektoniti ? 141
6.5 Metasomatizam 144
6.6 Parcijalno taljenje 152
6.7 Apsolutna starost 159
6.8 Petrogeneza i pripadnost CDOB-u 161
6.9 Petrogeneza piroksenita 163
6.10 Geotektonska pozicija 167
6.11 Geodinamski model evolucije ultramafita Banovine 177
7 ZAKLJUČAK 181
8 LITERATURA 184
9 PRILOZI 198

1 UVOD I CILJ DISERTACIJE

Peridotiti čine skup ultramafitnih stijena koje u svom sastavu dominantno sadrže mineral olivin pa su, s obzirom da se za taj mineral često koristi i naziv peridot prema francuskoj riječi pêridot, što znači olivin (Le Maitre i dr., 2002), prema istom mineralu dobili i ime. Iako olivin kao mineraloški uzorak posjeduje intezivnu, bistru, maslinasto zelenu boju, stijene peridotiti se u prirodi najčešće prepoznaju prvenstveno po vrlo tamnim bojama, često potpuno crnim što je posljedica sekundarnih reakcija serpentinizacije pri čemu nastaju veće količine serpentina i magnetita. Osim olivina peridotiti u svom sastavu kao glavne faze sadrže i minerale iz grupe piroksena koji mogu činiti i do ‚60 vol. %. U slučaju da je u olivinom bogatoj stijeni volumni postotak piroksena veći od 60 vol. % stijena se klasificira kao piroksenit. Pirokseniti čine drugu važnu skupinu ultramafita. I peridotiti i pirokseniti kao sporednu fazu često sadrže granat, spinel ili plagioklas, što prvenstveno ovisi o uvjetima tlaka i temperature na kojima su nastajali. Vrlo sličan mineralni sastav ovih dviju grupa stijena posljedica je njihove genetske povezanosti pa se u prirodi gotovo uvijek pojavljuju zajedno. Ipak, pirokseniti se najčešće nalaze u podređenoj količini i predstavljaju prateće stijene.

Podjela peridotita bazira se uglavnom na njihovim genetskim karakteristikama. U osnovi razlikujemo „ofiolitne“, „orogeni“ i „abisalne“ peridotite (Bodinier i Godard, 2013). **Ofiolitni peridotiti** nastaju hlađenjem suboceanskog plašta i predstavljaju baznu jedinicu ofiolitne serije koja izgrađuje oceansku litosferu. Tektonskim pokretima izdignuti su i smješteni na kontinentalne rubove, gdje se u većoj ili manjoj mjeri raščlanjeni, nalaze u međusobnom kontaktu s ostalim ofiolitnim jedinicama. **Orogenski peridotiti** potječu iz subkontinentalnog plašta što čini glavnu razliku u odnosu na ofiolitne peridotite. Peridotiti ovog tipa također izgrađuju dijelove orogenskih masiva, ali za razliku od ofiolitnih, nisu udruženi s ostalim članovima ofiolitne serije ili većina članova izostaje. **Abisalni peridotiti** su fragmenti suboceanskog plašta koji su uzorkovani s oceanskog dna metodama jaružanja ili su dobiveni iz bušaćih jezgri, a vezani su gotovo isključivo uz područja srednjeoceanskih hrptova (MOR = mid ocean ridges). Na dno oceana izdignuti su kao posljedica ekstenzijskog režima oceanske kore (Lagabrielle i dr., 1998), a djelovanjem transformnih rasjeda u blizini ili na samim srednjeoceanskim hrptovima bivaju u većoj ili manjoj mjeri dezintegrirani u fragmente različitih veličina koji miješanjem sa sedimentima mogu formirati breče (Bonatti i dr. 1974; Paulick i dr. 2006). Oceanski peridotiti u širem smislu obuhvaćaju još i one koji su kao dijelovi oceanskih hrptova izdignuti iznad razine mora (Bodinier i Godard, 2013).

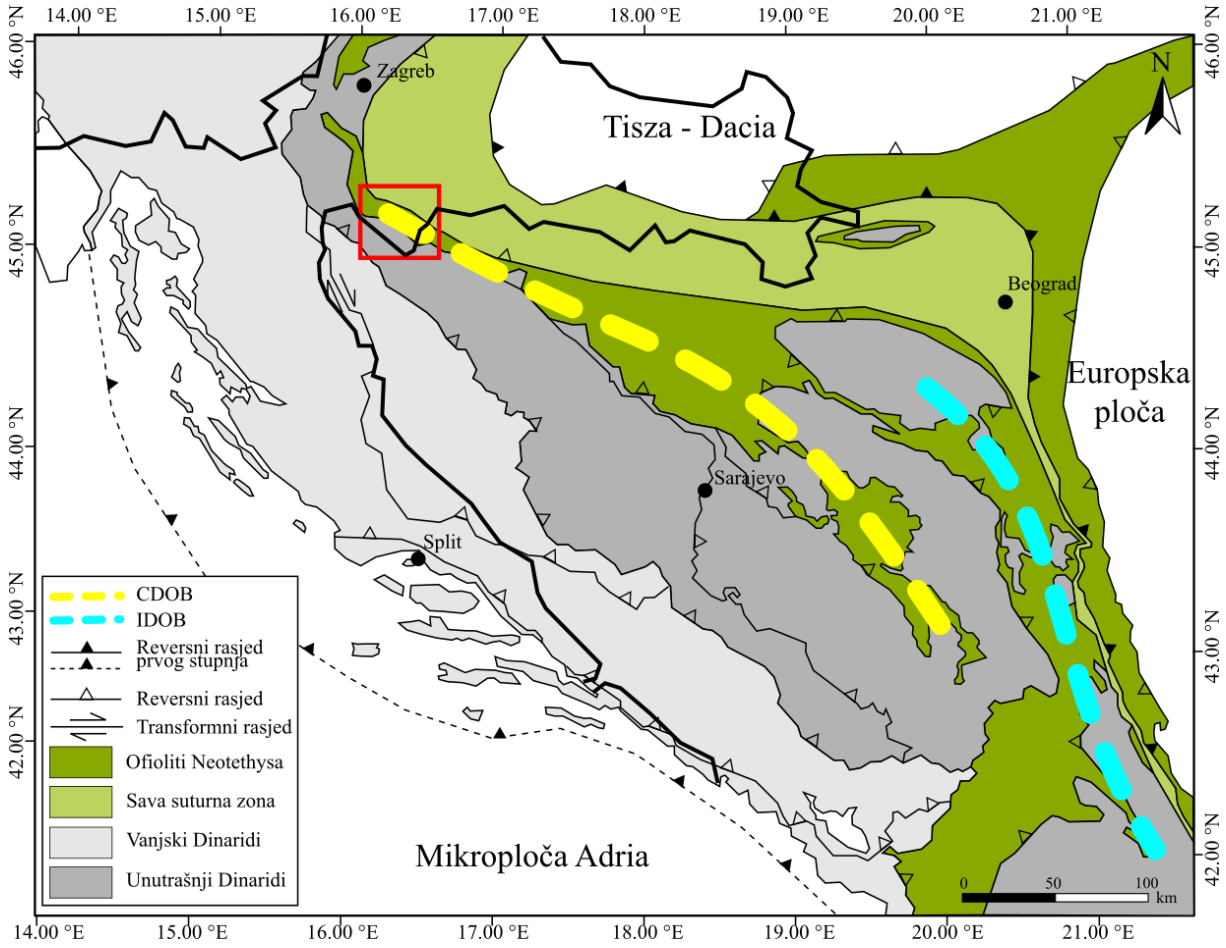
Iako peridotiti mogu nastajati i u Zemljinoj kori kao kumulati u ranoj fazi diferencijacije magme, većina ovih stijena genetski je vezana za gornji plašt. Unutar gornjeg plašta peridotiti neprestano prolaze kroz različite geološke i petrogenetske procese, kao što su procesi parcijalnog taljenja, metasomatoze i rekristalizacije pa se s pravom ove stijene mogu svrstavati i u metamorfne. Osim navedenog, u zonama subdukcije oceanska i kontinentalna kora utiskuju se u plašt i tonu u dublje dijelove gdje se recikliraju, a sve to dijelove plašta čini vrlo heterogenim. Na površinu Zemlje peridotiti dospijevaju na dva načina: a) kao ksenoliti, odnosno fragmenti plašta koje su magme, generirane na velikim dubinama, prilikom svog uzdizanja odvojile od dubokih dijelova litosfere i donijele na površinu; b) djelovanjem tektonike prvenstveno u zonama subdukcije i kolizije gdje tijekom formiranja orogena može doći do postepenog izdizanja cijele litosfere pa tako i najdubljih plaštnih dijelova. Osim na konvergentnim granicama ploča dijelovi plašta iznad morske razine mogu biti izdignuti i na divergentnim granicama ploča u oceanskim bazenima. Ova dva načina pojavljivanja peridotita uvelike određuju pristup proučavanju samih stijena. Ksenoliti doneseni na površinu relativno mlađim magmatizmom ne „skrivaju“ svoje porijeklo u smislu geotektonske pozicije, a najčešće izostaju sekundarne reakcija trošenja. Ovakve značajke olakšavaju proučavanje ksenolita peridotita u smislu geotektonske pozicije međutim, uzorci su relativno malih dimenzija 10-30 cm i brojčano su ograničeni pa je otežano sagledavanje plašta kao veće cjeline koja može biti vrlo heterogena. Tektoniti, s druge strane, daju uvid u veće litosferne cjeline i pružaju mogućnost proučavanja prostornih promjena u kemizmu i mineralogiji stijena, ali i odnosa peridotita s drugim članovima ofiolita. Međutim, porijeklo, odnosno izvornu geotektonsku poziciju formiranja stijene je najčešće vrlo teško detektirati. Dodatne poteškoće predstavljaju i sekundarne alteracije koje su tijekom različitih geoloških procesa imale vremena zamaskirati originalni kemijski sastav stijene.

O važnosti istraživanja peridotita može se govoriti iz brojnih aspekata. U okviru rudnih ležišta peridotiti su najznačajniji kao potencijalni nosioci kromita koji u većim koncentracijama predstavlja sirovinu za dobivanje kroma. Serpentinizirani peridotiti sadrže visoke koncentracije danas ne toliko popularnog minerala krizotila koji je dugo bio vrijedna sirovina u proizvodnji građevinskog azbesta. Osim sa stajališta mineralnih sirovina peridotiti su danas vrlo zanimljivi i u pogledu smanjivanja koncentracija CO_2 u atmosferi. Zbog posjedovanja visokog kemijskog potencijala u smislu vezanja CO_2 u procesu formiranja magnezijskih karbonata razvijaju se metode utiskivanja CO_2 u veća ležišta peridotita (Garcıa i Vishal, 2016).

Petrološki gledano ultramafitne plaštne stijene su vrlo važne jer nam pružaju informacije o stanju materije, odnosno o procesima koji se odvijaju u Zemljinom plaštu, a koji su direktno povezani i s razvojem kore. Osim nekih geofizičkih istraživanja (npr. magnetometrija i seizmika) koja predstavljaju indirektne metode, istraživanje geoloških izdanaka peridotita i ksenolita omogućuje nam direktan pristup izučavanju plašta. Od iznimne je važnosti proučavati peridotite i u pogledu geotektonike. Plaštne se stijene zajedno s ostalim članovima ofiolita nalaze gotovo na svim granicama tektonskih ploča, bilo da su te granice u međusobno kolizijskom odnosu, ili da se radi o divergentnim granicama, pa čak i transformnim. Budući da peridotiti genetski mogu biti vezani za bilo koji dio ciklusa tektonike ploča ili čak za više njih, proučavanje ovih stijena najčešće je iznimno kompleksno međutim, kvalitetna interpretacija mineraloških, kemijskih i izotopnih podataka, može omogućiti dobar uvid u evoluciju tektonomagmatskih procesa i geotektonskih zbivanja olakšavajući time u konačnici i paleotektonsku rekonstrukciju nastanka i smještaja peridotitnih i piroksenitnih plaštnih stijena.

1.1 Peridotiti i pirokseniti Banovine

Peridotiti i pirokseniti Banovine pripadaju ofiolitnom pojasu centralnih Dinarida (CDOB = *Central Dinaride Ophiolite Belt*), odnosno njegovom sjeverozapadnom rubnom dijelu koji se u smjeru jugoistoka pruža kroz Bosnu i Hercegovinu te dalje u Albanide (slika 1.1). Na njihovu pripadnost Centralnim Dinaridima upućuju dosadašnja geokemijska, petrološka i mineraloška istraživanja na Banovini (Kišpatić, 1899; Majer, 1993; Lugović i dr., 1991; Vrkljan i Garašić, 2004). Sličnost s peridotitima CDOB-a očituje se u relativno visokom sadržaju klinopiroksena, odnosno dominantnoj zastupljenosti lercolita, u sličnom kemijskom sastavu minerala te pojavama piroksenita. Kao i u ofiolitima cijelog CDOB-a, i na Banovini osim peridotita gotovo potpuno izostaju pojave ostalih članova ofiolitne sekvencije. Većina autora pretpostavlja subkontinentalno porijeklo Dinaridskih peridotita (Majer, 1993; Lugović i dr., 1991; Garašić i Majer, 1993), međutim duž pojasa prema jugoistoku udio lercolita opada i sve je veća zastupljenost harcburgita (Pamići i dr., 2002), a kemizam stijena se mijenja i u smjeru istoka prema Unutarnjim Dinaridima (Faul i dr., 2014), što sve ukazuje na određen stupanj petrološke i geokemijske heterogenosti unutar samog CDOB-a (Bazylev i dr., 2009). Kompleksna geološka situacija unutar CDOB-a razlog je zašto do danas nije jednoznačno riješen problem same geneze ovog pojasa.



Slika 1.1. Geotektonska karta šireg područja Hrvatske i Bosne i Hercegovine. Prikaz CDOB-a i IDOB-a u odnosu na glavne geotektonske jedinice na području Dinarida. Crveni kvadrat – područje Banovine. Karta modificirana prema (Govorčin i dr., 2020). Geotektonske jedinice i rasjedi prema (Schmid i dr., 2008). Pojasevi CDOB-a i IDOB-a prema (Lugović i dr., 1991).

Neki autori su mišljenja da su ofioliti Centralnih Dinarida nastajali u okolišu srednje oceanskih hrptova, kao na primjer Trubelja (1995) i Pamić i dr. (2002), međutim drugi autori s oprezom navode da su unutar ofiolitnog pojasa Centralnih Dinarida prisutne geokemijske karakteristike i srednje oceanskih hrptova i zalučnih bazena (BAB = *back arc basin*), kao na primjer Lugović i dr. (1991), Majer (1993), Bazylev i dr., (2009) te Faul i dr. (2014). Ofiolitni pojas Centralnih Dinarida usko je asociran s ofiolitnim pojasom Unutarnjih Dinarida (IDOB = *Internal Dinaride Ophiolite Belt*) koji se nalazi istočno (slika 1.1), a proteže se uglavnom paralelno CDOB-u kroz centralnu i južnu Srbiju te kroz Kosovo i Sjevernu Makedoniju dalje u Grčku. Iako relativno bliski, dva su pojasa međusobno razdvojena zonom kontinentalnog porijekla pa se stoga razmatraju posebno, ali oko njihove genetske povezanosti postoje oprečne teorije. Tako npr. Robertson i dr. (2009) zagovaraju hipotezu dvaju zasebnih oceana koji su egzistirali u mezozoiku međusobno razdvojeni mikrokontinentima nastalim tijekom

dezintegracije sjevernog ruba Gondwane, a zatvaranje oceana odvijalo se krajem krede i početkom paleogena. S druge strane grupa autora predlaže interpretaciju po kojoj je geneza Dinaridskih ofiolita vezana uz jedan oceanski prostor (Pamić i dr., 2002; Schmid i dr., 2020), iako se i u ovim radovima tektonski modeli obdukcije i završnog formiranja pojaseva bitno razlikuju. Generalno se smatra da je početak formiranja Dinaridskih ofiolita vezan uz oceanski prostor Neotethysa koji se počeo otvarati u trijasu (npr. Schmid i dr. 2008) te egzistirao do srednje jure kad se počeo zatvarati. Na vrijeme zatvaranja upućuju brojni rezultati mjerenja apsolutne starosti ofiolita (Lugović i dr., 1991; Majer, 1993; Pamić i dr., 2002; Borojević Šoštarić i dr., 2014; Šegvić i dr., 2014). Međutim, u sjevernim rubnim dijelovima Dinarida, duž doline Save određene su i mlađe, gornjekredne starosti ofiolita za koje se smatra da predstavljaju relikte zalučnog oceanskog prostora koji je egzistirao tijekom gornje krede te je zatvoren tijekom paleogena. Postanak ovih ofiolita s pratećim kenozojskim metamorfitima, interpretiran je u okviru Savske suturne zone, odnosno tektonske granice prvog reda između tektonskih jedinica Unutrašnjih Dinarida čije je paleogeografsko porijeklo s Jadranske mikroploče ili Adrije i tektonskih jedinica mega-bloka Tisza-Dacia čije je paleogeografsko porijeklo s Euroazijske ploče (Pamić, 1993; Schmid i dr., 2008; Ustaszewski i dr., 2010; slika 1.1). Isti autori pretpostavljaju da se Savska suturna zona djelomično prostire i na području Banovine gdje je u bliskom dodiru s ofilitima CDOB-a. Kada se govori o starosti ofiolita treba imati na umu da se općenito koriste različite analitičke metode pa treba biti oprezan kod međusobnih uspoređivanja rezultata, a osim toga, dodatni oprez zahtijeva i činjenica da se analiziraju različiti članovi ofiolita, pa čak i stijene koje ne pripadaju ofiolitima, odnosno različiti tipovi stijena (sedimentne, magmatske, metamorfne) koje nisu nužno nastajale u isto vrijeme, a samim time ni u istim uvjetima. Kako bi se postigla što bolja pouzdanost rezultata određivanja apsolutne starosti važno je napraviti što veći broj analiza, kojih na području Banovine definitivno nedostaje.

1.2 Cilj disertacije

Cilj ove disertacije je detaljnim terenskim istraživanjima te petrografskim i geokemijskim analizama (elektronska mikrosonda EMPA, induktivno spregnuta plazma s masenom i emisijskom spektrometrijom - ICP-ES/MS, induktivno spregnuta plazma s masenom spektrometrijom i laserskom ablacijom - LA-ICP-MS,) obraditi peridotite i piroksenite sa područja Banovine kako bi se odredile njihove strukturne, petrološke i geokemijske

karakteristike te na taj način utvrdili njihovi međusobni odnosi. Rezultati će pomoći u određivanju uvjeta i geotektonske pozicije formiranja peridotita i piroksenita Banovine, ali i doprinijeti općem razumijevanju geneze plaštnih ultramafitnih stijena. Dodatno, cilj disertacije je korelirati peridotite i piroksenite Banovine sa istim stijenama iz susjednih ofiolita unutar CDOB-a, ali i drugima sa šireg područja Neotethysa, doprinoseći time rekonstrukciji geodinamskog razvoja ofiolita u regionalnom smislu.

2 PREGLED DOSADAŠNJIH ISTRAŽIVANJA

Prva geološka istraživanja na području Banovine proveli su austrijski geolozi krajem 19-og stoljeća. Najranije istraživanje datira iz 1863. god. u okviru kojeg je Stur u svom dijelu „*Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme im mittleren Theile Croatiens*“ opisao geologiju središnje Hrvatske i dao litološki pregled na području Banovine. U istom radu prvi put je spomenuta stijena „serpentin“, koja zapravo predstavlja serpentinizirane ultramafite. Osim serpentina, Stur (1863) je opisao i druge kristalinske stijene poput „zelenca“ i „melafirnog mendulaša“ kako ih je preveo Kišpatić (1899). Tietze (1871 a) je istraživao okolicu Klasnića i otkrio pojave kristalinskih škriljavaca, a u drugom radu (1871 b) je ukazao na prisutnost zelenca, serpentina, melafirnog mendulaša te kristalinskih škriljavaca, odnosno amfibolskog gnajsa iz okolice Žirovca. Tietze (1872) je proučio šire područje Banovine te ukazao na učestale pojave serpentina na predjelu doline Čemernice, brijega Vješala te u blizini mjesta Bojna, Ljeskovac, Žirovac i Vratnik, pri čemu je serpentinu pripisao eocensku starost.

Od naših autora prvi je na Banovini istraživao Pilar (1873), koji se prvenstveno fokusirao na šire područje oko Gline odnosno na Pokuplje. Na temelju petrografskih i paleontoloških analiza podijelio je geološke formacije u paleozojsku podlogu i tercijarne naslage. Od kristalinskih stijena Pilar spominje afanite i dijabaze te rijetke pojave serpentina koje nalazi jedino uz obalu rijeke Trepče. Autor ih opisuje kao pršinasti serpentin, a od prepoznatljivih minerala koji se mogu uočiti navodi pikrolit, hrizotil, magnetit i *bastit*. Kristalinske pojave svrstao je u stijene paleozojske starosti, po čemu se bitno razlikuje od svog prethodnika Titzea (1872).

M. Kišpatić (1899) je kristalinske stijene Banovine usporedio sa serpentinskom zonom u Bosni i zaključio da moraju pripadati istoj grupaciji, iako na području Banovine, za razliku od Bosne, nije pronašao gabro. Zamijetio je učestalije pojave dijabaza, u kojima opisuje dijabaznu do porfirnu strukturu te pojave melafira u podređenim količinama u odnosu na ostale tipove stijena. Istaknuo je da se ultramafiti javljaju kao „serpentini“ i da su zastupljeniji od melafira. Kišpatić je zaključio da je većina serpentina nastala serpentinizacijom peridotita koji su prvotno bili vrlo bogati olivinom. Tipične lercolite Kišpatić (1899) je našao jedino u blizini Ljeskovca i istaknuo da su karakterizirani zrnatom strukturom koju čine olivin, bronzit, diopsid i pikotit. Kišpatić je opisao i različite tipove amfibolita za koje smatra da su usko vezani uz serpentine te da su njihovi konkordantni kontakti identični onima iz Bosne.

Serpentinu i amfibolitu Kišpatić je pripisao arhajsku starost, dok je za dijabaz i melafir napisao da su mlađe stijene, vjerojatno paleozojske starosti.

Kristalinskim stijenama na Banovini recentnije su se bavili Marić i Crnković (1960) koji su u sklopu izrade geološke karte istražili metamorfne i eruptivne stijene zapadnog dijela Banovine i pri tom opisali peridotit, serpentin, dijabaz, melafir te alkalnu stijenu trahitoidnog tipa. Osim peridotita, serpentinita i dijabaza, Raffaelli i Magdalenić (1970) po prvi puta su opisali visoko i nisko metamorfne stijene pelitskog i psamitskog protolita u području sjeverozapadno od Gvozdanskog. Detaljno je opisan kordijerit-biotitni gnajs, muskovit-biotitni gnajs, biotitni gnajs, kijanit-biotit-muskovitni škriljavac i kvarc-biotit-muskovitni škriljavac koji prema autorima pripadaju skupini visoko metamorfoziranih pelitnih i psamitnih stijena, te nisko metamorfozirani šejl i siltit u facijesu zelenih škriljavaca. U istom radu također su opisane i „visoko“ metamorfne stijene s piroksenom i amfibolom, odnosno eklogit, amfibolski gnajs te amfibolit.

Majer (1975) je dao detaljan opis ultramafita i pratećih stijena na području Banovine, pri čemu je terenska i petrografska istraživanja upotpunio kemijskim analizama stijena, te dao i prve kemijske analize minerala. Ovim radom Majer je napravio velik korak u poznavanju geologije Banovine. Detaljno je opisao stijene: peridotit, feldspatski peridotit, serpentinit, enstatitit, dijalagit, vebsterit, granatski piroksenit, amfibolski gabro, hornblendit, amfibolit i amfibolski škriljac te je prvi put pokušao objasniti genezu ovih stijena. Visoke koncentracije aluminija u piroksenima navele su ga na zaključak da peridotiti potječu iz dubljih dijelova gornjeg plašta, a da su u gornje dijelove kore stigli kao vruća tijela temperature od oko 1000°C, o čemu svjedoče „vrući“ kontakti peridotita i paleozojskih pješčenjaka na kojima se jasno vide tragovi kontaktnog metamorfizma. Na osnovu istih kontakata zaključio je da se radi o jurskoj starosti intruzije. Za prateće piroksenite i amfibolite, budući se uglavnom nalaze na rubovima peridotita ili kao žile u njima, autor smatra da su te stijene mlađe od peridotita, ali napominje da su za njihovu jasniju genezu potrebna detaljnija mineraloška ispitivanja. Iako u zaključku svog rada kao mogućnost spominje obdukciju dijelova plašta u manje sedimentacijske prostore, pitanje geotektonske pozicije ostavlja otvorenim.

U narednih 20-ak godina Majer je, što sam, što sa suradnicima, napravio brojna istraživanja na području Banovine, a 1993. god. sažeo je sva svoja otkrića i zapažanja u radu „Ofiolitni kompleks Banije s Pokupljem u Hrvatskoj i Pastireva u Bosni“. Ovaj rad je u odnosu na prethodne upotpunio većim brojem kemijskih analiza minerala, pogotovo metamorfnih

stijena, na temelju kojih je zaključio da su se završne faze metamorfoze odvijale pri tlaku od oko 0,35 GPa i temperaturi od oko 600 °C, te da su protolitne stijene amfibolita bile kemijski drugačije od bazičnih članova ofiolitnog kompleksa Banovine. Zbog fertilnog kemizma Banijskih peridotita Majer (1993) iznosi pretpostavku da su bili formirani kao dio perikontinentalnog plašta, a da su pirokseniti nastajali njihovim taljenjem. Za kumulatne članove ofiolita, kojih je opaženo puno manje, autor je ustanovio da su vrlo različitog sastava što pripisuje različitom stupnju diferencijacije. Za nekumulatne članove ofiolita (dolerite, dijabaze i spilite) zbog njihovog različitog kemijskog karaktera koji dijelom odgovara BABT-u, a dijelom E-MORB-u (BABT = „*back arc basin tholeiite*“, E-MORB = „*enriched mid ocean ridge basalt*“) autor je mišljenja da su nastajali iz različitih taljevina. U istom radu autor je iznio i ranije dobivene rezultate datiranja metamorfizma metodama K/Ar i Rb/Sr na temelju kojih je određena starost između 160 i 170 mil. godina, koje odgovaraju srednjoj juri, a što je autor smatrao i početkom formiranja ofiolita. Završno formiranje tektonskog ofiolitnog melanža autor je pripisao gornjoj kredi što argumentira prisustvom valutica i fragmenata ofiolita u konglomeratima gornjokrednog fliša. Majer (1993) u zaključku svog rada iznosi mišljenje da je ofiolitni kompleks Banije i Pastireva vjerojatno formiran u embrionalnom perikontinentalnom prostoru, ali pitanje precizne paleogeografske i paleogeotektonske pozicije formiranja ovih stijena ostavlja i dalje otvorenim.

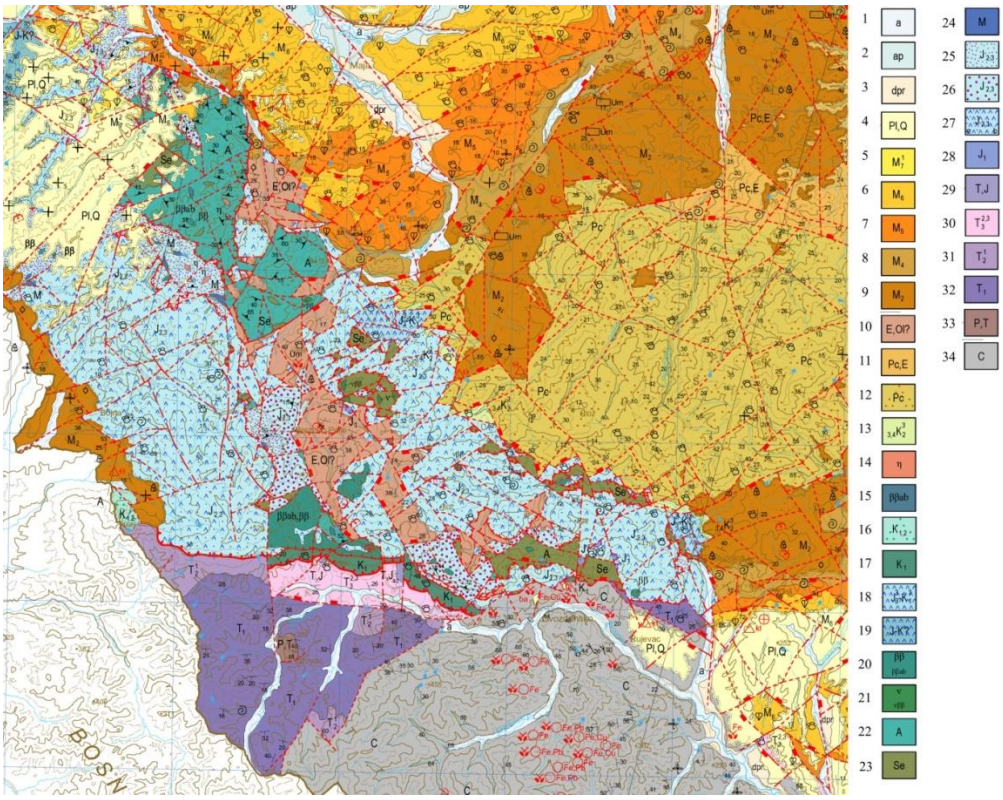
Nakon Domovinskog rata, mnoga područja Banovine su ostala minirana zbog čega se sve do danas nisu provodila opsežnija geološka istraživanja na ovim prostorima. Jedinu recentniju publikaciju u kojoj su opisane kristalinske stijene s ovog područja objavili su Vrkljan i Garašić (2004), koji su opisali strukturne odnose i kemizam minerala u mafitnim stijenama Banovine. U radu su obrađene dvije vrste metadijabaza i spilit. Utvrđeno je da su toleiitnog kemizma, ali da su spiliti, koji sadrže klinopiroksene s puno višim sadržajem Ti, Al i Na u usporedbi s onima u obje vrste metadijabaza, formirani u različitoj magmatskom okolini.

3 GEOLOŠKI OPIS PODRUČJA BANOVINE

Geografski Banovina pripada južnom dijelu središnje Hrvatske, a prostire se na području između rijeke Gline na zapadu, donjeg dijela toka rijeke Kupe na sjeveru, rijeke Save na sjeveroistoku, rijeke Une na jugoistoku te državne granice s Bosnom i Hercegovinom na jugozapadu.

Geološka građa Banovine je iznimno kompleksna, sadrži gotovo sve stratigrafske jedinice u rasponu od donjeg devona do kvartara (Šikić, 2014 a, b), a zahvaća dijelove čak triju vrlo važnih, genetski različitih regionalnih tektonskih jedinica. To su Unutrašnji Dinaridi na zapadnom do jugozapadnom dijelu Banovine, rub Panonskog bazena na sjeveroistočnom dijelu te Ofiolitni melanž koji se proteže na uskom prostoru između prethodno navedene dvije tektonske jedinice. Ove jedinice prostiru se u široj regiji južne Europe, a najuže su stisnute upravo na području Banovine (slika 1.1) što je čini vrlo teškom za interpretaciju geološkog razvoja. Detaljan opis geološke građe Banovine prikazan je na Osnovnoj geološkoj karti Hrvatske te u pripadajućem tumaču (Šikić, 2014 a i b; slika 3.1).

Najstarije litološke jedinice nalaze se na južnom odnosno jugozapadnom dijelu Banovine na Trgovskoj gori i dio su Sansko-Unskog paleozojskog pojasa, koji se proteže od Karlovca do Banja Luke (Šikić, 2014 b; slika 3.1). Ove su jedinice izgrađene od sedimentnih stijena donjeg devona, karbona i permo-trijasa. Stijene donjodevonske starosti najmanje su zastupljene, a sastoje se od izmjene šejlova, silta i pješčenjaka s proslojcima vapnenaca (Šikić, 2014 b). Njihova starost je određena na temelju konodonata (Đurđanović, 1966, 1968 i 1973). Znatno veće površine zauzimaju karbonske naslage koje se prostiru gotovo preko cijele Trgovske gore. Među njima su najzastupljeniji klastiti, odnosno šejlovi, siltiti i pješčenjaci, a podređeno su zastupljeni karbonatni sedimenti koji se javljaju kao manji proslojci, ulošci i leće (Šikić, 2014 b). Karbonske stijene Trgovske gore posebno su zanimljive s aspekta rudnih ležišta, a najčešće sadrže ležišta željeza, olova, bakra te barita. Geneza ovih ležišta vezana je uz gornjopaleozojski submarinski magmatizam (Šikić, 2014 b). Permske naslage na Banovini nisu sa sigurnošću dokazane, međutim za rijetke pojave obojenih pješčenjaka i siltita, kvarcnih konglomerata, šejlova, šupljikavih brečastih vapnenaca i gipsa, među donjotrijaskim naslagama na sjevernom dijelu Trgovske gore, pretpostavlja se da su permo trijaske starosti (Šikić, 2014 b).



Slika 3.1. Geološka karta Banovine, isječak iz Osnovne geološke karte Republike Hrvatske, list Bosanski Novi (Šikić 2014). Legenda: 1 - Aluvij recentnih tokova, 2 – Sedimenti poplava, 3 – Deluvij – proluvij, 4 – Šljunci, pijesci, gline, limonitizirani sedimenti, 5 – Lapori (d. pont), 6 – Vapnenci, laporoviti vapnenci, lapori, pijesci, podređeno šljunci i pješčenjaci (panon); 7 – Raznovrsni lapori i vapnenci, pijesci, pješčenjaci, šljunci i konglomerati (sarmat); 8 – Konglomerati, šljunci, pijesci, pješčenjaci, lapori, vapnenci biogeni i bioklastični vapnenci, pojave piroklastita (baden), 9 – Poluvezani konglomerati, šljunci, pijesci, gline, lapori i vapnenci s kongerijama, pojave ugljena i piroklastita (otnang), 10 – Breče, konglomerati, pješčenjaci, laporovite gline, lapori, vapnenci, ugljen; 11 – Konglomerati, podređeno pješčenjaci, siltiti, šejlovi, lapori, vapnenci, pojave ugljena; 12 – Fliš: pješčenjaci, siltiti, šejlovi, lapori, vapnenci, konglomeratični pješčenjaci; 13 – Fliš: tufitični litoareniti, pelitski tufovi, peliti i Scaglia facijes: pločasti mikriti, kalcitni peliti i lapori s rožnjacima; 14 – Keratofiri, spilit-keratofiri; 15 – Spiliti, piroklasti, vulkanske breče; 16 – Fliš: kalkareniti, kalkruditi, šejlovi, lapori, rjeđe silificirani vapnenci, pješčenjaci, siltiti; 17 – Pješčenjaci, siltiti, šejlovi, lapori, sitnozrnati vapnenci, kalkareniti, rožnjaci; 18 - Pješčenjaci, siltiti, šejlovi, lapori, sitnozrnati vapnenci (kalpionele), rožnjaci, spiliti, dijabazi; 19 - Pješčenjaci, siltiti, šejlovi, vapnenci s radiolarijama, rožnjaci, spiliti, dijabazi, keratofiri i vulkanske breče; 20 – Dijabazi, spiliti (dijelom unutar kompleksa metamorfita); 21 – Metamorfozirani gabri i gabro-dijabazi (unutar kompleksa amfibolita i serpentinita); 22 – Masivni i škriljavi amfiboliti i amfibolski škriljci (pretežno ortoamfiboliti); 23 – Serpentinizirani peridotiti, serpentiniti; 24 – Mramori, uškriljeni mramori i vapnenački škriljci; 25 – Metapješčenjaci, slejtovi, filiti, kvarciti, mramori, vapnenački kloritski zeleni škriljci, metamorfozirani magmatiti (niski stupanj metamorfizma): 26 – Tinjčevi škriljci i gnajsevi, podređeno kvarciti i kvarcni tinjčasto-kvarcni škriljci (srednji stupanj metamorfizma); 27 – Pješčenjaci, šejlovi, rožnjaci sitnozrnati vapnenci, silicificirani sedimenti, spiliti, dijabazi, rijetko keratofiri (a-prevladavaju sedimenti; b-prevladavaju magmatiti); 28 – Brahiopodni, krinoidni i foraminiferski vapnenci, homogene vapnenačke breče; 29 – Vapnenci, dijelom oolitični i dolomitični vapnenci; 30 – Dolomiti, podređeno dolomitični vapnenci i vapnenci s megalodonima; 31 – Izmjena uslojenih i bankovitih dolomita i vapnenaca; 32 – Obojeni pješčenjaci i siltiti, šejlovi i lapori, vapnenci, šupljikavi i brečasti vapnenci, gips; 33 – Obojeni pješčenjaci i siltiti, kvarcni konglomerati, šejlovi, šupljikavi brečasti vapnenci, gips; 34 – Uškriljeni šejlovi i pješčenjaci, ulošci konglomerata, vapnenaca, dolomitičnih vapnenaca i dolomita.

Najstarije mezozojske stijene su trijaske starosti, a geografski zauzimaju rubne dijelove Trgovske gore. Sedimentacija tijekom donjeg trijasa je ovisila o donosu materijala s kopna pa su tako naslage u najvećem dijelu zastupljene klastitima, odnosno laporima, šejlovima, siltitima i pješnjacima s rjeđim pojavama, vapnenca i dolomita (Šikić, 2014 b). Prijelaz u srednji trijas odnosno u stariji dio srednjeg trijasa (anizik) karakterizira oslabljen kopneni utjecaj pa su aniščke naslage uglavnom izgrađene od debljih naslaga dolomita i dolomitiziranih vapnenaca. Ladiničke naslage zastupljene su stijenama klastično karbonatnog porijekla, dolomitiziranim vapnencima, laporima, šejlovima i pješčenjacima te piroklastitima koji ukazuju na vulkansku aktivnost. Najmlađi trijas (norik, ret) nalazi se gotovo isključivo samo na najsjevernijim rubovima Trgovske gore gdje se prema Šikić (2014 a) podvlači pod ofiolitni melanž jurske starosti. Gornjotrijaske naslage uglavnom su zastupljene tamno do svijetlo sivim, dobro uslojenim dolomitima, a na prijelazu u najstariju juru javljaju se dolomitizirani vapnenci (Šikić, 2014 b). Opisane paleozojske i trijaske stijene moguće predstavljaju nekadašnji istočni rub Jadranske mikroploče.

Razdoblje jure na području Banovine vezano je uglavnom uz formiranje ofiolitnog kompleksa. Ofiolitni kompleks predstavlja zasebnu tektonsku jedinicu koja pripada Unutrašnjim Dinaridima, izgrađen je od sedimentnih, metamorfnih i magmatskih stijena, a kontinuirano se može pratiti na potezu između mjesta Buzete na sjeverozapadu pa do mjesta Stupnica u smjeru jugoistoka. Prema sjeverozapadu ovaj se pojas postupno gubi gdje ga prekrivaju tercijarne i kvartarne naslage, a rjeđe ofiolitne pojave mogu se pratiti do rijeke Kupe. Od Stupnice prema jugoistoku ovaj pojas je također prekriven mlađim naslagama, a najbliža sljedeća pojava ofiolita u ovom smjeru javlja se iza državne granice u blizini Kostajnice odakle se može pratiti u smjeru jugoistoka kroz cijelu Bosnu i Hercegovinu. Donjojurske sedimentne stijene javljaju se kao veći ili manji olistoliti unutar ofiolitnog melanža, a uglavnom su karbonatnog sastava. Sve magmatske i metamorfne stijene s pratećim sedimentima su srednjo do gornjojurske starosti (Šikić, 2014 b). Sedimentne stijene srednje do gornje jure uglavnom su zastupljene pješčenjacima, šejlovima i rožnjacima, a manje laporima i karbonatima (Šikić, 2014 b). Unutar pješčenjaka mogu se uočiti čestice tufa, a česte su i pojave stapanja pješčenjaka s tufovima i lavama što upućuje na vulkansku aktivnost. Rjeđe prisutni vapnenci nalaze se kao manji proslojci, leće te ulošci pa čak i kao enklave unutar vulkanita, a brojni nalazi fosila pelagičkih organizama ukazuju na srednje jursku starost. Metamorfne stijene čine parametamorfiti i ortometamorfiti niskog do srednjeg stupnja metamorfizma. Najveće mase metamorfnih stijena mogu se naći na sjeverozapadnom dijelu

ofiolitnog pojasa od doline Maje do mjesta Buzete. Najzastupljenije stijene parametamorfita čine metapješčenjaci, metapeliti, slejtovi, filiti i različite vrste tinjčevih škriljavaca koji su nastajali iz glinovitih pelita i grauvaka s relativno visokim sadržajem aluminija, što je tipično za sedimente taložene na rubnim dijelovima kontinenta (Majer, 1993). Glavne mase ortometamorfita predstavljaju amfiboliti, a nešto manje amfibolski i zeleni škriljavci. Ove su stijene nastajale metamorfozom bazičnih magmatskih stijena, najvjerojatnije bazalta, dijabaza i gabra (Majer, 1993). Od magmatskih stijena iznimno veliki značaj imaju ultramafitna tijela peridotita, koja su najvećim dijelom predstavljena serpentinitima i lercolitima te manjim pojavama harcburgita, vebsterita i olivinskog vebsterita. Navedene stijene najbolje se mogu pratiti od središnjeg dijela ofiolitnog pojasa Banovine, oko mjesta Dangube, pa u pravcu jugoistoka do Stupnice. Unutar serpentinita često se u obliku leća javljaju i manja tijela mikrogabra i dijabaza. Najznačajnije pojave efuzivnih stijena vezane su uz spilite i dijabaze, a manje su zastupljeni keratofiri i piroklastiti. Većina spilita javlja se u formama jastučastih „pillow“ lava, što ukazuje na submarinsku vulkansku aktivnost.

Kredne naslage su bitno manje zastupljene od jurskih. Stijene najstarije krede nalaze se na samom JZ rubu Zrinske gore, prate potok Žirovnicu na potezu od Žirovca do Komore. U svom južnom djelu ove su naslage navučene na trijaske formacije, a na sjeveru su u reversnom rasjednom kontaktu s jurskim melanžom. Donjokredne naslage su izgrađene od šejlova i laporovith šejlova s proslojcima vapnenaca i rožnjaka (Šikić, 2014 b), a prisutnost fosila u vapnencima poput krinoida, ehinodermata, alga i bentičkih foraminifera upućuje na otriv-donjoalbsku starost (Oluić, 1979). Prijelaz u gornju kredu također obilježavaju klastično karbonatni sedimenti, unutar kojih dominiraju lapor i šejl, a naslage posjeduju flišno turbiditski karakter. Naslage donjosenonske starosti imaju sličan karakter i pretežno su klastično karbonatnog porijekla, ali s učestalim pojavama vulkanskih stijena kao što su spiliti, spilit keratofiri i keratofiri te piroklastiti koji se nalaze zasebno u manjm proslojcima ili lećama, ali i direktno vezani uz efuzive. Ove su naslage zastupljene na širem području u okolici Kostajnice. Gornjo senonske naslage se javljaju unutar relativno uskog pojasa na potezu od D. Klasnića u smjeru sjeveroistoka do G. Stupnice. U mlađem dijelu gornjeg senona najveći značaj imaju Scaglia vapnenci unutar kojih su otkriveni ulošci tufita što ukazuje na vulkansku aktivnost (Babić, 1976). Postupan prijelaz u glinovite vapnence, vapnovite lapore i lapore označava taloženje mlađih naslaga mastrihtske starosti, a isti se nastavljaju u fliške naslage u kojima se izmijenjuju glinoviti lapori, vapnoviti šejlovi, silt-pješčenjaci, pješčenjaci i siltni vapnenci (Šikić, 2014 b).

Paleogenske, neogenske i kvartarne naslage pripadaju tektonskoj jedinici kredno-tercijarnog pojasa Unutrašnjih Dinarida, koja zauzima najveći dio Banovine (slika 3.1), te se proteže njenim sjevernim i sjeveroistočnim dijelom od Pokuplja do Une (Šikić, 2014 a). Paleogenske stijene zastupljene su fliškom serijom paleocenskih sedimenata koji se nalaze na zapadnom dijelu Zrinske gore, te karbonatnim naslagama biogenih i bioklastičnih vapnenaca, koje se na površni nalaze na krajnjem istočnom dijelu Banovine, blizu mjesta Velešnje. Pretpostavljene eocenske i oligocenske naslage prostorno su usko vezane uz ofiolitni melanž i javljaju se isključivo kao transgresivne naslage unutar ofiolitnog pojasa. Sastoje se najvećim dijelom od klastita među kojima su najviše zastupljene breče i konglomerati, a njihov sastav čine uglavnom fragmenti metamorfnih i magmatskih stijena, te valutice pretaloženih krednih i paleocenskih vapnenaca (Šikić, 2014 b). Klastične naslage postupno prelaze u sitnozrnatije klastite i ugljene, ponegdje i evaporite što ukazuje na uspostavljanje slatkovodnog, odnosno jezerskog okoliša, a što potvrđuju nalazi slatkovodnih fosila (Tietze, 1872). Na ostalim prostorima Banovine u okruženju ofiolita ne nalaze se oligocenske naslage što govori o emerzijskoj fazi pa tako neogenski sedimenti, počevši od otnanga, transgresivno leže na starijim stijenama, najčešće paleocenske starosti. Unutar otnanških jedinica mogu se naći vezani i nevezani klastiti, karbonati, ugljeni, piroklastiti i gline, a naslage najvećim djelom zauzimaju sjeverni i južni rubni prostor Zrinske gore. Karpatske naslage izostaju što je najvjerojatnije posljedica kratkotrajne emerzije pa transgresivno na naslage otnanga i paleogena naliježu sedimenti badena. U baznom dijelu badena nalaze se uglavnom klastiti i klastiti s karbonatima, a prisutne su i pojave piroklastita. Mlađe naslage badena postupno prelaze u sedimente bogatije karbonatnom komponentom, a značajan je razvoj grebenskog i prigrebenskog facijesa koji su zastupljeni litotamnijskim biohermama odnosno biokalkruditima i biokalkarenitima (Martinuš i dr; Šikić, 2014 b). Sarmatske naslage litološki su vrlo slične badenskim, a dominiraju zrnati klastiti te sitnozrnati lapori i vapnenci taloženi u priobalnim i distalnim taložnim okolišima. Za donji panon karakteristične su vapnenačke naslage s manjim primjesama glina, odnosno *Croatica naslage*, a na njih se nastavljaju *Banatica naslage* koje sadrže sve manje karbonatne komponente (Šikić, 2014 b). Mlađe panonske naslage, koje su u starijoj literaturi označavane kao pontske naslage, nalaze se otkrivene samo na sjevernom dijelu Banovine, u Glinskoj kotlini, a čine ih uglavnom lapori. U tim naslagama brojni su nalazi mekušaca, među kojima i roda *Paradacna abichi*, a iznad kojih kontinuirano slijede najmlađe panonske naslege također bogate nalazima mekušaca, među kojima je najznačajniji rod *Congeria rhomboidea*.. Pliocenski sedimenti se sastoje uglavnom od krupno do sitno zrnatih klastita s najvećim prostiranjem na sjeveroistočnom

dijelu Banovine. Stariji dio naslaga dobro se korelira s paludinskim naslagama Savske depresije. Pleistocenske naslage također nose karakteristike klastične sedimentacije, a u riječnim i potočnim dolinama, nastalim kao posljedica izdizanja orogena, sedimentacija se nastavlja i tijekom holocena (Šikić, 2014 a, b).

4 ANALITIČKE METODE

Terenska istraživanja provedena su u razdoblju od 2015. do 2018. godine na cijelom području Banovine. Najdetaljnije je istražen zapadni dio Zrinske gore gdje postoji velika pojavnost ultramafita, a dodatno su istražena i područja Trgovske gore te šire područje između grada Gline i Topuskog gdje su ultramafiti slabije zastupljeni. Na navedenim područjima istraženo je 29 lokaliteta (slika 5.1) od kojih su 4 od veće važnosti te su detaljnije obrađeni i opisani u narednom poglavlju (poglavlje 5.1).

Tijekom terenskog istraživanja uzorkovan je 401 uzorak od kojih 250 uzoraka čine peridotiti, pirokseniti, serpentiniti i serpentinitne breče, a među ostalim uzorcima koji su prostorno i/ili genetski povezani nalaze se: mikrogabro, dijabaz, bazalt, izmijenjeni bazalt, amfibolit, zeleni škriljavac, tinjčev škriljavac, pješčenjak, siltit, rožnjak, dolomit, vapnenac te mramor.

Snimke iz zraka napravljene su pomoću drona DJI Mavic Air, koji je opremljen s kamerom FC2103. Površine lokaliteta mjerene su pomoću aplikacije Google Earth.

Mikroskopski preparati svih prikupljenih uzoraka izrađeni su na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu, a za petrografsku analizu korišten je polarizacijski mikroskop LEITZ LABORLUX 11 POL te Optika B1000 Pol-I. Metoda određivanja volumne zastupljenosti minerala "Point count" izvedena je na polarizacijskom mikroskopu Optika B1000 Pol-I uz korištenje "Proview" programa.

Priprema najvećeg dijela uzoraka za kemijske analize cijele („*bulk*") stijene koja se sastojala od usitnjavanja uzoraka do dimenzije praha rađene su u Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine Rudarsko-geološko-naftnog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu (17 uzoraka). Manji dio uzoraka (4 uzorka) pripreman je na Hrvatskom geološkom institutu u Zagrebu, u INA d.d. u Zagrebu te u analitičkom laboratoriju ACME Analytical Laboratories Vancouver Ltd. u Kanadi. Kemijske analize 21 uzorka cijele („*bulk*") stijene napravljene su u analitičkom laboratoriju ACME Analytical Laboratories Vancouver Ltd. u Kanadi. Analiza oksida glavnih elemenata izvedena je metodom emisijske spektrometrije s induktivno spregnutom plazmom (ICP-ES) s greškom od 0,01% za sve okside osim Fe_2O_3 (0,01-0,04%) te Cr_2O_3 (0,002%), a analiza elemenata u tragovima izvedena je metodom masene spektrometrije s induktivno spregnutom plazmom (ICP-MS) s greškom od 0,01–0,5 ppm s iznimkom za elemente Ba, Be, Sn i V (1 – 8 ppm).

Kemijske analize oksida glavnih elemenata u mineralima izvedene su u Institut für Geowissenschaften, Goethe Universität u Frankfurtu na Majni. Analizirano je 26 uzorka, a korištene su elektronske mikrosonde JEOL JXA-8900 superprobe te JEOL JXA-8530F Plus, pri radnim uvjetima od 15 kV za napon ubrzanja te 20 nA za struju elektronskog snopa, a korištena je širina snopa od 1, 2, 5 i 30 μm. Kemijske analize elemenata u tragovima u mineralu za 11 uzoraka izvedene su metodom induktivno spregnute plazme s masenom spektrometrijom i laserskom ablacijom (LA-ICP-MS) u Institut für Geowissenschaften, Goethe Universität u Frankfurtu na Majni. Korišten je laser tipa ASI RESOlution valne duljine 193 nm i maseni spektrometar tipa Element 2 ICP-MS. Ispitivanja su rađena pulsirajućom metodom pri frekvenciji od 10 Hz, vremenom od 1,5 s te energijom od 70–80 mJ. Korištena je širina laserskog snopa od 50 i 75 μm, a za referentni materijal korišten je NIST 612.

Za izračun kemijskih formula minerala na temelju udjela glavnih oksida u mineralima dobivenih elektronskom mikrosondom, korišten je program „Formelcalc“ kojeg je izradio dr. sc. Hans-Peter Meyer, Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg. Za izračunavanje ravnotežnih temperatura i tlakova kristalizacije korišten je program „Pt-calc1“ kojeg je izradio isti autor.

Izotopne analize napravljene su u Labor für Geochronologie, Universität Wien pod vodstvom dr. Ralfa Schustera iz Geologische Bundesanstalt u Austriji. Mjerene su koncentracije izotopa Sm i Nd u ortopiroksenu, klinopiroksenu i stijeni, kao i koncentracije izotopa Rb i Sr u stijeni. Na temelju dobivenih koncentracija izotopa Sm i Nd izračunate su vrijednosti apsolutne starosti za uzorke lercolita Gv-21 i Zub-17 korištenjem metode izokrone.

Sve analitičke metode koje su korištene na odabranim uzorcima navedene su u Tablici 1.

Tablica 1. Popis odabranih uzoraka s primijenjenim analitičkim metodama

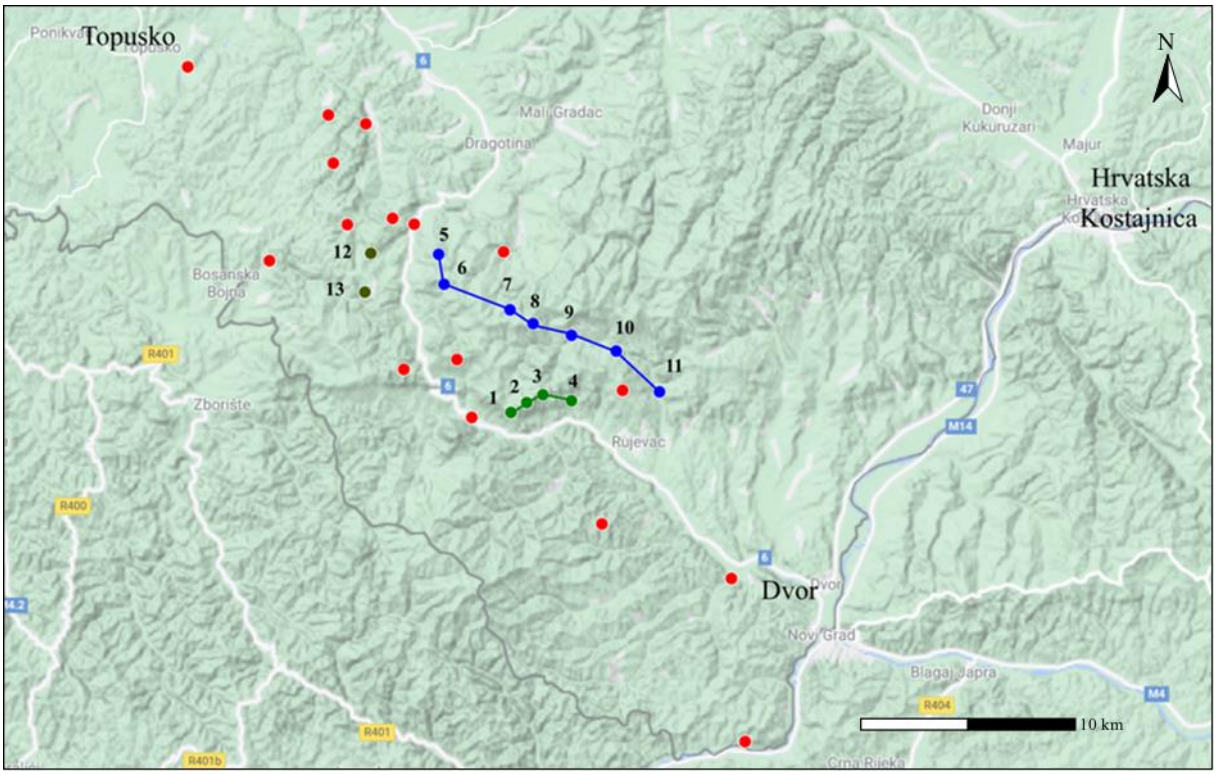
Simbol		Uzorci	Lokalitet	PC	Bulk	EMPA	LA ICP MS	Sm-Nd	Sr^{87}/Sr^{86}
	SL	ZUB-4	Zuberi (10)			x			
	SL	ZUB-17	Zuberi (10)	x	x	x	x	x	x
	SL	LJ-1	Ljeskovac (9)		x				
	SL	LJ-2	Ljeskovac (9)			x			
	SL	LJ-3	Ljeskovac (9)	x	x	x			
	SL	LJ-9	Ljeskovac (9)		x	x			
	SL	LJ-15	Ljeskovac (9)	x	x	x			
	SL	DIK-2	Dikavac (8)	x	x	x	x		
	SL	DIK-6	Dikavac (8)	x	x	x			
	SL	DAN-17	Danguba (6)	x	x	x			
	SL	DAN-25	Danguba (6)	x	x	x			
	SL	DAN-28	Danguba (6)	x	x	x			
	SL	DAN-47	Danguba (6)	x	x	x	x		
	SL	VJE-11	Vješala (5)	x	x	x	x		
	SL	GV-30	Menićani (4)	x	x	x			
	SL	GV-15	Gvozdansko (3)			x	x		
	SL	GV-16	Gvozdansko (3)			x			
	SL	GV-17	Gvozdansko (3)	x		x			
	D	GV-23	Gvozdansko (3)	x	x	x	x		
	SL	18GV-4	Goletna rudina (2)	x	x	x	x		
	SL	18GV-8	Goletna rudina (2)		x	x	x		
	D	GV-7	Drljače (1)	x	x	x			
	W	GV-32	Menićani (4)	x	x	x			
	OW	GV-21	Gvozdansko (3)	x	x	x	x	x	x
	W	GV-22	Gvozdansko (3)	x	x	x	x		
	OW	18GV-14	Gvozdansko (3)	x	x	x	x		
	SP	GW-2	Gvozdansko (3)			x			

PC - određivanje volumne zastupljenosti minerala (PC = point count), Bulk = ukupna kemijska analiza stijene; EMPA = analiza elektronskom mikrosondom; LA ICP MS = analiza masenom spektrometrijom i laserskom ablacijom, plava boja – peridotiti Sjevernog pojasa, zelena boja – peridotiti Južnog pojasa, crvena boja – pirokseniti Južnog pojasa, SL - spinelski lercolit, D - dunit, W - vebterit, OW - olivinski vebsterit. Broj u zagradi = položaj na karti lokaliteta na slici 5.1.

5 REZULTATI

5.1 Terenska istraživanja

Terenskim istraživanjima pokriven je veliki dio Banovine i dio Pokuplja, a uzorci stijena prikupljeni su sa 29 lokaliteta (slika 5.1). Peridotiti i prateće stijene najzastupljeniji su u zapadnom dijelu Zrinske gore, na potezu od sela Gornja Stupnica na južnom dijelu do sela Slatina na sjeverozapadnom rubnom dijelu. Dalje prema sjeverozapadu udio peridotita vidljivih na površini naglo opada, a sve više su zastupljene metamorfne stijene poput amfibolita i zelenih škriljavaca. Svi lokaliteti uzorkovanja stijena prikazani su na karti (slika 5.1). Lokaliteti na kojima se javljaju peridotiti, pirokseniti, serpentiniti i serpentinitne breče geografski se mogu podijeliti u dva pojasa, južni i sjeverni. Lokaliteti G. Stupnica, Zuberi, Ljeskovac, Dikavac, Lipina kosa, Danguba i Vješala pripadaju sjevernom pojasu i na karti su označeni plavom bojom, a lokaliteti Menićani, Gvozdansko, Goletna rudina i Drljače koji se nalaze u blizini naselja Gvozdansko, čine južni pojas i označeni su zelenom bojom (slika 5.1). Budući da analizirane stijene unutar ovih pojaseva pokazuju bitne strukturne i mineraloške razlike, opravdano ih je razmatrati i opisivati zasebno. Unutar sjevernog pojasa vrlo su zastupljene serpentinitne, odnosno lercolitne breče, a česte su pojave dijabaza i dijabaznih breča. Očito je da su stijene sjevernog pojasa pretrpjele intenzivniju serpentinizaciju, ali i jače deformacijske procese koji se osim po brečiranim litološkim članovima očituju i pojavom škriljave teksture. Južni pojas se odlikuje svježijim uzorcima lercolita. Iako su neki dijelovi potpuno serpentinizirani ipak se može reći da je južni pojas pretrpio manji stupanj serpentinizacije. Taj se pojas litološki bitno razlikuje od sjevernog, a što se najviše očituje kroz pojave piroksenita i dunita kojih nema u sjevernom pojasu, dok breče i dijabazni varijeteti, koji su tipični za sjeverni pojas, u južnom potpuno izostaju.



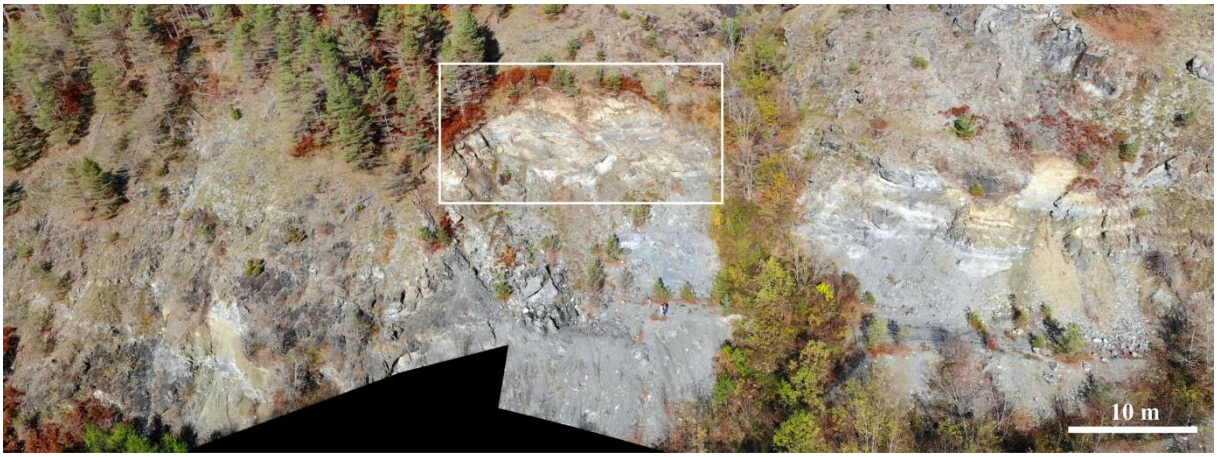
Slika 5.1. Geografski položaj istraživanih lokaliteta. Crveno obojane točke predstavljaju lokalitete na kojima nisu prisutni ultramafiti. Zeleno obojane točke – lokaliteti pojava ultramafitnih stijena južnog pojasa (J-pojas): 1 – Drljače, 2 – Goletna rudina, 3 – Gvozdansko i 4 – Menićani. Plavo obojane točke – lokaliteti pojave ultramafita sjevernog pojasa (S-pojas): 5 – Vješala, 6 – Danguba, 7 – Lipina kosa, 8 – Dikavac, 9 – Ljeskovac, 10 – Zuberi i 11 – Stupnica. Tamno zeleno obojane točke - lokaliteti s kontaktima serpentinita i amfibolita: 12 – Slatina i 13 – Brubno. Podloga karte preuzeta je s aplikacije Google Maps.

Lokalitet Slatina (slika 5.1; broj 12) sadrži potpuno serpentinizirane peridotite zbog čega na njima nisu rađene kemijske analize, stoga se ne može ni sa sigurnošću pridružiti ni jednom od dvaju spomenutih pojaseva. Budući da se ovaj lokalitet odlikuje drugačijim geološkim strukturama te otkriva kontakt peridotita i amfibolita, vrijedno ga je detaljnije opisati. Iako su peridotiti ovdje potpuno serpentinizirani, nisu prisutne breče tipične za sjeverni pojas kao ni dijabazni varijeteti. Uzimajući u obzir navedeno, ali i činjenicu da su unutar južnog pojasa zabilježene pojave metamorfnih stijena kao što je tinjčev škriljavac na lokalitetu Drljače, te amfibolit sa Male rudine (Majer, 1976), lokalitet Slatina bi se mogao pripisati J-pojasu međutim, relikti spinela u nekim uzorcima po svojoj formi i boji odgovaraju onima iz S-pojasa što ukazuje na to da bi ovi peridotiti mogli biti genetski vezani i uz S-pojas.

U nastavku će detaljnije biti opisani lokaliteti S-pojasa (Ljeskovac i Danguba), J-pojasa (Gvozdansko) te lokalitet Slatina kojem nije određena pripadnost pojasevima.

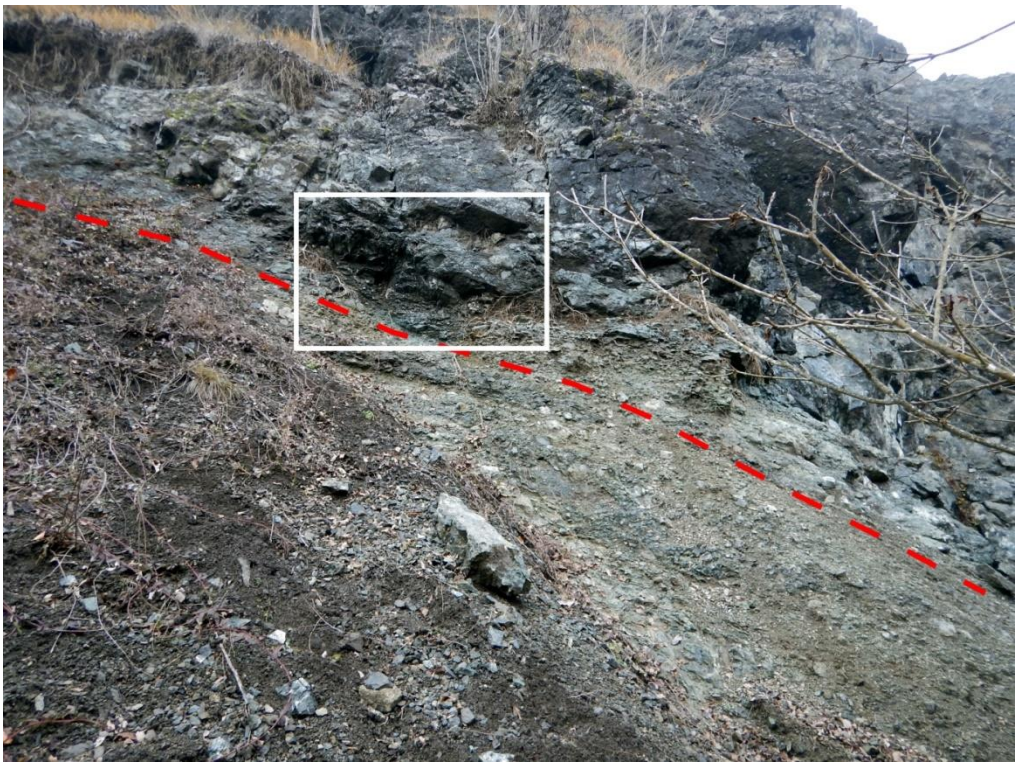
5.1.1 Ljeskovac

Jedan od najvećih lokaliteta S-pojasa je neaktivni kamenolom u Ljeskovcu (slika 5.2) koji se proteže uz rijeku Stupnicu, a otvoren je na površini od oko 6 000 m^2.



Slika 5.2. Kamenolom u Ljeskovcu. Uokvireni dio detaljno prikazan na slici 5.5.

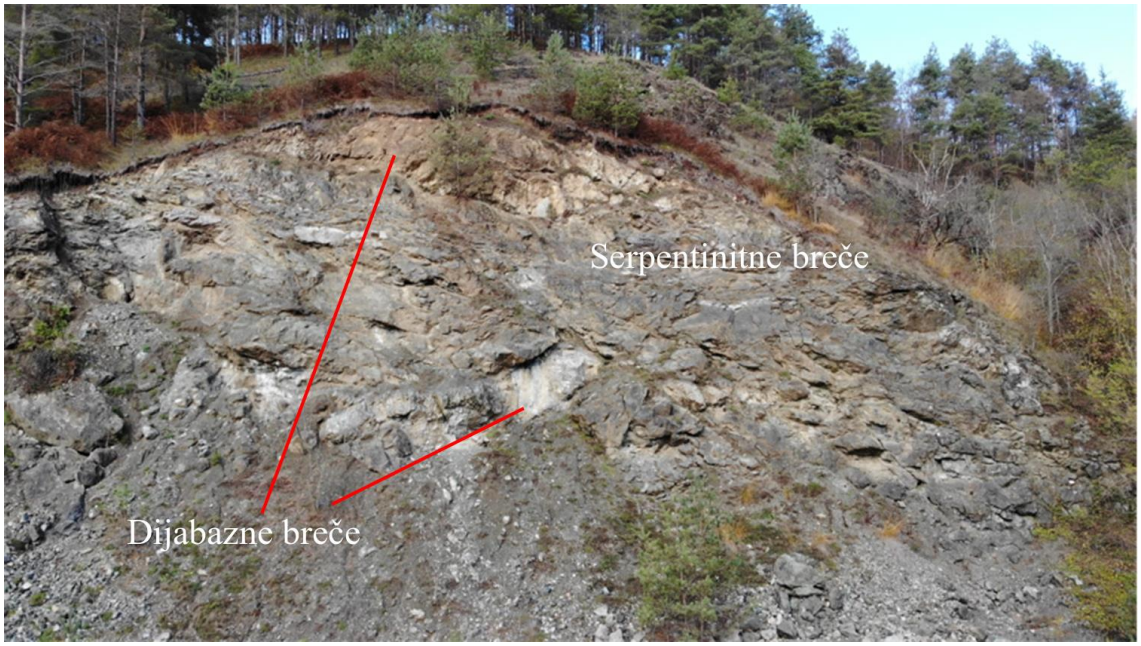
Na snimci iz zraka, snimljenoj dronom, vidi se da otvoreni dio kamenoloma pripada puno većem tijelu sačinjenom pretežno od peridotita koje se u izduženoj formi proteže u pravcu zapad–istok, a prekriva površinu od oko 150 000 m^2. Ovo se tijelo najvećim dijelom sastoji od lercolitnih i serpentinskih breča koje se nalaze u formi leća te nepravilnih blokova metarskih dimenzija, ali i većih nepravilnih tijela koja mogu dosezati i desetke metara. Nešto manje zastupljene su dijabazne breče koje također formiraju lećasta tijela od nekoliko desetaka centimetara do nekoliko metara unutar peridotita. Strukturni sklop stjenske mase duž cijelog lokaliteta ukazuje na izrazitu dinamiku i kompleksnu petrogenezu. U nižem dijelu kamenoloma izostaju jasne strukture te prevladavaju nepravilna masivna tijela lercolitnih i serpentinitnih breča koja su na mjestima ispresijecana većim pukotinama ili rasjednim zonama dimenzija više desetaka metara (slike 5.3, 5.4).



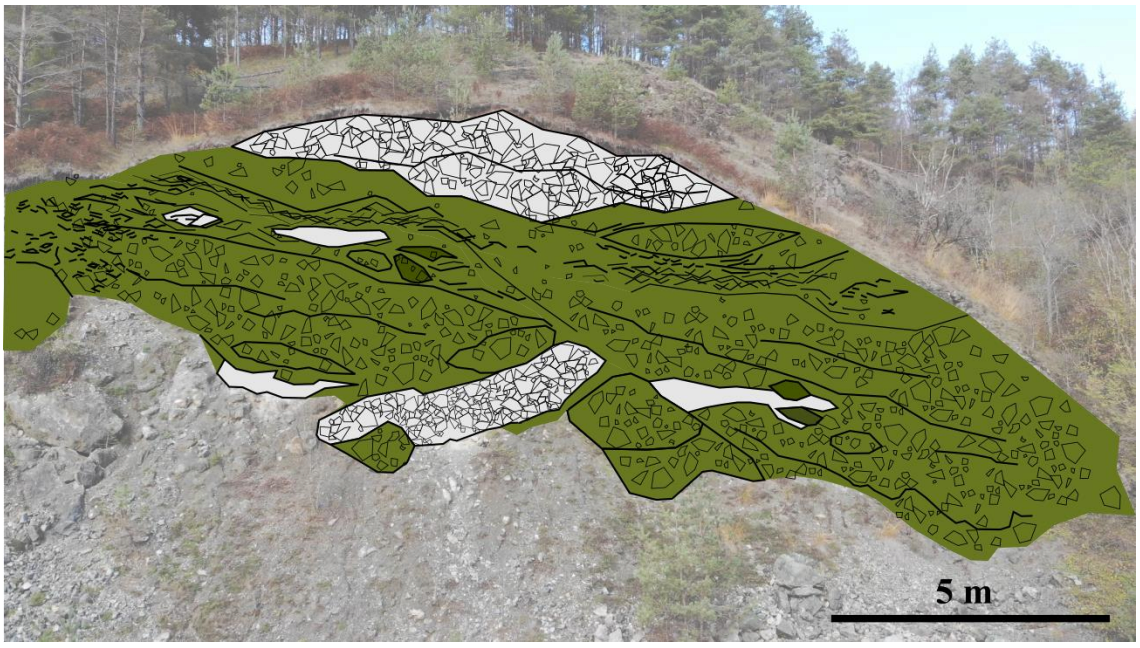
Slika 5.3. Nepravilna tijela serpentinitnih breča i crveno označena granica rasjedne zone u kojoj se nalaze izrazito kataklazirani serpentiniti. Lokalitet Ljeskovac. Polje bijelog pravokutnika prikazano je uvećano na slici 5.4.

Slika 5.4. Detalj sa slike 5.3 gdje se vidi prijelaz serpentinitne breče u rasjednu zonu s izrazito kataklaziranim serpentinitom. Lokalitet Ljeskovac.

U vršnom dijelu kamenoloma otvoren je 40 m dugačak profil koji otkriva nekoliko većih subparalelnih lećastih tijela dijabaznih breča koje su utisnute u serpentinitne breče te zajedno tvore ofiolitni melanž (slika 5.5. a i b). Izrazite deformacije ukazuju na vrlo intenzivnu tektoniku kao jedan od glavnih čimbenika u evoluciji ovih stijena. Iako je očito da je tektonika djelovala na formiranje ovih breča, pomalo je zagonetan njihov postanak.



Slika 5.5 a. Vršni dio kamenoloma u Ljeskovcu. Utisnuta tijela dijabaznih breča u serpentinitnom melanžu izgrađenom od serpentinitnih i lercolitnih breča. Dužina profila oko 20 m.



Slika 5.5 b. Shematski prikaz dijabaznih breča u serpentinitnom melanžu.

I serpentinitne i dijabazne breče odlikuju se klastima jedne vrste te nije uočena pojava breča u kojima bi se zajedno nalazili klasti i serpentinita i dijabaza. Budući da dobar dio serpentinitnih breča ima matriksnu potporu karbonatnog sastava (slika 5.6) može se pretpostaviti da je barem dio tih breča formiran sedimentnim procesima. Ovakve breče mogle su nastajati u ekstenzijskim prostorima kao što su oceanski hrptovi (Bonatti i dr., 1974; Festa i dr., 2010). Iako su klasti najčešće uglati i vrlo loše sortirani, na mjestima se mogu uočiti breče koje imaju nešto oblije i bolje sortirane klaste (slika 5.6). Dijabazne breče imaju znatno manji sadržaj matriksa te su klasti vezani prehnitskim cementom, a odlikuju se visokim stupnjem međusobne podudarnosti po rubovima ulomaka ili „*fittingom*“ (slika 5.7) koji ukazuje na tektonske deformacijske procese formiranja (Tišljar, 2004). Na temelju petrografskih karakteristika serpentinitnih, lercolitnih i dijabaznih breča može se pretpostaviti da su se dijabazna tijela utiskivala među serpentinitne i lercolitne breče koje su već bile formirane sedimentno – tektonskim procesima. Naknadnim djelovanjem kompresijskih procesa ova su tijela pretrpjela intenzivne deformacije pri čemu su bivala u većoj mjeri i kataklastično deformirana.

Slika 5.6. Zaobljeni klasti serpentinita u serpentinitnim brečama s kalcitom kao cementom. Lokalitet Ljeskovac.

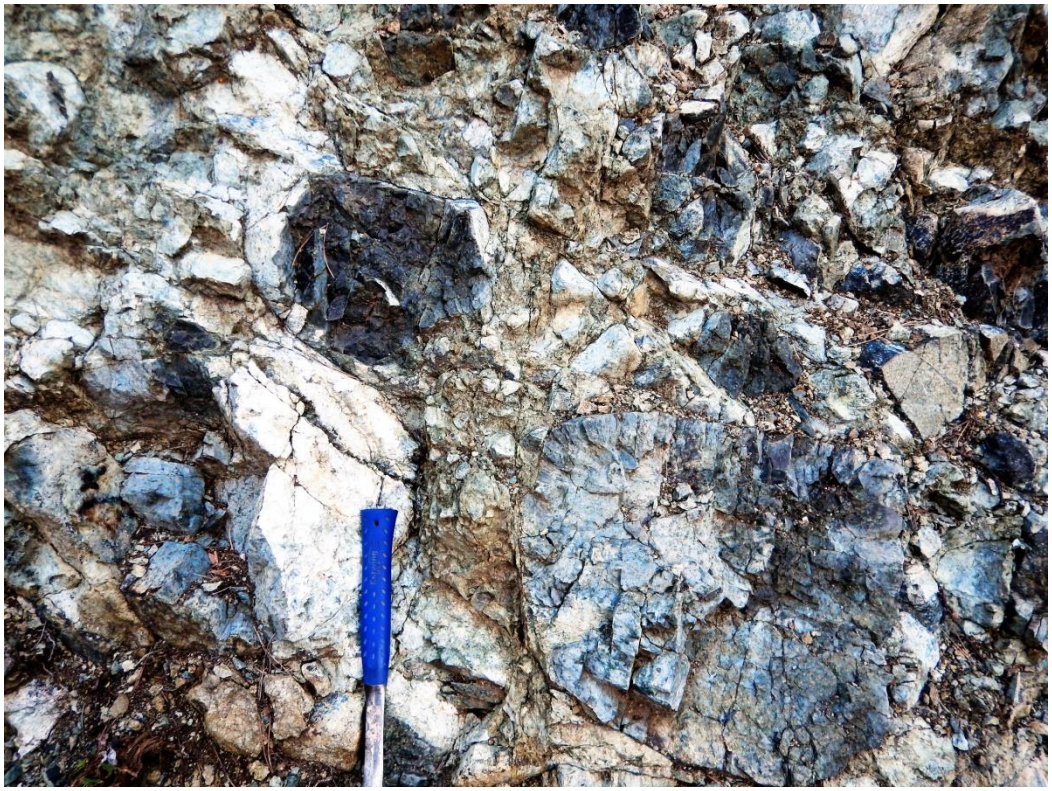
Slika 5.7. Dijabazna breča s izrazito podudarnim rubovima fragmenata („*fittingom*“) odvojenih prehnitnim cementom. Lokalitet Ljeskovac.

5.1.2 Danguba

Lokalitet Danguba se nalazi na sjevernom dijelu S-pojasa kod sela Danguba, a zauzima površinu od oko 700 000 m^2. Zbog djelomične pokrivenosti terena s vegetacijom ne može se sa sigurnošću utvrditi radi li se o jednom većem ili više manjih tijela peridotita. Najljepši profil je otvoren na dijelu šumskog puta koji siječe peridotite i serpentinitne breče duž vijugave linije u duljini od oko 1100 m (slika 5.8).

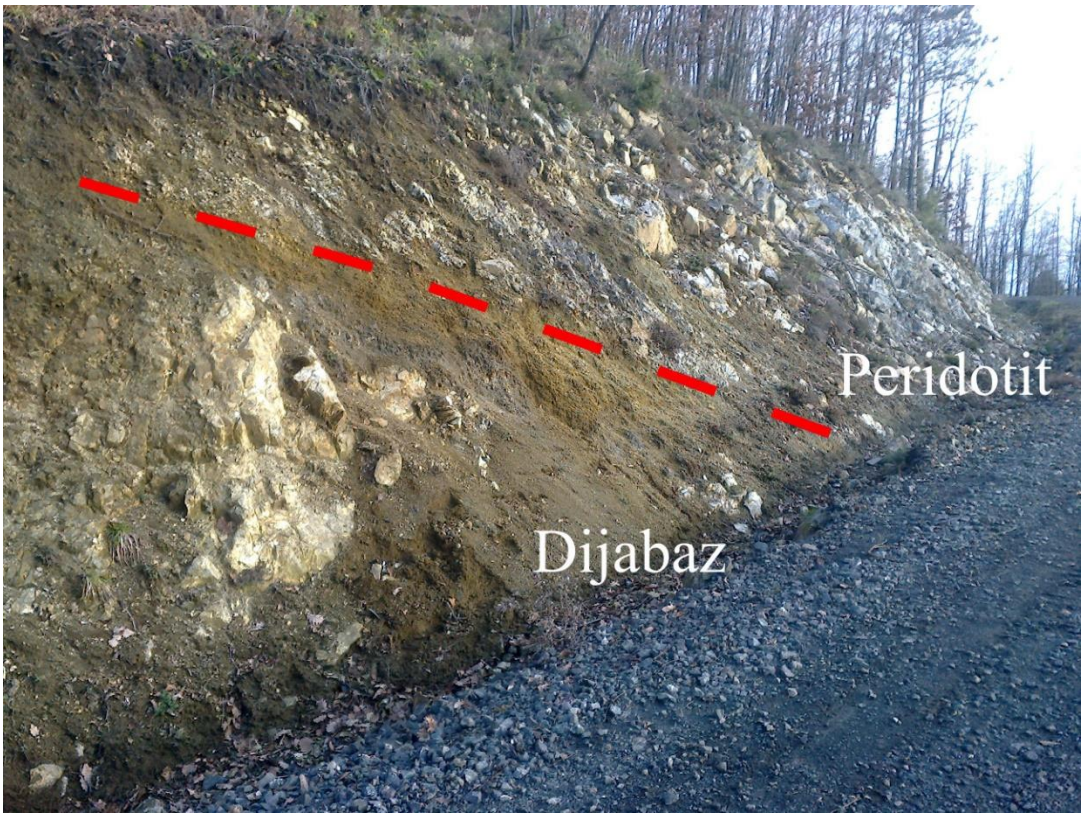
Slika 5.8. Lokalitet Danguba. Šumski put s izdancima ultramafita i mafita na brdima iznad sela Danguba.

Na tom profilu mogu se uočiti sve strukturne, mineraloške i petrološke karakteristike peridotita kao i na prethodno opisanom lokalitetu Ljeskovac. Prevladavaju serpentinizirani peridotiti i serpentinitne breče (slika 5.9), a mjestimice ih presijecaju nepravilna dijabaz-bazaltna tijela (slika 5.10. a i b). Vidljive su „blok u matriksu“ strukture, a unutar kojih se nalaze fragmenti peridotitnih breča različitih dimenzija (slika 5.11). Na istočnom rubnom dijelu lokaliteta peridotiti se nalaze u kontaktu s pješčenjacima. Ovaj kontakt nije oštar već predstavlja postupni prijelaz iz potpuno serpentiniziranih peridotita u glinovite pješčenjake (slika 5.12). Pješčenjaci su raznolikog sastava, a odlikuju se velikim udjelom klorita i serpentina što ukazuje na to da su pješčenjaci mlađi, odnosno da su nastajali nakon obdukcije peridotita. Osim klasta serpentina i klorita, u ovim pješčenjacima su određeni i klasti siltita, tinjčevog škriljavca, kvarca, cirkona, plagioklasa, karbonata i opàkih minerala.



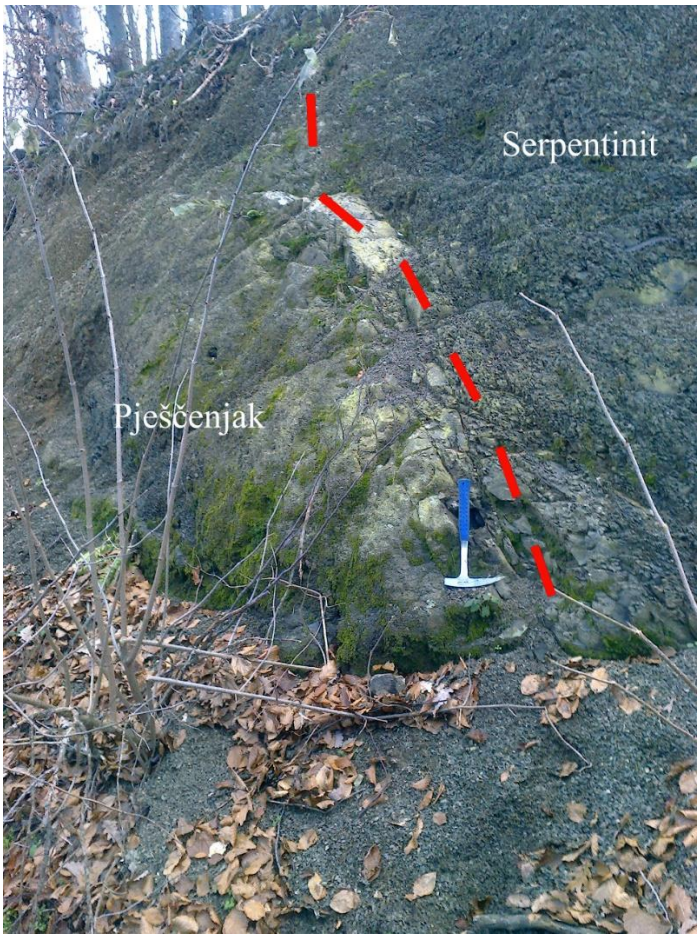
Slika 5.9. Serpentinitne breče. Lokalitet Danguba.

Slika 5.10 a. Dijabazna tijela utisnuta u veće mase serpentinita i serpentinitnih breča. Lokalitet Danguba. Polje unutar bijelog pravokutnika prikazano je na slici 5.9.



Slika 5.10 b Uvećani dio iz slike 5.10 a. Kontakt peridotita i dijabaza.

Slika 5.11. Strukturni sklop „blok-u-matriksu“ kojeg čine lećasti fragmenti serpentinita u serpentinitnom matriksu na lokalitetu Danguba

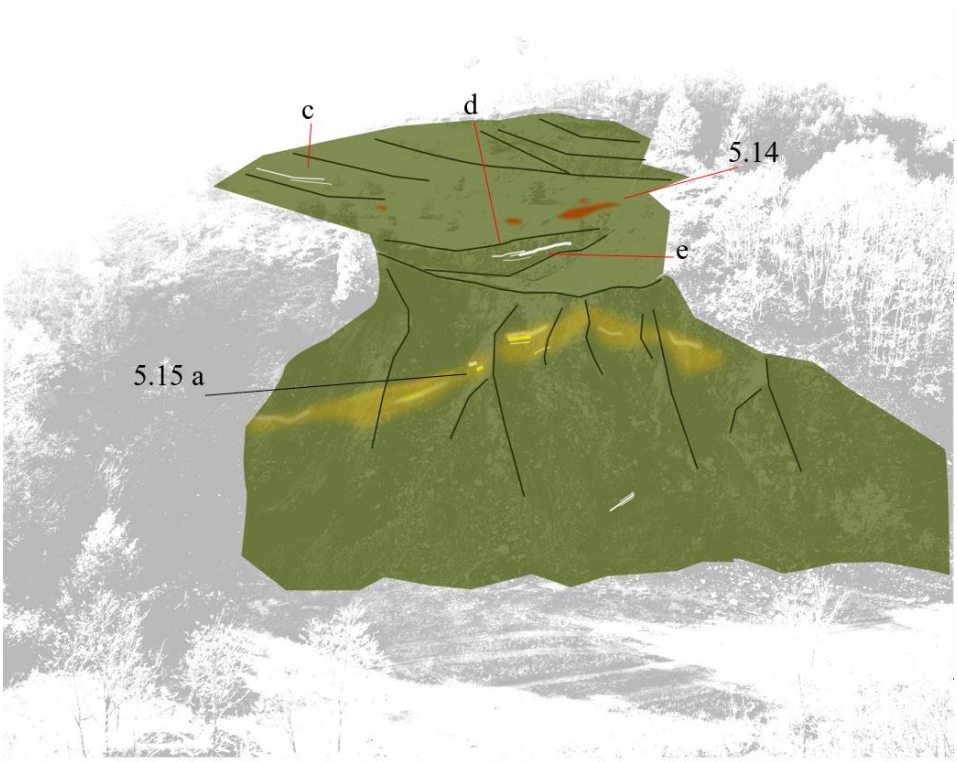


Slika 5.12. Kontakt serpentinita i glinovitih pješčenjaka. Lokalitet Danguba.

Gvozdansko

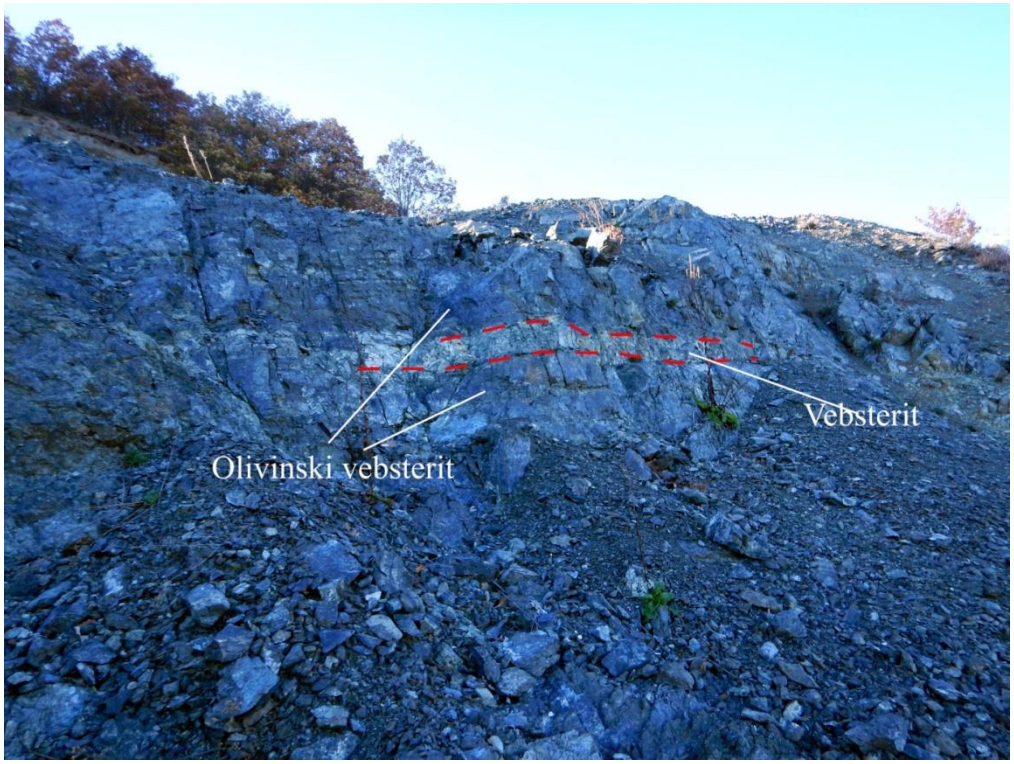
Sjeverno od sela Gvozdansko na rubnim južnim dijelovima Zrinske gore duž linije od oko 5 km u pravcu zapad – istok, nalazi se nekoliko izdanaka peridotita (slika 5.1), a najljepše se vide u napuštenom kamenolomu površine oko 11 500 m^2 (slika 5.13 a i b). Ovi lokaliteti predstavljaju J-pojas peridotita, a razlikuju se od sjevernog po svom strukturnom i litološkom sklopu. Najpogodniji za detaljnije istraživanje je napušteni kamenolom koji se nalazi u gorju na oko 1 km sjeveroistočno od sela Gvozdansko (slika 5.13 a i b). Iako su stijene vrlo razlomljene i serpentinizirane strukturno se ipak znatno razlikuju od onih u S-pojasu po izostanku tipičnih škriljavih tekstura s lećastim tijelima. Mjestimično se zapaža trakasta tekstura na mikrolokacijama gdje se izmjenjuju olivinski vebsteriti i vebsteriti (slika 5.13 c i d). Vebsteriti se ovdje nalaze kao trakasta tijela dužine do nekoliko metara, a debljine od nekoliko do maksimalno 20 cm (slika 5.13 d). Svijetlije su obojani zbog izostanka olivina koji trošenjem boji susjedne olivinske vebsterite u crno. Ova trakasta piroksenitna tijela lateralno isklinjavaju i polako nestaju, a zatim se opet postupno sve jasnije opažaju (slika 5.13 e).

Slika 5.13 a. Napušteni kamenolom ultramafita. Lokalitet Gvozdansko.



Slika 5.13 b. Interpretacija prostornog odnosa peridotita, piroksenita i magnezita na lokalitetu Gvozdansko. Zelena boja – spinelski lercoliti. Crvena boja – duniti. Bijele pruge – izmjena vebsterita i olivinskog vebsterita. Smeđa boja – magnezitne žile.

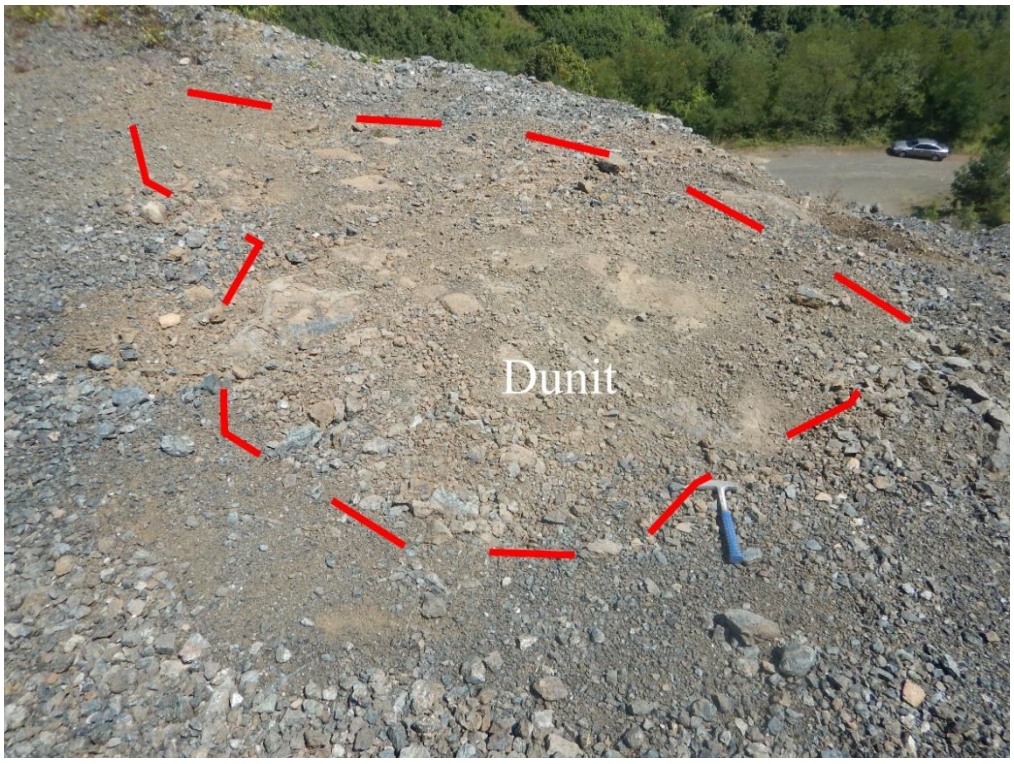
Slika 5.13 c. Trakaste forme, izmjena vebsterita (svijetla boja) i olivinskog vebsterita (tamna boja). Lokalitet Gvozdansko.



Slika 5.13 d. Trakasta tijela vebsterita debljine do 20 cm u izmjeni s olivinskim vebsteritom. Lokalitet Gvozdansko.

Slika 5.13 e. Isklinjavanje trakastog vebsterita. Lokalitet Gvozdansko.

Osim piroksenita zanimljive su i pojave stijena vrlo bogatih olivinom (i do 90 %). Ove pojave odgovaraju dunitu, ali na nekim mjestima s malo većim sadržajem piroksena mogu predstavljati i prijelazne varijetete u harcburgit ili lercolit. Ove stijene vidljive su na gornjoj etaži kamenoloma, javljaju se kao svijetlo smećkasto obojeni dijelovi stijena promjera najviše do 2 m (slika 5.14). Obojenje je najvjerojatnije posljedica razlike u kemizmu tijekom trošenja. Ove stijene u pravilu javljaju u formi više kuglastih do lećastih manjih tijela (slika 5.14 a) što podsjeća na strukture iz S-pojasa, a na mjestima se mogu uočiti strukture nalik kobasičastim ili „*budinage*“ strukturama (slika 5.14 b) što upućuje na deformacije u ekstenzijskom režimu međutim, slične strukture mogu nastati i kao posljedica eksfolijacije koja je također vidljiva pa je nužan oprez pri interpretaciji. Pojave dunita su rijetke i nalaze se samo na nekoliko mjesta u kamenolomu.

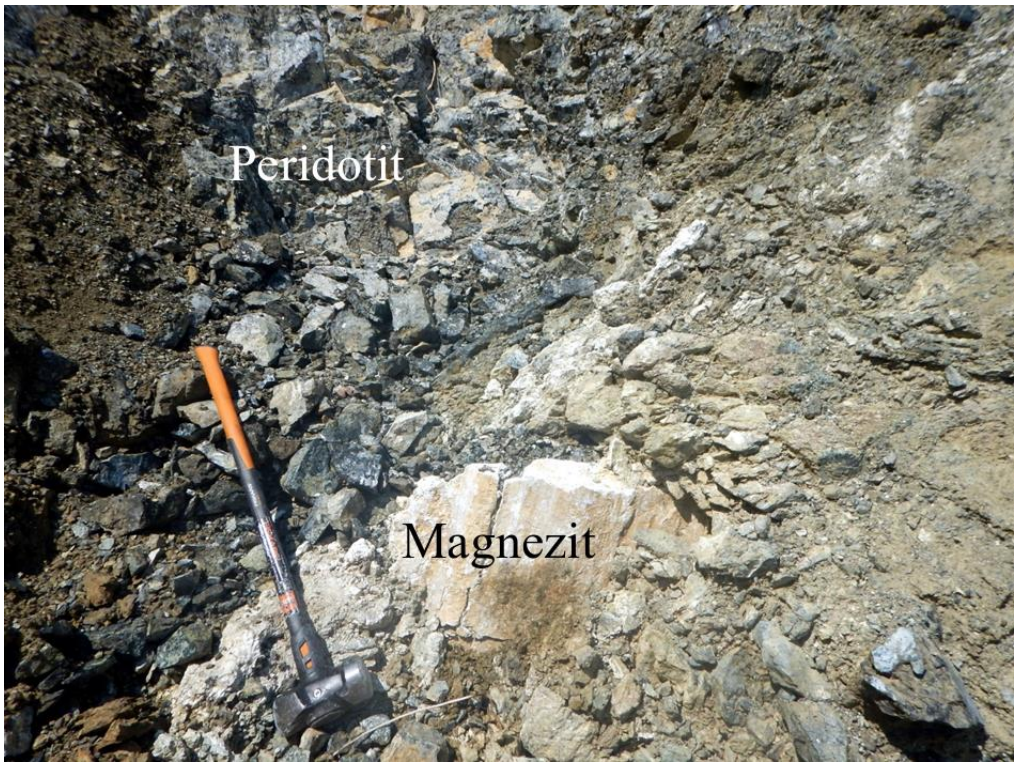


Slika 5.14. Kuglasto tijelo dunita. Lokalitet Gvozdansko.

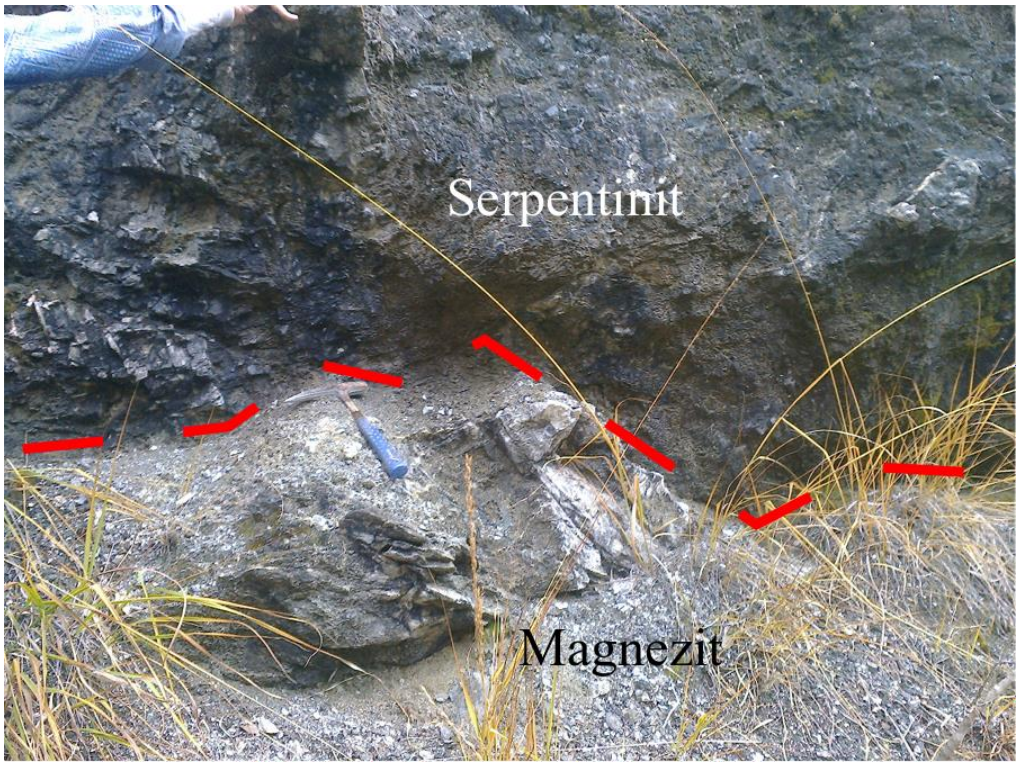
Slika 5.14 a. Manje lećaste forme unutar dunita.

Slika 5.14. b. Strukture nalik kobasičastim („*budinage*“) strukturama i eksfolijacija u dunitu. Lokalitet Gvozdansko.

Na čelu prve etaže upadljiva je zona trošenja svijetlo smeđe do bijele boje (slika 5.15. a). Unutar ove zone mogu se naći magnezitne žile debljine 10–20 cm pa je za pretpostaviti da cijela zona predstavlja jedno veće obogaćenje magnezitom, koje je najvjerojatnije nastalo kao posljedica procesa karbonitizacije. Slična pojava, ali manjih dimenzija nalazi se i nešto istočnije, na lokalitetu Menićani (slika 5.15 b) pa se može pretpostaviti da je veći dio južnog pojasa, bio izložen procesu sekundarne karbonitizacije. Iako karbonati mogu imati i magmatsko porijeklo, većina magnezita u peridotitima generalno je sekundarnog karaktera, a nastaju hidratacijom peridotita otopinama obogaćenim s CO_2 (Bucher, 1965). Ovakve pojave mogu upućivati na subdukcijske procese, odnosno dekarbonizaciju i dehidrataciju subduciranih sedimenata te metasomatozu plaštnog klina međutim, otopine bogate karbonatom mogle su obogaćivati plaštne stijene i kroz srednjooceanski hrbat odnosno preko rasjednog i pukotinskog sustava asociranog s njim. Na zapadnim lokalitetima J-pojasa koji površinski predstavljaju značajno manje lokalitete, nisu uočene pojave magnezita međutim, u dunitu na lokalitetu Drljače može se uočiti amfibol koji također ukazuje na metasomatizam. Analizirajući sliku lokaliteta Gvozdansko (slika 5.13 b) stječe se dojam da sve pojave dunita, piroksenita i magnezita imaju relativno subparalelno pružanje u prostoru. Ako je tako, te strukture bi mogle upućivati na to da su sva tijela prošla isti deformacijski proces.



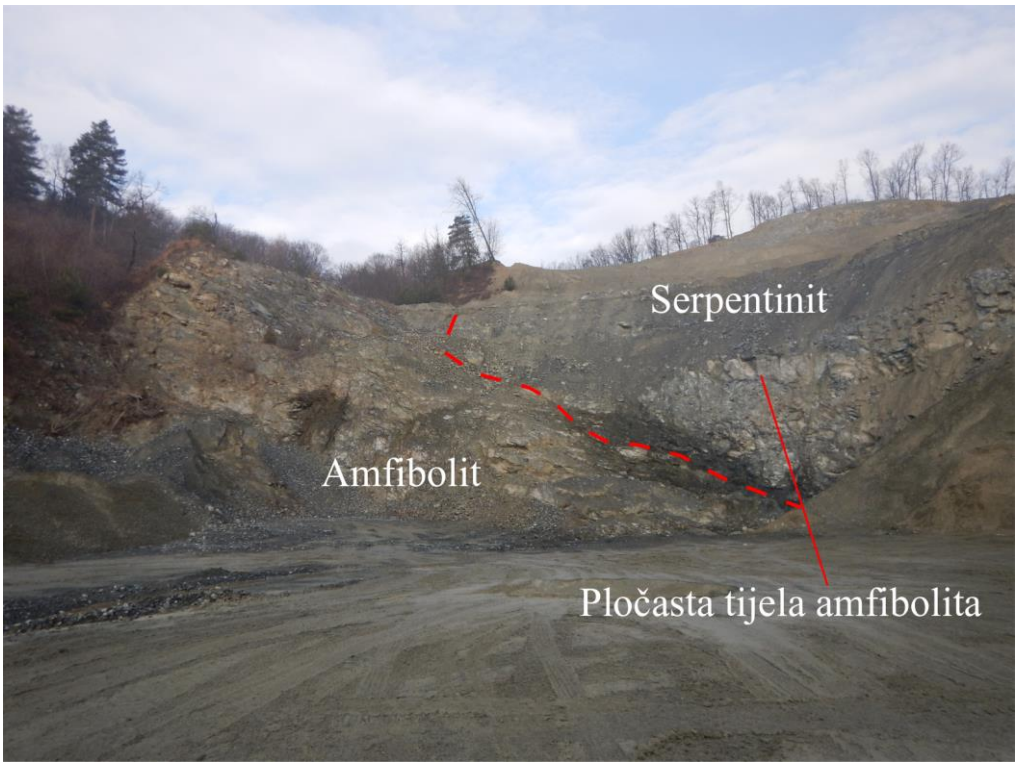
Slika 5.15 a. Žile magnezita u spinelskom lercolitu na lokalitetu Gvozdansko.



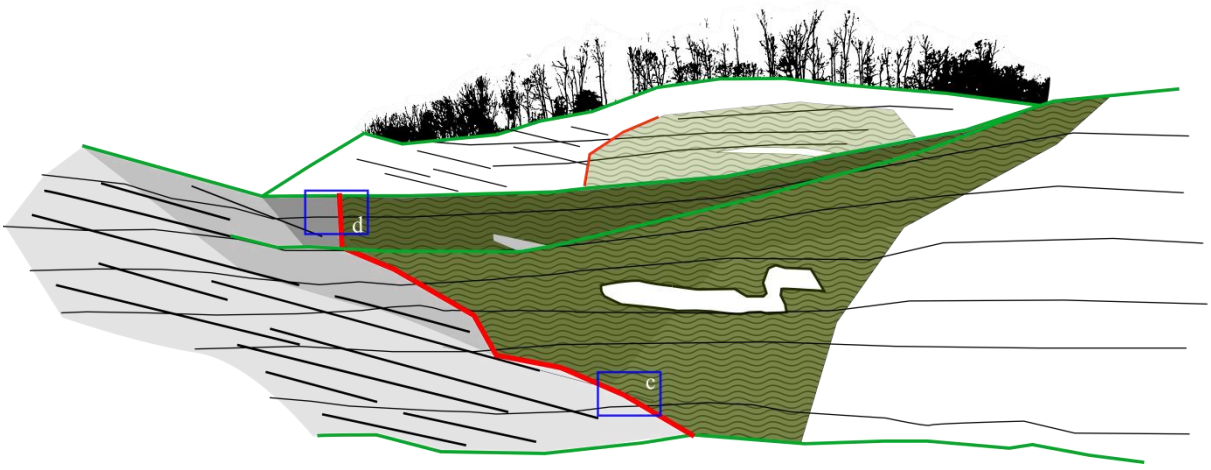
Slika 5.15 b. Magnezitna žila u kontaktu sa serpentinitom. Lokalitet Menićani.

5.1.3 Slatina

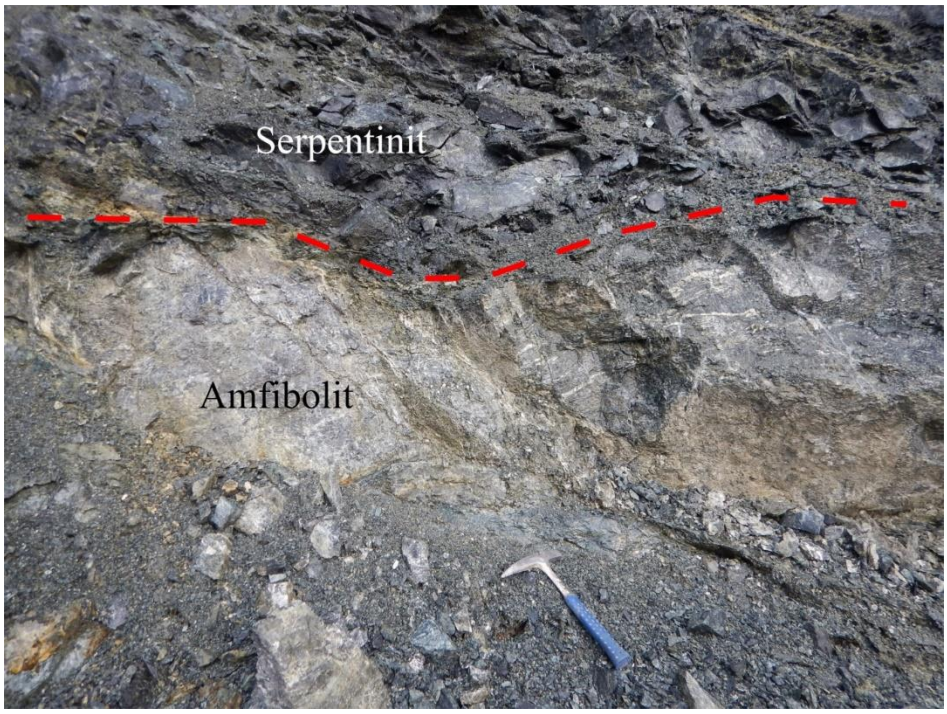
Slatina je selo koje se nalazi na sjeverozapadnom rubnom dijelu Zrinske gore. U neposrednoj blizini otvoren je kamenolom aktivan na površini od 18 615 m^2. Ovaj lokalitet je specifičan po tome što otkriva jasno vidljiv kontakt serpentinita i amfibolita. Iako amfiboliti nisu detaljnije obrađeni ovim radom, ranija istraživanja ukazuju da potječu od bazičnih ortoprotolita koji su nastajali unutar ploče (*within plate basalt*, WPB), te da su dovedeni u gornje dijelove kore zajedno s peridotitima (Majer, 1993). Na Osnovnoj geološkoj karti RH 1:100.000 lista Bosanski Novi (Šikić, 2014 a) na području Slatine peridotiti su ucrtani kao lećasta tijela utisnuta u veće mase amfibolita (slika 2). Odnos amfibolita i peridotita na lokalitetu Slatina može se najbolje vidjeti na slici 5.16. a i b. Na nekoliko mjesta jasno se može vidjeti oštar kontakt amfibolita i peridotita (slika 5.16. c i d).



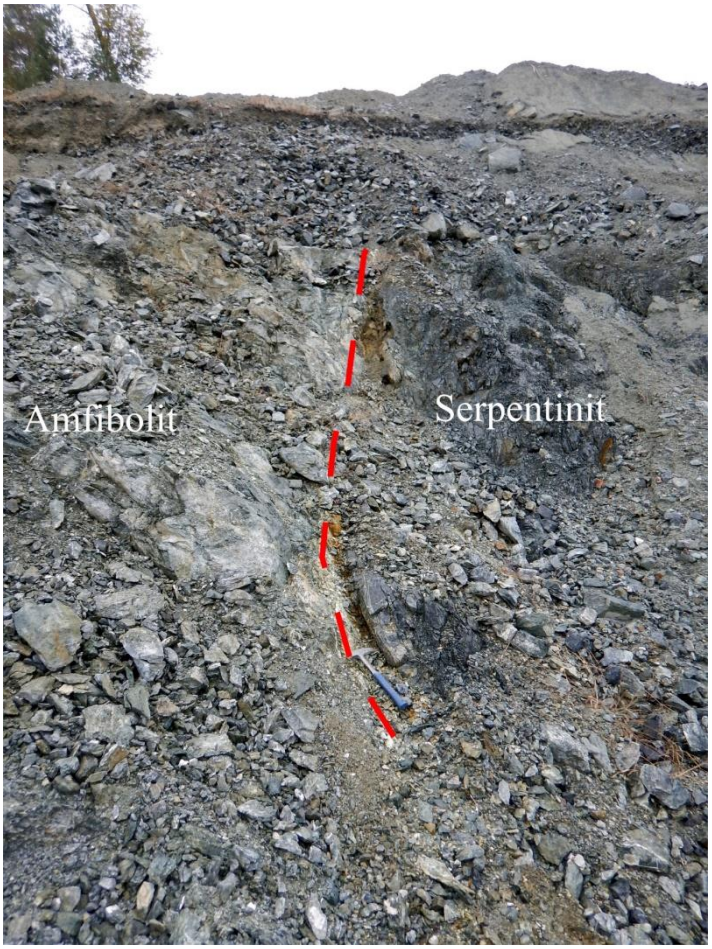
Slika 5.16 a. Aktivni kamenolom blizu sela Slatina.



Slika 5.16 b. Interpretacija geoloških formi na lokalitetu Slatina. Kontakt serpentinita i amfibolita. Zeleno obojani – serpentiniti sa izduženim i deformiranim tijelima amfibolita (svijetla boja). Sivo obojani s prugama – masivna tijela amfibolita. Svijetlo zeleno obojani - serpentiniti u daljini na trećoj etaži. Bijelo obojani s prugama – amfiboliti u daljini na trećoj etaži.

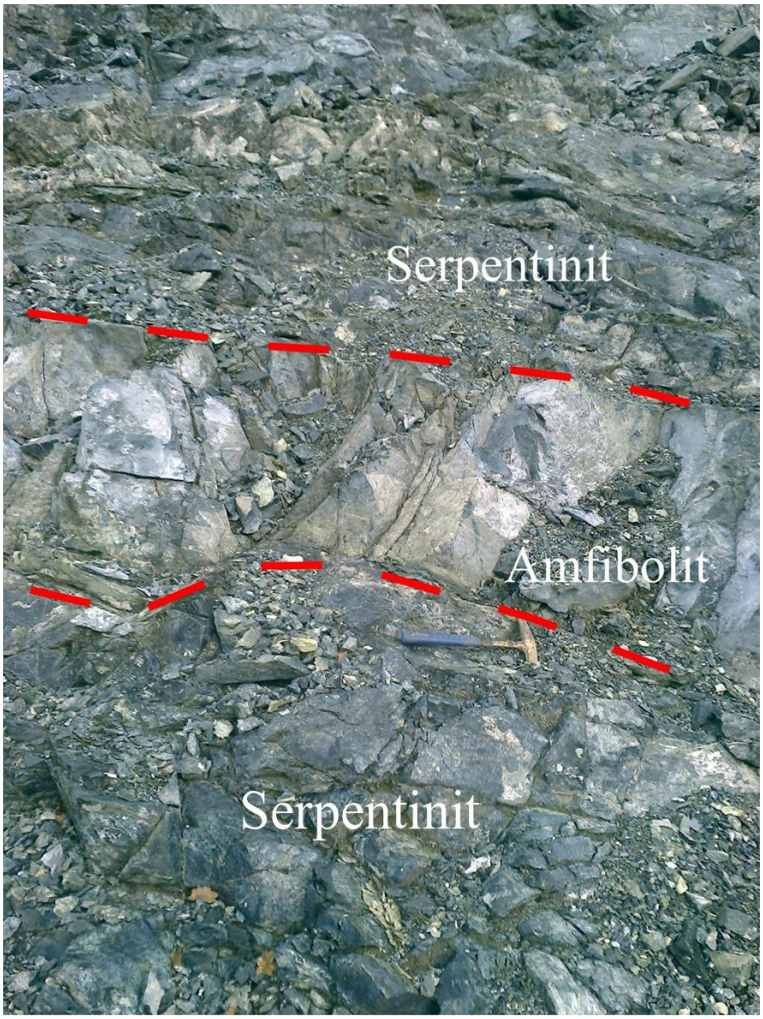


Slika 5.16 c. Oštar kontakt serpentinita i amfibolita. Uvećano sa slike 5.16 b.

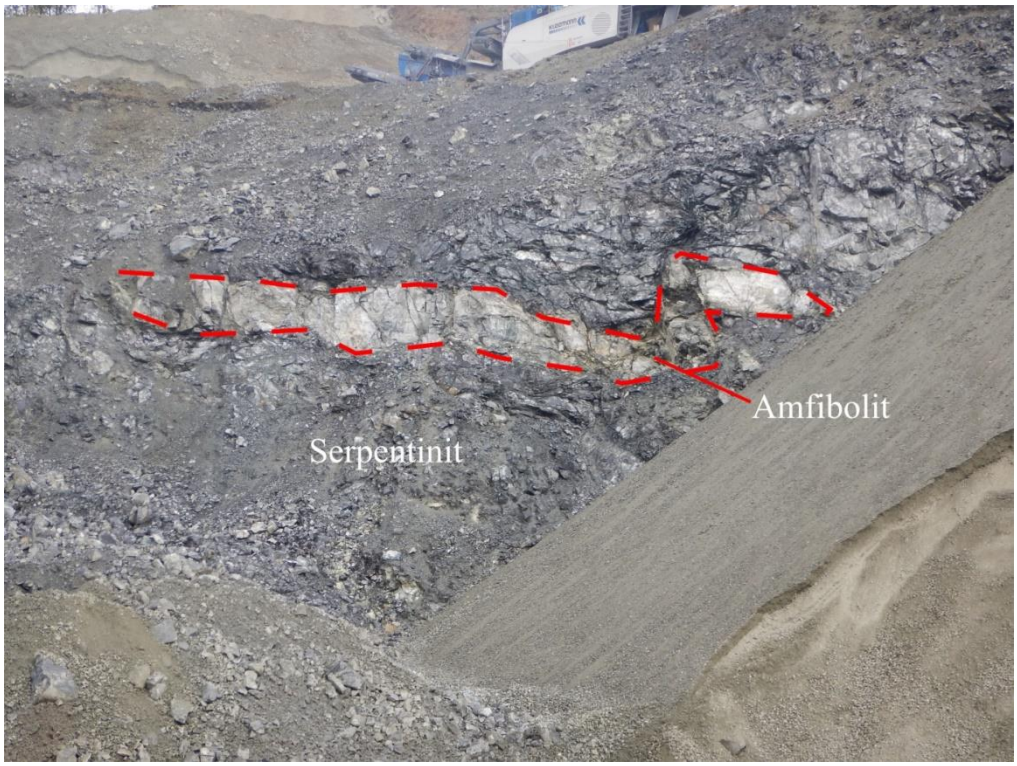


Slika 5.16 d. Kontakt masivnih tijela serpentinita i amfibolita. Uvećano sa slike 5.16 b.

Peridotiti su potpuno serpentinizirani pa ih je ispravnije nazivati serpentinitima, a zbog izostanka neizmijenjenih („svježih“) peridotita s ovog lokaliteta nije bilo moguće napraviti kemijske analize ovih stijena. Unutar mase serpentinita utisnuta su tijela amfibolita koja se nalaze u formama manjih lećastih tijela veličine 20–30 cm (slika 5.17) pa sve do velikih pločastih tijela koja dosežu 10-ak metara u duljini, a debljine su 1-2 metra (slika 5.18).



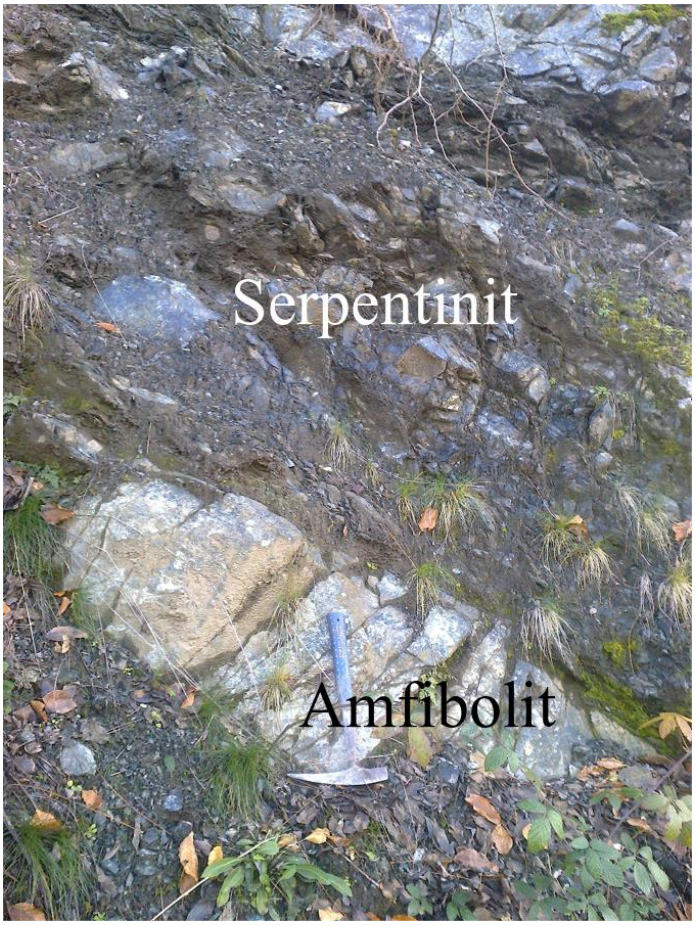
Slika 5.17. Lećasta do izdužena tijela amfibolita unutar masivnih tijela serpentinita. Lokalitet Slatina.



Slika 5.18. Velika pločasta deformirana tijela amfibolita unutar masivnih serpentinita. Lokalitet Slatina.

Ovi amfiboliti mogli su nastajati uklapanjem već formiranih bazalta s površine oceanske ploče koji su subdukcijom dovedeni u uvjete pri kojima su odlomljeni te utisnuti u plaštni klin međutim, moguće je i da su bazične taljevine probijale plašt gdje su prvo formirani silovi i dajkovi bazaltnog sastava, a naknadno izdizanjem bili metamorfozirani. Za rješenje ovih pitanja bit će potrebna detaljnija istraživanja na amfibolitima. Osim amfibolita unutar serpentinita javljaju se i zmijolika tijela bijele boje, debljine oko 5-10 cm koja predstavljaju mineralizaciju prehnita i coisita (slika 5.19). Ova su tijela nastala sekundarnim procesima, najvjerojatnije metamorfozom bazičnog protolita. Slična pojava amfibolita i serpentinita uočena je i nešto južnije od Slatine kod sela Brubno. Njihov međusobni odnos na tom lokalitetu zbog vegetacije nije jasno otkriven, ali na nekim mjestima ipak se vide leće amfibolita uklopljene u serpentinit (slika 5.20). Serpentinitne pojave u amfibolitima, koje su prikazane na OGK RH 1:100.000 lista Bosanski Novi (Šikić, 2014 a) sjeverozapadno od Slatine, u blizini sela Hajtić, tijekom terenskog istraživanja nisu uočene.

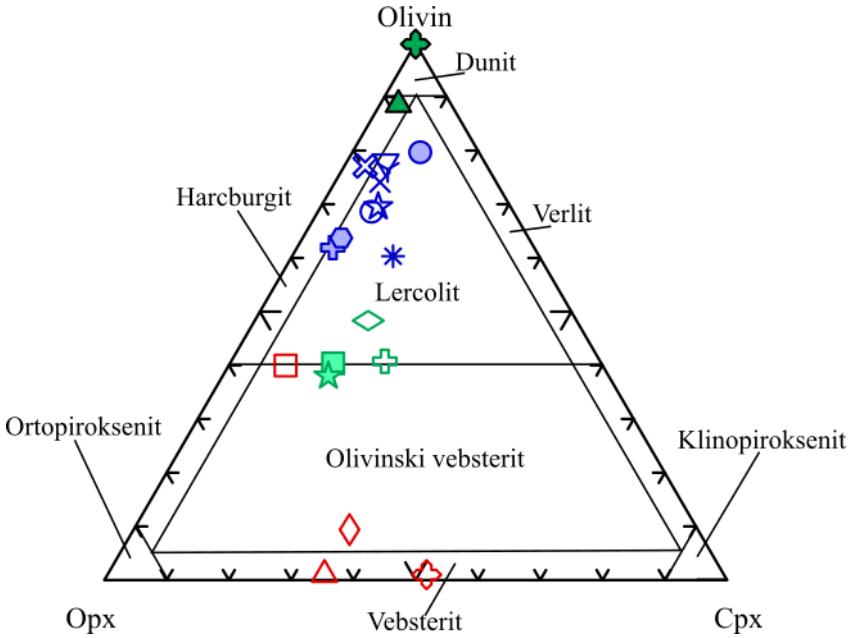
Slika 5.19. Zmijolika tijela bogata s prehnitom i coisitom u ritmičnoj izmjeni sa serpentinitom. Lokalitet Slatina.



Slika 5.20. Lećasto tijelo amfibolita uklopljeno u serpentinitu. Lokalitet Brubno.

5.2 Petrografske analize

Ako se izuzme dominantni udio serpentinita i serpentinitnih breča, najveći udio analiziranih peridotita na Banovini čine spinelski lercoliti, dok tek nekoliko uzoraka odgovara harcburgitu ili klinopiroksenom siromašnom lercolitu, a u manjoj mjeri prisutan je i dunit. Od piroksenita zastupljeni su vebsterit i olivinski vebsterit. Na trokomponentnom dijagramu (Streckeisen, 1973; slika 5.21) prikazani su volumni omjeri glavnih minerala u istraživanim stijenama dobiveni točkastom metodom („point count“) analize odabranih uzoraka, a u narednim poglavljima detaljno su opisane njihove strukturne i mineraloške karakteristike. Budući da su razlike u sjevernom i južnom pojasu jako izražene, spinelski lercoliti posebno su opisani u svakom od ova dva pojasa.



Slika 5.21. Trokomponentni klasifikacijski dijagram (Streckeisen, 1973) ultramafita Banovine. Projekcije uzoraka napravljene na temelju analiza volumnog sadržaja minerala metodom točkastog brojanja („point count“).

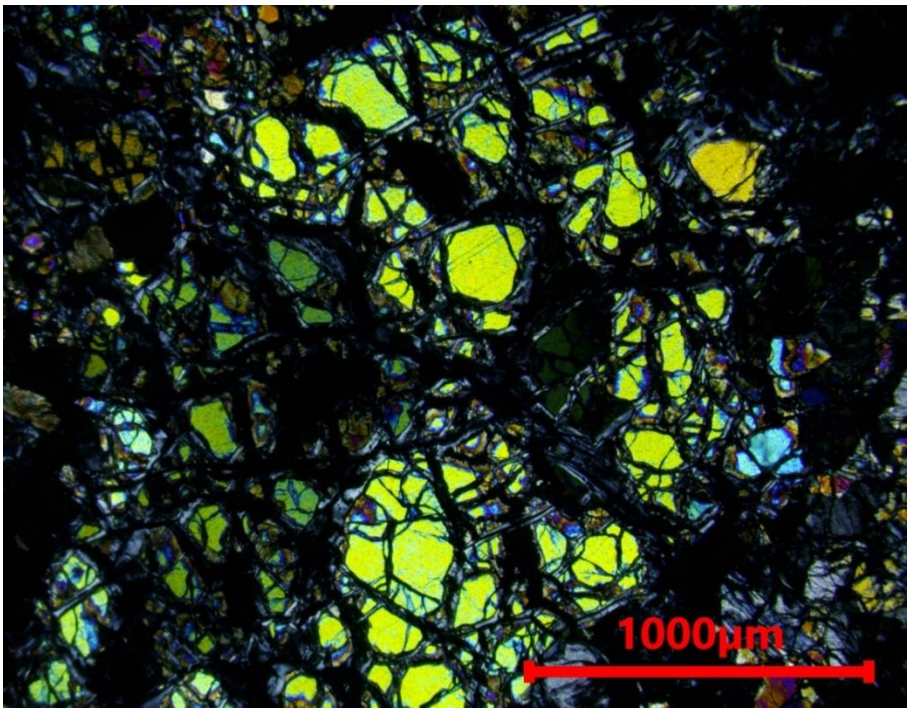
5.2.1 Spinelski lercoliti Sjevernog pojasa

Spinelski lercoliti sjevernog pojasa (S-pojas) odlikuju se dominantno tamnim, crnim, tamno zelenim, smećkasto-crvenim, ali ponekad i bijelim bojama koje su odraz sekundarnih reakcija serpentinizacije, karbonitizacije te površinskog trošenja. Najčešće su homogene teksture, a struktura je zamaskirana serpentinizacijom pa se makroskopski od mineralnih faza mogu uočiti tek veća zrna ortopiroksena (slika 5.22). Primarni silikatni minerali koji čine ovu stijenu su olivin, ortopiroksen i klinopiroksen, a kao glavna aluminjska faza prisutan je spinel. Od

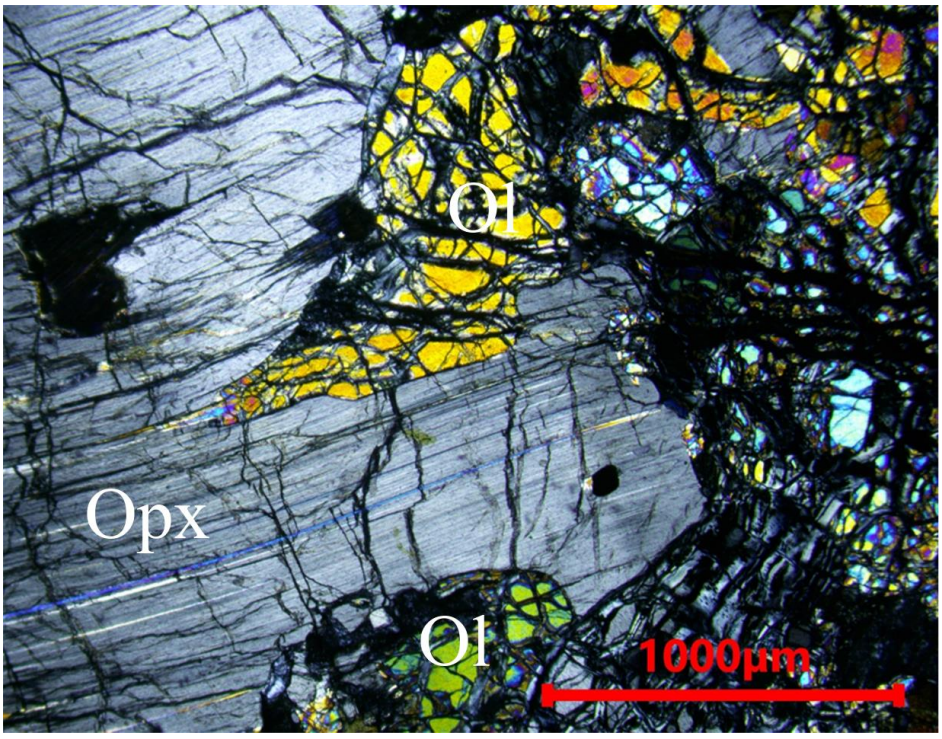
ostalih minerala, u tragovima su prisutni relikti granata, a kao produkt alteracije najzastupljeniji su minerali serpentina, te u manjim količinama magnetit, klorit, magnezit i talk.

Slika 5.22. Smećkasta zrna ortopiroksena (~ 1 cm) u spinelskom lercolitu s lokaliteta Ljeskovac.

U spinelskim lercolitima S-pojasa najzastupljeniji mineral je **olivin** (60–80 vol.%) koji je zbog ekstenzivne serpentinizacije i sekundarno razvijenog magnetita makroskopski gotovo nevidljiv, a stijene su crne boje. Iako je serpentinizacijom olivin prividno fragmentiran u vrlo sitne relikte (< 0,5 mm), mikroskopskim pregledom se ipak uočavaju prave dimenzije zrna prosječne veličine između 2–3 mm (slika 5.23), a najveće uočeno zrno je veličine 7,7 mm. Undulozno potamnjenje je prisutno kod svih olivina, a kod rijetkih uzoraka mogu se uočiti i rekristalizacijski produkti, odnosno neoblasti vrlo malih dimenzija, ne većih 0,3 mm. Forme olivina su nepravilne, anhedralne, vrlo često su izdužene, a granice zrna najčešće oble i zakrivljene, i u kontaktu s piroksenima gotovo uvijek konveksno zakrivljene te često ostavljaju dojam utiskivanja ili prodiranja olivina u ortopiroksen (slika 5.24). Ovakvi odnosi između olivina i ortopiroksena mogu nastati i kasnijom kristalizacijom ortopiroksena u odnosu na olivin.

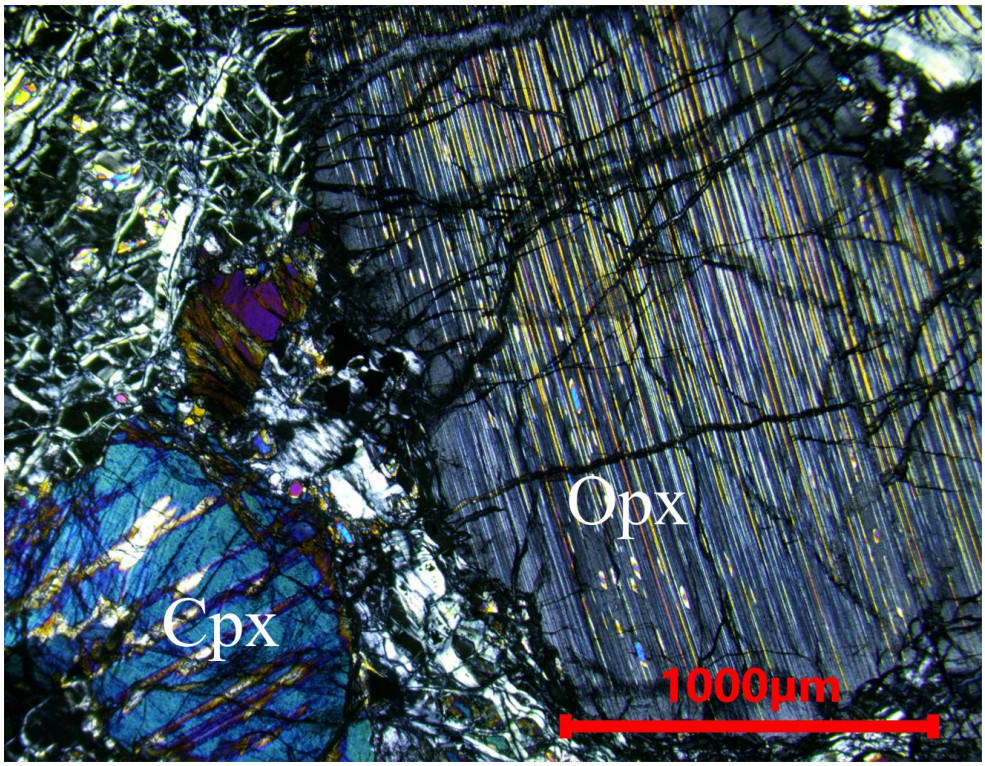


Slika 5.23. Zrno olivina iz spinelskg lercolita Lj-3, dimenzije oko 2 mm, fragmentirano procesom serpentinizacije u sitne fragmente manje od 0,2 mm, (N+).

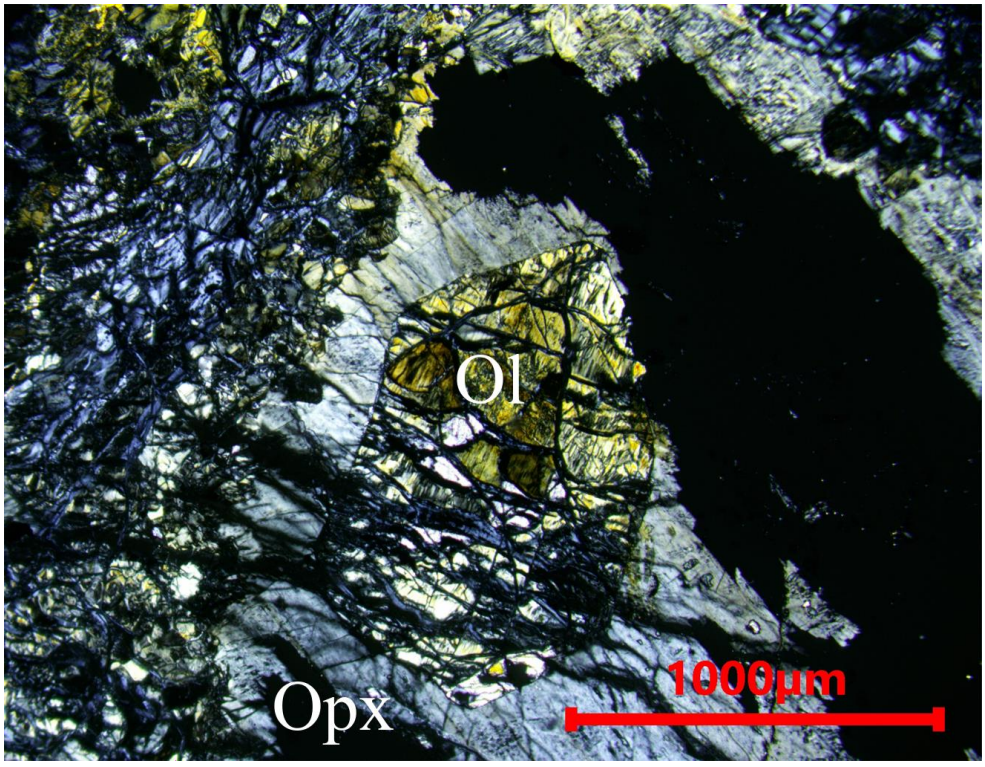


Slika 5.24. Zrno ortopiroksena iz spinelskog lercolita Lj-3. U donjem dijelu fotografije ortopiroksen na kontaktu s olivinom pokazuje konkavne granice. U gornjem dijelu fotografije zrno olivina se utiskuje u ortopiroksen. Opx – ortopiroksen, Ol – olivin, (N+).

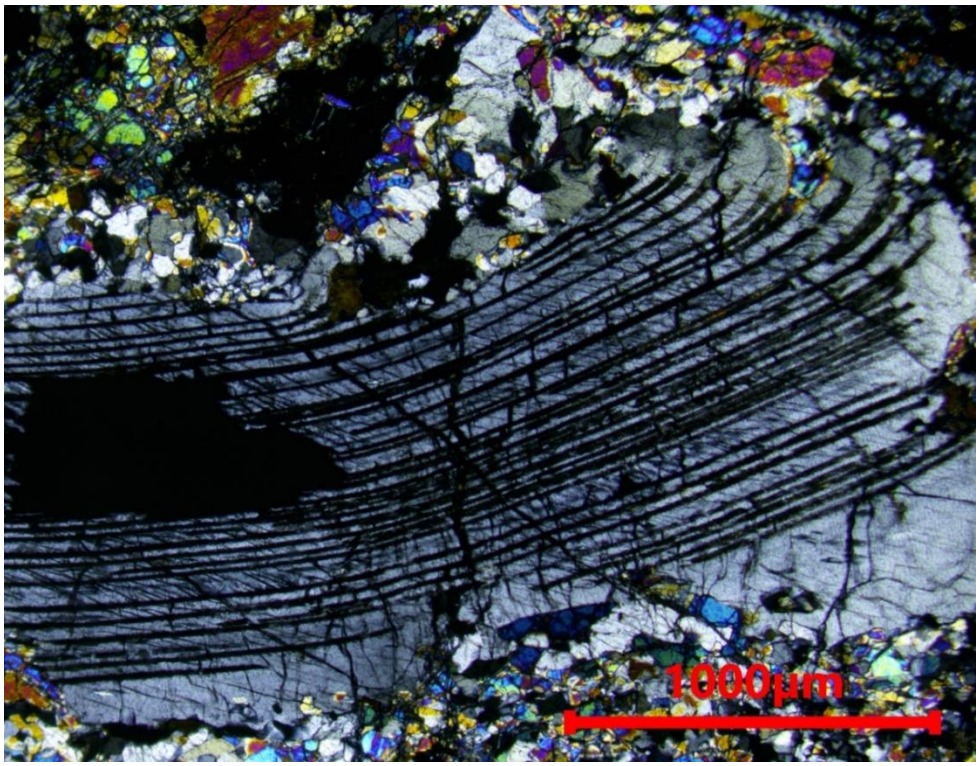
Ortopiroksen se nalazi kao porfiroklast prosječnih dimenzija između 5–6 mm, a često se mogu uočiti i zrna veća od 1 cm. On čini 10 do 35 vol. % stijene. Makroskopski je lako uočljiv, presijava se u smećkastim bojama, vidljiva je kalavost, a često se mogu uočiti i tragovi deformacija poput zakrivljenih kristalnih formi. Kod manjih klasta makroskopska prepoznatljivost ortopiroksena je otežana zbog eksolucijskog lučenja klinopiroksena, koje ortopiroksenu daju smećkasto–zelenu boju zbog koje se može zamijeniti s klinopiroksenom. Mikroskopskim promatranjem eksolucijske lamele se jasno vide i vrlo su izražene (slika 5.25). U većim zrnima ortopiroksena često su prisutne inkluzije olivina od kojih su neke preko 1 mm (slika 5.26). Inkluzije olivina ukazuju na redosljed kristalizacije, odnosno na kasniju kristalizaciju ortopiroksena u odnosu na olivin. Klasti ortopiroksena su nepravilnih rubova, izrazito deformirani, s deformacijskim lamelama i unduloznim potamnjenjem (slika 5.27). Odgovor na deformacijske procese vidljiv je u obliku pojave neoblasta koji predstavljaju produkte rekristalizacije, a najčešće se nalaze na rubovima većeg klasta, ali i na drugim dijelovima klasta koja su bila izložena najvećim naprezanjima kao što su granice deformacijskih lamela. Neoblasti također često pokazuju undulozno potamnjenje što upućuje na višefaznu izloženost naprezanjima (slika 5.28). Iako ponekad zaobljeni, klasti ortopiroksena s olivinom gotovo uvijek tvore konkavno zakrivljene granice koje upućuju na reakcijski odnos dvaju minerala koji se odvijao na račun ortopiroksena, ali i na moguće taljenje (Vernon, 2004). Alternativno moguće je da se radi i o kasnijoj kristalizaciji ortopiroksena u odnosu na olivin.



Slika 5.25. Eksolucijske lamele klinopiroksena u ortopiroksenu. Zrno klinopiroksena s eksolucijskim lamelama ortopiroksena (dolje lijevo). Uzorak spinelskog lercolita Dan-28. Opx – ortopiroksen, Cpx – klinopiroksen, (N+).



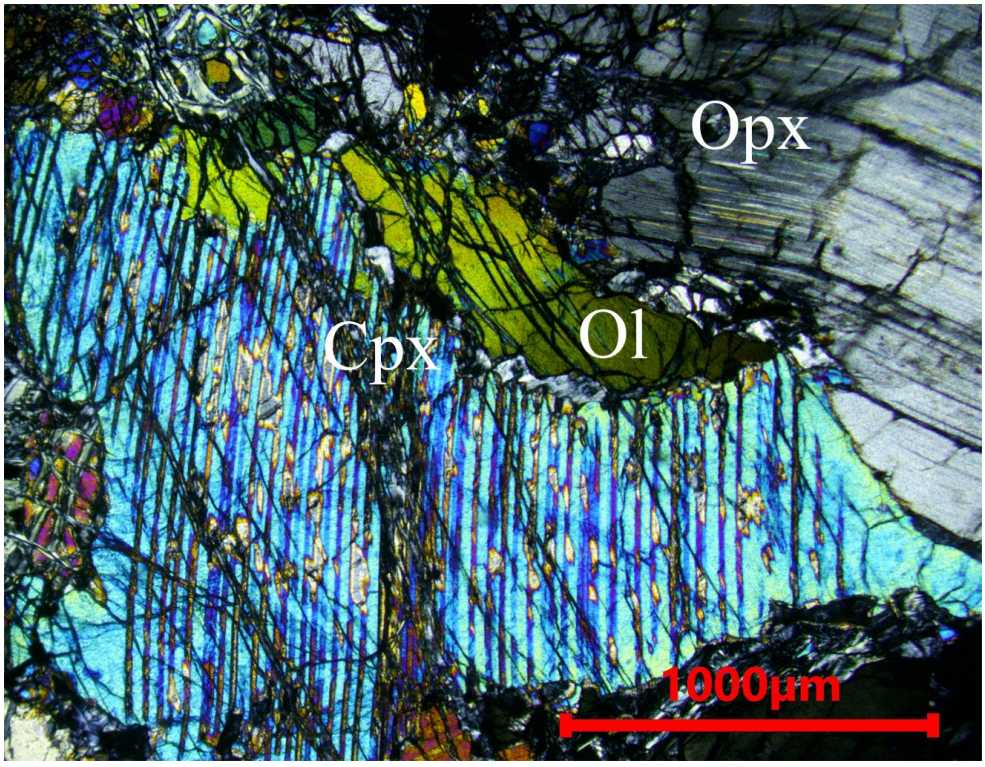
Slika 5.26. Inkluzija serpentiniziranog olivina u serpentiniziranom ortopiroksenu. Uzorak spineskog lercolita LJ-3. Opx – ortopiroksen, Ol – olivin, (N+).



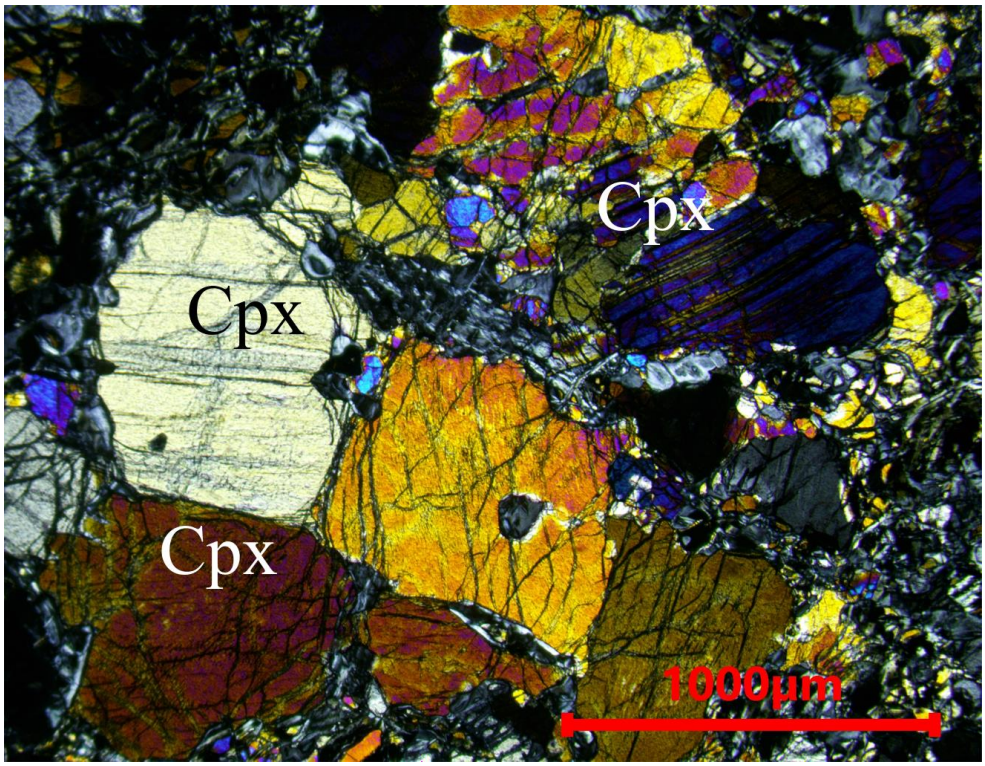
Slika 5.27. Porfiroklast ortopiroksena s vrlo izraženim krto-plastičnim deformacijama. Spinelski lercolit Zub-17, (N+).

Slika 5.28. Deformirani porfiroklast ortopiroksena s neoblastima koji pokazuju undulozno potamnjenje. Uzorak spinelskog lercolita Zub-4, (N+).

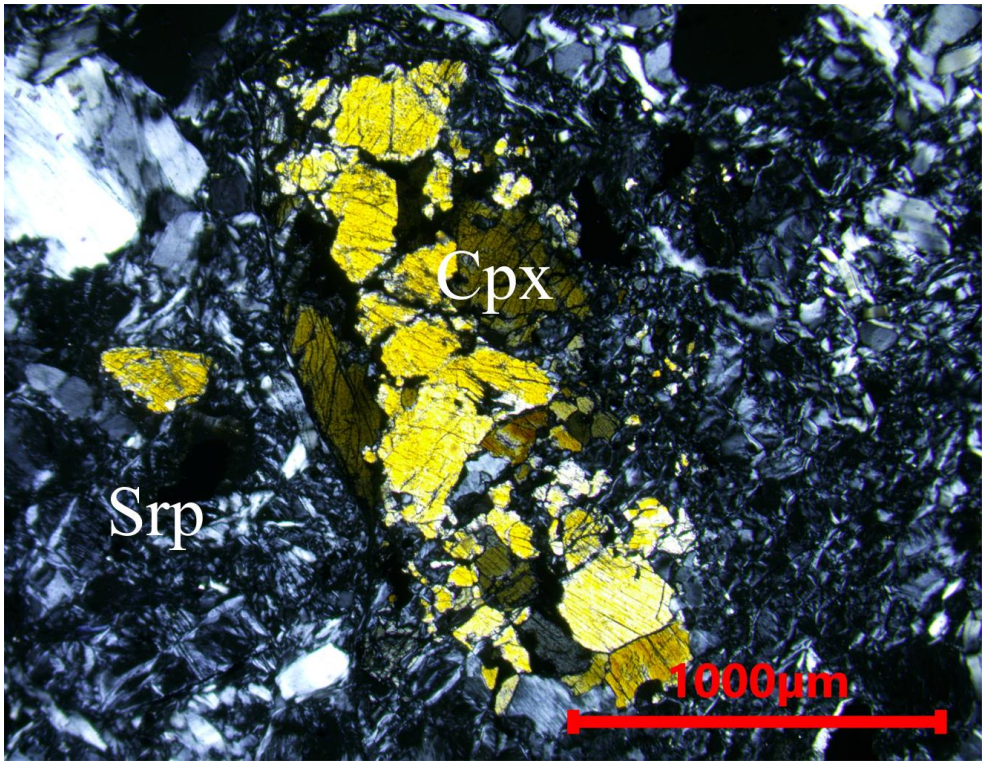
Klinopiroksen je znatno manje zastupljen od ortopiroksena (5–16 vol. %) i javlja se u značajno manjim dimenzijama maksimalne veličine oko 3 mm. Makroskopski se teže zapaža od ortopiroksena. Vidljiv je tek u svježem prijelomu stijene, a prepoznaje se po svojoj intenzivnoj zelenoj boji. Eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu prisutne su kod većine analiziranih uzoraka (slika 5.29). Zrna su anhedralna, ponekad izdužena. Uobičajena je i pojava nakupina većeg broja zrna klinopiroksena koji imaju izdužene do izometrične forme (slika 5.30). Nakupine koje su često poligonalne strukture mogle bi biti produkt deformacije i kasnije rekristalizacije većeg zrna (Vernon, 2004). Ovakve strukture dobro se vide u uzorku spinelskog lercolita LJ-2 (slika 5.31). Potpuna rekristalizacija cijelog klasta klinopiroksena najvjerojatnije je odraz razlika u fizikalnim svojstvima klinopiroksena i ortopiroksena, a kod kojeg je rekristalizacija uočena uglavnom samo po rubovima klasta. Osim rekristalizacije, tragovi deformacija očituju se i u pojavi unduloznog potamnjenja u klinopiroksenu, međutim „*kink band*“ lamele kod klinopiroksena spinelskih lercolita S-pojasa nisu zabilježene. Granice klinopiroksena s olivinom, kao i kod ortopiroksena najčešće su zakrivljene konkavno i ukazuju na reakcijski odnos. To je posebno izraženo u spinelskim lercolitima Dan-47 i Vje-11 (slika 5.32).



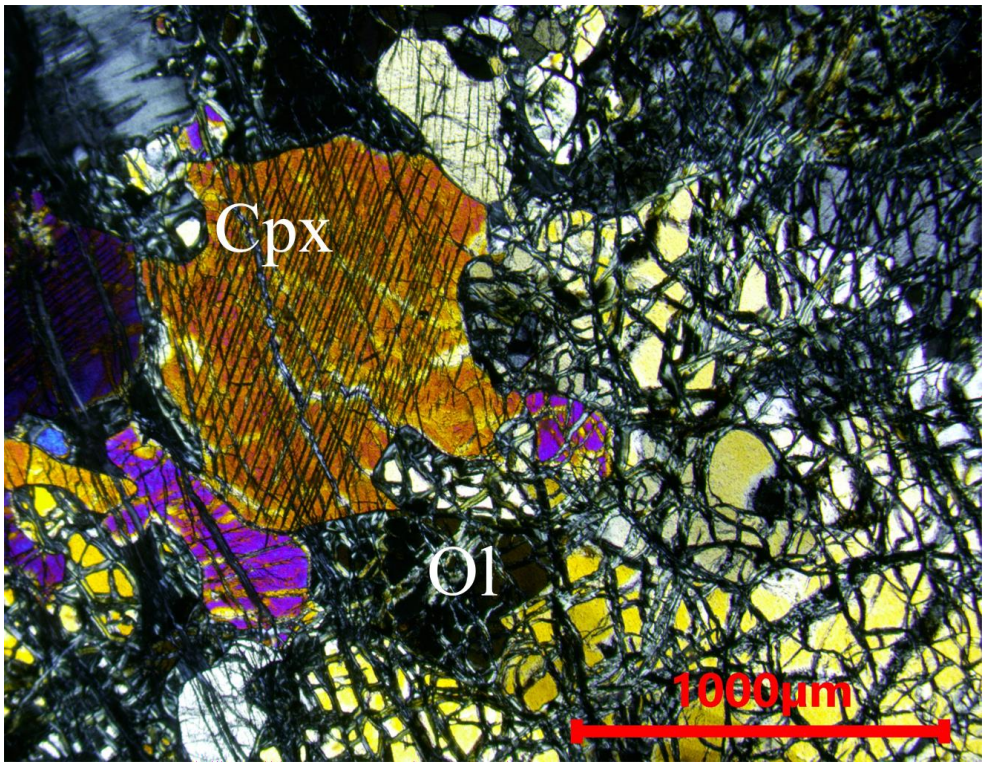
Slika 5.29. Eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu spinelskog lercolita Dan-28, (N+).



Slika 5.30. Nakupine klinopiroksena u spinelskom lercolitu Zub-4. Opx – ortopiroksen, Cpx – klinopiroksen, (N+).



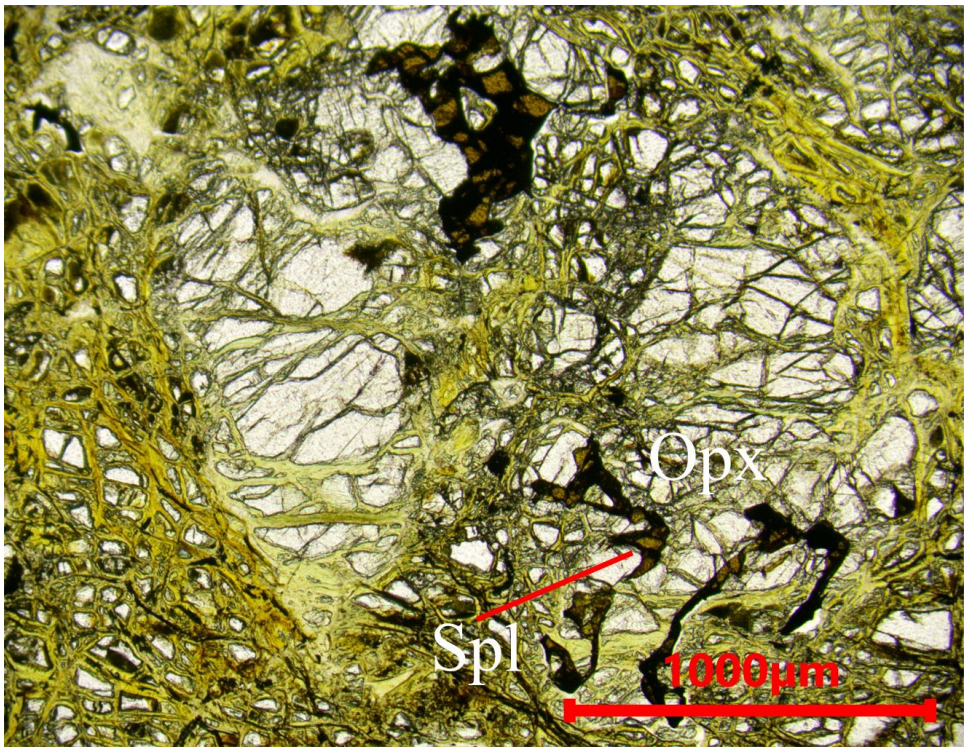
Slika 5.31. Nakupine klinopiroksena u uzorku spinelskog lercolita Lj-2, a koje su najvjerojatnije posljedica djelomične rekristalizacije nekadašnjeg većeg zrna klinopiroksena. Cpx – klinopiroksen, Srp - serpentin, (N+).



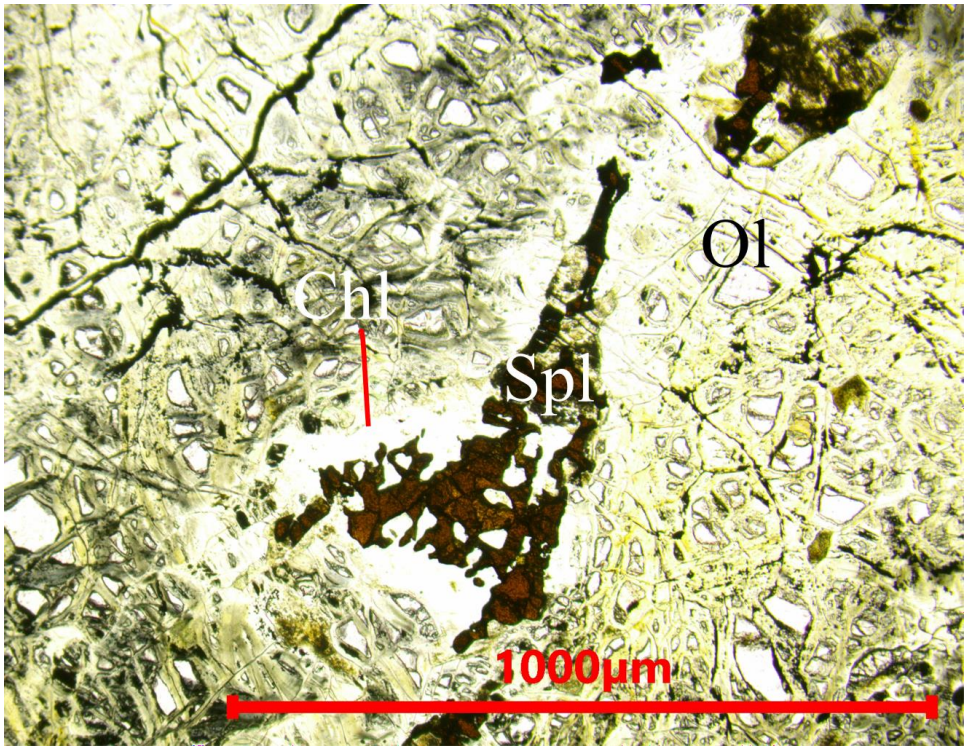
Slika 5.32. Konkavne granice klinopiroksena u odnosu na olivin ukazuju na reakcijske odnose. Uzorak spinelskog lercolita Dan-47. Cpx – klinopiroksen, Ol – olivin, (N+).

Spinel je prisutan u svim uzorcima i ne prelazi 1-2 % volumne zastupljenosti, ali je vrlo bitan aluminijem bogati mineral. S obzirom da niti plagioklas niti granat sastava piropa nisu prisutni u spinelskom lercolitu, spinel predstavlja jedinu primarnu aluminijsku fazu. U makroskopskom uzorku prepoznatljiv je po crnoj boji i staklastog je sjaja, a veličina zrna najčešće ne prelazi 1,5 mm, iako se mogu pronaći i zrna do 3 mm. Mikroskopskom analizom uočene su različite nepravilne forme spinela. Česte su crvolike (ameboidalne) forme spinela koje se javljaju po rubovima ili unutar ortopiroksena (slika 5.33), međutim spineli su prisutni i kao sitniji fragmenti koji su bez nekog pravila raspršeni po uzorku među klastima, ali i među rekristaliziranim neoblastima. Veća zrna spinela često imaju razvijenu kloritnu ovojnicu sekundarnog porijekla, a rubovi su im uvijek konkavno zakrivljeni, „izjedeni“ ili resorbirani (slika 5.34). Na rijetkim mjestima između kloritne ovojnice i spinela mogu se prepoznati reliktna zrna visokog reljefa koja najvjerojatnije pripadaju granatu. Ispitivanjem ovakvih pojava elektronskom mikrosondom dobivene su formule hidrogrosulara. U svom radu (1993) Majer je također zabilježio hidrogrosular, no nazvao ga je hibšit i označio kao sekundarni produkt alteracije. U uzorku spinelskog lercolita Lj-15 s lokaliteta Ljeskovac spomenuta ovojnica pokazuje zonalnu građu koju čini vanjski, rubni, tanki, homogeni dio ujednačene debljine te unutarnji deblji dio roskaste do žućkaste boje unutar kojeg se nalaze spinel u već

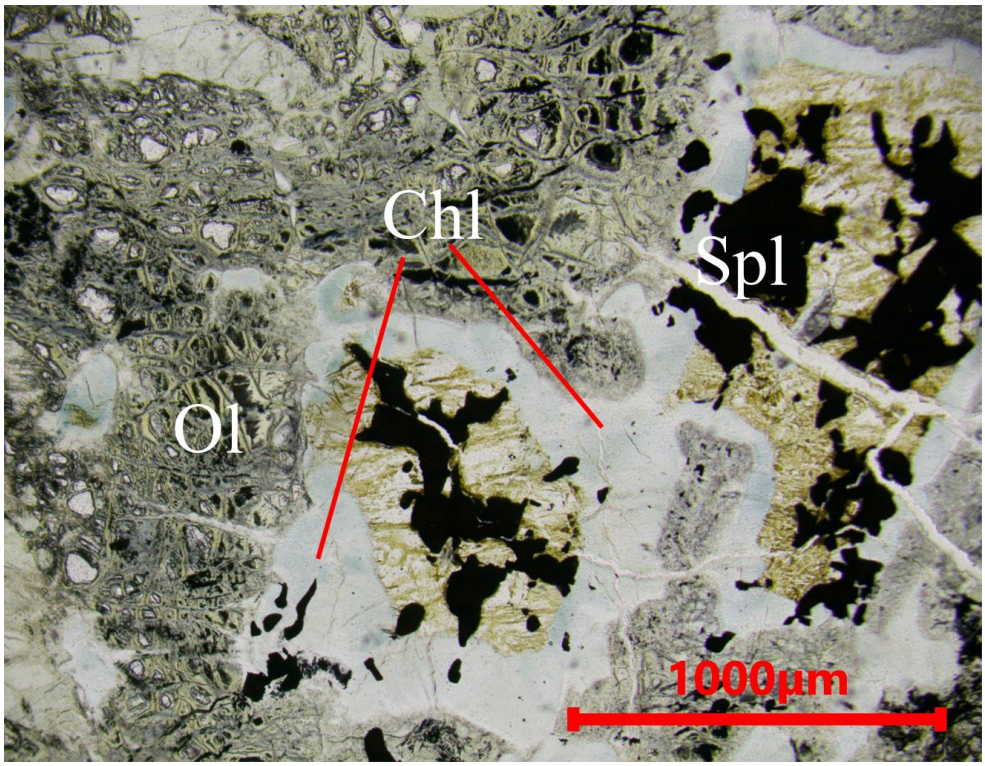
spomenutim „izjedenim“ formama (slika 5.35). Kod većine ostalih uzoraka kloritne ovojnice ne podsjećaju na tipični *kelifit*.



Slika 5.33. Crvolike forme spinela u ortopiroksenu spinelskog lercolita Vje-11, (N-).

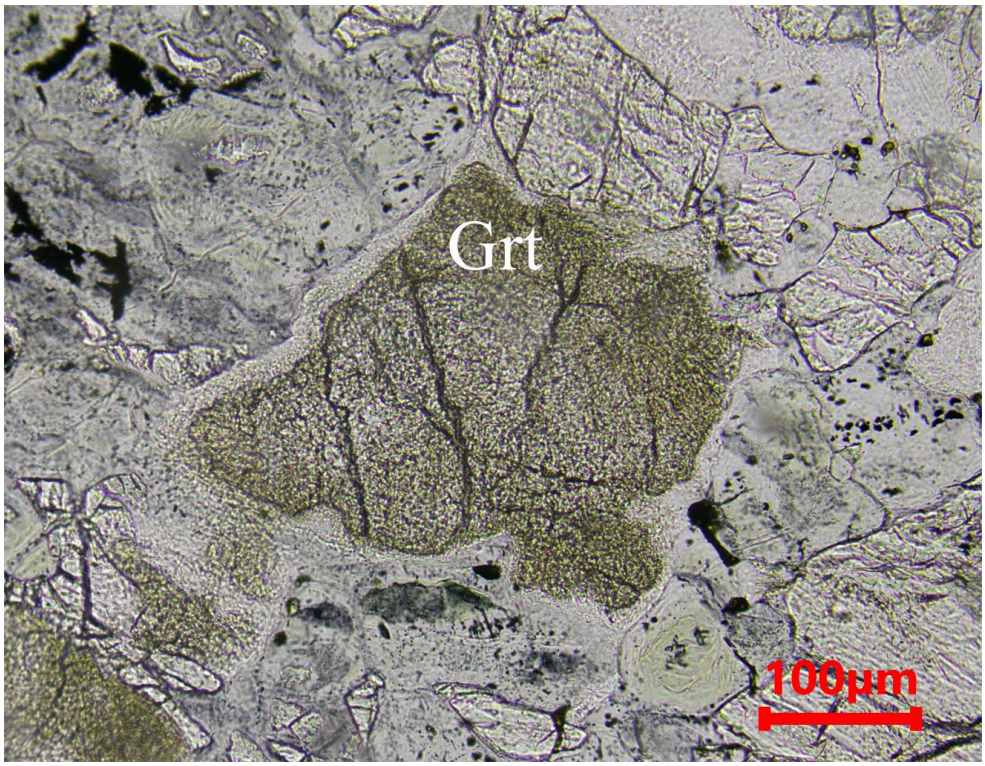


Slika 5.34. Resorbirane („izjedene“) forme spinela u spinelskom lercolitu Dan-24. Spl - spinel, Chl – klorit, Ol – olivin, (N-).



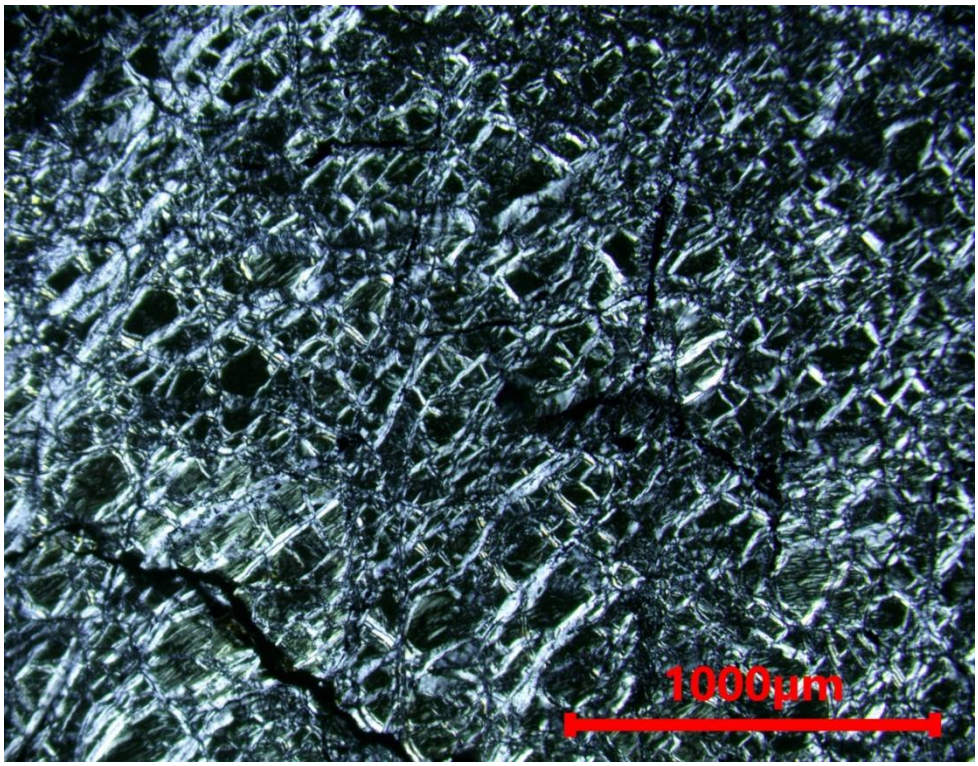
Slika 5.35. Zonalna građa reakcijskog obruba oko spinela. Žućkasta područja oko resorbiranog spinela najvjerojatnije odražavaju nekadašnje forme spinela. Zelena kloritna ovojnica predstavlja reakcijski rub između serpentiniziranog olivina i nekadašnjeg spinela. Uzorak spinelskog lercolita Lj-15. Spl - spinel, Chl – klorit, Ol – olivin, (N-).

Tragovi granata prisutni su isključivo kao relikti u ovojnicama oko spinela. Iznimka je pronađena jedino u uzorku spinelskog lercolita LJ-1, u kojem su vidljiva samostalna zrna granata veličine 0,3 mm (slika 5.36). Tipični granat (bogat magnezijem i željezom) kakav bi se mogao očekivati u peridotitima, u spinelskim lercolitima S-pojasa nije potvrđen analizom pomoću elektronske mikrosonde.

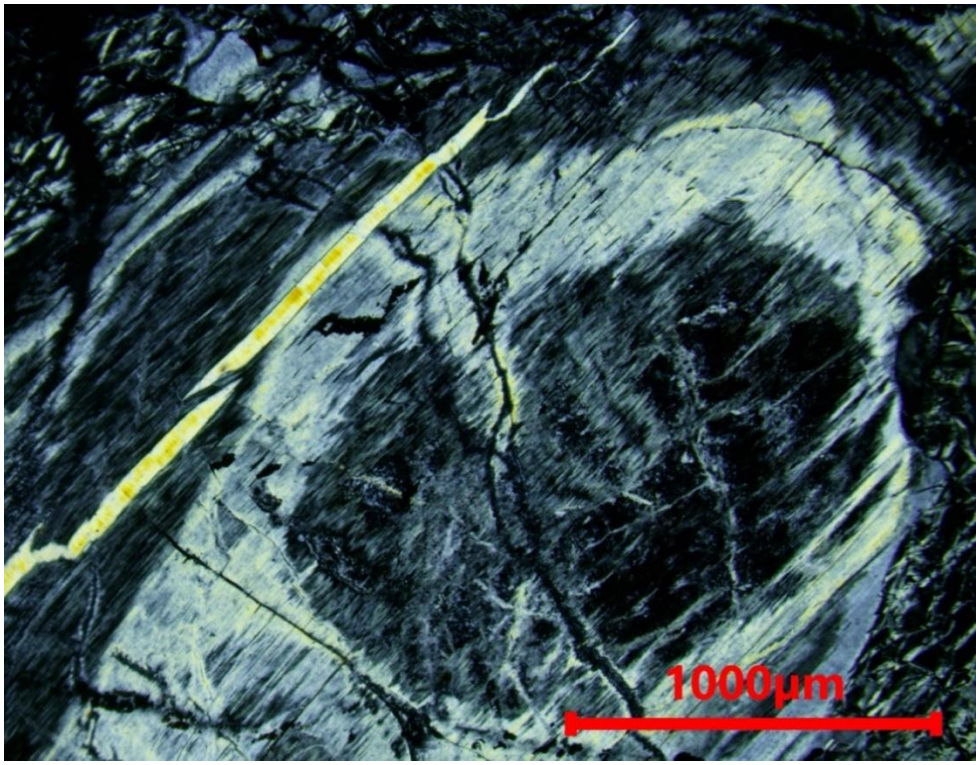


Slika 5.36. Samostalno zrno granata u spinelskom lercolitu LJ-1. Grt - granat, (N-).

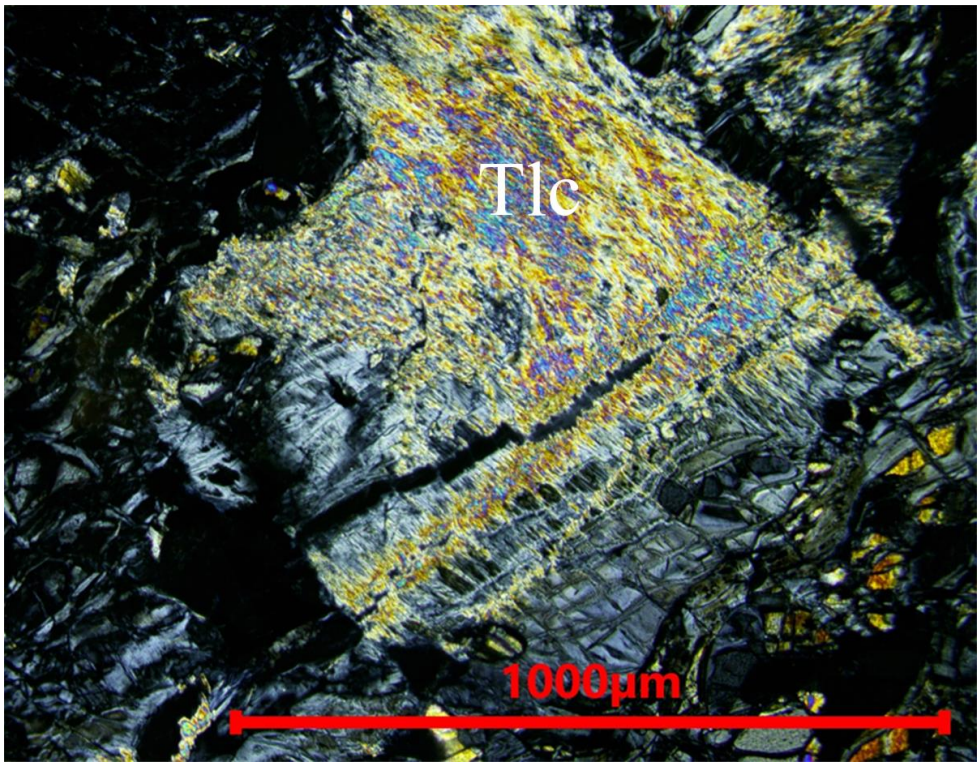
Kao alteracijski produkt najzastupljeniji su minerali *serpentina*, a koji su prisutni u formi mrežaste („*mesh*“) strukture koja nastaje kod intenzivne izmjene olivina, u formi bastita koji se pojavljuje kao pseudomorfoza po ortopiroksenu te ispunjavaju stijenske pukotine različitih dimenzija (slika 5.37, 5.38). Često se po takvim pukotinama razvija i talk, a osim u pukotinama kod nekih uzoraka talk se razvio i po rubovima ortopiroksena. Kao produkt alteracije kod intenzivnije trošenih uzoraka mogu se primijetiti izmijenjena zrna ortopiroksena koja su potpuno prešla u talk (slika 5.39), ali i magnezit koji ispunjava pukotine ili-ili se nalazi kao veći kristal koji zahvaća fragmente serpentina (slika 5.40). Neizbježan produkt serpentinizacije je magnetit koji u formi vrlo sitnog agregata ispunjava pukotine zajedno sa serpentinom, ali također se razvija po rubovima i pukotinama većih zrna spinela. Česti su primarni krom spineli koji su potpuno prešli u sekundarni magnetit. Ovo se dobro vidi na primjerima spinela koji su potpuno crne boje s tamnosmeđim reliktima u jezgri. U uzorcima Zub-25 i Lj-3 koji su više izmijenjeni alteracijskim produktima, mogu se primijetiti po dezintegriranom klinopiroksenu, ali i po eksolucijskim lamelama unutar ortopiroksena igličaste forme tremolita (slika 5.41, 5.42). Zanimljivo je istaknuti da u uzorku Zub-25 olivin, koji je inače najpodložniji izmjeni, izgleda „najsvježije“, dok su ostale mineralne faze djelomično do potpuno izmijenjene.



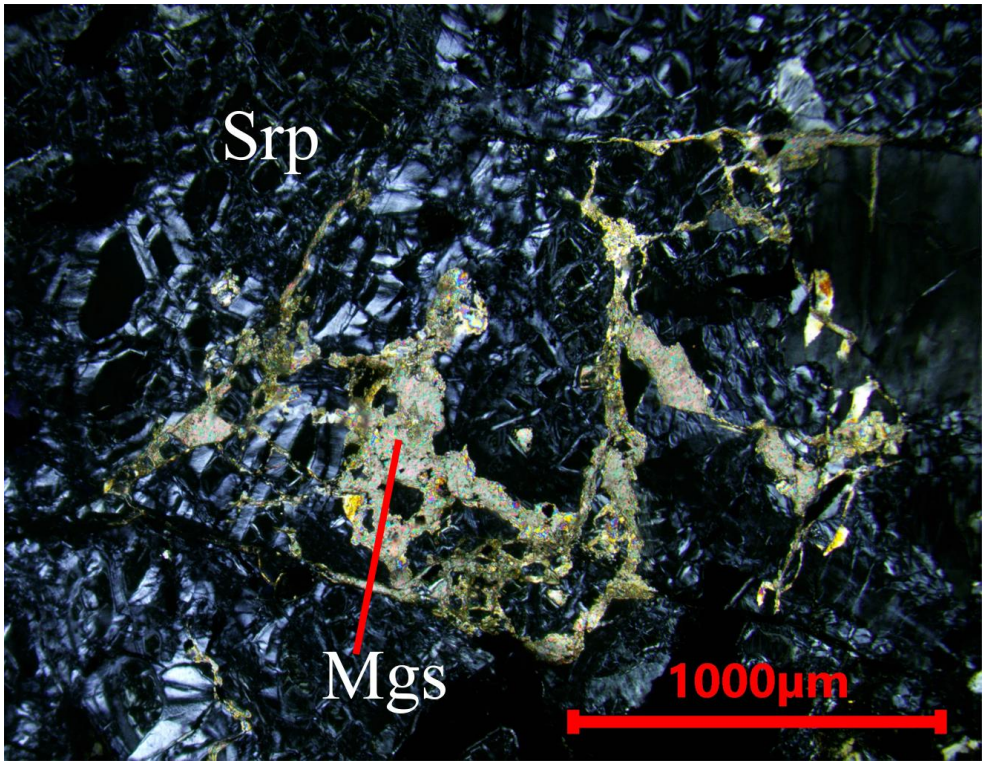
Slika 5.37. „Mesh“ struktura lizardita u serpentinitu Dan-20, (N+).



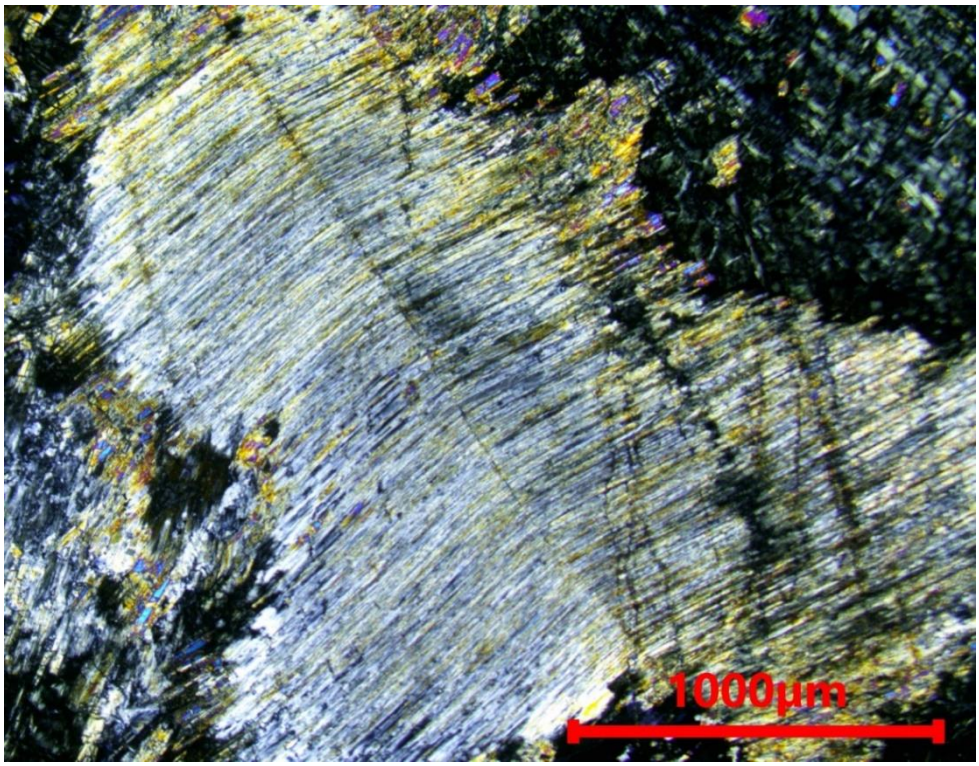
Slika 5.38. Pseudomorfoza serpentina po ortopiroksenu (*bastit*). Uzorak serpentinita Dan-61, (N+).



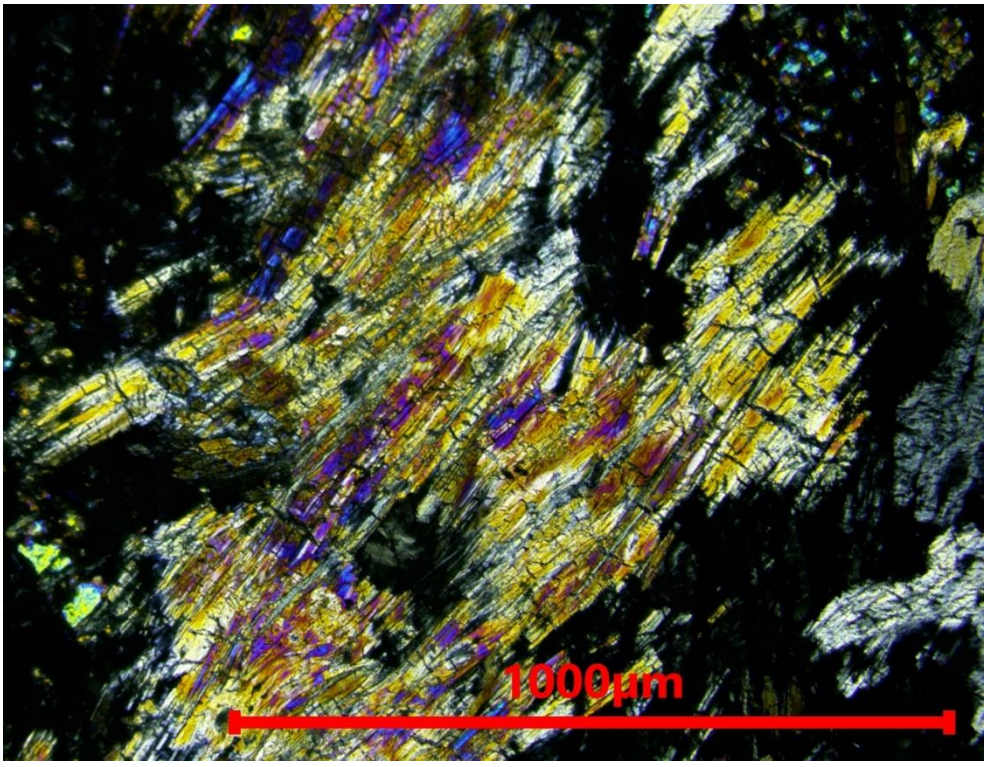
Slika 5.39. Pseudomorfoza talka po ortopiroksenu spinelskog lercolita Dan-24. Tlc – talk, (N+).



Slika 5.40. Magnezit u spinelskom lercolitu Lj-2. Srp – serpentin, Mgs – magnezit, (N+).

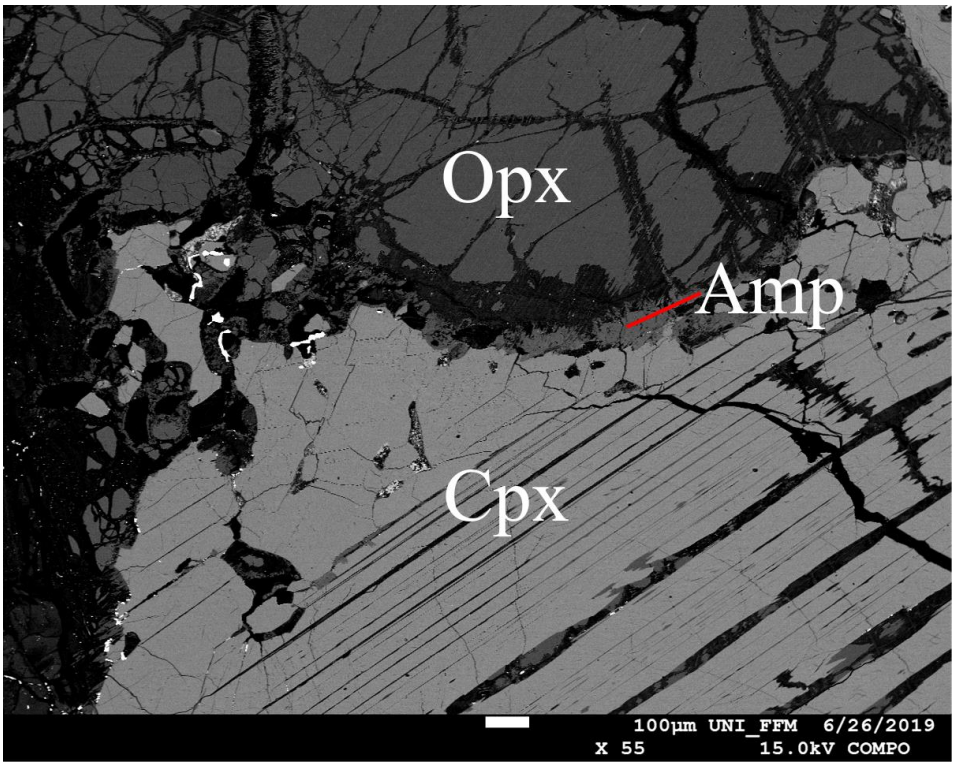


Slika 5.41. Eksolucijske lamele klinopiroksena u ortopiroksenu izmijenjene u tremolit. Uzorak izmijenjenog spinelskog lercolita Zub-25, (N+).



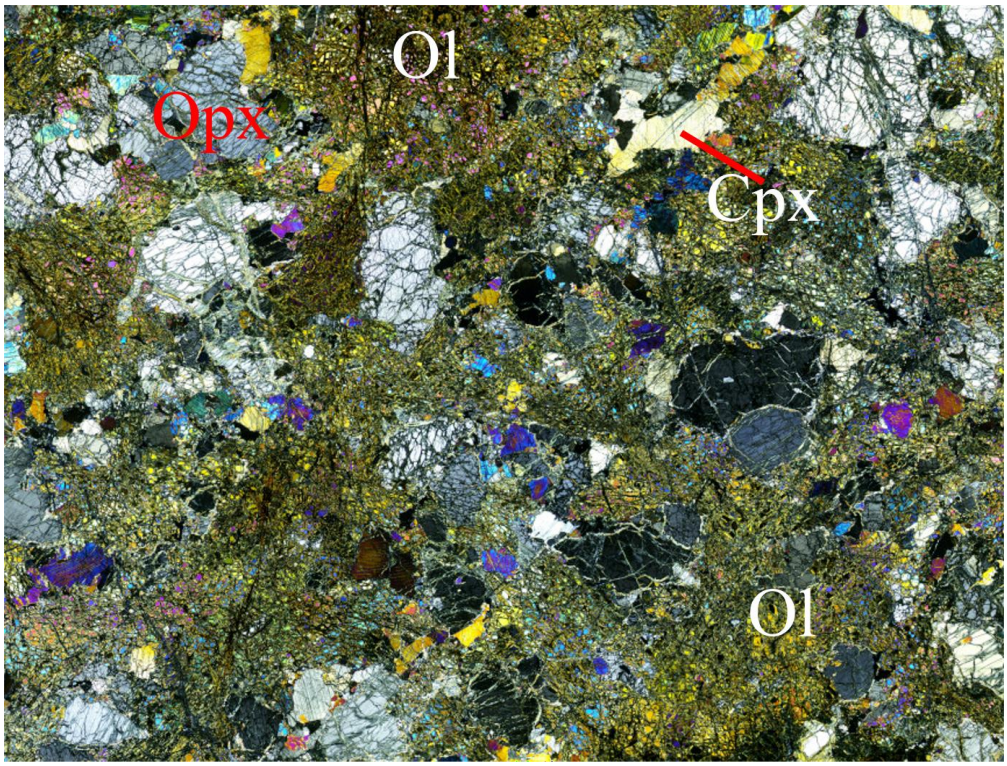
Slika 5.42. Tremolit u izmijenjenom spinelskom lercolitu Zub-25, (N+).

Amfiboli se u lercolitima S-pojasa nalaze u vrlo malim količinama, ne mogu se uočiti optičkim mikroskopom, a vidljivi su tek korištenjem elektronske mikrosonde. Nalaze se isključivo na kontaktima spinela i piroksena ili između orto- i klinopiroksena te predstavljaju produkte sekundarnih reakcija (Slika 5.43).



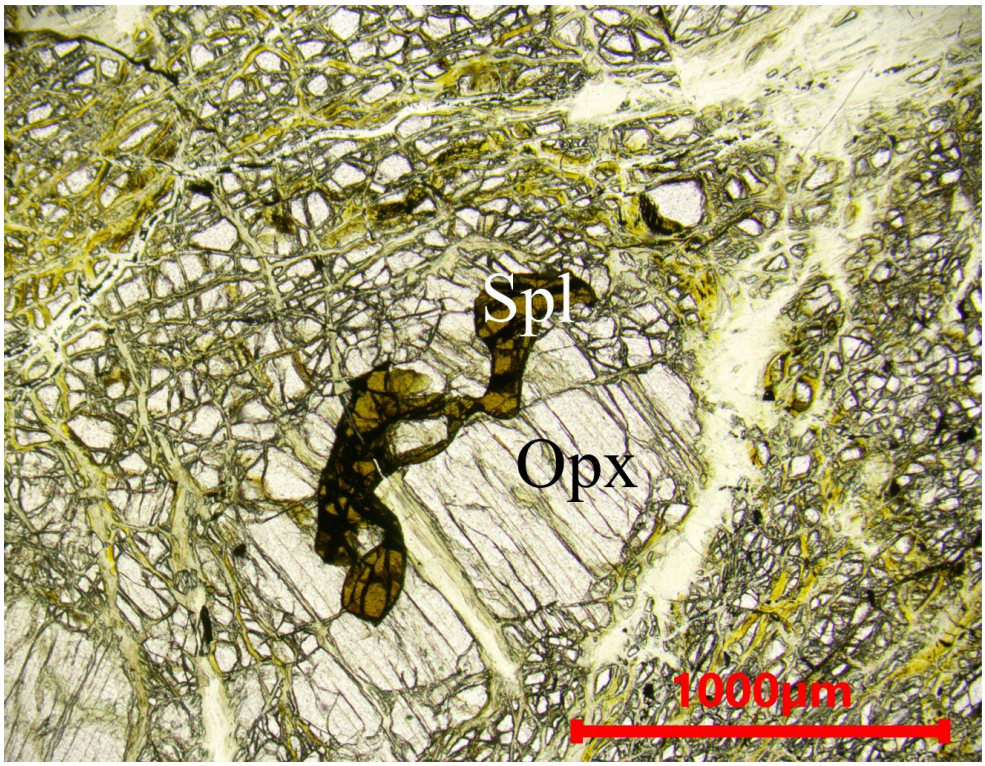
Slika 5.43. Amfibol na granicama ortopiroksena i klinopiroksena. BSE snimak spinelskog lercolita Vje-11. Opx- ortopiroksen, Cpx – klinopiroksen, Amp – amfibol.

Koristeći se klasifikacijom prema Mercier i Nicolas (1975) strukture spinelskih lercolita S-pojasa mogu se opisati protogranularnim do porfiroklastičnim. U uzorcima Dan-25, Dan-47 te Vje-11 svi minerali su relativno ujednačenih dimenzija između 2 i 5 mm i idealno su posloženi jedan uz drugi, poput slagalice „*puzzle*“ (slika 5.44), a spineli se većinom pojavljuju u „crvolikim“ formama u asocijaciji sa ortopiroksenom (slika 5.45, 5.33). Ovakav opis idealno odgovara protogranularnoj strukturi. Uzorak Zub-17 pokazuje karakteristike porfiroklastične strukture koja se očituju u bimodalnoj raspodjeli veličina zrna, odnosno većim porfiroklastima ortopiroksena i olivina koji se nalaze u rekristaliziranom sitnozrnatom matriksu različitog mineralnog sastava, presitnog za determinaciju (slika 5.46).

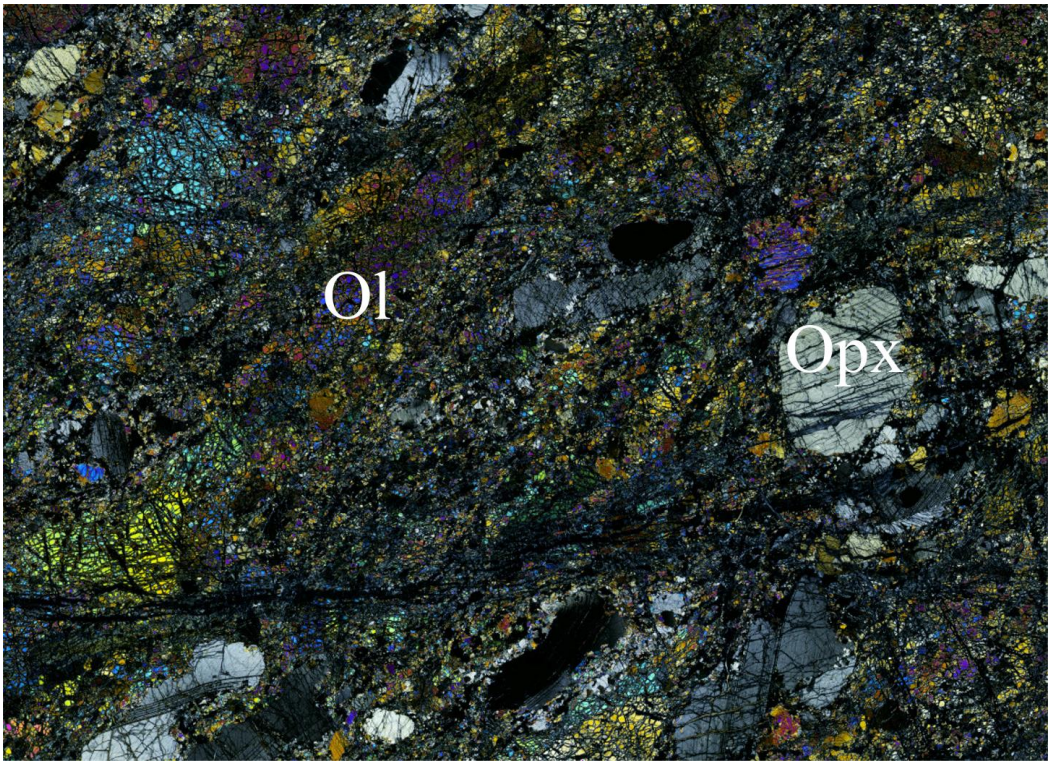


Slika 5.44. Protogranularna struktura u spinelskom lercolitu Vje-11. Opx – ortopiroksen, Cpx – klinopiroksen, Ol – olivin, (N+).

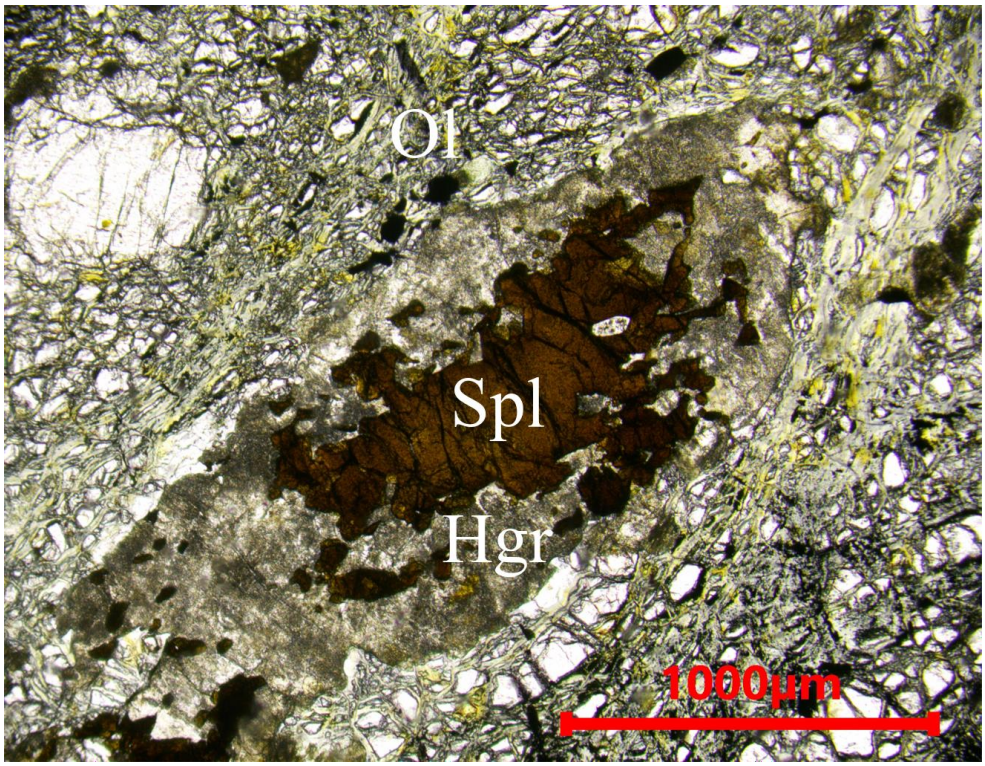
Spinel se u ovom uzorku ipak ne javlja u obliku lista božikovine („*holly leaf*“), što bi bilo tipično za porfiroklastične strukture (Mercier i Nicolas, 1975), već u obliku nepravilnih, na rubu korodiranih, zrna koja upućuju na resorpciju spinela koja se moguće odvijala uz formiranje i naknadni raspad *hidrogrosulara* (slika 5.47). Sve mineralne faze u ovom uzorku pokazuju izdužene forme, koje su međusobno paralelne i odražavaju orijentaciju polja sila deformacija. Većina uzoraka posjeduje prijelazni oblik ovih dviju struktura te se mogu uočiti karakteristike obiju navedenih.



Slika 5.45. Crvolike forme spinela unutar ortopiroksena spinelskog lercolita Dan-47, a koje su tipične za peridotite s protogranularnom strukturom. Opx – ortopiroksen, Spl - spinel, (N+).



Slika 5.46. Porfiroklastična struktura u spinelskom lercolitu Zub-17. Porfiroklasti ortopiroksena i olivina u sitnozrnatom matriksu ortopiroksena, klinopiroksena i olivina. Sve mineralne faze pokazuju izdužene i međusobno paralelne forme što ukazuje na smjer deformacija. Opx – ortopiroksen, Ol – olivin, (N+).



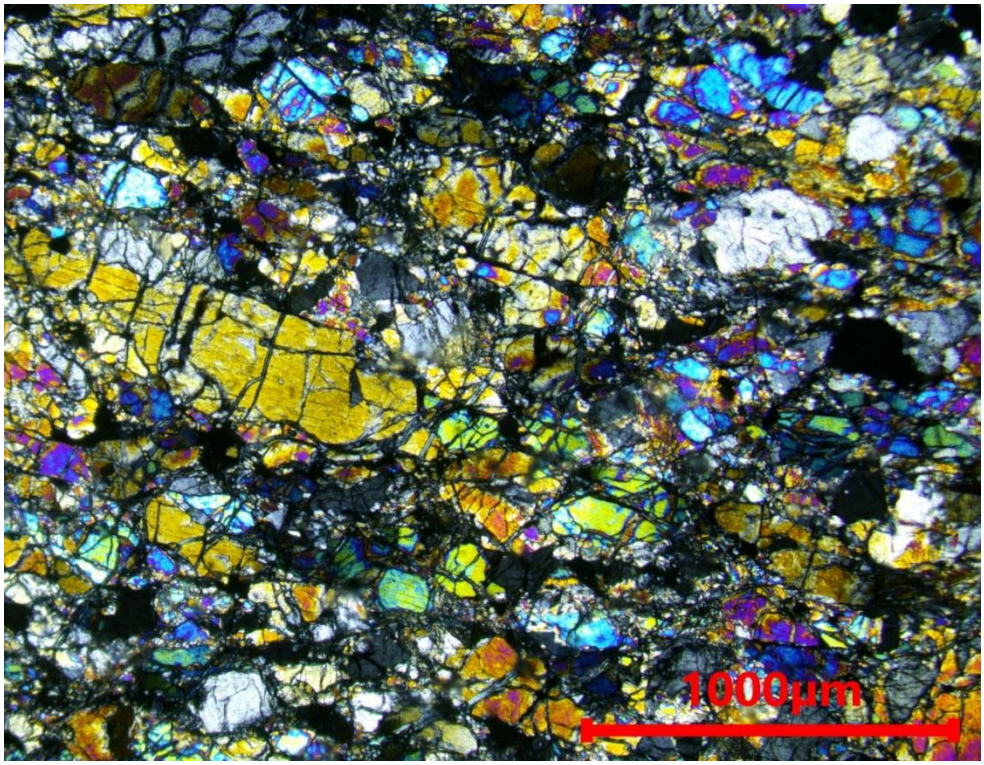
Slika 5.47. Spinel u uzorku spinelskog lercolita Zub-17 pokazuje resorpcijske forme i hidrogrosular na rubovima. Spl – spinel, Hrg - hidrogrosular, Ol – olivin, (N-).

5.2.2 Spinelski lercoliti Južnog pojasa

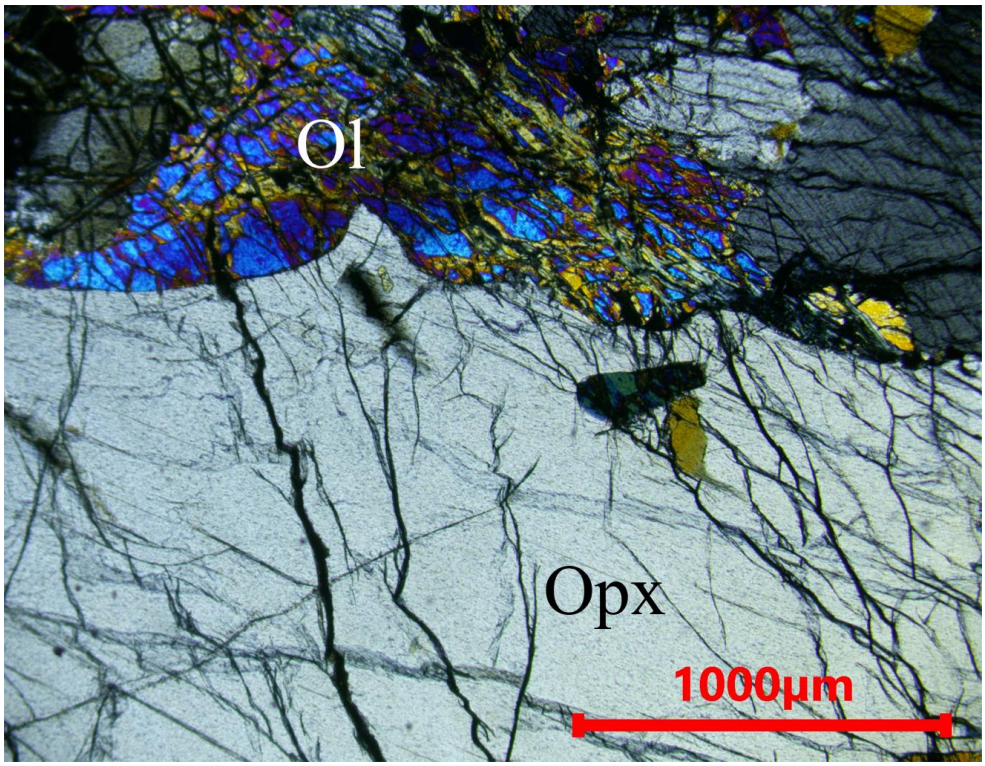
Spinelski lercoliti južnog pojasa (J-pojas) znatno se razlikuju od prethodno opisanih lercolita S-pojasa, a razlike se očituju u strukturi, u mineralnom sadržaju, ali i u kemijskom sastavu minerala. Na terenu se ove stijene često ne mogu razlikovati od onih u sjevernom pojasu što je posljedica sekundarnih procesa i trošenja stijena koji daju sličan konačan produkt iako većina uzorkovanih stijena J-pojasa pokazuje znatno manji stupanj serpentinizacije nego što je to slučaj kod spinelskih lercolita S-pojasa.

To je i razlog zašto je **olivin** u spinelskim lercolitima J-pojasa ponekad vidljiv i golim okom. Osim što je lako vidljiv i makroskopski, zanimljivo je da izostaje tipična zelena boja olivina, te je više blijedo žućkast do bezbojan. Olivin je u spinelskim lercolitima J-pojasa manje zastupljen i nalazi se u količinama od 40 do 50 vol. %. Veličina zrna, kao i oblik olivina ovisi o strukturi stijene. U stijenama koje se odlikuju ekvigranularnom do porfiroklastičnom strukturom zrna olivina su veličina do 2,5 mm, a takva zrna predstavljaju relikte većih porfiroklasta koji se nalaze u sitnozrnatom matriksu različitog mineralnog sastava gdje su dimenzije olivina, kao i ostalih minerala oko 0,25 mm (slika 5.48). U ovakvim stijenama

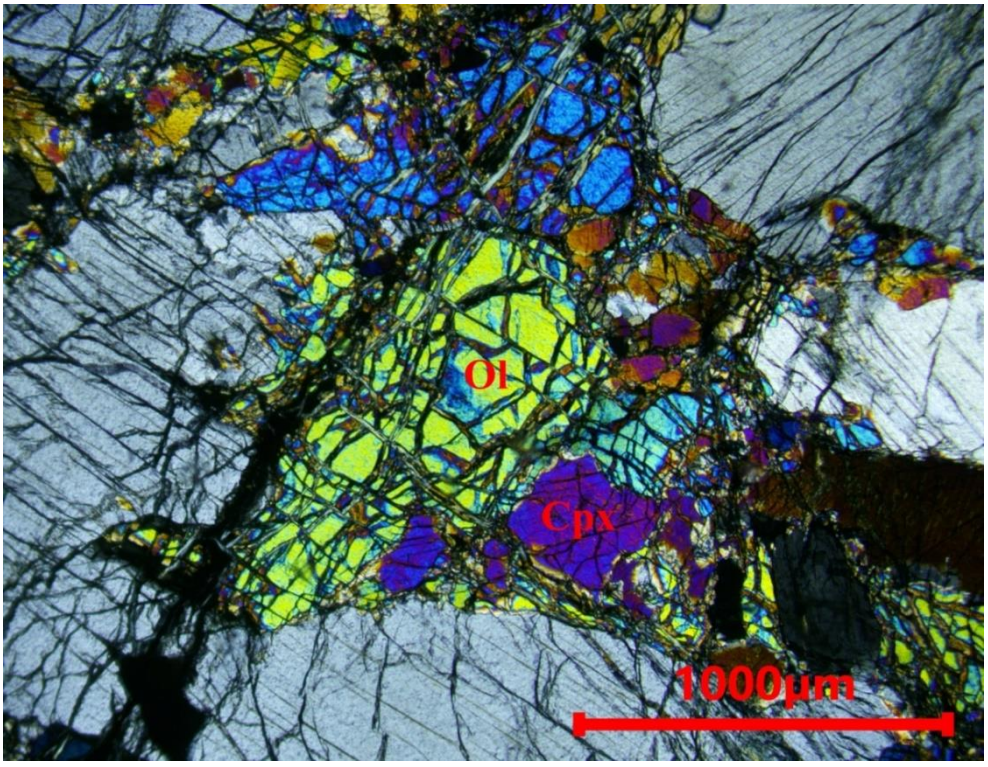
olivin je vrlo usitnjen, a veća zrna su izdužena te pokazuju undulozno potamnjenje. Zakrivljene konveksne granice olivina s piroksenima su puno rjeđe. U stijenama koje se odlikuju porfiroklastičnom do protogranularnom strukturom zrna olivina su većih dimenzija, veći klasti su prosječnih veličina oko 4 mm, a najveće izmjereno zrno je 6 mm. Karakteristično je undulozno potamnjenje, forme su više cjelovite i ne toliko usitnjene, a u kontaktu s ortopiroksenom u nekim uzorcima vidljive su zakrivljene granice međutim, ipak ne toliko često koliko u uzorcima S-pojasa (slika 5.49). Na vrlo rijetkim mjestima čini se kao da je olivin intersticijski, a u nekim uzorcima uklapa relikte piroksena (Slika 5.50). Ovakve su pojave uočene samo na 2-3 mjesta i malih su dimenzija te nisu dovoljno jak argument da bi se sa sigurnošću moglo tvrditi postojanje dviju generacija olivina.



Slika 5.48. Ekvigranularna tabularna struktura u spinelskom lercolitu 18Gv-4, (N+).

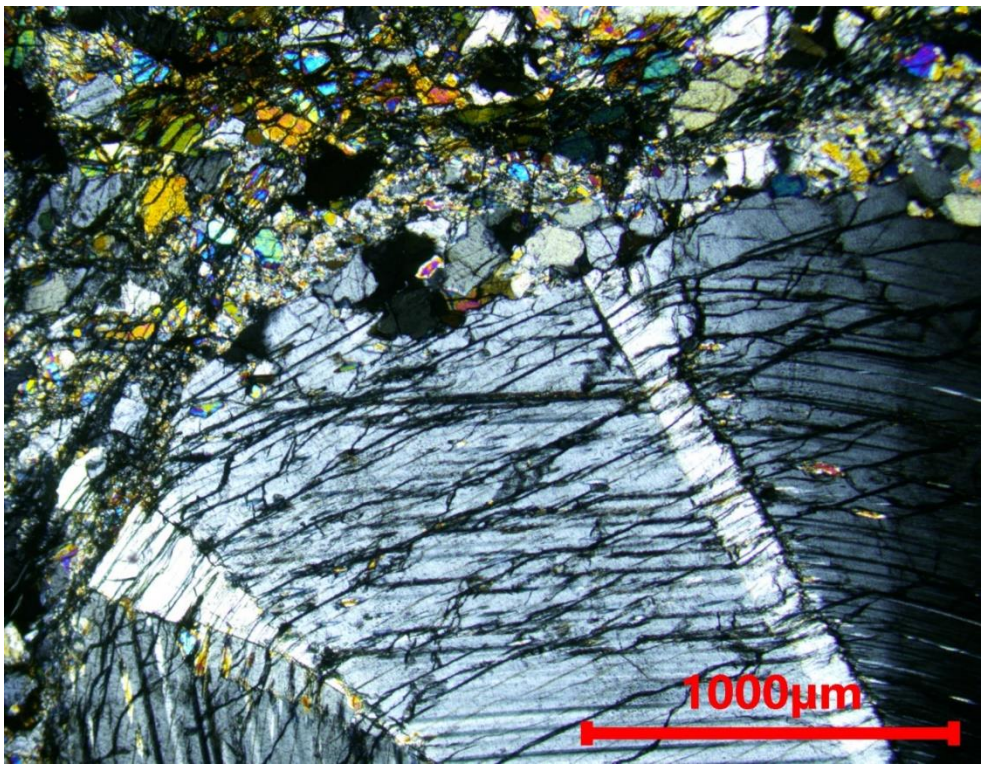


Slika 5.49. Undulozno potamnjenje u olivinu i konveksne granice prema ortopiroksenu. Uzorak spinelskog lercolita Gv-16. Opx – ortopiroksen, Ol – olivin, (N+).

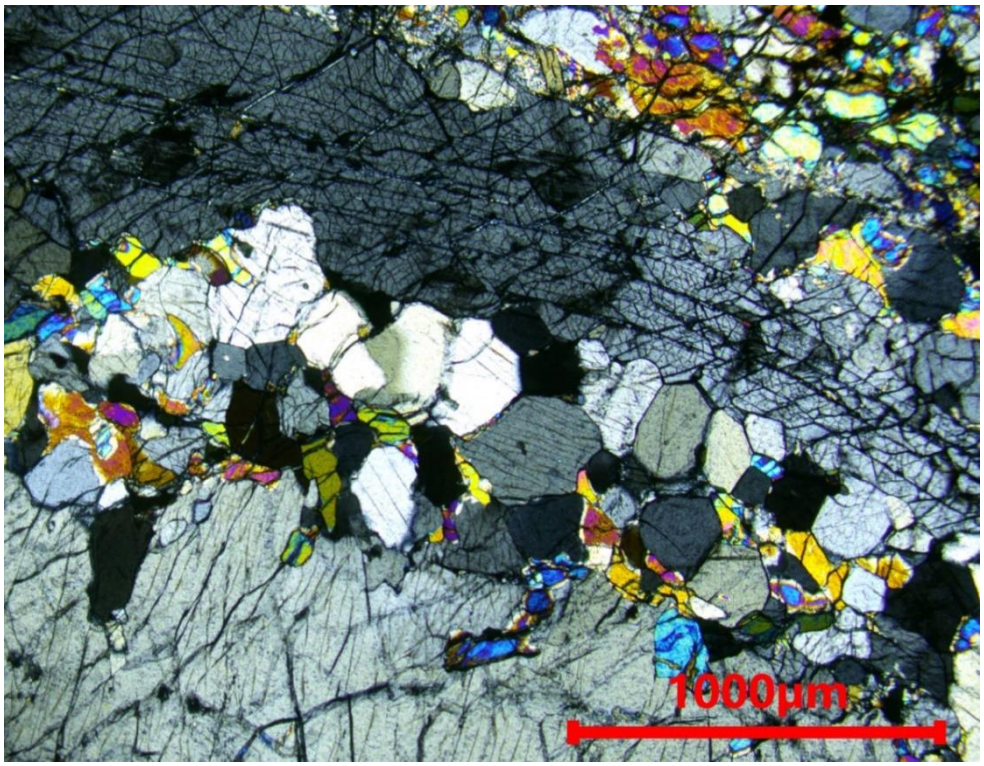


Slika 5.50. Olivin u intergranularnom prostoru s uklopcima klinopiroksena. Uzorak spinelskog lercolita Gv-16. Cpx – klinopiroksen, Ol – olivin, (N+).

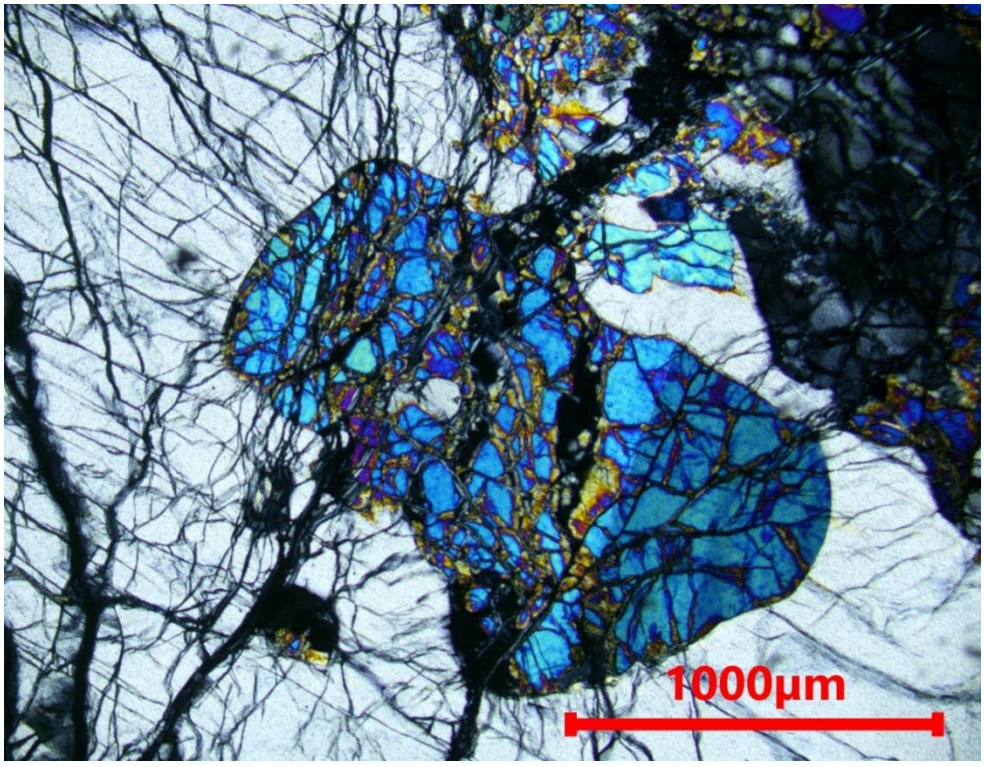
Ortopiroksen lercolita južnog pojasa nalazi se kao porfiroklast centimetarskih dimenzija, ali i kao sitnozrnati relikt i neoblast. Količinski je zastupljen između 30 i 50 vol. % što se značajno razlikuje u odnosu na S-pojas. Makroskopski je lako uočljiv, sedefastog sjaja, presijava se u smećkastim bojama. Deformacijske „*kink-band*“ lamele (Slika 5.51) ponekad su vidljive i golim okom. Najveće zrno porfiroklasta izmjereno mikroskopom je 13 mm, a osim kao porfiroklast ortopiroksen se javlja i u različitim dimenzijama kao neoblast u sitnozrnatom matriksu. Često se ortopirokseni javljaju u zaobljenim formama koja se nalaze u sitnozrnatom matriksu, a kod nekih porfiroklasta sačuvane su i rekristalizacijske korone. Brojni tragovi deformacija vidljivi su u obliku rekristalizacije, deformacijskih lamela, koljeničastih („*kink band*“) lamela, unduloznog potamnjenja te izduženih formi minerala (slike 5.51; 5.52). Zaobljene granice s olivinom primjetne su jedino u uzorcima s protogranularnom do porfiroklastičnom strukturom, a u istim uzorcima ortopiroksen ponegdje sadrži i spinel crvolikog oblika. Kao i kod spinelskih lercolita S-pojasa, na nekim mjestima ortopiroksen uklapa fragmente, ali i cijela zrna olivina, što se dobro vidi na primjeru spinelskog lercolita Gv-15 (slika 5.53).



Slika 5.51. Koljeničaste („*kink-band*“) lamele u ortopiroksenu spinelskog lercolita 18Gv-4, (N+).

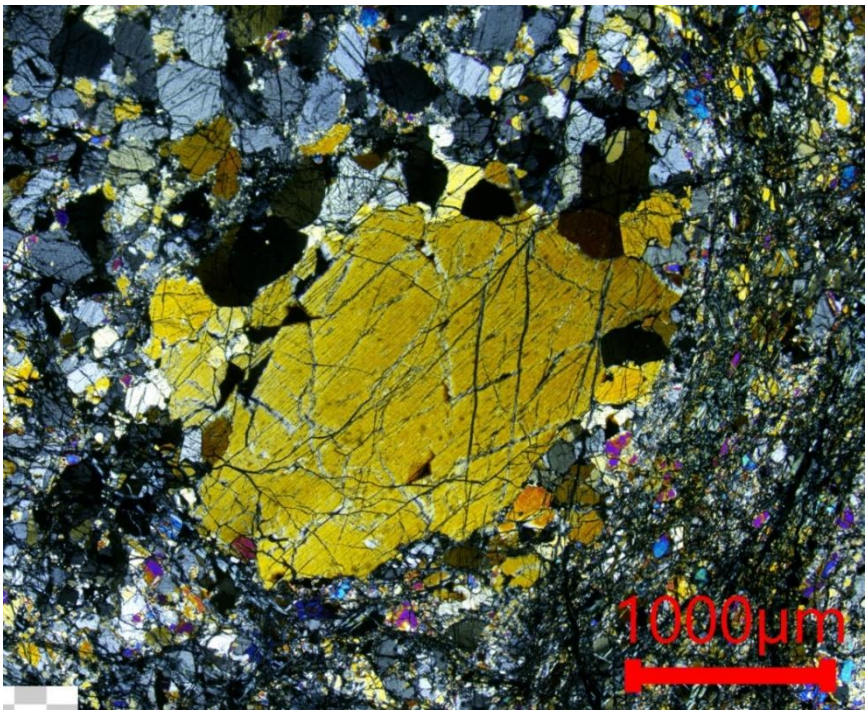


Slika 5.52. Izdužene forme ortopiroksena s vidljivim unduloznim potamnjenjem i rekristaliziranim neoblastima. Uzorak spinelskog lercolita 18Gv-4, (N+).



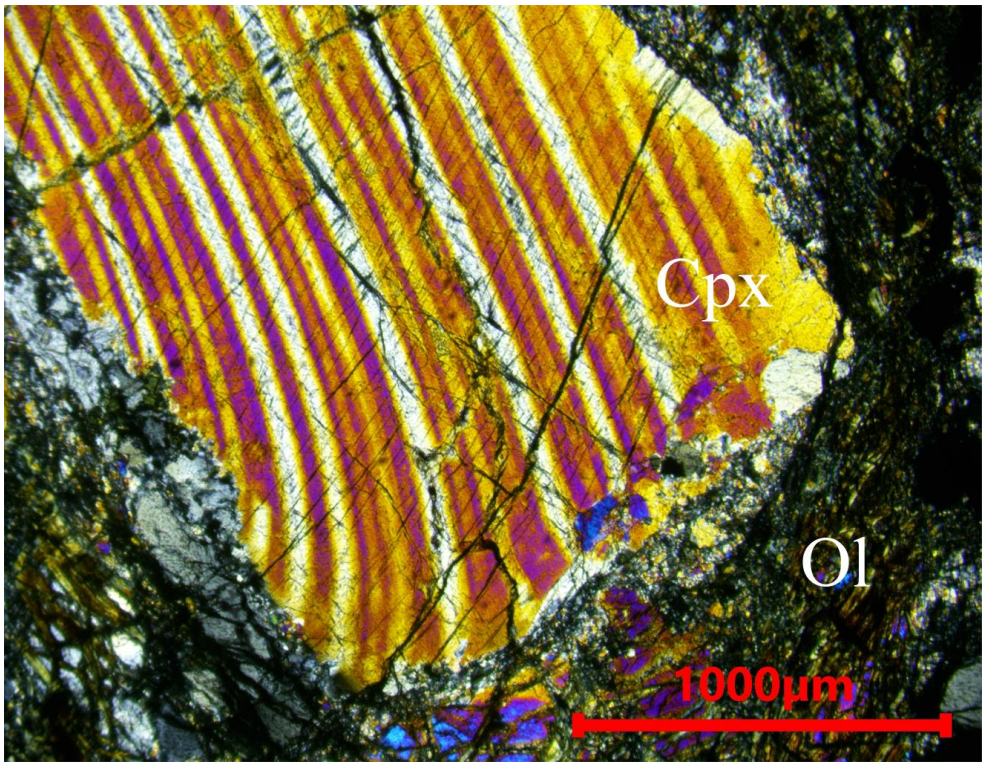
Slika 5.53. Inkluzija olivina u ortopiroksenu spinelskog lercolita Gv-15, (N+).

U odnosu na S-pojas, spinelski lercoliti J-pojasa sadrže više **klinopiroksena** (10–20 vol. %), koji se nalazi u obliku porfiroklasta dimenzija od 2 do 4 mm, te kao sitnozrnati relikti i neoblasti do kriptokristalastih dimenzija (slika 5.54.). Porfiroklasti klinopiroksena J-pojasa imaju značajno šire eksolucijske lamele od ortopiroksena (slika 5.55.) po čemu se jasno razlikuju od klinopiroksena S-pojasa. Ostale karakteristike vrlo su slične, brojni tragovi deformacija vidljivi su u obliku unduloznog potamnjenja, nepravilnih kristalnih formi te rekristalizacije.

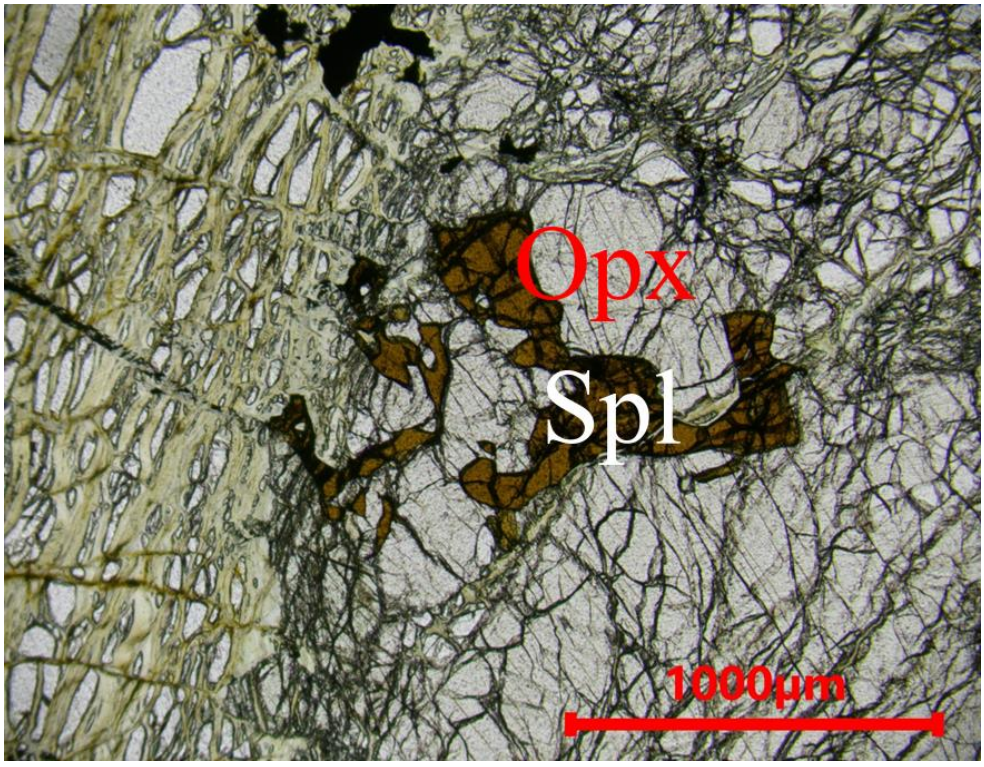


Slika 5.54. Porfiroklast klinopiroksena s reliktima i neoblastima klinopiroksena i ortopiroksena u okruženju. Uzorak spinelskog lercolita 18Gv-8, (N+).

Spinel spinelskih lercolita J-pojasa pokazuje jasne razlike u odnosu na onaj iz spinelskih lercolita S-pojasa. Bitna razlika je izostanak resorbiranih formi i sekundarnih kloritnih ovojnica što govori o tome da spinelski lercoliti J-pojasa nisu bili izloženi istim uvjetima evolucije stijena koji su vladali u S-pojasu. Osim navedenog, spineli spinelskih lercolita J-pojasa pokazuju nešto svijetlije boje što je najvjerojatnije odraz manjeg sadržaja kroma, odnosno većeg sadržaja aluminija nego što je to slučaj u spinelima spinelskih lercolita S-pojasa. Količinski, spineli čine 2-3 volumnih postotaka stijene, a zrna su veličine do maksimalno 3,5 mm. Najčešće se spinel nalazi u crvolikim formama u asocijaciji sa ortopiroksenom, a takve forme se nalaze isključivo u stijenama s protogranularnom do porfiroklastičnom strukturom (slika 5.56).

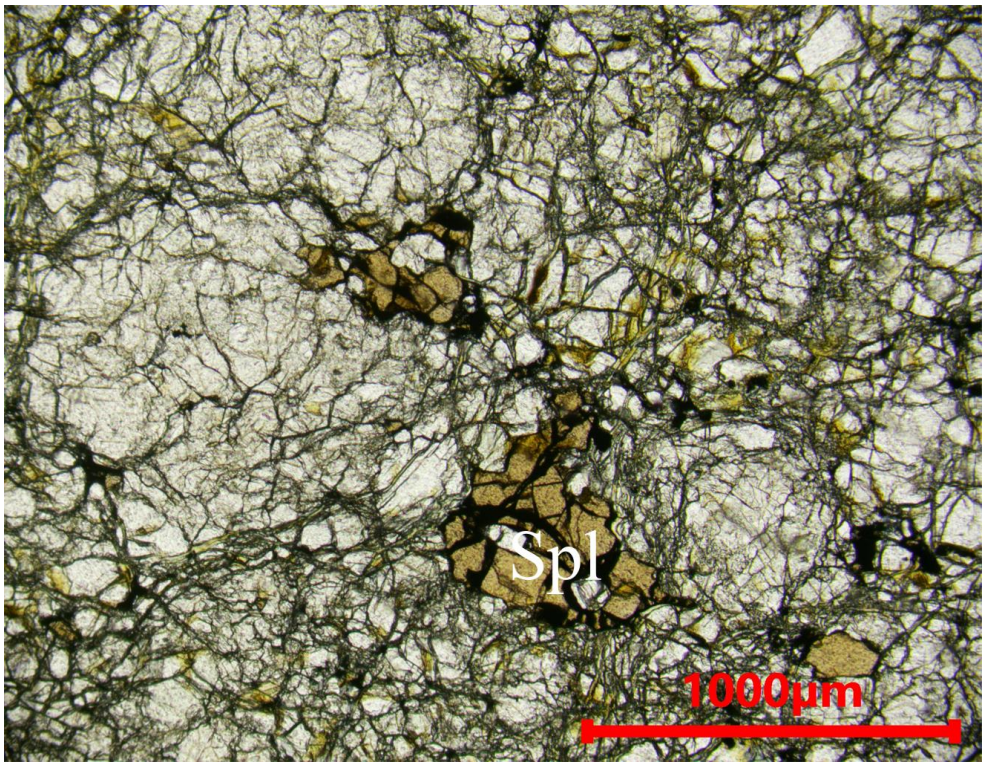


Slika 5.55. Široke eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu spinelskog lercolita Gv-15. Cpx – klinopiroksen, Ol – olivin, (N+).



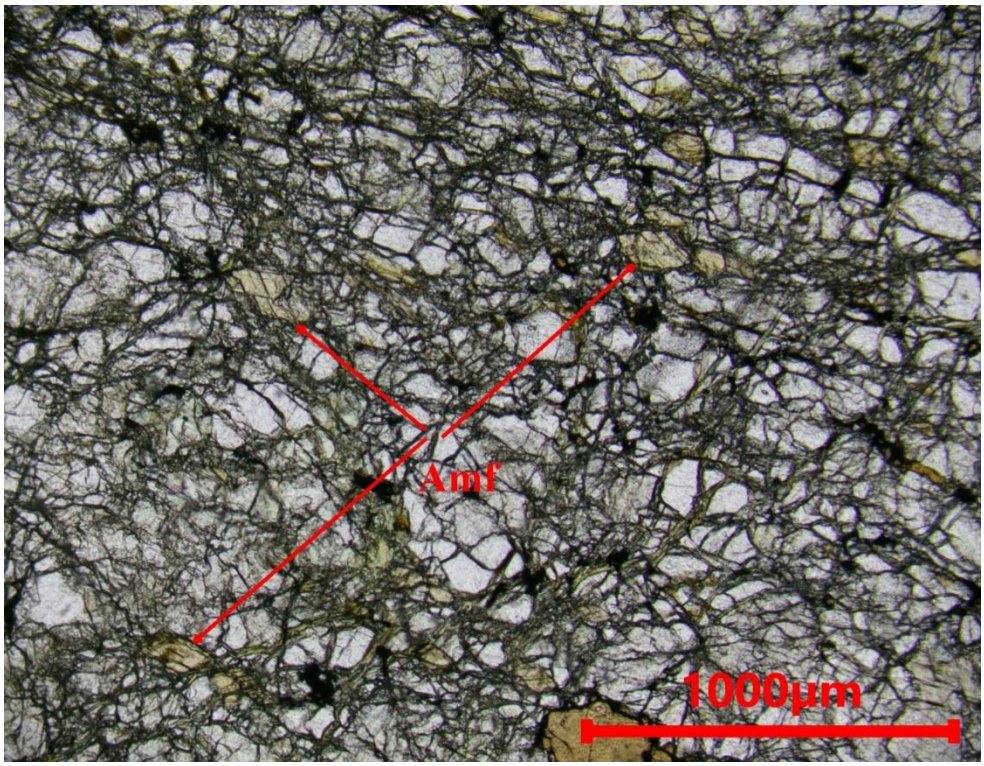
Slika 5.56. Crvoliki spinel unutar ortopiroksena. Uzorak spinelskog lercolita Gv-15, (N-).

U spinelskim lercolitima s ekvigranularnom strukturom spinel uglavnom formira izometrična manja zrna (Slika 5.57) ili se rjeđe pojavljuje u obliku lista božikovine.

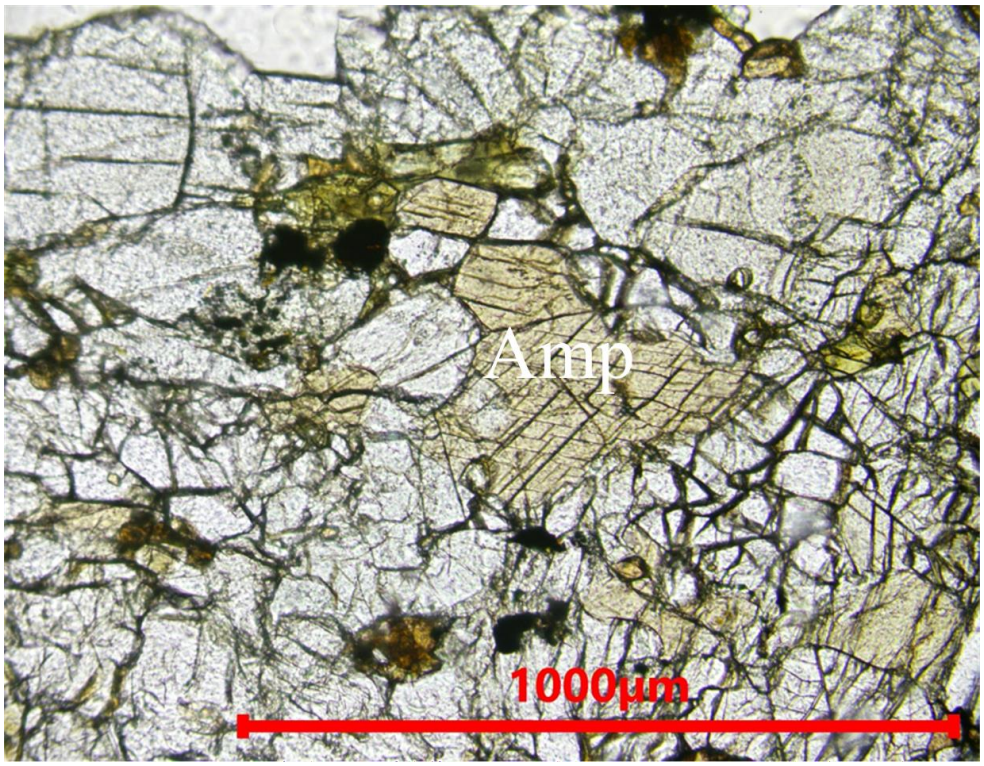


Slika 5.57. Sitna nepravilna zrna spinela te sekundarni magnetit u pukotinama. Spinelski lercolit Gv-4. Spl - spinel, (N-).

Amfibol je u lercolitima J-pojasa za razliku od amfibola u spinelskim lercolitima S-pojasa, mikroskopski jasno vidljiv, i njegova prisutnost upućuje na modalni metasomatizam. Iako količinski u pravilu nije jako zastupljen (ispod 0,1 vol. %) u uzorku 18Gv-4 amfibol se pojavljuje u količini većoj od oko 1 vol. %. Amfibol je najčešće prisutan u obliku izometričnih zrna dimenzija do 0,25 mm (slika 5.58.), s dobro izraženom dvosmjernom kalavošću, a pleokroizam varira od bezbojne do blijedo roskaste boje. Rijetko se mogu uočiti i veća zrna, u pravilu nešto manja od 1 mm (slika 5.59.). Pojava amfibola vezana je isključivo za uzorke zapadnog djela J-pojasa, koji se odlikuju ekvigranularnom do porfiroklastičnom strukturom. S obzirom da se radi o vrlo malim količinama, moguće je da su ovi amfiboli nastali kao produkt rekristalizacije sekundarnih amfibola koji su se nalazili u međuzrnskom prostoru između spinela i piroksena.

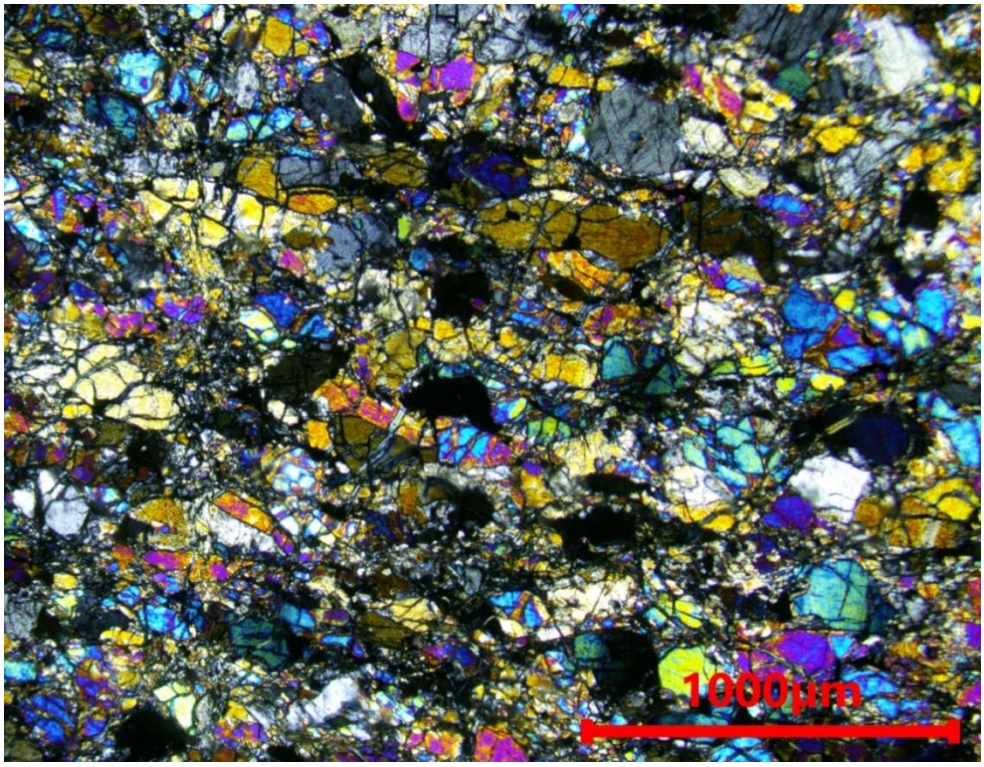


Slika 5.58. Mala izometrična zrna amfibola u spinelskom lercolitu 18Gv-4, (N-).

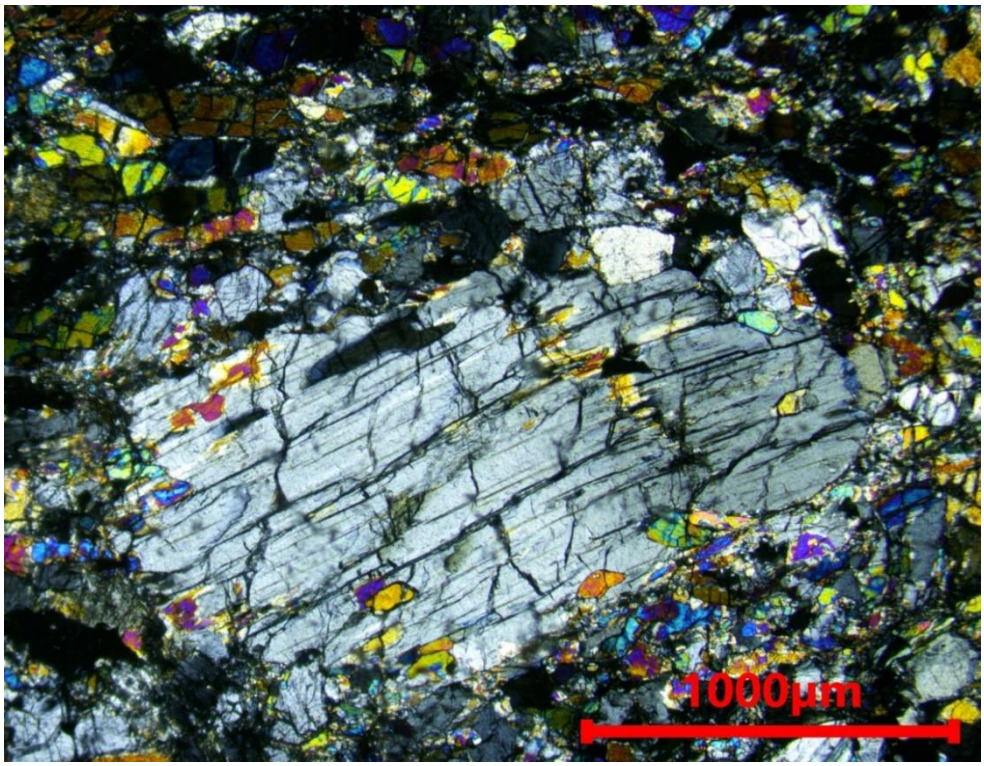


Slika 5.59. Amfibol nešto manji od 1 mm u spinelskom lercolitu 18Gv-4. Amp – amfibol, (N-).

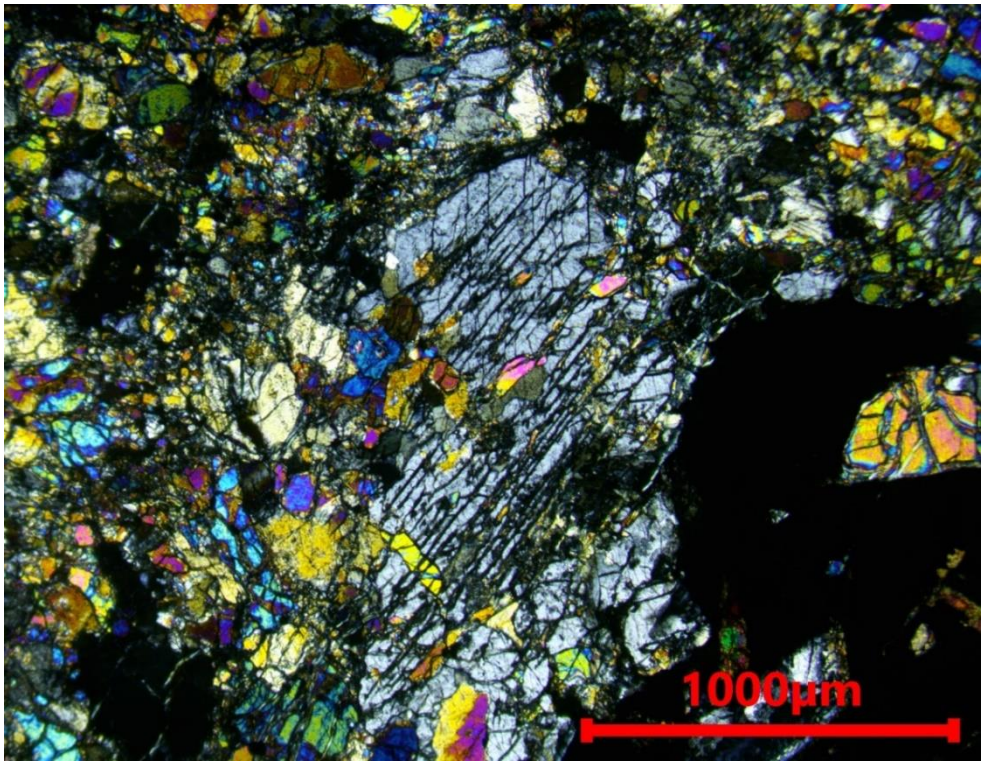
Strukture spinelskih lercolita J-pojasa raznolike su i teško ih se može svrstati pod jedan tip. U zapadnom dijelu južnog pojasa prevladavaju, prema klasifikaciji Merciera (1975), ekvigranularne mozaične do tabularne strukture s rekristaliziranim zrnima različitog mineralnog sastava prosječnih dimenzija do 0,25 mm (slika 5.58; 5.60). U većini uzoraka s ekvigranularnom strukturom prisutni su relikti ortopiroksena veličine 2-3 mm (slika 5.61) pa se može reći da dio uzoraka ima prijelazni tip između ekvigranularne i porfiroklastične strukture. U takvim porfiroklastima nalaze se inkluzije klinopiroksena i olivina (slike 5.61; 5.62). Jedan dio tih inkluzija vjerojatno je produkt rekristalizacije eksolucijskih lamela, a dio moguće produkt utiskivanja tijekom plastičnih deformacija međutim, ne treba isključiti ni mogućnost da je dio tih inkluzija uklopljen kao posljedica kasnije kristalizacije ortopiroksena.



Slika 5.60. Ekvigranularna tabularna struktura spinelskog lercolita Gv-4, (N+).



Slika 5.61. Porfiroklasti ortopiroksena s inkluzijama olivina i klinopiroksena u spinelskom lercolitu 18Gv-4, (N+).



Slika 5.62. Inkluzije olivina i klinopiroksena u ortopiroksenu spinelskog lercolita 18Gv-4, (N+).

U navedenim uzorcima olivin se često javlja duž zasebnih, u pravilu izduženih zona, što se u makroskopskom uzorku manifestira kao trakasta tekstura. Detaljnim mikroskopskim pregledom vidljivo je da se olivin, iako je deformiran i serpentiniziran, u procesima deformacija nije ponašao kao i pirokseni. Dojam je da tijekom deformacija nije došlo do ravnomjernog usitnjavanja i miješanja mineralnih faza, već da su one ostale separirane te da su veći klasti piroksena zaostajali u dominantnom olivinu koji ga je omatao (Slika 5.55). Ovakva struktura većinom je posljedica različitih mehaničkih svojstava koje su mineralne faze pokazale tijekom deformacije stijene, ali ne treba isključiti ni mogućnost naknadnog metasomatskog formiranja nekih minerala. Slične se pojave mogu primijetiti i u istočnom djelu južnog pojasa međutim, ovdje prevladavaju granularne, protogranularne te porfiroklastične strukture s krupnijim zrnima.

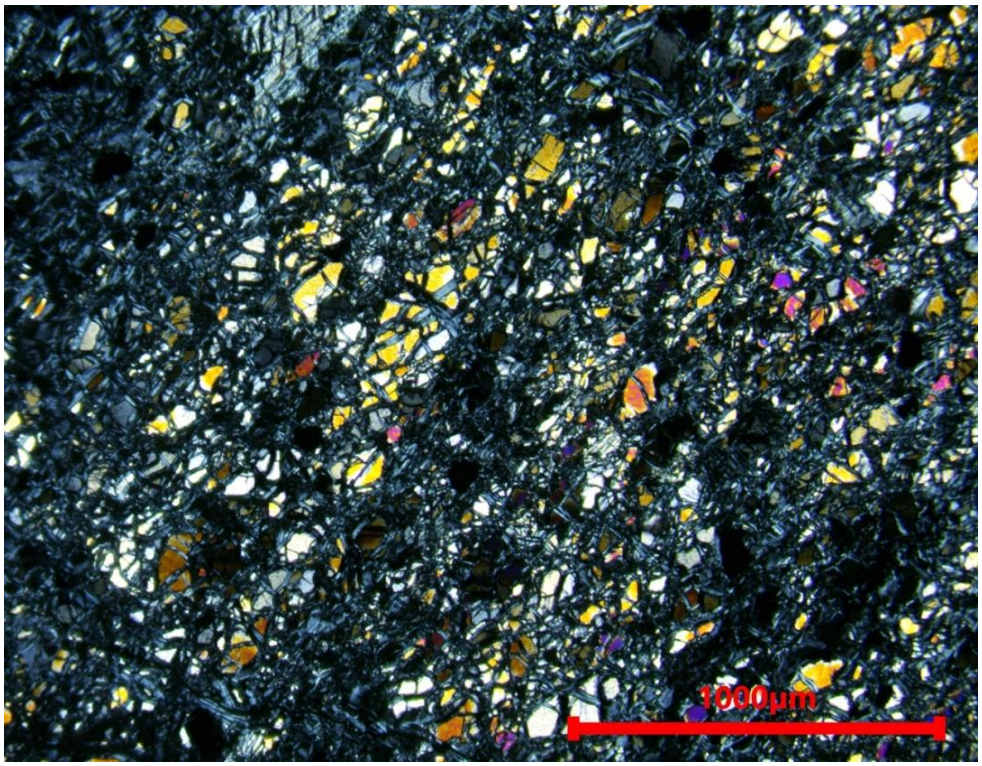
Opisi strukturnog sklopa, modalnog sastava, formi minerala, njihovog međusobnog odnosa, oblika i veličina mineralnih faza u velikoj mjeri odgovaraju opisu peridotita s ovih prostora iz ranijih radova Majera (1975, 1993). Majer navodi da su strukture takve da se rijetko mogu nazivati zrnatim ili granoblastičnim, odnosno da su najvećim dijelom uzrokovane različitim mehaničikim deformacijama te zaključuje da se mogu naći svi prijelazni varijeteti od granoblastične i porfiroblastične preko kataklastične i porfiroklastične do, u ekstremnim slučajevima, milonitne.

5.2.3 Dunit

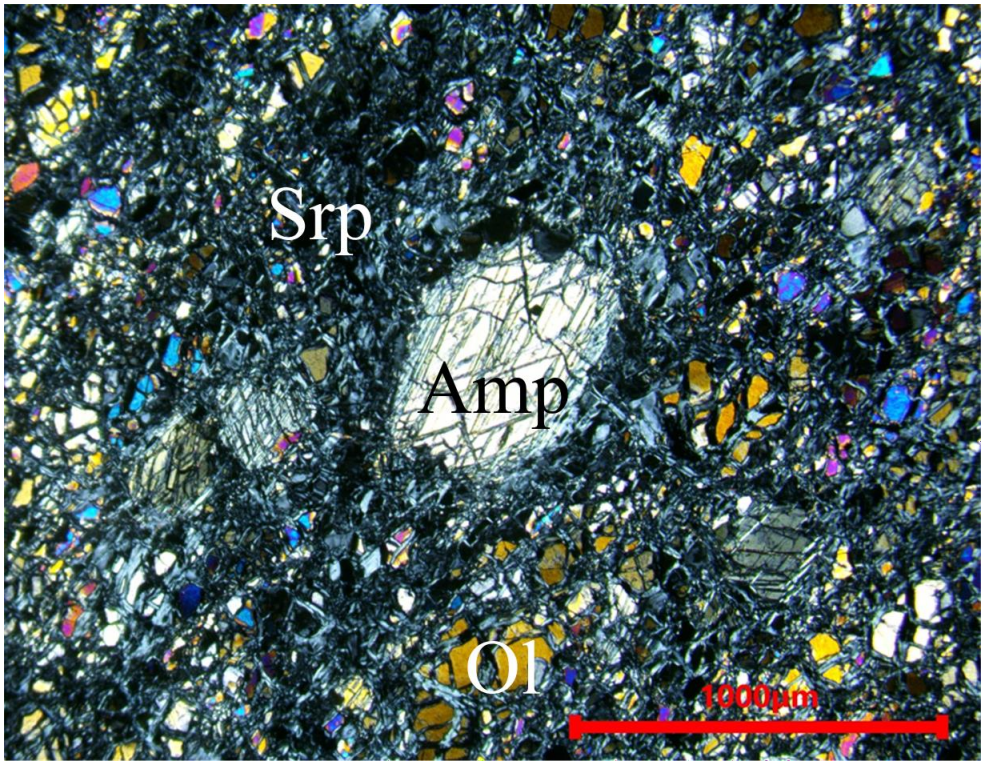
U dunit se mogu svrstati 2 uzorka J-pojasa (16Gv-5 i 16Gv-7). Pronađeni su na krajnjem zapadnom dijelu J-pojasa. Ove su stijene prošle visoki stupanj serpentinizacije, i većinom na površini se pojavljuju kao potpuno serpentinizirana tijela koja se truse i prelaze u neku vrstu tla. Svježije stijene su crne boje, u prijelomu pokazuju homogenu teksturu unutar koje su vidljiva sitna zrna amfibola zelenkaste boje, staklastog sjaja. (slika 5.63). **Olivin** predstavlja više od 90 vol. % prisutnih minerala, malih je dimenzija, najviše do 0,65 mm, izdužen u smjeru smicanja te pokazuje undulozno potamnjenje (slika 5.64). **Amfibol** u uzorku 16Gv-7 čini oko 2 vol. % stijene, pojavljuje se u dimenzijama do 1 mm, vidljiva je tipična dvostruka kalavost, ali pleokroizam nije izražen (slika 5.65). Smećkasto crvenkasti spinel se nalazi u malim alotriomorfnim, ali izometričnim formama, također dimenzijama ne prelazi 1 mm (slika 5.66). Unutar sitnozrnatog matriksa **orto- i klinopirokseni** nisu uočeni optičkim mikroskopom, a što je velikim djelom i posljedica njihove male zastupljenosti. Analizom uzorka elektronskom mikrosondom ustanovljeno je da piroksenska zrna nisu veća od 0,1 mm

(slika 5.67), a njihova ukupna zastupljenost nije veća od 5 %. Duniti se odlikuju tipičnom ekvigranularnom tabularnom do mozaičnom strukturom s blago izduženim zrnima ujednačene veličine te manjim zrnima spinela koja su jednoliko rasprostranjeni po cijelom uzorku.

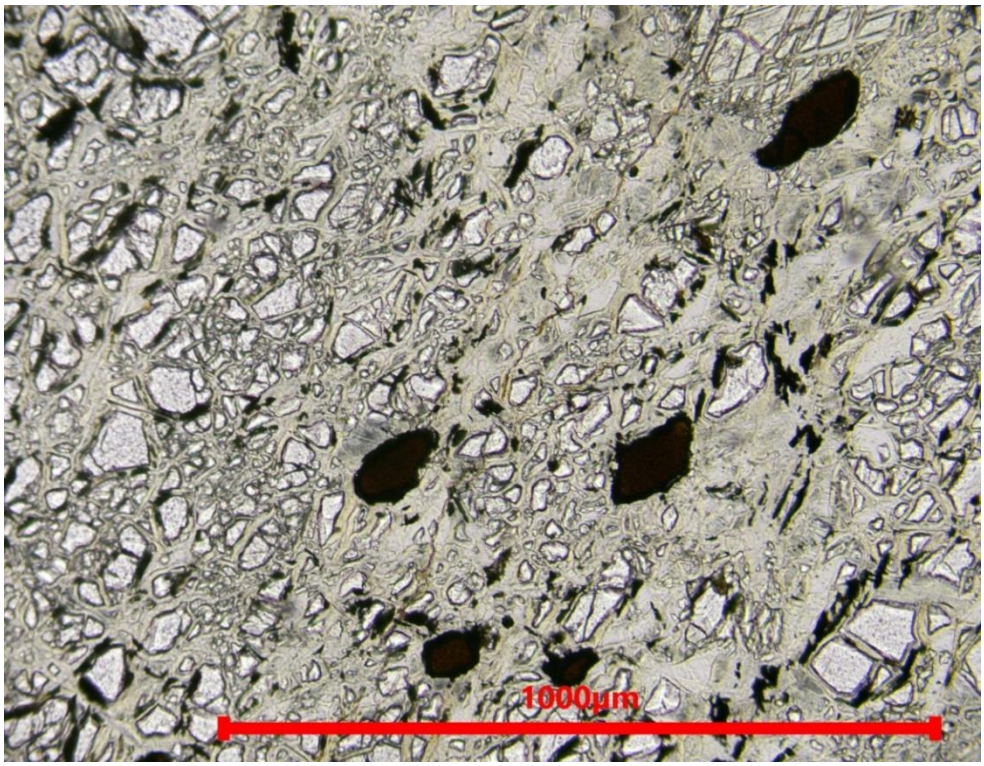
Slika 5.63. Dunit Gv-7. Homogena tekstura s vrlo sitnim zrnima amfibola.



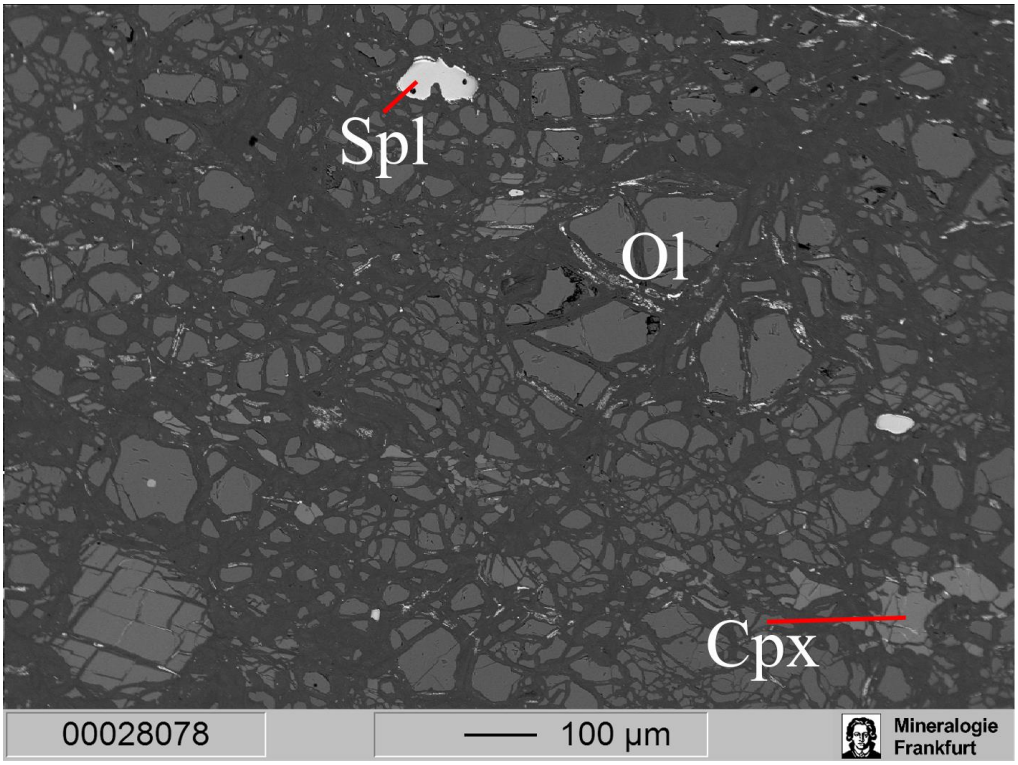
Slika 5.64. Izdužena zrna olivina ukazuju na smjer deformacije. Uzorak dunita Gv-7, (N+).



Slika 5.65. Dvostruka kalavost u zrnima amfibola. Uzorak dunita Gv-7. Ol – olivin, Amp – amfibol, Srp – serpentin, (N+).



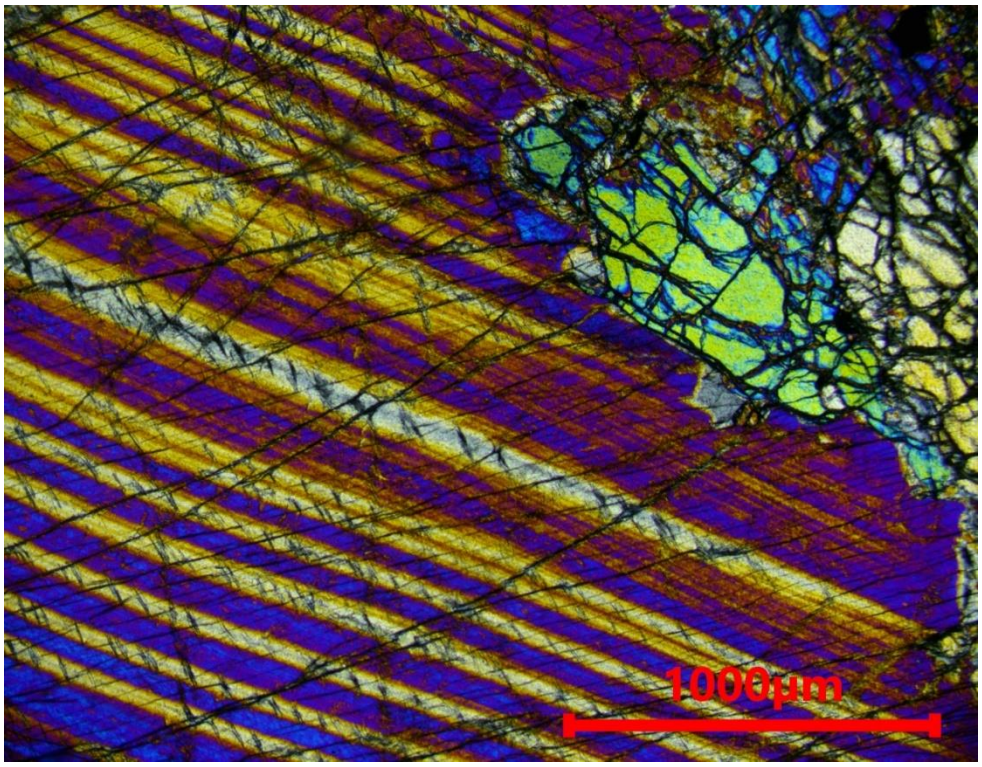
Slika 5.66. Izometrična zrna spinela. Uzorak dunita Gv-7, (N-).



Slika 5.67. BSE snimka klinopiroksena u dunitu Gv-7. Ol – olivin, Cpx – klinopiroksen, Spl - spinel.

5.2.3.1 Piroksenima bogati dunit

Dio peridotita J-pojasa s relativno visokim sadržajem olivina, unutar peridotitsko-piroksenitske mase na lokalitetu kod Gvozdanskog izdvaja se po svojim, pojavnim, strukturnim i modalnim karakteristikama. Na terenskom izdanku ove se stijene javljaju kao crvenkasto smećkaste nepravilne do kuglaste forme (slika 5.25.) unutar velike mase peridotita. Karakterizirane su po krupnim kristalima svih mineralnih faza osim spinela. Krupnozrnata granoblastična struktura potpuna je suprotnost od ostalih dunita te otežava odredbu stijene, jer je mikroskopski izbrusak relativno malih dimenzija i ne može pokriti reprezentativnu površinu stijene. U nekim izbruscima klinopiroksen gotovo u potpunosti izostaje što klasifikaciju pomiče u područje harcburgita, dok u drugim sa svojim velikim dimenzijama (do 4,6 mm) zauzima više od 5 vol. % izbruska što odgovara lercolitu (slika 5.68). Zbog visokog sadržaja olivina (~90 %), što je potvrđeno i analizom pomoću „*point counting*“ metode, ove stijene je opravdano smatrati dunitima, odnosno još preciznije klasificirati kao piroksenima bogati dunit.

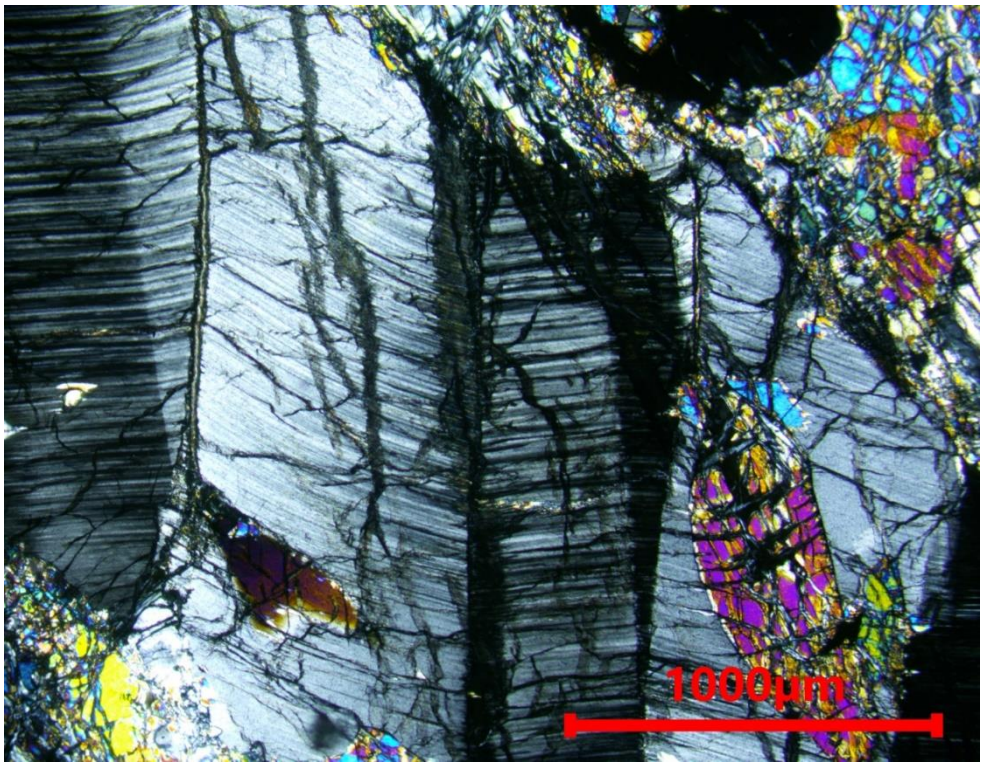


Slika 5.68. Velika zrna klinopiroksena sa eksolucijama ortopiroksenskih lamela i konkavna granica prema olivinu. Uzorak dunita Gv-23, (N+).

Relativno velika zrna **olivina** dimenzija i do 7,7 mm cjelovita su te izrazito zaobljenih rubova, a prema piroksenu konveksno zakrivljena. Izraženo je undulozno potamnjenje, a serpentinizacija nije u većoj mjeri narušila cjelovitost zrna (slika 5.69).

Slika 5.69. Undulozno potamnjenje velikih zrna olivina u dunitu Gv-23, (N+).

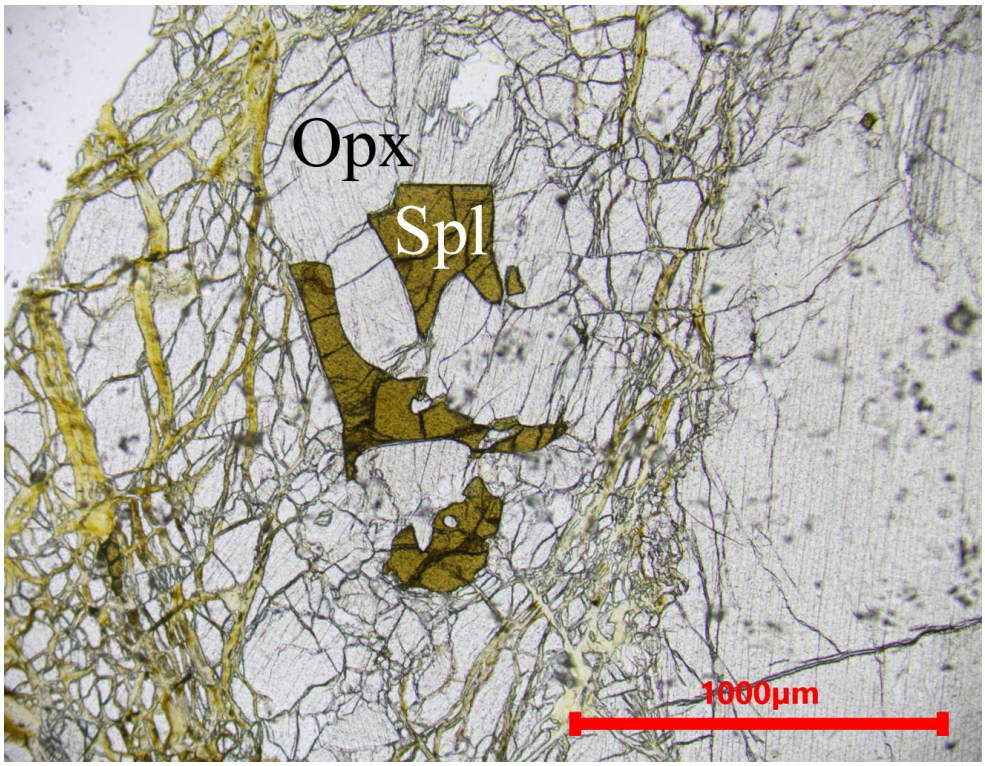
Krupni **ortopiroksen** dimenzija i do 1 cm, ne razlikuje se od onih u ostalim peridotitima s protogranulanom strukturom. Karakteristične su deformacijske i „kink-band“ lamele te undulozno potamnjenje. Eksolucijske lamele klinopiroksena u ortopiroksenu nisu u svim zrnima vidljive, a generalno su slabije izražene od eksolucijskih lamela ortopiroksena u klinopiroksenu (slika 5.70).



Slika 5.70. „Kink-band“ lamele i eksolucije klinopiroksena u zrnu ortopiroksena iz dunita Gv-23, (N+).

Klinopiroksen je također vrlo sličan onima u peridotitima s protogranularnom strukturom, s krupnim zrnima nepravilnih formi i izraženim eksolucijskim lamelama ortopiroksena. Zrna su vrlo velika (do 6,9 mm) što je znatno više od klinopiroksena u spinelskim lercolitima (~ 3 – 4 mm). Osim navedene dimenzije zrna, značajno je manji i ukupni volumni udio klinopiroksena (< 5 vol. %) od onih u spinelskom lercolitu.

Spinel je vrlo malih dimenzija, najviše do 1,5 mm, nepravilnog je oblika i uvijek se nalazi uz ortopiroksen. Na nekim se mjestima javlja u obliku crvolikih formi (slika 5.71).



Slika 5.71. Spinel u asocijaciji s ortopiroksenom. Uzorak dunita Gv-23. Opx – ortopiroksen, Spl – spinel, (N-).

5.2.4 Pirokseniti

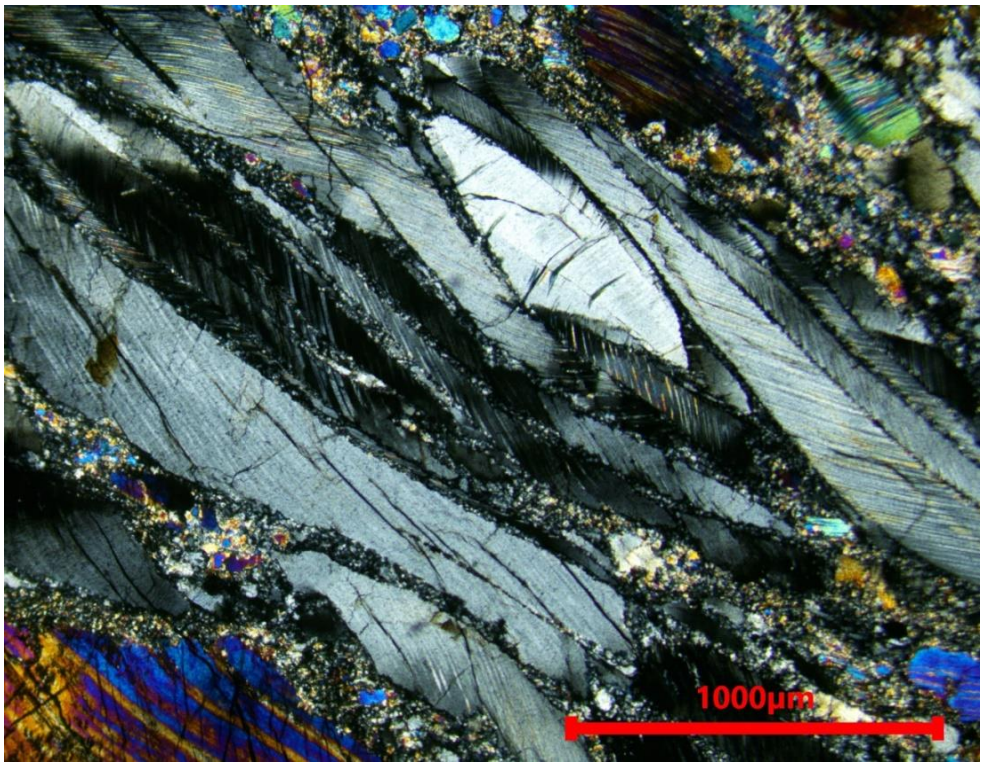
Pirokseniti su prostorno vezani isključivo za južni pojas, a najveće pojave su nađene uz peridotitsku masu u centralnom dijelu, kod naselja Gvozdansko. Na primarnim izdancima gdje su udruženi s peridotitima lako se prepoznaju po njihovoj svjetlijoj boji koja je posljedica izostanka odnosno vrlo malog udjela olivina. Većina analiziranih uzoraka odgovara sastavu vebsterita, a uzorci 17Gw-3 i 18Gv-14 s nešto većom količinom olivina klasificirani su kao olivinski vebsterit. Uzorak Gv-21 odgovara olivinskom vebsteritu, međutim s jako puno olivina (oko 40 vol. %) predstavlja granični slučaj između olivinskog vebsterita i lercolita.

Osim u uzorku Gv-21, **olivin** se u svim uzorcima piroksenita javlja u količinama ne većim od 10 vol. % s maksimalnom veličinom zrna do 2 mm. Izostaju zakrivljene granice olivina u kontaktu s piroksenima, a koje su vidljive u spinelskim lercolitima, osim na nekim mjestima gdje olivin ostavlja dojam kao da je intersticijskog karaktera.

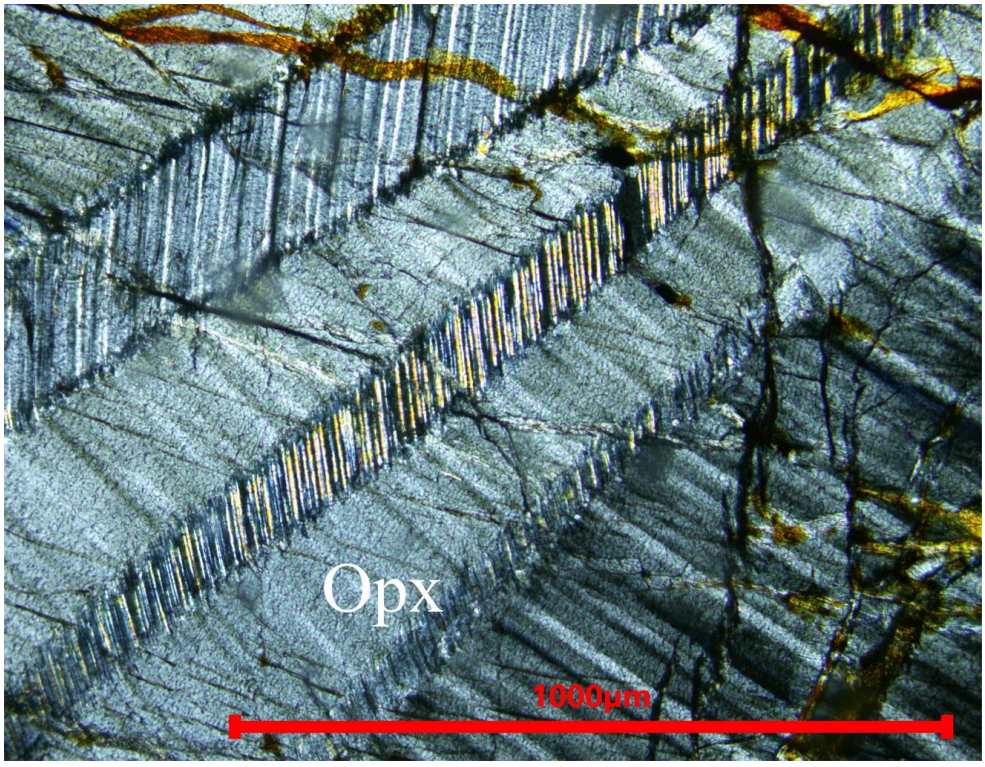
U svim piroksenitima **ortopirokseni** uglavnom imaju veću zastupljenost od klinopiroksena. Ortopiroksen se nalazi u obliku porfiroklasta dimenzija do 7,7 mm, ali i u sitnozrnatom matriksu u obliku manjih klasta i neoblasta koji su vrlo često potpuno milonitizirani (slika

5.72). Vidljive su deformacije, pogotovo na porfiroklastima koji su često savijeni te karakterizirani s „kink-band“ lamelama. Undulozno potamnjenje vidi se i u neoblastima, a kod većih klasta mogu se uočiti subdomene u početnom stadiju rekristalizacije. Veliki dio klasta posjeduje izdužene forme koje ukazuju na smjer naprezanja ili smicanja (slika 5.73). Dobar dio ortopiroksena ne pokazuje eksolucijske lamele, što nije nužno uvjetovano kemizmom već je dijelom i odraz drugačije orijentacije kristalne rešetke u izbrusku pri kojoj su eksolucije prividno nevidljive. Ovo se može potvrditi primjerom iz uzorka vebsterita 18Gv-14, u kojem je zrno ortopiroksena deformirano te pokazuje „kink-band“ lamele. Iako se radi o istom zrnu ortopiroksena, eksolucijske lamele vidljive su samo u „kink-band“ lamelama određenog usmjerenja, dok se u „kink-band“ lamelama suprotne orijentacije ne vide (slika 5.74). Analiza uzoraka s elektronskom mikrosondom, pokazala je da se eksolucijske lamele klinopiroksena u ortopiroksenu ipak jasnije vide u svim porfiroklastima ortopiroksena.

Slika 5.72. Porfiroklast ortopiroksena s izraženim unuduloznim potmnjenjem te deformacijskim i „kink-band“ lamelama u sitnozrnatom do milonitnom piroksenskom matriksu. Uzorak vebsterita Gv-22, (N+).

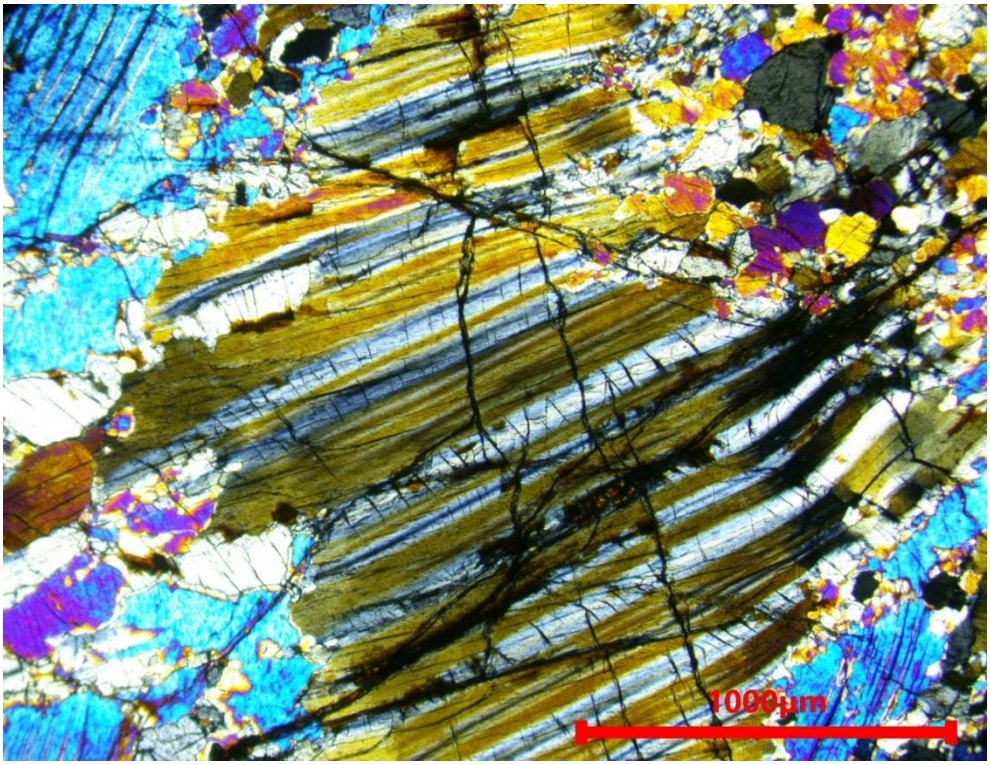


Slika 5.73. Izdužene forme porfiroklasta ortopiroksena ukazuju na smjer deformacije. Uzorak vebsterita Gw-2, (N+).

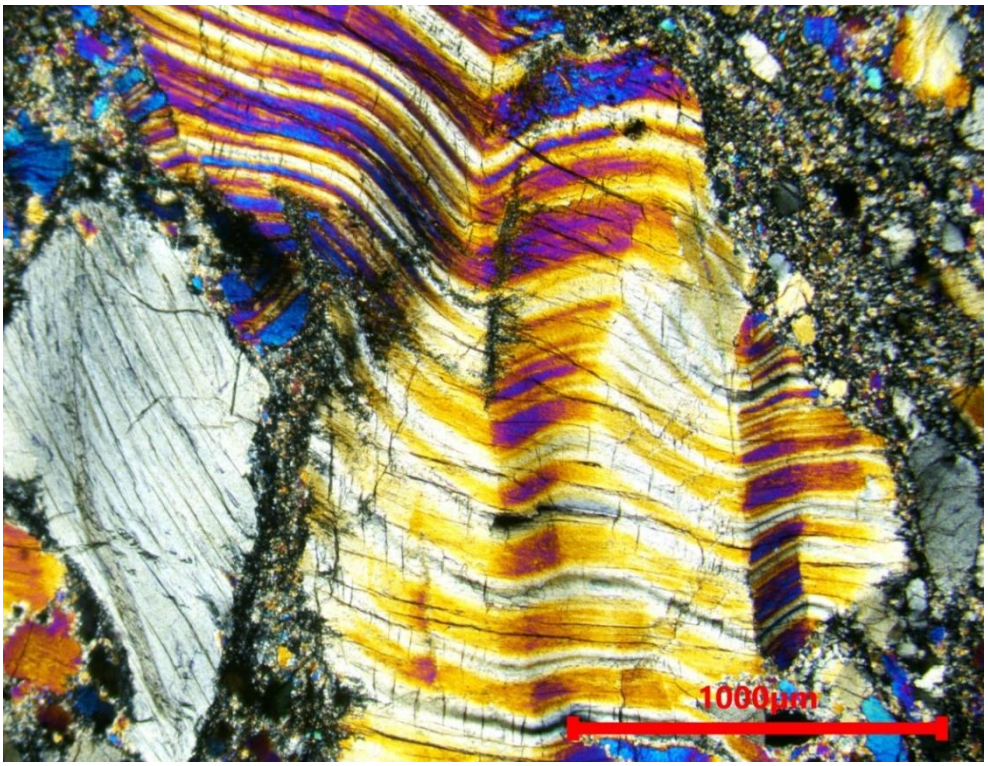


Slika 5.74. Eksolucije klinopiroksena u ortopiroksenu jasno vidljive samo u presjeku kristalne rešetke određenog usmjerenja. Uzorak vebsterita 18Gv-14. Opx – ortopiroksen, (N+).

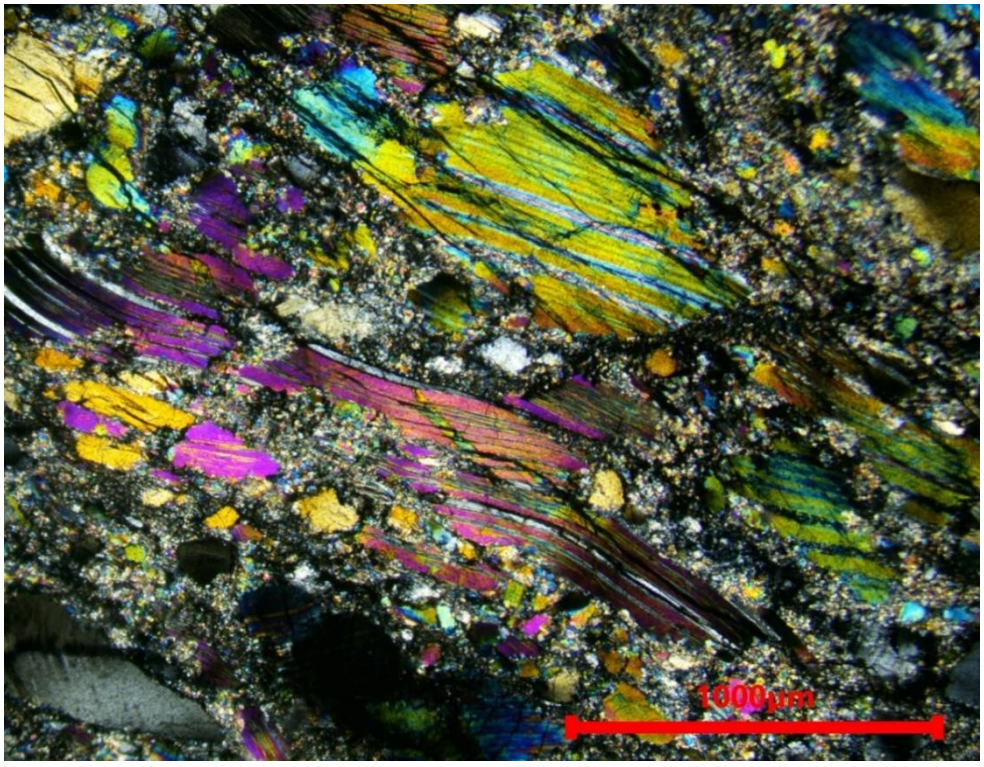
Klinopiroksen se također pojavljuje u obliku većih porfiroklasta te u sitozrnatom matriksu kao relikt ili kao neoblast. Osim količine klinopiroksena koja je značajno veća od prosjeka ispitivanih peridotita, porfiroklasti u piroksenitima su relativno većih dimenzija (do 5 mm). Klinopirokseni piroksenita imaju iznimno naglašene široke eksolucijske lamele ortopiroksena. U nekim primjerima vrlo teško je razlučiti radi li se o klinopiroksenu koji luči ortopiroksen ili je slučaj obrnut (slika 5.75). Klinopirokseni piroksenita pokazuju izrazito naglašene deformacije koji se očituju u pojavi savijenih ili boranih klinopiroksena te izraženim „kink-band“ lamelama (slika 5.76). Zbog intenzivnih deformacija neka su zrna vrlo izdužena te odražavaju smjer smicanja, a ponegdje potpuno prelaze u rekristalizirani i milonitizirani materijal (slika 5.77).



Slika 5.75. Vrlo široke eksolucijske lamele ortopiroksena u klinopiroksenu vebsterita 18Gv-14, (N+).

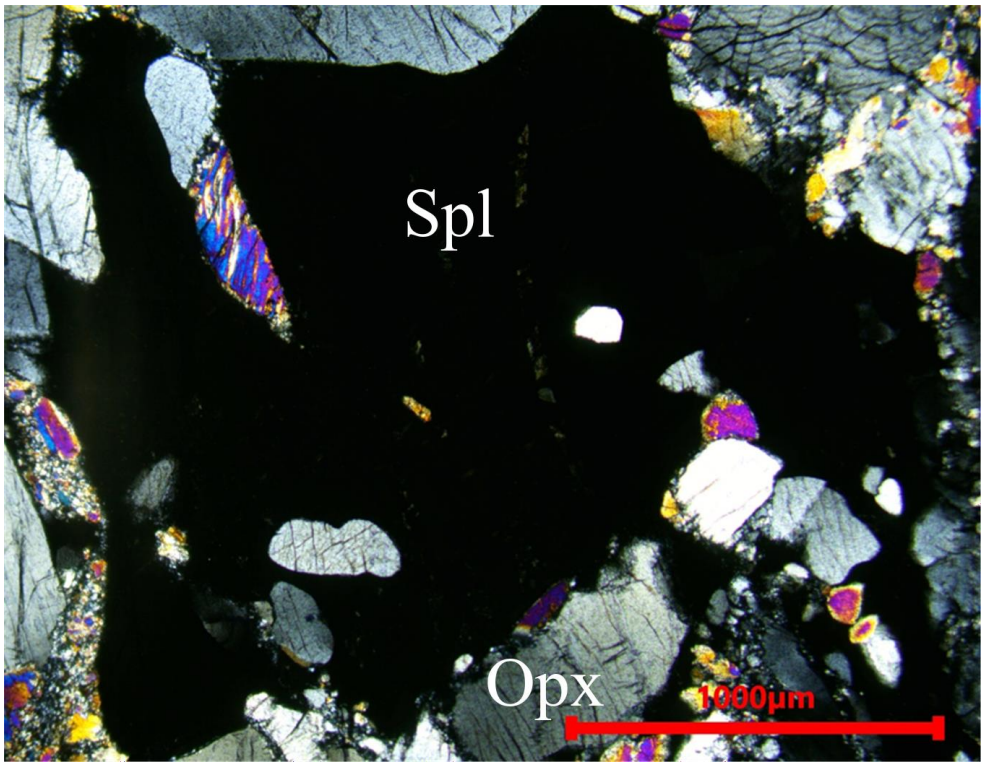


Slika 5.76. Borani porfiroklasti klinopiroksena sa eksolucijskom lamelama ortopiroksena u vebsteritu Gw-2, (N+).

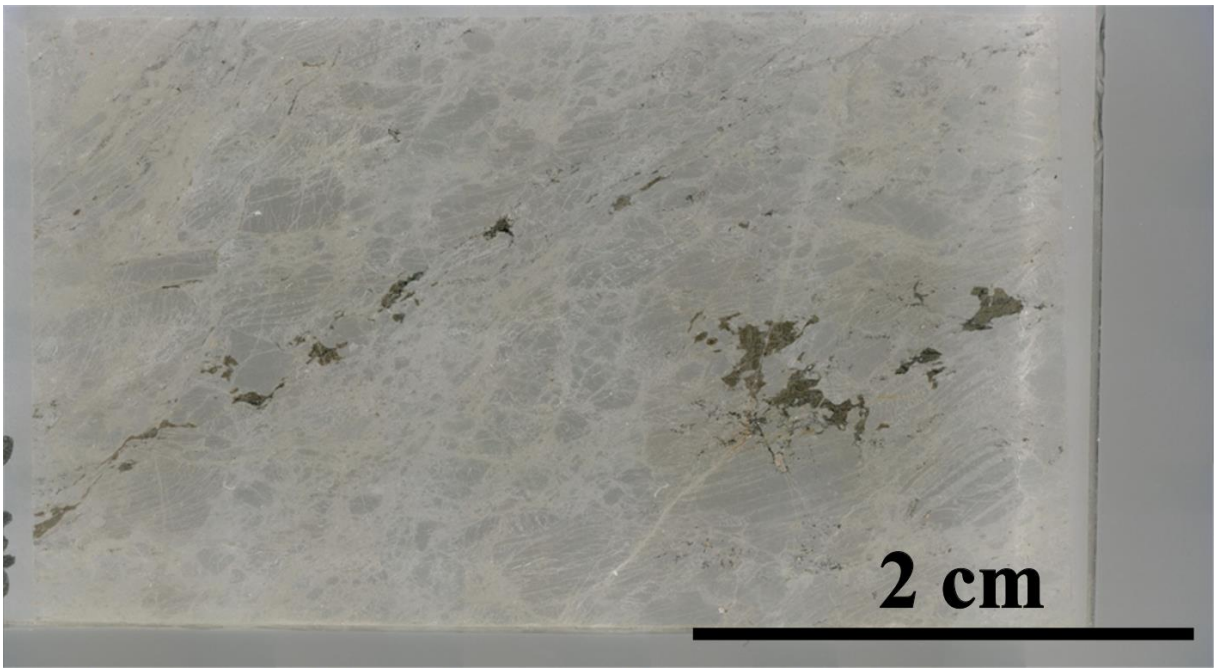


Slika 5.77. Izduženi relikti porfiroklasta klinopiroksena sa eksolucijskim lamelama ortopiroksena ukazuju na smjer deformacija i postepeno prelaze u milonitni matriks. Uzorak vebsterita Gw-2, (N+).

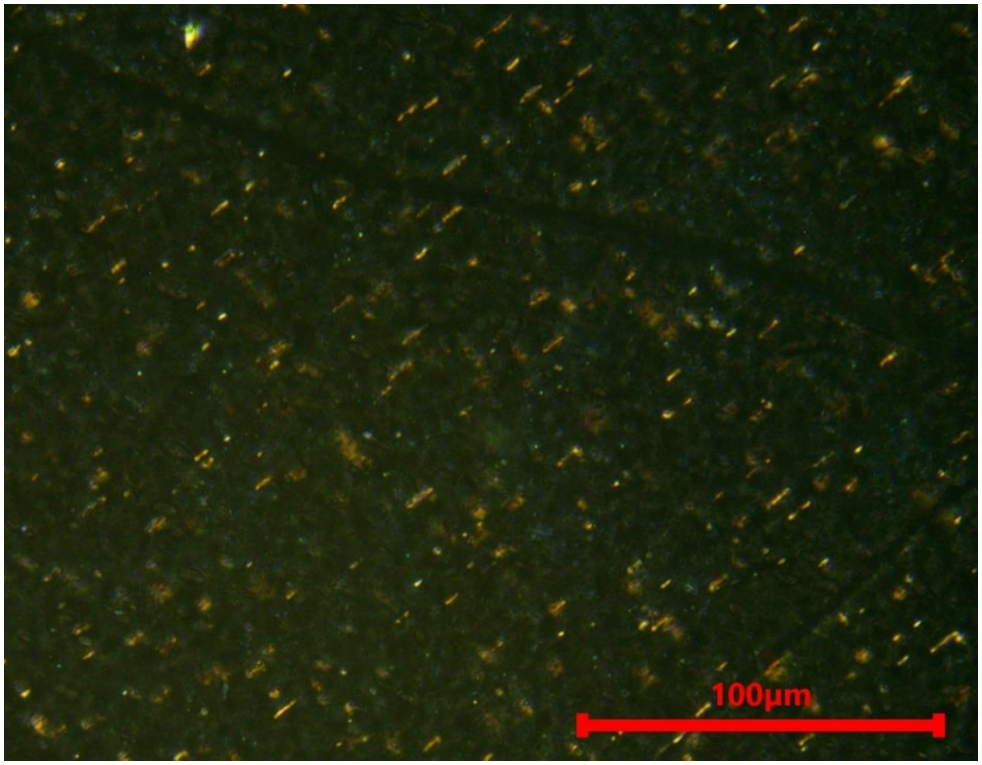
Spinel je u piroksenitu iznimno velikih dimenzija, doseže i do 8,5 mm i gotovo uvijek se nalazi u intersticijskom prostoru te zahvaća okolne klaste koji predstavljaju uklopke (slika 5.78). Ovakve forme spinela najbolje odgovaraju opisima poput „lista božikovine“ (Mercier i Nicolas, 1975) koje se vežu uz porfiroklastične strukture peridotita. Slične pojave javljaju se u pojedinim spinelskim lercolitima, a asociraju na sekundarno obogaćenje ili kristalizaciju spinela kao posljednje mineralne faze, i to nakon usitnjavanja ostalih minerala i formiranja porfiroklastične strukture. Slične se strukture i forme najčešće objašnjavaju kao rekristalizacijski produkt prethodnog crvolikog spinela (Mercier i Nicolas, 1975). Često je u piroksenitima spinel izduženih formi, odnosno ispunjava izdužene međuzrnske prostore, što ukazuje na smjer deformacije (slika 5.79). Iako obuhvaća fragmente svih minerala, može se primijetiti da je spinel većinom vezan za ortopiroksen. Relikti spinela nisu primijećeni u sitnozrnatom matriksu što ukazuje na njegovu kasniju kristalizaciju, nakon što su deformacijski procesi bili gotovi. Kod većine spinela piroksenita mogu se uočiti sitne igličaste inkluzije visokih interferencijskih boja. S obzirom na njihov međusobno paralelni položaj, moguće je da se radi i o eksolucijama (slika 5.80). U uzorku vebsterita 18Gv-12, ponegdje se na kontaktima između spinela i ortopiroksena javlja nepoznata faza, koja je izotropna ili pokazuje anomalne boje te sliči *kelifitu* (slika 5.81).



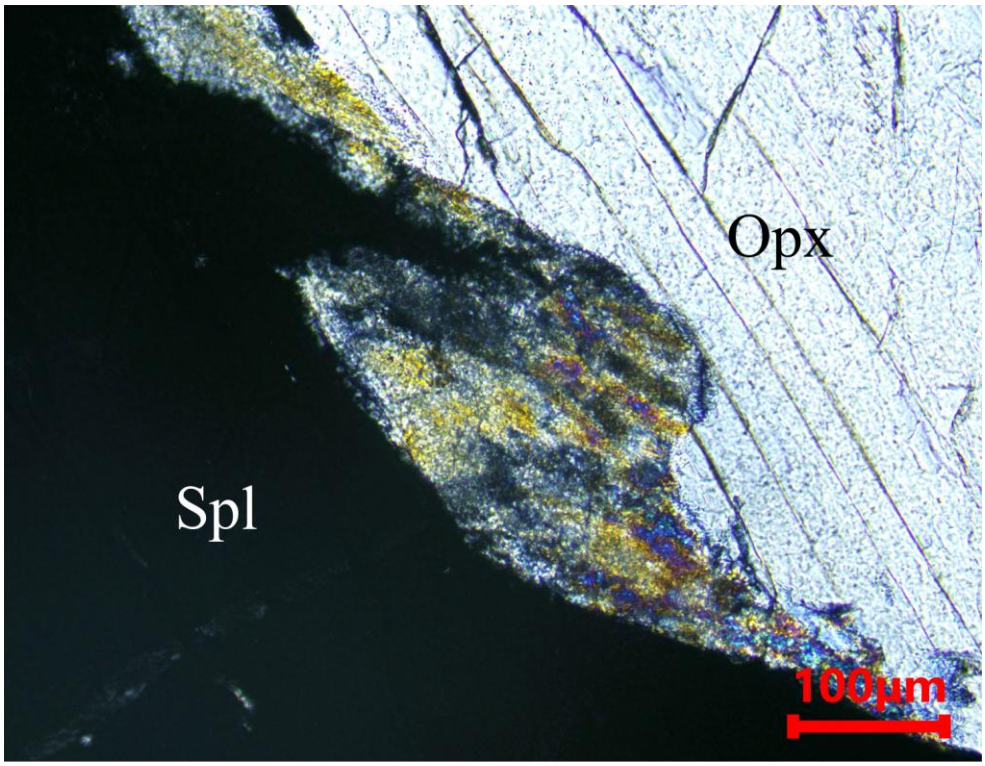
Slika 5.78. Intergranularni spinel uklapa fragmente piroksena. Uzorak vebsterita Gw-2, (N+).



Slika 5.79. Mikroskopski preparat uzorka vebsterita Gw-2. Vidljive izdužene forme spinela u ukazuju na smjer deformacije.

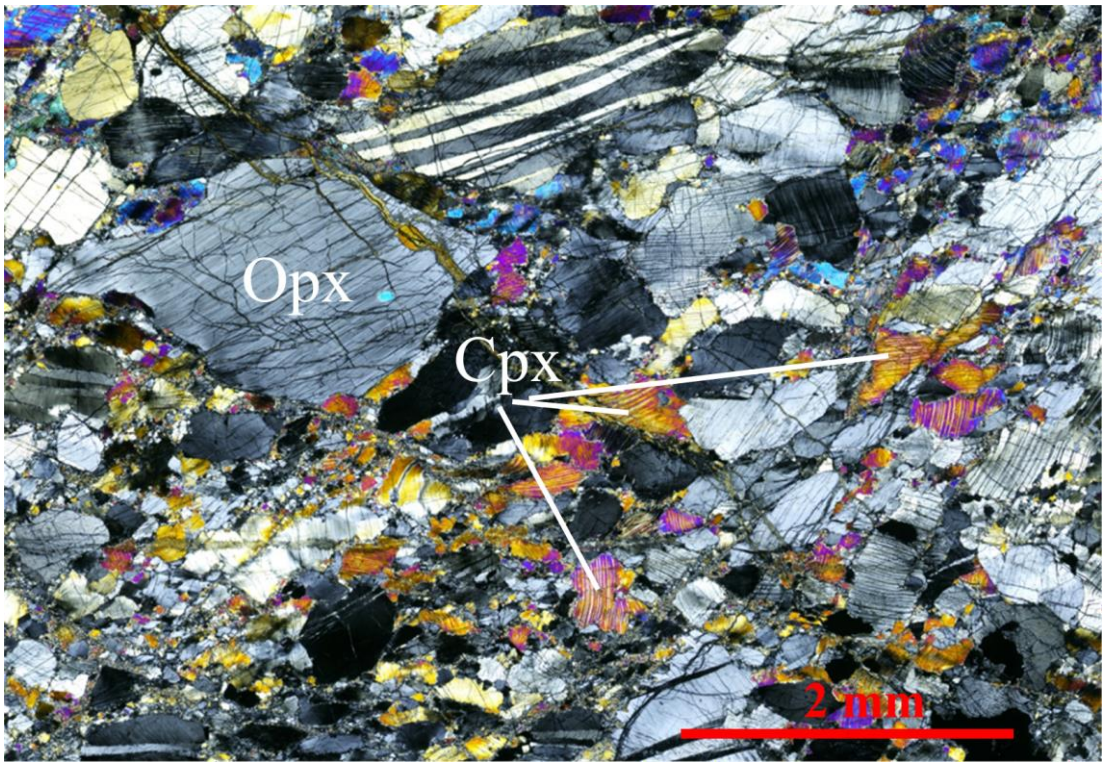


Slika 5.80. Igličaste inkluzije ili eksolucije u spinelu olivinskog vebsterita Gv-21, (N+).



Slika 5.81. Reakcijski rub između spinela i ortopiroksena nalik kelifitu. Uzorak vebsterita Gv-12. Opx – ortopiroksen, Spl - spinel, (N+).

Strukture piroksenita izrazito su porfiroklastične (slika 5.82.) što ih bitno razlikuje od spinelskih lercolita. Porfiroklasti piroksena vrlo su deformirani i izduženi te često međusobno paralelni, a kod nekih su vidljivi i rekristalizirani rubovi, ponekad potpuno milonitizirani. U osnovi se nalazi sitnozrnati materijal najvećim dijelom izgrađen od piroksenskih relikata i neoblasta. U uzorcima s nešto više olivina stvaraju se trakaste teksture u kojima se olivin separira od piroksena i ponaša se više plastično bez nepravilnih, rekristaliziranih i milonitiziranih rubova.

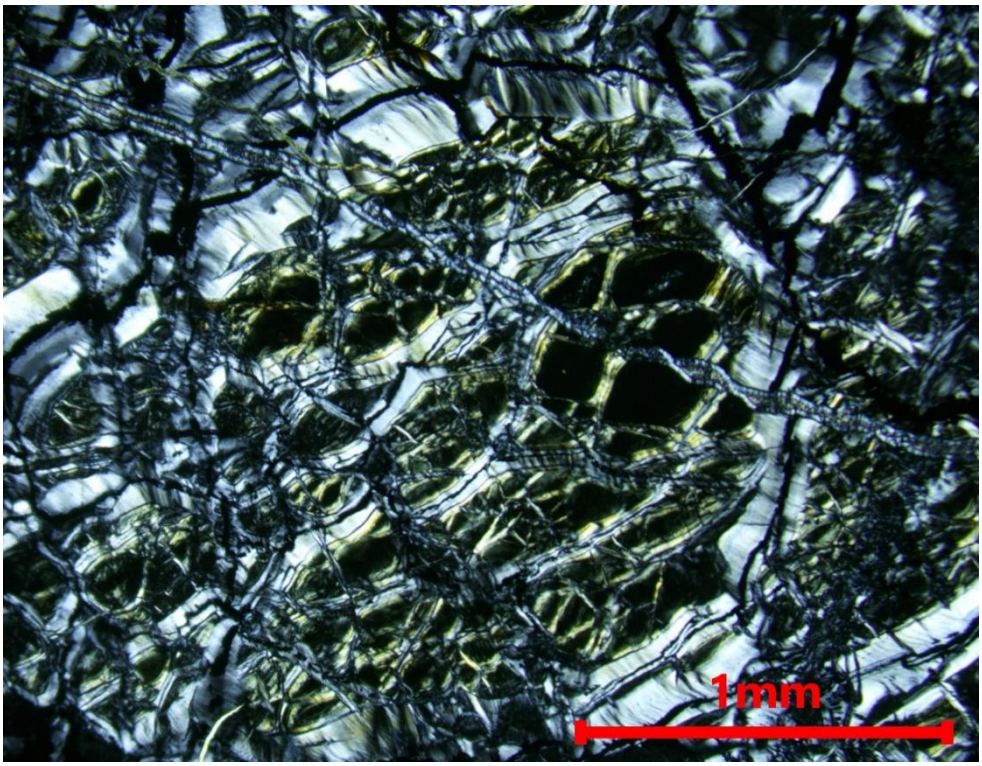


Slika 5.82. Porfiroklastična struktura vebsterita Gv-22. Ortopirokseni i klinopirokseni s eksolucijskim lamelama. Kink-band lamele u ortopiroksenu. Opx – ortopiroksen, Cpx – klinopiroksen, (N+).

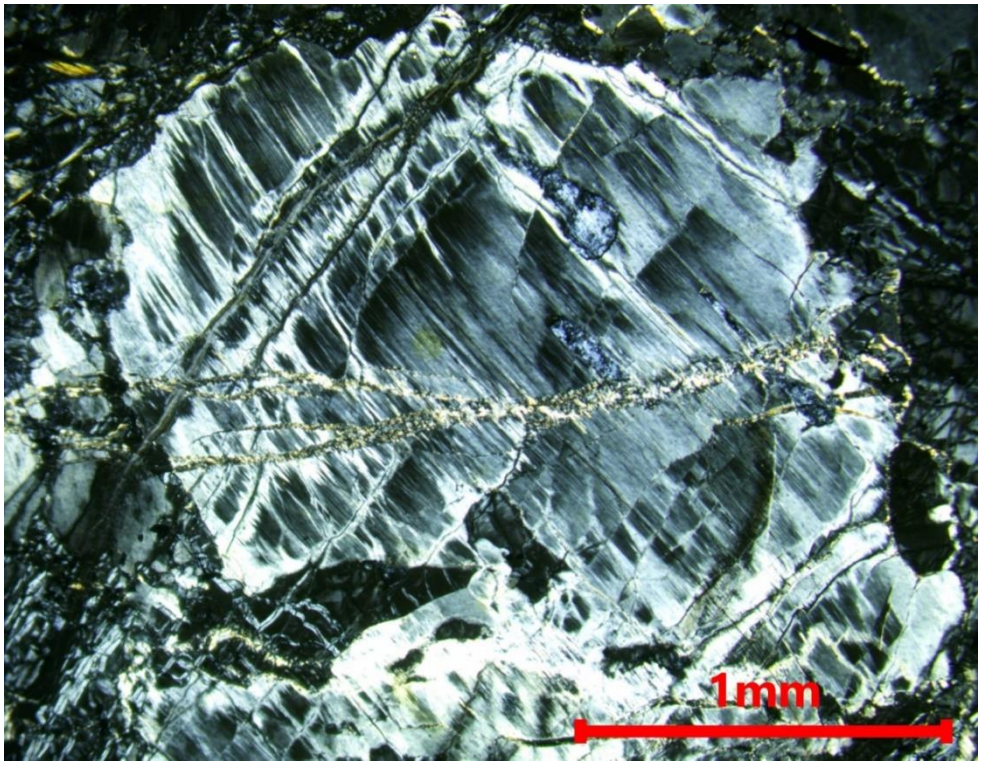
Opisi struktura i minerala piroksenita su vrlo slični opisima u ranijim radovima gdje su ortopirokseniti opisani granoblastičnim i mortar strukturama te kataklastičnim sklopom, a vebsterite granoblastičnim te porfirolastičnim do milonitnim strukturama (Majer, 1993). Izostanak granata, ali i plagioklasa koje je Majer pronašao u piroksenitima ipak predstavlja važnu razliku u odnosu na piroksenite opisane u ovom radu.

5.2.5 Serpentiniti i serpentinitne breče

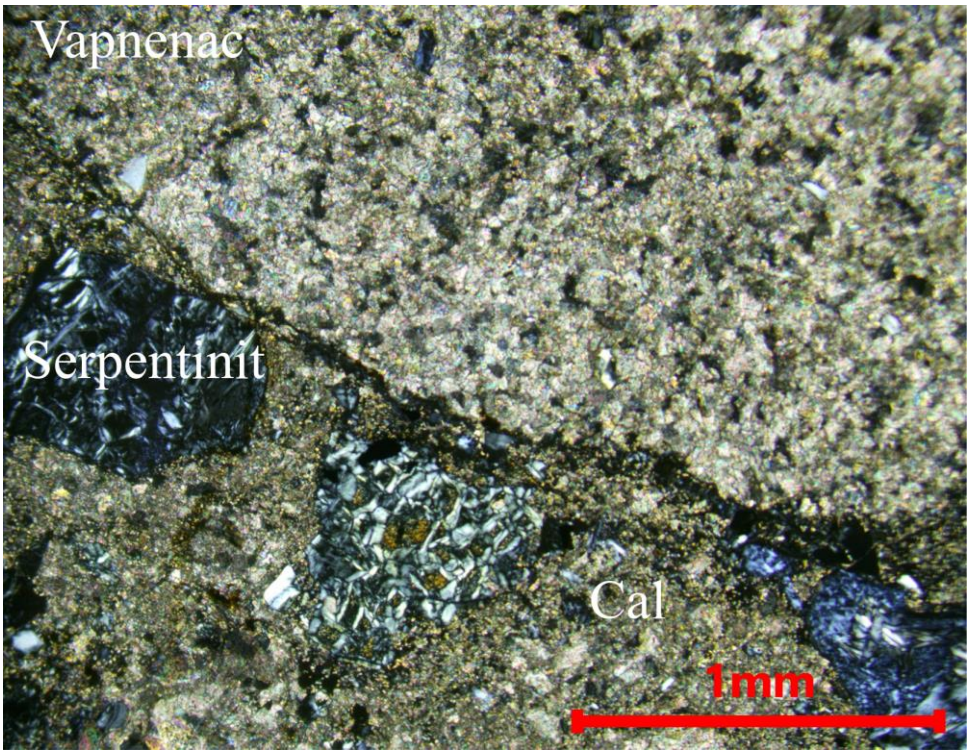
Veći dio ultramafita Banovine potpuno je serpentiniziran, što je naročito izraženo u sjevernom pojasu koji je dominantno izgrađen od serpentinita i serpentinitnih breča. U gotovo svim serpentinitima mogu se uočiti tipične mrežaste „*mesh*“ strukture lizardita (slika 5.83) te *bastita* koji se pojavljuje kao pseudomorfoza po ortopiroksenu (slike 5.84). Breče su vrlo loše sortirane, a sastoje se od loše do dobro zaobljenih klasta milimetarskih dimenzija do blokova metarskih dimenzija, a među njima se nalaze serpentinizirani lercoliti, serpentiniti i vapnenci koji su vezani kalcitnim matriksom (slike 5.85; 5.86).



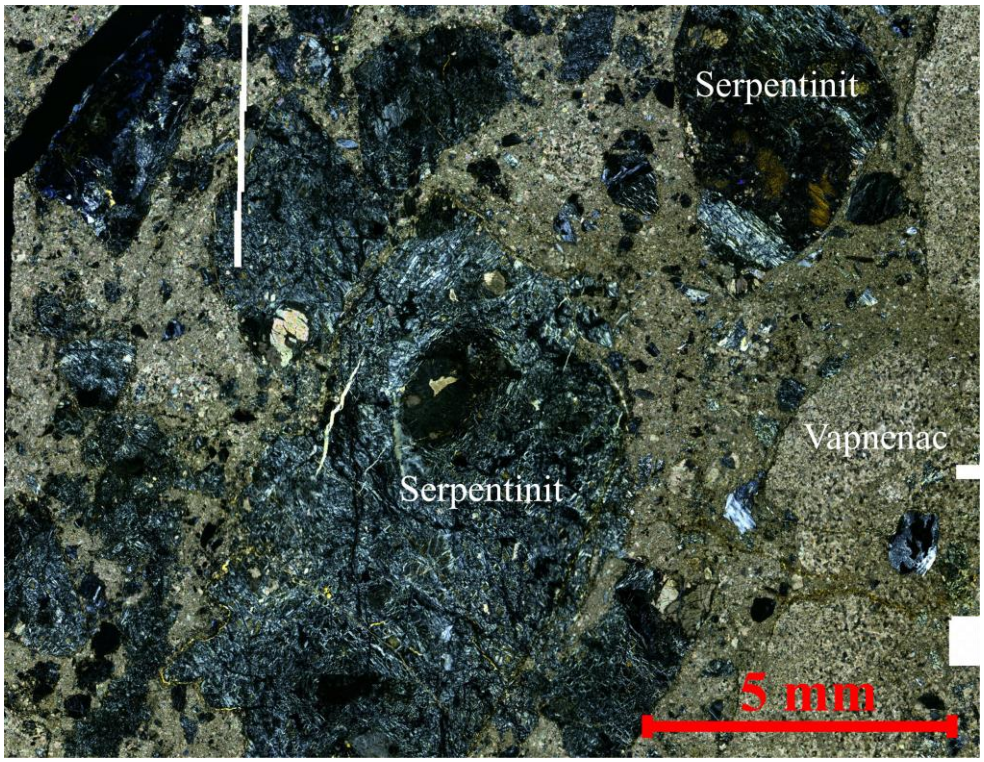
Slika 5.83. „*Mesh*“ struktura lizardita u serpentinitu Dan-41, (N+).



Slika 5.84. Pseudomorfoza serpentina po ortopiroksenu (bastit) u serpentinitu Dan-46, (N+).

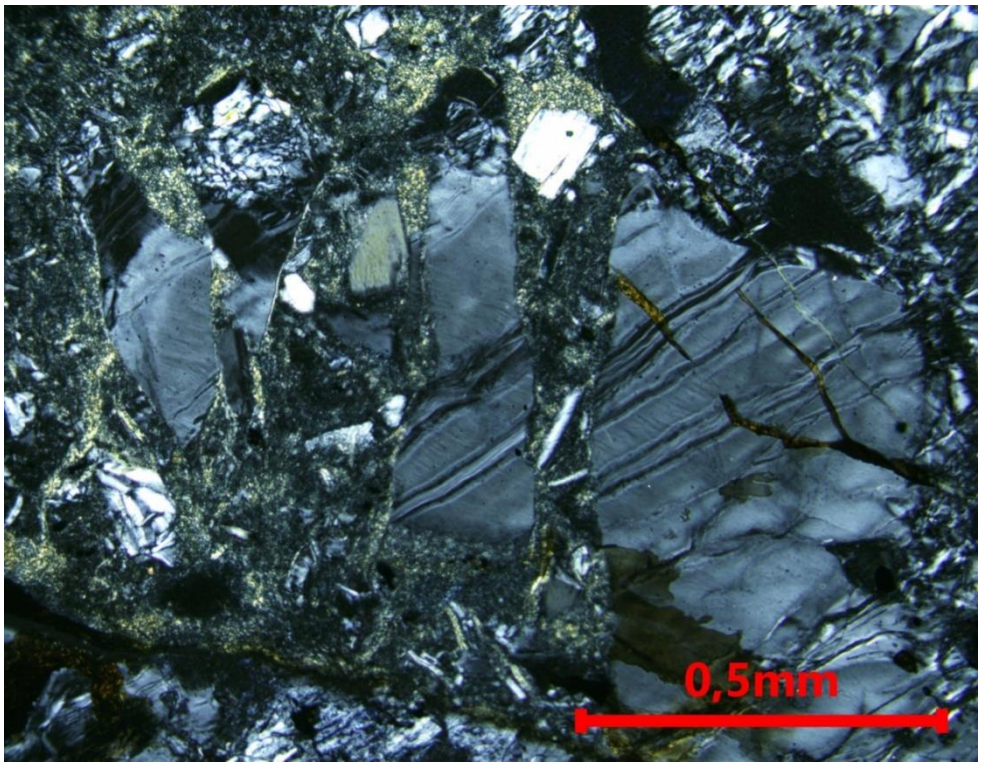


Slika 5.85. Serpentinitna breča Lj-4. Fragmenti serpentinita i vapnenca u kalcitnom cementu. Cal – kalcit, (N+).



Slika 5.86. Relativno dobro zaobljeni i loše sortirani klasti serpentinita i vapnenca u kalcitnom matriksu. Uzorak serpentinitne breče Lj-4, (N+).

Ove su breče vezane karbonatnim matriksom, i to kalcitnim pa je očito da su nastajale sedimentnim procesima. Sortiranost zrna varira od vrlo loše do dobre, a zrna su uglata do zaobljena. Moguće je da su neke od ovih breča nastajale i recentnim, post orogenetskim, procesima gdje su veće šupljine i pukotine u peridotitskoj masi popunjavane rastresitim materijalom. Takve se breče odlikuju uglatim i loše sortiranim klastima bez zrnske potpore. Dio breča ima relativno oble i donekle sortirane klaste pa se može pretpostaviti da su prošle kroz ipak nešto dulje transportne procese (slika 5.6). Breče koje su vezane serpentinom i kloritom u matriksu sastoje se uglavnom od fragmenata serpentinita i serpentinitnih pseudomorfoza s rijetkim reliktima klinopiroksena i spinela, a u blizini uglatih fragmenta često se mogu uočiti njihovi odgovarajući ostatci koji su bili otrgnuti (slika 5.87). Ovakve pojave upućuju na tektonske procese formiranja. Slično se može potvrditi i na terenskim izdancima gdje se mogu uočiti masivni blokovi serpentinitnih breča koji se odlikuju vrlo visokim „fittingom“. Osim serpentinitnih breča, na lokalitetu Ljeskovac nalaze se i dijabazne breče koje se pojavljuju u obliku lećastih tijela unutar serpentinitnog melanža. Međutim, kod ovih breča nema znakova sedimentnih procesa, odlikuju se visokim „fittingom“ i prehnitnim cementom i odgovaraju tektonskim brečama. Važno je naglasiti da nije pronađena breča koja sadrži fragmente i serpentinita i dijabaza.

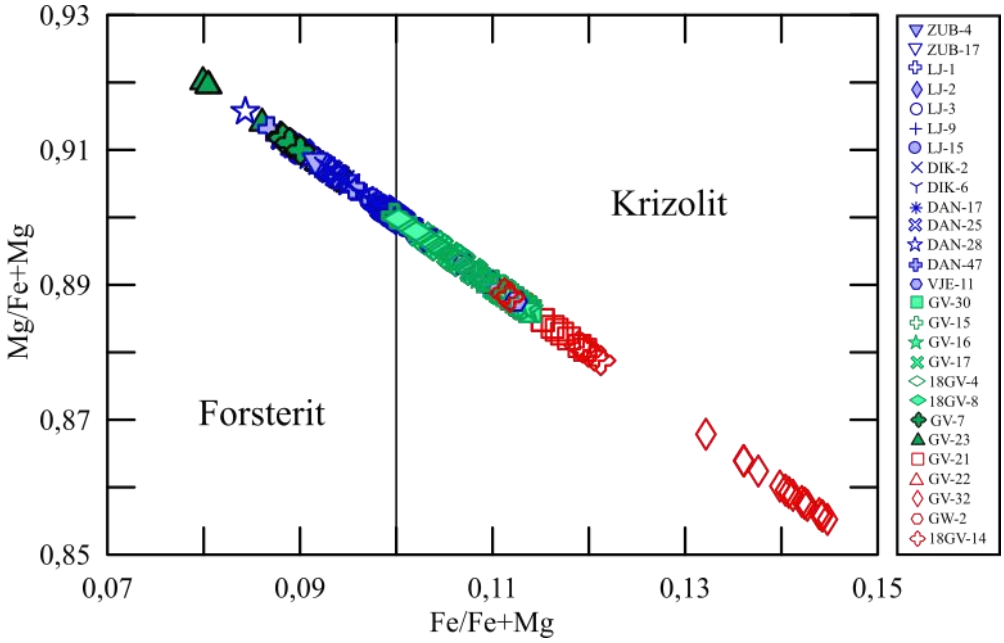


Slika 5.87. Razlomljeni fragmenti serpentinitnih pseudomorfoza u serpentinitno-kloritno glinovitom matriksu. Uzorak serpentinita St-1, (N+).

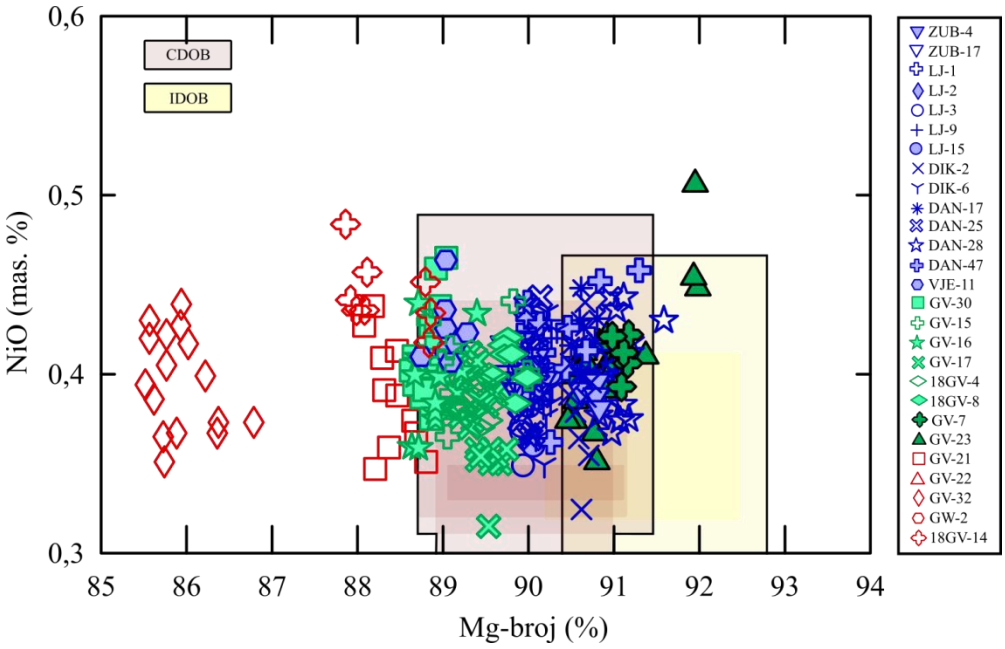
5.3 Kemijske analize minerala

5.3.1 Olivin

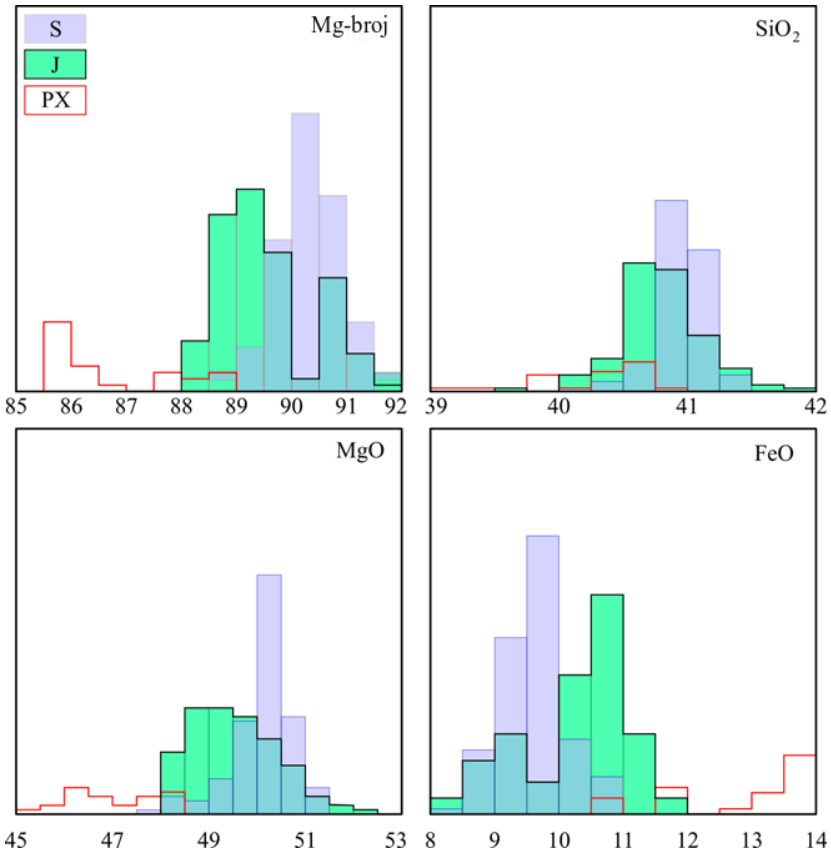
Reprezentativne kemijske analize olivina u **peridotitima**, prikazane su u Prilogu 1, Tablica 1. Kemijske formule izračunate su na bazi 4 atoma kisika. Prema klasifikaciji Deer i dr. (1997) olivini peridotita S- i J-pojasa pokazuju sastav između forsterita i krizolita (slika 5.88). Vidljivo je da osim spinelskog lercolita Vje-11, većina olivina spinelskih lercolita S-pojasa odgovara forsteritu, dok olivini spinelskih lercolita J-pojasa, kao i piroksenita J-pojasa odgovaraju krizolitu. Duniti J-pojasa odgovaraju forsteritu. Olivin spinelskih lercolita S-pojasa sadrži veći udio forsteritne komponente od olivina spinelskih lercolita J-pojasa na što ukazuju razlike u njihovim magnezijskim brojevima (Mg-broj = 100*Mg/(Mg+Fe)), (Prilog 1, Tablica 1 i slika 5.89). Mg-broj većine olivina iz spinelskih lercolita S-pojasa varira između 89,7 i 91,6 %. Iznimka su olivini spinelskog lercolita Vje-11 koji se jasno izdvajaju s nešto nižim vrijednostima (88,8 - 89,4 %) te se mogu usporediti s vrijednostima olivina spinelskih lercolita iz J-pojasa (slika 5.89). Mg-broj olivina spinelskih lercolita J-pojasa generalno je niži te varira između 88,6 i 90,0 %, a kod olivina dunita koji su prisutni isključivo u J-pojasu, Mg-broj doseže najveće vrijednosti (90,4 – 92,0 %). Na slici 5.89 vidljivo je da olivini spinelskih lercolita oba pojasa odgovaraju onima iz CDOB-a. Osim u sadržaju MgO i FeO_T, nema većih razlika u kemizmu olivina između S- i J-pojasa. Sadržaj SiO_2 u olivinima peridotita oba pojasa varira od 39,74 do 41,82 mas. %, sadržaj FeO_T od 8,06 do 11,68 mas. %, a udio MgO od 47,81 do 52,06 mas. %. Razlike u sadržaju ovih oksida između dva pojasa najbolje se vide iz histograma (slika 5.90). Sadržaji ostalih oksida u olivinu peridotita oba pojasa ne prelaze 1 mas. % i uglavnom su ujednačeni u svim uzorcima. Sadržaj NiO iznosi između 0,315 i 0,506 mas. %, a sadržaji CaO i Al_2O_3 ne prelaze 0,1 mas. % te međusobno ne pokazuju nikakvu korelaciju.



Slika 5.88. Klasifikacijski dijagram olivina iz ultramafitnih stijena Banovine prema Deer i dr. (1997). Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa, zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa, tamno zelena boja – duniti J – pojasa, crvena boja – pirokseniti J-pojasa.



Slika 5.89. Sadržaj NiO u odnosu na Mg-broj u olivinu. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja - duniti J-pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa. CDOB = Centralni dinaridski ofiolitni pojas (*Central Dinaride Ophiolite Belt*); IDOB = Unutrašnji dinaridski ofiolitni pojas (*Inner Dinaride Ophiolite Belt*); CDOB i IDOB podaci preuzeti su iz radova Lugović i dr. (2007), Bazylev i dr. (2009), Šegvić (2010) i Faul i dr. (2014).

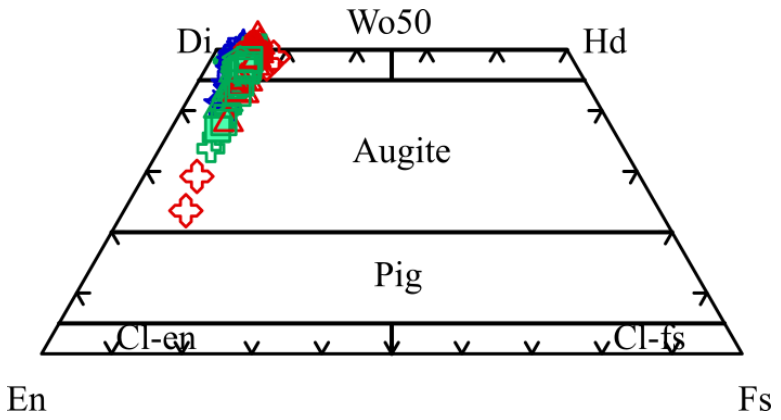


Slika 5.90. Histogramski prikaz sadržaja SiO_2, MgO i FeO_T u mas. % te magnezijskog broja u % u olivinima S-pojasa (plava boja), J-pojasa (svijetlo zelena boja: spinelski lercoliti; tamno zelena: duniti) i piroksenitima J-pojasa (crveni obris).

Mg-broj olivina u **piroksenitima** je niži od onog u peridotitima, a varira između 85,5 i 88,9 % (Prilog 1, Tablica 1, slika 5.89). Posebno se izdvaja uzorak olivinskog vebsterita Gv-32 u kojem olivin ima najniže vrijednosti magnezijskog broja (85,5 – 86,8 %), dok se u vebsteritu 18Gv-14, kao i u olivinskom vebsteritu Gv-21 vrijednosti blago preklapaju s vrijednostima iz peridotita J-pojasa, varirajući od 87,9 do 88,9 %. Sadržaj SiO_2, MgO, FeO_T, kao i vrijednosti Mg-broja prikazani su na histogramu (slika 5.90). Sadržaj SiO_2 iznosi 39,17 do 40,96 mas. %, sadržaj FeO_T 10,79 do 13,89 mas. %, a sadržaj MgO 45,4 do 48,40 mas. %. I ovdje se ističe uzorak olivinskog vebsterita Gv-32 s relativno visokim sadržajem FeO_T (12,89 – 13,89 mas. %) te relativno niskim sadržajem MgO (45,4 do 47,51 mas. %). Sadržaj NiO u olivinima svih piroksenita varira između 0,35 i 0,48 mas. %, a sadržaj CaO (< 0,1 mas. %) i Al_2O_3 (< 0,022) su kod većine uzoraka ispod granice detekcije.

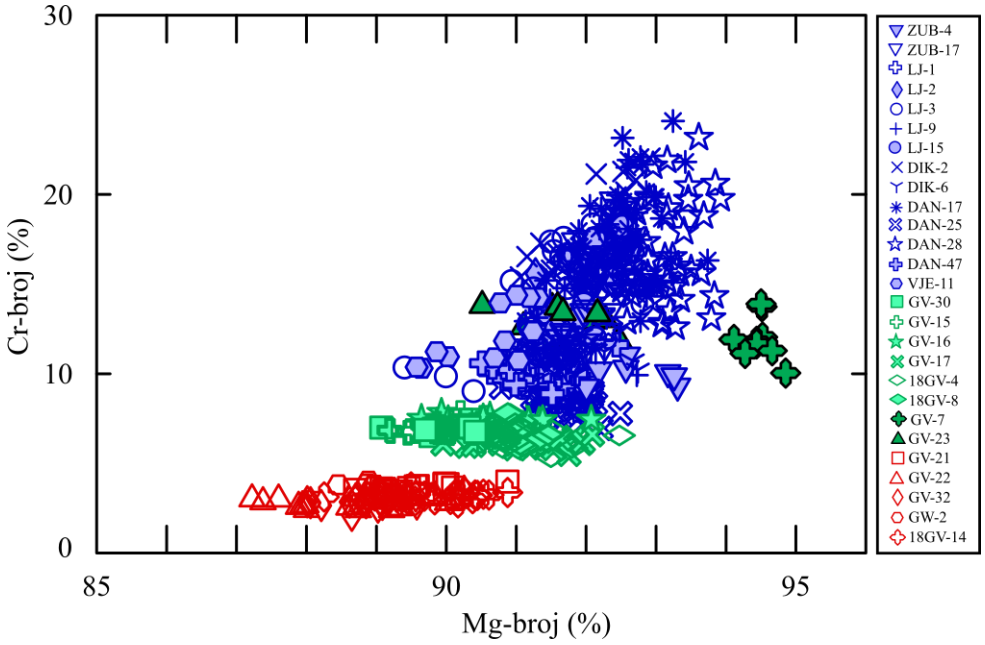
5.3.2 Klinopiroksen

Analize glavnih elemenata klinopiroksena u **peridotitima** prikazane su u Prilogu 1, Tablica 2. Kemijska formula klinopiroksena, izračunata na bazi 4 kationa i 6 kisika, a prema klasifikaciji predloženom od Morimoto (1988) za najveći broj analiziranih klinopiroksena odgovara diopsidu (slika 5.91) te se može izraziti kao $Wo_{0,39-0,51}En_{0,46-0,55}Fs_{0,06-0,13}$ u spinelskim lercolitima S-pojasa, $Wo_{0,17-0,50}En_{0,45-0,75}Fs_{0,06-0,31}$ u spinelskim lercolitima J-pojasa te $Wo_{0,40-0,49}En_{0,47-0,55}Fs_{0,05-0,103}$ u dunitima J-pojasa. Manji broj analiza projicira se u područje augita (slika 5.91). To je najvjerojatnije posljedica zahvaćanja elektronskim snopom i dijela ortopiroksenske eksolucijske lamele u klinopiroksenu, prilikom analize klinopiroksena elektronskom mikrosondom međutim, ne treba isključiti i mogućnost da dio analiza pripada čistom augitu.



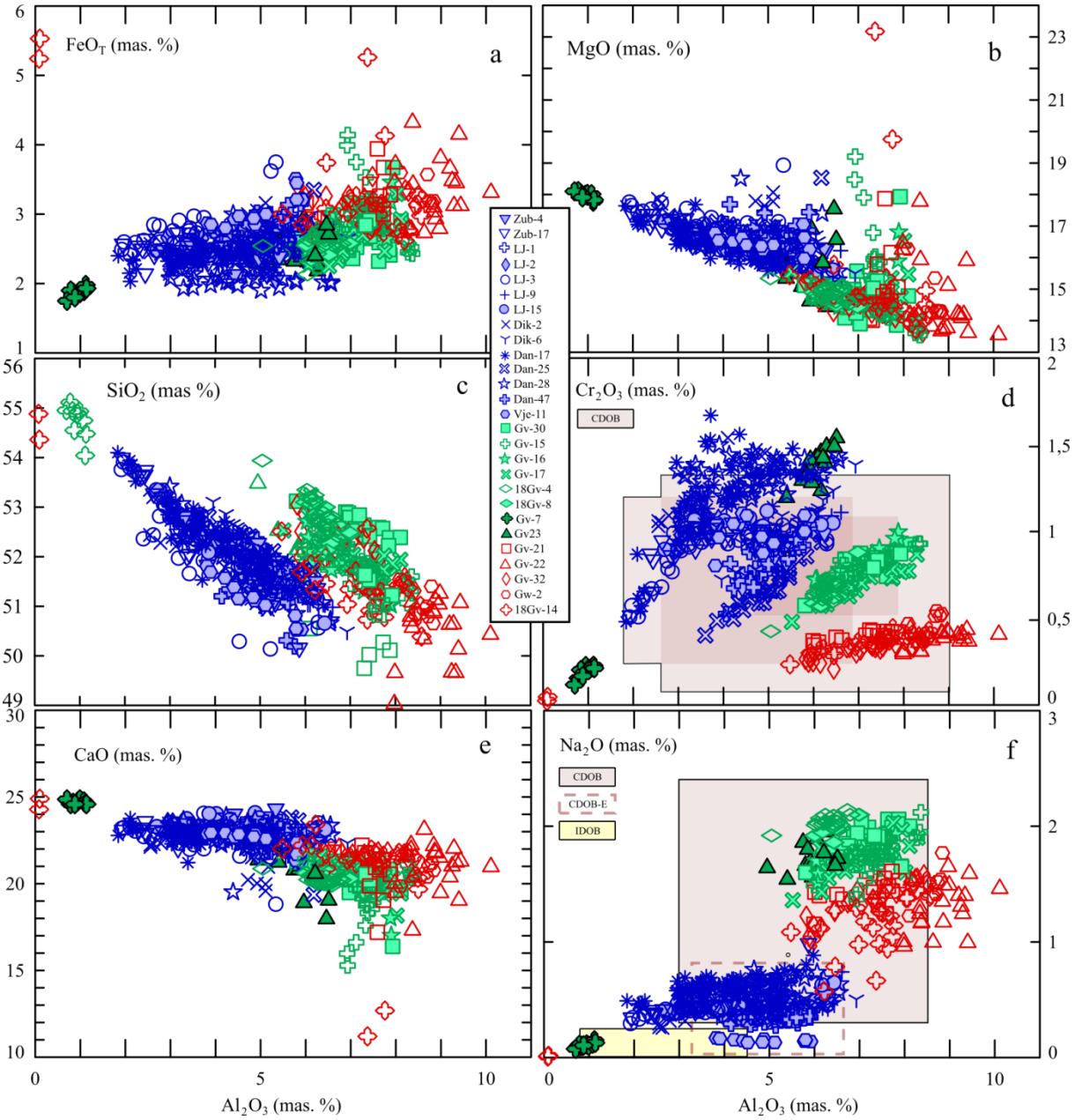
Slika 5.91. Klasifikacijski dijagram klinopiroksena (Morimoto, 1988) u ultramafitima Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J-pojasa, crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

Naime, elektronski snop koji se koristio pri kemijskoj analizi minerala imao je promjer 2 ili 30 μm, a izlučene lamele u klinopiroksenima pokazuju cijeli spektar debljina od kripto dimenzija (< 1 μm) pa do preko 100 μm. Odnos između Mg-broja i Cr-broja (Cr-broj = 100* Cr/(Cr+Al)) pokazuje jasne razlike u sadržaju glavnih elemenata klinopiroksena u peridotitima J- i S-pojasa peridotita, ali i piroksenitima J-pojasa (slika 5.92).



Slika 5.92. Odnos između Cr-broja i Mg-broja u klinopiroksenima ultramafita Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja - duniti J-pojasa, crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

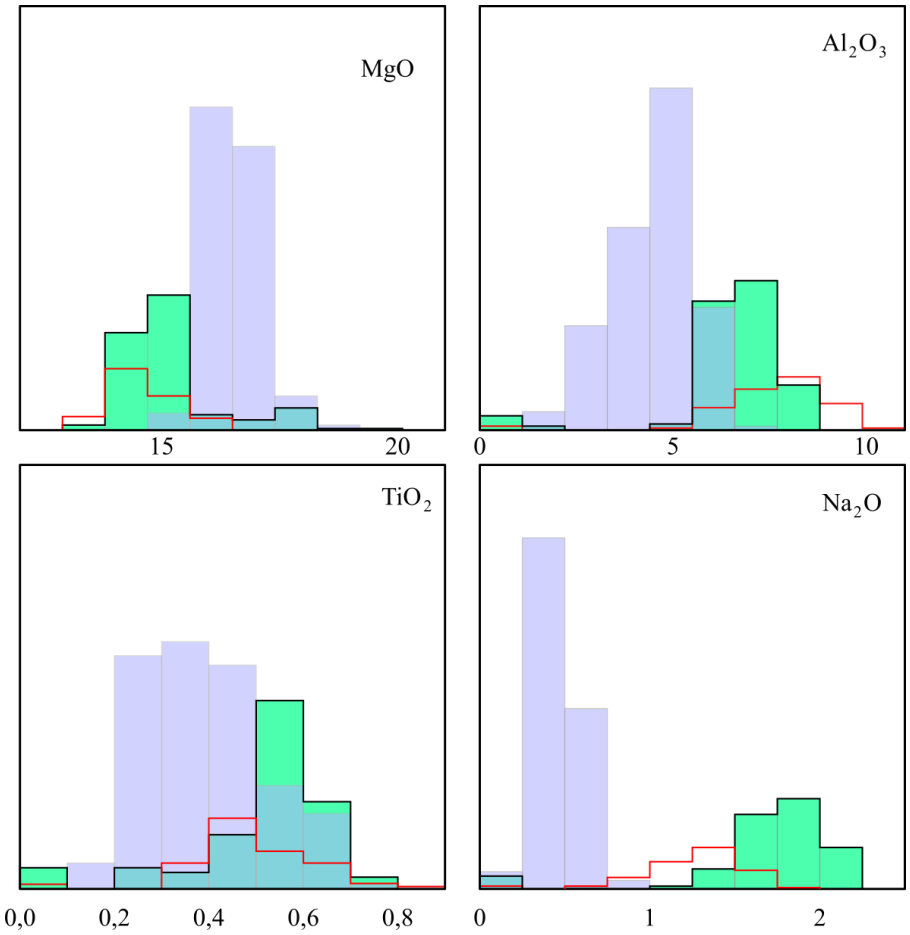
Mg-broj klinopiroksena u spinelskim lercolitima S-pojasa varira od 89,4 do 93,8 %, u spinelskim lercolitima J-pojasa od 89,1 do 92,5 %, dok se u dunitima izdvaja s višim vrijednostima (90,5 – 94,9 %). Cr-broj u klinopiroksenu osim što pokazuje jasne razlike između peridotita J-pojasa (5,3 – 13,9 %) i S-pojasa (7 – 24 %), vrlo dobro razdvaja dunite i spinelske lercolite J-pojasa. Tako Cr-broj klinopiroksena u dunitima Gv-23 i Gv-7 pokazuje veće vrijednosti (10,0 –13,9 %) koje se preklapaju s onima klinopiroksena u spinelskim lercolitima S-pojasa, dok klinopirokseni u spinelskim lercolitima J-pojasa imaju niži Cr-broj (5,3 – 7,8 %). Sadržaj FeO_T u klinopiroksenima svih peridotita uglavnom je ujednačen i varira između 1,90 i 4,14 mas. %, uz iznimku klinopiroksena u dunitu Gv-7 koji pripada J-pojasu, gdje FeO_T iznosi 1,75 do 1,98 mas. %. Sadržaj MgO ipak se nešto više razlikuje te iznosi za klinopiroksene peridotita S-pojasa 15,28 do 18,93 mas. %, a za klinopiroksene u peridotitima J-pojasa od 13,54 do 19,20 mas. % (slika 5.93.a i b).



Slika 5.93. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u klinopiroksenima ultramafita Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja - duniti J-pojasa, crvena boja – pirokseniti J-pojasa ; a - FeO_T, b - MgO, c – SiO_2, d – Cr_2O_3, e - CaO, f – Na_2O. CDOB i IDOB podaci preuzeti su iz radova Lugović i dr. (2007), Bazylev i dr. (2009), Šegvić (2010) i Faul i dr. (2014).

Raspršenje vrijednosti jednog dijela analiza u odnosu na najveći broj analiza posljedica je već spomenutog problema s eksolucijskim lamelama ortopiroksena u klinopiroksenu. Na mjestima gdje je elektronski snop zahvatio veći dio izlučene ortopiroksenske lamele analiza je pokazala nešto veći sadržaj MgO. Sadržaj MgO u klinopiroksenu dunita Gv-7 iznosi 17,77 do 18,10 mas. % što se bitno razlikuje od onih u klinopiroksenima ostalih peridotita J-pojasa. Udio Al_2O_3 u klinopiroksenima istraživanih peridotita i piroksenita generalno je visok (slika

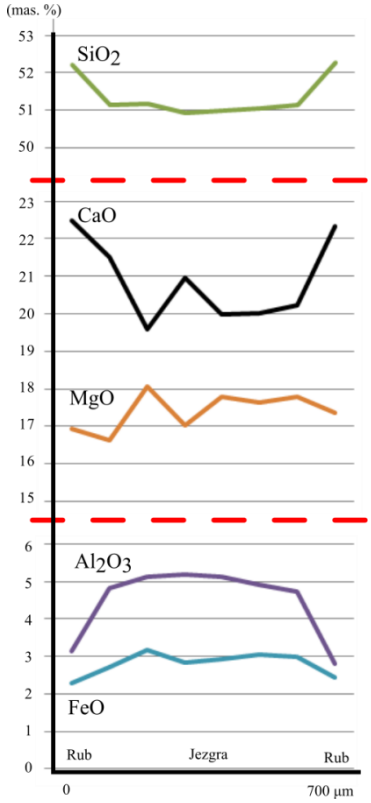
5.93), što upućuje na visok tlak u sustavu (Green, 1963). U klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa Al_2O_3 varira od 1,84 do 6,93 mas. %, a kod većine klinopiroksena peridotita J- pojasa čak od 5,05 do 8,36 mas. %. Iznimku u J-pojasu čine opet analize klinopiroksena u dunitu Gv-7 s relativno niskim udjelima Al_2O_3 (0,70 do 1,14 mas. %). Sadržaj SiO_2 većinom je ujednačen u klinopiroksenima svih peridotita (slika 5.93. c) i iznosi 51,02 do 54,10 mas. %, a iznimka je klinopiroksen u dunitu Gv-7 u kojem Al_2O_3 varira od 54,04 do 55,11 mas. %. Sadržaj Cr_2O_3 u klinopiroksenima spinelskih lercolita S- pojasa varira od 0,40 do 1,67 mas. %, a u onima spinelskog lercolita J-pojasa od 0,42 do 1,00 mas. %. Unutar J-pojasa izdvajaju se klinopirokseni dunita Gv-7 čiji je sadržaj Cr_2O_3 vrlo nizak i varira od 0,12 do 0,23 mas. % i klinopirokseni dunita Gv-23 s vrlo visokim sadržajem Cr_2O_3, od 1,20 do 1,54 mas. % (slika 5.93. d). Ovakve razlike ukazuju na različitu genezu ovih dvaju dunita. Osim dunita Gv-7 klinopirokseni svih ostalih uzoraka imaju sadržaj kroma koji odgovara CDOB peridotitima. Sadržaj CaO u klinopiroksenima peridotita S-pojasa je u rasponu od 18,82 – 24,32 mas. %, a u onima peridotita J-pojasa od 15,28 – 21,85 mas. % s iznimkom klinopiroksena dunita Gv-7 u kojem sadržaj CaO varira od 24,58 do 24,90 mas. % (slika 5.93. e). Upečatljive razlike između klinopiroksena dvaju pojaseva vide se u sadržaju Na_2O (Slika 5.93. f), koji u klinopiroksenima peridotita S-pojasa varira od 0,13 do 0,99 mas. %, a u klinopiroksenima peridotita J-pojasa od 1,36 do 2,14 mas. %. Iznimka je ponovno klinopiroksen dunita Gv-7 koji ima vrlo niske sadržaje Na_2O (0,08 do 0,15 mas. %). Većina analiziranih klinopiroksena je karakterizirana Na_2O sadržajem tipičnim za klinopiroksene peridotita u CDOB-u, a gotovo svi klinopirokseni spinelskih lercolita S-pojasa dobro se podudaraju s klinopiroksenima peridotita koje su analizirali Faul i dr. (2014) u istočnom dijelu CDOB-a. Osim klinopiroksena dunita Gv-7 iz J-pojasa i klinopiroksena spinelskog lercolita Vje-11 iz S-pojasa nijedan od analiziranih klinopiroksena nema sličnosti s klinopiroksenima peridotita IDOB-a. Sadržaji TiO_2 variraju od 0,20 do 0,75 mas. % u klinopiroksenima svih peridotita S-pojasa osim u klinopiroksenima spinelskog lercolita Vje-11 (0,11 do 0,21 mas. %). Unutar J-pojasa udjeli TiO_2 u klinopiroksenima variraju u najvećoj mjeri od 0,43 do 0,77 mas. %, a s bitno nižim vrijednostima izdvajaju se klinopirokseni dunita Gv-23 (0,26 – 0,36 mas. %) i dunita Gv-7 (0,02 do 0,05 mas. %). Sadržaj MnO ujednačen je u klinopiroksenima svih uzoraka (0,05 do 0,22 mas. %), pri čemu najveći broj analiza varira između 0,06 i 0,12 mas. %. Sadržaj NiO u klinopiroksenima svih uzoraka iznosi maksimalno 0,10 mas. %. Razlike u pojedinim oksidima glavnih elemenata u klinopiroksenima ultramafita između J- i S-pojasa prikazane su i na histogramu (slika 5.94.)



Slika 5.94. Histogramski prikaz sadržaja MgO, Al_2O_3, TiO_2 i Na_2O u mas. % u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa (plava boja), J-pojasa (svijetlo zelena boja: spinelski lercoliti; tamno zelena: duniti) i piroksenitima J-pojasa (crveni obris).

Kemijsko zoniranje u porfiroklastima svih klinopiroksena je prisutno, ali nije jednostavno za detekciju. Dva glavna razloga za to su visokotemperaturna kristalizacija primarne mineralne parageneze i kasnija intenzivna deformacija stijene. Visokotemperaturna kristalizacija primarne mineralne parageneze rezultirala je u kasnijoj evoluciji stijene ekstenzivnom pojavom eksolucijskih lamela ortopiroksena različitih debljina i međusobnog razmaka. Budući je širina elektronskog snopa potrebnog za točkastu analizu minerala reda veličine eksolucijskih lamela odnosno njihovog međusobnog razmaka, profiliranje analiziranog zrna rezultiralo je vrlo skokovitim trendom iz kojeg se teško iščitava zonalnost. S druge strane, porfiroklasti klinopiroksena pokazuju najveće deformacije upravo na rubovima zrna gdje su vrlo često potpuno fragmentirani, što znači da mnoga zrna više ne sadrže svoje originalne rubove, pa je pravu razliku u kemizmu jezgre i primarnog ruba zrna nemoguće utvrditi. Ipak, razlike u kemizmu oksida glavnih elemenata u jezgrama porfiroklasta i njihovim sadašnjim rubovima jesu vidljive i ukazuju na proces hlađenja. Dobar primjer kemijskog zoniranja u

klinopiroksenima vidi se na profilu klinopiroksenskog porfiroklasta u uzorku spinelskog lercolita Dik-2 iz S-pojasa (slika 5.95). U smjeru od jezgre prema rubu zrna uočljiv je pad Al_2O_3 i FeO_T Na_2O sadržaja, a porast SiO_2 i CaO i TiO_2 sadržaja. Sadržaj MgO u ovom slučaju se čini relativno ujednačen. Pad sadržaja Na_2O i porast sadržaja TiO_2 nije prikazan na slici.



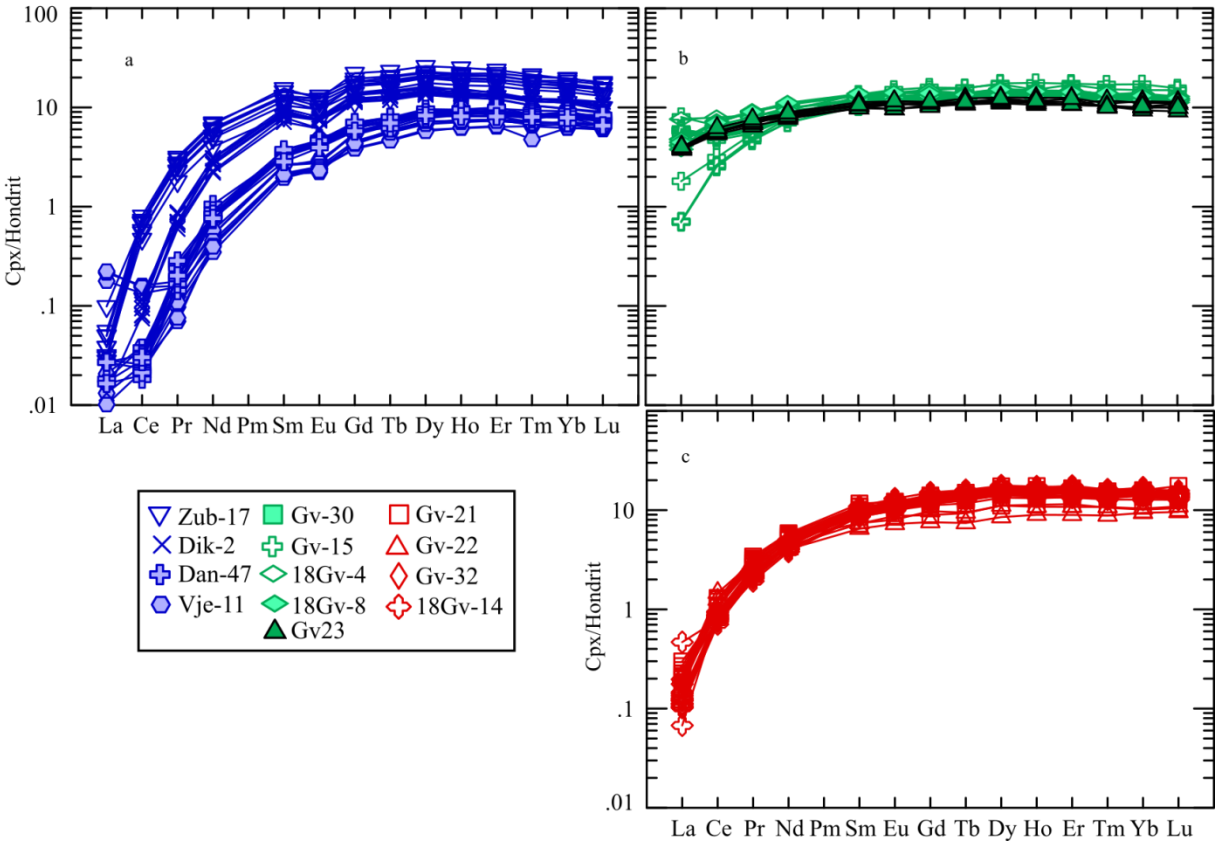
Slika 5.95. Zonalna građa u zrnu klinopiroksena spinelskog lercolita Dik-2 iz S-pojasa. Vidljiv je porast sadržaja SiO_2 i CaO od jezgre prema rubovima uz istovremeno opadanje sadržaja Al_2O_3 i FeO_T. MgO ne pokazuje jasne razlike između ruba i jezgre. Profil prelazi preko zrna veličine 700 µm duž kojeg je napravljeno 8 analiza.

Komponentni sastav klinopiroksena iz piroksenita u skladu s klasifikacijom predloženom od Morimoto (1988) u najvećem broju odgovara diopsidu (slika 5.91) dok se manji broj analiza, kao i kod klinopiroksena peridotita, odgovara augitu. Kemijska formula je izračunata na bazi 6 atoma kisika i može se prikazati kao $Wo_{0,24\text{-}0,52}En_{0,43\text{-}0,68}Fs_{0,08\text{-}0,25}$. Vrijednosti sadržaja oksida svih glavnih elemenata su bliske ili se u određenoj mjeri podudaraju sa vrijednostima klinopiroksena u peridotitima J-pojasa s kojima su i prostorno vezani. Odnosi Mg-broja i Cr-broja u klinopiroksenima piroksenita prikazani su na dijagramu (slika 5.92.) i vidljivo je da se od klinopiroksena većine peridotita razlikuju u pravilu s nižim vrijednostima Mg-broja (87,22 do 90,88 %) i Cr-broja (0,02 do 0,04 %). Posebno se izdvajaju dvije analize klinopiroksena iz

vebsterita 18Gv-14 s vrijednostima Mg-broja od 83,40 do 84,56 % te vrijednostima Cr-broja od 0,16 – 0,23 %. Ove su dvije analize napravljene u restitnom dijelu klinopiroksena koji je skoro potpuno sekundarno izmijenjen u tremolit pa ne čudi i bitno drugačiji kemizam nego što je u ostalim klinopiroksenima. Sadržaji FeO_T (2,62 do 5,53 mas. %) i MgO (13,55 do 23,17 mas. %) u klinopiroksenima piroksenita većim se dijelom preklapaju s onima u klinopiroksenima peridotita J-pojasa (slika 5.93. a i b). Sadržaj SiO_2 svih klinopiroksena piroksenita varira od 49,03 do 54,88 mas. %, a sadržaj Al_2O_3 nešto je veći nego u klinopiroksenima peridotita, te iznosi 5,48 do 10,11 mas. % uz iznimku izmijenjenih klinopiroksena u uzorku vebsterita 18Gv-14 u kojem varira od 0,09 do 0,10 mas. % (slika 5.93 c). Sadržaj Cr_2O_3 je u klinopiroksenima piroksenita u pravilu niži nego u klinopiroksenima peridotita i varira od 0,21 do 0,54 mas. % za sve uzorke osim za klinopiroksene vebsterita 18Gv-14, u kojem iznosi 0,02 do 0,05 mas. % (slika 5.93 d). Sadržaj CaO iznosi od 11,20 do 23,41 mas. % za sve klinopiroksene piroksenita osim klinopiroksena vebsterita 18Gv-14 koji ima najviši sadržaj CaO te se kreće od 24,28 – 24,9 mas. % (slika 5.93 e). Sadržaj Na_2O (0,57 do 1,77 mas. %) nešto je niži nego u klinopiroksenima peridotita J-pojasa (1,36 - 2,14 mas. %), ali znatno viši nego u klinopiroksenima peridotita S-pojasa (0,13 – 0,99 mas. %). Iznimka je klinopiroksen u vebsteritu 18Gv-14 čiji Na_2O sadržaj ne prelazi 0,01 mas. % (slika 5.93 f). Svi uzorci klinopiroksena u piroksenitima, osim izmijenjenih klinopiroksena iz vebsterita 18Gv-14, imaju sadržaj TiO_2 od 0,30 do 0,83 mas. %, a MnO sadržaj varira od 0,08 do 0,16 mas. %. Izmijenjeni klinopirokseni u vebsteritu 18Gv-14 imaju niži sadržaj TiO_2 (< 0,01 mas. %) te viši sadržaj MnO (0,19 do 0,20 mas. %). Jasna razlika sadržaja oksida pojedinih glavnih elemenata klinopirokesna iz uzoraka između J- i S-pojasa vidi se na prikazanom histogramu (slika 5.94).

5.3.2.1 Kemijske analize elemenata u tragovima u klinopiroksenu

Reprezentativne kemijske analize elemenata u tragovima u klinopiroksenu nalaze se u Prilogu 2, Tablica 1 i 2. Sadržaji elemenata rijetkih zemalja (REE) u klinopiroksenima svih ultramafita normaliziranih na hondrit ukazuju na razlike između klinopiroksena u stijenama J- i S-pojasa (slika 5.96 a, b i c).



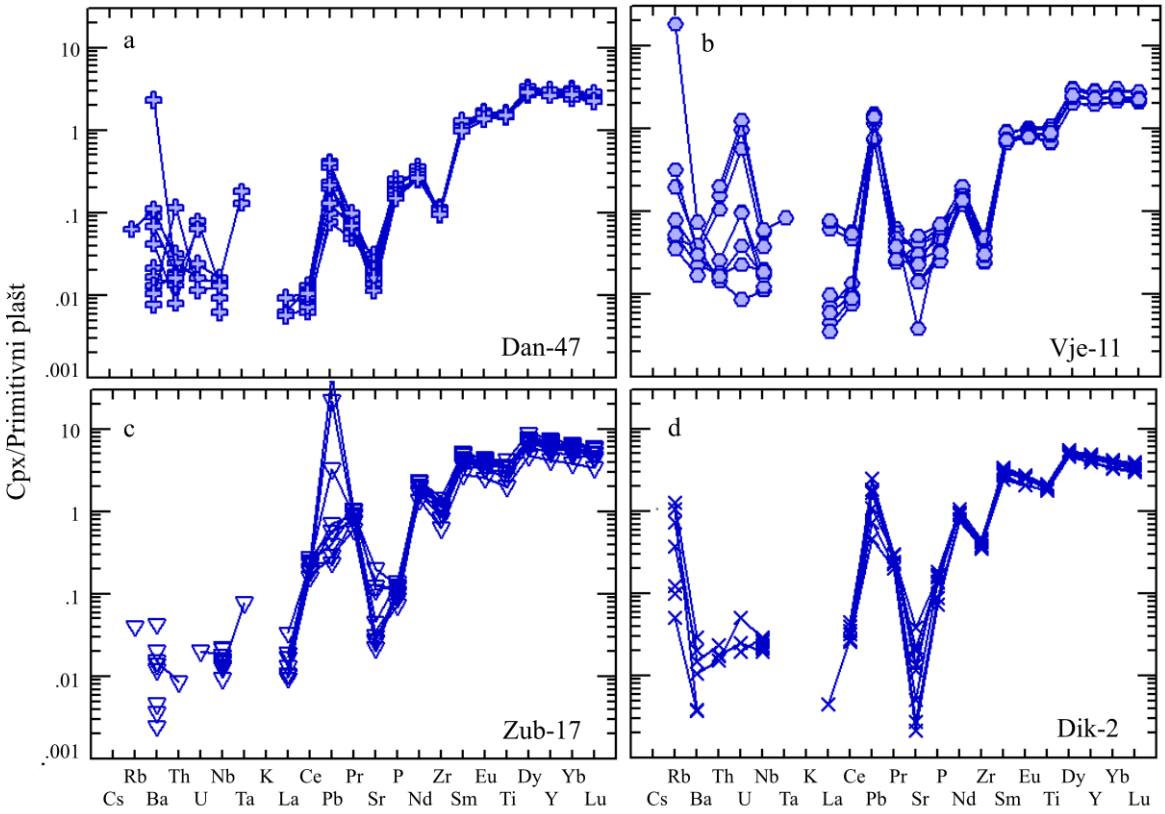
Slika 5.96. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u klinopiroksenima ultramafita Banovine normaliziran na hondrit prema Sun i McDonough (1989). Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa (a), svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa, tamno zelena boja – duniti J- pojasa (b), crvena boja – pirokseniti J-pojasa (c).

Oblik koncentracijske krivulje elemenata rijetkih zemalja normaliziranih na hondrit u klinopiroksenima **spinelskih lercolita** S-pojasa sličan je tipičnom obliku u bazaltu srednjeoceanskih hrptova (N-MORB), a odlikuje se izraženim osiromašenjem lakih rijetkih zemalja (LREE) u odnosu na teške rijetke zemlje (HREE) s vrijednostima La_N manjim od 0,1 te Lu_N od ~ 6 – 20 (Slika 5.96). Sadržaji elemenata teških rijetkih zemalja u klinopiroksenu S-pojasa obogaćeni su za 5 do 30 puta u odnosu na hondrit, a okarakterizirani su blagim konveksnim zakrivljenjem odnosno povećanjem udjela od Gd do Dy te padom udjela od Dy do Lu. Gotovo svi uzorci klinopiroksena u peridotitima S-pojasa imaju negativnu Eu anomaliju (Eu* = 0,63 – 0,87, $Eu^* = Eu_N/\sqrt{(Sm_N * Gd_N)}$). Iznimka je spinelski lercolit Dan-47 s vrijednostima od 0,88 do 1,06. Zanimljivo je istaknuti da sadržaj elemenata rijetkih zemalja u klinopiroksenima S-pojasa pokazuje prostornu ovisnost na način da ukupni sadržaj REE pada idući od juga prema sjeveru, odnosno ΣREE = Zuberi > Dikavac > Danguba > Vješala (slika 5.96 a). Klinopirokseni spinelskog lercolita Vje-11, koji su karakterizirani najnižim sadržajem REE pokazuju u određenom broju analiza više vrijednosti omjera La/Pr_N (do 1,21)

i Ce/Pr_N (do 0,97) nego što je u ostalim uzorcima, a u jednom zrnu omjer $(La/Pr)_N$ je veći od 1 (1,15 – 1,41) što ukazuje na metasomatske procese. Uzorak spinelskog lercolita Dan-47 u jednom zrnu klinopiroksena pokazuje blaga obogaćenja u La (slika 5.96). Oblik krivulja raspodjele koncentracija REE-a u klinopiroksenima peridotita J-pojasa (slika 5.96 b) bitno se razlikuje od onih u klinopiroksenima peridotita S-pojasa. Svi uzorci imaju gotovo horizontalan oblik krivulje koncentracije REE normaliziranih na hondrite, s primjetnim blagim osiromašenjem u LREE. Sadržaj elemenata od Sm do Lu obogaćen je 10 do 20 puta u odnosu na hondrite, a omjer $(Sm/Lu)_N$ iznosi približno 1 za sve uzorke klinopiroksena peridotita J-pojasa (Prilog 2, Tablica 1). Blagi pad od Dy do Lu znatno je manje izražen nego kod klinopiroksena peridotita S-pojasa. Za sve uzorke karakterističan je blagi pad normaliziranih koncentracija u smjeru od Nd do La, a sadržaj La za većinu uzoraka veći je 4 do 8 puta u odnosu na hondrite. Iznimka je lercolit Gv-15 koji je nešto više osiromašen u LREE s vrijednostima $La_N \sim 1$. Jedan dio analiziranih klinopiroksena spinelskog lercolita Gv-15 pokazuje „*spoon shape*“ trend u obliku „žličice“ s omjerima $(La/Ce)_N > 1$ (Prilog 2, Tablica 1) ukazujući na metasomatozu. U klinopiroksenima svih uzoraka J-pojasa izostaje Eu-anomalija što čini dodatnu važnu razliku između dvaju pojaseva.

Oblik krivulja koncentracija REE normaliziranih na hondrite u klinopiroksenima **piroksenita**, vebsterita GV-22 i 18Gv-14 te olivinskog vebsterita Gv-21 vrlo je sličan onima iz peridotita S-pojasa (slika 5.95 c), odnosno MORB-u međutim, s ipak vrlo značajnom razlikom koja se očituje u izostanku negativne Eu anomalije. Sadržaj La malo je viši (La_N = 0,07 – 0,5) od onog u klinopiroksenu peridotita S-pojasa. Iako su krivulje normaliziranog sadržaja REE u klinopiroksenu piroksenita vrlo slične onima iz peridotita S-pojasa, vidljivo je da se MREE i HREE idealno podudaraju sa peridotitima J-pojasa s kojima su i prostorno povezani.

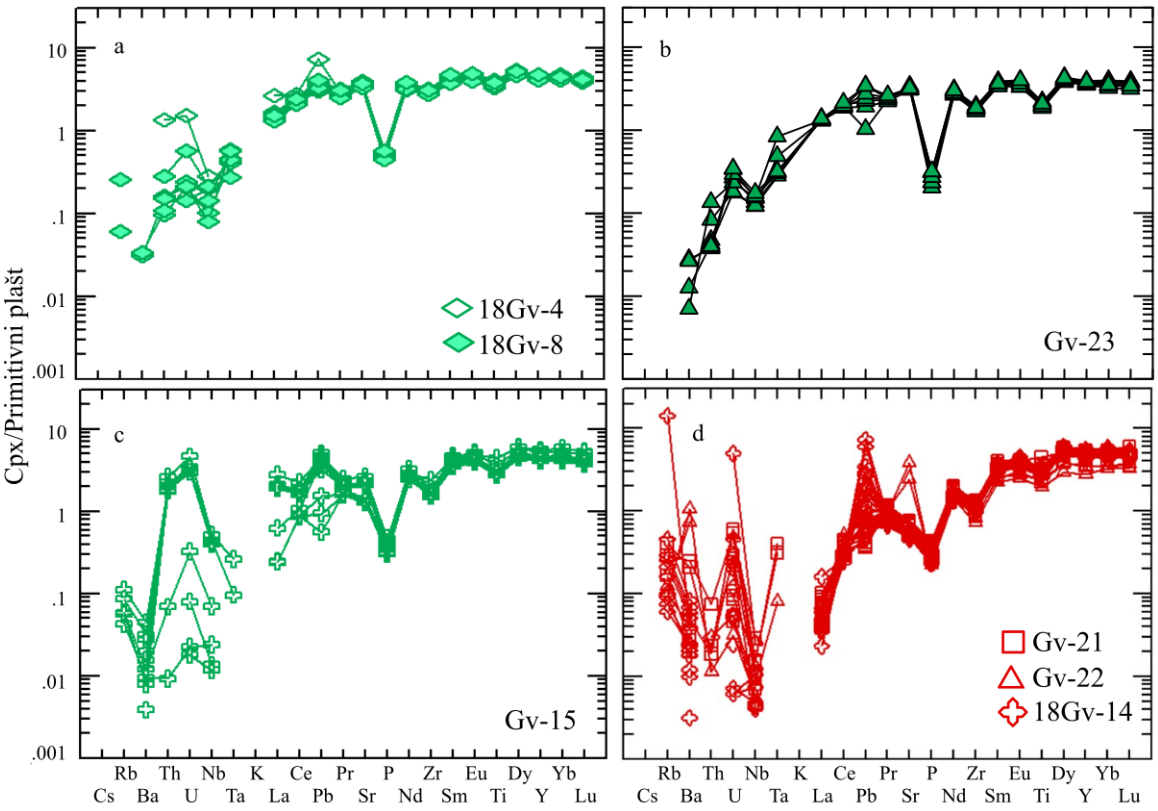
Usporedba elemenata u tragovima klinopiroksena **peridotita** s vrijednostima primitivnog plašta (slike 5.97 – 5.98) također ukazuje na već ustanovljene razlike između dva pojasa.



Slika 5.97. Sadržaj elemenata u tragovima u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa normaliziran u odnosu na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989).

U klinopiroksenima peridotita S-pojasa (slika 5.97) na desnoj strani multielementarnog („*spider*“) dijagrama, u segmentu elemenata relativno veće kompatibilnosti, odnosno u HFSE elementima (HFSE = „*high field strength elements*“) uočava se blaga negativna Ti anomalija, relativno jako izražene negativne anomalije u Zr i Sr te pozitivna Pb anomalija. U segmentu elemenata niže kompatibilnosti, odnosno u LILE (LILE = „*large ion lithophile elements*“) elementima teže se uočava ikakav jasan trend. Anomalija u Ta se zbog vrlo niskih koncentracija Ta (ispod granice detekcije) ne može izračunati, ali u mjerenjima gdje je detektiran barem minimalan sadržaj La, može se pretpostaviti negativan karakter anomalije. Anomalija u Nb u najvećem broju mjerenja izostaje (Nb_N/La_N ~ 1) međutim, vrijednosti manjeg broja mjerenja kreću se u širokom rasponu od 0,28 do 4,76. Klinopirokseni u uzorcima spinelskog lercolita Dan-47 i Vje-11 (slika 5.97 a i b) kod kojih sadržaj REE upućuje na metasomatizam, pokazuju nešto viši sadržaj elemenata od Rb do Ta, nego što je to kod spinelskog lercolita Zub-17 i Dik-2 (slika 5. 96 c i d). Uzorak Vje-11 ima izraženu pozitivnu U-anomaliju te vrlo širok raspon obogaćenja koncentracija Rb (0,03 do 20 puta) u odnosu na primitivni plašt. Ove karakteristike slabije su izražene kod spinelskog lercolita

Dan-47. Kod spinelskih lercolita Zub-17 i Dik-2 zbog vrlo niskog sadržaja inkompatibilnih elemenata nema jasnog trenda u segmentu između Cs i Th, a primjetan je jedino skok Rb u odnosu na susjedni Ba kod uzorka Zub-17 (Rb_N = 0,05 - 1), slično kao i kod uzoraka Vje-11 i Dan-47. Klinopirokseni peridotita J-pojasa sadrže značajno viši sadržaj elemenata u tragovima (slika 5.98, Prilog 2, Tablica 2).



Slika 5.98. Sadržaj elemenata u tragovima u klinopiroksenima stijena J-pojasa normaliziran na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). Svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti, tamno zelena boja – duniti, crvena boja – pirokseniti.

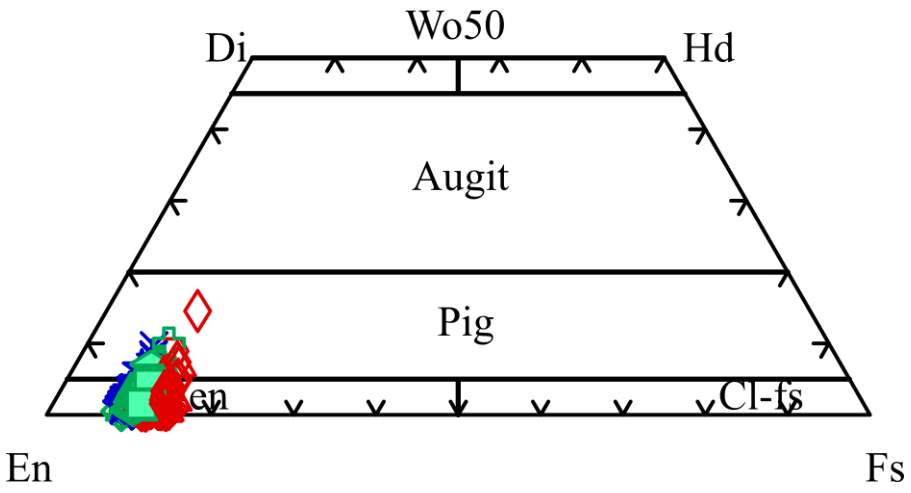
Osim jednog dijela analiza klinopiroksena spinelskog lercolita Gv-15, klinopirokseni svih uzoraka peridotita J-pojasa obogaćeni su u odnosu na primitivni plašt s elementima od La do Lu (do 5 puta), a generalni trend osiromašenja se vidi od Ce prema Rb. Uz negativne anomalije Zr i Ti koje su slabije izražene nego kod klinopiroksena S-pojasa, javlja se i jako izražena negativna P-anomalija. Klinopirokseni spinelskih lercolita 18GV-4 i 18Gv-8 (slika 5.98 a) te dunita Gv-23 (slika 5.98 b) imaju kontinuiran trend osiromašenja od Ce prema Rb. Uz već spomenute anomalije jasno se vidi i negativna anomalija u niobiju (Nb/La_N = 0,06 – 0,26). U jednom zrnu klinopiroksena spinelskog lercolita Gv-15 izraženi su povećani udijeli Th (Th_N ~ 1 - 2) i U (U_N ~ 3 - 5), (slika 5.98 c). Zanimljivo je da je to isto zrno u kojem

sadržaj REE normaliziran na hondrit pokazuje „*spoon shape*“ krivulju što je povezano s procesima metasomatoze. Osim u klinopiroksenima spinelskog lercolita Gv-15, u ostalim uzorcima klinopiroksena peridotita J-pojasa nije primijećen skok Ba-Rb tipičan za većinu peridotita S-pojasa.

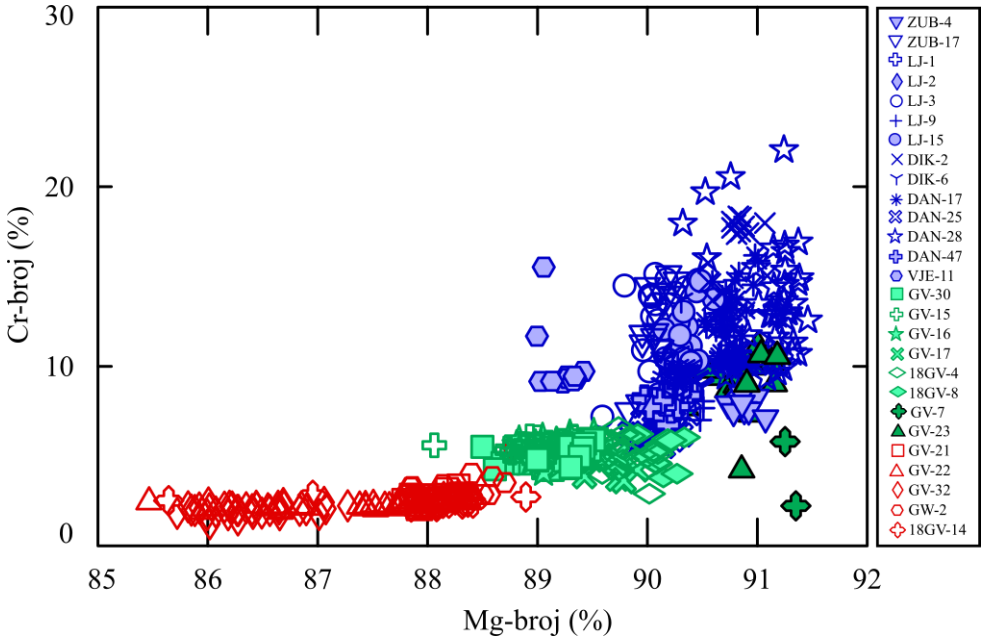
Klinopirokseni **piroksenita** razlikuju se od klinopiroksena peridotita J-pojasa po nižem sadržaju lakih rijetkih zemalja (LREE) od La do Sm te Nd i Zr (slika 5.98 d). Negativna Ti anomalija vrlo je slabo izražena, dok je negativna Zr anomalija izraženija. Veliku razliku u odnosu na peridotite J-pojasa čini negativna Sr anomalija koja je prekrivena zbog vrlo niskih udjela fosfora te nije toliko naglašena kao kod klinopiroksena S-pojasa. Slično kao i kod klinopiroksena peridotita, klinopirokseni piroksenita također pokazuju izraženu negativnu Nb anomaliju ($(Nb/La)_N$ = < 0,06 do 0,31). Lijeva strana „spider“ dijagrama može se opisati skokovitim trendom s maksimumom u Ba, U i Ta, a minimumom u Th i Nb, međutim taj efekt je možda i djelomično prividan, jer dobar dio rezultata nedostaje zbog vrlo niskih koncentracija, odnosno ispod granica detekcije. Pozitivna Rb-anomalija te pozitivna Pb-anomalija vidljiva je u vebsteritu 18Gv-14, a u svim klinopiroksenima piroksenita vidljiva je pozitivna U-anomalija. Navedene anomalije ne pokazuju međusobnu korelaciju. Pozitivna Pb-anomalija u uzorku vebsterita 18Gv-14 za većinu analiziranih zrna naglašenija je u jezgrama nego na rubovima klinopiroksena, međutim nekolicina zrna pokazuje obrnutu situaciju pa se ne može sa sigurnošću pretpostaviti porijeklo anomalije.

5.3.3 Ortopiroksen

Kemijske analize ortopiroksena u **peridotitima** prikazane u Dodatku-1, Tablica 3. Kemijska formula izračunata je na bazi 6 atoma kisika. Rezultati analiza pokazuju razlike u kemijskom sastavu ortopiroksena stijena J- i S-pojasa. Komponentni sastav ortopiroksena u peridotitima u skladu s klasifikacijom od Morimoto (1988) odgovara enstatitu (spinelski lercoliti S-pojasa: $Wo_{0,01\text{-}0,10}En_{0,82\text{-}0,90}Fs_{0,08\text{-}0,11}$; spinelski lercoliti J-pojasa: $Wo_{0,00\text{-}0,10}En_{0,80\text{-}0,90}Fs_{0,09\text{-}0,12}$ i dunit J-pojasa: $Wo_{0,00\text{-}0,03}En_{0,88\text{-}0,91}Fs_{0,09\text{-}0,10}$;slika 5.99). Najveći broj ortopiroksena u spinelskim lercolitima J-pojasa ima vrijednosti Mg-broja niže od 90 % (88,5 – 90,3 %) što odgovara broncitu dok većina analiza ortopiroksena u spinelskim lercolitima S-pojasa ima vrijednosti Mg-broja iznad 90 % (89,6 – 91,5 %) te odgovara enstatitu (Slika 5.100; Prilog 1, Tablica 3).



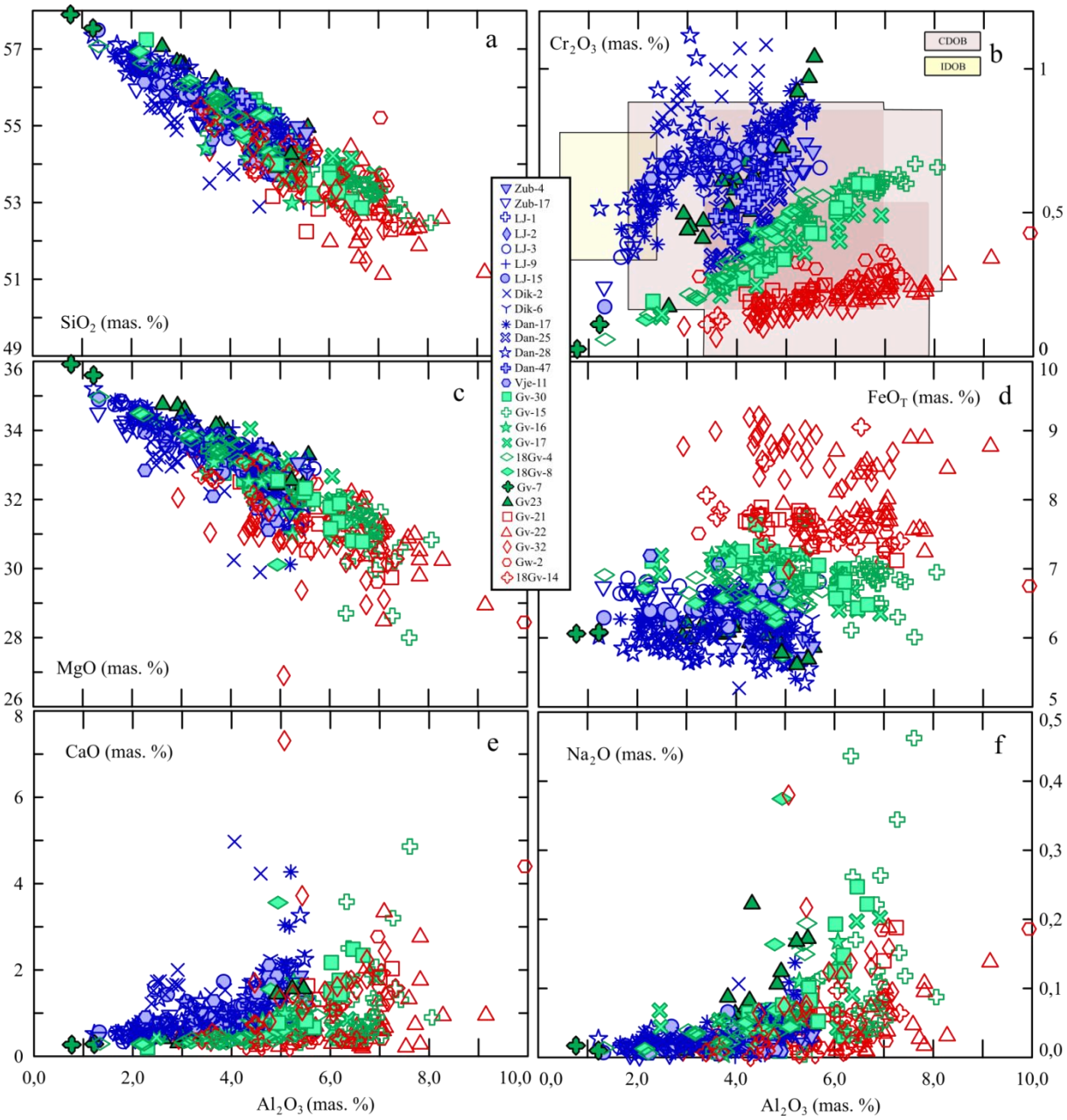
Slika 5.99. Klasifikacijski dijagram ortopiroksena (Morimoto, 1988) u ultramafitima Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J-pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa.



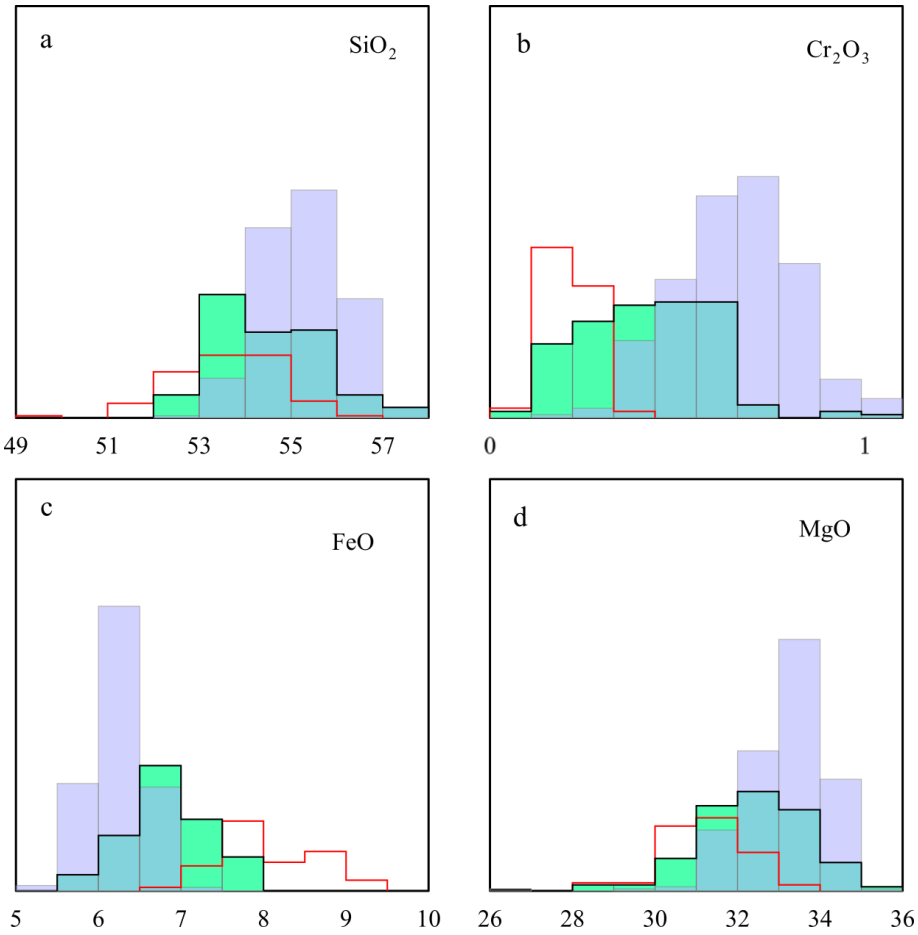
Slika 5.100. Odnos između Cr-broj i Mg-broj u ortopiroksenima ultramafita Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J- pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

Unutar J-pojasa izdvajaju se ortopirokseni dunita s vrlo visokim Mg-brojevima (90,7 – 91,4 %), a unutar S-pojasa ortopirokseni spinelskog lercolita Vje-11 s relativno nižim vrijednostima Mg-broja (89,0 – 89,4 %) u odnosu na ortopiroksene ostalih peridotita S-pojasa. Vrlo slična izdvajanja uzoraka vidljiva su i u Mg-broju olivina (slika 5.90). Cr-broj varira od 2,9 do 6,6 u ortopiroksenima spinelskih lercolita J-pojasa, a od 5,5 do 22,0 u ortopiroksenima

spinelskih lercolita S-pojasa (slika 5.100). Ortopirokseni dunita J-pojasa imaju Cr-broj od 2,2 do 11,1. Kao i kod klinopiroksena, sadržaj Al_2O_3 u većini ortopiroksena je visok što ukazuje na visoke tlakove za vrijeme kristalizacije. Unutar J-pojasa sadržaj Al_2O_3 u ortopiroksenima svih peridotita varira od 0,77 do 8,06 mas. %, a unutar S-pojasa od 1,22 do 5,68 mas. % (slika 5.101). Negativna korelacija Al_2O_3 sa SiO_2 i MgO posljedica je supstitucije i u tetraedarskoj odnosno u oktaedrijskoj poziciji, a pozitivna korelacija Al_2O_3 i Cr_2O_3 ukazuje na supstituciju magnezija i željeza kromom u oktaedrijskoj poziciji radi neutralizacije naboja nastalog ulaskom aluminija na mjesto silicija (slika 5.101 a, b i c). Trend pozitivne korelacije kroma i aluminija je sličan kao i kod klinopiroksena. Sadržaj Cr_2O_3 u ortopiroksenu peridotita S-pojasa varira od 0,17 do 1,12 mas. %, a u ortopiroksenu spinelskih lercolita J-pojasa od 0,06 do 0,67 mas. %. Ortopirokseni dunita pokazuju vrlo širok raspon sadržaja Cr_2O_3, od 0,03 do 1,04 mas. %. U ortopiroksenima peridotita S-pojasa sadržaj MgO ima vrijednosti od 29,89 do 35,20 mas. %, a u peridotitima J-pojasa od 28,00 do 35,92 mas. %, dok vrijednosti za FeO_T iznose od 5,27 do 7,19 mas. % u ortopiroksenima peridotita S-pojasa te od 5,74 do 7,73 mas. % u ortopiroksenima peridotita J-pojasa (slika 5.101 d). Po nešto nižem sadržaju FeO_T (5,61 – 6,23 mas. %) ortopirokseni dunita razlikuju se od ortopiroksena spinelskih lercolita J-pojasa. Sadržaji ostalih glavnih elemenata uglavnom su ujednačeni u ortopiroksenima peridotita oba pojasa. Sadržaj CaO u nekim ortopiroksenima doseže i do 4,97 mas. % međutim, većina ortopiroksena svih peridotita je karakterizirana vrijednostima CaO do 2 mas. % (slika 5.101 e). Veće količine analiziranog CaO u određenom broju ortopiroksena ukazuju na prisustvo kriptokristalastih eksolucijskih lamela klinopiroksena koje su objašnjene u prethodnom poglavlju. Sadržaj Na_2O u ortopiroksenima peridotita oba pojasa doseže 0,46 mas. %, ali u većini analiza ne prelazi 0,1 mas. % (slika 5.101 f). Sadržaj TiO_2 u ortopiroksenima varira od 0,03 do 0,38 mas. %, sadržaj MnO od 0,03 do 0,29 mas. %, a sadržaj NiO od 0,033 do 0,17 mas. %. Sadržaj oksida odabranih glavnih elemenata u ortopiroksenima prikazan je i na histogramu (slika 5.102).



Slika 5.101. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u ortopiroksenima ultramafita Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J- pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa; a) - SiO_2, b - Cr_2O_3, c – MgO, d – FeO_T, e - CaO, f – Na_2O. CDOB i IDOB podaci preuzeti su iz radova Lugović i dr. (2007), Bazylev i dr. (2009), Šegvić (2010) i Faul i dr. (2014).

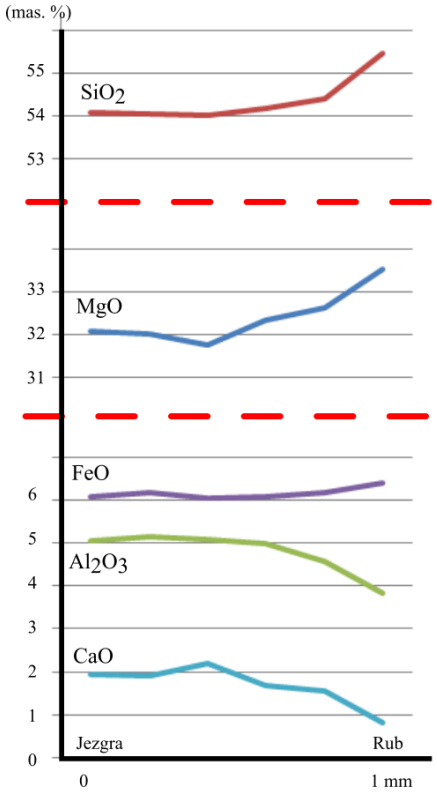


Slika 5.102. Histogramski prikaza sadržaja SiO_2, Cr_2O_3, FeO_T i MgO u mas. % u ortopiroksenima svih ultramafita S-pojasa (plava boja), J-pojasa (svijetlo zelena boja: spinelski lercoliti; tamno zelena: duniti) i piroksenitima J-pojasa (crveni obris).

Komponentni sastav u ortopiroksena iz **piroksenita** u skladu s klasifikacijom predloženom od Morimoto (1988) odgovara enstatitu ($Wo_{0,00-0,15}En_{0,75-0,89}Fs_{0,11-0,14}$) te se dijelom preklapaju s ortopiroksenima iz peridotita J-pojasa (slika 5.99). Vrijednosti Mg-broja u ortopiroksenima piroksenita imaju relativno širok raspon i variraju od 85,47 do 88,89 %. Uzimajući u obzir da su te vrijednosti manje od 90 %, ortopiroksene piroksenita može se odrediti kao *broncit*. Vrijednosti Cr-broja nalaze u relativno uskom intervalu od 1,2 do 4,0. Mg-broj i Cr-broj znatno su niži od onih u ortopiroksenima peridotita (slika 5.100). Sadržaj Al_2O_3 (od 2,93 do 9,94 mas. %) blago je obogaćen u odnosu na one u ortopiroksenima peridotita (slika 5.101). Sadržaj FeO_T također je viši od onog u ortopiroksenima peridotita i varira od 6,75 do 9,21 mas. %, a blago obogaćenje u odnosu na ortopiroksene peridotita vidljivo je i u sadržaju MnO (0,13 - 0,22 mas. %). Osiromašenje u odnosu na ortopiroksene peridotita primjetno je u sadržaju SiO_2 (51,12 – 56,00 mas. %), Cr_2O_3 (0,066 – 0,429 mas. %) te MgO (26,90 – 33,39 mas. %), (slike 5.101 a, b i c). Vrlo slične vrijednosti s ortopiroksenima peridotita,

piroksenitski ortopirokseni imaju u sadržaju CaO (0,191 – 7,31 mas. %), Na_2O (0 – 0,38 mas. %), te TiO_2 (0,013 – 0,25 mas. %), što je vidljivo i na dijagramima (slike 5.101 e i f),

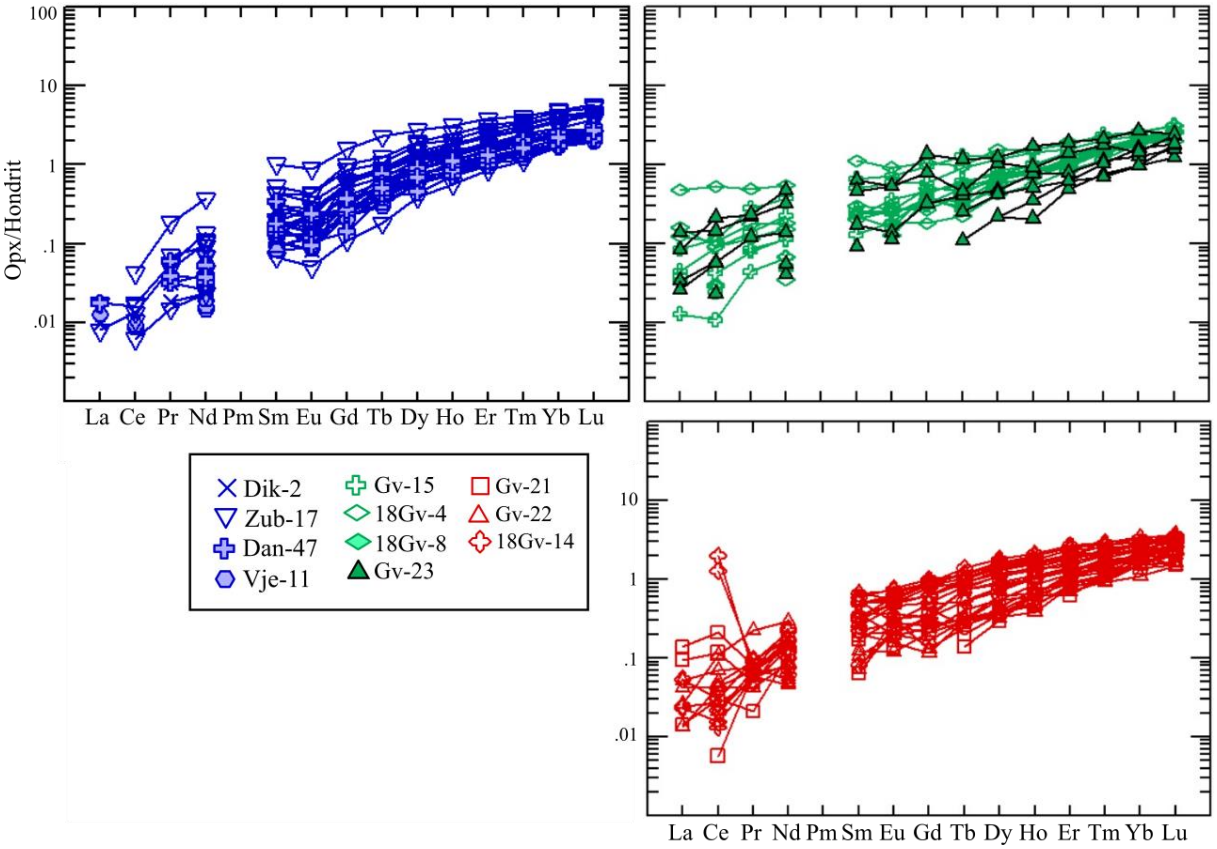
Kao i kod klinopiroksena, i u ortopiroksenima peridotita i piroksenita postoji zonalna građa, i prvenstveno se očituje u razlikama između jezgre i ruba zrna porfiroklasta, pri čemu kompleksniji tip zonalne građe nije uočen. Na primjeru porfiroklasta ortopiroksena iz spinelskog lercolita Dik-6 vidljiva je zonacija koja se očituje u padu sadržaja Al_2O_3, Cr_2O_3, CaO i Na_2O od jezgre prema rubu zrna, te porastu udjela SiO_2, FeO_T i MgO (slika 5.103. a i b). Iako tijekom mjerenja elektronskom mikrosondom nisu napravljeni tipični profili na porfiroklastima, prema razlikama u analizama jezgri i rubova može se zaključiti da većina porfiroklasta ortopiroksena pokazuje isti tip zoniranja kao što je opisano na slici 5.103, a to se pogotovo odnosi na pad sadržaja Al_2O_3 i CaO te porast MgO na rubovima porfiroklasta.



Slika 5.103. Zonalna građa u zrnu ortopiroksena spinelskog lercolita Dik-6 iz S-pojasa. Vidljiv je porast sadržaja SiO_2, MgO i FeO_T od jezgre prema rubovima zrna uz opadanje sadržaja Al_2O_3 i CaO u istom smjeru. Profil je postavljen preko polovice zrna od jezgre do ruba u dužini od 1 mm, duž kojega je napravljeno 6 analiza.

5.3.3.1 Kemijske analize elemenata u tragovima u ortopiroksenu

Koncentracije elemenata u tragovima u ortopiroksenu prikazane su u Prilogu-2, Tablica 3 i 4. Grafički prikaz njihove distribucije prikazan je na REE dijagramu i „spider“ dijagramu u kojima su vrijednosti normalizirane na hondrit (slika 5.104), odnosno na primitivni plašt (slika 5.105 i 5.106).



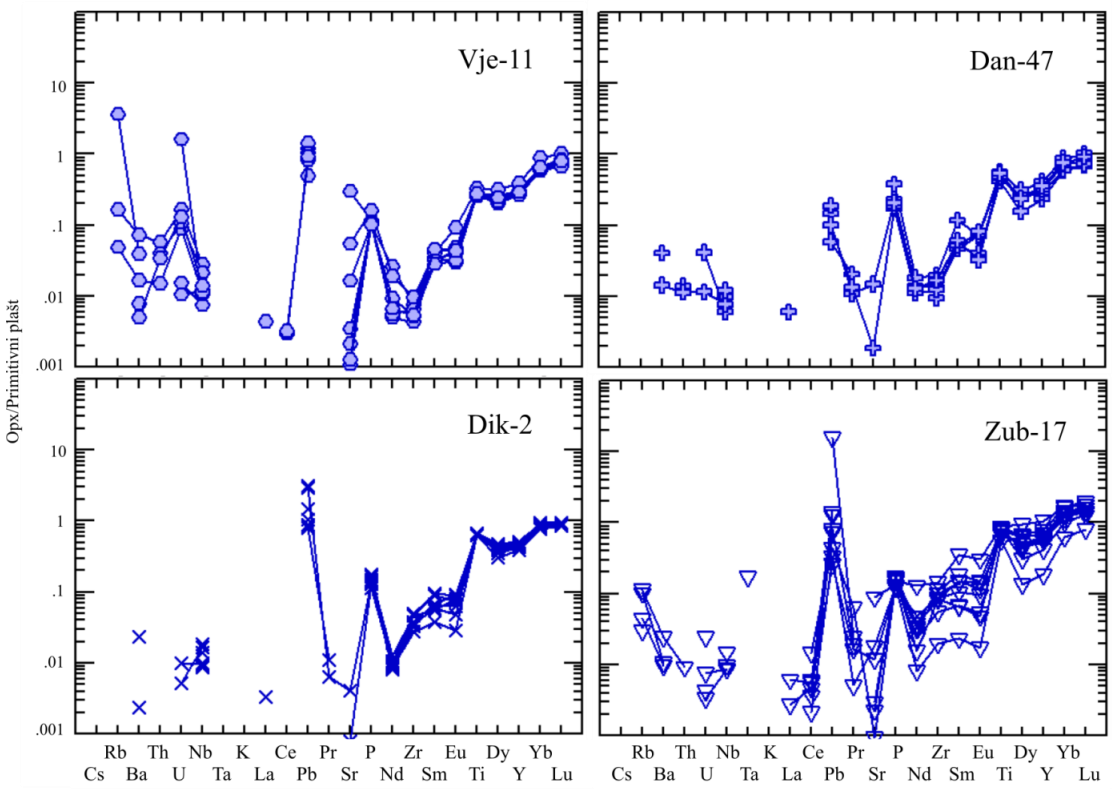
Slika 5.104. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u ortopiroksenu normaliziran na hondrit prema Sun i McDonough (1989). Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J- pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

Udio REE u ortopiroksenima **spinelskih lercolita** S-pojasa je očekivano niži nego u klinopiroksenima, što je naročito izraženo za LREE i MREE (slika 5.104 a). Normalizirane koncentracije REE u ortopiroksenima pokazuju kontinuirani pad od Lu prema La, a negativna Eu anomalija, kao i u klinopiroksenima, vidljiva je u ortopiroksenima gotovo svih uzoraka (Eu* = 0,40 – 0,86) osim u jednom zrnu spinelskog lercolita Vje-11(1,61). Ova pozitivna anomalija posljedica je pozicije analize na samom rubu zrna gdje se nalaze veće količine serpentina. Posebno se ističe ortopiroksen spinelskog lercolita Dan-47 u kojem Eu-anomalija varira u vrlo širokom rasponu i iznosi od 0,36 do 1,18. Ukupan sadržaj REE u ortopiroksenu najveći je u uzorku spinelskog lercolita Zub17 (0,73- 3,46 ppm), nešto manji u ortopiroksenu

spinelskog lercolita Dik-2 (1,16-1,53 ppm), a najmanji u ortopiroksenima spinelskih lercolita Vje-11 (0,83-1,23 ppm) i Dan-47 (0,76-1,26 ppm). Ovakav trend snižavanja sadržaja REE po lokalitetima isti je kao i kod istih uzoraka u klinopiroksenima (Prilog-2, Tablica 1). Ortopirokseni peridotita J-pojasa imaju vrlo sličan oblik normalizirane koncentracijske krivulje onima u peridotitima S-pojasa, međutim pokazuju ipak neke razlike (slika 5.104 b). Ukupan sadržaj LREE veći je u ortopiroksenima peridotita J-pojasa dok je sadržaj HREE veći u ortopiroksenima peridotita S-pojasa. Ovo se najbolje vidi iz sadržaja La i Lu. Sadržaj La normaliziran na hondrit viši je u ortopiroksenu peridotita J-pojasa te varira od 0,01 do 0,5, dok je u ortopiroksenu peridotita S-pojasa relativno niži (0,008 do 0,02). Suprotno navedenom ponaša se Lu čiji je sadržaj u ortopiroksenu peridotita J-pojasa 1 – 3 puta obogaćeniji u odnosu na hondrit, dok je u ortopiroksenu peridotita S-pojasa obogaćeniji 2 – 6 puta u odnosu na hondrit (slika 5.104). Eu anomalija u ortopiroksenima peridotita J-pojasa u pravilu izostaje, međutim u jednom zrnu ortopiroksena u spinelskom lercolitu Gv-15 zabilježena je negativna Eu-anomalija (Eu/Eu* = 0,5).

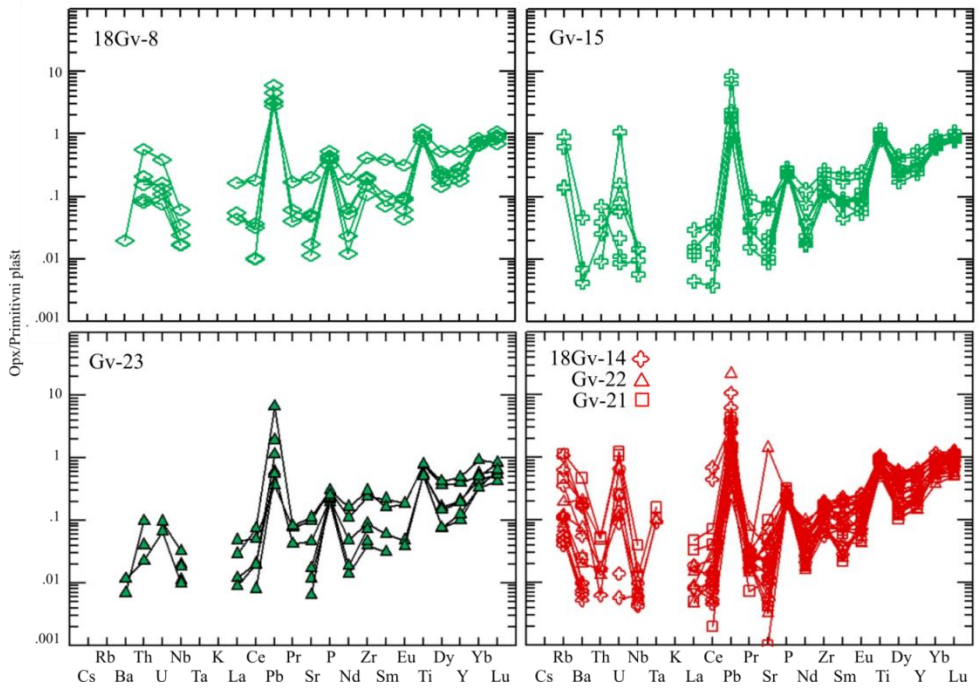
Ortopirokseni **piroksenita,** olivinskog vebsterita Gv–21 i vebsterita Gv-22 imaju vrlo sličan sadržaj i oblik krivulje raspodjele koncentracija HREE kao i ortopirokseni peridotita J-pojasa (slika 5.104 c). Kod olivinskog vebsterita Gv-21 unutar više zrna ortopiroksena na ponekim analizama vidi se pozitivna Ce anomalija. Ortopirokseni vebsterita 18Gv-14 imaju nešto veći ukupni sadržaj REE (Prilog 2, Tablica 3) te vrlo naglašenu pozitivnu Ce anomaliju u dvije analize napravljene u jezgri jednog zrna ortopiroksena. U istoj jezgri napravljene su i dodatne analize koje ne pokazuju Ce-anomaliju.

Na „spider“ dijagramima koncentracije elemenata u tragovima u ortopiroksenima **peridotita** S-pojasa normalizirane su na primitivni plašt (slika 5.3.17). Zbog vrlo niskog sadržaja elemenata u tragovima, naročito u segmentu između Cs i Ce, kod većine uzoraka ne zapaža se pravilnost u njihovoj distribuciji.



Slika 5.105. Sadržaj elemenata u tragovima u ortopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa normaliziran u odnosu na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989).

Ipak, u segmentu od Sr do Lu većina elemenata prisutna je u količinama iznad granica detekcije što omogućava razmatranje i interpretaciju. Značajna je karakteristika većine ortopiroksena peridotita oba pojasa da u Ti, Zr i P pokazuju pozitivne anomalije za razliku od klinopiroksena u kojima spomenute anomalije imaju negativan karakter. Iznimku čine ortopirokseni spinelskih lercolita Vje-11 i Dan-47 iz S-pojasa, koji imaju negativnu Zr anomaliju. Kod lercolita Vje-11 primjetan je i nešto viši sadržaj elemenata od Rb do Nd nego što je to kod ostalih peridotita S-pojasa uz pozitivne Rb- i U-anomalije. Ortopirokseni peridotita J-pojasa imaju sličan udio elemenata u tragovima, s većim sadržajem La, Sr, Nd i Zr (Prilog-2, Tablica 3 i 4), a spomenute Ti-, Zr- i P-anomalije kod svih su uzoraka pozitivnog karaktera (slika 5.106). Uz navedene anomalije izražena je i pozitivna Pb-anomalija u svim uzorcima. Ortopirokseni spinelskog lercolita Gv-4 i dunita Gv-23 imaju pozitivnu Th-U anomaliju koja nije uočena kod drugih uzoraka. Ova dva uzorka pokazuju veliku sličnost u obliku krivulje elemenata u tragovima normaliziranih na primitivni plašt. Uzorak spinelskog lercolita Gv-15 ima drugačiji oblik krivulje od ostalih peridotita iz J-pojasa, a razlika se očituje u pozitivnoj Rb anomaliji te negativnoj Th anomaliji.



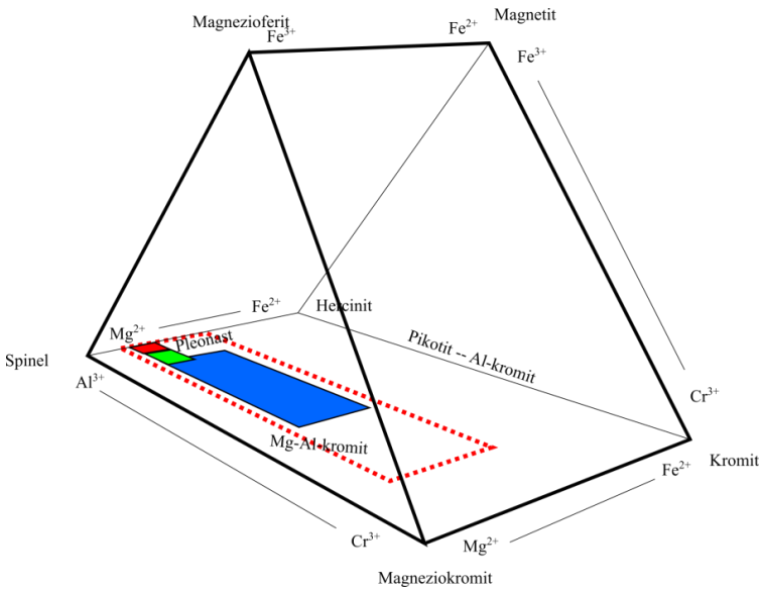
Slika 5.106. Sadržaj elemenata u tragovima u ortopiroksenima J-pojasa normaliziran na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). Svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti; tamno zelena boja – duniti; crvena boja – pirokseniti.

Sadržaji elemenata u tragovima u ortopiroksenima **piroksenita** normaliziranih na primitivni plašt grafički su prikazani na slici 5.106 d. HFSE elementi od La do Lu po normaliziranim vrijednostima vrlo su slični ortopiroksenu peridotita J-pojasa. Prisutne su pozitivne Ti, Zr i P anomalije te negativna Sr anomalija, a odstupanje je vidljivo samo u dvije analize iz zrna ortopiroksena vebsterita Gv-22 koje pokazuju viši sadržaj REE te pozitivne Sr-anomalije. Ovo je posljedica analize neposrednog ruba zrna, odnosno analize na samom kontaktu ortopiroksena i klinopiroksena te je zahvaćen dio klinopiroksena. Vidljivo je da se sadržaj elemenata u tragovima u ortopiroksenu kod svih piroksenita može usporediti s onim iz ortopiroksena spinelskog lercolita Gv-15.

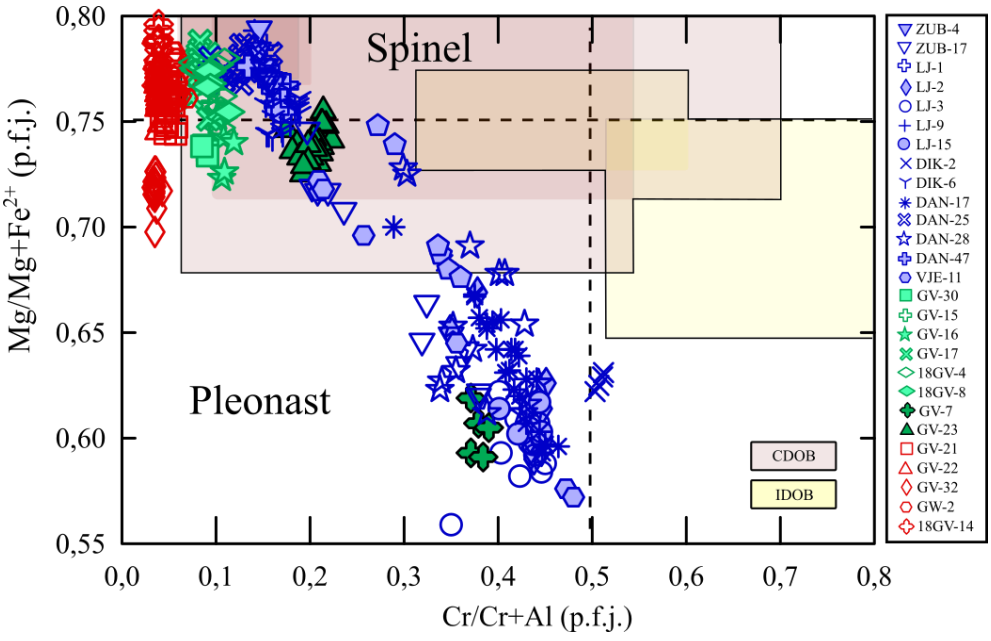
5.3.4 Spinel

Kemijske analize spinela prikazane su u Prilogu-1, Tablica 4. Kemijska formula spinela izračunata je na bazi 4 atoma kisika. Elektronskom mikrosondom analizirani su samo primarni spineli što isključuje sekundarni magnetit koji je prisutan u većim količinama kao produkt serpentinizacije. Analizirani spineli prema klasifikaciji Deer i dr. (1992), odgovaraju spinelu i pleonastu (slike 5.107 i 5.108). Udio Fe^{3+} atoma u formuli nije dovoljno velik da bi

se analizirani spineli nazvali hercinitima i treba istaknuti da najveći dio spinela ima omjer $Fe^{3+}/Fe^{2+} < 0,2$.

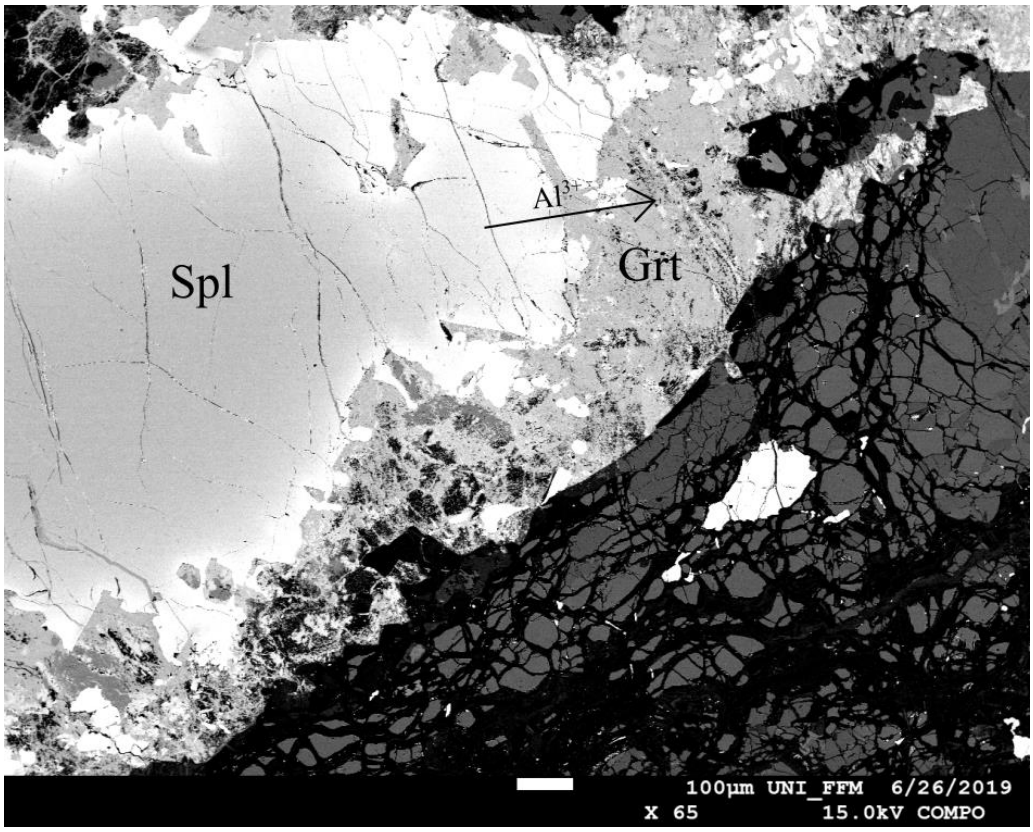


Slika 5.107. Klasifikacija spinela (Deer i dr., 1992) ultramafita Banovine. Sve analize spinela Banovine projiciraju se na donju stranicu prizme zbog vrlo male količine Fe3+ iona. Plavo polje – spineli spinelskih lercolita S-pojasa, zeleno polje – spineli svih peridotita J-pojasa, crveno polje – spineli piroksenita J-pojasa. Polje omeđeno crvenom točkicama prikazano na slici 5.108.



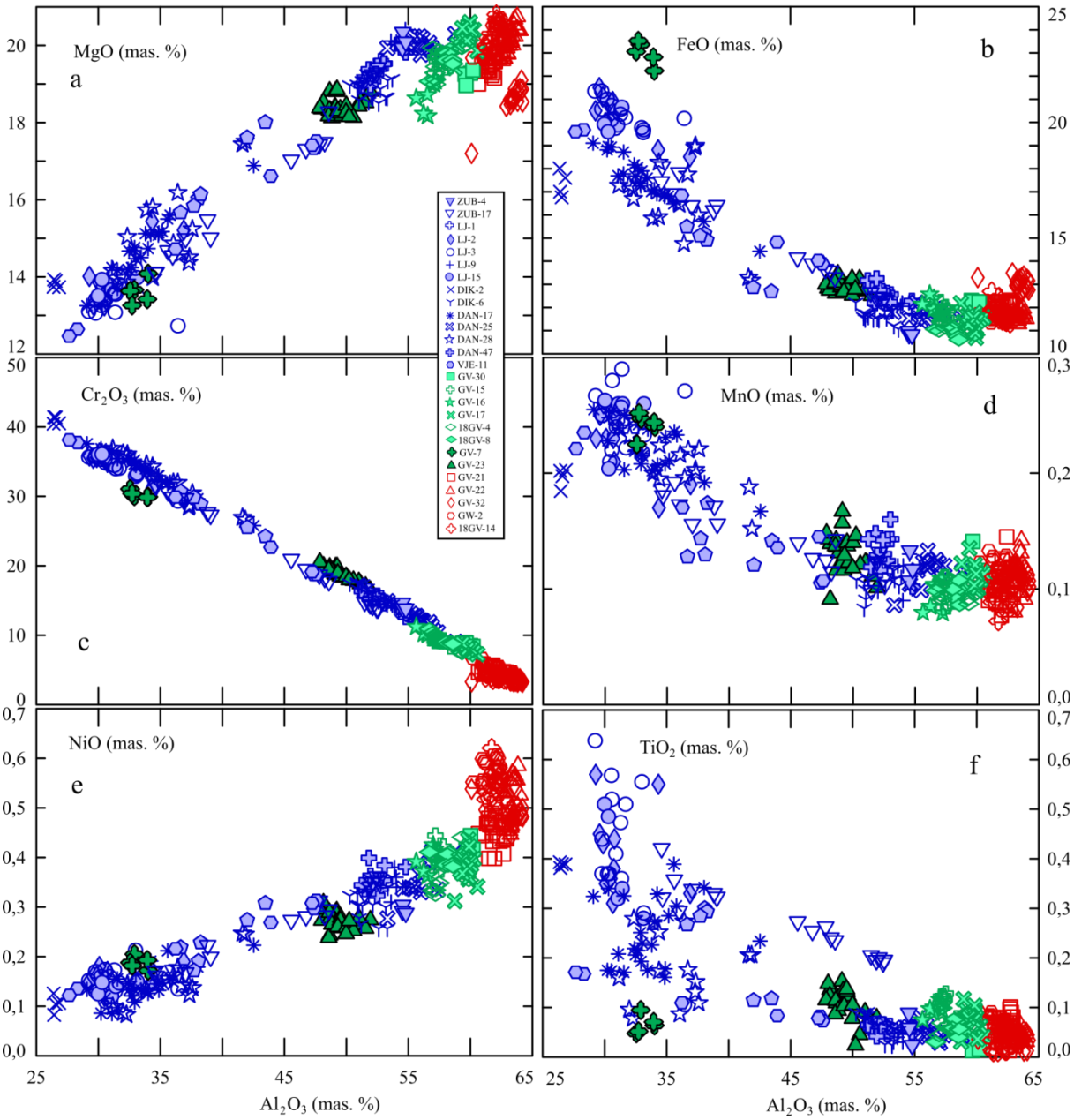
Slika 5.108. Klasifikacija spinela (Deer i dr. 1992) ultramafita Banovine. Projekcija donjeg dijela prizme iz slike 5.107. Plava boja –spinelski lercolit S-pojasa; svijetlo zelena boja –spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J-pojasa; crvena boja –piroksenitи J-pojasa. CDOB = Centralni dinaridski ofiolitni pojas (Central Dinaride Ophiolite Belt); IDOB = Unutrašnji dinaridski ofiolitni pojas (Inner Dinaride Ophiolite Belt); CDOB i IDOB podaci preuzeti su iz radova Lugović i dr. (2007), Bazylev i dr. (2009), Šegvić (2010) i Faul i dr. (2014).

Većina spinela **peridotita** J-pojasa projicira se u područje spinela „*sensu stricto*“ ili u granično područje između spinela i pleonasta. Iznimka je spinel dunita Gv-7 u kojem je omjer kroma i aluminija nešto veći te pada u polje pleonasta. Kemijski sastav spinela iz peridotita S- i J-pojasa je vrlo sličan međutim, karakterizirani su drugačijim kationskim omjerima (slike 5.107; 5.108). Jedan dio analiza spinela (spinelski lercoliti Zub–4, LJ–9, Dik–2, Dan–47, Dan-25) projicira se u klasifikacijskom dijagramu u polje spinela „sensu stricto“, dok ostale pokazuju široki raspon vrijednosti u polju pleonasta. Omjer kationa kroma i aluminija u spinelskom lercolitu Dik-2 prelazi 1 pa ga se može svrstati i u polje Al-magneziokromita (slika 5.107). Relativno širok raspon omjera kroma i aluminija u spinelima peridotita S-pojasa posljedica je kemijskog zoniranja u jednom dijelu spinela što upućuje na poremećaj ravnotežnih uvjeta. Tome u prilog ide i pojava ovoja nalik *kelifitu* s reliktima granata (grosular - *hidrogrosular*) koji se javlja oko zoniranog spinela. Zoniranje u spinelu jasno se vidi u spinelima spinelskog lercolita Zub-17 u kojem je većina spinela karakterizirana s kelifitnim ovojem (slika 5.109).



Slika 5.109. BSE snimka zonalnog spinela s hidrogrosularom u ovojnici. Strelica ukazuje na smjer difuzije Al^{3+} iona prema hidrogrosularu zbog čega po rubovima spinel ostaje osiromašen s Al^{3+}. Uzorak spinelskog lercolita Zub-17.

Na snimci povratno raspršenih elektrona („*back-scattered electron*“; BSE) tamnije zone u jezgri spinela relativno su bogatije aluminijem, a svjetlije zone prema rubu imaju sve manje udjele ovog elementa i željeza te sadrže relikte granata unutar ovoja. Treba naglasiti kako su ove pojave vezane isključivo za spinelske lercolite Zub-17, Lj-2, Lj-3, Dik-2, Dan-17, Dan-28 i Vje-11 u kojima spinel i u drugim glavnim elementima pokazuje relativno širok raspon vrijednosti. Pojava *kelifita* i kemijska zonacija u spinelu nisu primijećene u peridotitima J-pojasa. Svi analizirani spineli u peridotitima J-pojasa imaju vrijednosti Mg-broja između 70,6 i 77,5 % s iznimkom spinela dunita Gv-7 (50,1 - 53,0 %), dok su vrijednosti Mg-broja spinela iz peridotita S-pojasa između 52,2 i 77,0 %. Vrijednost Cr-broja većine spinela peridotita J-pojasa varira od 7 do 12 %. Sa nešto višim vrijednostima izdvajaju se spineli dunita Gv-23 (18 – 22 %) i dunita Gv-7 (37 do 39 %). Za spinele peridotita S-pojasa vrijednosti Cr-broja variraju od 9 do 51 % (slika 5.108). Sadržaj Al_2O_3 u spinelima spinelskih lercolita J-pojasa varira od 55,63 do 63,14 mas. % (slika 5.110), a s bitno manjim sadržajem Al_2O_3 izdvajaju se duniti Gv-23 (47,86 - 51,93 mas. %) i Gv-7 (32,56 - 34,92 mas. %). Udio Al_2O_3 u spinelima peridotita S-pojasa varira od 26,32 do 58,80 mas. %. Sadržaj Cr_2O_3 također lijepo razdvaja spinelske lercolite i dunite unutar J-pojasa. Tako za spinele spinelskih lercolita J-pojasa, sadržaj Cr_2O_3 varira od 7,24 do 11,23 mas. %, a za dunite Gv-23 i Gv-7 od 16,43 do 20,51 mas. %, odnosno od 29,86 do 31,04 mas. %). Sadržaj Cr_2O_3 u spinelima peridotita S-pojasa varira u rasponu od 9,05 do 41,40 mas. %.



Slika 5.110. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u spinelima ultramafita Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J- pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa; a) - MgO, b - FeO_T, c – Cr_2O_3, d – MnO, e - NiO, f – TiO_2.

Udio FeO_T u spinelima peridotita S-pojasa varira od 10,82 do 21,50 mas. %, a u spinelima većine peridotita J-pojasa u puno užem rasponu, od 10,61 do 13,44 mas. %. Iznimku čine spineli dunita Gv-7 s vrlo visokim udjelima FeO_T, od 22,23 do 23,52 mas. %. Sadržaj MgO u spinelima peridotita S-pojasa iznosi između 12,46 do 20,41 mas. %, dok u spinelima većine peridotita J-pojasa varira od 18,12 do 20,60 mas. %, pri čemu iznimku opet čine spineli dunita Gv-7 gdje MgO varira od 13,26 do 14,08 mas. %. Sadržaj NiO u spinelima peridotita S-pojasa

prilično je varijabilan (0,08 - 0,41 mas. %). Unutar J-pojasa sadržaj NiO je nešto viši u spinelima spinelskih lercolita (0,31 – 0,49), a niži u spinelima dunita. Tako u spinelu dunita Gv-23 NiO varira od 0,24 do 0,31 mas. %, a u spinelu dunita Gv-70 od 17 do 0,21 mas. %. Sadržaj TiO_2 za dio spinela peridotita S-pojasa, odnosno u spinelskim lercolitima Dan-25, Dan-47, Dik-6, Lj-9 i Zub-4 varira u relativno uskom intervalu od 0,02 do 0,09 mas. %, dok spineli spinelskih lercolita Zub-17, Lj-2, Lj-3, Dik-2, Dan-17, Dan-28 i Vje-11 koji također pripadaju S-pojasu pokazuju široki raspon vrijednosti, od 0,08 do 0,64 mas. % (slika 5.110). Ovaj široki raspon je vezan uz uzorke koji su i u drugim glavnim elementima spinela pokazali veliko rasipanje vrijednosti što je povezano sa sekundarnim izmjenama.

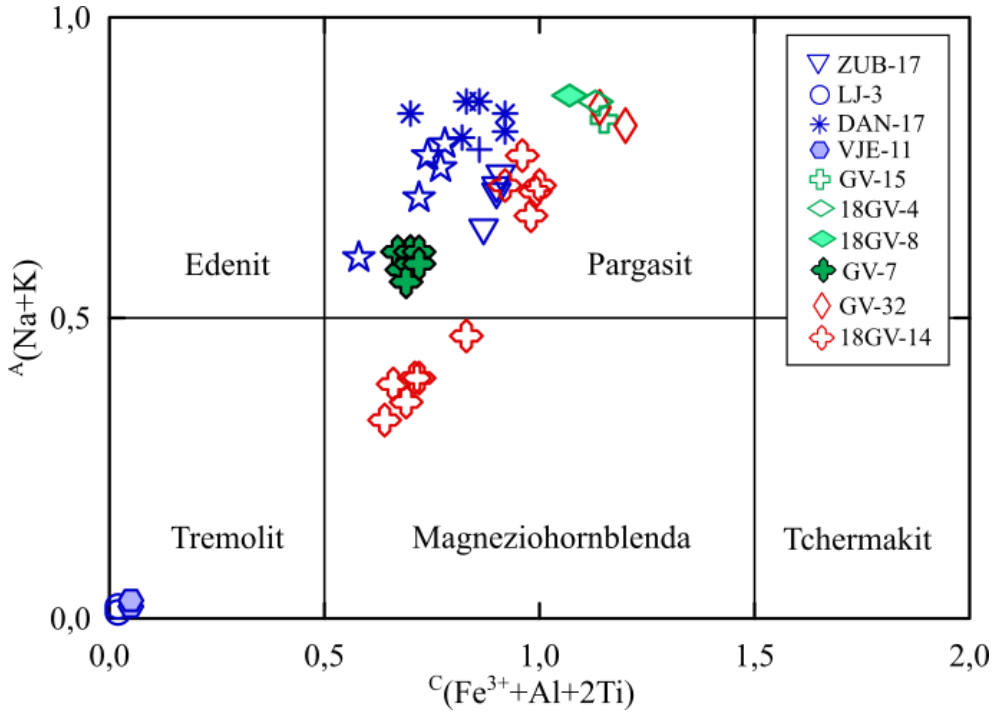
Kao što je i slučaj s olivinom i piroksenima, spineli **piroksenita** po kemizmu su puno sličniji spinelima peridotita J-pojasa nego spinelima peridotita S-pojasa (slike 5.107, 5.108 i 5.109). Imaju relativno visok Mg-broj (69,75 – 76,43 %) kao i peridotiti J-pojasa, ali ipak nešto niži Cr-broj (0,04 – 0,06 %). Sadržaj Al_2O_3 u spinelima piroksenita varira od 60,10 do 64,21 mas. %, a sadržaj Cr_2O_3 od 3,21 do 6,66 mas. %. Sadržaj FeO_T u spinelima piroksenita varira u rasponu od 11,29 do 12,69 mas. %, a izdvaja se spinel u olivinskom vebsteritu Gv-32 s nešto višim vrijednostima od 12,69 do 13,49 mas. %. Sadržaj MgO u spinelu varira od 19,15 do 20,80 mas. %, a spinel olivinskog vebsterita Gv-32 izdvaja se s nešto nižim vrijednostima (17,20 – 19,10 mas. %). Udio NiO u spinelima svih piroksenita nalazi se u intervalu od 0,43 do 0,62 mas. %, a udio TiO_2 od 0,01 do 0,09 mas. %.

5.3.5 Ostali minerali

U peridotitima i piroksenitima Banovine, unutar oba pojasa amfibol se javlja u vrlo malim količinama. U većini uzoraka nije vidljiv optičkim mikroskopom, a obično se nalazi na granicama između spinela i piroksena ili između ortopiroksena i klinopiroksena, kao reakcijski rub. Iznimke su dunit Gv-7 i spinelski lercolit 18Gv-4 koji pripadaju J-pojasu, a u kojima se amfibol nalazi u količinama oko 1 % te se nešto veća zrna mogu vidjeti i optičkim mikroskopom. Zbog vrlo malih količina amfibol nije ciljano analiziran, već samo na mjestima gdje je uz analizirane glavne mineralne faze bio zamiješćen. U narednom poglavlju će stoga amfibol, kao i ostali sporedni minerali biti razmatrani zajedno za oba pojasa.

Kemijski sastav svih **amfibola** prikazan je u Prilogu-1, Tablica 5, a njihove formule su izračunate na bazi 23 atoma kisika. Sadržaj kalcija u B poziciji amfibola dominantan je u

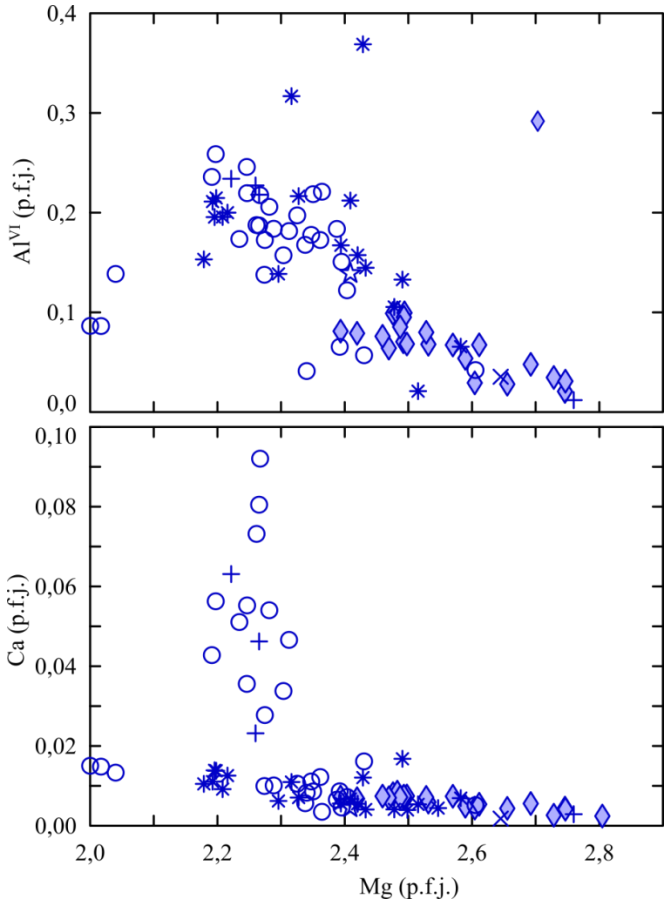
odnosu na ostale B-katione (> 75 %) pa je jasno da se radi o kalcijskom amfibolu. Gotovo svi analizirani amfiboli prema klasifikaciji Hawthorne i dr. (2012) odgovaraju pargasitu (slika 5.111). Amfiboli spinelskih lercolita Vje-11 i Lj-3 odgovaraju tremolitu što je odraz vrlo niskog sadržaja Na_2O (< 0,19 mas. %). Jedan dio amfibola olivinskog vebsterita 18Gv-14 odgovara pargasitu dok drugi dio istog amfibola istog uzorka odgovara magneziohornblendi. Amfiboli dunita Gv-7 koji se nalaze u formama većih zrna, ne pokazuju bitne razlike u odnosu na većinu ostalih, sekundarnih i volumno vrlo slabo zastupljenih amfibola. Sastav amfibola ovog dunita, iako s nešto manjim sadržajem Na_2O, također odgovara pargasitu.



Slika 5.111. Klasifikacijski dijagram amfibola (Hawthorne i dr., 2012) ultramafita Banovine prema.

Minerali **serpentina** također nisu ciljano ispitivani, već su analizirani prilikom analize ortopiroksena i olivina, minerala u kojima je serpentin vrlo često produkt sekundarnih reakcija. Kemijske analize serpentina iz peridotita S-pojasa prikazane su u Prilogu-1, Tablica 6. Kemijska formula serpentina izračunata je na bazi 9 atoma kisika. U ultramafitima J-pojasa serpentin je prisutan u bitno manjim količinama te nije analiziran. Minerali serpentina, prvenstveno se razlikuju po strukturi pa razlike u kemijskim formulama ne otkrivaju vrstu serpentina. Ipak neke razlike među uzorcima su vidljive, kao na primjer da serpentin u spinelskom lercolitu Lj-2 ima nešto veći sadržaj magnezija od serpentina spinelskog lercolita Lj-3 u kojem je magnezij nešto većim djelom supstituiran aluminijem (slika 5.112 a). Ove su

razlike vjerojatno uvjetovane sastavom ortopiroksena, međutim nedovoljno je analiza napravljeno za generalni zaključak. Određeni broj analiza serpentina u spinelskom lercolitu Lj-3 pokazuje povišeni sadržaj kalcija (slika 5.112 b), a koji je posljedica blizine izlučenih eksolucijskih lamela klinopiroksena u ortopiroksenu.

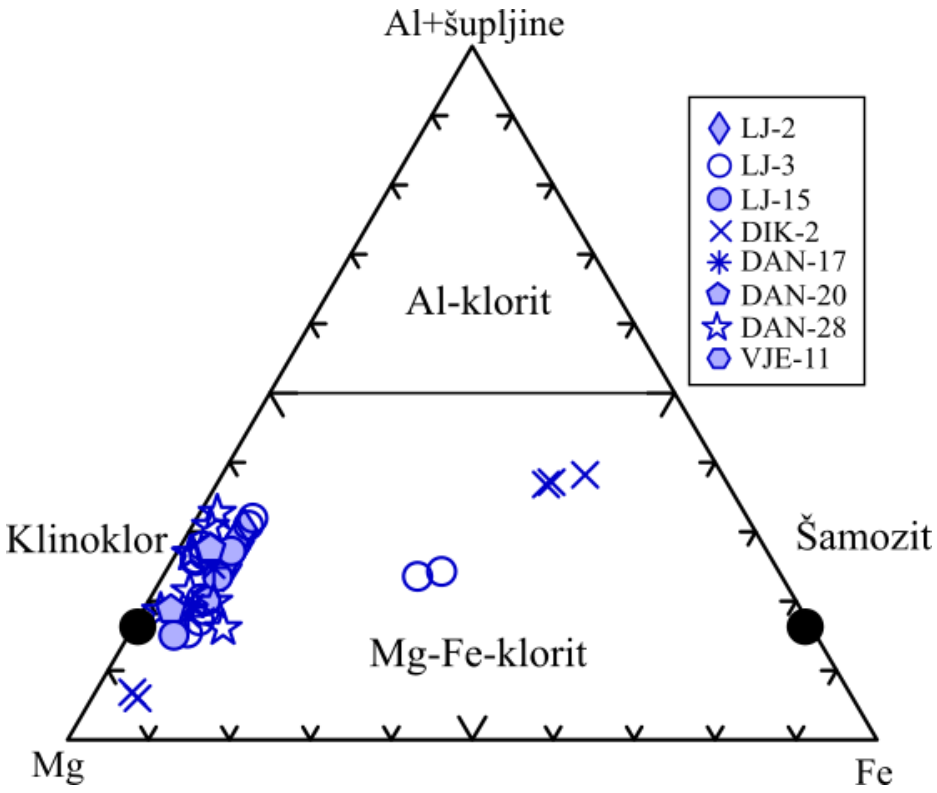


Slika 5.112. Negativna korelacija Al^{VI} i Ca u odnosu na Mg u serpentinima spinelskih lercolita S-pojasa. Količina Al, Ca i Mg izražena je po formulskoj jedinici.

Kemijski sastav **granata** nalazi se u Prilogu-1, Tablica 7, a formule minerala su izračunate na bazi 12 atoma kisika. Analizirani su granati iz spinelskih lercolita Dan-28, Zub-17 i Dik-2 iz S-pojasa te iz vebsterita 18Gv-14 iz J-pojasa. Prema klasifikaciji (Deer i dr., 1992) kemijske formule granata odgovaraju grosularu međutim, samo za granat spinelskog lercolita Dan-28, koji popunjava pukotinu u klinopiroksenu, dobivena je ukupna suma analize od 100 mas. %. Ukupne sume analiza ostalih granata variraju između 90,89 i 97,14 mas. %, što upućuje na minerale iz serije *hidrogrosulara*. Osim *hidrogrosulara*, na prisutnost vode u stijenama ukazuje i uzorak vebsterita 18Gv-14 u kojem se na samom kontaktu između spinela i klinopiroksena uz granat javlja i Ca-amfibol. U uzorcima spinelskih lercolita Zub-17 i Dik-2

iz S-pojasa granat se javlja u obliku dezintegriranog ovoja oko spinela, a kao produkt njegove retrogradne izmjene prisutne su i veće količine klorita. To je najčešći način pojave granata, te je primijećen i kod drugih uzoraka, pogotovo u peridotitima S-pojasa, ali nisu detaljnije analizirani.

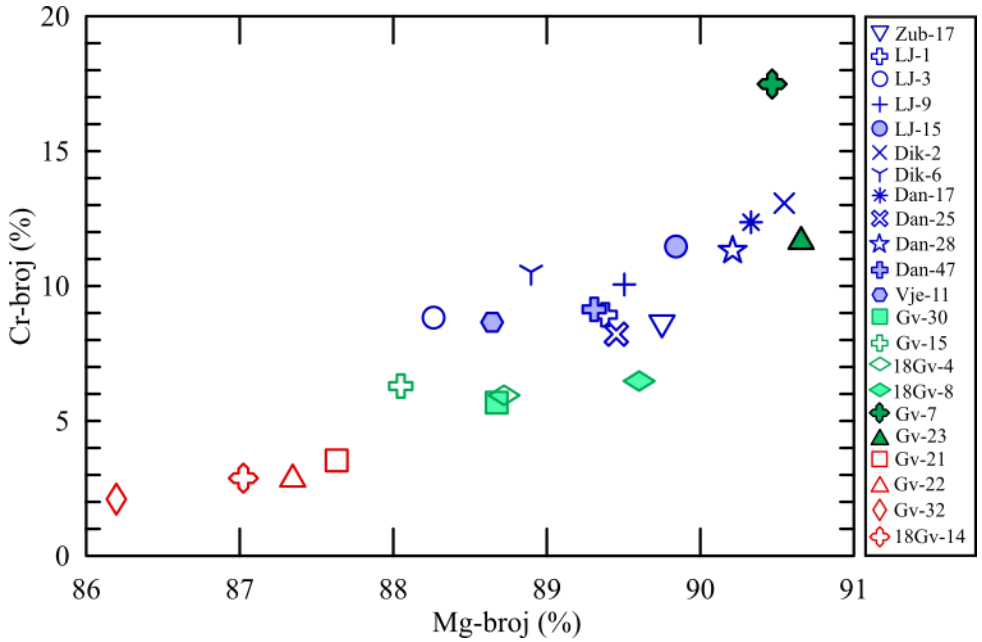
Analizirani **kloriti** se nalaze u ovoju oko spinela i najvjerojatnije predstavljaju retrogradni produkt raspada granata. Kemijske analize prikazane su u Prilogu-1, Tablica 8, a kemijske formule su izračunate na bazi 28 atoma kisika. Većina klorita prema klasifikaciji Zane i Weiss (1998) odgovara Mg-kloritu, odnosno klinokloru. U uzorcima spinelskih lercolita Lj-3 i Dik-2 osim magnezijskih klorita nekoliko analiza elektronskom mikrosondom ukazalo je i na postojanje željezom bogatih klorita (slika 5.113). Takvi kloriti mogli bi odgovarati šamozitu međutim, isti kemijski sastav može imati i mineral bertierin, koji može nastati kao produkt alteracije mafitnih stijena (Mu, 2015). U uzorcima peridotita s Banovine ovakve se pojave najčešće javljaju na rubovima reakcijskog ovoja oko spinela u kontaktu sa serpentinom. Ovakvi reakcijski ovoji oko spinela u ultramafitima J-pojasa potpuno izostaju, posljedica čega je i bitno manji sadržaj klorita pa stoga analiziranje klorita u stijenama J-pojasa nije provedeno.



Slika 5.113. Klasifikacija klorita iz spinelskih lercolita S-pojasa prema Zane i Weiss (1998).

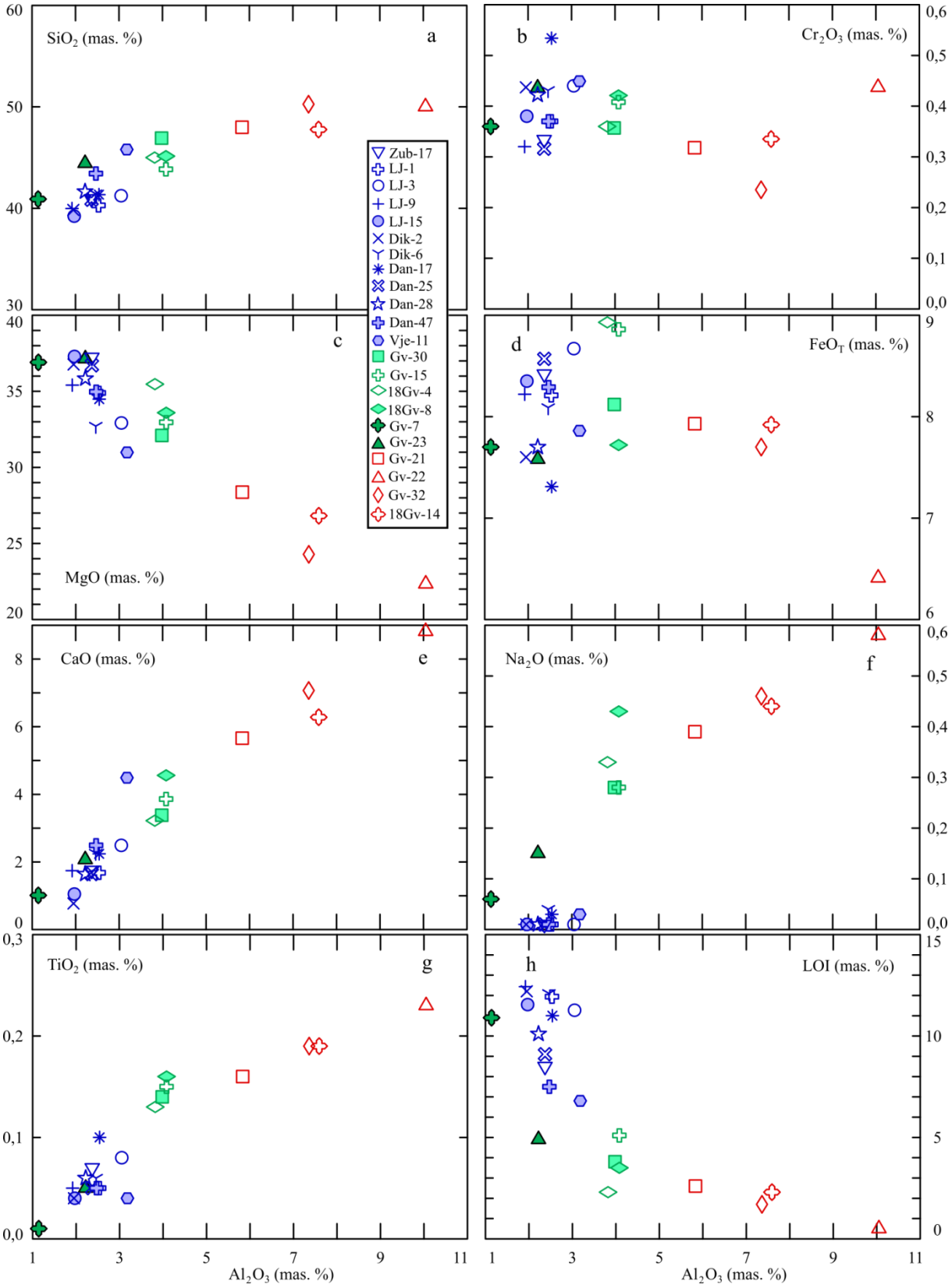
5.4 Kemijske analize stijena

Kemijske analize stijena izražene u masenim postocima oksida za glavne elemente te u ppm za elemente u tragovima prikazane su u Dodatku 3, Tablice 1, 2 i 3. **Peridotiti** J- i S-pojasa razlikuju se u sadržaju većine oksida glavnih elemenata. Magnezijski broj dobro diskriminira razlike u stijenama, ali ne i same pojaseve (slika 5.114).



Slika 5.114. Odnos između Cr-broja i Mg-broja u ultramafitima Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J-pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

Mg-broj spinelskih lercolita S-pojasa varira od 88,26 do 90,54 %, a Mg-broj spinelskih lercolita J-pojasa od 88,67 do 89,6 %. Duniti Gv-7 i Gv-23, koji pripadaju J-pojasu, imaju najviše vrijednosti Mg-broja (90,46 – 90,57 %). Vrijednosti Cr-broja za peridotite S-pojasa su u rasponu od 8,2 do 13,1, dok su u peridotitima J-pojasa niže i variraju od 5,67 do 6,47. Duniti J-pojasa imaju relativno visoke Cr-brojeve od 11,64 do 17,48 %, a pirokseniti vrlo niske, od 2,1 do 3,5 %. Sadržaj Al_2O_3 u peridotitima Banovine varira u širokom rasponu (slika 5.115), i to u peridotitima S-pojasa od 1,92 do 3,18 mas. %, a u peridotitima J-pojasa od 3,82 do 4,08 mas. %. S nižim vrijednostima Al_2O_3 unutar J-pojasa izdvajaju se dunit Gv-23 (2,22 mas. %) koji se preklapa s peridotitima S-pojasa, te dunit Gv-7 sa najnižim sadržajem Al_2O_3 (1,14 mas. %). U peridotitima S-pojasa sadržaj SiO_2 varira od 39,22 do 45,79 mas. %, a u spinelskim lercolitima J-pojasa od 45,13 do 46,91 mas. % (slika 5.115 a). Duniti J-pojasa imaju nešto niži sadržaj SiO_2 (40,9 – 44,43).



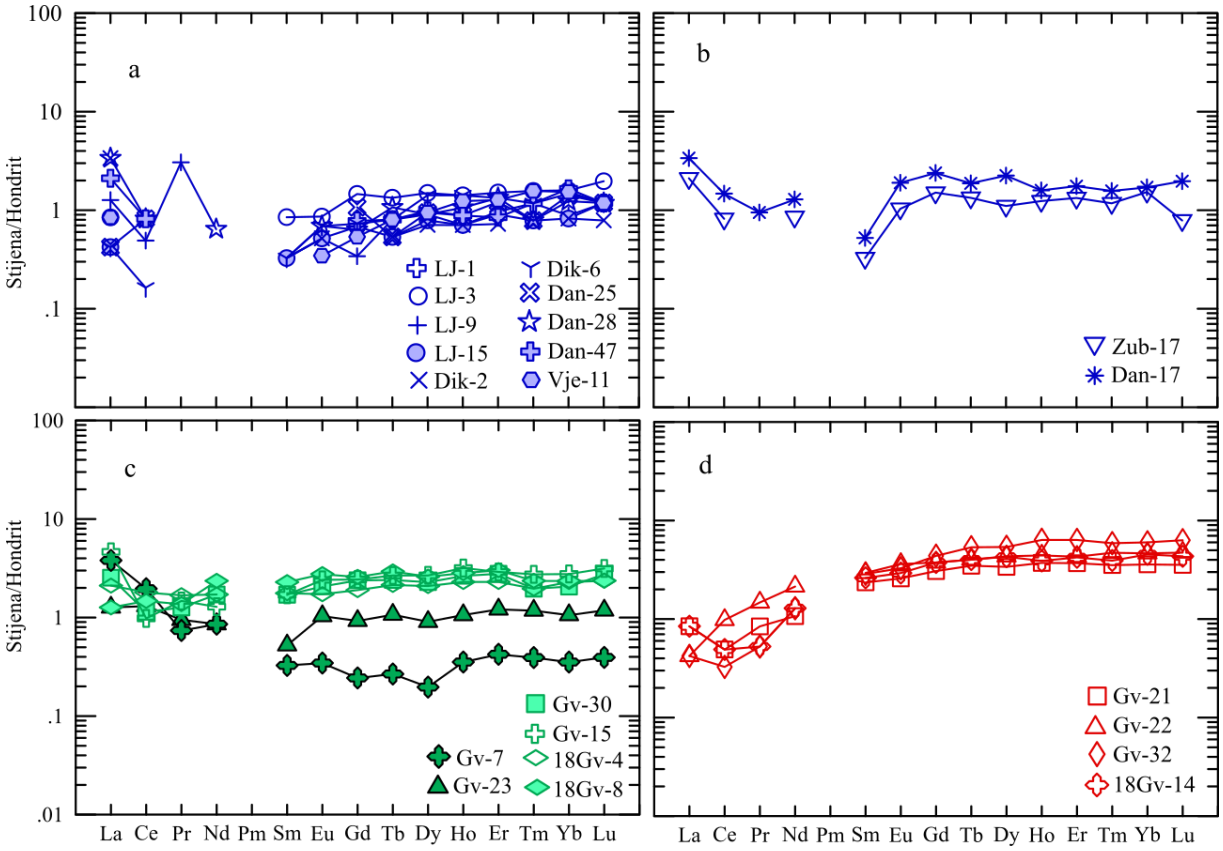
Slika 5.115. Varijacijski dijagrami sadržaja glavnih elemenata u odnosu na Al_2O_3 u ultramafitima Banovine. Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J-pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa; a – SiO_2, b – Cr_2O_3, c – MgO, d – FeO_T, e – CaO, f – Na_2O, g – TiO_2, h – LOI.

Sadržaj Cr_2O_3 ujednačen je u svim ispitivanim uzorcima i varira od 0,32 do 0,53 mas. % (slika 5.115 b), kao i sadržaji MgO (30,98 – 37,29 mas. %) i FeO_T (7,31 – 8,93 mas. %) i ne vide se značajne razlike u ovim oksidima između dvaju pojaseva (slika 5.115 c i d). S druge strane sadržaji CaO razlikuju se u spinelskim lercolitima S-pojasa (0,77 do 2,49 mas. %), s iznimkom spinelskog lercolita Vje-11 (4,49 mas. %), od onih u spinelskim lercolitima J-pojasu (3,22 do 4,56 mas. %), što je vidljivo na slici 5.115 e). Duniti J-pojasa i ovdje se izdvajaju te su s nešto nižim vrijednostima sličniji lercolitima S-pojasa (0,77 – 2,07 mas. %). Značajna razlika između dva pojasa prisutna je u sadržaju Na_2O. U peridotitima S-pojasa sadržaj Na_2O ne prelazi 0,04 mas. %, dok u J-pojasu varira od 0,28 do 0,43 mas. % (slika 5.115 f). Duniti se i po sadržaju Na_2O izdvajaju s nižim vrijednostima (0,06 – 0,15). Sadržaj TiO_2 također je veći u peridotitima J-pojasa (0,13 – 0,16 mas. %) nego u peridotitima S–pojasa (0,04 do 0,10 mas. %), (slika 5.115 g). Duniti J-pojasa imaju vrlo nizak sadržaj TiO_2 (0,01 – 0,05 mas. %). Sadržaj Ni u peridotitima oba pojasa relativno je ujednačen te varira od 1395,9 do 2158,8 ppm. Relativno veći stupanj serpentinizacije peridotita S–pojasa, koji je jasno vidljiv u mikroskopskim izbruscima, očituje se i u većem gubitku žarenjem (LOI). Unutar peridotita S-pojasa vrijednosti LOI variraju od 6,80 do 12,43 mas. %. Slične vrijednosti ima i dunit Gv-7 (10,90 mas. %) iz J-pojasa, a ostali uzorci J-pojasa pokazuju značajno manji postotak gubitka žarenjem (2,30 – 4,90 mas. %), (slika 5.115 h).

Analize oksida glavnih elemenata **piroksenita** prikazane su u Prilogu-3, Tablica 1. U odnosu na peridotite, pirokseniti su karakterizirani puno većim sadržajem Al_2O_3 (5,83 – 10,05 mas. %) što je odraz veće zastupljenosti spinela, ali i većeg sadržaja Al_2O_3 u piroksenima. Sadržaj SiO_2 također je nešto viši nego u peridotitima, te varira od 47,76 do 50,26 mas. % (slika 5.115 a), a razlike u sadržajima Cr_2O_3, MgO i FeO_T najbolje se vide iz odnosa Mg-broja i Cr-broja (slika 5.114). U odnosu na peridotite, pirokseniti imaju niže vrijednosti Mg-broja (86,2 – 87,63 %), ali i niže vrijednosti Cr-broja (2,1 do 3,5 %). Pirokseniti su u odnosu na peridotite obogaćeni i u CaO (5,66 – 8,82 mas. %), Na_2O (0,39 – 0,58 mas. %) i TiO_2 (0,16 – 0,23 mas. %), što se može vidjeti i na dijagramima (slike 5.115 e, f i g). Znatno manji gubitak žarenjem u piroksenitima (LOI = 0,5 – 2,6 mas. %) ukazuje na drugačije uvjete alteracija, ali u isto vrijeme može biti i odraz različitog mineralnog sastava, odnosno izostanka olivina koji je vrlo podložan serpentinizaciji. Sadržaj Ni značajno je niži u piroksenitima (239,9 – 1109,6 ppm) nego u peridotitima (1359,9 – 2158,8 ppm).

5.4.1 Kemijske analize elemenata u tragovima u stijeni

Sadržaji elemenata u tragovima svih stijena, izraženi u ppm, prikazani su u Prilogu-3, Tablice 2 i 3. Oblik krivulje koncentracije elemenata rijetkih zemalja normaliziranih na hondrit (Sun i McDonough, 1989) različit je za **peridotite** J- i S-pojasa (slika 5.116).



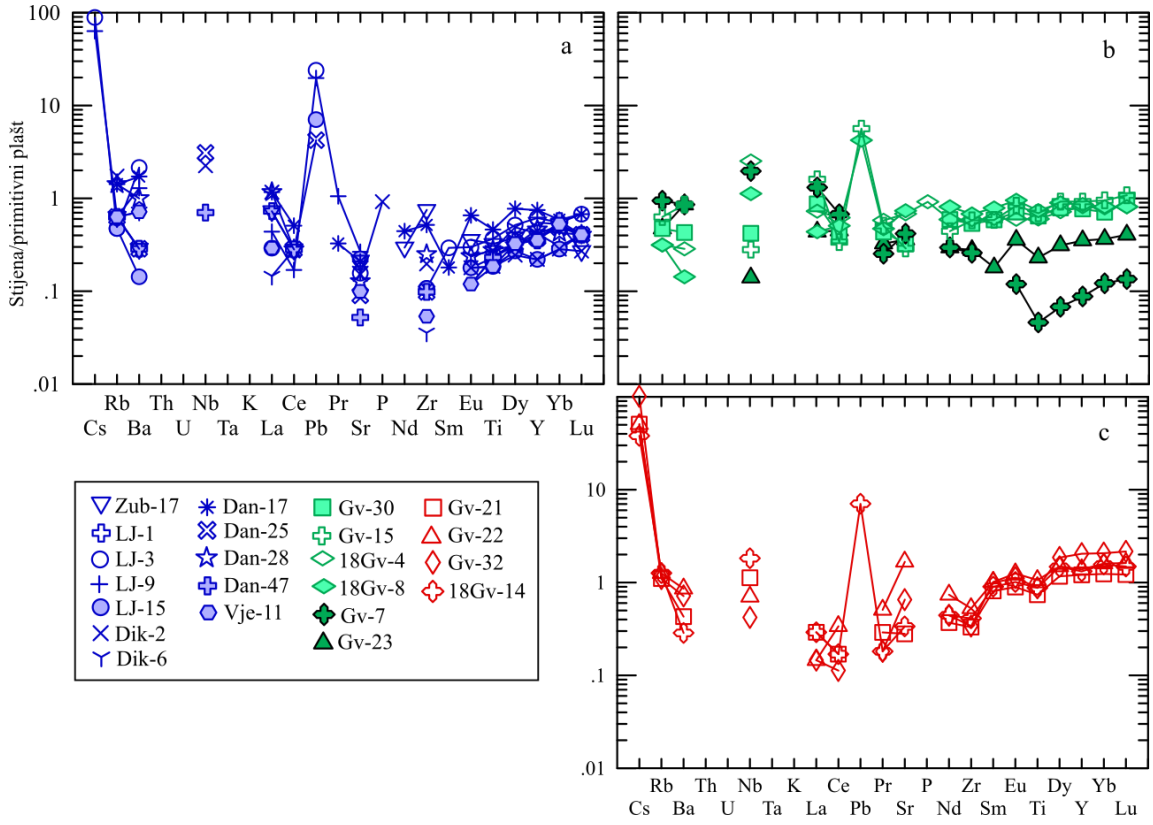
Slika 5.116. Sadržaj elemenata rijetkih zemalja (REE) u ultramafitima Banovine normaliziran na hondrit prema Sun i McDonough (1989). Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J- pojasa; crvena boja – piroksenitи J-pojasa.

Peridotiti S-pojasa pokazuju niži sadržaj REE (ΣREE = 1,68 – 2,77 ppm) u odnosu na one iz J-pojasa (ΣREE = 4,84 – 5,42 ppm). Iznimka je spinelski lercolit Dan-17 koji ima visok sadržaj REE (4,47 ppm), sličan onima iz spinelskih lercolita J-pojasa. Normalizacijske krivulje u spinelskim lercolitima S-pojasa odlikuju se približno jednakim udjelima HREE kao i u hondritima ($HREE/HREE_N$ ~ 0,8 - 2) s tendencijom opadanja od Lu prema Sm (Sm/Sm_N ~ 0,3 do 1) (slika 5.116 a). Ovaj pad nije karakterističan za spinelske lercolite Zub-17 i Dan-17 u kojima MREE pokazuju čak i blagi rast u odnosu na HREE gdje je Gd_N veći od Lu_N (slika 5.116 b). Većina LREE u peridotitima S-pojasa nije detektirana zbog vrlo niskih koncentracija, a slabije obogaćenje vidljivo je jedino u lantanu (La_N ~ 0,4 - 4). Zbog vrlo niskih koncentracija Eu i Sm, ne primjećuje se negativna Eu anomalija koja je vidljiva u

piroksenima. Viši sadržaj REE imaju spinelski lercoliti J–pojasa (slika 5.116 c). Njihove su normalizirane krivulje gotovo linearne te u odnosu na hondrite pokazuju obogaćenje HREE do 3 puta te vrlo blagi pad prema LREE (Pr_N ~ 0,8 – 1). Malo veći skok u La prisutan je jedino kod lercolita Gv-30 (La_N ~ 2). Jasno se po sadržaju REE opet izdvajaju duniti Gv-23 i Gv-7 koji pokazuju osiromašenje u HREE u odnosu na hondrit (Lu_N ~ 0,4 - 1) te obogaćenje u LREE (La_N ~ 1 - 4). Uzorci spinelskih lercolita Gv-30, 18Gv-4 i 18Gv-8 pokazuju blagu negativnu Tm-Yb anomaliju.

Pirokseniti na REE dijagramu pokazuju oblik krivulje na hondrit normaliziranih koncentracija elemenata podudaran tipičnom za N-MORB (slika 5.116 d). Vidljivo je da pirokseniti imaju najveći sadržaj REE ($HREE_N$ ~ 4 - 7), pri čemu se kontinuirano opadanje normaliziranih koncentracija može pratiti od HREE do Ce (Ce_N ~ 0,3 - 1). Osim vebsterita Gv-22, svi ostali pirokseniti su karakterizirani višim sadržajem La u odnosu na Ce (Slika 5.116).

Sadržaj elemenata u tragovima normaliziran na primitivni plašt prikazan je na slici 5.117.



Slika 5.117. Sadržaj elemenata u tragovima u ultramafitima Banovine normaliziran na primitivni plašt prema Sun i McDonough (1989). Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa; svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa; tamno zelena boja – duniti J- pojasa; crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

Peridotiti S-pojasa odlikuju se vrlo skokovitim trendom te vrlo niskim sadržajem nekih mobilnih elemenata poput Th, U, Nb, Ta, K i Pb, ispod granica detekcije (slika 5.117 a). Negativna Ti-anomalija izražena je samo u spinelskom lercolitu Dan-17. Kod većine peridotita S-pojasa elementi Nd i Sm ne prelaze granicu detekcije pa se može reći da postoji pozitivna Zr-anomalija, a na sličan način se može pretpostaviti i pozitivna Sr-anomalija. Navedene anomalije u klinopiroksenima S-pojasa imaju negativan karakter pa je za pretpostaviti da ove anomalije u sadržaju stijene nisu uvjetovane klinopiroksenom te da ih moguće neutraliziraju ortopirokseni od kojih većina ima izražene pozitivne Zr i Sr anomalije. Visoko obogaćenje Cs (Cs_N ~ 60 - 90) u odnosu na primitivni plašt vidljivo je u uzorcima spinelskih lercolita Lj-3 i Lj-9. Kod istih uzoraka vidi se i pozitivna Pb anomalija, a viši sadržaj olova prisutan je još i u spinelskim lercolitima Lj-15 i Dan-25. Za peridotite J-pojasa karakterističan je relativno ravan oblik krivulje normaliziranih REE od Pr do Lu (slika 5.117 b). Ti- i Zr-anomalije su vrlo slabo izražene ili ih nema. Kao i kod peridotita S-pojasa Th, U, Ta i K nisu detektirani, odnosno nalaze se u koncentracijama ispod granice detekcije. Unutar J-pojasa izdvajaju se opet duniti Gv-7 i Gv-23. Oba uzorka se odlikuju negativnom Ti-anomalijom, imaju izrazito nizak sadržaj elemenata od Eu do Lu sa najnižim vrijednostima u titanu (Ti_N ~ 0,04) te relativno visoke sadržaje mobilnih elemenata, s najvišim vrijednostima u rubidiju (Rb_N ~ 1).

Pirokseniti se razlikuju od peridotita J-pojasa (slika 5.117 c). Razlike u sadržaju REE očituju se u padu koncentracija od Lu do La. Jasno su izražene negativne Ti-, Zr- i Sr-anomalije. Dio elemenata (Th, U, Ta i K) zbog niskih koncentracija nije detektiran, a izražen je porast koncentracija elemenata od Ba do Cs (Ba_N ~ 0,3 – 1; Cs_N ~ 40 - 100).

5.5 Izotopne analize

Analize izotopnog sastava napravljene su na uzorcima oba istraživana pojasa. Iz S-pojasa analiziran je uzorak spinelskog lercolita Zub-17, a iz J-pojasa uzorak olivinskog vebsterita Gv-21. Analizom su dobiveni omjeri izotopa Sm i Nd u klinopiroksenima, ortopiroksenima i u stijeni, te omjeri izotopa Sr u stijeni, a rezultati analiza prikazani su u Prilogu-3, Tablica 4. Velike razlike u vrijednostima izotopnih omjera ukazuju na različitu petrogenezu stijena ova dva pojasa, što se dobro slaže i s kemijskim te petrografskim analizama. U olivinskom vebsteritu Gv-21 omjer izotopa $^{147}Sm/^{144}Nd$ iznosi 0,3506 što je znatno manje od onog u spinelskom lercolitu Zub-17 ($^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,3963). Omjer izotopa $^{143}Nd/^{144}Nd$ iznosi

0,512995 u olivinskom vebsteritu Gv-21 te 0,513445 u spinelskom lercolitu Zub-17. Ovakve razlike vidljive su i u izotopnim omjerima u mineralima, odnosno u klinopiroksenu i ortopiroksenu. Svi izotopni omjeri i u klinopiroksenu, i u ortopiroksenu uvijek su manji u olivinskom vebsteritu Gv-21 u usporedbi s onim u spinelskom lercolitu Zub-17. Zanimljivo je da ortopirokseni oba uzorka imaju više izotopne omjere $^{147}Sm/^{144}Nd$ i $^{143}Nd/^{144}Nd$ u odnosu na klinopiroksen koji ima 10-ak puta više koncentracije Sm i Nd. Epsilon vrijednosti oba uzorka vrlo se različite. Olivinski vebsterit Gv-21 ima relativno niske vrijednosti (ε_{Nd} = 3,8345), dok spinelski lercolit Zub-17 ima vrlo visoke vrijednosti (εNd = 11,6814). Omjeri izotopa stroncija također pokazuju velike razlike među uzorcima. Olivinski vebsterit Gv-21 ima omjer $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,704704 što je blisko vrijednostima plašta međutim, dok spinelski lercolit Zub-17 ima znatno više vrijednosti ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,707512) što je vrlo slično stijenama donje kore (> 0,704; White, 2015). Vrlo slični omjeri $^{147}Sm/^{144}Nd$ klinopiroksena i ortopiroksena, odnosno mali raspon vrijednosti pri konstrukciji izokrone uzrokovali su veliku grešku prilikom računanja apsolutne starosti stijene pa su rezultati praktički neupotrebljivi. Za olivinski vebsterit Gv-21 dobivena je starost od 322 ± 4100 milijuna godina, a za spinelski lercolit Zub-17 dobiveno je 235 ± 2000 milijuna godina.

6 DISKUSIJA

6.1 Klasifikacija

Peridotiti i pirokseniti na području Banovine se javljaju unutar dva prostorno, strukturno i geokemijski različito definirana pojasa, odnosno Sjeverni (S-pojas) i Južni pojas (J-pojas). Unutar S-pojasa dominiraju serpentiniti i serpentinitne breče koje sadrže blokove peridotita i serpentinita od milimetarskih do metarskih dimenzija. Petrografske i geokemijske analize manje serpentiniziranih uzoraka pokazale su da peridotiti S-pojasa odgovaraju spinelskim lercolitima. Ovi su spinelski lercoliti relativno osiromašeni s klinopiroksenom čiji udio najvećim dijelom iznosi između 5 i 10 vol. %, a rijetki među njima sadrže manje od 5 vol.% klinopiroksena, što odgovara sastavu harcburgita (prema Streickeisen, 1973; slika 5.21). Jedini uzorak S-pojasa koji je analizom točkastog brojanja volumnog sadržaja minerala pokazao da sadrži ispod 5 vol. % klinopiroksena je Dan-25, međutim po geokemijskim karakteristikama on odgovara ostalim uzorcima S-pojasa koji su klasificirani kao spinelski lercoliti. Unutar S-pojasa nema drugih stijena iz skupine peridotita niti piroksenita.

U području J-pojasa prisutni su spinelski lercoliti, duniti i pirokseniti. Najveću zastupljenost imaju spinelski lercoliti koji se značajno razlikuju od spinelskih lercolita S-pojasa. Te su razlike najvidljivije u višem sadržaju klinopiroksena (10-20 vol. %), ali i u višem sadržaju Al_2O_3, Na_2O, CaO i TiO_2 te nižem sadržaju MgO. Razlike u kemijskom sastavu vidljive su kako na razini stijene, tako i na razini glavnih minerala. Spinelski lercoliti J-pojasa pokazuju i međusobne razlike u mikrostrukturama. Jedan dio spinelskih lercolita J-pojasa ima krupnija i manje deformirana zrna te se može opisati s protogranularnim do porfiroklastičnim strukturama, dok se drugi dio spinelskih lercolita J-pojasa odlikuje manjim zrnima sa ekvigranularnim do porfiroklastičnim strukturama. Duniti koji su znatno slabije zastupljeni također pokazuju značajne međusobne razlike. Dunit Gv-23 ima vrlo krupna zrna, odlikuje se protogranularnom do porfiroklastičnom strukturom te višim sadržajem Al_2O_3 u svim mineralima osim u olivinu, dok je dunit Gv-7 karakteriziran ekvigranularnom tabularnom strukturom te ima niži sadržaj Al_2O_3 u mineralima. Dunit Gv-7 sadrži i značajnu količinu amfibola (~ 1 vol. %) te je klasificiran kao amfibolom bogati dunit. Navedena dva dunita pripadaju različitim lokalitetima unutar J-pojasa, a njihove strukture slične su strukturama spinelskih lercolita s kojima se zajedno nalaze na istom lokalitetu.

Pirokseniti također čine manji dio ultramafitnih pojava i vezani su isključivo za J-pojas. Strukture piroksenita izrazito su porfiroklastične. Osim olivinskog vebsterita Gv-21 koji

sadrži oko 40 vol. % olivina, svi ostali pirokseniti ne pokazuju značajnije obogaćenje olivinom. Uzorci Gv-22 i 18Gv-14 imaju manje od 5 vol. % olivina te su klasificirani kao vebsteriti, a uzorak Gv-32 ima između 5 i 10 vol. % olivina te je klasificiran kao olivinski vebsterit. Olivinski vebsterit Gv-21 mogao bi se po visokom sadržaju olivina klasificirati i kao lercolit međutim, petrografske karakteristike (strukture, forme i količina spinela), kao i kemijski sastav, vrlo su slične onima iz piroksenita, zbog čega je opravdano ovaj uzorak svrstati u grupu piroksenita. Trakaste teksture, koje su vidljive na lokalitetu Gvozdansko (slike 5.13 c; d; e), koje na prvi pogled izgledaju kao izmjena lercolita i piroksenita, zapravo su posljedica ritmične izmjene vebsterita i olivinskog vebsterita.

6.2 Osvrt na rezultate kemijskih analiza

Kemijske analize minerala i stijena dobro se slažu s petrografskim analizama i klasifikacijom. Podjela peridotita na S- i J-pojas opravdana je i na temelju Mg-broja **olivina** (slika 5.90), a jasno se, na temelju istog parametra unutar J-pojasa vide i razlike između spinelskih lercolita, dunita i piroksenita. Kemijski sastav olivina oba pojasa odgovara sastavu olivina iz peridotita CDOB-a (slika 5.89).

Isto je vidljivo i u Mg- i Cr-broju **klinopiroksena** (slika 5.92), ali i u sadržaju ostalih glavnih elemenata klinopiroksena poput SiO_2, Al_2O_3, Cr_2O_3, MgO, CaO (slika 5.93). Negativna korelacija SiO_2 u odnosu na Al_2O_3 posljedica je substitucije Si^{4+} za Al^{3+} u tetraedarskoj poziciji, dok negativna korelacija MgO i CaO u odnosu na Al_2O_3 ukazuje na substituciju u oktaedarskoj poziciji. Pozitivna korelacija Cr_2O_3 i Al_2O_3 posljedica je većeg ulaska Cr^{3+} u oktaedarsku poziciju klinopiroksena kako bi se neutralizirao višak negativnog naboja koji je uzrokovan ulaskom Al^{3+} u tetraedarsku poziciju. Jasno se zapažaju razlike u sadržaju Na_2O koji je visok u klinopiroksenima peridotita J-pojasa (do 2,14 mas. %) te ne veći od 1 mas. % u klinopiroksenima peridotita S-pojasa (slika 5.93 f). Sadržaj Na_2O u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa idealno se poklapa sa sadržajem Na_2O u klinopiroksenima peridotita u Krivajsko-Konjuškog ofiolitnog masiva koje su istražili Faul i dr. (2014), što potvrđuje da se na Banovini, kao i duž cijelog CDOB-a protežu dvije različite vrste peridotita. Visoki udio Na_2O u klinopiroksenu peridotita J-pojasa mogao bi ukazivati na subkontinentalno porijeklo plaštnih stijena Banovine (Kornprobst i dr. 1981). Sadržaji glavnih elemenata u klinopiroksenima svih peridotita iz ovog rada slični su onima koje je u klinopiroksenima na prostoru Banovine već dokumentirao Majer (1993). Iako isti autor nije

dijelio svoje stijene u različite pojaseve, vidi se po lokalitetima i rezultatima njegovih analiza da bi one pripadale J-pojasu. Primjerice visoki udio Al_2O_3 (više od 7 mas. %) izmjeren u klinopiroksenima (Majer, 1993) odgovara sličnim vrijednostima ovog oksida u klinopiroksenima većine ultramafita J-pojasa istraživanim u okviru ove disertacije. Nadalje, udio MgO u analizama iz Majer (1993) nešto je viši od 14 mas. %, što bolje odgovara ultramafitima J- nego S-pojasa. Visoki sadržaj Na_2O u klinopiroksenu isti autor nije detektirao.

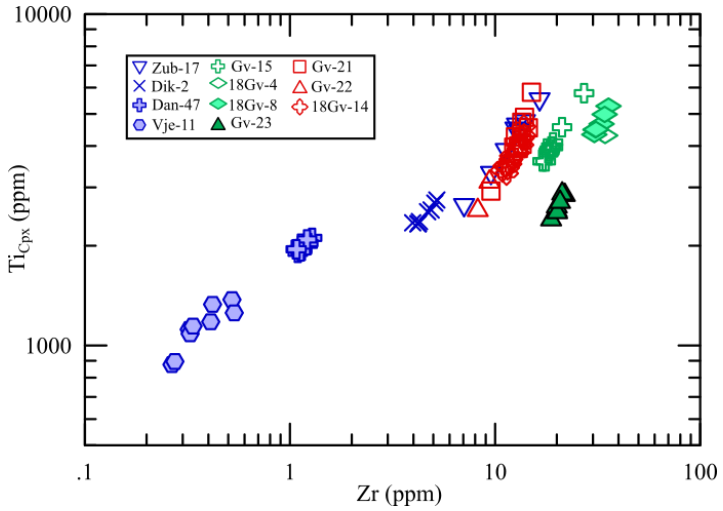
Elementi u tragovima u klinopiroksenu također pokazuju razlike između pojaseva, a najbolje se vide u sadržaju REE normaliziranih na hondrit. Klinopirokseni u peridotitima S-pojasa imaju normalizacijske krivulje koncentracija REE vrlo slične onima iz N-MORB-a s vrlo osiromašenim LREE. Ovakve krivulje vjerojatno su posljedica parcijalnog taljenja (Johnson, 1990; Kelemen, 1997). Zanimljiva je kod klinopiroksena S-pojasa blago obogaćenje MREE u odnosu na HREE (slika 5.96 a). Ovakav porast udjela HREE od Lu do Dy već je zabilježen kod primitivnih lercolita (Jagoutz i dr., 1979). Svi uzorci klinopiroksena u peridotitima S-pojasa imaju negativnu Eu anomaliju što može biti posljedica neravnotežnog taljenja, ali istovremeno može ukazivati i na redukcijske uvjete prilikom taljenja (Tang i dr., 2016). Postoji veliki raspon sadržaja REE u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa pri čemu je uočena zakonitost opadanja REE sadržaja od lokaliteta u južnom dijelu do lokaliteta u sjevernom dijelu tog pojasa, odnosno vrijedi da je Σ(REE) = Zuberi (15,65 – 28,7 ppm) > Dikavac (13,6 – 16,7 ppm) > Danguba (7,9 – 9,5 ppm) > Vješala (5,9 – 9,4 ppm), (slika 5.96. a; Prilog 2, Tablica 1). S obzirom da postotak parcijalnog taljenja u plaštu ovisi o tome koliki je put plaštni materijal prešao izdižući se (Willson, 1989), ovakva povezanost bi mogla ukazivati na relativni dubinski položaj analiziranih peridotita unutar plašta prije same obdukcije. Tako bi peridotiti lokaliteta Zuberi potjecali s najvećih dubina, a oni lokaliteta Vješala iz najplićih. Efekti koji su mogli potjecati od metasomatskih procesa, poput obogaćenja u La, vidljivi su samo u nekim zrnima klinopiroksena spinelskog lercolita Vje-11 gdje je omjer $(La/Pr)_N > 1$. S obzirom na navedenu prostornu povezanost, metasomatoza pliće položenih peridotita se mogla odvijati kao posljedica interakcije s taljevinom nastalom parcijalnim taljenjem dubljih dijelova plašta, odnosno lercolita s lokaliteta Zuberi i Dikavac. Spinelski lercolit Zub-17 ima izrazito visoki sadržaj REE.

Sadržaj REE u klinopiroksenima svih peridotita J-pojasa (ΣREE = 19,4 - 29,1 ppm) veći je od onog u klinopiroksenima svih uzoraka iz S-pojasa (ΣREE = 5,9 – 16,7 ppm) izuzevši spinelski lercolit Zub-17 (ΣREE = 15,65 – 28,7 ppm) iz S-pojasa. Krivulje normaliziranog

sadržaja REE u klinopiroksenima J-pojasa značajno su drugačije, pri čemu su MREE i HREE gotovo horizontalne, a LREE pokazuju daleko manje osiromašenje od onog u peridotitima S-pojasa, što je najvjerojatnije posljedica relativno niskog stupnja taljenja (Johnson, 1990; Kelemen, 1997; slika 5.96 b).

Klinopirokseni u piroksenitima J-pojasa su karakterizirani sličnim (N-MORB) krivuljama normaliziranog sadržaja REE kao i oni u peridotitima S-pojasa, međutim, nema značajnijeg porasta sadržaja MREE kao što je to u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa (slika 5.96 c). Izuzev klinopiroksena u spinelskom lercolitu Zub-17, sadržaj REE u klinopiroksenima piroksenita generalno je viši od onog u klinopiroksenima spinelskih lercolita S-pojasa.

Kemizam klinopiroksena svih peridotita J-pojasa pokazuju veće sličnosti s primitivnim plaštom nego što je to slučaj s peridotitima S-pojasa. To se vidi iz sadržaja elemenata u tragovima normaliziranih na primitivni plašt (slika 5.97; 5.98). Karakterizirani su blago obogaćenim sadržajem HFSE te osiromašanjem u LILE, dok su elementi u tragovima u klinopiroksenima S-pojasa generalno više osiromašeni. U klinopiroksenima svih peridotita vidljive su negativne Ti i Zr anomalije. Negativna Zr anomalija uobičajena je pojava u ofiolitnim i orogenskim peridotitima, a izražena je to više što je stijena refraktornija (Bodinier i Godard, 2013). Kod svih klinopiroksena u ultramafitima Banovine Ti i Zr pokazuju jasnu pozitivnu korelaciju, što upućuje na to da su anomalije u ovim elementima uzrokovane istim procesima, najvjerojatnije magmatskim (slika 6.1).



Slika 6.1. Pozitivna korelacija Ti i Zr u klinopiroksenu svih ultramafita Banovine.

Izražena negativna stroncijska anomalija prisutna je samo u klinopiroksenima peridotita S-pojasa. S obzirom da je i negativna Eu anomalija prisutna isključivo u klinopiroksenima S-pojasa, prisutnost ovih anomalija može se povezati. Poznato je da se Sr^{2+} i Eu^{2+} zbog svojih sličnih karakteristika slično ponašaju tijekom magmatskih procesa (Tang i dr., 2016). Negativna Sr-anomalija u analizama stijene nije vidljiva, a u peridotitima svjetskih lokaliteta uglavnom ima pozitivan karakter (Bodinier i Godard, 2013).

Sadržaj Al_2O_3, Cr_2O_3 i FeO_T u **ortopiroksenima** svih peridotita i piroksenita vrlo dobro mogu razlučiti između dvaju pojaseva, ali i između spinelskih lercolita, dunita i piroksenita J-pojasa (slika 5.101). Po sadržaju Cr_2O_3 može se vidjeti da ortopirokseni peridotita Banovine odgovaraju sastavu ortopiroksena iz peridotita CDOB-a (slika 5.101 b), a mogu se i usporediti s analizama ortopiroksena lercolita i harcburgita Banovine iz ranijih radova (Majer, 1993). U ortopiroksenima svih stijena Zr- i Ti-anomalije pozitivne, za razliku od onih u klinopiroksenima gdje su ove anomalije negativne. Takva pojava „komplementarnih anomalija“ opisana je i u peridotitima sjevernih Apenina (Rampone i dr., 1991), ali nije do kraja riješeno pitanje njihovog nastanka. Autori su istaknuli da bi jedan od razloga mogao biti povezan s različitim afinitetima Ti i Zr za orto- i klinopiroksen.

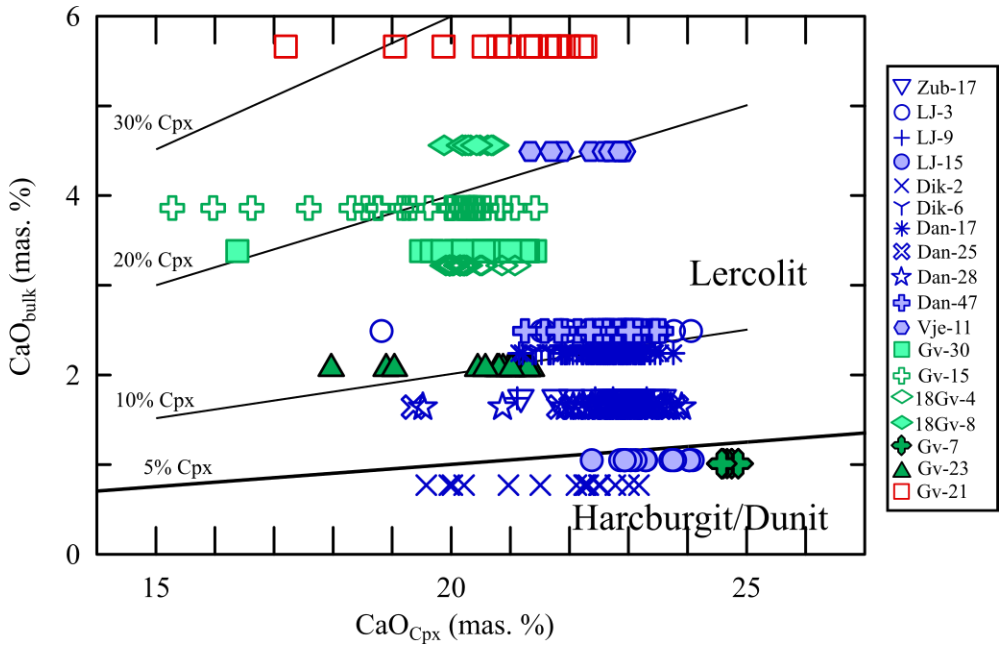
Sadržaj Cr_2O_3 u **spinelima** također pokazuje jasne razlike između dva pojasa. Tako se spineli peridotita S-pojasa odlikuju značajno višim Cr-brojem (9,3 – 51,2 %) od spinelskih lercolita i piroksenita J-pojasa (7,4 – 11,9 %) što ukazuje na viši stupanj taljenja od peridotita J-pojasa. Jedan dio spinela S-pojasa pokazuje vrlo širok raspon sadržaja Cr_2O_3 kao posljedicu kemijskog zoniranja. Ovi spineli su pretrpjeli sekundarne izmjene te stvaranje *hidrogrosulara* po rubovima zrna. Proces pretvorbe u granat prekinut je i „zamrznut“ što je za posljedicu imalo formiranje zoniranih spinela s kromom bogatim rubovima (slika 5.109).

Kemijski sastav **amfibola** ukazuje na formiranje mineralnog niza od tremolita do pargasita. Amfiboli spinelskih lercolita J-pojasa imaju viši sadržaj alkalijskih elemenata od amfibola S-pojasa (slika 5.111). Takav kemijski sastav amfibola najvjerojatnije je barem dijelom uvjetovan kemijskim sastavom koegzistirajućeg klinopiroksena, a većina se njih i nalazi u međuzrnskom prostoru u izravnom kontaktu s orto- i klinopiroksenima, te su najvjerojatnije nastali kao produkt sekundarnih reakcija prilikom ulaska fluida u sustav. To ne isključuje i vjerojatnost da su i sami fluidi već bili bogati nekim od elemenata, pogotovo kalcijem. Iako pojava amfibola sugerira ulazak vode u sustav, njihova geneza najčešće nije vezana uz

serpentinizaciju (Mével, 2003), a manje količine amfibola (< 1 vol. %), tipične su u orogenskim lercolitima (Bodinier i Godard, 2013).

Kemijski sastav **granata** koji odgovara *hidrogrosularu* ukazuje na hidrotermalnu aktivnost i metasomatizam.

Razlike u stijenama sjevernog i južnog pojasa, kao i razlike u stijenama unutar J-pojasa vrlo dobro se vide u sadržaju Al_2O_3 **stijene**. Spinelski lercoliti S-pojasa sadrže do oko 3 mas. % Al_2O_3, a spinelski lercoliti J-pojasa oko 4 mas.%. Svi pirokseniti imaju više od 6 mas. % ukupnog sadržaja Al_2O_3 u stijeni (slika 5.115). Razlike se dobro vide i u povišenom sadržaju TiO_2, Na_2O i CaO spinelskih lercolita J-pojasa, a to je dijelom odraz njihovog većeg modalnog sadržaja klinopiroksena nego što je to slučaj u spinelskim lercolitima S-pojasa. Sadržaj glavnih elemenata u stijeni uvijek je ovisan o kemijskom sastavu minerala te o modalnom udjelu tih minerala u stijeni. Ako se pretpostavi da je klinopiroksen jedini mineral u stijeni koji sadrži kalcij, onda je sadržaj kalcija u stijeni direktno proporcionalan količini klinopiroksena koji se nalazi u toj stijeni. Iz ovakve pretpostavke konstruiran je klasifikacijski dijagram peridotita (slika 6.2).



Slika 6.2. Klasifikacijski dijagram za peridotite baziran na sadržaju CaO u klinopiroksenu i stijeni. Dijagram konstruiran prema pretpostavkama iz teksta.

Na x-osi postavljeni su maseni postotci CaO u klinopiroksenu, a na y-osi maseni postotak CaO u stijeni. Linije različitog nagiba predstavljaju količinski postotak klinopiroksena u peridotitu, a mogu se dobiti iz jednadžbe:

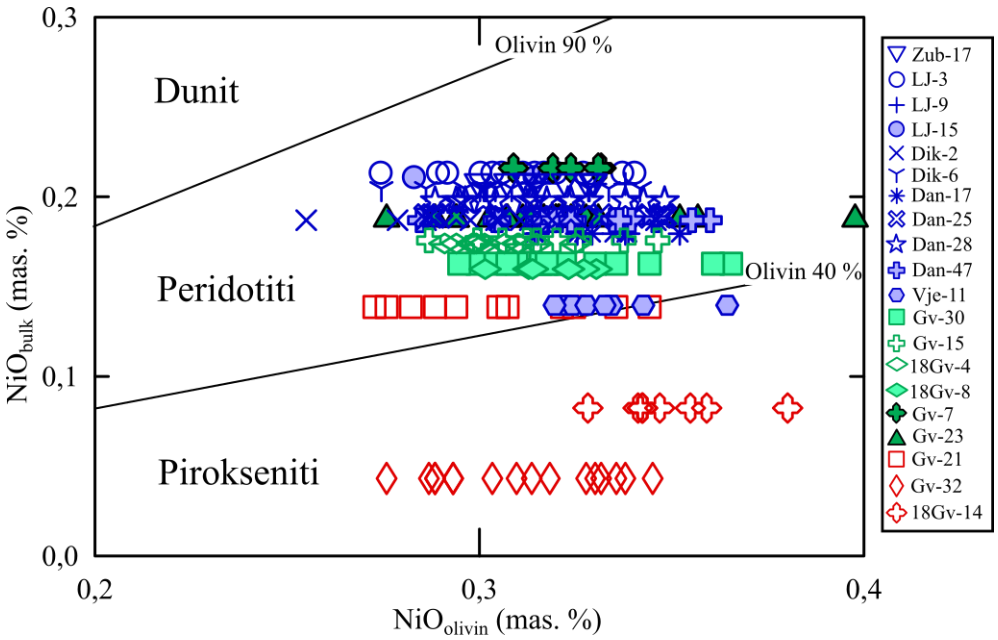
$$UK * 100 = SS/SK, \quad (1)$$

gdje je UK-volumni udio klinopiroksena u peridotitu, SS-sadržaj CaO u stijeni, a SK-sadržaj CaO u klinopiroksenu. Rezultati pokazuju dobru podudarnost s petrografskim analizama. Vidi se iz dijagrama na slici 6.2 da većina stijena sadrži više od 5 vol. % klinopiroksena što ih svrstava u lercolite. Spinelski lercoliti J-pojasa pokazuju veći udio klinopiroksena (15 – 25 vol.%) u stijeni što se dobro slaže s analizama točkastog brojanja. Uzorak dunita Gv-7 se projicira u polje dunita, dok se dunit Gv-23 projicira na liniji od 10 % klinopiroksena. Za dunit Gv-23 je i analizom točkastog brojanja dobiven vrlo veliki volumni postotak piroksena te je stijena klasificirana kao klinopiroksenom bogati dunit. Zbog navedenog ne iznenađuje da se na dijagramu (slika 6.2) dunit Gv-23 projicira u polje veće količine piroksena. Većina spinelskih lercolita S-pojasa projicira se u područje relativno niske količine klinopiroksena (5 – 10 %). Iznimke su uzorci spinelskih lercolita Dik-2 i Lj-15 koji se projiciraju u području harcburgita i dunita što je malo niže od onoga određenog petrografskom analizom, te spinelski lercolit Vje-11 koji se projicira na liniju 20 % klinopiroksena. Ovako veliko odstupanje od realne situacije posljedica je veće količine ortopiroksena koji također sadrži dio CaO (do ~ 2 mas. %). U spinelskom lercolitu Vje-11 analizom točkastog brojanja dobiveno je skoro 30 vol.% ortopiroksena pa ne čudi da je u dijagramu na slici 6.2 ovaj spinelski lercolit u području visokog sadržaja klinopiroksena. Ovaj efekt visokog sadržaja kalcijem bogatog ortopiroksena vidljiv je i u olivinskom vebsteritu Gv-21 koji u dijagramu (slika 6.2) pokazuje zastupljenost klinopiroksena od oko 30 vol. %, dok je analizom točkastog brojanja dobiveno manje od 10 %. U istom uzorku analizom točkastog brojanja dobivena je zastupljenost ortopiroksena od oko 45 vol %.

Slično kao što je konstruiran klasifikacijski dijagram za peridotite iz sadržaja CaO stijene i onog u klinopiroksenu, može se na temelju sadržaja NiO u olivinu i onog u stijeni konstruirati diskriminacijski dijagram ultramafita. Uz pretpostavku da se sadržaj NiO stijene nalazi isključivo u olivinu može se iz odnosa sadržaja NiO u stijeni i sadržaja NiO u olivinu dobiti količinski postotak olivina u stijeni. Diskriminacijski dijagram je prikazan na slici 6.3. Na x-osi nalazi se sadržaj NiO u olivinu, a na y-osi sadržaj NiO u stijeni. Linije razgraničenja predstavljaju količinski postotak olivina od 40 i 90 vol %, a dobivene su iz jednadžbe:

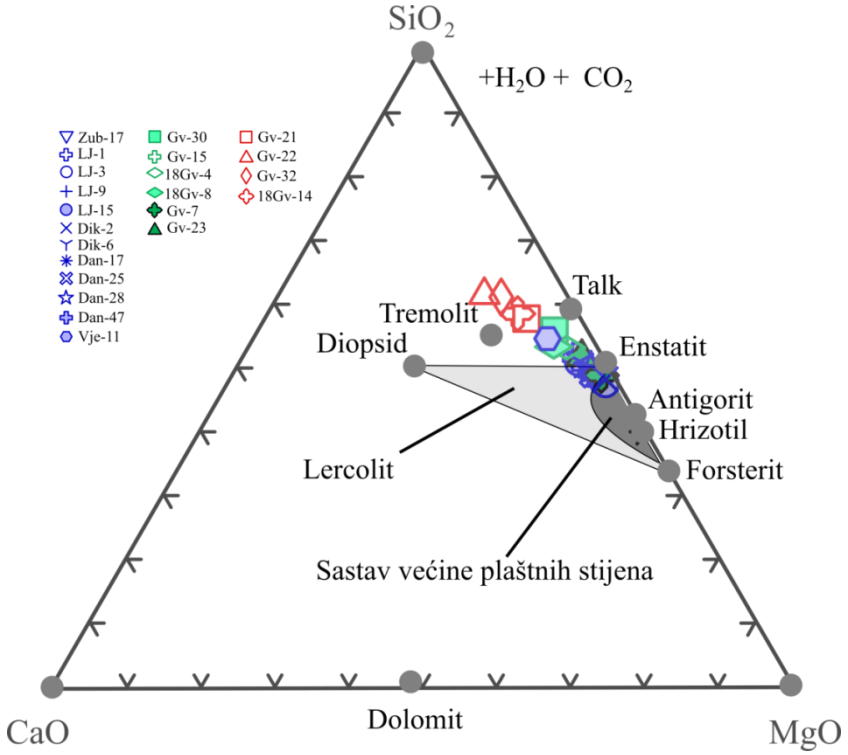
$$UO * 100 = SSo/SO, \quad (2)$$

gdje je UO – volumni udio olivina u stijeni, SSo – sadržaj NiO u stijeni, SO – sadržaj NiO u olivinu. Iako je nikal prisutan i u spinelima, na NiO_{bulk}-NiO_{olivin} dijagramu na slici 6.3. jasno se razdvajaju pirokseniti i peridotiti. Vidljiva je veća količina olivina u stijenama S-pojasa što odgovara i analizama točkastog brojanja. Ovaj se dijagram ipak nije pokazao potpuno točan za dunite Gv-23 i Gv-7 koji se projiciraju u polje lercolita i harcburgita. U ovim uzorcima očito važnu ulogu ima velika količina Ni u piroksenima i spinelima. Olivinski vebsterit Gv-21 projicira se na liniju razgraničenja piroksenita i peridotita što se idealno podudara s rezultatima petrografske analize.



Slika 6.3. Klasifikacijski NiO_{bulk}-NiO_{olivin} dijagram za ultramafite baziran na sadržaju NiO u olivinu i u stijeni. Dijagram konstruiran prema pretpostavkama iz teksta.

Na trokomponentnom dijagramu međuovisnosti oksida glavnih elemenata stijene CaO-SiO_2-MgO (Bucher i Frey, 1994) koji je prikazan na slici 6.4 spinelski lercoliti S-pojasa i duniti J-pojasa projiciraju se u i blizu područja sastava većine plaštnih stijena, dok se spinelski lercoliti J-pojasa te spinelski lercolit S-pojasa Vje-11 projiciraju malo izvan područja sastava plaštnih stijena, u smjeru višeg sadržaja SiO_2. Svi pirokseniti projiciraju se dalje od polja plaštnih peridotita s još većim obogaćenjem u SiO_2 u odnosu na lercolite J-pojasa.

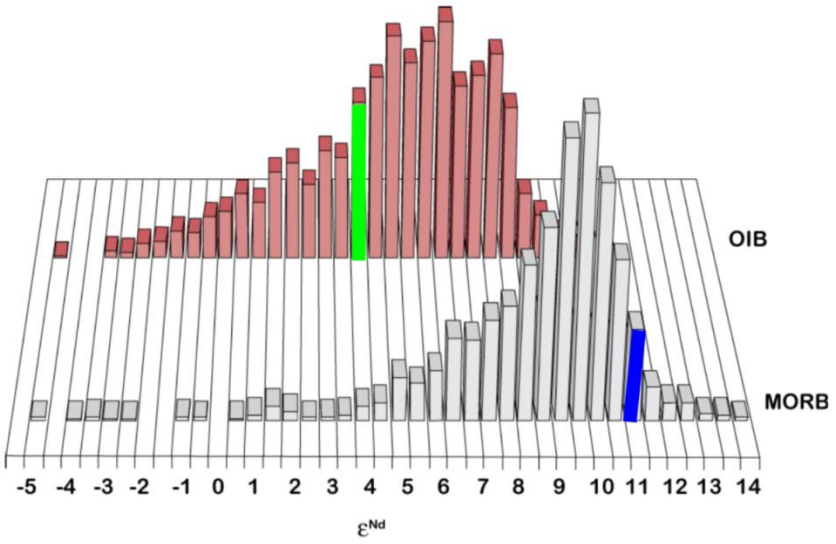


Slika 6.4. Klasifikacijski CaO-SiO_2-MgO dijagram plaštnih stijena izražen bez vode. Preuzeto iz Bucher i Frey (1994).

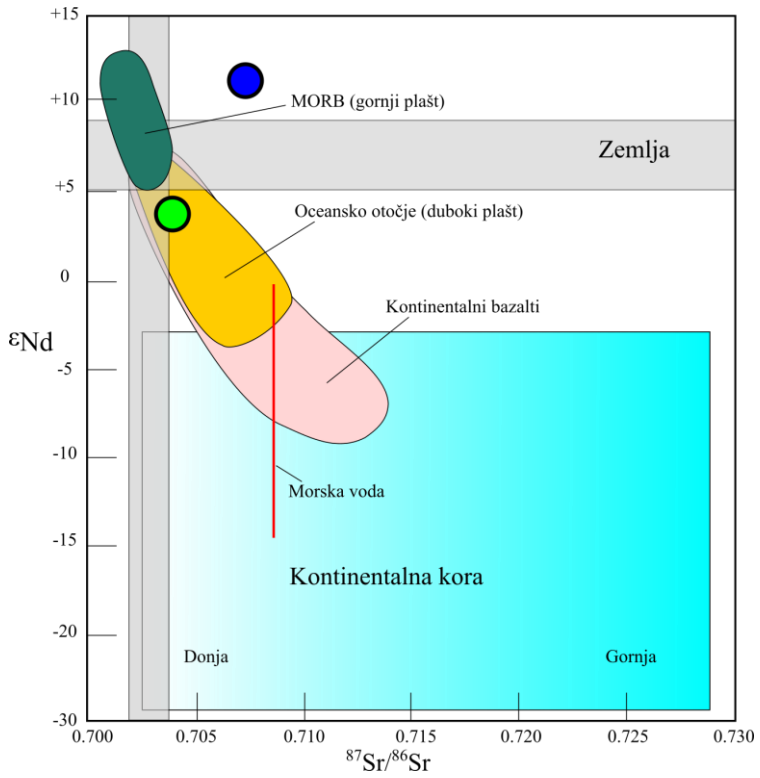
Elementi u tragovima u stijeni također pokazuju razlike kako između dva pojasa, tako i između različitih stijena J-pojasa, a koje su osobito izražene u sadržaju REE. Vidljivo je iz na hondrit normaliziranog sadržaja REE da se stijene dva pojasa najbolje razlikuju po sadržaju HREE (5.116). Najmanjim sadržajem HREE-a su karakterizirani spinelski lercoliti S-pojasa, a nešto većim spinelski lercoliti J-pojasa. Pirokseniti imaju visoki sadržaj HREE (ΣREE = 4,82 – 6,79) što ukazuje na moguće kumulatno porijeklo piroksenita. Duniti J-pojasa imaju relativno nizak sadržaj HREE-a pogotovo je to izraženo u dunitu Gv-7 (LuN ~ 0,4) koji, s druge strane, ima vrlo visok sadržaj LREE (LaN ~ 4) pa cijela krivulja normaliziranog sadržaja REE dunita Gv-7 ukazuje na taljevine koje su imale izvorište u dubljim dijelovima plašta, u području stabilnosti granata. Ipak, zbog veće prisutnosti amfibola, ali i visokog Mg-broja (90,5) ovog dunita, vjerojatnije je da je ovakav sadržaj REE posljedica sekundarnog procesa, odnosno metasomatoze.

Izotopne analize uzoraka pokazuju značajne razlike između pojaseva. Olivinski vebsterit Gv-21 ima relativno niske vrijednosti ε_{Nd} (ε_{Nd} = 3,8345) što bi odgovaralo OIB (OIB = „*ocean island basalt*“) bazaltima (slika 6.5), dok spinelski lercolit Zub-17 ima vrlo visoke vrijednosti (ε_{Nd} = 11,6814) što odgovara bazaltima srednjeoceanskih hrptova. Visoke $^{87}Sr/^{86}Sr$ vrijednosti

kod oba uzorka (Gv-21 > 0,704; Zub-17 > 0,707) su jednake ili veće od 0,704, odnosno od vrijednosti koja bi odgovarala današnjem plaštu (Faure, 1986; Wilson, 1989), stoga upućuju na metasomatske procese (slika 6.6). Budući spinelski lercolit Zub-17 ima vrlo visoke ε_{Nd} vrijednosti koje odgovaraju plaštnom materijalu, moguće je da su visoke vrijednosti $^{87}Sr/^{86}Sr$ nastale kao posljedica interakcije s morskom vodom, bilo na oceanskim hrptovima ili u subdukcijskoj zoni. Na $^{87}Sr/^{86}Sr$ - ε_{Nd} dijagramu olivinski vebsterit Gv-21 se projicira u polje obogaćenog plašta, koji je uobičajeno izvor OIB-a (slika 6.6), a spinelski lercolit Zub-17 projicira se izvan polja normalne raspodjele izotopnih omjera u stijenama, što potvrđuje pretpostavku o sekundarnim izmjenama izotopnih omjera u ovoj stijeni (slika 6.6). Potrebno je naglasiti da prilikom usporedbe ovih dviju stijena treba biti na oprezu jer se radi o dvije različite stijene. Olivinski vebsterit Gv-21 se ne može uzimati kao reprezentativni predstavnik dominantno lercolitnog J-pojasa, jer on predstavlja zasebnu mineralnu paragenezu koja je možda formirana u potpuno različitom vremenu od spinelskih lercolita i dunita. Budući da je J-pojas ultramafita na Banovini karakterističan po višem stupnju heterogenosti od ultramafita S-pojasa, trebat će u budućnosti napraviti dodatna istraživanja kako bi se stekla preciznija petrogenetska slika samog pojasa.



Slika 6.5. Usporedba εNd vrijednosti spinelskog lercolita Zub 17 iz S-pojasa i olivinskog vebsterita Gv-21 iz J-pojasa s bazaltima oceanskih otoka i srednjeoceanskih hrptova. Dijagram preuzet iz (White, 2015). Dijagrami su izrađeni prema 1679 analiza MORB-a i 2380 analiza OIB-a preuzetih iz PetDB i GEOROC baza podataka.

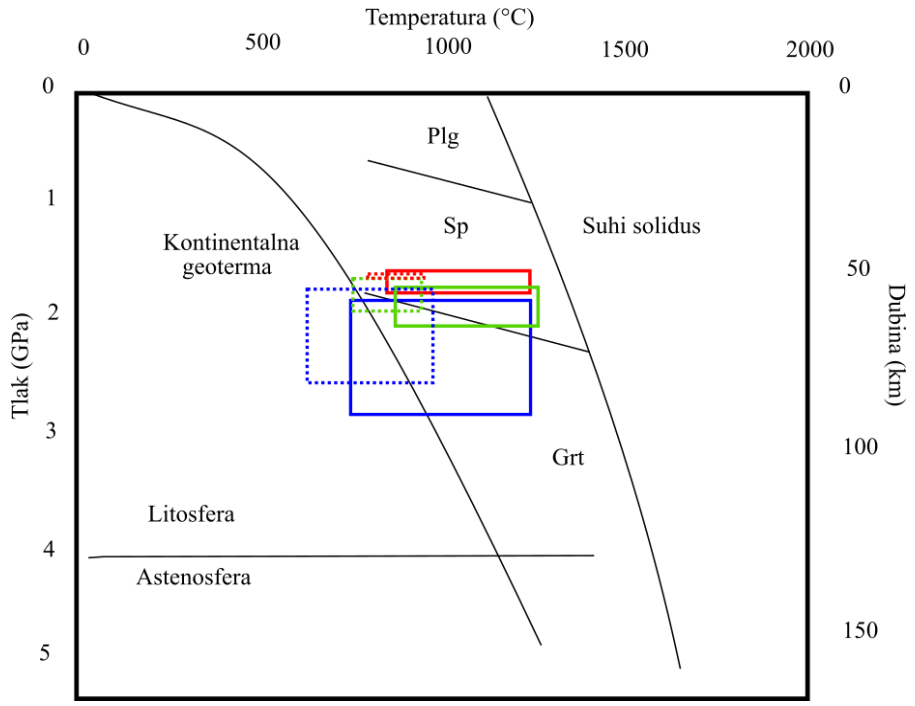


Slika 6.6. $^{87}Sr/^{86}Sr$ – ε_{Nd} dijagram, usporedba s osiromašenim i obogaćenim plaštom te s kontinentalnom korom. Preuzeto iz (White, 2015).

6.3 Geotermobarometrija

Kemijske analize minerala elektronskom mikrosondom omogućile su izračun ravnotežnih temperatura i tlakova kristalizacije. Postoji niz modela za izračun temperature, a za primjenu u stijenama za koje se pretpostavlja visoki tlak i temperatura kao što su ultramafiti najčešće se koriste geotermometri koji se baziraju na ravnotežnim reakcijama između granata i ostalih mineralnih faza poput piroksena i olivina (Ravna i Paquin, 2003). Budući u peridotitima Banovine nije pronađen granat, korišteni su alternativni modeli. Termometar po Wellsu (1977), koji se često koristi u ultramafitima, bazira se na ravnotežnoj raspodjeli enstatitne komponente između ortopiroksena i klinopiroksena. Formulacija ovog geotermometra nije ovisna o tlaku pa je geotermometar jednostavniji za izračun, ali podložan greškama, pogotovo pri višim temperaturama (Ravna i Paquin, 2003). Drugi geotermometar često korišten za peridotite razvili su Bertrand i Mercier (1985) koji se također temelji na raspodjeli enstatitne komponente između koegzistirajućih ortopiroksena i klinopiroksena. Osim željeza i magnezija, ovaj termometar uzima u obzir i udio kalcija i natrija u piroksenima, a bitna je razlika od prethodnog što u svojoj formulaciji uzima u obzir utjecaj tlaka. Jedan od najčešće korištenih geotermometara za ultramafite je onaj od Breya i Kohlera (1990) koji su dali sličnu

formulaciju geotermometra, ali s nešto drugačijim vrijednostima korekcijskih faktora. Isti autori su također definirali geotermometar koji se bazira samo na sadržaju kalcija u ortopiroksenu. Navedene četiri formulacije geotermometra korištene su i u ovom istraživanju, a kao geobarometar korištena je formulacija prema Webb i Wood (1986).Taj se geobarometar bazira na sadržaju kroma i aluminija u spinelu uz temperaturu kao ulazni parametar, a dobiveni tlakovi predstavljaju maksimalne moguće vrijednosti tlakova pri zadanoj temperaturi. Rezultati dobivenih vrijednosti temperatura i maksimalnog tlaka prikazani su u Prilogu-4, Tablica 1. Postupak izračuna izveden je iteracijski, prvo je dobivena približna temperatura iz sastava koegzistirajućih ortopiroksena i klinopiroksena prema Brey i Kohler (1990), a zatim je ta temperatura korištena kao ulazni parametar za izračun tlaka po Webb i Wood (1986). Nakon toga je vrijednost tlaka uzeta kao ulazni parametar za novi izračun temperature. Iteracijski postupak je izveden toliko puta dok se vrijednosti temperature i tlaka nisu ustalile. Dobivene konačne vrijednosti tlaka korištene su kao ulazni parametar za ostale geotermometre. U Prilogu-4, Tablica 1 su prikazane vrijednosti posebno za jezgre i rubove minerala, te posebno za eksolucijske lamele i neoblaste. Analize jezgri porfiroklasta napravljene su širim elektronskim snopom kako bi se obuhvatile i eksolucijske lamele. Na ovaj način dobivene ravnotežne temperature u jezgrama zapravo odgovaraju „paleoravnotežnim“ uvjetima koji su vladali prije završnog hlađenja ovih stijena. Na P-T dijagramu (slika 6.7) prikazani su grupni rezultati geotermobarometrije za jezgre i rubove koegzistirajućih ortopiroksena i klinopiroksena u periodotitima S- i J-pojasa. Vidljivo je iz rezultata analiza da su stijene dvaju pojasa prolazile kroz različite termodinamičke procese. Peridotiti S-pojasa pokazuju više tlakove. U jezgrama minerala iz peridotita S-pojasa većina uzoraka je karakterizirana tlakom između 1,85 i 2,31 GPa i temperaturama od 734 do 1210 °C. Ove vrijednosti približno odgovaraju dubinama između 55 i 70 km. Zbog zonalne građe spinela tlak koji je izračunat iz analiza rubova spinela doseže i do 2,82 GPa. Temperature dobivene iz analiza rubova piroksena u peridotitima S-pojasa variraju od 626 do 973 °C.



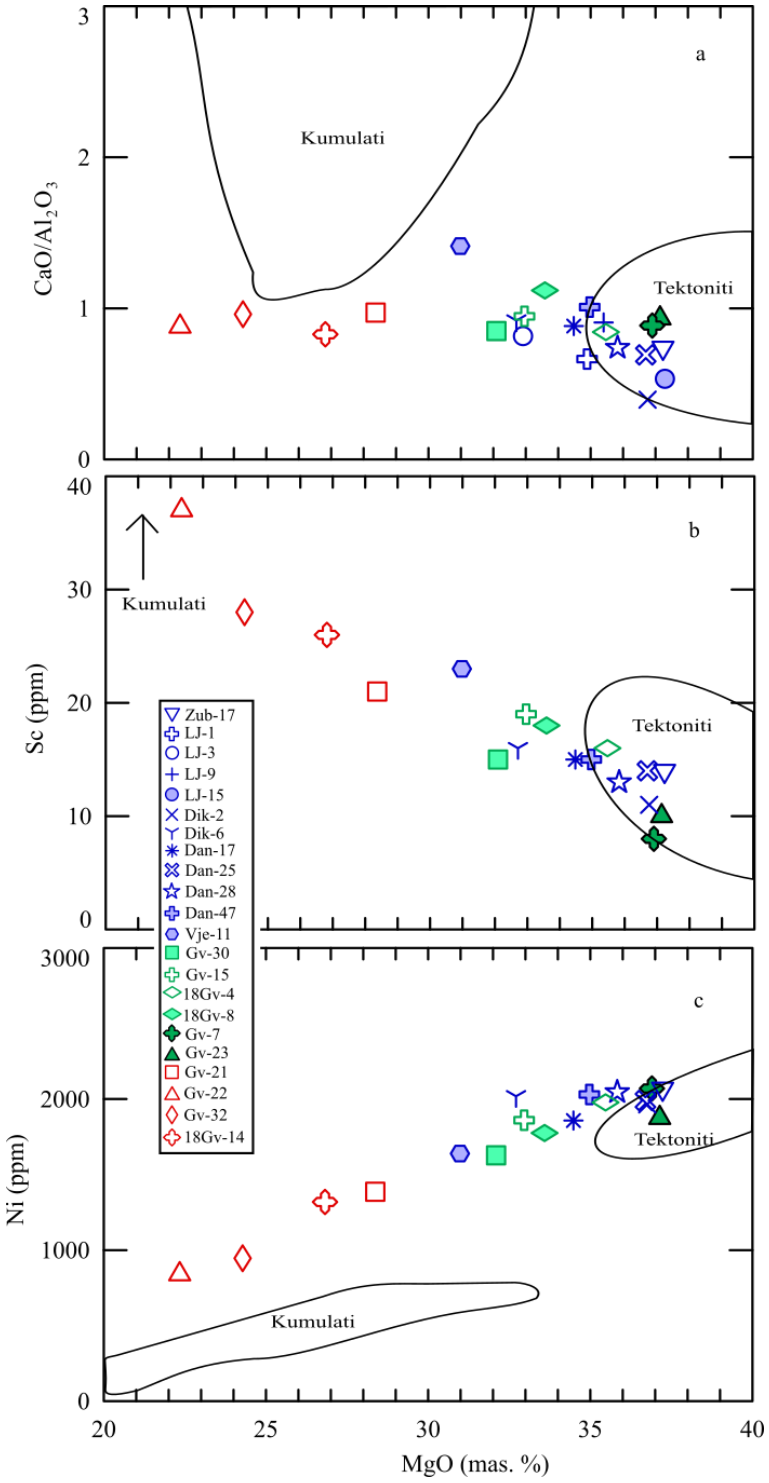
Slika 6.7. Rezultati geotermobarometrijskog mjerenja u ultramafitima Banovine prikazani u odnosu na kontinentalnu geotermu i suhi solidus. Plava boja – peridotiti S-pojasa, zelena boja – peridotiti J-pojasa, crvena boja – pirokseniti J-pojasa. Puna linija – jezgre, iscrtkana linija – rubovi. Dijagram je preuzet i modificiran iz rada Padovano (2014). Kontinentalna geoterma adaptirana je iz rada Jaupart i Mareschal (2007), suhi solidus je nacrtan prema podacima iz rada Hirschmann (2000). Pad tlaka i temperature od jezgre prema rubu ukazuje na kontinuirano hlađenje i izdizanje plašta.

U jezgrama piroksena spinelskih lercolita J-pojasa dobivene su slične temperature, u uzorcima s protogranularnom do porfiroklastičnom strukturom (1015 – 1264 °C) te nešto niži tlakovi (1,77 – 2,06 GPa). Značajno niže temperature karakteristične su za uzorke s ekvigranularnom do porfiroklastičnom strukturom (874 do 959 °C), kao i tlakovi od 1,70 – 1,72 GPa. Na rubovima piroksena svih spinelskih lercolita J-pojasa dobivene su temperature od 764 do 1068 °C, a tlakovi od 1,6 do 1,75 GPa. Duniti pokazuju vrlo slične temperature kako i spinelski lercoliti J-pojasa s kojima su udruženi međutim, razlikuju se po vrijednostima tlaka. Vrijednosti maksimalnog tlaka u dunitu Gv-23 kreću se od 2,12 – 2,25 GPa, a u dunitu Gv-7 od 2,15 – 2,16 GPa. Temperature dobivene za dunit Gv-23 izračunate iz kemijskog sastava jezgri piroksena variraju od 1128 do 1206 °C, a iz rubova od 851 do 913 °C. U dunitu Gv-7 temperature su dobivene samo iz kemijskog sastava neoblasta te variraju od 656 do 712 °C. Pirokseniti pokazuju relativno niske tlakove ekvilibracije (1,58 do 1,87 GPa) i visoke temperature (841-1240 °C) dobivene u jezgrama piroksena, dok su rubovi piroksena karakterizirani temperaturama od 808 do 952 °C uz maksimalni tlak od 1,58-1,59 GPa.

Geotermobarometrijski izračuni ukazuju na vrlo velike dubine s kojih potječu peridotiti S-pojasa, do 70 km što bi odgovaralo području stabilnosti granata (Wilson, 1989). Petrografske analize nisu potvrdile prisustvo granata (piropa), ali brojne strukture oko spinela podsjećaju na *kelifitske* ovoje koji su mogli nastati kao posljedica raspada nekadašnjeg granata. Iako su dubina plašta i tlakovi ekvilibracije međusobno ovisni, treba uzeti u obzir da je porast tlaka u sustavu mogao nastati i kao posljedica kompresijske tektonike te da možda visoki tlakovi kod nekih spinelskih lercolita S-pojasa ukazuju na proces subdukcije. Spinelski lercoliti J-pojasa su karakterizirani visokim temperaturama ekvilibracije, ali nižim tlakovima (< 2,06 GPa) od onih u S-pojasu. Najviše tlakove unutar J-pojasa pokazuju duniti Gv-7 (2,15 – 2,16 GPa) i Gv-23 (2,12 – 2,25 GPa). Niži tlakovi u spinelskim lercolitima J-pojasa ukazuju na pliće izvorište ovih peridotita.

6.4 Kumulati ili tektoniti ?

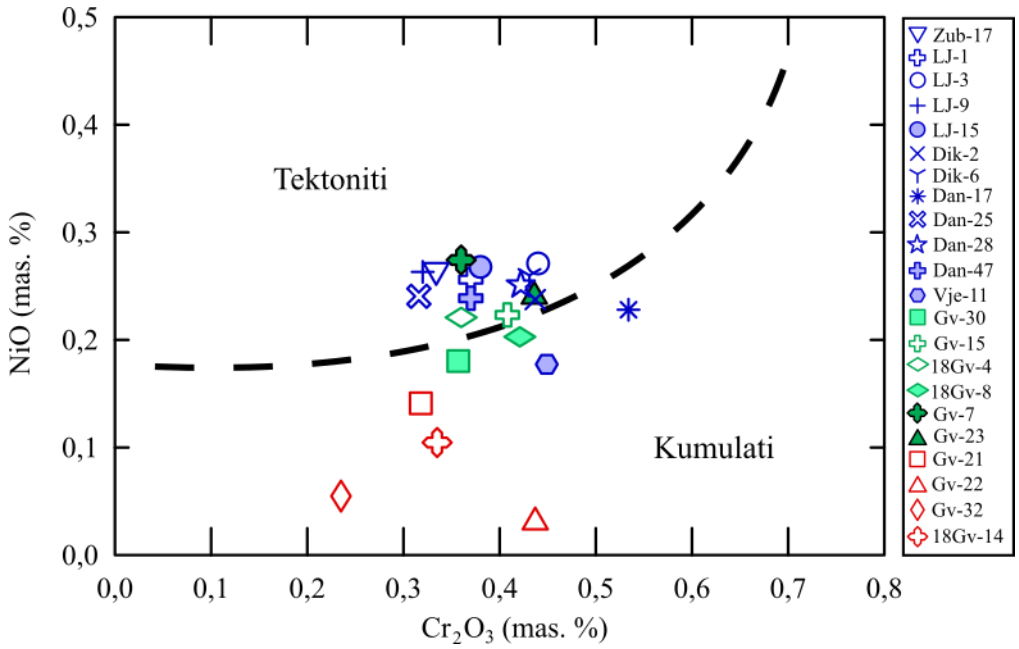
Strukturno-petrografski peridotiti Banovine se najčešće mogu opisati protogranularnim do porfiroklastičnim, a rijeđe ekvigranularnim strukturama, dok se pirokseniti odlikuju izrazito porfiroklastičnim strukturama. Iako nije uočena tipična kumulatna struktura ni u peridotitima, ni u piroksenitima, vrlo često se u uzorcima mogu uočiti porfiroklasti ortopiroksena s uklopljenim zrnima olivina. Ovakve strukture su objašnjavane kasnijom kristalizacijom ortopiroksena u odnosu na olivin (Majer, 1964), ali mogle bi upućivati i na kumulatno porijeklo. Da se ipak radi o tektonitima ukazuju relativno visoke vrijednosti Mg-broja (89,0-91,6) u svim analiziranim peridotitima. Te se vrijednosti dobro podudaraju s onima iz tektonita CDOB-a (~89; prema Šegvić, 2010; Pamić i dr., 2002), a značajno su više od vrijednosti Mg-broja kumulatnih ultramafita CDOB-a (87; prema Pamić i dr., 2002). Vrijednosti ultramafitnih kumulatnih stijena Medvednice i Kalnika, također imaju značajno niže vrijednosti (< 80; Lugović i dr., 2007; Slovenec i Šegvić, 2018), a slično vrijedi i za kumulatne stijene Vardarske zone (< 80; Bazylev i dr., 2009). Usporedba ultramafita Banovine može se napraviti i s ultramafitnim kumulatima i tektonitima poznatih svjetskih lokaliteta. Na slici 6.8 prikazana su tri dijagrama konstruirana na temelju ovisnosti CaO/Al_2O_3 omjera, Sc i Ni u odnosu na MgO prema Singh i dr., (2017), a koja diskriminiraju ultramafitne kumulate i tektonite s lokaliteta sjeveroistočne Indije (Nagaland-Manipour), južne Turske (Anatalya ofioliti) te europskih masiva (Massif Central i Lherz u Francuskoj, Ronda u Španjolskoj, Lanzo i Ivrea u Italiji).



Slika 6.8. Diskriminacijski dijagram ultramafitnih tektonita i kumulatnih stijena prema Singh i dr. (2016). Polja kumultnih stijena su iz Bagci i dr. (2006), a polja tektonita prema podacima iz Downes (2001, 2007).

Vidljivo je da se peridotiti Banovine projiciraju u ili blizu polja tektonita. Uzorak spinelskog lercolita Vje-11 koji pripada S-pojasu, u svim se dijagramima projicira najdalje od ostalih uzoraka i polja tektonita, a na dijagramu ovisnosti omjera CaO/Al_2O_3 i MgO (slika 6.8 a)

potpuno se približio polju kumulata. Ovaj se spinelski lercolit i u geokemijskim analizama minerala izdvaja od ostalih spinelskih lercolita S-pojasa. To se najbolje vidi u nižim vrijednostima Mg-broja olivina, klinopiroksena i ortopiroksena te vrlo niskom sadržaju Na_2O u klinopiroksenu (slike 5.90, 5.92, 5.100), ali također i u obogaćenju La i Pr u odnosu na ostale REE normalizirane na hondrit (5.96 a). Svi se pirokseniti projiciraju relativno daleko u odnosu na tektonite, te relativno blizu poljima kumulatnih stijena. Na često korištenom NiO-Cr_2O_3 diskriminacijskom dijagramu Irvine i Findlay (1972) gotovo svi se uzorci peridotita projiciraju u polje tektonita (slika 6.9). Iznimke su spinelski lercoliti Dan-17 i Vje-11 koji odgovaraju sastavu kumulatnih ultramafita, a svi pirokseniti projiciraju se u polje kumulata.



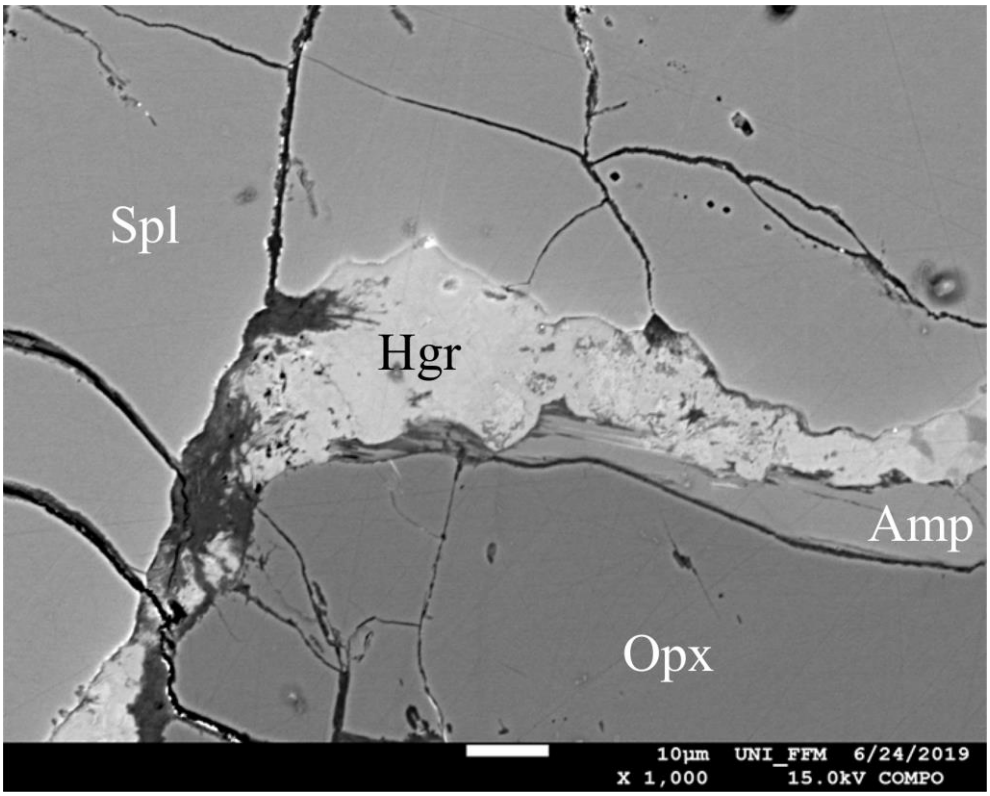
Slika 6.9. Diskriminacijski NiO-Cr_2O_3 dijagram tektonita i kumulatnih stijena prema Irvin i Findlay (1972) baziran na odnosu sadržaja NiO i Cr_2O_3 u stijeni. Polja tektonita i kumulatnih stijena prema podacima iz Hess, (1964) i Wolfe (1966).

Iz analiziranih dijagrama, ali i geokemijskih te geobarometrijskih mjerenja koja sugeriraju velike dubine kristalizacije, može se zaključiti da peridotiti Banovine pripadaju plaštnom dijelu litosfere, odnosno može ih se klasificirati kao tektonite. Određeni dio uzoraka pokazuje tendenciju prijelaznih varijeteta među kojima se ističe spinelski lercolit Vje-11. S obzirom da ovaj lercolit ima relativno visok Mg-broj te relativno nizak sadržaj REE u piroksenima i stijeni, a sastav spinela daje visoke tlakove kristalizacije (> 2,0 GPa) teško je vjerovati da je nastajao kao kumulatna stijena već je vjerojatnije da je bio metasomatski izmijenjen. Pretpostavku o metasomatozi podupire i izgled krivulje na hondrit normaliziranog sadržaja REE u lercolitu Vje-11 (5.96 a) koji u različitim zrnima pokazuje dva različita trenda od kojih

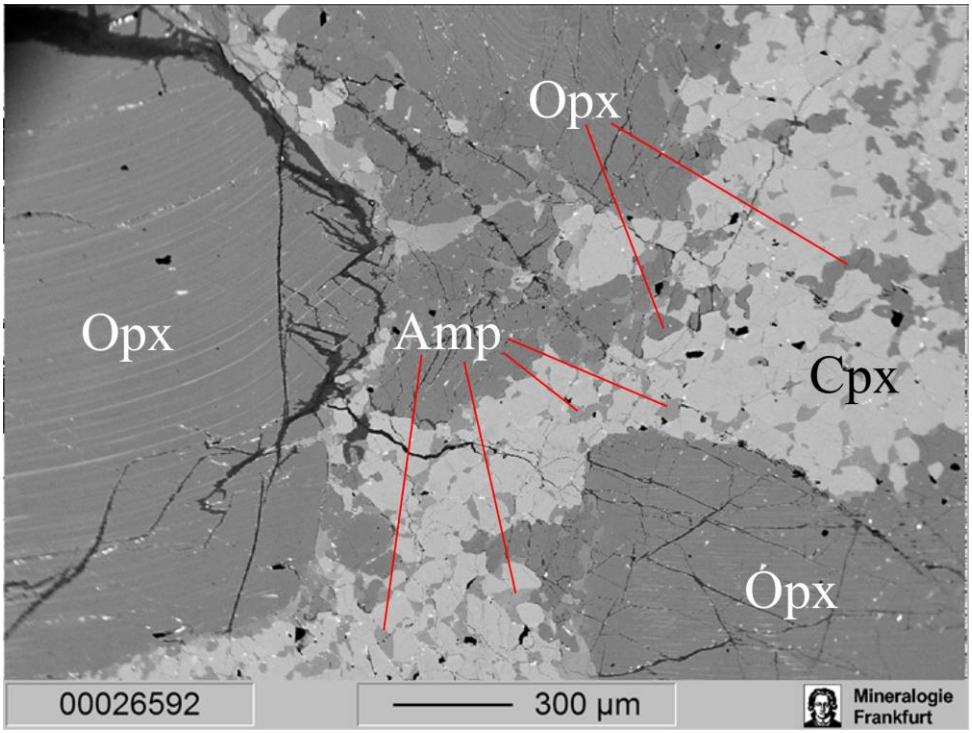
jedan ima posebno vidljivo odstupanje od trenda osiromašenja kod LREE s omjerima La/Pm_N > 1 što ukazuje na metasomatizam.

6.5 Metasomatizam

Većina stijena koje danas možemo naći na Zemljinoj površini prošla je tijekom vremena u svojoj evoluciji kroz različite dinamotermalne uvjete i/ili metasomatske izmijene. Ovo se posebno odnosi na plaštne stijene kojima pripadaju peridotiti i pirokseniti Banovine. Metasomatske izmjene ultramafita mogu biti potaknute različitim procesima unutar kore ili plašta, koji unose novi i/ili odnose početni materijal, odnosno mijenjaju kemijski sastav unutar nekog otvorenog sustava. Metasomatoza se najčešće odvija djelovanjem taljevina ili drugih fluida koji potječu iz različitih izvora. Većina metasomatskih pojava može se prema O'Reilly i Griffinu (2013) podijeliti u tri osnovna tipa: a) modalni metasomatizam koji podrazumijeva stvaranje novih mineralnih faza, a koje ne pripadaju tipičnoj paragenezi stijene; b) pritajeni („*stealth*“) metasomatizam tijekom kojeg kristaliziraju nove mineralne faze, ali one koje su tipične za tu stijenu te c) skriveni (kripto) metasomatizam tijekom kojeg ne dolazi do kristalizacije nove faze, ali dolazi do promjene kemijskog sastava već prisutnih minerala. Petrografske analize peridotita i piroksenita Banovine ukazale su na određene metasomatske pojave. Pojava amfibola u dunitu Gv-7 može se pripisati modalnom metasomatizmu. Krivulja REE u stijeni ovog dunita ukazuje na izraženo obogaćenje LREE u odnosu na HREE što je tipično u metasomatiziranim peridotitima (slika 5.116 c). Pojave amfibola prisutne su i u ostalim stijenama J- i S-pojasa međutim, radi se o vrlo malim količinama (< 1 vol. %) koje su, osim u spinelskom lercolitu 18Gv-4, vidljive tek elektronskim mikroskopom, a nalaze se u međuzrnskom prostoru kao reakcijski rub između piroksena i spinela (slika 6.10) ili kao vrlo sitni (nekoliko mikrometara) porfiroblasti u rekristaliziranom matriksu (slika 6.11).



Slika 6.10. Amfibol i hidrogrosular na granicama između spinela i ortopiroksena. Uzorak vebsterita 18 Gv-14.

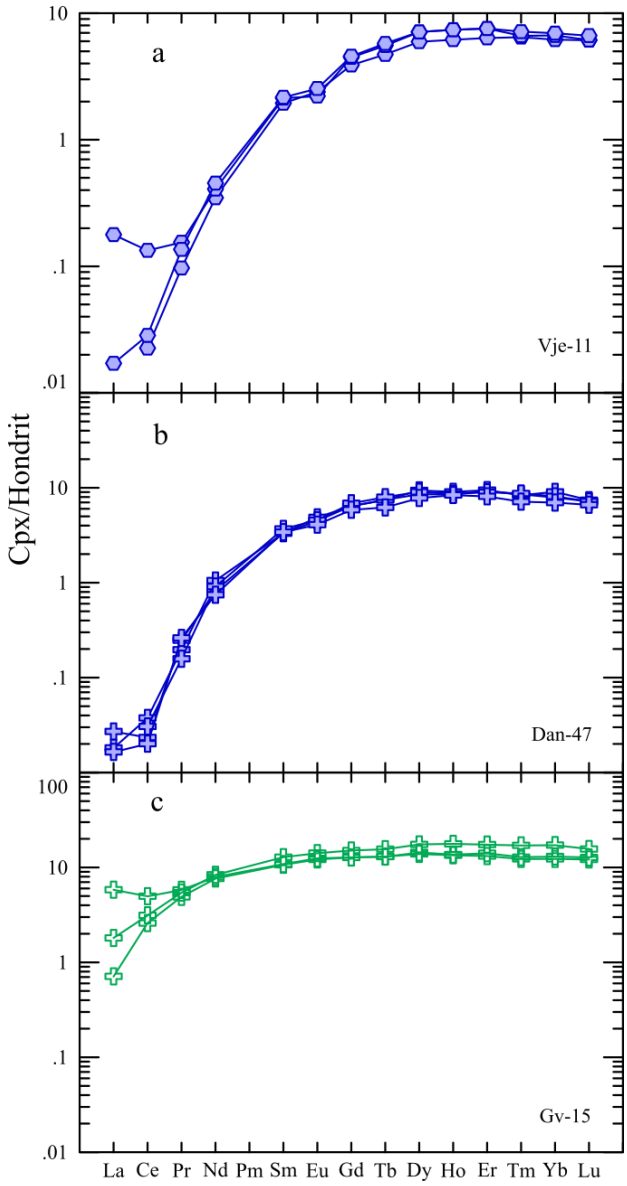


Slika 6.11. Amfibol kao neoblast u sitnozrnatom matriksu u olivinskom vebsteritu Gv-32.

Vidljivi znak metasomatizma predstavlja i pojava *hidrogrosulara*. Ovaj mineral je u istraživanim stijenama najčešće prisutan na rubovima spinela gdje tvori karakterističan reakcijski ovoj. Ovakav ovoj uočen je isključivo u peridotitima S-pojasa. Spinel pri tom pokazuje nepravilne oblike koji upućuju na resorpciju. Dio izmjena koje su formirale ovakve pojave najvjerojatnije se odvijao pri povišenim tlakovima što pogoduje formiranju granata, zbog čega je spinel postao nestabilan te je postupno prelazio u granat, pri čemu je nužna bila i prisutnost fluida bogatog kalcijem koji je teoretski mogao i naknadno biti unesen u sustav. Unutar J-pojasa *hidrogrosular* je primijećen samo u piroksenitima, gdje se pojavljuje u međuzrnskom prostoru na kontaktu spinela i piroksena, često udružen s amfibolom (slika 6.10). Pirokseniti su karakterizirani značajno nižim tlakovima ekvilibracije od peridotita S-pojasa pa se nameće zaključak da formiranje *hidrogrosulara* nije moralo biti uvjetovano povišenjem tlaka, već je mogao nastati i kao alteracijski produkt pri nižim tlakovima. Uzimajući u obzir kalcijem bogate granate (*hidrogrosular*) te obilne pojave magnezita koji zahtijeva velike količine karbonatnog iona, nameće se ideja o karbonatnoj sredini kao izvorištu metasomatskog fluida. Osim pojava amfibola i *hidrogrosulara* teško je sa sigurnošću utvrditi da li su i neke druge mineralne faze nastajale kao produkt metasomatoze. Samo rijetko nađeni su primjeri klinopiroksena i olivina koji izgledaju kao da popunjavaju intersticijske prostore. Budući da takve pojave nisu detaljno analizirane, nije moguće na temelju nekoliko primjera zaključiti da je bilo refertilizacije ili da je ona igrala važniju ulogu u petrogenezi ultramafita na širem području Banovine.

Kemijske analize također otkrivaju određene anomalije koje ukazuju na skriveni metasomatizam. To se najbolje može vidjeti u sadržaju REE u klinopiroksenu. U spinelskim lercolitima Vje-11 i Dan-47 iz S-pojasa klinopirokseni su karakterizirani krivuljama raspodjele normaliziranih udjela REE koje su tipične za N-MORB (slika 6.12 a i b). U spinelskom lercolitu Vje-11 tri različita zrna klinopiroksena pokazuju različito obogaćenje u La i Ce (slika 6.12 a). S druge strane tri analize istog zrna klinopiroksena u spinelskom lercolitu Dan-47 karakterizirana su različitim obogaćenjima u La (slika 6.12 b). Budući da navedene krivulje raspodjele normaliziranih udjela REE ne pokazuju veće razlike u raspodjeli HREE, malo je vjerojatno da bi razlike u obogaćenju La i Ce predstavljale zrna različitih generacija klinopiroksena. Vjerojatnije je da su različita obogaćenja u La i Ce uzrokovana istim metasomatskim fluidom koji je na različitim mjestima u stijeni imao različit pristup mineralnim zrnima te ih je stoga u različitoj mjeri i mijenjao. Unutar J-pojasa ovakve razlike u obogaćenju s La i Ce, ali i djelomično s Pr najbolje su vidljive u klinopiroksenima

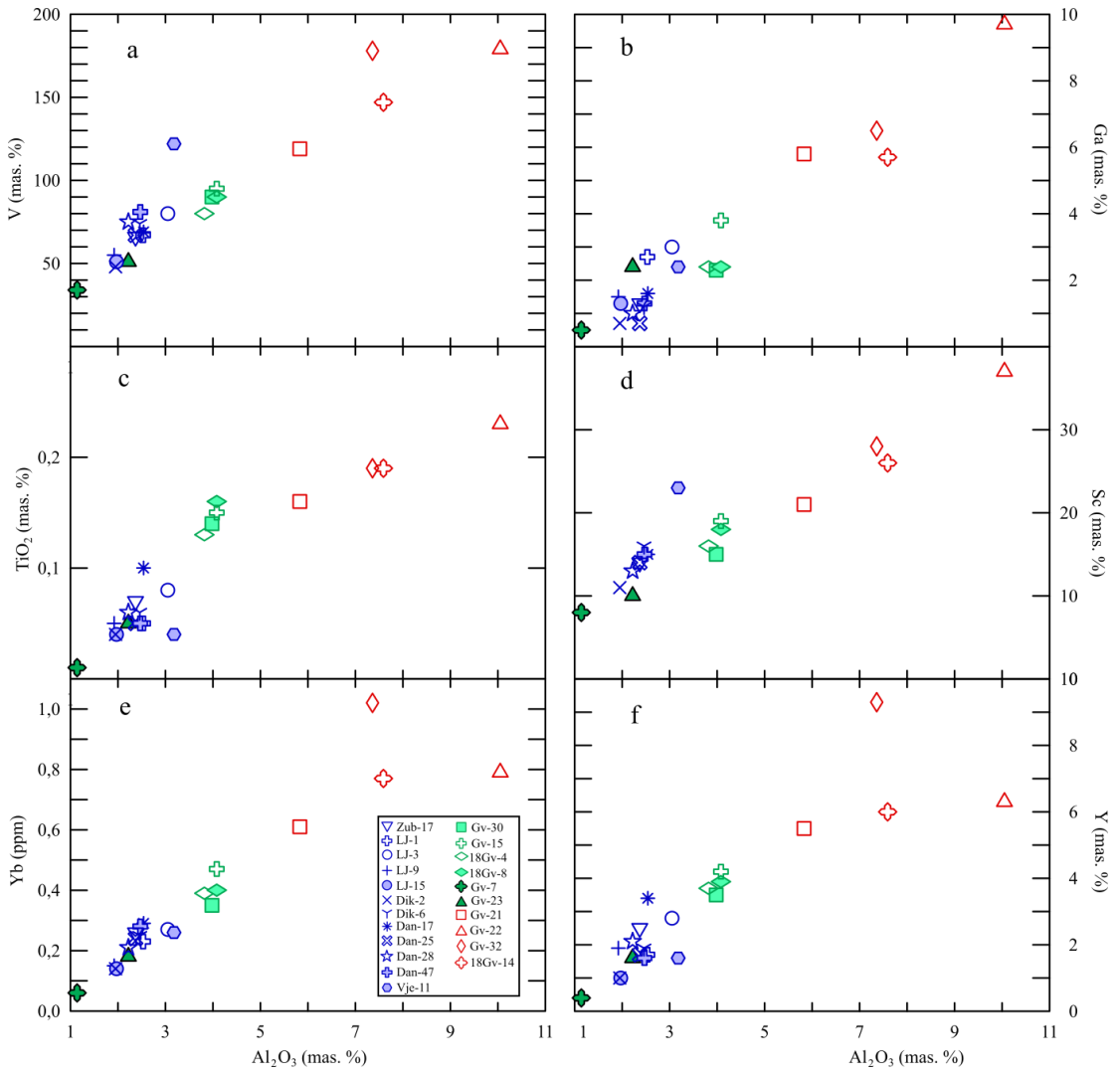
spinelskog lercolita Gv-15 (slika 6.12 c). U tom uzorku tri različita zrna klinopiroksena pokazuju tri različite normalizacijske krivulje s razlikama u La i Ce, kao i kod spinelskog lercolita Vje-11 iz S-pojasa.



Slika 6.12. Različite krivulje na hondrit normaliziranih REE vrijednosti u zrnima klinopiroksena spinelskih lercolita: a) Vje-11, b) Dan-47 i c) Gv-15. Normalizacijske vrijednosti hondrita preuzete su iz Sun i McDonough (1989).

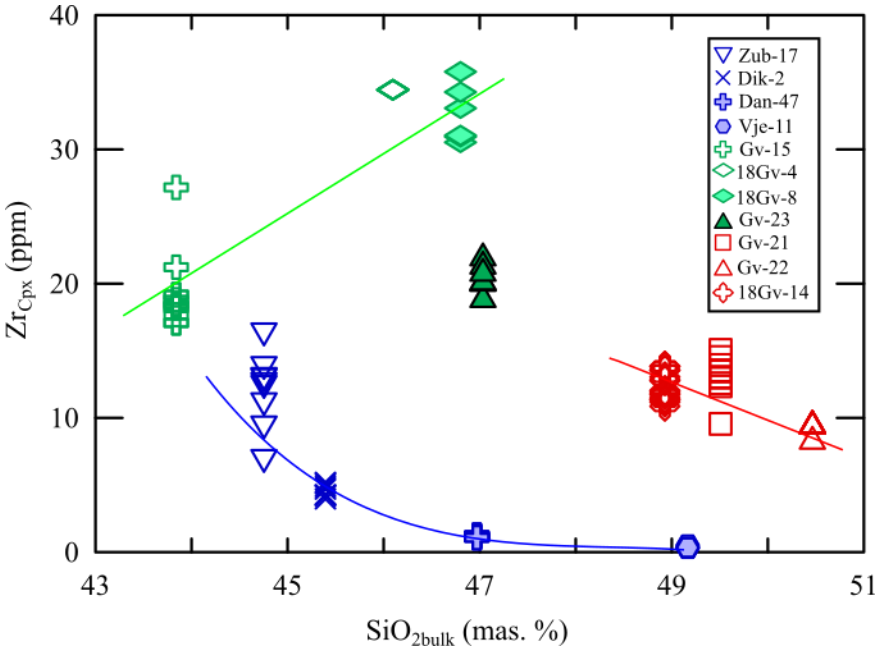
Razmatrajući raspodjelu elemenata u tragovima u stijenama Banovine treba istaknuti da izuzevši Cs i Pb većina elemenata u tragovima, ne pokazuje obogaćenje u odnosu na primitivni plašt (slika 5.117). Vidljivo je da Ti, Sc, Ga, V, Y i Yb pokazuju relativno dobru pozitivnu korelaciju s Al_2O_3 u stijeni (slika 6.13). Takav trend ukazuje na proporcionalno osiromašenje tijekom taljenja (O'Reilly i Griffin, 2013) te da njihov sadržaj nije uvjetovan

metasomatskim procesima. Međutim, vidi se na istoj slici da uzorak spinelskog lercolita Vje-11 pokazuje određeno odstupanje u korelacijskom odnosu Sc, V, Y i Ti prema Al_2O_3.

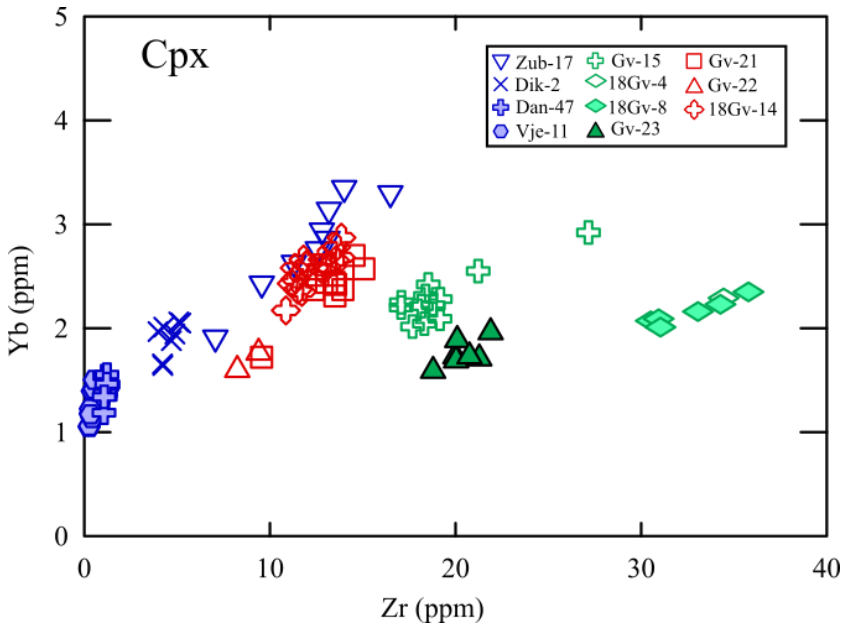


Slika 6.13. Pozitivna korelacija elemenata u tragovima i Al_2O_3 u ultramafitima Banovine.

Sadržaj Zr u stijeni ne pokazuje korelaciju s Al_2O_3, niti s CaO međutim, a sadržaj Zr u klinopiroksenu i ortopiroksenu pokazuje relativno dobru negativnu korelaciju s sadržajem SiO_2 u ukupnom kemizmu stijene (slika 6.14). Ovaj efekt je vidljiv u spinelskim lercolitima S-pojasa i piroksenitima J-pojasa, dok je u spinelskim lercolitima J-pojasa trend suprotan, odnosno zapaža se pozitivna korelacija. Iako je negativna korelacija Zr i SiO_2 vrlo je neobična, gledajući sadržaj elemenata u tragovima u piroksenima, Zr ipak pokazuje vrlo dobru pozitivnu korelaciju s Yb, koji se može uzeti kao indikator taljenja, što ukazuje da je barem u piroksenima sadržaj Zr bio uvjetovan taljenjem (slika 6.15).



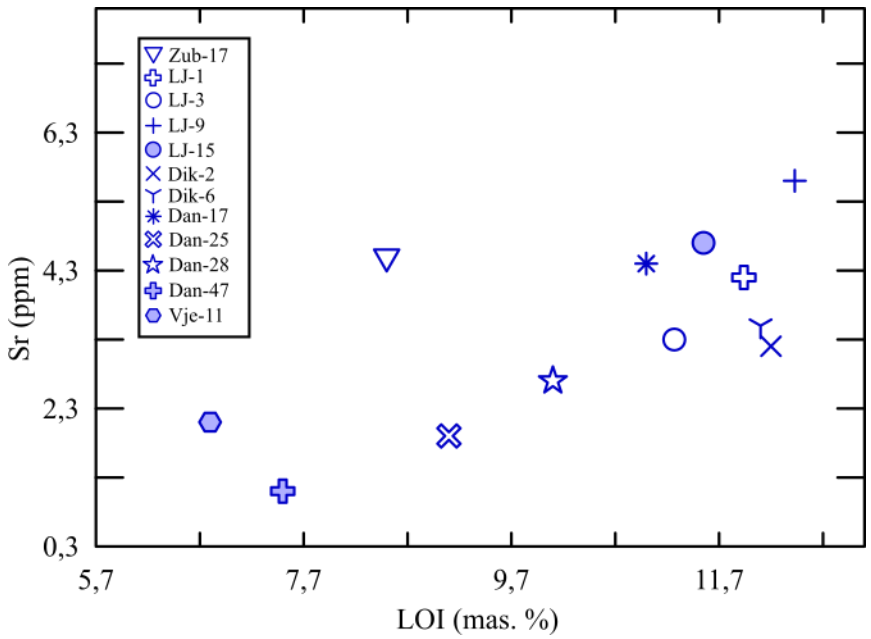
Slika 6.14. Negativna korelacija Zr u klinopiroksenu i SiO_2 u stijeni u spinelskim lercolitima S-pojasa i piroksenitima J-pojasa te pozitivna korelacija u spinelskim lercolitima J-pojasa.



Slika 6.15. Pozitivna korelacija Zr i Yb u klinopiroksenima svih ultramafita Banovine.

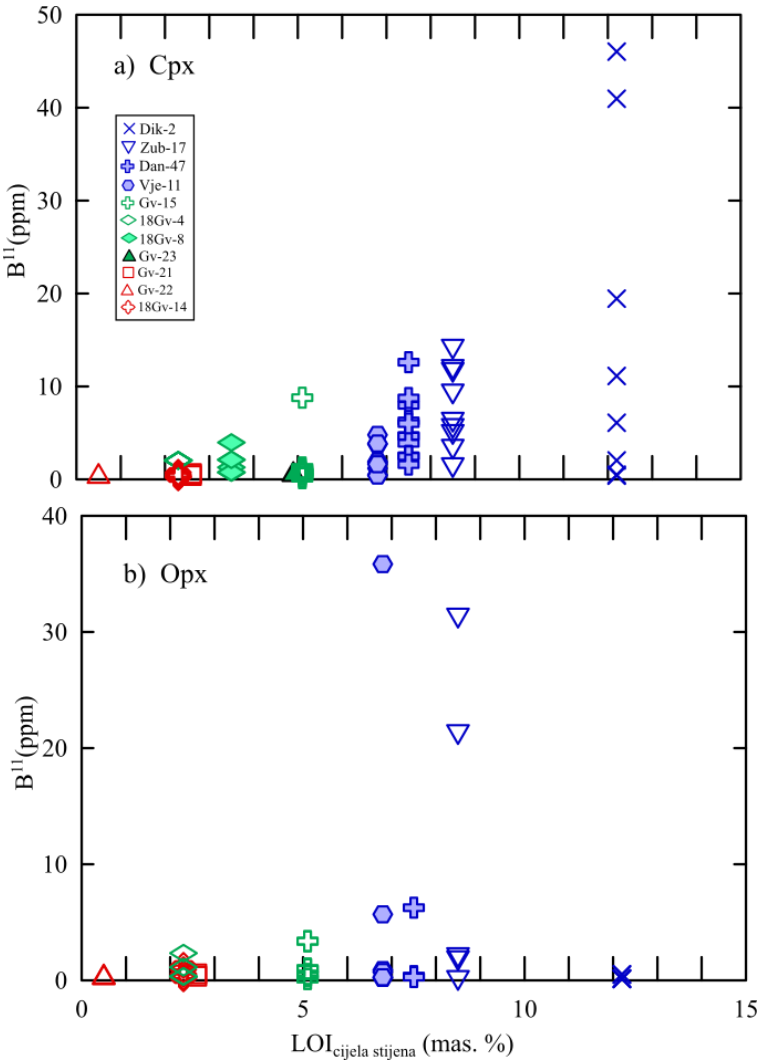
Vidljivo je na istoj slici da su analize različitih zrna unutar istog uzorka dobro grupirane što ukazuje na to da nije bilo piroksena različitih generacija u istom uzorku. Izostanak korelacije Zr s Yb i SiO_2 u stijeni mogao bi biti uzrokovan postojanjem neke druge mineralne faze s višim koncentracijama Zr. Takav slučaj bi upućivao na moguće obogaćenje silikatnim taljevinama, međutim negativna korelacija Zr iz piroksena s SiO_2 stijene ne ide u prilog takvoj

teoriji. Pozitivne anomalije u Cs, Rb, Pb i U koje su vidljive u ukupnom kemizmu stijene, kao i u kemizmu piroksena (slike 5.97, 5.98, 5.105, 5.06 i 5.117) mogle su nastajati i kao produkt serpentinizacije. To je opisano u radu Kodolanyi i dr. (2012) u kojem su uočeni takvi trendovi u peridotitima oceanskih hrptova, pasivnih granica te predlučnih bazena. Isti autori navode i čestu pozitivnu Sr-anomaliju kao posljedicu serpentinizacije. Stijene Banovine ne pokazuju pozitivnu Sr-anomaliju, a većina klinopiroksena ispitivanih stijena nema viši sadržaj Sr od granice detekcije što je posebno izraženo kod spinelskih lercolita S-pojasa. Usporedbom količine Sr u stijeni s LOI, u peridotitima S-pojasa vidljiva je ipak pozitivna korelacija pa se može pretpostaviti da je serpentinizacija u peridotitima S-pojasa ipak povećala sadržaj Sr u stijeni (slika 6.16). To se međutim, ne vidi u sadržaju Sr u klino- i ortopiroksenu ultramafita Banovine. Da je serpentinizacija ipak utjecala i na kemizam piroksena vidi se dobro iz sadržaja B^{11} u klino- i ortopiroksenu (slika 6.17 a i b). U klinopiroksenu svih spinelskih lercolita vidi se pozitivna korelacija B^{11} s gubitkom na žarenju (LOI), dok u ortopiroksenima izostaje korelacija, ali se jasno vidi da su ortopirokseni spinelskih lercolita S-pojasa višestruko obogaćeni s B^{11} u odnosu na ostale ultramafite Banovine što se dobro podudara s činjenicom da su peridotiti S-pojasa prošli kroz viši stupanj serpentinizacije. Analize izotopa Sr također ukazuju na metasomatizam. To se posebno odnosi na spinelski lercolit Zub-17 iz S-pojasa s vrlo visokim omjerima izotopa Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,707512). Ovako visoki omjeri ukazuju na utjecaj morske vode.



Slika 6.16. Pozitivna korelacija Sr i LOI u spinelskim lercolitima S-pojasa.

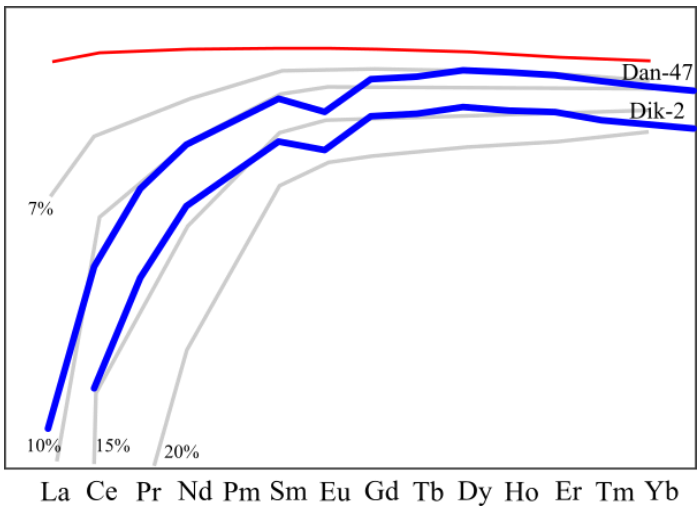
Uzimajući u obzir petrografske i geokemijske analize može se reći da je u peridotitima Banovine metasomatizam zasigurno bio prisutan, međutim radi se o relativno umjerenim efektima. Modalni metasomatizam je vrlo ograničen i vidljiv je u pojavi manjih količina amfibola i *hidrogrosulara*, a skriveni (kripto) metasomatizam najviše je mijenjao kemizam stijene, najvjerojatnije procesima serpentinizacije. Blaže izmjene kemijskog sastava minerala koje su vidljive u sadržaju LREE manjeg broja klino- i ortopiroksena, također se mogu povezati sa serpentinizacijom budući da je utjecaj tog procesa na minerale potvrđen pozitivnom korelacijom B^{11} i LOI (slika 6.17). Značajnije izmjene koje bi se odnosile na pritajeni („*stealth*“) metasomatizam i koje bi značile obogaćenje piroksenom ili bilo kojim drugim mineralom iz sastava peridotita, odnosno refertilizaciju stijene, nisu detektirani.



Slika 6.17. (a) Pozitivna korelacija izotopa B^{11} u klinopiroksenu i LOI u stijeni, (b) pozitivna korelacija izotopa B^{11} u ortopiroksenu i LOI u stijeni.

6.6 Parcijalno taljenje

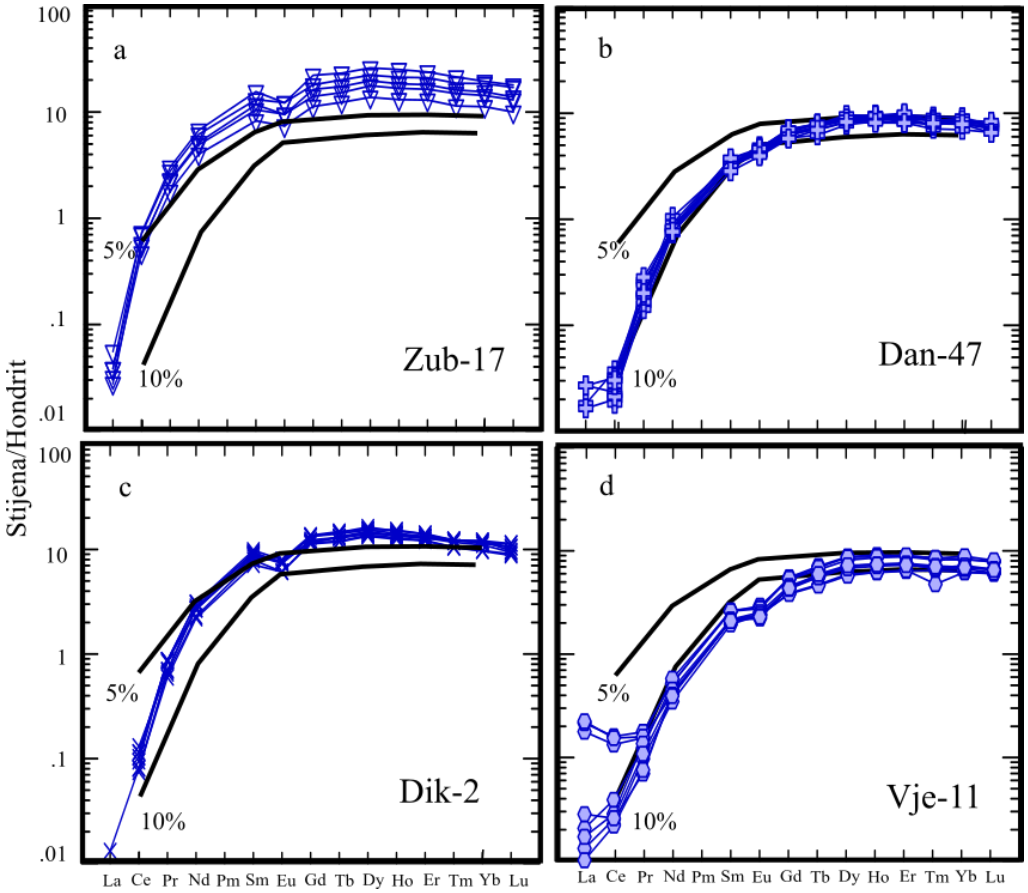
Prethodna poglavlja pokazala su da su peridotiti Banovine karakterizirani različitim stupnjem taljenja unutar J- i S-pojasa. Prema normalizacijskim krivuljama REE u klinopiroksenima uzorci iz S-pojasa pokazuju znatno viši stupanj taljenja. Oblik krivulja raspodjele normaliziranih sadržaja REE u klinopiroksenima S-pojasa ukazuje na pretežno frakcijsko taljenje što je vidljivo iz vrlo niskih normaliziranih sadržaja La i Sm (< 0,01) u svim spinelskim lercolitima osim u metasomatiziranim zrnima spinelskog lercolita Vje-11 (Prilog 2, Tablica 1, slika 5.96). Unutar J-pojasa taljenje je bilo nižeg stupnja i većina uzoraka pokazuje sastav vrlo sličan primitivnom plaštu, što se dobro vidi i u sadržaju REE u klinopiroksenu (slika 5.96). Stupanj taljenja plaštnih stijena može se približno pretpostaviti korištenjem matematičkih modela. Osim već navedenih pretpostavki o taljenju peridotita Banovine iz prethodnih poglavlja (poglavlje 6.2) dodatno je napravljena usporedba normaliziranih koncentracija REE u klinopiroksenima iz ovog rada s modelima taljenja klinopiroksena iz rada Kelemen i dr. (1997) te Johnson i dr. (1990). Gledajući isključivo oblik krivulje raspodjele normaliziranih koncentracija REE u klinopiroksenima S-pojasa, spinelski lercoliti Dik-2 i Dan-47 dobro se podudaraju s modelom od 7 % ravnotežnog taljenja te dodatnog frakcijskog taljenja s ukupnim taljenjem od 10 do 15 % (slika 6.18), iako se same koncentracije bitno razlikuju.



Slika 6.18. Usporedba oblika normalizacijskih krivulja REE spinelskih lercolita Dik-2 i Dan-47 (plava boja) s modelima taljenja klinopiroksena spinelskih lercolita iz rada Kelemen (1997). Crvena krivulja predstavlja sadržaj REE u izvorištu.

Odstupanje u istraživanim uzorcima je vidljivo u europiju koji pokazuje niže vrijednosti u odnosu na model zbog negativne europijske anomalije prisutne u klinopiroksenima peridotita

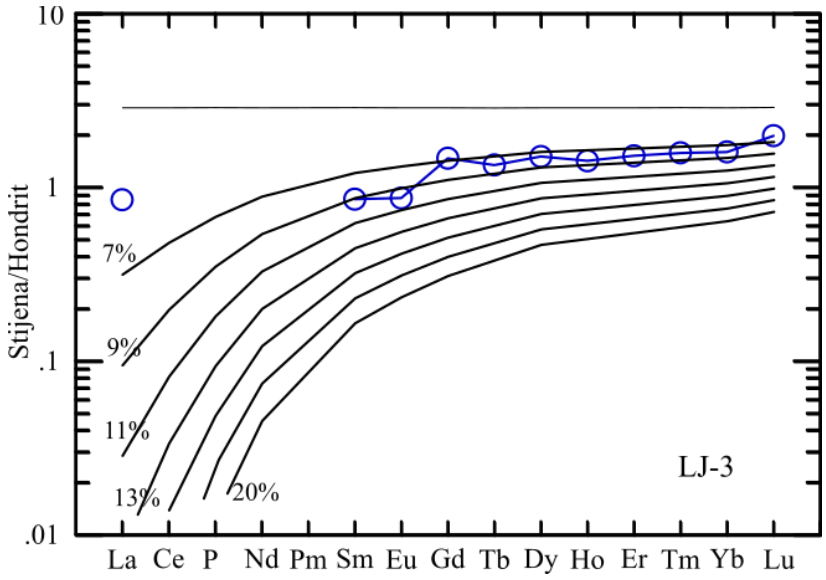
S-pojasa. Usporedbom s modelima taljenja klinopiroksena u peridotitu iz Johnson i dr. (1990) vidljivo je da se većina klinopiroksena peridotita S-pojasa dobro podudara s modelom kontinuiranog taljenja od 5 do 10 % (slika 6.19).



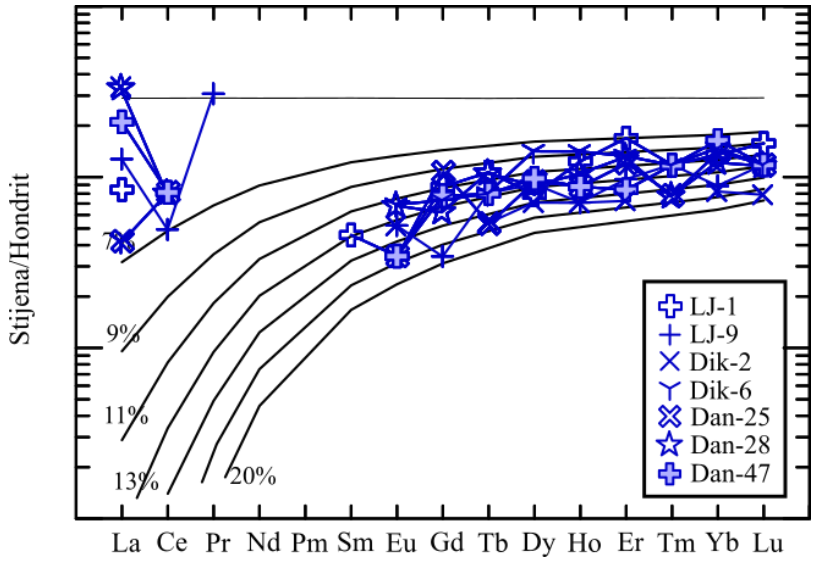
Slika 6.19. Usporedba normaliziranih vrijednosti REE iz klinopiroksena spinelskih lercolita S-pojasa (plava boja) s modelima taljenja klinopiroksena iz Johnson (1990), (crna boja).

Izuzetak je lercolit Zub-17 koji ima više koncentracije HREE od ostalih lercolita S-pojasa te se zbog toga ne uklapa idealno u navedene modele (slika 6.19 a). S obzirom na dobro poklapanje normalizacijske krivulje REE u klinopiroksenima S-pojasa s modelom taljenja iz Kelemen i dr. (1997) u petrološkom programu Igpet napravljen je model taljenja primitivnog plašta prema modelu iz istog rada, odnosno 7 % ravnotežnog taljenja te dodatno frakcijsko taljenje do ukupnog taljenja od 20 %. Frakcijsko taljenje izvedeno je u koracima od 2 % zbog softwerskih ograničenja. Za modalni sastav izvorišnog materijala pretpostavljen je sastav od 56 vol. % olivina, 22 vol. % ortopiroksena, 19 vol. % klinopiroksena i 3 vol. % spinela koji odgovara primitivnom plaštu prema McDonough i Rudnick (1998). Pri tome su korišteni koeficijenti difuzije iz rada Kelemen (2003). Pretpostavljeno je ne modalno taljenje, a vrijednosti za udio u taljevini preuzete su iz rada Johnson i dr. (1990) te iznose za olivin 10

vol. %, za ortopiroksen 20 vol. %, za klinopiroksen 68 vol. % te spinel 2 vol. %. Pokazalo se da u S-pojasu najbolju podudarnost s modelom ima spinelski lercolit Lj-3 koji se projicira na krivulju ukupnog taljenja od 9 % (slika 6.20) s pozitivnom anomalijom u La, koja je posljedica sekundarnih procesa. Većina ostalih peridotita S-pojasa, iako s vrlo izraženim skokovima u LREE, u elementima od Sm do Lu dobro se poklapaju s područjem ukupnog taljenja od 9 – 15 % (slika 6.21).

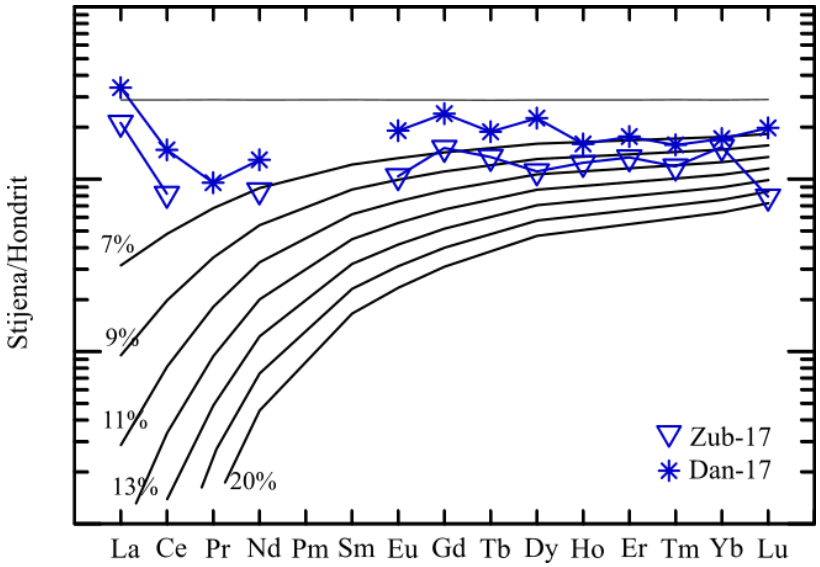


Slika 6.20. Normalizirani sadržaj REE u spinelskom lercolitu LJ-3. Krivulja analiziranog uzorka dobro dobro se podudara s modelom taljenja od 9%. Normalizacijske vrijednosti za hondrit su preuzete iz Sun i McDonough (1989).

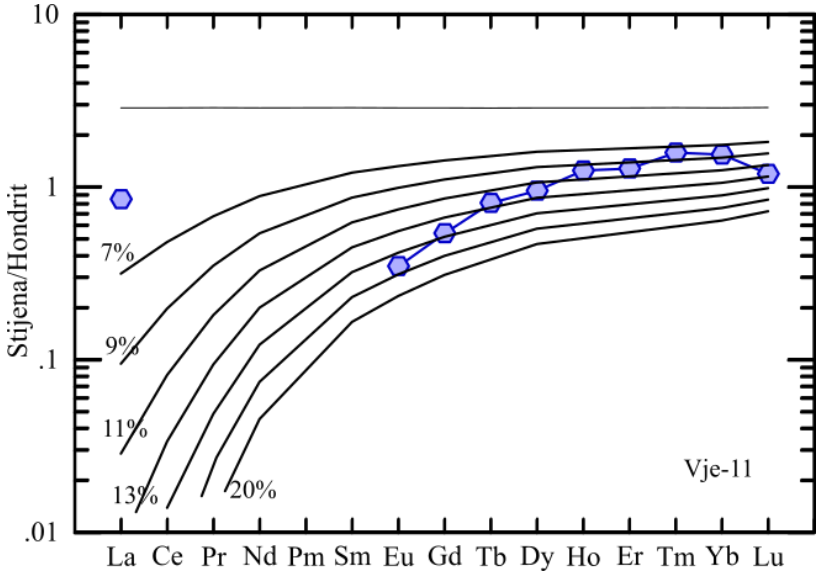


Slika 6.21. Na hondrit normalizirane krivulje REE u većini spinelskih lercolita dobro se podudaraju s modelima ukupnog taljenja od 9 – 15 %.

Spinelski lercoliti Zub-17 i Dan-17 imaju znatno viši sadržaj REE od ostalih peridotita S-pojasa, zbog čega se njihove krivulje raspodjele normaliziranih koncentracija REE ne podudaraju s rezultatima modela taljenja, osim u sadržaju HREE koji pokrivaju područje od 7 do 9 % ukupnog taljenja (slika 6.22). Spinelski lercolit Vje-11 pokazuje valoviti „sigmoidalni“ oblik krivulje raspodjele normaliziranih koncentracija REE s vrlo niskim sadržajem (ispod granica detekcije za sve osim La) LREE te se niti oni ne mogu usporediti s predloženim modelom taljenja (slika 6.23).

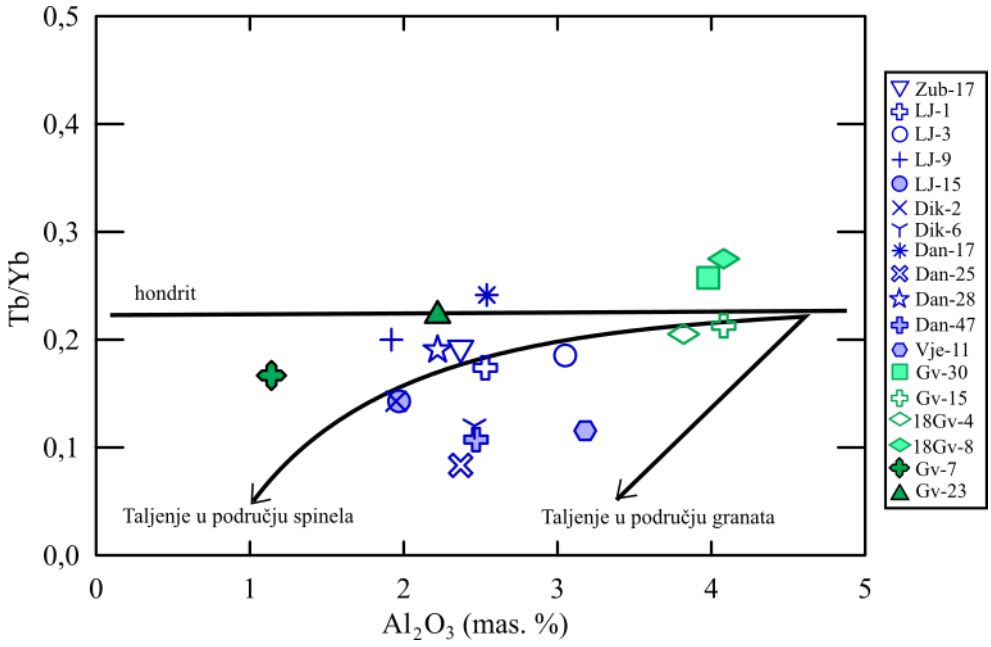


Slika 6.22. Usporedba normalizacijskih krivulja REE spinelskih lercolita Dan-17 i Zub-17 s modelima taljenja. Zbog relativno visokih normalizacijskih vrijednosti istraživani spinelski lercoliti pokazuje slabu podudarnost s modelom.



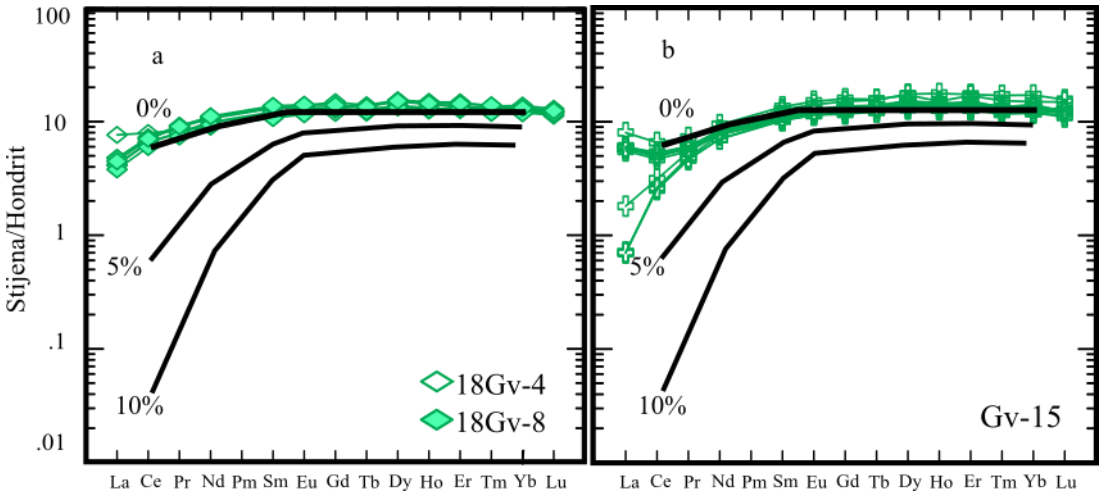
Slika 6.23. Sigmoidalni oblik normalizacijskih krivulja spinelskih lercolita Vje-11 pokazuje slabu podudarnost s modelima taljenja.

Blagi pad obogaćenja normaliziranih koncentracija od MREE prema HREE, koji je vidljiv u klinopiroksenima S-pojasa, ali se jasno vidi i u uzorku stijene Vje-11, u literaturi se pripisuje barem djelomičnom taljenju u uvjetima stabilnosti granata (Johnson i dr., 1990). Ovakav je slučaj možda moguć i u peridotitima S-pojasa Banovine, a na što ukazuju geobarometrijski izračuni koji su dali vrlo visoke tlakove (poglavlje 6.3), ali i prisutnost granata/*hidrogrosulara* u stijenama. Na temelju omjera elemenata Tb/Yb i Al_2O_3 konstruiran je dijagram prema Delavari i dr. (2009) u kojem se vidi da se dio peridotita S-pojasa projicira u prostor između linija taljenja u području stabilnosti spinela, odnosno granata, dok se uzorci peridotita J-pojasa projiciraju se u blizini linije taljenja u području spinela (slika 6.24). Negativna Eu anomalija u klinopiroksenima S-pojasa mogla bi ukazivati na redukcijske uvijete prilikom taljenja.



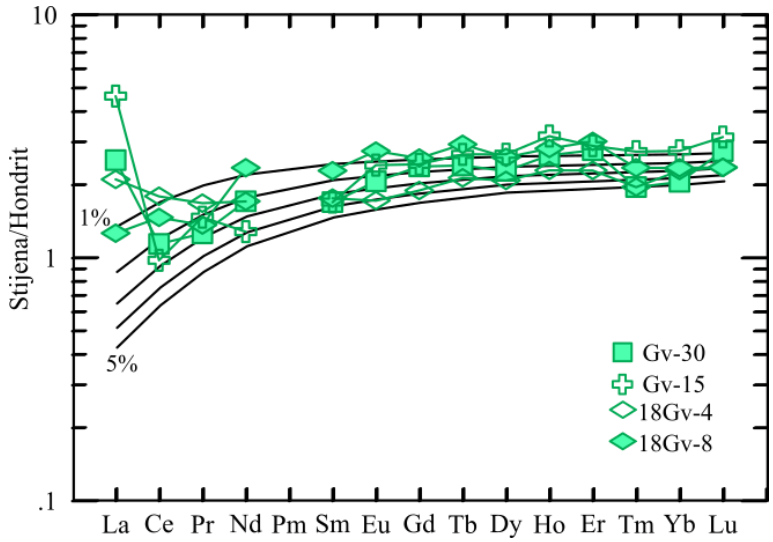
Slika 6.24. Dijagram Tb/Yb – Al_2O_3 u stijeni prema Delavari (2009). Projekcije većine ultramafita Banovine relativno dobro se slažu s trendom taljenja u uvjetima stabilnosti spinela.

Peridotiti J-pojasa pokazuju gotovo horizontalni oblik raspodjele normaliziranih udjela REE, vrlo bliske primitivnom plaštu što upućuje na mali stupanj taljenja. Normalizirani sadržaj REE u klinopiroksenima spinelskih lercolita 18Gv-4 i 18Gv-8 u cijelom području REE idealno se podudara s izvorišnim sastavom klinopiroksena iz predloženog modela Johnson (1990) što upućuje na minimalno taljenje primitivnog plašta (slika 6.25 a i b). Klinopirokseni spinelskog lercolita Gv-15 imaju nešto veće osiromašenje u LREE (slika 6.25 b) što ukazuje na veći stupanj taljenja (~ 5 %), a određeni broj analiza pokazuje obogaćenje u La i Ce slično kao i kod nekih peridotita iz S-pojasa (Vje-11, Dan-47), a što upućuje na metasomatizam.



Slika 6.25. Usporedba normalizacijskih krivulja REE klinopiroksena iz spinelskih lercolita J-pojasa s modelom taljenja klinopiroksena iz Johnson (1990). Spinelski lercoliti 18Gv-4 i 18 Gv-8 idealno se podudaraju s primitivnim plaštom (a), Spinelski lercolit Gv-15 ukazuje na taljenje od oko 5 % (b).

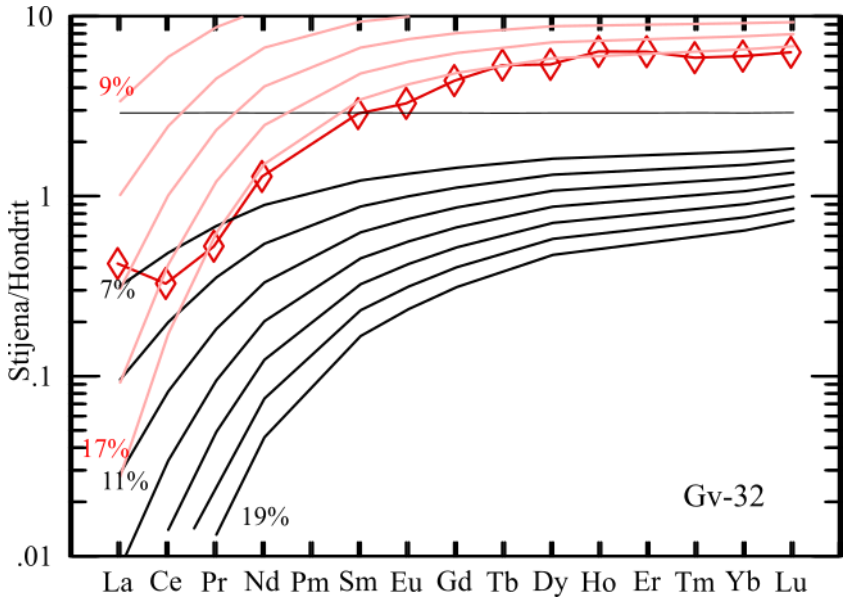
Uzimajući u obzir sličnosti klinopiroksena s Johnsonovim modelom taljenja, napravljen je model ravnotežnog modalnog taljenja do ukupno 5 %. Za hipotetski modalni sastav primitivnog plašta uzet je isti sastav kao i kod modela za S-pojas, odnosno 56 vol. % olivina, 22 vol. % ortopiroksena, 19 vol. % klinopiroksena i 3 vol. % spinela. Gledajući samo spinelske lercolite unutar J-pojasa, njihov sadržaj REE može se relativno dobro usporediti s modelom ravnotežnog modalnog taljenja primitivnog plašta od 1 do 5 % (slika 6.26).



Slika 6.26. Normalizacijske krivulje REE u stijeni spinelskih lercolita J-pojasa dobro se podudaraju s modelom ravnotežnog taljenja primitivnog plašta od 1 do 5 %.

Duniti Gv-7 i Gv-23 ne mogu se usporediti s jednostavnim modelima taljenja, već budući da imaju jako osiromašenje u HREE te obogaćenje u LREE koje je posebno izraženo u dunitu Gv-7, moguće je pretpostaviti da su ove stijene nastajale kao kumulati iz taljevina s izvorištem u granatnim peridotitima ili da se radi o rezidualnoj stijeni koja je obogaćena u elementima LREE kroz sekundarne procese metasomatoze.

Pirokseniti se od peridotita razlikuju po visokom sadržaju HREE u stijeni (Lu_N-pirokseniti ~ 3-7, Lu_N-peridotiti ~ 0,8-2), a slično se vidi i u sadržaju REE ortopiroksena (Prilog 2, Tablica 3). Sadržaji HREE u klinopiroksenu piroksenita usporedivi su s klinopiroksenom iz peridotita međutim, u klinopiroksenima piroksenita znatno je veće osiromašenje u LREE. Gledajući oblik krivulje raspodjele normaliziranih koncentracija REE u piroksenitima vidljivo je da su njihove koncentracije HREE znatno više od sastava primitivnog plašta (5.116) pa se nameće ideja o kumulatnom porijeklu ovih stijena zbog čega je testiran poseban model taljenja primitivnog plašta. Početne postavke modela iste su kao i kod već spomenutog modela sa 7 % ravnotežnog taljenja te dodatnim taljenjem u koracima od 2 %. Na slici 6.27 vide se rezultati modeliranja taljenja primitivnog plašta od 7 % ravnotežnog taljenja te dodatnih 12 % frakcijskog taljenja u koracima od 2 %. U donjem dijelu dijagrama vide se krivulje normaliziranih udjela REE u rezidualnim stijenama, a u gornjem dijelu prikazani su krivulje u taljevinama dobivenim iz komplementarnog rezidua. Olivinski vebsterit Gv-32 gotovo se idealno podudara s krivuljom taljevine dobivene 2 %-tnim taljenjem već osiromašenog plašta dobivenog ukupnim taljenjem od 17 % (slika 6.27).



Slika 6.27. Normalizacijska krivulja REE u stijeni olivinskog vebsterita Gv-32 ukazuje na kristalizaciju iz taljevina koje su potjecale iz osiromašenog izvora (17 % taljenog primitivnog plašta).

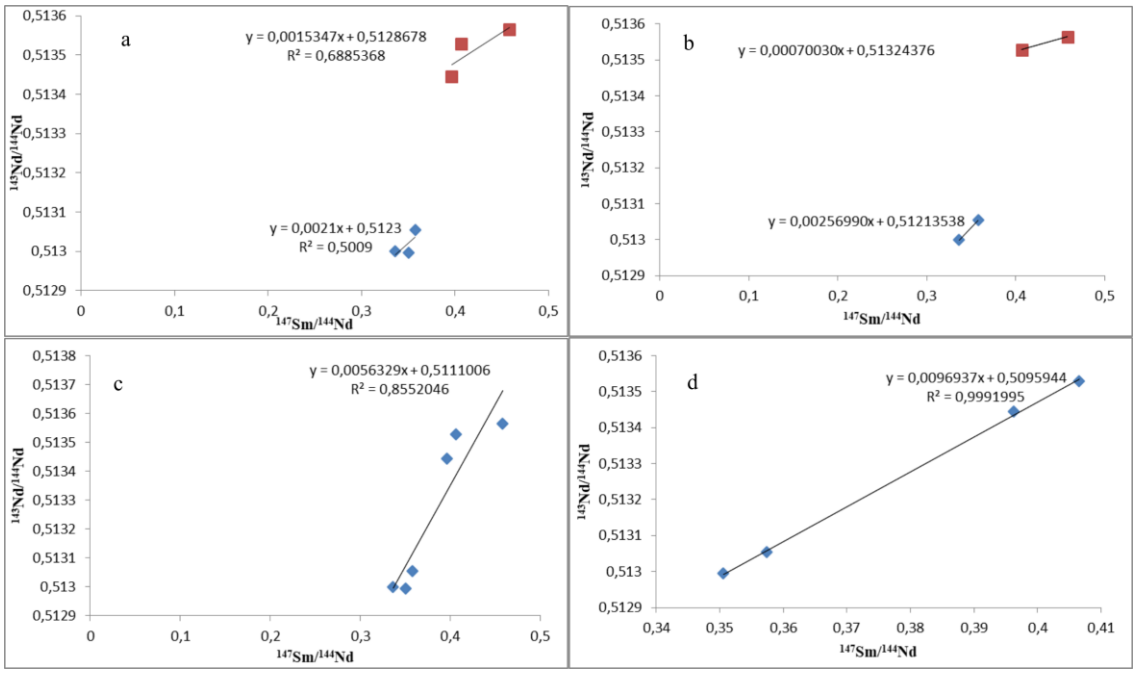
Takva hipotetska izvorišta vrlo su slična osiromašenim peridotitima iz S-pojasa. Olivinski vebsterit 18Gv-14 i olivinski vebsterit Gv-21 razlikuju se od olivinskog vebsterita Gv-32 po nižem sadržaju HREE međutim imaju slične krivulje raspodjele normaliziranih koncentracija LREE. Vebsterit Gv-22 znatno se razlikuje od ostalih piroksenita po nižem sadržaju HREE te višem sadržaju LREE koje još uvijek pokazuju osiromašenje u smjeru La. Svi pirokseniti pokazuju blago (do 2 puta) obogaćenje HREE u sadržaju stijene u odnosu na primitivni plašt. Sličan trend REE u piroksenitima već je pripisivan kumulatnom porijeklu (Singh i dr., 2017). Na moguće kumulatno porijeklo piroksenita ukazuju i drugi geokemijski indikatori kao što su relativno niski Mg-broj (< 88), visoki sadržaji Al_2O_3, SiO_2, TiO_2 i Na_2O. Međutim, izrazito porfiroklastična struktura koja je karakteristična za piroksenite Banovine poziva na oprez pri petrogenetskoj interpretaciji.

6.7 Apsolutna starost

Izotopne analize Sm i Nd u ortopiroksenu, klinopiroksenu i stijeni nisu dale odgovarajuće rezultate u smislu mogućnosti izračuna apsolutnih starosti. Za olivinski vebsterit Gv-21 J-pojasa dobivena je starost od 322 ± 4100 milijuna godina, a za spinelski lercolit Zub-17 S-pojasa starost od 235 ± 2000 milijuna godina (slika 6.28 a). Zbog vrlo visoke moguće greške, ovakvi su rezultati neupotrebljivi za ozbiljnu interpretaciju starosti ovih stijena. Jedno od mogućih objašnjenja ovakvih rezultata mjerenja bi moglo biti da su prilikom kristalizacije i ortopiroksen i klinopiroksen ugradili slične Sm-Nd omjere zbog čega su se oni u oba piroksena tijekom geološkog vremena slično i mijenjali, te je danas izmjeren vrlo uski interval $^{147}Sm/^{144}Nd$ omjera između klinopiroksena (0.4066) i ortopiroksena (0.4579) u spinelskom lercolitu Zub17, odnosno 0,3362 u klinopiroksenu i 0,3574 u ortopiroksenu olivinskog vebsterita Gv-21. Za pouzdanije rezultate i dobru izokronu razlika u $^{147}Sm/^{144}Nd$ omjerima u mineralima iste stijene trebala bi biti veća od 0,5. Drugo moguće objašnjenje bi moglo biti da su originalni izotopni omjeri metasomatski promijenjeni.

Pod pretpostavkom da su stijene oba pojasa bile metasomatski izmijenjene prilikom serpentinizacije i unosa vode te da su izotopni omjeri stijene pri tom bili poremećeni, a da u isto vrijeme pirokseni nisu bili jače zahvaćeni utjecajem serpentinizacije te su zadržali svoj normalni trend izmjene omjera izotopa uslijed radioaktivnog raspada, tada bi zanemarivanjem omjera u stijeni te povlačenjem izokrone samo kroz piroksene (slika 6.28 b) za spinelski lercolit Zub-17, odnosno S-pojas dobili starost od 107,3 Ma, dok bi za olivinski vebsterit Gv-

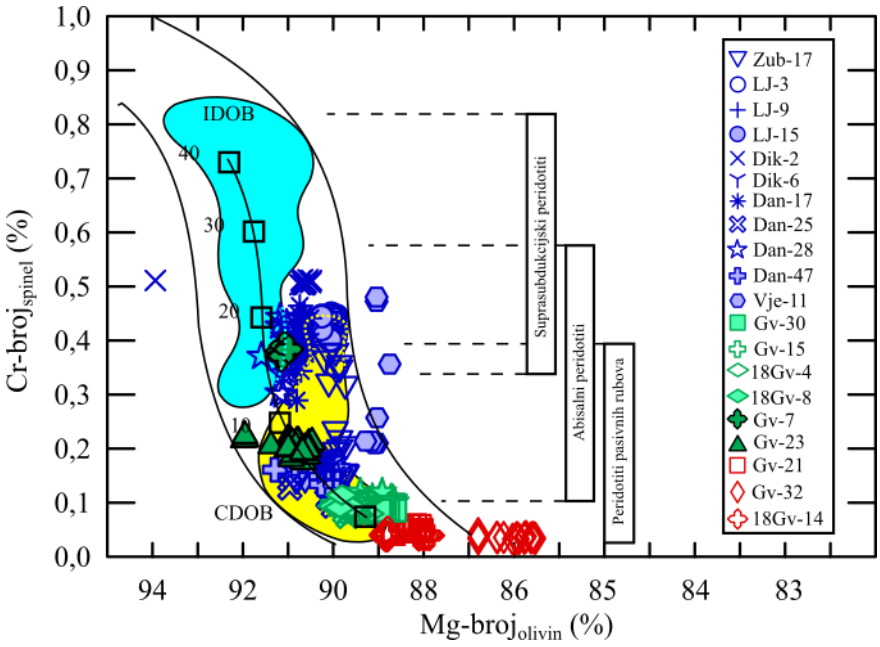
21 dobili starost od 393,4 Ma. Olivinski vebsterit ne bi smio u ovom smislu biti korišten kao predstavnik J-pojasa jer je moguće da predstavlja zasebnu mineralnu paragenezu koja nije nastala u isto vrijeme kada i spinelski lercoliti. Bez obzira na navedeno, početna pretpostavka o serpentinizaciji te izbacivanje jedne vrijednosti iz grafa, odnosno crtanje izokrone uz samo dvije točke, statistički je nekorektna te se ne može ozbiljno uzimati pri interpretaciji rezultata. Druga pretpostavka koja se može uzeti u obzir je da su stijene S i J-pojasa nastajale u isto vrijeme (slika 6.28 c). Izokrona u ovakvom slučaju daje starosti od 861,0 Ma što nikako ne odgovara ofiolitima CDOB-a, ali dodatno i ova vrijednost pokazuje vrlo veliku moguću pogrešku (R^2 = 0,855). Kad bi se iz istog dijagrama izbacile vrijednosti ortopiroksena olivinskog vebsterita Gv-21 i klinopiroksena spinelskog lercolita Zub-17 kao nevaljale, pod pretpostavkom da su obje stijene nastajale u isto vrijeme dobili bi vrlo pravilan linearan trend (slika 6.28 d) sa zanemarivim odstupanjem (R^2 = 0,999). Ovako formirana izokrona daje starosti od čak 1478,7 Ma što nas vraća u vrijeme proterozoika, daleko od Neotethysa. Te su vrijednosti potpuno nelogične uzimajući u obzir da se radi o razvoju Dinarida dakle, nijedna od navedenih hipotetskih situacija nije dala rezultat koji bi u isto vrijeme zadovoljio i interpretaciju, i statističke metode. Može se samo s velikom dozom opreza pretpostaviti da su stijene S- i J-pojasa različite starosti.



Slika 6.28. Izračun starosti spinelskog lercolita Zub-17 i olivinskog vebsterita Gv-21 na temelju: (a) dobivenih rezultata, (b) hipotetske pretpostavke o metasomatozi stijene, ali ne i minerala, (c) hipotetske pretpostavke o jednakoj starosti obiju stijena, (d) hipotetskoj pretpostavki o jednakoj starosti obiju stijena uz odbačene analize Opx iz spinelskog lercolita Zub-17 i Cpx-a iz olivinskog vebsterita Gv-21.

6.8 Petrogeneza i pripadnost CDOB-u

Istraživani peridotiti Banovine definitivno pripadaju ofiolitnom pojasu centralnih Dinarida (CDOB). To potvrđuju sve geokemijske analize (slika 5.89, 5.93, 5.101, 5.108). Također, to vrlo ilustrativno prikazuje i dijagram Cr-broja spinela prema Mg-broju olivina (slika 6.29) (Lugović i dr., 2007). Na ovom dijagramu vidi se jasna pripadnost istraživanih ultramafitnih stijena Banovine CDOB-u, koje se zbog niskih vrijednosti Cr-broja i viših vrijednosti Mg-broja bitno razlikuju od sličnih stijena iz IDOB-a.



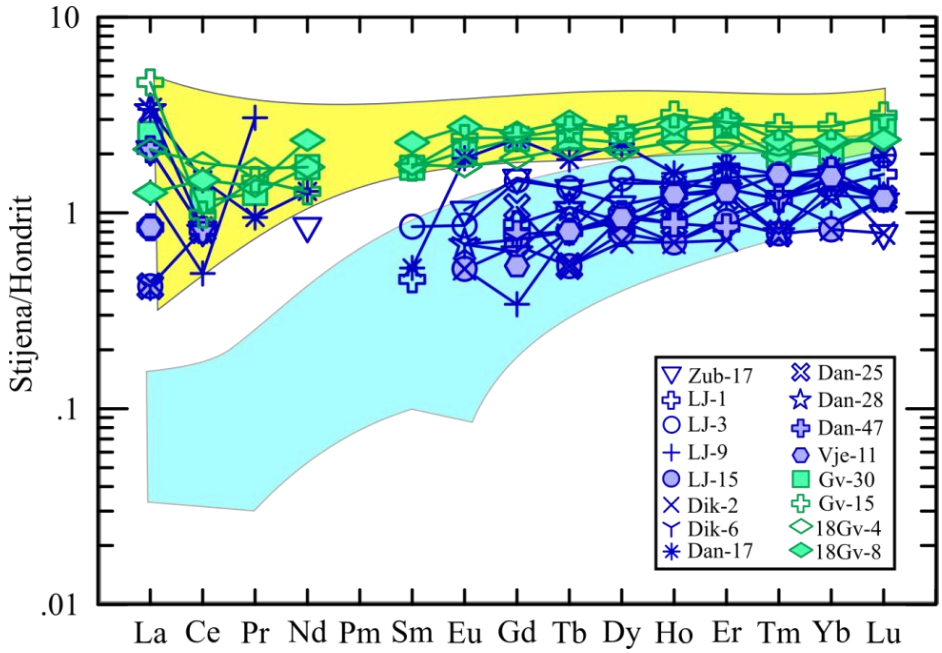
Slika 6.29. Dijagram Cr-broja spinela - Mg-broj olivina pokazuje sličnosti svih ultramafita Banovine s CDOB-om. Preuzeto i modificirano iz Lugović i dr. (2007). Polja CDOB i IDOB tektonita ucrtana su prema podacima iz Maksimović i Majer (1981), Lugović (1986), Maksimović i Kolomejceva-Jovanović (1987). Vrijednosti za suprasubdukcijske, abisalne te peridotite pasivnih rubova preuzete iz Singh i dr., (2016).

Na temelju sadržaja Na_2O u klinopiroksenima (slika 5.93 f) vrlo dobro se razlikuju peridotiti J- i S-pojasa koji oba odgovaraju sastavu klinopiroksena iz peridotita CDOB-a. Na istom dijagramu vidi se da klinopirokseni peridotita S-pojasa koji imaju relativno nizak sadržaj Na_2O (< 1 mas. %) idealno odgovaraju klinopiroksenima peridotita istočnog dijela CDOB-a koje su istražili Faul i dr. (2014) što ukazuje da duž pojasa CDOB-a egzistiraju dvije vrste peridotita. Klinopirokseni peridotita J-pojasa sadrže veće količine Na_2O (1 - 2 mas.%) što je uobičajena karakteristika peridotita subokontinentalnog porijekla (Kornprobst, 1981), ali tako visoke količine Na_2O mogle bi i ukazivati na metasomatske procese (Bodinier i Godard,

2013). Iznimka su klinopirokseni dunita Gv-7 koji imaju izrazito niski sadržaj Na_2O (0,075 – 0,15 mas. %). Dvije vrste peridotita koje se javljaju na području Banovine imaju potpuno različite petrografske i geokemijske karakteristike (poglavlje 5.1, 5.2, 5.3) što je odraz različitog sastava stijena, različitih petrogenetskih procesa, ali i različitih geotektonskih okolina u kojem su ove stijene nastajale. Intenzivno brečirani peridotiti S-pojasa koji sadrže relativno male količine klinopiroksena, kromom bogate spinele, niži sadržaj Al_2O_3 i TiO_2, intenzivno osiromašenje LREE u klinopiroksenu te vrlo visoke tlakove ekvilibracije po svojim karakteristikama odgovaraju oceanskom plaštu koji vuče porijeklo iz relativno velikih dubina (cca 80-90 km). Prilikom izdizanja prošao je kroz proces intenzivnog taljenja i osiromašenja određenim kemijskim komponentama. Ovu pretpostavku podupiru i rezultati izotopnih analiza Sm i Nd u spinelskom lercolitu Zub-17 koji pripada S-pojasu, odnosno njegova visoka ε_{Nd} vrijednost stijene (11,6814) koja odgovara osiromašenom plaštu. Visoke vrijednosti omjera Sr izotopa ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,707512) mogu se objasniti interakcijom s morskom vodom koja ima relativno lagan pristup oceanskom plaštu preko srednjeoceanskih hrptova. Intenzivnija reakcija s vodom kod peridotita S-pojasa očituje se i prisustvom veće količine sekundarnog serpentina što je vidljivo ne samo iz petrografskih istraživanja već i iz kemijskih analiza, odnosno iz gubitka žarenjem (Prilog-3, Tablica 1). Iako su ostali članovi ofiolita unutar S-pojasa, ali i općenito na području Banovine znatno manje zastupljeni ili u potpunosti izostaju, činjenica da se radi o suboceanskom plaštu ukazuje na to da je oceanska kora bila razvijena ili je barem bila u začetku svog razvoja, što znači da su i ofioliti kao litološka formacija bili barem djelomično razvijeni. Ovakav argument dovoljan je da se peridotite S-pojasa svrsta u ofiolitne peridotite prema definiciji koju su predložili Bodinier i Godard (2013).

Peridotiti J-pojasa koji su znatno manje serpentinizirani, mineraloški i geokemijski fertilniji, i koji obiluju aluminijem bogatim spinelima, po svojim karakterstikama odgovaraju onima nastalim u subkontinentalnom plaštu. Po kemijskom sastavu vrlo su slični primitivnom plaštu i prošli su niži stupanj parcijalnog taljenja od peridotita S-pojasa. Niže vrijednosti ε_{Nd} (3,8345) koje odgovaraju obogaćenom plaštu te omjer $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704704) koji odgovara sastavu donje kore (White, 2015), podupiru teoriju o subkontinentalnom porijeklu peridotita J-pojasa pa se ovi peridotiti mogu, prema definiciji Bodinier i Godard (2013), klasificirati kao orogeni peridotiti. Razlike između peridotita J- i S-pojasa te njihova pripadnost orogenim, odnosno ofiolitnim peridotitima najbolje se vidi na dijagramu koji prikazuje sadržaje REE u spinelskim lercolitima Banovine, normaliziranih na hondrite, u usporedbi s REE spinelskih

lercolita poznatih svjetskih lokaliteta, poput Ronda, Pirineji, Lanzo, unutrašnji Liguridi, Nova Kaledonija i Oman (slika 6.30). Iako su oba pojasa karakterizirana skokovitim oblikom krivulje raspodjele LREE, koji je posljedica sekundarnih procesa, vidljivo je da se peridotiti J-pojasa s većim obogaćenjima REE projiciraju u područje orogenih peridotita, dok se peridotiti S-pojasa koji posjeduju niže ukupne koncentracije REE te pokazuju nešto drugačiji oblik krivulje raspodjele REE, idealno podudaraju s područjem ofiolitnih peridotita. Do sličnog zaključka došli su i Faul i dr. (2014) koji su na peridotitima Bosne i Hercegovine, na Krivaja-Konjuh lokalitetu razlučili subkontinentalne od suboceanskih plaštnih peridiotita.



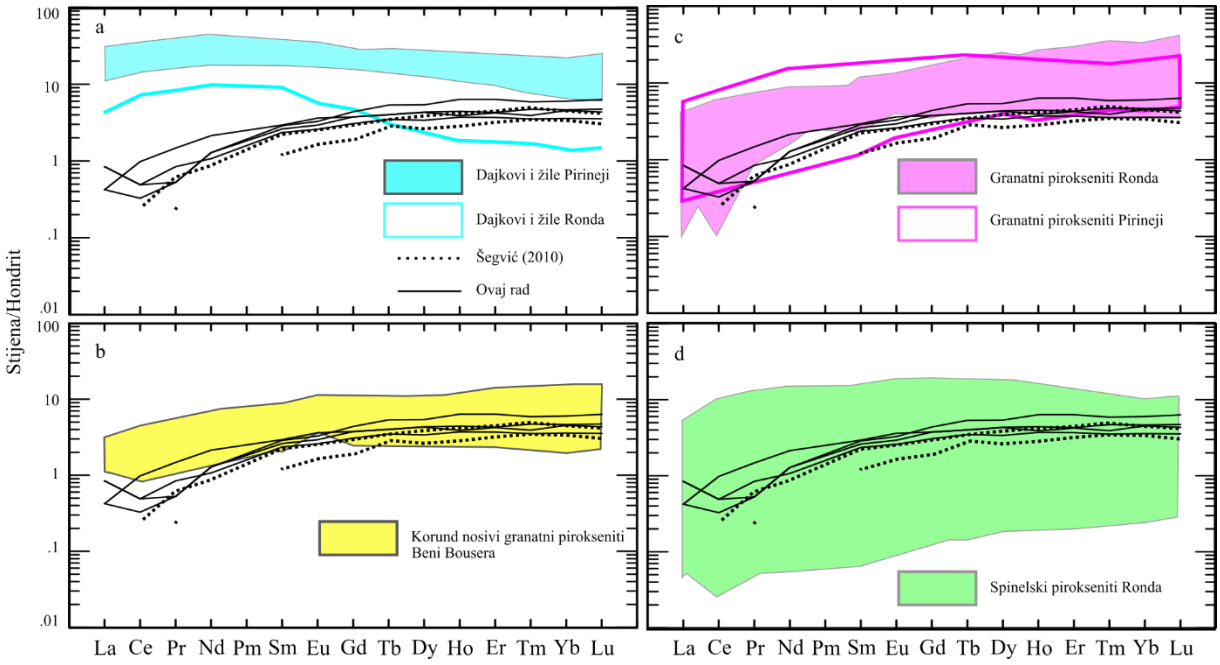
Slika 6.30. Na hondrit normalizirani sadržaj REE u spinelskim lercolitima S- i J-pojasa u usporedbi s lercolitima iz lokaliteta Ronda, Pirineji, Lanzo, unutrašnji Liguridi, Nova Kaledonija i Oman. Jasnu pripadnost orogenim peridotitima (žuto polje) pokazuju spinelski lercoliti J-pojasa, dok spinelski lercoliti S-pojasa odgovaraju ofiolitnim peridotitima (plavo polje). Podaci su preuzeti iz Bodinier i Godard (2013). Za orogene peridotite podaci potječu iz rada Bodinier (1988, 1989, nepublicirano), Bodinier i dr. (1996), Fabriés i dr. (1998), Remaïdi (1993), Gervilla i Remaïdi (1993), McPherson (1994), McPherson i dr. (1996). Za ofiolitne peridotite podaci su iz rada Rampone i dr. (1996), Prinzhofer i Allégre (1985), Godard i dr. (2000) i Proenza i dr. (1999). Normalizacijske vrijednosti za hondrit preuzeti su iz rada Sun i McDonough (1989).

6.9 Petrogeneza piroksenita

Geneza piroksenita u peridotitskim masivima može biti vrlo kompleksna pa ne čudi da se u literaturi često pojave piroksenita objašnjavaju s više različitih procesa koji su zahvaćali piroksenitna tijela tijekom njihove evolucije (Majer, 1993; Santos i dr., 2002; Bodinier i Godard, 2013; Borghini i dr., 2016). Piroksenitna tijela su gotovo uvijek manjih dimenzija u odnosu na peridotite, a njihove forme su najčešće u obliku dajkova, silova ili leća. Kemijski

se mogu podijeliti na piroksenite s visokim i niskim sadržajem aluminija (Sherivas 1979; Bodinier i Godard, 2013). Iako je geneza piroksenita najčešće vrlo kompleksna, prevladavaju dvije oprečne teorije kojima se objašnjava njihovo formiranje unutar peridotita. Jedna teorija veže piroksenite uz kristalizaciju iz magmi različitog porijekla, dok druga teorija piroksenitna tijela objašnjava kao produkt rekristalizacije ili reciklaže oceanske kore koja je tijekom vremena u subdukcijskim zonama bila utiskivana u plašt (Bodinier i Godard, 2013).

Pirokseniti Banovine tvore trakaste teksture debljine od 1 do 20 cm (slika 5.13 c, d, e). S obzirom da peridotiti J-pojasa u kojima se pirokseniti nalaze ne pokazuju elemente strukturne orijentacije ili su oni zamaskirani, nije jasno da li piroksenitna tijela čine diskordantna ili konkordantna tijela u odnosu prema peridotitima. Međutim, činjenica je da se pirokseniti nalaze u međusobno paralelnom položaju pa je vjerojatnije da je formiranje piroksenita bilo uvjetovano strukturnom orijentacijom peridotita. Ovaj zaključak podupire i činjenica da pirokseniti Banovine, koji najvećim dijelom pripadaju visoko aluminijskim piroksenitima, imaju oblik krivulje normaliziranog sadržaja REE sličan N-MORB-u (slika 5.116). To se općenito u literaturi povezuje s visokoaluminijskim piroksenitima koji se nalaze u konkordantnom odnosu s peridotitima (Bodinier i Godard, 2013). Isti autori također navode da pirokseniti koji se javljaju kao dajkovi generalno imaju obogaćene LREE u odnosu na HREE što dodatno podupire gore navedene pretpostavke. Na slici 6.31 prikazana je usporedba na hondrit normaliziranih udjela REE piroksenita Banovine s različitim tipovima piroksenita drugih svjetskih lokaliteta. Vidljivo je da se pirokseniti Banovine ne mogu uspoređivati s piroksenitima koji se pojavljuju formi žila i dajkova na Pirinejima i Rondi, Španjolska (slika 6.31 a), kao što se zbog izostanka pozitivne Eu anomalije ne mogu uspoređivati niti s visokotlačnim korundom bogatim granatnim piroksenitima Beni Bousere (slika 6.31 b). Nešto bolje se mogu usporediti s granatnim piroksenitima Ronde i Pirineja (slika 6.31 c) međutim, zbog izostanka granata u piroksenitima Banovine, ne mogu se razmatrati unutar ove skupine tako da najveću sličnost pokazuju sa spinelskim piroksenitima Ronde (slika 6.31 d).

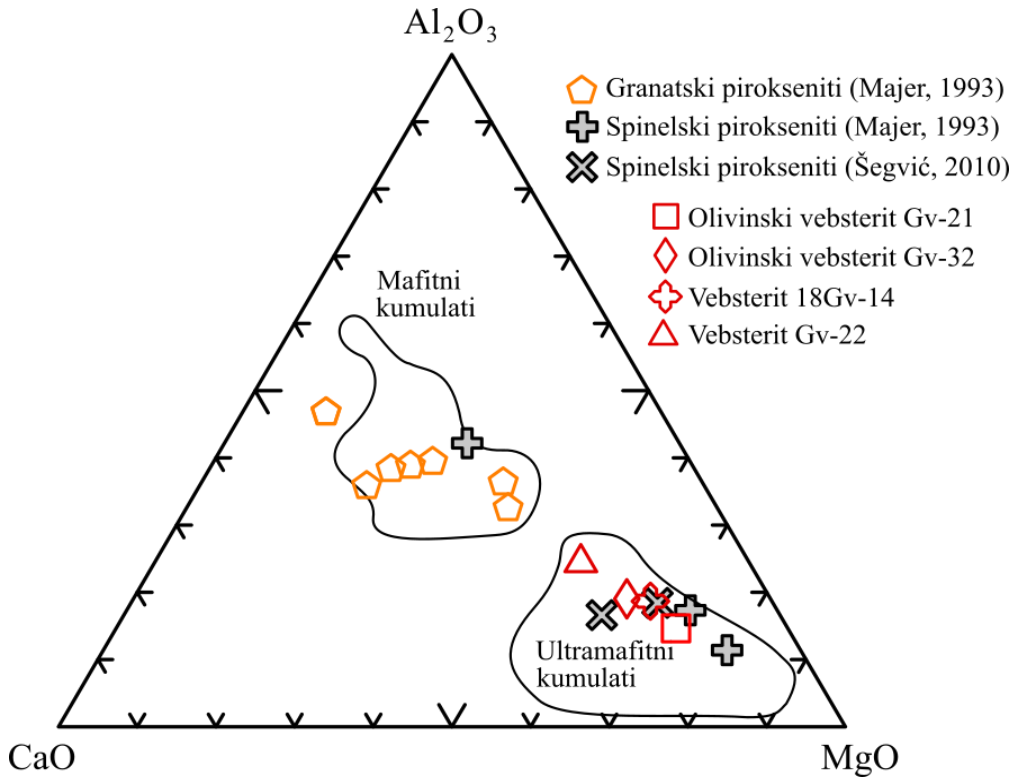


Slika 6.31. Usporedba normalizacijskih krivulja REE piroksenita Banovine s različitim tipovima piroksenita iz lokaliteta Ronda, Pirineji i Beni Bousera (Bodiner i Godard, 2013) te piroksenitima Krivaja-Konjuh iz CDOB-a. Podaci su preuzeti iz Bodinier i dr. (1987 a, b, 1990), Bodinier (1989), Kornprobst i dr. (1990), Pearson i dr. (1993), Remaïdi (1993), McPherson (1994), Garrido (1995), McPherson i dr. (1996), Garrido i Bodinier (1999) i Šegvić (2010). Normalizacijske vrijednosti hondrita su iz rada Sun i McDonough (1989).

.

Dobar dio oksida glavnih elemenata (Al_2O_3, MgO, CaO), elemenata u tragovima poput Sc, Ni, Mg-broj stijena kao i Mg-broj olivina te Cr-broj spinela u piroksenitima Banovine ukazuju na njihovo kumulatno porijeklo (poglavlje 5.3; 5.4; 6.4). Sadržaj REE također ukazuje na obogaćenje u odnosu na plašt i na hondrit iako su LREE osiromašene, a krivulja normaliziranih udjela REE-a odgovara krivulji N-MORB-a (slika 6.31). Strukture piroksenita, s druge strane, pomalo su zbunjujuće, dijelom su izrazito porfiroklastične do milonitne što je tipična karakteristika tektonita međutim, spinel se pojavljuje kao magmatska – kumulatna faza koji uklapa relikte piroksena i ispunjava intergranularni prostor. Ovo je primijetio i Majer (1993) koji također spinelske piroksenite opisuje kao stijene izrazitog kataklastičnog sklopa, a spinele kao adkumulus ili interkumulus fazu. Za ortopiroksenite isti autor je primijetio da su djelomično granoblastične strukture, a u porfiroklastičnim granatskim piroksenitima uočio je relikte magmatskih struktura. Slično je u svojoj disertaciji pisao i Šegvić (2010) koji je petrografskim analizama uočio granoblastične strukture olivinskih vebsterita s lokaliteta Krivaja-Konjuh te im je, koristeći se dodatno i geokemijskim analizama, pripisao kumulatno porijeklo. Izgleda da su pirokseniti Banovine nastajali kristalizacijom iz magmi koje su u nekom periodu evolucije intrudirale u peridotite. Ako je tako, izvorište ovih magmi

najvjerojatnije nije bilo dublje od područja stabilnosti granata što se vidi iz vrlo niskih omjera LREE/HREE (La/Lu = 0,043 – 0,343), a iz istog se može zaključiti da su magme nastajale taljenjem već osiromašenog plašta što je diskutirano u poglavlju 6.6, te su hlađeni pri relativno niskim tlakovima što se vidi iz sastava spinela (poglavlje 6.3). Relativno visoka temperatura ekvilibracije slična je onoj izračunatoj za peridotite J-pojasa, a iznosi od 841 do 1240 °C u jezgrama piroksena uz maksimalni tlak od 1,58 do 1,87 GPa te od 808 do 952 °C u rubovima uz maksimalne tlakove od 1,58 do 1,6 GPa. Izrazito porfiroklastična struktura ovih piroksenita mogla bi biti posljedica sintektonske kristalizacije, ili istovremene kristalizacije i odvijanja bilo kojeg drugog dinamičkog procesa u plaštu, zbog čega se nisu uspjele razviti ili sačuvati tipične kumulatne strukture. Iz analize mineralne parageneze piroksenita može se zaključiti da je olivin prvi kristalizirao što se vidi iz zasebnih lećastih i trakastih mikrotekstura unutar kojih olivin tvori izdvojene mikro aglomeracije. Zatim su se formirali ortopirokseni i klinopirokseni čija se kristalizacija odvijala u režimu dinamičkih procesa koji su uzrokovali izrazito porfiroklastične strukture, a posljednji je kristalizirao spinel kad je porfiroklastična struktura već bila formirana, a koji je popunio intergranularni prostor između porfiroklasta te poikilitno obuhvatio dio njihovih fragmenata. Teoriju o rekristaliziranoj oceanskoj kori u slučaju piroksenita Banovine ne treba u potpunosti isključiti međutim, takvi pirokseniti uobičajeno se javljaju u zoni subdukcije, dakle uz uvjete vrlo visokih tlakova i niskih temperatura (Bodiner i Godard, 2013), što ovdje nije slučaj. Dodatno, izostaje i pozitivna Eu anomalija u REE u stijeni koja se smatra dobrim indikatorom za stijene kore pa je takva teorija manje vjerojatna. Usporedba kemijskog sastava glavnih elemenata te piroksenita Banovine iz ovog rada s onima iz Majer (1993) te Šegvić (2010) prikazana je na slici 6.32. Vidljivo je da spinelski pirokseniti spomenutih autora pokazuju vrlo slične geokemijske karakteristike i da padaju u polje ultramafitnih kumulata, dok se granatni pirokseniti iz Majer (1993) projiciraju u polje mafitnih kumulata. Relativno dobra podudarnost spinelskih piroksenita iz Šegvić (2010) s piroksenitima Banovine očituje se i u sadržaju REE (slika 6.31).



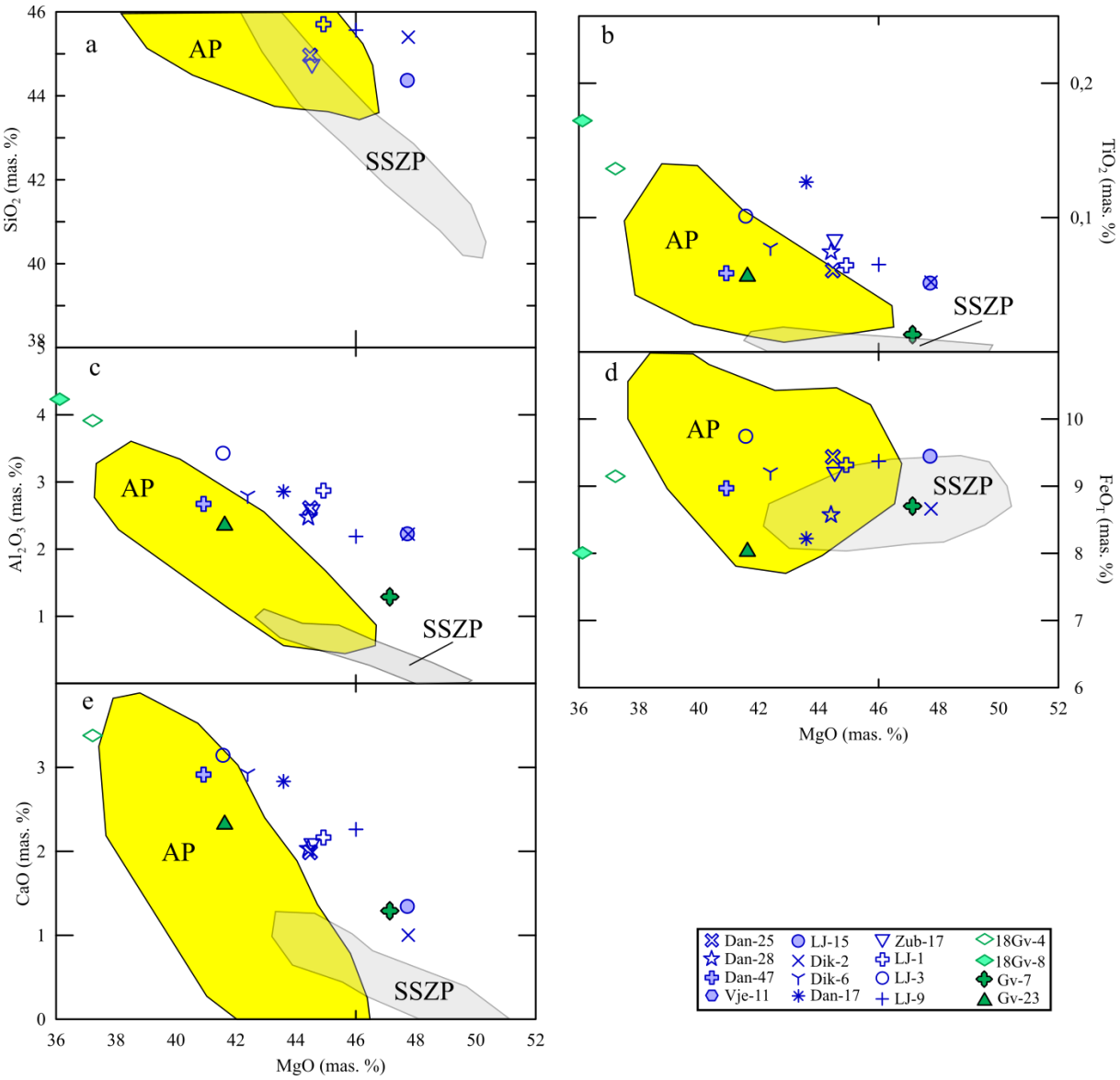
Slika 6.32. Usporedba piroksenita iz ovog rada s piroksenitima Banovine iz Majer (1993) i piroksenitima Krivajsko-Konjuškog ofiolitnog masiva iz Šegvić (2010) u sadržaju CaO, SiO_2 i MgO. Polja mafitnih i ultramafitnih piroksenita preuzeta su iz Koleman (1997).

Uzimajući u obzir geokemijske analize iz ovog rada, ali i zapažanja autora koji su ranije opisivali piroksenite na području Banovine (Majer, 1993), kao i na području CDOB-a (Šegvić, 2010) može se zaključiti da su pirokseniti najvjerojatnije kumulatnog porijekla te da predstavljaju zasebnu mineralnu paragenezu koja je mogla nastajati iz različitih, najvjerojatnije prethodno osiromašenih izvora.

6.10 Geotektonska pozicija

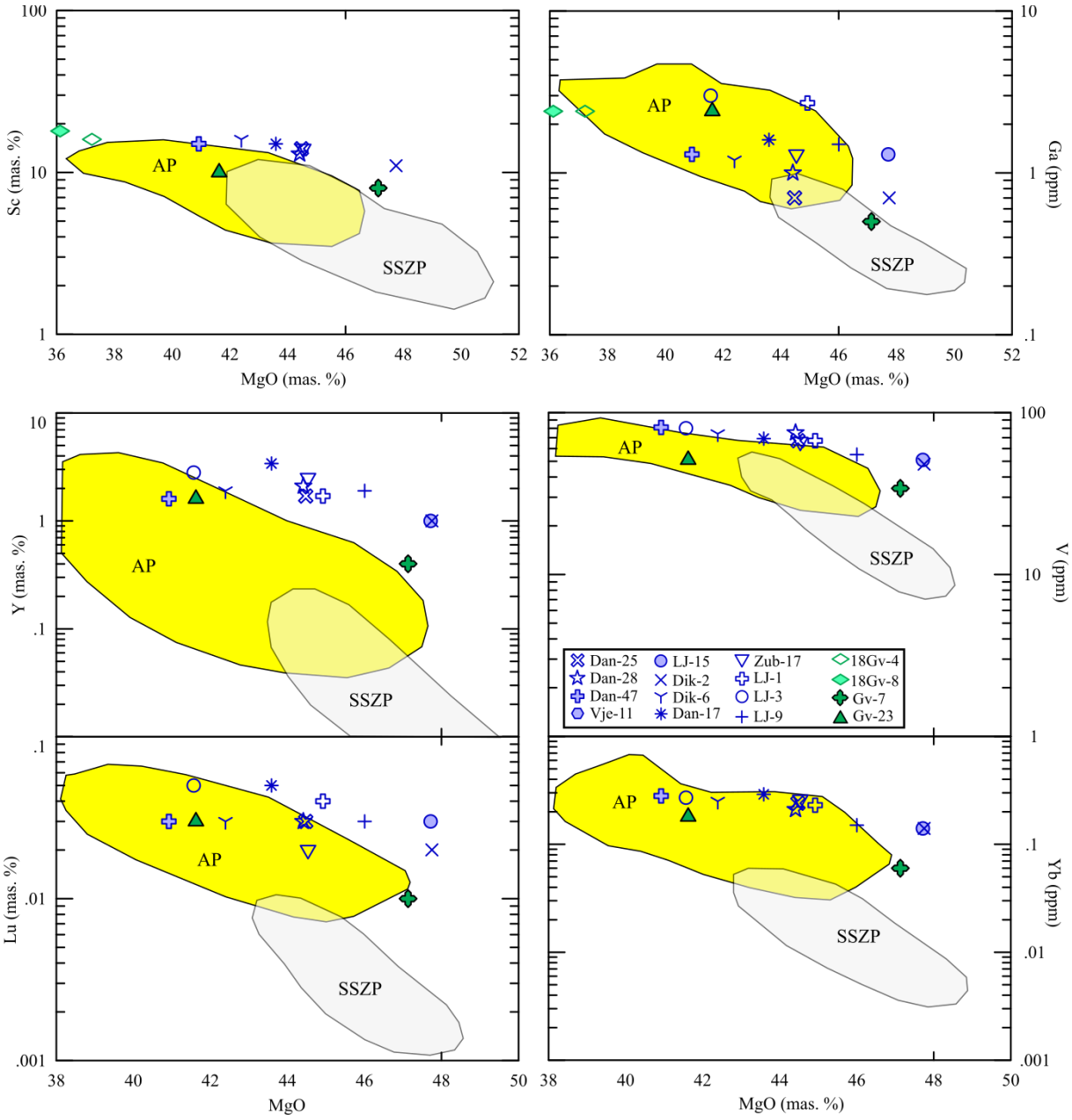
S obzirom da su najintenzivnije izmjene stijena vezane uz zone subdukcije, intenzitet metasomatizma može se razmatrati i u kontekstu geotektonske pozicije. Važni indikatori geokemijskih procesa koji se odigravaju u zoni subdukcije, poput Nb, Ta, La i Th koji se često koriste kod istraživanja bazalta, ne mogu se na isti način koristiti i kod istraživanja plaštnih restita, odnosno peridotita i piroksenita Banovine. Osim toga, većina ovih elemenata pokazuje vrlo nizak sadržaj u ukupnom kemizmu istraživanih stijena Banovine, kod većine stijena su ispod granica detekcije što dodatno otežava korištenje ovih elemenata pri

geokemijskoj interpretaciji. Uzimajući u obzir glavne elemente i elemente u tragovima u ukupnom kemizmu stijene, peridotiti Banovine pokazuju vrlo malo ili nimalo tragova koji bi ukazivali na suprasubdukcijsku zonu. Ovo se jasno može vidjeti na slikama 6.33 i 6.34 gdje je napravljena njihova usporedba s vrijednostima abisalnih i subdukcijskih peridotita iz Muğla ofiolita u Turskoj (Uysal i dr., 2012), kao i ostalih referentnih područja u svijetu (Niu i dr., 1997; Parkinson i Pearce, 1998).



Slika 6.33. Varijacijski dijagrami sadržaja oksida glavnih elemenata i MgO (izračunati bez sadržaja vode) peridotita S- i J-pojasa. Usporedba s abisalnim i subdukcijskim peridotitima iz Uysal i dr. (2012). AP – abisalni peridotiti, SSZP – peridotiti suprasubdukcijskih zona. Polja abisalnih i subdukcijskih peridotita prema Niu i dr. (1997) i Parkinson i Pearce (1998).

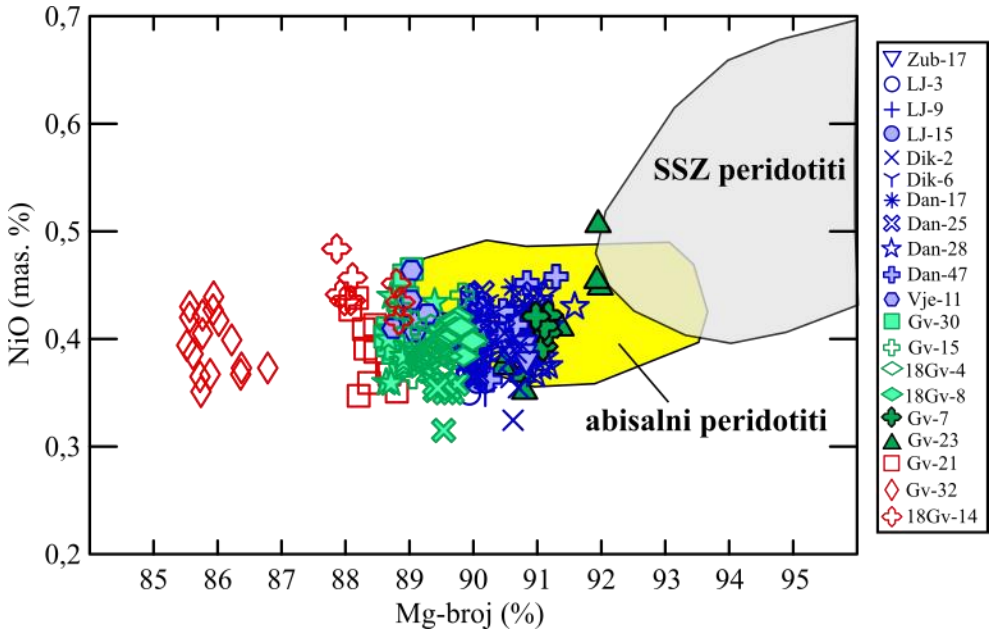
Oksidi glavnih elemenata SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO_T, CaO te MgO u peridotitima Banovine pokazuju vrlo dobru podudarnost s abisalnim peridotitima, a isto se može primijetiti i usporedbom elemenata u tragovima kao što su Sc, Ga, V, Y, Yb te Lu. U svim dijagramima peridotiti Banovine se projiciraju isključivo u ili blizu polja abisalnih peridotita, a preklapanja sa subdukcijskim peridotitima su minimalna ili izostaju. Uzorak dunita Gv-7 jedini pokazuje minimalnu tendenciju prema subdukcijskim peridotitima.



Slika 6.34. Varijacijski dijagrami sadržaja elemenata u tragovima i MgO (bez vode) peridotita S- i J-pojasa. Usporedba s abisalnim i subdukcijskim peridotitima iz Uysal i dr. (2012). AP – abisalni peridotiti, SSZP – peridotiti suprasubdukcijskih zona. Polja abisalnih i subdukcijskih peridotita prema Niu i dr. (1997) i Parkinson i Pearce (1998).

Ovo je prvenstveno posljedica većeg sadržaja MgO u stijeni dunita, a sadržaj Ga (slika 6.34) jednak je onima iz suprasubdukcijske zone. Treba naglasiti da dijagrami ne razlučuju stijene subkontinentalnog i suboceanskog plašta pa se ultramafiti J-pojasa također projiciraju u polja abisalnih peridotita. U kontekstu peridotita J-pojasa važna je njihova nepripadnost subdukcijskim peridotitima.

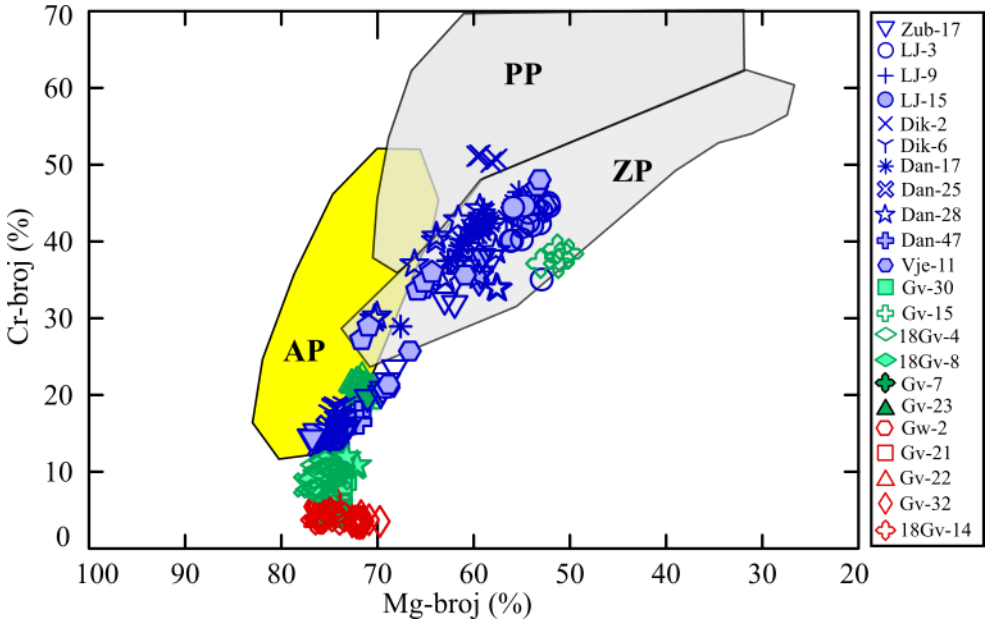
Geokemija minerala usmjerava prema istom zaključku. U diskriminacijskom NiO-Mg-broj dijagramu prema Rogkala i dr. (2019) odnos NiO i Mg-broja u **olivinu** također ukazuje na vrlo jasnu pripadnost peridotita Banovine abisalnim peridotitima, a s nešto većim Mg-brojem izdvaja se jedino uzorak dunita Gv-23 koji se projicira nešto bliže polju subdukcijskih peridotita (slika 6.35).



Slika 6.35. Diskriminacijski dijagram abisalnih i suprasubdukcijskih peridotita baziran na sadržaju NiO i Mg-broju olivina prema Rogkala 2019. Polja abisalnih i subdukcijskih peridotita preuzeta su iz rada Soblev i dr. (2005) i Ishii i dr. (1992).

Na pripadnost abisalnim peridotitima ukazuje i kemizam spinela, što je već bilo vidljivo iz odnosa Mg-broja u olivinu i Cr-broja u spinelu (slika 6.29). U tom dijagramu se za razliku od prethodnog dijagrama, vidi da spineli spinelskih lercolita J-pojasa pripadaju peridotitima pasivnog ruba kontinenta što bi odgovaralo subkontinentalnom plaštu, dok se peridotiti S-pojasa projiciraju u područje abisalnih peridotita. Dio peridotita S-pojasa, kao i dunit Gv-7 koji pripada J-pojasu, preklapaju se s rubnim područjem subdukcijskih peridotita. Slično se vidi i u diskriminacijskom dijagramu prema Rogkala i dr. (2019) koji uzima u obzir odnos

Mg-broj i Cr-broj spinela (slika 6.36). U tom dijagramu se može vidjeti da se dio uzoraka projicira u polje zalučnog bazena. U oba ova dijagrama zapažen je efekt obogaćenja kromom kod dijela uzoraka iz S-pojasa koji je uzrokovan pretvorbom spinela pri visokim tlakovima u granat. Takve su pretvorbe uzrokovale jako izraženu kemijsku zonalnost u spinelu zbog čega analize spinela daju cijeli spektar kemijskog sastava i to na način da oni s većim obogaćenjem u kromu pokazuju sličnosti sa spinelima u harcburgitima iz suprasubdukcijskih zona (slika 6. 34).

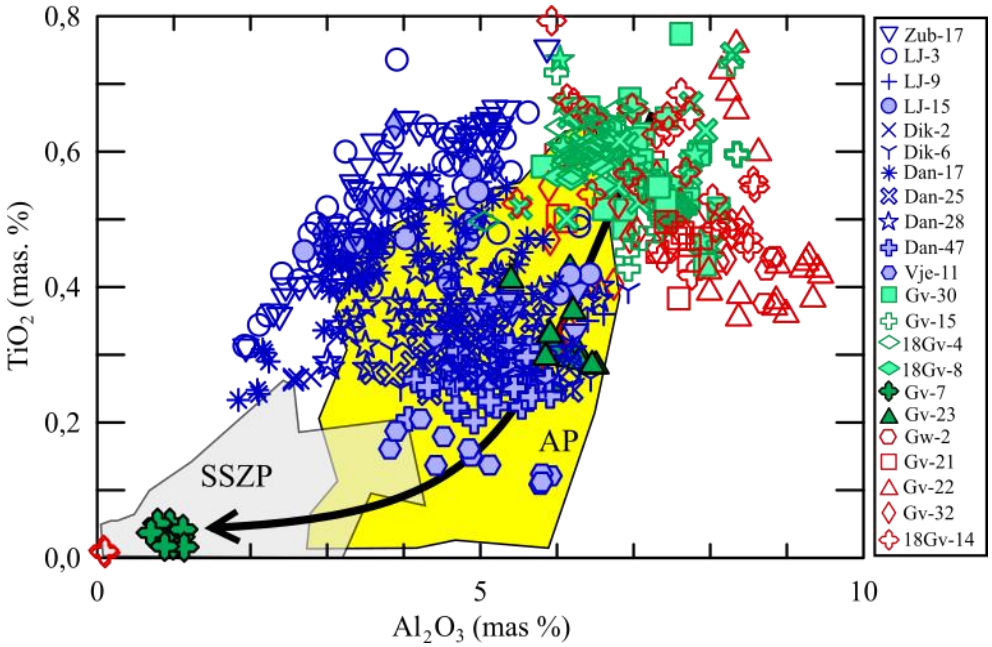


Slika 6.36. Diskriminacijski dijagram zalučnih, predlučnih i abisalnih peridotita baziran na odnosu Cr-broja i Mg-broja spinela prema Rogkala i dr. (2019). AP – abisalni peridotite, PP – predlučni peridotite, ZP – zalučni peridotite. Područja predlučnih, zalučnih i abisalnih peridotita iz Dick i Bullen (1984).

Kromni broj spinela se u ovom slučaju dakle nije mijenjao zbog taljenja već zbog metamorfoze pa se stoga grupa spinela koja se projicira u suprasubdukcijsko područje, ne može uzimati kao realni indikator primarnog porijekla peridotita. To se međutim, ne može reći i za dunit Gv-7 koji se također projicira duboko u područje zalučnog bazena (6.36).

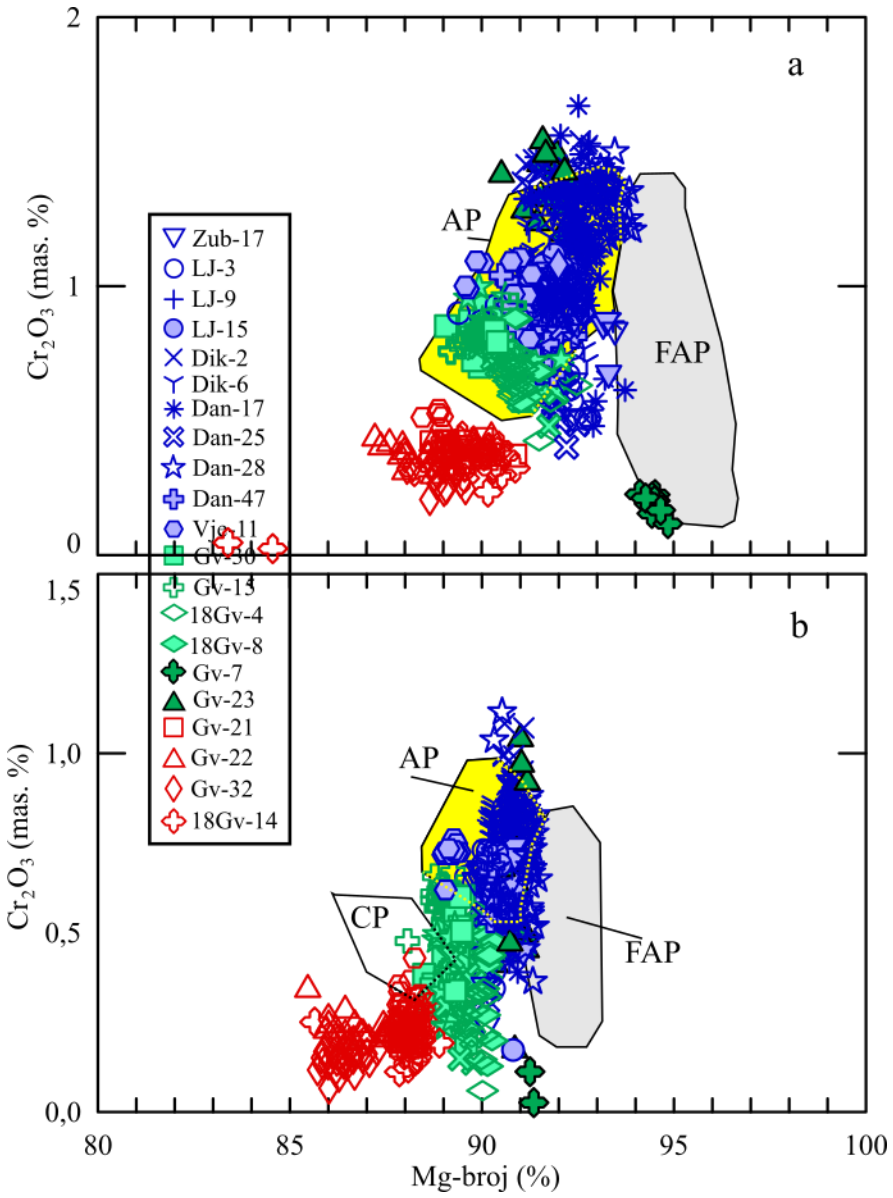
Geokemijske analize piroksena isto pokazuju izostanak subdukcijskih značajki. U TiO_2-Al_2O_3 dijagramu prema Uysal i dr. (2012) koji jasno diskriminira između klinopiroksena abisalnih i subdukcijskih peridotita, većina peridotita S-pojasa projicira se u područje abisalnih peridotita, dok se peridotiti i pirokseniti J-pojasa projiciraju izvan polja abisalnih peridotita u

smjeru većeg sadržaja Al_2O_3. Uzorak dunita Gv-7 nalazi se u području subdukcijskih peridotita (slika 6.37).



Slika 6.37. Diskriminacijski dijagram abisalnih i subdukcijskih peridotita na bazi omjera TiO_2-Al_2O_3 u klinopiroksenu prema Uysal (2012) pokazuje pripadnost peridotita S-pojasa abisalnim peridotitima. Krivulja ukazuje na smjer povišenog stupnja taljenja. Polja subdukcijskih (SSZP) i abisalnih peridotita (AP) preuzeti su iz rada Dick i Bullen (1984), Bonatti i Michael (1989), Hebert i dr. (1990), Johnson i dr. (1990), Ishii i dr. (1992), Arai (1994), Parkinson i Pearce (1998), Pearce i dr. (2000) i Parkinson i dr. (2003).

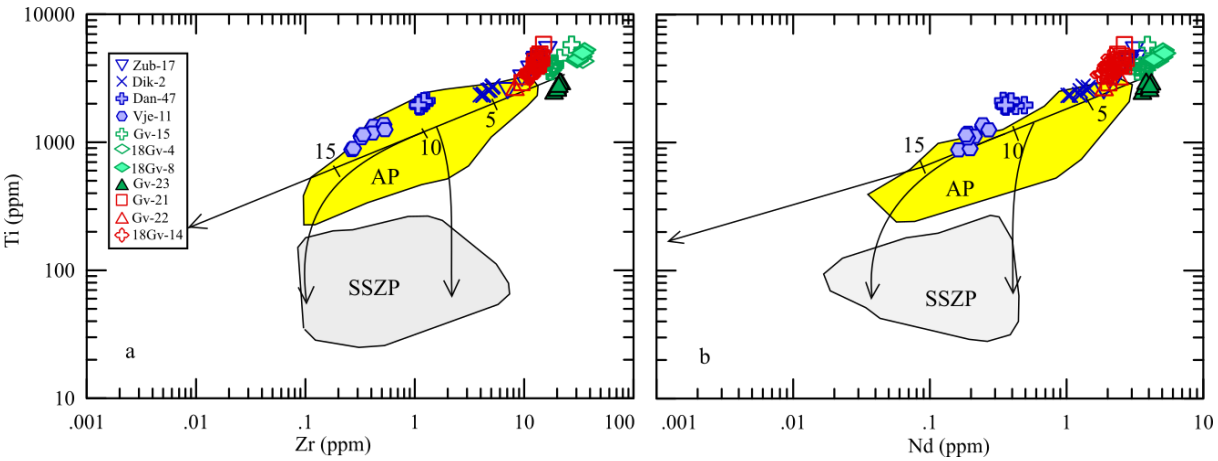
Za dunite plaštnog porijekla nije neobično da se projiciraju u suprasubdukcijsko područje budući je ono karakterizirano ekstenzivnim taljenjem, zbog čega se može pretpostaviti osiromašenje stijena i sa piroksenima, i sa inkompatibilnim elementima. U istom dijagramu se i vidi da viši stupanj taljenja stijene uzrokuje jače osiromašenje u Al_2O_3 i TiO_2, a dunit Gv-7 u odnosu na ostale istraživane stijene Banovine pokazuje najniže sadržaje Al_2O_3 i TiO_2. Sadržaji Cr_2O_3 klinopiroksena i ortopiroksena u odnosu na njihove Mg-brojeve prikazani su na dijagramu (slika 6.38 a i b), a polja subdukcijskih i abisalnih peridotita, kao i kumulatnih piroksenita preuzeti su od Singh i dr. (2017).



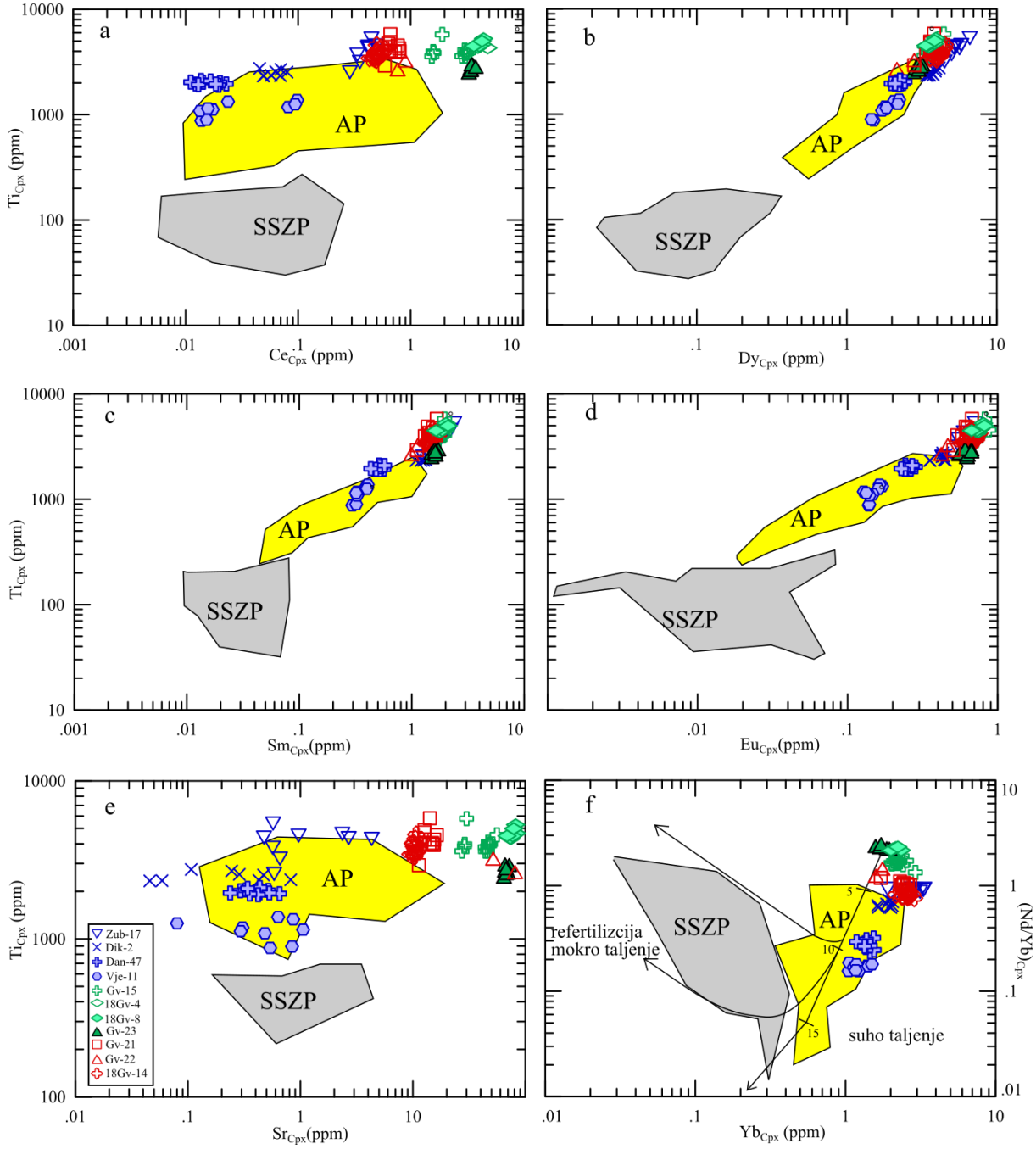
Slika 6.38. Diskriminacijski dijagrami predlučnih i abisalnih peridotita te kumulatnih piroksenita bazirani na odnosu Cr_2O_3 i Mg-broja u klinopiroksenu (a) i ortopiroksenu (b) prema Singh i dr. (2016). Polja abisalnih i predlučnih peridotita preuzeti su iz Johnson i dr. (1990) i Ishii i dr. (1992).

Sve vrijednosti Mg-broja i Cr_2O_3 klinopiroksena odgovaraju abisalnim peridotitima, osim one u dunitu Gv-7 koji se projicira u području predlučnog bazena. Vrijednosti Mg-broja i Cr_2O_3 u ortopiroksenu pokazuju vrlo slične projekcije kao i one u klinopiroksenu. Tek manji dio analiza iz S-pojasa projicira se na rubno područje subdukcijskih peridotita. Na istoj slici može se uočiti da ortopirokseni piroksenita s Banovine pokazuju vrlo slične kemijske karaktersitike kao i kumulatni pirokseniti s lokaliteta u Indiji, koji su opisani u radu Singh i dr. (2016). Elementi u tragovima u klinopiroksenima peridotita pokazuju sastav identičan onima iz abisalnih peridotita Američko-Antartičkog te Jugozapadnog Indijskog hrpta koji su opisani u

radu Johnston i dr. (1990). Odnos Ti/Nd te odnos Ti/Zr u klinopiroksenima, prema modelima taljenja iz rada Bizimis i dr. (2000), ukazuju na porijeklo iz abisalnih peridotita (AP) uz suho taljenje bez utjecaja vode ili refertilizacijskih fluida (slika 6.39 a i b). Vidljivo je da je stupanj taljenja znatno veći za peridotite S-pojasa koji dosežu do 15 % taljenja, dok se stijene J-pojasa projiciraju u području vrlo niskog stupnja taljenja, najviše do 5 %. Ovakve vrijednosti dobro se podudaraju s rezultatima dobivenim modeliranjem taljenja (poglavlje 6.8). Isto pokazuju i elementi u tragovima u klinopiroksenu Yb, Dy, Ce, Sm, Eu te Sr (slika 6.40 a, b, c, d i e). Svi navedeni elementi pokazuju pozitivnu korelaciju s Ti i projiciraju se u polje abisalnih peridotita. Odnos Yb i Nd također ukazuje na suho taljenje (slika 6.40 f).



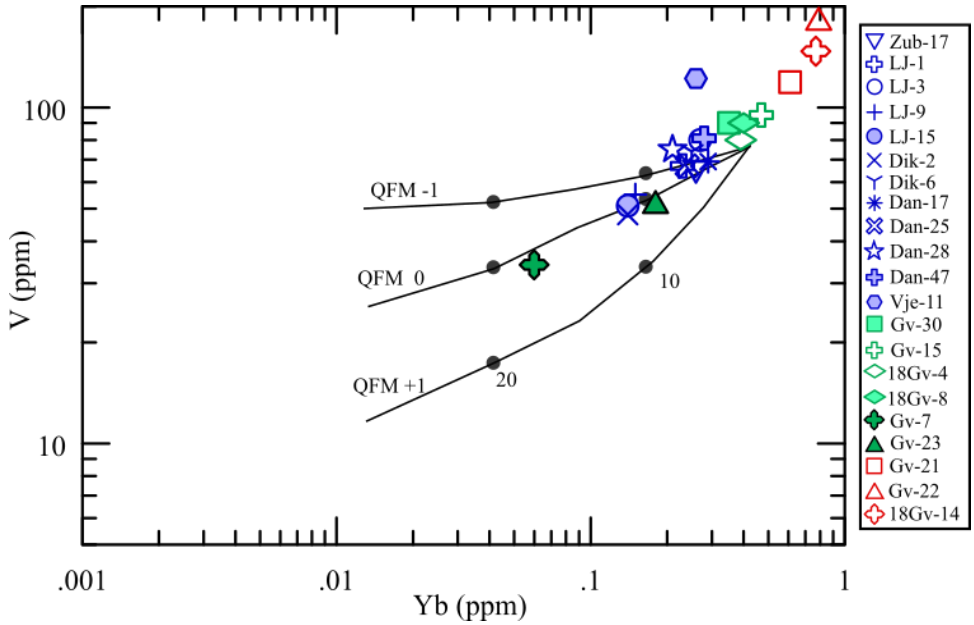
Slika 6.39. Dijagrami odnosa Ti/Nd (a) te odnosa Ti/Zr (b) u klinopiroksenu. Usporedba s abisalnim (AP) i subdukcijskim peridotitima (SSZP) te modelima taljenja iz rada Bizimis (2000). Područja abisalnih i subdukcijskih peridotita preuzeta su iz Parkinson i dr. (1992), Bonatti (nepublicirano), Batanova i dr. (1994), Johnson i dr. (1990) i Johnson i Dick (1992).



Slika 6.40. Sadržaj elemenata u tragovima Yb, Dy, Ce, Sm, Eu te Sr u odnosu na Ti te Nd/Yb u odnosu na Yb u klinopiroksenima ultramafita Banovine. Usporedba s abisalnim (AP) i subdukcijskim peridotitima (SSZP) te modelom taljenja iz rada Bizimis (2000). Područja abisalnih i subdukcijskih peridotita preuzeta su iz rada Parkinson i dr. (1992), Bonatti (nepublicirano), Batanova i dr. (1994), Johnson i dr. (1990) i Johnson i Dick (1992).

Dobar indikator procesa vezanih za zone subdukcije je fugacitet kisika koji ovisi o redoks potencijalu istraživanih stijena. Na nizak fugacitet, odnosno na redukcijske uvjete pri taljenju ukazuju negativne Eu-anomalije iz piroksena S-pojasa, ali slično se može zaključiti i iz niskog omjera Fe^{3+}/Fe^{2+} (< 0,2) u spinelima. Pearce i Parkinson (1993) su konstruirali Yb-V dijagram

koji može poslužiti kao okvirni indikator fugaciteta kisika u ultramafitima Banovine (slika 6.41). Većina peridotita oba pojasa projicira se na liniju taljenja pri niskim vrijednostima fugaciteta (QFM -1) što potvrđuje pretpostavku baziranu na Eu-anomaliji te sadržaju Fe^{3+} iona u spinelu. Zanimljivo je da se duniti Gv-7 i Gv-23 projiciraju na liniju taljenja pri višim vrijednostima fugaciteta (QFM 0) što ide u prilog prethodnim analizama u kojima su jedino duniti pokazivali tendenciju prema subdukcijskim peridotitima. Spinelski lercoliti S-pojasa Lj-9, Lj-15 i Dik-2 također se projiciraju na liniju QFM 0. Pirokseniti se projiciraju izvan područja taljenja što je posljedica obogaćenja u Yb i V u odnosu na primitivni plašt. Ova činjenica mogla bi upućivati na kumulatno porijeklo piroksenita.



Slika 6.41. Fugacitet kisika u plaštu pri taljenju peridotita iz modela baziranih na odnosu V i Yb u stijeni prema Pearce (1993). Peridotiti Banovine teže nižem fugacitetu, odnosno ukazuju na taljenje u reduktivnoj sredini. QFM – kvarc-fajalit-magnetit pufer.

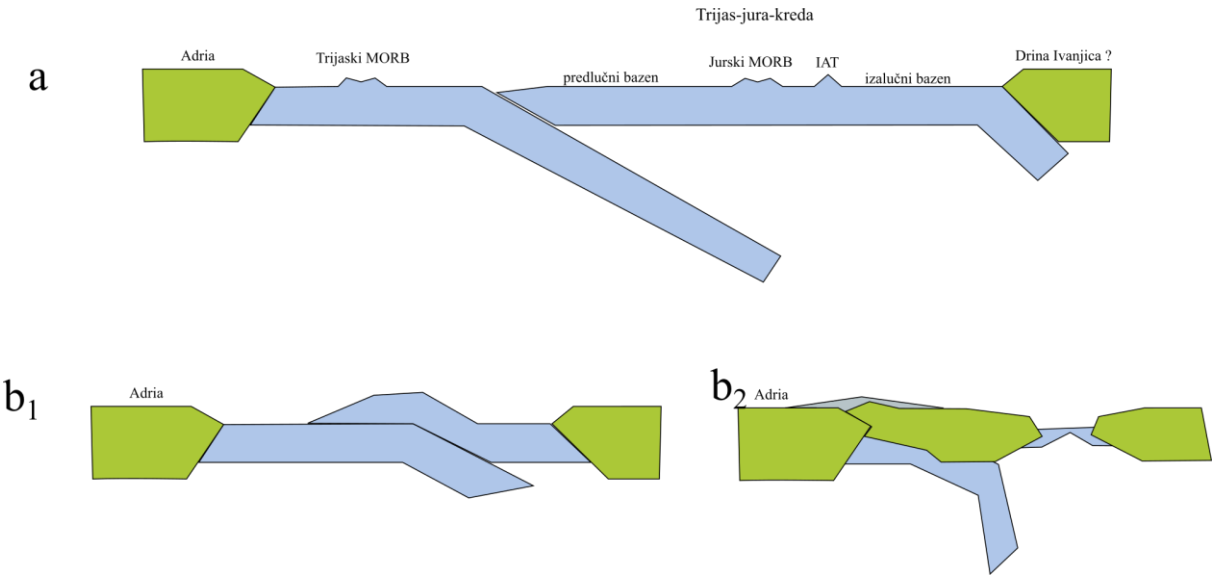
Iz analiza ukupnih kemizama stijena te njihovih mineralnih faza vidljivo je da peridotiti Banovine nisu taljeni pod uvjetima tipičnim za zone subdukcije već više odgovaraju području oceanskih hrptova ili pasivnim granicama kontinenata. Do sličnih zaključaka za peridotite CDOB-a na širem području Bosne i Hercegovine došli su i drugi autori (Lugović i dr., 1991; Pamić i dr., 2002; Šegvić, 2010).

6.11 Geodinamski model evolucije ultramafita Banovine

Iz istraživanja u okviru ove disertacije vidljivo je da na Banovini postoje dvije različite vrste ultramafita koje po svojim geokemijskim karakteristikama pripadaju različitim geotektonskim pozicijama. Peridotiti J-pojasa pripadaju subkontinentalnom plaštu (poglavlje 6.8). Oni su se izdizali prema površini kao posljedica ekstenzijskih procesa i početnog riftovanja kontinentalnog prostora, te su se vjerojatno prostirali duž rubova novonastalog oceanskog prostora. Peridotiti S-pojasa nastajali su taljenjem suboceanskog plašta (poglavlje 6.8) te se izdizali u području srednjeoceanskih hrptova. Najjednostavnije je pretpostaviti da su obje vrste peridotita nastajale u okviru istog oceanskog prostora, jedna vrsta (J-pojas) za vrijeme ekstenzije kontinentalnog prostora i početnog riftovanja kao dio subkontinentalnog plašta, a druga vrsta kasnije nakon što se razvila oceanska kora kao dio suboceanskog plašta (S-pojas). Iako se na kartama u literaturi (Slovenec i Pamić, 2005; Schmid i dr., 2008) na području dijela Banovine pretpostavlja pružanje Savske suturne zone (zalučni kredni ogranak Neotethysa), istraživanja u okviru ovog rada nisu dala povoda za zaključak da bi ultramafitne stijene bilo S- ili J-pojasa pripadale Sava zoni. U tom smislu definitivno nedostaju izotopne analize koje u okviru ovog rada nisu dale pouzdano utvrđene apsolutne starosti ultramafita dvaju pojaseva. Geokemijske analize jasno su pokazale da istraživane stijene ne nose karakteristike tipične za zone subdukcije, dok u isto vrijeme potvrđuju pripadnost Centralno dinaridskom ofiolitnom pojasu (poglavlje 6.8). Postoje brojni geodinamički modeli koji prikazuju paleogeografski razvoj Dinarida od otvaranja Neotethysa krajem paleozoika i početkom mezozoika do njegovog zatvaranja, odnosno do zatvaranja njegovih ogranaka krajem krede (Pamić i dr., 2002; Schmid i dr., 2008, 2020; Robertson i dr., 2009). Većina autora se slaže da se Dinaridski oceanski prostor započinje otvarati u trijasu i dalje se razvija tijekom donje i srednje jure kad započinje intraoceanska subdukcija i otvaranje zalučnog oceanskog prostora u okviru kojeg su formirani ofioliti CDOB-a (npr. Schmid i dr., 2008; Lugović i dr., 2015; Šegvić i dr., 2020). Ovakav model detaljno je prikazao Šegvić (2010) u svojoj disertaciji. Peridotiti Banovine mogli bi se na nekoliko načina uklopiti u ovakav model (slika 6.42 a). Jedna od mogućnosti je da su peridotiti oba pojasa egzistirali kao dio „trijaskog“ dijela oceana koji je izbjegao utjecaj subdukcije u srednjoj juri te su njegovi dijelovi bili obducirani na rubove kontinenta u gornjoj juri tijekom zatvaranja oceana. U svojoj disertaciji Šegvić (2010), spominje različite protolite metamorfne podloge, jedne gabroidnog sastava i geokemijskih karakteristika tipičnih za zone subdukcije koje pripisuje gornjoj ploči te druge bazaltnog sastava i MORB geokemijskih karakteristika koje pripisuje subduciranoj (trijaskoj) ploči.

Činjenica da „trijaskoj“ ploči pripisuje MORB karakteristike odgovara ovoj teoriji međutim, takav slučaj trebalo bi potkrijepiti postojanje još jedne vrste peridotita koja bi odgovarala jurskom dijelu oceana i da se geokemijski razlikuje od peridotita S-pojasa, a da nije vezana uz kontinentalne prostore što nije slučaj na Banovini. Naprotiv, peridotiti Banovine pokazuju izrazite sličnosti s peridotitima CDOB-a (Kišpatić, 1899; Majer, 1993) što se može vidjeti usporedbom rezultata ovog rada s onima iz (Lugović i dr., 1991; Pamić i dr., 2002; Bazylev i dr., 2009; Faul i dr., 2014) koji su detaljnije obradili ostale lokalitete iz CDOB-a. Druga mogućnost je da dio peridotita Banovine (J-pojas) pripada trijaskom dijelu oceana odnosno njegovom rubnom, kontinentalnom dijelu koji je izdizan tijekom faze formiranja inicjalnog rifta u gornjem trijasu, dok su peridotiti S-pojasa, kao i kod gore navedenih autora (Schmid i dr., 2008; Lugović i dr., 2015; Šegvić i dr., 2020) formirani u zalučnom bazenu negdje tijekom srednje jure. Kod ove teorije problem je što peridotiti Banovine ne pokazuju karakteristike tipičnih zalučnih peridotita naprotiv, geokemijske analize su pokazale da peridotiti S-pojasa pripadaju abisalnom tipu peridotita koji odgovaraju srednjeoceanskim hrptovima te da su bili taljeni bez utjecaja subdukcijskih fluida. Na sličan zaključak su došli i Lugović i dr. (1991) koji su primijetili da peridotiti CDOB-a po svom fertilnom sastavu ne pripadaju subdukcijskim peridotitima i da nisu značajnije bili metasomatski izmijenjeni što su zaključili iz sadržaja REE u stijenama, ali zbog subdukcijskih karakteristika drugih ofiolitnih članova (spilita i dolerita) ipak su peridotite CDOB-a genetski vezali uz zalučni bazen. Iako su isti autori na temelju izotopnog sastava Sm i Nd mafitne dajkove direktno povezali s peridotitima, postoje i oprečna mišljenja koja tvrde da efuzivni članovi nisu genetski povezani uz peridotite CDOB-a te da ne pripadaju istom ofiolitnom sustavu (Bazylev i dr., 2009). Na lokalitetima S-pojasa vidljive su unutar brečiranih tijela peridotita uklopljene pojave dijabaza, koje je Majer (1993) na temelju geokemijskih karakteristika vezao za zalučne bazene. Terenska i petrografska istraživanja ukazuju na to da su dijabazna tijela bila utiskivana u već ranije formirani tektonski peridotitni melanž, odnosno za vrijeme aktivne subdukcije. Uvažavajući teoriju o subdukcijskim procesima tijekom jure, te uzimajući u obzir navedene činjenice, može se pretpostaviti: a) da je tijekom subdukcije došlo do otvaranja zalučnog bazena, međutim da taljenje zalučnog plašta nije bilo potpomognuto subdukcijskim fluidom ravnomjerno u svakom dijelu, odnosno da je postajala određena heterogenost te da peridotiti S-pojasa nisu bili značajnije metasomatizirani subdukcijskim fluidom ili b) da tijekom subdukcije nije došlo do otvaranja zalučnog bazena, već samo do navlačenja gornje ploče oceanske litosfere preko donje koja je subducirana. Magme koje su nastajale iz plaštnog klina, bile su količinski ograničene i samo su djelomično probijale oceansku litosferu gornje ploče

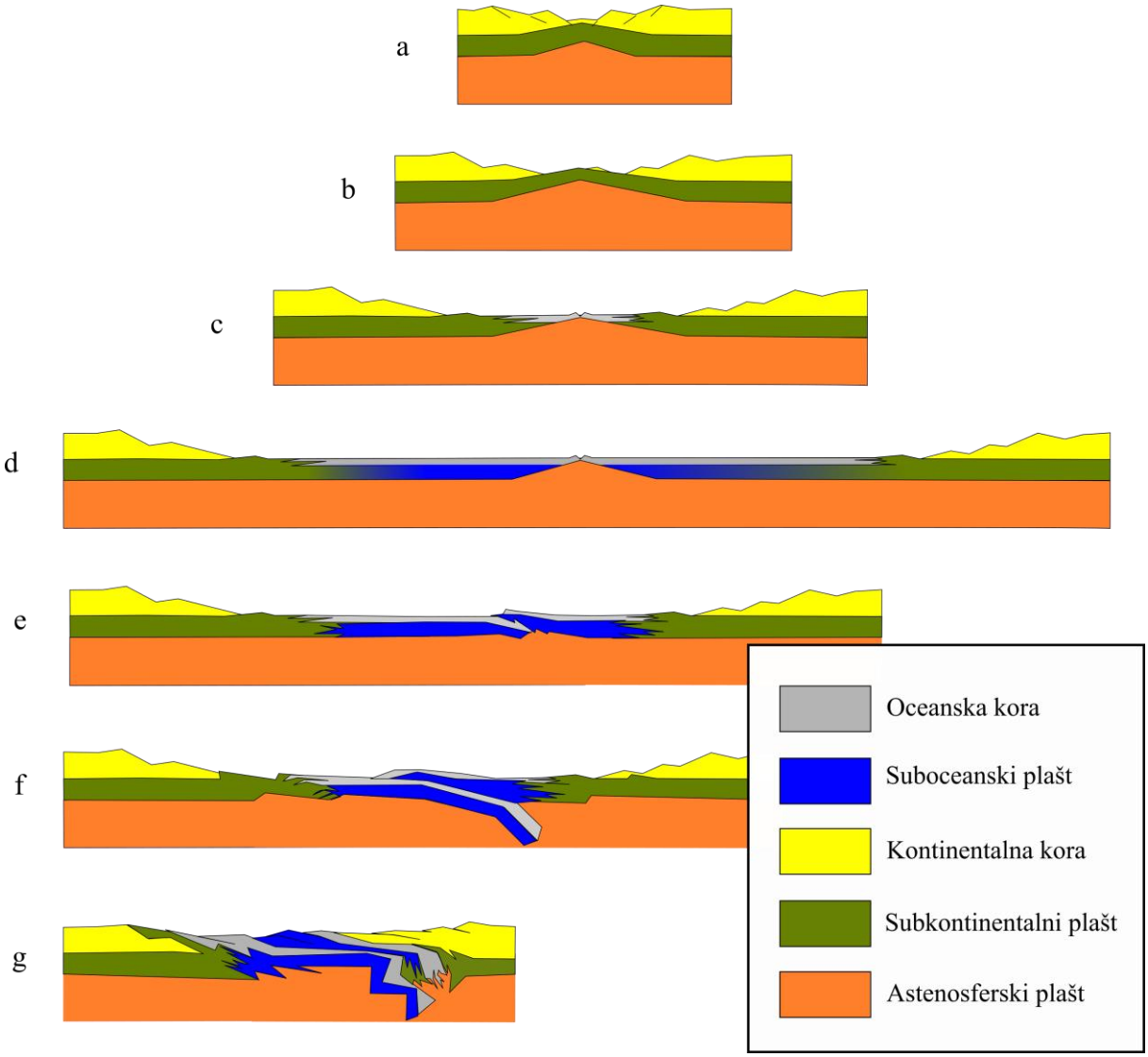
na kojoj se na mjestima već počeo formirati ofiolitni melanž. Ovakve su taljevine mogle nositi karakteristike subdukcije u različite dijelove obducirane ploče bez da je bilo otvaranja zalučnog oceanskog prostora. Ovakav scenarij dobro se uklapa u model iz Pamić i dr. (2002) koji opisuje sličan razvoj kao i prethodni modeli međutim, iako je pretpostavljena intraoceanska subdukcija, izostaje razvoj otočnog luka i tipičnog oceanskog zalučnog bazena (slika 6.42 b). Utjecaj subdukcije u ovom modelu ostvaren je tek u kasnijoj fazi u kontinentalnom dijelu Europske ploče gdje se stvara zalučni bazen odnosno dolazi do otvaranja Vardarskog oceana (slika 6.42 c). Pojave piroksenita koje su vezane isključivo za J-pojas, odnosno za subkontinentalni dio plašta najvjerojatnije su posljedica zasebne kristalizacije iz taljevina koje su mogle potjecati iz različitih izvora. Ultramafiti J-pojasa koji u prostorno vrlo ograničenom malom prostoru sadrže tri različite litološke vrste, spinelske lercolite, dunite i piroksenite, ukazuju na visok stupanj heterogenosti subkontinentalnog plašta.



Slika 6.42. Modeli razvoja oceanskih prostora CDOB-a. a - Model prema (Šegvić, 2010); b – Model prema Pamić i dr. (2002).

Može se reći zaključno da je jedan dio peridotita Banovine (J-pojas) koji odgovara subkontinentalnom plaštu, najvjerojatnije nastajao u početnoj fazi otvaranja Dinaridskog segmenta Neotethysa u srednjem ili gornjem trijasu (slika 6.43 a i b), nakon čega je uslijedila faza širenja i razvoja oceanskog prostora (slika 6.43 c). Ekstenzivnim taljenjem subkontinentalni dio plašta postupno je prelazio u suboceanski plašt (slika 6.43 d) čime započinje nastajanje peridotita S-pojasa koji odgovaraju suboceanskom plaštu. Faza

subdukcije (slika 6.43 e - g), odnosno početka zatvaranja oceanskog prostora očituje se preko metamorfne podloge koja se dobro vidi na lokalitetu Slatina, ali i kroz blaže metasomatske indikacije te pojavu amfibola i *hidrogrosulara* međutim, nema pokazatelja koji bi ukazivali na taljenje u zalučnom bazenu.



Slika 6.43. Model razvoja oceana i njegovog zatvaranja na području CDOB-a približno od srednjeg trijasa do kraja krede. (a i b) Početna faza ekstenzije kontinentalne kore i izdizanja subkontinentalnih peridotita; (c) Početak otvaranja oceana i stvaranja oceanske kore. Subkontinentalni peridotiti izdignuti na područjima pasivnog ruba; (d) Razvijena oceanska kora i Dinaridski oceanski prostor. Kontinentalni plašt postepeno je prešao u suboceanski plašt; (e) Početak intraoceanske subdukcije; (f) Kasnija faza subdukcije i stvaranje melanža; (g) Potpuno zatvaranje oceana i stvaranje J- i S-pojasa peridotita.

7 ZAKLJUČAK

U sklopu ove disertacije napravljena su detaljna terenska istraživanja peridotita i piroksenita s područja Banovine, locirano je 13 lokaliteta na kojima se javljaju veća ili manja tijela peridotita, a među njima i dva lokaliteta na kojima se peridotiti nalaze udruženi s piroksenitima. Reprezentativni uzorci svih tipova i grupa stijena detaljno su kemijski i mineraloški analizirani. Osim analiza sadržaja glavnih elemenata i elemenata u tragovima stijene, napravljene su analize mineralnih faza pomoću elektronske mikrosonde. Pojedine mineralne faze iz peridotita i piroksenita Banovine su po prvi put analizirane primjenom LA-ICP-MS analize. Prvi put su napravljene Sm–Nd izotopne analize na stijeni, ortopiroksenu i klinopiroksenu, te je određen omjer $^{87}Sr/^{86}Sr$ u stijeni.

Terenskim istraživanjem, petrografskim i geokemijskim analizama na temelju strukturnih, petrografskih i geokemijskih karakteristika detektirane su na Banovini dvije različite vrste peridotita koji se i prostorno mogu podijeliti u dva pojasa, i to S-pojas i J-pojas. S-pojas obuhvaća veći broj lokaliteta, proteže se po pružanju SZ-JI od Stupnice do Vješala u dužini od oko 12 km. Peridotiti ovog pojasa odlikuju se strukturama koje odražavaju izraženu tektonsku deformaciju i vrlo dinamičnu genezu, a može ih se opisati i kao ofiolitni melanž. Unutar takvog sklopa uklopljena su tijela mafitnih stijena dijabazne strukture koja su također razlomljena i brečirana. Najzastupljenije stijene S-pojasa su serpentinitne breče i serpentiniti, a među svježim fragmentima i blokovima peridotita mogu se naći spinelski lercoliti. Spinelski lercoliti S-pojasa osiromašeni su klinopiroksenom i pokazuju karakteristike tektonita koji su nastajali ekstenzivnim (15-20 %) taljenjem suboceanskog plašta u području srednjeoceanskih hrptova te su potjecali iz dubokih dijelova plašta, minimalno s dubine oko 70 km. Temperature pri kojima su se hladile ove stijene su između 626 - 979°C. Peridotiti S-pojasa klasificirani su kao ofiolitni peridotiti.

J-pojas pokriva šire područje u blizini Gvozdanskog, pruža se u smjeru Z-I dužinom od oko 4 km, a odlikuje se manjim izdancima peridotita koji ne pokazuju jasne strukturne značajke, a sadrže dominantno spinelske lercolite te podređeno dunite i piroksenite. Spinelski lercoliti južnog pojasa pokazuju znatno niži stupanj serpentinizacije (LOI = 2,3-5,1 %) od onih u S-pojasu (6,8-12,43 %), a odlikuju se visokim sadržajem klinopiroksena te geokemijskim karakteristikama koje odgovaraju subkontinentalnom plaštu, vrlo sličnom primitivnom koji je prošao kroz relativno niži stupanj taljenja (do 5 %). Unutar spinelskih lercolita J-pojasa postoje određene strukturne razlike, ali kemizam stijena i minerala je vrlo sličan. Maksimalni

tlak pri kojima su spinelski lercoliti J-pojasa hlađeni iznosi 1,75 GPa, a temperatura između 764 i 1068 °C. Ovi su spinelski lercoliti klasificirani kao orogenski peridotiti. U većim tijelima spinelskih lercolita J-pojasa nalaze se trakaste pojave piroksenita koji se sastoje od izmjene vebsterita i olivinskog vebsterita, te manja kuglasta tijela dunita koja se nalaze paralelno pružanju trakastih piroksenita. Obje stijene su vjerojatno alohtonog porijekla te su odraz heterogene prirode plašta. Pirokseniti pokazuju geokemijske karakteristike kumulatnih stijena i najvjerojatnije su produkt kristalizacije taljevina koje potječu iz alohtonog izvora koje su se utiskivale u plašt. Izrazite porfiroklastične strukture piroksenita najvjerojatnije su posljedica sintektonske kristalizacije. Duniti J-pojasa pokazuju značajne međusobne razlike u strukturi i geokemiji međutim, oba dunita pokazuju značajno više tlakove kristalizacije od piroksenita što ukazuje na različitu genezu. Dunit Gv-23 se odlikuje protogranularnom do porfiroklastičnom strukturom, a u odnosu na dunit Gv-7, obilnijim udjelom piroksena, višim sadržajima Al_2O_3, CaO, Na_2O, TiO_2, REE te nižim Cr-brojem. Dunit Gv-7 ima ekvigranularnu strukturu s vrlo malim dimenzijama zrna, odlikuje se vrlo niskim udjelom piroksena te sadrži amfibol. Dunit Gv-23 hlađen je pri temperaturama od 851 do 913 °C i tlakovima od 1,91 do 1,94 GPa, a Gv-7 pri temperaturama od 656 do 712 °C te tlakovima od 2,15 do 2,16 GPa.

Oba pojasa peridotita Banovine pokazuju geokemijske karakteristike peridotita CDOB-a i nema sumnje da pripadaju istom te najvjerojatnije predstavljaju njegov krajnji, rubni SZ dio. Genetski ovi pojasevi predstavljaju dvije različite faze razvoja oceana. J-pojas peridotita dio je subkontinentalnog dijela plašta koji se izdizao tijekom trijasa u fazi ekstenzije i inicijalnog formiranja rifta te se u zonama normalnih i transformnih rasjeda utiskivao u gornje dijelove kore. Pojave piroksenita i dunita odraz su heterogenosti plašta. Pirokseniti su najvjerojatnije nastajali kristalizacijom iz taljevina nepoznatog porijekla te bi mogli označavati vrijeme tektonske aktivnosti. Duniti pokazuju različite geokemijske i strukturne karakteristike zbog čega je moguće pretpostaviti postojanje različitih generacija dunita koje su nastajale djelovanjem različitih geoloških procesa. S-pojas nastajao je izdizanjem suboceanskog plašta u području oceanskih hrptova i predstavlja zasebnu fazu već razvijenog oceanskog prostora, koja se odvijala najvjerojatnije tijekom jure. Geokemijske analize S-pojasa nisu dale rezultate koji bi upućivali na njihov nastanak u zoni subdukcije, što ne ide u prilog hipotezi da su ofioliti CDOB-a nastajali kao dio zalučnog bazena. Tragovi metasomatizma koji su detektirani u oba pojasa relativno su blagi te su mogli nastati u interakciji s fluidom koji je ponirao kroz rasjedni sustav tijekom faze početnog rifta, ali i kasnije preko srednjeoceanskih

hrptova. Ne treba isključiti ni mogućnost da su fluidi mogli potjecati i od subdukcijskih fluida koji su se otpuštali dehidratacijom iz subduciranih sedimenata te su ulazili u plaštni klin i mijenjali njegov kemizam. Dio serpentinitnih breča najvjerojatnije je nastajao upravo na srednjeoceanskim hrptovima gdje su se veći blokovi tektonskih ploča usitnjavali u zonama transformnih rasjeda. U fazi obdukcije, peridotiti S-pojasa intenzivno su deformirani te su formirali navlačne strukture tijekom čega je dolazilo do povremenog utiskivanja mafitnih taljevina koje su potjecale iz plaštnog klina. Peridotiti S-pojasa prešli su puno veći put tijekom obdukcije stoga i bilježe veće deformacije, a s peridotitima i piroksenitima J-pojasa sreli su se tek pri kraju obdukcije u završnoj fazi zatvaranja dinaridskog segmenta Neotethysa.

8 LITERATURA

Arai, S., (1994): Characterization of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships, review and interpretation. Chemical Geology 113, 191–204.

Atzori, P., Mazzoleni, P., Punturo, R., Scribano, V. (1999): Garnet-spinel-pyroxenite xenoliths from Hyblean Plateau (South-eastern Sicily, Italy), Mineralogy and Petrology, 66, 215–226.

Babić, LJ., Zupanič, J. (1976): Sedimenti i paleogeografija zone Globotruncana calcarata (gornja kreda) u Baniji i Kordunu (središnja Hrvatska). Geološki vjesnik, 29, 49–73.

Bagci, U., Parlak, O., Hock, V. (2006): Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). Geological Journal 41, 193–219.

Batanova, V. G., Sobolev, A. V., Schmincke, H. U. (1994): Mantle lherzolites from Troodos ophiolites: mineralogy and ion probe geochemistry of clinopyroxenes. Mineralogical Magazine, 58A, 57–58.

Bazylev, B. A., Popević A., Karamata S., Kononkova N.N., Simakin S.G., Olujić J., Vujnović L. L., Memović E. (2009): Mantle peridotites from the Dinaridic ophiolite belt and the Vardar zone western belt, central Balkan: A petrological comparison. Lithos, 108, 37–71.

Bertrand, P., Mercier, J. C. (1985): The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? Earth and Planetary Science Letters, 76, 109-122.

Bizimis, M., Salters, V. J. M., Bonatti, E. (2000): Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. Chemical Geology 165, 67-85.

Bodinier, J-L., Fabriès, J., Lorand, J-P., Dostal, J., Dupuy, C. (1987a): Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinède ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). Bulletin de Mineralogie 110, 345–358.

Bodinier, J-L., Fabriès, J., Lorand, J-P., Dostal, J., Dupuy, C. (1987b): Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, French Pyrénées). Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 279–290.

Bodinier, J.L., C. Dupuy i J. Dostal, (1988): Geochemistry and petrogenesis of eastern Pyrenean peridotites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52: 2893-2907.

Bodinier, J-L. (1989): Distribution des terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. PhD Thesis, Montpellier, France, 177.

Bodinier, J-L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C., and Fabriès, J. (1990) Mechanism of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. Journal of Petrology 31, 597–628.

Bodinier, J-L., Merlet, C., Bedini, R. M., Simien, F., Remaïdi, M., Garrido, C. J. (1996): Distribution of Nb, Ta, and other highly incompatible trace elements in the lithospheric mantle: The spinel paradox. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 545–550.

Bodinier, J. L. i Godard, M. (2013) Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. 3. izd, Treatise on Geochemistry: Second Edition. 3. izd. Elsevier Ltd.

Bonatti, E., Emiliani, C., Ferrara, G., Honnorez, J., Rydell, H. (1974) Ultramafic-carbonate breccias from the equatorial mid atlantic ridge. Marine Geology, 16, 83–102.

Bonatti, E., Michael, P. J., (1989): Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. Earth and Planetary Science Letters 91, 297–311.

Borojević Šoštarić, S., Palinkaš A.L., Neubauer F., Cvetković V., Bernroider M., Genser J. (2014): The origin and age of the metamorphic sole from the Rogozna Mts., Western Vardar Belt: New evidence for the one-ocean model for the Balkan ophiolites, Lithos, 192-195, 39–55.

Brey, G. P., Köhler, T. (1990): Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers. Journal of Petrology, 31, 6, 1353-1378.

Bucher, K. i Grapes, R. (2011): Petrogenesis of Metamorphic Rocks 8th edition. Springer, 428.

Bucher, K., Stober, I., Müller, H. (2015): Weathering crusts on peridotite. Contributions to Mineralogy and Petrology, 169:52, 15.

Coleman, R. G. (1977): Ophiolites. Springer, Berlin, Heidelberg, 229.

Deer, W. A., Zussman, J., Howie, R. A. (1992): An Intraduction to the Rock-Forming minerals. Longman, New York, 696

Delavari, M., Amimni, S., Saccani, E., Beccaluva, L. (2009): Geochemistry and Petrogenesis ot Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran. Journal of Applied Sciences 9, 2671 – 2687.

Dick, H. J. B. i Bullen, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal peridotites and spatially associated lavas. Contribution to mineralogy and petrology, 86, 54–76.

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. Journal of Petrology 42, 233–250.

Downes, H. (2007): Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa. Lithos 99, 1–24.

Đurđanović, Ž. (1966): Coniconchia in Croatia. Bull. Sci. Cons. Acad. YougoSlika (A), 11/7–8, 174–175, Zagreb.

Đurđanović, Ž. (1968): Konodonte donjeg devona i donjeg karbona zapadno od Dvora na Uni (Hrvatska, Jugoslavija). Geološki vjesnik 21, 93–104.

Đurđanović, Ž. (1973): O paleozoiku i trijasu Medvednice (Zagrebačke gore) i područja Dvora na Uni na temelju konodonta. Geološki vjesnik, 25, 29–46.

Fabriés, J., Lorand, J-P., i Bodinier, J-L. (1998): Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. Tectonophysics 292, 145–167.

Faul, U. H., Garapić, G., Lugović, B. (2014): Subcontinental rift initiation and ocean-continent transitional setting of the Dinarides and Vardar zone: Evidence from the Krivaja-Konjuh Massif, Bosnia and Herzegovina. Lithos, 202-203, 283-299.

Festa, A., Pini, G. A., Dilek Y., Codegone, G. (2010): Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. International Geology Review, 52, 1040–1105.

Festa, A., Ogata, K., Pini, G. A. (2019): Mélanges : 100 th anniversary of the inception of the term and concept. Gondwana Resarch, 74, 1–6.

Garašić, V. i Majer, V. (1993): Heterogenost ultramafita iz masiva planine Ozren u ofiolitskoj zoni Centralnih Dinarida (CDOB), Bosna. RAD HAZU, 463, 91 – 108.

Garrido, C. J. (1995): Estudio geoquimico de las capas maficas del macizo ultramafico de Ronda (Cordillera Betica, Espana). PhD Thesis, Granada, Spain, 220.

Garrido, C. i Bodinier, J-L. (1999): Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt/rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere. Journal of Petrology 40, 729–754.

Garcıa, P. del R., Vishal, V. (2016): Mineral Carbonation in Ultramafic and Basaltic Rocks. U: Vishal, V., Singh, T. N., Geologic Carbon Sequestration: CO2 Storage In other Sites. Springer International Publishing, Switzerland. 213 – 229.

Gervilla, F., Remaïdi, M. (1993): Field trip to the Ronda ultramafic massif: An example of asthenosphere–lithosphere interaction? Ofioliti 18, 21–35.

Gillard, M., Tugend J., Müntener O., Manatschal G., Karner G. D., Autin J., Sauter D., Figueredo P. H., Ulrich M. (2019): The role of serpentinization and magmatism in the formation of decoupling interfaces at magma-poor rifted margins. Earth-Science Reviews, 196(June), 102882.

Godard, M., Jousselin, D., Bodinier, J-L. (2000): Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: A study of the mantle section in the Oman Ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 180, 133–148.

Govorčin M., Herak M., Matoš B., Pribičević B., Vlahović I. (2020): Constraints on Complex Faulting during the 1996 Ston–Slano (Croatia) Earthquake Inferred from the DInSAR, Seismological, and Geological Observations. Remote Sensing, 12, 1157.

Green, D. H. (1963): Alumina content of enstatite in a venezuelan high-temperature peridotite. Geological Society of America Bulletin, 74, 1397-1402.

Gueydan, F., Mazzotti S., Tiberi C., Cavin R., Villaseñor A. (2019): Western Mediterranean Subcontinental Mantle Emplacement by Continental Margin Obduction, Tectonics, 38, 2142–2157.

Guillot, S., Schwartz S., Reynard B., Agard P., Prigent C. (2015): Tectonic significance of serpentinites. Tectonophysics, 646, 1- 19.

Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D. (2012): Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist, 9, 2031–2048.

Hebert, R., Adamson, A. C., Komor, S. C. (1990): Metamorphic petrology of ODP 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. U: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W. B., Juteau, T. (eds.), Proceedings of the ODP, Sci. Results 106/109. College Station, Texas, 103–115.

Herzberg, C. (2004): Geodynamic information in peridotite petrology, Journal of Petrology, 45(12), 2507–2530.

Hess, H. H. (1964): The oceanic crust, the upper mantle and Mayaguez serpentinized peridotitc. Nat. Acad. Sci. Nat. Re11. Counc. Publ., 1118, 169-175.

Hirschmann, M. M. (2000): Mantle solidus: experimental constraints and the effects of peridotite composition. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 1, 2000GC000070.

Irvine, T. N., Findlay, T. C. (1972): Alpine-type peridotite with particular reference to the bay of islands igneous complex.

Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H., Fiske, R. (1992): Petrological Studies of Peridotites from Diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Mariana Fore-arc, Leg 125. In Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 125, 445–485.

Iyer, K. (2007): Mechanisms of serpentinization and some geochemical effects. Doctoral dissertation, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo, 36.

Jaupart, C. i Mareschal, J.-C. (2007): Heat flow and thermal structure of the lithosphere. U: Watts, A. B. (ed.) Crust and Lithosphere Dynamics. Treatise on Geophysics, 6. Elsevier, Amsterdam, 217–251.

Jean, M. M., Shervais., J. W., Mukasa, S. B. (2010): Melt extraction and melt refertilization in mantle peridotite of the Coast Range ophiolite: an LA – ICP – MS study. Contribution to Mineralogy and Petrology, 159, 113–136.

Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu, N. (1990): Melting in the Oceanic Upper Mantle: An Ion Microprobe Study of Diopsides in Abyssal Peridotites. Journal of Geophysical Research, 95, 83, 2661-2678.

Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B. (1992): Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone. J. Geophys. Res. 97, 9219–9241.

Kaczmarek, M. A., Müntener, O. (2010): The variability of peridotite composition across a mantle shear zone (Lanzo massif, Italy): Interplay of melt focusing and deformation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160, str. 663–679.

Kelemen, P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B. (1997): A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges. Philosophical Transactions of the Royal Society A London 355, 283-318.

Kelemen, P. B., Yogodzinski, G. M., Scholl, D. W. (2003): Along-strike variation in the Aleutian island arc; genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust. U: Eiler, J. i Abers, G. (eds), Inside the Subduction Factory, Geophysical Monograph 138, 223-276.

Kišpatić, M. (1899): Nastavak bosanske serpentinske zone u Hrvatskoj. Rad, (JAZU), 133, (24), 95-231.

Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M., Tabit, A. (1990): Corundum-bearing garnet clinopyroxenites at Beni Bousera (Morocco): Original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle? Journal of Petrology 31, 717–745.

Lagabrielle, Y., Bideau D., Cannat M., Karson J. A., Mével C. (1998): Ultramafic-Mafic Plutonic Rock Suites Exposed Along the Mid-Atlantic Ridge (10°N-30°N). Symmetrical-Asymmetric Distribution and Implications for Seafloor Spreading Processes. U: Roger Buck, W., Delaney, T. P., Karson, J. A., Lagabrielle, Y. Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges. American Geophysical Union, 291 – 303.

Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R. (2002): Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the

Systematics of Igneous Rocks (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. New York, 236.

Lugović B. (1986): Gabbro-peridotite rock association from the northwestern flanks of Mt. Maljen ophiolite massif. Ph.D. Thesis, Univ. Zagreb, 1—207 (in Croatian).

Lugović, B., Altherr R., Raczek I., Hofmann A. W., Majer V. (1991): Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the Central Dinaric Ophiolite Belt, Yugoslavia, Contributions to Mineralogy and Petrology, 106(2), 201–216

Lugović, B., Slovenec, D., Halamić, J., Altherr, R. (2007): Petrology, geochemistry and tectonic significance of Mesozoic ultramafic rocks from the Zagorje-Mid-Transdanubian Zone in Croatia. Geologica Carpathica, 58, 6, 511—530.

Lugović B., Slovenec D., Schuster R., Schwarz W. H., Horvat M. (2015): Petrology, geochemistry and tectono-magmatic affinity of gabbroic olistoliths from the ophiolite mélange in the NW Dinaric-Vardar ophiolite zone (Mts. Kalnik and Ivanščica, North Croatia). Geologia Croatica, 68/1, 25-49.

Lyubetskaya, T. i Korenaga, J. (2007): Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: Journal of Geophysical Research, 112, B03211

Maksimović Z. i Kolomejceva-Jovanović L. (1987): Composition of coexisting minerals of Yugoslav peridotites and the problems of geothermometry and geobarometry of two ultramafic zones. Glas SANU, Odel. Prirod.-Matemat. Nauka 51, 21—52.

Maksimović Z. i Majer V. (1981): Accesory spinels of two main zones of Alpine ultramafic rocks in Yugoslavia. Bull. Acad. Sci. Serbe, Sci. Naturell. 21, 47—58

Marić, L., Crnković, B. (1960): Tumač geološke karte „A" između Buzete, Brubna, Bojne i Šašave u Baniji, Inst. geol. istr. Zagreb, Fond stručne dokumentacije, 3302.

McPherson, E. (1994): Geochemistry of Silicate Melt Metasomatism in Alpine Peridotite Massifs. London: University of London.

McPherson, E. (1994): Geochemistry of Silicate Melt Metasomatism in Alpine Peridotite Massifs. London: University of London.

McPherson, E., Thirlwall, M. F., Parkinson, I. J. (1996) Geochemistry of metasomatism adjacent to amphibole-bearing veins in the Lherz peridotite massif. U: Menzies, M. A., Bodinier J. L., Frey, F., Gervilla, F., i Kelemen, P. (eds.), Melt Processes and Exhumation of Garnet, Spinel, and Plagioclase Facies Mantle, vol. 134, pp. 135–157. Amsterdam: Elsevier.

Mercier, J. C. C., Nicolas, A. (1975): Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of Petrology, 16(1), 454–487.

Majer, V. (1975): Ultramafitski kompleks u području Pokuplja i Banije u Hrvatskoj i Pastireva u sjeverozapadnoj Bosni. Acta Geologica. (JAZU), 8/9, prir. istr. 42, 137-158, Zagreb.

Majer, V., Winkler, H. G. F. (1976): Kontaktmetamorphose um den Peridotit von Mala Rudina, Jugoslawien? Neues Jahrbuch für Mineralogy Monatsh, 262-272.

Majer, V. (1993): Ofiolitni kompleks Banije s Pokupljem u Hrvatskoj i Pastireva u Bosni. Acta Geol., 23, 39–84.

McDonough, W.F. i F.A. Frey, (1989): Rare Earth Elements in Upper Mantle Rocks. U: Lipin, B.R. and G.A. McKay (Eds.), Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Mineral. Soc. Am., Reviews in Mineralogy, Washington, DC., 99-145.

Mével, C. (2003): Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. 335, 825–852.

Morimoto, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. Schweizerische Mineralogische und Petrograpshische Mitteilungen, 68, 95–111.

Mu, N. (2015): Berthierine formation in reservoir rocks from the Siri oilfield (Danish North Sea) as result of fluiderock interactions: Part I. Characterization. Marine and Petroleum Geology, 65, 302-316.

Niu, Y., Langmuir, C.H., Kinzler, R.J., (1997): The origin of abyssal peridotites: a new perspective. Earth and Planetary Science Letters 152, 251–265.

Oluić, M., Bodrožić, Đ., Kapović, B. (1979): Noviji postupci u analizi strukturne građe Glinske kotline (Banija) i njihovo značenje u naftno-geološkim. III god. nauč. skup sekc. za primj. geol., geof., geokem. Znan. savjet za naftu JAZU (Novi Sad, 1977), Zbornik radova, (A), 6/2, 499–528, Zagreb.

Padovano, M., Piccardo, G. B. i Vissers, R. M. (2014): Tectonic and magmatic evolution of the mantle lithosphere during the rifting stages of a fossil slow–ultraslow spreading basin: insights from the Erro–Tobbio peridotite (Voltri Massif, NW Italy). U: Gibson, G. M., Roure, F., & Manatschal, G. (eds) Sedimentary Basins and Crustal Processes at Continental Margins: From Modern Hyper-extended Margins to Deformed Ancient Analogues. Geological Society, London, Special Publications, 413

Pamić, J. (1993): Eoalpine to Neoalpine magmatic and metamorphic processes in the northwestern Vardar Zone, the easternmost Periadriatic Zone and the southwestern Pannonian Basin. Tectonophysics, 226 (193), 503-518.

Pamić, J., Tomljenović, B., Balen, D. (2002): Geodynamic and petrogenetic evolution of Alpine ophiolites from the central and NW Dinarides: An overview. Lithos, 65(1–2), 113–142.

Paulick, H., Bach W., Godard M., De Hoog J.C.M., Suhr G., Harvey J. (2006): Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15 ° 20 ′ N, ODP Leg 209): Implications for fluid / rock interaction in slow spreading environments. Chemical Geology, 234, 179–210.

Parkinson, I. J., Pearce, J. A., Thirwall, M. F., Johnson, K. T. M., Ingram, G. (1992): Trace element geochemistry of peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forearc, Leg 125. U: Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L. B. (Eds), Proc. Ocean Drilling Program, 487–506.

Parkinson, I. J., Pearce, J. A., (1998): Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125), evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a suprasubduction zone setting. Journal of Petrology 39, 1577–161.

Parkinson, I. J., Arculus, R. J., Eggins, S. M. (2003): Peridotite xenoliths from Grenada, Lesser Antilles Island Arcs. Contributions to Mineralogy and Petrology 146, 241–262

Pilar, Đ. (1873): Trećegorje i podloga mu u glinskom Pokuplju. -Rad (JAZU), 25, 53-180.

Pearce, J. A. i Parkinson, I. J. (1993): Trace element models for mantle melting: appliction to volcanic arc petrogenesis. U: Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W., Neary, C. R. (eds), Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geological Society Special Publication 76, 373-403.

Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J., Leat, P. T. (2000): Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich Arc-basin Systems, South Atlantic. Contributions to Mineralogy and Petrology 139, 36–53.

Pearson, D. G., Davies, G. R., Nixon, P. H. (1993): Geochemical constraints on the petrogenesis of diamond facies pyroxenites from Beni Bousera peridotite massif, north Morocco. Journal of Petrology 34, 125–172.

Pirard C., Hermann J., O'Neill H. St. C. (2013): Petrology and Geochemistry of the Crust - Mantle Boundary in a Nascent Arc, Massif du Sud Ophiolite, New Caledonia, SW Pacific. Journal of Petrology, 54(9), 1759–1792.

Prichard, H. M. (1979): A Petrographic Study of the Process of Serpentinisation in Ophiolites and the Ocean Crust, Contributions to Mineralogy and Petrology, 241, 231–241.

Prinzhofer, A. i Allégre, C. J. (1985): Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. Earth and Planetary Science Letters 74, 251–265.

Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Bodinier, J-L. (1999): Al-rich and Cr-rich chromitites from the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (Eastern Cuba) as the consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. Economic Geology 94, 547–566.

Raffaeli, M. i Magdalenić, Z. (1970) – Metamorphic and Magmatic rocks in the Gvozdansko – Brezovo polje Area (Banija). Bulletin Scientifique A, 9-10, 313-314.

Rampone, E., Bottazzi, P., Ottolini, L. (1991): Complementary Ti and Zi anomalies in ortopyroxene and clinopyroxene from mantle peridotites. Letters to Nature, 354(19/26), 518–520.

Rampone, E., Hofmann, A. W., Piccardo, G. B., Vannucc, R., Bottazzi., P., Ottolini, L. (1996): Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride N. Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology 123, 61–76.

Remaïdi, M. (1993): Etude géochimique de l'association harzburgite, dunite et pyroxénite de l'Arroyo de la Cala (Massif de Ronda, Espagne). Montpellier 2 (France), Montpellier, 437.

O´Reilly, S. Y., Griffin, W. L. (2013): Mantle Metasomatism. U: Harlov, E. D., Austrheim, H. Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 471 - 533

Robertson, A., Karamata, S., Šarić K. (2009): Overview of ophiolites and related units in the Late Palaeozoic–Early Cenozoic magmatic and tectonic development of Tethys in the northern part of the Balkan region. Lithos, 108, 1 – 36.

Rogkala, A., Petrounias, P., Tsikouras, B., Giannakopoulou, P. P., Hatzipanagiotou K. (2019): Mineralogical Evidence for Partial Melting and Melt-Rock Interaction Processes in the Mantle Peridotites of Edessa Ophiolite (North Greece). Minerals 9, 120, 1-24.

Schmid, S. M., Bernoulli, D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M. Ustaszewski K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101, 139–183.

Schmid, S. M., Fügenschuh B., Kounov A., Matenco L., Nievergelt P., Oberhänsli R., Pleuger J., Schefer S., Schuster R., Tomljenović B., Ustaszewski K., Hinsbergen van, D. J.J. (2020): Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Gondwana Research. 78, 308 – 374.

Seyler, M., Toplis, M. J., Lorand, J., Luguet, A., Cannat, M. (2001): Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites. Geology, 29 (2), 155–158.

Singh Krishnakanta, A., Nayak R., Khogenkumar, S., Subramanyam, K. S. V., Thakur, S. S., Singh Bikramaditya, R. K. i Satyanarayanan, M. (2016): Genesis and tectonic implications of cumulate pyroxenites and tectonite peridotites from the Nagaland–Manipur ophiolites, Northeast India: constraints from mineralogical and geochemical characteristics. Geological Journal, 52, 3, 415 – 436.

Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Sobolev, S. V., Nikogosian, I. K. (2005): An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. Nature, 434, 590–597.

Streckeisen, A. (1973): Plutonic Rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the sistematics of igneous rocks. Geotimes 18(10), 26–30.

Stur, D. (1868): Fossile Pflanzenreste aus dem Schieferge birge von Tergove in Croatien. Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 18/1, 131–138, Wien.

Sun, S. S., i McDonough, W. F., (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. U: Saunders, A. D., i Norry, M. J. (eds.) Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, 42, 313–345

Šegvić (2010): Petrologic and geochemical characteristics of the Krivaja-Konjuh ophiolite complex (NE Bosnia and Herzegovina) ─ petrogenesis and regional geodynamic implications. Dissertation, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg, 301.

Šegvić, B., Kukoč D., Dragičević I., Vranjković A., Brčić V., Goričan Š., Babajić E., Hrvatović H. (2014): New record of middle Jurassic radiolarians and evidence of neotethyan dynamics documented in a mélange from the central Dinaridic ophiolite belt (CDOB, NE Bosnia and Herzegovina). Ofioliti, 39(1), 31–41.

Šegvić B., Slovenec D., Schuster R., Babajić E., Badurina L., Lugović B. (2020): Sm-Nd geochronology and petrologic investigation of a sub-ophiolite metamorphic sole from the Dinarides (Krivaja-Konjuh Ophiolite Complex, Bosnia and Herzegovina). Geologia Croatica, 73/2, 119-130.

Šikić, K. (2014a): Osnovna geološka karta Republike Hrvatske, list Bosanski Novi 1:100 000, L 33-105. Hrvatski geološki institut Zagreb.

Šikić, K. (2014b): Osnovna geološka karta Republike Hrvatske 1:100 000. Tumač za list Bosanski Novi 1:100 000, L 33-70. Hrvatski geološki institut Zagreb.

Tabor, B. E., Downes, H. (2019): Textures of mantle peridotite rocks revisited. Lithos, 348–349, 1 – 13.

Tabor, F. A., Tabor, B. E., Downes, H. (2015): Quantitative characterization of textures in mantle spinel peridotite xenoliths. U: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle. Geological Society, London, 195–211.

Tang, M., Mcdonough, W. F., Ash, R. D. (2016): Europium and strontium anomalies in the MORB source mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta. 197, 132 – 141.

Tietze, E. (1871a): Die Umgebung von Klasnić in Kroatien. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1871, 238, Wien.

Tietze, E. (1871b): Die Umgebung von Žirovac in Kroatien. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1871, 221, Wien.

Tietze, E. (1872): Das Gebirgsland südlich Glina in Croatien. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 8, 172 p., Wien.

Tišljar, J. (2004): Sedimentologija klastičnih i silicijskih taložina. Institut za geološka istraživanja, Zagreb, 426.

Trubelja, F., Marchig, V., Burgath, K. P., Vujović, Ž. (1995): Origin of the Jurasic Ophiolites in Bosnia: A Geochemical Approach to Tectonic Setting. Geologia Croatica, 48/1, 49 – 66.

Uno, M., Kirby, S. (2019): Evidence for multiple stages of serpentinization from the mantle through the crust in the Redwood City Serpentinite mélange along the San Andreas Fault in California. Lithos, 336–337, 276–292.

Ustaszewski, K., Kounov A., Schmid, S. M., Schaltegger U., Krenn E., Frank W., Fügenschuh B. (2010): Evolution of the Adria-Europe plate boundary in the northern Dinarides: From continent-continent collision to back-arc extension. Tectonics, 29, 1 – 34.

Uysal, İ., Ersoy, E. Y., Karslı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M. B., Ottley, C. J., Tiepolo, M., Meisel, T. (2012): Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major–trace–REE–PGE), and Re–Os isotope systematics. Lithos 132-133, 50 – 69.

Vernon, R. H., (2004): A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press. Str. 594.

Vrkljan, M. i Garašić V. (2004): Different geochemical signatures developed in basic magmatic rocks of Mt. Kalnik (North Croatia). Rudarsko-geološko-naftni zbornik, 16, 65-73

Webb, S. A. C., Wood, B. J. (1986): Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/AI ratio. Contributions to Mineralogiy and Petrology, 92, 471-480.

Wells, P. R. A. (1977): Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems. Contributions to Mineralogiy and Petrology, 62, 129-139.

White, W. M. (2015): Isotope Geochemistry, Wiley-Blackwell, 496.

Wolfe, W.J. (1966): Petrology, mineralogy and geochemistry of the Blue River ultramafic intrusion, Cass.iar District, British Columbia. Unpubl. Ph.D. thesis, Yale University, New Haven, Conn., 174.

Zane, A., Weiss, Z. A. (1998): Procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. Rendiconti Fisiche Accademia dei Lincei 9**,** 51–56.

9 PRILOZI

Korištene oznake i kratice:

Plava boja – spinelski lercoliti S-pojasa,

Svijetlo zelena boja – spinelski lercoliti J-pojasa,

Tamno zelena boja – duniti J-pojasa,

Crvena boja – pirokseniti J-pojasa.

Mg-broj = Mg * 100/(Mg + Fe),

Cr-broj = Cr * 100/(Cr + Al),

J – jezgra,

R – rub,

* - ne može se odrediti položaj u odnosu na rub ili jezgru,

L – sraslačka lamela,

N – neoblast,

30 – širina elektronskog snopa 30 μm

Prilog 1. Kemijske analize minerala

Prilog 1, Tablica 1. Reprezentativne analize olivina u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa																								
	*	*	*	*	*	*	*	J	J	*	J	R	J	R	*	J	*	J	*	J	R	J	J	R
Uzorak	**ZUB4**	**ZUB4**	**ZUB17**	**ZUB17**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ9**	**LJ9**	**LJ15**	**LJ15**	**DIK2**	**DIK2**	**DIK6**	**DIK6**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN25**	**DAN25**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN47**	**DAN47**	**VJE11**	**VJE11**
Analiza	30 p5	30p23	p85	p103	p25	p49	p155	p156	p129	p130	p24	p38	p48	p51	p86	p135	p18	p60	p20	p90	p26	p28	p132	p133
SiO_2	40,68	41,17	40,90	40,97	40,97	40,76	41,21	41,06	41,09	41,10	40,80	40,78	40,99	40,94	40,91	40,55	40,79	40,79	40,86	41,21	40,36	40,61	40,76	40,83
TiO_2	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
FeO	9,26	9,07	9,61	9,92	9,92	10,00	9,79	9,72	10,00	9,76	9,25	9,35	9,70	9,66	9,01	9,18	9,77	9,89	8,75	8,93	9,96	9,78	10,64	10,60
MnO	0,15	0,14	0,13	0,15	0,15	0,14	0,14	0,12	0,18	0,16	0,14	0,15	0,15	0,13	0,13	0,14	0,15	0,12	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14
NiO	0,39	0,38	0,40	0,39	0,39	0,35	0,43	0,42	0,36	0,40	0,40	0,38	0,36	0,40	0,43	0,41	0,40	0,36	0,44	0,40	0,44	0,39	0,46	0,43
MgO	50,19	50,41	49,55	49,29	50,09	50,16	50,80	50,60	50,83	50,71	50,08	50,29	49,48	49,65	49,93	49,84	49,94	50,10	50,35	51,07	50,25	50,03	48,48	48,30
CaO	0,02	0,03	0,11	0,02	0,07	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,05	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03
Na_2O	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Σ	100,74	101,25	100,78	100,79	101,63	101,46	102,43	101,96	102,48	102,16	100,73	101,03	100,72	100,86	100,47	100,17	101,12	101,32	100,64	101,83	101,23	101,05	100,54	100,36
Si	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	1,00	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,19	0,18	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20	0,20	0,18	0,19	0,20	0,20	0,18	0,18	0,20	0,20	0,22	0,22
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,82	1,82	1,80	1,79	1,81	1,81	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,82	1,80	1,80	1,81	1,82	1,81	1,81	1,82	1,83	1,82	1,81	1,77	1,77
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σkationi	3,01	3,01	3,00	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,02	3,01	3,00	3,00
Σkisik	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg-broj	90,62	90,83	90,19	89,86	90,00	89,94	90,24	90,27	90,06	90,26	90,61	90,56	90,09	90,16	90,81	90,63	90,11	90,03	91,12	91,07	89,99	90,12	89,04	89,04

Prilog 1, Tablica 1. Reprezentativne analize olivina - nastavak

Spinelski lercoliti J-pojasa														Duniti J-pojasa				Pirokseniti J-pojasa						
	R	J	J	*	R	J	R	R	*	R	J	*	R	*	*	R	J	R	J	*	J	R	J	R
Uzorak	**GV15**	**GV15**	**GV16**	**GV16**	**GV16**	**GV17**	**GV17**	**GV30**	**GV30**	**18GV4**	**18GV4**	**18GV8**	**18GV8**	**GV7**	**GV7**	**GV23**	**GV23**	**GV21**	**GV21**	**GV32**	**GV32**	**GV32**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	p54	p55	p131	p137	p169	p30	p66	p17	p18	p89	p106	p112	p113	p26	p27	p32	p34	p158	p159	p97	p111	p112	p54	p71
SiO_2	40,70	40,74	40,87	40,51	40,36	40,31	40,57	39,74	40,21	40,65	40,76	40,74	40,86	41,18	41,02	40,57	40,20	41,18	40,01	39,88	40,66	40,39	40,36	40,49
TiO_2	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al_2O_3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
FeO	10,94	10,72	10,71	10,94	10,74	10,66	10,31	10,99	10,99	10,49	10,50	9,91	9,91	8,90	8,78	8,97	9,08	11,50	11,43	13,82	13,36	13,23	11,72	10,86
MnO	0,15	0,15	0,13	0,15	0,12	0,17	0,17	0,17	0,16	0,16	0,13	0,16	0,14	0,12	0,13	0,13	0,13	0,17	0,16	0,21	0,19	0,21	0,15	0,16
NiO	0,43	0,41	0,40	0,41	0,38	0,40	0,39	0,41	0,39	0,38	0,38	0,38	0,41	0,39	0,41	0,41	0,35	0,35	0,41	0,43	0,40	0,37	0,44	0,45
MgO	48,85	49,09	48,70	48,28	48,33	49,58	49,86	48,20	48,24	48,77	48,82	49,21	48,99	51,06	50,83	50,75	50,30	48,27	48,35	45,98	46,91	47,01	47,86	48,29
CaO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00
Na_2O	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Σ	101,11	101,17	100,96	100,34	100,00	101,15	101,37	99,55	100,02	100,50	100,62	100,47	100,36	101,68	101,24	100,92	100,13	101,54	100,44	100,34	101,55	101,24	100,56	100,29
Si	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	0,98	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,98	0,98	1,00	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,23	0,23	0,21	0,21	0,20	0,20	0,18	0,18	0,18	0,19	0,23	0,24	0,29	0,27	0,27	0,24	0,22
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,78	1,78	1,77	1,77	1,78	1,80	1,81	1,78	1,78	1,78	1,78	1,79	1,79	1,83	1,83	1,84	1,83	1,75	1,78	1,71	1,72	1,73	1,76	1,77
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σkationi	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,02	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	3,01	3,01	3,02	3,02	3,00	3,01	3,01	3,00	3,01	3,01	3,00
Σkisik	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg-broj	88,84	89,09	89,02	88,72	88,92	89,24	89,61	88,66	88,67	89,23	89,23	89,85	89,81	91,09	91,17	90,98	90,80	88,21	88,29	85,57	86,22	86,37	87,92	88,80

Prilog 1, Tablica 2. Reprezentativne analize klinopiroksena u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa																				
	J	R	R	J30	R30	J	R	L	L	R	J	J	R	L	L	R	L	*	*30	*30
Uzorak	**ZUB4**	**ZUB4**	**ZUB17**	**ZUB17**	**ZUB17**	**LJ2**	**LJ2**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ9**	**LJ9**	**LJ15**	**LJ15**	**LJ15**	**DIK2**	**DIK2**	**DIK2**	**DIK2**
Analiza	**p2**	**p4**	**p79**	**p90**	**p92**	**p28**	**p29**	**p8**	**p10**	**p53**	**p64**	**p140**	**p142**	**p8**	**p9**	**p11**	**p11**	**p15**	**p45**	**p47**
SiO_2	51,50	51,52	52,45	51,00	51,83	52,12	53,27	51,34	50,68	52,23	51,84	50,98	51,77	51,81	51,50	51,53	50,98	51,63	52,21	51,18
TiO_2	0,33	0,38	0,54	0,64	0,56	0,64	0,48	0,62	0,50	0,45	0,49	0,36	0,39	0,42	0,41	0,53	0,35	0,35	0,33	0,26
Al_2O_3	6,24	5,14	3,74	5,06	3,83	3,89	2,93	5,32	6,29	3,52	4,85	6,61	5,67	4,58	4,58	4,83	5,14	4,10	3,13	5,11
Cr_2O_3	0,99	0,86	0,96	0,98	1,02	1,07	0,87	1,04	0,95	0,94	0,92	1,11	0,98	1,06	1,08	1,03	1,35	1,54	1,32	1,39
FeO	2,60	2,13	2,38	2,40	2,30	2,82	2,66	2,66	2,72	2,97	2,90	2,85	2,56	2,71	2,66	2,61	2,14	2,36	2,30	3,16
MnO	0,09	0,10	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,09	0,07	0,22	0,12	0,12	0,09	0,11	0,09	0,13	0,08	0,10	0,08	0,09
NiO	0,05	0,03	0,06	0,05	0,04	0,06	0,06	0,03	0,07	0,07	0,03	0,05	0,07	0,06	0,04	0,05	0,06	0,07	0,06	0,03
MgO	16,31	16,30	16,47	16,07	16,52	16,56	17,19	15,86	15,60	16,72	16,48	16,22	15,79	16,16	16,25	15,91	16,02	16,50	16,92	18,07
CaO	22,41	23,86	22,94	22,42	22,96	23,22	23,14	23,05	23,26	22,25	22,30	21,12	22,44	22,95	22,92	23,30	23,18	22,78	22,50	19,58
Na_2O	0,54	0,40	0,45	0,68	0,51	0,40	0,40	0,50	0,46	0,44	0,44	0,74	0,52	0,48	0,48	0,45	0,37	0,35	0,32	0,32
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	101,07	100,74	100,07	99,38	99,65	100,85	101,09	100,52	100,60	99,81	100,37	100,16	100,29	100,33	100,00	100,37	99,70	99,78	99,16	99,20
Si	1,85	1,86	1,91	1,87	1,89	1,89	1,92	1,86	1,84	1,91	1,88	1,85	1,87	1,88	1,88	1,87	1,86	1,89	1,91	1,87
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al^{IV}	0,15	0,14	0,09	0,13	0,11	0,11	0,08	0,14	0,16	0,09	0,12	0,15	0,13	0,12	0,12	0,13	0,14	0,11	0,09	0,13
Al^{VI}	0,12	0,08	0,07	0,09	0,06	0,05	0,04	0,09	0,11	0,06	0,09	0,13	0,12	0,08	0,07	0,08	0,08	0,06	0,05	0,09
Cr	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Fe	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,10
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,87	0,88	0,89	0,88	0,90	0,89	0,92	0,86	0,84	0,91	0,89	0,88	0,85	0,88	0,88	0,86	0,87	0,90	0,92	0,98
Ca	0,86	0,92	0,89	0,88	0,90	0,90	0,89	0,90	0,90	0,87	0,87	0,82	0,87	0,89	0,90	0,91	0,91	0,89	0,88	0,77
Na	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
Σkationi	4,01	4,02	4,00	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02	4,01	4,01	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,00	4,01
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	91,79	93,17	92,50	92,27	92,76	91,28	92,01	91,40	91,09	90,94	91,02	91,03	91,66	91,40	91,59	91,57	93,03	92,57	92,91	91,07
Cr-broj	9,65	10,07	14,65	11,50	15,15	15,55	16,59	11,55	9,20	15,17	11,30	10,16	10,42	13,40	13,65	12,48	15,02	20,13	22,01	15,39
Wo	0,48	0,49	0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,49	0,49	0,47	0,47	0,46	0,48	0,48	0,48	0,49	0,49	0,48	0,47	0,41
En	0,48	0,47	0,48	0,48	0,48	0,48	0,49	0,47	0,46	0,49	0,48	0,49	0,47	0,47	0,47	0,47	0,47	0,48	0,49	0,53
Fs	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05

Prilog 1, Tablica 2. Reprezentativne analize klinopiroksena - nastavak

	L	J30	R	J	R	J30	R30	R	J30	R30	R	R30	J30	R	J	R30	J30	J30	R30
Uzorak	**DIK6**	**DIK6**	**DIK6**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN25**	**DAN25**	**DAN25**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN47**	**DAN47**	**DAN47**	**DAN47**	**VJE11**	**VJE11**
Analiza	**p23**	**p93**	**p94**	**p30**	**p33**	**p25**	**p28**	**p2**	**p11**	**p13**	**p67**	**p30**	**p32**	**p2**	**p16**	**p7**	**p25**	**p137**	**p157**
SiO_2	50,49	51,33	52,03	52,22	52,21	51,81	51,90	51,69	51,73	51,10	52,84	53,01	51,31	51,63	52,06	51,34	51,08	51,57	51,15
TiO_2	0,40	0,27	0,30	0,46	0,47	0,43	0,51	0,34	0,25	0,31	0,36	0,28	0,39	0,32	0,26	0,25	0,25	0,21	0,18
Al_2O_3	6,93	5,65	5,21	3,65	4,19	5,48	5,02	4,84	6,18	5,45	3,38	3,04	5,78	5,14	4,94	4,32	5,61	4,22	4,52
Cr_2O_3	1,38	1,05	0,95	1,49	1,16	1,34	1,35	0,70	0,94	0,78	1,39	1,12	1,33	0,86	0,85	0,72	0,94	1,04	1,09
FeO	2,65	2,78	2,55	2,33	2,55	2,73	2,54	2,48	3,35	2,76	2,22	2,35	2,48	2,52	2,71	2,64	3,13	2,80	2,97
MnO	0,07	0,09	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09	0,12	0,10	0,09	0,12	0,07	0,08	0,08	0,08	0,10	0,11	0,09	0,11
NiO	0,02	0,04	0,05	0,06	0,03	0,05	0,05	0,01	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05
MgO	15,50	16,68	16,37	16,34	16,50	16,46	16,02	16,21	18,53	16,44	16,44	17,27	16,47	16,14	16,60	16,70	17,01	16,51	16,40
CaO	22,35	21,73	22,87	22,68	22,37	21,88	22,97	23,19	19,36	22,71	23,03	22,54	21,93	23,37	22,44	23,24	21,91	22,92	22,85
Na_2O	0,50	0,44	0,40	0,62	0,61	0,66	0,65	0,45	0,45	0,50	0,52	0,51	0,68	0,28	0,35	0,35	0,33	0,15	0,13
K_2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,31	100,08	100,81	99,95	100,18	100,95	101,11	100,03	100,93	100,22	100,36	100,25	100,49	100,40	100,34	99,73	100,41	99,58	99,47
Si	1,83	1,86	1,88	1,90	1,90	1,87	1,87	1,88	1,85	1,86	1,92	1,92	1,86	1,87	1,88	1,88	1,85	1,89	1,88
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al^{IV}	0,17	0,14	0,12	0,10	0,10	0,13	0,13	0,12	0,15	0,14	0,08	0,08	0,14	0,13	0,12	0,12	0,15	0,11	0,12
Al^{VI}	0,13	0,10	0,10	0,06	0,07	0,10	0,08	0,09	0,11	0,09	0,06	0,05	0,10	0,09	0,10	0,07	0,09	0,07	0,07
Cr	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
Fe	0,08	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,84	0,90	0,88	0,89	0,89	0,88	0,86	0,88	0,99	0,89	0,89	0,93	0,89	0,87	0,90	0,91	0,92	0,90	0,90
Ca	0,87	0,84	0,88	0,89	0,87	0,84	0,89	0,90	0,74	0,88	0,89	0,87	0,85	0,91	0,87	0,91	0,85	0,90	0,90
Na	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Σkationi	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02	4,00	4,01	4,02	4,01	4,00	4,02	4,02	4,01	4,01
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	91,25	91,45	91,96	92,59	92,02	91,49	91,83	92,10	90,79	91,39	92,96	92,91	92,21	91,95	91,61	91,85	90,6	91,31	90,78
Cr-broj	11,82	11,09	10,94	21,50	15,62	14,08	15,28	8,89	9,24	8,77	21,57	19,79	13,39	10,04	10,35	10,01	10,1	14,23	13,94
Wo	0,49	0,46	0,48	0,48	0,47	0,47	0,49	0,49	0,41	0,48	0,48	0,47	0,47	0,49	0,47	0,48	0,46	0,48	0,48
En	0,47	0,49	0,48	0,48	0,49	0,49	0,47	0,47	0,54	0,48	0,48	0,50	0,49	0,47	0,48	0,48	0,49	0,48	0,48
Fs	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05

Prilog 1, Tablica 2. Reprezentativne analize klinopiroksena - nastavak

Spinelski lercoliti J-pojasa																
	*	R	J30	R30	N	R	*	J30	R30	R	J30	N	*	*	J30	J
Uzorak	**GV15**	**GV15**	**GV16**	**GV16**	**GV16**	**GV17**	**GV17**	**GV17**	**GV17**	**GV30**	**GV30**	**18GV4**	**18GV4**	**18GV8**	**18GV8**	**18GV8**
Analiza	**p63**	**p64**	**p140**	**p142**	**p159**	**p44**	**p58**	**p1**	**p4**	**p1**	**p38**	**p99**	**p129**	**p97**	**p110**	**p111**
SiO_2	51,60	51,06	51,02	51,07	52,39	51,74	52,28	51,76	51,73	52,38	51,22	53,06	52,54	53,10	52,07	52,77
TiO_2	0,59	0,73	0,45	0,60	0,67	0,56	0,65	0,46	0,58	0,52	0,43	0,59	0,59	0,56	0,61	0,60
Al_2O_3	8,36	8,27	7,90	7,80	6,07	7,26	6,52	8,02	7,74	6,61	7,93	6,14	6,27	6,01	6,43	6,51
Cr_2O_3	0,93	0,93	0,95	0,96	0,73	0,74	0,69	0,77	0,78	0,70	0,87	0,57	0,73	0,59	0,63	0,68
FeO	2,43	2,45	3,46	2,64	2,27	2,70	2,25	3,29	2,71	2,99	3,67	2,33	2,74	2,55	2,49	2,41
MnO	0,09	0,08	0,11	0,08	0,08	0,08	0,10	0,12	0,10	0,10	0,11	0,08	0,08	0,07	0,06	0,09
NiO	0,03	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,06	0,02	0,03	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04
MgO	13,54	13,61	16,81	14,32	14,80	14,53	14,70	16,53	14,91	15,02	17,93	14,63	14,97	14,90	14,55	14,48
CaO	20,35	21,08	17,01	19,96	21,85	20,71	21,23	18,16	20,36	20,45	16,38	20,52	19,97	20,62	20,71	20,68
Na_2O	2,12	1,90	1,67	1,93	1,51	1,73	1,68	1,60	1,78	1,83	1,65	2,07	2,04	1,92	1,86	1,97
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,04	100,16	99,44	99,38	100,43	100,09	100,12	100,78	100,72	100,62	100,23	100,13	100,01	100,38	99,46	100,25
Si	1,86	1,85	1,85	1,86	1,89	1,87	1,89	1,85	1,86	1,88	1,84	1,91	1,90	1,91	1,89	1,90
Ti	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al^{IV}	0,14	0,15	0,15	0,14	0,11	0,13	0,11	0,15	0,14	0,12	0,16	0,17	0,17	0,16	0,17	0,18
Al^{VI}	0,22	0,20	0,18	0,19	0,15	0,18	0,17	0,19	0,19	0,17	0,17	0,09	0,1	0,09	0,11	0,1
Cr	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe	0,07	0,07	0,10	0,08	0,07	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,11	0,07	0,08	0,08	0,08	0,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,73	0,73	0,91	0,78	0,80	0,78	0,79	0,88	0,80	0,81	0,96	0,79	0,81	0,80	0,79	0,78
Ca	0,79	0,82	0,66	0,78	0,84	0,80	0,82	0,70	0,78	0,79	0,63	0,79	0,77	0,79	0,81	0,80
Na	0,15	0,13	0,12	0,14	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12	0,13	0,11	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14
Σkationi	4,00	4,01	4,02	4,01	4,01	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01	4,03	4,00	4,01	4,01	4,01	4,00
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	90,85	90,83	89,65	90,63	92,08	90,56	92,09	89,96	90,75	89,95	89,70	91,80	90,69	91,24	91,24	91,46
Cr-broj	6,94	6,99	7,50	7,63	7,44	6,38	6,59	6,08	6,34	6,63	6,86	5,85	7,24	6,15	6,13	6,57
Wo	0,50	0,50	0,39	0,48	0,49	0,48	0,49	0,42	0,47	0,47	0,37	0,48	0,47	0,48	0,48	0,48
En	0,46	0,45	0,54	0,48	0,47	0,47	0,47	0,53	0,48	0,48	0,56	0,48	0,49	0,48	0,47	0,47
Fs	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04

Prilog 1, Tablica 2. Reprezentativne analize klinopiroksena - nastavak

Duniti J-pojasa					Pirokseniti J-pojasa														
	*	*	R	J30	L	R	J30	R	J	*	J30	*30	N	*	R	R	J30	N	L
Uzorak	**GV7**	**GV7**	**GV23**	**GV23**	**GV21**	**GV21**	**GV21**	**GV22**	**GV22**	**GV22**	**GV22**	**GV22**	**GV32**	**GV32**	**GV32**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	**p22**	**p25**	**p11**	**pxp25**	**p149**	**p205**	**pxp6**	**p82**	**p83**	**p86**	**pxp13**	**pxp21**	**p90**	**p114**	**p130**	**p7**	**p13**	**p58**	**p63**
SiO_2	54,04	54,55	52,03	51,88	51,46	51,30	51,03	51,13	50,90	50,63	49,66	49,66	51,72	51,55	52,21	51,30	50,88	51,98	51,08
TiO_2	0,04	0,02	0,29	0,28	0,72	0,51	0,38	0,43	0,37	0,43	0,39	0,38	0,34	0,46	0,52	0,57	0,47	0,54	0,65
Al_2O_3	1,12	0,88	5,75	6,51	8,15	6,01	7,59	8,88	8,84	9,20	7,99	9,34	6,15	7,48	6,80	7,68	8,49	6,45	7,73
Cr_2O_3	0,23	0,17	1,29	1,54	0,44	0,35	0,39	0,39	0,42	0,40	0,29	0,38	0,24	0,32	0,33	0,37	0,40	0,29	0,38
FeO	1,98	1,80	2,32	2,71	2,73	3,16	3,94	2,93	3,10	3,66	3,72	3,45	3,21	3,54	3,09	3,15	3,14	3,08	2,74
MnO	0,10	0,07	0,10	0,12	0,10	0,11	0,13	0,11	0,14	0,12	0,11	0,13	0,10	0,12	0,11	0,10	0,12	0,09	0,12
NiO	0,01	0,07	0,05	0,03	0,03	0,08	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,08	0,01	0,07	0,02	0,05	0,04	0,05	0,04
MgO	17,77	17,91	15,08	16,57	14,19	15,22	17,87	13,73	13,67	14,22	16,46	14,19	14,61	14,65	14,45	14,76	14,50	14,82	14,50
CaO	24,61	24,58	20,78	19,04	21,61	21,34	17,20	21,76	22,18	20,38	19,48	21,23	22,37	20,57	21,77	21,16	20,33	21,68	21,61
Na_2O	0,15	0,10	1,86	1,72	1,53	1,43	1,25	1,49	1,35	1,40	0,96	1,40	1,13	1,52	1,36	1,22	1,53	1,28	1,04
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,06	100,14	99,55	100,40	100,96	99,50	99,82	100,90	101,00	100,50	99,16	100,25	99,88	100,29	100,66	100,41	99,96	100,33	99,96
Si	1,96	1,98	1,89	1,87	1,85	1,88	1,84	1,84	1,83	1,83	1,82	1,80	1,88	1,86	1,88	1,85	1,84	1,88	1,85
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Al^{IV}	0,04	0,02	0,11	0,13	0,15	0,12	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	0,20	0,12	0,14	0,12	0,15	0,16	0,12	0,15
Al^{VI}	0,01	0,01	0,14	0,14	0,19	0,13	0,16	0,21	0,21	0,22	0,16	0,20	0,15	0,18	0,17	0,18	0,21	0,16	0,18
Cr	0,01	0,00	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,06	0,05	0,07	0,08	0,08	0,10	0,12	0,09	0,09	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,09	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,96	0,97	0,82	0,89	0,76	0,83	0,96	0,74	0,73	0,77	0,90	0,77	0,79	0,79	0,78	0,79	0,78	0,80	0,78
Ca	0,96	0,95	0,81	0,73	0,83	0,84	0,67	0,84	0,86	0,79	0,76	0,83	0,87	0,80	0,84	0,82	0,79	0,84	0,84
Na	0,01	0,01	0,13	0,12	0,11	0,10	0,09	0,10	0,09	0,10	0,07	0,10	0,08	0,11	0,10	0,09	0,11	0,09	0,07
Σkationi	4,01	4,01	4,02	4,02	4,01	4,03	4,02	4,01	4,01	4,01	4,03	4,03	4,01	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01	4,00
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	94,12	94,66	92,06	91,60	90,26	89,57	88,99	89,31	88,71	87,38	88,75	88,00	89,03	88,06	89,29	89,31	89,17	89,56	90,42
Cr-broj	11,91	11,28	13,12	13,70	3,49	3,71	3,30	2,84	3,05	2,84	2,41	2,68	2,55	2,81	3,17	3,13	3,10	2,89	3,23
Wo	0,48	0,48	0,48	0,43	0,50	0,47	0,38	0,50	0,51	0,47	0,43	0,49	0,49	0,47	0,49	0,48	0,47	0,48	0,49
En	0,49	0,49	0,48	0,52	0,45	0,47	0,55	0,44	0,44	0,46	0,51	0,45	0,45	0,47	0,45	0,47	0,47	0,46	0,46
Fs	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05

Prilog 1, Tablica 3. Reprezentativne analize ortopiroksena u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa																			
	*30	J30	R30	J30	R	N	L	R	J	*	*	R	L	R30	J30	L	*30	L	R
Uzorak	**ZUB4**	**ZUB4**	**ZUB4**	**ZUB17**	**ZUB17**	**ZUB17**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ9**	**LJ9**	**LJ15**	**LJ15**	**LJ15**	**LJ15**	**DIK2**	**DIK2**	**DIK6**	**DIK6**
Analiza	**p8**	**p9**	**p20**	**p73**	**p77**	**p84**	**p9**	**p57**	**p66**	**p153**	**p154**	**p1**	**p7**	**p9**	**p11**	**p13**	**p28**	**p24**	**p95**
SiO_2	54,94	54,79	55,45	55,48	56,44	56,98	55,07	56,37	56,80	55,18	55,46	55,31	54,67	55,83	55,54	54,44	54,88	54,27	55,09
TiO_2	0,11	0,11	0,08	0,14	0,13	0,10	0,14	0,17	0,13	0,10	0,10	0,16	0,11	0,19	0,11	0,07	0,11	0,10	0,08
Al_2O_3	4,32	4,75	3,93	2,66	2,24	1,31	4,21	2,27	1,78	4,10	4,00	3,41	3,97	3,23	4,19	4,38	2,91	5,54	4,52
Cr_2O_3	0,58	0,58	0,45	0,67	0,58	0,24	0,68	0,60	0,39	0,46	0,50	0,71	0,69	0,72	0,73	0,93	0,95	0,86	0,61
FeO	5,86	5,81	5,85	6,65	6,59	6,74	6,64	6,70	6,65	6,30	6,39	6,38	6,48	6,40	6,28	6,05	5,78	6,27	6,34
MnO	0,13	0,12	0,15	0,16	0,16	0,20	0,16	0,15	0,17	0,16	0,18	0,16	0,16	0,13	0,14	0,15	0,14	0,12	0,13
NiO	0,08	0,10	0,08	0,05	0,06	0,08	0,11	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,10	0,07	0,08	0,11	0,12	0,08	0,11
MgO	33,21	32,50	33,50	33,59	34,28	34,51	33,60	34,11	34,85	33,60	33,36	33,57	33,34	33,55	32,92	33,44	33,08	32,76	32,96
CaO	1,04	1,88	1,03	0,81	0,44	0,44	0,59	0,70	0,44	1,11	1,18	0,98	0,71	0,84	1,18	0,78	2,00	0,98	0,99
Na_2O	0,03	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,00	0,03	0,02	0,01
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Σ	100,30	100,67	100,55	100,22	100,92	100,60	101,21	101,17	101,32	101,09	101,24	100,78	100,27	100,99	101,21	100,35	100,01	101,01	100,84
Si	1,89	1,89	1,90	1,92	1,94	1,96	1,89	1,93	1,94	1,89	1,90	1,90	1,89	1,91	1,90	1,88	1,91	1,86	1,89
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	0,11	0,11	0,10	0,08	0,06	0,04	0,11	0,07	0,06	0,11	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,12	0,09	0,14	0,11
Al^{VI}	0,07	0,08	0,06	0,03	0,03	0,01	0,06	0,02	0,01	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,07	0,06	0,03	0,09	0,07
Cr	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02
Fe	0,17	0,17	0,17	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,18	0,18	0,19	0,18	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,71	1,67	1,72	1,73	1,75	1,77	1,72	1,74	1,77	1,72	1,70	1,72	1,72	1,72	1,68	1,72	1,71	1,68	1,69
Ca	0,04	0,07	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,07	0,04	0,04
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σkationi	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02	4,01	4,02	4,02	4,01	4,02	4,02	4,01	4,00	4,02	4,02	4,01	4,01
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	90,99	90,89	91,08	90,00	90,27	90,13	90,02	90,07	90,33	90,48	90,30	90,37	90,17	90,33	90,33	90,79	91,07	90,30	90,26
Cr-broj	8,29	7,60	7,13	14,50	14,81	11,02	9,71	15,15	12,93	6,94	7,71	12,20	10,46	13,04	10,44	12,48	17,97	9,45	8,28
Wo	0,02	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
En	0,89	0,88	0,89	0,89	0,90	0,89	0,89	0,89	0,90	0,89	0,88	0,89	0,89	0,89	0,88	0,89	0,88	0,89	0,89
Fs	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10

Prilog 1, Tablica 3. Reprezentativne analize ortopiroksena - nastavak

	J30		J	R	L	R30	J30	R	R30	J30	R	R30	J30	J	R	R30	*30	J30	J30	R30
Uzorak	**DIK6**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN25**	**DAN25**	**DAN25**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN47**	**DAN47**	**DAN47**	**DAN47**	**DAN47**	**VJE11**	**VJE11**	
Analiza	**p99**	**p41**	**p43**	**p54**	**p31**	**p34**	**p21**	**p8**	**p14**	**p71**	**p38**	**p42**	**p23**	**p32**	**p9**	**p13**	**p31**	**p127**	**p154**	
SiO_2	54,06	55,69	56,41	55,07	57,04	55,38	55,28	54,20	54,86	55,76	56,37	54,89	55,31	55,58	54,97	54,04	54,96	53,70	53,77	
TiO_2	0,10	0,13	0,12	0,09	0,08	0,12	0,09	0,10	0,09	0,10	0,16	0,12	0,08	0,05	0,09	0,07	0,10	0,05	0,05	
Al_2O_3	4,96	3,27	1,99	4,44	2,02	4,52	3,69	4,57	4,84	3,10	2,99	4,44	3,96	3,58	3,83	4,77	4,34	4,89	4,88	
Cr_2O_3	0,80	0,59	0,45	0,73	0,58	0,78	0,56	0,47	0,56	0,78	0,67	0,87	0,40	0,49	0,44	0,63	0,60	0,76	0,73	
FeO	6,12	6,08	6,26	6,14	6,09	5,86	6,54	6,32	6,43	5,94	5,77	5,63	6,59	6,41	6,46	6,30	6,38	6,72	6,89	
MnO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,17	0,15	0,16	0,15	0,17	0,17	0,15	0,13	0,16	0,17	0,16	0,16	0,14	0,16	0,16	
NiO	0,12	0,12	0,07	0,11	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,11	0,09	0,07	0,11	0,08	0,10	0,08	0,11	0,10	
MgO	31,88	33,72	34,36	33,57	34,47	32,58	33,84	32,83	33,20	34,34	33,91	32,59	33,41	33,79	33,21	32,38	32,75	31,37	31,71	
CaO	2,01	0,82	0,50	0,48	0,51	1,55	0,57	1,12	0,62	0,46	0,80	1,73	0,84	0,64	1,08	1,49	1,19	1,88	1,36	
Na_2O	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,07	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,05	0,05	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	
K_2O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Σ	100,26	100,61	100,36	100,81	101,06	101,09	100,84	99,91	100,88	100,76	100,93	100,54	100,86	100,83	100,34	99,96	100,56	99,66	99,68	
Si	1,87	1,91	1,94	1,89	1,95	1,90	1,90	1,88	1,88	1,91	1,93	1,89	1,90	1,91	1,90	1,88	1,89	1,88	1,88	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Al^{IV}	0,13	0,09	0,06	0,11	0,05	0,10	0,10	0,12	0,12	0,09	0,07	0,11	0,10	0,09	0,10	0,12	0,11	0,12	0,12	
Al^{VI}	0,08	0,05	0,02	0,07	0,03	0,08	0,05	0,07	0,08	0,04	0,05	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,07	0,08	0,08	
Cr	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	
Fe	0,18	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,19	0,18	0,18	0,17	0,16	0,16	0,19	0,18	0,19	0,18	0,18	0,20	0,20	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	1,65	1,73	1,76	1,72	1,75	1,66	1,73	1,70	1,70	1,76	1,73	1,67	1,71	1,73	1,71	1,68	1,68	1,63	1,65	
Ca	0,07	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,06	0,03	0,02	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Σkationi	4,01	4,01	4,01	4,01	4,00	4,00	4,02	4,02	4,01	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01	4,02	4,02	4,01	4,01	4,01	
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	
Mg-broj	90,28	90,81	90,73	90,69	90,98	90,83	90,22	90,25	90,20	91,15	91,29	91,17	90,04	90,38	90,16	90,16	90,15	89,27	89,14	
Cr-broj	9,80	10,86	13,12	9,97	16,17	10,34	9,21	6,44	7,18	14,41	13,00	11,61	6,33	8,38	7,19	8,08	8,53	9,46	9,17	
Wo	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	
En	0,87	0,89	0,90	0,90	0,90	0,88	0,89	0,88	0,89	0,90	0,90	0,88	0,89	0,89	0,88	0,88	0,88	0,86	0,87	
Fs	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	

Prilog 1, Tablica 3. Reprezentativne analize ortopiroksena - nastavak

Spinelski lercoliti J-pojas																Dunit J-pojasa			
	*30	R	J30	R30	*	N	R	R30	J30	R	J30	*	N	*30	J30	N	N	R	J30
Uzorak	**GV15**	**GV15**	**GV16**	**GV16**	**GV16**	**GV16**	**GV17**	**GV17**	**GV17**	**GV30**	**GV30**	**18GV4**	**18GV4**	**18GV8**	**18GV8**	**GV7**	**GV7**	**GV23**	**SGV23**
Analiza	**p53**	**p66**	**p134**	**p136**	**p157**	**p161**	**p51**	**p6**	**p7**	**p5**	**p31**	**p109**	**p110**	**p118**	**p119**	**p12**	**p13**	**p64**	**p27**
SiO_2	54,24	54,24	53,76	54,42	54,19	55,54	53,87	54,22	53,75	55,10	53,29	54,21	53,93	54,83	54,04	57,54	57,90	55,26	53,84
TiO_2	0,14	0,07	0,13	0,11	0,19	0,12	0,15	0,15	0,23	0,11	0,20	0,13	0,14	0,11	0,23	0,03	0,00	0,10	0,13
Al_2O_3	4,71	5,39	5,06	3,51	5,30	3,66	6,05	6,08	6,92	4,39	6,18	4,85	5,25	4,22	4,94	1,22	0,77	4,28	5,46
Cr_2O_3	0,35	0,48	0,47	0,24	0,49	0,25	0,43	0,40	0,49	0,39	0,52	0,45	0,51	0,38	0,47	0,11	0,03	0,50	0,97
FeO	7,08	7,73	6,88	7,19	7,20	7,14	6,93	6,40	6,35	7,08	6,62	6,72	6,73	6,46	5,74	6,08	6,06	5,93	5,69
MnO	0,16	0,18	0,14	0,16	0,14	0,17	0,14	0,14	0,13	0,15	0,14	0,15	0,13	0,16	0,14	0,15	0,16	0,13	0,16
NiO	0,11	0,10	0,08	0,09	0,06	0,07	0,10	0,08	0,12	0,09	0,10	0,11	0,09	0,11	0,05	0,06	0,06	0,09	0,09
MgO	32,75	32,00	31,79	32,77	32,14	33,07	31,97	32,00	31,06	32,73	31,35	32,74	32,43	33,08	30,11	35,60	35,92	33,43	32,42
CaO	0,63	0,31	1,06	0,42	0,62	0,46	1,26	1,10	1,82	0,38	1,76	0,36	0,46	0,41	3,56	0,28	0,27	0,68	1,56
Na_2O	0,06	0,00	0,08	0,02	0,05	0,02	0,07	0,14	0,20	0,00	0,15	0,04	0,06	0,05	0,37	0,01	0,02	0,08	0,17
K_2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Σ	100,23	100,51	99,45	98,92	100,38	100,51	100,97	100,73	101,09	100,41	100,31	99,76	99,74	99,81	99,66	101,08	101,18	100,50	100,49
Si	1,88	1,88	1,88	1,91	1,87	1,91	1,85	1,86	1,85	1,90	1,85	1,88	1,87	1,90	1,89	1,96	1,97	1,90	1,86
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	0,12	0,12	0,12	0,09	0,13	0,09	0,15	0,14	0,15	0,10	0,15	0,12	0,13	0,10	0,11	0,04	0,03	0,10	0,14
Al^{VI}	0,07	0,10	0,09	0,05	0,09	0,06	0,10	0,11	0,13	0,08	0,10	0,08	0,09	0,07	0,09	0,01	0,00	0,07	0,08
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03
Fe	0,21	0,22	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,18	0,18	0,20	0,19	0,20	0,20	0,19	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,69	1,65	1,66	1,71	1,66	1,70	1,64	1,64	1,59	1,68	1,62	1,69	1,68	1,71	1,57	1,81	1,82	1,71	1,67
Ca	0,02	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,07	0,01	0,07	0,01	0,02	0,02	0,13	0,01	0,01	0,03	0,06
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,01
Σkationi	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01	4,00	4,02	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01	4,02
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	89,18	88,07	89,17	89,04	88,84	89,20	89,16	89,91	89,71	89,18	89,41	89,67	89,57	90,13	90,34	91,26	91,35	90,95	91,04
Cr-broj	4,78	5,60	5,81	4,36	5,89	4,45	4,56	4,23	4,53	5,61	5,33	5,91	6,08	5,63	6,03	5,80	2,23	7,32	10,64
Wo	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,00	0,01	0,03
En	0,88	0,88	0,87	0,88	0,88	0,88	0,87	0,88	0,86	0,89	0,86	0,89	0,89	0,89	0,84	0,91	0,91	0,90	0,88
Fs	0,11	0,12	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09

Prilog 1, Tablica 3. Reprezentativne analize ortopiroksena - nastavak

Pirokseniti J-pojasa												
	L	R	J30	R	J	N	R	*30	R	J30	L	N
Uzorak	**GV21**	**GV21**	**GV21**	**GV22**	**GV22**	**GV32**	**GV32**	**GW2**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	**p148**	**p152**	**p11**	**p91**	**p93**	**p88**	**p116**	**p6**	**p26**	**p29**	**p50**	**p59**
SiO_2	54,09	54,46	52,73	53,07	52,80	54,61	53,95	53,79	54,87	52,74	53,70	54,94
TiO_2	0,12	0,11	0,15	0,05	0,09	0,06	0,10	0,11	0,14	0,18	0,11	0,08
Al_2O_3	6,66	5,70	7,00	6,60	6,85	4,27	5,06	6,60	4,61	7,03	6,23	3,68
Cr_2O_3	0,28	0,24	0,30	0,20	0,20	0,12	0,13	0,34	0,19	0,25	0,24	0,12
FeO	7,59	7,60	7,34	8,50	8,48	9,19	8,95	7,79	7,36	7,28	7,71	7,85
MnO	0,16	0,17	0,17	0,19	0,22	0,21	0,20	0,18	0,20	0,13	0,15	0,18
NiO	0,12	0,08	0,07	0,13	0,09	0,06	0,10	0,12	0,08	0,07	0,11	0,10
MgO	32,00	31,72	30,11	31,01	30,91	30,96	30,84	31,64	33,06	30,52	31,77	32,56
CaO	0,49	0,69	1,82	0,24	0,41	0,43	0,38	0,40	0,22	1,93	0,39	0,47
Na_2O	0,04	0,07	0,14	0,02	0,04	0,02	0,03	0,03	0,01	0,09	0,01	0,01
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Σ	101,54	100,84	99,82	100,02	100,09	99,92	99,74	100,99	100,75	100,23	100,43	99,99
Si	1,85	1,88	1,84	1,85	1,84	1,91	1,89	1,85	1,89	1,84	1,86	1,91
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	0,15	0,12	0,16	0,15	0,16	0,09	0,11	0,15	0,11	0,16	0,14	0,09
Al^{VI}	0,12	0,11	0,13	0,12	0,12	0,09	0,10	0,12	0,08	0,12	0,11	0,06
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe	0,22	0,22	0,21	0,25	0,25	0,27	0,26	0,22	0,21	0,21	0,22	0,23
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,63	1,63	1,57	1,61	1,61	1,61	1,61	1,62	1,70	1,58	1,64	1,69
Ca	0,02	0,03	0,07	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,01	0,02
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Σkationi	4,01	4,00	4,01	4,01	4,01	4,00	4,00	4,01	4,01	4,01	4,01	4,01
Σkisik	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Mg-broj	88,26	88,15	87,97	86,67	86,66	85,73	86,00	87,86	88,90	88,20	88,02	88,09
Cr-broj	2,70	2,74	2,79	1,96	1,91	1,80	1,73	3,29	2,72	2,37	2,50	2,18
Wo	0,01	0,01	0,04	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,04	0,01	0,01
En	0,87	0,87	0,85	0,86	0,86	0,85	0,85	0,87	0,89	0,85	0,87	0,87
Fs	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,14	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12

Prilog 1, Tablica 4. Reprezentativne analize spinela u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa																					
	*	*	R	J	*	*	*	*	J	R	*	J	*	J	R	J	R	*	*	J	J
Uzorak	**ZUB4**	**ZUB4**	**ZUB17**	**ZUB17**	**LJ2**	**LJ2**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ9**	**LJ9**	**LJ15**	**LJ15**	**DIK2**	**DIK2**	**DIK6**	**DIK6**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN20**	**DAN20**	**DAN25**
Analiza	**p11**	**p13**	**p64**	**p68**	**p1**	**p2**	**p12**	**p13**	**p147**	**p148**	**p133**	**p20**	**p1**	**p17**	**p26**	**p28**	**p116**	**p118**	**p126**	**p127**	**p61**
SiO_2	0,03	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,06	0,04	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03
TiO_2	0,06	0,02	0,24	0,20	0,38	0,35	0,57	0,64	0,03	0,03	0,34	0,51	0,38	0,39	0,08	0,09	0,23	0,34	0,28	0,27	0,08
Al_2O_3	54,56	54,79	48,59	52,55	30,74	30,08	30,54	29,23	54,04	54,55	31,41	29,99	26,43	26,84	51,68	50,27	42,53	38,02	37,70	36,64	55,47
Cr_2O_3	13,87	13,81	17,75	13,81	34,88	36,22	35,38	35,65	14,07	13,74	33,98	36,04	41,40	40,51	16,73	17,48	25,78	29,63	29,84	30,68	12,72
FeO	10,84	10,82	13,29	12,42	20,40	19,99	20,11	21,35	12,17	12,20	20,65	19,92	17,00	17,60	11,50	12,22	14,43	15,72	15,10	15,49	11,42
MnO	0,13	0,12	0,14	0,10	0,21	0,23	0,22	0,27	0,12	0,13	0,26	0,26	0,18	0,20	0,12	0,11	0,17	0,19	0,14	0,13	0,10
NiO	0,30	0,29	0,29	0,35	0,17	0,18	0,17	0,15	0,34	0,34	0,14	0,13	0,08	0,11	0,34	0,32	0,22	0,18	0,17	0,22	0,34
MgO	20,34	20,09	18,28	19,43	13,84	13,84	13,41	13,10	20,09	20,21	13,55	13,51	13,93	13,73	19,26	18,97	16,88	16,06	15,84	15,67	20,23
CaO	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Na_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Σ	100,14	100,01	98,66	98,90	100,67	100,97	100,46	100,47	100,91	101,27	100,38	100,39	99,44	99,43	99,78	99,51	100,34	100,17	99,10	99,13	100,39
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Al	1,68	1,69	1,57	1,66	1,08	1,05	1,07	1,04	1,67	1,67	1,10	1,06	0,95	0,96	1,62	1,59	1,39	1,28	1,28	1,25	1,70
Cr	0,29	0,29	0,38	0,29	0,82	0,85	0,83	0,85	0,29	0,28	0,80	0,85	0,99	0,97	0,35	0,37	0,57	0,67	0,68	0,70	0,26
Fe^{3+}	0,03	0,02	0,05	0,05	0,12	0,11	0,10	0,13	0,05	0,05	0,12	0,10	0,06	0,07	0,02	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04
Fe^{2+}	0,21	0,22	0,25	0,22	0,39	0,39	0,40	0,41	0,22	0,22	0,40	0,40	0,37	0,38	0,24	0,24	0,30	0,32	0,32	0,32	0,21
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	0,79	0,78	0,75	0,78	0,61	0,61	0,60	0,59	0,78	0,78	0,60	0,60	0,63	0,62	0,76	0,76	0,70	0,68	0,68	0,68	0,79
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σkationi	3,01	3,01	3,02	3,02	3,04	3,04	3,03	3,04	3,02	3,02	3,04	3,03	3,02	3,02	3,01	3,01	3,01	3,02	3,01	3,02	3,01
Σkisik	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg-broj	76,98	76,80	71,03	73,61	54,74	55,24	54,31	52,24	74,64	74,70	53,91	54,73	59,36	58,17	74,91	73,46	67,59	64,55	65,16	64,33	75,95
Cr-broj	14,57	14,46	19,68	14,99	43,22	44,68	43,73	45,00	14,87	14,45	42,05	44,63	51,24	50,31	17,84	18,91	28,91	34,33	34,68	35,97	13,33

Prilog 1, Tablica 4. Reprezentativne analize spinela - nastavak

								Spinelski lercoliti J-pojasa											
	R	J	R	J	R	R	J	J	R	R	J	J	R	R	J	J	R	R	J
Uzorak	**DAN25**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN47**	**DAN47**	**VJE11**	**VJE11**	**GV15**	**GV15**	**GV16**	**GV16**	**GV17**	**GV17**	**18GV4**	**18GV4**	**18GV8**	**18GV8**	**GV30**	**GV30**
Analiza	**p62**	**p7**	**p8**	**p57**	**p65**	**p160**	**p164**	**p35**	**p41**	**p153**	**p155**	**p9**	**p10**	**p143**	**p144**	**p108**	**p109**	**p42**	**p43**
SiO_2	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
TiO_2	0,06	0,21	0,27	0,07	0,05	0,11	0,08	0,12	0,12	0,09	0,09	0,09	0,06	0,09	0,09	0,08	0,06	0,03	0,01
Al_2O_3	55,91	41,62	36,42	51,24	54,79	36,23	47,24	57,35	57,12	57,10	56,53	59,83	60,27	59,25	59,32	58,14	58,03	59,58	59,65
Cr_2O_3	12,11	26,93	31,95	16,35	12,66	29,88	19,14	9,41	9,18	9,54	10,22	8,04	7,58	7,61	7,39	8,80	8,99	8,93	8,86
FeO	11,52	13,29	14,75	13,17	12,28	16,85	14,03	11,97	12,23	11,71	11,92	11,38	11,49	11,12	11,12	11,16	11,10	12,30	12,26
MnO	0,12	0,19	0,20	0,14	0,10	0,17	0,15	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,12	0,14
NiO	0,37	0,25	0,18	0,34	0,38	0,22	0,31	0,40	0,41	0,42	0,36	0,41	0,40	0,41	0,44	0,41	0,38	0,37	0,42
MgO	20,23	17,44	16,18	18,96	19,82	14,72	17,41	19,71	19,26	19,00	18,72	20,51	20,40	19,94	19,93	19,81	19,62	19,25	18,96
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Na_2O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Σ	100,36	99,95	100,05	100,32	100,15	98,26	98,42	99,09	98,45	98,01	97,97	100,40	100,35	98,56	98,44	98,52	98,33	100,63	100,33
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,72	1,37	1,23	1,61	1,70	1,25	1,54	1,77	1,78	1,78	1,77	1,81	1,82	1,82	1,82	1,80	1,80	1,81	1,81
Cr	0,25	0,59	0,72	0,35	0,26	0,69	0,42	0,20	0,19	0,20	0,21	0,16	0,15	0,16	0,15	0,18	0,19	0,18	0,18
Fe^{3+}	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,21	0,27	0,31	0,25	0,22	0,36	0,28	0,23	0,24	0,25	0,26	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,26	0,26
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,79	0,73	0,69	0,75	0,78	0,64	0,72	0,77	0,76	0,75	0,74	0,78	0,78	0,78	0,78	0,77	0,77	0,74	0,73
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σkationi	3,01	3,01	3,02	3,02	3,02	3,02	3,02	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00
Σkisik	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg-broj	75,79	70,05	66,16	71,96	74,21	60,90	68,87	74,59	73,73	74,31	73,68	76,26	75,99	76,17	76,16	75,99	75,91	73,61	73,38
Cr-broj	12,69	30,27	37,05	17,63	13,42	35,62	21,37	9,92	9,73	10,08	10,82	8,27	7,78	7,93	7,71	9,22	9,41	9,14	9,06

Prilog 1, Tablica 4. Reprezentativne analize spinela - nastavak

Duniti J-pojasa					Piroksenitи J-pojasa									
	R	J	J	R	J	R	J	R	J	R	J	R	R	J
Uzorak	**GV7**	**GV7**	**GV23**	**GV23**	**GV21**	**GV21**	**GV22**	**GV22**	**GV32**	**GV32**	**GW2**	**GW2**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	**p5**	**p6**	**p7**	**p31**	**p156**	**p199**	**p120**	**p121**	**p106**	**p123**	**p2**	**p3**	**p22**	**p24**
SiO_2	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03
TiO_2	0,10	0,05	0,12	0,09	0,09	0,06	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,05
Al_2O_3	32,92	32,56	48,15	48,58	62,79	61,81	63,60	63,99	63,65	63,23	61,63	61,38	62,36	62,10
Cr_2O_3	30,01	31,04	19,92	19,41	4,64	5,67	3,68	3,78	3,36	4,19	5,66	5,68	3,70	3,79
FeO	23,36	23,06	12,74	13,07	12,20	12,22	11,59	11,51	13,28	12,99	11,86	11,75	11,60	11,69
MnO	0,25	0,23	0,09	0,14	0,12	0,11	0,10	0,11	0,12	0,11	0,10	0,11	0,11	0,10
NiO	0,21	0,19	0,31	0,24	0,47	0,43	0,56	0,53	0,54	0,47	0,57	0,52	0,57	0,55
MgO	13,66	13,63	18,52	18,17	20,18	19,59	20,23	20,38	18,75	18,47	20,12	20,09	20,54	20,80
CaO	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Na_2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,54	100,78	99,91	99,73	100,51	99,97	99,81	100,36	99,77	99,53	100,03	99,64	98,94	99,13
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,16	1,14	1,54	1,55	1,88	1,87	1,91	1,91	1,92	1,91	1,86	1,86	1,89	1,88
Cr	0,71	0,73	0,43	0,42	0,09	0,11	0,07	0,08	0,07	0,09	0,11	0,12	0,08	0,08
Fe^{3+}	0,19	0,18	0,04	0,03	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,04	0,05
Fe^{2+}	0,39	0,40	0,25	0,27	0,24	0,25	0,23	0,23	0,28	0,28	0,23	0,23	0,21	0,20
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,61	0,60	0,75	0,73	0,76	0,75	0,77	0,77	0,72	0,71	0,77	0,77	0,79	0,80
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σkationi	3,07	3,06	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,01	3,00	3,00	3,01	3,01	3,02	3,02
Σkisik	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Mg-broj	51,04	51,31	72,16	71,25	74,67	74,08	75,68	75,94	71,57	71,71	75,15	75,30	75,94	76,03
Cr-broj	37,95	39,01	21,72	21,14	4,72	5,80	3,74	3,81	3,42	4,26	5,80	5,84	3,83	3,93

Prilog 1, Tablica 5. Reprezentativne analize amfibola u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa																					
Uzorak	**ZUB17**	**ZUB17**	**ZUB17**	**ZUB17**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ9**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN17**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN28**	**DAN28**	**VJE11**	**VJE11**
Analiza	**p57**	**p87**	**p112**	**p113**	**p42**	**p43**	**p44**	**p143**	**p61**	**p62**	**p65**	**p66**	**p126**	**p127**	**p16**	**p17**	**p40**	**p41**	**p54**	**p145**	**p155**
SiO_2	44,21	44,33	44,16	44,02	58,42	58,35	58,24	43,79	43,19	43,07	44,15	43,69	43,33	43,46	47,04	45,18	44,80	44,36	44,76	58,18	57,08
TiO_2	2,89	2,38	2,15	2,34	0,05	0,07	0,03	1,04	1,27	1,25	2,11	1,98	2,75	2,58	0,48	0,70	0,83	0,86	0,61	0,00	0,04
Al_2O_3	11,90	12,09	12,79	12,56	0,16	0,22	0,27	14,11	14,44	14,41	12,30	11,70	12,85	12,76	10,83	12,65	13,46	13,81	13,49	0,61	1,21
Cr_2O_3	1,73	1,67	1,40	1,74	0,02	0,04	0,02	1,35	2,06	2,04	1,67	1,64	1,92	2,08	1,40	1,69	1,69	1,67	1,65	0,03	0,66
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,59	3,50	3,62	3,63	2,76	2,88	3,50	2,85	3,49	3,37	3,63	3,91	3,54	3,45	2,76	3,00	3,47	3,48	3,03	2,64	3,68
MnO	0,06	0,06	0,06	0,03	0,09	0,08	0,12	0,05	0,05	0,08	0,06	0,07	0,10	0,06	0,06	0,04	0,08	0,07	0,07	0,10	0,10
MgO	18,06	18,20	17,76	17,58	23,29	23,34	22,79	18,22	17,38	17,49	18,03	18,90	17,43	17,37	19,13	18,30	17,99	17,89	18,42	23,14	21,77
CaO	11,89	12,44	12,40	12,40	13,10	12,92	12,98	12,45	12,00	12,14	12,13	11,41	12,16	12,18	12,72	12,47	12,31	12,34	12,31	13,01	13,21
Na_2O	3,15	2,43	2,85	2,85	0,06	0,08	0,10	2,89	3,31	3,29	3,02	2,92	3,33	3,18	2,19	2,65	2,93	3,07	2,87	0,18	0,19
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,20	0,16	0,33	0,30	0,35	0,32	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
H_2O	2,11	2,10	2,10	2,10	2,20	2,20	2,19	2,12	2,10	2,10	2,10	2,08	2,10	2,10	2,11	2,11	2,12	2,12	2,12	2,20	2,18
Σ	99,59	99,21	99,29	99,26	100,14	100,18	100,23	99,65	99,50	99,40	99,53	98,59	99,86	99,53	98,73	98,79	99,67	99,67	99,33	100,10	100,12
Si	6,29	6,32	6,29	6,28	7,98	7,97	7,97	6,21	6,16	6,15	6,30	6,29	6,18	6,21	6,67	6,43	6,34	6,29	6,34	7,95	7,86
Al^{IV}	1,71	1,68	1,71	1,72	0,02	0,03	0,03	1,79	1,84	1,85	1,70	1,71	1,82	1,79	1,33	1,57	1,66	1,71	1,66	0,05	0,14
Σ T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	0,29	0,35	0,44	0,40	0,00	0,00	0,02	0,56	0,58	0,57	0,36	0,28	0,34	0,36	0,48	0,56	0,59	0,60	0,60	0,05	0,05
Ti	0,31	0,26	0,23	0,25	0,00	0,01	0,00	0,11	0,14	0,13	0,23	0,21	0,29	0,28	0,05	0,08	0,09	0,09	0,07	0,00	0,00
Cr	0,19	0,19	0,16	0,20	0,00	0,00	0,00	0,15	0,23	0,23	0,19	0,19	0,22	0,23	0,16	0,19	0,19	0,19	0,18	0,00	0,07
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	3,83	3,87	3,77	3,74	4,74	4,75	4,65	3,85	3,69	3,72	3,83	4,06	3,71	3,70	4,04	3,88	3,80	3,78	3,89	4,71	4,47
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe^{2+}	0,37	0,33	0,39	0,41	0,24	0,23	0,32	0,24	0,35	0,33	0,38	0,26	0,42	0,41	0,26	0,29	0,33	0,34	0,25	0,23	0,39
Σ C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	4,99	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,06	0,08	0,04	0,02	0,08	0,10	0,09	0,10	0,07	0,07	0,05	0,21	0,00	0,00	0,06	0,07	0,08	0,08	0,11	0,07	0,03
Ca	1,81	1,90	1,89	1,90	1,92	1,89	1,90	1,89	1,83	1,86	1,85	1,76	1,86	1,86	1,93	1,90	1,87	1,87	1,87	1,90	1,95
Na	0,13	0,02	0,07	0,08	0,00	0,01	0,01	0,01	0,10	0,08	0,10	0,03	0,14	0,14	0,00	0,03	0,05	0,05	0,02	0,02	0,02
Σ B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,74	0,65	0,72	0,71	0,01	0,02	0,01	0,78	0,82	0,83	0,74	0,79	0,78	0,75	0,60	0,70	0,75	0,79	0,77	0,02	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,06	0,05	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ A	0,74	0,65	0,72	0,71	0,01	0,02	0,02	0,78	0,85	0,86	0,80	0,84	0,84	0,80	0,60	0,70	0,75	0,80	0,77	0,03	0,03
Σ kationi	15,74	15,65	15,72	15,71	15,01	15,02	15,02	15,78	15,85	15,86	15,80	15,84	15,83	15,79	15,60	15,70	15,75	15,80	15,77	15,03	15,03
Σ kisik	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Cr-broj	8,89	8,48	6,82	8,50	9,04	11,30	4,01	6,01	8,73	8,67	8,35	8,60	9,11	9,86	7,98	8,23	7,77	7,50	7,58	3,61	26,68
Mg-broj	89,97	90,26	89,74	89,62	93,77	93,53	92,07	90,12	89,88	90,25	89,85	89,60	89,77	89,97	92,51	91,58	90,24	90,16	91,55	93,98	91,34

Prilog 1, Tablica 5. Reprezentativne analize amfibola – nastavak

Spinelski lercoliti J-pojasa				Duniti J-pojasa								Pirokseniti J-pojasa								
Uzorak	**18GV4**	**18GV8**	**GV15**	**GV7**	**GV7**	**GV7**	**GV7**	**GV7**	**GV7**	**GV7**	**GV7**	**SGV32**	**SGV32**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	**p133**	**p129**	**p65**	**p1**	**p2**	**p3**	**p4**	**p16**	**p17**	**p18**	**p19**	**p83**	**p84**	**p1**	**p2**	**p3**	**p4**	**p8**	**p17**	**p36**
SiO_2	43,32	43,52	43,18	46,56	46,35	46,81	46,74	46,05	46,25	46,77	46,35	43,36	43,12	49,94	49,04	49,74	49,22	43,95	44,79	43,99
TiO_2	2,57	2,14	2,72	0,19	0,20	0,16	0,18	0,17	0,17	0,19	0,18	1,64	1,71	0,24	0,30	0,23	0,27	1,61	0,74	1,98
Al_2O_3	14,54	14,48	14,58	11,40	11,82	11,31	11,47	11,66	11,59	11,14	11,42	15,95	16,41	9,04	9,73	9,26	9,70	14,15	14,27	13,87
Cr_2O_3	0,91	1,02	0,58	1,51	1,52	1,44	1,31	1,38	1,38	1,42	1,33	0,46	0,46	0,27	0,32	0,37	0,36	0,34	0,27	0,44
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	1,70	1,69	1,59	1,68	1,66	2,12	2,01	2,06	0,00	0,00	1,99	2,01	1,99	2,02	0,00	0,50	0,00
FeO	3,68	3,49	3,75	2,29	2,28	2,15	2,27	2,24	1,91	1,81	1,85	4,96	4,90	2,68	2,72	2,69	2,73	4,34	4,01	4,12
MnO	0,08	0,06	0,07	0,07	0,04	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,10	0,06	0,08	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06
MgO	17,24	17,36	17,17	19,05	18,93	19,04	19,05	18,91	19,06	19,18	19,14	16,26	15,94	19,95	19,49	20,14	19,74	17,66	17,79	17,58
CaO	11,03	11,29	11,84	12,62	12,56	12,63	12,65	12,44	12,51	12,64	12,46	11,63	11,97	12,40	12,49	12,25	12,48	12,46	12,54	12,53
Na_2O	3,76	3,45	3,62	1,96	2,04	1,94	1,98	1,99	1,99	1,86	1,94	3,78	3,60	1,40	1,55	1,47	1,49	2,84	2,65	2,73
K_2O	0,45	0,85	0,06	0,38	0,42	0,35	0,34	0,41	0,39	0,36	0,35	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
H_2O	2,11	2,11	2,11	2,13	2,13	2,13	2,13	2,11	2,12	2,13	2,12	2,12	2,12	2,16	2,15	2,16	2,16	2,11	2,12	2,11
Σ	99,68	99,77	99,68	99,87	99,98	99,62	99,87	99,09	99,56	99,56	99,26	100,26	100,29	100,17	99,90	100,39	100,27	99,52	99,74	99,41
Si	6,16	6,18	6,13	6,56	6,52	6,60	6,57	6,53	6,53	6,59	6,55	6,14	6,10	6,94	6,85	6,90	6,85	6,25	6,33	6,25
Al^{IV}	1,84	1,82	1,87	1,44	1,48	1,40	1,43	1,47	1,47	1,41	1,45	1,86	1,90	1,06	1,15	1,10	1,15	1,75	1,67	1,75
Σ T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	0,59	0,61	0,57	0,45	0,48	0,47	0,48	0,48	0,46	0,44	0,46	0,80	0,84	0,42	0,45	0,41	0,44	0,62	0,71	0,58
Ti	0,27	0,23	0,29	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,17	0,18	0,03	0,03	0,02	0,03	0,17	0,08	0,21
Cr	0,10	0,11	0,06	0,17	0,17	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,22	0,21	0,22	0,00	0,00	0,21	0,21	0,21	0,21	0,00	0,05	0,00
Mg	3,65	3,68	3,64	4,00	3,97	4,00	3,99	4,00	4,01	4,03	4,03	3,43	3,36	4,13	4,06	4,17	4,09	3,74	3,75	3,73
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe^{2+}	0,37	0,37	0,43	0,17	0,17	0,17	0,18	0,16	0,12	0,13	0,11	0,54	0,56	0,17	0,20	0,14	0,18	0,43	0,38	0,43
Σ C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,06	0,05	0,02	0,10	0,09	0,08	0,09	0,11	0,10	0,08	0,11	0,05	0,02	0,14	0,11	0,17	0,14	0,09	0,10	0,06
Ca	1,68	1,72	1,80	1,90	1,89	1,91	1,91	1,89	1,89	1,91	1,89	1,76	1,81	1,85	1,87	1,82	1,86	1,90	1,90	1,91
Na	0,26	0,23	0,18	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,18	0,17	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
Σ B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,78	0,72	0,82	0,54	0,54	0,52	0,53	0,54	0,54	0,50	0,53	0,85	0,82	0,36	0,40	0,39	0,40	0,77	0,72	0,72
K	0,08	0,15	0,01	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ A	0,86	0,87	0,83	0,60	0,62	0,58	0,59	0,62	0,61	0,56	0,59	0,85	0,82	0,37	0,41	0,39	0,41	0,77	0,72	0,72
Σkationi	15,86	15,87	15,83	15,60	15,62	15,58	15,59	15,62	15,61	15,56	15,59	15,85	15,82	15,37	15,41	15,39	15,41	15,77	15,72	15,72
Σ kisik	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Cr-broj	4,01	4,51	2,58	8,16	7,94	7,88	7,13	7,35	7,39	7,86	7,27	1,91	1,85	1,96	2,19	2,62	2,42	1,58	1,26	2,08
Mg-broj	89,31	89,87	89,09	89,89	89,88	90,46	89,98	90,04	89,92	90,45	90,22	85,39	85,29	88,83	88,47	88,91	88,55	87,88	87,67	88,38

Prilog 1, Tablica 6. Reprezentativne analize serpentina u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa

Uzorak	LJ2	LJ2	LJ2	LJ2	LJ3	LJ3	LJ3	LJ3	LJ9	LJ9	LJ9	LJ9	Dan17	Dan17	Dan17	Dan17	Dan17	Dan17	Dan28	Dik2
Analiza	p10	p11	p20	p21	p79	p87	p22	p27	p136	p137	p138	p144	p24	p26	p140	p141	p146	p147	p4	p4
SiO_2	43,10	43,13	39,52	39,57	37,47	40,57	43,89	44,84	41,35	41,73	42,14	42,21	39,69	38,98	44,68	44,28	35,90	35,67	43,04	35,55
TiO_2	0,12	0,11	0,03	0,00	0,09	0,10	0,01	0,01	0,07	0,09	0,11	0,00	0,02	0,01	0,14	0,08	0,00	0,08	0,13	0,02
Al_2O_3	1,42	1,45	2,46	2,89	7,44	4,35	1,02	1,19	4,63	4,49	4,45	0,87	0,74	0,99	2,73	2,48	11,84	10,38	2,50	4,32
Cr_2O_3	0,57	0,55	0,00	0,03	0,18	0,26	0,01	0,04	0,79	0,69	0,64	0,00	0,00	0,01	0,66	0,52	0,00	1,01	0,46	0,03
Fe_2O_3	0,00	0,00	3,04	2,13	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,92	1,91	2,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,74
FeO	8,30	8,08	7,03	7,20	9,33	8,04	6,97	7,72	8,30	8,17	8,01	5,08	10,54	8,79	6,83	6,24	3,66	6,47	6,70	3,41
MnO	0,15	0,16	0,13	0,13	0,14	0,14	0,17	0,10	0,18	0,16	0,19	0,12	0,18	0,15	0,19	0,17	0,16	0,14	0,15	0,09
NiO	0,44	0,55	0,10	0,19	0,09	0,29	0,24	0,43	0,14	0,05	0,06	0,06	0,41	0,41	0,10	0,06	0,02	0,09	0,13	0,15
MgO	34,42	33,87	36,52	36,35	33,02	33,52	34,33	34,47	31,86	32,22	31,61	39,79	34,08	34,46	30,73	32,49	34,29	32,13	34,22	35,43
CaO	0,13	0,14	0,09	0,10	0,07	0,13	0,32	0,17	0,45	0,91	1,25	0,06	0,08	0,08	0,21	0,12	0,24	0,21	0,09	0,03
Na_2O	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
K_2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,05	0,01
H_2O	12,72	12,65	12,63	12,62	12,48	12,55	12,63	12,88	12,60	12,71	12,72	12,92	12,25	12,19	12,61	12,65	12,62	12,40	12,70	12,19
Σ	101,38	100,73	101,55	101,22	100,32	99,96	99,73	101,93	100,37	101,26	101,21	102,04	99,89	98,99	98,89	99,11	98,74	98,58	100,18	97,96
Si	2,03	2,04	1,88	1,88	1,80	1,94	2,08	2,09	1,97	1,97	1,99	1,96	1,94	1,92	2,12	2,10	1,71	1,73	2,03	1,75
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,08	0,08	0,14	0,16	0,42	0,24	0,06	0,07	0,26	0,25	0,25	0,05	0,04	0,06	0,15	0,14	0,66	0,59	0,14	0,25
Cr	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,04	0,02	0,00
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,11	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25
Fe^{2+}	0,33	0,32	0,28	0,29	0,37	0,32	0,28	0,30	0,33	0,32	0,32	0,20	0,43	0,36	0,27	0,25	0,15	0,26	0,26	0,14
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ni	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	2,42	2,39	2,58	2,58	2,36	2,39	2,43	2,39	2,26	2,27	2,22	2,75	2,49	2,53	2,18	2,30	2,43	2,32	2,41	2,60
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ kationi	4,91	4,90	5,00	5,00	4,98	4,93	4,89	4,88	4,89	4,89	4,88	5,00	5,00	5,00	4,78	4,82	4,96	4,96	4,89	5,00
Σ kisik	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00	9,00
Cr-broj	88,08	88,20	86,96	87,67	86,32	88,14	89,78	88,84	87,25	87,55	87,55	92,31	83,22	84,34	88,91	90,27	94,35	89,85	90,10	86,96
Mg-broj	21,23	20,35	0,00	0,78	1,55	3,83	0,66	1,99	10,21	9,31	8,85	0,00	0,00	0,61	13,99	12,41	0,00	6,14	11,01	0,53

Prilog 1, Tablica 7. Reprezentativne analize granata u mas. %

Spinelski lercolit S-pojasa								Pirokseniti J-pojasa	
Uzorak	**DIK2**	**DIK21**	**ZUB17**	**ZUB17**	**ZUB17**	**DAN28**	**DAN28**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	**p21**	**p22**	**p63**	**p70**	**p71**	**p65**	**p66**	**p31**	**p32**
SiO_2	35,61	35,09	32,78	37,32	41,49	39,15	39,50	27,61	28,13
TiO_2	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,02
Al_2O_3	22,14	21,75	21,08	22,09	23,27	21,53	21,37	23,17	23,08
Cr_2O_3	0,05	0,05	0,05	0,14	0,06	0,01	0,01	0,04	0,05
FeO	1,30	1,15	0,96	0,34	1,06	1,64	1,90	0,52	0,37
MnO	0,07	0,14	0,15	0,15	0,16	0,22	0,21	0,04	0,01
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,46	1,19	0,39	0,11	0,86	0,02	0,02	0,22	0,05
CaO	35,91	34,30	37,07	36,98	26,51	37,48	37,22	39,12	39,32
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
Σ	95,61	93,68	92,50	97,14	93,47	100,09	100,24	90,89	91,15
Si	2,83	2,84	2,73	2,91	3,21	2,97	2,99	2,38	2,42
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	2,08	2,07	2,07	2,03	2,12	1,93	1,91	2,36	2,34
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,09	0,08	0,07	0,02	0,07	0,10	0,12	0,04	0,03
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,05	0,14	0,05	0,01	0,10	0,00	0,00	0,03	0,01
Ca	3,06	2,97	3,31	3,09	2,20	3,05	3,02	3,62	3,62
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ kationi	8,12	8,12	8,23	8,07	7,72	8,07	8,06	8,43	8,41
Σ kisik	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Mg-broj	38,83	64,89	42,15	37,33	59,13	2,23	1,75	42,99	19,90

Prilog 1, Tablica 8. Reprezentativne analize klorita u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa																		
Uzorak	**LJ2**	**LJ2**	**LJ2**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ3**	**LJ9**	**LJ9**	**LJ9**	**LJ15**	**LJ15**	**Dik2**	**Dan17**	**Dan17**	**Dan20**	**Dan20**	**Dan28**	**Dan28**
Analiza	**p8**	**p9**	**p15**	**p95**	**p111**	**p15**	**p136**	**p137**	**p138**	**p134**	**p135**	**p18**	**p120**	**p123**	**p128**	**p129**	**p27**	**p57**
SiO_2	31,18	32,14	33,43	30,35	35,41	37,04	41,35	41,73	42,14	33,70	35,02	40,07	36,58	33,61	36,09	41,72	32,03	36,36
TiO_2	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,07	0,09	0,11	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
Al_2O_3	18,96	16,95	15,24	20,17	10,93	8,71	4,63	4,49	4,45	14,42	12,02	3,29	10,07	14,63	14,13	7,49	17,57	8,62
Cr_2O_3	0,00	0,09	0,03	0,02	0,10	0,46	0,79	0,69	0,64	0,01	0,01	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,02	0,02
Fe_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	1,11	1,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	5,85	5,68	6,26	6,16	6,25	5,78	8,30	8,17	8,01	4,87	5,08	4,34	4,92	4,84	3,19	2,65	1,92	8,76
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,19	0,18	0,18	0,16	0,19	0,04	0,04	0,14	0,21	0,32	0,13	0,07	0,09	0,16
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	31,29	32,15	32,50	30,52	34,17	35,25	31,86	32,22	31,61	33,83	34,60	38,48	35,03	32,99	31,54	33,78	31,82	32,05
CaO	0,02	0,03	0,07	0,06	0,07	0,07	0,45	0,91	1,25	0,05	0,08	0,04	0,03	0,09	0,38	0,25	0,12	0,23
Na_2O	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,07	0,03	0,02	0,00
K_2O	0,05	0,08	0,07	0,15	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,14	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00
H_2O	12,64	12,61	12,65	12,61	12,57	12,65	12,59	12,71	12,72	12,75	12,72	12,62	12,65	12,57	12,64	12,83	12,37	12,29
Σ	100,04	99,80	100,31	100,10	99,78	100,15	100,22	101,21	101,15	100,95	100,66	99,17	99,58	99,15	98,27	98,94	96,00	98,48
Si	5,92	6,11	6,34	5,77	6,76	7,02	7,88	7,88	7,95	6,34	6,61	7,62	6,94	6,41	6,85	7,80	6,21	7,10
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al^{IV}	2,08	1,89	1,66	2,23	1,24	0,98	0,12	0,12	0,05	1,66	1,39	0,38	1,06	1,59	1,15	0,20	1,79	0,90
Al^{VI}	2,16	1,91	1,74	2,29	1,21	0,97	0,92	0,87	0,94	1,53	1,28	0,35	1,19	1,70	2,01	1,45	2,22	1,08
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,07	0,12	0,10	0,10	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,93	0,90	0,99	0,98	1,00	0,92	1,32	1,29	1,26	0,77	0,80	0,69	0,78	0,77	0,51	0,41	0,31	1,43
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,05	0,02	0,01	0,02	0,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	8,85	9,12	9,18	8,65	9,72	9,97	9,05	9,06	8,89	9,49	9,73	10,90	9,91	9,38	8,92	9,42	9,20	9,33
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,09	0,18	0,25	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,08	0,05	0,02	0,05
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00
K	0,01	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
OH	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Σ kationi	19,97	19,99	19,97	19,99	20,01	19,97	19,54	19,57	19,50	20,00	20,00	20,00	19,93	19,94	19,58	19,37	19,79	19,91
Vakancije	0,03	0,01	0,03	0,01		0,03	0,46	0,43	0,50	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,42	0,63	0,21	0,09
Mg-broj	90,51	90,98	90,25	89,83	90,61	91,58	87,25	87,55	87,55	91,13	91,16	93,93	92,70	92,40	94,63	95,78	96,73	86,71

Prilog 2. Reprezentativne analize elemenata u tragovima u klinopiroksenu i ortopiroksenu.

Tablica 1. Analize elemenata rijetkih zemalja u klinopiroksenu u ppm

Spinelski lercoliti S-pojasa								Spineslki lercoliti J-pojasa				Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa				
Uzorak	**ZUB17**	**ZUB17**	**DIK2**	**DAN47**	**DAN47**	**VJE11**	**VJE11**	**GV15**	**GV15**	**18GV4**	**18GV8**	**GV23**	**GV23**	**18GV14**	**18GV14**	**GV22**	**GV21**	**GV21**
Analiza	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx2-1**	**cpx3-2**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**
La	0,009	0,007	<0.0025	0,006	<0.0038	<0.0024	0,042	0,428	1,440	1,809	0,991	0,956	0,947	0,025	0,047	0,049	0,042	0,039
Ce	0,448	0,354	0,049	0,014	0,014	0,014	0,082	1,911	3,160	4,860	3,960	3,440	3,580	0,432	0,499	0,766	0,635	0,643
Pr	0,287	0,214	0,057	0,024	0,014	0,009	0,015	0,516	0,573	0,794	0,765	0,645	0,649	0,193	0,230	0,266	0,270	0,275
Nd	3,150	2,295	1,027	0,384	0,344	0,162	0,190	3,900	3,880	4,200	4,630	3,950	4,180	1,868	2,130	1,882	2,530	2,400
Sm	2,380	1,604	1,089	0,510	0,511	0,297	0,326	1,963	1,691	1,660	1,771	1,569	1,720	1,342	1,536	0,995	1,549	1,307
Eu	0,709	0,553	0,354	0,283	0,243	0,139	0,128	0,820	0,729	0,688	0,741	0,554	0,669	0,634	0,669	0,421	0,632	0,580
Gd	4,560	2,880	2,320	1,314	1,259	0,799	0,920	3,100	2,770	2,440	2,590	2,167	2,300	2,540	2,940	1,554	2,540	2,300
Tb	0,869	0,569	0,443	0,280	0,281	0,177	0,208	0,582	0,507	0,447	0,476	0,407	0,460	0,514	0,575	0,277	0,477	0,436
Dy	6,610	4,490	3,390	2,170	2,270	1,510	1,802	4,440	3,760	3,400	3,520	2,940	3,190	3,880	4,500	2,160	3,630	3,390
Ho	1,424	0,945	0,707	0,482	0,549	0,349	0,419	1,003	0,812	0,717	0,745	0,652	0,707	0,840	0,978	0,508	0,795	0,747
Er	3,950	2,710	2,015	1,522	1,423	1,054	1,251	2,880	2,295	2,230	2,080	1,870	2,060	2,440	2,830	1,481	2,470	2,240
Tm	0,546	0,381	0,268	0,218	0,195	0,165	0,169	0,435	0,342	0,328	0,308	0,256	0,279	0,361	0,393	0,225	0,369	0,339
Yb	3,300	2,430	1,656	1,340	1,458	1,050	1,134	2,920	2,310	2,290	2,070	1,727	1,960	2,370	2,680	1,597	2,310	2,370
Lu	0,456	0,331	0,229	0,182	0,200	0,155	0,156	0,397	0,322	0,310	0,302	0,276	0,288	0,340	0,373	0,243	0,324	0,339
Σ	28,698	19,762	13,604	8,729	8,760	5,880	6,841	25,295	24,591	26,173	24,949	21,409	22,989	17,780	20,380	12,424	18,573	17,405
Eu/Eu*	0,658	0,787	0,681	1,057	0,926	0,870	0,716	1,016	1,030	1,045	1,058	0,919	1,028	1,050	0,962	1,035	0,974	1,023
La/Sm	0,004	0,004		0,013			0,129	0,218	0,852	1,090	0,560	0,609	0,551	0,019	0,030	0,050	0,027	0,030
Sm/Dy	0,360	0,357	0,321	0,235	0,225	0,197	0,181	0,442	0,450	0,488	0,503	0,534	0,539	0,346	0,341	0,461	0,427	0,386
Dy/Lu	14,496	13,565	14,803	11,923	11,350	9,736	11,566	11,184	11,677	10,968	11,656	10,652	11,076	11,412	12,064	8,889	11,204	10,000
$(Sm/Lu)_N$	0,866	0,804	0,789	0,465	0,424	0,318	0,347	0,821	0,872	0,889	0,974	0,944	0,991	0,655	0,684	0,680	0,794	0,640
$(La/Ce_)_N$	0,052	0,048		1,156			1,331	0,578	1,177	0,961	0,646	0,718	0,683	0,150	0,241	0,167	0,169	0,156

Prilog 2, Tablica 2. Analize ostalih elemenata u tragovima u klinopiroksenu u ppm

	Spinelski lercoliti S-pojasa							Spinelski lercoliti J-pojasa				Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa				
Uzorak	**ZUB17**	**ZUB17**	**DIK2**	**DAN47**	**DAN47**	**VJE11**	**VJE11**	**GV15**	**GV15**	**18GV4**	**18GV8**	**GV23**	**GV23**	**18GV14**	**18GV14**	**GV22**	**GV21**	**GV21**
Analiza	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx2-1**	**cpx3-2**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**	**cpx1-1**	**cpx1-1**	**cpx2-1**
Li^6	7,31	7,48	3,78	2,68	2,95	2,14	2,34	1,96	2,04	1,47	2,20	5,56	3,19	11,09	5,93	4,69	4,45	2,69
Li^7	7,12	7,21	3,70	2,80	2,58	2,22	2,25	1,95	2,17	1,60	2,27	5,98	2,77	10,33	5,95	5,27	4,11	3,21
Be^9	<0.100	<0.041	<0.049	<0.070	<0.054	<0.053	<0.044	<0.098	<0.050	0,19	0,11	0,27	<0.236	<0.058	<0.049	<0.051	<0.060	<0.182
B^{11}	14,35	12,17	0,50	7,96	8,74	0,50	1,79	8,78	0,81	2,02	0,72	<0.44	<0.95	<0.127	0,23	0,27	<0.23	<0.67
P	11,42	6,98	7,00	24,19	15,77	3,23	2,36	37,06	32,91	54,35	45,53	22,43	29,72	27,55	23,80	21,55	28,50	33,17
Sc	100,22	79,72	69,02	60,16	64,47	57,10	78,81	85,71	57,58	77,06	74,16	68,70	74,58	60,95	77,51	66,31	76,56	69,93
Ti	5544,75	3323,17	2328,74	2028,04	2112,34	875,83	1178,55	5770,12	3847,07	4300,15	4328,61	2550,96	2839,78	3432,33	4575,09	2558,56	4716,37	3967,63
V	425,07	337,69	284,74	282,33	268,92	298,12	369,32	344,69	264,52	297,32	297,19	287,04	310,20	269,48	304,43	238,64	305,41	307,14
Cr	8561,83	6938,04	10679,12	7737,11	7025,06	7797,11	8001,30	6294,84	6595,77	5069,47	4764,31	12164,87	13169,58	2964,41	2574,78	2476,58	3178,11	3416,64
Mn	831,95	713,39	745,35	858,37	786,53	971,49	764,57	930,89	774,46	860,55	681,40	805,35	765,57	901,68	827,03	967,99	833,38	892,08
Co	27,08	24,06	29,06	30,58	28,19	37,31	27,40	35,93	21,52	33,81	19,15	24,41	25,27	27,73	20,31	24,63	20,85	22,48
Ni	440,12	361,75	453,55	503,20	406,39	558,97	423,20	599,67	336,58	519,72	335,24	396,84	406,52	486,85	399,24	372,81	347,53	365,82
Cu	0,79	0,12	<0.070	32,51	0,14	0,23	<0.047	25,39	0,30	0,32	<0.101	<0.153	<0.33	0,14	3,51	<0.082	0,29	<0.28
Zn	13,78	12,36	13,47	16,74	14,34	19,34	12,59	12,63	7,18	8,67	5,31	10,29	12,13	7,37	3,41	6,33	5,58	4,47
Ga	5,77	3,94	3,91	4,64	3,71	5,05	3,58	5,13	5,35	3,73	3,66	4,51	4,61	5,47	4,30	5,98	4,45	4,41
Ge	1,85	1,71	1,40	1,41	1,44	1,79	1,75	1,93	1,68	1,49	1,65	1,86	1,55	1,50	1,57	2,00	1,89	2,32
Rb	<0.045	<0.0175	0,68	<0.036	<0.032	0,03	0,05	<0.054	0,04	<0.051	0,04	<0.054	<0.113	<0.027	0,16	0,07	<0.032	<0.084
Sr	0,57	0,66	0,05	0,52	0,44	0,54	0,31	30,04	46,27	74,19	73,35	70,03	71,84	9,50	10,71	80,94	12,69	14,03
Y	34,88	23,91	18,09	13,22	13,19	8,76	10,30	25,43	20,77	19,25	19,31	16,85	17,82	21,94	24,67	12,81	20,88	20,29
Zr	16,49	9,56	4,21	1,13	1,28	0,27	0,41	27,16	18,38	34,44	30,52	19,99	21,89	11,50	13,82	8,24	13,50	12,35
Nb	0,02	0,01	0,02	<0.0043	0,01	0,01	0,03	0,05	0,31	0,20	0,07	0,10	0,09	0,01	0,00	0,01	0,01	<0.0067
Mo	<0.037	0,04	<0.0180	<0.041	<0.033	0,03	0,03	<0.049	<0.0228	<0.045	<0.032	0,05	<0.104	0,03	<0.024	<0.029	<0.032	<0.087
Ag	<0.083	<0.032	<0.039	<0.036	<0.031	<0.038	<0.032	<0.095	<0.041	<0.096	<0.031	<0.046	<0.106	<0.045	<0.043	<0.026	<0.029	<0.084
Cd	0,26	0,19	0,11	0,14	0,08	0,14	0,14	0,23	0,09	<0.112	0,19	0,17	<0.166	0,15	0,18	0,06	0,15	0,24
In	0,08	0,06	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,09	0,06	0,08	0,07	0,05	0,04	0,05	0,08	0,05	0,08	0,08
Sn	0,27	0,13	0,05	0,04	<0.026	<0.0101	0,03	0,76	0,26	0,39	0,35	0,20	<0.233	0,17	0,28	2,81	0,22	0,20
Ba	0,10	0,03	0,03	0,63	0,05	0,26	0,22	0,09	0,08	<0.052	<0.033	<0.042	<0.102	0,02	0,41	7,42	0,14	0,22
Hf	1,19	0,60	0,50	0,17	0,22	0,07	0,13	1,13	0,82	1,18	0,94	0,59	0,64	0,66	0,85	0,41	0,84	0,70
Ta	<0.0071	0,00	<0.0032	0,01	<0.0041	<0.0036	<0.0030	<0.0076	0,00	<0.0083	0,02	0,01	<0.0134	<0.0041	<0.0042	0,00	<0.0031	<0.0119
Pb	3,28	0,04	0,03	0,03	0,01	0,05	0,08	0,30	0,29	0,52	0,21	0,07	0,16	0,04	0,25	0,08	0,03	0,05
Bi	0,01	0,00	<0.00091	<0.0040	<0.00154	<0.00219	<0.00122	0,03	<0.00093	0,00	0,00	0,01	<0.0075	<0.0042	0,01	0,00	<0.0026	<0.0037
Th	<0.0029	<0.00108	<0.00051	0,00	<0.00057	0,00	0,01	0,01	0,15	0,12	0,01	0,00	0,01	<0.00122	<0.00104	0,00	<0.00068	<0.00
U	<0.00124	<0.00031	<0.00041	<0.00131	<0.00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Prilog 2, Tablica 3. Analize elemenata rijetkih zemalja u ortopiroksenu u ppm

Spinelski lerocliti S-pojasa								Spinelski lercoliti J-pojasa				Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa					
Uzorak	**ZUB17**	**ZUB17**	**DIK2**	**VJE11**	**VJE11**	**DAN47**	**DAN47**	**GV15**	**GV15**	**18GV4**	**18GV4**	**GV23**	**GV23**	**GV21**	**GV21**	**GV22**	**GV22**	**18GV14**	**18GV14**
Analiza	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**
La	<0.00238	<0.00173	<0.0025	<0.00192	<0.0049	<0.0044	0,004	0,003	0,008	0,038	<0.0068	<0.0050	0,033	<0.0028	0,023	<0.0028	<0.0028	0,013	<0.0028
Ce	0,026	0,004	<0.0042	<0.0041	<0.0113	<0.0053	<0.0048	0,007	<0.0107	0,057	0,019	<0.0057	0,089	<0.0029	0,072	<0.0038	0,009	0,019	0,016
Pr	0,018	0,001	0,002	<0.00150	<0.0055	0,006	<0.0027	0,004	<0.0053	0,011	<0.0047	<0.0036	0,021	<0.0021	0,005	<0.0020	0,005	0,009	<0.0025
Nd	0,174	0,011	0,011	0,007	0,026	<0.0061	0,015	0,031	0,023	0,072	0,016	0,019	0,149	<0.0041	0,079	0,028	0,038	0,079	0,047
Sm	0,156	0,010	0,029	0,016	0,018	<0.0054	0,021	0,040	<0.0154	0,046	<0.0176	0,014	0,098	<0.0036	0,046	0,032	0,057	0,077	0,034
Eu	0,051	0,003	0,011	0,005	0,016	0,006	0,012	0,015	0,017	0,016	0,010	<0.0042	0,031	0,008	<0.0052	0,009	0,011	0,030	0,016
Gd	0,331	0,023	0,082	0,046	0,048	0,029	0,050	0,064	<0.036	0,055	0,037	<0.025	0,162	<0.018	0,087	0,024	0,049	0,127	0,053
Tb	0,085	0,007	0,023	0,011	0,022	0,015	0,021	0,020	0,012	0,016	0,008	<0.0025	0,017	0,005	0,010	0,011	0,012	0,034	0,012
Dy	0,705	0,100	0,258	0,155	0,234	0,115	0,173	0,175	0,126	0,185	0,107	0,056	0,267	0,076	0,096	0,093	0,102	0,334	0,158
Ho	0,181	0,033	0,072	0,044	0,068	0,041	0,064	0,050	0,043	0,050	0,031	0,012	0,053	0,036	0,027	0,036	0,037	0,089	0,037
Er	0,633	0,142	0,282	0,185	0,238	0,165	0,196	0,188	0,191	0,181	0,141	0,080	0,233	0,104	0,133	0,153	0,191	0,314	0,175
Tm	0,104	0,029	0,051	0,033	0,045	0,039	0,042	0,039	0,037	0,043	0,030	0,020	0,045	0,030	0,025	0,029	0,037	0,058	0,031
Yb	0,849	0,306	0,429	0,295	0,441	0,293	0,353	0,341	0,309	0,371	0,316	0,165	0,247	0,287	0,318	0,252	0,325	0,497	0,319
Lu	0,146	0,060	0,069	0,056	0,075	0,051	0,060	0,059	0,058	0,065	0,051	0,031	0,060	0,054	0,040	0,064	0,064	0,085	0,054
Σ	3,459	0,729	1,318	0,853	1,230	0,759	1,011	1,036	0,824	1,206	0,767	0,396	1,505	0,600	0,960	0,731	0,939	1,764	0,953
Eu/Eu*	0,692	0,585	0,675	0,571	1,608		1,178	0,890		0,985			0,755			1,007	0,648	0,926	1,155
La/Sm							0,198	0,075		0,830			0,336		0,491			0,166	
Sm/Dy	0,221	0,103	0,110	0,100	0,077		0,120	0,230		0,249		0,250	0,367		0,479	0,342	0,559	0,231	0,215
Dy/Lu	4,829	1,678	3,761	2,778	3,116	2,242	2,908	2,951	2,180	2,855	2,098	1,782	4,450	1,400	2,394	1,446	1,591	3,929	2,921

Prilog 2, Tablica 4. Analize ostalih elemenata u tragovima u ortopiroksenu u ppm

	Spinelski lercoliti S-pojasa							Spinelski lecoliti J-pojasa				Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa				
Uzorak	**ZUB17**	**ZUB17**	**DIK2**	**VJE11**	**VJE11**	**DAN47**	**DAN47**	**GV15**	**GV15**	**18GV4**	**18GV4**	**GV23**	**GV23**	**GV21**	**GV21**	**GV22**	**GV22**	**18GV14**
Analiza	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**	**opx2-1**	**opx1-1**
Li^6	1,529	0,449	0,993	0,955	2,960	0,940	1,280	0,617	3,730	0,790	0,520	1,000	1,740	0,460	0,710	1,630	2,030	2,190
Li^7	1,500	0,507	1,006	0,771	2,860	1,029	1,226	0,631	3,510	0,980	0,558	0,863	2,110	0,453	1,000	1,668	1,830	1,960
Be^9	<0.038	<0.031	<0.039	<0.053	<0.106	<0.065	<0.056	<0.042	<0.105	<0.121	<0.108	<0.089	<0.120	<0.037	<0.095	<0.055	<0.043	<0.049
B11	0,271	21,430	0,523	<0.106	35,830	0,360	<0.198	0,121	3,370	<0.29	2,330	<0.39	<0.48	<0.17	<0.35	<0.23	<0.21	0,545
P	14,340	12,490	13,040	11,000	15,360	17,880	16,460	20,420	26,130	40,680	29,610	18,560	28,610	18,760	27,130	26,760	19,380	20,300
Sc	44,000	18,780	30,260	34,970	46,130	26,610	27,960	22,160	20,800	21,150	17,010	17,200	25,940	24,490	16,260	29,640	33,380	30,980
Ti	1144,270	731,440	879,100	342,860	428,680	549,460	622,750	1265,070	1157,530	1265,630	992,190	698,650	991,100	1041,040	645,150	921,300	912,030	1263,360
V	181,550	96,240	130,710	171,890	233,650	140,250	139,190	132,500	127,200	135,460	103,730	86,940	142,790	134,660	107,320	169,260	155,820	157,070
Co	62,190	63,510	62,220	71,160	78,480	68,970	65,850	62,170	71,460	79,400	69,350	54,530	71,970	51,040	60,690	59,420	60,020	64,590
Ni	741,350	780,280	732,130	884,510	1102,470	849,830	803,250	738,390	852,920	1000,520	854,370	758,390	932,950	599,960	750,510	890,550	739,510	972,340
Cu	<0.056	<0.047	0,569	<0.054	0,348	0,127	<0.103	<0.068	0,963	<0.211	0,369	<0.136	<0.18	<0.068	0,270	<0.086	<0.079	4,520
Zn	45,480	44,760	47,500	51,130	67,460	44,180	44,660	28,690	38,170	34,200	30,270	28,620	62,380	12,670	15,010	16,970	16,160	19,740
Ga	5,630	2,070	2,950	4,340	4,710	3,680	4,030	4,500	4,480	4,680	3,590	2,358	4,760	3,440	3,270	4,880	5,050	5,010
Ge	2,051	1,567	1,910	2,298	2,720	1,900	1,940	2,180	2,150	2,120	2,250	2,270	2,010	2,050	2,800	2,590	2,140	2,300
Rb	<0.0205	0,065	<0.0178	<0.0232	0,105	<0.032	<0.029	<0.0213	0,569	<0.056	<0.049	<0.047	<0.058	<0.021	0,293	<0.029	<0.025	0,402
Sr	0,020	0,384	0,088	6,320	1,146	<0.0214	<0.0204	0,187	0,480	1,098	0,244	0,246	2,024	0,021	1,030	0,086	0,136	1,572
Y	4,850	0,850	1,980	1,246	1,762	1,073	1,442	1,393	1,064	1,303	0,794	0,460	1,795	0,722	0,816	0,977	1,163	2,298
Zr	1,638	0,219	0,368	0,048	0,107	0,106	0,138	1,601	1,143	2,240	1,196	0,442	2,670	0,695	0,691	0,818	1,088	1,532
Nb	0,011	<0.00201	0,007	0,009	0,020	0,008	0,004	0,004	<0.0060	0,017	0,012	<0.0044	0,013	<0.0022	0,009	0,004	<0.0026	<0.0027
Mo	<0.0190	0,028	0,028	0,028	<0.043	<0.033	<0.032	0,034	<0.049	<0.055	<0.047	<0.044	<0.056	<0.022	<0.045	<0.028	0,045	0,115
Ag	<0.036	0,034	<0.034	0,130	<0.082	<0.033	<0.031	<0.038	<0.090	<0.103	<0.089	<0.042	<0.052	0,028	<0.046	<0.026	0,029	0,046
Cd	0,044	0,068	0,036	<0.036	<0.075	0,077	<0.049	0,054	<0.075	<0.106	<0.094	<0.062	<0.090	<0.032	0,099	0,072	<0.036	0,076
In	0,040	0,016	0,011	0,025	0,038	0,027	0,016	0,025	0,025	<0.0195	0,029	<0.0164	<0.022	0,016	<0.017	0,029	0,030	0,041
Sn	0,036	0,010	<0.0088	<0.0090	<0.0226	<0.025	<0.024	0,056	0,064	0,054	0,050	0,759	<0.115	<0.070	2,250	<0.063	<0.072	0,099
Ba	<0.0186	0,075	0,163	<0.0183	0,507	<0.032	<0.032	<0.0172	0,318	<0.057	<0.041	<0.042	<0.054	<0.028	1,320	<0.027	<0.030	1,237
Hf	0,094	0,023	0,055	0,018	0,022	0,011	0,030	0,077	0,072	0,096	0,040	0,039	0,076	0,080	0,037	0,036	0,056	0,092
Ta	<0.0030	<0.0027	<0.0030	<0.0035	<0.0085	<0.0048	<0.0048	<0.0036	<0.0080	<0.0082	<0.0087	<0.0048	<0.0063	0,004	0,007	<0.0037	<0.0031	<0.0037
Pb	0,032	0,024	0,210	0,035	0,102	0,004	0,010	0,055	0,120	0,326	0,242	0,135	0,026	0,023	0,200	0,033	0,058	0,292
Bi	<0.00150	<0.00080	<0.00067	<0.0052	<0.0028	0,002	<0.00147	0,016	<0.0036	<0.0024	<0.00186	<0.0035	0,006	<0.00087	0,009	<0.00169	<0.00127	<0.00145
Th	<0.00118	<0.00085	<0.00106	<0.00072	0,005	<0.00	<0.00088	0,001	<0.00179	0,018	0,008	<0.00108	<0.00183	<0.00074	0,004	<0.00	<0.00056	0,001
U	<0.00063	0,000	<0.00	0,000	0,004	<0.00	0,001	0,022	0,000	0,003	0,002	<0.00	<0.00	<0.00	0,023	<0.00039	<0.00	0,005

Prilog 3. Kemijske analize stijene

Tablica 1. Analiza oksida glavnih elemenata u stijeni u mas. %

Spinelski lercoliti S-pojasa													Spinelski lercoliti J-pojasa			Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa			
Uzorak	**ZUB17**	**LJ-1**	**LJ-3**	**LJ-9**	**LJ-15**	**DIK2**	**DIK6**	**DAN17**	**DAN25**	**DAN28**	**DAN47**	**VJE11**	**GV-30**	**18GV4**	**18GV8**	**GV7**	**GV-23**	**GV-21**	**GV-22**	**GV-32**	**18GV14**
SiO_2	40,92	40,28	41,23	39,97	39,22	39,83	41,44	41,34	40,84	41,64	43,42	45,79	46,91	45	45,13	40,9	44,43	47,98	50,01	50,26	47,76
Al_2O_3	2,37	2,53	3,05	1,92	1,97	1,95	2,46	2,54	2,37	2,22	2,47	3,18	3,98	3,82	4,08	1,14	2,22	5,83	10,05	7,36	7,59
Fe_2O_3	8,42	8,21	8,67	8,22	8,35	7,6	8,09	7,31	8,57	7,7	8,29	7,86	8,12	8,93	7,72	7,7	7,58	7,93	6,41	7,7	7,92
MgO	37,23	34,89	32,92	35,4	37,29	36,76	32,71	34,48	36,7	35,83	34,97	30,98	32,1	35,47	33,59	36,9	37,14	28,37	22,34	24,28	26,82
CaO	1,75	1,68	2,49	1,74	1,05	0,77	2,26	2,24	1,64	1,64	2,49	4,49	3,38	3,22	4,56	1,01	2,07	5,66	8,82	7,07	6,28
Na_2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,28	0,33	0,43	0,06	0,15	0,39	0,58	0,46	0,44
K_2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO_2	0,07	0,05	0,08	0,05	0,04	0,04	0,06	0,1	0,05	0,06	0,05	0,04	0,14	0,13	0,16	0,01	0,05	0,16	0,23	0,19	0,19
P_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,13	0,12	0,13	0,12	0,11	0,11	0,13	0,14	0,14	0,13
Cr_2O_3	0,334	0,37	0,44	0,32	0,38	0,437	0,431	0,534	0,316	0,422	0,37	0,449	0,357	0,36	0,421	0,36	0,436	0,318	0,437	0,235	0,335
LOI	8,5	11,94	11,27	12,43	11,55	12,2	12,1	11	9,1	10,1	7,5	6,8	3,8	2,3	3,5	10,9	4,9	2,6	0,5	1,7	2,3
Σ	99,93	100,07	100,26	100,15	99,95	99,94	99,94	99,94	99,94	99,92	99,94	99,93	99,44	99,92	99,93	99,38	99,36	99,51	99,6	99,56	99,91
Mg-broj	89,75	89,38	88,26	89,51	89,84	90,55	88,90	90,33	89,45	90,21	89,31	88,64	88,67	88,72	89,60	90,47	90,66	87,63	87,35	86,20	87,02
Cr-broj	8,64	8,93	8,82	10,06	11,46	13,07	10,52	12,36	8,21	11,31	9,13	8,65	5,68	5,95	6,47	17,48	11,64	3,53	2,83	2,10	2,88

Prilog 3, Tablica 2. Analize elemenata rijetkih zemalja u stijeni u ppm

Spinelski lercoliti S-pojasa													Spinelski lercoliti J-pojasa			Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa			
Uzorak	**ZUB17**	**LJ-1**	**LJ-3**	**LJ-9**	**LJ-15**	**DIK2**	**DIK6**	**DAN17**	**DAN25**	**DAN28**	**DAN47**	**VJE11**	**GV-30**	**18GV4**	**18GV8**	**GV7**	**GV-23**	**GV-21**	**GV-22**	**GV-32**	**18GV14**
La	0,5	0,2	0,2	0,3	<0,1	0,8	<0,1	0,8	<0,1	0,8	0,5	0,2	0,6	0,5	0,3	0,9	0,3	0,2	<0,1	<0,1	0,2
Ce	0,5	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	0,9	0,5	0,5	0,5	<0,1	0,7	1,1	0,9	1,2	0,8	0,3	0,6	0,2	0,3
Pr	<0,02	<0,02	<0,02	0,29	<0,02	<0,02	<0,02	0,09	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,12	0,16	0,13	0,07	0,09	0,08	0,14	0,05	0,05
Nd	0,4	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,6	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	0,8	0,8	1,1	0,4	0,4	0,5	1	0,6	0,6
Sm	<0,05	0,07	0,13	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,08	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,26	0,27	0,35	<0,05	0,08	0,36	0,45	0,44	0,4
Eu	0,06	<0,02	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,11	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	0,12	0,1	0,16	<0,02	0,06	0,15	0,21	0,19	0,17
Gd	0,31	0,18	0,3	0,07	0,14	<0,05	0,15	0,49	0,22	0,13	0,16	0,11	0,49	0,39	0,53	<0,05	0,19	0,63	0,77	0,9	0,77
Tb	0,05	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,07	0,02	0,04	0,03	0,03	0,09	0,08	0,11	<0,01	0,04	0,13	0,15	0,2	0,15
Dy	0,28	0,2	0,38	0,23	0,2	0,18	0,36	0,57	0,24	0,23	0,25	0,24	0,58	0,53	0,66	<0,05	0,23	0,86	1,1	1,37	1,09
Ho	0,07	0,07	0,08	0,04	0,04	0,04	0,08	0,09	0,05	0,06	0,05	0,07	0,15	0,13	0,16	<0,02	0,06	0,21	0,25	0,36	0,22
Er	0,22	0,28	0,25	0,16	0,15	0,12	0,22	0,29	0,2	0,22	0,14	0,21	0,46	0,38	0,5	0,07	0,2	0,61	0,71	1,05	0,7
Tm	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	<0,01	0,03	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	<0,01	0,03	0,09	0,12	0,15	0,1
Yb	0,26	0,23	0,27	0,15	0,14	0,14	0,25	0,29	0,24	0,21	0,28	0,26	0,35	0,39	0,4	0,06	0,18	0,61	0,79	1,02	0,77
Lu	0,02	0,04	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,07	0,06	0,06	<0,01	0,03	0,09	0,12	0,16	0,11
Σ	**2,77**	**1,78**	**2,22**	**2,01**	**1,34**	**1,88**	**1,76**	**4,47**	**2,01**	**2,65**	**2,36**	**1,68**	**4,84**	**4,94**	**5,42**	**2,92**	**2,69**	**4,82**	**6,51**	**6,79**	**5,63**
Eu/Eu*	2,73	0,45	1,37	0,31	0,62	0,22	0,88	6,25	0,65	0,76	0,47	0,32	3,78	2,46	4,70	0,15	1,32	5,17	7,91	8,46	6,79
La/Sm		2,86	1,54					10,00					2,31	1,85	0,86		3,75	0,56			0,50
Sm/Dy		0,35	0,34					0,14					0,45	0,51	0,53		0,35	0,42	0,41	0,32	0,37
Dy/Lu	14,00	5,00	7,60	7,67	6,67	9,00	12,00	11,40	8,00	7,67	8,33	8,00	8,29	8,83	11,00		7,67	9,56	9,17	8,56	9,91

Prilog 3, Tablica 3. Analize ostalih elemenata u tragovima u stijeni u ppm

	Spinelski lercoliti S-pojasa												Spinelski lercoliti J-pojasa			Duniti J-pojasa		Pirokseniti J-pojasa			
Uzorak	**ZUB17**	**LJ-1**	**LJ-3**	**LJ-9**	**LJ-15**	**DIK2**	**DIK6**	**DAN17**	**DAN25**	**DAN28**	**DAN47**	**VJE11**	**GV-30**	**18GV4**	**18GV8**	**GV7**	**GV-23**	**GV-21**	**GV-22**	**GV-32**	**18GV14**
Ba	2	1	15	9	1	1	5	12	2	7	2	5	3	2	1	6	6	3	6	5	2
Sc	14					11	16	15	14	13	15	23	15	16	18	8	10	21	37	28	26
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	110,2	99,1	101,3	105,4	100,1	99,5	101,9	90,1	101,8	98,9	96,1	90,2	88,1	102,7	91,6	97,8	93,6	80,7	55,5	65,8	75,8
Cs	<0,1	1,2	0,7	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,4	0,4	0,8	0,3
Ga	1,3	2,7	3	1,5	1,3	0,7	1,2	1,6	0,7	1	1,3	2,4	2,3	2,4	2,4	0,5	2,4	5,8	9,7	6,5	5,7
Hf	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,3	0,3	0,3
Nb	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	1,6	<0,1	<0,2	2,2	<0,1	0,5	<0,1	0,3	1,8	0,8	1,4	<0,1	0,8	0,5	0,3	1,3
Rb	0,4	0,5	0,3	0,4	0,3	1,1	0,4	0,9	0,4	0,9	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,6	0,3	0,7	0,8	0,7	0,8
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	4,5	4,2	3,3	5,6	4,7	3,2	3,5	4,4	1,9	2,7	1,1	2,1	6,8	14,4	15,5	8,8	7,6	5,9	35,3	13,8	7,1
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
V	66	67	80	55	51	48	74	69	67	75	81	122	90	80	90	34	51	119	179	178	147
W	2,2	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	1	<0,5	<0,5
Zr	8,4	0,8	1,2	1,2	1,2	2,2	0,4	5,8	1,1	2,8	1,1	0,6	6	6,6	7,6	2,9	3,1	3,7	5,9	3,8	4,6
Y	2,5	1,7	2,8	1,9	1	1	1,9	3,4	1,7	2,1	1,6	1,6	3,5	3,7	3,9	0,4	1,6	5,5	6,3	9,3	6
TOT/C	0,08	<0,02	<0,02	0,07	0,06	0,11	0,11	0,08	0,09	0,1	0,08	0,07	0,04	0,06	0,09	0,14	0,15	0,04	0,04	0,03	0,05
TOT/S	<0,02	0,08	0,05	0,05	0,08	<0,02	<0,02	0,06	0,06	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,05	<0,02	0,03	0,03	<0,02	<0,02
Mo	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,5	<0,1	<0,1
Cu	26,5	24,3	40,5	22,6	16,4	13,9	29,9	35,5	31,5	24,8	30,1	12	37,8	30,8	26,5	10,5	25,6	42,2	43,5	35,1	79,7
Pb	<0,1	1,2	1,7	1,4	0,5	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,5
Zn	20	29	28	16	27	23	16	15	21	19	23	18	13	6	8	15	18	9	3	12	5
Ni	2084,5	2015,8	2134,3	2071,7	2109,1	1869,3	2046	1794,9	1893,3	1976,4	1879,1	1395,9	1419,6	1739,3	1597,1	2158,8	1891,7	1109,6	239,9	431,5	823,2
As	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,2	<0,3	<0,4	<0,5	<0,6	<0,7	<0,8	<0,9	<0,10	<0,11	<0,12	<0,13	<0,14	<0,15	<0,16	<0,17	<0,18	<0,19	<0,20	<0,21
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	2	2	1,9	1,4	1,5	0,5	1,1	2,8	1,7	2,3	0,5	0,9	<0,5	0,8	1,2	2,4	<0,5	0,5	7,9	0,9	2,9
Hg	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,02	<0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Tl	<0,1	0,3	0,3	<0,1	<0,2	<0,3	<0,4	<0,5	<0,6	<0,7	<0,8	<0,9	<0,10	<0,11	<0,12	<0,13	<0,14	<0,15	<0,16	<0,17	<0,18
Se	<0,5	<0,6	<0,7	<0,8	<0,9	<0,10	<0,11	<0,12	<0,13	<0,14	<0,15	<0,16	<0,17	<0,18	<0,19	<0,20	<0,21	<0,22	<0,23	<0,24	<0,25

Prilog 3, Tablica 4. Rezultati izotopnih analiza

		Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	+/-2sm	ε0 Nd(Chur)	εt Nd(Chur)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	+/-2sm
GV-21	Cijela stijena	0,609837	0,353584	0,350555266	0,512995485	3,4514E-06	6,973438694	3,83447461	0,704703929	4,60107E-06
GV-21	Ortopiroksen	0,157773	0,09327	0,357432732	0,513053948	1,89751E-05	8,113869443	4,834923782		
GV-21	Klinopiroksen	1,61788	0,899712	0,336228729	0,512999456	4,20995E-06	7,050895223	4,204513919		
Zub-17	Cijela stijena	0,175288	0,114883	0,396301984	0,513445457	6,92871E-06	15,75102104	11,68142258	0,707512109	5,84935E-06
Zub-17	Ortopiroksen	0,093506	0,070802	0,457871698	0,513564406	1,45345E-05	18,07134558	12,74540935		
Zub-17	Klinopiroksen	1,615553	1,086227	0,406566753	0,513528477	3,07182E-06	17,37048673	13,09192948		

Prilog 4, Tablica 1. Rezultati termobarometrijskih mjerenja

		T-Jezgra 30 μ (°C)				*	P	T-Jezgra 2 μ (°C)				*	P	T-Rub 30 μ (°C)				*	P	T-Rub 2 μ (°C)				*	P	T-Lamele μ (°C)				*	P	T-Neoblasti μ (°C)				*	P
		W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1		
Spinelski lercoliti S-pojasa	**Lj3** min							962	990	977	914	1	2,5							951	941	939	1010	2	2,4	897	847	859	964	2	2,3						
	max																			960	979	968	1013		2,5	901	872	879	965		2,3						
	Lj9 min							929	921	925	1112	2	1,8							895	861	879	1097	2	1,8												
	max							1019	1055	1048	1118		1,9							944	957	955	1098		1,8												
	Lj15 min	889	830	843	1138	1	2,3							872	796	823	1048	1	2,3	873	840	851	1003	2	2,3	914	882	887	1012	3	2,4						
	max																			887	850	860	1258		2,3	916	892	894	1026		2,4						
	Dik2 min																									904	865	880	1041	5	2,5						
	max																									966	971	968	1100		2,6						
	Dik6 min	1009	1009	1006	1108	12	1,9													946	938	941	1070	3	1,9	961	964	959	1069	1	1,9						
	max	1055	1076	1071	1308		2,0													984	973	972	1230		1,9												
	Dan17 min	974	960	955	1226	3	2,3	864	815	841	995	8	2,2	893	870	876	932	3	2,2	883	837	860	882	9	2,3	890	853	865	923	1	2,3						
	max	1012	1032	1021	1341		2,4	928	924	923	1043		2,2	914	879	887	1028		2,4	963	959	955	1028		2,5						2,4						
	Dan25 min	1170	1201	1209	967	3	2,1							936	892	900	1088	4	1,8	855	841	860	559	10	1,7												
	max	1176	1210	1221	1164		2,1							952	912	915	1134		1,8	972	949	953	965		1,8												
	Dan28 min	844	734	781	1180	12	2,2							852	762	799	1028	6	2,2	879	827	854	909	3	2,2												
	max	999	1011	1003	1355		2,4							968	955	956	1048		2,4	896	875	889	1010		2,3												
	Dan47 min	922	849	862	1080	9	1,9	982	983	983	1027	4	1,9	912	846	863	1083	5	1,9	831	869	865	527	6	1,8												
	max	1040	1046	1036	1197		2,0	988	988	986	1117		1,9	928	876	885	1093		1,9	941	914	915	1073		1,9												
	Vje11 min	969	943	946	1239	10	2,0							969	945	945	1167	2	2,0																		
	max	1083	1119	1103	1315		2,8							969	955	950	1197		2,5																		
	Zub4 min	971	959	958	1259	3	1,8							796	626	715	1005	2	1,9																		
	max	990	990	985	1304		1,9							792	629	717	1081																				
	Zub17 min	903	850	872	1017	10	1,8													931	908	917	905	2	1,8							927	896	909	885	3	1,8
	max	972	951	953	1318		2,3													915	894	907	885		2,3							931	911	919	904		2,3

P – tlak (GPa) – prema Webb i Wood (1986); T - temperatura; W - termometar (orto- i klinopiroksen) prema Wells (1977); B-K – termometar (orto- i klinopiroksen) prema Brey i Kohler (1990); MB – termometar (orto- i klinopiroksen) prema Bertrand i Mercier (1985); B-K1 – termometar (ortopiroksen) prema Brey i Kohler (1990); * - broj mjerenja (parova).

Prilog 4, Tablica 1. Rezultati termobarometrijskih mjerenja -nastavak

		T-Jezgra 30 μ (°C)				*	P	T-Jezgra 2 μ (°C)				*	P	T-Rub 30 μ (°C)				*	P	T-Rub 2 μ (°C)				*	P	T-Lamele μ (°C)				*	P	T-Neoblasti μ (°C)				*	P
		W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1			W	B-K	B-M	B-K1		
Spinelski lercoliti J-pojasa	**Gv15** min																			823	788	822	820	1	1,7												
	max																																				
	Gv16 min	971	1015	1014	1017	6	1,8							913	947	948	875	1	1,7													843	801	829	874	2	1,7
	max	1142	1215	1232	1217		2,0																									829	788	823	890		1,7
	Gv17 min	1125	1188	1198	1241	2	1,9							951	973	970	1026	2	1,7	885	882	892	825	7	1,6												
	max	1128	1189	1199	1253		1,9							953	979	973	1090			1015	1068	1067	1129		1,8												
	Gv30 min	1189	1247	1268	1042	4	2,0													820	764	804	852	5	1,7												
	max	1218	1264	1301	1376		2,1													923	939	935	934		1,7												
	18gv4 min																															861	863	879	795	11	1,7
	max																															918	952	947	889		1,7
	18gv8 min	876	874	881	867	8	1,7																			886	903	904	867	3	1,7	903	935	932	806	2	1,7
	max	940	959	951	1510		1,7																			936	931	939	884			903	926	924	819		1,7
Duniti J-pojas	**Gv23** min	1070	1128	1123	1214	3	2,1													872	851	862	821	5	1,9												
	max	1143	1206	1213	1222		2,3													911	913	914	981		1,9												
	Gv7 min																															796	656	732	807	4	2,2
	max																															821	712	769	816		2,2
Piroksenitи J-pojasa	**Gv21** min	894	841	856	1239	4	1,6													893	844	858	861	2	1,6	865	842	860	895	1	1,6						
	max	1205	1224	1261	1278		1,9													895	844	858	856														
	Gv22 min	1098	1114	1119	1144	4	1,7	822	774	810	811	3	1,6							843	808	839	750	3	1,6												
	max	1214	1240	1281	1408		1,9	1023	1075	1074	862		1,7							874	866	881	795		1,6												
	Gv32 min																			858	835	859	849	3	1,6							824	751	799	874	2	1,6
	max																			860	837	860	874		1,6							825	752	799	907		1,6
	18gv14 min	929	925	926	1092	6	1,6													860	826	847	758	5	1,6	909	922	931	867	4	1,6	879	868	877	888	1	1,6
	max	1019	1063	1061	1260		1,7													928	952	949	982		1,6	936	931	939	869								

P – tlak (GPa) – prema Webb i Wood (1986); T - temperatura; W - termometar (orto- i klinopiroksen) prema Wells (1977); B-K – termometar (orto- i klinopiroksen) prema Brey i Kohler (1990); MB – termometar (orto- i klinopiroksen) prema Bertrand i Mercier (1985); B-K1 – termometar (ortopiroksen) prema Brey i Kohler (1990); * - broj mjerenja (parova).

Životopis autora

Šime Bilić rođen je 16. 2. 1979. god. u Splitu gdje je završio osnovnu školu i srednju Školu likovnih umjetnosti. Preddiplomski studij na Rudarsko-geološko-naftnom fakultetu, Sveučilišta u Zagrebu upisuje 2006. god., a 2009. god. stječe akademski stupanj Prvostupnik inženjer geologije. Diplomski studij na istom fakultetu, na smjeru Geologija mineralnih sirovina i geofizička istraživanja, završava 2011. god., obranom diplomskog rada „Geokemijske karakteristike barita i klastičnih stijena Petrove gore“ pod vodstvom mentorice prof. dr. sc. Vesnice Garašić te stječe akademski stupanj Magistar geologije. Daljnje obrazovanje 2011. god. nastavlja na Fakultetu kemijskog inženjerstva i tehnologije, Sveučilišta u Zagrebu, kojeg završava 2014. god. te stječe akademski stupanj Prvostupnik primijenjene kemije. Tijekom studija, odrađuje jednomjesečnu praksu u Cemex Hrvarska d. d. U laboratoriju za ispitivanje građevinskog materijala tvrtke TPA Ltd., zapošljava se 2014. god. gdje radi kao laboratorijski tehničar, a iste godine upisuje doktorski studij na Rudarsko geološko naftnom fakultetu te se zapošljava kao asistent na Zavodu za mineralogiju, petrologiju i mineralne sirovine. Kao asistent sudjeluje u izvođenju nastave iz kolegija Petrologija magmatita i metamorfita te Geokemija. Tijekom svog istraživačkog rada u više je navrata boravio na Institutu za geoznanosti, Goethe Sveučilišta u Frankfurtu na Majni, u Njemačkoj, gdje je analizirajući stijene za svoju doktorsku disertaciju, koristio suvremene analitičke instrumente kao što su elektronska mikrosonda i maseni spektrometar s induktivno spregnutom plazmom i laserskom ablacijom. Od 2014. god. Šime Bilić je u koautorstvu objavio 3 sažetka u knjigama sažetaka znanstvenih skupova, 2 poglavlja u knjigama te 1 znanstveni rad.

Znanstvene publikacije:

Bilić, Š., Garašić, V. (2021): Petrological characteristics of clastic sedimentary rocks from the St. Barbara ore mine in Rude near Samobor. Rudarsko-geološko-naftni zbornik 36 (1), 121-135.

Bilić, Š. (2019): Geology of Banovina. U: Fio Firi, K., Fajković, H., Petrinec, Z. (ur.): Vodič ekskurzija - 6. hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem, Zagreb: Hrvatski geološki institut, Croatian Geological Survey, str. 5-8

Bilić, Š., Gizdavec, N., Putak Juriček, M. & Garašić, V. (2019): Peridotites, Pyroxenites and amphibolites from the Banovina Ophiolithic melange. U: Fio Firi, K., Fajković, H., Petrinec, Z. (ur.): Vodič ekskurzija - 6. hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem, Zagreb: Hrvatski geološki institut, Croatian Geological Survey, 2019. str. 17-20

Bilić, Š., Garašić, V., Woodland, A. (2017): Significance of compositional zoning in pyroxenes from spinel lherzolites and spinel websterites of Banovina ophiolite suite, Croatia, Abstracts GeoBremen, 415.

Bilić, Š., Garašić, V. (2015): Petrological characteristics of clastic sedimentary rocks in Sv. Barbara mine in Rude near Samobor, Samoborska gora Mt. U: Lepitkova, S; Boev, B. (ur.) Geologica Macedonica - Zbornik na trudovi, Knjiga 2, 369 – 370.

Bilić, Š., Garašić, V. (2015): Geokemijske karakteristike barita i klastičnih stijena Petrove gore. U: Horvat, M., Wacha, L. (ur.): 5. Hrvatski geološki kongres s međunarodnim sudjelovanjem, Knjiga, Zagreb, Hrvatski geološki institut. str. 30-30